



# هیدروژئومورفولوژی

علمی

دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی

زمستان ۱۴۰۲

## Research Paper



## The role of landforms and lithology in the rate of soil erosion in Zonuzchay catchment



Fariba Karami\*<sup>1</sup>, Davoud Mokhtari<sup>2</sup>, Farnoosh Ahmadi<sup>3</sup>



This paper is an open access and licenced under the CC BY NC licence.



DOI:10.22034/HYD.2023.53806.1660

**Reference to this article:** Karami, Fariba; Mokhtari, Davoud; Farnoosh Ahmadi. (2023). The role of landforms and lithology in the rate of soil erosion in Zonuzchay catchment. *Hydrogeomorphology*, 10(37): 1 – 24.

### Keywords

RUSLE model, Topographic position index, Lithology unites, Zonuzchay catchment, NW Iran.

Receive Date: 2022/10/23

Accept Date: 2023/10/30

Available: 2024/01/20

### ABSTRACT

Soil is one of the most important natural resources of any country, erosion process degrades the soil and leaves irreparable damage. The aim of this study is to estimate the rate of soil erosion and its relationship with landforms and lithology unites of Zonuzchay catchment in Marand county. In this study was used the modified global model of soil loss (RUSLE), geographic information system (GIS) and remote sensing (RS) to estimate the rate of soil erosion. To implement the model, rainfall erosivity factors (R), soil erodibility factor (K), slope length-gradient factor (LS), conservation practice factor (P) and cover management factor (C) in Arc GIS environment calculated and Then a soil erosion map was drawn in five class of hazard (very low, low, medium, high and very high). Topographic position index (TPI) was used to classify and map the landforms of the catchment. Then, the role of different landforms and lithology unites in relation to soil erosion rates was investigated by combining relevant maps. The results showed that the values of Average soil erosion is 1.71 tons per hectare per year. Valleys and deeply incised streams on heights and slopes (94.27 km<sup>2</sup>) and then Mountain tops and high ridges (89.21 km<sup>2</sup>) have the highest rate of erosion. In Zonuzchay catchment, soil erosion is mostly on the flysch type deposits, red and gray conglomerates with Marl layers and alluvial terraces. Investigation of regression relationships between (RUSLE) model factors and soil erosion of Zonuzchay catchment showed that the slope length-gradient factor (LS) has the greatest effect in calculating the rate of erosion of Zonuzchay catchment.

\* Corresponding Author: Fariba Karami

E-mail: fkarami@tabrizu.ac.ir

1. Department of Geomorphology, Professor in Geomorphology, Faculty of Planning and Enviromental Science, University of Tabriz

2. Department of Geomorphology, Professor in Geomorphology, Faculty of Planning and Enviromental Science, University of Tabriz

3. M.A. in Geomorphology, University of Tabriz

## Extended Abstract

### Introduction

Soil erosion and its induced land degradation, as one of the most serious global environmental problems affecting human sustainable development, has attracted the extensive attention of policy makers and scholars (Wang and Su, 2020). Soil erosion has the potential to change soil structure and negatively affects soil fertility, land productivity, food security, biological diversity and the global carbon cycle (Hua et al., 2019). The cause of soil erosion is related to climatic conditions (especially torrential rains), topography and high slope, lithology and human activities such as land use change, destruction of vegetation, increase in agricultural production, excessive livestock grazing, etc (Karami and Bayati Khatibi, 2019). The global rate of annual soil erosion is approximated to be 75 billion tons. Iran loses more than two billion tons every year, approximately three times the rates of other Asian countries. Approximately 125 million of the 165 million ha of the country experiences erosion. This is roughly 75% of the entire country and 60% of Iran's agricultural land. Iran's average erosion is 30–32 ton/ha/year, which is 4.3 times the global average. Economic losses caused by SE in Iran have been estimated to be 10 trillion rial (Arabameri et al., 2020). Zonuzchay catchment, with an area of about 323 square kilometers, is located in Marand county in East Azarbaijan province. This river is one of the Aras River sub-catchments leading to the Caspian Sea. Flooding is one of the most common river processes in the Zanuzchai catchment. On the other hand, the range instabilities due to high altitudes and faults in geological formations prone to instability have caused many problems in this catchment. In such a situation, large amounts of soil will be unavailable during a flood. Marand is known as one of the centers of horticultural production in East Azarbaijan province and the country's northwest region. Therefore, considering the importance of soil in this area and the necessity of implementing soil protection operations, the present study investigates the role of lithological units and landforms in the soil erosion of the Zonuzchai catchment.

### Methodology

#### Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)

This model is one of the widely used methods for calculating the rate of erosion in numerous catchments worldwide. This model is improved version of the universal soil loss equation (equ.1).

$$A=R \times K \times L \times S \times C \times P \quad (1)$$

where A denotes average annual soil loss ( $t \text{ ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ ), R is rainfall-runoff erosivity factor ( $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ), K is soil erodibility factor ( $\text{Mg ha h ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ), LS is slope length, C is crop management factor (ranges from zero to 1), and P is conservation support practice factor (Tousif Bhatti et al., 2021). Sediment delivery ratio (SDR) was used to validate the calculated sedimentation rate with observed sedimentation. Sediment delivery ratio (SDR) is the most appropriate method to calculate the amount of sediment output from a basin. The SDR equals sediment output from the catchment to the erosion produced in it, calculated according to equation (equ.2).

$$\text{SDR} = Y/E \quad (2)$$

In this relationships, Y is the amount of output sediment in tons, and E is the amount of erosion created in tons in the catchment area.

#### Topographic Position Index (TPI) to classify landforms

In the present study, the Topographic Position Index (TPI) was used to prepare the landforms map of the Zonuzchai catchment. TPI (equ.3) compares the elevation of each cell in a DEM to the mean elevation of a specified neighborhood around that cell. Mean elevation is subtracted from the elevation value at center (Weiss, 2001; Jenness, 2006).

$$TPI = Z_0 - \sum_{n-1} Z_n / n \quad (3)$$

where  $Z_0$  = elevation of the model point under evaluation,  $Z_n$  = elevation of grid,  $n$  = the total number of surrounding points employed in the evaluation.

## Results and Discussion

The results of soil erosion estimation using the RUSLE model in the Zonuzchay catchment showed that the average soil erosion is 1.71 tons per hectare per year. Based on the soil erosion map, classified into five risk classes (very low, low, medium, high, and very high), a major part of the catchment (67.07%) is the very low erosion class. The next classes are 23.74% in the low class, 6.83% in the medium class, 1.93% in the high class, and 0.44% in the high erosion class. It includes many levels corresponding to steep slopes, heights, and areas where the accumulation of waterways is high. Medium, low, and very low classes are also included in slopes with low slopes, flat areas, and plains. In addition, calculating the SDR found that the maximum estimated sediment (28.34 tons per hectare) is less than the observed sediment (32.71 tons per hectare). Combining the soil erosion map with the landforms map in the Zonuzchay catchment showed that the highest erosion is in the valleys and cuts located on the heights and slopes with an area of 94.27 square kilometers, and the lowest amount of erosion is in the small hills in the plains and drains. It belongs to high mountains with an area of 4.19 and 4.80 square kilometers. The comparison of soil erosion maps and lithology units found that soil erosion is mostly on flash-type deposits and red and gray conglomerates with interlayers of marl and alluvial defenses.

## Conclusions

The general results show that the areas with high and very high erosion, with an area of about 2.37% of the entire catchment, are observed in the northern, southeastern, and eastern parts of the Zonuzchay catchment. Areas with low and very low erosion cover the largest catchment area (90.81%). The high and high erosion levels are located on the steep slopes of the heights and areas where the flow of waterways accumulates a lot. Medium, low, and very low levels also include slopes with low slopes, flat areas, and plains. Among the factors of the RUSLE model, the topography factor (LS) shows the most significant effect in estimating the amount of soil erosion in the Zonuzchay catchment.

## References

- Arabameri, A., Tiefenbacher, J.P., Blaschke, T., Pradhan, B., Tien Bui, D. (2020). Morphometric Analysis for Soil Erosion Susceptibility Mapping Using Novel GIS-based Ensemble Model, *Remot Sensing*, 12 (874), 1-24.
- Hua, T., Zhao, W., Liu, Y., Liu., Y. (2019). Influencing factors and their interactions of water erosion based on yearly and monthly scale analysis: A case study in the Yellow River basin of China, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss*, 1-22.
- Jenness, J. (2006). Topographic Position Index (tpi jen.avx) extension for ArcView 3.x, v. 1.2. Jenness Enterprises. Available at: <http://www.jennessent.com/arcview/tpi.htm>.
- Karami, F., Bayati Khatibi, M. (2019). The Modeling of Soil Erosion and Prioritizing Sediment Production in Sattarkhan Dam Basin Using MUSLE and SWAT Models, *Hydrogeomorphology*, 6(18), 115-137.
- Mahmoodi, M.A., Naghshbandi, S.P. (2020). Estimation of Soil Erosion by RUSLE and Remote Sensing Data of Gawshan Dam Basin, *Journal of Water and Soil*, 33(6), 845-856.
- Wang, Z., Su. Y. (2020). Assessment of Soil Erosion in the Qinba Mountains of the Southern Shaanxi Province in China Using the RUSLE Model, *sustainability*, 12(1733), 1-17.
- Weiss A. (2001). Topographic position and landforms analysis. ERSI User Conference, San Diego, USA.

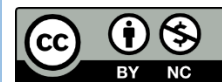
## مقاله پژوهشی



## نقش لندفرم‌ها و لیتولوژی در میزان فرسایش خاک حوضه آبریز زنوزچای

فریبا کرمی\*، داود مختاری<sup>۲</sup>، فرنوش احمدی<sup>۳</sup>

این مقاله به صورت دسترسی باز و با لایسنس CC BY NC کرییتیو کامانز قابل استفاده است.



ارجاع به این مقاله: کرمی، فریبا؛ مختاری، داود؛ فرنوش، احمدی (۱۴۰۲). نقش لندفرم‌ها و لیتولوژی در میزان فرسایش خاک حوضه آبریز زنوزچای. هیدروژئومورفولوژی، ۱۰ (۳۵): ۲۴ - ۱.

DOI:10.22034/HYD.2023.53806.1660



## چکیده

خاک یکی از مهم‌ترین منابع طبیعی هر کشور می‌باشد، فرایند فرسایش سبب تنزل خاک شده و خسارات جبران ناپذیری را بر جای می‌گذارد. هدف پژوهش حاضر، برآورد میزان فرسایش خاک و بررسی نقش لندفرم‌ها و واحدهای لیتولوژی در فرسایش خاک حوضه آبریز زنوزچای شهرستان مرند می‌باشد. این شهرستان در استان آذربایجان شرقی و در شمال غرب کشور قرار دارد. در این پژوهش برای برآورد میزان فرسایش خاک از مدل جهانی اصلاح شده هدررفت خاک (RUSLE)، سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) و سنجش از دور (RS) استفاده شد. برای اجرای مدل عوامل فرسایش باران (R)، فرسایش‌پذیری خاک (K)، توپوگرافی (LS)، حفاظت خاک (P) و مدیریت پوشش گیاهی (C) در محیط Arc GIS محاسبه و سپس نقشه فرسایش خاک در ۵ کلاس خطر (بسیار کم، کم، متوسط، زیاد و خیلی زیاد) ترسیم شد. برای طبقه‌بندی و ترسیم نقشه لندفرم‌ها نیز از شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) استفاده شد. سپس نقش لندفرم‌ها و واحدهای لیتولوژی مختلف بر ارتباط با نرخ فرسایش خاک و با تلفیق نقشه‌های مربوطه بررسی شدند. نتایج اجرای مدل نشان داد که متوسط فرسایش خاک ۱/۷۱ تن در هکتار در سال است. نتایج نقشه فرسایش نشان داد که بخش عمده‌ای از حوضه (۶۷/۰۷ درصد) جزء طبقه فرسایشی خیلی کم و ۲/۳۷ درصد آن در طبقه فرسایشی خیلی زیاد و زیاد قرار دارند. با تلفیق نقشه لندفرم‌ها و فرسایش خاک معلوم شد که بیشترین فرسایش در مجموع به دره‌ها و بریدگی‌های واقع بر ارتفاعات و دامنه‌ها با مساحت ۹۴/۲۷ کیلومتر مربع و سپس ستیغ‌های مرتفع و قله کوه‌ها با ۸۹/۲۱ کیلومتر مربع اختصاص دارد. در حوضه زنوزچای، فرسایش خاک بیشتر بر روی نهشته‌های تیپ فلیش، کنگلومرای قرمز و خاکستری با میان لایه‌های مارنی و پادگانه‌های آبرفتی می‌باشد. ضریب همبستگی بین عوامل مدل (RUSLE) و فرسایش خاک نشان داد که عامل توپوگرافی (LS) بیشترین اثرگذاری را در محاسبه فرسایش حوضه زنوزچای دارد.

## کلیدواژه‌ها

فرسایش خاک، لندفرم‌ها، مدل RUSLE، شاخص موقعیت توپوگرافی، حوضه آبریز زنوزچای، شمال غرب ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۸/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۸/۰۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۰/۳۰

\* نویسنده مسئول: فریبا کرمی

رایانامه: fkarami@tabrizu.ac.ir

۱-استاد گروه ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز

۲-استادگروه ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز

۳-دانش آموخته کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز

## مقدمه

فرسایش خاک و تخریب زمین ناشی از آن، به‌عنوان یکی از جدی‌ترین مشکلات محیط زیست جهانی موثر بر توسعه پایدار بشر، توجه گسترده سیاستگذاران و محققان را به‌خود جلب کرده است (وانگ و سو<sup>۱</sup>، ۲۰۲۰: ۱). فرسایش خاک توانایی تغییر ساختار خاک را دارد و بر حاصلخیزی خاک، بهره‌وری زمین، امنیت غذایی، تنوع بیولوژیکی و چرخه جهانی کربن تأثیر منفی می‌گذارد (هوا<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۹: ۱). علت فرسایش خاک به شرایط اقلیمی (بویژه بارش‌های رگباری)، توپوگرافی و شیب زیاد زمین، لیتولوژی و فعالیت‌های انسانی مانند تغییر کاربری زمین، از بین بردن پوشش گیاهی، افزایش تولیدات کشاورزی، چرای بی‌رویه دام و غیره مربوط می‌شود (کرمی و بیاتی خطیبی، ۱۳۹۸: ۱۱۶). لندفرم‌ها<sup>۳</sup> که حاصل اثرات متقابل اقلیم و زمین‌شناسی هستند بر جریان آب سطحی، انتقال رسوب، خصوصیات خاک و اقلیم در مقیاس محلی تا منطقه‌ای تأثیرگذارند، به‌علاوه پدیده‌هایی همچون پوشش گیاهی نیز به‌طور مستقیم از الگوهای لندفرم تأثیر می‌پذیرند. شناسایی و طبقه‌بندی لندفرم‌ها اهمیت و کاربرد فراوانی در مطالعات خاکشناسی، فرسایش و رسوب و غیره دارد (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۲: ۸). برای مثال، در شیب‌های تند و قسمت‌های بالایی دامنه‌ها، رواناب‌ها بیشتر تشکیل می‌شوند و در نتیجه فرسایش تشدید می‌شود. رواناب‌ها رسوبات حاصل از فرسایش بخش‌های بالایی دامنه‌ها را در پنجه دامنه‌ها انباشته می‌کنند. در دامنه‌های محدب نیز، میزان رواناب بیشتر و در نتیجه مقدار فرسایش نیز زیاد است (بیاتی خطیبی و کرمی، ۱۳۹۰). همچنین بررسی مقاومت واحدهای سنگی نسبت به فرسایش در مطالعات فرسایش و رسوب از اهمیت زیادی برخوردار است. چون که بعضی از واحدهای سنگی بسیار فرسایش‌پذیر و در رسوب‌زایی از استعداد بالایی برخوردار می‌باشد (فتحی زاد و همکاران، ۱۳۹۵: ۱۹۱). نرخ جهانی فرسایش خاک سالانه ۷۵ میلیارد تن تخمین زده می‌شود (عرب عامری و همکاران، ۲۰۲۰: ۲). در اروپا، بالاترین میزان متوسط سالانه از بین رفتن خاک (در سطح کشور) در ایتالیا ۸/۴۶، اسلونی ۷/۴۳ و اتریش ۷/۱۹ تن در هکتار در سال یافت می‌شود (روسکوپف<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۲۰: ۳۵۴). ایران هر ساله بیش از دو میلیارد تن، تقریباً سه برابر سایر کشورهای آسیایی تلفات خاک دارد. تقریباً ۱۲۵ میلیون از ۱۶۵ میلیون هکتار سطح کشور، فرسایش را تجربه می‌کند. این تقریباً ۷۵٪ کل کشور و ۶۰٪ زمین‌های کشاورزی ایران است. متوسط فرسایش در ایران ۳۲-۳۰ تن در هکتار در سال است که ۴/۳ برابر متوسط جهانی است (عرب عامری و همکاران، ۲۰۲۰: ۲). این در حالیست که محمدی و همکاران (۱۳۹۷: ۵۵۱) با استفاده از مدل RUSLE متوسط فرسایش سالانه خاک در کشور را حدود ۲۴ تن در هکتار برآورد کردند و نشان دادند سالانه حدود ۶ میلیارد تن خاک از اراضی کشور فرسایش می‌یابد. خسارات اقتصادی ناشی از فرسایش خاک در ایران ۱۰ تریلیون ریال برآورد شده است (عرب عامری و همکاران، ۲۰۲۰: ۲). بنابراین، مدیریت و حفاظت از فرسایش خاک در ایران در راستای اهداف توسعه پایدار سازمان ملل متحد ضروری است.

با توجه به اهمیت موضوع برآورد نرخ فرسایش خاک و تأثیر عوامل مختلف مانند لیتولوژی و لندفرم‌ها در آن، مطالعات ارزشمند زیادی در دنیا و داخل کشور انجام شده است. برای مثال، فتحی زاد و همکاران (۱۳۹۵) در پژوهشی نقش حساسیت به فرسایش سازندهای زمین‌شناسی را در فرسایش و تولید رسوب زیرحوضه‌های رودخانه دویرج استان ایلام را بررسی کردند. نتایج نشان داد که حساسیت واحدهای زمین‌شناسی به فرسایش نقش به‌سزایی در تولید رسوب دارد. بطوری‌که بالا بودن فرسایش و تولید رسوب زیرحوضه ۱ نسبت به زیرحوضه ۲ به دلیل وجود سازندهای حساس به فرسایش به ویژه سازند گچساران بوده است. مکرم و همکاران (۱۳۹۶) در پژوهشی ارتباط ویژگی‌های مورفومتری حوضه نازلوچای و فرسایش‌پذیری در سطوح مختلف ارتفاعی را با استفاده از شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) بررسی کردند. هدف پژوهش ارزیابی میزان حساسیت لندفرم‌ها به فرسایش از طریق ویژگی‌های مورفومتری در حوضه مطالعاتی بود. نتایج تحقیق نشان داد که با افزایش میزان چگالی زهکشی میزان فرسایش‌پذیری افزایش می‌یابد و دره‌های U شکل و زهکش‌های مرتفع دارای بیشترین فرسایش‌پذیری هستند. جعفرزاده و رضائی (۱۳۹۶) در پژوهشی برآورد فرسایش خاک را در حوضه سفیدرود با تأکید بر نقش لندفرم‌ها با استفاده از مدل PSIAC انجام دادند. نتایج تحقیق نشان داد که مناطق کوهستانی و کوهپایه‌ای حساسیت

- 1- Wang and Su
- 2- Hua
- 3- Landforms
- 4- Rosskopf

بیشتری نسبت به فرسایش داشته و عوامل موثر بر فرسایش در این مناطق فعالیت بیشتری دارند. بطوری که ۱۷ درصد از مناطق کوهستانی دارای فرسایش بسیار زیاد، ۵۸ درصد فرسایش زیاد و ۲۵ درصد فرسایش متوسط قرار دارند. باقریان کلات و همکاران (۱۳۹۷) در پژوهشی تاثیر نوع لیتولوژی بر میزان فرسایش و رسوبدهی خاک در حوزه آبخیز سد سنگرد در خراسان رضوی را با استفاده از روش‌های آماری بررسی کردند. نتایج نشان داد که لیتولوژی‌های مورد بررسی از نظر فرسایش و رسوبدهی با یکدیگر تفاوت معنی‌دار دارند. دو واحد کاری شامل مارن و کنگلومرا به ترتیب با رسوبدهی ۲۶۰/۹ و ۴۵/۱ گرم در متر مربع دارای بیشترین و کمترین مقدار رسوبدهی در منطقه می‌باشند. حبیبی و پیروان (۱۳۹۸) در مطالعه‌ای تاثیر پارامترهای ژئومورفیک بر میزان رسوب حوضه حبله رود را با استفاده از روش رگرسیون چندگانه بررسی کردند. نتایج نشان داد که بیشترین ارتباط را پارامترهای شیب، محیط حوضه، پوشش گیاهی و فرسایش پذیری سازندها داشته است. تازی پناه و همکاران (۱۴۰۱) در پژوهشی به طبقه‌بندی لندفرم‌ها با استفاده از شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) و بررسی ریسک واقعی فرسایش آنها در مناطق کوهستانی (مطالعه موردی: حوضه آبخیز خراسان، استان فارس) پرداختند. برای تعیین کلاس‌های ریسک واقعی فرسایش از روش کورین استفاده شد و فرسایش در سه کلاس کم، متوسط و زیاد طبقه‌بندی شد. در کلاس فرسایش کم، متوسط و زیاد لندفرم‌های آبراهه، یال‌های مرتفع و قله به ترتیب با ۴۴، ۵۷ و ۵۹ درصد بیشترین سطح را به خود اختصاص دادند. اسفندیاری و همکاران (۱۴۰۱) در پژوهشی با تلفیق شاخص‌های زمینی و پوشش گیاهی حوضه آبخیز عموقین اردبیل فرسایش خاک را برآورد کردند. نتایج مطالعه نشان داد که مقدار متوسط فرسایش سالانه خاک برای کل حوضه در دامنه بین ۱/۲۱ تا ۵/۵۳ تن در هکتار در سال متغیر است. همچنین بررسی شاخص‌های زمینی با مدل RUSLE نشان داد که عامل پوشش گیاهی با ضریب تعیین ۰/۴۷ درصد نسبت به سایر شاخص‌های مورد مطالعه دارای همبستگی بیشتری است. زنگ و همکاران<sup>۱</sup> (۲۰۱۷) در پژوهشی، فرسایش خاک منطقه کوهستانی ولینگ<sup>۲</sup> چین را که دارای سازندهای کارستی بود، با استفاده از مدل RUSLE در دوره زمانی ۲۰۱۳-۲۰۰۰ ارزیابی کردند. نتایج تحقیق نشان داد که در این مدت فرسایش متوسط و زیاد به فرسایش کم تغییر پیدا کرده است. در واقع، کاهش تدریجی در تغییرات زمانی و مکانی فرسایش خاک در منطقه مورد مطالعه آشکار شد. وانگ و سو (۲۰۲۰) در پژوهشی فرسایش خاک را در کوهستان کیوینبا<sup>۳</sup> در جنوب استان شانکسی چین با استفاده از مدل RUSLE و GIS ارزیابی کردند. نتایج، نشان داد، توزیع مکانی فرسایش خاک، دارای ناهمگنی مکانی می‌باشد. مناطقی با فرسایش زیاد در مناطق با شیب بیش از ۳۵ درجه و در مناطق کوهستانی میانی با ارتفاع متوسط ۲۰۰۰-۸۰۰ متری قرار داشتند. دوآرت و همکاران<sup>۴</sup> (۲۰۲۱) در پژوهشی، فرسایش خاک دو منطقه کوهستانی بارانی مونتالگر<sup>۵</sup> و فلات خشک آلتجو<sup>۶</sup> را در کشور پرتغال با استفاده از مدل RUSLE مقایسه کردند. در این زمینه ۸ سناریو مختلف تعریف شد. نتایج نشان داد رفتار فرسایش خاک در هر دو منطقه مشابه می‌باشد، بطوری که تغییرات مکانی در فاکتور طول شیب LS در سناریوهای مختلف اعمال شده تاثیر قابل توجهی در برآورد فرسایش خاک دارد.

با توجه به پیشینه تحقیق، پژوهش حاضر سعی دارد میزان فرسایش خاک را در حوضه آبریز زونوچای شهرستان مرند برآورد کند و نقش لندفرم‌ها و واحدهای لیتولوژی را در فرسایش خاک بررسی کند. در حوضه آبریز زونوچای، سیلاب به‌عنوان یکی از متداول‌ترین فرایندهای رودخانه‌ای می‌باشد که بارش‌های رگباری-همرفتی اواخر زمستان و اوایل فصل بهار و همزمانی آنها با ذوب برف کوهستان-ها، شرایطی مساعد را برای وقوع سیلاب فراهم می‌آورد. از طرف دیگر، وجود ناپایداری‌های دامنه‌ای بدلیل وجود ارتفاعات و گسل‌های زیاد، سازندهای زمین‌شناسی مستعد ناپایداری مخصوصا وجود مارن‌های گچدار، ماسه‌سنگ با میان لایه‌های مارنی، تیپ فلیش، کنگلومرای ضخیم و پادگانه‌های آبرفتی مسائل متعددی را در این حوضه بوجود آورده است. در چنین شرایطی در صورت وقوع سیلاب،

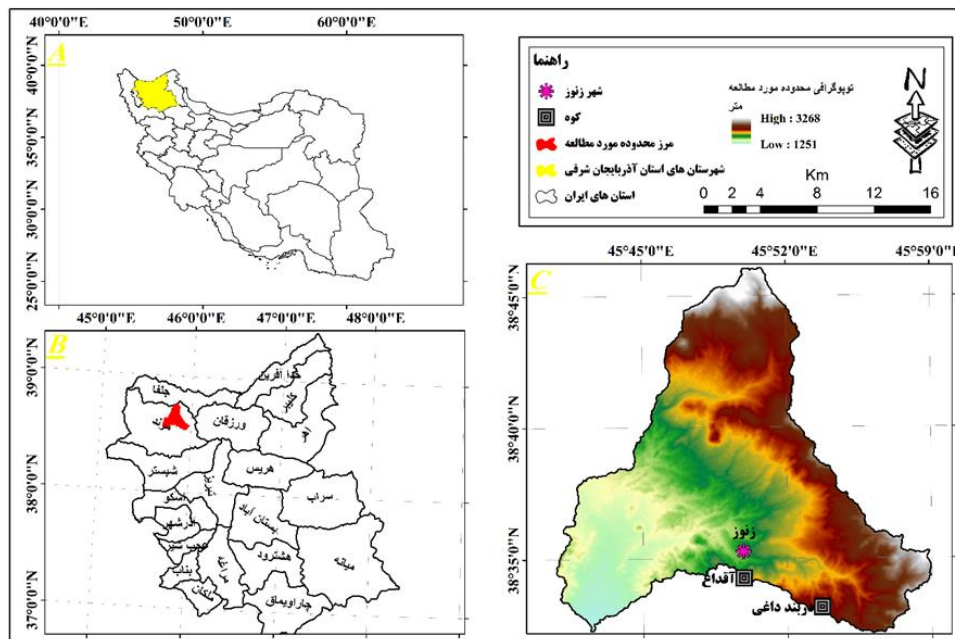
- 1- Zeng et al.
- 2- Wuling
- 3- Qinba
- 4- Duarte et al.
- 5- Montalegre
- 6- Alentejo

مقادیر زیادی از خاک از دسترس خارج می‌شود. از آنجایی که شهرستان مرند به‌عنوان یکی از قطب‌های تولید محصولات باغی در استان آذربایجان شرقی و منطقه شمال غرب کشور شناخته می‌شود و با توجه به اهمیت خاک در این منطقه و ضرورت اجرای عملیات حفاظت خاک، هدف پژوهش حاضر برآورد فرسایش خاک و میزان تولید رسوب در حوضه زنونچای است. وجه تمایز و جنبه نوآوری پژوهش حاضر، بررسی تلفیقی فرسایش خاک، لندفرم ها و واحدهای لیتولوژی حوضه است. یعنی مطالعه نقش لندفرم‌ها و واحدهای لیتولوژی در فرسایش خاک حوضه زنونچای با مدل RUSLE و با استفاده از نرم افزار Arc/GIS می‌باشد. در ارتباط با مطالعات حوضه زنونچای، کاشی زنوزی و همکاران (۱۳۹۲) در پژوهشی با تهیه نقشه سیمای طرح با هدف کنترل فرسایش براساس الگوی ژئومورفولوژی اقدام کردند. در این مطالعه با توجه به واحدهای شکل زمین، شیوه‌های مناسب برای کنترل فرسایش بررسی شد. همچنین کاشی زنوزی و همکاران (۱۳۹۴) در پژوهشی با استفاده از ویژگی‌های هیدروژئومورفولوژی، رسوب تولیدی در حوضه‌های زنونچای و زیلبرچای را محاسبه کردند. نتایج حاصل از مقایسه مقادیر محاسباتی با آمار مشاهداتی رسوب نشان داد مقدار رسوب محاسباتی در دو حوضه آبخیز مورد مطالعه به‌ترتیب با اطمینان ۸۵ و ۹۱ درصد مورد تایید است.

## مواد و روش

### معرفی حوضه آبریز زنونچای

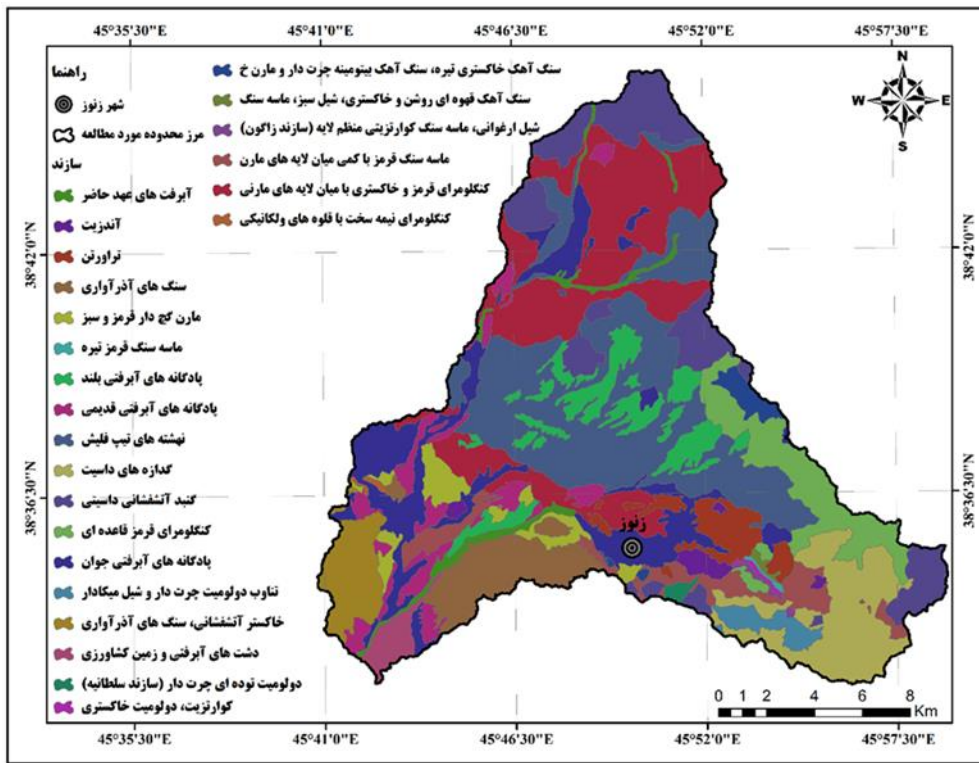
زونچای در استان آذربایجان شرقی و در محدوده سیاسی-اداری شهرستان مرند واقع شده است. مساحت این حوضه در حدود ۳۲۳ کیلومترمربع می‌باشد و در مختصات جغرافیایی ۳۸ درجه و ۳۲ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۴۶ دقیقه عرض شمالی و ۴۵ درجه و ۴۰ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۵۹ دقیقه طول شرقی قرار گرفته است (شکل ۱). حوضه مورد مطالعه از شمال به ارتفاعات قزلداغ با ارتفاع ۲۷۱۲ متر و از شرق به ارتفاعات دربندداغی با ارتفاع ۳۱۸۲ متر و از جنوب به کوه اوداغی با ارتفاع ۲۴۲۴ متر و کوه آقداغ محدود شده است. زنونچای پس از عبور از شهر یامچی به رودخانه زیلبرچای می‌پیوندد. رودخانه زیلبرچای نیز به رود ارس و در نهایت دریای خزر منتهی می‌شود. بیشترین سازندهای زمین‌شناسی حوضه را نهشته‌های تیپ فلیش که شامل سنگ‌های مارنی همراه با میان لایه‌های ماسه سنگی و آهکی و شیل و کنگلومرا می‌باشد و کنگلومرای قرمز و خاکستری با میان لایه‌های مارنی-کنگلومرای تشکیل می‌دهد. هر دو سازند مربوط به ائوسن هستند (شکل ۲).



شکل (۱): نقشه معرفی حوضه آبریز زنونچای در استان و کشور

Fig (1): The Zonuzchay catchment map





شکل (۲): نقشه واحدهای لیتولوژی حوضه آبریز زونوزچای  
 Fig (2): The geology formations map of Zonuzchay catchment

مدل جهانی فرسایش خاک تجدید نظر شده (RUSLE)

این مدل جزء روش‌های پرکاربرد محاسبه میزان فرسایش در بسیاری از حوضه‌های آبریز در سراسر جهان می‌باشد. این مدل نسخه اصلاح شده، مدل جهانی فرسایش خاک است. رابطه (۱) معادله این مدل را نشان می‌دهد (رنارد و همکاران، ۱۹۹۷؛ به نقل از عزیزیان و کوهی، ۱۳۹۷: ۲۸۵).

$$A=R \times K \times L \times S \times C \times P \tag{1}$$

A میزان خاک فرسایش یافته (تن در هکتار در سال)، R عامل فرساینده‌گی باران (مگاژول میلی‌متر در هکتار ساعت سال)، K عامل فرسایش‌پذیری خاک (تن ساعت بر مگاژول بر میلی‌متر)، L عامل طول دامنه (بی بعد)، S عامل درجه شیب زمین (بی بعد)، C عامل مدیریت پوشش گیاهی (بی بعد) و P عامل حفاظت خاک (بی بعد) می‌باشد (محمودی و نقشبندی، ۱۳۹۸: ۸۴۶؛ بهاتنی و همکاران، ۲۰۲۱: ۶).

عامل فرساینده‌گی باران (R)

عامل (R) شاخصی از قدرت فرساینده‌گی باران است که اثرات شدت و مدت بارندگی را در ایجاد فرسایش خاک نشان می‌دهد. این عامل حاصلضرب انرژی جنبشی یک رخداد (E) و حداکثر شدت ۳۰ دقیقه ای (I30) آن است. برای محاسبه شاخص R اطلاعات دقیق و پیوسته‌ای از هر رخداد مورد نیاز است که از ارقام ثبت شده توسط بارانسنج‌ها بدست می‌آید (محمودی و نقشبندی، ۱۳۹۸: ۸۴۷؛ زارع و همکاران، ۱۳۹۸: ۱۵۹). از آنجایی که آمار انرژی جنبشی بارندگی و داده‌های تفصیلی رگبار (شدت بارندگی) به ندرت در ایستگاه‌های هواشناسی موجود می‌باشند، میزان R را می‌توان با استفاده از شاخص اصلاح شده فورنیه برای تمام ایستگاه‌ها تخمین زد (رنارد و فریموند، ۱۹۹۴؛ به نقل از صفاری و همکاران، ۱۳۹۷: ۸۷). شاخص فورنیه بر اساس رابطه (۲) محاسبه می‌شود:

$$F = \sum_{i=1}^{12} \frac{p_i^2}{\bar{p}} \tag{2}$$

در این رابطه  $P_i$ : متوسط بارندگی (میلی متر) در ماه  $i$  و  $p$  متوسط بارندگی سالیانه (میلی متر) است. در این مطالعه با استفاده از رابطه-ی (۳)، شاخص فورنیه برای تمام ایستگاهها محاسبه می شود و مقدار  $R$  برای هر یک از ایستگاههای شاخص بر اساس روابط زیر برآورد می شود. در این رابطه،  $R$  عامل فرساینده باران برحسب  $(MJ\ mm\ ha^{-1}\ y^{-1}\ h^{-1})$  و  $F$  مقدار شاخص فورنیه است. در جدول (۲) ایستگاههای مورد مطالعه و مقادیر میانگین بارش سالانه، مقادیر عامل فرساینده باران ( $R$ ) و شاخص فورنیه ( $F$ ) آمده است.

$$R = 0.07397 * F^{1/847} \quad F < 55\ mm \quad (3)$$

$$R = 98.77 - 6.081 * F + 0.4770 * F^2 \quad F > 55\ mm \quad (4)$$

#### عامل فرسایش پذیری خاک (عامل K)

این عامل میزان حساسیت خاک را در برابر جدا شدن و انتقال ذرات بیان می کند که این حساسیت به بافت خاک، پایداری خاکدانهها، خصوصیات شیمیایی و بیولوژیکی آن بستگی دارد (ژانگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۷: ۳۹). مقادیر عامل فرسایش پذیری خاک بر حسب تن ساعت بر مگاژول میلی متر از صفر تا یک متغیر است. بدین صورت که مقادیر زیاد برای خاکهای دارای سیلت یا شن خیلی ریز زیاد و خاکهایی با مقادیر زیاد رس که خود یک عامل پایداری است دارای میزان  $K$  حدود ۰/۰۵ تا ۰/۱۵ می باشند (واعظی و همکاران، ۱۳۹۶: ۳). برای محاسبه این فاکتور از نقشه بافت خاک و گروه هیدرولوژیکی خاک حوضه زونچای سازمان منابع طبیعی استان استفاده شد که طبق رابطه (۵) که توسط لیو<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۱) و رنارد<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۷) ارائه شده قابل برآورد می باشد.

$$K = 7.594(0.0034 + 0.0405 \exp[-\frac{1}{2} * (\frac{\log(D_g) + 1.659}{0.7101})^2]) \quad (5)$$

در رابطه فوق  $K$ ، میزان حساسیت خاک در برابر جدا شدن ذرات،  $D_g$ ، میانگین هندسی قطر ذرات تشکیل دهنده خاک (mm) می باشد و از رابطه (۶) به دست می آید:

$$D_g = \sum f_i * D_i \quad (6)$$

که در آن  $f_i$ ، درصد فروانی هر ذره (شن، ماسه و رس) و  $D_i$ ، قطر هندسی هر ذره (mm) می باشد (عزیزیان و کوهی، ۱۳۹۷: ۲۸۷). قابل ذکر است مورگان ضریب فرسایش پذیری (عامل) را برای خاکهای مختلف در جدولی ارائه کرده (احمدی، ۱۳۸۸: ۵۰۷) که در حوضه زونچای فاکتور فرسایش پذیری خاک، براساس بافت خاک، گروه هیدرولوژیکی خاک و مقادیر جدول مورگان مطابق با مطالعات مشابه (گلی مختاری و همکاران ۱۳۹۷: ۹؛ اسفندیاری و همکاران، ۱۴۰۱: ۸۳) برآورد شده است.

#### عامل توپوگرافی (LS)

عامل توپوگرافی اثرات طول شیب ( $L$ ) و درجه شیب ( $S$ ) را بر میزان فرسایش خاک نشان می دهد (محمودی و نقشبندی، ۱۳۹۸: ۸۴۹). برای محاسبه این فاکتور از رابطه (۹) استفاده شد.

$$LS = (Flow\ Accumulation * \frac{Cell\ Size}{22.13})^{0.4} * \quad (9)$$

$$(\frac{\sin(slope) * 0.01745}{0.0896})^{1.3}$$

Flow Accumulation، جهت جریان رودخانهها را نشان می دهد که در نرم افزار Arc GIS قابل محاسبه است (طالبی خیای و مصطفی زاده، ۲۰۲۲: ۵). Cell Size، اندازه پیکسل سائز سلولهای نقشه جهت جریان که پایه آن نیز نقشه DEM می باشد را نشان می دهد. در این پژوهش برای تهیه نقشه عامل LS از DEM ۱۲/۵ متری ماهواره Alos Palsar استفاده گردید. ابتدا نقشه شیب از DEM حوضه مورد مطالعه استخراج شد. سپس نقشه جهت جریان با استفاده از الحاقیه هیدرولوژی موجود در نرم افزار ArcGIS با استفاده از تابع Flow Accumulation تهیه شد. در نهایت نقشه عامل LS طبق رابطه ی (۹) استخراج گردید.

- 1- Zhang
- 2- Liu
- 3- Renard

## عامل مدیریت پوشش گیاهی (عامل C)

این عامل اثر گیاهان، پوشش خاک، هوموس خاک و فعالیت های موجودات خاک بر روی فرسایش را نشان می‌دهد و بیانگر مقدار خاک از بین رفته از زمین زیر کشت، به خاک فرسوده شده از همان قطعه زمین در طی آیش مداوم و عاری از پوشش و بقایای گیاهی-می‌باشد. در این پژوهش برای محاسبه عامل (C) از شاخص پوشش گیاهی (NDVI) با استفاده از تصویر ماهواره لندست ۸ سنجنده OLI و رابطه‌ی (۷) به دست آمد.

$$NDVI = \frac{IR (BAND 5) - R (BAND 4)}{IR (BAND 5) + R (BAND 4)} \quad (7)$$

مقدار این شاخص از ۱ تا -۱ است. رابطه بین C و NDVI به صورت رابطه (۸) قابل محاسبه است. به این ترتیب، مقدار C در هر سلول می‌تواند مورد محاسبه قرار گیرد. مقدار C بین صفر و یک است که با مقدار NDVI رابطه عکس دارد.

$$C = \frac{1 - NDVI}{2} \quad (8)$$

## عامل حفاظت خاک (عامل P)

این عامل تأثیر اقدامات حفاظتی صورت گرفته در سطح حوضه را بر مقدار فرسایش تولید شده در آن نشان می‌دهد (توماس و همکاران، ۲۰۱۸). منظور از کارهای حفاظتی، بیشتر کشت در روی خطوط تراز، کشت نواری و تراس بندی، درختکاری، جلوگیری از قطع بی‌رویه درختان و جلوگیری از چرای بی‌رویه دام است (عزیزیان و کوهی، ۱۳۹۷: ۲۸۸). مقدار ضریب P از ۰ تا ۱ متغیر است صفر نشان دهنده عملکرد خوب حفاظت و یک نشان دهنده عملکرد ضعیف حفاظت است (بهاتی<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۲۱: ۹). در این پژوهش مقادیر فاکتور P بر اساس مقادیر مطالعات مشابه (آسیدو<sup>۲</sup>، ۲۰۱۸: ۷؛ صفاری و همکاران، ۱۳۹۷: ۸۹ و خالدی و همکاران، ۱۴۰۰: ۵۴۰) برای کاربری‌های مختلف حوضه بدست آمده است.

## ارتباط فاکتورهای فرسایش در میزان هدر رفت سالانه خاک

در این پژوهش، از ضریب همبستگی برای بررسی ارتباط بین متغیر وابسته و متغیرهای مستقل و همچنین تأثیر بیشترین عامل در میزان هدر رفت سالانه خاک استفاده شده است. در این زمینه، هدر رفت سالانه خاک به عنوان متغیر وابسته و فاکتورهای فرسایش باران، فرسایش‌پذیری خاک، طول شیب، حفاظت خاک و پوشش گیاهی به عنوان متغیرهای مستقل در نظر گرفته شدند (گلی مختاری و همکاران، ۱۳۹۷: ۶). ضریب همبستگی همیشه بین ۰ تا ۱ درصد است که صفر درصد نشان‌دهنده این است که مدل مورد استفاده هیچ یک از تغییرپذیری داده‌های پاسخ در اطراف میانگین آن را تبیین نمی‌کند و مقدار یک درصد نشان می‌دهد که مدل مورد استفاده تغییرپذیری داده‌ها را در اطراف میانگین آن را تبیین می‌کند (اسفندیاری و همکاران، ۱۴۰۱: ۹۱).

## محاسبه نسبت تحویل رسوب (SDR)

برای اعتبارسنجی میزان رسوب محاسباتی با رسوب مشاهده‌ای از نسبت تحویل رسوب (SDR)، استفاده شد. این شاخص مناسب‌ترین روش برای محاسبه مقدار رسوب خروجی از یک حوضه می‌باشد. نسبت تحویل رسوب برابر است با نسبت مقدار رسوب خروجی از حوضه به فرسایش تولید شده در آن که طبق رابطه (۱۰) محاسبه می‌شود. براساس تحقیقات صورت گرفته در این زمینه مقدار SDR بین ۰ تا ۱ متغیر می‌باشد و هرچه مساحت حوضه آبریز افزایش یابد مقدار SDR نیز کاهش می‌یابد. در این مطالعه از چهار مدل، میدمنت، وانونی، USDA و بویس (روابط ۱۴-۱۱)، برای محاسبه SDR استفاده گردید (آرخی و نیازی، ۱۳۸۹: ۴؛ عزیزیان و کوهی، ۱۳۹۷: ۲۸۹).

$$SDR = \frac{Y}{E} \quad (10)$$

$$SDR = 0.035A^{-0.3} \quad (11)$$

1- Bhatti  
2- Asiedu

$$SDR = 0 \cdot 4724A^{-0.125} \quad (12)$$

$$SDR = 0 \cdot 5656A^{-0.11} \quad (13)$$

$$SDR = 0 \cdot 3750A^{-0.2382} \quad (14)$$

که در روابط فوق: A مساحت حوضه آبریز بر حسب کیلومتر مربع، Y مقدار رسوب خروجی بر حسب تن و E مقدار فرسایش ایجاد شده بر حسب تن در حوضه آبریز می باشد.

#### شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) برای طبقه بندی لندفرم ها

مفهوم کلی و کاربرد شاخص موقعیت توپوگرافی این است که به صورت دقیق و غیر توصیفی مرز لندفرم هایی مانند: ارتفاعات، شیب تند، مناطق مسطح، دره و غیره را با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی به صورت اتوماتیک و سریع، تعریف و تعیین نماید (ملکی و همکاران، ۱۳۹۵: ۱۳۲). در پژوهش حاضر به منظور تهیه نقشه لندفرم های حوضه آبریز زوزچای از شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) استفاده شد. این شاخص طبق رابطه (۱۵) مقایسه ارتفاع هر سلول در یک مدل رقومی ارتفاع با میانگین ارتفاع سلول های همسایه می باشد. در نهایت ارتفاع میانگین از مقدار ارتفاع در مرکز کم می شود (ویز، ۲۰۰۱؛ جنز، ۲۰۰۶: ۲۰).

$$TPI_i = Z_0 - \frac{\sum_{n=1} Z_n}{n} \quad (15)$$

در این رابطه،  $Z_0$  ارتفاع نقطه مدل تحت ارزیابی،  $Z_n$  ارتفاع از شبکه و n تعداد کل نقاط اطراف در نظر گرفته شده در ارزیابی است. شاخص موقعیت توپوگرافی، ارزش هر پیکسل در DEM را با ارزش پیکسل مشخص اطراف آن مقایسه می کند. مقادیر مثبت TPI نشان دهنده مناطقی است که بالاتر از نقاط اطراف قرار گرفته (تپه ها) و مقادیر منفی TPI نشان دهنده مناطقی است که پایین تر از اطرافشان هستند (دره ها). مقادیر صفر و نزدیک صفر نیز نشان دهنده مناطق مسطح (جایی که شیب نزدیک صفر است) یا مناطقی با شیب ثابت هستند (مکرر و همکاران، ۱۳۹۶: ۱۳۴). بر اساس مقادیر TPI یک طبقه بندی برای لندفرم صورت گرفته است که در جدول ۱)

شاخص موقعیت توپوگرافی در حوضه شناسایی شد. در نهایت، نقشه های فرسایش خاک و لندفرم های حوضه زوزچای که با شاخص

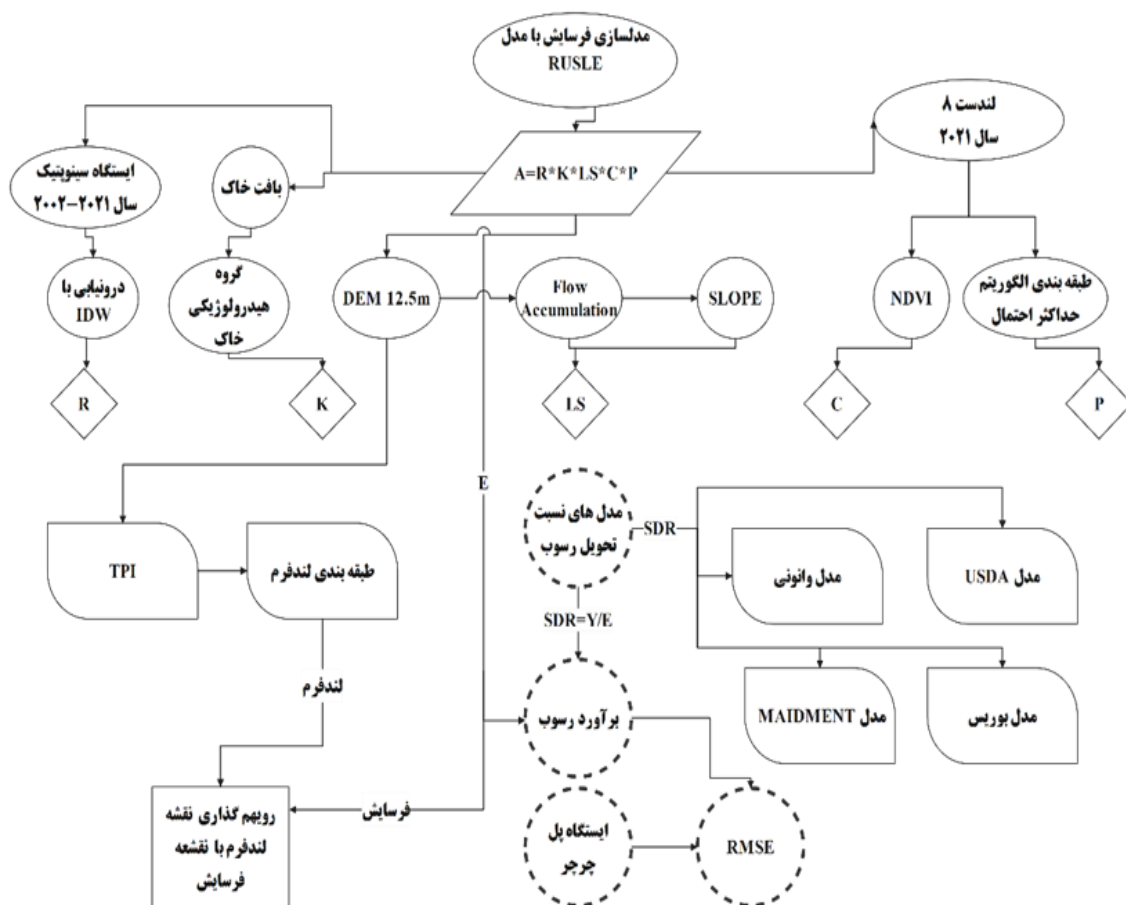
و شاخص های مورد استفاده، شکل (۳) فلوچارت مراحل تحقیق حاضر نشان می دهد. TPI بدست آمده اند در محیط GIS رویهم گذاشته شدند

جدول (۱): طبقه بندی انواع لندفرم ها بر اساس شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) (ویز، ۲۰۰۱؛ جنز، ۲۰۰۶: ۲۰)

Table (1): Classification of landforms based on the topographic position index (TPI)

مقادیر TPI	نوع لندفرم	ردیف
$-1 < TPI < 1$	دره های آبراهه های میانی، دره های کم عمق	۱
$TPI > 1$	فلات های بالایی (سطوح مسطح واقع بر ارتفاعات)	۲
$-1 < TPI < 1$	تپه های محلی	۳
$TPI \leq -1$	تپه های کوچک در دشت	۴
$TPI \geq 1$	ستبغ های مرتفع، قله کوه	۵
$TPI \leq -1$	دره ها و بریدگی های واقع بر ارتفاعات، آبراهه عمیق	۶
$-1 < TPI < 1$	دامنه های باز	۷
$-1 < TPI < 1$	دشت های کوچک	۸
$TPI \geq 1$	زهکش های مرتفع	۹
$TPI \leq -1$	دره های u شکل	۱۰

1- Weiss  
2- Jenness



شکل (۳): نمودار جریان پژوهش

Fig (3). Research flowchart

یافته ها و بحث

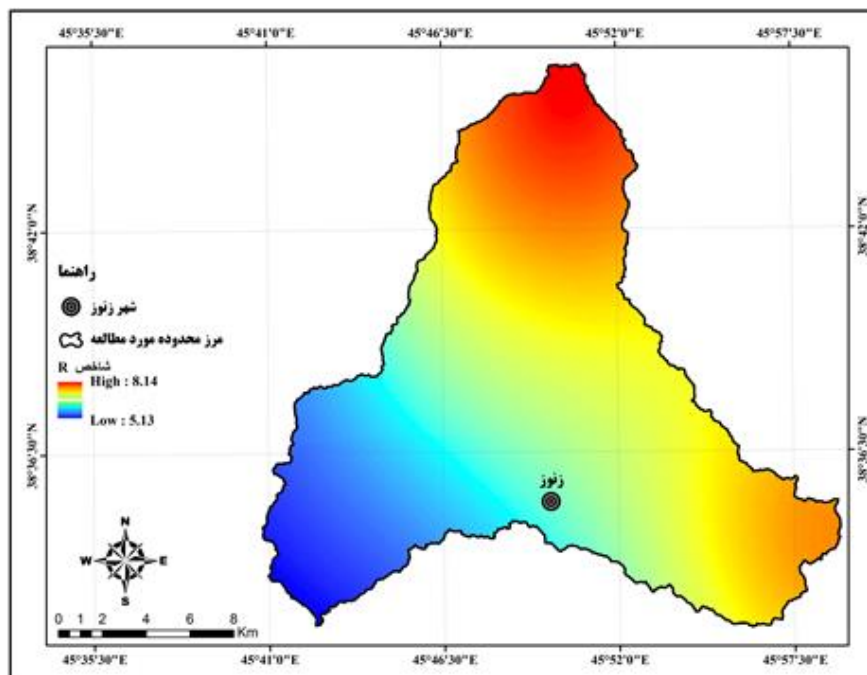
برآورد میزان فرسایش خاک با استفاده از مدل RUSLE

عامل فرساینده باران (R)

در پژوهش حاضر برای محاسبه عامل فرساینده باران از داده‌های ایستگاه سینوپتیک مجاور حوضه شامل مرند، جلفا، شرق تبریز، فرودگاه تبریز، شبستر، اهر، ورزقان و کلیبر (به دلیل نبود ایستگاه سینوپتیک در داخل حوضه مورد نظر) استفاده شد. برای تهیه نقشه R ابتدا شاخص فورنیه با استفاده از داده‌های میانگین ماهانه و سالانه ایستگاه‌های مورد نظر محاسبه شد (جدول ۲). سپس عامل R برای ایستگاه‌های مورد نظر محاسبه و نقشه آن از طریق روش درونیابی IDW ترسیم شد (شکل ۴). به این ترتیب، حداکثر مقدار شاخص فورنیه (F) در حوضه زونچای برابر با ۶۵/۳۱ مربوط به ایستگاه کلیبر و حداقل آن برابر با ۲۴/۸۴ مربوط به ایستگاه جلفا بدست آمد. براساس نقشه عامل R حداکثر میزان فرساینده باران در شمال، شرق و جنوب شرق حوضه دیده می‌شود و جنوب غربی و جنوب حوضه دارای کمترین مقدار فرساینده باران هستند.

جدول (۲): مقادیر میانگین بارندگی سالانه، شاخص فورنیه و عامل فرساینده باران ایستگاهها در بازه زمانی ۱۵ سال  
 Table (2): Average of annual rainfall, Fournier index and rainfall erosivity factors of the stations in a period of 15 years

ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع (متر)	بارندگی سالانه (میلی متر)	شاخص فورنیه	عامل فرساینده باران MJ mm ha-1y-1h-1
جلفا	۳۸° ۵۵' ۴۷"	۴۵° ۳۶' ۳۵"	۷۲۹	۲۴۰/۱۲	۲۴/۸۴	۱/۶۲
اهر	۳۸° ۲۹' ۲۴"	۴۷° ۰۲' ۵۹"	۱۳۸۸	۲۷۹/۸۶	۲۹/۲۷	۲/۲۰
فرودگاه تبریز	۳۸° ۰۷' ۱۱"	۴۶° ۱۳' ۴۷"	۱۳۴۴	۲۶۹/۲۵	۳۰/۰۱	۲/۳۰
سهند	۳۷° ۵۵' ۱۲"	۴۶° ۰۹' ۴۵"	۱۶۹۱	۲۱۹/۴۴	۲۵/۸۴	۱/۷۵
کلیبر	۳۷° ۵۲' ۱۱"	۴۶° ۰۱' ۴۸"	۱۱۹۰	۵۰۹	۶۵/۳۲	۸/۱۵
مرند	۳۸° ۲۲' ۴۸"	۴۵° ۴۶' ۱۲"	۱۵۳۶	۴۱۷/۵۱	۴۳/۹۴	۴/۶۵
ورزقان	۳۸° ۳۰'	۴۴° ۴۰' ۱۲"	۱۶۷۶	۴۸۵	۵۹/۱۵	۷/۶۸
شبستر	۳۸° ۱۰' ۱۲"	۴۵° ۴۰' ۴۷"	۱۳۹۴	۲۲۱/۰۴	۲۵/۶	۱/۷۳
شرق تبریز	۳۸° ۰۲' ۵۹"	۴۶° ۲۰' ۲۴"	۱۵۰۶	۳۲۳/۶۶	۵۰/۶۵	۶/۰۵



شکل (۴): نقشه عامل فرساینده باران (R) در حوضه آبریز زونوزچای  
 Fig (4): Rainfall erosivity factor map of Zonuzchay catchment

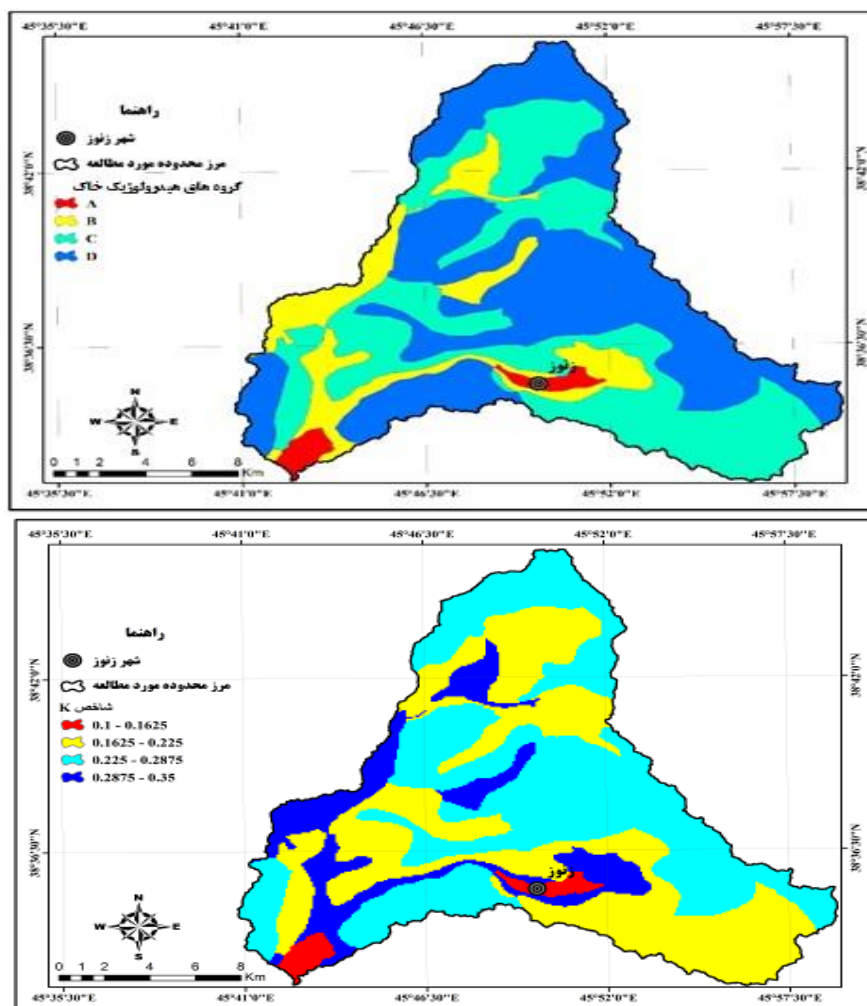
#### عامل فرسایش پذیری خاک (K)

مقادیر عامل K با استفاده از مطالعات پیشین و گروه‌های هیدولوژیکی خاک برای بافت‌های مختلف خاک محدوده مورد نظر استخراج شده است (جدول ۳). در حوضه زونوزچای بیشترین میزان این عامل مربوط به گروه هیدولوژیکی B برابر با ۰/۳۵ مگا تن در هکتار در ساعت بر مگا ژول هکتار میلی‌متر و حداقل آن مربوط به گروه A برابر با ۰/۱ مگا تن در هکتار در ساعت بر مگا ژول هکتار میلی‌متر

می‌باشد. گروه‌های C و D نیز به ترتیب برابر با ۰/۲ و ۰/۲۷ مگا تن در هکتار در ساعت بر مگا ژول هکتار میلی‌متر بوده است. گروه A دارای مساحت ۷/۲۵ کیلومترمربع که در قسمت‌های جنوب و جنوب غرب محدوده به صورت پراکنده می‌باشد. گروه B با ۴۴/۲۳ کیلومتر مربع در قسمت‌های جنوب، جنوب غرب و شمال را شامل می‌شود. گروه C نیز با ۱۲۳/۱۳ کیلومتر مربع تقریباً همه بخش‌های محدوده مورد مطالعه را شامل می‌شود و گروه D که دارای مساحت ۱۴۵/۶۰ کیلو متر مربع می‌باشد. قسمت‌های جنوب، جنوب غرب، شمال غرب و قسمت‌های مرکزی حوضه آبریز زنونزچای را در برمی‌گیرد (شکل ۵).

جدول (۳): گروه‌های هیدرولوژیکی خاک و مقادیر عامل فرسایش پذیری خاک در حوضه آبریز زنونزچای  
Table (3): Soil hydrological groups and soil erodibility factor in Zonuzchay catchment

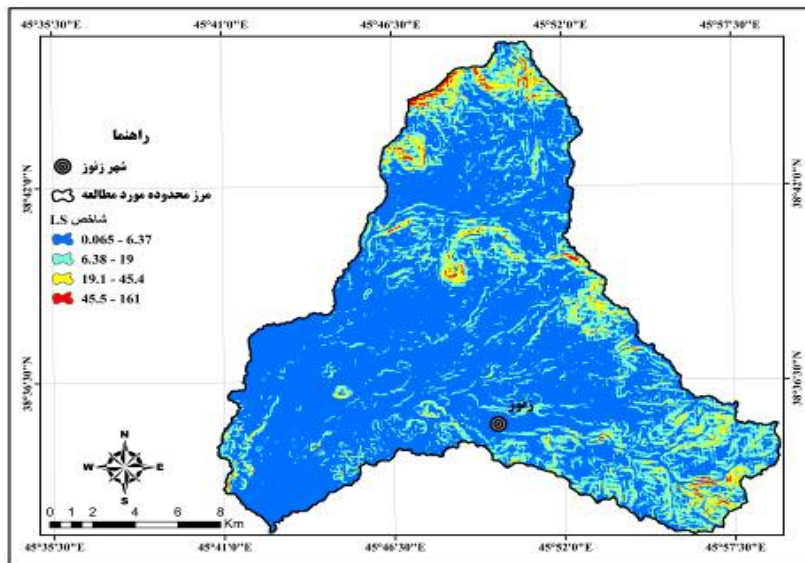
گروه هیدرولوژیکی	عامل K	مساحت (کیلومترمربع)	درصد
D	۰/۲۷	۱۴۵/۶۰	۴۵/۴۷
C	۰/۲	۱۲۳/۱۳	۳۸/۴۵
B	۰/۳۵	۴۴/۲۳	۱۳/۸۱
A	۰/۱	۷/۲۵	۲/۲۷



شکل (۵): نقشه گروه‌های هیدرولوژیکی خاک (بالا) و عامل K در حوضه آبریز زنونزچای (پایین)  
Fig5: Soil hydrologic groups map (A) and K factor map of Zonuzchay catchment

## عامل توپوگرافی (LS)

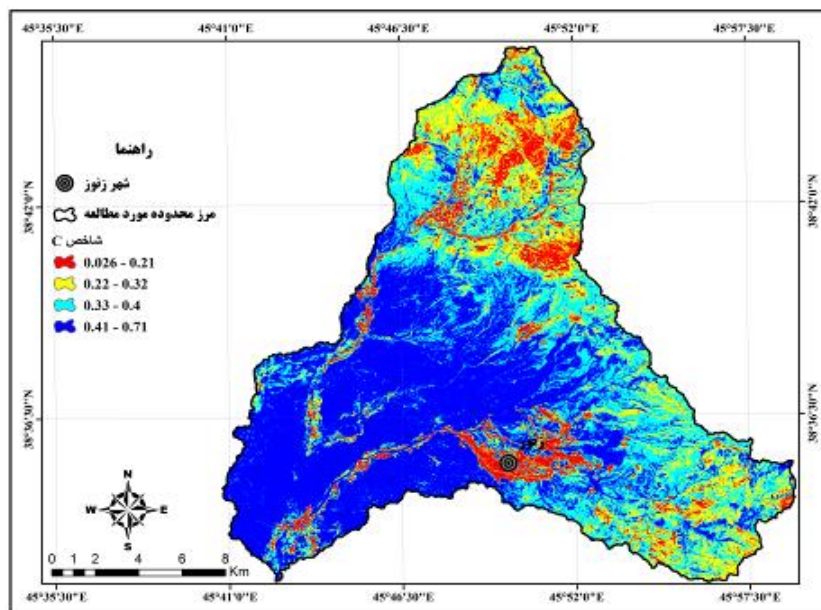
براساس نقشه عامل LS حداقل مقدار شاخص برابر با  $0.065$  می باشد که بیشتر شیب های کم و هموار را شامل می شود. حداکثر آن نیز برابر با  $161$  بوده که دامنه های شیبدار، و پرتگاه ها را شامل می شود (شکل ۶).



شکل (۶): نقشه عامل LS در حوضه آبریز زنوزچای  
Fig 6: LS factor map of Zonuzchay catchment

## عامل مدیریت پوشش گیاهی (C)

مقدار این عامل در حوضه آبریز زنوزچای بین  $0.026$  تا  $0.71$  متغیر بوده و متوسط آن  $0.36$  می باشد (شکل ۷). نقشه عامل C نشان می دهد که بیشترین مقدار این پارامتر در مناطق بدون پوشش گیاهی یا دارای پوشش گیاهی ناچیز است و کمترین آن نیز در مناطقی است که پوشش گیاهی متراکمی دارد. در نقشه مورد نظر مناطقی که با رنگ قرمز مشخص شده دارای پوشش گیاهی متراکمی می باشد و مناطقی با رنگ آبی نشان دهنده بدون پوشش گیاهی یا دارای پوشش گیاهی ناچیز می باشد (شکل ۷).



شکل (۷): نقشه عامل مدیریت پوشش گیاهی (C) در حوضه آبریز زنوزچای

Fig 7: C factor map of Zonuzchay catchment

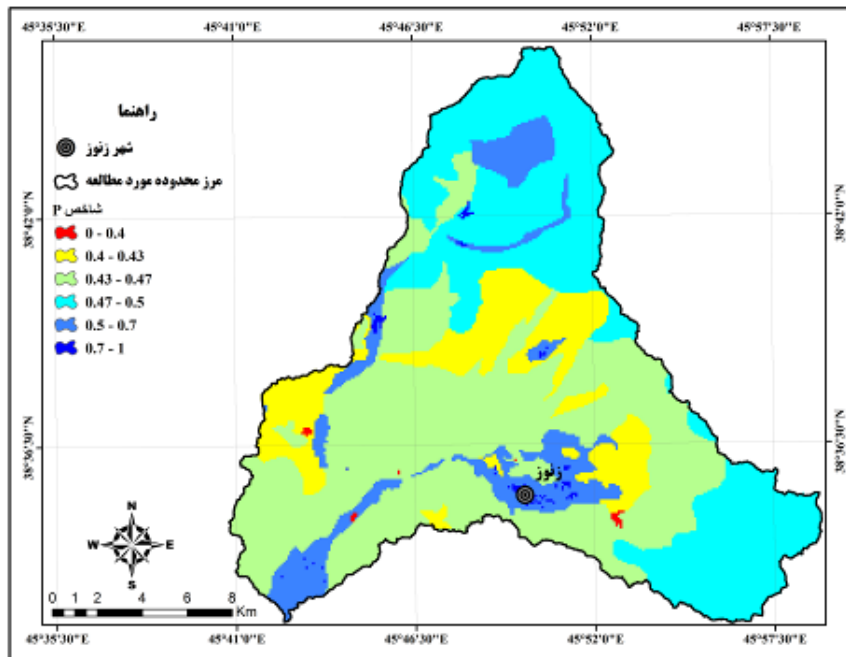


عامل عملیات حفاظتی خاک (P)

این عامل از طریق طبقه بندی نقشه کاربری اراضی تهیه گردید. مقادیر این عامل بین صفر تا ۱ می باشد. در نقشه (شکل ۸) برای مناطق مسکونی و بایر رنگ قرمز در نظر گرفته شده است و مناطقی با رنگ آبی مربوط به کاربری های زراعی آبی و باغات است. جدول (۴) انواع کاربری های حوضه زونزچای و میزان فاکتور P هر کدام از کاربری ها را نشان می دهد.

جدول (۴): مقادیر فاکتور P برای کاربری های محدوده مورد مطالعه

کاربری	P فاکتور	مساحت (KM <sup>2</sup> )	درصد مساحت
زراعت دیم	۰/۴	۴۳/۴۸	۱۳/۴۶
زراعت آبی و باغات	۰/۷	۳۳/۱۳	۱۰/۲۵
سطوح آبی	۰	۰/۵	۰/۱۶
مراتع متراکم	۰/۵	۱۰۲/۱۹	۳۱/۶۲
مراتع نیمه تراکم	۰/۴۷	۸۴/۷۴	۲۶/۲۲
مراتع کم تراکم	۰/۴۳	۵۷/۵۸	۱۷/۸۲
مناطق مسکونی	۱	۱/۵۱	۰/۴۷



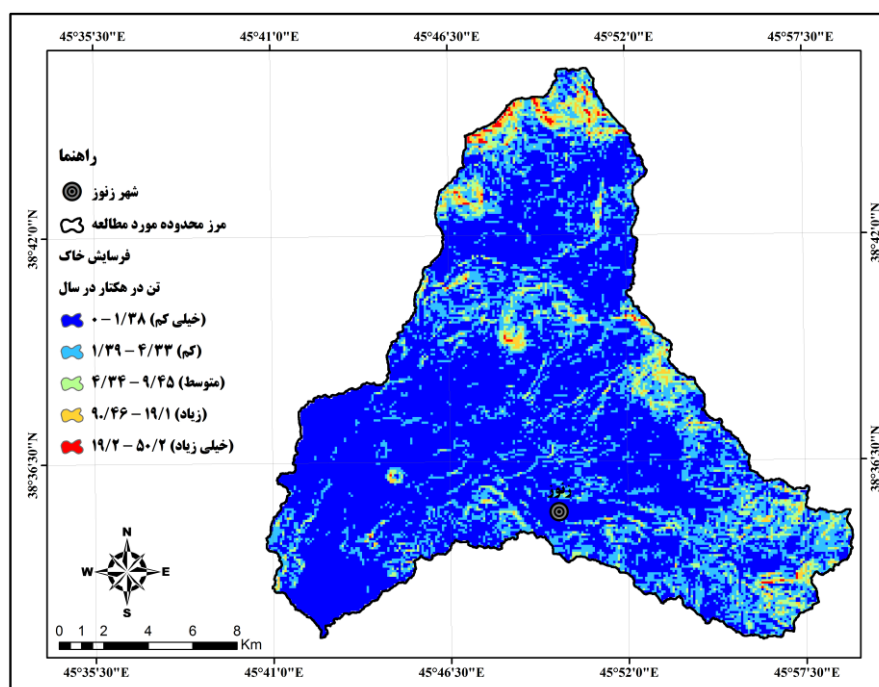
شکل (۸): نقشه عامل عملیات حفاظتی خاک (P) در حوضه آبریز زونزچای

Fig 8: P factor map of Zonuzchay catchment

فرسایش خاک

متوسط فرسایش خاک از طریق حاصل ضرب عامل فرساینده گیاهی باران (R)، عامل فرسایش پذیری خاک (K)، عامل توپوگرافی (LS)، عامل مدیریت پوشش گیاهی (C) و عامل عملیاتی حفاظتی خاک (P) با استفاده از مدل RUSLE در محیط نرم افزار ArcGIS محاسبه شد که در شکل (۹) نشان داده شده است. مقادیر فرسایش خاک در محدوده مورد مطالعه بین ۰ تا ۵۰/۲۰ تن در هکتار در سال در سطح یک پیکسل متغیر می باشد. متوسط فرسایش خاک ۱/۷۱ تن در هکتار در سال است. نقشه فرسایش در ۵ کلاس خطر (بسیار کم، کم، متوسط، زیاد و خیلی زیاد) طبقه بندی شده است. مساحت و درصد هر یک از کلاس های خطر در جدول (۵) ارائه شده است. براین اساس بخش عمده ای از حوضه (۶۷/۰۷ درصد) جزء طبقه فرسایشی خیلی کم می باشد. طبقات بعدی به ۲۳/۷۴ درصد در طبقه

کم، ۶/۸۳ درصد در طبقه متوسط، ۱/۹۳ درصد در طبقه زیاد و ۰/۴۴ درصد در طبقه فرسایشی خیلی زیاد قرار گرفته است. طبقات خیلی زیاد و زیاد منطبق بر دامنه‌های پر شیب، ارتفاعات و مناطقی که تجمع جریان آبراهه‌ها زیاد است را شامل می‌شود. طبقات متوسط، کم و خیلی کم نیز در دامنه‌های با شیب کم و مناطق هموار و دشت‌ها را شامل می‌شود (شکل ۹).



شکل (۹): نقشه فرسایش خاک بر اساس مدل RUSLE در حوضه آبریز زنوزچای

Fig 9: Soil erosion map of Zonuzchay catchment

جدول (۵): مساحت و درصد مساحت طبقات فرسایش خاک بر اساس مدل RUSLE در حوضه آبریز زنوزچای

Table (5): Area and percentage of soil erosion classes based on RUSLE model in Zonuzchay catchment

متوسط فرسایش	درصد مساحت	مساحت (Km <sup>2</sup> )	پهنه های فرسایش	طبقات
۱/۷۱	۶۷/۰۷	۲۱۴/۵۶	خیلی کم	۰ - ۱/۳۸
	۲۳/۷۴	۷۵/۹۵	کم	۱/۳۹ - ۴/۳۳
	۶/۸۳	۲۱/۸۴	متوسط	۴/۳۴ - ۹/۴۵
	۱/۹۳	۶/۱۷	زیاد	۹/۴۶ - ۱۹/۱
	۰/۴۴	۱/۴۱	خیلی زیاد	۱۹/۲ - ۵۰/۲

محاسبه نسبت تحویل رسوب در حوضه آبریز زنوز چای

در پژوهش حاضر، برای اعتبارسنجی برآورد میزان فرسایش خاک و داده‌های مشاهداتی، محاسبه SDR یا نسبت تحویل رسوب با استفاده از مدل‌های وانونی، USDA، بوریس و میدمنت انجام شد (جدول ۶). نسبت تحویل رسوب در مدل وانونی برابر با ۰/۵۳، در مدل USDA برابر با ۰/۵۶، در مدل بوریس برابر با ۰/۵۵ و در مدل میدمنت برابر با ۰/۴۸ محاسبه گردید. سپس طبق رابطه SDR رسوب خروجی حوضه برآورد شد که مدل USDA و بوریس به ترتیب بیشترین (۲۸/۳۴) و کمترین (۲۴/۳۲) تن در هکتار در سال را نشان دادند. برای ارزیابی مقدار رسوب برآورد شده با رسوب ایستگاه هیدرومتری از پارامتر RMSE استفاده شد که در جدول (۶) آورده

شده است. در نهایت از مقایسه میزان رسوب مشاهده‌ای و برآورد شده مشخص شد که میزان رسوب تخمینی مدل USDA با توجه به میزان RMSE به میزان رسوب مشاهده‌ای نزدیکتر است. با وجود این حداکثر رسوب برآورد شده (۲۸/۳۴ تن در هکتار) نسبت به رسوب مشاهده‌ای (۳۲/۷۱ تن در هکتار) کمتر بدست آمده است.

جدول (۶): نسبت تحویل رسوب و رسوب برآورد شده براساس مدل‌های SDR  
**Table (6): Sediment delivery ratio and estimated sediment based on SDR models**

مدل	رسوب مشاهده‌ای تن در هکتار در سال	حداکثر رسوب برآورد شده تن در هکتار در سال	نسبت تحویل رسوب	RMSE
وانونی	۳۲/۷۱	۲۶/۸۱	۰/۵۳	۵/۹
USDA		۲۸/۳۴	۰/۵۶	۴/۳۷
بوریس		۲۷/۷۸	۰/۵۵	۴/۹۳
میدمنت		۲۴/۳۲	۰/۴۸	۸/۳۹

**بررسی عامل موثر در فرسایش خاک براساس مدل RUSLE**

نتایج حاصل از روابط رگرسیونی فرسایش سالانه خاک با فاکتورهای R, P, LS, C و K در جدول (۷) ارائه شده است. بدین صورت که بیشترین ضریب تبیین بین فرسایش سالانه خاک با فاکتورهای موثر عامل طول دامنه (LS) است که با مقدار ۰/۹۵ می‌باشد. پس از فاکتور LS، فاکتور R با ضریب تبیین ۰/۲۷ در فرسایش خاک تاثیر مثبتی دارد.

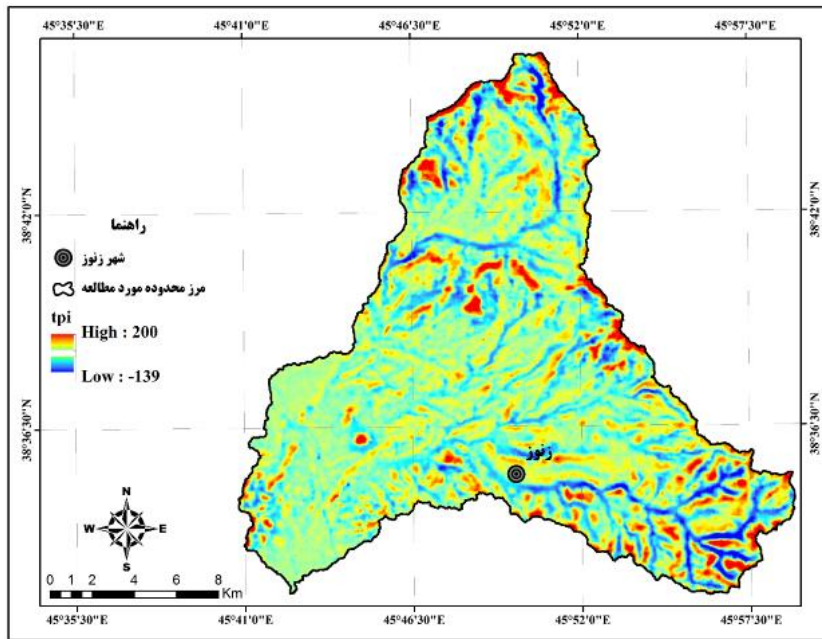
جدول (۷): ضریب همبستگی بین فرسایش خاک با معیارهای تاثیر گذار

**Table (7): Correlation coefficient between soil erosion and effective criteria**

عوامل مدل	ضریب تبیین
R	۰/۲۷
P	۰/۰۱
LS	۰/۹۵
C	۰/۰۴۶
K	۰/۰۴۸

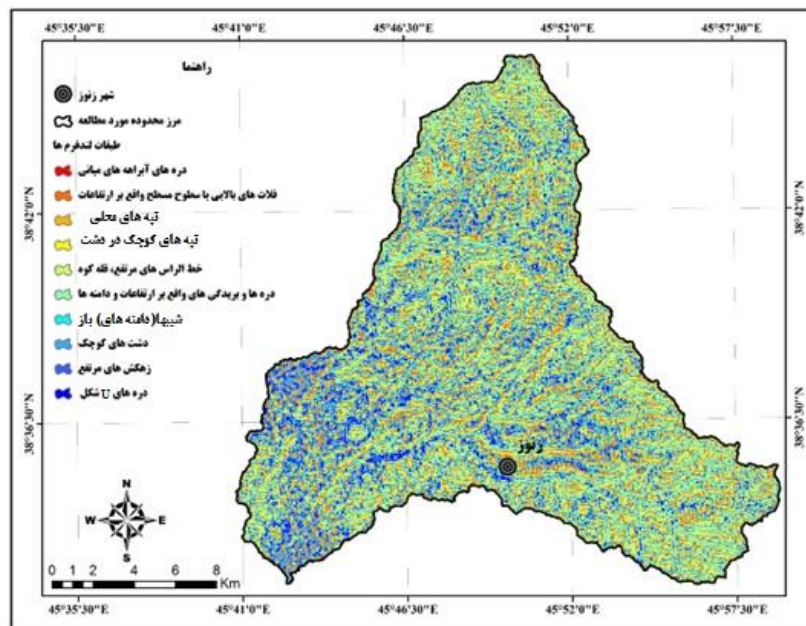
**آشکارسازی لندفرم‌های حوضه آبریز زوزچای با استفاده از شاخص TPI**

در این پژوهش برای طبقه‌بندی و تفکیک لندفرم‌های حوضه از شاخص موقعیت توپوگرافی با استفاده از مدل رقومی ارتفاع با قدرت تفکیک ۱۲/۵ متر استفاده شد. براساس این شاخص تعداد ۱۰ نوع لندفرم در حوضه زوزچای شناسایی شد. طبق نقشه شاخص موقعیت توپوگرافی، مقادیر TPI منطقه مورد مطالعه بین ۱۳۹- تا ۳۰۰ برای مقیاس ۵×۵ است (شکل ۱۰). هر کدام از لندفرم‌های طبقه‌بندی شده بخشی از منطقه را در بر می‌گیرند. نقشه لندفرم منطقه مورد مطالعه در شکل (۱۱) نشان داده شده است.



شکل (۱۰): نقشه شاخص TPI در حوضه آبریز زنوزچای

Fig 10: TPI Index map of Zonuzchay catchment



شکل (۱۱): نقشه طبقه‌بندی لندفرم‌ها با استفاده از شاخص TPI

Fig 11: Landforms classification map of Zonuzchay catchment using TPI Index

با تلفیق نقشه فرسایش خاک با نقشه لندفرم‌ها در حوضه آبریز زنوزچای می‌توان نتیجه گرفت که بیشترین فرسایش در مجموع به دره های و بریدگی‌های واقع بر ارتفاعات و دامنه‌ها با مساحت ۹۴/۲۷ کیلومتر مربع اختصاص دارد. ستیغ‌های مرتفع و قله‌ها هم با ۸۹/۲۱ کیلومتر مربع دومین رتبه را از نظر بیشترین فرسایش دارند. کمترین میزان فرسایش به تپه‌های کوچک در دشت و زهکش‌های مرتفع با مساحت ۴/۱۹ و ۴/۸۰ کیلومتر مربع تعلق دارد (جدول ۸).

جدول (۸): مساحت فرسایش خاک در طبقات لندفرمها در حوضه آبریز زنوزچای  
 Table (8): The area of soil erosion in the layers of landforms in Zonuzchay catchment

لندفرمها	فرسایش خاک (Km <sup>2</sup> )					مجموع
	خیلی کم	کم	متوسط	زیاد	خیلی زیاد	
دره ها و بریدگی های واقع بر ارتفاعات، آبراهه عمیق	57.73	26.17	7.54	2.41	0.41	94.27
دره های آبراهه های میانی، دره های کم عمق	3.07	1.82	0.53	0.21	0.02	5.65
زهکش های مرتفع، بالارود	1.89	1.69	0.83	0.33	0.07	4.80
دره های u شکل	34.59	8.17	1.54	0.37	0.06	44.73
دشت های کوچک	11.70	0.00	0.00	0.00	0.00	11.70
دامنه های باز	15.20	4.66	0.78	0.11	0.01	20.76
فلات های بالایی (سطوح مسطح در ارتفاعات)	28.49	8.02	1.77	0.47	0.05	38.81
تپه های کوچک در دشت	2.11	1.36	0.52	0.17	0.04	4.19
تپه های محلی	3.06	1.70	0.56	0.17	0.04	5.52
ستیغ های مرتفع، قله کوه	52.45	26.25	7.97	2.02	0.52	89.21

نقش واحدهای لیتولوژی در فرسایش خاک حوضه آبریز زنوزچای

از رویهم گذاری نقشه فرسایش خاک و لیتولوژی مشخص شد که فرسایش خاک بیشتر بر روی سازندهای نهشته های تیپ فلیش، کنگلومرای قرمز و خاکستری با میان لایه های مارنی و پادگانه های آبرفتی می باشد (جدول ۹). کمترین میزان فرسایش هم در روی ماسه سنگ قرمز تیره دیده می شود.

جدول (۹): مساحت فرسایش خاک در واحدهای لیتولوژی حوضه آبریز زنوزچای  
 Table (9): Soil erosion area in lithological units in Zonuzchay catchment

لیتولوژی	فرسایش خاک (Km <sup>2</sup> )					
	خیلی کم	کم	متوسط	زیاد	خیلی زیاد	مجموع
گنبد آتشفشانی داسیتی	7.271	10.663	6.976	3.583	1.043	29.535
کنگلومرای قرمز و خاکستری با میان لایه های مارنی	36.542	12.813	1.855	0.253	0.021	51.484
آبرفت های عهد حاضر	3.382	1.127	0.411	0.063	0.011	4.995
نهشته های تیپ فلش	45.035	13.825	2.539	0.316	0.021	61.736
پادگانه های آبرفتی قدیمی	11.475	1.444	0.158	0.042	0.011	13.129
پادگانه های آبرفتی جوان	28.460	2.982	0.316	0.011	0.000	31.769
پادگانه های آبرفتی بلند	15.342	2.750	0.263	0.021	0.000	18.377
کنگلومرای قرمز قاعده ای	7.502	7.334	2.592	0.601	0.011	18.039
سنگ آهک خاکستری تیره،	0.569	0.990	1.064	0.306	0.000	2.929
خاکستر آتشفشانی، سنگ های آذرآواری	6.912	2.381	0.453	0.105	0.000	9.852
مارن گچ دار قرمز و سبز	6.543	1.075	0.116	0.011	0.000	7.745
سنگ های آذرآواری	9.926	4.499	0.780	0.074	0.000	15.279
کنگلومرای نیمه سخت با قلوه های ولکانیکی	0.400	0.000	0.000	0.000	0.000	0.400
ماسه سنگ قرمز با کمی میان لایه های مارن	7.249	2.919	0.611	0.032	0.021	10.832
تراورتن	6.543	1.865	0.242	0.021	0.000	8.672
آندزیت	1.212	1.043	0.369	0.116	0.011	2.750
گدازه های داسیت	8.851	9.557	2.950	0.653	0.084	22.096
سنگ آهک قهوه ای روشن و خاکستری، شیل سبز، ماسه سنگ	0.137	0.253	0.095	0.000	0.000	0.485
ماسه سنگ قرمز تیره	0.137	0.126	0.021	0.000	0.000	0.284
کوارتزیت، دولومیت خاکستری	0.200	0.200	0.074	0.011	0.000	0.485
شیل ارغوانی، ماسه سنگ کوارتزیتی منظم لایه (سازند زاگون)	0.327	0.148	0.042	0.011	0.000	0.527
دشت های آبرفتی و زمین کشاورزی	3.656	0.084	0.011	0.032	0.000	3.783
دولومیت توده ای چرت دار (سازند سلطانیه)	0.485	0.253	0.011	0.000	0.000	0.748
تناوب دولومیت چرت دار و شیل میکادار	2.160	1.496	0.084	0.000	0.000	3.741

## ۴- نتیجه گیری

پژوهش حاضر به برآورد میزان فرسایش حوضه زونچای در شهرستان مرند با استفاده از مدل جهانی اصلاح شده فرسایش خاک (RUSLE) اقدام کرد. در اجرای این مدل از ۵ پارامتر شامل عامل فرساینده باران (R)، عامل فرسایش پذیری خاک (K)، عامل طول شیب (LS)، عامل مدیریت پوشش گیاهی (C) و عامل عملیات حفاظتی خاک (P) استفاده شد و نقشه فرسایش خاک در محیط نرم-افزار Arc/GIS ترسیم شد. با اجرای مدل، متوسط فرسایش خاک ۱/۷۱ تن در هکتار در سال بدست آمد. برای اعتبارسنجی برآورد میزان فرسایش خاک، نسبت تحویل رسوب (SDR) با مدل‌های وانونی، USDA، بوریس و میدمنت محاسبه شد و با داده‌های مشاهداتی ایستگاه پل چرچر حوضه زونچای مقایسه شد. نتیجه مقایسه نشان داد میزان رسوب تخمینی مدل USDA با توجه به RMSE به میزان رسوب مشاهده‌ای نزدیکتر است. ولی حداکثر رسوب برآورد شده (۲۸/۳۴ تن در هکتار) نسبت به رسوب مشاهده‌ای (۳۲/۷۱ تن در هکتار) کمتر بدست آمده است. نتایج کلی نقشه فرسایش خاک نشان می‌دهد مناطق با فرسایش زیاد و خیلی زیاد با مساحتی در حدود ۲/۳۷ درصد کل حوضه، در بخش‌های شمالی، جنوب شرقی و شرق حوضه زونچای دیده می‌شوند. مناطق با فرسایش کم و خیلی کم، بیشترین مساحت حوضه (۹۰/۸۱ درصد) را دربر گرفته است. طبقات با فرسایش خیلی زیاد و زیاد در دامنه‌های پیر شیب ارتفاعات و مناطقی که جریان آبراهه‌ها زیاد تجمع دارند قرار دارند. طبقات متوسط، کم و خیلی کم نیز با دامنه‌های با شیب کم و مناطق هموار و دشت‌ها را شامل می‌شوند. با تلفیق نقشه فرسایش خاک و نقشه لندفرم‌ها در حوضه زونچای و در نظر گرفتن مساحت هر کدام از طبقات فرسایش خاک، مشخص می‌شود که بیشترین میزان فرسایش خاک (۹۴/۲۷ کیلومتر مربع) در دره‌ها و بریدگی‌های واقع بر ارتفاعات و دامنه‌ها و آبراهه‌های عمیق اتفاق می‌افتد. همچنین با ترکیب نقشه‌های فرسایش خاک و واحدهای لیتولوژی مشخص شد بیشترین میزان فرسایش در روی نهشته‌های فلیش (۶۱/۷۳ کیلومتر مربع)، پادگانه‌های آبرفتی (۶۳/۲۶ کیلومتر مربع) و کنگلومرای قرمز، خاکستری با میان لایه‌های مارنی (۵۱/۴۸ کیلومتر مربع) می‌باشد. در برآورد میزان فرسایش خاک در حوضه زونچای از بین عوامل مدل RUSLE، عامل توپوگرافی (LS) بیشترین تاثیر را نشان می‌دهد. این نتیجه با نتایج مطالعات آرخی و نیازی (۱۳۸۹) در حوضه سد ایلام، محمدی و همکاران (۱۳۹۷) در کشور، گلی غفاری و همکاران (۱۳۹۷) در حوضه آبریز نورآباد ممسنی، محمودی و نقشبندی (۱۳۹۸) در حوضه سد گاوشان و دوآرت و همکاران (۲۰۲۱) کوهستان‌های بارانی و فلات‌های خشک پرتغال منطبق می‌باشد. نتایج این تحقیق قابلیت مدل RUSLE را در برآورد میزان فرسایش خاک نشان داد که می‌توان بصورت مفید و موثر در اجرای عملیات آبخیزداری و حفاظت خاک همچنین راهکارهای مدیریتی توسط مسئولین مورد استفاده قرار داد.

## منابع

- Ahmadi, H. (2015). Applied Geomorphology (Water Erosion), Publications of Tehran university, pp: 688, Tehran. [In Persian]
- Arabameri, A., Tiefenbacher, J.P., Blaschke, T., Pradhan, B., Tien Bui, D. (2020). Morphometric Analysis for Soil Erosion Susceptibility Mapping Using Novel GIS-based Ensemble Model, *Remot Sensing*, 12 (874): 1-24.
- Arakhi, S., Niazi, Y. (2011). Investigating application of GIS and RS to estimate Soil Erosion and Sediment Yield Using RUSLE (Case study: Upper part of Ilam Dam Watershed, Iran), *Journal of Water and Soil Conversation*, 17(2):1-27. [In Persian]
- Asiedu, J. K. (2018). Assessing the Threat of Erosion to Nature-Based Interventions for Stormwater Management and Flood Control in the Greater Accra Metropolitan Area, Ghana. *Journal of Ecological Engineering*, 19(1).
- Azizian, A., Kohi, S. (2018). Evaluating the effect of different methods for calculating topographic factor on sediment delivery rate based on RUSLE model (Case study: Barajin catchment, Qazvin), *Iran-Water Resources Research*, 14(5): 304-317. [In Persian]

- Bagherian Kalat, A., Lashkaripour, Gh., Ghafoori, M., Abbasi, A. (2019). Investigation on effects of lithology on soil erosion and sediment yield in Sangerd Drainage Basin, *Watershed Engineering and Management*, 10(4): 671-685. [In Persian]
- Bahatti, M.T., Ashraf, M., Anwar, A.A. (2021). Soil Erosion and Sediment Load Management Strategies for Sustainable Irrigation in Arid Regions, *Sustainability*, 13(3547):1-22.
- Duarte, L., Cunha, M., Teodoro, A.C. (2021). Comparing Hydric Erosion Soil Loss Models in Rainy Mountainous and Dry Flat Regions in Portugal, *Land*, 10(554): 1-18.
- Esfandiari Darabad, F., Mostafazadeh, R., Paseban, A. H., Nezafat Takleh, B. (2022). Integrating terrain and vegetation indices to estimate and identify the soil erosion risk Amoughin watershed, Ardabil, *Journal of Spatial Analysis Environmental Hazards*, 9(1): 77-96. [In Persian]
- Fathizad, H., Karimi, H., Tavakoli, M. (2016). Role of Sensitivity of Erosion the Geological Formations at Erosion rate and Sediment Yield (Case Study: Sub-Basins of Doviraj River, Ilam Province), *Journal of Watershed Management Research*, 7(13): 193-208. [In Persian]
- Habibi, A., Peyrovan, H. (2019). The Role of Geomorphic Parameters on Sediment Yield Semi-Arid, *Journal of Geographic Space*, 19(66): 63-75. [In Persian]
- Hua, T., Zhao, W., Liu, Y., Liu., Y. (2019). Influencing factors and their interactions of water erosion based on yearly and monthly scale analysis: A case study in the Yellow River basin of China, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss*, 1-22.
- Jafarzadeh Estalkhkhoughi, A., Rezaei, P. (2017). Estimation of Soil Erosion in Sefidrood Watershed by Emphasis on the Role of Landforms, *Journal of Applied Researches in Geographical Sciences*, 17(44): 201-221. [In Persian]
- Jenness, J. (2006). Topographic Position Index (tpi jen.avx) extension for ArcView 3.x, v. 1.2. Jenness Enterprises. Available at: <http://www.jennessent.com/arcview/tpi.htm>.
- Goli Mokhtari, L., shafiei, N., Rahmani, A. (2019). The Estimation of Soil Erosion Using the RUSLE Model (Case Study: Noorabad Mamasani Basin), *Hydrogeomorphology*, 5(17): 1-21. [In Persian]
- Karami, F., Bayati Khatibi, M. (2019). The Modeling of Soil Erosion and Prioritizing Sediment Production in Sattarkhan Dam Basin Using MUSLE and SWAT Models, *Hydrogeomorphology*, 6(18): 115-137. [In Persian]
- Kashi Zenouzi, L., Ahmadi, H., Nazari, A.A. (2015). Using Statistical Hydrogeomorphology Method for Estimating Sediment Yield of Watersheds (Case study: Zonouz Chay and Zilber Chay watersheds), *Journal of Watershed Management Research*, 6(12): 166-174. [In Persian]
- Kashi Zenouzi, L., Ahmadi, H., Saadat, H., Nazari, A.A., Namdar, M. (2013). Developing a Plan Map with the Aim to Control Erosion, Based on the Geomorphology Model (case study: Zonouz Chai watershed), *Geography and Environmental Planning Journal*, 50(2): 39-52. [In Persian]
- Khaledi Darvishan, A., Faraji, J., Gholami, L., Khorsand, M.(2021). Spatio-temporal variation of soil erosion in Khamsan representative watershed using RUSLE, *Watershed engineering and management*, 13(3): 534-547. [In Persian]
- Liu B, Xie Y, Zhang K (2001) Soil loss prediction model. China Science and Technology Press, Beijing (in Chinese).
- Mahmoodi, M.A., Naghshbandi, S.P. (2020). Estimation of Soil Erosion by RUSLE and Remote Sensing Data of Gawshan Dam Basin, *Journal of Water and Soil*, 33(6): 845-856. [In Persian]



- Maleki, A., Marabi, H., Rahimi, H. (2016). An Analysis of Topographic Position Index (TPI) in Sanandaj - Sirjan Zone and Broken Zagros Zone, *Quantitative geomorphological Researches*, 5(17): 129-141. [In Persian]
- Mohammadi, Sh., Karimzadeh, H. R., Alizadeh, M. (2018). Spatial estimation of soil erosion in Iran using RUSLE model, *Ecohydrology*, 5(2): 551-569. [In Persian]
- Mokarram, M., Darvishi, A., Negahban, S. (2017). The Relation between Morphometric Characteristics of Watersheds and Erodibility at different altitude levels using Topographic Position Index (TPI) Case Study: Nazloochoaei Watershed, *Scientific - Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR)*, 26(101): 131-142. [In Persian]
- Renard K, Foster G, Weesies G, McCool D, & Yoder D. (1997). Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation RUSLE). US Department of Agriculture (Ed.). Agricultural Handbook. US Department of Agriculture, Washington, 703, 1-251.
- Roskopf, C.M., Di Iorio, E., Circelli, L., Colombo, C., Aucelli, P.P.C. (2020). Assessing spatial variability and erosion susceptibility of soils in hilly agricultural areas in Southern Italy. *Int. Soil Water Conserv. Res.*, 8, 354-362.
- Safari, A. Noori, A. A., Karami. J. (2018). Investigation about the influence of land-cover and land use changes on soil erodibility potential, case study: Gharesou, Gorganrood, *Journal of Spatial Analysis Enviromental Hazard*, 5(1):83-96. [In Persian]
- Talebi Khiavi, H., Mostafazadeh, R., 2022. The spatiotemporal dependencies of terrain indices with soil characteristics in a steep hillslope mountainous area, *Arabian Journal of Geosciences*, 15: 1-18.
- Taripanah, F., Ranjbar, A., Vali, A., Mokarram, M. (2022). Classification of landforms using topographic location index and assessment of their actual Soil Erosion Risk in mountainous areas (Case study: Kharestan watershed), *Iranian Journal of Remote Sensing & GIS*, Articles in Press, Available Online from 01 May 2022. [In Persian]
- Vaezi, A.R., Abasi, M., Haji Maleki, Kh. (2017). Assessment of the RUSLE model integrated with RS and GIS in semi-arid small drainage areas, NW Iran, *Iran-Watershed Management Science & Engineering*, 11(38):1-10.
- Wang, Z., Su. Y. (2020). Assessment of Soil Erosion in the Qinba Mountains of the Southern Shaanxi Province in China Using the RUSLE Model, *sustainability*, 12(1733): 1-17.
- Weiss A. (2001). Topographic position and landforms analysis. ERSI User Conference, San Diego, USA.
- Zeng, Ch., Wang, Sh., Bai, X., Li, Y., Tian, Y., Li, Y., Wu, L., Luo, G. (2017). Soil erosion evolution and spatial correlation analysis in a typical karst geomorphology, using RUSLE with GIS, *Solid Earth Discuss*, 1-27.
- Zhang H, Wei J, Yang Q, et al. (2017) An improved method for calculating slope length ( $\lambda$ ) and the LS parameters of the revised universal soil loss equation for large watersheds. *Geoderma* 308:36-45.

## Research Paper



## Investigating changes in the hydrological flow regime and the environmental flow component of EFCs in Khiachai River in a 30-year period



Hasan Setayeshi Nesaz<sup>1</sup>, Sayyad Asghari Saraskanroud\*<sup>2</sup>, Aghil madadi<sup>4</sup> Raof Mostafazadeh<sup>3</sup>



This paper is an open access and licenced under the CC BY NC licence.



DOI:10.22034/hyd.2023.54796.1672

**Reference to this article:** Setayeshi esaz, Hasan, Asghari Saraskanroud Sayyad madadi Aghil, Mostafazadeh Raof. (2023). Investigating changes in the hydrological flow regime and the environmental flow component of EFCs in Khiachai River in a 30-year period. *Hydrogeomorphology*, 10(37): 25-43.

### Keywords

**Flow Duration curve, Flow regime change, Minimum flows, Flow rate, Threshold change, Khiachai, Northwest Iran**

Receive Date: 2023/01/04

Accept Date: 2023/02/14

Available: 2024/01/20

### ABSTRACT

Rivers are very important in terms of human uses and ecological functions. In the present research, the environmental flow components of the Khiavchai River have been determined. Therefore, changes in the EFCs were determined using IHA software. According to the results, the values of low flows were high in the first period (1988 to 2017), but decreased in recent periods. Also, the decrease in the discharge values of the maximum flow indicators and the increase in the number of days with zero discharge to the number of 174 days were also caused by the change of the river regime. The amount of peak rate and decline rate components has increased in recent periods. The values of low flow duration indicators and low flow frequency have increased. Based on the change of flow dispersion index, the occurrence of strong or very low flows in the river has been intensified. According to the FDCs, in the early periods of the river flow regime, river flow was higher than 0.01cms during the year, while in recent periods it has decreased to less than 0.001cms. Based on the changes in the duration of the flow in recent periods, the duration of the river has changed to 50-60% of the days of the year with a very low discharge. Overuse of river flow changes in the flow regime, and successive droughts have increased the severity of the change in the flow regime and the deviation of the river conditions from the normal state.

\* Corresponding Author: Sayyad Asghari Saraskanroud

E-mail: s.asghari@uma.ac.ir

1. Ph.D Student in Geomorphology, Department of Physical Geography, Faculty of Social Science, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran
2. Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Social Science, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran.
3. Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Social Science, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran
4. Associate Professor, Department of Watershed Management and Member of Water Management Research Institute, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

## Extended Abstract

### Introduction

As a dynamic system, the river always changes its location and morphological characteristics according to time, geomorphic, geological, hydrological factors and as a result of human intervention. One of the most important goals of water resources management is the wise use of water resources in such a way that the functions and values of water ecosystems are preserved. Rivers in most parts of Iran have undergone many changes as a result of human intervention, construction of dams, increased use of water for agricultural and urban purposes, water transfer between basins. These human and natural interferences have resulted in effects such as reducing the total flow of the river and influencing seasonal changes as well as the size and frequency of floods. These changes caused by drought or human factors have negative effects on hydrological services, hydrological drought, and the ecological functions of the watershed. In recent decades, the importance of the natural hydrological regime in maintaining the integrity of rivers has been widely recognized. Construction of dams, point source pollution, surface water abstraction and hydroelectric power can alter the natural regime of a river by negatively affecting water quality, biological composition, structures and functioning of aquatic and coastal ecosystems.

### Methodology

In the present research, the environmental flow components of the Khiavchai River have been determined in different periods. In this regard, changes in the environmental flow components have been determined using IHA software

### Results and Discussion

Based on the results, it can be said that the values of minimum flows were high in the first period (1988 to 2017) but decreased in recent periods. Also, the decrease in the maximum flow indicators and the increase in the number of days with zero discharge to 174 days are also caused by the change in the river regime. The amount of components of peak rate as well as decline rate has increased in recent periods. The values of minimum flow continuity indicators and minimum flow frequency have increased in Khiavchai River. In addition, based on the change of flow dispersion index values, the occurrence of strong or very low flows in the river has intensified. Based on the flow duration curves, it can be said that in the early periods of the river flow regime, the river flow was normal, and the river flow flowed throughout the year with a flow rate higher than 0.01 cubic meters per second, while in the recent periods, it was less than or equal to 0.01. cubic meters per second have decreased. The changes in the continuity of the river flow showed that in recent periods the continuity of the river has changed to 50-60% of the days of the year with a very low discharge.

### Conclusions

Considering the importance of the environmental flow and the continuity of the river's life, it is necessary to comply with the environmental rights. It should be noted that indiscriminate harvests have aggravated the changes in the flow regime, and on the other hand, the occurrence of successive droughts has increased the severity of the changes in the flow components and the deviation of the river conditions from the natural state.

## مقاله پژوهشی



## بررسی تغییرات رژیم جریان هیدرولوژیکی و مؤلفه جریان محیط زیستی EFCs در رودخانه خیاوچای در یک دوره ۳۰ ساله



حسن ستایشی نساژ<sup>۱</sup>، صیاد اصغری سرسکانرود\*<sup>۲</sup>، عقیل مددی<sup>۳</sup>، رئوف مصطفی زاده<sup>۴</sup>



این مقاله به صورت دسترسی باز و با لایسنس CC BY NC کریتیو کامنز قابل استفاده است.



**ارجاع به این مقاله:** ستایشی نساژ، حسن، اصغری سرسکانرود، مددی و مصطفی زاده (۱۴۰۲). تعیین مؤلفه‌های جریان محیط زیستی رودخانه خیاوچای در دوره‌های متوالی: ۴۵ - ۲۵. هیدروژئومورفولوژی، ۱۰ (۳۷)، ۴۳-۲۵

DOI:10.22034/hyd.2023.54796.1672



## چکیده

در تحقیق حاضر مؤلفه‌های جریان محیط زیستی رودخانه خیاوچای در دوره‌های متوالی ۵ ساله با استفاده از نرم‌افزار IHA مشخص شد. بر اساس نتایج، مقادیر جریان‌های کمینه در دوره اول (۱۳۶۷ تا ۱۳۹۶) بالا بوده است ولی در دوره اخیر (۱۳۹۱ تا ۱۳۹۸) کاهش پیدا کرده است. هم‌چنین کاهش مقادیر دبی شاخص‌های جریان‌های حداکثر و افزایش تعداد روزهای دبی صفر به تعداد ۱۷۴ روز نیز ناشی از کاهش آبدهی رودخانه بوده است. مقدار مؤلفه‌های نرخ اوج‌گیری و نرخ فروکش در دوره‌های اخیر افزایش پیدا کرده است. مقادیر شاخص‌های تداوم جریان کمینه، و فراوانی جریان کمینه در رودخانه خیاوچای افزایش داشته است. بر اساس تغییر مقادیر شاخص پراکندگی جریان، وقوع جریان‌های شدید و یا بسیار کم در رودخانه به دلیل کاهش جریانهای کمینه و افزایش دبی‌های سیلابی تشدید شده است. بر اساس منحنی‌های تداوم جریان، در دوره‌های ابتدایی رژیم جریان رودخانه طبیعی بوده و در ایام سال با دبی بالاتر از ۰/۰۱ مترمکعب در ثانیه جریان داشته است، در حالی که، در دوره ۷ ساله اخیر کاهش پیدا کرده و به میزان ۰/۰۰۱ مترمکعب در ثانیه رسیده است. براساس تغییرات تداوم جریان در دوره‌های اخیر تداوم رودخانه به ۵۰ الی ۶۰ درصد ایام سال با دبی بسیار کم تغییر پیدا نموده است. در مجموع می‌توان گفت که تغییر مؤلفه‌های محیط زیستی جریان در راستای کاهش دبی و افزایش روزهایی با دبی صفر بوده است که می‌تواند ناشی از کاهش بارندگی و وقوع خشکسالی‌ها باشد.

## کلیدواژه‌ها

منحنی تداوم جریان، تغییر رژیم جریان، جریان‌های کمینه، آستانه تغییر، رودخانه خیاوچای، شمالغرب ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۰/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۲۵

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۰/۳۰

\* نویسنده مسئول: صیاد اصغری سرسکانرود

رایانامه: S.asghari@uma.ac.ir

۱- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

۲- استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

۳- استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

۴- دانشیار گروه آموزشی منابع طبیعی و عضو پژوهشکده مدیریت آب، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

رودخانه به‌عنوان سیستمی پویا، مکان و خصوصیات مورفولوژیکی خود را همواره بر حسب زمان، عوامل ژئومورفیک، زمین‌شناختی، هیدرولوژیکی و در اثر دخالت بشر تغییر می‌دهند (رضایی مقدم و همکاران، ۱۳۹۱: ۱). رودخانه‌ها در اغلب نقاط کشور ایران بر اثر دخالت‌های انسانی، ساخت سد، افزایش میزان بهره‌برداری از آب برای مصارف کشاورزی و شهری، انتقال آب بین حوضه‌ای، تغییرات زیادی یافته‌اند (مهری و همکاران، ۱۳۹۶؛ آسیایی و همکاران، ۱۳۹۷؛ بون و آرتینگتن<sup>۱</sup>، ۲۰۰۲: ۴۹۲). این دخالت‌های انسانی و طبیعی به بروز آثاری از جمله کاهش کل جریان رودخانه و تحت تاثیر قرار دادن تغییرات فصلی و نیز اندازه و تناوب سیلاب منجر شده است (نصیری و همکاران، ۱۳۹۸؛ امینی و همکاران، ۱۳۹۸؛ الف؛ پیروزی و همکاران، ۱۳۹۹). در بسیاری موارد این تغییرات ناشی از وقوع خشکسالی و یا عوامل انسانی، آثار منفی روی خدمات هیدرولوژیکی، خشکسالی هیدرولوژیکی (امینی و همکاران، ۱۳۹۸) و کارکردهای اکولوژیکی حوزه آبریز دارند. در دهه‌های اخیر اهمیت رژیم هیدرولوژیکی طبیعی در حفظ یکپارچگی رودخانه‌ها به‌طور گسترده‌ای شناخته شده است (پوف<sup>۲</sup>، ۱۹۹۶: ۱۴۷؛ ریشتر<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۶: ۱۱۶۳). فعالیت‌های انسانی مانند احداث سدها، ایجاد آلودگی‌های نقطه‌ای، برداشت آب‌های سطحی و تولید نیروی برق‌آبی می‌تواند رژیم طبیعی رودخانه را تغییر دهد. این تغییر در اکوسیستم رودخانه و رژیم جریان می‌تواند بر کیفیت آب، ترکیب زیستی، سازه‌ها و عملکرد اکوسیستم‌های آبی و ساحلی تأثیر منفی داشته باشد (بوفگنی<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۹: ۹۵، هرینگ<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۳: ۳۴۵؛ زوپینی<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۱۰: ۳۷). ارتباط رژیم هیدرولوژیکی با دستورالعمل چارچوب آب شناخته شده است (پارلمان اروپا، ۲۰۰۰)، که صریحاً جنبه‌های مورفولوژیکی مربوط به آب را به‌عنوان عناصر کیفی تعریف می‌کند. به‌منظور ارزیابی رژیم هیدرولوژیکی حدود ۲۷۰ روش برای ارزیابی رژیم و تعیین نیاز آب محیط زیستی رودخانه‌ها شناسایی شده است که در چهار روش متمایز هیدرولوژیکی درجه‌بندی هیدرولیکی شبیه‌سازی زیستگاه‌ها و روش جامع طبقه‌بندی شده‌اند (تریم<sup>۷</sup>، ۲۰۰۳). روش‌های مبتنی بر شاخص‌های هیدرولیکی ساده‌ترین و پرکاربردترین روش‌های ارزیابی رژیم هیدرولوژی و برآورد جریان محیط زیستی در سطح جهان هستند (پوف و همکاران، ۲۰۱۰). روش‌های قدیمی از این دسته فقط به حداقل نیاز آبی رودخانه اکتفا می‌کنند، در حالی که روش‌های جدیدتر چندین ویژگی جریان مانند مقدار، فراوانی، مدت زمان تداوم جریان و غیره را در نظر می‌گیرند (ریشتر و همکاران، ۲۰۱۱). از جمله مرسوم‌ترین این روش‌ها شاخص‌های تغییرات هیدرولوژیکی (IHA) است که پارامترهایی را برای مقایسه ویژگی‌های هیدرولوژیکی در دو دوره زمانی قبل و بعد از آثار مداخلات انسانی و تغییر اقلیم و استفاده در رویکرد دامنه تغییرپذیری<sup>۸</sup> ارائه می‌دهد (ریشتر و همکاران، ۱۹۹۷؛ ماتئو و ریشتر<sup>۹</sup>، ۲۰۰۷). پژوهش‌های متعددی در زمینه تغییرات شاخص‌های هیدرولوژیکی رودخانه‌ها انجام شده است. الگوهای جریان رودخانه‌ای توسط عشقی و قنبرزاده (۱۳۹۳) مورد مطالعه قرار گرفت و تاثیر مولفه‌های مختلف را در تغییر بستر و مسیر رودخانه بررسی شدند و مشخص شد که شکل هندسی رودخانه‌ها تحت تاثیر عواملی چون مقاومت بستر رود و پوشش گیاهی به‌صورت مماندری درآمده است. با بررسی اثرات تغییر کاربری اراضی بر شاخص‌های جریان کمینه حوزه آبخیز طالقان کاظمی و بیات (۱۳۹۶) دریافتند که تغییرات کاربری ناشی از دخالت انسان بر روی روند تغییرات شاخص‌های جریان کمینه تاثیر مستقیم دارد. در بررسی علل تغییرات زمانی و مکانی بستر رودخانه بالهارود بر اساس پارامترهای هندسی، کیانی و پوربشیر هیر (۱۳۹۷) به این نتیجه رسیدند که مجموع عواملی مانند دخالت‌های انسانی، محیط، خشکی اقلیم، پوشش گیاهی در روند تغییرات بستر رودخانه دخیل هستند. با بررسی تغییرات رژیم جریان آب رودخانه‌ای خرمالو در استان گلستان با استفاده از شاخص‌های هیدرولوژیکی IHA، خسروی و همکاران (۱۳۹۸) به این نتیجه رسیدند که الگوی رژیم جریان آب سالانه طی دوره آماری ۱۳۴۶ تا ۱۳۹۵ از طبقه "رواناب دائمی PR" به "دائمی با سیلاب‌های ناگهانی PF" تغییر کرده است. در پژوهشی با عنوان ارزیابی تغییرات زمانی-مکانی شاخص‌های فصلی منحنی تداوم جریان (FDCSI) طی چهار دهه در حوزه دریاچه نمک، شیخ و همکاران (۱۳۹۸) به این نتیجه رسیدند که جریان تابستانه به‌علت عدم تأمین دبی پایه، خشکسالی شدیدتری طی

1- Bunn and Arthington

2- Poff

3- Richter

4- Buffagni

5- Hering

6- Zoppini

7- Tharme

8- Range of Variability Approach

9- Mathews and Richter

دوره ۲۰۱۲-۱۹۷۰ متحمل شده است. در حوزه‌های آبریز بلژیک اثر هیدرولوژیکی تغییر اقلیم را از جنبه وقایع حدی توسط باجیوس و همکاران (۲۰۱۰) مورد مطالعه قرار دادند و بیان کردند که افزایش فراوانی وقوع جریان کم آبی در تابستان و جریان پر آبی در زمستان از اثرات مهم تغییر اقلیم بوده است. با ارزیابی تغییرات رژیم جریان در رودخانه موقتی سلون با استفاده از یک شاخص هیدرولوژیکی ساده توسط دی گیرولامو<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۵) نشان دادند که رژیم هیدرولوژیکی بخش بالادست کم‌تر تغییر کرده است، درحالی که رژیم بخش رودخانه در قسمت پایین دست به شدت تغییر یافته است. مارتین<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۱۸) با ارزیابی فرایندهای تغییر جریان بر روی عملکرد ساختاری رودخانه تور در سوئیس بیان نمودند که مورفولوژی کانال به شدت تغییر نموده است و روند تغییرات رژیم هیدرولوژیکی ناشی از آثار تغییر اقلیم و فعالیت‌های انسانی بوده است. (اسماختین<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۴). بر اساس سوابق پژوهش تعیین میزان تغییرات مولفه‌های رژیم رودخانه و جریان محیط زیستی در رودخانه‌های مناطق کوهستانی که از برف تغذیه می‌شوند، کم‌تر مورد توجه قرار گرفته است. لذا هدف پژوهش حاضر، تعیین تغییرات رژیم جریان و تاثیر وقوع خشکسالی‌های متوالی بر شدت تغییر رژیم جریان و انحراف شرایط رودخانه از حالت طبیعی بوده در ک دوره طولانی مدت بوده است. در این راستا، ۳۴ مؤلفه جریان محیط زیستی<sup>۴</sup> (EFCs) در ایستگاه هیدرومتری خیابوچای محاسبه شده است.

### منطقه مورد مطالعه

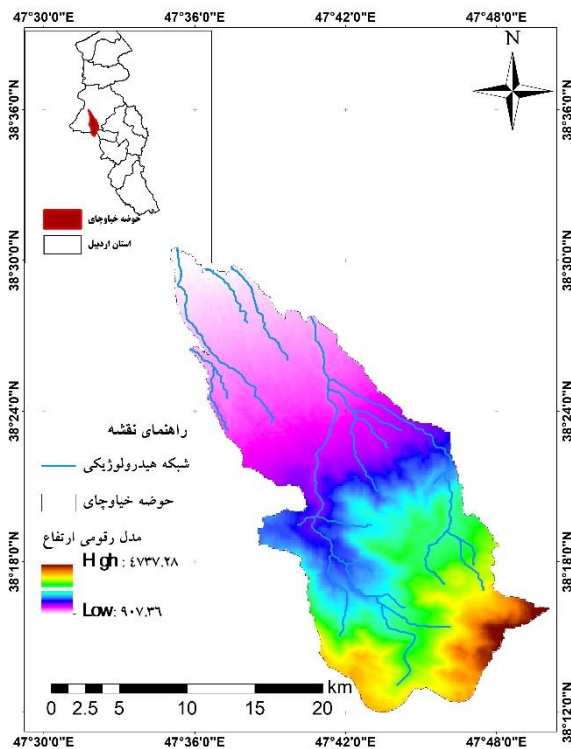
از نظر جغرافیایی حوضه آبریز رودخانه خیابوچای در شرق شهر مشگین‌شهر واقع گردیده است. حوضه خیابوچای در استان اردبیل و از زیرشاخه‌های رودخانه قره‌سو است رودخانه اصلی این حوضه خیابوچای نام دارد که از ارتفاعات سبلان سرچشمه می‌گیرد و پس از طی نمودن دره موئیل به محدوده شهر وارد شده و در نهایت به رودخانه قره‌سو می‌ریزد. جهت عمومی حرکت این رودخانه جنوبی-شمالی بوده و در طول مسیر خود از حاشیه شهر مشگین‌شهر و روستاهای قره‌دریش، نصیرآباد، بارزیل، دستگیر، پاشلو و حاجیلو عبور می‌کند. با توجه به ماهیت کوهستانی رودخانه، شیب بستر رودخانه در طول مسیر نسبتاً بالا بوده و بستر و کناره‌های رودخانه درشت دانه و مشتمل بر شن و ماسه، سنگ و قله‌سنگ است. اقلیم منطقه مورد مطالعه بر اساس روش طبقه‌بندی دومارتن اصلاح شده به‌عنوان نیمه‌خشک سرد طبقه‌بندی می‌شود. رژیم آبدهی رودخانه خیابوچای بر اساس آمار دبی ایستگاه پل سلطان نشان می‌دهد که حداقل دبی سالانه رودخانه برابر ۰/۲۵ مترمکعب در ثانیه، و حداکثر آن برابر ۱/۳۶ مترمکعب در ثانیه است. همچنین مقدار متوسط آبدهی سالانه برابر ۰/۷۶ مترمکعب در ثانیه ثبت شده است. وسعت محدوده بالادست رودخانه برابر ۱۱۵ کیلومترمربع و متوسط بارش منطقه برابر ۳۷۵ میلی‌متر است (عیوضی و همکاران، ۱۴۰۱). مقادیر حداکثر دبی سیلاب روزانه در ایستگاه هیدرومتری پل سلطانی بر اساس توزیع لوگ نرمال سه پارامتره در دوره بازگشت‌های ۵، ۱۰، ۲۵ و ۵۰ ساله به ترتیب برابر ۱۰/۵۸، ۱۸/۹۹، ۳۶/۱۹ و ۵۵/۲۵ مترمکعب در ثانیه بوده است (کازمی و همکاران، ۱۳۹۶). ضریب متوسط رواناب منطقه مورد مطالعه نیز برابر ۵۱/۲ درصد گزارش شده است. نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است.

1- De Girolamo

2- Martín

3- Smakhtin

4 - Environmental Flow Components



شکل (1): نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه و مدل رقومی ارتفاعی منطقه

Figure (1): a) Location map of the studied area and digital elevation model

## مواد و روش

در این پژوهش به منظور بررسی تغییر رژیم جریان رودخانه خیاوچای آمار دبی روزانه ایستگاه هیدرومتری خیاوچای به دلیل دارا بودن طول دوره آماری طولانی مدت استفاده شده است. دوره آماری داده‌های استفاده شده از ۱۳۴۸ تا ۱۳۹۸ بوده است. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش، داده‌های دبی جریان رودخانه بوده است که از وبسایت شرکت مدیریت منابع آب ایران تهیه شده است. در مرحله اول با پردازش داده‌ها و انجام آزمون همگنی، از صحت داده‌ها اطمینان حاصل شد. سپس، برخی داده‌های ناقص با روش‌های میانگین‌گیری و همبستگی بازسازی شدند. در مرحله بعدی سپس بر اساس طول دوره آماری موجود، دوره‌های زمانی مشخص شدند. در ادامه داده‌های تهیه شده برای ورود به نرم‌افزار IHA آماده شدند. محاسبه شاخص‌های تغییرات در مولفه‌های مختلف جریان صورت گرفت و سپس با استفاده از روش‌های منحنی تداوم جریان، رسم نمودار هیستوگرام و نیز مقایسه ویژگی‌های آماری نتایج، تحلیل‌های لازم انجام گرفت.

## محاسبه شاخص‌های تغییر جریان

در تحقیق حاضر با استفاده از نرم‌افزار شاخص‌های هیدرولوژیکی (IHA)، وضعیت تغییرات رژیم هیدرولوژیکی دبی روزانه در ایستگاه هیدرومتری خیاوچای در شهرستان مشگین‌شهر بررسی شده است. به منظور بررسی تغییرات رژیم هیدرولوژیکی متأثر از عوامل طبیعی و فعالیت‌های انسانی در حوضه آبریز خیاوچای از شاخص‌های تغییرات هیدرولوژیکی IHA و محاسبه مولفه‌های جریان محیط زیستی استفاده شد. بر اساس تغییرات در مقادیر بارش، دبی رودخانه و نیز ارزیابی تغییرات جریان در دوره‌های متوالی، شش دوره مطابق جدول ۱ تفکیک شدند.

جدول (۱): دوره‌های مورد مطالعه در ارزیابی تغییرات رژیم جریان رودخانه خیاوچای

Table (1): The periods studied in the evaluation of changes in the flow regime of Khaiauchai River

دوره	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم	دوره پنجم
سال	۱۳۶۷-۱۳۷۶	۱۳۷۶-۱۳۸۱	۱۳۸۱-۱۳۸۶	۱۳۸۶-۱۳۹۱	۱۳۹۱-۱۳۹۸

در ادامه مؤلفه‌های جریان زیست‌محیطی EFC با استفاده از نرم‌افزار IHA محاسبه شدند.

### شاخص‌های تغییر جریان رودخانه‌ای

نرم‌افزار IHA توسط کمیسیون حفاظت از طبیعت ۱ در سال ۱۹۹۰ به‌عنوان ابزاری کاربردی برای محاسبه ویژگی‌های رژیم هیدرولوژیکی طبیعی و تغییر یافته توسعه یافت (کمیسیون حفاظت از طبیعت، ۲۰۰۹). این رویکرد برای هر نوع داده هیدرولوژیکی مانند دبی، تراز جریان رودخانه، تراز آب زیرزمینی و یا دریاچه قابل استفاده است. مزیت بسته نرم‌افزاری شاخص‌های تغییر جریان در این است که می‌تواند داده‌های هیدرولوژیکی روزانه را به تعداد مؤلفه هیدرولوژیکی قابل مدیریت و مرتبط با وضعیت اکولوژی مانند مقدار، زمان وقوع، فراوانی، مدت تداوم و میزان تغییرات خلاصه کند. نرم‌افزار مذکور قادر به محاسبه ۶۷ پارامتر شامل ۳۳ پارامتر تغییرات هیدرولوژیکی (IHA) و ۳۴ پارامتر جریان محیط زیستی (EFC) است.

در نرم‌افزار یاد شده می‌توان شاخص‌های هیدرولوژیکی را در دوره‌های زمانی مجزا مانند دوره زمانی قبل و بعد از آثار فعالیت‌هایی مانند احداث سد، انحراف جریان، پمپاژ آب زیرزمینی، تغییرات شدید کاربری اراضی با هم مقایسه نمود. یا اینکه برای سیستم‌های هیدرولوژیکی که در بلندمدت تحت تاثیر دخالت‌ها و تغییرات انسانی قرار گرفته اند، روند تغییرات جریان در طول زمان بررسی شود. در مواردی که طول آمار موجود کافی نباشد، سری زمانی باید با استفاده از مدل‌های هیدرولوژیکی آماری بازسازی شوند و ارجحیت داده‌های مورد استفاده، داده‌های روزانه است (اسماختین و آپوتاس، ۲۰۰۶). شاخص‌های IHA با استفاده از هر دو آمار پارامتریک (میانگین و انحراف معیار) یا آمار ناپارامتریک (میانه و صدک) محاسبه می‌شوند و در بیشتر وضعیت‌ها، آمار ناپارامتریک گزینه بهتری است زیرا بیش‌تر داده‌های هیدرولوژیکی دارای چولگی بوده و غیرنرمال هستند. باید اشاره شود که برای مقادیری مانند میانگین دبی ماهیانه، آمار پارامتریک ترجیح داده می‌شوند.

### مؤلفه‌های جریان محیط زیستی (EFC)

در نرم‌افزار IHA، ۳۴ پارامتر در قالب پنج مؤلفه جریان محیط زیستی شامل جریان کم، جریان‌های بسیار کم، پالس‌های جریان‌های بالا، سیلاب‌های کوچک و سیلاب‌های بزرگ وجود دارد این پنج مؤلفه، طیف کاملی از وضعیت جریان را ارائه می‌دهند که نشان‌دهنده وضعیت پایداری اکولوژیکی رودخانه هستند. ابتدا جریان‌های بالا و جریان‌های کم تفکیک می‌شود. به این منظور، از چهار پارامتر برای تفکیک این دو نوع جریان استفاده می‌شود در نخستین مرحله برای تفکیک جریان‌های بالا یک مقدار آستانه (مقدار اولیه توصیه شده، صدک ۷۵ از جریان‌های روزانه است) تعیین می‌شود و جریان‌های بیش‌تر از این آستانه به‌عنوان جریان‌های بالا در نظر گرفته می‌شوند. دومین پارامتر مقدار آستانه برای تفکیک جریان کم (مقدار اولیه توصیه شده صدک ۵۰ از جریان‌های روزانه) است. همه دبی‌های کم‌تر از این آستانه به‌عنوان جریان‌های کم، طبقه‌بندی می‌شوند سومین پارامتر، آستانه شروع جریان بالاست. وقتی جریان‌ها در بین آستانه جریان بالا و جریان پایین قرار دارند، این پارامتر آستانه شروع جریان‌های بالا را کنترل می‌کند. مقدار اولیه توصیه شده ۲۵ درصد است چهارمین پارامتر، مقدار آستانه برای تفکیک انتهای جریان‌های بالاست و برای جریان‌هایی به کار می‌رود که بین آستانه جریان و آستانه جریان پایین قرار دارند، این آستانه، انتهای وقایع جریان‌های بالا را روی شاخه نزولی مشخص می‌کند. مقدار اولیه توصیه شده ۱۰ درصد است.



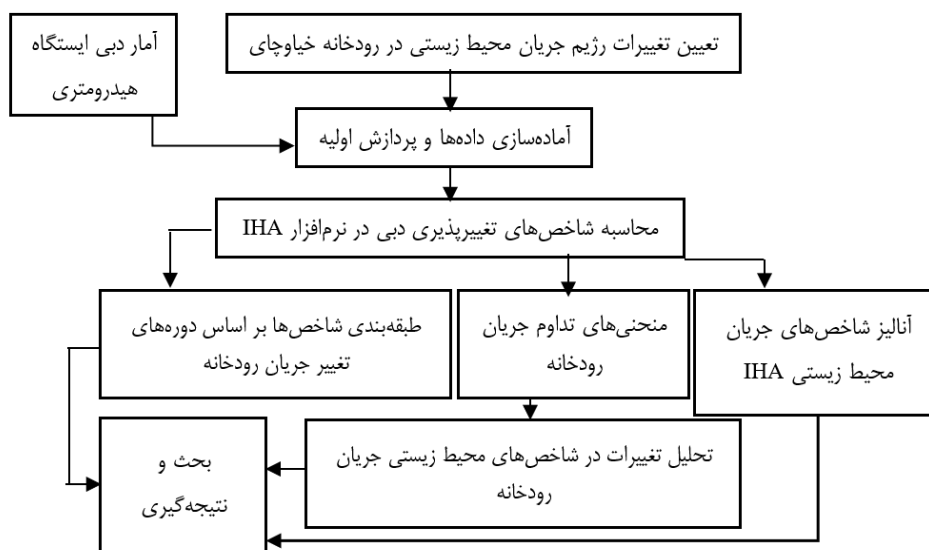
در تعیین آستانه سیلاب‌های کوچک جریان‌های بالا که جریان پیک بزرگ‌تر یا مساوی با این آستانه و کم‌تر از جریان پیک سیلاب‌های بزرگ را دارند، به کلاس سیلاب‌های کوچک اختصاص داده می‌شوند. همه وقایع با جریان پیک کم‌تر از این آستانه به‌عنوان کلاس پالس‌های جریان بالا در نظر گرفته می‌شوند. دبی سیلاب‌های کوچک معمولاً معادل دبی با دوره بازگشت دو تا کم‌تر از ۱۰ سال در نظر گرفته می‌شود. تعیین آستانه سیلاب‌های بزرگ: همه جریان‌های بالا که دبی پیک بیش‌تر یا مساوی این مقدار را دارند به‌عنوان کلاس سیلاب‌های بزرگ در نظر گرفته می‌شوند. همه وقایع با دبی پیک کم‌تر از این مقدار در کلاس پالس جریان بالا یا کلاس سیلاب کوچک طبقه‌بندی می‌شوند. در این خصوص کاربر می‌تواند یکی از سه گزینه دبی با دوره بازگشت، مقدار معین جریان یا صدک همه جریان‌های روزانه را انتخاب کند. مقدار اولیه پیشنهاد شده دبی با دوره بازگشت ۱۰ سال است. اهمیت اکولوژیکی مولفه‌های جریان محیط زیستی و نقش آن در اکوسیستم رودخانه در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول (۲): پارامترهای جریان محیط زیستی (EFC) و تاثیرات آن‌ها بر اکوسیستم رودخانه (EP, 2009)

Table (2): Environmental flow parameters (EFC) and their effects on the river ecosystem (EP, 2009)

پارامتر	شیوه محاسبه	ملاحظات اکولوژیکی و ژئومورفولوژیکی
جریان‌های کمینه ماهانه (۱۲ پارامتر)	-مقادیر میانگین یا میانه مقادیر جریان‌های کم برای هر ماه	تشکیل زیستگاه مناسب، تنظیم دمای آب اکسیژن محلول و کیفیت آب، رطوبت خاک، تامین آب شرب آبزیان، تغذیه و تخم‌ریزی ماهی‌ها و دوزیستان
۲. جریان‌های بسیار کم (چهار پارامتر)	-فراوانی جریان‌های بسیار کم در هر سال آبی یا فصل -میانگین یا میانه مقادیر بسیار کم شامل روزها، زمان وقوع یا تعداد روز جریان بسیار کم	توسعه برخی گونه‌های گیاهی در دشت سیلابی، توسعه گونه‌های مهاجم، گونه‌های آبی و جوامع کناری رودخانه، متمرکز شدن شکار در مناطق محدود
پالس‌های جریان‌های بالا (شش پارامتر)	-فراوانی پالس‌های جریان‌های بالا در سال یا فصل -میانگین یا میانه مقادیر پالس‌های جریان بالا شامل مدت زمان (روزها)، مقدار و زمان وقوع جریان پیک جریان (حداکثر) جریان‌های بالا -میزان افزایش و کاهش	ویژگی‌های واحدهای ژئومورفیک، اندازه ابعاد قطر رسوبات کف و لایه زیرین بستر، جلوگیری از گسترش جوامع گیاهی کناری در کانال، جابجایی مواد زائد و آلاینده‌ها، هوا دهی تخم‌ها در سنگ ریزه‌ها، برقرار کردن وضعیت مناسب برای شوری آب در شکارگاه (حل تلاقی رود به دریا)
سیل‌های کوچک و بزرگ (۱۲ پارامتر)	-فراوانی سیلاب‌های کوچک و بزرگ طی سال آبی یا فصل -میانگین یا میانه مقادیر سیلاب‌های کوچک و بزرگ -مدت زمان (روز)، مقدار، زمان وقوع جریان پیک -میزان افزایش و کاهش هیدروگراف	فراهم شدن شرایط برای مهاجرت و تخم‌ریزی ماهی‌ها، تغذیه سطح آب دشت سیلابی، حفظ تنوع و توزیع گیاهان دشت سیلابی، ترسیب مواد مغذی در دشت سیلابی، تعادل گونه‌های جوامع آبی و کناری رودخانه، ایجاد واحدهای ژئومورفیک برای توسعه پوشش گیاهی، حرکت جانبی رودخانه و شکل‌گیری زیستگاه‌های جوامع گیاهی کناری رودخانه

نمودار جریانی روش تحقیق در شکل ۲ ارائه شده است.



شکل (۲): نمودار جریان مراحل ارزیابی تغییرات رژیم هیدرولوژیکی جریان در رودخانه خیاوچای، مشگین شهر

Figure (2): The flow chart of the stages of evaluating the changes in the hydrological regime of flow in Khiavchay River, Meshginshahr

### بحث و نتایج

ویژگی های آماری تغییرات دبی جریان رودخانه خیاوچای در دوره های مورد مطالعه در جدول ۳ ارائه شده است.

جدول (۳): ویژگی های آماری رژیم جریان در دوره های متوالی رودخانه خیاوچای

Table (3): Statistical characteristics of the flow regime in consecutive periods of Khiavchay River

دوره پنجم	دوره چهارم	دوره سوم	دوره دوم	دوره اول	واحد	ویژگی
۰/۳۹	۰/۵۴	۰/۴۸	۰/۶۴	۰/۹۱	مترمکعب در ثانیه	متوسط جریان سالانه
۱/۳۸	۲/۲۵	۲/۲۱	۱/۰۴	۲/۳۷	(-)	ضریب تغییرات سالانه
۰/۶۴	۰/۶۶	۰/۵۵	۰/۵۶	۰/۴۲	(-)	قابلیت پیش بینی جریان
۰/۵۹	۰/۵۸	۰/۴۱	۰/۵۰	۰/۶	(-)	ثبات/قابلیت پیشش بینی
۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۵۷	۰/۲۴	(/.)	درصد سیلابها در دوره ۶۰ روزه

پارامترهای محاسباتی گروه ۱ شامل مقادیر دبی متوسط ماهانه جریان در دوره های مختلف بوده است که از ارائه آن صرف نظر شده است. در جدول ۴ مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی گروه دوم رودخانه خیاوچای در دوره های متوالی ارائه شده است.

جدول (۴): مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی گروه دوم در دوره‌های متوالی رودخانه خیاوچای

Table (4): Values of environmental flow parameters of the second group in successive periods of Khiavchai River

پارامترهای گروه ۲	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم	دوره پنجم
جریان حداقل ۱ روزه (مترمکعب در ثانیه)	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
جریان حداقل ۳ روزه (مترمکعب در ثانیه)	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
جریان حداقل ۷ روزه (مترمکعب در ثانیه)	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
جریان حداقل ۳۰ روزه (مترمکعب در ثانیه)	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
جریان حداقل ۹۰ روزه (مترمکعب در ثانیه)	۰/۲۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
جریان حداکثر ۱ روزه (مترمکعب در ثانیه)	۳/۷۶	۱/۵۹	۶/۷۱	۴/۷۰	۲/۳۵
جریان حداکثر ۳ روزه (مترمکعب در ثانیه)	۲/۷۵	۱/۵۷	۵/۲۵	۳/۴۴	۱/۷۷
جریان حداکثر ۷ روزه (مترمکعب در ثانیه)	۲/۳۹	۱/۵۴	۳/۱۲	۲/۸۷	۱/۴۳
جریان حداکثر ۳۰ روزه (مترمکعب در ثانیه)	۱/۷۷	۱/۳۸	۲/۲۹	۱/۴۸	۱/۲۳
جریان حداکثر ۹۰ روزه (مترمکعب در ثانیه)	۱/۳۵	۰/۹۹	۱/۱۴	۱/۱۱	۰/۹۱
تعداد روزهای صفر (روز)	۰/۰۰	۹۸/۵۰	۹۴/۰۰	۱۸۶/۰۰	۱۷۴/۵۰
شاخص جریان پایه (بدون بعد)	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰

بر اساس نتایج ارائه شده در جدول ۴ می‌توان گفت که مقادیر جریان‌های حداقل در دوره اول (۱۳۶۷ تا ۱۳۷۱) بالا بوده است ولی در دوره‌های اخیر مقادیر شاخص‌های جریان کمینه کاهش پیدا کرده و به صفر رسیده است. باید اشاره شود که الگوی تغییرات مشابه در مورد شاخص‌های جریان‌های حداکثر نیز وجود دارد و مقادیر دبی در همه دوره‌ها به شدت کاهش پیدا کرده است. علاوه بر این، باید ذکر نمود که تعداد روزهای دارای جریان صفر نیز در دوره اول پژوهش صفر بوده ولی در دوره‌های اخیر تعداد روزهای جریان صفر افزایش پیدا نموده است و بیش‌ترین تعداد روزها با دبی صفر (برابر ۱۷۴ روز) در دوره پنج پژوهش اتفاق افتاده است. در جدول ۵ مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی گروه سوم رودخانه خیاوچای در دوره‌های متوالی ارائه شده است.

جدول (۵): مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی گروه سوم در دوره‌های متوالی رودخانه خیاوچای

Table (5): Values of environmental flow parameters of the third group in successive periods of Khiavchai River

پارامترهای گروه ۳	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم	دوره پنجم
تاریخ دبی حداقل	۳۰۰	۱۰۰	۸۵/۵	۲۹۲	۲۰/۵
تاریخ دبی حداکثر	۲۶۴	۲۴۵	۳۲۰	۳۱۸/۵	۵۴

مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی گروه چهارم رودخانه خیاوچای در دوره‌های متوالی در جدول ۶ ارائه شده است.

جدول (۶): مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی گروه چهارم در دوره‌های متوالی رودخانه خیاوچای

Table (6): Values of environmental flow parameters of the fourth group in successive periods of Khiauchai River

پارامترهای گروه ۴	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم	دوره پنجم
تعداد پالس‌های جریان کم	۳/۰۰	۱/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مدت پالس‌های جریان کم	۵/۰۰	۹۱/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
تعداد پالس‌های جریان زیاد	۵/۰۰	۰/۵	۶/۰۰	۶/۰۰	۳/۵
مدت پالس‌های جریان زیاد	۵/۵	۲۹/۰۰	۴/۲۵	۴/۷۵	۱۰/۰۰
آستانه پالس‌های جریان کم	۰/۱۸	۰/۳۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
آستانه پالس‌های جریان زیاد	۱/۱۸	۱/۱۲	۰/۷۲	۰/۷۵	۰/۷۶

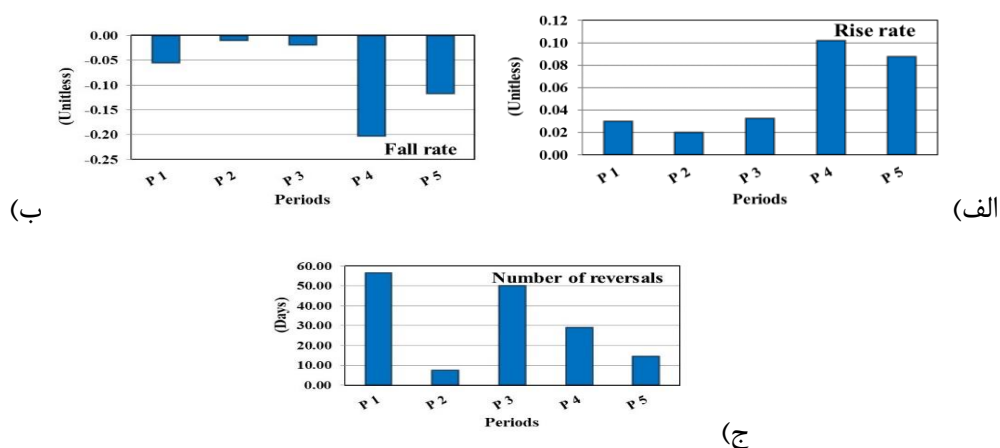
در جدول ۷ مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی گروه پنجم رودخانه خیاوچای در دوره‌های متوالی ارائه شده است.

جدول (۷): مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی گروه پنجم در دوره‌های متوالی رودخانه خیاوچای

Table (7): Values of environmental flow parameters of the fifth group in successive periods of Khiauchai River

پارامترهای گروه ۵	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم	دوره پنجم
نرخ اوج‌گیری	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۸
نرخ فروکش	-۰/۰۵	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۲۰	-۰/۱۱
تعداد نقاط تغییر جریان	۵۶/۵	۷/۵	۵۰/۰۰	۲۹/۰۰	۱۴/۵

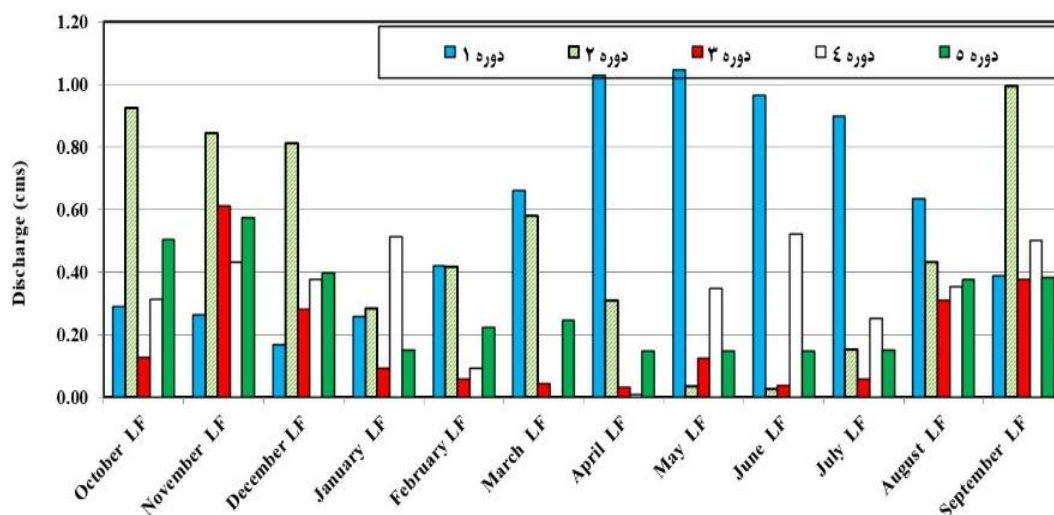
در شکل ۳ مقایسه مقادیر شاخص‌های نرخ اوج‌گیری، نرخ فروکش و تعداد نقاط تغییر جریان در دوره‌های متوالی نشان داده شده است.



شکل (۳): مقایسه مقادیر شاخص‌های الف) نرخ اوج‌گیری، ب) نرخ فروکش و ج) تعداد نقاط تغییر

Figure (3): Comparing the values of indicators a) peak rate, b) decline rate and c) number of change points

در خصوص نتایج شکل ۳ می توان گفت که مقدار دو مولفه نرخ اوج گیری و نیز نرخ فروکش در دوره های اخیر افزایش پیدا کرده است. این ویژگی را می توان با افزایش شدت تغییرات جریان رودخانه در مواقع سیلابی و یا در زمان های تخلیه دبی از حوزه مرتبط دانست. مشاهدات، در سال های اخیر مقدار بارندگی به صورت برف در منطقه مورد مطالعه کاهش معنی داری داشته است. لذا این واکنش سریع در دبی رودخانه را می توان به صورت افزایش شدت اوج گیری دبی جریان و یا افزایش شدت تخلیه دبی از منطقه مشاهده نمود. در همین راستا، نصیری و همکاران (۱۳۹۸) به کاهش معنی دار بارندگی با مقدار آماره من-کندال (-۱/۹۹) و هم چنین افزایش دما در سطح اطمینان ۹۵ درصد (با آماره من-کندال +۲/۳۴) در دامنه های سبلان اشاره نموده اند. در شکل ۴ مقادیر دبی کمینه جریان رودخانه در ماه های مختلف در دوره های تغییر جریان رودخانه خیاوچای نشان داده شده است.



شکل (۴): مقایسه مقادیر دبی جریان کمینه رودخانه در ماه های مختلف در دوره های تغییر جریان رودخانه خیاوچای

Figure (4): Comparison of the minimum flow of the river in different months in the periods of flow changes of the Khiauchai River

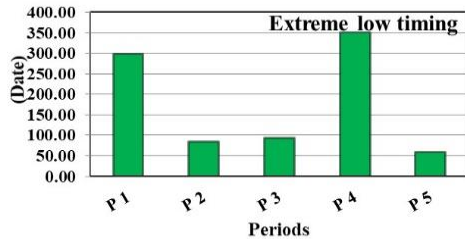
بر اساس نتایج شکل ۴ می توان گفت که مقادیر دبی کمینه جریان رودخانه در دوره های قبلی بیش تر بوده و در دوره های اخیر کاهش داشته است. باید اشاره شود که مقدار این تغییرات در ماه های پرباران سال بیش تر بوده است. به عبارتی می توان گفت که حتی در ماه های پرآب زمستان و بهار نیز مقدار دبی جریان کمینه کاهش قابل توجهی داشته است. با توجه به این که در شرایط اقلیمی منطقه مورد مطالعه، در فصول زمستان و اوایل بهار آب کمتری مورد نیاز است و مصرف آن توسط بهره برداران اندک است، لذا بخش زیادی از کاهش دبی جریان کمینه به تغییر مؤلفه بارش مرتبط می شود. در جدول ۸ مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی جریان رودخانه خیاوچای در دوره های متوالی ارائه شده است.

جدول (۸): مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی در دوره‌های متوالی رودخانه خیاوچای

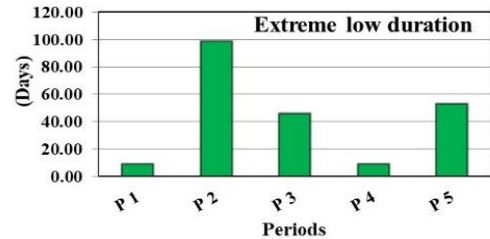
Table (8): Values of environmental flow parameters in consecutive periods of Khiavchai River

پارامترهای جریان محیط زیستی	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم	دوره پنجم
اوج جریان کمینه	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مدت جریان کمینه	۹/۰۰	۹۸/۵۰	۴۶/۲۵	۹/۰۰	۵۳/۲۵
زمان بندی جریان کمینه	۲۹۹/۰۰	۸۴/۰۰	۹۳/۰۰	۳۵۱/۰۰	۵۹/۲۵
فراوانی جریان کمینه	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۵۰	۲/۵۰	۲/۰۰
اوج جریان بیشینه	۱/۴۰	۱/۲۵	۱/۰۵	۱/۳۹	۱/۳۴
مدت جریان بیشینه	۶/۵۰	۶/۰۰	۳/۵۰	۵/۵۰	۱۵/۷۵
زمان بندی جریان بیشینه	۱۹۴/۵۰	۳۲/۰۰	۳۱۹/۵۰	۲۳۵/۳۰	۲۹۱/۸۰
فراوانی جریان بیشینه	۴/۵۰	۰/۰۰	۵/۰۰	۵/۵۰	۲/۵۰
نرخ اوج گیری جریان بیشینه	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۳۱	۰/۳۸	۰/۰۸
نرخ فروکش جریان بیشینه	-۰/۱۴	-۰/۰۸	-۰/۳۲	-۰/۵۸	-۰/۰۴
اوج سیلاب های کوچک	۹/۵۷	۲/۵۴	۹/۴۱	۶۹/۲۴	۳/۲۶
مدت سیلاب های کوچک	۱۵/۰۰	۲۹/۰۰	۲۲/۰۰	۶/۰۰	۵/۰۰
زمان بندی سیلاب های کوچک	۲۶۱/۰۰	۵۴/۰۰	۲۸۰/۰۰	۳۲۸/۰۰	۵۶/۵۰
فراوانی سیلاب های کوچک	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰
نرخ اوج گیری سیلاب کوچک	۱/۵۸	۰/۰۷	۰/۶۱	۱/۹۸	۲/۵۰
نرخ فروکش سیلاب کوچک	-۱/۱۲	-۰/۰۶	-۱/۱۶	-۱/۵۷	-۰/۷۳
اوج سیلاب های بزرگ	۹۱/۷۵	۴/۰۹	۱۷/۸۰	۱۴/۰۰	۴/۴۶
مدت سیلاب های بزرگ	۱۱/۰۰	۸۶/۰۰	۸/۰۰	۱۱/۰۰	۶/۰۰
زمان بندی سیلاب های بزرگ	۲۸۵/۵۰	۳۲۰/۰۰	۵۸/۰۰	۳۴۱/۰۰	۱۱۷/۰۰
فراوانی سیلاب های بزرگ	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
نرخ اوج گیری سیلاب بزرگ	۹۱/۲۷	۰/۰۶	۲/۴۵	۳/۳۹	۰/۸۹
نرخ فروکش سیلاب بزرگ	-۸/۳۰	-۰/۱۰	-۸/۸۸	-۱/۷۴	-۲/۲۳

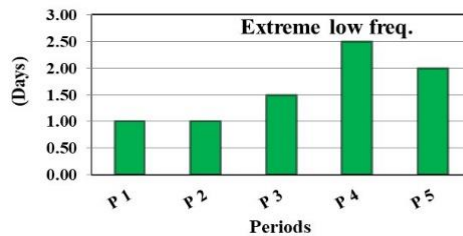
در شکل ۵ مقایسه مقادیر شاخص‌های تداوم جریان کمینه، زمان‌بندی جریان کمینه و فراوانی جریان کمینه رودخانه در دوره‌های متوالی نشان داده شده است.



(ب)



(الف)



(ج)

شکل (۵): مقایسه مقادیر شاخص‌های الف) تداوم جریان کمینه، ب) زمان‌بندی جریان کمینه و ج) فراوانی جریان کمینه رودخانه خیاوچای

Figure (5): Comparison of the values of indicators a) continuity of minimum flow, b) timing of minimum flow and c) frequency of minimum flow of Khiavchai River

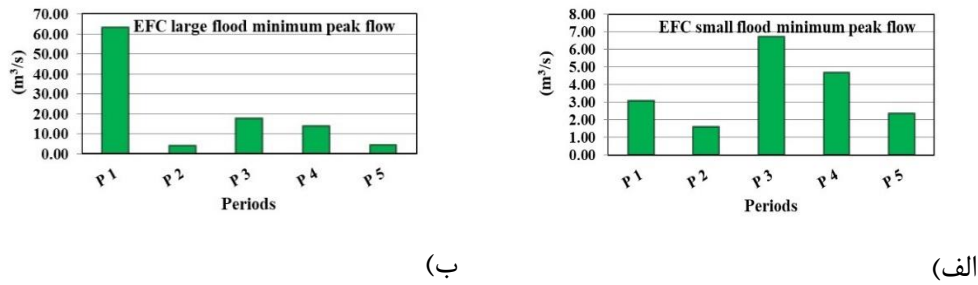
بر اساس اطلاعات ارائه شده در شکل ۵ می‌توان گفت که مقادیر شاخص‌های تداوم جریان کمینه، و فراوانی جریان کمینه در رودخانه خیاوچای افزایش پیدا کرده است. به عبارتی می‌توان گفت که در اثر کاهش بارندگی، می‌توان نتیجه گرفت که وقوع خشکسالی در دوره‌های اخیر افزایش پیدا کرده است که باعث افزایش کاهش جریان رودخانه در دوره‌های اخیر شده است. بدیهی است که تغییر در مقادیر دبی و نیز افزایش دوره‌های خشک بر زمان‌بندی وقوع جریان در رودخانه نیز تاثیر گذاشته و باعث افزایش این مؤلفه نیز شده است. در جدول ۹، مقادیر آستانه‌های کمینه و بیشینه جریان محیط زیستی رودخانه در دوره‌های متوالی نشان داده شده است.

جدول (۹): مقادیر پارامترهای جریان محیط زیستی در دوره‌های متوالی رودخانه خیاوچای

Table (9): Values of environmental flow parameters in consecutive periods of Khiavchai River

دوره پنجم	دوره چهارم	دوره سوم	دوره دوم	دوره اول	آستانه‌های کمینه جریان محیط زیستی
۰/۷۶	۰/۷۵	۰/۷۲	۱/۱۲	۱/۱۸	آستانه‌های بیشینه جریان محیط زیستی
۲/۳۵	۴/۷۰	۶/۷۱	۱/۵۹	۳/۰۷	دبی اوج سیل‌های کوچک جریان محیط زیستی
۴/۴۶	۱۴/۰۰	۱۷/۸۰	۴/۰۹	۶۳/۵۱	دبی اوج سیل‌های بزرگ جریان محیط زیستی

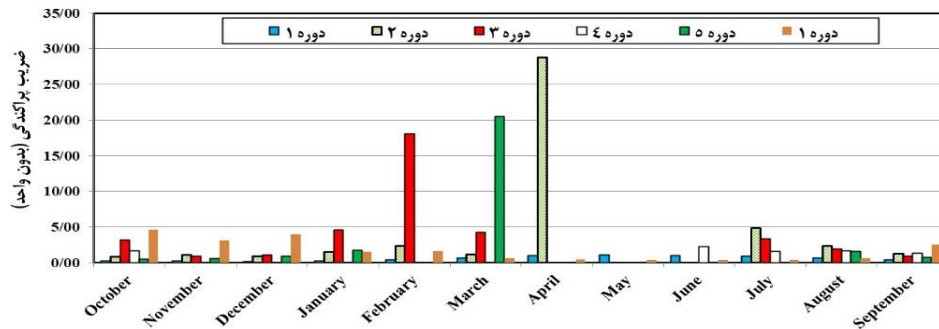
در شکل ۶ مقایسه مقادیر شاخص‌های تداوم جریان کمینه، زمان‌بندی جریان کمینه و فراوانی جریان کمینه رودخانه در دوره‌های متوالی نشان داده شده است.



شکل (۶): مقایسه مقادیر شاخص‌های اوج کمینه سیلاب‌های کوچک و بزرگ محیط زیستی در رودخانه خیاوچای

Figure (6): Comparing the values of the peak and minimum indices of small and large environmental floods in Khiavchai River

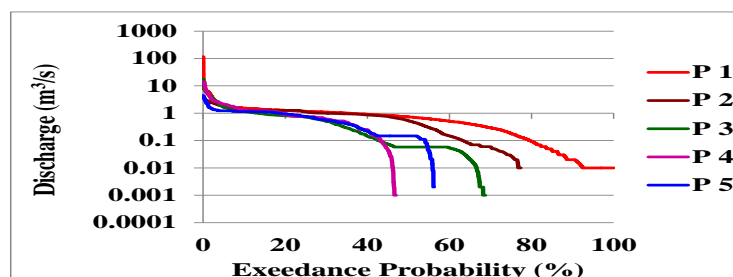
در شکل ۷ مقادیر ضریب پراکندگی جریان در ماه‌های مختلف هر دوره نشان داده شده است. ضریب پراکندگی جریان بر اساس حاصل تفریق دبی‌های ۷۵ صدک منهای صدک ۲۵ تقسیم بر دبی صدک ۵۰ به دست آمده است.



شکل (۷): مقایسه مقادیر ضریب پراکندگی جریان ماه‌های مختلف در دوره‌های تغییر جریان رودخانه خیاوچای

Figure (7): Comparison of flow dispersion coefficient values of different months in the flow change periods of Khiavchai River

تغییرات مقادیر شاخص پراکندگی جریان در شکل ۷ نشان می‌دهد که در دوره‌های گذشته مقدار شاخص مذکور کم بوده و حاکی از رژیم نرمال رودخانه در گذشته داشته است. به عبارتی تغییرات در دبی جریان مانند وقوع سیلاب و یا جریان‌های کم‌آب در دوره‌های اخیر باعث افزایش مقدار ضریب پراکندگی رژیم جریان شده است. قابل ذکر است این تغییرات در برخی دوره‌ها در ماه‌های بهار بیشتر بوده است. در این خصوص می‌توان گفت که حوزه خیاوچای جزء حوزه‌های سیل‌خیز استان اردبیل است و هر ساله وقوع سیل‌های بهاره باعث ایجاد خسارت‌های قابل توجهی در منطقه می‌شود که با پراکندگی این مقادیر در ماه‌های مذکور مطابقت دارد. در شکل ۸ نمودار منحنی تداوم جریان سالانه در ایستگاه پل سلطانی نشان داده شده است.



شکل (۸): مقایسه مقادیر ضریب پراکندگی جریان ماه‌های مختلف در دوره‌های تغییر جریان رودخانه خیاوچای

Figure (8): Comparison of flow dispersion coefficient values of different months in the flow change periods of Khiavchai River



منحنی تداوم جریان (FDC) یکی از متغیرهای مهم در هیدرولوژی یا دبی کلاسه در رودخانه‌ها محسوب می‌شود. این منحنی رابطه بین مقادیر دبی و درصد زمانی را که این دبی مساوی یا بیش‌تر از آن، است به نمایش می‌گذارد، به عبارت دیگر رابطه بین بزرگی و فراوانی دبی برابر با دبی رودخانه را نشان می‌دهد. از نظر ژئومورفولوژی رودخانه، جریان‌های کمینه می‌تواند منجر به تامین رسوب و ثبات رژیم‌های رسوب در رودخانه شود و موجب ثبات کانال و حاشیه رودخانه شده و نیز با تامین رطوبت در بستر رودخانه، امکان تعامل موجودات زنده و پایداری زیستگاه را فراهم خواهد نمود. از منحنی تداوم جریان می‌توان برای صدور مجوز برداشت آب، تخلیه پساب و آلاینده‌ها، حفاظت رودخانه و شاخص‌های تامین بیولوژیکی جریان استفاده می‌شود. بر اساس نتایج ارائه شده در شکل ۸ می‌توان گفت که در دوره‌های ابتدایی با توجه به مقادیر بیش‌تر دبی، دامنه تغییرات کم‌تر شاخص‌ها و نیز تعداد کم‌تر روزهای بدون جریان، رژیم جریان رودخانه بیش‌تر به حالت طبیعی نزدیک بوده است، لذا مقدار دبی‌های حداکثر رودخانه و دبی‌های پرآبی بیش‌تر بوده است. هم‌چنین جریان رودخانه در کل ایام سال با دبی بالاتر از ۰/۰۱ مترمکعب در ثانیه (معادل ۱۰ لیتر در ثانیه) تداوم داشته است. در حالی که در دوره‌های اخیر و خصوصاً دوره چهارم، میزان دبی رودخانه به شدت کاهش پیدا کرده است و هم‌زمان تداوم جریان رودخانه نیز کاهش پیدا کرده است، به گونه‌ای که در دوره‌های اخیر در ۵۰ الی ۶۰ درصد ایام سال دبی رودخانه به کم‌تر یا برابر ۰/۰۰۱ مترمکعب در ثانیه (معادل) یک لیتر در ثانیه تقلیل پیدا کرده است.

### نتیجه گیری

در پژوهش حاضر تغییرات در مولفه‌های جریان محیط زیستی رودخانه خیاوچای در ۵ دوره متوالی با استفاده از نرم‌افزار IHA مورد ارزیابی قرار گرفت. بر اساس نتایج، می‌توان گفت که مقادیر جریان‌های حداقل در دوره اول (۱۳۶۷ تا ۱۳۷۶) بیش‌تر بوده است، در حالی که در دوره‌های اخیر و خصوصاً دوره ۷ ساله (۱۳۹۱ تا ۱۳۹۸) مقادیر شاخص‌های جریان کمینه کاهش پیدا کرده است که به دلیل کاهش جریان رودخانه در ماه‌های خشک سال بوده است که تاثیر خود را در منحنی‌های تداوم جریان رودخانه نیز نشان داده است. هم‌چنین روند مشابهی در مورد کاهش مقادیر دبی شاخص‌های جریان‌های حداکثر نیز ثبت شده است، به عبارتی می‌توان گفت که وقوع جریان‌های حداکثر نیز در رودخانه خیاوچای کاهش پیدا کرده است. قابل ذکر است که تعداد روزهای دارای جریان صفر نیز در دوره‌های متوالی پژوهش نیز افزایش پیدا کرده است و در دوره اخیر به تعداد ۱۷۴ روز بدون دبی رسیده است. در این خصوص می‌توان گفت که برداشت آب از رودخانه برای اهداف کشاورزی و نیز آبیاری باغات اطراف رودخانه خیاوچای و نیز محدوده گردش‌گری پل معلق در خشک شدن جریان رودخانه موثر بوده است. هم‌چنین بخشی از این افزایش کم‌آبی رودخانه و تغییر رژیم را می‌توان با کاهش بارندگی و نیز افزایش برداشت از بالادست رودخانه مرتبط دانست. در این راستا، ارزیابی دقیق وقوع خشکسالی‌ها و نیز کاهش بارندگی از پیشنهادهایی است که می‌تواند برای تعیین سهم تغییرات مولفه‌های اقلیمی در کاهش آبدی رودخانه در پژوهش‌های آتی مدنظر قرار گیرد. از طرفی بخشی از این تغییرات می‌تواند با تغییر و کاهش در پوشش گیاهی مرتبط باشد که در اثر شدت چرای بهره‌برداران از مراتع دچار تخریب شده است. در این راستا، کاظمی و بیات (۱۳۹۶)، نیز به تاثیر تغییر کاربری اراضی بر شاخص‌های جریان کمینه حوزه آبخیز طالقان اشاره نموده‌اند. هم‌چنین خسروی و همکاران (۱۳۹۸) نیز در مطالعه تغییرات رژیم جریان آب رودخانه خرمالو در استان گلستان با استفاده از شاخص‌های تغییر هیدرولوژیکی بیان نموده‌اند که جریان رودخانه مذکور از رژیم رواناب دائمی به رژیم سیلاب‌های ناگهانی تغییر پیدا نموده است. هم‌چنین ایشان تغییر مدت تداوم و زمان وقوع رخدادهای جریان‌های زیاد و خیلی کم سالانه را در اثر تغییر رژیم گزارش نموده‌اند. مقدار مولفه‌های نرخ اوج‌گیری و نیز نرخ فروکش در دوره‌های اخیر افزایش پیدا کرده است، افزایش شاخص‌های مذکور می‌تواند دلیلی بر افزایش سیل‌خیزی و وقایع سیلابی در جریان رودخانه باشد. تحلیل مقادیر دبی کمینه جریان رودخانه در دوره‌های قبل نشان می‌دهد که کاهش قابل توجهی در مقدار این مولفه صورت گرفته است و این تغییرات در ماه‌های پرباران سال بیش‌تر بوده است. به عبارتی می‌توان گفت که حتی در ماه‌های پرآب زمستان و بهار نیز مقدار دبی جریان کمینه کاهش قابل توجهی داشته است. به عنوان مثال می‌توان گفت که دبی جریان کمینه ۷ روزه که از شاخص‌های پرکاربرد در تعیین جریان‌های کمینه است در دوره‌های متوالی از مقدار ۰/۰۱ به مقدار ۰/۰۰ تغییر پیدا کرده است و کاهش این شاخص دلیلی بر کاهش مقادیر آبدی جریان فصول کم‌آب بوده است. تغییرات مقادیر شاخص‌های

تداوم جریان کمینه، و فراوانی جریان کمینه در رودخانه خیاوچای حاکی از افزایش این مولفه است که ناشی از کاهش بارش و تغییر در مولفه‌های اقلیمی در دوره‌های اخیر است. تغییرات مقادیر شاخص پراکندگی جریان نشان داد که وقوع جریان‌های شدید و یا بسیار کم در رودخانه افزایش پیدا کرده است، به عبارتی وقوع جریان‌های شدید باعث افزایش مقدار ضریب پراکندگی رژیم جریان در دوره‌های اخیر شده است. بر اساس منحنی‌های تداوم جریان می‌توان گفت که در دوره‌های ابتدایی مقدار دبی جریان رودخانه در درصدهای مختلف منحنی دبی کلاسه بیش‌تر بوده است و جریان رودخانه در کل ایام سال با دبی بالاتر از  $0/01$  مترمکعب در ثانیه (معادل  $10$  لیتر در ثانیه) تداوم داشته است، در حالی که، در دوره‌های اخیر به کم‌تر یا برابر  $0/001$  مترمکعب در ثانیه کاهش پیدا کرده است. تغییرات تداوم جریان رودخانه نشان داد که در دوره‌های اخیر تداوم رودخانه به  $50$  الی  $60$  درصد ایام سال با دبی بسیار کم تغییر پیدا نموده است. دلیل این امر را می‌توان با اثر توام برداشت و انحراف جریان و نیز مولفه‌های اقلیمی توجیه نمود. در مجموع می‌توان گفت که تغییر در رژیم رودخانه، مقادیر مولفه‌های مختلف جریان به سمت کاهش دبی، افزایش تعداد روزهای دبی صفر، کاهش شاخص‌های جریان کمینه، کاهش شاخص جریان‌های پرآبی و نیز ویژگی‌های محیط زیستی جریان رودخانه خیاوچای اتفاق افتاده است. ارزیابی دقیق سهم فعالیت‌های انسانی و نیز تغییرات اقلیمی نیازمند دسترسی به داده‌های دقیق میزان برداشت آب توسط بهره‌برداران و نیز تحلیل روند بارش‌های جوی ایستگاه‌های بالادست منطقه مورد مطالعه است. با توجه به اهمیت جریان محیط زیستی و نیز تداوم حیات رودخانه، رعایت حقابه محیط زیستی ضروری است. باید اشاره شود که برداشت‌های بی‌رویه باعث تشدید تغییرات رژیم جریان شده و از طرفی وقوع خشکسالی‌های متوالی نیز بر شدت تغییر مولفه‌های جریان و انحراف شرایط رودخانه از حالت طبیعی افزوده است.

## منابع

- Amini, H., Esmali-Ouri, A., Mostafazadeh, R., Sharari, M., & Zabihi, M. 2019a. Hydrological drought response of regulated river flow under the influence of dam reservoir in Ardabil Province. *Earth and Space Physics*, 45(2): 473-486. (In Persian).
- Amini, H., Esmali-Ouri, A., Mostafazadeh, R., Sharari, M., & Zabihi, M. 2019b. Hydrological drought assessment and analysis of its characteristic using the Stream flow Drought Index (SDI) at hydrometry stations in the province of Ardabil. *Watershed Management Research*, 32(3): 21-36. (In Persian).
- Asiabi Hir, R., Mostafazadeh, R., Raof, M., & Esmali Ouri, A. 2018. Multi- Criteria evaluation of water poverty index spatial variations in some watershed of Ardabil Province: *Ecohydrology*, 4(4): 997- 1009. (In Persian).
- Baguis, P., Roulin, E., Willems, P. and V. Ntegeka. 2010. Climate change and hydrological extremes in Belgian catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7: 5033–5078.
- Buffagni, A., Armanini, D.G., Erba, S., 2009. Does lentic-lotic character of rivers affect invertebrate metrics used in the assessment of ecological quality? *J. Limnol.*, 68: 95–109.
- Bunn, S.E., Arthington, A.H., 2002. Basic Principles and Ecological Consequences of Altered Flow Regimes for Aquatic Biodiversity. *Environmental Management*, 30, 4: 492–507.
- De Girolamo, A.M., Porto, A.L., Pappagallo, G., Gallart, F. 2015. Assessing flow regime alterations in a temporary river – the River Celone case study, *Journal of Hydrology and Hydromechanics.*, 63, 3, 263–272.
- Eivazi, M., Alaie, N., Mostafazadeh, R. 2022. Temporal changes in runoff and sediment of rivers in Sabalan Mountain, *Journal of Watershed Management Research*, 13(26): 43-57. (In Persian).

- European Parliament. 2000. Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of The Council of 23 October 2000 establishing a Framework for Community Action in the Field of Water Policy (Water Framework Directive).
- Hering, D., Buffagni, A., Moog, O., Sandin, L., Sommerhäuser, M., Stubauer, I., Feld, C., Johnson, R., Pinto, P., Skoulikidis, N., Verdonschot, P., Zahrádková, S., 2003. The development of a system to assess the ecological quality of streams based on macroinvertebrates – design of the sampling programme within the AQEM project. *Hydrobiologia*, 88: pp345–361.
- Kazemi, R., Bayat, R. 2017. Investigation of the Effects of Land use Change on Low flow Indices (Case study: Taleghan catchment). *Journal of Water and Soil Conservation*, 24(1): 287-294. doi: 10.22069/jwfs.2017.11473.2590 (In Persian).
- Kazemi, S.Gh., Raouf, M., Hosseini, Y., Mostafazadeh, R., Mirzaei, S., 2017. Probabilistic analysis of flood events of Khiavchi river (Pole-Soltan station). 16th Iranian Hydraulic Conference, 6-7 September, Ardabil. (In Persian).
- Khosravi, G., Sadoddin, A., Ownegh, M., Bahremand, A., Mostafavi, H. 2019. Classification and identification of changes in river flow regime using the Indicators of Hydrologic Alteration (IHA) Case study: (The Khormarud River- Tilabad Watershed- Golestan Province). *Iranian journal of Ecohydrology*, 6(3): 651-671. doi: 10.22059/ije.2019.269287.982 (In Persian).
- Kiani T, Pourbashir Hir M. 2018. Analyzing the hydro-morphological indicators of the Balharoud river with the aim of determining the trend and causes of riverbed change. *Journal of Applied Researches in Geographical Sciences* 18 (49):111-125 (In Persian).
- Kiani T, Pourbashir Hir M. 2018. Analyzing the hydro-morphological indicators of the Balharoud river with the aim of determining the trend and causes of riverbed change. *Journal of Applied researches in Geographical Sciences*, 18 (49) :111-125 (In Persian).
- Martín, E.J., Ryo, M., Doering, M., Robinson, C.T. (2018). Evaluation of restoration and flow interactions on river structure and function: Channel widening of the thur river, switzerland. *Water*, 10(4), 439.
- Mathews R, Richter B.D. 2007. Application of the indicators of hydrologic alteration software in environmental flow setting. *J. Am. Water Res. Assoc.* 2007; 43: 1400–1413.
- Mehri, S., Mostafazadeh, R., Esmali-Ouri, A., & Ghorbani, A. 2017. Temporal and spatial changes of basal flow in rivers of Ardabil province: *Earth and Space Physics*. 43 (3): 623-634. (In Persian).
- Nasiri khiavi, A., Faraji, A., & Mostafazadeh, R. (2019). Streamflow response to rainfall changes using the climate elasticity index in hydrometric stations of Ardabil province, *Hydrogeomorphology*, 21(6):1-22. (In Persian).
- Nasiri khiavi, A., Mostafazadeh, R (2019) Spatio-temporal assessment of river flow discharge variability indices in some watersheds of Ardabil province. *Hydrogeomorphology*, 17:23-44. (In Persian).
- Pirouzi, E., Madadi, A., Asghari saraskanroud, S. 2020. Investigation of Hydrological and Morphological Changes in Givi chay Due to the Construction of Givi Dam. *Geography and Development*, 18(61): 29-58. doi: 10.22111/gdij.2021.5833.
- Poff N.L. 1996. A hydrogeography of unregulated streams in United States and an examination of scale-dependance in some hydrological discriptors. *Freshwater Biology*, 36 pp:71-91.

- Poff, N.L., Richter, B., Arthington, A.H., Bunn, S.E., Naiman, R.J., Kendy, E., Acreman, M., Apse, C., Bledsoe, B.P., Freeman, M., Henriksen, J., Jacobson, R.B., Kennen, J., Merritt, D.M., O’Keeffe, J., Olden, J.D., Rogers, K., Tharme, R.E., Warner, A., 2010. The Ecological Limits of Hydrologic Alteration (ELOHA): a new framework for developing regional environmental flow standards. *Freshwater Biology*, 55, 147–170.
- Rezaei Moghaddam, M.H., Sarvati, M.R., Asghari Sareskanrood, S. (2012). Investigation of geometric alterations of Gezel Ozan River considering Geomorphologic and Geologic parameters. *Geography and Environmental Planning*, 2012; 23(2): 1-14. (In Persian).
- Richter B.D, Baumgartner J.V, Wigington R, and Braun D. P. 1997. How much water does a river need? *Freshwater Biology*; 37: 231-249.
- Richter B.D, Davis M.M, Apse C, Konrad C. 2011. A presumptive standard for environmental flow protection. *River Research*; 28: 1312–1321.
- Richter BD, Baumgartner JV, Powell J, Braun DP. 1996. A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems. *Conservation Biology*; 10(4):1163–1174.
- Sheikh, Z., Yazdani, M. R., Moghaddam nia, A. 2019. Spatio-temporal changes evaluation of Flow Duration Curve Seasonal Indexes (FDCSI) during four decades in Namak Lake Basin. *Iran-Water Resources Research*, 15(2): 39-56. (In Persian).
- Smakhtin V, Anputhas M. 2006. An assessment of environmental flow requirements of Indian river basins. Colombo, Sri Lanka: International Water Management Institute. 2006; 42 p.
- Smakhtin V.U, Revenga C, Do ll, P. 2004. Taking into account environmental water requirements in global scale water resources assessments. Research Report 2 of the CGIAR Comprehensive Assessment Program of Water Use in Agriculture. Colombo, Sri Lanka: International Water Management Institute, 24 pp.
- Tharme R.E. 2003. A global perspective on environmental flow assessment: emerging trends in the development and application of environmental flow methodologies for rivers", Published online in Wiley Inter Science.
- The Nature Conservancy. Indicators of Hydrologic Alteration Version 7.1 User's Manual.. 2009; 81pp. Available online at: <https://www.conservationgateway.org>
- Zoppini, A., Amalfitano, S., Fazi, S. Puddu, A., 2010. Dynamics of a benthic microbial community in a riverine environment subject to hydrological fluctuations (Mulargia River, Italy). *Hydrobiologia*, 657, 1, 37–51.

## Research Paper



## Reconstructing the Sequence of Discharge and Paleotemperature of Jajroud Basin Based on Geochemistry and Sedimentology of Terraces



Mojtaba Yamani\*<sup>1</sup>, Shahnaz Joudaki <sup>2</sup>



This paper is an open access and licenced under the CC BY NC licence.



DOI:10.22034/hyd.2023.55387.1680

**Reference to this article:** Yamani; Mojtaba, Joudaki; Shahnaz, (2023). Reconstructing the Sequence of Discharge and Paleotemperature of Jajroud Basin Based on Geochemistry and Sedimentology of Terraces. *Hydrogeomorphology*, 10(37): 44– 62.

### Keywords

Paleo-discharge,  
Sedimentary  
Geochemistry,  
Terrace, Quaternary,  
Jajroud Basin,  
Northeast of Tehran

Receive Date: 2023/02/16

Accept Date: 2023/10/21

Available: 2023/12/00

### A B S T R A C T

Terraces are important archives for paleontology. In this research, the paleotemperature changes and discharge frequency of Jajroud basin in the northeast of Tehran have been investigated based on the sedimentology and geochemistry characteristics of the reservoirs. First, the sediment samples were analyzed with calcimetry, EC, XRF, and PH techniques, and then these data were correlated with the indices of salinity, chemical weathering, acidity, and maturity of the sedimentary layers of the defenses. The results show three periods of flow rate changes, during the alternation of cold and warm periods. One is at the peak of the glacial period when the accumulation of precipitation in the form of snow and ice in the mountainous part of the basin brought about a decrease in discharge (before the Holocene). In the second stage, by passing from the glacial period to the warm period (about 11 to 8 thousand years ago), Jajrud has experienced its highest flow. Because the melting of glaciers has been accompanied by rainfall. These conditions have also led to severe floods. The existence of very coarse-textured layering in the early Holocene Terraces is the result of the dominance of these conditions. In the third stage, the dominance of recent warm and dry conditions (8 thousand years ago until now) has been associated with the lack of glacial and the decrease in river flow. Because today Jajrud discharge is only supplied by rainfall and the occurrence of periodic floods is also a direct result of exceeding the thresholds of the intensity and duration of rainfall. Recent floods have also occurred in the lower reaches of the Jajrud basin and affect only the area of the Rote sub basin to the outlet of the basin. The findings indicate that the geochemical studies of the reservoirs can provide valuable data to recover the dynamic changes of flow and discharge during the Quaternary period and can be generalized to other similar basins.

\* **Corresponding Author:** Mojtaba Yamani

**E-mail:**myamani@ut.ac.ir

1. Professor ,Faculty of Geography, Department of physical Geography, University of Tehran, Tehran, Iran.

2. PhD student, Faculty of Geographical Sciences and planning, University of Isfahan, Iran. shila.joudaki@yahoo.com

## Extended Abstract

### Introduction

Sedimentary terraces are important archives for reconstructing the paleo evolutions of a basin. The characteristics of the texture, layer structure, sedimentary sequence and volume of secondary mineral deposits such as calcium carbonate are different in each sedimentary layer. By examining these differences in sedimentology, it is possible to understand the sedimentation conditions of that layer in the past. In this research, the aim is to recover the paleotemperature and discharge changes of the Jajroud basin located in the northeast of Tehran based on their sedimentological and geochemical characteristics.

### Methodology

In this research, first, the river terraces were morphometry in 5 intervals during field work. Then, 12 sediment samples were collected from the identified terraces by a selective method. In the next step, geochemical analyzes using calcimetry (Caco), determination of acidity (pH) and electrical conductivity (EC) have been performed on sediment samples. Also, to identify the conditions during deposition, the mineralogical characteristics of the samples have been measured by XRF technique. Then, to reconstruct the paleo flow force, granulometry has been performed on the deposits. In the final stage of the field findings, the physical and geochemical data of the sediments have been integrated and related, and the paleo conditions of temperature dominating the basin, as well as the flow force in flood and calm states (predominance of paleo cold and warm periods) have been recovered.

### Results and Discussion

Sedimentary data are the key to reconstruct past and present processes. These data can interpret and analyze the paleo conditions of the sedimentary environment, dominant and influential processes during the time and stages of sedimentation (Yamani 2021; 141). Terraces are an excellent natural laboratory for the reconstruction of paleo geomorphic processes (Torabi Gol Sefidi, 2013). The combination of field findings and sedimentology shows that the volume of lime deposition has increased suddenly since the early Holocene. Also, the average sedimentary texture of the layers related to this period is coarse and the thickness of flood layers is also increasing. On the other hand, the middle layers of the terraces are accompanied by an increase in the percentage of calcium carbonate and indicate the arrival of the warm period. On the contrary, the upper layers of the terraces, due to the decrease in the amount of lime between the deposits, indicate the dominance of the conditions of a cold and wet period with a noticeable decrease in temperature. The results of the electrical conductivity (EC) examination are also compatible with the findings of calcium and confirm the above results. In addition, XRF tests and mineralogical conditions also confirm the sequence of these two periods. These findings are followed by alternating cold and warm periods in Jajrud basin.

### Conclusions

The results show that three periods of temperature and flow rate changes occurred during the Holocene period in Jajrud basin and before that. One at the peak of the glacial period, when the accumulation of snow and ice in the mountainous part led to a decrease in flow (before the Holocene). In the second stage, by passing from the glacial period to the warm period (11 to 8 thousand years ago), Jajrud has experienced its highest discharge. Because the melting of glaciers has been accompanied by rainfall. The existence of very coarse layering in the early Holocene terraces indicates the occurrence of floods in this period. In the third stage, the dominance of recent warm and dry conditions (8 thousand years ago until now) and the lack of glacial reserves have led to a decrease in river flow. Because today Jajrud discharge is only supplied by rainfall and the occurrence of periodic floods is also a direct result of exceeding the thresholds of the intensity and duration of rainfall. Based on this, the geochemical studies of the terraces can provide valuable data to recover the dynamic changes of flow and discharge during the Quaternary period and can be generalized to other similar basins.

## References

- Torabi Golsefidi, H.(1994). Investigating the formation and evolution of the soils along Sefidroud River in central Gilan, Master's thesis, Isfahan University of Technology, Faculty of Agriculture, p. 13.
- Yamani, M. (2021). Research Methods and Techniques in Geomorphology, First Edition, University of Tehran Press, Tehran, Iran, pp141-200.

## مقاله پژوهشی



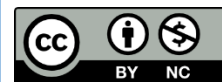
## بازسازی تناوب دبی و دمای دیرینه حوضه جاجرود بر اساس ژئوشیمی و رسوب‌شناسی پادگانه‌ها



مجتبی یمانی\* و شهناز جودکی<sup>۲</sup>



این مقاله به صورت دسترسی باز و با لایسنس CC BY NC کپی‌رایت‌یو کامانز قابل استفاده است.



ارجاع به این مقاله: یمانی، مجتبی؛ جودکی، شهناز؛ (۱۴۰۲). بازسازی تناوب دبی و دمای دیرینه حوضه جاجرود بر اساس ژئوشیمی و رسوب‌شناسی پادگانه‌ها، هیدروژئومورفولوژی، ۱۰ (۳۷): ۶۲ - ۴۴.

DOI:10.22034/hyd.2023.55387.1680



## چکیده

پادگانه‌ها آرشیوهای مهمی برای دیرینه‌شناسی به شمار می‌روند. در این پژوهش، تغییرات دمای دیرینه و تناوب دبی حوضه جاجرود در شمال شرق تهران بر اساس ویژگی‌های رسوب‌شناسی و ژئوشیمی پادگانه‌ها بررسی شده است. ابتدا با تکنیک‌های کلسیمتری، EC، XRF و PH نمونه‌های رسوبی آنالیز و سپس این داده‌ها با اندیس‌های میزان شوری، هوازگی شیمیایی، اسیدیته و بلوغ لایه‌های رسوبی پادگانه‌ها ارتباط داده شده‌اند. نتایج نمایانگر سه دوره تغییرات دبی جریان، طی تناوب دوره‌های سرد و گرم است. یکی در اوج دوره یخچالی که انباشت بارش به صورت برف و یخ در بخش کوهستانی حوضه کاهش دبی را به همراه داشته است (قبل از هولوسن). در مرحله دوم، با گذر از دوره یخچالی به دوره گرم (حدود ۱۱ تا ۸ هزار سال قبل) جاجرود بیشترین دبی خود را تجربه کرده است. زیرا ذوب یخچال‌ها با دبی بارش توأم بوده است. این شرایط منجر به وقوع سیلاب‌های شدیدی نیز شده است. وجود لایه‌بندی بسیار درشت‌بافت در پادگانه‌های اوایل هولوسن نتیجه تسلط این شرایط است. در مرحله سوم با تسلط شرایط گرم و خشک اخیر (۸ هزار سال پیش تاکنون) با فقدان ذخایر یخچالی و کاهش دبی رودها همراه بوده است. زیرا امروزه دبی جاجرود صرفاً از بارش تأمین می‌شود و وقوع سیلاب‌های دوره‌ای نیز نتیجه مستقیم خروج از آستانه‌های شدت و مدت بارش‌ها است. سیلاب‌های اخیر نیز در پایین دست حوضه جاجرود به وقوع پیوسته و صرفاً محدوده سرشاخه روتنه تا خروجی حوضه را تحت تأثیر قرار می‌دهند. یافته‌ها بیانگر آن هستند که مطالعات ژئوشیمی پادگانه‌ها می‌تواند داده‌های ارزشمندی را برای بازیابی تغییرات دینامیکی جریان و دبی، طی دوره کواترنری فراهم کرده و قابل تعمیم به سایر حوضه‌های مشابه است.

## کلیدواژه‌ها

دبی دیرینه، ژئوشیمی، پادگانه رود، کواترنری، حوضه جاجرود، شمال شرق تهران.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۲۹

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۰/۳۰

\* نویسنده مسئول: مجتبی یمانی

رایانامه: myamani@ut.ac.ir

۱- استاد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

۲- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی، دانشگاه اصفهان، ایران. shila.joodaki@yahoo.com



## مقدمه

پادگانه‌های رودخانه‌ای عمدتاً ناشی از اثر متقابل و پیچیده تغییرات آب‌وهوا، تکتونیک و سطح اساس هستند (گرین و گریگور،<sup>۱</sup> ۱۹۸۷، بول و همکاران،<sup>۲</sup> ۱۹۸۸، ولدکمپ و ورمیولن،<sup>۳</sup> ۱۹۸۹). این عوامل خارجی به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم در ترکیب رسوبات حاصله منعکس می‌شوند. ترکیب رسوبات نیز توسط عوامل محلی مانند فرایندهای جور شدگی، هوازگی پس از رسوب‌گذاری و غیره کنترل می‌شود. تغییرات عمده در یک سیستم رودخانه‌ای نه تنها دانه‌بندی و کانی‌شناسی (مینرالوژی) رسوبات را تغییر می‌دهد، بلکه میزان رسوب حمل شده به رودخانه را نیز تغییر می‌دهد. ترکیب کل نمونه به‌صورت کمی چنین تغییراتی را منعکس می‌کند (کروونبرگ، ۱۹۹۰: ۴۸۹).

بررسی رسوبات پادگانه‌ها ما را در تشخیص ماهیت این پادگانه‌ها یاری می‌نماید (صالحی‌پور میلانی و همکاران، ۱۳۹۴: ۱۴۴). از این رو پادگانه‌ها به‌عنوان یکی از لندفرم‌های محیط‌های آبرفتی و میراثی از چینه‌شناسی، به‌منظور درک زمان تکتونیک و آب‌وهوایی به‌طور گسترده توسط ژئومورفولوژیست‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد (جعفری و عباسی، ۱۳۹۷: ۱).

در زمینه پادگانه‌ها تحقیقات بسیاری در سراسر جهان صورت گرفته است از آن جمله؛ کانت و همکاران<sup>۵</sup> (۲۰۱۵) به ارائه یک چارچوب کروئواستراتیگرافی<sup>۶</sup> از پادگانه‌ها و آبرفت‌ها در امتداد رودخانه اوهایو<sup>۷</sup> در جنوب غربی هند و غرب کنتاکی در آمریکا پرداختند. آن‌ها در این پژوهش از سن‌سنجی OSL و نقشه‌برداری آلواستراتیگرافی استفاده نمودند تا بینشی در مورد ماهیت پاسخ‌های رودخانه‌ای به تغییرات اقلیمی در هولوسن بی‌دست آورند. جیا و همکاران<sup>۸</sup> (۲۰۱۵) به بررسی مکانیزم‌های تکتونیک و اقلیمی در پادگانه‌های رودخانه‌ای کواترنری پایانی در منطقه کوهستانی لانگشان<sup>۹</sup>، مغولستان مرکزی در شمال چین پرداختند. آن‌ها در این پژوهش بیان نمودند که پادگانه‌های رودخانه‌ای در زهکشی عرضی محدوده لانگشان، پاسخ ژئومورفیک اولیه به برخاستگی تکتونیک محلی و تغییرات اقلیمی را نشان می‌دهند. سن‌سنجی با استفاده از OSL (لومینسانس نوری) و همچنین مورفومتری پادگانه انجام شده است. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که رسوب‌گذاری در درجه اول در طول دوره‌های سرد آخرین مرحله یخچالی رخ داده و برش نیز در طول تغییر از مراحل اقلیمی سرد به گرم رخ داده است. تجزیه و تحلیل‌های ژئومورفیک نشان داد که ارتفاع پادگانه توسط برخاستگی تکتونیک در منطقه کنترل می‌شده است. توماس کولب<sup>۱۰</sup> (۲۰۱۷) در رساله دکتری خود با عنوان پادگانه‌های رودخانه‌ای پلیستوسن بالایی و میانی در دره رودخانه آباندون<sup>۱۱</sup> در فرانکونیای<sup>۱۲</sup> علیا (آلمان) کروئولوژی و نیروهای محرک، به بررسی توسعه سیستم زهکشی راین، تاریخچه رودخانه‌ای باواریای شمالی پرداخت. هدف کلی این رساله ایجاد یک چارچوب زمانی قابل‌اعتماد برای مراحل تکاملی پلیستوسن میانی و پایانی سیستم زهکشی محلی است که مبتنی بر روش‌های تاریخ‌گذاری عددی جدید است. در پژوهش علاوه بر تحلیل‌های لیتولوژیکی از گراول رودخانه‌ای و ارزیابی مدل رقومی زمین با وضوح بالا، تمرکز روش‌شناختی بر روی استفاده از روش‌های نوین تاریخ‌گذاری لومینسانس است. وی بیان نمود که نتایج رساله تا حدی با برآوردهای سنی مطالعات قبلی در تضاد است و تکامل چشم‌انداز بسیار پیچیده‌تر از آنچه قبلاً تصور می‌شد را نشان می‌دهد. به‌طور خاص، یافته‌های وی یک مرحله تکاملی اضافی را پیشنهاد می‌کند که دوره زمانی از ۲۰ تا ۳۰ هزار سال قبل را دربر می‌گیرد. توماس کولب و همکاران (۲۰۱۷) در پژوهشی به بررسی پادگانه‌های دره رودخانه تریب‌گاست<sup>۱۳</sup> در بخش شمال شرقی باواریا<sup>۱۴</sup> در آلمان پرداختند. در این پژوهش از روش سن‌سنجی OSL (لومینسانس نوری) و روش IRSL استفاده شد. هدف از این پژوهش ارائه یک ترتیب زمانی برای سه سطح پادگانه بالایی رودخانه از توالی ۵ پادگانه رودخانه‌ای، که دارای یک تاریخچه پیچیده رسوبی در پلیستوسن بود. نتایج این پژوهش نشان داد که نتایج عددی حاصل از اندازه‌گیری‌های IRSL می‌تواند یک چارچوب زمانی مقدماتی برای شناسایی مراحل مختلف تکامل منطقه ایجاد کند. تامپسون و همکاران<sup>۱۰</sup> (۲۰۱۸) در پژوهشی به بررسی تغییر شکل پادگانه‌های رودخانه‌ای در شمال شرقی حاشیه پامیر، شمال غربی چین در حوضه تاریم<sup>۱۱</sup> با استفاده از سن‌سنجی OSL و

1 Green and Gregor

2. Boll et al

3 Veldkamp and Vermeulen

4 Kroonenberg

5 Counts et al

6 Chronostratigraphic

7 Ohio River

8 Jia et al

9 Langshan

10 Thomas Kolb

11 Abandoned River

12 Franconia

13 Trebgast valley

10 Thompson et al

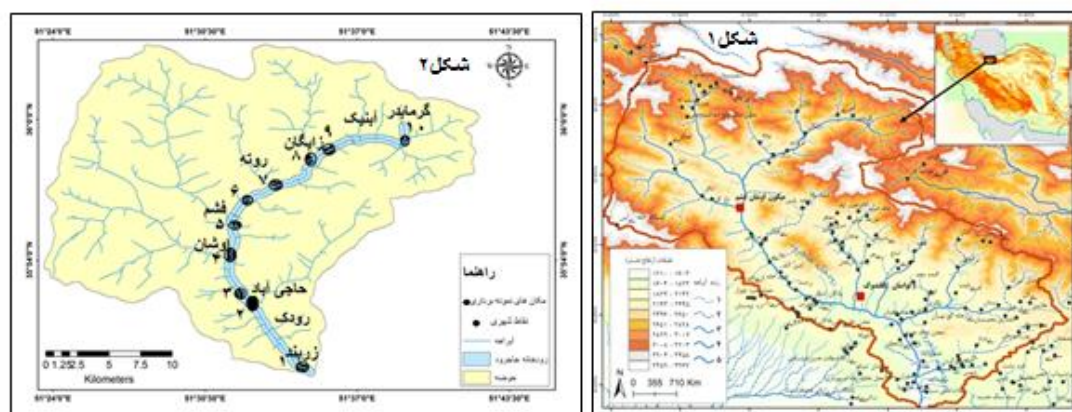
11 Tarim River

دانه‌های کوارتز و تاریخ‌گذاری نجومی  $^{10}\text{Be}$  پرداختند. نتایج این پژوهش نشان داد که تغییرات اقلیمی بر تشکیل پادگانه‌ها در حاشیه حوضه تأثیر مؤثر بوده است، علاوه بر این تکتونیک نیز مؤثر بوده است و نرخ کوتاه شدگی محاسبه‌شده از این پادگانه‌های تغییر شکل یافته ۲/۱ الی ۶/۴ میلی‌متر بوده است. هدف از انجام این پژوهش بازسازی تغییرات دبی دیرینه رودخانه جاجرود در ارتباط با تغییرات دما در کواترنری پایانی با استفاده از روش‌های رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی پادگانه‌ها است.

## مواد روش‌ها

### منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز جاجرود، در شمال شرقی شهرستان تهران، بین طول ۵۱ درجه و ۲۲ دقیقه الی ۵۱ درجه و ۵۲ دقیقه شرقی و عرض ۳۵ درجه و ۴۵ دقیقه الی ۳۶ درجه و ۵۰ دقیقه شمالی واقع شده است. البرز از نظر چینه‌شناسی و تکتونیک اختصاصات یکنواخت نداشته و به واحدهای مختلف کپه داغ و البرز شرقی، البرز مرکزی و البرز غربی و آذربایجان تقسیم می‌شود. حوضه آبریز جاجرود در یال جنوبی البرز مرکزی قرار گرفته است. مساحت آن ۱۸۹۰ کیلومتر مربع است که از این مساحت حدود ۷۱۰ کیلومتر مربع آن در بالادست سد لتیان و ۱۱۸۰ کیلومتر مربع آن در پایین دست سد لتیان قرار گرفته است. طول شاخه اصلی جاجرود حدود ۴۲ کیلومتر است. از نظر زمین‌شناسی توف سبز بیشترین مساحت حوضه را به خود اختصاص داده و به لحاظ زمین‌ساخت تحت تأثیر راندگی مشاء-فشم قرار گرفته است که دارای راستای شرق-جنوب شرقی، غرب-شمال غرب است (یمانی، ۱۳۹۰، ۵۴) (شکل ۱ و ۲).



شکل (۱): نقشه ۱ موقعیت جغرافیایی حوضه جاجرود و نقشه ۲ موقعیت مکان‌های نمونه‌برداری پادگانه‌ها  
 Fig (1): Map 1 Geographical Location of the Study Area, Map 2 Location of Terraces Sampling Sites.

## روش تحقیق

در این پژوهش به منظور بازسازی شرایط دمای دیرینه و تناوب جریان‌های سیلابی در حوضه جاجرود از آنالیزهای شیمیایی و بررسی‌های چینه‌شناسی رسوبات پادگانه‌ها استفاده شده است. بدین منظور از پادگانه‌های دره جاجرود در ۱۲ نقطه در مجموع ۱۳ نمونه به روش انتخابی و از طریق هم‌ترازی پادگانه‌ها در طرفین دره برداشت شده است (شکل ۱ سمت چپ و شکل ۲). این نمونه‌برداری به روش عمقی و از سکناس‌های پادگانه‌ای موجود برداشت شده است. برای دستیابی به تغییرات دما در تناوب رسوب‌گذاری پادگانه‌ها، آزمایش‌های کلسیمتری بر روی نمونه‌های رسوبی به روش برنارد انجام گرفته است. در این روش از نسبت اسیدکلریدریک (۱۰٪) و آب مقطر (۹۰٪)، مقدار گاز کربنیک متصاعد شده اندازه‌گیری و سپس بر اساس آن درصد کربنات کلسیم موجود در نمونه رسوبی اندازه‌گیری شده است. در مرحله بعد برای اندازه‌گیری اسیدپتیه و هدایت الکتریکی هر نمونه، ابتدا عصاره اشباع توسط دستگاه سانتریفیوژ از نمونه‌های رسوبی تهیه و با استفاده از دستگاه PH سنج، اسیدپتیه و سپس هدایت الکتریکی (EC) رسوب اندازه‌گیری و با شرایط دمایی و دبی محیط رسوب‌گذاری ارتباط داده شده است. علاوه بر این، برای تفکیک ویژگی‌های کانی‌شناسی نمونه‌های رسوبی از تکنیک XRF در آزمایشگاه دانشگاه اصفهان باهدف تعیین محیط رسوبی بهره‌گیری شده است. در این روش، عناصر اصلی،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{CaO}$  مرکزی

شوری، هوازگی شیمیایی، رسیدگی رسوب، و میزان اسیددیده جهت بازسازی تغییرات دیرینه جریان رودخانه ارتباط داده شده اند.  $MgO$ ،  $K_2O$ ،  $P_2O_5$ ،  $Na_2O$ ،  $TiO_2$  و  $MnO$  با طیفسنجی فلورسانس اشعه ایکس XRF اندازه گیری شدند. سپس اندیس های میزان



شکل (۲): مکان های نمونه برداری از رسوبات پادگانه های دره جاجرود

Fig (2): Sample Sites of the River Terraces.

### بحث و یافته ها

داده های رسوبی کلیدهای بازسازی گذشته و فرایندهای کنونی هستند. موضوع برداشت لایه های رسوبی و تفسیر آنها از نظر محیط نهشته گذاری، فرایندهای تأثیرگذار در زمان نهشته گذاری، توصیف ساختمان رسوب شناسی و چینه شناسی، شرایط محیطی زمان نهشته گذاری و مواردی از این قبیل، داده هایی هستند که در تحلیل های ژئومورفولوژی کاربرد فراوانی دارند (یمانی ۱۴۰۰: ۱۴۱). پادگانه ها یک آزمایشگاه طبیعی عالی برای آزمایش خاک و پروسه های پدولوژی بوده و توالی آنها مناطق سودمند و مفیدی برای پدولوژیست ها است مخصوصاً وقتی که سن پادگانه مشخص باشد (ترابی گل سفیدی، ۱۳۷۳: ۱۳).

این پژوهش، به دنبال بازسازی تناوب دبی دیرینه رود جاجرود در کواترنری پسین بر اساس مطالعات رسوب شناسی، شامل کارهای ژئوشیمی رسوبات مانند XRF، کلسیمتری، PH و EC سنجی نمونه های رسوبی می باشد. لذا این پژوهش در دو بخش صورت پذیرفته است. بخش نخست به بازسازی شرایط دمای دیرینه بر اساس آزمایش های کلسیمتری، PH سنجی و EC پرداخته است. در بخش دوم نیز به بررسی و تحلیل نتایج، آزمایش های XRF و بازسازی شرایط دمای دیرینه بر اساس اندیس های نسبت سدیم به پتاسیم (شوری)، میزان هوازگی شیمیایی رسوبات (CIA)، اندیس تنوع ترکیبی (ICV)، اندیس نسبت آلکانی به آلومینیم، درجه رسیدگی رسوبات و میزان اسیددیده می پردازد.

بازسازی شرایط دمای دیرینه حوضه جاجرود بر اساس، کلسیمتری، PH سنجی و EC (هدایت الکتریکی) رسوبات پادگانه ها  
\* یافته های کلسیمتری

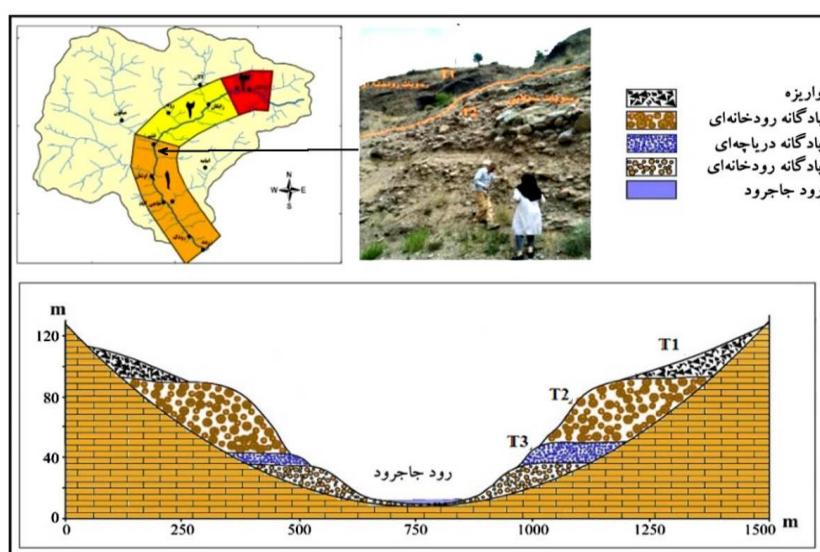
کربن معدنی در خاک عموماً به صورت کانی‌ها کلسیت، دولومیت و کلسیت منیزیم‌دار یافت می‌گردد. رسوب‌های آهکی، فراوان‌ترین رسوب‌های شیمیایی هستند و اغلب با مواد دیگر به خصوص رس و ماسه، مخلوط و خیلی کم به صورت خالص دیده می‌شود (معمد، ۱۳۷۴). در این پژوهش، میزان کربنات کلسیم موجود در نمونه‌های رسوبی مورد اندازه‌گیری قرار گرفت. میزان کربنات کلسیم و کمیت آن در مناطق مختلف و همچنین در لایه‌های متفاوت رسوبی، با بسیاری از موارد از جمله اقلیم و میزان بارندگی و همچنین بافت رسوبی و اندازه ذرات خاک، در رابطه است. مقادیر رسوب‌گذاری کربنات کلسیم می‌تواند به‌عنوان شاهد مناسبی از تغییرات دما و رطوبت محیط، مورد استفاده قرار گیرد (لک و تقی‌زاده، ۱۳۹۳: ۱۸۴). جدول شماره ۱ داده‌های کلسیمتری را برای نمونه‌های برداشت‌شده نشان می‌دهد (شکل ۴).

جدول (۱): نتایج آزمایش‌های EC, TDS, PH, Caco3 رسوبات پادگانه‌ها

Table (3): Result of the Sediment Tests of the Terraces

%caco <sub>3</sub>	PH	EC	TDS	Sample
12.5	6.5	320	150	6
8.2	6.8	240	110	7
15	6.4	960	470	5
27.5	6.6	650	320	3
14	7.7	200	90	5
32.2	7.1	830	410	4
8.2	7.3	280	130	6
4.5	7.3	320	150	4
13	7.3	480	230	3
11.2	7.2	580	280	3
7.2	7.3	600	290	10
11.5	7.1	180	80	3
6.5	7.7	350	170	8

بر اساس جدول ۱ میزان کربنات کلسیم در لایه‌های رسوبی پادگانه‌ها در طول مسیر دره جاجرود متفاوت می‌باشد و این کاهش و افزایش کربنات کلسیم در لایه‌های یک پادگانه نشان‌دهنده تناوب دوره‌های خشک و مرطوب می‌باشد. در پادگانه ۳۹۸ اوشان (شماره ۴) که مرتفع‌ترین پادگانه در طول دره جاجرود می‌باشد میزان کربنات کلسیم در لایه‌های آن به ترتیب از قدیم به جدید T1، T2 و T3؛ در اوج دوره یخچالی ۱۳ درصد، در دوره گذر از یخچالی به دوره گرم ۴/۵ و ۳۲/۵ در شرایط آب‌وهوایی از حدود ۸ هزار سال پیش تاکنون و با تسلط شرایط آب‌وهوایی گرم و خشک می‌باشد (شکل ۳).



شکل (۳): موقعیت مرتفع‌ترین پادگانه دره جاجرود در مقطع عرضی و ساختمان پادگانه بر اساس ژنز رسوبی در محل خروجی دره اوشان.

Fig (3) the location of the Highest Terraces in the Jajroud Valley in the Cross-Section and the Structure of the Terraces Based on the Sedimentary Genesis at the Outlet of the Oshan Valley.

پادگانه‌های این بازه از سه سطح پادگانه به ترتیب از قدیم به جدید T1، T2 و T3 تشکیل شده‌اند. رسوبات پادگانه T1 عمدتاً آبرفت دانه‌ریز هستند و T2 آبرفت با بافت درشت و سیلابی و T3 رسوبات با بافت ریز است (شکل ۳). از آنجاکه رسوب‌گذاری دریاچه‌ها در محیط بسیار آرام‌تری نسبت به محیط‌های پرتلاطم رودخانه‌ای انجام می‌گیرد، بنابراین، نهشته‌های دریاچه‌ای در این بازه عموماً ریزدانه‌تر و از نظر بافت، درجه‌ی همگنی بالاتری دارند. علاوه بر این، نهشته‌های دریاچه‌ای چینه‌بندی بسیار منظم‌تری نسبت به نهشته‌های رودخانه‌ای دارند و این سه ویژگی وجه تمایز نهشته‌های این دو محیط محسوب می‌شود. علاوه به راین ضخامت زیاد لایه‌ها در پادگانه‌های این بازه، تابع دو متغیر اصلی است. یکی طول مدت نهشته‌گذاری در شرایط پایدار و دوم نیروی جریان در اثنای نهشته‌گذاری یک‌لایه است. هر قدر ضخامت لایه‌ها افزایش‌یابد، نشان می‌دهد که طول مدت نهشته‌گذاری در شرایط پایدار رودخانه تداوم بیشتری دارد و یا نیروی جریان افزایش داشته است (یمانی، ۱۳۹۹)؛ بنابراین با مشاهده متوسط دبی سالیانه روشن می‌گردد که بالاترین میزان دبی مربوط به ایستگاه فشم است که در زیر حوضه‌های گرماب دره و لواسان استقرار دارد. با توجه به دبی زیر حوضه‌های جاجرود که در فشم (بازه ۱) بیشترین دبی را داشته‌ایم به همین خاطر است که مرتفع‌ترین پادگانه‌ها را در منطقه فشم داریم. همچنین با توجه به لایه‌بندی رسوبات باید به دوره‌های سیلابی رودخانه که هم‌زمان با دوره‌های بین یخچالی و گرم شدن اقلیم و افزایش بارش و در نتیجه افزایش سطح آب رودخانه و همچنین ذوب یخچال‌ها در دوره بین یخچالی که خود باعث افزایش سطح آب رودخانه و در نتیجه پادگانه‌های مرتفع‌تر شده است (شکل ۳).

بر اساس شکل ۴ بیشترین درصد کربنات کلسیم در پادگانه شماره ۵ (خروجی اوشان-فشم) وجود دارد و کمترین مقدار آن در نمونه شماره ۹ (گرما بدر) و شماره ۹ (زایگان) منطقه مطالعاتی وجود دارد.

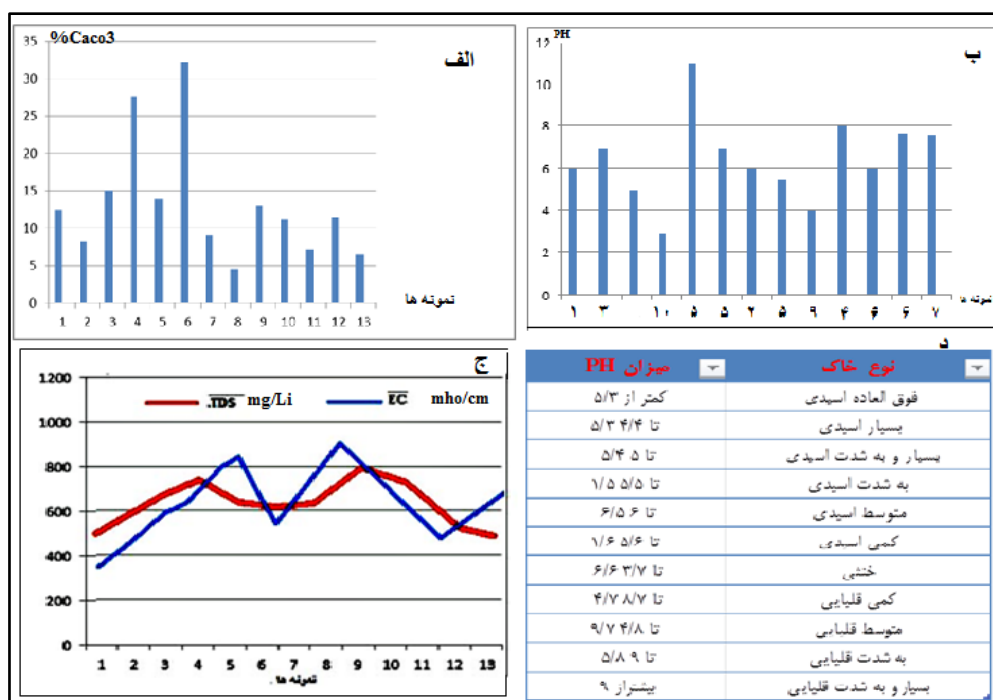
#### \*سنجش PH<sup>۱</sup> رسوبات پادگانه‌های دره جاجرود

از آنجایی که میزان اسیدی و بازی بودن رسوب تا حدودی نمایانگر محیط رسوب‌گذاری در گذشته می‌باشد. بدین معنی که هر قدر نهشته در محیط مرطوب یا خشک رسوب کرده باشد، به ترتیب نسبت اسیدی بودن یا قلیایی بودن آن تغییر می‌کند (یمانی، ۱۴۰۰)، بنابراین با توجه به (شکل ۴) یعنی نمودار تغییرات درصد PH در رسوبات پادگانه‌ها نشان‌دهنده سه دوره تغییرات آب‌وهوایی خشک و مرطوب در پادگانه شماره ۵ (اوشان) می‌باشد.

#### \*بازسازی شرایط دمای دیرینه حوضه آبریز جاجرود بر اساس نتایج کلسیمتری، PH و میزان شوری (EC)

نتایج کلسیمتری نهشته‌های پادگانه‌ای حوضه آبریز جاجرود نشان داد که با تغییرات دمای دیرینه در حوضه آبریز جاجرود مرتبط است، لایه‌هایی که درصد کربنات کلسیم یا آهک آن‌ها افزایش نشان می‌داد نشان‌دهنده فرارسیدن دوره گرم است و در دوره سرد و مرطوب، رسوب‌گذاری آهک متوقف شده یا کاهش نشان می‌داد. همچنین هدایت الکتریکی یا درجه شوری رسوبات پادگانه‌ها با مقدار کربنات کلسیم محلول تحت تأثیر دوره‌های سرد و گرم ارتباط مستقیمی نشان می‌دهد. از آنجایی که میزان PH یا اسیدی و بازی رسوب می‌تواند تا حدودی نمایانگر محیط رسوب‌گذاری در گذشته باشد؛ بدین معنی که هر قدر نهشته در محیط مرطوب یا خشک رسوب کرده باشد به ترتیب، نسبت اسیدی بودن یا قلیایی بودن آن تغییر می‌کند. همچنین میزان شوری یا هدایت الکتریکی EC که در جدول ۱ نشان داده شده است شاخصی است که تأثیر آن بر روی گیاهان به‌طور غیرمستقیم و در نتیجه کاهش جذب رطوبت به‌وسیله ریشه گیاهان دارای اهمیت می‌باشد. شوری خاک با افزایش غلظت املاح محلول افزایش می‌یابد. هدایت الکتریکی با افزایش غلظت املاح محلول به علت وجود یون‌ها افزایش می‌یابد. با توجه به جدول میزان شوری رسوبات پادگانه‌ها از بازه سوم تا بازه اول کاهش می‌یابد و این نشانگر اثر تغییرات دمای دیرینه دوره‌های بارانی و مرطوب در ژنز پادگانه‌های دره جاجرود در پایین دست منطقه مطالعاتی می‌باشد. یعنی در پایین دست رودخانه جاجرود ژنز پادگانه‌ها بیشتر تابع تغییرات دمای دیرینه بوده است. از این رو رسوبات پادگانه‌های دره جاجرود در سه بازه‌ی مورد مطالعه که در (شکل ۱) نشان داده شده است؛ سه دوره تغییرات دمای دیرینه از مرطوب به خشک در دره جاجرود قابل تشخیص

می‌باشد. یکی در اوج دوره یخچالی مقارن با کاهش دبی رودخانه است (قبل از هولوسن). زیرا بارش به صورت برف در ارتفاعات کوهستانی و حوضه‌های مرتفعی مانند جاجرود انباشته می‌شده است از این رو دبی و نوسانات سیلابی بسیار کاهش داشته است. در مرحله بعد گذر از دوره یخچالی به دوره گرم (احتمالاً بین ۱۱ تا ۸ هزار سال قبل) جاجرود بیشترین دبی خود را تجربه کرده است. زیرا نه تنها یخچال‌ها به سرعت در حال ذوب شدن بوده‌اند بلکه ذوب یخچال‌ها توأم با دبی بارش در حوضه روی می‌داده است. این شرایط منجر به وقوع سیلاب‌های شدیدی نیز هم می‌شده است. وجود لایه‌بندی بسیار درشت‌بافت در پادگانه‌های اوایل هولوسن نتیجه تسلط این شرایط است. در مرحله سوم با تسلط شرایط گرم و خشک اخیر (از حدود ۸ هزار سال پیش تاکنون) مجدداً دبی رودها به تدریج کاهش یافته است. زیرا در شرایط کنونی یخچال‌های حوضه جاجرود از میان رفته‌اند و دبی رودخانه صرفاً از بارش‌های فصلی و ذوب برف زمستانی در ارتفاعات تأمین می‌شود. تغییرات دبی و وقوع سیلاب‌های دوره‌ای نیز نتیجه مستقیم بارش با شدت و مدت آستانه‌ها است. این سیلاب‌ها اغلب پایین دست حوضه جاجرود را از حدود سرشاخه روته تا خروجی حوضه تحت تأثیر قرار می‌دهد.



شکل ۴. الف) درصد تغییرات کربنات کلسیم، ب) میزان PH، ج) میزان TDC و EC در نمونه‌های مورد مطالعه و د) جدول میزان PH خاک‌ها در آمریکا.

Fig (4): A: Percentage Changes Caco3, B: Percentage Change PH, J: EC, TDS, D: Table Amount PH Soli of the American.

\*اندازه‌گیری هدایت الکتریکی رسوب (EC)!: بر اساس شکل ۴ ج) بیشترین میزان شوری خاک را در نمونه شماره ۸ و نمونه شماره ۷ یعنی (فشم و اوشان) شاهد هستیم و کمترین میزان آن را در نمونه شماره ۱ یعنی زربند وجود دارد. همچنین این میزان کاهش و افزایش شوری خاک شاخصی برای شناسایی دوره‌های سرد و گرم‌دره جاجرود می‌باشد.

تجزیه و تحلیل نمونه‌های رسوبی بر اساس نتایج آزمایش‌های ژئوشیمی رسوبی XRF<sup>۲</sup>

فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه به دست آمد (جدول ۲). در نمونه شماره ۹ (زایگان) SiO<sub>2</sub> با میانگین ۶۱/۰۲ درصد، بیشترین فراوانی را در مقایسه با سایر اکسیدهای اصلی نشان می‌دهد و پس از آن عناصر CaO، Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، MgO، K<sub>2</sub>O، MnO و TiO<sub>2</sub>، Na<sub>2</sub>O، P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> به ترتیب در رتبه‌های بعدی قرار دارند.

همچنین به منظور بازسازی شرایط دمای دیرینه حوضه آبریز جاجرود در محدوده شمال شرق تهران، اندیس‌های متفاوتی جهت برآورد میزان شوری، هوازدگی شیمیایی، رسیدگی رسوب و همچنین اسیدیتته نمونه‌های مورد مطالعه، استفاده گردید (جدول ۳) که در ادامه به شرح آن پرداخته شده است (جدول ۴).

جدول (۲): فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه.

Table (2): Abundance of Oxides of Main Elements in the Study Samples.

نمون ه	Sio2	Al2o3	CaO	Fe2o3	K2o	Mg o	Na2 o	Tio2	P2o 5	Mn o	Bao	So3	Cuo	Zro 2	Sro	Zno	Loi	Total
388 Ous	49.10	13.30	10.7	6.85	3.09	2.58	0.98 6	0.83	0.17	0.15	0.05	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	11.8	99.85
393 Gar	55.55	16.70	4.35	8.34	3.00	1.35	0.43	1.17	0.12	0.12	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	8.48	99.83
396 Fas	42.87	10.50	18.1	6.09	2.45	2.68	1.15	0.71	0.18	0.11	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	14.7	99.83
399 Zar	52.45	10.80	13.5	5.086	3.09	1.83	1.70	0.54	0.17	0.16	0.06	0.04	0.02	0.01	0.03	0.01	10.1	99.84
395 Zay	61.02	13.00	5.36	6.09	4.29	2.25	0.45	0.80	0.14	0.10	0.05	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	6.19	99.89
394 Zay	52.93	12.00	8.53	8.02	2.53	2.76	0.82 4	0.91	0.17	0.14	0.03	0.07	0.02	0.02	0.01	0.01	10.7	99.82
397 -1F	33.61	8.20	23.4	5.88	1.70	3.91	0.69 2	0.54	0.14	0.13	0.05	0.10	0.02	0.01	0.02	0.01	21.2	99.76
397 -2F	45.80	12.40	14.4	6.345	3.06	2.39	0.83 6	0.77	0.14	0.14	0.05	0.31	0.02	0.01	0.01	0.01	12.9	99.84
398 Ous	56.91	12.20	10.6	5.82	3.36	2.66	1.03	0.61	0.19	0.23	0.05	0.07	0.02	0.03	0.01	0.02	6.08	99.91
384 -1H	57.45	10.30	8.81	7.000	2.79	2.31	1.14 0	0.78	0.15	0.11	0.05	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	8.77	99.82
385 Ous	49.94	8.79	15.2	5.59	2.47	2.41	1.03	0.59	0.16	0.14	0.04	0.06	0.02	0.01	0.02	0.01	13.2	99.85
384 -2H	46.09	10.80	15.5	6.59	3.45	3.76	0.60	0.98	0.15	0.12	0.05	0.08	0.02	0.03	0.02	0.03	11.5	99.88

جدول (۳): نسبت‌های هوازدگی و پدوژنز رسوب (فیدو و همکاران ۱۹۹۵)¹.

et al 1966 Table(3): Molecular Weathering and Pedogenesis Ratio Fedo.

نسبت	فرمول	فرایندهای پدوژنیک
Soda to Potash	Na <sub>2</sub> O / K <sub>2</sub> O	شوری
Alkalis to Alumina	(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)* Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	شوری
CIA	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +CaO+Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O)*100	هوازدگی شیمیایی
ICV	ICV= (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O + CaO + MgO + MnO + TiO <sub>2</sub> ) / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	هوازدگی شیمیایی
Maturity	SiO <sub>2</sub> / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	رسیدگی رسوب
Silica / Sesquioxides	SiO <sub>2</sub> / (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	هوازدگی شیمیایی
Provenance	TiO <sub>2</sub> / Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	اسیدیتته

جدول (۴): اندیس‌های مورد محاسبه جهت بازسازی شرایط دمایی دیرینه دوره کواترنری در حوضه آبریز جاجرد

Table (4): Index calculated to reconstruction the paleotemperature conditions of the Quaternary in the basin Jajrud

نمونه	soda to potas	Alkalis to Alumin	CIA	ICV	Maturity	Silica/Sesquioxide	Provenance
اوشان 388.	0.319	54.21	211.097	1.892	3.691	2.436	16.02
گرمايدر 393.	0.04	57.281	146.586	1.123	3.326	2.771	14.27
فشم 396.	0.469	37.8	306.666	2.98	4.082	2.584	14.788
زربند 399.	0.55	51.732	269.351	2.398	4.856	3.301	20
زايگان 395.	0.104	61.62	177.692	1.487	4.693	3.196	16.25
زايگان 394.	0.325	40.248	197.533	1.976	4.41	2.643	13.186
فشم 1-397.	0.407	19.614	414.536	4.42	4.098	2.387	15.185
فشم 2-397.	0.273	48.31	247.548	2.253	3.693	2.443	16.103
اوشان 398.	0.306	53.558	222.868	1.992	4.664	3.158	20
حاجي آباد 1-384.	0.408	40.479	223.689	2.227	5.577	3.32	13.205
اوشان 385.	0.417	30.765	312.741	3.12	5.681	3.472	14.898
حاجي آباد 2-384.	0.173	43.74	281.018	2.87	4.267	2.65	11.02

## اندیس نسبت سدیم به پتاسیم (شوری)

افزایش میزان سدیم، غلظت پتاسیم موجود را کاهش داده (نگوچوا و همکاران، ۲۰۱۷: ۴۰۹) و به همین دلیل، نسبت پتاسیم به سدیم کاهش پیدا می‌کند (برت و همکاران، ۲۰۱۴). به همین دلیل هرچه نسبت سدیم به پتاسیم بیشتر بوده، نشان‌دهنده دوره‌های خشک‌تر و در مقابل، کاهش این نسبت، نشان‌دهنده دوره‌های مرطوب‌تر می‌باشد (رابطه ۱).

$$\text{Soda to Potash} = \text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} \quad (1)$$

در جدول ۴، میزان این اندیس در نمونه‌های رسوبات پادگانه‌ها ذکر گردیده است. در پادگانه‌های شماره ۱۰ (گرما بدر) بیشتر میزان این نسبت ۰.۰۴ می‌باشد که نشان‌دهنده دوره‌های خشک‌تر، به دلیل حاکمیت آب‌وهوای سرد و خشک در دوران اوج یخچالی می‌باشد. این میزان از نمونه شماره ۱۰ به سمت نمونه‌های شماره ۴ (۰.۴۰۷)، روند افزایشی داشته، و از شماره ۴ به سمت شماره ۲ در حاجی‌آباد (۰.۱۷۳) مجدداً روند کاهشی داشته است. که این نشان‌دهنده حاکمیت آب‌وهوای مرطوب در دوران گذر از یخچالی به دوره گرم و دوران تسلط شرایط گرم و خشک بین یخچالی در نمونه‌های شماره ۴ و ۵ و ۶ و ۷ می‌باشد.

در شکل ۵ الف) میزان نسبت سدیم به پتاسیم موجود در نمونه‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. نسبت سدیم به پتاسیم در بازه اول روند افزایشی داشته که نشان‌دهنده افزایش میزان خشکی در دوران یخچالی می‌باشد. کاهش میزان این نسبت در دوران بین یخچالی در بازه ۲ نشان‌دهنده آب‌وهوای مرطوب در این دوران است.

تعیین میزان هوازگی شیمیایی رسوبات CIA<sup>۳</sup>

هوازگی شیمیایی تأثیر زیادی بر ژئوشیمی عناصر اصلی و کانی‌شناسی رسوبات سیلیسی آواری می‌گذارد (نسبیت و یانگ، ۱۹۸۲: ۷۱۶). هوازگی شیمیایی باعث تخلیه عناصر خاکی و قلیایی شده و باعث افزایش  $\text{Al}_2\text{O}_3$  می‌شود (گارسیا و همکاران، ۲۰۰۴). هوازگی سنگ‌های آواری را می‌توان از طریق محاسبه نسبت اکسید غیر متحرک  $\text{Al}_2\text{O}_3$  به اکسیدهای متحرک  $\text{CaO}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  تخمین زد (نسبیت و یانگ، ۱۹۸۲). افزایش CIA با درجه هوازگی شیمیایی رابطه مستقیم دارد. مقدار پایین CIA نشان‌دهنده این است که دگرسانی وجود نداشته و یا خیلی کم بوده و منعکس‌کننده شرایط آب‌وهوایی خشک است، در حالی که CIA متوسط و بالا نشان‌دهنده درجه هوازگی متوسط و شدید است (نسبیت و یانگ، ۱۹۸۲؛ فیدو و همکاران، ۱۹۹۵: ۹۲۳).

1 Nguetchoua et al  
2 Byrt et al

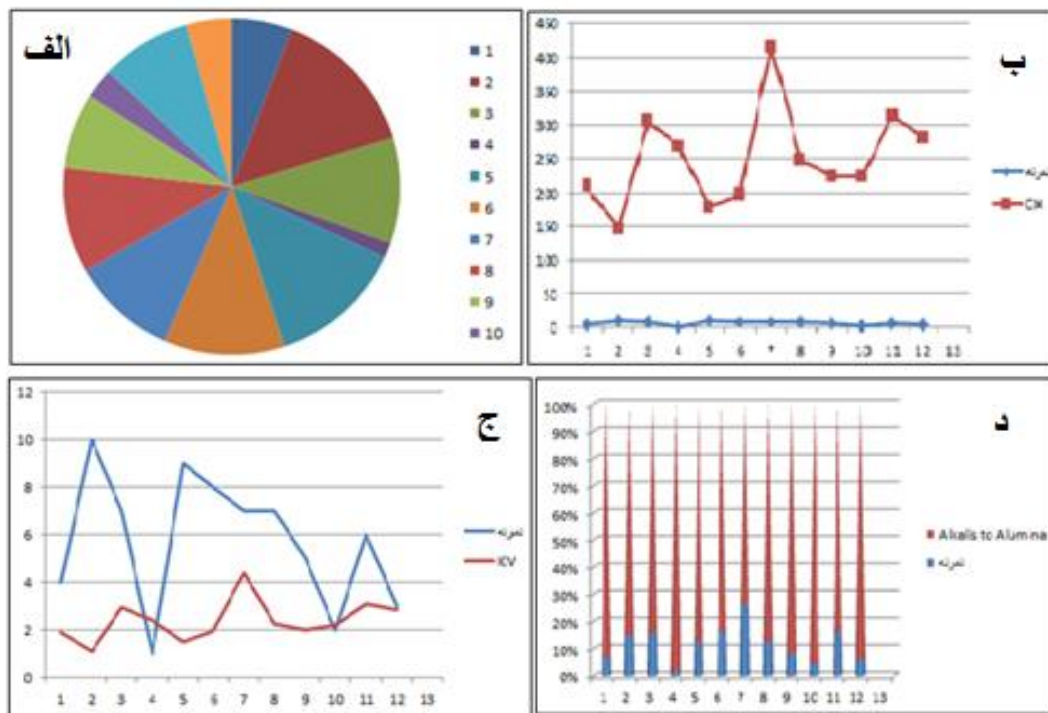
3 Chemical of Alteration index  
4 Nesbitt and Young

5 Garcia and Young  
6 Fidow et al



به منظور تعیین دقیق میزان CIA و حذف سیمان‌های کربناتی، نمونه‌های با CaO بالاتر از پنج درصد در نظر گرفته نمی‌شوند (رابطه ۲) (نسبت، ۲۰۰۳؛ گارسیا و همکاران، ۲۰۰۴؛ باتومیکی و همکاران، ۲۰۰۶). از آنجاکه میزان CaO در تمام نمونه‌های مورد مطالعه بیش از پنج درصد می‌باشد، در محاسبه این اندیس حذف گردیده است (شکل ۵، ب).

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) * 100 \quad (2)$$



شکل ۵: الف: نسبت سدیم به پتاسیم در نمونه‌های مورد مطالعه (شماره‌های لژاند موقعیت نمونه برداری‌ها را در شکل ۲ نشان داده است. ب: میزان هوازدگی شیمیایی رسوبات در نمونه‌های مورد مطالعه، ج: میزان اندیس تنوع ترکیبی در نمونه‌های مورد مطالعه، د: نسبت آلكالی به آلومینیم در نمونه‌های مورد مطالعه

Fig (5): A: Soda to Potash Ratio in the Samples. B: The Amount of the Chemical Weathering of Sediments in the Study Samples. C: Amount ICV in the Study Samples. D: Ratio Alkali to Alumina.

بر اساس شکل (۶) که میزان CIA را در رسوبات پادگانه‌های دره جاجرود نشان می‌دهد، بیشترین میزان آن در بازه شماره ۲ وجود دارد که بر اساس ساختمان چینه‌شناسی و مورفومتری پادگانه‌ها در این بازه گویای حاکمیت دوران گرم و مرطوب در این بازه می‌باشد. همچنین کمترین میزان هوازدگی شیمیایی در بازه شماره ۳ به دلیل وجود آب‌وهوای سرد و خشک وجود دارد.

#### اندیس تنوع ترکیبی (ICV)

جهت مشخص کردن رسوبات مربوط به چرخه اول و یا حاصل از چرخه مجدد، اندیس تنوع ترکیبی (ICV) توسط کاکس و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۹۵) تعریف شد.

نمونه‌هایی که دارای کانی‌های رسی فراوان هستند، ICV کمتر از یک داشته و همراه با هوازدگی شیمیایی نهشته می‌شوند (رابطه ۳). درحالی‌که نمونه‌های فاقد رس، ICV بالاتری نسبت به نمونه‌های رسی دارند. به نمونه‌هایی با ICV بیش از یک، رسوبات چرخه اول

گفته می‌شود، اما در صورتی که ICV کمتر از یک باشد، به آن رسوب، رسوبات چرخه مجدد یا به شدت هوازده از چرخه اول رسوبی گفته می‌شود<sup>۱</sup> (کولرز، ۲۰۰۲: ۳۱۶).

$$ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3 \quad (3)$$

دامنه تغییر این اندیس در بازه شماره ۱ از ۳ تا ۴ در فشم می‌باشد و کمترین میزان آن در نمونه شماره ۳۹۳ گرما بدر (به معنای بیشترین میزان هوازدگی) و بیشترین آن در نمونه شماره ۱-۳۹۷ (به معنای کمترین میزان هوازدگی) وجود دارد (جدول ۴). روند کاهشی و افزایشی میزان این اندیس تقریباً مشابه روند اندیس نسبت سدیم به پتاسیم بوده و وجود حداکثری این اندیس در نمونه شماره ۳۹۷ (مانند نسبت سدیم به پتاسیم)، میزان کمتر هوازدگی شیمیایی و خشکی بیشتر آب‌وهوا را نشان می‌دهد (در دوره یخچالی) (شکل ۵، ج).

#### اندیس نسبت آلکالی به آلومینیم

اندیس نسبت آلکالی به آلومینیم<sup>۳</sup>، تغییرات شوری لایه‌های رسوبی را بازگو می‌کند. افزایش آن، نشان‌دهنده کاهش رطوبت و افزایش شوری، و کاهش آن، نشان‌دهنده افزایش رطوبت و کاهش شوری می‌باشد (رابطه ۴).

$$Alkalis\ to\ Alumina = (Na_2O + K_2O) * Al_2O_3 \quad (4)$$

در شکل شماره ۵ کمترین میزان این اندیس مربوط نمونه شماره ۷ به فشم حدود (۲۰) و بیشترین میزان آن متعلق به نمونه شماره ۱۰، یعنی گرما بدر، هم‌زمان با دوره یخچالی و دوران کنونی می‌باشد (شکل ۵، د).

#### درجه رسیدگی رسوبات

به منظور اندازه‌گیری میزان رسیدگی رسوبات<sup>۴</sup> از نسبت سیلیکون دی‌اکسید به آلومینیم اکسید استفاده می‌شود (رابطه ۵) (پوتر، ۱۹۷۸: ۴۳۷). اگر میزان آن در نمونه‌های رسوبی بیش از ۵ الی ۶ باشد، نمایان‌کننده میزان بالای رسیدگی رسوب بوده، و در صورتی که کمتر از این مقدار باشد، رسیدگی کم نمونه‌های رسوبی را نشان می‌دهد. میزان درجه رسیدگی رسوب، طی فرایند حمل‌ونقل، هوازدگی و چرخه مجدد، و به واسطه افزایش کوارتز نسبت به کانی‌هایی با مقاومت کمتر، از جمله فلدسپات‌ها، افزایش پیدا می‌کند (روزر و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۹۶). درجه رسیدگی اندک رسوبات، نشان از مسافت کم حمل و نزدیک بودن حوضه رسوب‌گذاری به منهای رسوبات است (ولی پور هفشجانی و همکاران، ۱۳۹۷: ۱۰۰).

$$Maturity = SiO_2 / Al_2O_3 \quad (5)$$

درجه رسیدگی رسوب در ترانسه شماره یک از ۴/۳۷۷ در نمونه یک تا ۵/۱۱۵ در نمونه ۱۰ متغیر می‌باشد. عدد به دست آمده از این نسبت در تمام نمونه‌های این ترانسه به‌غیر از نمونه شماره ۱۰ که هم‌زمان با دوره نوسنگی بدون سفال است، کمتر از پنج بوده که نشان‌دهنده رسیدگی کمتر لایه‌های رسوبی این ترانسه می‌باشد (جدول ۴).

دامنه تغییر این نسبت در بازه شماره ۱، از (۵ تا ۶) بوده، کمترین میزان آن در بازه شماره ۳ یعنی گرما بدر وجود دارد. در شکل ۶ الف) درجه رسیدگی رسوب در نمونه‌های مورد مطالعه در هر ۳ بازه و از نظر زمانی به صورت پیوسته، نمایش داده شده است. همان‌گونه که در نمودار مشخص است، نمونه‌های رسوبی متعلق به دوره‌های قدیمی‌تر دارای رسیدگی بیشتری بوده است. از لایه‌های زیرین رسوبی به سمت لایه‌های جدیدتر، این نسبت در ابتدا دارای نوسانات کمی بوده، از بازه ۱ تا بازه ۳، ۱۱، دارای روند نزولی بوده و پس از آن کمی روند افزایشی یافته، سپس دوباره دارای روند کاهشی می‌شود و همراه با نوسانات کمی به روند کاهشی خود طی دوره‌های متأخرتر ادامه می‌دهد. همان‌گونه که گفته شد، یکی از معیارهای رسیدگی نمونه‌های رسوبی، مسافت طی شده از منهای به سمت حوضه رسوب‌گذاری است و یکی از دلایل عدم رسیدگی در رسوب، کوتاه بودن این مسافت طی شده می‌باشد. به همین دلیل، یکی از علل کاهش درجه رسیدگی رسوب در نمونه‌های بازه ۳، می‌تواند مسافت کوتاه مابین منهای رسوب و حوضه رسوب‌گذاری باشد و درشت‌دانه بودن و زاویه‌دار بودن بسیاری از نمونه‌های رسوبی در این ترانسه، مصداقی برای این امر است (شکل ۶، الف).

1 Index of Compositional Variability  
2 Cullers & Podkovyrov

3 Alkalist to Alumina  
4 Maturity

5 Potter



شکل (۶): الف) نسبت سیلیکون دی اکسید به آلومینیم اکسید در نمونه‌های مورد مطالعه، ب) نسبت بین سیلیکات و به اکسید آلومینیم و اکسید آهن در نمونه‌های مورد مطالعه (شماره‌های لژاند موقعیت نمونه برداری‌ها است که در شکل ۱ سمت چپ نشان داده است).

ج) نسبت بین تیتانیوم و آلومینیم در نمونه‌های مورد مطالعه

Fig (6): A: Ratio Maturity B: Ratio Silica/Sesquioxide C: RatioTiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (The Numbers in the Legend are the Positions of the Samples Shown in Figure 1 on the Left).

### سبت سیلیکات به اکسید آهن و اکسید آلومینیم

میزان هوازگی شیمیایی خاک‌ها از نسبت بین سیلیکات موجود در خاک به اکسید آلومینیم و اکسید آهن به دست می‌آید (رابطه ۶) (مایچنین، ۱۹۶۶) <sup>۱</sup> که به نسبت Silica/Sesquioxide شناخته شده است (مایچنین، ۱۹۶۶، تانسر و لوهنس، ۱۹۷۷) <sup>۲</sup>. این نسبت به منظور برآورد میزان هوازگی شیمیایی نمونه‌های رسوبی استفاده می‌شود و هرچه عدد به دست آمده کمتر باشد، نشان دهنده هوازگی بیشتر و در نتیجه رطوبت بیشتر هوا در زمان تشکیل آن افق رسوبی است. خاک‌های لاتریتی به شدت هوازده و غنی از آهن و سسکیواکسید آلومینیم هستند که بسته به میزان درجه هوازگی و تجزیه، حاوی میزان سیلیس و کائولینیت متفاوتی می‌باشند (کاکس و همکاران، ۱۹۹۵: ۲۱۹) <sup>۳</sup>.

هرچه عدد به دست آمده کمتر باشد (کمتر از دو)، نشان دهنده لاتریتی بودن خاک آن نمونه رسوبی و در نتیجه هوازده تر بودن آن لایه می‌باشد (جدول ۴).

$$(۶) \text{Silica} / \text{Sesquioxides} = \text{SiO}_2 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$$

جدول (۵): طبقه بندی خاک بر اساس میزان سیلیس / سسکیواکسید (کاکس و همکاران، ۱۹۹۵)

Table (5): Soil Classification Based Silica/Sesquioxide (Cox et al).

Soil Type	SILICA : SESQUIOXIDE
Laterite Soil	1.33 or less
Lateritic Soil	1.33 – 2.00
Non-Laterite	2.00 and over

شاخص موردنظر برای تمام نمونه‌های برداشت‌شده از هر ۳ بازه محاسبه گردید و نتایج نشان‌دهنده لاتریتی نبودن خاک تمام نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد از آن جهت که عدد به‌دست‌آمده در تمام لایه‌ها بیش از ۲ است. همچنین در شکل (۱۰)، روند افزایشی و کاهشی این نسبت نمایش داده شده است که به صورت کلی، به سمت زمان حال روند کاهشی داشته و نشان‌دهنده وجود رطوبت بیشتر در دوره‌های بین یخچالی می‌باشد (شکل ۶، ب).

### منشأ یابی

نسبت بین تیتانیوم و آلومینیوم، شاخصی مفید جهت بررسی میزان اسیدیته رسوب (شلدون و تابور، ۲۰۰۹)<sup>۱</sup> و منشا یابی است زیرا میزان تیتانیوم، مابین سنگ‌های مختلف ممکن است کاملاً متغیر باشد (رابطه ۷) (لی، ۲۰۰۰)<sup>۲</sup>. به‌طور کل، هرچه ماده اصلی مافیک‌تر باشد، نسبت تیتانیوم به آلومینیوم بالاتر است (مینارد، ۱۹۹۲: ۲۸۳). علاوه بر این، از آنجایی که هر دو عنصر نسبتاً بی‌حرکت هستند، باید در طول پدوژنز در PH های تقریباً خنثی (۵/۵-۸) ثابت باقی بمانند (شلدون، ۲۰۰۶). در شرایط نزدیک به خنثی، آلومینیوم کمی متحرک‌تر از تیتانیوم بوده (لی، ۲۰۰۰) اما هر دو این عناصر در شرایط PH اسیدی، بیشترین تحرک را دارا می‌باشند (شلدون و تابور، ۲۰۰۹).

هرچه عدد به‌دست‌آمده از این شاخص بیشتر باشد، نشان‌دهنده تغییرات PH به سمت قلیایی شدن و دوره‌های اقلیمی مرطوب‌تر بوده، و در مقابل، هرچه عدد به‌دست‌آمده کمتر باشد، نمایان‌کننده محیط اسیدی و دوره‌های اقلیمی خشک‌تر می‌باشد.

$$\text{Provenance} = \text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 \quad (7)$$

دامنه این شاخص در نمونه شماره ۲ از (۱۵-۲۰) متغیر بوده، که متعلق به دوران یخچالی و دروان تسلط شرایط گرم و خشک می‌باشد. نمودار نشان می‌دهد که روند این شاخص در نمونه‌های شماره ۱ تا ۶، از دوران یخچالی به سمت دوره‌های متأخرتر دارای روند افزایشی بوده هرچند دارای نوسان‌های جزئی نیز می‌باشد و این امر شرایط اقلیمی پایدارتری را نشان می‌دهد. شکل ۶، ج نسبت بین تیتانیوم و آلومینیوم در نمونه‌های مورد مطالعه را، در منطقه مطالعاتی و از نظر زمانی به‌صورت پیوسته، نمایش می‌دهد. همان‌گونه که مشخص است، از شماره‌های ۱ تا ۶، افزایش کمی در این شاخص وجود داشته، و سپس با نوسان‌های جزئی، دارای روند کاهشی شده که نمایانگر اسیدی شدن محیط و خشک‌تر شدن شرایط اقلیمی می‌باشد (شکل ۶، ج).

### ۴ نتیجه‌گیری

تجزیه و تحلیل ژئوشیمیایی رسوبات پادگانه‌ها می‌تواند به کمی‌سازی آسان ترکیب رسوبات آن‌ها منتهی شده و امکان پردازش آماری داده‌ها را فراهم سازد. همچنین قادر است، شناسایی و کمی‌سازی عوامل تعیین‌کننده ترکیب رسوبات را تسهیل کند.

نتایج کلسیمتری نهشته‌های پادگانه‌ای حوضه آبریز جاجرود نشان‌دهنده آن است که تغییرات نسبت کربنات کلسیم با تغییرات دمای دیرینه در حوضه آبریز جاجرود مرتبط است، لایه‌هایی که درصد کربنات کلسیم یا آهک آن‌ها افزایش دارد، نشان‌دهنده فرارسیدن دوره گرم‌تری است. برعکس در دوره سرد و مرطوب، رسوب‌گذاری آهک متوقف‌شده یا کاهش نشان می‌دهد. همچنین هدایت الکتریکی یا درجه شوری رسوبات پادگانه‌ها (EC) با مقدار کربنات کلسیم محلول تحت تأثیر دوره‌های سرد و گرم ارتباط مستقیمی را نشان می‌دهد. علاوه بر آزمایش‌های فوق، نتایج ژئوشیمی رسوبی (XRF) بر روی نهشته‌های پادگانه‌ها، با موضوع نهشته‌گذاری کانی‌های مختلف مرتبط با تغییرات دما و اقلیم است. این یافته‌ها با تناوب دوره‌های سرد و گرم حاکم بر حوضه جاجرود انطباق پیدا می‌کند. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، سه دوره تغییرات دمای دیرینه از مرطوب به خشک در این حوضه قابل‌شناسایی است. یکی در اوج دوره یخچالی مقارن با کاهش دبی رودخانه می‌باشد (قبل از هولوسن). زیرا بارش به‌صورت برف در ارتفاعات کوهستانی و حوضه‌های مرتفعی مانند جاجرود انباشته می‌شده است از این رو دبی و نوسانات سیلابی بسیار کاهش داشته است. در مرحله بعد یعنی گذر از دوره یخچالی به دوره گرم (احتمالاً بین ۱۱ تا ۸ هزار سال قبل) جاجرود بیشترین دبی خود را تجربه کرده است. زیرا نه‌تنها یخچال‌ها به‌سرعت در حال ذوب شدن

بوده‌اند بلکه ذوب یخچال‌ها توأم با دبی حاصل از بارش سالانه در حوضه روی می‌داده است. این شرایط منجر به وقوع سیلاب‌های شدیدی نیز می‌شده است. وجود لایه‌بندی بسیار درشت‌بافت در پادگانه‌های اوایل هولوسن نتیجه تسلط این شرایط است. در مرحله سوم با تسلط شرایط گرم و خشک اخیر (از حدود ۸ هزار سال پیش تاکنون) همراه است. در این دوره مجدداً دبی رودها به تدریج کاهش یافته است. زیرا در شرایط کنونی یخچال‌های حوضه جاجرود از میان رفته‌اند و دبی رودخانه صرفاً از بارش‌های فصلی و ذوب برف زمستانی در ارتفاعات تأمین می‌شود. تغییرات دبی و وقوع سیلاب‌های دوره‌ای نیز نتیجه مستقیم بارش با شدت و مدت آستانه‌ها است. این سیلاب‌ها اغلب پایین‌دست حوضه جاجرود را از حدود سرشاخه روته (به دلیل افزایش ضریب انشعاب) تا خروجی حوضه تحت تأثیر قرار می‌دهند. همچنین با تجزیه و تحلیل داده‌های به‌دست آمده از ژئوشیمی رسوبی (XRF)، مشاهده می‌شود که با بالا آمدن سطح آب رودخانه جاجرود در دوره بین یخچالی و پایین رفتن آن در دوره یخچالی، میزان عناصر رسوبی در پادگانه‌ها تغییر پیدا کرده است. شاخص‌ترین عنصر که هم‌زمان با افزایش سطح آب رودخانه، همبستگی مستقیم نشان می‌دهد Cao است. افزایش میزان Cao در رسوبات دریاچه‌ای پادگانه‌ها در بیشتر موارد، به دلیل افزایش میزان سهم رسوبات شیمیایی و بیوشیمیایی از جمله پوسته‌های صدف در رسوبات است که حاوی کربنات کلسیم می‌باشند. علاوه بر آن میزان استرانسیوم (Sr)، گوگرد (S)، سزیم (Sc)، همبستگی مثبتی با افزایش سطح آب رودخانه نشان می‌دهد. سایر عناصر اصلی سیلیس (SiO<sub>2</sub>)، آلومینیوم (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)، اکسید منیزیم (MgO)، اکسید آهن (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)، تیتانیوم (TiO<sub>2</sub>)، اکسید پتاسیم (K<sub>2</sub>O)، اکسید سدیم (Na<sub>2</sub>O) و گوگرد (S) هم‌زمان با افزایش سطح آب رودخانه کاهش می‌یابد. با استفاده از این داده‌ها می‌توان تغییرات شرایط محیط رسوب‌گذاری در رسوبات پادگانه‌های دره جاجرود را بازسازی نمود (جدول ۲).

با توجه به تحقیقات گذشته، لازم به یادآوری است که پژوهش‌های محدودی در زمینه ژئوشیمی رسوبی و پادگانه‌ها در ایران و خارج از ایران انجام شده است. ولدکمپ و کرونینرگ (۱۹۹۳) در پژوهشی با استفاده از ژئوشیمی رسوبی XRF یک مدل سه‌بعدی از تشکیل و تحول پادگانه‌ها در کامپیوتر شبیه‌سازی نمودند. محمدی (۱۳۸۹) به بررسی رسوب‌شناسی و ژئوشیمی نهشته‌های پلاایای جازموریان پرداختند. لیکن در خصوص تغییرات دبی جریان رودخانه و بازسازی دمای دیرینه محیط با استفاده از ژئوشیمی رسوبی XRF پادگانه‌ها و اندیس‌های ذکر شده در این پژوهش، در تحقیقات گذشته کاری انجام نشده است. این پژوهش همچنین نشان می‌دهد که ژئوشیمی رسوبات پادگانه‌ها می‌تواند منجر به تولید داده‌های جدید و موردعلاقه در تحقیقات کواترنری شود. باین‌حال، تفسیر عوامل ژئوشیمیایی تنها در صورتی می‌تواند انجام شود که کانی‌شناسی رسوبات شناخته شده باشد. بنابراین، ژئوشیمی رسوبی مکمل پترولوژی رسوبی است اما نمی‌تواند جایگزین آن شود.

## منابع

- Cullers RL, Podkovyrov V.M. (2002). The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia, *Precambrian Research* 117:157–183.
- Cox, R., Low, D.R, Culler, R.L. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern united states, *Geochimica cosmochimica Acta*, 59, 219-294.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W, Young, G.M.1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance, *Geology*, 23, 921-924.
- Green, C.P.MC Gregor, D.F.M, 1987, River terraces: a stratigraphic record of environmental change. In Gardiner, V., (Ed), 1986, international geomorphology 1986, part I, John Wiley and Sons Ltd.
- Jafari, Gholam Hassan; Abbasi, Mehdi; (2017), Investigating the role of lithology and tectonics in the process of topographic evolution of Qezal-Ozan river terraces, *Hydrogeomorphology*, No. 14, pp. 1-22.
- Jessica, A.T., Chen, J., Yang, H., Li, T., Bookhagen, B., Burbank, D., 2018. Coarse- versus fine – grain quartz OSL and cosmogenic <sup>10</sup>Be dating of deformed fluvial terraces on the northeast Pamir margin, northwest China, *Quaternary Geochronology*, 46,1-15.
- Kroonenberg, S.B., 1990. Geochemistry of Quaternary fluvial sands from different tectonic regimes, vol 84, no ¼, p 88-91.
- Kolb, R., 2017. Middle and upper Pleistocene fluvial terraces in an abandoned valley in upper Franconia(Germany): chronology and driving forces, Dissertation, zur Erlangung des akademischen Grades eines Doktor der Naturwissenschaften(Dr. rer. nat.) an der Fakultät für Biologie, Chemie und Geowissenschaften der Universität Bayreuth Bayreuth, Germany, Dezember 2017.
- Lak, Razieh, Taghizadeh, Mojtaba. (2013). Investigation of Holocene sedimentary facies and determination of sedimentation rate in North-Eastern Persian Gulf (case study: South of Bandar Abbas), *Geological Sciences*, 24, No. 94, pp. 183-192.
- Li, Y.-H., 2000. A Compendium of Geochemistry. Princeton University Press, Princeton. 475 pp.
- Liyan Jia, Xujiao Zhang, Zexin He, Xiangli He, Fadong Wu, Yiqun Zhou, Lianzhenfu, Junxiang Zhao.(2015). Late quaternary climatic and tectonic mechanism driving river terrace development in an area mountain uplift: a case study in the Langshan area, inner Mongolia, northern China, *Geomorphology* 234(2015) 109-121.
- Maynard, J.B., 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *Journal of Geology* 100, 279–289.
- Nathan D.Sheldon, Neil J.Tabor.(2009). Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth – Science Reviews* 95(2009).1-52.
- Nesbitt HW (2003) Petrogenesis of Siliciclastic Sediments and Sedimentary Rocks. In: Lenz DR (Ed.), *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geotext 4, Geological Association of Canada, Newfoundland, 39-51.
- Nesbitt, H., Young, G., (1982). Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.
- Ngueutchoua, G., Ngantchu, L., Youbi, M., NgosIII, S. 2017. Geochemistry of Cretaceous Mudrock and sandstones from Douala sub-basin, Kumba area, southwest Cameroon: constraints on provenance, source rock weathering, paleo-oxidation conditions and tectonic environment, *International Journal of Geosciences*, 8, 393-424.
- Paul, Edwin Potter.(1978). Petrology and chemistry of modern Big River sands, *the Journal of Geology*, vol 86, No.4, pp 423-449.
- Ronald C., Count, Madhav K.Murari, Lewis A.Owen, Shanon A.Mahang, Michele Greenan.(2015). Late quaternary chronostratigraphic framework of terraces and alluvium along the lower Ohio River, southwestern Indiana and western Kentucky, USA, *Quaternary Science Reviews* 110(2015) 72-91.

- Roser, B. P., Cooper, R.A., Nathan, S., Tulloch, A. J., 1996. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand: *J. of Geology and Geophysics*, 39:1-16.
- Tuncer, E.R, Lohnes, R.A, (1977). An engineering classification for certain basalt- derived lateritic soils, *Engineering Geology*, vol.11, Issue4,pp319-339.
- Veldkamp, A., S.E.J.W. Vermeulen, 1989, River terrace formation , modeling , and 3-D graphical simulation . *Earth surface. Processes and landforms*, vol 14, 641-654.
- Mohammadi, Ali (2010), *Sedimentology and Geochemistry of Jazmurian Playa Deposits*, *Jurnal of Arid Biome*, Quarterly, Year 1, No 1.pp 68-79.
- Salehipour Milani, Alireza; Yamani, Mojtaba; Moghimi, Ibrahim; Lak, Razieh; Jafar Beglou, Mansour; (2014), Reconstruction of paleohydrology and paleoecology of Lake Urmia in the Quaternary (with the study of lake defenses), *Hydrogeomorphology*, No. 4, pp. 143-170.
- Torabi Golsefidi, H.(1994). Investigating the formation and evolution of the soils along Sefidroud River in central Gilan, Master's thesis, Isfahan University of Technology, Faculty of Agriculture, p. 13.
- Yamani, M. (2021). *Research Methods and Techniques in Geomorphology*, First Edition, University of Tehran Press, Tehran, Iran, pp141-200.
- Yamani, Mojtaba; Ali Akbar Shamsipour; Maryam Jafari Aghdam; (2010), Pleistocene snow reconstruction in Jajrud basin, *Physical Geography Research*, 76: pp. 35-50.
- Boll, J., thewissen, T.J.W., Meijer, E.L., and Kroonenberg, S.B, 1988, A simulation of the development of river terraces, *zeitschrift for Geomorphologie*, 32, 31-45.

## Research Paper



## Accuracy of landslide potential hazard maps of Kurdistan dam watershed using Full Consistency Method (FUCOM), Best Worst Method (BWM) and Analytic Hierarchy Process (AHP) methods



Alireza Ildoromi\*<sup>1</sup>, Mehdi Sepehri<sup>2</sup>



This paper is an open access and licenced under the CC BY NC licence.



DOI:10.22034/hyd.2023.55538.1682

**Reference to this article:** Ildoromi, Alireza; Sepehri, Mehdi; (2023). Accuracy of landslide potential hazard maps of Kurdistan dam watershed using Full Consistency Method (FUCOM), Best Worst Method (BWM) and Analytic Hierarchy Process (AHP) methods. *Hydrogeomorphology*, 10(37): 63 – 80.

## Keywords

**Statistical models, hierarchical analysis, geological variables, Kurdistan.**

**Receive Date:** 2023/02/22

**Accept Date:** 2023/04/30

**Available:** 2024/01/20

## A B S T R A C T

Identifying areas prone to landslides with proper accuracy is one of the primary measures in managing and reducing damages, especially in the watershed areas of dams. In this research, landslide sensitivity was zoned using statistical models in the Kurdistan Dam watershed and the most appropriate model was introduced. First, the studied area was determined and with field observations, the number of 9 landslides was recorded and a landslide distribution map was prepared. In the next step, the factors affecting the occurrence of landslides including geology, rainfall, land use, distance from the river, distance from the fault, slope and height were identified and then a map of these factors was prepared. To determine the rate of each of the effective factors in the occurrence of landslides, the map of each information layer of the effective factors is integrated with the distribution map of the landslide and using AHP, BWM and FUCOM statistical models, separate information layers are weighted and By overlapping different layers, the final landslide risk zoning maps were prepared and compared. The results showed that land use in AHP and BWM methods and rainfall lines, in addition to land use in FUCOM method, have the greatest effect and the criteria of height, distance from the fault and slope respectively in the three AHP, BWM and FUCOM methods have the least effect on the occurrence of landslides. The results of zoning maps showed that most of the landslides occurred in the northern half of the region, often in pasture lands, in slopes of more than 20%, and near faults Also, the results showed that the lithological variable has a great role on the occurrence of landslides in the studied area. In general, the results showed that in AHP and BWM methods, the number of required pairwise comparisons increases significantly with the number of compared parameters, and in this case, the uncertainty of opinions increases, which shows the superiority of the FUCOM method over It shows well in other ways.

\* **Corresponding Author: Alireza Ildiromi**

**E-mail:** [a.ildoromi@malayeru.ac.ir](mailto:a.ildoromi@malayeru.ac.ir)

1. Alireza Ildoromi, Professor of Natural Engineering Department, Faculty of Natural Resources and Environment, Malayer University

2. Mehdi Sepehri, Doctor of Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Yazd University ([sepehri\\_mehdi@ymail.com](mailto:sepehri_mehdi@ymail.com))



## Introduction

In recent years, the landslide susceptibility map made it possible to assess the landslide risk potential, which has been increasingly developed (Bara et al., 2019). In this regard, the multi-criteria decision analysis (MCDA) technique has been widely used to integrate, identify or rank control factors, especially in the analysis of natural hazards and adaptation. Determining the weight of criteria is one of the basic issues in multi-criteria analysis models, but choosing the appropriate method to determine the weight of criteria in multi-criteria decision-making problems is a more important step that complicates the decision-making process. The weight of the criteria can significantly affect the outcome of the decision-making process, therefore, it should pay special attention to the objective factors of the weight of the criteria (Pamokar et al., 2018). In recent years, there has been no study on landslide risk zoning with BWM and FUCOM multi-criteria decision-making methods. On contrary, many studies have been conducted with other decision-making methods such as AHP, ANP, and Shannon entropy. Bara et al. (2019) assessed landslides using sensitivity models and their comparison in the western region of the Indian continent by remote sensing. They concluded that a landslide occurs under the influence of a set of conditions and factors such as height, slope, lithology, and geomorphology. In addition to these external factors, precipitation, tectonics, and human activity are also very effective in the frequency of landslides. In this study, multi-criteria decision-making methods AHP, BWM, and FUCOM were used and their accuracy in determining the effective factors in the occurrence and risk zoning of landslides in the Kurdistan dam area has been evaluated.

## Methodology

In this research, the study area was first determined to achieve an accurate assessment of landslide risk zoning methods in the Kurdistan Dam area. Then, the number of 9 landslides was recorded and a landslide distribution map was prepared with field observations. In the next step, the factors affecting the occurrence of landslides in the research area including geology, rainfall, land use, distance from the river, distance from the fault, slope, and height were identified. Then, the map of these factors was prepared, and separate information layers were prepared for each of the effective features. To determine the rate of each of the effective factors in the occurrence of landslides, the map of each of the information layers of the effective factors was integrated with the distribution map of landslides, and the individual information layers were weighted using AHP, BWM, and FUCOM statistical models. In addition, by overlaying different layers, the final landslide risk zoning maps were prepared and divided into five classes with very low, low, medium, high, and very high-risk potential and the comparison and validity test was done.

## Results and Discussion

According to the results of the survey of zoning forms, the spatial spread of landslide hazard potential in the studied area is almost the same in all three methods and most landslides are concentrated in the northern half of the area. But in all three of the AHP, BWM, and FUCOM methods, each of the areas with very low to very high risk potential covers approximately 20% of the studied area. Generally, the number of required pairwise comparisons dramatically increases in AHP and BWM methods with the number of compared parameters. In this case, the uncertainty of the opinions increases and shows the superiority of FUCOM over other methods which is related to the limitation in assigning initial weights to related criteria. In the AHP and BWM methods, the decision makers used a limited 9-point table for this task, while in the FUCOM method, they used integer, decimal or pre-defined scale values for pairwise comparison of criteria. The results of the accuracy assessment and comparative comparison of the basin landslide risk prediction in the models, by examining the degree of confidence of the pairwise comparisons, show that the FUCOM method has more acceptable accuracy than the AHP and BWM methods.

## Conclusions

At present, due to the difference in environmental conditions and the methods used, the application of each landslide risk zoning model requires proving their validity and accuracy. The current study presents three methods of AHP, BWM, and FUCOM based on multi-criteria decision-making principles to prepare maps of landslide risk potential in Kurdistan. In the three mentioned methods, out of the seven mentioned parameters, the land use parameter in AHP and BWM methods and the parallel rainfall line parameter in the FUCOM method have the greatest effect on the occurrence of landslides, and the criteria of height, distance from the fault and slope respectively in the three methods AHP, BWM, and FUCOM have the least effect on the occurrence of landslides. In addition, the final maps obtained from the three mentioned methods show that 70% of the landslides are concentrated in the northern half of the region and mostly in pasture lands, which make up about 50% of the basin surface but lands with agricultural and garden use in total with 50% of the basin area include about 30% of landslides.

## References

- Bera, S., Guru, B., & Ramesh, V. (2019). Evaluation of landslide susceptibility models: A comparative study on the part of Western Ghat Region, India. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 13, 39-52.
- Hong, H., Pradhan, B., Jebur, M.N., Bui, D.T., Xu, C. & Akgun, A.(2016). Spatial prediction of landslide hazard at the Luxi area (China) using support vector machines. *Environmental Earth Sciences*, 75(1), 40-52.
- Pamucar, D., Stevic, Z., Sremac, S. (2018). A New Model for Determining Weight Coefficients of Criteria in MCDM Models: Full Consistency Method (FUCOM), *Symmetry*, 10, 393-402.

## مقاله پژوهشی



## ارزیابی دقت نقشه‌های پتانسیل خطر زمین لغزش حوضه آبریز سد کردستان با استفاده از روش‌های AHP، BWM و FUCOM

علیرضا ایلدرمی\*<sup>۱</sup>، مهدی سپهری<sup>۲</sup>



این مقاله به صورت دسترسی باز و با لایسنس CC BY NC کپی‌رایتو کامانز قابل استفاده است.



ارجاع به این مقاله: ایلدرمی، علی‌رضا؛ سپهری، مهدی (۱۴۰۲). عنوان مقاله ارزیابی دقت نقشه‌های پتانسیل خطر زمین لغزش حوضه آبریز سد کردستان با استفاده از روش‌های AHP، BWM و FUCOM. هیدروژئومورفولوژی، ۱۰ (۳۷): ۸۰-۶۳.

DOI:10.22034/hyd.2023.55538.1682



## چکیده

کلیدواژه‌ها: مدل های آماری، تحلیل سلسله مراتبی، متغیر زمین شناسی کردستان.

شناسایی نواحی مستعد وقوع زمین لغزشها با دقت مناسب یکی از اقدامات اولیه در مدیریت و کاهش خسارات به ویژه در حوضه‌های آبریزسدها محسوب می‌شود. در این پژوهش، حساسیت زمین لغزش با استفاده از مدل‌های آماری در حوضه آبریزسد کردستان پهنه‌بندی و مناسب‌ترین مدل معرفی شد. ابتدا محدوده مورد مطالعه تعیین موقعیت و با مشاهدات میدانی تعداد ۹ لغزش ثبت و نقشه پراکنش زمین لغزش تهیه گردید. در مرحله بعد عوامل مؤثر بر رخداد زمین لغزش شامل زمین‌شناسی، بارش، کاربری اراضی، فاصله از رودخانه، فاصله از گسل، شیب و ارتفاع شناسایی و سپس نقشه این عوامل تهیه شد. برای تعیین نرخ هر یک از عوامل مؤثر در وقوع زمین لغزش، نقشه هریک از لایه‌های اطلاعاتی عوامل مؤثر با نقشه پراکنش زمین لغزش ادغام و با استفاده از مدل‌های آماری AHP، BWM و FUCOM لایه‌های اطلاعاتی جداگانه وزن‌دهی و با همپوشانی لایه‌های مختلف، نقشه‌های نهایی پهنه‌بندی خطر زمین لغزش تهیه و مقایسه شدند. نتایج نشان داد که کاربری اراضی در روش‌های AHP و BWM و خطوط همباران بعلاوه کاربری اراضی در روش FUCOM بیشترین تأثیر و معیارهای ارتفاع، فاصله از گسل و شیب به ترتیب در سه روش AHP، BWM و FUCOM کمترین تأثیر را در وقوع زمین لغزش دارند. نتایج بررسی نقشه‌های پهنه بندی نشان داد که بیشترین لغزش‌ها در نیمه شمالی منطقه و اغلب در اراضی مرتعی و در شیب‌های بیش از ۲۰ درصد و در نزدیکی گسل‌ها رخ داده است. همچنین نتایج نشان داد که متغیر سنگ‌شناسی بر وقوع زمین لغزش در منطقه مورد مطالعه نقش زیادی دارد. به طور کلی نتایج نشان داد که در روش‌های AHP و BWM تعداد مقایسه‌های جفتی مورد نیاز به‌طور چشمگیری با تعداد پارامترهای مورد مقایسه افزایش و در این حالت، عدم اطمینان نظرات افزایش می‌یابد، که برتری روش FUCOM را نسبت به سایر روش‌ها را به خوبی نشان می‌دهد.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۲/۰۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۲/۱۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۰/۳۰

\* نویسنده مسئول: نام و نام خانوادگی نویسنده مسئول: علیرضا ایلدرمی

رایانامه: a.ildoromi@malayeru.ac.ir

۱- استاد گروه مهندسی طبیعت، دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست، دانشگاه ملایر

۲- دکتری مدیریت آبخیز، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه یزد

در سال‌های اخیر امکان ارزیابی پتانسیل خطر زمین لغزش با استفاده از تهیه نقشه حساسیت زمین لغزش فراهم و توسعه فزاینده‌ای پیدا کرده (برا و همکاران، ۲۰۱۹: ۳۹) و به‌روشنی مؤثری جهت ارزیابی و مدیریت کاهش خطر تبدیل شده است (هونگ و همکاران، ۲۰۱۶). بر اساس گزارش وقایع زلزله‌های جهانی به‌طور متوسط زمین لغزش‌ها باعث میلیاردها دلار خسارت اقتصادی در کشورهایی چون ژاپن، هند، ایتالیا و آمریکا می‌شوند (باسو و همکاران، ۲۰۱۹: ۱۲۵۳) و نشان می‌دهد که زمین لغزش مخاطره‌ای است که اغلب به فراوانی روی می‌دهد (بروکس و همکاران، ۲۰۱۸: ۱۰۲). به همین دلیل بیشتر تحقیقات دهه اخیر در رابطه با موضوع پهنه بندی خطر زمین لغزش انجام شده، اما مطالعات معدودی در زمینه استفاده از روش‌های تطبیقی در رابطه با ارزیابی زمین لغزشها و پهنه‌بندی و افزایش دقت نقشه‌های خطر زمین لغزش صورت گرفته است (کاستانزو و همکاران، ۲۰۱۲: ۳۲۷). بررسی‌ها نشان می‌دهد که در خصوص پهنه‌بندی خطر زمین لغزش با روش‌های تصمیم‌گیری چندمعیاره BWM و FUCOM مطالعه‌ای انجام نگرفته است، اما با سایر روش‌های تصمیم‌گیری همچون AHP، ANP و آنتروپی شانون مطالعات زیادی صورت گرفته است که در ادامه به برخی از آن‌ها اشاره شده است: ایلدرمی و همکاران (۲۰۱۸) در پهنه‌بندی خطر زمین لغزش در حوضه‌ی آبریز عشوند با استفاده از مدل تراکم سطح، تحلیل سلسله مراتبی (AHP)، رگرسیون لجیستیک و منحنی ROC نشان دادند که به‌ترتیب مدل‌های رگرسیون لجیستیک و AHP مدل‌های مناسب پهنه‌بندی به شمار می‌آیند. مقصودی و همکاران (۲۰۱۹) در بررسی عوامل مؤثر بر مخاطره زمین لغزش‌های بالادست سد لتیان با استفاده از روش‌های ارزیابی آنتروپی و فازی نشان دادند که مدل آنتروپی از دقت بیشتری برخوردار است. بختیاری و همکاران (۲۰۱۹) نیز در مقایسه و ارزیابی پهنه‌بندی زمین لغزش با سه روش فرآیند تحلیل سلسله مراتبی فازی، شبکه عصبی مصنوعی و تراکم سطح در در حوضه آبریز سیمره هومیان نشان دادند که روش شبکه‌ی عصبی دارای دقت قابل قبولی است. عابدینی و همکاران (۲۰۲۰) در بررسی خطر زمین لغزش با استفاده از مدل‌های ANP و LR در پهنه‌گسلی قوشاداغ-ارسباران در آذربایجان شرقی به این نتیجه رسیدند که در وقوع زمین لغزشها، عامل فاصله از گسل و بارش بیشترین و کاربری اراضی کمترین نقش را داشته‌اند. نوجوان و همکاران (۱۳۹۸) در پهنه‌بندی خطر زمین لغزش با استفاده از تلفیق دو مدل فرآیند تحلیل سلسله مراتبی و فازی در حوضه آبریز کمه، استان اصفهان دریافتند که اپراتور فازی، بالاترین مقدار Qs را در میان سایر اپراتورهای فازی دارد. یوسفی و همکاران (۲۰۲۰) نیز خطر زمین لغزش را با استفاده از مدل ترکیبی ANP و منطق فازی در حوضه صلوات‌آباد سنندج مورد ارزیابی قرار داده و نشان دادند که معیارهای شیب و زمین‌شناسی، بیشترین وزن را در پهنه‌بندی خطر وقوع زمین لغزش به‌خود اختصاص داده‌اند. تیموری و همکاران (۲۰۲۰) در پهنه بندی حساسیت و اولویت بندی عوامل مؤثر بر وقوع زمین لغزش با استفاده از مدل حداکثر آنتروپی استان لرستان، نشان دادند که عوامل بارندگی، فاصله از جاده، لیتولوژی و کاربری اراضی به ترتیب مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر حساسیت وقوع زمین لغزش بودند. حجازی و همکاران (۲۰۲۱) در پهنه بندی خطر زمین لغزش با استفاده از مدل‌های شبکه عصبی مصنوعی و تاپسیس در پایین دست سد سنندج، نشان دادند که مدل شبکه عصبی پرسپترون دارای خطای کمتر و با جغرافیای منطقه سازگاری بهتری دارد. اصغری سراسکانرود و همکاران (۲۰۲۱)، در تحلیل مدل‌های تحلیل شبکه و منطق فازی برای تهیه نقشه پهنه‌بندی حساسیت وقوع زمین لغزش جاده سراب - نیر، نشان دادند که میزان بارش و ارتفاع نسبت به سایر عوامل تأثیر بیشتری در ایجاد نواحی پرخطر ایفا می‌کنند روستایی و همکاران (۲۰۲۱) در پهنه‌بندی خطر زمین لغزش در حوضه آبریز طالقان با استفاده از شاخص آنتروپی شانون، نشان داد که لایه‌های جهت شیب دامنه، کاربری اراضی، ارتفاع، شیب، و فاصله از رودخانه بیشترین تأثیر را بر وقوع زمین لغزش حوضه را داشته‌اند. ایلدرمی و همکاران (۲۰۲۱) در ارزیابی کارایی مدل‌های پهنه‌بندی خطر زمین لغزش حوضه آبریز سد کردستان نشان دادند که مدل‌های ارزش اطلاعاتی و LNRF از عملکرد بهتر و دقیق‌تری برای پهنه‌بندی خطر زمین لغزش در حوضه برخوردارند. نجفی ایگدیر و همکاران (۲۰۲۱) در بررسی کاربرد مدل‌های آماری دو متغیره در پهنه بندی خطر زمین لغزش در حوضه آبریز نالوچای نشان دادند که مدل تراکم سطح و ارزش اطلاعاتی از کارایی بالایی برای پهنه‌بندی خطر زمین لغزش در مناطق نیمه خشک و مرطوب برخوردار هستند.

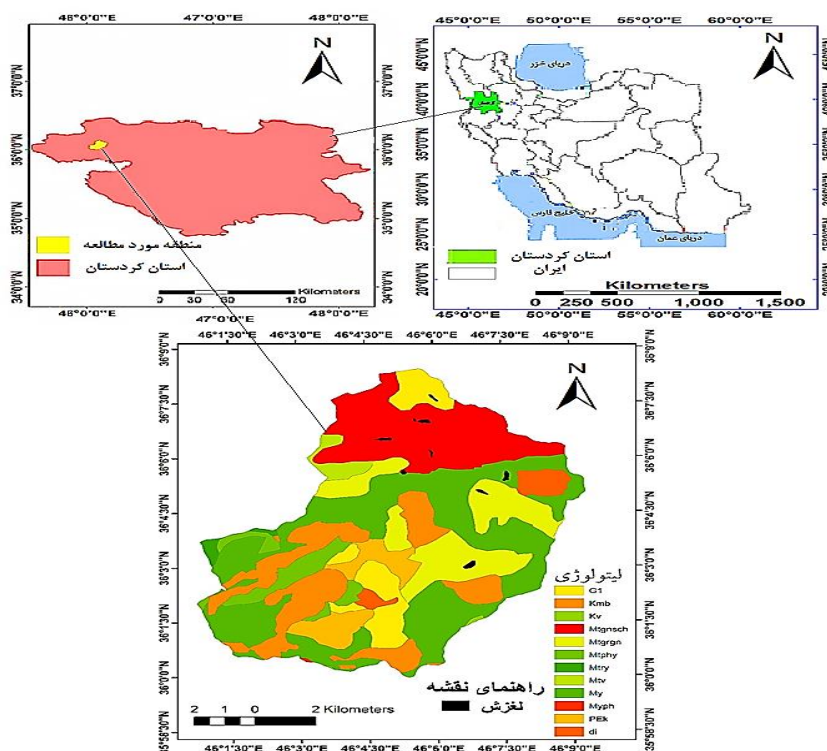
ژائو و همکاران (۲۰۱۷) با استفاده از تئوری آنتروپی شانون، روش جامع فازی و فرایند سلسله مراتبی تحلیلی (AHP) برای مدل سازی ارزیابی حساسیت به زمین لغزش شهرستان ژنان (Zhen'an)، استان شانکسی (Shan'xi) نشان دادند که روش آنتروپی شانون از دقت پیش بینی بیشتری در مقایسه با مدل های (AHP-fuzzy) برخوردار است. خان و همکاران (۲۰۱۸) در ارزیابی حساسیت زمین لغزش با استفاده از مدل های ماشین بردار و آنتروپی، در شمال پاکستان، به این نتیجه رسیدند که روش کمی ماشین بردار در شناسایی و ارزیابی عوامل مؤثر در رخداد لغزش دارای دقت قابل قبولی می باشد. تیان و همکاران (۲۰۱۸) از ترکیب روش های تاپسیس، ویکور و بدترین - بهترین به منظور انتخاب و کنترل مناسب تکنولوژی مواد آلی در سیستم های کشاورزی و کلر استفاده نمودند. نتایج آن ها نشان داد که روش بهترین - و بدترین از دقت بهتری در تحلیل عوامل مؤثر و تحلیل سلسله مراتبی برخوردار است. برا و همکاران (۲۰۱۹) در ارزیابی زمین لغزش با استفاده از مدل های حساسیت و مقایسه آن ها در منطقه غرب قاره هند، با سنجش از دور به این نتیجه رسیدند که یک زمین لغزش تحت تأثیر مجموعه ای از شرایط و عواملی مانند ارتفاع، شیب، لیتولوژی، ژئومورفولوژی و غیره رخ می دهد که می بایست عوامل دیگری چون بارش، تکتونیک و فعالیت انسانی مؤثر بر فراوانی وقوع زمین لغزش را با دقت کیفیت و ارجحیت مورد توجه و ارزیابی قرار داد. اکبری و همکاران (۲۰۲۱)، در یک پژوهشی با استفاده از فرایند تحلیل سلسله مراتبی (AHP)، روش بهترین بدترین (BWM) و روش سازگاری کامل (FUCOM) نقشه های پتانسیل آب زیرزمینی در دشت سرخس در شمال شرق ایران را در چهار کلاس کم، متوسط، زیاد و خیلی زیاد طبقه بندی کردند. نتایج نشان داد که روش FUCOM با دقت مناسب تری نسبت به روش های AHP و BWM نقشه تغذیه پتانسیل آب زیرزمینی را تهیه می کند. بالنتا و همکاران (۲۰۲۱)، با استفاده از روش های فازی و AHP و تکنیک های مختلف MCDA نقشه خطر سیل را تهیه نمودند. نتایج اعتبارسنجی با استفاده از داده های سیل تاریخی شهر ماریکینا نشان داد که روش ها و تکنیک های MCDA از دقت قابل قبولی برخوردار هستند.

نتایج تحقیقات انجام شده در ایران و خارج از کشور حاکی از آن است که در بیشتر پژوهش های انجام شده برای پهنه بندی خطر زمین لغزش به علت تفاوت شرایط محیطی و روش های به کار گرفته شده امکان مقایسه نتایج حاصله از الگوهای مختلف با یکدیگر نیست و به کارگیری هر یک از آن ها مستلزم اثبات صحت و دقت بیشتر آن از دیگری است. با توجه به ویژگی های زمین شناسی، ژئومورفولوژی و اقلیمی حوضه سد کردستان و دقت زیاد مدل های آماری و با توجه به دقت و صحت کم روش های تجربی و تعیینی (زیرا هر یک از روش های تجربی برای منطقه خاصی ابداع شده اند) در این بررسی سعی شده از روش های تصمیم گیری چندمعیاره AHP، BWM و FUCOM استفاده و دقت آن ها در تعیین عوامل مؤثر در رخداد و پهنه بندی خطر لغزش ارزیابی شود. با توجه به اینکه در حوضه مورد مطالعه وجود پارامترهای لازم و مؤثر برای رخداد زمین لغزش سبب افزایش خطر این پدیده در سطح حوضه شده، لذا پهنه بندی خطر زمین لغزش در حوضه حساس سد کردستان می تواند گام مؤثری در جهت ارزیابی و اتخاذ مدل های مناسب حفاظتی در راستای تثبیت دامنه های لغزشی و کاهش رسوب ورودی حاصل از لغزشها به مخزن سد باشد

## مواد و روش

### معرفی منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز سد کردستان با مساحت ۱۲۰۱۵ هکتار در شمال شرقی شهرستان سقز استان کردستان و در محدوده طول جغرافیای ۱۴' ۴۰° تا ۴۲' ۰۹° ۴۰° و عرض جغرافیایی ۳۶° ۰۴' تا ۳۶° ۰۸' واقع و حداکثر ارتفاع حوضه ۲۶۵۴ متر و حداقل ارتفاع ۱۶۰۲ متر از سطح دریا می باشد. میزان بارندگی حوضه به طور متوسط ۷۰۰ میلی متر و متوسط درجه حرارت آن ۱۱ درجه سانتی گراد است. حوضه مورد مطالعه در زون دگرگونی سنندج - سیرجان قرار گرفته و از واحدهای سنگی دگرگونی، آذرین و رسوبی شامل شیست، گرانیت، شیل، آهک، دولومیت و ماسه سنگ با گسل ها و شکستگی های فراوان تشکیل شده و دارای اقلیم سرد مرطوب کوهستانی است. (شکل ۱).



شکل (۱): موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و استان کردستان  
 Fig (1): The location of the study area in Iran and Kurdistan province

### روش تحقیق

در این پژوهش به منظور پهنه‌بندی خطر زمین لغزش با توجه به ویژگی‌های زمین شناسی، ژئومورفولوژی، اقلیمی و عوامل محیط زیستی و انسانی تعداد ۷ عامل موثر در رخداد زمین لغزش شامل زمین شناسی، بارش، کاربری اراضی، فاصله از جاده، فاصله از گسل، شیب، ارتفاع شناسایی و مورد بررسی قرار گرفته و لایه‌های اطلاعاتی مورد نیاز در محیط نرم‌افزار Arc/GIS10.3 با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی - ۱:۵۰۰۰۰، زمین شناسی، ۱:۱۰۰۰۰۰، ۱:۴۰۰۰۰، تصاویر ماهواره‌ای + ETM و DEM (۵۰ متر) حوضه تهیه گردید. نقشه‌های شیب، جهت شیب و طبقات ارتفاعی به وسیله نقشه رقومی ارتفاعی (DEM)، نقشه گسل از نقشه زمین شناسی و نقشه آبراهه‌ها از نقشه‌های توپوگرافی تهیه شدند. نقشه کاربری اراضی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای + ETM و Landsat 8 سال ۲۰۲۱ با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر و براساس داده‌های موجود در اداره کل منابع طبیعی استان کردستان تهیه و نقشه بارش با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های باران‌سنجی منطقه طی دوره ۱۳۵۰ - ۱۳۹۹ و روش درون‌یابی کریجینگ حاصل شد. به‌منظور بررسی و ثبت لغزش‌های رخ داده در حوضه سد کردستان در محیط Arc/GIS10.3 ابتدا با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای + ETM و Landsat 8 سال ۲۰۲۱ و نرم افزار Google Earth، مشاهدات میدانی و بررسی اسناد و مدارک موجود در اداره کل منابع طبیعی استان کردستان تعداد ۹ لغزش مشخص و سپس با استفاده از دستگاه GPS مختصات نقاط لغزشی به نرم‌افزار Arc/GIS منتقل و نقشه پراکنش زمین لغزش‌های حوضه تهیه شد. در مرحله بعد با امتیازدهی به عوامل مؤثر و با استفاده از روش‌های تصمیم‌گیری چندمعیاره AHP، BWM و FUCOM تمامی لایه‌ها جداگانه وزن‌دهی و نقشه نهایی پهنه‌بندی خطر زمین لغزش با روی هم‌گذاری لایه‌ها به وسیله نرم‌افزار Arc/GIS10.3 و Arc/map تهیه گردید. همچنین به منظور ارزیابی صحت و مقایسه تطبیقی برای پیش‌بینی خطر زمین لغزش حوضه در مدل‌ها، یافتن درجه اطمینان مقایسات جفتی، تشکیل بردارهای مقایسه، در روش BWM و مقایسه بسیار کمتر، اعتبارسنجی نتایج از طریق انحراف از حداکثر

سازگاری و روش سازگاری، (OMC) و مقایسه آن‌ها، در روش FUCOM و با در نظر گرفتن قابلیت انتقال پذیری در مقایسه جفت معیارها و حذف مسئله افزونگی مقایسات در جفت معیارها، در هر سه روش AHP، BWM و FUCOM انجام شده است.

### روش AHP

یکی از روش‌های کارآمد و مورد توجه در ارزیابی خطر زمین لغزش در تکنیک‌های MCDM، فرآیند تحلیل سلسله مراتبی (AHP) می‌باشد، که به شکل گسترده در سال‌های اخیر مورد استفاده قرار گرفته است (بادی و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۱۹). روش AHP یک روش تصمیم‌گیری اساسی برای رسیدگی به مسائل پیچیده است که در آن ابتدا مسائل پیچیده به ترتیب سلسله‌مراتبی طبقه‌بندی، مرتب و سپس برای دستیابی به مقادیر دقیق وزن بر اساس اهمیت آن‌ها درجه‌بندی می‌شوند (جنیفر و همکاران<sup>۲</sup>، ۲۰۱۷). که در فرآیند بعدی برای تخمین سهم مربوط به هر یک از عوامل کلیدی، وزن‌های مرتبط با هر یک از عوامل با استفاده از روش جمع رتبه‌ای محاسبه و سپس بردارهای ویژه ماتریس زوجی محاسبه و برای بهینه‌سازی روش‌های محاسبه وزنی مورد استفاده قرار می‌گیرند. (جدول ۱).

جدول ۱: مقیاس مقایسه‌ای بین دو معیار در روش AHP (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۸)

Table 1: Comparative scale between two criteria in the AHP method (Yousfi et al., 2018)

ارزش	وضعیت مقایسه i نسبت به j	توضیح
۱	ترجیح یکسان	شاخص i نسبت به j اهمیت برابر دارد و یا ارجحیتی نسبت به هم ندارند.
۳	کمی مرجح	گزینه یا شاخص i نسبت به j کمی مهمتر است.
۵	خیلی مرجح	گزینه یا شاخص i نسبت به j مهمتر است.
۷	خیلی زیاد مرجح	گزینه i دارای ارجحیت خیلی بیشتری از j است.
۹	کاملاً مرجح	گزینه i از j مطلقاً مهمتر و قابل مقایسه با j نیست.
۶-۴-۲	بینابین	ارزش‌های بینابین را نشان می‌دهد مثلاً ۸، بیانگر اهمیتی زیادتر از ۷ و پایین‌تر از ۹ برای i است.

برای اطمینان از ماتریس مقایسه زوجی معرف، شاخص سازگاری با مقدار قابل قبول محاسبه و اعتبارسنجی شد. این شاخص به شرح زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{Consistency Index} = \frac{(\lambda_{\max} - n)}{(n - 1)} \quad (1)$$

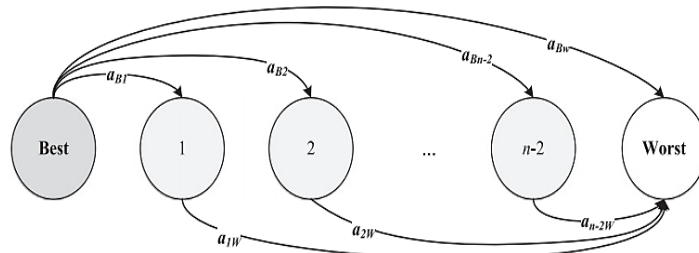
$$\text{Consistency Ratio} = \frac{CI}{RI} \quad (2)$$

مقادیر ویژه و رتبه ماتریس مقایسه‌ای هستند و سپس نسبت سازگاری به صورت زیر محاسبه شد: n و  $\lambda_{\max}$  که در آن، که در آن، CI شاخص سازگاری است و RI شاخص تصادفی است که به تعداد معیارهای مورد استفاده در ماتریس زوجی وابسته است (یوسفی و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۳۹۸).

1. Badi et al  
2. Jenifer et al  
3. Yousefi et al

## روش بهترین-بدترین (BWM)

BWM از روش های جدید تصمیم گیری چند معیاره است که توسط رضایی<sup>۱</sup> (۲۰۱۵) معرفی شده است. اساس این روش اندازه گیری معیارها با مقایسه زوجی است. در BWM با تعیین اولویت بهترین معیار نسبت به سایر معیارها و ترجیح کلیه معیارها بر بدترین ملاک با تعیین مقیاس بین ۱ تا ۹، وزن معیارها مشخص می شود. روش بهترین-بدترین برای اختصاص وزن مناسب به معیارها و زیرمعیارهای در نظر گرفته شده برای تصمیم گیری ارائه شده است. این روش بر مبنای مقایسات زوجی و بهره گیری از مدل برنامه ریزی خطی استوار است. در این روش به جای انجام مقایسات زوجی برای تمامی شاخص ها (معیارها و زیرمعیارها) با یکدیگر که در رویکرد تحلیل سلسله مراتبی انجام می گیرد، از بین شاخص ها بهترین و بدترین شاخص را انتخاب و بقیه شاخص ها را با این دو شاخص مقایسه نموده و در نهایت با استفاده از یک مدل ریاضی، وزن های مرتبط با هر شاخص تعیین می گردد. این روش دارای ویژگی هایی از قبیل کاهش تعداد مقایسات زوجی و قابلیت اتکای بیشتر نتایج به دست آمده است (شکل ۲).



شکل ۲: الگوی روش بهترین-بدترین  
Fig 2: Pattern of the best-worst method

- در این بررسی ساختار فرآیند BWM و گام های ابتدایی به شرح زیر هستند (رضایی، ۲۰۱۵):
- گام ۱: جمع آوری و شناسایی مشترک معیارها؛ تحلیل ادبیات، ایده های تخصصی و دیگر اشکال ممکن.
  - گام ۲: تعیین و انتخاب بهترین و بدترین پارامترها براساس ایده ها و دیدگاه های متخصصان.
  - گام ۳: طراحی ماتریس ارجحیت با افزودن اعداد بین ۱ تا ۹ براساس مقایسه بهترین معیار نسبت به سایر موارد.  

$$A_j = (a_{1B}, a_{2B}, a_{3B}, \dots, a_{nB}) \quad (3)$$
  - گام ۴: طراحی ماتریس ارجحیت با افزودن اعداد بین ۱ تا ۹ بر اساس مقایسه بدترین معیار نسبت به سایر موارد.  

$$A_j = (a_{1W}, a_{2W}, a_{3W}, \dots, a_{nW}) \quad (4)$$
  - گام ۵: از طریق برآورد وزن های نهایی و بهینه  $W^*1, W^*2, W^*3, \dots, W^*n$  با حل مدل بهینه سازی زیر، یافتن مقدار نسبی پارامترها صورت می پذیرد.

$$\text{Min}_{\text{maz}_i} = \left\{ \left| \left( \frac{W_B}{W_j} \right) - a_{Bj} \right|, \left| \left( \frac{W_j}{W_w} \right) - a_{jw} \right| \right\} \quad (5)$$

منوط به  $\sum_j w_j = 1$

در این روش تبدیل مدل (۳) به مدل (۴) برای یافتن وزن های بهینه  $(W^*1, W^*2, W^*3, \dots, W^*n)$  و مقدار سطح اطمینان بهینه  $\xi^*$  آسان است.

$$\text{Min } \xi \quad (6)$$



$$\left| \frac{W_B}{W_j} - a_{Bj} \right| \leq \xi \text{ for all } j \quad \left| \frac{W_j}{W_w} - a_{jw} \right| \leq \xi \text{ for all } j \quad \sum_j^w W_j = 1$$

$$W_j \geq 0 \text{ for all } j$$

که در آن  $W_B$  و  $W_w$  وزن‌ها را به ترتیب، از لحاظ بهترین و بدترین پارامترها نشان می‌دهند.  $a_{Bj}$  اولویت نسبت به معیار  $j$  برای مناسب‌ترین (بهترین) معیار و  $a_{jw}$  اولویت نسبت به کم‌اهمیت‌ترین (بدترین) معیار برای معیار  $j$  می‌باشند.

گام ۶: برآورد نسبت سازگاری (CR) برای بررسی درجه قابلیت اطمینان مقایسات جفتی با استفاده از معادله (۴). شاخص سازگاری (CI) همان‌طور که در جدول ۲ نشان داده شده است، درست مانند فرآیند AHP به ارزیابی مقدار CR کمک می‌کند. مقدار CR (نزدیک به صفر) به معنی سازگاری بالاتر است، در حالی که مقدار بالاتر CR (نزدیک به یک) نشان‌دهنده سازگاری پایین‌تر مقایسه جفتی است.

$$\text{Consistency Ratio} = \frac{\xi}{CI} \quad (7)$$

جدول ۲: مقادیر CI برای روش BWM  
Table 2: CI values for BWM method

$a_{BW}$	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
CI(max $\xi^*$ )	۰	۰/۴۴	۱	۱/۶۳	۲/۳	۳	۳/۷۳	۴/۴۷	۵/۲۳

### روش سازگاری کامل (FUCOM)

روش FUCOM مبتنی بر اصول مقایسه زوجی معیارها، اعتبارسنجی نتایج از طریق انحراف از حداکثر سازگاری و روش سازگاری کامل است که با استفاده از آن می‌توان به تعداد کم مقایسات زوجی معیارها (فقط  $n-1$  مقایسه) و اعتبارسنجی نتایج را به خوبی انجام داد. (پاموکار و همکاران، ۲۰۱۸). در روش سازگاری (FUCOM) با اجرای یک الگوریتم ساده با قابلیت اعتبارسنجی مدل با تعیین انحراف از سازگاری کامل (DFC) مقایسه‌ها با دقت بیشتری انجام می‌شود و به دلیل کاهش ذهنیت تصمیم‌گیرنده یکی از دقیق‌ترین و شناخته شده‌ترین مدل‌های ذهنی محسوب می‌شود. چرا که به تعداد کمی از مقایسه‌های زوجی معیارها نیاز داشته، امکان تعریف DFC مقایسه و ارزیابی شرایط گذر را به دقت کمی سازی می‌نماید. در مقایسه زوجی معیارها در FUCOM ارائه یک مدل جدید برای تعیین وزن معیارها در بررسی لغزش هدف اصلی است که فقط به  $n-1$  نیاز دارد. لذا با توجه به مقایسه زوجی معیارها با اعمال هر مقیاس (اعم از عدد صحیح یا اعشاری) در این مدل امکان محاسبه درجه سازگاری مقایسه و اعتبارسنجی نتایج با رعایت کامل شرایط گذر ریاضی فراهم می‌شود. بعلاوه محاسبه مقادیر قابل اعتماد ضرایب وزنی معیارهایی را که به قضاوت عقلانی کمک می‌کنند، امکان پذیر می‌سازد. بنابراین در مقایسه روش FUCOM با سایر روش‌های ذهنی رایج مانند BWM و AHP به نظر می‌رسد که مزایای FUCOM در رابطه با مدل‌های ذهنی موجود بیشتر باشد. به طور کلی روند به دست آوردن وزن معیارهای مختلف به شرح زیر است:

$$C_{j(1)} > C_{j(2)} > \dots > C_{j(k)} \quad (8)$$

که در آن  $n$  نشان‌دهنده رتبه معیار مشاهده شده می‌باشد. اگر تصمیمی برای وجود دو یا چند معیار از یک معنی مشابه وجود داشته باشد، علامت مساوی به جای " $>$ " بین این معیارها در عبارت قرار می‌گیرد (رابطه ۸).

گام ۲: تعیین بردارهای اهمیت مقایسه‌ای معیارهای ارزیابی:

$$\phi = \phi_{1/2}, \phi_{2/3}, \dots, \phi_{k/(k+1)} \quad (9)$$

که در آن  $\phi_{k/(k+1)}$  منعکس‌کننده مقداری (اولویت) است که معیار رتبه  $j(k)$  نسبت به معیار رتبه  $j(k+1)$  دارد.

گام ۳: مقادیر نهایی وزن معیارهای ارزیابی تعیین می‌شوند  $(w_1, w_2, \dots, w_n)$  که باید دو محدودیت داشته باشد:

محدودیت ۱: نسبت وزن معیار برابر با اهمیت نسبی معیار مشاهده شده، یعنی:

$$\frac{W_k}{W_{k+1}} = \varphi_{k/(k+1)} \quad (10)$$

محدودیت ۲: وزن های محاسبه شده باید شرایط انتقال پذیری ریاضی را برآورده کنند، یعنی:

$$\varphi_{k/(k+1)} \otimes \varphi_{(k+1)(k+2)} = \varphi_{k/(k+2)} \quad (11)$$

گام ۴: تعریف مدلی برای تعیین اوزان نهایی معیار.

$\min_x$

(12)

s.t.

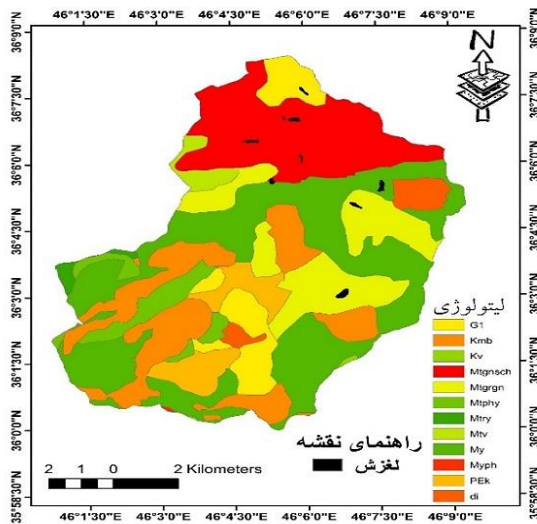
$$\left| \frac{W_{j(k)}}{W_{j(k+1)}} - \varphi_{k/(k+1)} \right| \leq \chi \quad \forall_j \quad \left| \frac{W_{j(k)}}{W_{j(k+2)}} - \varphi_{k/(k+1)} \otimes \varphi_{(k+1)(k+2)} \right| \leq \chi \quad \forall_j \quad \sum_{j=1}^n w_j = 1, \forall_j$$

$$w_j \geq 0, \forall_j$$

گام ۵: محاسبه مقادیر نهایی ارزیابی معیارها / زیرمعیارها  $(w_1, w_2, \dots, w_n)$  T.

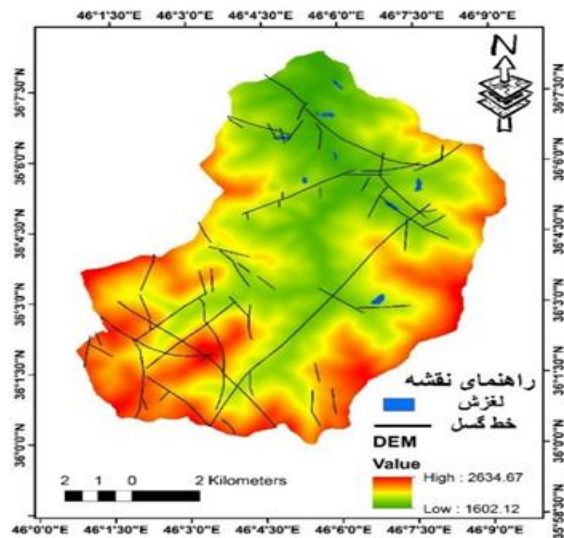
### یافته ها

بررسی نقشه های عوامل مؤثر در رخداد زمین لغزش های حوضه سد کردستان نشان داد که هریک از معیارها با درجه و وزن مشخص در رخداد لغزش های حوضه موثرند. به طوری که تحلیل شرایط لیتولوژیکی محدوده مورد مطالعه نشان داد که لغزشها در واحدهای سنگی نظیر فلدسپات، کوارتز، میکاشیست، شیست سبز، فیلیت، متاریولیت و فیلونیت رخ داده است. بررسی نقشه لیتولوژی و لغزش و مشاهدات میدانی نشان می دهد که سنگ های دگرگونی میکاشیست، شیست سبز و فیلیت به علت خاصیت ورقه ورقه شدن و جهت یافتگی باعث لغزش لایه های فوقانی در حوضه شده اند. (شکل ۳). بررسی رابطه بین فاصله از گسل و وقوع زمین لغزش، نشان می دهد که کل زمین لغزشهای رخ داده در فواصل کمتر از ۱۰۰۰ متری از گسل مشاهده شده و از آن فاصله به بعد لغزشی رخ نداده و نشان دهنده تأثیر مستقیم گسل های منطقه در وقوع زمین لغزش است که این موضوع با توجه به قرارگیری منطقه در زون سندج-سیرجان که فعال ترین و نا آرام ترین زون ساختمانی ایران به شمار می آید، منجر به پویایی و ناپایداری روند رخداد زمین لغزش در محدوده و نهایتاً به دلیل لرزه خیزی و به دنبال آن وقوع زمین لغزش در منطقه شده است. (شکل ۴). از لحاظ ارتفاعی نیز زمین لغزشها در ارتفاع ۲۲۰۰ متری رخ داده اند و در طبقات بالاتر از آن، هیچ زمین لغزشی گزارش نشده است. از این رو می توان به تأثیر بسیار زیاد متغیر سنگ شناسی به دلیل غالب بودن و گسترش سنگ های دگرگونی جهت یافته و ورقه ای در این طبقه ارتفاعی بر وقوع زمین لغزش پی برد (شکل ۵). نتایج حاصل از بررسی بارش نیز نشان می دهد که بیشترین وقوع لغزشها در محدوده همباران ۵۰۰ تا ۶۰۰ میلی متری رخ داده است و در طبقات ۴۰۰ تا ۵۰۰ میلی متری و ۶۰۰ تا ۷۰۰ میلی متری لغزشهای کمتری اتفاق افتاده است (شکل ۶). بررسی عامل شیب نیز نشان دهنده این است که تقریباً ۲۰ درصد زمین لغزشها در شیب های ۵ تا ۱۰ و ۱۰ تا ۲۰ درصد رخ داده اند. این در حالی است که بیشترین مساحت منطقه را طبقات با شیب بیش از ۲۰ درصد پوشش می دهد و حدود ۸۰ درصد لغزشها در این طبقات واقع شده اند. بررسی ها نشان می دهد که با فاصله از جاده بر تراکم زمین لغزش افزوده می شود و بیشتر زمین لغزشها در فواصل بیش از ۵۰ متری از جاده مشاهده می شوند که علت آن را می توان به موقعیت جاده های منطقه مورد مطالعه در نواحی نسبتاً هموار و مسطح با شیب کم نسبت داد؛ و نشان می دهد که در صورت وجود جاده در نواحی با شیب زیاد و مرتفع احتمال تأثیر این پارامتر (جاده) بر وقوع زمین لغزش افزایش می یابد.



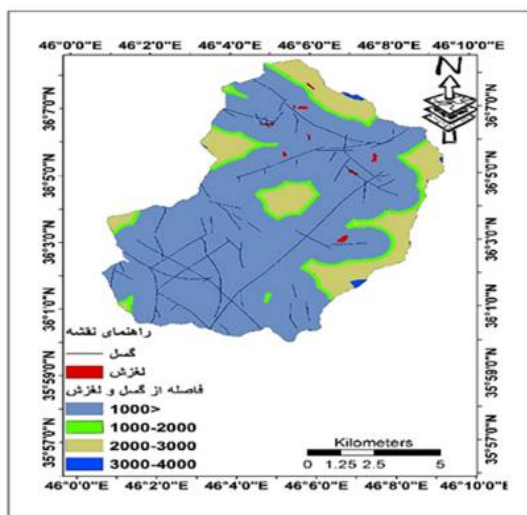
شکل ۴: نقشه مدل رقمی ارتفاعی و لغزش‌های حوضه

Fig 4: Map of the elevation digital model and landslides of the basin



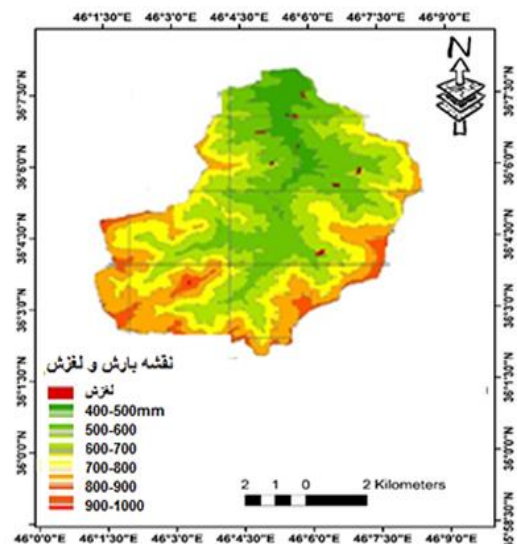
شکل ۳: نقشه لیتولوژی و لغزش حوضه

Fig 3: Lithology and landslide map of the basin



شکل ۶: نقشه بارش و لغزش حوضه

Fig 6: Rainfall and landslide map of the basin



شکل ۵: نقشه فاصله از گسل و لغزش حوضه

Fig 5: Map of the distance from the fault and of the basin landslide

نتایج بررسی روش‌های پهنه‌بندی نشان می‌دهد که روش FUCOM بر اساس یک رابطه ریاضی و تا حدی ساده نسبت به سایر روش‌های دیگر به خوبی از توانایی قابل قبولی در محاسبه ضرایب وزنی معتبر برخوردار بوده و نتایج قابل اعتماد و قضاوت منطقی و معتبری به منظور تصمیم‌گیری ارائه داده است. بنابراین کاربرد این مدل و دقت قابل قبول آن نسبت به روش‌های سنتی دیگر مانند روش‌های AHP، BWM، قابل توجه است. بعلاوه نتایج بیانگر این است که ضرائب وزنی معیارهای لغزش در روش BWM تا حدودی نزدیکتر به روش FUCOM بوده و تفاوت بسیاری با داده‌های روش AHP دارند. در روش FUCOM برای محاسبه وزن‌های معیارهای یک مسئله با n معیار (معیارهای پتانسیل خطر زمین‌لغزش) فقط نیاز به  $n - 1$  مقایسه زوجی از معیارها دارد، در حالی که برای روش‌های AHP و BWM، این مقایسه جفتی به ترتیب به  $2n - 3$  و  $(n - 1) / 2$  خواهد رسید. به طور کلی، در روش‌های AHP و BWM تعداد مقایسه‌های جفتی مورد نیاز به طور چشمگیری با تعداد پارامترهای مورد مقایسه افزایش یافته و در این حالت، عدم اطمینان نظرات افزایش می‌یابد. که این موضوع برتری دیگر روش FUCOM را نسبت به سایر روش‌ها که مربوط به محدودیت در تخصیص وزن‌های اولیه به معیارهای مرتبط است را به خوبی نشان می‌دهد. نتایج بررسی جدول (۳) نشان می‌دهد که روش FUCOM مقادیر بهینه ضرایب وزن را با دقت مناسب و قابل قبولی ارائه داده و تأثیر ذهنی و ناهماهنگی ترجیحات کارشناسان به مقادیر نهایی وزن معیارها را به خوبی کاهش داده است. با

مقایسه روش FUCOM با روش های دیگر مشخص شد که استحکام و عینیت مدل FUCOM یکی از مهمترین مزایای است که برای بدست آوردن همان نتایجی است که در مدل های BWM و AHP تنها با انجام مقایسه n-1 معیارها انجام می شود. علاوه بر این، نتایج نشان می دهد که در مقیاس های اندازه گیری مختلف به منظور نمایش ترجیحات کارشناسان، مدل FUCOM از انعطاف پذیری، دقت مناسب تر و کاربرد قابل قبولی نسبت به دوروش دیگر برخوردار است. چراکه در روش های AHP و BWM، تصمیم گیرندگان از یک جدول ۹ نقطه ای محدود برای این کار استفاده کرده اند، در حالی که در روش FUCOM، تصمیم گیرندگان از مقادیر صحیح، اعشاری یا مقادیر مقیاس از پیش تعریف شده برای مقایسه جفتی معیارها استفاده نموده اند، که این وضعیت و نتایج در جدول (۳) به خوبی ارائه شده است. به طوری که نتایج ارزیابی صحت و مقایسه تطبیقی پیش بینی خطر زمین لغزش حوضه در مدل ها، با بررسی درجه اطمینان مقایسات جفتی، تشکیل بردارهای مقایسه، در روش BWM و مقایسه بسیار کمتر از طریق انحراف از حداکثر سازگاری و روش سازگاری (OMC) و مقایسه آن ها، در روش FUCOM و با در نظر گرفتن قابلیت انتقال پذیری در مقایسه جفت معیارها و حذف مسئله افزونگی مقایسات در جفت معیارها، در هر سه روش AHP، BWM و FUCOM نشان می دهد که روش FUCOM از دقت قابل قبول تری نسبت به روش های AHP، BWM، برخوردار است. نتایج نشان داد که در سه روش مذکور از بین هفت پارامتر ذکر شده، کاربری اراضی در روش های AHP و BWM و پارامتر خطوط همباران بعلاوه کاربری اراضی در روش FUCOM بیشترین تأثیر را در وقوع زمین لغزش دارا می باشند و معیارهای ارتفاع، فاصله از گسل و شیب به ترتیب در سه روش AHP، BWM و FUCOM، کمترین تأثیر را در وقوع زمین لغزش دارند. با قرار دادن موقعیت زمین لغزش ها روی نقشه های پهنه بندی نهایی، مشخص شد که از ۹ زمین لغزش رخ داده در منطقه تقریباً پنج زمین لغزش در پهنه خطر زیاد و خیلی زیاد، دو زمین لغزش در پهنه خطر متوسط و دو زمین لغزش در پهنه خطر کم واقع شده و بیشترین لغزش ها در نیمه شمالی منطقه و اغلب در اراضی مرتعی و در شیب های بیش از ۲۰ درصد و در نزدیکی گسل ها رخ داده که بیشترین تطابق را با روش FUCOM را داراست. همچنین نتایج نشان داد که متغیر سنگ شناسی بر وقوع زمین لغزش در منطقه مورد مطالعه نقش زیادی دارد. به طور کلی نتایج نشان داد که در روش های AHP و BWM تعداد مقایسه های جفتی مورد نیاز به طور چشمگیری با تعداد پارامترهای مورد مقایسه افزایش و در این حالت، عدم اطمینان نظرات افزایش می یابد، در حالی که این وضعیت در روش FUCOM به حداقل رسیده که برتری روش FUCOM نسبت به سایر روش ها را نشان می دهد (جدول ۳).

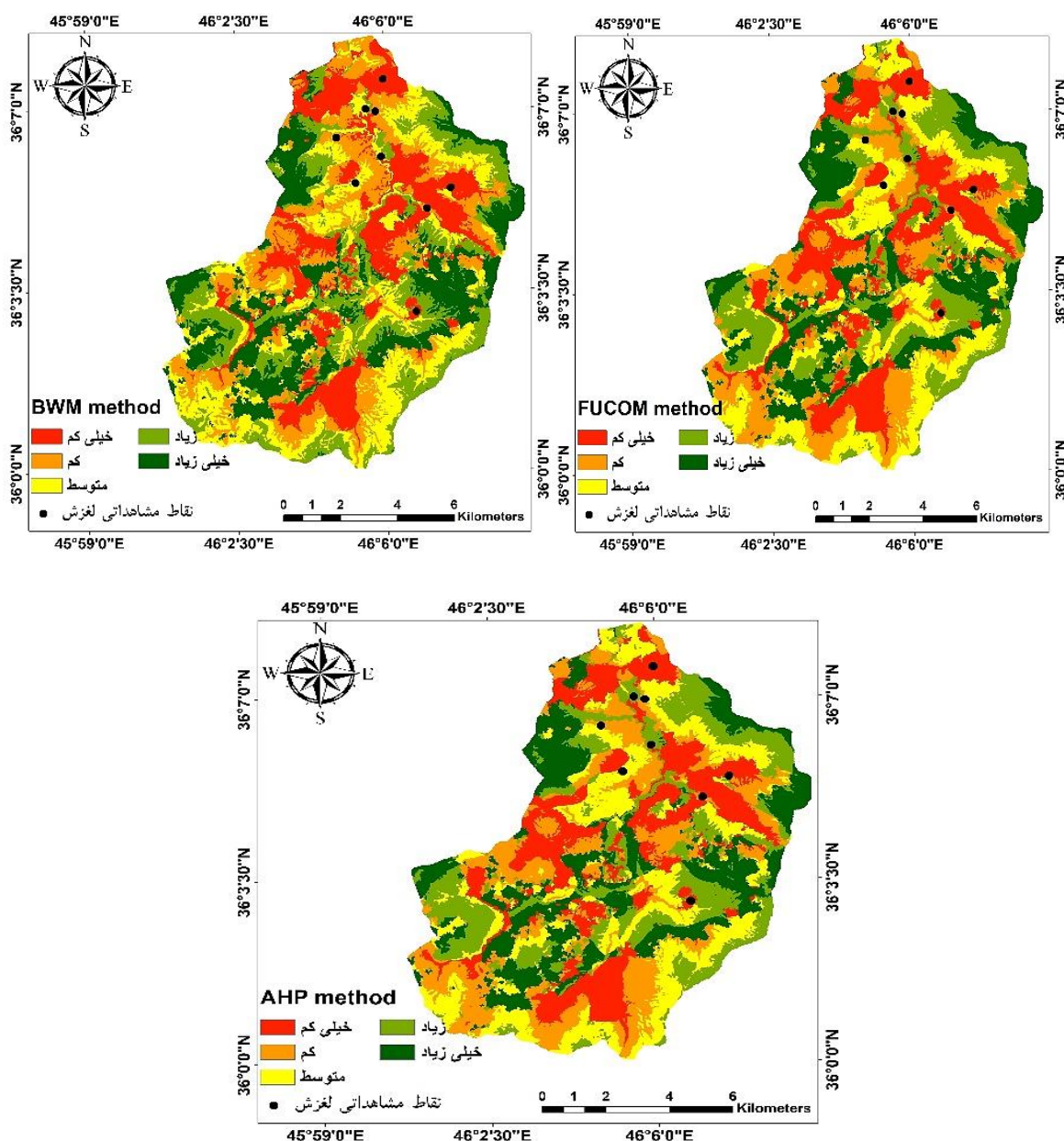
جدول ۳: وزن های اختصاص داده شده به هر پارامتر با استفاده از روش های AHP، BWM و FUCOM

Table 3: Weights assigned to each parameter using AHP, BWM and FUCOM methods

متغیرهای مربوط به پهنه بندی خطر زمین لغزش	وزن (AHP)	وزن (BWM)	وزن (FUCOM)
ارتفاع	۰/۰۴	۰/۲۴	۰/۱۷
شیب	۰/۰۵	۰/۱۴۴	۰/۰۸
فاصله از گسل	۰/۰۹	۰/۰۶۴	۰/۱۴
فاصله از جاده	۰/۱۹	۰/۰۷۲	۰/۱۴
خطوط همباران	۰/۰۶	۰/۰۹۶	۰/۵
کاربری اراضی	۰/۳۳	۰/۲۸۸	۰/۲۹

بررسی نقشه های پتانسیل خطر زمین لغزش (شکل ۷) که براساس روش کلاس بندی گشتاورهای طبیعی (Natural breaks) در محیط GIS، تهیه شده اند، نشان می دهد که بیشترین لغزش ها در نیمه شمالی منطقه و بیشتر در اراضی مرتعی متمرکز شده، که حدود ۵۰ درصد سطح حوضه را شامل شده و نشان می دهد که حدود ۷۰ درصد لغزش ها در این محدوده رخ داده است. اما اراضی با کاربری زراعی و باغ به طور مجموع ۵۰ درصد از سطح حوضه را در بر می گیرند و حدود ۳۰ درصد لغزش ها را شامل می شوند. علت آن را می توان فعالیت های انسانی نظیر بوته کنی در مراتع و چرای بیش از حد دام و تخریب مراتع و از بین رفتن پوشش گیاهی طبیعی عنوان کرد، که سست شدن خاک های منطقه در نتیجه تخریب پوشش گیاهی، منجر به ناپایداری دامنه ها شده است. نتایج بررسی روش های AHP،

FUCOM و BWM، در ارزیابی مساحت پنج پهنه خطر همراه با تعداد لغزش‌های رخ داده در هر کلاس در منطقه مورد مطالعه (جدول ۴) حاکی از آن است که در هر سه روش AHP، BWM و FUCOM، هر کدام از پهنه‌ها با پتانسیل خطر خیلی کم تا خیلی زیاد تقریباً ۲۰ درصد منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهند. هر چند که نتایج بررسی اشکال پهنه‌بندی نشان می‌دهند که گسترش مکانی پتانسیل خطر زمین‌لغزش در منطقه مورد مطالعه در هر سه روش تقریباً یکسان و بیشترین لغزش‌ها در نیمه شمالی منطقه متمرکز شده‌اند، اما در روش‌های AHP، BWM تنها کاربری اراضی و در روش FUCOM، علاوه بر کاربری اراضی، میزان بارندگی در منطقه به عنوان مهمترین عوامل مؤثر در وقوع زمین‌لغزش معرفی شده‌اند که دقت نظر روش FUCOM را به اثبات می‌رساند؛ چراکه بیشترین وقوع لغزشها در محدوده همباران ۵۰۰ تا ۶۰۰ میلی‌متری در مراتع رخ داده و در طبقات ۴۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌متری و ۶۰۰ تا ۷۰۰ میلی‌متری لغزش‌های کمتری اتفاق افتاده که به دلیل پوشش خاکی سطحی و کم ضخامت است.



شکل ۷: نقشه‌های پتانسیل خطر زمین‌لغزش با استفاده از روش‌های AHP، BWM و FUCOM

Fig 7: Landslide risk potential maps using AHP, BWM and FUCOM methods

جدول ۴: ارتباط مساحت و تعداد لغزشهای موجود در پهنه های پتانسیل خطر زمین لغزش با استفاده از روش های AHP، BWM و FUCOM

Table 4: The relationship between the area and the number of landslides in the landslide risk potential zones using AHP, BWM and FUCOM methods

FUCOM		BWM		AHP		کلاس
تعداد لغزشها	مساحت (درصد)	تعداد لغزشها	مساحت (درصد)	تعداد لغزشها	مساحت (درصد)	
-	۲۰	-	۱۹/۸	-	۱۹/۹	خیلی کم
۲	۱۹/۸	-	۲۰/۴	۲	۱۹/۷	کم
۲	۲۰/۲	۲	۱۹/۹	۲	۲۰/۳	متوسط
۲	۱۹/۹	۴	۲۰/۳	۲	۱۹/۹	زیاد
۳	۲۰/۱	۳	۱۹/۶	۳	۲۰/۲	خیلی زیاد

### بحث و نتیجه گیری

در حال حاضر به کارگیری هر یک از مدل های پهنه بندی خطر زمین لغزش به علت تفاوت شرایط محیطی و روش های به کار گرفته شده مستلزم اثبات صحت و دقت بیشتر آنها می باشد. در سال های اخیر در کنار موضوع توسعه و گسترش روش ها و مدل های پهنه بندی خطر زمین لغزش به همراه اصلاح آنها، روش های ارزیابی و مقایسه تطبیقی و صحت و دقت مدل های آماری بسیار مورد توجه قرار گرفته است. در این بررسی براساس مقایسه نتایج روش جدید FUCOM با روش های ذهنی BWM و AHP نشان داده شد که از بین تمام نمونه هایی که در آنها مقایسه انجام شده، می توان نتیجه گرفت که روش FUCOM نتایج بهتری نسبت به سایر روش ها به خصوص از نظر سازگاری ارائه داده است. با این حال، باید این واقعیت را در نظر گرفت که تفاوت زیادی در تعداد مقایسه معیارها، به خصوص در رابطه با روش AHP وجود دارد. بنابراین، می توان انتظار داشت که در موارد خاص ارائه نتایج متفاوت، به عنوان یک مشکل اساسی تنها با به کار بستن روش های مختلف حل می شود. هر چند که در مقایسه با روش های ارائه شده در این بررسی، چنین موردی وجود نداشت، اما چنین احتمالی را نباید از بررسی خارج نمود. بنابراین همانند سایر مدل های ذهنی AHP، BWM، در مدل FUCOM نیز برای تعیین وزن معیارها تأثیر ذهنی تصمیم گیرنده بر مقادیر نهایی وزن معیارها به شکل مؤثری وجود دارد، و این موضوع به ویژه در مراحل اول و دوم FUCOM که در آن تصمیم گیرندگان معیارها را بر اساس ترجیحات شخصی خود رتبه بندی می کنند و مقایسه های زوجی معیارهای رتبه بندی شده را انجام می دهند به خوبی مشهود است. با این حال، در بررسی معیارهای رخداد زمین لغزش سد کردستان به خوبی مشخص شد که بر خلاف مدل های ذهنی تحلیل شده، روش FUCOM تغییرات قابل توجه کمتری در مقادیر به دست آمده از ضرایب وزنی معیار نسبت به مقادیر بهینه ارائه داده است. چراکه در تعداد زیادی از آزمون ها مقادیر به دست آمده از ضرایب وزنی معیارها برابر با مقادیر بهینه آنها بود و در نتیجه، انحراف  $DFC \approx 0$  شده است. به طور کلی نتایج نشان می دهد که الگوریتم FUCOM باعث انحرافات اضافی ناچیز می شود و در نهایت منجر به نتایج قابل اطمینان تری می گردد که در بسیاری از موارد، برابر با مقادیر بهینه هستند. نتایج نشان داد که در سه روش مذکور از بین هفت پارامتر ذکر شده، پارامتر کاربری اراضی در روش های AHP و BWM و پارامتر خطوط همباران بعلاوه کاربری اراضی در روش FUCOM بیشترین تأثیر را در وقوع زمین لغزش دارا می باشند و مشخص شد که از ۹ زمین لغزش رخ داده در منطقه تقریباً پنج زمین لغزش در پهنه خطر زیاد و خیلی زیاد، دو زمین لغزش در پهنه خطر متوسط و دو زمین لغزش در پهنه خطر کم واقع شده و بیشترین لغزشها در نیمه شمالی منطقه و اغلب در اراضی مرتعی و در شیب های بیش از ۲۰ درصد و در نزدیکی گسل ها رخ داده که بیشترین تطابق را با روش FUCOM را داراست. همچنین نتایج نشان داد که متغیر سنگ شناسی بر وقوع زمین لغزش در منطقه مورد مطالعه نقش زیادی دارد. به طور کلی نتایج نشان داد که در روش های AHP و BWM تعداد مقایسه های جفتی مورد نیاز به طور چشمگیری با تعداد پارامترهای مورد مقایسه افزایش و در این حالت، عدم اطمینان نظرات افزایش می یابد، در حالی که این وضعیت

در روش FUCOM به حداقل رسیده که برتری روش FUCOM نسبت به سایر روش‌ها را نشان می‌دهد. پیشنهاد می‌شود به منظور تثبیت زمین لغزشها بیشترین توجه به وضعیت تغییر کاربری اراضی شده و مدل‌های دیگری در پایش و دقت سنجی پهنه‌بندی خطر زمین لغزش جهت برنامه‌ریزی در منطقه مورد استفاده قرار گیرد. بعلاوه توصیه می‌شود تا این مدل‌ها از طریق کاربرد نظریه‌های عدم قطعیت مختلف، مانند مجموعه‌های نوتروسوفیک و فازی، اعداد ناهموار، تئوری خاکستری و غیره گسترش یابد. چراکه گسترش روش FUCOM با استفاده از نظریه‌های عدم قطعیت، امکان پردازش داده‌ها با دقت مناسب را برای متخصصان فراهم می‌کند. لازم به ذکر است که در این روش‌ها ترجیحات و مقایسه‌ها بر اساس داده‌هایی انجام می‌شود که تا حدی یا حتی بسیار ناشناخته هستند و این موضوع امکان بیان آسان‌تر ترجیحات تصمیم‌گیرنده را فراهم می‌کند و همزمان به ذهنیت و کمبود اطلاعات در مورد پدیده‌های خاص کمک فراوانی می‌نماید، که می‌بایست به خوبی مورد توجه قرار گیرد.

#### منابع

- Abedini, M., Ranjbari, A., & Mokhtari, D. (2020). Landslide risk analysis using ANP and LR models in GIS environment (Case study of Ghoshadagh-Arasbaran fault zone in East Azerbaijan), *Quantitative Geomorphological Research Paper*, 8(1), 70-88. [in persian].
- Akbari, M., Meshram, S.G., Krishna, R., Pradhan, B., Shadeed, S., Khedher, K.M., Sepehri, M., Ildoromi, A.R., Alimerzaei, F., & Darabi, F. (2021). Identification of the groundwater potential recharge zones using MCDM models: full consistency method (FUCOM), best worst method (BWM) and analytic hierarchy process (AHP), *Water Resour Manage*, 35(14):4727-4745. [in persian].
- Asghari Saraskanroud, S., Palizban, D., Emami, H., & Qala, A. (2021). Evaluation of Fuzzy Logic and Network Analysis Models for Mapping Landslide Sensitivity Case Study: (Sarab - Nir Road), *Geography and Planning Journal*, 24(73), 1-22. [in persian].
- Badi, I., & Abdulshahed, A. (2019). Ranking the Libyan airlines by using full consistency method (FUCOM) and analytical hierarchy process (AHP). *Operational Research in Engineering Sciences, Theory and Applications*, 2(1), 1-14. [in persian].
- Balbenta, M.J.I., Capistrano, A.D.P., David, J.T., Tenaja, H.T., Poso, F.D., & Solomon, M.B. (2021). Generation of flood hazard maps in Marikina City using GIS-MCDA interval rough AHP (IR'AHP). In: *IEEE 13th International Conference on Humanoid, Nanotechnology, Information Technology, Communication and Control, Environment, and Management (HNICEM)*.
- Basu, T., & Pal, S. (2019). RS-GIS based morphometrical and geological multi-criteria approach to the landslide susceptibility mapping in Gish River Basin, West Bengal, India. *Advances in Space Research*, 63(3), 1253-1269.
- Bera, S., Guru, B., & Ramesh, V. (2019). Evaluation of landslide susceptibility models: A comparative study on the part of Western Ghat Region, India. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 13, 39-52.
- Broeckx, J., Vanmaercke, M., Duchateau, R., & Poesen, J. (2018). A data-based landslide susceptibility map of Africa, *Earth-Science Reviews*, 185, 102-121.
- Bakhtiari, M.; Gomeh, Z., & Memarian, H. (2019). Comparison of three methods of fuzzy hierarchical analysis process, artificial neural network and surface density in quantitative evaluation and landslide sensitivity zoning in GIS environment (Case study: Seymareh Homian watershed), *Journal of Geography and Environmental Hazards*, 7(27), 19 to 40 [in persian].
- Costanzo, D., E. Rotigliano, C. Irigaray, J. D. Jimenez-Pervarez, & Chacon, J. (2012). Factors selection in landslide susceptibility modelling on large scale following the gis matrix method: application to the river Beiro basin (Spain), *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 12, 327-340.

- Hong, H., Pradhan, B., Jebur, M.N., Bui, D.T., Xu, C., & Akgun, A. (2016). Spatial prediction of landslide hazard at the Luxi area (China) using support vector machines, *Environmental Earth Sciences*, 75(1), 40-52.
- Hijazi, A., Rezaei Moghadam, M., H., & Naseri, A. (2020). Landslide hazard zoning using artificial neural network models and TOPSIS downstream of Sanandaj Dam, *Hydrogeomorphology Journal*, 7(24), 65-82. [in persian].
- Ildoromi, A., Nouri, H., Mohammadipour, M., & Mousavi, M. (2018). Investigation of effective factors and landslide risk zoning using surface density model, hierarchical analysis (AHP) and logistic regression in Ashvand watershed, *Environmental Erosion Research*, 7,(28), 1-23. [in persian].
- Ildoromi, A., Ebadi, F. (2021). Evaluation of efficiency of landslide hazard zoning models of Kurdistan dam watershed, *Journal of Quantitative Geomorphology Research*, 10(2), 64-83. [in persian].
- Jenifer, M. A., & Jha, M. K. (2017). Comparison of Analytic Hierarchy Process, Catastrophe and Entropy techniques for evaluating groundwater prospect of hard-rock aquifer systems, *Journal of Hydrology*, 548, 605-624.
- Khan, H., Shafique, M., Khan, A., Mian, A., Bacha, S., & Chiara, C. (2018). Landslide susceptibility assessment using Frequency Ratio, a case study of northern Pakistan, The Egyptian, *Journal of Remote Sensing and Space Sciences*, 10 (16), 103-104. [in persian].
- Maghsoudi, M., Mohammad Khan, Sh., Pirani, P., Riahi, S. (1397). Investigation of Factors Affecting Landslide Risk Upstream of Latian Dam Using Entropy and Fuzzy Assessment Methods, *Journal of Geography and Environmental Hazards*, 28, 1-17 . [in persian].
- Najafi Imdir, A., Rustai, S., Hijazi, S., A., Rajabi, M., & Jalali, N. (2021). The use of two-variable statistical models in landslide risk zoning in the Nazlochai catchment, *Hydrogeomorphology Journal*, 8(27), 1-17. [in persian].
- Najafi Imdir, A., Rustai, (2019). Prioritization of affecting factors on the landslide occurrence using the logistic regression model (Case study: Nazlochai basin), *Hydrogeomorphology Journal*, 7(23), 59-81. [in persian].
- Nojavan, m., Shah Zaidi, S., Davoodi, M., & Amin Raaya, H. (2020). Landslide risk zoning using a combination of two models of hierarchical and fuzzy analysis process (Case study: Kameh watershed, Isfahan province), *Journal of Quantitative Geomorphology Research*, 7(4), 142-159. [in persian].
- Pamucar, D., Stevic, Z., & Sremac, S. (2018). A New Model for Determining Weight Coefficients of Criteria in MCDM Models: Full Consistency Method (FUCOM). *Symmetry*, 10, 393.
- Pamučar, D., Petrović, I., & Ćirović, G. (2018). Modification of the Best–Worst and MABAC methods: A novel approach based on interval-valued fuzzy-rough numbers. *Expert Systems with Applications*, 91, 89-106.
- Pamučar, D., Lukovac, V., Božanić, D., Komazec, N. (2018). Multi-criteria FUCOM-MAIRCA model for the evaluation of level crossings: Case study in the Republic of Serbia. *Oper. Res. Eng. Sci. Theory Appl*, 1, 108–129.
- Pamučar, D., Stević, Z., & Sremac, S. (2018), A New Model for Determining Weight Coefficients of Criteria in MCDM Models: *Full Consistency Method (FUCOM)*, 10(9), 393.
- Rezaei, J., Wang, J., & Tavasszy, L. (2015). Linking supplier development to supplier segmentation using Best Worst Method. *Expert Syst. Appl*, 42, 9152–9164. [in persian].
- Rezaei, J. (2016), Best-worst multi-criteria decision-making method: *Some properties and a linear model*, 64, 126–130. [in persian].
- Rezaei, J. (2015). Best-worst multi-criteria decision-making method. *Omega*, 53, 49-57. [in persian].
- Rezaei, J. (2020). A Concentration Ratio for Non-Linear Best Worst Method. *International Journal of Information Technology & Decision Making*, 19(3), 891-907. [in persian].
- Rostaei, S., Mokhtari, D., & Ashrafi Fini, Z. (2019). Landslide hazard zonation in Taleghan watershed using Shannon entropy index, *Journal of Geography and Planning*, 24(71), 125- 150. [in persian].



- Teymouri, M., & Asadi Nalivan, O. (2020), Susceptibility Zoning and Prioritization of the Factors Affecting Landslide Using MaxEnt, Geographic Information System and Remote Sensing Models (Case study: Lorestan Province), *Hydrogeomorphology*, 6(21), 155-179. [in persian].
- Tian, Z. P., Wang, J. Q., & Zhang, H. Y. (2018). An integrated approach for failure mode and effects analysis based on fuzzy best-worst, relative entropy, and VIKOR methods. *Applied Soft Computing*, 72, 636-646.
- Yousefi, H., & Yarahmadi, Y. (2020). Landslide risk assessment using a combined model of network analysis (ANP) and fuzzy logic (Case study: Salavat Abad Basin, Sanandaj), *Journal of Echo Hydrology*, 6 (4): 993-1002. [in persian].
- Zhao, H., Yao, L., Mei, G., Liu, T., & Ning, Y. (2017). A fuzzy comprehensive evaluation method based on AHP and entropy for a landslide susceptibility map. *Entropy*, 19(8), 396.



## Determining the fractal pattern in a reach of Qharesou river, Ardabil province



Raof Mostafazadeh<sup>1\*</sup>, Fariba Esfandyari Darabad<sup>1</sup>, Ahmad Naseri<sup>3</sup>, Ahmad Abyat<sup>4</sup>, and Maryam Adhami<sup>5</sup>



This paper is an open access and licenced under the CC BY NC licence.



DOI:10.22034/hyd.2023.57428.1700

### Reference to this article:

Mostafazadeh, Raof; Esfandyari Darabad, Fariba; Naseri, Ahmad; Abyat, Ahmad, Adhami, Maryam. (2023). Determining the fractal pattern in a reach of Qharesou river, Ardabil province. *Hydrogeomorphology*, 10(37): 81– 97.

### Keywords

Box-counting, Fractal dimension, River morphology, Qareh-Sou River, Northwest Iran.

Receive Date: 2023/07/08

Accept Date: 2023/10/31

Available: 2024/01/20

### ABSTRACT

Fractal dimension is a powerful and important index that reflects the physical and morphological characteristics of rivers and has a close relationship with geometric features of rivers. The fractal pattern was used to investigate the sinuosity of the Gharehsou River in Ardabil Province, using the box-counting method. The results show that the fractal dimension of the Gharehsou River varies between 2.068 and 2.186. The minimum fractal dimension is in the first category of meanders with lower areas of tangent circle, and the maximum number of circles falls into the eighth category (having high areas of tangent circle). Based on the correlation between the number and area of tangent circles (0.71 to 0.84), it can be said that the river reaches studied follow a fractal and self-similar pattern. The fractal dimension values in the Anzab village-Taleb Qeshlaqi village reach were calculated to be 2.23, indicating a higher level of self-similarity, which is related with the naturalness of this river reach, which is located within a plain area, and the river has undergone more evolution. On the other hand, in the Taleb Qeshlaqi village-Sabalān Dam reach, the fractal dimension value was found to be 1.85, which may be related to the river traversing steeper paths, limiting its meander development and making the fractal pattern less observable. Human interventions in the river's course, as well as the river's passage through agricultural lands in some cases, have led to changes in the width and depth of the river and restrictions on meander expansion.

\* Corresponding Author: Raof Mostafazadeh

E-mail: Raofmostafazadeh@uma.ac.ir

1. Associate Professor, Department of Watershed Management and Member of Water Management Research Institute, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

2. Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Social Science, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

3. M.Sc. in Geomorphology, Faculty of Social Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

4. Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Omidyeh Branch, Omidyeh, Iran

5. Ph.D in Watershed Management Sciences and Engineering, Faculty of Natural Resources, Tarbiat Modares University, Noor, Iran

## Extended Abstract

### Introduction

Quantifying the unique patterns in geomorphic, geological, and hydrological studies is considered crucial. Fractal geometry is a beneficial tool in examining changes in linear structures such as faults, waterways, and meandering rivers. Fractals are objects or processes that exhibit identical appearance or behavior in multiple spatial or temporal scales. Fractal geometry is a novel branch of geometry that mathematically simulates and quantifies natural phenomena and complex, irregular objects. The fractal dimension is computed using various techniques, with box-counting being one of the most widely used. This method is a mathematical tool employed to investigate geomorphic systems, particularly the geomorphology of rivers. The present study aims to investigate the fractal pattern of the Qareh-Sou River using the box-counting method and analyze the river's meandering characteristics. This river is an essential source of drinking and agricultural water in Ardabil province. The Qareh-Sou River has not yet attained geomorphic evolution and displays irregularities in its course that may affect activities in the vicinity of the river.

### Methodology

The box-counting method was employed in the present study to investigate the meandering condition of the Qareh-Sou River in Ardabil province. Landsat 8 satellite OLI sensor image from 2018, bands 2, 3, and 5, was utilized. ENVI5 and ArcGIS10.3 software were used to delineate the river paths. Subsequently, several parameters, including central angle, meander length and valley length, curvature coefficient, and fractal components, were computed. In the present study, the fractal pattern was used to investigate the sinuosity of the Gharehsou River in Ardabil Province, using the box-counting method. Then, the correlation method was used to examine the relationship between the morphological parameters.

### Results and Discussion

The results of the research show that the fractal dimension of the Gharehsou River varies between 2.068 and 2.186. The minimum fractal dimension is in the first category of meanders with lower areas of tangent circle, and the maximum number of circles falls into the eighth category (having high areas of tangent circle). Based on the significant correlation between the number and area of tangent circles ranging from 0.71 to 0.84, it can be said that the river reaches studied in the Gharehsou River follow a fractal and self-similar pattern within the study area. The fractal dimension values in the Anzab village-Taleb Qeshlaqi village reach were calculated to be 2.23, indicating a higher level of self-similarity in this reach, which may be a reason for the naturalness of this river reach. Additionally, this reach is located within a plain area, where the river has undergone more evolution. On the other hand, in the Taleb Qeshlaqi village-Sabalān Dam reach, the fractal dimension value was found to be 1.85, which may be related to the river traversing steeper paths, limiting its meander development and making the fractal pattern less observable in this reach.

### Conclusions

The Gharehsou River exhibits a fractal dimension ranging as a significant correlation (0.71 to 0.84) was found between the number and area of tangent circles. The lower fractal dimension of 1.85, indicating limited meander development due to steeper paths, resulting in a less observable fractal pattern. It should be noted that human interventions in the river's course, as well as the river's passage through agricultural lands in some cases, have led to changes in the width and depth of the river and restrictions on meander expansion.

## References

- Baas, A. C. (2002). Chaos, fractals and self-organization in coastal geomorphology: simulating dune landscapes in vegetated environments. *Geomorphology*, 48(1-3), 309-328.
- Donadio, C., Magdaleno, F., Mazzarella, A., & Mathias Kondolf, G. (2015). Fractal dimension of the hydrographic pattern of three large rivers in the Mediterranean morphoclimatic system: Geomorphologic interpretation of Russian (USA), Ebro (Spain) and Volturno (Italy) fluvial geometry. *Pure and Applied Geophysics*, 172, 1975-1984.
- Elmizadeh, H., Mah Ojer, O, Saadatmand, M., (2014). Investigating the Fractal Theory in the Geomorphology of Rivers (case study: Zarrineroud). *Quantitative Geomorphological Researches*, 3 (2), 130-141.
- Elmizadeh, H., Mahpeykar, O., (2017). Fractal Analysis in Zarrineroud River Using Box-Counting Method. *Geographic Space*. 17(59), 255-270.
- Fattahi, M., & Jahangiri, H. (2014). Studying the relations between the fractal properties of the river networks and the flow time series. *Water Resources Engineering*, 7(20), 1-10.
- Rodriguez-Iturbe, I., & Rinaldo, A. (1997). *Fractal river basins: chance and self-organization*. Cambridge University Press.

مقاله پژوهشی



تعیین الگوی فرکتالی در بازه‌ای از رودخانه قره‌سو استان اردبیل



رئوف مصطفی‌زاده<sup>۱\*</sup>، فریبا اسفندیاری درآباد<sup>۲</sup>، احمد ناصری<sup>۳</sup>، احمد عبیات<sup>۴</sup>، مریم ادهمی<sup>۵</sup>



این مقاله به صورت دسترسی باز و با لایسنس CC BY NC کپی‌رایت‌یو کامانز قابل استفاده است.



ارجاع به این مقاله:

مصطفی‌زاده، رئوف؛ اسفندیاری درآباد، فریبا؛ ناصری، احمد؛ عبیات، احمد؛ ادهمی، مریم. (۱۴۰۲). تعیین الگوی فرکتالی در بازه‌ای از رودخانه قره‌سو استان اردبیل. *هیدروژئومورفولوژی*، ۱۰ (۳۷): ۸۳-۹۹

DOI :10.22034/hyd.2023.57428.1700



چکیده

بعد فرکتال نمایه‌ای قوی و مهم در انعکاس خصوصیات فیزیکی و مورفولوژی رودخانه بوده و ارتباط تنگاتنگی با سایر ویژگی‌های فیزیکی و هندسی رودخانه‌ها دارد. در تحقیق حاضر به منظور بررسی وضعیت پیچان‌رودی رودخانه قره‌سوی استان اردبیل براساس الگوی فرکتال از روش شمارش جعبه‌ای استفاده شد، سپس با استفاده از روش همبستگی پیرسون، ارتباط میان پارامترهای مورفولوژیک مورد بررسی قرار گرفت. نتایج پژوهش نشان می‌دهد، بعد فرکتال رودخانه قره‌سو بین ۲/۰۶۸ تا ۲/۱۸۶ متغیر است. حداقل بعد فرکتال در دسته اول و حداکثر در دسته هشتم قرار دارد. بر اساس رابطه معنی‌داری ضریب تعیین میان تعداد و مساحت دایره‌های مماس بر پیچان‌رود با مقادیر ۰/۷۱ تا ۰/۸۴ می‌توان گفت که پیچان‌رودهای مورد مطالعه در بازه مورد مطالعه از رودخانه قره‌سو از الگوی فرکتالی و خودتشابهی پیروی می‌کند. مقادیر بعد فرکتالی بازه روستای انزاب- روستای طالب‌قشلاقی برابر ۲/۲۳ محاسبه شد که نشان می‌دهد این بازه دارای خاصیت خودتشابهی بیش‌تری است و می‌تواند دلیلی بر طبیعی بودن بازه مورد نظر باشد و نیز بازه مذکور در یک محدوده دشتی جریان دارد و رودخانه تکامل بیش‌تری پیدا کرده است. این در حالی است که در بازه روستای طالب‌قشلاقی-سد سبلان مقدار بعد فرکتالی برابر ۱/۸۵ به‌دست آمد که می‌تواند به عبور رودخانه از مسیرهایی با شیب بیش‌تر مرتبط باشد که توسعه مماندر را محدود نموده است. باید اشاره شود که برخی دخالت‌های انسانی در مسیر رودخانه و نیز عبور رودخانه از مجاورت اراضی کشاورزی در برخی موارد باعث تغییر در عرض و عمق رودخانه و محدودیت در گسترش مماندرها شده است.

کلیدواژه‌ها

بعد فرکتال، شمارش جعبه‌ای، مورفولوژی رودخانه، رودخانه قره‌سو، شمال غرب ایران.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۴/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۸/۰۹

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۰/۳۰

\* نویسنده مسئول: رئوف مصطفی‌زاده

رایانامه: raooftmostafazadeh@uma.ac.ir

- ۱- دانشیار گروه منابع طبیعی و عضو پژوهشکده مدیریت آب دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران
- ۲- استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران
- ۳- کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده علوم اجتماعی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران
- ۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه نفت امیدیه، امیدیه، ایران
- ۵- دکتری علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، نور، ایران

## مقدمه

یکی از ارکان اصلی در شناسایی ارتباط بین ساختار و عملکردهای موجود در بستر سیمای سرزمین و پیش‌بینی اثرات متعاقب آن، کمی‌سازی الگوهای مکانی است (ابجاز و سکوز<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۴: ۲۸۹). مورفولوژی رودخانه‌ها در حفاظت و مقابله با سیلاب به واسطه پیوند و ارتباط آن با زیستگاه‌های طبیعی و انتقال سیلاب از اهمیت خاصی برخوردار است (اسفندیاری و همکاران، ۱۳۹۹). تغییرات طبیعی و انسانی می‌تواند رژیم هیدرولوژی و مورفولوژی رودخانه را تحت تاثیر قرار دهد (امینی و همکاران، ۱۳۹۸). محققان علم ژئومورفولوژی و مهندسی رودخانه همواره نیازمند مدلی مناسب برای تبیین، توجیه و پیش‌بینی رفتار رودخانه‌ها در گذر زمان بوده‌اند. در همین راستا، هندسه فرکتال به‌عنوان یک ابزار مناسب جهت مدل‌سازی هندسه، تغییرات رودخانه‌ها و نیز بررسی فرایندهای فیزیکی درون رودخانه مطرح شده است (تاداکی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۴: ۳۵۰). هندسه فرکتال یکی از مهم‌ترین روش‌های ساختاری است که با تعیین بعد فرکتال ساختارهای خطی مانند گسل‌ها، آبراه‌ها و مسیر پرپیچ و خم رودخانه‌ها امکان تخمین خصوصیاتمانند میزان جابجایی و شناسایی میزان تغییرات را فراهم می‌کند (شو<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۳: ۲۴۷). اشیاء فرکتالی عموماً خود متشابه (تشابه تصادفی یا آماری) می‌باشند، به‌عبارت دیگر الگویی مشابه در اجزاء مختلف این اشیاء به چشم می‌خورد (مصطفی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۶: پکهام<sup>۴</sup>، ۱۹۸۹: ۱۰۲۴). تمامی منحنی‌های پیچیده در طبیعت نیز ایده تکرار الگو را دارند، با این تفاوت عمده که در بعضی از منحنی‌های طبیعی همانند رودخانه‌ها، الگوی تکرارشونده در سراسر رودخانه یکی نیست و در بخش‌های مختلف الگوی متفاوتی تکرار شده است (نیکورا<sup>۵</sup>، ۱۹۹۱: ۳۵۶۳). علی‌رغم پیچیدگی و بی‌نظمی ظاهری برخی پدیده‌های طبیعی، هندسه درختان فرکتالی آن‌ها را می‌توان با استفاده از روابطی منظم و بر اساس الگوی مشخصی تعریف نمود (آریزا ویلاورده<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۱۳: ۸۶). فرکتال‌ها اشیاء و یا فرآیندهایی هستند که در مقیاس‌های مکانی و یا زمانی متعددی، شکل ظاهری و یا رفتار یکسانی را از خود بروز می‌دهند و در پیچیدگی‌هایی در مقیاس‌های بسیار کوچک هندسه اقلیدسی قادر به تفسیر آن‌ها نیست. هر فرکتال می‌تواند به بخش‌هایی تقسیم شود که هر بخش شبیه جسم اصلی باشد (فتاحی و طالب‌زاده، ۱۳۹۶: ۸۸؛ قدم‌پور و همکاران، ۱۳۹۹: ۱۵). فرکتال‌ها از نگاه ریاضیاتی اجسام یا پدیده‌هایی با ویژگی‌های زیر هستند: (۱) هر پدیده فرکتال از قطعاتی تشکیل یافته است که هر قطعه کاملاً نماینده شکل و ویژگی‌های کل جسم (خودتشابهی) است. (۲) فرکتال‌ها دارای ابعاد صحیح نبوده و بعد آن‌ها به‌صورت کسری بیان می‌شود. (۳) این اجسام حاصل یک فرآیند تکراری هستند و می‌توان برای آن‌ها یک تابع بازگشتی با  $n$  بار تکرار متصور شد (باس<sup>۷</sup>، ۲۰۰۲؛ به نقل از فتاحی و طالب‌زاده، ۱۳۹۶). هندسه فرکتال به‌عنوان شاخه‌ای جدید از علم هندسه، پدیده‌های طبیعی و اجسام پیچیده و نامنظم را مطالعه می‌کند و کمی‌سازی و شبیه‌سازی ریاضی آن‌ها را ارزیابی می‌کند (رودریگاز یتورب و رینالدو<sup>۸</sup>، ۱۹۹۷). هم‌چنین برخلاف هندسه اقلیدسی که اجسام و پدیده‌های طبیعی را منظم و دارای بعد صحیح در نظر می‌گیرد، کمی‌سازی در این روش بر مبنای بعد اعشاری است و علوم زمین گسترش یافته است (علمی‌زاده و ماه‌پیکر، ۱۳۹۶). سیستم‌های ژئومورفیک، سیستم‌های پیچیده و غیرخطی هستند که از متغیرهای متعدد و برهم‌کنش‌های متفاوت و هم‌چنین روابط غیرخطی تشکیل شده‌اند، و بسیاری از پدیده‌های طبیعی مانند الگوهای زهکشی، شبکه‌های رودخانه‌ای یا خطوط ساحلی الگوی فرکتالی دارند و شکل‌گیری و تحول آن‌ها را می‌توان با روابط ریاضی تبیین کرد (باس، ۲۰۰۲). بعد فرکتال با روش‌های مختلفی تعیین می‌شود؛ یکی از پرکاربردترین روش‌ها، روش شمارش جعبه‌ای است که به‌عنوان ابزاری در زمینه ریاضیات، جهت مطالعه سیستم‌های ژئومورفیک و به‌ویژه ژئومورفولوژی رودخانه‌ها کاربرد دارد.

پس از مطرح‌شدن مفهوم هندسه فرکتال توسط مندلبروت<sup>۹</sup> در سال ۱۹۸۲، بسیاری از محققان تحلیل فراکتال را در جهت بررسی توزیع شبکه‌های رودخانه‌ای بکار بردند. بررسی بعد فرکتالی خطوط سواحل غرب بریتانیا توسط آندرل<sup>۱۰</sup> (۱۹۹۶) نشان داد مقایسه ابعاد فرکتال‌ها که از روش‌های مختلف به‌دست آمده می‌تواند به‌صورت مسئله درآورده شود و خطاهایی که تعیین آن‌ها مشکل است، تخمین

1- Ijjasz-Vasquez  
2- Tadaki  
3- Xu  
4- Peckham  
2- Nikora

6- Ariza-Villaverde  
4- Baas  
6- Rodriguez and Rinaldo  
5- Mandelbrot  
10- Andrie

زده شوند. قابلیت هندسه فرکتالی را در توجیه رفتار فیزیکی و پویایی رودخانه توسط شن<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۲) مورد آزمون قرار دادند و ماهیت فرکتالی این فرایندها را نیز اثبات کرده‌اند. یک شبیه سلولی فرکتالی برای تعیین بعد فرکتالی شبکه‌های رودخانه‌ای توسط بی<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۱۲) به کار گرفته شد و نتایج نشان داد که این روش می‌تواند تغییرات ویژه خواص فرکتالی پستی و بلندی‌ها را نشان دهد. بعد فرکتالی الگوی زهکشی سه رودخانه بزرگ توسط دونادیو<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۱۴) مقایسه شد. نتایج آن‌ها نشان داد که بعد فرکتالی الگوی زهکشی رودخانه‌ها، محدوده‌های بین ۱/۰۸ تا ۱/۵ دارد. هم‌چنین مطابق با وضعیت زمین‌شناختی و شاخص‌های ژئومورفیک هر حوضه، درجه فرکتالی پایین، غلبه تکتونیک فعال یا غیرفعال را بر سایر عوامل تأثیرگذار نشان می‌دهد، در حالی که درجه‌های فرکتالی بالاتر، نشانگر غلبه فرآیند فرسایشی در آن چشم‌انداز است. یک روش جدید جهت محاسبه ساختارهای فرکتالی از هر دو دیدگاه پیوستگی و گسستگی توسط فرناندز مارتینز و سانچز گرانرو<sup>۴</sup> (۲۰۱۵) مورد استفاده قرار گرفت. نتایج نشان داد که امکان تعمیم این بعد در زمینه فضاهای اقلیدسی با ساختار طبیعی فرکتالی آن‌ها وجود دارد. ایشان تعاریفی از بعد فرکتالی برای یک ساختار فرکتالی در قالب روابط ریاضی ارائه دادند. یک تحقیق دوجانبه را در مورد خواص فرکتالی شبکه رودخانه و گروه زمانی جریان در رودخانه توسط فتاحی و جهانگیری (۱۳۹۳) انجام شد، نتایج به‌دست آمده نشان داد که این پدیده‌ها از الگوی یکسانی در رابطه با خواص فرکتال، پیروی می‌کنند، به‌طوری‌که بعد فرکتال برای هر دو پدیده به سمت مقادیر ثابت متمایل می‌گردند. با مطالعه ویژگی‌های زیرین رود با استفاده از نظریه هندسه فرکتال علمی‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) به این نتیجه رسیدند که بعد فرکتالی بالای رودخانه معرف تراکم زهکشی بیش‌تر و زمان کم‌تر برای رسیدن به جریان دائمی است. هم‌چنین، هرچه بعد فرکتالی بیش‌تر باشد، اوج هیدروگراف رودخانه نیز به‌همان نسبت بیش‌تر خواهد بود. محاسبه بعد فرکتال با استفاده از روش شمارش جعبه‌ای در رودخانه مند در پژوهش قدم‌پور و همکاران (۱۳۹۹) در سه پیچانرود طویل و سیزده قوس از سیر رودخانه صورت گرفت و در ادامه بعد فرکتال با ضریب پیچشی مقایسه شد. نتایج همبستگی بالا (۰/۹۹-۰/۹۴) بین بعد فرکتال با ضریب پیچشی را نشان می‌دهد. بعد فرکتالی یا خودتشابهی رودخانه‌ها به ویژگی مربوط به مورفولوژی و شکل رودخانه اشاره دارد که در طول طبیعی رودخانه‌ها مشاهده می‌شود. به‌عبارتی بعد فرکتالی رودخانه‌ها نشان می‌دهد که ساختار و الگوهای مئاندرها در رودخانه‌ها در مسیر رودخانه تکرار می‌شود و در واقع، بخش‌های کوچک‌تر رودخانه، از نظر ظاهری مشابه شکل بزرگ‌تر آن است. بر اساس مفهوم بعد فرکتالی می‌توان الگوهای تکراری در رتبه‌بندی آبراهه‌ها، پیچیدگی زاویه میان انشعابات، و تغییرات شکل مقطع رودخانه‌ها را به‌عنوان نمونه‌هایی از خودتشابهی دانست که توسط بعد فرکتالی مورد تحلیل و ارزیابی قرار گیرد. تحلیل بعد فرکتالی در رودخانه‌ها می‌تواند در درک بهتر الگوهای هیدرولوژیکی و توسعه پیچان‌رودها کمک نماید. رودخانه قره‌سو یکی از رودخانه‌های مهم استان اردبیل است که از ارتفاعات سبلان و اطراف نیر سرچشمه گرفته و پس از زهکش نمودن دشت اردبیل، در نهایت به رودخانه مرزی ارس می‌پیوندد. رودخانه قره‌سو تأمین‌کننده آب شرب شهر اردبیل بوده و در دشت‌های اطراف اردبیل برای مصارف کشاورزی مورداستفاده قرار می‌گیرد. رودخانه مذکور هنوز به‌تکامل ژئومورفیک نرسیده و در مسیر خود دارای بی‌نظمی‌هایی است که فعالیت‌های اطراف رودخانه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. پژوهش حاضر به‌منظور مطالعه الگوی فرکتالی رودخانه مذکور با روش شمارش جعبه‌ای انجام یافته و در این راستا سعی شده است خصوصیات مئاندری رودخانه با تئوری فرکتال کمی شده و مورد تحلیل قرار گیرد.

## مواد و روش

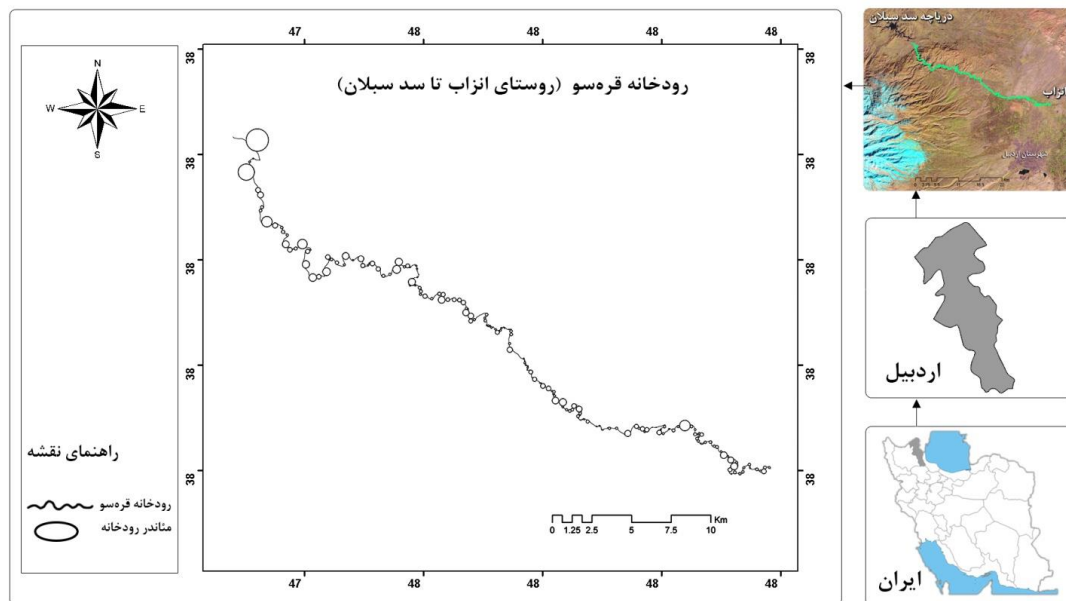
### منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز رودخانه قره‌سو مساحتی حدود ۴۱۰۰ کیلومترمربع را در بر می‌گیرد. این محدوده، از شرق با استان گیلان و از طرف شمال غرب و غرب با شهر مشکین‌شهر و از طرف جنوب نیز با محدوده خلخال و طارم مجاورت دارد. منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی ۴۷ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۴۰ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۴۹ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۳۰ دقیقه عرض شمالی، در قسمت شمال غربی ایران واقع شده است. در شکل ۱، موقعیت حوضه آبریز رودخانه قره‌سو در نقشه استان اردبیل مشخص شده است.

1- Shen  
2- Bi

3- Donadio  
4- Fernández-Martínez and Sanchez- Granero

ارتفاع بلندترین نقطه قله کوه سبلان (نسبت به سطح دریا) برابر ۴۷۸۸ متر و ارتفاع پست‌ترین نقطه واقع در حوالی پل سامیان برابر ۱۲۰۰ متر است (افخمی و نصیری صالح، ۱۳۹۴). در این پژوهش، به‌منظور بررسی وضعیت پیچان‌رودی رودخانه قره‌سو، بازه‌ای به طول ۵۶/۳ کیلومتر انتخاب شد.



شکل ۱: موقعیت محدوده مورد مطالعه رودخانه قره‌سو در ایران و استان اردبیل و دایره‌های برازش شده بر مماندرهای رودخانه

Figure (1): Location map of the study area regarding Qareh-Sou River in Iran and Ardabil province and fitted circles on the meanders of the river

#### بررسی ویژگی‌های پیچان‌رودی

به‌منظور بررسی وضعیت پیچان‌رودی رودخانه قره‌سو از شاخص‌های ضریب‌خمیدگی به روش لئوپولد و زاویه مرکزی به روش کورنایس، استفاده شد. تصویر ماهواره‌ای مورد استفاده در این تحقیق، باندهای ۲، ۳ و ۵ مربوط به سنجنده OLI ماهواره لندست ۸ در سال ۲۰۱۸ باندهای ۲، ۳ و ۵ است. در این پژوهش ابتدا تصحیح اتمسفری با روش FLAASH در نرم‌افزار ENVI5 صورت گرفت، سپس مسیر مورد نظر از منطقه مورد مطالعه (برابر با ۱۶/۷۰ کیلومتر) در محیط نرم‌افزار ArcGIS10.3 ترسیم شد. مشخصات تصویر مورد استفاده در ارزیابی تغییرات رودخانه قره‌سو در جدول (۱) ارائه شده است.

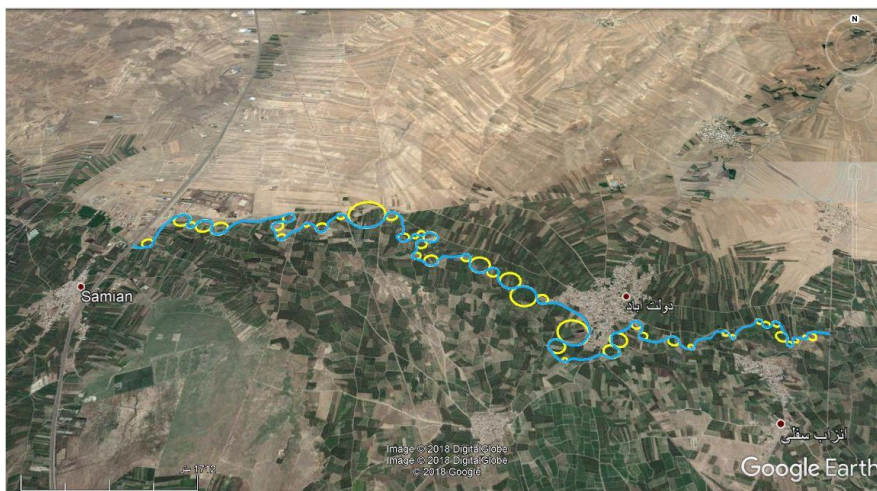
جدول (۱): مشخصات تصویر ماهواره‌ای مورد استفاده در ارزیابی تغییرات رودخانه قره‌سو، اردبیل

Table (1): Characteristics of the used satellite image for evaluation of the changes in the Qareh-Sou River, Ardabil

ماهواره 8 Landsat، سنجنده OLI - TIRS					
نام منطقه تصویر	مسیر	گذر	تاریخ اخذ	زاویه آزیموت خورشید	زاویه ارتفاع خورشید
اردبیل	۱۶۷	۳۳	۲۰۱۸/۰۱/۰۶	۱۵۷/۸۱۳	۲۵/۳۳۷

در ادامه، به‌منظور استخراج پارامترهای هندسی رودخانه، به‌صورت گرافیکی روی هر یک از مماندرهای رودخانه قره‌سو، دایره‌هایی مماس با پیچان‌رودها، ترسیم و اندازه‌گیری شد و مبنای محاسبات بعد فرکتالی قرار گرفت (شکل ۲). براساس دایره‌های مماس، اندازه طول قوس، طول موج و شعاع انحناء به‌دست آمد. پارامترهای فوق‌الذکر جهت محاسبه ضریب‌خمیدگی و زاویه مرکزی مورد استفاده قرار گرفتند.





شکل (۲): نمایی از موقعیت رودخانه مورد مطالعه و مائندرها با استفاده از Google Earth  
Figure (2): A view of the study river and meanders' location using Google Earth

### زاویه مرکزی و شعاع پیچان رود

زاویه مرکزی به عنوان معیاری جهت تقسیم بندی و شناسایی میزان توسعه پیچان رودی رودخانه استفاده می شود. برای محاسبه آن ابتدا دایره هایی مماس بر مائندر رودخانه در نرم افزار ArcGIS ترسیم شد. سپس از مرکز هر یک از دایره های مماس بر قوس ها دو شعاع به نقاط عطف دایره ها با دره رودخانه رسم شد. زاویه ایجاد شده از محل اتصال دو شعاع، زاویه مرکزی و به شعاع مماس بر دایره قوس ها، شعاع دایره است که با استفاده از رابطه (۱) محاسبه می شود (اسفندیاری و همکاران، ۱۴۰۰):

$$A = \frac{180 \times L}{\pi \times R} \quad (1)$$

که در آن،  $A$  زاویه مرکزی،  $L$  طول قوس،  $R$  شعاع انحناء،  $\pi$  عدد پی است (مقصودی و همکاران، ۱۳۸۹: ۲۸۴).  
زاویه مرکزی پیچان رود به ۶ طبقه، مستقیم، شبه پیچان رود (۰-۴۱)، پیچان رود توسعه نیافته (۴۱-۸۵)، پیچان رود توسعه یافته (۸۵-۱۵۸)، پیچان رود زیاد توسعه یافته (۱۵۸-۲۹۶) و نعل اسبی (>۲۹۶)، طبقه بندی می شود.

### طول موج و طول دره

طول موج و طول دره رودخانه، دو پارامتر اصلی در تعیین ضریب خمیدگی رودخانه است. معمولاً بین این دو پارامتر همبستگی بالایی وجود دارد (مقصودی و همکاران، ۱۳۸۹: ۲۸۶). برای به دست آوردن طول موج روی نقشه محور مسیر رودخانه، ابتدا نقاط عطف یا نقاط تغییر انحنای محور رودخانه با دقت زیاد مشخص شد، سپس هر دو نقطه عطف مربوط به یک قوس به یکدیگر متصل و طول پاره خط به دست آمده (وتر مقابل به قوس محور رودخانه) با نرم افزار ArcGIS اندازه گیری شد. در ادامه طول دره نیز برای هر قوس با توجه به نقطه عطف یک قوس تا نقطه عطف قوس بعدی در روی مسیر رودخانه اندازه گیری شد.

### ضریب خمیدگی

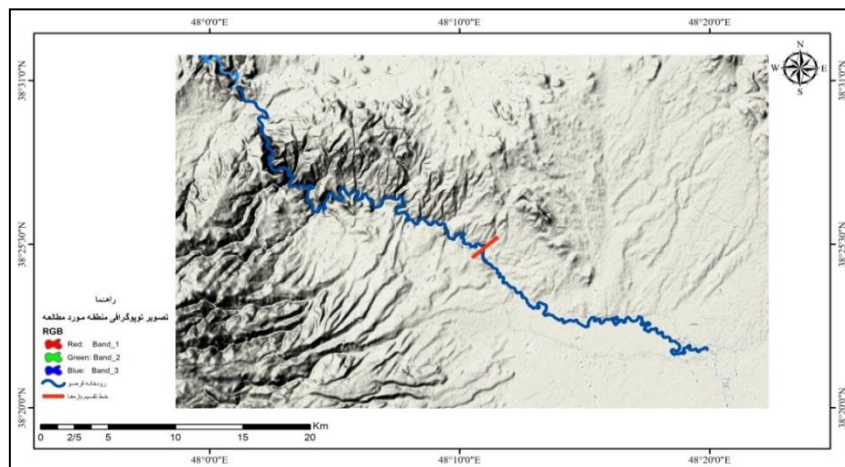
شاخص ضریب خمیدگی یکی از معیارهای کمی است که در تقسیم بندی شکل رودخانه استفاده شد. این عامل نشان دهنده نسبت طول خط محور رودخانه به طول دره یا طول مائندری رودخانه است و میزان تکامل مائندر را نشان می دهد. ضریب خمیدگی اولین بار توسط لئوپولد و همکاران (۱۹۶۴)، برای طبقه بندی رودخانه ها تعریف شده است. رودخانه ها بر اساس مقدار ضریب سینوسیته به سه دسته ضریب خمیدگی کم (۱ تا ۱/۵)، متوسط (۲-۱/۵) و شدید (بیش تر از ۲) طبقه بندی شده است.  
ضریب خمیدگی رودخانه با استفاده از رابطه (۲) محاسبه شد (اسفندیاری و همکاران، ۱۴۰۱):

$$S = \frac{L}{\lambda/2} \quad (2)$$

که در آن،  $S$  ضریب خمیدگی،  $L$  طول قوس،  $\lambda$  طول موج است،

تقسیم‌بندی مسیر رودخانه قره‌سو براساس توپوگرافی و پوشش گیاهی

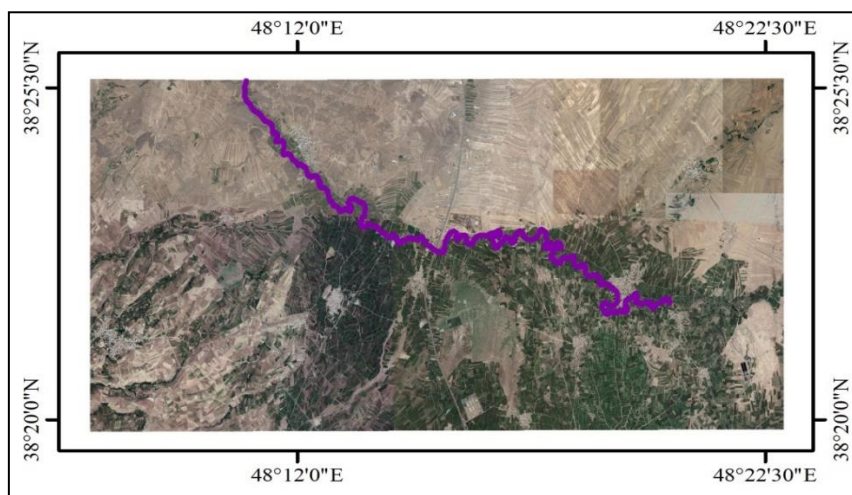
در پژوهش حاضر به منظور بررسی تأثیر دخالت انسان در مورفولوژی رودخانه قره‌سو، مسیر رودخانه به دو بازه تقسیم شد (شکل ۳).



شکل (۳): تقسیم‌بندی مسیر رودخانه براساس توپوگرافی منطقه

Figure (3): Classification of the river path based on topography

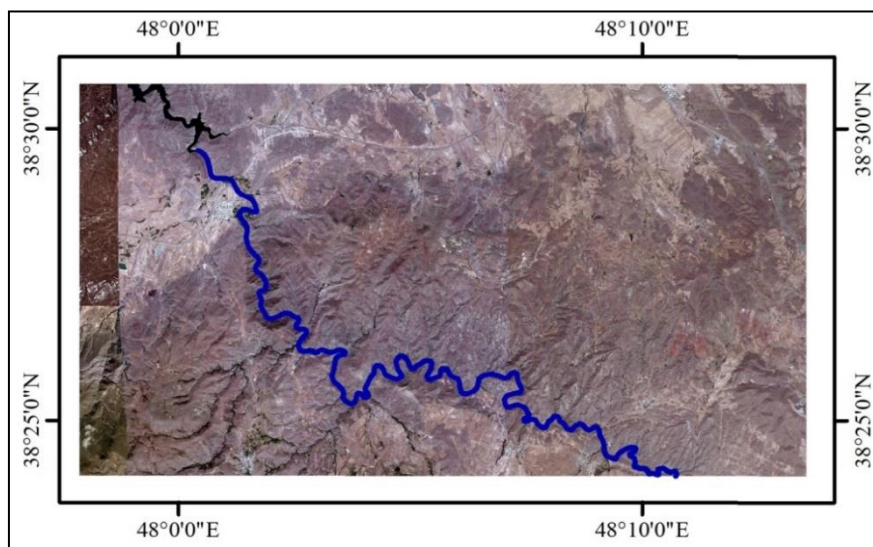
تقسیم بازه‌ها با توجه به توپوگرافی و کاربری اراضی منطقه مورد مطالعه، انجام شد. بازه اول، محدوده روستای انزاب سفلی تا روستای طالب‌قشلاقی را شامل می‌شود. مسیر رودخانه در این بازه به وسیله زمین‌های کشاورزی، روستاها و مناطق مسکونی احاطه شده است (اسفندیاری درآباد و همکاران، ۱۳۹۹). دو پل بزرگ (پل دولت‌آباد و پل سامیان) و چند پل کوچک بتنی در بازه اول وجود دارد. عرض رودخانه در این بازه از ۲-۳۰ متر متغیر است و قسمت اعظم مسیر رودخانه دارای موتورهای پمپاژ آب به مزارع کشاورزی است (شکل ۴).



شکل (۴): بازه اول مسیر رودخانه قره‌سو (روستای انزاب تا روستای طالب‌قشلاقی)

Figure (4): The first section of the Qareh-Sou River (Anzab village to Taleb Qeshlaghi village)

بازه دوم، محدوده روستای طالب‌قشلاقی تا سد سبلان است. مسیر رودخانه بازه دوم در محدوده کوهستانی قرار دارد. کشاورزی و مناطق مسکونی در این بازه بسیار کم و پراکنده است و قسمت اعظم زمین‌های اطراف مسیر رودخانه را مناطق بکر و دست‌نخورده، تشکیل می‌دهند (شکل ۵).



شکل (۵): بازه دوم مسیر رودخانه قره‌سوی (روستای طالب‌قشلاقی تا سد سیلان)

Figure (5): The second section of the Qareh-Sou River (Taleb Qeshlaghi village to Sabalan dam)

#### محاسبه مؤلفه‌های فرکتال در مائدرهای رودخانه

در ادامه، بعد فرکتالی هر یک از بازه‌ها با استفاده از روش شمارش جعبه‌ای، محاسبه شد. روش‌های مختلفی جهت محاسبه بعد فراکتال (کلینکنبرگ<sup>۱</sup>، ۱۹۹۴) می‌توانند به کار گرفته شوند که از آن جمله می‌توان به بعد خود متشابهی (Ds)، بعد اندازه‌گیری شده (d) و بعد شمارش جعبه (Db) (گراسبرگر<sup>۲</sup>، ۱۹۸۳) اشاره نمود. یکی از پرکاربردترین روش‌ها، روش شمارش جعبه‌ای است (خسروی و همکاران، ۱۳۹۵؛ باسزوسکی<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۸؛ نگوین<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۲۲). محاسبه بعد فرکتالی از طریق شمارش امکان‌پذیر است، به‌صورتی که شبکه‌ای از خانه‌های مربع یا دایره شکل روی تصویر موردنظر قرار داده می‌شود، سپس اندازه شبکه با (s) مشخص می‌شود که بیان‌گر مقیاس است. در این پژوهش، دایره‌های مماس بر پیچان‌رودها که دارای اندازه‌های مختلف در طول بازه مورد مطالعه بودند به‌عنوان مبنای محاسبه فرکتال‌ها در نظر گرفته شدند و تعداد دایره‌هایی که در هر دامنه مساحتی قرار گرفته‌اند شمارش می‌شوند. قابل ذکر است که متوسط دامنه مساحت دایره‌های مماس از ۴۸۵۰ تا ۹۲۱۵۰ مترمربع بوده است. دامنه مساحتی بر اساس اختلاف حداکثر و حداقل مساحت دایره‌های مماس اندازه‌گیری شده تعیین شده و به‌ترتیب در ۸ تا ۲۲ دامنه دسته‌بندی شده است. حاصل این شمارش، (s) تعداد دایره‌ها در هر دامنه مساحتی با ابعاد مختلف خواهد بود، این روند با تغییر S به دایره‌هایی با ابعاد ریزتر (تا مساحت حداقل دایره مماس برابر ۴۸۵۰ مترمربع) و شمارش تعداد دایره‌های محاط بر پیچان‌رودها (N(s) تکرار می‌شود. در مرحله بعد با ترسیم N(s) در مقابل Log(1/s)، شیب خط مستقیم به بهترین وجه رابطه میان تعداد دایره‌ها و مساحت آن‌ها را به نمایش می‌گذارد که برابر بعد شمارش دایره (Db) است. بعد فراکتال از طریق رابطه (۳)، حاصل می‌شود (بشیری و همکاران، ۱۳۹۷؛ استروگاتز<sup>۵</sup>، ۲۰۱۸).

$$D = \frac{\text{Log}[N(s)]}{\text{Log}\left(\frac{1}{s}\right)} \quad (3)$$

شیب خط بعد مربوط به شمارش دایره (Db)، با استفاده از رابطه (۴)، استخراج می‌شود.

$$D_b = \frac{[\text{Log}(N(s_2)) - \text{Log}(N(s_1))]}{\text{Log}\left(\frac{1}{s_2}\right) - \text{Log}\left(\frac{1}{s_1}\right)} \quad (4)$$

1- Klinkenberg  
2- Grassberger  
3- Buczkowski

4- Nguyen  
5 - Strogatz

در رابطه (۴)  $\frac{1}{s}$  برابر تعداد دایره‌ها در امتداد پایین شبکه است. در گام بعدی، منحنی آزمایشی (تجربی) با منحنی تئوری که مطابق با قانون فراکتال است، برازش داده می‌شود و میزان همبستگی بین تعداد دایره‌ها و اندازه مساحت دایره‌ها مشخص می‌شود.

$$N = sD \quad (5)$$

در رابطه (۵)،  $D$  بعد فراکتال و به عبارتی میزان همبستگی بین دو متغیر است. رابطه (۵) نمی‌تواند کلیه ویژگی‌های فرکتالی اشکال و پدیده‌ها را نشان دهد، بنابراین جهت تحلیل دقیق‌تر رابطه (۶)، مورد استفاده قرار گرفت.

$$N = \alpha sD + c \quad (6)$$

که در آن  $a$  انحراف‌های رودخانه مورد بررسی بر اساس مساحت‌های مختلف دایره‌ها از قانون فراکتال را نشان می‌دهد.  $\alpha$  ویژگی انواع مختلف انحراف‌های رودخانه مورد بررسی از قانون فراکتال را بیان می‌کند (توماس<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۷)؛ که بر اساس قوانین ریاضی فراکتال‌ها باید تقریباً برابر با ۱ باشد (معاوی و علمی‌زاده، ۱۴۰۱؛ فرانکوزر<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴؛ توماس و همکاران، ۲۰۰۷).  $c$  بیان‌گر میزان انطباق منحنی تخمین زده‌شده با منحنی واقعی بر روی محور  $Y$  است. جهت تخمین درست و قابل اطمینان بعد فراکتال محاسبه پارامتر  $c$  ضروری است. معادلات رگرسیون غیرخطی استفاده‌شده جهت برازش منحنی تخمین‌زده شده با منحنی واقعی شامل معادلات زیر است:

$$y = x^d \quad (7)$$

$$y = x^d + c \quad (8)$$

$$y = \alpha x^d \quad (9)$$

$$y = \alpha x^d + c \quad (10)$$

بهترین برازش با منحنی تجربی برای محاسبه  $\alpha$ ،  $d$  و  $c$  از رابطه (۱۰) به‌دست آمد. هم‌چنین دقت محاسبات فوق توسط ضریب تعیین در این تحقیق آزمون شد (رضایی‌مقدم و همکاران، ۱۳۹۱).

## نتایج

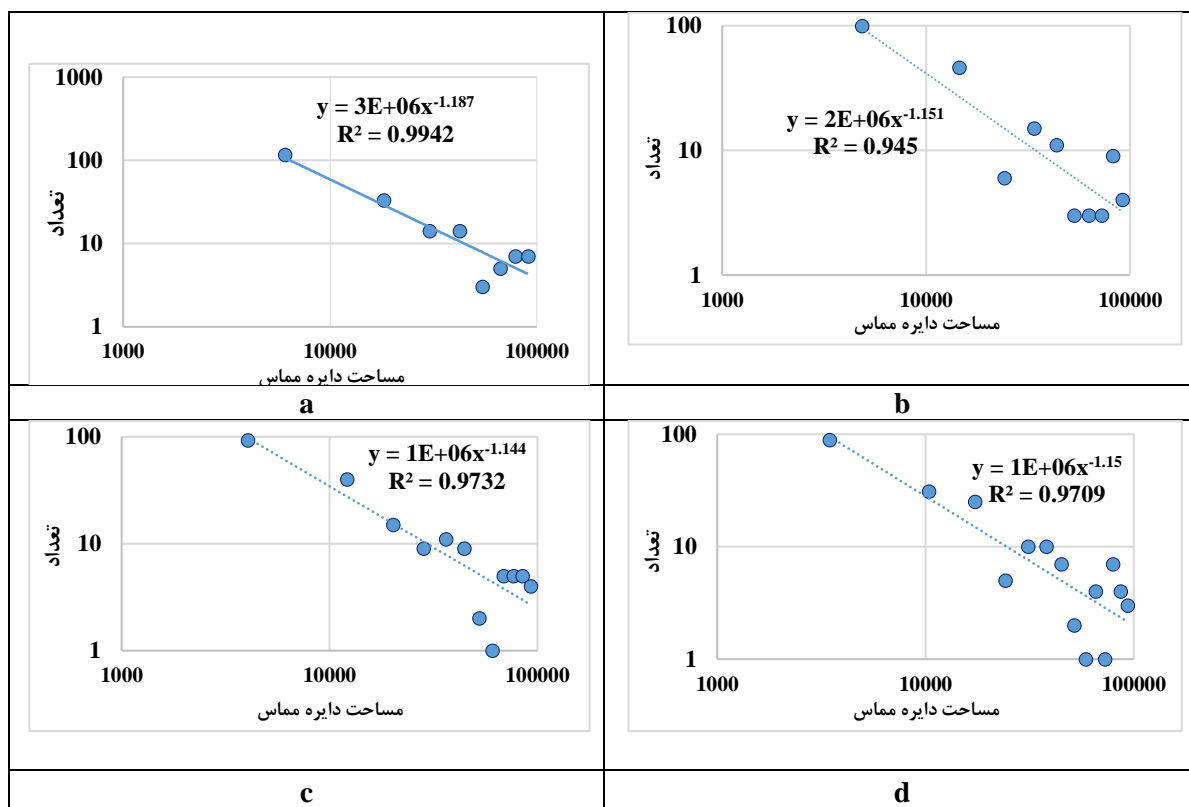
نتایج پژوهش حاضر در بخش‌های مربوط به محاسبه بعد فرکتالی، محاسبه زاویه مرکزی و محاسبه ضریب خمیدگی ارائه شده است.

### نتایج بعد فرکتالی

نتایج مربوط به محاسبه بعد فرکتالی به‌صورت نمودار لگاریتمی تعداد مربعات در مقابل اندازه مربعات در دسته‌های مختلف در شکل‌های ۶ و ۷ ارائه شده است. در تعیین دسته‌ها ابتدا مساحت دایره‌های مماس بر پیچان‌رودها محاسبه شد و سپس مقادیر مساحت‌ها از ۴۸۵۰ تا ۹۲۱۵۰ مترمربع به هشت دسته مختلف تقسیم شدند. به‌عبارتی در هر دسته، مقادیر مساحت‌ها به دامنه‌های مختلف مساحتی تقسیم شدند. به‌عنوان مثال، در دسته اول، ۸ دامنه مساوی تعریف شد و در دسته دوم، ۱۲ دامنه مساوی تعیین شد (جدول ۲). در ادامه، تعداد دایره‌ها در هر دامنه شمارش شدند.

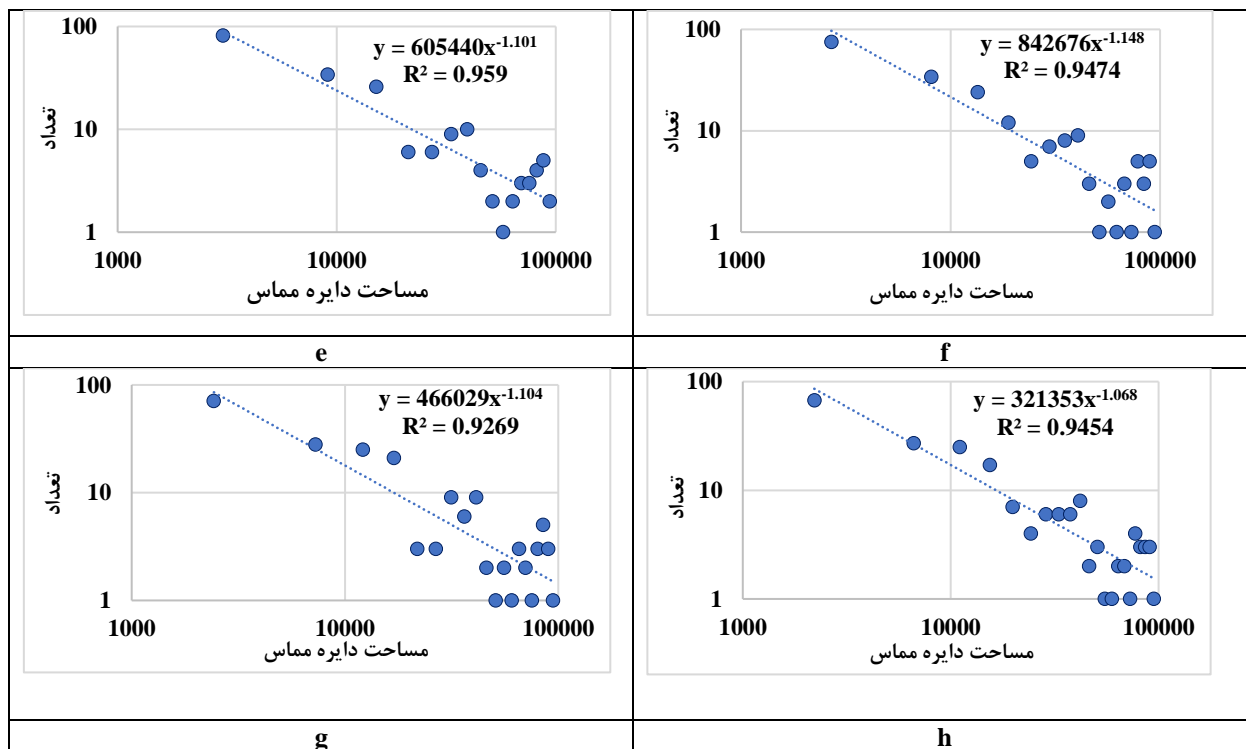
بر اساس اطلاعات ارائه شده در شکل‌های ۶ و ۷، می‌توان گفت که رابطه معنی‌داری میان تعداد دایره‌ها و مساحت دایره‌های مماس بر پیچان‌رود وجود دارد. به‌عبارتی پدیده پیچان‌رودی رودخانه مورد مطالعه بر اساس تعداد و اندازه مساحت دایره‌های مماس از الگوی فرکتالی پیروی می‌کند. قابل ذکر است که معنی‌داری روابط ارائه شده در سطح ۹۵ درصد ( $\alpha < 0.05$ ) نیز از نظر آماری مورد تأیید است. از طرف دیگر، محاسبات بعد فرکتال مربوط به دسته‌های مختلف بر اساس دامنه‌های مساحتی حاکی از وجود ماهیت فرکتالی پیچان‌رودهای منطقه مورد مطالعه است. در این راستا، محمود (۲۰۰۶) و چن (۲۰۲۰) بیان نموده است که اگر مقادیر عددی بعد فرکتال در خصوص پدیده‌های دوبعدی مکانی در محدوده بین ۲ تا ۳ قرار گیرند، می‌توان گفت که پدیده مورد مطالعه دارای ماهیت فرکتالی و خود تشابهی است.

هم‌چنین پارامترهای Slope، Intercept و dimension fractal محاسبه شده برای دسته‌های مذکور به همراه ضریب تعیین نمودار در جدول ۲ خلاصه شده است.



شکل (۶): نمودار لگاریتمی تعداد مربعات در مقابل اندازه مربعات در دسته اول با ۸ دامنه (a)، دسته دوم با ۱۰ دامنه (b)، دسته سوم با ۱۲ دامنه (c)، دسته چهارم با ۱۴ دامنه (d)

Figure (7): Logarithmic diagram regarding the number of squares and the size of squares in the first category with 8 domains (a), the second category with 10 domains (b), the third category with 12 domains (c), the fourth category with 14 domains (d)



شکل (۷): نمودار لگاریتمی تعداد مربعات در مقابل اندازه مربعات در دسته پنجم با ۱۶ دامنه (e)، دسته ششم با ۱۸ دامنه (f)، دسته هفتم با ۲۰ دامنه (g) و دسته هشتم با ۲۲ دامنه (h)

Figure (7) cont.: Logarithmic diagram regarding the number of squares and the size of squares in the fifth category with 16 domains (e), the sixth category with 18 domains (f), the seventh category with 20 domains (g) and the eighth category with 22 domains (h)

جدول (۲): پارامترهای محاسبه شده رابطه فرکتالی دسته اول تا هشتم دایره‌های مماس بر پیچان‌رودها

Table (4): Calculated parameters of the first to eighth categories

R <sup>2</sup>	dimension fractal	Slope	Intercept	تعداد دامنه	دسته
-۰/۸۴	۲/۱۸۶	-۱/۱۸۶	۶/۵۱۸	۸	اول
-۰/۷۶	۲/۱۵۱	-۱/۱۵۱	۶/۳۲۱	۱۰	دوم
-۰/۷۴	۲/۱۴۴	-۱/۱۴۴	۶/۱۱۵	۱۲	سوم
-۰/۷۱	۲/۱۴۹	-۱/۱۴۹	۶/۰۴۸	۱۴	چهارم
-۰/۸۴	۲/۱۰۱	-۱/۱۰۱	۵/۷۸۲	۱۶	پنجم
-۰/۷۴	۲/۱۴۸	-۱/۱۴۸	۵/۹۲۵	۱۸	ششم
-۰/۷۱	۲/۱۰۳	-۱/۱۰۳	۵/۶۶۸	۲۰	هفتم
-۰/۷۸	۲/۰۶۸	-۱/۰۶۸	۵/۵۰۶	۲۲	هشتم

بر اساس اطلاعات ارائه شده در جدول ۲، می‌توان گفت که دامنه مقادیر بعد فرکتالی از ۲/۰۶ تا ۲/۱۸ متغیر است که نشان‌دهنده ویژگی الگوی فرکتالی پیچان‌رودهای مورد مطالعه است. از نظر تجربی، اگر پدیده فراکتال در یک فضای دوبعدی در نظر گرفته شود، مقدار بعد فرکتالی محاسبه شده با روش شمارش جعبه مبنای تخمین مقادیر ابعاد فراکتالی است (فنگ و چن، ۲۰۱۰؛ چن، ۲۰۱۸). مقادیر ضریب تعیین بالا نیز که از نظر آماری در سطح ۹۵ درصد ارائه شده‌اند تائیدکننده ارتباط و خودتشابهی میان تعداد و مساحت دایره‌های مماس در منطقه مورد مطالعه است.

نتایج مربوط به دسته‌بندی مساحت دایره‌های برازش شده و تعداد تکرار آن‌ها در هر دسته در جدول ۳ نمایش داده شده است.

جدول (۳): دسته‌بندی مساحت دایره‌های مماس بر پیچان‌رودها و شمارش تعداد آن‌ها در هر دامنه از مساحت

Table (5): Classification of the fitted circles and calculation of the repetitions number

تعداد در دسته		دامنه														
اول	دوم	سوم	چهارم	پنجم	ششم	هفتم	هشتم	تعداد در دسته	اول	دوم	سوم	چهارم	پنجم	ششم	هفتم	هشتم
۱۱۶	۹۹	۹۳	۸۹	۸۲	۷۵	۷۱	۶۷	۱۲	۱۱۶	۹۹	۹۳	۸۹	۸۲	۷۵	۷۱	۶۷
۳۳	۴۶	۴۰	۳۱	۳۴	۳۴	۲۸	۲۷	۱۳	۳۳	۴۶	۴۰	۳۱	۳۴	۳۴	۲۸	۲۷
۱۴	۶	۱۵	۲۵	۲۶	۲۴	۲۵	۲۵	۱۴	۱۴	۶	۱۵	۲۵	۲۶	۲۴	۲۵	۲۵
۱۴	۱۵	۹	۵	۶	۱۲	۲۱	۱۷	۱۵	۱۴	۱۵	۹	۵	۶	۱۲	۲۱	۱۷
۳	۱۱	۱۱	۱۰	۶	۵	۳	۷	۱۶	۳	۱۱	۱۱	۱۰	۶	۵	۳	۷
۵	۳	۹	۱۰	۹	۷	۳	۴	۱۷	۵	۳	۹	۱۰	۹	۷	۳	۴
۷	۳	۲	۷	۲	۸	۹	۶	۱۸	۷	۳	۲	۷	۲	۸	۹	۶
۷	۳	۱	۲	۲	۹	۶	۶	۱۹	۷	۳	۱	۲	۲	۹	۶	۶
۹	۹	۵	۱	۲	۳	۹	۶	۲۰	۹	۹	۵	۱	۲	۳	۹	۶
۱۰	۴	۵	۴	۱	۱	۲	۸	۲۱	۱۰	۴	۵	۴	۱	۱	۲	۸
۱۱	۵	۵	۱	۲	۲	۱	۲	۲۲	۱۱	۵	۵	۱	۲	۲	۱	۲

با توجه به نتایج جدول ۳، کوچک‌ترین دامنه (دامنه اول در دسته اول) بیان‌گر بزرگ‌ترین مقیاس است و دامنه بیست و دوم در دسته هشتم، بیان‌گر کوچک‌ترین مقیاس مورد استفاده در بررسی فرکتال رودخانه قره‌سو است. هم‌چنین دامنه اول در هر دسته نمایش‌گر تعداد تکرار مئاندرهای کوچک است و آخرین دامنه در هر دسته نماد تعداد تکرار مئاندرهای بزرگ است. تعداد تکرار در دامنه‌های اول دسته‌ها نسبت به سایر دامنه‌ها به وضوح بیشتر است، با پیشروی دامنه‌ها، تعداد تکرار کاهش می‌یابد. لذا کاهش ضریب خمیدگی مئاندرها منجر به افزایش تعداد پیچ‌وخم‌هایی با ابعاد کوچک در رودخانه می‌شود.

بررسی و تحلیل پیچ‌وخم رودخانه در یک منطقه با توجه به وجود ویژگی خودتشابهی که دارند، منجر به پیش‌بینی خصوصیات و رفتارسنجی مئاندرها در منطقه خواهد شد که امکان تحلیل آن را فراهم خواهد نمود. بر اساس نتایج پژوهش، بعد فرکتال رودخانه قره‌سو از ۲/۱۸۶ تا ۲/۰۶۸ متغیر است. هم‌چنین نتایج محاسبه میزان ضریب تعیین بین پارامترها با دامنه مقادیر ۰/۷۱ تا ۰/۸۴ نشان می‌دهد

که بین ابعاد فرکتالی به دست آمده از رودخانه قره‌سو (رابطه میان تعداد و مساحت دایره مماس بر پیچان‌رودها در دامنه‌های مختلف مساحتی) رابطه معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۵ درصد ( $P < 0.05$ ) وجود دارد.

#### زاویه مرکزی

نتایج محاسبه زاویه مرکزی کورنایس در پیچان‌رودهای بازه مورد مطالعه از رودخانه قره‌سو از روستای انزاب تا پل‌سامیان نشان داد که این پیچان‌رودها در طبقه پیچان‌رودی توسعه یافته و خیلی توسعه یافته قرار دارند. بر اساس نتایج محاسبه زاویه مرکزی، ۵۱/۱۱ درصد از پیچان‌رودها دارای زاویه مرکزی ۸۵-۱۵۸ درجه هستند که در دسته پیچان‌رود توسعه یافته قرار می‌گیرند. بقیه پیچان‌رودهای بازه مورد مطالعه (معادل ۴۹/۸۹ درصد) از نوع خیلی توسعه یافته به‌شمار می‌روند.

#### ضریب خمیدگی

بر اساس میانگین سینوسیته در مقاطع مورد مطالعه در رودخانه قره‌سو ۱/۱۷ است. بر اساس طبقه‌بندی مقدار ضریب خمیدگی رودخانه بازه مورد مطالعه (روستای انزاب تا پل‌سامیان) در طبقه رودخانه‌هایی با ضریب خمیدگی کم قرار دارد. اما مقدار حداکثر ضریب خمیدگی بازه مورد مطالعه (۱/۷۸)، وجود مماندرهایی با ضریب خمیدگی بزرگ و توسعه یافته را نشان می‌دهد. مقدار حداقل، میانگین و حداکثر ضریب خمیدگی پیچان‌رودها در منطقه مورد مطالعه برابر ۰/۹۸، ۱/۱۷ و ۱/۷۸ محاسبه شد. بر اساس نتایج، ۹۵ درصد پیچان‌رودها دارای ضریب خمیدگی ۱-۱/۵ و ۵ درصد بقیه دارای ضریب خمیدگی ۲-۱/۵ است. کناره‌ها و بستر رودخانه قره‌سو در بازه روستای انزاب تا پل‌سامیان دچار تغییراتی مانند تثبیت دیواره‌های رودخانه در اثر احداث پل، ایجاد دیواره با مصالح، تغییر عرض رودخانه به‌منظور عبور دام و ادوات کشاورزی شده است که مانع گسترش مماندرها شده است. هم‌چنین، در مواردی دخل و تصرف مسیر رودخانه باعث محدودیت گسترش مماندرها شده است. یافته‌های پژوهش حاضر در راستای نتایج مطالعه مقصودی و همکاران (۱۳۸۹) و آرتورک و سسلی<sup>۱</sup> (۲۰۱۵) است که به تاثیر دخالت انسانی به‌ویژه تغییر کاربری اراضی بر تغییرات پلان رودخانه اشاره نموده‌اند. دخالت انسان در عمق و متعاقباً در تغییرات دبی جریان، باعث به‌هم خوردن تکامل طبیعی رودخانه شده و قوانین حاکم بر مورفولوژی آن را دستخوش تغییر می‌کند. در ادامه برای درک بهتر تغییرات حاکم بر بازه مورد مطالعه از رودخانه قره‌سو، مقادیر بعد فرکتالی در دو بازه روستای انزاب- روستای طالب‌قشلاقی و روستای طالب‌قشلاقی-سد سبلان مورد بررسی قرار گرفت. نتایج مقایسه شاخص‌های ژئومورفولوژی این دو بازه در جدول ۴ ارائه شده است.

جدول (۴): مقایسه مقادیر بعد فرکتالی و شاخص‌های ژئومورفولوژی رودخانه قره‌سو در دو بازه اول و دوم

Table (10): Comparison of fractal dimension values and geomorphological indices of the first and second intervals in Qareh-Sou River

کاربری/وضعیت بازه‌ها	بعد فرکتالی	ضریب خمیدگی	زاویه مرکزی	آماره	تعداد مماندر	بازه
مسکونی-کشاورزی	۲/۲۳	۱/۰۲	۵۰	حداقل	۱۳۵	اول
		۱/۱۷	۱۰۷/۱۵۱	میانگین		
		۱/۷۸	۱۹۸	حداکثر		
مرتعی/پوشش طبیعی کنار رودخانه‌ای	۱/۸۵	۰/۹۸	۳۲	حداقل	۶۵	دوم
		۱/۱۶	۱۰۲/۹۳	میانگین		
		۱/۶۶	۱۹۳	حداکثر		

مقادیر بعد فرکتالی بازه روستای انزاب- روستای طالب‌قشلاقی برابر ۲/۲۳ محاسبه شد که نشان می‌دهد این بازه دارای خاصیت خودتشابهی بیش‌تری است و می‌تواند دلیلی بر طبیعی بودن بازه مورد نظر باشد. قابل ذکر است که بازه مذکور در یک محدوده دشتی جریان دارد و رودخانه تکامل بیش‌تری پیدا کرده است. این در حالی است که در بازه روستای طالب‌قشلاقی-سد سبلان مقدار بعد

فرکتالی برابر ۱/۸۵ به دست آمد که می‌تواند به عبور رودخانه از مسیرهایی با شیب بیش‌تر مرتبط باشد که توسعه مئاندر را محدود نموده و باعث شده است که الگوی فرکتالی در بازه مذکور کم‌تر قابل مشاهده باشد.

### نتیجه‌گیری

بررسی و تحلیل پیچ‌وخم رودخانه در یک منطقه با توجه به وجود ویژگی خودتشابهی ذاتی آن‌ها، امکان استفاده از روش‌های نوین از جمله بعد فرکتالی را فراهم می‌نماید. این امر خود منجر به پیش‌بینی خصوصیات و رفتارسنجی مئاندرها در منطقه شده و امکان تحلیل مورفولوژی آن‌ها را فراهم می‌کند. در پژوهش حاضر محاسبه بعد فرکتالی مئاندرها و هم‌چنین تفسیر تغییرات مکانی پیچ‌وخم رودخانه قره‌سو در استان اردبیل مدنظر بوده است. بر اساس نتایج پژوهش، بعد فرکتال رودخانه قره‌سو از ۲/۰۶۸ تا ۲/۱۸۶ متغیر است. حداقل بعد فرکتال در دسته اول و حداکثر آن در دسته هشتم، مشاهده شد. نتایج محاسبه میزان ضریب تعیین بین پارامترها، عدم وجود رابطه معنی‌دار بین تعداد و مساحت دایره‌های مماس بر پیچان‌رودهای منطقه مورد مطالعه است. به‌علاوه، مقادیر کمی حاصل از محاسبه بعد فرکتالی رودخانه قره‌سو (روستای انزاب تا سد سبلان) مئاندرهای رودخانه مذکور را دارای ماهیت فرکتالی (خودتشابهی) معرفی نمود. یافته‌های حاصل از محاسبه بعد خودتشابهی نشان داد در دسته‌هایی که دارای دامنه‌های بیش‌تری باشد (مساحت کم‌تر دایره‌های مماس) نسبت به دسته‌های دارای دامنه‌های کم‌تر (مساحت بزرگ‌تر دایره‌های مماس)، میزان فرکتال بودن مئاندرها ملموس‌تر است و رودخانه دارای نظم هندسی بالاتری خواهد بود. باید اشاره شود که برخی دخالت‌های انسانی در مسیر رودخانه و نیز عبور رودخانه از مجاورت اراضی کشاورزی در برخی موارد باعث تغییر در عرض و عمق رودخانه و محدودیت در گسترش مئاندرها خواهد شد.

### منابع

- Amini, H., Esmali-Ouri, A., Mostafazadeh, R., Sharari, M., & Zabihi, M. (2019). Hydrological drought response of regulated river flow under the influence of dam reservoir in Ardabil Province. *Journal of the Earth and Space Physics*, 45(2), 473-486. (In Persian)
- Andrle, R. (1996). The west coast of Britain: statistical self-similarity vs. characteristic scales in the landscape. *Earth surface processes and landforms*, 21(10), 955-962.
- Ariza-Villaverde, A. B., Jiménez-Hornero, F. J., & de Ravé, E. G. (2013). Multifractal analysis applied to the study of the accuracy of DEM-based stream derivation. *Geomorphology*, 197, 85-95.
- Baas, A. C. (2002). Chaos, fractals and self-organization in coastal geomorphology: simulating dune landscapes in vegetated environments. *Geomorphology*, 48(1-3), 309-328.
- Bashiri, M., Kavousi Davoudi, S., & Afzali, A. (2018). The Study and Zonation of the Effect of Geologic and Geomorphic Characteristics on the Pattern of Sliding Zones using Fractal Geometry (Case Study: Tooye-Darvar watershed). *Hydrogeomorphology*, 5(14), 157-178. (In Persian)
- Bi, L., He, H., Wei, Z., & Shi, F. (2012). Fractal properties of landforms in the Ordos Block and surrounding areas, China. *Geomorphology*, 175, 151-162.
- Buczowski, S., Hildgen, P., & Cartilier L. (1998). Measurements of fractal dimension by box-counting: a critical analysis of data scatter. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 252(1-2), 23-34.
- Chen, Y. (2020). Fractal Modeling and Fractal Dimension Description of Urban Morphology. *Entropy*, 22(9), 961. <https://doi.org/10.3390/e22090961>
- Chen, Y. G. (2018). Logistic models of fractal dimension growth of urban morphology. *Fractals*, 26(03), 1850033.
- Donadio, C., Magdaleno, F., Mazzarella, A., & Mathias Kondolf, G. (2015). Fractal dimension of the hydrographic pattern of three large rivers in the Mediterranean morphoclimatic system: Geomorphologic interpretation of Russian (USA), Ebro (Spain) and Volturno (Italy) fluvial geometry. *Pure and Applied Geophysics*, 172, 1975-1984.
- Elmizadeh, H., Mah Ojer, O., Saadatmand, M., (2014). Investigating the Fractal Theory in the Geomorphology of Rivers (case study: Zarrineroud). *Quantitative Geomorphological Researches*, 3 (2), 130-141. (In Persian)
- Elmizadeh, H., Mahpeykar, O., (2017). Fractal Analysis in Zarrineroud River Using Box-Counting Method. *Geographic Space*. 17(59), 255-270. (In Persian)
- Esfandiyari Darabad, F., Bakhshandeh, R., Rahimi, M., Haji, K., & Mostafazadeh, R. (2021). Geomorphological classification and analysis of Hamzekhanloo River using the Rosgen classification model. *Hydrogeomorphology*, 7(25), 59-39. doi: 10.22034/hyd.2021.39301.1527 (In Persian)



- Esfandiyari darabad, F., Hamzeei, M., Alaei, N., & Mostafazadeh, R. (2021). Spatial Variations of Landscape Metrics in Riparian Area Vegetation of Gharehou River Reaches under the Effect of Different Land Uses, Ardabil Province. *Geographical Planning of Space*, 10(38), 219-234. (In Persian)
- Esfandiyari Darabad, F., Asghari Saraskanroud, S., Ghandai Asl, M., & Mostafazadeh, R. (2022). Analyzing the lateral changes of Aras River channel in Ardabil province using morphological indicators. *Journal of RS and GIS for Natural Resources*, doi: 10.30495/girs.2022.697516 (In Persian)
- Esfandiyari-darabad F, Mostafazadeh R, Abyat A, Naseri A. (2021) Determination of meanderPattern in Gharehsou river using Sinuosity Coefficients and Central Angle in Anzab-Samian Bridge reach. *Jouran of Heographical Sciences*, 21 (61): 119-131. (In Persian)
- Fattahi, M. H., Talebzadeh, Z., (2017). Synthetic Unit Hydrograph Based on Fractal characteristics of Watersheds, *Water Engineering*, 10(32), 87-97. (In Persian)
- Fattahi, M., & Jahangiri, H. (2014). Studying the relations between the fractal properties of the river networks and the flow time series. *Water Resources Engineering*, 7(20), 1-10. (In Persian)
- Feng, J., & Chen, Y. (2010). Spatiotemporal evolution of urban form and land-use structure in Hangzhou, China: evidence from fractals. *Environment and planning B: Planning and design*, 37(5), 838-856.
- Fernández-Martínez, M., & Sánchez-Granero, M. A. (2015). How to calculate the Hausdorff dimension using fractal structures. *Applied Mathematics and Computation*, 264, 116-131.
- Frankhauser, P. (2004). Comparing the morphology of urban patterns in Europe—a fractal approach. *European Cities—Insights on outskirts*, Report COST Action, 10, 79-105.
- Ghadampour, Z., Kashkooli pour, M., & Rafiee, M. R. (2020). Relation of Fractal Dimension and Sinuosity coefficient in Meandering River. *Journal of Hydraulics*, 15(1), 13-24.
- Grassberger, P. (1993). On efficient box counting algorithms. *International Journal of Modern Physics C*, 4(03), 515-523.
- Ijjasz-Vasquez, E. J., Bras, R. L., & Rodriguez-Iturbe, I. (1994). Self-affine scaling of fractal river courses and basin boundaries. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 209(3-4), 288-300.
- Khosravi, A., Sepehr, A., & Abdollahzadeh, Z. (2017). Fractal Behavior and Its Relationship with Hydromorphometric Characteristics over Catchments of Binaloud Northern Hillslopes. *Hydrogeomorphology*, 3(9), 1-20. (In Persian)
- Klinkenberg, B. (1994). A review of methods used to determine the fractal dimension of linear features. *Mathematical Geology*, 26, 23-46.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G., & Miller, J. P. (1964). 1964: *Fluvial processes in geomorphology*. San Francisco: Freeman. (522 pp.).
- Maghsoudi, M., Sharafi, S., Maghami, Y., (2010). The process of changes in the morphological pattern of Khorram Abad River using RS, GIS and Auto Cad. *The Journal of Spatial Planning*. 14 (3), 275-294. (In Persian)
- Mahmood, E. N. (2006). Applications of Fractal Dimension. *Iraqi Journal of Statistical Sciences*, 6(2), 54-73.
- Mandelbrot, B. B., & Mandelbrot, B. B. (1982). *The fractal geometry of nature* (Vol. 1). New York: WH freeman.
- Moavi, M., & Elmizadeh, H. (2023). Investigation of drainage network of Ramhormoz basin using Tokunaga model and fractal dimension correlation. *Hydrogeomorphology*, 9(33), 20-1. doi: 10.22034/hyd.2022.49711.1618 (In Persian)
- Mostafazadeh, R., Zabihi, M., & Adhami, M. (2017). Spatial and temporal analysis of monthly precipitation variations in Golestan Province using fractal dimension. *Watershed Engineering and Management*, 9(1), 34-45. doi: 10.22092/ijwmse.2017.108757. (In Persian)
- Nguyen, T. T., Hoffmann, E., & Buerkert, A. (2022). Spatial patterns of urbanizing landscapes in the North Indian Punjab show features predicted by fractal theory. *Scientific reports*, 12(1), 1819.
- Nikora, V. I. (1991). Fractal structures of river plan forms. *Water resources research*, 27(6), 1327-1333.
- Ozturk, D., & Sesli, F. A. (2015). Shoreline change analysis of the Kizilirmak Lagoon Series. *Ocean & Coastal Management*, 118, 290-308.
- Peckham, S. D. (1995). New results for self-similar trees with applications to river networks. *Water Resources Research*, 31(4), 1023-1029.
- Rodriguez-Iturbe, I., & Rinaldo, A. (1997). *Fractal river basins: chance and self-organization*. Cambridge University Press.
- Shen, X. H., Zhou, L. J., Li, H. S., Shen, Z. Y., & Yang, S. F. (2002). A Successive shift box-counting method for calculating fractal dimensions and its application in identification of faults. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 76(2), 257-263.

- Strogatz, S. H. (2018). *Nonlinear dynamics and chaos with student solutions manual: With applications to physics, biology, chemistry, and engineering*. CRC press.
- Tadaki, M., Brierley, G., & Cullum, C. (2014). River classification: theory, practice, politics. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 1(4), 349-367.
- Thomas, I., Frankhauser, P., & De Keersmaecker, M. L. (2007). Fractal dimension versus density of built-up surfaces in the periphery of Brussels. *Papers in regional science*, 86(2), 287-308.
- Xu, T., Moore, I. D., & Gallant, J. C. (1993). Fractals, fractal dimensions and landscapes—a review. *Geomorphology*, 8(4), 245-262.
- Zhu, J., Yu, X., Li, J. & Zhang, Z., (2009). Improved method for computing fractal dimension of river networks based on image analysis and its application. *Geo -Information Science*, 11:610 -616.

## Research Paper



## Investigation of Trend Changes of Hydroclimatic Parameters in Miankaleh Wetland, Mazandaran



This paper is an open access and licenced under the CC BY NC licence.



DOI:10.22034/HYD.2023.57490.1702

**Reference to this article:** Alavi, Seyyed Hosein; Solaimani, Karim; Shokrian, Fatemeh; Mokhtarpour, Esmaeil. (2023). Investigation of Trend Changes of Hydroclimatic Parameters in Miankaleh Wetland, Mazandaran. *Hydrogeomorphology*, 10(35): 98 – 119.

### Keywords

**Mann-Kendall test,  
Sen slope,  
Hydroclimate,  
Miankaleh wetland**

**Receive Date: 2022/07/11**

**Accept Date: 2022/10/31**

**Available: 2024/01/30**

### A B S T R A C T

This study investigated the trend of hydroclimate parameters of the Miankaleh wetland using the Mann-Kendall test and Sen slope estimator. Temperature, precipitation, and evaporation parameters were used from the synoptic stations of Dashte-Naz and Hashem Abad. Also, the discharge data were used from the hydrometric stations of Khalil Mahalleh, Tazeh Abad, Baghoo, and Vatana stations. The results of the Mann-Kendall test showed that the temperature in the Dashte-Naz station in spring and summer seasons has a significant increasing trend with 95% confidence and a significant decreasing trend in winter. Also, there is an increasing trend in Hashem Abad station, with a 95% confidence level in the spring and autumn seasons. Precipitation in Dashte-Naz station with a 95% confidence level has a decreasing and increasing trend, respectively. The most frequent trend changes in Dubai are related to Vatana station, which has a decreasing trend on an annual scale. Evaporation in Dashte-Naz station has a decreasing trend in the autumn and winter seasons and has an increasing trend in spring. Also, in Hashem Abad station, the evaporation rate in autumn has a decreasing trend. The Sen slope estimator method results showed that precipitation in Dashte-Naz station in December was -2.983, and on the annual scale, it is related to Hashem Abad station with -6.283. The highest monthly positive trend line slope of all parameters is related to August precipitation in Dashte-Naz station with a value of 3.20, and the highest annual scale is related to evaporation in Hashem Abad station with a value of 2.157.

**Appreciation:** This article is an extract from the master's thesis, so the authors consider it necessary to express their gratitude for the financial and moral support of Sari University of Agricultural Sciences and Natural Resources.

\* Corresponding Author: Karim Solaimani

E-mail: solaimani2001@yahoo.co.uk

k.solaimani@sanru.ac.ir

1. M.Sc. Graduated, Department of Watershed Management Science and Engineering, Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University, Sari, Iran.
2. Professor, Department of Watershed Management Science and Engineering, Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University, Sari, Iran.
3. Assistant Professor, Department of Watershed Management Science and Engineering, Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University, Sari, Iran.
4. Technical and Watershed Management Deputy of Natural Resources Department of Mazandaran Province

## Extended Abstract

### Introduction

The increase in the temperature of the earth, the limitation of water resources, and climate change are among the most critical environmental issues in the world (Ezaani et al., 2009:1). Climate change, with variations in precipitation, temperature, and evaporation, affects the water balance of wetlands to a great extent and makes wetland restoration and management programs more complicated (Zolfaqarian, 2015:1). In recent years, the Miankala wetland has faced the problem of water level reduction and one of the leading causes can be considered climate changes and recent droughts (Dashti et al., 2017: 6). This issue has caused a decrease in river water flow and the water level of the Caspian Sea, and as a result, a decrease in the water resources of the Miankala wetland, therefore, in order to maintain the existing conditions and improve them, it is necessary to examine the trend of changes in the time series of hydroclimatic data. Two categories of parametric and non-parametric tests are used to investigate the trend of hydroclimatic variables (Ruzbeh et al., 2015: 756). Non-parametric methods are more valuable than parametric methods; this requires more consideration of data frequency distribution. Among the non-parametric tests, the Mann-Kendall test and the Sen slope estimator are among the most common methods of time series trend analysis (Pudine et al., 2016: 115). Abbasi and Rostami (1400) in Ilam station and Golgol station 30 years, investigated the trend of precipitation parameters, maximum, minimum, and average temperature, and discharge using the Mann-Kendall and age test, and the results showed that the discharge trend in most months is decreasing. Rainfall increases in some months and decreases in other months. Most months' average and maximum temperatures are upward, but the average minimum temperature trend is often downward. Omidvar and Mohammadi Ravari (1401) investigated changes in temperature and precipitation in Baft City, and the results show a significant trend in temperature and no significant trend in precipitation. Jain et al. (2023) investigated precipitation and temperature trends in monthly, seasonal, and annual time series using the Mann-Kendall test and Sen slope in Damu, Madhya Pradesh, India. The results showed that the rainfall has a significant downward trend, and the temperature also has a decreasing trend. Ugwu et al. (2023) evaluated the trend of monthly rainfall data from 1986 to 2019 in the three states of Gombe, Kaduna, and Sokoto in Sudan using the non-parametric Mann-Kendall test. The findings show that the rainfall in Gombe (Z-value = -0.5930) and Kaduna (Z-value = -2.520) has a decreasing trend, but in Sokoto (Z-value = 1.9272), it has an increasing trend. Kaduna showed a uniform decreasing trend with (P-value = 0.0117). In Sokoto, although there is an increase, it is not uniform as the P-value of 0.0540 is greater than the significant value of 0.05. Due to the importance of climatic parameters on the survival of wetlands, the research aims to investigate the trend of time series of hydroclimatic parameters of discharge, precipitation, temperature, and evaporation in Miankale wetland in Mazandaran province using Mann-Kendall tests and Sen slope estimator.

### Methodology

The Miankaleh Wetland is geographically located southeast of the Caspian Sea, twelve kilometres from Behshahr city of Mazandaran province. In order to investigate the trend of climatic parameters (in monthly, seasonal and annual time series of rainfall, average temperature, and evaporation data) with a statistical period of 21 years (2001-2021) from Dashte-Naz of Sari and HashemAbad stations in Gorgan and for discharge data from Khalil Mahaleh and Tazeh Abad stations in Mazandaran and Badoo and Vatana have been used in Golestan Province with a statistical period of 19 years (2001-2019).

### Mann-Kendall test and Sen estimation method

The present study used the Mann-Kendall test to investigate the time series trend. The Sen estimator method is better than the Mann-Kendall method for checking the series trends with much-repeated data and more acceptable results.

## Results and Discussion

### Precipitation

In general, due to the insufficient number of series with a significant trend compared to the series without a trend based on the available results, no significant trends have been observed on a seasonal and annual scale in the two studied stations.

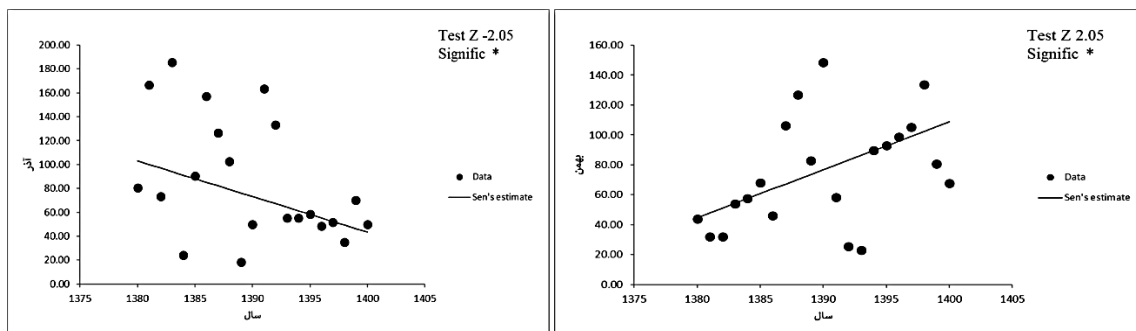


Fig (1): Trend of precipitation Changes in Dashte-Naz station based on the Sen slop method

### Discharge

The results indicate that the discharge series follows a downward trend. The main factor behind the downward discharge trend is the extensive climatic changes in recent years.

### Temperatures

Based on the results obtained about temperature, an increasing trend was observed in the studied time series.

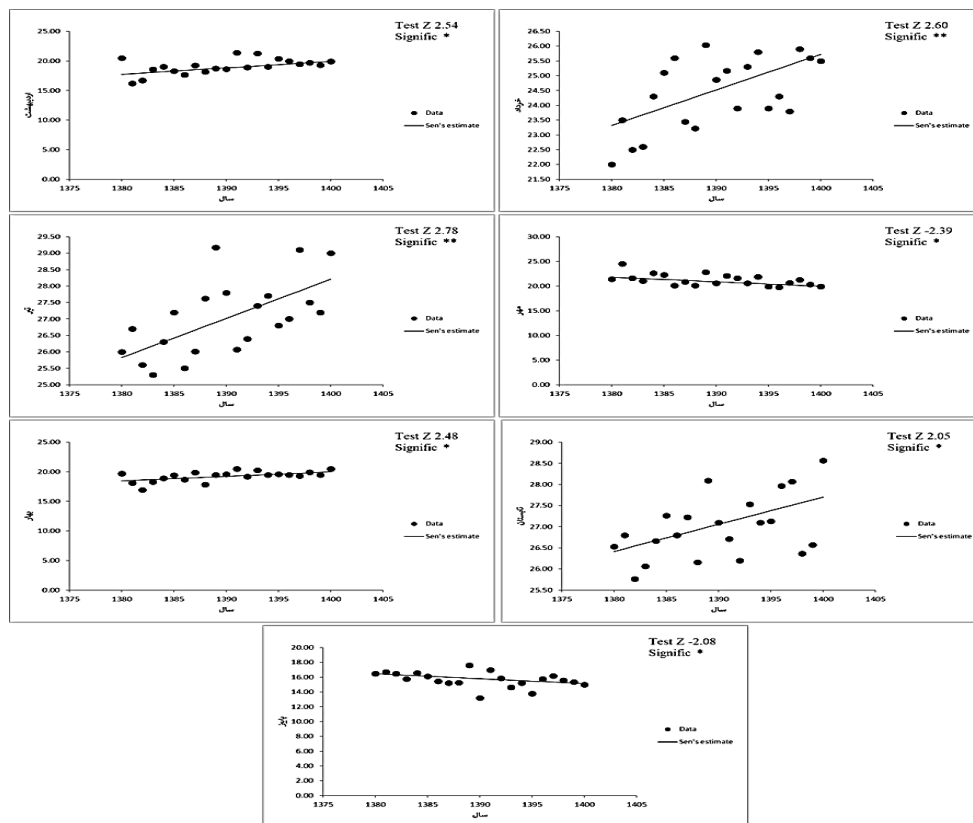


Fig (2): The trend of temperature changes in the Dashte-Naz station based on the Sen Slop method

## Evaporation

The trend of changes in the time series of evaporation based on the Mann-Kendall test in the stations shows that evaporation also has a decreasing trend.

## Conclusions

In general, it can be explained that many factors influence the climate; hence, its changes result from a few specific parameters and many factors that lead to climate changes in a region.

## References

- Abbasi, S. and Rostami, N.A. 1400. Long-term trend analysis and investigation of the relationship between climatic and hydrological series (case study: Ilam Dam watershed). *Journal of Watershed Promotion and Development*, 9(33): 38-30.
- Dashti, S.S., Sabzqabaei, G.R., Jafarzadeh, K & Bazmara Baleshti, M. 2018. Evaluation of the change process of Miankale coastal wetland with the land improvement approach. *Journal of Wetland Ecobiology*, 10(4): 5-20.
- Jain, A., Manekar, V & Patel, J. 2023. Trend Analysis of Rainfall and Temperature in the Damoh District, Central India.
- Omidvar, K & Mohammadi Raori, F. 2022. Investigation of the trend of temperature and precipitation changes in Baft city. *The fourth national congress of development and promotion of agricultural engineering and soil science of Iran*, Tehran.
- Ezaani, A., Iraquejad, S and Shifte Soumeh, B. 2010. Investigating the effect of climate change on the water resources of Mazandaran province. The first national conference on water resources management of coastal lands, Sari.
- Pudine, A., Salahi, B., Khosravi, M & Hamidianpour, M. 2018. Analysis of the trend of changes in the maximum wind speed of 120 days in Sistan with Mann-Kendall tests and age estimation slope. *Earth Science Research*, 9(2): 114-128.
- Rouzbeh, S., Shahidi, K., Darabi, H & Soleimani, K. 2016. Investigating the process of hydroclimatic changes in the Maharlo basin using Mann-Kendall and Shib-Sen tests. *The 11th National Conference of Iran Watershed Science and Engineering*, Yasouj.
- Ugwu, E., Ugbor, D., Agbo, J & Alfa, A. 2023. Analyzing rainfall trend and drought occurrences in Sudan Savanna of Nigeria. *Scientific African*. 20. e01670.
- Zulfagharian, H. 2016. *Investigating the effects of climate change on the area of wetlands*. Masters. University of Tehran. Tehran.

مقاله پژوهشی



بررسی روند تغییرات پارامترهای هیدرواقليمی تالاب میانکاله، مازندران



سید حسین علوی<sup>۱</sup>، کریم سلیمانی<sup>۲\*</sup>، فاطمه شکران<sup>۳</sup>، اسماعیل مختارپور<sup>۴</sup>



این مقاله به صورت دسترسی باز و با لایسنس CC BY NC کپی‌رایتو کامانز قابل استفاده است.



**ارجاع به این مقاله:** علوی، سید حسین؛ سلیمانی، کریم؛ شکران، فاطمه؛ مختارپور، اسماعیل (۱۴۰۲). بررسی روند تغییرات زمانی پارامترهای هیدرواقليمی تالاب میانکاله، مازندران. هیدروژنومورفولوژی، ۱۰ (۳۵): ۹۸ - ۱۱۹.

DOI:10.22034/HYD.2023.57490.1702



چکیده

در این مطالعه به بررسی روند تغییرات سری زمانی پارامترهای هیدرواقليمی تالاب میانکاله با استفاده از آزمون من-کندال و شیب سن پرداخته شد. داده‌های دما، بارش و تبخیر را از ایستگاه‌های سینوپتیک، دشت‌ناز و هاشم‌آباد و همچنین داده‌های دبی از ایستگاه‌های هیدرومتری، خلیل محله و تازه‌آباد و باغو و وطن استفاده گردید. نتایج حاصل از آزمون من-کندال نشان داد که دما در ایستگاه دشت‌ناز در فصول بهار و تابستان با اطمینان ۹۵٪ دارای روند معنی‌دار افزایشی و در فصل زمستان دارای روند معنی‌دار کاهش می‌باشد. همچنین در ایستگاه هاشم‌آباد در فصول بهار و پاییز دارای روند افزایشی با سطح اطمینان ۹۵٪ است. بارش در ماه‌های آذر و بهمن در ایستگاه دشت‌ناز با سطح اطمینان ۹۵٪ به ترتیب دارای روند کاهش و افزایشی است. بیشترین تغییرات روند در دبی نیز مربوط به ایستگاه وطن می‌باشد که در مقیاس سالانه دارای روند کاهش می‌باشد. تبخیر نیز در ایستگاه دشت‌ناز در فصول پاییز و زمستان دارای روند کاهش و در فصل بهار دارای روند افزایشی است. همچنین در ایستگاه هاشم‌آباد میزان تبخیر در فصل پاییز دارای روند کاهش می‌باشد. نتایج حاصل از روش تخمین‌گر شیب سن نشان می‌دهد بارش در ایستگاه دشت‌ناز در آذر ماه برابر با ۲/۹۸۳- و در مقیاس سالانه نیز مربوط به ایستگاه هاشم‌آباد با ۶/۲۸۳- می‌باشد. بیشترین شیب خط روند مثبت ماهانه در بین تمامی پارامترها مربوط به بارش ۳/۲۰ در مرداد ماه در ایستگاه دشت‌ناز می‌باشد و در مقیاس سالانه نیز بیشترین مقدار مربوط به تبخیر در ایستگاه هاشم‌آباد با ۲/۱۵۷ می‌باشد.

کلیدواژه‌ها

آزمون من-کندال، شیب سن، هیدرواقليم، تالاب میانکاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۴/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۸/۰۹

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۰/۳۰

قدردانی:

این مقاله مستخرج از پایان‌نامه کارشناسی ارشد می‌باشد لذا نویسندگان بر خود لازم می‌دانند تا از حمایت‌های مالی و معنوی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری سپاسگزاری نمایند.

\* نویسنده مسئول: کریم سلیمانی

رایانامه: k.solaimani@sanru.ac.ir solaimani2001@yahoo.co.uk

۴- معاون فنی و آبخیزداری اداره کل منابع طبیعی استان مازندران، ساری، ایران.

۲- استاد گروه علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ساری، ایران.  
۳- استادیار گروه علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ساری، ایران.

۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ساری، ایران.

## مقدمه

اقلیم یکی از عوامل اساسی در سیاره زمین است (مسیبی و موحدی، ۱۳۷۴: ۶). افزایش دما کره زمین، محدودیت منابع آبی و تغییر اقلیم از جمله مهمترین مسئله‌های زیست محیطی جهان است (اذغانی و همکاران، ۱۳۸۹: ۱). تغییر اقلیم با تغییر در میزان بارش، دما و تبخیر، بیلان آبی تالاب‌ها را تا حد زیادی تحت تأثیر قرار می‌دهد و باعث پیچیده‌تر شدن برنامه‌های احیا و مدیریت تالاب‌ها می‌شود (ذوالفقاریان، ۱۳۹۵: ۱). در سال‌های اخیر تالاب میانکاله با مشکل کاهش سطح آب مواجه شده و روبه خشکی می‌رود که می‌توان یکی از علل اصلی آن را تغییرات اقلیمی و خشکسالی‌های اخیر دانست (دستی و همکاران، ۱۳۹۷: ۶) که موجب کاهش آبدهی رودها و کاهش تراز آب دریای خزر و باعث ایجاد نوسان در منابع آبی این تالاب شده است، از این رو برای حفظ شرایط موجود و بهبود آن نیاز به بررسی روند تغییرات سری زمانی داده‌های هیدرواقليمی است. برای بررسی روند متغیرهای هیدرواقليمی از دو دسته آزمون پارامتری و غیرپارامتری استفاده می‌شود (روزبه و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۵۶). روش‌های ناپارامتری از کاربرد بیشتری نسبت به روش‌های پارامتری برخوردارند که علت آن عدم توجه توزیع فراوانی داده‌ها می‌باشد (پودینه و همکاران، ۱۳۹۶: ۱۱۵). در بین آزمون‌های ناپارامتری دو آزمون من-کندال<sup>۱</sup> و تخمین‌گر شیب سن<sup>۲</sup> جزو متداول‌ترین روش‌های تحلیل روند سری‌های به‌شمار می‌روند (پودینه و همکاران، ۱۳۹۶: ۱۱۵). مطالعات زیادی برای شناسایی روند تغییرات هیدرواقليمی در سال‌های اخیر در سطح جهان و تأثیر آن بر منابع آب و تغییر در عوامل اقلیمی مانند بارش، دما و تبخیر صورت گرفته است. محمدی (۱۳۹۰) با استفاده از داده‌های ۱۴۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی طی دوره‌ی ۴۰ ساله (۱۳۴۳-۱۳۸۲) روند بارش ایران را بررسی نمود. معنی‌داری روند میانگین بارش با استفاده از آزمون من-کندال و میزان شیب خط روند با استفاده از روش شیب خط سن آزمون شد. نتایج نشان داد در سطوح اطمینان ۹۹٪ و ۹۵٪ روند افزایشی یا کاهش معنی‌داری در سری‌های زمانی میانگین ایستگاهی و یاخته‌ای بارش ایران وجود ندارد و همچنین میانگین ایستگاهی بارش به طور متوسط حدود ۰/۶۴ میلی‌متر در هر سال و میانگین یاخته‌ای بارش در هر سال در حدود ۰/۵ میلی‌متر کاهش پیدا کرده است. ابراهیمی و کردوانی (۱۳۹۳) تغییرات اقلیمی را با روش من-کندال در تالاب انزلی روندیابی کردند. در این مطالعه از داده‌های سالانه بارندگی و دمای متوسط، حداقل و حداکثر در دوره آماری (۲۰۰۰ تا ۱۹۵۱) استفاده شد. نتایج نشان داد بارش سالانه هیچ‌گونه تغییر شدیدی نداشته و دمای حداکثر دارای روند منفی و دمای حداقل دارای روند مثبت است. به طور کلی این نتیجه حاصل می‌شود که تغییر اقلیم در منطقه با تغییر دما رابطه بیشتری نسبت به تغییرات بارندگی دارد. پورمحمدی و همکاران (۱۳۹۶) به بررسی اثرات تغییر اقلیم بر پارامترهای اقلیمی حوضه‌ی آبخیز تویسرکان به کمک مدل‌های گردش عمومی جو پرداختند. نتایج نشان داد بارش ۱۹ تا ۲۲ درصد کاهش و دمای کمینه ۱۳ تا ۲۰ درصد و دمای بیشینه ۴/۲ تا ۴/۶ درصد نسبت به دوره‌ی پایه در حوضه‌ی آبخیز تویسرکان افزایش داشت. دستورانی و یزدان‌پناه (۱۳۹۹) تغییرات بارندگی و دبی را در نه ایستگاه هیدرومتری و پنج ایستگاه باران‌سنجی در حوضه آبریز ارس در شمال غرب کشور با استفاده از آزمون‌های من-کندال و تخمین‌گر سن در دوره آماری ۱۳۹۵-۱۳۶۶ مورد بررسی قرار دادند. نتایج حاکی از روند افزایشی در دو ایستگاه در مقیاس سالانه بارندگی و همچنین کاهش روند دبی در شش ایستگاه است. عباسی و رستمی (۱۴۰۰) در ایستگاه شهر ایلام و ایستگاه گل‌گل در یک دوره ۳۰ ساله اقدام به بررسی روند پارامترهای بارش، دمای حداکثر، حداقل و متوسط و دبی با استفاده از آزمون من-کندال و سن پرداختند. نتایج نشان داد که روند دبی در اکثر ماه‌ها کاهش است. بارندگی در برخی از ماه‌ها روند افزایشی و در برخی ماه‌های دیگر روند کاهش دارد. میانگین دما و میانگین دمای حداکثر در اکثر ماه‌ها روند صعودی ولی روند میانگین دمای حداقل، غالباً نزولی می‌باشد. آقاییاری سامیان و همکاران (۱۴۰۱) اثر تغییر اقلیم بر نوسانات رواناب سطحی حوضه‌ی آبریز رودخانه ارس را مورد بررسی قرار دادند. نتایج پژوهش نشان داد

1 Mann - Kendall

2 Sen slope estimator



با مدل‌سازی داده‌های اقلیمی طی دوره شبیه‌سازی میزان دما و تبخیر و تعرق افزایش خواهد یافت و در مقابل میزان نزولات جوی کاهش اتفاق افتاده و رواناب سطحی کاهش پیدا می‌کند. امیدوار و محمدی راوری (۱۴۰۱) روند تغییرات دما و بارش در شهرستان بافت را مورد بررسی قرار دادند نتایج نشان از روند معنی‌دار در دما و در بارش نیز عدم وجود روند معنی‌دار دارد. یانمینگ و همکاران<sup>۱</sup> (۲۰۱۲) بر اساس داده‌های ماهانه هواشناسی جمع‌آوری شده از ایستگاه‌های هواشناسی کونمینگ<sup>۲</sup> در چین با استفاده از آزمون من-کندال در دوره آماری ۲۶ ساله به بررسی روند تغییرات سری‌های زمانی بارش و دما پرداختند. نتیجه آزمون روند من-کندال نشان داد که روند تغییر بارندگی فصول مختلف با روند کل سال مطابقت ندارد و در فصل بهار، زمستان و کل سال افزایش آشکار و در پاییز کاهش آشکار مشاهده شد. ژائو و همکاران<sup>۳</sup> (۲۰۱۵) در رودخانه وی در چین با استفاده از آزمون من-کندال به بررسی روند تغییر متغیرهای هیدرواقليمی در دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۰ پرداختند. نتایج نشان داد که بارش و رواناب دارای روند کاهشی هستند. دما در کل دوره روند افزایشی دارد. اوکافور و همکاران<sup>۴</sup> (۲۰۱۷) به بررسی روند سری‌های زمانی پارامترهای هیدرواقليمی با استفاده از آزمون من-کندال و شیب سن طی سال‌های ۲۰۱۴-۱۹۷۵ در رودخانه کادونا<sup>۵</sup> در نیجریه پرداختند. نتایج مطالعه حاکی از روند افزایشی دما و رواناب بود. سطح آب و تبخیر روندهای آماری کاهشی را نشان داد و برای بارندگی روند قابل توجهی در ایستگاه‌های مورد مطالعه مشاهده نشد. اکتر و همکاران<sup>۶</sup> (۲۰۱۹) در تحقیقی با استفاده از آزمون ناپارامتریک من-کندال در حوضه رودخانه سورما<sup>۷</sup> در شمال شرق بنگلادش به بررسی روند تغییرات بارش و دبی پرداختند. نتایج نشان از روند کاهشی بارش و دبی برای دوره آماری ۲۰۱۶-۱۹۷۳ دارد. همبستگی بین بارش و دبی در سطح ۹۹ درصد معنی‌دار است. الزویی و همکاران<sup>۸</sup> (۲۰۲۰) در اتیوپی با استفاده از آزمون من-کندال روند دراز مدت بارش و دما را مورد بررسی قرار دادند. نتایج بدست آمده نشان از افزایش قابل توجه روند دمای متوسط دارد در حالی که در بارندگی‌های فصلی و سالانه روند قابل توجهی مشاهده نمی‌شود. هازاریکا و گوسوامی<sup>۹</sup> (۲۰۲۱) در تحقیقی با استفاده از آزمون من-کندال و برآورد شیب سن روند تغییرات داده‌های بارش و دما در شمال شرق هند را بررسی کردند که نتایج نشان داد در بارندگی روند خاصی مشاهده نشد اما دمای حداقل و حداکثر در دوره ۲۰۱۵-۱۹۶۶ برای تمام ایستگاه‌ها روند افزایشی دارد. حنیف و همکاران (۲۰۲۲) به بررسی روندهای فصلی و سالانه زمانی و مکانی شاخص‌های بارندگی در پراک<sup>۱۰</sup>، مالزی، در طول ۳۵ سال گذشته با آزمون‌های من-کندال و تخمین گر شیب سن پرداختند، نتایج نشان داد که بیشتر شاخص‌های بارندگی روند کاهشی را نشان می‌دهند و برای فصل موسمی جنوب غربی با نرخ کاهشی ۲/۲۰ میلی‌متر در سال برجسته‌تر بود. روند بلند مدت برای بارندگی فصلی نشان داد که بارندگی ۰/۲۹ میلی‌متر در سال در طول موسمی جنوب غربی کاهش یافت. در مقابل، شمال شرق و فصول بین موسمی افزایش جزئی را نشان دادند. جین و همکاران<sup>۱۱</sup> (۲۰۲۳) به بررسی روند بارش و دما در سری‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه با استفاده از آزمون من-کندال و شیب سن در ناحیه دامو مادیا پرادش<sup>۱۲</sup> هند پرداختند. نتایج نشان داد بارندگی دارای روند نزولی قابل توجهی می‌باشد همچنین دما نیز دارای روند کاهشی است. اوگوو و همکاران<sup>۱۳</sup> (۲۰۲۳) در سه ایالت گومبه، کادونا و سوکوتو سودان به ارزیابی روند داده‌های بارش ماهانه از سال ۲۰۱۹ تا ۱۹۸۶ با آزمون ناپارامتریک من-کندال پرداختند. یافته‌ها نشان داد که بارندگی در گومبه ( $Z\text{-value} = -0/5930$ ) و کادونا ( $Z\text{-value} = -2/520$ ) روند کاهشی دارد، اما در سوکوتو ( $Z\text{-value} = 1/9272$ ) روند افزایشی دارد. کادونا با ( $P\text{-value} = 0/0117$ ) روند کاهشی یکنواخت را نشان داد. در سوکوتو، اگرچه افزایش وجود دارد، اما یکنواخت نیست زیرا مقدار  $P\text{-value} = 0/0540$  بزرگتر از مقدار قابل توجه  $0/05$  است. بدلیل اهمیتی که پارامترهای اقلیمی بر ادامه حیات تالاب‌ها دارند، هدف پژوهش

1 Yanming et al.  
2 Kunming  
3 Zhao et al.  
4 Okafor et al.  
5 Kaduna

6 Akter et al.  
7 Surma  
8 Elzopy et al.  
9 Hazarika and Goswami  
10 Perak

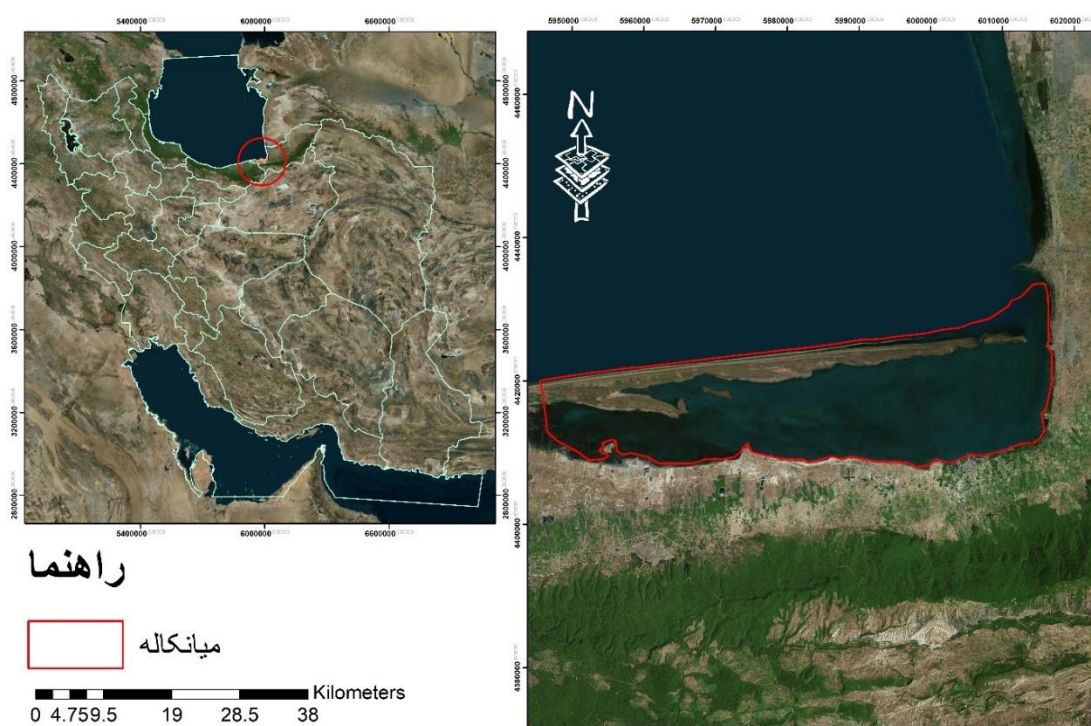
11 Jain et al.  
12 Damoh Madhya Pradesh  
13 Uguw et al.

بررسی روند سری‌های زمانی پارامترهای هیدرواقليمی دبی، بارش، دما و تبخیر در تالاب میانکاله در استان مازندران با استفاده از آزمون‌های من-کندال و تخمین‌گر شیب سن می‌باشد.

### مواد و روش‌ها

#### منطقه مورد مطالعه

تالاب میانکاله در جنوب شرقی دریای خزر و دوازده کیلومتری شهرستان بهشهر استان مازندران قرار دارد (شکل ۱). این تالاب بین طول شرقی ۵۳ درجه و ۲۴ دقیقه و ۸ ثانیه تا ۵۴ درجه و ۲ دقیقه و ۲ ثانیه و عرض شمالی بین ۳۶ درجه و ۴۶ دقیقه و ۳۶ ثانیه تا ۳۶ درجه و ۵۷ دقیقه و ۲۶ ثانیه قرار دارد. وسعت تالاب میانکاله ۶۸۸۰۰ هکتار است که ۲/۸۵ درصد از مازندران را تشکیل می‌دهد (دشتی و همکاران، ۱۳۹۷: ۷). تالاب میانکاله از نظر هیدرولوژیک تحت تاثیر دریای خزر، رودخانه قره‌سو و رودخانه غازمحل در غرب شهرستان کردکو می‌باشد (تقوی کلجایی، ۱۳۹۳: ۱۰۳).



شکل (۱): موقعیت منطقه مورد مطالعه

Fig (1): The study area

جهت بررسی روند پارامترهای اقلیمی در سری‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه از داده‌های بارش، میانگین دما و تبخیر با دوره آماری ۲۱ ساله (۱۳۸۰-۱۴۰۰) ایستگاه‌های دشت‌ناز ساری و هاشم‌آباد گرگان و برای داده‌های دبی از ایستگاه‌های خلیل محله و تازه‌آباد در مازندران و باغو و وطن در گلستان با دوره آماری ۱۹ ساله (۱۳۸۰-۱۳۹۸) استفاده شده است.

جدول (۱): مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه  
Table (1): Characteristics of the used stations

نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	سال تاسیس
دشت‌ناز ساری	سینوپتیک	۵۳° ۱۱'	۳۶° ۳۷'	۱۳۷۸
هاشم‌آباد گرگان	سینوپتیک	۵۴° ۱۶'	۳۶° ۵۱'	۱۳۶۳
خلیل محله	هیدرومتری	۵۳° ۳۸'	۳۶° ۴۲'	۱۳۵۰
تازه‌آباد	هیدرومتری	۵۳° ۳۶'	۳۶° ۴۱'	۱۳۷۷
باغو	هیدرومتری	۵۴° ۰۱'	۳۶° ۴۵'	۱۳۵۴
وطنا	هیدرومتری	۵۳° ۵۹'	۳۶° ۲۵'	۱۳۴۸

### آزمون من-کندال

در مطالعه حاضر برای بررسی روند سری‌های زمانی از آزمون من-کندال که یک آزمون ناپارامتریک است استفاده شده است. آزمون من-کندال ابتدا به وسیله مان (۱۹۴۵) ارائه شد و سپس کندال (۱۹۷۵) آن را بسط و توسعه داد (فالح‌قاله‌ری و رضایی، ۱۳۹۴: ۷). از نقاط قوت این روش می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی که از توزیع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند اشاره کرد. تأثیرپذیری ناچیز این روش از مقادیر حدی که در برخی از سری‌های زمانی مشاهده می‌گردند نیز از دیگر مزایای استفاده از آن است. جهت بررسی روند تغییرات با استفاده از آزمون من-کندال سه آماره MK-Stat، P-Value و Sen-Slope مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این آزمون فرض صفر دلالت بر تصادفی بودن و نبود روند در سری زمانی داده‌ها دارد و فرض یک نشان از وجود روند در سری داده‌ها دارد. محاسبه این آزمون به این ترتیب زیر است (معادله ۱):

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad \text{معادله ۱:}$$

در این رابطه  $n$  مدت سری زمانی داده‌ها،  $x_j$  و  $x_k$  داده‌های متوالی  $k$ ام و  $j$ ام سری است. در رابطه فوق  $k, j \leq n$  و  $k \neq j$ . تابع علامت نیز از روابط زیر قابل محاسبه است (معادله ۲):

$$\text{Sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad \text{معادله ۲:}$$

واریانس آن از رابطه زیر محاسبه می‌شود (معادله ۳):

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1) - \sum t(t-1)(2t+5)}{18} \quad \text{معادله ۳:}$$

$t$  در این رابطه نشان دهنده اندازه بازه زمانی در سری داده‌ها و  $\sum t$  مجموع بازه‌ها می‌باشد. در مواردی که مدت سری زمانی داده‌ها از ۱۰ بیشتر باشد آماره  $Z$  استاندارد شده از رابطه زیر محاسبه می‌گردد (معادله ۴):

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(s)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(s)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad \text{معادله ۴}$$

بنابراین، در آزمون دو طرفه روند، اگر رابطه  $Z \leq Z\alpha/2$  در سطح ۹۵٪ باشد، باید تصادفی بودن سری داده‌ها را پذیرفت و در غیر این صورت باید وجود روند را قبول کرد. اگر معنی‌داری داده‌ها در سطح ۹۹٪ اطمینان باشد فرضیه صفر در صورتی رد می‌شود که  $Z > Z_{0.995}$  باشد. مقادیر مثبت و منفی  $Z$  به ترتیب نشان دهنده روند مثبت و منفی می‌باشد (حجام و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۶۱-۱۶۰).

#### روش تخمین‌گر سن

در سال ۱۹۶۸ سن با توسعه و تکوین مطالعاتی که در سال ۱۹۵۰ انجام داده بود روشی ناپارامتریک به نام تخمین‌گر سن را برای تحلیل و بررسی سری‌های زمانی ارائه نمود. روش تخمین‌گر سن در مقایسه با روش من‌کندال برای بررسی روند سری‌هایی که دارای داده‌های تکراری فراوان است، برتری دارد و نتایج قابل قبول‌تری را دارا می‌باشد. در این روش ابتدا شیب میانه را برای سری زمانی محاسبه کرده سپس به تحلیل معنی‌داری شیب حاصله در سطوح اعتماد مختلف می‌پردازیم. شیب  $N$  جفت از داده‌ها از طریق معادله زیر محاسبه می‌گردد (معادله ۵):

$$\phi_i = \frac{(x_j - x_k)}{j - k} \quad \text{for } i = 1, \dots, N \quad \text{معادله ۵}$$

در معادله حاضر  $x_k$  و  $x_j$  مقادیر داده‌ها در زمان‌های  $j$  و  $k$  ( $j > k$ ) را نشان می‌دهد، تخمین شیب سن، میانه این  $N$  مقدار از  $\phi_i$  می‌باشد. در سری زمانی اگر  $n$  مقدار  $x_j$  داشته باشیم،  $\phi_i$  شیب به روش زیر محاسبه می‌شود (معادله ۶):

$$N = \frac{n(n-1)}{2} \quad \text{معادله ۶}$$

برآورد شیب سن به صورت زیر انجام می‌پذیرد (هیبین و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۲۲: ۵) (معادله ۷):

$$\phi = \begin{cases} \left[ \frac{(N+1)}{2} \right]^Q & \text{فرد } N \\ \frac{1}{2} \left( \left[ \frac{N}{2} \right]^Q + \left[ \frac{(N+2)}{2} \right]^Q \right) & \text{زوج } N \end{cases} \quad \text{معادله ۷}$$

#### نتایج

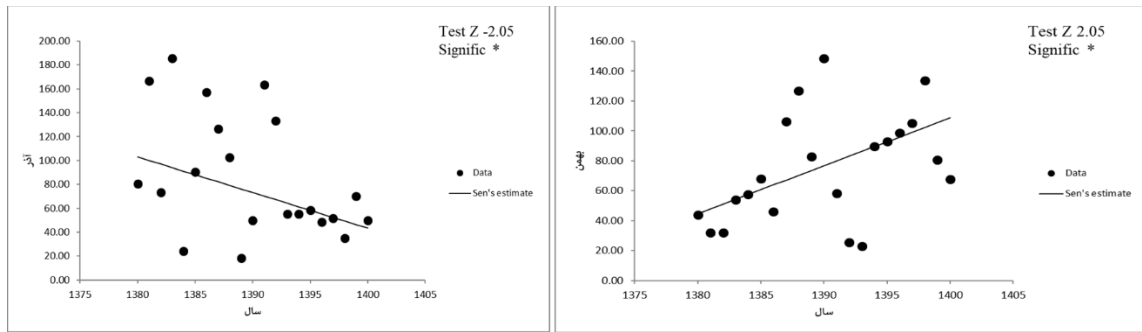
در این بخش نتایج حاصل بررسی روند سری‌های زمانی داده‌های هیدرواقليمی با استفاده از آزمون من-کندال و تخمین‌گر شیب سن که در جداول مربوط موجود می‌باشد و همچنین گراف‌هایی که دارای روند معنی‌دار با اطمینان ۹۵٪ یا ۹۹٪ هستند مورد بررسی قرار گرفتند.

#### بارش

روند تغییرات مقادیر بارش در ایستگاه‌های دشت‌ناز ساری و هاشم‌آباد گرگان در جدول ۱ ارائه شده است. با توجه به جدول ۱ در ایستگاه دشت‌ناز آذر ماه داری روند کاهشی و بهمن ماه دارای روند افزایشی در سطح اطمینان ۹۵٪ است. در ایستگاه هاشم‌آباد نیز روند

<sup>1</sup> Hiben et al.

محسوسی در مقیاس‌های ماهانه، فصلی و سالانه مشاهده نمی‌شود اما در ماه آذر و فصل بهار به سمت روند کاهشی حرکت صعودی دارد. براساس روش تخمین‌گر سن در ایستگاه دشت‌ناز در جدول ۱ شیب خط روند در آذر ماه ۲/۹۸۳- و در بهمن ماه ۳/۲۰۰ می‌باشد(شکل ۲). به طور کلی با توجه به ناکافی بودن تعداد سری‌های دارای روند معنی دار نسبت به سری‌های فاقد روند براساس نتایج بدست آمده، روند معنی‌داری در مقیاس فصلی و سالانه در دو ایستگاه مورد مطالعه مشاهده نشده است.



شکل (۲): روند تغییرات بارش در ایستگاه دشت‌ناز به روش شیب سن

Fig (2): Trend of precipitation changes in Dashte-Naz station based-on Sen slope method

جدول (۲): روند تغییرات بارش در ایستگاه‌های دشت‌ناز و هاشم‌آباد با استفاده از آزمون من-کندال و تخمین‌گر شیب سن ۱۴۰۰-۱۳۸۰

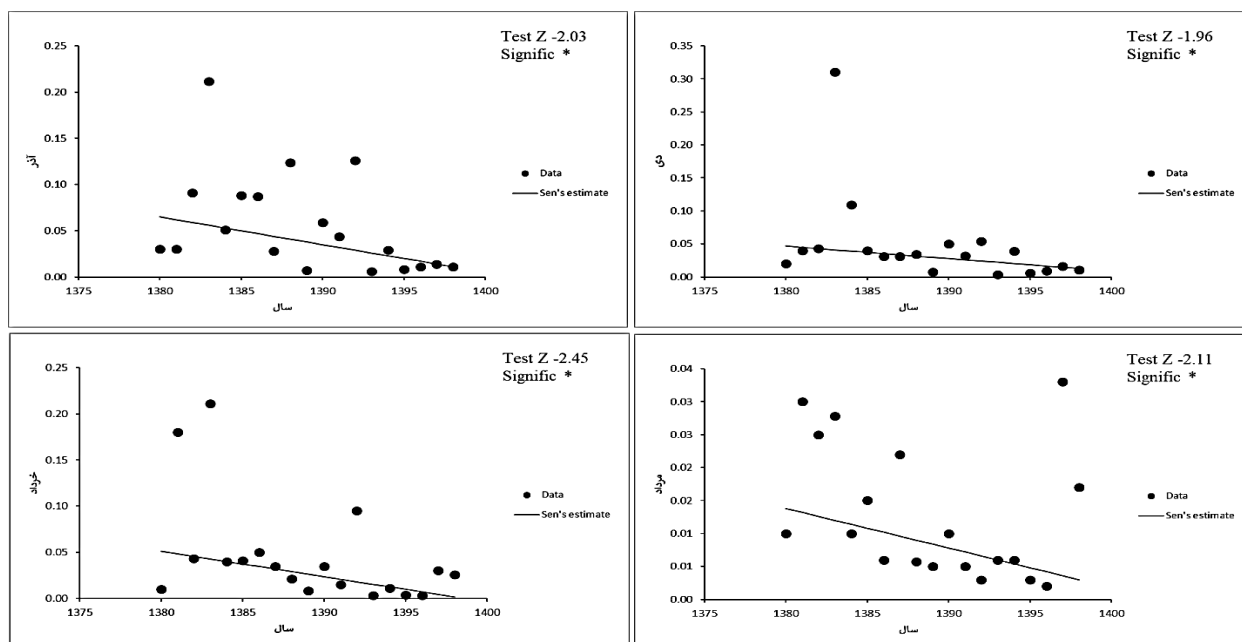
Table (2): Trend of precipitation changes in Dashte-Naz and HashemAbad stations using Mann-Kendall Test and Sen slope estimator 2001-2021

Sen-Slope		P-Value		MK-Stat		ایستگاه
هاشم‌آباد	دشت‌ناز	هاشم‌آباد	دشت‌ناز	هاشم‌آباد	دشت‌ناز	
-۱/۸۵۷	۰/۶۲۶	۰/۱۶۵	۰/۶۷۲	-۱/۳۶	۰/۳۹	مهر
-۰/۶۹۴	-۰/۷۴۷	۰/۱۴۷	۰/۳۳۴	-۱/۴۲	-۰/۹۴	آبان
-۰/۵۲۳	-۰/۴۱۷	۰/۲۷۷	۰/۲۹	-۱/۰۶	-۱/۰۳	آذر
-۰/۴۵۲	-۰/۱۰۰	۰/۴۳۲	۰/۷۸۶	-۰/۷۵	-۰/۲۴	دی
-۰/۰۷۷	۰/۰۰۵	۰/۶۵	۰/۹۷۶	-۰/۴۲	۰/۰۰	بهمن
-۰/۸۰۶	-۰/۶۹۳	۰/۱۳۱	۰/۴۳۲	-۱/۴۸	-۰/۷۵	اسفند
۱	۲/۳۷۶	۰/۱۱۶	۰/۱۸۴	۱/۵۴	۱/۳۰	فروردین
-۱/۳۴۴	-۲/۳۷۹	۰/۳۳۴	۰/۲۰۵	-۰/۹۴	-۱/۲۴	اردیبهشت
-۱/۳۴۴	-۲/۹۸۳	۰/۰۸	۰/۰۳۷	-۱/۷۲	-۲/۰۵*	خرداد
-۰/۶۱۵	۰/۲۷۲	۰/۶۲۹	۰/۹۰۴	-۰/۴۵	۰/۰۹	تیر
۲/۴۷۲	۳/۲۰۰	۰/۱۲۳	۰/۰۳۷	۱/۵۱	۲/۰۵*	مرداد
-۰/۰۱۱	۰/۵۰۵	۱	۰/۷۶۳	۰/۰۰	۰/۲۷	شهریور
-۴/۰۸۶	-۱/۱۶۷	۰/۰۵۳	۰/۵۰۶	-۱/۹۰	-۰/۶۳	پاییز
-۱/۶۳۵	-۱/۰۴۶	۰/۲۷۷	۰/۴۳۲	-۱/۰۶	-۰/۷۵	زمستان
-۱/۵۶۲	-۲/۲۶۸	۰/۳۹۸	۰/۴۳۲	-۰/۸۲	-۰/۷۵	بهار
-۰/۸۲۲	۳/۰۲۵	۰/۷۱۷	۰/۵۰۶	-۰/۳۳	۰/۶۳	تابستان
-۶/۲۸۳	-۱/۶۵۲	۰/۱۱۶	۰/۶۲۹	-۱/۵۴	-۰/۴۵	سالانه

\*معنی‌داری در سطح ۰.۰۵٪

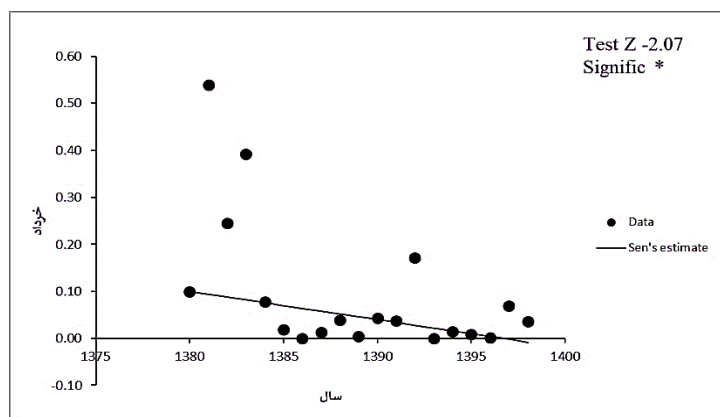
دبی

نتایج بدست آمده از آزمون من-کندال و تخمین گر سن برای چهار ایستگاه، خلیل محله و تازه آباد در مازندران و باغو و وطن در گلستان در جدول دو و سه و نمودارها در مقیاس های ماهانه، فصلی و سالانه در دوره آماری ۱۳۸۰-۱۳۹۸ ارائه شده است. نتایج نشان می دهد که در استان مازندران ایستگاه خلیل محله ماه خرداد و ایستگاه تازه آباد در ماه های آذر، دی، خرداد و مرداد با اطمینان ۹۵٪ دارای روند کاهشی معنی دار می باشند. در ایستگاه های استان گلستان، ایستگاه باغو در مرداد ماه با اطمینان ۹۵٪ دارای روند افزایشی معنی دار می باشد و برای ایستگاه وطن ماه های اردیبهشت، خرداد، تیر، شهریور و فصول و بهار و همچنین در مقیاس سالانه با اطمینان ۹۵٪ روند کاهشی دارد و در ماه مرداد و فصل تابستان با اطمینان ۹۹٪ دارای روند کاهشی می باشد. براساس روش تخمین گر شیب سن بیشترین شیب منفی روند مربوط به ایستگاه وطن می باشد که در مقیاس ماهانه، فروردین ماه با مقدار ۰/۰۱۹-، در مقیاس فصلی بهار با مقدار ۰/۰۱۷- و در مقیاس سالانه با مقدار ۰/۰۱۱- را نشان می دهد. نتایج کلی حاکی از آن است که سری دبی از روند نزولی پیروی می کند. به نظر می رسد اصلی ترین عامل روند نزولی دبی تغییرات گسترده اقلیمی در سال های اخیر باشد.



شکل (۳): روند تغییرات دبی در ایستگاه تازه آباد به روش شیب سن

Fig (3): Trend of discharge changes in Tazeh Abad station based-on Sen slop method



شکل (۴): روند تغییرات دبی در ایستگاه خلیل محله به روش شیب سن

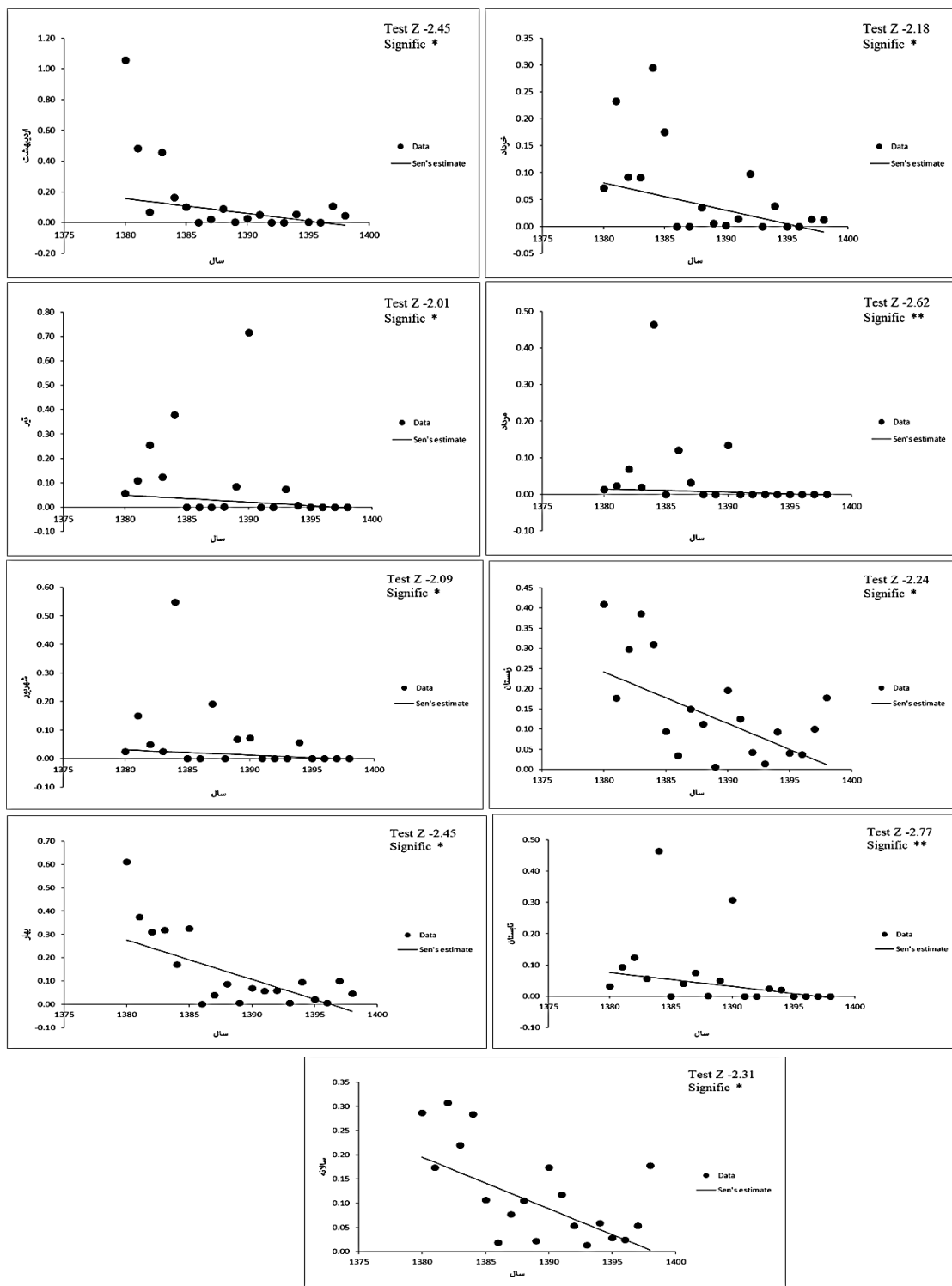
Fig (4): Trend of discharge changes in Khalil Mahalleh station based-on Sen slop method

جدول (۳): روند تغییرات دبی در ایستگاه‌های تازه‌آباد و خلیل محله با استفاده از آزمون من-کندال و تخمین گر شیب سن ۱۳۸۰-۱۳۹۸

Table (3): Trend of discharge changes in Tazehabad and Khalil Mahalleh stations using Mann-Kendall Test and Sen slop estimator in 2001-2019

Sen-Slope		P-Value		MK-Stat		ایستگاه
خلیل محله	تازه‌آباد	خلیل محله	تازه‌آباد	خلیل محله	تازه‌آباد	
۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۳۶۳	۰/۵۲۹	۰/۸۸	۰/۰۶	مهر
۰/۰۰۰	-۰/۰۰۱	۱	۰/۳۴۴	۰/۰۰	-۰/۹۱	آبان
۰/۰۰۱	-۰/۰۰۳	۰/۸۰۷	۰/۰۳۹	۰/۲۱	-۲/۰۳*	آذر
-۰/۰۰۲	-۰/۰۰۲	۰/۴۴۱	۰/۰۴۶	-۰/۷۴	۱/۹۶*	دی
۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۱	۱	۰/۰۰	۰/۰۰	بهمن
-۰/۰۱۷	۰/۰۰۳	۰/۱۳۲	۰/۴۶۳	-۱/۴۷	۰/۷۰	اسفند
-۰/۰۱۲	۰/۰۰۰	۰/۱۹۶	۰/۹۱۶	-۱/۲۶	-۰/۰۷	فروردین
-۰/۰۰۶	-۰/۰۰۱	۰/۳۱	۰/۵۵۲	-۰/۹۸	-۰/۵۶	اردیبهشت
-۰/۰۰۶	-۰/۰۰۳	۰/۰۳۶	۰/۰۱۳	-۲/۰۷	-۲/۴۵*	خرداد
۰/۰۰۰	-۰/۰۰۱	۰/۳۹۸	۰/۱۵۱	-۰/۸۱	-۱/۴۰	تیر
۰/۰۰۰	-۰/۰۰۱	۰/۳۲۷	۰/۰۳۲	-۰/۹۴	-۲/۱۱	مرداد
-۰/۰۰۲	-۰/۰۰۱	۰/۲۱۲	۰/۲۰۶	-۰/۲۱	-۱/۲۳	شهریور
۰/۰۰۲	-۰/۰۰۱	۰/۷۵۳	۰/۵۰۶	۰/۲۸	-۰/۶۳	پاییز
-۰/۰۱۰	۰/۰۰۰	۰/۲۲۱	۰/۹۱۶	-۱/۱۹	-۰/۰۷	زمستان
-۰/۰۱۲	-۰/۰۰۲	۰/۱۳۲	۰/۳۸۲	-۱/۴۷	-۰/۸۴	بهار
-۰/۰۰۱	-۰/۰۰۱	۰/۳۶۳	۰/۲۴۸	-۰/۸۸	-۱/۱۲	تابستان
-۰/۰۰۷	-۰/۰۰۱	۰/۱۵۱	۰/۶۴۹	-۱/۴۰	-۰/۴۲	سالانه

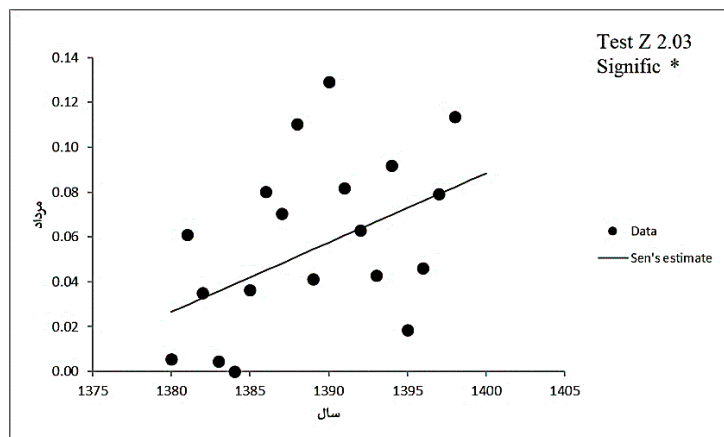
\*معنی‌داری در سطح ۵٪



شکل (۵): روند تغییرات دبی در ایستگاه وطن‌ا به روش شیب سن

Fig (5): Trend of discharge changes in Vatana station based-on Sen slop method





شکل (۶): روند تغییرات دبی در ایستگاه باغو به روش شیب سن

Fig (6): Trend of discharge changes in Baghoo station based-on Sen slope method

جدول (۴): روند تغییرات دبی در ایستگاه‌های باغو و وطنبا با استفاده از آزمون من-کندال و تخمین گر شیب سن ۱۳۸۰-۱۳۹۸

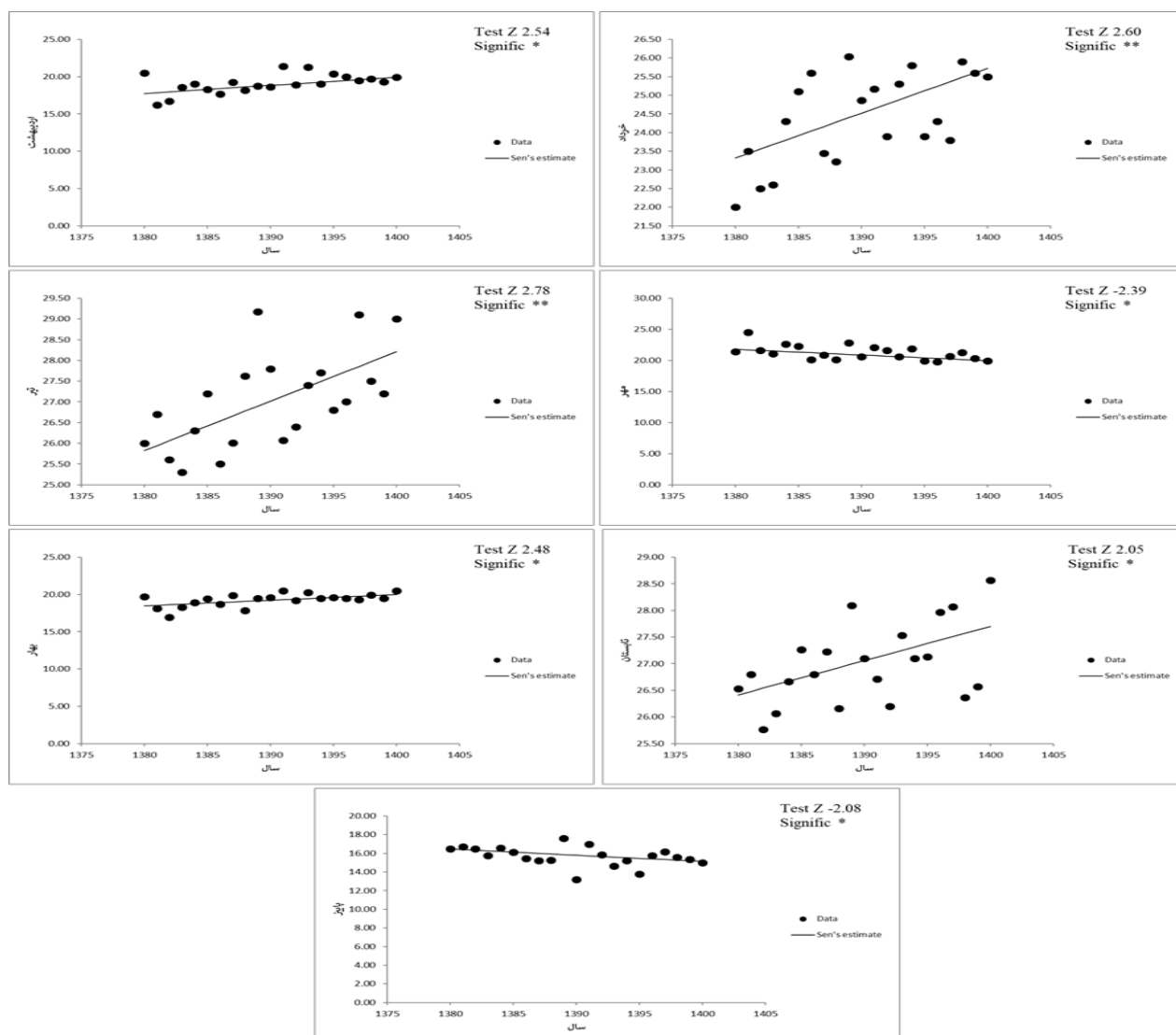
Table (4): Trend of discharge changes in Baghoo and Vatana Stations Using Mann-Kendall Test and Gradient estimator from 2001-2019

Sen-Slope		P-Value		MK-Stat		ایستگاه
باغو	وطنبا	باغو	وطنبا	باغو	وطنبا	
۰/۰۰۶	۰/۰۰۰	۰/۳۱	۰/۸۶	۰/۹۸	۰/۱۴	مهر
۰/۰۰۵	-۰/۰۰۳	۰/۴۲۱	۰/۳۳	۰/۷۷	-۰/۹۵	آبان
۰/۰۰۱	-۰/۰۰۵	۰/۷	۰/۱۲	۰/۳۵	-۱/۵۴	آذر
۰/۰۰۴	-۰/۰۰۳	۰/۱۷۲	۰/۲۲	۱/۳۳	-۱/۱۹	دی
۰/۰۰۹	-۰/۰۰۷	۰/۱	۰/۱۳	۱/۶۱	-۱/۴۷	بهمن
۰/۰۰۰	-۰/۰۱۵	۰/۹۷۲	۰/۰۵	۰/۰۰	-۱/۸۹	اسفند
۰/۰۰۲	-۰/۰۱۹	۰/۷۵۳	۰/۰۷	۰/۲۸	-۱/۷۵	فروردین
۰/۰۰۷	-۰/۰۱	۰/۱۱۵	۰/۰۱	۱/۵۴	-۲/۴۵*	اردیبهشت
۰/۰۰۳	-۰/۰۰۵	۰/۲۴۸	۰/۰۳	۱/۱۲	-۲/۱۸*	خرداد
۰/۰۰۰	-۰/۰۰۳	۰/۷۵۳	۰/۰۴	۰/۲۸	-۲/۰۱*	تیر
۰/۰۰۳	-۰/۰۰۱	۰/۰۳۹	۰/۰۱	۲/۰۳*	-۲/۶۲**	مرداد
۰/۰۰۰	-۰/۰۰۲	۰/۸۶۱	۰/۰۳	۰/۱۴	-۲/۰۹*	شهریور
۰/۰۰۴	-۰/۰۰۱	۰/۳۸۲	۰/۰۷	۰/۸۴	-۰/۳۵	پاییز
۰/۰۰۴	-۰/۰۱۳	۰/۴۲۱	۰/۰۲	۰/۷۷	-۲/۲۴*	زمستان
۰/۰۰۳	-۰/۰۱۷	۰/۷	۰/۰۱	۰/۳۵	-۲/۴۵*	بهار
۰/۰۰۰	-۰/۰۰۴	۰/۸۶۱	۰/۰۱	-۰/۱۴	-۲/۷۷**	تابستان
۰/۰۰۴	-۰/۰۱۱	۰/۲۷۸	۰/۰۲	۱/۰۵	-۲/۳۱*	سالانه

\*معنی داری در سطح ۰.۰۵، \*\*معنی داری در سطح ۰.۰۱

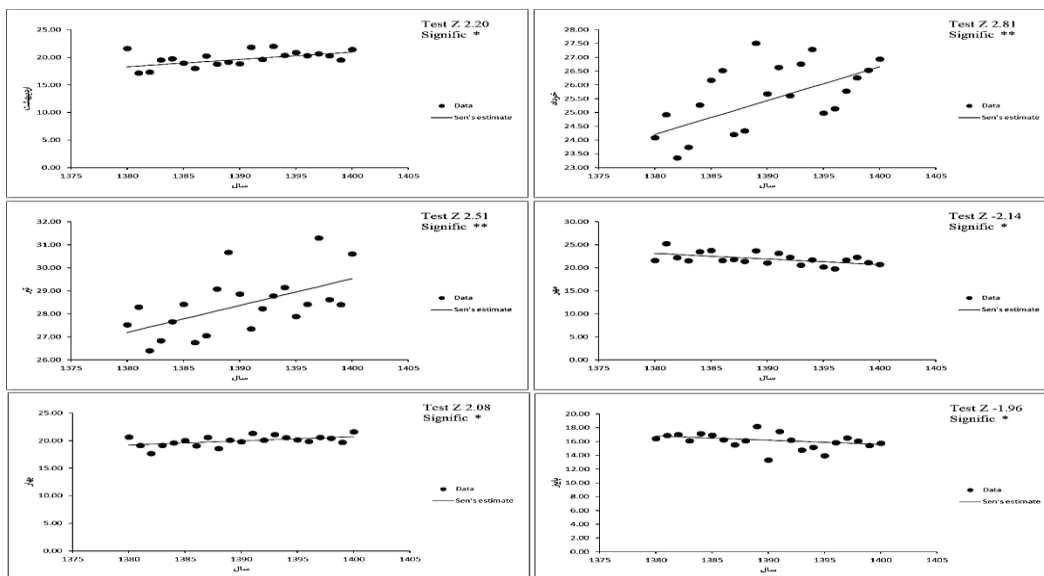
درجه حرارت

تغییرات درجه حرارت در دوره آماری ۱۳۸۰-۱۳۹۸ در مقیاس ماهانه، فصلی و سالانه در جدول ۳ نشان داده شده است. در ایستگاه دشت‌ناز با اطمینان ۹۵٪ ماه اردیبهشت روند افزایشی و ماه مهر روند کاهشی را نشان می‌دهد. در فصول بهار و تابستان روند افزایشی با اطمینان ۹۵٪ و فصل پاییز با اطمینان ۹۵٪ روند معنی‌دار کاهشی دارد. در ماه‌های خرداد و تیر شاهد روند افزایشی با اطمینان ۹۹٪ هستیم. در ایستگاه هاشم‌آباد نیز در مقیاس ماهانه با اطمینان ۹۵٪ اردیبهشت و تیر دارای روند معنی‌دار افزایشی و مهر دارای روند کاهشی است. در مقیاس فصلی با اطمینان ۹۵٪ بهار روند افزایشی و پاییز روند کاهشی را نشان می‌دهد. در ماه خرداد با اطمینان ۹۹٪ روند افزایش مشاهده شد. در روش شیب سن در ایستگاه دشت‌ناز بیشترین شیب مثبت خط روند در مقیاس ماهانه مربوط به خرداد ماه با مقدار ۰/۱۲ و در مقیاس فصلی به فصل بهار با ۰/۰۷۶ مربوط است. در ایستگاه هاشم‌آباد بیشترین شیب مثبت خط روند در مقیاس ماهانه به اردیبهشت ماه با ۰/۱۳۲ مربوط است و در مقیاس فصلی نیز فصل بهار با مقدار ۰/۰۷۶ دارای بیشترین شیب خط روند است. به طور کلی براساس نتایج بدست آمده روند افزایشی در پارامتر دما مشاهده می‌شود.



شکل (۷): روند تغییرات درجه حرارت در ایستگاه دشت‌ناز به روش شیب سن

Fig (7): Trend of temperature changes in Dasht-e-Naz station based-on Sen slop method



شکل (۸): روند تغییرات درجه حرارت در ایستگاه هاشم آباد به روش شیب سن  
 Fig (8): Trend of temperature changes in HashemAbad station using Sen slop method

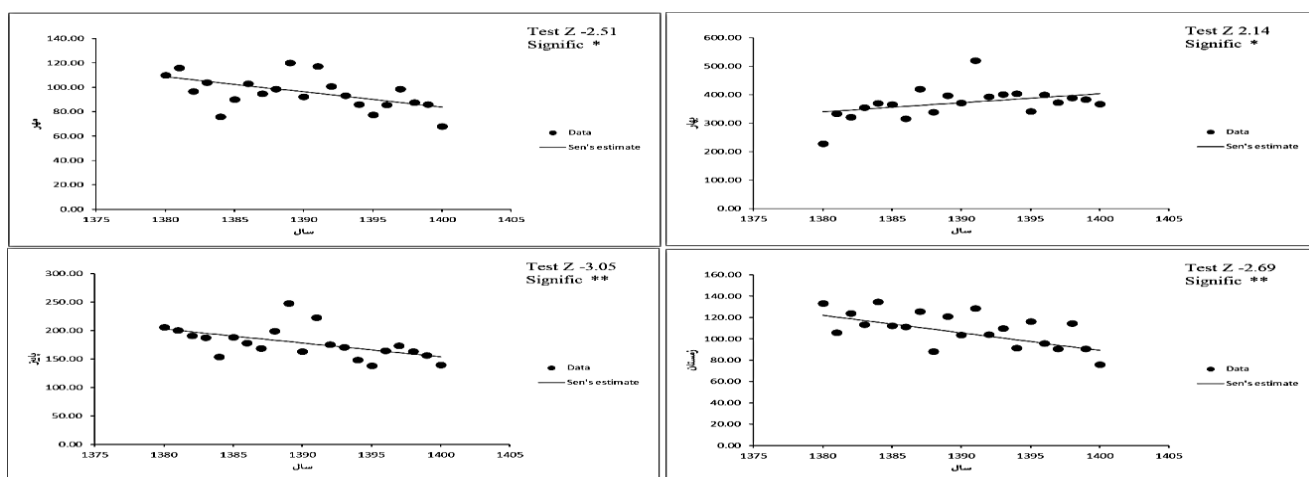
جدول (۵): روند تغییرات دما در ایستگاه‌های دشت‌ناز و هاشم آباد با استفاده از آزمون من-کندال و تخمین گر شیب سن ۱۳۸۰-۱۴۰۰  
 Table (5): Trend of temperature changes in Dashte-Naz and HashemabAd Stations using Mann-Kendall test and Sen slop estimator from 2001-2021

ایستگاه	Sen-Slope		P-Value		MK-Stat	
	هاشم آباد	دشت‌ناز	هاشم آباد	دشت‌ناز	هاشم آباد	دشت‌ناز
فروردین	۰/۰۱۴	۰/۰۰۴	۰/۷۶۳	۰/۸۵۶	۰/۲۷	۰/۱۵
اردیبهشت	۰/۱۳۲	۰/۱۰۸	۰/۰۲۵	۰/۰۱	۲/۲۰*	۲/۵۴*
خرداد	۰/۱۲۳	۰/۱۲۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۹	۲/۸۱**	۲/۶۰**
تیر	۰/۱۱۷	۰/۱۱۹	۰/۰۱۱	۰/۰۰۵	۲/۵۱*	۲/۷۸**
مرداد	۰/۰۳۲	۰/۰۳۹	۰/۳۶۵	۰/۲۵	۰/۸۸	۱/۱۲
شهریور	۰/۰۳۶	۰/۰۳۵	۰/۵۰۶	۰/۳۹۷	۰/۶۳	۰/۸۲
مهر	-۰/۱۲۱	-۰/۰۹۲	۰/۰۳	۰/۰۱۶	-۲/۱۴*	-۲/۳۹*
آبان	-۰/۰۹۱	-۰/۰۹۱	۰/۱۳۹	۰/۱۳۹	-۱/۴۵	-۱/۴۵
آذر	-۰/۰۰۹	۰/۰۰۸	۰/۷۶۳	۰/۸۵۶	-۰/۲۷	۰/۱۵
دی	۰/۰۸۶	۰/۰۵۰	۰/۱۴۷	۰/۴۸۷	۱/۴۲	۰/۶۷
بهمن	۰/۰۲۶	۰/۰۰۹	۰/۶۲۹	۰/۸۸	۰/۴۵	۰/۱۲
اسفند	-۰/۰۳۸	-۰/۰۱۷	۰/۳۹۹	۰/۶۷۲	-۰/۸۱	-۰/۳۹
بهار	۰/۰۷۶	۰/۰۷۶	۰/۰۳۵	۰/۰۱۲	۲/۰۸*	۲/۴۸*
تابستان	۰/۰۴۸	۰/۰۶۴	۰/۱۱۶	۰/۰۳۷	۱/۵۴	۲/۰۵*
پاییز	-۰/۰۶۱	-۰/۰۶۷	۰/۰۴۶	۰/۰۳۵	۱/۹۶*	-۲/۰۸*
زمستان	۰/۰۲۲	۰/۰۰۰	۰/۴۳۲	۰/۹۷۶	۰/۷۵	۰/۰۰
سالانه	۰/۰۳۲	۰/۰۲۳	۰/۲۲۷	۰/۳۰۵	۱/۱۸	۱/۰۰

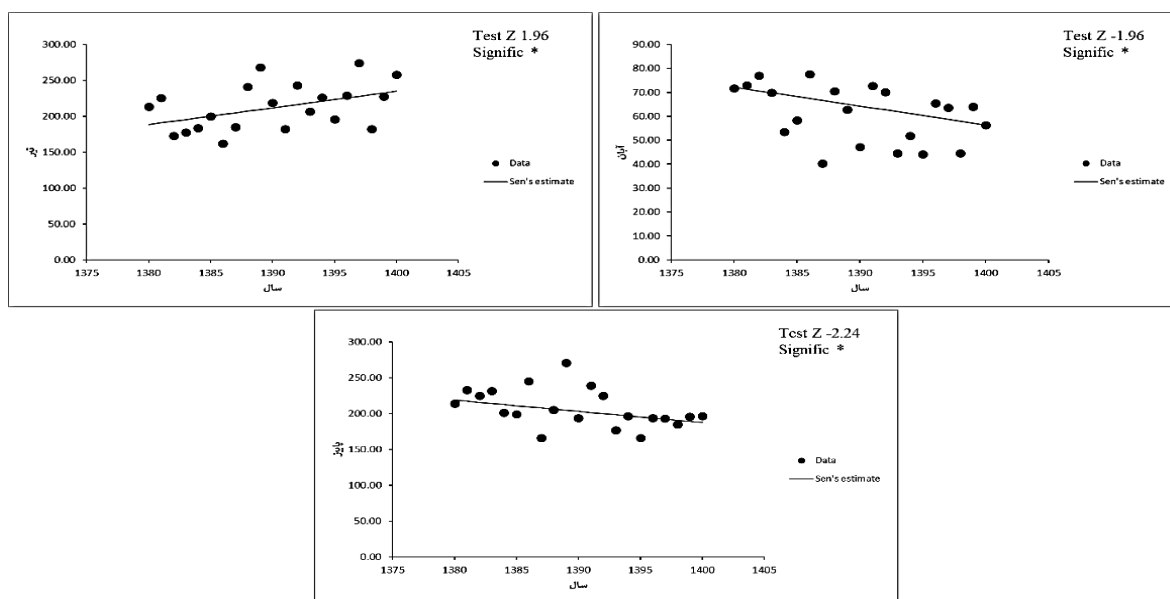
\*معنی داری در سطح ۰/۰۵، \*\*معنی داری در سطح ۰/۰۱

تبخير

روند تغییرات مقادير سری‌های زمانی تبخير براساس آزمون من-کندال در ایستگاه دشت‌ناز و هاشم‌آباد در طی دوره ۱۳۸۰-۱۳۹۸ در مقیاس ماهانه، فصلی و سالانه در جدول ۳ آمده است. در ایستگاه دشت‌ناز مهر ماه با اطمینان ۹۵٪ دارای روند کاهشی معنی‌دار می‌باشد، در مقیاس فصلی فصل بهار با اطمینان ۹۵٪ دارای روند معنی‌دار افزایشی و فصول پاییز و زمستان با اطمینان ۹۹٪ دارای روند معنی‌دار کاهشی است. ایستگاه هاشم‌آباد در آبان و تیر ماه دارای روند کاهشی معنی‌دار با اطمینان ۹۵٪ می‌باشد و همچنین در فصل پاییز نیز با اطمینان ۹۵٪ روند معنی‌دار کاهشی را نشان می‌دهد. براساس روش شیب سن در ایستگاه دشت‌ناز بیشترین شیب منفی خط روند در مقیاس ماهانه به مهر ماه با  $-1/250$  مربوط است و در مقیاس فصلی نیز فصل پاییز با  $-2/438$  بیشترین شیب منفی را نشان می‌دهد. در ایستگاه هاشم‌آباد نیز آبان ماه بیشترین شیب منفی خط را با  $-0/789$  در مقیاس ماهانه نشان می‌دهد و فصل پاییز با  $-1/567$  بیشترین شیب منفی را در مقیاس فصلی نشان داد. نتایج نشان می‌دهد تبخير نیز دارای روند کاهشی است.



شکل (۹): روند تغییرات تبخير در ایستگاه دشت‌ناز به روش شیب سن  
Fig (9): Trend of evaporation changes Dashte-Naz station using Sen slop method



شکل (۱۰): روند تغییرات تبخير در ایستگاه هاشم‌آباد به روش شیب سن  
Fig (10): Trend of evaporation changes in HashemAbad station using Sen slop method

جدول (۶): روند تغییرات تبخیر در ایستگاه‌های دشت‌ناز و هاشم‌آباد با استفاده از آزمون من-کندال و تخمین گر شیب سن ۱۴۰۰-۱۳۸۰  
Table (6): Trend of evaporation changes in Dashtenaz and HashemAbad stations using Mann-Kendall test and Sen slop estimation from 2001-2021

Sen-Slope		P-Value		MK-Stat		ایستگاه
هاشم‌آباد	دشت‌ناز	هاشم‌آباد	دشت‌ناز	هاشم‌آباد	دشت‌ناز	
۰/۵۶۵	۰/۹۱۹	۰/۶۲۹	۰/۲۲۷	-۰/۴۵	۱/۱۸	فروردین
۰۰/۶۷۰	۱/۸۳۲	۰/۳۹۸	۰/۰۹۱	۰/۸۲	۱/۶۶	اردیبهشت
۱/۳۶۳	۰/۱۹۳	۰/۱۴۷	۰/۵۸۶	۱/۴۲	۰/۵۱	خرداد
۲/۳۲۱	۰/۵۶۷	۰/۰۴۶	۰/۵۰۶	۱/۹۶*	۰/۶۳	تیر
-۰/۱۷۴	-۰/۸۵۷	۰/۹۰۴	۰/۳۹۸	-۰/۰۹	-۰/۸۲	مرداد
۱/۶۰۸	۰/۶۹۰	۰/۱۰۳	۰/۳۹۸	۱/۶۰	۰/۸۲	شهریور
-۰/۸۴۵	-۱/۲۵۰	۰/۱۱۶	۰/۰۱۱	-۱/۵۴	-۲/۵۱*	مهر
-۰/۷۸۹	-۰/۷۵۸	۰/۰۴۶	۰/۰۵۳	-۱/۹۶*	-۱/۹۰	آبان
-۰/۱۸۵	-۰/۳۸۲	۰/۳۸۱	۰/۰۵۳	-۰/۸۵	-۱/۹۰	آذر
۰/۲۸۲	-۰/۰۶۹	۰/۴۳۲	۰/۷۶۲	۰/۷۵	-۰/۲۷	دی
-۰/۰۹۱	-۰/۵۰۹	۰/۶۲۹	۰/۰۷۵	-۰/۴۵	-۱/۷۵	بهمن
-۰/۷۴۸	-۰/۹۶۷	۰/۱۹۴	۰/۰۶۵	-۱/۲۷	-۱/۸۱	اسفند
۱/۱۷۵	۳/۱۷۹	۰/۳۰۵	۰/۰۳	۱/۰۰	۲/۱۴*	بهار
۳/۸۴۳	۱/۱۷۸	۰/۰۷	۰/۵۸۷	۱/۷۸	۰/۵۱	تابستان
-۱/۵۶۷	-۲/۴۳۸	۰/۰۲۳	۰/۰۰۲	-۲/۳۴*	-۳/۰۵**	پاییز
-۱/۵۲۱	-۱/۶۴۶	۰/۰۷	۰/۰۰۷	-۱/۷۸	-۲/۶۹**	زمستان
۲/۱۵۷	۰/۷۷۰	۰/۷۱۷	۰/۶۲۹	۰/۳۳	۰/۴۵	سالانه

\*\*معنی‌داری در سطح ۰/۰۵، \*معنی‌داری در سطح ۰/۰۱

### بحث و نتیجه‌گیری

اقلیم تحت تاثیر پارامترهای متعددی است، از این رو می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات اقلیمی فقط نتیجه چند پارامتر خاص نیست و این تاثیر پارامترهای گوناگون است که منجر به تغییرات اقلیمی یک منطقه می‌گردد. در این مطالعه برای بررسی روند تغییرات زمانی پارامترهای بارش، تبخیر و دما با دوره ۲۱ ساله و دبی با دوره ۱۹ ساله از آزمون ناپارامتریک من‌کندال و تخمین گر شیب سن استفاده شده است. روند افزایشی دما در ایستگاه‌های مورد مطالعه در تمام فصول به جز فصل پاییز در ایستگاه دشت‌ناز مشاهده شد که این روند افزایشی مثبت را می‌توان به گرمایش جهانی رخ داده در جهان مرتبط دانست. در همین راستا مطالعاتی که توسط عباسی و رستمی (۱۴۰۰)، کنعانی و همکاران (۱۳۹۸)، آزاد (۱۳۹۵) و روزبه و همکاران (۱۳۹۵) انجام شده است که نشان از روند افزایشی دما دارد. روند افزایشی

دما باعث کاهش رطوبت نسبی هوا می‌شود که با کاهش رطوبت نسبی از مقدار بارش‌ها نیز تا حدودی کاسته می‌شود. شیب خط روند میانگین درجه حرارت سالانه در ایستگاه‌های مورد مطالعه مثبت و صعودی می‌باشد. روند بارش در مقیاس فصلی و سالانه دارای روند معنی‌دار نمی‌باشد اما رو به کاهش است، در این راستا مطالعات انجام شده توسط ابراهیمی و کردوانی (۱۳۹۳) و الزویی و همکاران (۲۰۲۰) نشان می‌دهد بارش دارای روند معنی‌دار نمی‌باشد. روند دبی در این مطالعه در ایستگاه وطن، تازه‌آباد و خلیل محله در مقیاس فصلی و سالانه دارای روند نزولی می‌باشد، از علل روند کاهشی دبی می‌توان به کاهش نزولات جوی خصوصاً برف در ارتفاعات اشاره کرد. از دیگر عوامل موثر بر روند نزولی دبی افزایش دما می‌باشد که مقدار قابل توجهی از بارش برف را به باران تبدیل می‌کند همچنین این افزایش دما ذوب برف را تسریع کرده و در نتیجه باعث تغییر الگوی جریان در زمان می‌گردد. نتایج حاصل از مطالعات انجام شده با مطالعاتی که توسط دستورانی و یزدان‌پناه (۱۳۹۹)، شاکریان و همکاران (۱۳۹۸) و اکثر و همکاران (۲۰۱۹) صورت گرفته هم‌خوانی دارد. تبخیر در فصول بهار و تابستان و سالانه دارای روند افزایشی است اما در فصول پاییز و زمستان دارای روند کاهشی است که می‌توان این روند را ناشی از روند تغییرات سری‌های زمانی سایر متغیرهای مورد مطالعه دانست. مطالعه انجام شده توسط برون و هج (۲۰۰۷) با نتایج حاصل از این پژوهش هم‌خوانی دارد. شیب خط روند تبخیر سالانه در ایستگاه‌های مورد مطالعه مثبت و صعودی می‌باشد که این امر در شیب خط درجه حرارت نیز صدق می‌کند و می‌تواند علت شیب صعودی در تبخیر باشد. در نهایت توجه به روند پارامترهای هیدرواقليمی می‌تواند در مدیریت و احیای تالاب‌ها به ما یاری دهد.

## قدردانی

این مقاله مستخرج از پایاننامه کارشناسی ارشد می‌باشد لذا نویسندگان بر خود لازم می‌دانند تا از حمایت‌های مالی و معنوی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری سپاسگزاری نمایند.

## منابع

- Abbasi, S. & Rostami, N.A. 1400. Long-term trend analysis and investigation of the relationship between climatic and hydrological series (case study: Ilam Dam watershed). *Journal of Watershed Promotion and Development*, 9(33): 38-30.
- Aghayari Samian, R., Khorshid Doost, A.M, Jahanbakhsh Asl, S. & Hosseini Baghanam, A. 2023. The Effect of Climate Change on Surface Runoff Fluctuations in the Aras River Basin Reza. *Hydrogeomorphology*, 10(33): 61- 85.
- Akter, S., Howladar, M., Ahmed, Z & Chowdhury, T.R. 2019. The rainfall and discharge trends of Surma River area in North-eastern part of Bangladesh: an approach for understanding the impacts of climatic change, *Environmental Systems Research*, 8.
- Azad, N. 2016. Investigating changes in hydrological processes using the combined method of Mann-Kendall test and wavelet transformation (case study: Lake Urmia catchment). Masters. Tabriz University, Faculty of Civil Engineering, Tabriz.
- Burn, D & Hesch, N. 2007. Trends in evaporation for the Canadian Prairies. *Journal of Hydrology*. 336. 61-73.
- Dashti, S.S., Sabzqabaei, G.R., Jafarzadeh, K & Bazmara Baleshti, M. 2018. Evaluation of the change process of Miankale coastal wetland with the land improvement approach. *Journal of Wetland Ecobiology*, 10(4): 5-20.

- Dasturani, M & Yazdan-Panah Qaraei, F. 2020. Investigating the trend of rainfall and runoff in Aras watershed. *Systems of rain catchment surfaces*, 8 (1): 25-34.
- Ebrahimi, H & Kordavani, P. 2014. Climate change study in Anzali International Wetland by Mann-Kendall method. *Wetland Ecobiology Research Quarterly*, 21(6): 59-72.
- Elzopy, K., Chaturvedi, A., Chandran, M., Gopinath, G., Naveena, K & Udayar Pillai, S. 2020. Trend analysis of long-term rainfall and temperature data for Ethiopia.
- Ezaani, A., Iraqinejad, S and Shifte Soumeh, B. 2010. Investigating the effect of climate change on the water resources of Mazandaran province. *The first national conference on water resources management of coastal lands*, Sari.
- Fallah Ghalhari, G.A & Rezaei, H. 2015. The role of climatic parameters on the phenological stages of barberry in Gonabad city. *Land Geography*, 12(47), 1-15.
- Hashem Galugardi, S., Vali, A.A & Sharifi, M.R. 2021. Investigating the process of desertification in the center of Khuzestan province using remote sensing time series data. *Iran water and soil research*. 52 (11): 2857-2843.
- Hanif, M., Mustafa, M, Liaqat, M.U., Hashim, A & Wan Yusof, K. 2022. Evaluation of Long-Term Trends of Rainfall in Perak, Malaysia. *Climate*. 10(3): 44. 10.3390/cli10030044.
- Hazarika, J & Goswami, K. 2021. Non-parametric Methods in the Analysis of Hydroclimatic Variables. *Thailand Statistician*. 19(2): 420-436.
- Hiben, M., Gebeyehu, A & Ashenafi, A. 2022. Hydroclimatic Variability, Characterization, and Long Term Spacio-Temporal Trend Analysis of the Ghba River Subbasin, Ethiopia. *Advances in Meteorology*. 2022. 1-16.
- Hojam, S., Khoshkho, Y & Shamsuddin Vandi, R. 2008. Analyzing seasonal and annual rainfall changes in several selected stations in the central area of Iran using non-parametric methods. *Geographical Research*, 40(64): 157-168.
- Jain, A., Manekar, V & Patel, J. 2023. Trend Analysis of Rainfall and Temperature in the Damoh District, Central India.
- Kanani, R., Fakheri Fard, A., Ghorbani M.A & Din Pajoh, Y. 2019. Analysis of the process of gradual and rapid changes in the hydroclimatic factors of the watershed (case study: Lighvan Chai basin). *Science of Water and Soil (Agricultural Science)*, 29(1): 110-97.
- Mohammadi, b. 2011. Analysis of Iran's annual rainfall trend. *Environmental Geography and Planning*, 22(3): 106-95.
- Mosaibi, M & Movahedi, S. 1995. Human role in climate change. *Sepehr Scientific-Research Quarterly of Geographical Information*, 4(16): 6-11.
- Omidvar, K & Mohammadi Raori, F. 2022. Investigation of the trend of temperature and precipitation changes in Baft city. *The fourth national congress of development and promotion of agricultural engineering and soil science of Iran*, Tehran.

- Okafor, G., Jimoh, O.D & Larbi, I. 2017. Detecting Changes in Hydro-Climatic Variables during the Last Four Decades (1975-2014) on Downstream Kaduna River Catchment, Nigeria. *Atmospheric and Climate Sciences*, 7. 161-175.
- Poormohammadi, S., Dastorani, M.T, Massah Bavani, A & Jafari, H. 2017. The Impact of Climate Change on the Climatic Parameters in Tuysarkan Catchment Using General Circulation Models. *Hydrogeomorphology*,4(12):89-110.
- Pudine, A., Salahi, B., Khosravi, M & Hamidianpour, M. 2018. Analysis of the trend of changes in the maximum wind speed of 120 days in Sistan with Mann-Kendall tests and age estimation slope. *Earth Science Research*, 9(2): 114-128.
- Rouzbeh, S., Shahidi, K., Darabi, H & Soleimani, K. 2016. Investigating the process of hydroclimatic changes in the Maharlo basin using Mann-Kendall and Shib-Sen tests. *The 11th National Conference of Iran Watershed Science and Engineering*, Yasouj.
- Shakerian, S., Torabi Poda, H., Shahinejad, B & Naghvi, H. 2019. Investigating the trend of changes in rainfall and discharge of the rivers of Karun Bozor Basin using the TFPW-MK method, *Iranian Journal of Water Resources Research*, 15(3): 282-272.
- Taghvi Koljahi, S., Riazi, B & Taqvi, L. 2014. Determining the environmental status of Miankale lagoon. *Environmental Science and Technology Quarterly*. 16(2): 101-109.
- Ugwu, E., Ugbor, D., Agbo, J & Alfa, A. 2023. Analyzing rainfall trend and drought occurrences in Sudan Savanna of Nigeria. *Scientific African*. 20. e01670.
- Yanming, Z., Jun, W & Xinhua, W. 2012. Study on the Change Trend of Precipitation and Temperature in Kunming City Based on Mann-Kendall Analysis.
- Zulfagharian, H. 2016. Investigating the effects of climate change on the area of wetlands. Masters. University of Tehran. Tehran.
- Zhao, J., Huang, Q., Chang, J., Liu, D., Huang, S & Shi, X. 2015. Analysis of temporal and spatial trends of hydro-climatic variables in the Wei River Basin. *Environmental Research*. 36.



## Research Paper



## Finding the origin and synoptic analysis of atmospheric rivers leading to precipitation in the western and northwestern regions of Iran



Vahideh Abtahi<sup>1</sup>, Saeed Jahanbakhsh Asl<sup>\*2</sup>, Hashem Rostamzadeh<sup>3</sup>, Hassan Lashkari<sup>4</sup>



This paper is an open access and licenced under the CC BY NC licence.



DOI:10.22034/HYD.2023.58037.1705

**Reference to this article:** Abtahi, Vahideh; Jahanbakhsh Asl, Saeed; Rostamzadeh, Hashem; Lashkari, Hassan. (2023). Finding the origin and synoptic analysis of atmospheric rivers leading to precipitation in the western and northwestern regions of Iran. *Hydrogeomorphology*, 10(35): 120 – 138.

### Keywords

Atmospheric River, Tropical Convergence Zone, West and Northwest of Iran, Origin of Atmospheric Rivers, Iran.

Receive Date: 2023/08/22

Accept Date: 2023/12/03

Available: 2024/01/20

### ABSTRACT

In global meteorological literature, atmospheric rivers are defined as long and narrow pathways of intense water vapor transport towards the Polar Regions in the middle latitudes, typically associated with low-level jet streams along the leading edge of extratropical cyclones. In this study, to identify the origins of the incoming atmospheric rivers to the study area, precipitation systems that occurred at more than half of the region's stations were selected. Then, using vertically integrated water vapor flux data from the east and north of the study area with a spatial resolution of 0.5 x 0.5 degrees, the magnitude of the water vapor flux was calculated. To calculate the magnitude of the flux, data including specific humidity and meridional and zonal winds at pressure levels from 1000 to 300 hPa were used. Showed that these rivers have entered northwest and west of Iran from four moisture sources. The sources are the warm southern seas (the Sudan - Red Sea low-pressure pattern), the convergence zone region, the combined source of the Sudan low-pressure system and the Mediterranean circulation, and the Mediterranean Sea. Among these sources, the warm seas of Arabia and Oman and the Red Sea had the largest share in the incoming rivers to the region. These atmospheric rivers have been the strongest in terms of both temporal continuity and moisture flux. They first enter southwest Iran and then into the study area. The atmospheric rivers with the convergence zone source rank second in terms of their contribution to the region's precipitation. After passing through the eastern Mediterranean coastal countries and Iraq, these rivers enter the study area. Overall, the incoming atmospheric rivers to this region have the highest probability of occurrence in the time interval from 00 to 06 Greenwich Mean Time.

\* **Corresponding Author:** Saeed Jahanbakhsh Asl, Professor of Climatology, Faculty of Geographical Sciences. Tabriz, Iran.  
**E-mail:** s\_jahan@tabrizu.ac.ir

1. Ph.D. student Climatology, Faculty of Geographical Sciences. Tabriz, Iran

2. Professor of Climatology, Faculty of Geographical Sciences. Tabriz, Iran.

3. Assistant Professor of Climatology, University of Tabriz, Iran.

4. Professor, Department of Physical Geography, School of Earth Science, The University of Shahid Beheshti (SBU), Tehran, Iran

## Extended Abstract

### Introduction

Moisture supply for precipitation systems is one of the most important elements in the thermodynamic energy of the system and the intensity of precipitation. Atmospheric rivers indicate conditions where a huge amount of moisture has been advected into the systems. Therefore, identifying the moisture origin of such systems and synoptic patterns leading to the formation of these conditions will greatly help in forecasting heavy rains and weather forecasts.

### Methodology

To conduct this research, the rainfall data of all the stations were first identified in this region. According to the selected statistical period for the research, these data were extracted from the Iran Meteorological Organization for a statistical period of 11 years (2006-2016). Since the number of rainy days was very high due to the large number of stations and the diversity of the region, these samples were selected by selecting the criteria. For the investigation and analysis, therefore, systems were selected that had rained at least in half of the selected stations. In the next step, the magnitude of the vertical water vapor flux was calculated using the data of the vertical water vapor flux in the east and north with a spatial resolution of  $0.5 \times 0.5$  degrees of arc. The magnitude of the flux was calculated using the data of the vertical flux of water vapor, including specific humidity and orbital and meridional winds from the level of 1000-300 hpa.

Then, the atmospheric rivers were calculated and drawn for all the days involved in the rainfall system and with 3-hour time intervals. Because no structural features were realized in all the selected hours, only the rivers that met all the defined conditions were kept for further studies, and the rest of the rivers were removed from the analysis process. In this research, therefore, concentrated paths of water vapor flux above the threshold with continuity in length (at least 2000 km) and a length-to-width ratio greater than two were determined as an atmospheric river. Finally, the origin of the atmospheric rivers was identified according to the origin of the atmospheric river formation. Then, the axis of the atmospheric river was drawn using the region of the highest moisture content in the atmospheric river in each cross-section.

### Results and Discussion

According to the results of this research, despite the proximity of this region to the moisture sources of the Mediterranean, Caspian, and Black seas, these seas do not play an essential role in providing moisture to atmospheric rivers. However, the warm southern seas are responsible for a higher share of the atmospheric rivers entering the region. As such, 45.5% of the rivers entering the region are directly affected by the low pressure of Sudan and the humidity of the southern seas, and 21% are in the integrated state of low pressure of Sudan and the Mediterranean Sea, and the humidity of the Mediterranean Sea and southern seas have been formed and entered the study area. Atmospheric rivers with the humid origin of the tropical convergence zone and those with the origin of the Mediterranean Sea are in the next ranks.

Another phenomenon related to the atmospheric rivers in the west and northwest regions is the lack of continuity of the atmospheric rivers in a certain period. In other words, when the atmospheric river enters the study area, it may only last for 2-3 hours and then disappear or move. The atmospheric river may be active with the same fixed origin for several days in a row over other regions of Iran. Basically, the atmospheric rivers that enter the study area from the origin of the Mediterranean Sea have the least continuity. In general, the atmospheric rivers with the origin of the South Seas have been stronger than other sources both in terms of time continuity and the intensity and amount of moisture transfer.

### Conclusions

The results of this research demonstrate that the atmospheric rivers that lead to heavy rains are generally from the two origins of the warm southern seas or a combination of two sources of moisture from the Arabian and Oman seas in the lower troposphere and moisture transferred from the tropical convergence zone in the middle troposphere. These atmospheric rivers are most active between 00:00 and 06:00 GMT.

## مقاله پژوهشی



## منشأ یابی و تحلیل همدیدی رودخانه‌های جوی منجر به بارش در منطقه غرب و شمال غرب ایران



وحیده ابطحی<sup>۱</sup>، سعیدجهانبخش اصل\*<sup>۲</sup>، هاشم رستمزاده<sup>۳</sup>، حسن لشکری<sup>۴</sup>



این مقاله به صورت دسترسی باز و با لایسنس CC BY NC کرییتیو کامنز قابل استفاده است.



**ارجاع به این مقاله:** ابطحی، وحیده؛ جهانبخش اصل، سعید؛ رستمزاده، هاشم؛ لشکری، حسن (۱۴۰۲). منشأ یابی و تحلیل همدیدی رودخانه‌های جوی منجر به بارش در منطقه غرب و شمال غرب ایران. هیدروژنومورفولوژی، ۱۰ (۳۵): ۱۳۸-۱۲۰.

DOI:10.22034/HYD.2023.58037.1705



## چکیده

رودخانه‌های جوی در ادبیات آب و هواشناسی جهانی مسیرهایی باریک و طویل از انتقال قوی بخار آب به سوی قطب در عرض‌های میانه تعریف شده‌اند که عموماً با جریان‌های جت سطح پایین در پیشانی جبهه سرد سیکلون‌های برون حاره همراهی می‌شوند. در این پژوهش برای شناسایی منشأ رودخانه‌های جوی ورودی به منطقه مورد مطالعه، ابتدا سامانه‌های بارشی که در بیش از نیمی از ایستگاه‌های منطقه رخ داده بودند، انتخاب گردیدند. سپس با استفاده از داده‌های جریان قائم بخار آب شرق سو و شمال سو با تفکیک مکانی ۵/۵×۵ درجه قوسی، بزرگی جریان قائم بخار آب محاسبه شد. برای محاسبه بزرگی جریان از داده‌های جریان قائم بخار آب شامل نم ویژه و وزش‌های مداری و نصف‌النهاری از تراز ۱۰۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکالی استفاده شده است. بررسی مبدأ شروع و مسیر عبور رودخانه‌های جوی وارد شده به منطقه نشان داد که این رودخانه‌ها از چهار منشأ رطوبتی وارد شمال غرب و غرب ایران شده‌اند. منشأ دریاهای گرم جنوبی (با الگوی کم‌فشار سودان - دریای سرخ)، منشأ منطقه همگرایی حاره‌ای، منشأ ترکیبی کم‌فشار سودان و چرخند مدیترانه و منشأ دریای مدیترانه. از این میان، منشأ دریاهای گرم عرب و عمان و دریای سرخ بیشترین سهم را در رودخانه‌های ورودی به منطقه داشته‌اند. این رودخانه‌های جوی هم از لحاظ تداوم زمانی و هم از لحاظ مقدار جریان رطوبتی، قوی‌ترین رودخانه‌ها بوده‌اند. این رودخانه‌ها ابتدا وارد جنوب غرب ایران شده و در ادامه وارد منطقه مطالعاتی می‌شوند. رودخانه‌های جوی با منشأ منطقه همگرایی حاره‌ای از لحاظ سهم مشارکت در بارش‌های منطقه در رتبه دوم قرار دارند. این رودخانه‌ها پس از عبور از کشورهای ساحل شرقی مدیترانه و عراق وارد منطقه مطالعاتی شده‌اند. در مجموع رودخانه‌های جوی ورودی به این منطقه از لحاظ رخداد زمانی در بازه زمانی ۰۰ تا ۰۶ گرینویچ بالاترین احتمال رخداد را دارند.

## کلیدواژه‌ها

رودخانه جوی، منطقه همگرایی حاره‌ای، منشأ رودخانه جوی، غرب و شمال غرب ایران.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۳۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۱۲

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۰/۳۰

\* نویسنده مسئول: سعید جهانبخش اصل

رایانامه: S\_jahan@tabriz.ac.ir

- ۱- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
- ۲- استاد گروه آب و هواشناسی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
- ۳- استاد گروه آب و هواشناسی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
- ۴- استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

## مقدمه

رودخانه‌های جوی (ARS<sup>1</sup>)، سیستم‌های سینوپتیکی هستند که به صورت جریان‌هایی از انتقال بخار آب شدید در تروپوسفر پایینی مشخص می‌شوند. نتایج مطالعات پیشین نشان داد که رخداد رودخانه‌های جوی ارتباط نزدیکی با انتقال شدید بخار آب توسط جت سطح پایین در پیشانی جبهه سرد واقع در سیستم‌های سیکلون ترازها میانی و بالاتر دارد (سودمن و استول، ۲۰۱۳؛ اکهارت و همکاران، ۲۰۰۴). همچنین مشخص شده است که رودخانه‌های جوی عامل بیش از ۹۰ درصد از انتقال بخار آب قطب سو در عرض‌های جغرافیایی متوسط به بالا، به‌ویژه در شمال غربی اقیانوس‌های آرام و اطلس شمالی می‌باشند. در حالی که رخداد آن‌ها فقط ۱۰٪ از کل پهنه را در یک عرض جغرافیایی معین پوشش می‌دهد (نیول و همکاران، ۱۹۹۲؛ ژو و نیوول، ۱۹۹۴؛ رالف و همکاران، ۲۰۰۴؛ ۱۷۲۱؛ ۲۰۰۵). به دلیل فرارفت ناحیه‌ای قوی بخار آب، رودخانه‌های جوی نقش مهمی در بیلان جهانی رطوبت ایفا می‌کنند و منبع اصلی رطوبت در مناطق جنب‌حاره‌ای محسوب می‌شوند (نیومن و همکاران، ۲۰۱۲). مطالعات گسترده‌ای که قبلاً در زمینه رودخانه‌های جوی صورت گرفته‌اند عمدتاً آن‌ها را از دیدگاه تاریخی برای منطقه غرب آمریکای شمالی یا اقیانوس اطلس مورد بحث قرار داده‌اند (نیمان و همکاران، ۲۰۰۲؛ ۱۴۶۸؛ دتینگر و همکاران، ۲۰۱۱؛ ۴۴۵؛ لاورز و ویلارینی، ۲۰۱۵؛ ۳۸۲؛ ماهونی و همکاران، ۲۰۱۶؛ ۱۶۱۷؛ نایاک و همکاران، ۲۰۱۶؛ ۲۵۷؛ دیبج و همکاران، ۲۰۱۷؛ ۴۰۷۷؛ میلر و همکاران، ۲۰۱۸؛ ۲۸۳). (استول و همکاران، ۲۰۰۸؛ ۱؛ لاورز و همکاران، ۲۰۱۱؛ ۳۸۲؛ راموس و همکاران، ۲۰۱۸؛ ۳۲۵؛ اکبری و همکاران، ۲۰۱۹؛ ۳۹۷۶). پژوهش‌های انجام‌شده در زمینه رودخانه‌های جوی آسیا کمتر بوده و نقش این رودخانه‌ها در رویدادهای بارش شدید این قاره هنوز به اندازه کافی درک نشده است. چنین کمبود مطالعاتی احتمالاً به این دلیل است که رودخانه‌های جوی در منطقه خارج از مناطق حاره معمولاً با چرخندهای عبوری همراه است و این رودخانه‌ها در دل این چرخندها هضم شده و مورد توجه قرار نمی‌گیرند (کاسپی و اشنایدر، ۲۰۱۳؛ ۲۵۹۶). (لاکشمی و ستیانارایانا، ۲۰۱۹؛ ۱۲). به نقش رودخانه‌های جوی در رخداد بارندگی‌های شدید منطقه چنی (بخشی از جنوب شرق هند) در سال ۲۰۱۵ پرداختند. آن‌ها با استفاده از داده دوباره واکاوی شده، موضوع را مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها نشان دادند که از بین این داده‌ها، داده‌های دوباره واکاوی شده MERRA رودخانه‌های جوی را بهتر از داده‌های سایر پایگاه‌ها نمایان می‌سازند. کردند. نتایج این مطالعه نشان داد که در دوره مطالعاتی (۲۰۱۵-۱۹۷۹) رابطه بین شار قائم بخار آب (IVT) و بارندگی‌های شدید در سطح اطمینان ۹۹/۵٪ معنی‌دار بوده است. این مطالعه همچنین نشان داد که رودخانه‌های جوی عامل اصلی بیش از ۶۰٪ بارش شدید در چین، ژاپن و شبه‌جزیره کره بوده است (لیانگ و یانگ، ۲۰۲۱؛ ۸۰۱؛ کیم و همکاران، ۲۰۲۰؛ ۲۲۴۴؛ پارک و همکاران، ۲۰۲۱؛ ۱).

از مطالعاتی که در زمینه رودخانه‌های جوی در ایران انجام شده است می‌توان به پژوهش‌های زیر اشاره کرد: سلیمی و سلیقه (۱۳۹۵) به بررسی جابجایی بخار آب از طریق رودخانه جوی پرداختند. نتایج نشان دادند که سالانه به طور میانگین، حدود دوازده رودخانه جوی بر روی ایران تشکیل می‌شود که رطوبت بخشی از بارش‌های آن را تأمین می‌کنند. همچنین رودبادها، عامل به وجود آورنده این پدیده هستند. رطوبت موجود در این رودخانه‌ها به طور میانگین حدود شش برابر محیط آن‌ها بوده و در طول مسیر، از چشمه‌های اتمسفری تغذیه می‌کنند. از نظر رطوبت، رودخانه‌های جوی واقع در جنوب و جنوب غرب کشور بیشترین مقدار رطوبت را داشته و از نظر بارش، رودخانه‌های جوی جنوبی دارای بیشترین مقدار بوده و حتی منجر به سیلاب و آب‌گرفتگی معابر در شهرهای این مناطق می‌شوند.

شادمانی (۱۳۹۵) در مطالعه‌ای تلاش کرده است تا با استفاده از یک الگوریتم مشابه، وجود یا عدم وجود رودخانه‌های جوی و تأثیر آن‌ها را بر روی دو مورد از بارندگی‌های شدید منجر به سیلاب در غرب و جنوب کشور را مورد بررسی قرار دهد. نتایج نشان دادند که طولانی‌ترین مسیر حاصل در مورد بارش‌های سیل‌آسا در غرب کشور ساعت ۰۶ گرینویچ ۵ آبان (۲۷ اکتبر) یک روز قبل از شروع

1 - Atmospheric Rivers  
2 - Sodemann and Stohl  
3 - Eckhardt et al  
4 - Newell et al  
5 - Zhu and Newell  
6 - Ralph et al

7 - Newell et al  
8 - Neiman et al  
9 - Dettinger et al  
10 - Lavers and Villarini  
11 - Mahoney et al  
12 - Nayak et al

13 - Debbage et al  
14 - Miller et al  
15 - Stohl et al  
16 - Lavers et al  
17 - Ramos et al  
18 - Akbary et al

19 - Kaspi and Schneider  
20 - Lakshmi and Satyanarayana  
21 - Liang and Yong  
22 - Kim et al  
23 - Park et al

بارندگی‌ها در منطقه مورد مطالعه در نتیجه مسیری به بلندی ۲۱ نقطه در راستای طول جغرافیایی (در حدود ۱۰ درجه طول جغرافیایی) به صورت مستمر حاصل می‌شود.

اسفندیاری و لشکری (۲۰۲۰) به تحلیل رودخانه‌های جوی، نحوه شکل‌گیری و مسیرهای ورود آن بر روی ایران پرداخته‌اند. نتایج نشان دادند که رودخانه‌های جوی از مسیرهای مختلف وارد ایران می‌شوند. با طبقه‌بندی مسیرهای ورود به لحاظ موقعیت مکانی و پس از انجام تحلیل‌های سینوپتیکی برای هر مسیر، مشخص شد که جابجایی به سمت غرب یا شرق پرفشار جنب‌حاره‌ای عربستان (ASA1) و همراه با الگوی گسترش ناوه مدیترانه‌ای نقش مهمی در تعیین مسیرهای رودخانه‌های جوی دارند.

اسفندیاری و لشکری (۲۰۲۰) نقش رودخانه‌های جوی را در رخداد بارش‌های سنگین کشور ایران مورد بررسی قرار دادند. نتایج مطالعات نشان دادند که در طی دوره مطالعاتی، ۱۰۷ رودخانه جوی بر بارندگی شدید منطقه تأثیرگذار بوده و در واقع این رودخانه‌ها رطوبت لازم برای بارش‌های ایران را فراهم می‌کنند.

منطقه غرب و شمال غرب به دلیل دارا بودن شرایط توپوگرافی متنوع، ناحیه مناسبی برای تشدید و گسترش بارندگی و گاهی جاری شدن سیل است. سیل‌های رخ داده در سال‌های اخیر در این مناطق از جمله سیل ۱۳۹۶ شمال غرب و یا سیل ۱۳۹۸ در غرب کشور گویای این مطلب است. و در این زمینه می‌توان به مطالعات (منتظری، ۱۳۹۵ ص ۱۳۷؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۵ ص ۱۱۳) اشاره کرد. بر این اساس، تاکنون مطالعات زیادی در مورد بارش‌های رخ داده در این مناطق صورت گرفته که هر یک از زوایای مختلف به مطالعه این موضوع مهم پرداخته‌اند.

نکته قابل تأمل، این است که هر چند رودخانه‌های جوی، یکی از مهم‌ترین عوامل در ایجاد بارش‌های سیل‌آسا می‌باشند اما متأسفانه اکثر مطالعات در مورد آن‌ها در شرق اقیانوس آرام و منطقه غربی آمریکای شمالی انجام شده و باینکه کشور ما جز مناطق کم آب جهان محسوب می‌شود و تجزیه و تحلیل مکانی - زمانی این پدیده می‌تواند تأثیرات مهمی بر پیش‌بینی و پیش‌آگاهی بارش‌های سیلابی در منطقه داشته باشد، اما جزء پژوهش‌هایی است که کمتر مورد توجه محققین ایرانی قرار داشته است. عمده کارهای انجام شده به دو تحقیق سلیمی و سلیقه (۱۳۹۵) و اسفندیاری و لشکری (۲۰۲۰) محدود می‌شود. بنابراین، با توجه به نقش رودخانه‌های جوی در ایجاد بارش‌های سنگین در مناطق مختلف جهان و کشور ایران و همچنین مناطق غرب و شمال غرب کشور به‌عنوان یکی از قطب‌های کشاورزی و دامداری ایران ضرورت دوچندان پیدا می‌کند. بنابراین، هدف اصلی این پژوهش، شناسایی منشأ رودخانه‌های جوی ورودی به منطقه و الگوهای همدیدی غالب مؤثر بر بارش‌های سنگین این منطقه است.

مواد و روش

سرزمین مورد مطالعه بین عرض جغرافیایی ۳۴ درجه و ۱۲ دقیقه تا ۳۹ درجه و ۳۳ دقیقه و طول جغرافیایی ۴۴ درجه و ۳۹ دقیقه تا ۴۹ درجه و ۲۱ دقیقه قرار دارد. از نظر تقسیمات اداری این منطقه شامل استان‌های اردبیل، آذربایجان شرقی، آذربایجان غربی، زنجان، همدان، کردستان، کرمانشاه است. برای انجام این تحقیق ۲۶ ایستگاه از ایستگاه‌های سینوپتیک منطقه که در دوره آماری دارای آمار کامل بوده‌اند استفاده شده است. شکل شماره پراکنده ایستگاه‌های منتخب در محدوده منطقه مورد مطالعه نشان داده شده‌اند (شکل ۱).

روش تحقیق انتخاب شده برای این تحقیق محیطی به گردشی است. در نتیجه رویکرد حاکم بر آن بر پایه رخداد‌های محیطی بوده است. بر این اساس پژوهش در مراحل و گام‌های زیر انجام شده است:

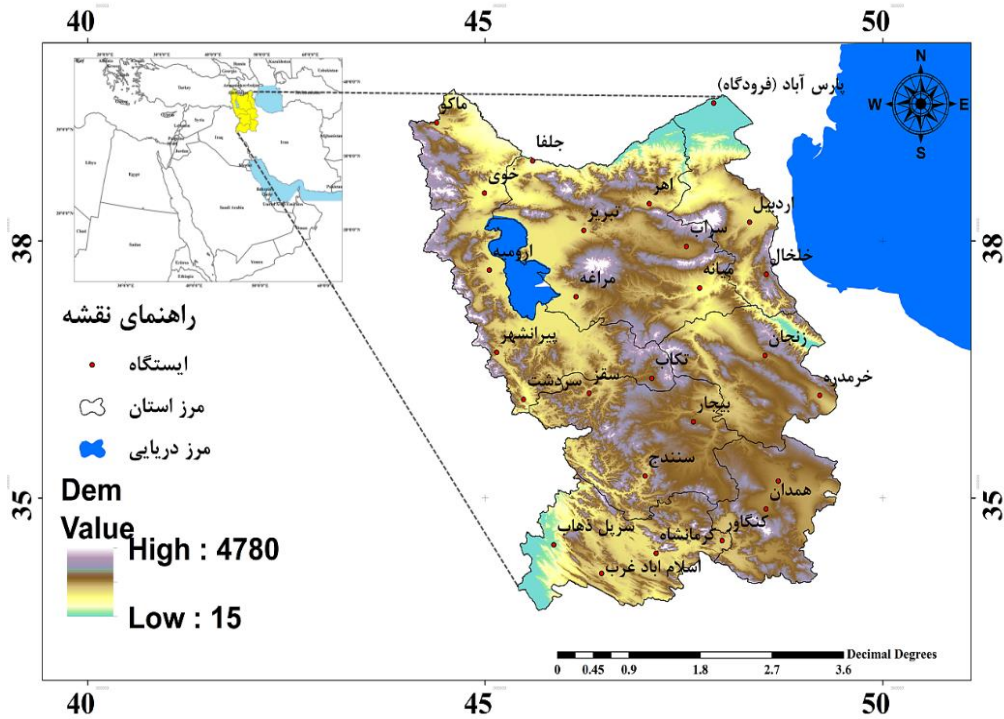
۱- انتخاب دوره پایه آماری: در این مرحله برای این که دوره پایه انتخابی از یک پایه علمی قوی برخوردار باشد دوره آماری منطبق با سه سیکل خورشیدی اخیر دوره آماری ۳۳ ساله (۱۹۸۶-۲۰۲۰) انتخاب گردید.

۲- انتخاب دوره آماری: در این بخش با دو هدف انتخاب حداکثری از ایستگاه‌های منطقه و پراکنش مناسب آن‌ها در پهنه غرب و شمال غرب کشور، تعداد ۲۶ ایستگاه انتخاب گردید.

1- Arabian subtropical anticyclone

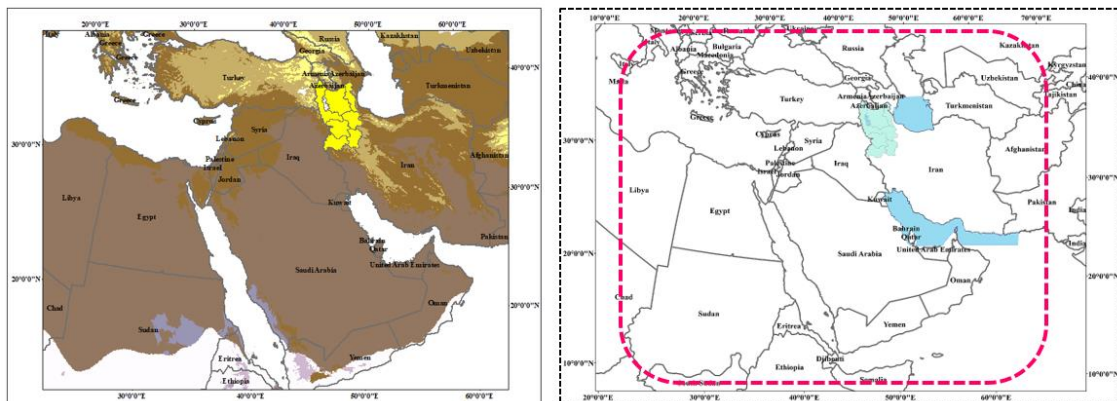
۳- انتخاب نمونه‌های مطالعاتی: در این گام نمونه‌های مطالعاتی انتخاب گردیده‌اند. در این مرحله تمام سامانه‌هایی که در بیش از نیمی از ایستگاه‌های انتخابی در یکی از روزهای فعالیت سامانه، بارش ثبت شده داشته و حداقل در یکی از آن‌ها بارش ۵ میلی‌متر و بیشتر ثبت شده بود تفکیک گردیدند (اسفندیاری و همکاران، ۲۰۲۰؛ ص ۵۶۹؛ محمدی و همکاران، ۲۰۲۱؛ ص ۱)

۴- برای شناسایی و منشأ یابی رودخانه‌های جوی مؤثر بر بارش‌های منطقه غرب و شمال غرب محدوده‌ای انتخاب گردید که بتواند نشان‌دهنده تمام منابع آبی محتمل باشد که در تأمین رطوبت رودخانه‌های جوی مشارکت داشته‌اند. شکل ۲ محدوده جغرافیایی انتخاب‌شده برای شناسایی محدوده تکوین و مسیر عبور رودخانه‌های جوی را نشان می‌دهد.



شکل (۱): موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران و پراکندگی ایستگاه‌های منتخب در محدوده آن

Fig (1): The location of the studied area on the map of Iran and the distribution of the selected stations in its area



شکل (۲): محدوده جغرافیایی انتخاب‌شده برای شناسایی محدوده تکوین و مسیر عبور رودخانه‌های جوی

Fig (2): The geographical area selected to identify the area of formation and passage of atmospheric rivers

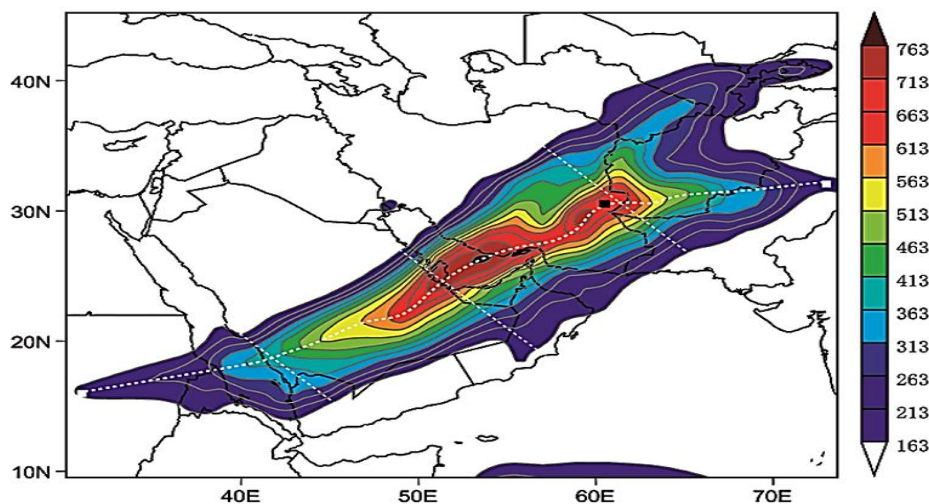
۵- تمام سامانه‌های جوی از لحاظ همراهی با رودخانه‌های جوی مورد بررسی قرار گرفتند. برای ترسیم رودخانه‌های جوی از معادله جریان قائم رطوبت استفاده شد. برای این کار داده‌های رطوبت و نم ویژه برای تمام ترازهای دریا تا ۳۰۰ هکتوپاسکال از سایت ECMWF با توان تفکیک ۰/۲۵ در ۰/۲۵ درجه قوسی دریافت شد. رابطه (۱) استفاده شده برای استخراج رودخانه‌های جوی به شرح زیر است.

محاسبه بزرگی جریان از داده‌های جریان قائم بخار آب شامل نم ویژه و وزش‌های مداری و نصف‌النهاری از تراز ۱۰۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکالی جو استفاده می‌شود که در دستگاه اویلری به صورت زیر قابل محاسبه است: (ژو و نیوول، ۱، ۱۹۹۴ ص ۱۹۹).

$$IVT = \sqrt{\left(\frac{1}{g} \int_{1000hpa}^{300hpa} qu dp\right)^2 + \left(\frac{1}{g} \int_{1000hpa}^{300hpa} qv dp\right)^2} \quad (1)$$

در رابطه فوق  $q$  نشان‌دهنده نم ویژه (گرم بر کیلوگرم)  $u$  و  $v$  مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری (متر بر ثانیه)  $g$  شتاب گرانی و  $dp$  اختلاف فشار میان دو سطح تعیین شده است. به بیان کلی تر مؤلفه‌های زیر رادیکال شار قائم بخار آب در حالت مداری یا شرق سو بعلاوه جریان قائم بخار آب نصف‌النهاری یا شمال سو را به دست خواهد داد.

مسیر رودخانه‌های جوی برای تمام‌روزهای درگیر با بارش سامانه و با فواصل زمانی ۳ ساعته محاسبه و ترسیم گردیده‌اند. با توجه به این که در تمام ساعات انتخابی ویژگی‌هایی ساختاری تحقق پیدا نکرده بود فقط رودخانه‌هایی که تمام شرایط تعریف شده را احراز کرده بودند برای ادامه مطالعه حفظ شد و بقیه رودخانه‌ها از فرایند تحلیل حذف گردید. لذا با استناد به کار (گوان و الیزر، ۲، ۲۰۱۵ ص ۵۱۴) از آستانه صدک ۸۵ ام جریان بخار آب منطقه استفاده شد. بنابراین در این پژوهش مسیریابی متمرکز از جریان بخار آب بالاتر از آستانه با پیوستگی در طول (حداقل ۲۰۰۰ کیلومتر) و نسبت طول به عرض بیش از دو به عنوان یک رودخانه اتمسفری در نظر گرفته شدند (شکل ۳). بر این اساس در برخی از سامانه‌های بارشی فقط در یک بازه زمانی ۳ ساعته بارش سامانه با رودخانه جوی همراه بوده و در سایر اوقات فعالیت سامانه رودخانه‌ای شکل نگرفته یا وارد منطقه مطالعاتی نشده است. بنابراین در موارد زیادی از دوره فعالیت سامانه رودخانه جوی در سایر نقاط کشور یا منطقه غرب آسیا وجود داشته است ولی وارد منطقه مطالعاتی نشده است. این گونه رودخانه‌ها نیز از محاسبات و تحلیل حذف شده‌اند. درحالی که در سامانه بارشی دیگر ممکن بود در بیشتر ایام فعالیت سامانه رودخانه جوی شکل گرفته و بر فعالیت بارشی سامانه مؤثر بوده باشد. بنابراین تعداد رودخانه‌های جوی شناسایی شده با تعداد سامانه‌های بارشی منطبق نیست بلکه به تعداد روزهای فعالیت بارشی سامانه و همچنین تعداد رودخانه‌های شکل گرفته در دوره فعالیت سامانه با فواصل زمانی سه‌ساعته مرتبط است. با این معیار حدود ۷۵ رودخانه جوی مرتبط با بارش در منطقه شمال غرب ایران شناسایی گردید.

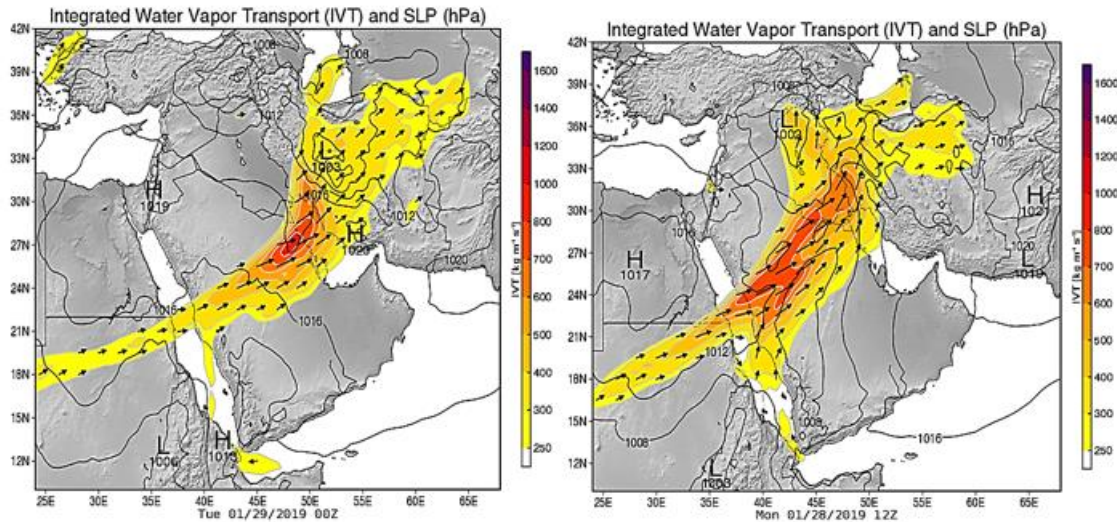


شکل (۳): تعیین طول و عرض رودخانه جوی منبع: لشکری و اسفندیاری، ۱۳۹۸

Fig (3): Determining the length and width of atmospheric rivers

1 - Zhu and Newell

2 - Guan and Waliser



شکل (۴): نمونه رودخانه‌های جوی (IVT)، تراز فشار دریا (SLP) در ساعت‌های ۱۲،۰۰ روزهای ۲۸ و ۲۹ ژانویه ۲۰۱۹  
 Fig (4): Sample of atmospheric rivers (IVT), sea level pressure (SLP) at 00:00, 12:00 on January 28 and 29, 2019

۶- در گام ششم با توجه به مبدأ شکل‌گیری رودخانه‌های جوی منشأ آن‌ها شناسایی گردید. سپس با استفاده از منطقه دارای بالاترین مقدار رطوبت درون رودخانه جوی در هر برش عرضی محور رودخانه جوی ترسیم گردید (شکل ۴). این بررسی نشان داد که رودخانه‌های جوی از سه منشأ اصلی سرچشمه می‌گیرند.

الف: رودخانه جوی با منشأ دریا‌های گرم جنوبی (کم‌فشار سودانی و تراف دریای سرخ).

ب: رودخانه‌های جوی با منشأ اقیانوس اطلس و منطقه همگرایی حاره‌ای.

ج: رودخانه‌های جوی با منشأ دریای مدیترانه.

د: رودخانه‌های جوی با منشأ ترکیبی دریا‌های گرم جنوبی و دریای مدیترانه.

۷- در گام بعد بر اساس منشأ رودخانه‌های جوی داده‌های نم و ویژه، باد مداری و نصف‌النهاری و ارتفاع ژئوپتانسیل برای ترازهای دریا تا ۸۵۰ هکتوپاسکال از داده‌های سایت NCEP/NCAR دریافت گردید. سپس نقشه‌های ترکیبی برای تمام سامانه‌های بارشی مرتبط با رودخانه جوی (روز یا دوره زمانی منطبق با تشکیل رودخانه) ترسیم شد. با بررسی چشمی چندین باره، الگوهای همدیدی حاکم شناسایی گردید و الگوی پرتکرار برای هر منشأ رودخانه انتخاب گردید.

۸- در گام نهایی داده‌های نم و ویژه، ارتفاع ژئوپتانسیل، باد مداری و نصف‌النهاری و امگا برای ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال از داده‌های سایت ECMWF با توان تفکیک ۰/۲۵ درجه قوسی دریافت شد و نقشه‌های ترکیبی الگوهای همدیدی انتخابی ترسیم و مورد تحلیل قرار گرفتند. همچنین نقشه‌های پهنه‌بندی بارش با روش IDW در محیط ArcGIS10.5 ترسیم شده‌اند.

## یافته‌ها و بحث

همان‌طور که در بحث روش تحقیق بیان شد برای منشأ یابی رودخانه‌های جوی مرتبط با بارش‌های سنگین منطقه غرب و شمال غرب ۷۵ رودخانه جوی استفاده شده است. منشأ یابی رودخانه‌ها بر اساس نقطه شروع رودخانه و مسیر عبور آن یا محور رودخانه انجام شده است. باید توجه داشت ۷۵ رودخانه انتخابی شامل رودخانه‌هایی بوده است که وارد تمام یا بخشی از آن وارد منطقه غرب و شمال غرب ایران شده است. بنابراین تعداد زیادی رودخانه که در دوره فعالیت بارشی سامانه بر روی منطقه در خارج از محدوده قرار داشته‌اند منشأ یابی نشده‌اند. در انتخاب نمونه‌هایی از هر الگوی همدیدی نیز نمونه‌هایی از هر الگو که بیشترین تعداد رودخانه را در بازه‌های زمانی ۳ ساعته دارای رودخانه بوده است برای تحلیل الگوی همدیدی گزینش شده‌اند.

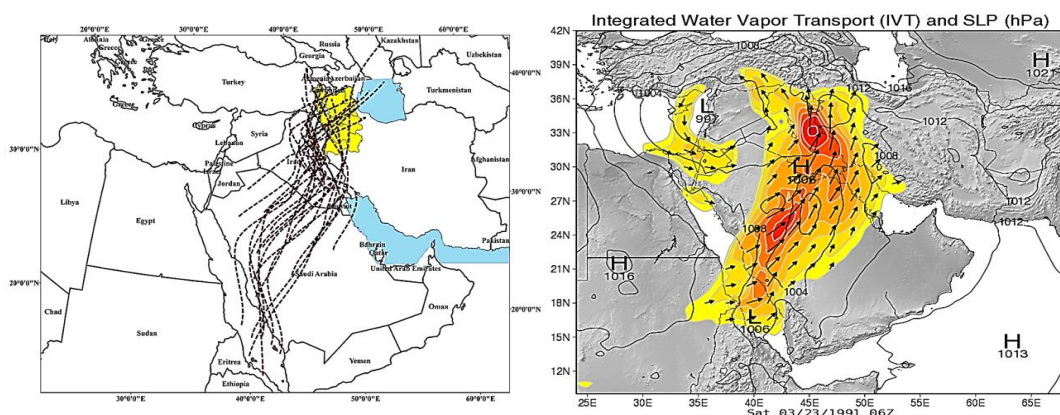
۳-۱- منشأ یابی رودخانه‌های جوی مؤثر بر بارش‌های غرب و شمال غرب



در دوره آماری ۱۹۸۷ تا ۲۰۲۰ بر اساس معیارهای ذکر شده در بخش روش شناسی ۷۵ رودخانه جوی شناسایی گردید. این رودخانه‌ها با فواصل زمانی سه‌ساعته در دوره فعالیت سامانه بارشی در صورتی که شرایط رودخانه جوی را احراز کرده باشند در شمارش و منشأ یابی دخالت داده شده‌اند. از این تعداد ۴۵/۵ درصد رودخانه‌ها از منشأ دریا‌های جنوبی (کم‌فشار سودان) ، ۲۱ درصد از منشأ آب‌های اقیانوس اطلس و منطقه همگرایی حاره‌ای (الگوی ترکیبی کم‌فشار سودان و مدیترانه‌ای) و ۱۴/۵ درصد از منشأ آب‌های دریای مدیترانه و ۱۸/۵ درصد از منشأ ترکیبی دریا‌های گرم جنوبی و دریای مدیترانه وارد منطقه مطالعاتی شده‌اند. به این ترتیب رودخانه‌های جوی با منشأ آب‌های گرم جنوبی بالاترین سهم را از رودخانه‌های جوی مؤثر بر بارش‌های منطقه دارا هستند. اشکال ۵ تا ۸ نمونه‌ای از منشأ هر رودخانه‌های جوی را نشان می‌دهد. هریک از رودخانه‌های جوی با منشأهای مختلف دارای ویژگی‌های متفاوتی می‌باشند. نتایج این تحقیق با یافته‌های (اسفندیاری و همکاران، ۱۳۹۹ ص ۵۶۹)، در مقاله شناسایی و تحلیل هم‌دید بالاترین بارش‌های مرتبط با رودخانه‌های جوی در ایران همخوانی دارد. در این تحقیق آمده است از ده سامانه نمونه با بارش سنگین انتخابی که ۷ نمونه از سامانه‌های بارشی شدید ۷ نمونه با منشأ کم‌فشار سودان، ۳ نمونه با منشأ ادغامی کم‌فشار سودان و مدیترانه بوده است. به همین دلیل بیشتر این رودخانه‌ها از جنوب و سپس غرب وارد کشور شده است. منشأ رطوبتی عموم این رودخانه‌های جوی از دریا‌های جنوبی و سامانه‌های جنوبی بیشتری نقش را در شکل‌گیری و تقویت آن‌ها داشته‌اند.

#### رودخانه‌های جوی با منشأ دریا‌های جنوبی

همان‌طور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود اکثر این رودخانه‌ها از بخش جنوبی دریای سرخ یا ساحل شرقی این دریا شکل گرفته و با راستایی تقریباً جنوبی - شمالی به سمت عرض‌های شمالی گسترش می‌یابند. این رودخانه‌ها عموماً از روز اول شکل‌گیری وارد منطقه غرب و شمال غرب نمی‌شوند بلکه ابتدا از سمت جنوب غرب وارد ایران شده و سپس با تقویت و عمیق شدن ناوه و تشدید جریان‌های جنوبی به تدریج به عرض‌های شمالی‌تر گسترش یافته و غرب و شمال غرب ایران را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهند. نتایج بررسی‌ها نشان دادند رودخانه‌هایی که وارد غرب و شمال غرب ایران می‌شوند عموماً در ساعت‌های ۰۰ تا ۰۶ به وقت گرینویچ از اوج بیشتری برخوردار هستند.



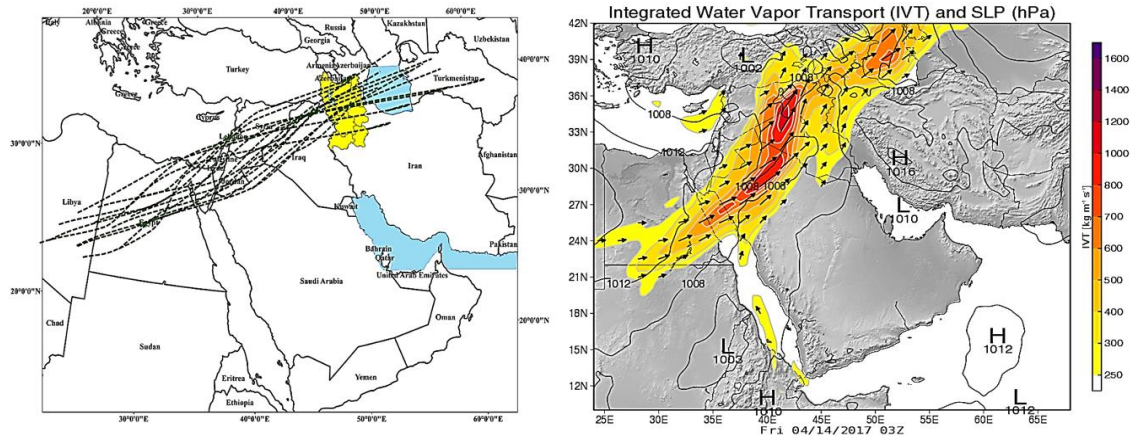
شکل (۵): رودخانه‌های جوی با منشأ دریا‌های جنوبی

Fig (5): Atmospheric rivers originating in the southern seas.

#### رودخانه‌های جوی با منشأ منطقه همگرایی حاره‌ای

همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود این رودخانه‌ها برخلاف رودخانه‌های جوی دیگر قبل از دریای سرخ شکل می‌گیرند. نتایج بررسی‌های انجام شده بر روی اشکال این رودخانه‌ها نشان دادند که رطوبت آن‌ها از دو بخش متفاوت در لایه‌های زیرین و میانی و لایه بالایی برخوردار است. در لایه زیرین تروپوسفر رطوبت فرافت شده از روی دریا‌های عرب و خلیج عدن و در ادامه دریای سرخ نقش مهمی در فرارفت رطوبت به درون رودخانه ایفا می‌کنند. این رطوبت از طریق جریان‌های غرب سو از روی دریای عرب وارد خلیج عدن شده و پس از عبور از تنگه باب المندب و ورود به دریای سرخ بخشی از رطوبت رودخانه جوی را در لایه زیرین تأمین می‌کند. در لایه‌های میانی

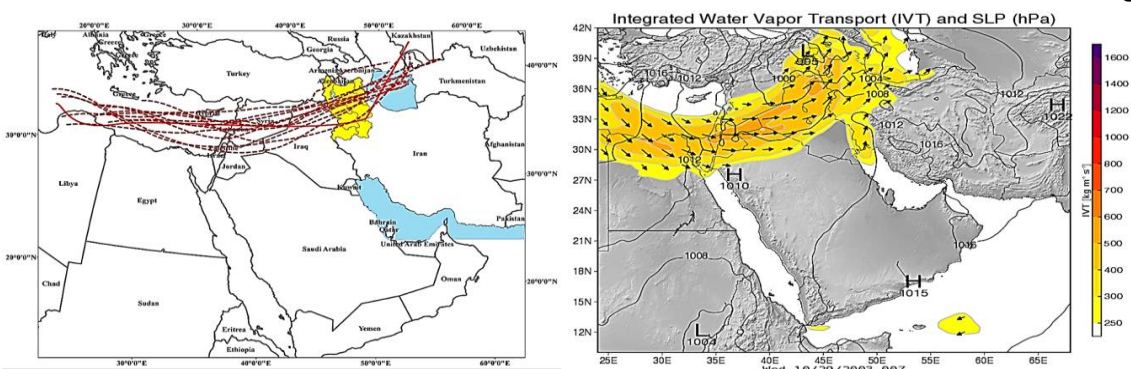
و بالایی تروپوسفر رطوبتی که به‌وسیله جریان‌های همرفتی حاکم بر روی منطقه همگرایی حاره‌ای به لایه‌های میانی تروپوسفر همرفت شده است به تدریج در تأمین رطوبت رودخانه‌های جوی مشارکت می‌کند. این پدیده زمانی رخ می‌دهد که ناوه شرقی مدیترانه گسترش جنوب سوی قابل توجهی داشته و انتهای جنوبی ناوه تا جنوب سودان و اتیوپی گسترش می‌یابد. در این شرایط رطوبت همرفتی به لایه‌های بالایی در امتداد جریان‌های جنوبی جلوی ناوه به عرض‌های شمالی فرارفت شده و رودخانه اصلی شکل می‌گیرد (شکل ۶).



شکل (۶): رودخانه‌های جوی با منشأ منطقه همگرایی حاره‌ای  
 Fig (6): Atmospheric rivers originating in the tropical convergence zone

رودخانه‌های جوی با منشأ دریای مدیترانه

شکل ۷ نشان می‌دهد که این رودخانه‌ها بیشتر از بخش میانی یا غربی دریای مدیترانه شروع شده و عموماً امتدادی غربی - شرقی دارند. این رودخانه‌ها بعد از شکل‌گیری اولیه در غرب دریای مدیترانه به تدریج با عبور از روی این دریا تقویت شده و با همان راستای غربی - شرقی وارد خشکی‌های غرب آسیا می‌شوند. این‌گونه رودخانه‌ها در شرایط همدیدی اتفاق خواهند افتاد که به دلیل ادغام زبانه‌های دو سامانه واچرخندی عربستان و آفریقا یا زبانه‌های دو واچرخند آفریقا و آرزو، تمام پهنه صحرا در ترازهای زیرین تامیانی تروپوسفر تحت حاکمیت زبانه‌های این سامانه‌های واچرخندی قرار می‌گیرد. در این شرایط ناوه شرق اروپا امکان گسترش و نفوذ به عرض‌های جنوبی پیدا نمی‌کند و در نتیجه ناوه به تدریج به سمت غرب (عقب) برمی‌گردد و جریان‌ها در انتهای جنوبی ناوه حالتی مداری پیدا می‌کنند (شکل ۷).

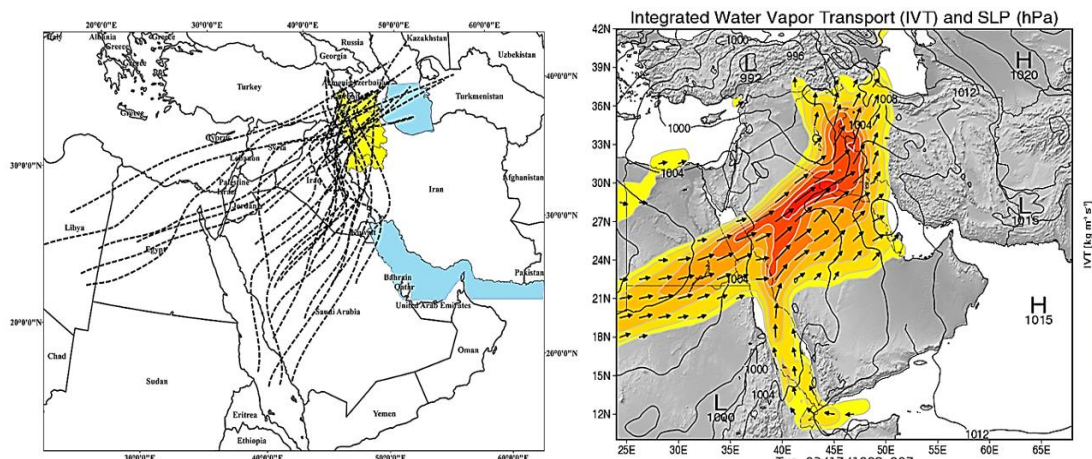


شکل (۷): رودخانه‌های جوی با منشأ دریای مدیترانه  
 Fig (7): Atmospheric rivers originating in the Mediterranean Sea

رودخانه‌های جوی با منشأ ترکیبی دریا‌های گرم جنوبی و دریای مدیترانه

این نوع رودخانه‌های جوی که در منطقه غرب و شمال غرب ایران رودخانه‌های قدرتمندی نیز هستند در آن نوع از الگوهای همدیدی شکل می‌گیرند که در لایه‌های زیرین تروپوسفر با گسترش شمال سوی زبانه کم‌فشار سودان با چرخند مدیترانه‌ای ادغام می‌گردد. در

این الگو هسته و اچرخندی عربستان با جابجایی غرب سو بر روی مرکز یا نیمه شرقی شبه جزیره عربستان قرار می‌گیرد. در این شرایط همدیدی، زبانه کم‌فشار سودان با اندکی جابجایی غرب سو با عبور از روی کشور مصر و دریای سرخ بر روی آب‌های بخش شرقی دریای مدیترانه (اطراف قبرس) یا قدری شرق سوتر بر روی غرب عراق با چرخند مدیترانه ادغام می‌گردد.



شکل (۸): رودخانه‌های جوی با منشأ ترکیبی دریاهای گرم جنوبی و دریای مدیترانه

Fig (8): Atmospheric rivers with a combined origin of the warm southern seas and the Mediterranean Sea.

در این شرایط رطوبت دریاهای گرم جنوبی در امتداد دامنه شرقی زبانه کم‌فشار سودانی به درون چرخند مدیترانه‌ای فرارفت شده و ضمن ترکیب با رطوبت انتقالی از روی دریای مدیترانه در امتداد جریان‌های غربی ترازهای میانی تروپوسفر به سمت خشکی‌های ساحل شرقی مدیترانه فرارفت می‌شود. در نتیجه رودخانه قبل از ادغام زبانه رطوبتی دو سامانه دارای دوشاخه مستقل غربی و جنوبی است. با توجه به منطقه ادغام زبانه‌های دو سامانه، ادغام زبانه‌های آن‌ها بر روی شرق مدیترانه یا غرب عراق انجام می‌شود (شکل ۸). نتایج این تحقیق در تأیید نتایج مطالعات (اسفندیاری و لشکری ۲۰۲۰ ص ۵۹۶)، در ارتباط با منشأ رودخانه‌های جوی ایران و منطقه غرب و شمال غرب ایران است.

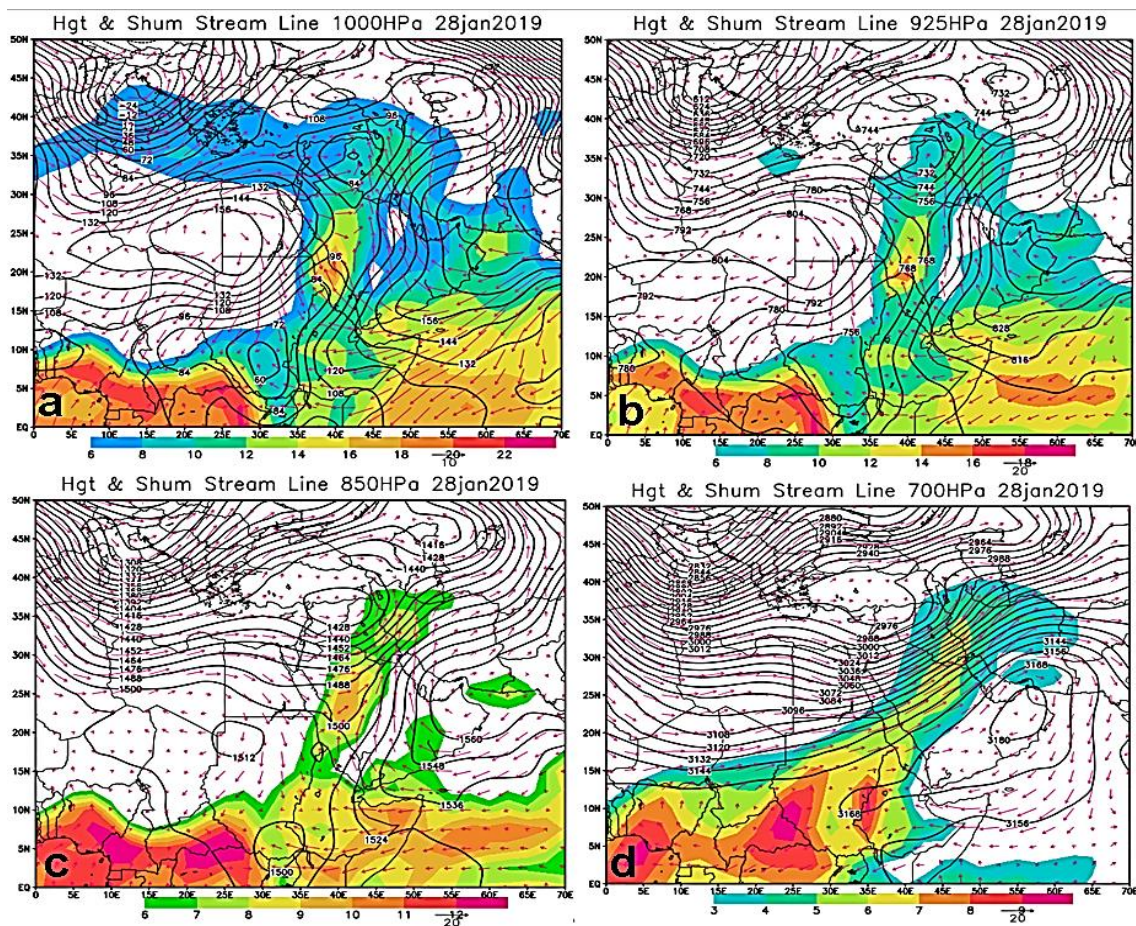
#### تحلیل الگوهای همدیدی رودخانه‌های جوی با منشأ مختلف

بر اساس یافته‌های پژوهش رودخانه‌های جوی با چهار منشأ مختلف وارد غرب و شمال غرب ایران می‌شوند. در این به جهت رعایت اختصار مقاله الگوی همدیدی ۲ منشأ از آن‌ها تحلیل شده است.

#### الگوی همدیدی رودخانه‌های با منشأ دریاهای گرم جنوبی (الگوی کم‌فشار سودان)

رودخانه‌هایی که از منابع رطوبتی دریاهای گرم جنوبی منشأ می‌گیرند در الگوهای مختلفی شکل می‌گیرند. منشأ تعداد بیشتری از آن‌ها سامانه کم‌فشار سودان است. یا به عبارت دیگر این سامانه نقش اصلی را در ساختار همدیدی رودخانه‌های این مسیر دارد. شکل ۹ ساختار سامانه‌های این الگو را در ترازهای زیرین تروپوسفر نشان می‌دهد. در این الگو که یکی از الگوهای پرتکرار از کم‌فشار سودان است با توجه به سرعت حرکت سامانه از سه تا پنج روز قبل از شروع فعالیت سامانه بارشی بر روی غرب و شمال غرب ایران و گسترش رودخانه بر روی منطقه مورد مطالعه زبانه گسترده‌ای از پرفشار سیبری با راستایی شمال شرقی-جنوب غربی پس از عبور از کشورهای آسیای میانه، افغانستان پاکستان و جنوب شرق ایران وارد دریای عمان شده و در ادامه نیمه شرقی شبه جزیره عربستان، دریاهای عرب، خلیج عدن را در برمی‌گیرد. همان‌طور که نقشه ترکیبی جریان و ارتفاع ژئوپتانسیل نیز نشان می‌دهد، تندبادهای حاکم بر روی دریاهای عمان و عرب در گردشی و اچرخندی رطوبت این دریاهای گرم را به درون زبانه کم‌فشار سودانی فرارفت می‌نمایند. این پدیده حداقل دو تا سه روز قبل از شروع شکل‌گیری رودخانه جوی بر روی دریاهای عرب و عمان غلبه دارد. در این الگو ناوه عمیقی اروپای غربی، بخش غربی دریای مدیترانه و شمال صحرای آفریقا را در برگرفته است. جریان‌های شمالی پشت ناوه هوای سرد جنب قطبی را بر روی صحرای آفریقا فرارفت

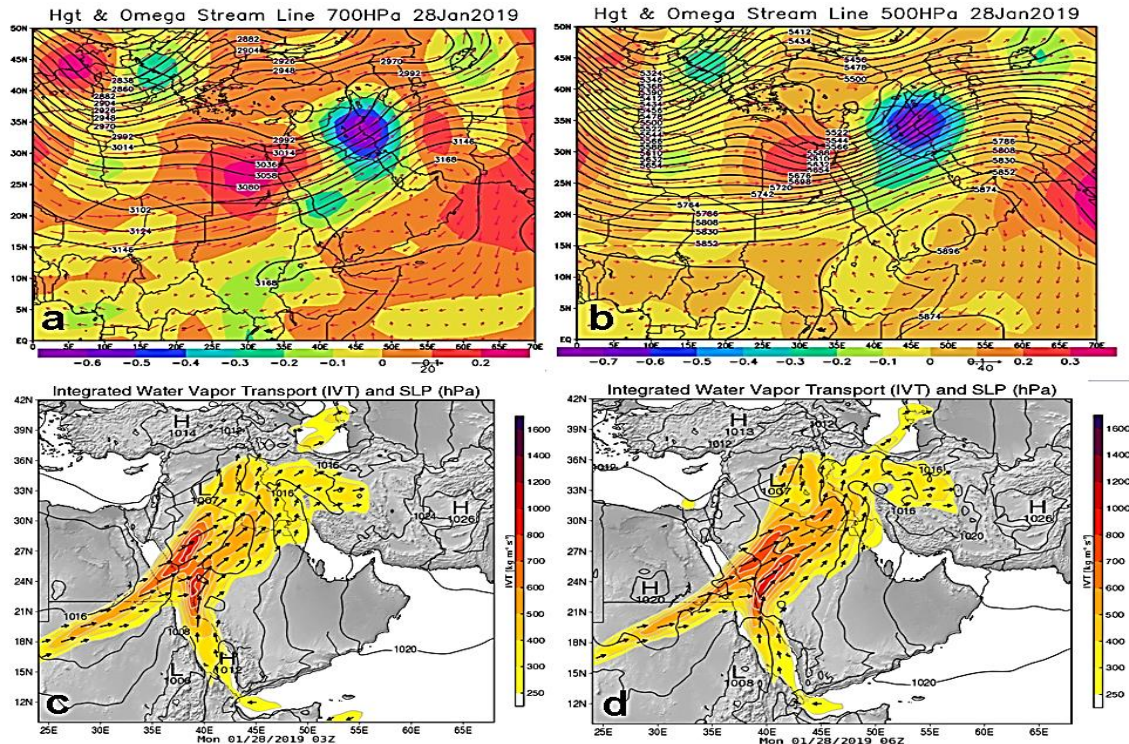
می‌نماید. این در حالی است که در تراز زیرین تروپوسفر سلول واچرخندی آفریقا با استقرار بر روی شرق صحرای آفریقا و غرب دریای سرخ (کشورهای مصر و لیبی) در گردشی واچرخندی هوای سرد انتقالی به‌وسیله ناوه را به پشت سامانه سودانی فرارفت می‌نماید. هوای گرم و مرطوب فرارفت شده به درون سامانه سودانی از طریق جریان‌های واچرخندی زبانه پرفشار سیبری و فرارفت سرد به پشت سامانه سودانی به‌وسیله جریان‌های واچرخندی آفریقا سبب تقویت هر چه بیشتر سامانه سودانی شده و زبانه این کم‌فشار در امتداد جریانات جنوب جلوی ناوه ترازهای میانی به سمت عرض‌های شمالی گسترش یافته است. زبانه این کم‌فشار با راستایی جنوب غربی - شمال شرقی با گسترش بر روی دریای سرخ با رطوبت فرارفت شده از منطقه همگرایی دریای سرخ تقویت شده و با گسترش شمال شرق سوی تمام پهنه غربی آسیا را در محدوده غرب ایران تا شرق دریای مدیترانه در بر گرفته است. سلول چرخندی در امتداد این زبانه بر روی کشور عراق شکل گرفته که ناپایداری‌ها را در غرب و شمال غرب ایران تشدید کرده است. رطوبت فرارفت شده در امتداد تندبادهای بخش شرقی زبانه کم‌فشار میدان رطوبتی را در نیمه غربی ایران فراهم نموده است که ضمن تأمین انرژی ترمودینامیکی سامانه چرخندی مستقر بر روی غرب ایران رطوبت لازم را برای جریان‌های همرفتی فراهم نموده است. این شرایط همدیدی و ترمودینامیکی در تمام ترازهای زیرین تروپوسفر (تراز دریا تا ۸۵۰ هکتوپاسکال) حاکمیت دارد (شکل ۹).



شکل (۹): ارتفاع ژئوپتانسیل (کانتور)، میدان باد (بردار) و رطوبت (سایه‌دار) ترازهای (a) ۱۰۰۰، (b) ۹۲۵، (c) ۸۵۰ و (d) ۷۰۰ هکتوپاسکال روز ۲۸ ژانویه ۲۰۱۹  
 Fig (9): Geopotential height (contour), wind field (vector) and humidity (shaded) levels of 1000 (a), 925 (b), 850 (c) and 700 (d) hectopascals on January 28, 2019

در ترازهای میانی تروپوسفر با دور شدن از واداشت‌های سطحی الگوی دینامیکی فرایند غالب در سامانه‌ها است. در ترازهای میانی به تدریج واچرخند عربستان پدیده غالب بر روی دریاهای عرب و عمان است. با جابجایی شرق سوی این واچرخند و استقرار آن در طول جغرافیایی فراتر از ۵۰ درجه شرقی امکان گسترش جنوب سوی ناوه مدیترانه‌ای را فراهم نموده است. در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

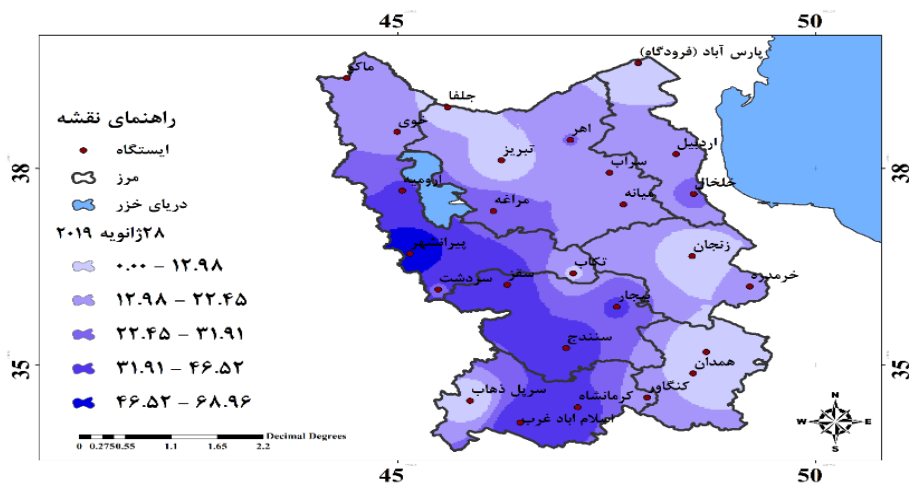
ناوه عمیقی تمام پهنه غرب ایران تا میانه دریای مدیترانه و در امتداد جنوبی تا جنوب صحرا تحت تأثیر این ناه عمیق قرار دارد. جریان‌های جنوبی جلوی ناه ضمن تزریق تاوایی مناسب و تشدید ناپایداری‌ها در غرب و شمال غرب ایران فرارفت رطوبتی از عرض‌های حاره‌ای به‌ویژه رطوبت منطقه همگرایی حاره‌ای بر روی منطقه مطالعاتی را فراهم نموده است. رطوبت ایجادشده در بخش شرقی ناه به‌خوبی بیانگر این فرارفت رطوبتی از عرض‌های حاره‌ای بر روی شمال غرب ایران و تأمین رطوبت رودخانه جوی است (شکل ۹d).



شکل (10): ارتفاع ژئوپتانسیل (کانتور)، میدان باد (بردار) و امگای (سایه‌دار) ترازهای (a) 700، (b) 500 هکتوپاسکال و رودخانه‌های جوی (IVT)، تراز فشار دریا (SLP) در ساعت‌های (c) 03، (d) 06 روز 28 ژانویه 2019.

Fig (10): Geopotential height (contour), wind field (vector) and Omega (shaded) levels of 700(a), 500(b) hectopascals and atmospheric rivers (IVT), sea level pressure (SLP) at (c) 03 hours, 06(d) on January 28, 2019.

شکل‌های (a,b) نقشه ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل، جریان و امگا را در ترازهای میانی جو نشان می‌دهد. در این شکل‌ها در هر دو تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال میدان گسترده‌ای با امگای منفی تمام پهنه غرب و شمال غرب ایران را در بر گرفته است. در بخش‌هایی از غرب و شمال غرب ایران بزرگای امگای منفی به بیش از  $0.15$  تا  $0.17$  پاسکال بر ثانیه می‌رسد. این بزرگا بیانگر جریان‌های بالاسوی قوی بر روی این منطقه است. در نتیجه رطوبت فراوان فرارفت شده به‌وسیله رودخانه جوی در غالب جریان‌های بالاسوی قوی جریان‌های همرفتی قوی را سبب شده و بارش‌های شدیدی را بر روی منطقه ایجاد کرده است. طبق شکل‌های c,d، ۱۰ حد اقل در چهار مقطع زمانی سه‌ساعته (از ساعت ۰۰ گرینویچ تا ۰۹ گرینویچ) رودخانه جوی تا منطقه شمال غرب ایران گسترش داشته است. شکل ۱۱ نقشه پهنه بارشی این روز را بر روی منطقه مطالعاتی نشان می‌دهد. هسته بارشی در این روز بر روی استان‌های کردستان و شمال استان کرمانشاه قرار دارد.

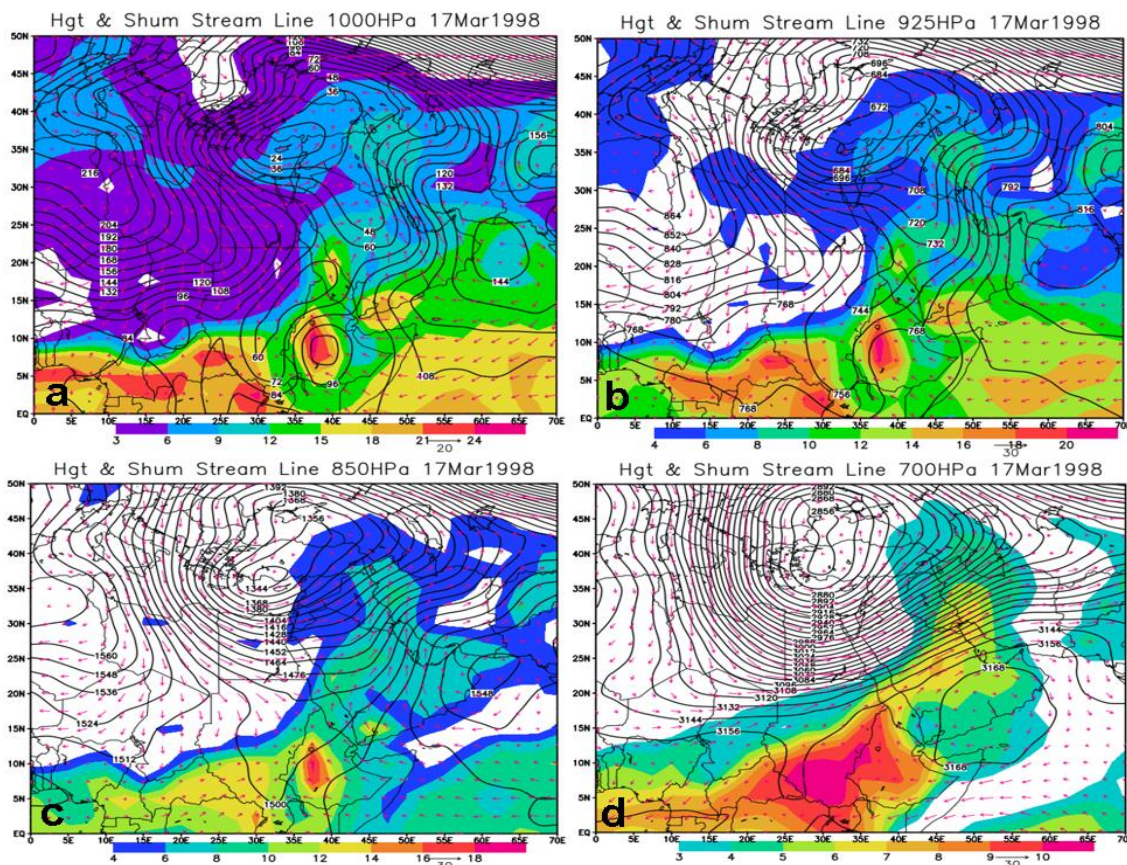


شکل (۱۱): پهنه‌بندی بارش غرب و شمال غرب ایران روز ۲۸ ژانویه ۲۰۱۹

Fig (11): Rainfall zoning in the west and northwest on January 28, 2019.

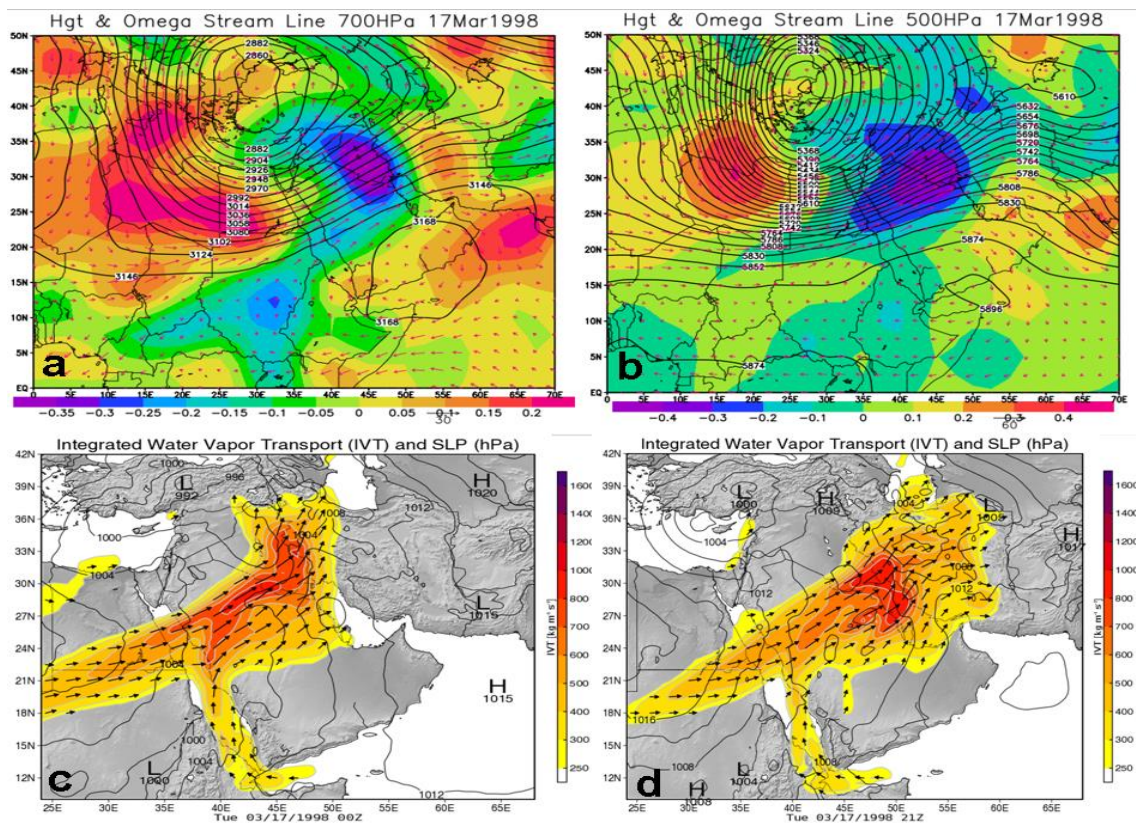
### الگوی رودخانه‌های با منشأ منطقه همگرایی حاره‌ای

در این گروه از رودخانه‌های جوی ساختار افقی و قائم الگوهای همدیدی به‌گونه‌ای است که رطوبت منطقه حاره‌ای نقش اساسی در شکل‌گیری رودخانه جوی ایفا می‌کند. شکل ۱۲ آرایش سامانه‌ها را در تراز زیرین تروپوسفر نشان می‌دهد. در این الگو در تراز زیرین تروپوسفر به‌ویژه در ترازهای دریا تا ۹۲۵ هکتوپاسکال مرکز چرخندی مدیترانه تمام محدوده غربی آسیا از غرب ایران تا شرق یونان و از سمت شمال تا دریای سیاه را در برمی‌گیرد. زبانه جنوبی این چرخند در گسترش جنوبی با کم فشار سودان ادغام می‌شود. در نتیجه زبانه کم‌فشاری از جنوب سودان تا شمال دریای سیاه تحت تسلط این زبانه کم‌فشار گسترده قرار می‌گیرد. در این الگو نیز همچنان زبانه پرفشار سیبری تمام پهنه دریاهای گرم عرب و عمان و در ادامه تا خلیج عدن را در برمی‌گیرد. تفاوت ایجاد شده در این الگو نسبت به الگوی سودانی شکل‌گیری هسته فرعی در درون زبانه پرفشار سیبری در غرب شبه‌جزیره عربستان و بر روی دریای عمان است. همان‌طور که نقشه ترکیبی جریان نیز نشان می‌دهد، گردش و اچرخندی حاصل از این هسته و اچرخندی رطوبت دریای عمان را به درون زبانه کم‌فشار سودانی و در ادامه تا غرب و شمال غرب ایران فرارفت نموده است. تندبادهای شرقی شکل‌گرفته بر روی دریای عرب و شمال اقیانوس هند رطوبت آب‌های گرم این منطقه را بر روی خشکی‌های شرقی آفریقا فرارفت نموده است. هسته‌های رطوبتی شکل‌گرفته بر روی شاخ آفریقا، دریای سرخ و شمال غرب ایران بیانگر این رطوبت فرارفت شده از دریاهای گرم جنوبی است (اشکال ۱۲a,b).



شکل (۱۲): ارتفاع ژئوپتانسیل (کانتور)، میدان باد (بردار) و رطوبت (سایه‌دار) ترازهای (a) ۱۰۰۰، (b) ۹۲۵، (c) ۸۵۰ و (d) هکتوپاسکال روز ۱۷ مارس ۱۹۹۸  
 Fig (12): Geopotential height (contour), wind field (vector) and humidity (shaded) levels of 1000 (a), 925 (b), 850 (c) and 700 (d) hectopascals on March 17, 1998

در این الگو از تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال سامانه‌های دینامیکی بر ساختار کلی جو منطقه غربی آسیا حاکمیت پیدا کرده‌اند. مرکز چرخندی که در ترازهای زیرین تروپوسفر بر روی غرب ایران تا شرق یونان شکل گرفته بود از تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال با تشدید فرارفت سرد جنب قطبی به درون چرخند و تزریق تاوایی مناسب حاصل از جریان‌های شمالی دامنه غربی چرخند کاملاً تقویت شده و مرکز کم ارتفاع بریده قوی در محدوده کشور قبرس تا دریای سیاه شکل گرفته است. با شمالی شدن جریان‌های در دامنه غربی چرخند و تزریق تاوایی مناسب به‌وسیله جریان‌های نصف‌النهاری و فرارفت سرد قطبی، ناوه کاملاً تقویت شده و ضمن گسترش جنوب سوی، تمام پهنه شمال و شرقی صحرای آفریقا را در بر گرفته است به طوری که انتهای جنوبی ناوه تا جنوب کشور سودان و هم‌جوار با منطقه همگرایی حاره‌ای گسترش یافته است. با گسترش بیش‌ازحد ناوه به عرض‌های جنوبی و دسترسی به منابع رطوبتی منطقه همگرایی حاره‌ای، این رطوبت به‌وسیله جریان‌های جنوب - جنوب غربی جلو ناوه به عرض‌های شمالی و در نهایت بر روی منطقه مورد مطالعه فرارفت شده است. کانال رطوبتی شکل گرفته در تمام ترازهای ۷۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال در جلوی ناوه به‌خوبی بیانگر مشارکت رطوبت منطقه همگرایی حاره‌ای در تأمین رطوبت رودخانه جوی شکل گرفته بر روی شرق صحرای آفریقا است (اشکال ۱۲ c,d).



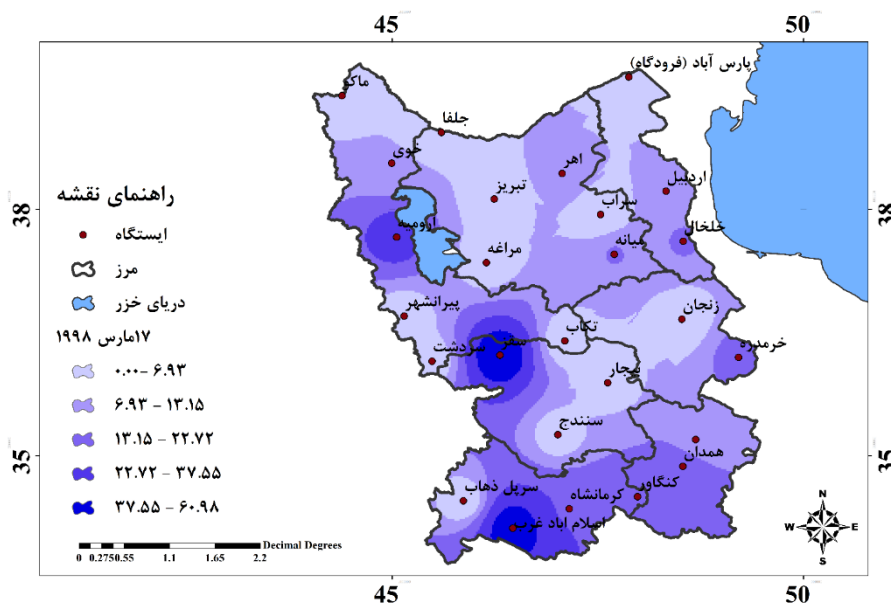
شکل (۱۳): ارتفاع ژئوپتانسیل (کانتور)، میدان باد (برداری) و امگای (سایه‌دار) ترازهای (a) ۷۰۰، (b) ۵۰۰ هکتوپاسکال و رودخانه‌های جوی (IVT)، تراز فشار دریا (SLP) در ساعت‌های (c) ۰۰، (d) ۲۱ روز ۱۷ مارس ۱۹۹۸

**Fig (13): Geopotential height (contour), wind field (vector) and Omega (shaded) levels of 700(a), 500(b) hectopascals and atmospheric rivers (IVT), sea level pressure (SLP) at (c) 00 hours, 21(d) on March 17, 1998**

شکل‌های ۱۳a,b نقشه ترکیبی امگا، جریان و ارتفاع ژئوپتانسیل را در ترازهای میانی تروپوسفر نشان می‌دهند. همان‌که بر روی نقشه‌های هر دو تراز مشاهده می‌شود در این الگو نیز میدان گسترده‌ای از امگای منفی تمام پهنه غربی ایران و کشور عراق را در بر گرفته است. بزرگای امگای منفی در هر دو تراز بیش از  $-0.35$  تا  $-0.4$  پاسکال بر ثانیه است که بیانگر حاکمیت جریان‌های بالاسوی قوی در تمام بخش‌های غربی ایران و منطقه مورد مطالعه است. رطوبت فراوان فرارفت شده به وسیله رودخانه جوی و جریان‌های بالاسوی قوی حاکم بر منطقه شرایط مناسبی را برای شکل‌گیری ابرهای همرفتی قوی به دلیل انرژی ترمودینامیکی آزاد شده توسط گرمای بادر و فراهم می‌کند. شکل‌های ۱۳c,d نمونه‌هایی از رودخانه‌های جوی شکل‌گرفته در این الگوی همدیدگی را نشان می‌دهند. این رودخانه‌های جوی عموماً از شرق سودان و در محدوده کشورهای چاد و نیجر شکل‌گرفته و در طول مسیر با رطوبت فرارفت شده از روی دریاها، سرخ، عمان و خلیج فارس، به‌ویژه از ترازهای زیرین تقویت می‌شوند (۱۳c,d).

شکل ۱۴ نقشه پهنه بارشی را در این روز بر روی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. شدت بارش در برخی ایستگاه‌ها همانند اسلام‌آباد غرب و سقز به بیش از ۳۷ میلی‌متر نیز رسیده است.





شکل (۱۴): پهنه‌بندی بارش غرب و شمال غرب ایران روز ۱۷ مارس ۱۹۹۸  
Fig (14): Rainfall zoning in the west and northwest on March 17, 1998

### نتیجه‌گیری

نتایج این تحقیق نشان داد علیرغم نزدیکی منطقه مورد مطالعه به منابع رطوبتی دریاهای مدیترانه، خزر و دریای سیاه این دریاها نقش اساسی را در تأمین رطوبت رودخانه‌های جوی ندارند. ولی دریاهای گرم جنوبی سهم بالاتری از رودخانه‌های جوی ورودی به منطقه را بر عهده دارند. به طوری که ۴۵/۵ درصد رودخانه‌های ورودی به منطقه به طور مستقیم از کم فشار سودان و رطوبت دریاهای جنوبی متأثر شده و ۱۸ درصد نیز در حالت ادغام شده کم فشار سودان و چرخند مدیترانه و رطوبت دریاهای مدیترانه و دریاهای جنوبی شکل گرفته و وارد منطقه مطالعاتی می‌شوند. در این راستا رودخانه‌های جوی با منشأ رطوبتی منطقه همگرایی حاره‌ای و رودخانه‌های جوی ادغامی در رتبه‌های بعدی قرار دارند. با وجود اینکه منطقه مطالعاتی نزدیک‌ترین فاصله را با دریای مدیترانه دارد، ولی تعداد رودخانه‌های منشأ گرفته از این منبع رطوبتی کمترین سهم را در بارش‌های منطقه داشته‌اند.

پدیده دیگر در ارتباط با رودخانه‌های جوی منطقه غرب و شمال غرب کشور عدم تداوم رودخانه‌های جوی در بازه زمانی است. به عبارت دیگر زمانی که رودخانه جوی وارد منطقه مورد مطالعه می‌شوند ممکن است فقط در دو بازه زمانی سه ساعته تداوم داشته و سپس از بین رفته یا جابجا می‌شود. در صورتی که رودخانه جوی ممکن است با همان منشأ ثابت برای چندین روز متوالی بر روی ایران فعال باشد. پدیده دیگر نامنظم بودن توالی زمانی رودخانه‌ها بر روی منطقه است. به عنوان مثال ممکن است رودخانه برای یک یا دو بازه زمانی سه ساعته بر روی منطقه فعال بوده و سپس برای چند بازه زمانی از بین رفته و دوباره بر روی منطقه فعال گردد. اصولاً رودخانه‌های جوی که از منشأ دریای مدیترانه وارد منطقه مطالعاتی می‌گردند، کمترین میزان تداوم را دارند که بندرت این رودخانه‌ها در دو یا سه بازه زمانی قوام داشته و فعال بوده‌اند. در مجموع رودخانه‌های جوی با منشأ دریاهای جنوبی هم از لحاظ تداوم زمانی و هم از لحاظ شدت و مقدار رطوبت انتقالی قوی‌تر از سایر منشأها بوده‌اند. از لحاظ تراز انتقال رطوبت، رودخانه‌های جوی با منشأ دریاهای جنوبی با الگوی هم‌دیدگی سودان بخش عمده رطوبت در لایه‌های زیرین تروپوسفر به‌ویژه ترازهای ۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال از دریاهای عرب و عمان و در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از دریای سرخ فرارفت شده و در ادامه این رطوبت به لایه‌های میانی هم‌رفت شده است. در رودخانه‌های جوی با منشأ منطقه همگرایی حاره‌ای در لایه زیرین تروپوسفر از دریاهای عرب و عمان و دریای سرخ و در لایه‌های میانی از منطقه همگرایی حاره‌ای فرارفت می‌شود. برای رودخانه‌های جوی با منشأ دریای مدیترانه در دوردست دریای مدیترانه از لایه زیرین و به سمت شرق از لایه‌های میانی فرارفت صورت می‌گیرد. نتایج این تحقیق در تأیید بر مطالعات (لشکری و همکاران، ۱۳۹۹ ص ۹۹؛ لشکری و همکاران، ۱۴۰۰ ص ۸۱؛ در ارتباط با نقش دریاهای جنوبی در تأمین رطوبت رودخانه‌های جوی و مطالعات لشکری و همکاران، ۱۳۹۵ ص ۵۹؛ محمدی

و همکاران، ۱۴۰۰ ص ۱؛ مزیدی و همکاران، ۱۳۹۱ ص ۱؛ امیدوار و همکاران، ۱۳۹۶ ص ۲۳۷) در ارتباط با نقش سامانه‌های کم‌فشار سودان و الگوی ترکیبی کم‌فشار سودان و مدیترانه در ایجاد بارش‌های سنگین بود.

## منابع

- Asakereh, H., Khoshakhlag, F., & shamohamadi, Z. (2017). Phase Extraction of Synoptic Patterns with Positive North Atlantic Oscillation (NAO) and its Impact on the Winter Precipitation in Iran. *Hydrogeomorphology*, 3(9), 113-137[In Parsin].
- Akbary, M., Salimi, S., Hosseini, S. A., & Hosseini, M. (2019). Spatio-temporal changes of atmospheric rivers in the Middle East and North Africa region. *International Journal of Climatology*, 39(10), 3976-3986.
- Debbage, N., Miller, P., Poore, S., Morano, K., Mote, T., & Marshall Shepherd, J. (2017). A climatology of atmospheric river interactions with the southeastern United States coastline. *International Journal of Climatology*, 37(11), 4077-4091.
- Dettinger, M. D., & Ralph, F. M. (2011). Tapash Das, Paul J. Neiman, and Daniel R. Cayan, 445-78.
- Eckhardt, S., Stohl, A., Wernli, H., James, P., Forster, C., & Spichtinger, N. (2004). A 15-year climatology of warm conveyor belts. *Journal of climate*, 17(1), 218-237.
- Esfandiari, N., & Lashkari, H. (2021). The effect of atmospheric rivers on cold-season heavy precipitation events in Iran. *Journal of Water and Climate Change*, 12(2), 596-611.
- Gimeno, L., Nieto, R., Vázquez, M., & Lavers, D. A. (2014). Atmospheric rivers: A mini-review. *Frontiers in Earth Science*, 2, 2.
- Guan B., Waliser DE. (2015). Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies. *Journal of Geophysical Research*, 120(24), 12,514-12,535.
- Kaspi, Y., & Schneider, T. (2013). The role of stationary eddies in shaping midlatitude storm tracks. *Journal of the atmospheric sciences*, 70(8), 2596-2613.
- Kim, J., Moon, H., Guan, B., Waliser, D. E., Choi, J., Gu, T. Y., & Byun, Y. H. (2021). Precipitation characteristics related to atmospheric rivers in East Asia. *International Journal of Climatology*, 41, E2244-E2257.
- Lakshmi, D. D., & Satyanarayana, A. N. V. (2019). Influence of atmospheric rivers in the occurrence of devastating flood associated with extreme precipitation events over Chennai using different reanalysis data sets. *Atmospheric Research*, 215, 12-36.
- Lashkari, H., & Esfandiari, N. (2020). Identification and synoptic analysis of the highest precipitation linked to ARs in Iran. *Journal of Spatial Analysis Environmental hazards*, 7(2), 187-206[In Parsin].
- Lashkari, H., & Esfandiari, N. (2021). Synoptic and thermodynamic patterns of atmospheric rivers associated to heavy precipitation in the cold period of Iran. *Journal of Natural Environmental Hazards*, 10(29), 125-144[In Parsin].
- Lashkari, H., Ghaemi, H., Hojati, Z., & Amini, M. (2012). Synoptic Analysis of Heavy Precipitation in the Isfahan Province. *Physical Geography Research Quarterly*, 44(4), 99-116[In Parsin].
- Lashkari, H., Jafari, M., & Mohammadi, Z. (2021). Why Does Precipitation Decrease in the South and Southwest of Iran in February Compared to Other Winter Months?. *Geography and Environmental Planning*, 32(3), 81-104[In Parsin].
- Lashkari, H., Matkan, A., Azadi, M., & Mohammadi, Z. (2016). Synoptic analysis of Arabian subtropical high pressure and subtropical jet stream in shortest period of precipitation in south and south west of Iran. *Environmental Sciences*, 14(4), 59-74[In Parsin].
- Lavers, D. A., & Villarini, G. (2015). The contribution of atmospheric rivers to precipitation in Europe and the United States. *Journal of Hydrology*, 522, 382-390.
- Lavers, D. A., Allan, R. P., Wood, E. F., Villarini, G., Brayshaw, D. J., & Wade, A. J. (2011). Winter floods in Britain are connected to atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*, 38(23).
- Liang, J., & Yong, Y. (2021). Climatology of atmospheric rivers in the Asian monsoon region. *International Journal of Climatology*, 41, E801-E818.
- Mahoney, K., Jackson, D. L., Neiman, P., Hughes, M., Darby, L., Wick, G., ... & Cifelli, R. (2016). Understanding the role of atmospheric rivers in heavy precipitation in the southeast United States. *Monthly Weather Review*, 144(4), 1617-1632.
- Mazidi, A., Koushki, H., & Nasr Azadani, M. (2012). A Synoptic Analysis of Higher-than 30 mm Rains from 2000 to 2005: The Case of Khoram Abad. *Geographic Thought*, 6(11), 1-33[In Parsin].

- Miller, D. K., Hotz, D., Winton, J., & Stewart, L. (2018). Investigation of atmospheric rivers impacting the Pigeon River basin of the southern Appalachian Mountains. *Weather and Forecasting*, 33(1), 283-299.
- Mohammadi, Z., Lashkari, H., & Mohammadi, M. S. (2021). Synoptic analysis and core situations of Arabian anticyclone in shortest period precipitation in the south and southwest of Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 1-18[In Parsin].
- Montazeri, M. (2016). Statistical and Synoptic Analysis of the Rainfall-Run off in the Beheshtabad Basin. *Hydrogeomorphology*, 3(6), 137-159[In Parsin].
- Nayak, M. A., Villarini, G., & Bradley, A. A. (2016). Atmospheric rivers and rainfall during NASA's Iowa Flood Studies (IFloodS) campaign. *Journal of Hydrometeorology*, 17(1), 257-271.
- Neiman, P. J., Ralph, F. M., White, A. B., Kingsmill, D. E., & Persson, P. O. G. (2002). The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's coastal mountains: Observations during CALJET. *Monthly Weather Review*, 130(6), 1468-1492.
- Newell, R. E., Newell, N. E., Zhu, Y., & Scott, C. (1992). Tropospheric rivers?—A pilot study. *Geophysical research letters*, 19(24), 2401-2404.
- Newman, M., Kiladis, G. N., Weickmann, K. M., Ralph, F. M., & Sardeshmukh, P. D. (2012). Relative contributions of synoptic and low-frequency eddies to time-mean atmospheric moisture transport, including the role of atmospheric rivers. *Journal of climate*, 25(21), 7341-7361.
- Omidvar, K., Sepandar, N., & Shafiee, S. (2018). Synoptic and thermodynamic analysis of heavy precipitation in the Province of Kermanshah from October 27 to 30, 2015. *Scientific-Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR)*, 27(107), 237-252. [In Parsin].
- Park, C., Son, S. W., & Kim, H. (2021). Distinct features of atmospheric rivers in the early versus late East Asian summer monsoon and their impacts on monsoon rainfall. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(7), 1-20. e2020JD033537.
- Ralph, F. M., Neiman, P. J., & Rotunno, R. (2005). Dropsonde observations in low-level jets over the northeastern Pacific Ocean from CALJET-1998 and PACJET-2001: Mean vertical-profile and atmospheric-river characteristics. *Monthly weather review*, 133(4), 889-910.
- Ralph, F. M., Neiman, P. J., & Wick, G. A. (2004). Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98. *Monthly weather review*, 132(7), 1721-1745.
- Ramos, A. M., Trigo, R. M., Tomé, R., & Liberato, M. L. (2018). Impacts of atmospheric rivers in extreme precipitation on the European Macaronesian Islands. *Atmosphere*, 9(8), 325.
- Salimi, S., & Saligheh, M. (2016). The effects of Atmospheric Rivers on Iran climate. *Physical Geography Research Quarterly*, 48(2), 247-264[In Parsin].
- Sepandar, N., & Omidvar, K. (2021). Investigation of the Relation between South and Southwest Iran's Heavy Rainfall with Atmospheric Rivers (ARs). *Jgs*, 21 (61), 295-314[In Parsin].
- Shadmani, N., Nasr Esfahani, M. A., & Ghasemi, A. (2018). Determination of humidity sources and accurate trajectory of moist air mass effective on heavy rainfalls in west and south of Iran (case study: flooding events of October and November 2015). *Iranian Journal of Geophysics*, 12(2), 50-63.
- Sodemann, H., & Stohl, A. (2013). Moisture origin and meridional transport in atmospheric rivers and their association with multiple cyclones. *Monthly Weather Review*, 141(8), 2850-2868.
- Stohl, A., Forster, C., & Sodemann, H. (2008). Remote sources of water vapor forming precipitation on the Norwegian west coast at 60 N—a tale of hurricanes and an atmospheric river. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D5).
- Zhu, Y., & Newell, R. E. (1994). Atmospheric rivers and bombs. *Geophysical Research Letters*, 21(18), 1999-2002.

## Research Paper



## Determination of the hydrological changes of Taleghan River based on IHA indices



Mahnaz Rezaei<sup>1</sup>, Somaiyeh Khaleghi<sup>2</sup>, Mohammad Mahdi Hosseinzadeh



This paper is an open access and licenced under the CC BY NC licence.



DOI:10.22034/HYD.2023.58352.1707

**Reference to this article:** Rezaei, Mahnaz, Khaleghi, Somaiyeh, Hosseinzadeh, Mohammad Mahdi (1402), Determination of the hydrological changes of Taleghan River based on IHA indices, *Hydrogeomorphology*, 10(37): 139-157 .

### Keywords

**Hydrological changes, discharge, land use, IHA, Taleghan River**

**Receive Date:** 2022/09/09

**Accept Date:** 2022/12/02

**Available:** 2024/01/20

### ABSTRACT

Changes in the hydrology of rivers are important in environmental and civil planning. During recent years, climate changes and population increase in the vicinity of the rivers of Alborz province, including the Taleghan River, have caused the hydrological condition of the river to face changes under the influence of human intervention, which can be pointed out. It has many negative effects on the state of the region's ecosystem. Considering the importance of the subject, in this research, the factors affecting the hydrological changes of the Taleghan River have been investigated. Descriptive-analytical methods have been used in this research. The most important data of the research included Landsat 5 and 8 satellite images, the SRTM 30-meter height digital model, Taleghan synoptic station climate information, and regional discharge information. Also, the most important tools used in the research were ArcGIS, ENVI, and SPSS. According to the subject of the study, this research has been done in several stages. In the first stage, the evaluation of land use changes, in the second stage, the evaluation of changes in climatic elements, and in the third stage, using IHA indicators, has been paid to evaluate the hydrological changes of the Taleghan River. The results of this research have shown that during the years 2000-2017, the average temperature of the region has increased and the area covered by snow has decreased. Also, under the influence of population growth, the use of artificial areas has increased and the use of gardens and pastures has decreased. Also, the total results of this research have shown that the discharge of the Taleghan River under the influence of natural and human changes, in terms of all IHA indicators, has had a significant decreasing trend. Also, among the stations in the region, the Glink station, which is located downstream of other stations, has faced more changes, which can be considered as the result of human activities and climate changes.

\* **Corresponding Author:** Somaiyeh Khaleghi

**E-mail:** s\_khaleghi@sbu.ac.ir

1. Department of Physical Geography, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran. E-mail: mahnaz.rezaee95@gmail.com

2. Corresponding Author, Department of Physical Geography, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran. E-mail: s\_khaleghi@sbu.ac.ir

3. Department of Physical Geography, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran. E-mail: m\_hoseinzadeh@sbu.ac.ir

## Extended Abstract

### Introduction

The changes in the hydrology of rivers are important in environmental and civil planning, because the changes in the hydrology of rivers are one of the effective factors in changing the sediment load of the river, destroying the banks and also the infrastructures near the river beds. Hydrological regimes play a major role in determining the composition, structure and function of living organisms in aquatic environments, wetlands and river ecosystems. Also, the river flow controls the key parameters of habitats such as flow depth, speed and habitat quality. The natural hydrological regime of the river is determined by the climate of the region, geology, topography and vegetation of the watershed, and it is the primary driver of ecological processes in the waterway channel and river border areas, which directly and indirectly affect the waterway path, water quality, and habitat. It affects physical and biological interactions; therefore, ecologists have investigated flow change indicators in order to identify the structure of riverside ecosystems. In many regions, including Alborz province, which has a high population density, despite the great importance of rivers in urban habitats and its uses, urban rivers are not looked at from an ecogeomorphological perspective; So that in the majority of the cities, with a negative attitude, they consider the rivers as a dangerous threat with a high potential of flooding for the cities. Also, in recent years, climate changes and the increasing trend of population in the vicinity of the rivers of Alborz province, including the Taleghan river, have caused the hydrological condition of the river to face changes under the influence of human interference, which can be seen in have many negative effects on the ecosystem status of the region. Due to the importance of the subject, in this research, the effective factors on the hydrological changes of the Taleghan River have been investigated.

### Methodology

Descriptive-analytical methods have been used in this research. The most important data of the research include Landsat 5 and 8 satellite images, SRTM 30 meters high digital model, Taleghan synoptic station climate data and Dubai data related to Alizan Jostan, Jostan and Geling stations. The most important tools used in the research are ArcGIS, ENVI, and SPSS, which are respectively used to prepare case maps, land use maps, and data analysis. According to the topic and objectives, this research has been done in several stages. In the first stage, Landsat 5 and 8 satellite images from 1990 and 2020 have been used in order to evaluate the trend of land use changes in the Taleghan catchment area. In the second step, by using the information of climatic elements of temperature and precipitation of Taleghan synoptic station, the trend of precipitation and temperature changes in the region has been evaluated. In the third stage, the indicators of hydrological changes of Taleghan River have been evaluated.

### Results and Discussion

In this research, in order to evaluate the influencing factors on the indicators of the hydrological changes of the Taleghan River, firstly, the trend of land use changes and climatic changes of the region as the most important influencing factors on the river flow have been investigated. The results of the evaluation of the land use changes in the region have shown that during the years 1990 to 2020, the use of man-made land has increased and the use of gardens and pastures has decreased. According to the mentioned cases, the level of involvement of human factors in the Taleghan watershed has been increasing, which can play an important role in the hydrology of the region. Also, the investigation of climatic elements of temperature and precipitation of Taleghan synoptic station has shown that the amount of precipitation of this station did not have a clear decreasing or increasing trend, but the average temperature of this station had an increasing trend, and this caused the snow level of the Taleghan catchment basin to have should be a decreasing trend, so that according to the results, the average snow-covered surface of the Taleghan catchment area has decreased by more than 100 square kilometers during the cold months of the year, which can play an important role in the changes in the flow of the Taleghan River. According to the process of changes, in this study, using IHA indicators, the hydrological changes of the studied area have been evaluated.

### Conclusion

Based on the results, during the years 1370 to 1397, the average percentage of monthly discharge changes in Alizan station of Jostan was -1.79%, while the rate for Jostan and Glink stations was -13.2 and -2.46%, respectively. Have been. Also, the results of the evaluation of the changes in the number and duration of periods with low and high flow have shown that the most changes related to the number of periods with low flow with -4.4% were related to Alizan

Jostan station. The most changes related to the duration of periods with low flow with -22.2% were related to Glink station. The most changes related to the number of courses with high discharge with -0.9% were related to Geling station. Also, the most changes related to the duration of periods with high discharge with 4.1% were related to Glink station. The total results have shown that changes in human factors and changes in land use have caused changes in the flow rate of Taleghan River. Also, among the stations in the region, the Glink station, which is located downstream from other stations, has faced more changes, which can be attributed to the effects of human activities and climate change.

## References

- Acuna-Alonso, C., Varandas, S., Álvarez, X., Martinho, A., 2023. Analysis of the evolution of a fisheries management plan based on environmental governance: Living laboratory in the Olo River, Portugal. *Fisheries Research* 260, 1-13.
- Bush, j., & Doyon, A., 2023. Planning a just nature-based city: Listening for the voice of an urban river. *Environmental Science & Policy* 143, 55-63.
- Charlton, R. 2007. *Fundamentals of fluvial geomorphology*, Rutledge, London and New York, Second Edition.
- Hu, Y., Duan, W., Chen, Y., Zou, S., Kayumba, P.M., Sahu, N., 2021. An integrated assessment of runoff dynamics in the Amu Darya River Basin: Confronting climate change and multiple human activities, 1960–2017. *Journal of Hydrology* 603.
- Ildoromi, A. 2022. Simulating sedimentation status of Ebrou river of Ekbatan dam in Hamedan Using GSTARS 2.1 mathematical model. *Hydrogeomorphology*, 9(31), 25-50. (In Persian).
- Liu, S., Wang, D., Miao, W., Wang, Z., Zhang, P., Li, D., 2023. Characteristics of runoff and sediment load during flood events in the Upper Yangtze River, China. *Journal of Hydrology* 620.
- Panahi, R., Moshashaie, M & Moshashaie, M. 2022. Morphological Analysis of the Mereg Mahidasht River. *Hydrogeomorphology*, 9(32), 43-62. (In Persian).
- Qi, X., Zhang, Z., Jing, J., Hu, W., Zhao, X., 2023. Regional planning for ecological protection of rivers in highly urbanized areas. *Ecological Indicators* 149, 1-15.
- Richter, B. D., Baumgartner, J.V., Powell, J., Braun, D.P., 1996. A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems. *Conserv Biol.*1996; 10(4):1163–1174.
- Wang, J., Shi, B., Yuan, Q., Zhao, E., Bai, T., Yang, S., 2022. Hydro-geomorphological regime of the lower Yellow river and delta in response to the water–sediment regulation scheme: Process, mechanism and implication. *CATENA* 219.
- Yin, S., Gao, G., Li, Y., Xu, Y.J., Turner, R.E., Ran, L., Wang, X., Fu, B., 2023. Long-term trends of streamflow, sediment load and nutrient fluxes from the Mississippi River Basin: Impacts of climate change and human activities. *Journal of Hydrology* 616.



## تعیین تغییرات هیدروولوژیکی طالقان رود بر اساس شاخص‌های IHA



مهناز رضایی<sup>۱</sup>، سمیه خالقی<sup>۲</sup>، محمدمهدی حسین‌زاده<sup>۳</sup>



این مقاله به صورت دسترسی باز و با لایسنس CC BY NC کربتیو کامنز قابل استفاده است.



ارجاع به این مقاله: رضایی، مهناز، خالقی، سمیه، حسین‌زاده، محمدمهدی (۱۴۰۲). تعیین تغییرات هیدروولوژیکی طالقان رود بر اساس شاخص‌های IHA. هیدروژئومورفولوژی، ۱۰ (۳۷): ۱۵۷-۱۳۹.

DOI:10.22034/HYD.2023.58352.1707



### چکیده

### کلیدواژه‌ها

تغییرات هیدروولوژی رودخانه‌ها در برنامه‌ریزی‌های محیطی و عمرانی حائز اهمیت است. در طی سال‌های اخیر، تغییرات اقلیمی و روند افزایشی جمعیت در مجاورت رودخانه‌های استان البرز از جمله رودخانه طالقان سبب شده است تا تحت تاثیر شرایط اقلیمی و بهره‌برداری‌های انسان، وضعیت هیدروولوژی رودخانه با تغییراتی مواجه شود که این مسئله می‌تواند اثرات منفی زیادی در وضعیت اکوسیستمی منطقه داشته باشد. با توجه به اهمیت موضوع، هدف این پژوهش، بررسی عوامل موثر بر تغییرات هیدروولوژی رودخانه طالقان رود پرداخته شده است. در این پژوهش از روش‌های توصیفی-تحلیلی استفاده شده است. مهم‌ترین داده‌های تحقیق شامل تصاویر ماهواره لندست ۵ و ۸، مدل رقومی ارتفاعی ۳۰ متر SRTM، اطلاعات اقلیمی ایستگاه سینوپتیک طالقان و اطلاعات سه ایستگاه هیدرومتری منطقه بوده است. همچنین مهم‌ترین ابزارهای مورد استفاده در تحقیق ArcGIS، ENVI و SPSS بوده است. با توجه به موضوع مورد مطالعه، این تحقیق در چند مرحله انجام شده است که در مرحله اول به ارزیابی روند تغییرات کاربری اراضی، در مرحله دوم به ارزیابی تغییرات عناصر اقلیمی و در مرحله سوم با استفاده از شاخص‌های IHA به ارزیابی تغییرات هیدروولوژیکی رودخانه طالقان پرداخته شده است. نتایج این تحقیق نشان داده است که در طی سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۶، میانگین دمای منطقه دارای روند افزایشی و سطح پوشیده از برف منطقه دارای روند کاهشی بوده است. همچنین تحت تاثیر روند افزایشی جمعیت، کاربری نواحی انسان‌ساخت دارای روند افزایشی و کاربری باغات و مراتع دارای روند کاهشی بوده است. همچنین مجموع نتایج تحقیق نشان داده است که تحت تاثیر تغییرات اقلیم و تغییرات کاربری اراضی، دبی رودخانه طالقان از نظر تمامی شاخص‌های IHA، دارای روند کاهشی معناداری بوده است. همچنین در بین ایستگاه‌های منطقه، ایستگاه گلینک که در پایین‌دست سایر ایستگاه‌ها قرار دارد، با تغییرات بیش‌تری مواجه شده است.

تغییرات هیدروولوژیکی، دبی، کاربری اراضی، IHA، طالقان رود

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۶/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۱۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۲/۳۰

\* نویسنده مسئول: سمیه خالقی

رایانامه: s\_khaleghi@sbu.ac.ir

۱. گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران. رایانامه: mahnaz.rezaee95@gmail.com

۲. گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران. رایانامه: s\_khaleghi@sbu.ac.ir

۳. گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران. رایانامه: m\_hoseinzadeh@sbu.ac.ir

## مقدمه

تغییرات هیدرولوژی رودخانه‌ها در برنامه‌ریزی‌های محیطی و عمرانی حائز اهمیت است (آکونو آلونسو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۲۳؛ بوش و دویون<sup>۲</sup>، ۲۰۲۳؛ کیو<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۲۳) چرا که تغییرات هیدرولوژی رودخانه‌ها از عوامل مؤثر در تغییر بار رسوبی رودخانه (پناهی و همکاران، ۱۴۰۱؛ لیو<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۲۳)، تخریب کناره‌ها و همچنین زیرساخت‌های نزدیک بستر رودخانه‌ها هستند (ایلدرمی، ۱۴۰۱؛ برنا<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۲۱). رژیم‌های هیدرولوژیکی نقش عمده‌ای در تعیین ترکیب، ساختار و عملکرد موجودات زنده در محیط‌های آبی، اراضی مرطوب و اکوسیستم‌های رودخانه‌ای ایفاء می‌کنند (ریشتر<sup>۶</sup> و همکاران، ۱۹۹۶). همچنین جریان رودخانه پارامترهای کلیدی زیستگاه‌ها مانند عمق جریان، سرعت و کیفیت زیستگاه را کنترل می‌کند (وانگ<sup>۷</sup> و همکاران، ۲۰۲۲). رژیم هیدرولوژیکی طبیعی رودخانه توسط اقلیم منطقه، زمین‌شناسی، توپوگرافی و پوشش گیاهی حوضه آبخیز تعیین می‌شود و محرک اولیه فرآیندهای اکولوژیکی در کانال آبراهه و مناطق حاشیه رودخانه است که به طور مستقیم و غیرمستقیم بر روی مسیر آبراهه، کیفیت آب، زیستگاه فیزیکی و تعاملات زیستی اثر می‌گذارد (هیو<sup>۸</sup> و همکاران، ۲۰۲۱؛ ین<sup>۹</sup> و همکاران، ۲۰۲۳)؛ بنابراین اکولوژیست‌ها جهت شناسایی ساختار اکوسیستم‌های حاشیه رودخانه‌ها، شاخص‌های تغییر جریان را مورد بررسی قرار داده‌اند (چارلتون<sup>۱۰</sup>، ۲۰۰۷).

در اواخر دهه ۱۹۹۰ سازمان حفاظت از طبیعت (TNC)، برای تعیین مشخصات رژیم‌های هیدرولوژیکی طبیعی یا تغییر یافته، نرم‌افزار IHA را توسعه داد (ماتیوس<sup>۱۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۷). این نرم‌افزار با استفاده از برخی اطلاعات هیدرولوژیکی در مقیاس روزانه (مانند جریان و تراز رودخانه، سطح آب زیرزمینی یا تراز دریاچه‌ها) تحلیل و محاسبات مربوط به تغییرات هیدرولوژیکی و محیط‌زیستی را انجام می‌دهد. همچنین توانایی ارزیابی پارامترهای متغیر در طول زمان را دارا می‌باشد. از قابلیت‌های دیگر مدل، مقایسه تغییرات جریان‌های طبیعی با شرایط شبیه‌سازی شده جریان جهت مدیریت بهتر منابع آبی در آینده است.

اهمیت موضوع مورد مطالعه سبب شده است تا تحقیقات مختلفی در این زمینه صورت گیرد. تحقیقات صورت گرفته در طی سال‌های اخیر بیانگر اثرات منفی سد بر دبی رودخانه و همچنین وضعیت اکولوژی رودخانه بوده است (لی<sup>۱۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۵). نتایج تحقیق صورت گرفته در رودخانه مکونگ ویتنام بیانگر روند کاهشی دبی رودخانه بعد از احداث سد در بالادست این رودخانه است (لی<sup>۱۳</sup> و همکاران، ۲۰۱۷). نتایج بررسی تغییرات هیدرولوژیکی رودخانه کریشنا در هند نشان داده است که تغییرات هیدرولوژیکی در فصول کم آبی مثبت و در فصول پرآبی منفی بوده است (کومار و جایا کومار<sup>۱۴</sup>، ۲۰۲۰). نتایج ارزیابی نقش احداث سد سابو در کاهش سیل‌خیزی رودخانه وای لیمان بیانگر کاهش ۷۰ درصد سیل‌خیزی رودخانه وای لیمان بعد از احداث سد بوده است (جایا<sup>۱۵</sup>، ۲۰۲۱). نتایج ارزیابی تاثیرات احداث سد در حوضه آبخیز غوغا بیانگر کاهش حجم سیلاب در مناطق پایین‌دست حوضه بوده است (خادوور<sup>۱۶</sup> و همکاران، ۲۰۲۱). مدل‌سازی تغییرات هیدرولوژیکی رودخانه گرگانرود بیانگر روند افزایشی درجه حرارت و بارش‌های شدید در منطقه بوده است (فرزین و علیزاده صنمی، ۱۳۹۶). بررسی تغییرات شاخص‌های هیدرولوژیکی رودخانه بالخلوچای بیانگر تغییر در متغیرهای اقلیمی به صورت کاهش بارش و افزایش دما بر کاهش مقادیر جریان بوده است (نصیری‌خیاب و همکاران، ۱۳۹۸). نتایج بررسی تغییر رژیم جریان آب رودخانه خرمارود در استان گلستان (خسروی و همکاران، ۱۳۹۸) بیانگر تغییرات دبی رودخانه آن همانند رودخانه اوین-درکه در طی سال‌های اخیر بوده است (خسروی و همکاران، ۱۳۹۹). تحقیقات صورت گرفته با استفاده از شاخص‌های IHA در رودخانه کارون بیانگر تاثیرات منفی احداث سد گتوند بر دبی رودخانه بوده است (نادری و همکاران، ۱۳۹۹) و این روند نیز برای دریاچه ارومیه نیز صادق بوده است (اسفندیاری و همکاران، ۱۳۹۹). نتایج بررسی تاثیرات احداث سد گلستان بر تغییرات هیدرولوژیکی رودخانه گرگانرود بیانگر کاهش ۵۲ درصدی دبی این رودخانه بعد از احداث سد بوده است (دایی‌چینی و همکاران، ۱۴۰۱). همچنین نتایج ارزیابی تغییرات رژیم جریان آب رودخانه‌ای حبله‌رود بیانگر روند کاهش اکثریت شاخص‌های مورد استفاده بوده است (نادری و همکاران، ۱۴۰۲).

1. Acuna-Alonso  
2. Bush & Doyon  
3. Qi  
4. Liu  
5. Brenna  
6. Richter

7. Wang  
8. Hu  
9. Yin  
10. Charlton  
11. Mathews  
12. Li

13. Li  
14. Kumar & Jayakumar  
15. Jaya  
16. Khaddor

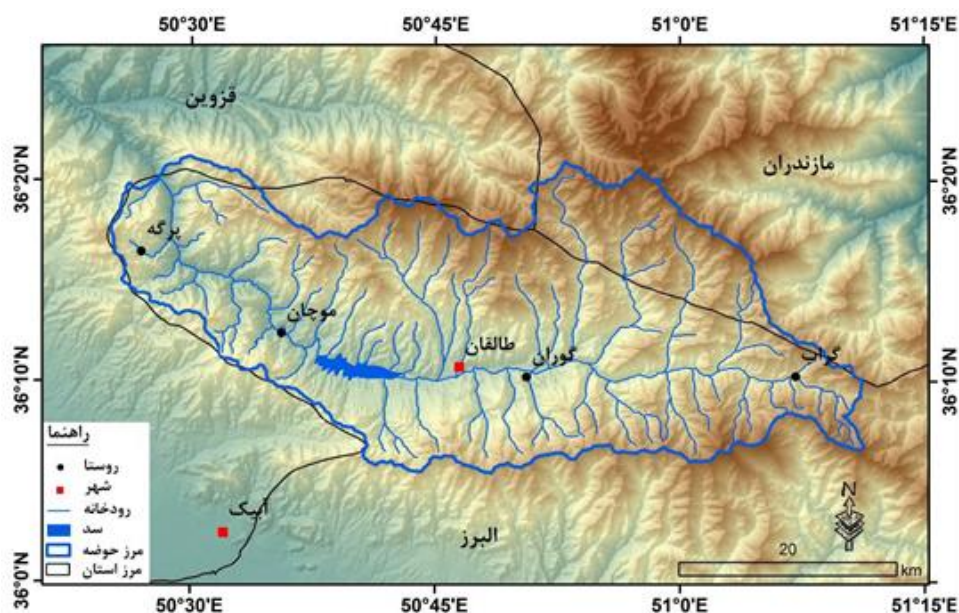


در بسیاری از مناطق از جمله استان البرز که دارای تراکم جمعیت بالایی است، به رغم اهمیت بسیار رودخانه‌ها در زیستگاه‌های شهری و کاربری‌های آن، با تفکر اکوژئومورفولوژیک به رودخانه‌های شهری نگریسته نمی‌شود؛ به طوری که در اکثریت شهرها، رودخانه‌ها استعداد بالای سیل‌خیزی برای شهرها دارند (یمانی و همکاران، ۱۳۸۹). همچنین در طی سال‌های اخیر، تغییرات اقلیمی و روند افزایشی جمعیت در مجاورت رودخانه‌های استان البرز از جمله رودخانه طالقان سبب شده است تا تحت تاثیر دخالت‌های انسانی، وضعیت هیدروولوژی رودخانه با تغییراتی مواجه شود که این مسئله می‌تواند اثرات منفی زیادی در وضعیت اکوسیستمی منطقه داشته باشد. در راستای تحقیقات پیشین، هدف از این پژوهش تعیین تغییرات هیدروولوژیکی رودخانه طالقان و تحلیل عوامل موثر در آن است. در این پژوهش بر خلاف تحقیقات پیشین، علاوه بر استفاده از روش‌های آماری، از تصاویر ماهواره‌ای نیز استفاده شده است و نقش عوامل اقلیمی و کاربری اراضی در تغییرات هیدروولوژیکی رودخانه تحلیل شده است.

## مواد و روش

### منطقه مورد مطالعه

در این پژوهش، حوضه آبریز طالقان به عنوان منطقه مورد مطالعه انتخاب شده است. این حوضه از نظر تقسیمات سیاسی جزء شهرستان طالقان و استان البرز محسوب می‌شود. حوضه آبریز طالقان از نظر تقسیمات مورفوتکتونیک در زیر واحد البرز مرکزی قرار دارد و بخش زیادی از آن را سازندهای آهکی و شیلی دربرگرفته است. این حوضه از نظر ژئومورفولوژی در واحد کوهستان و در بین ارتفاع ۱۲۶۰ تا ۴۴۰۲ متری از سطح دریا قرار دارد و همین مسئله سبب شده تا چشم‌انداز غالب این منطقه را دامنه‌ها پرشیب دربرگیرد. رودخانه طالقان و آبراهه‌های آن که از ارتفاعات جنوب غربی البرز سرچشمه می‌گیرد، زهکش طبیعی و اصلی این حوضه است که خود یکی از زیر حوضه‌های آبخیز سفیدرود است. میانگین دبی رودخانه طالقان رود حدود ۱/۸ مترمکعب بر ثانیه است. از نظر اقلیمی نیز بر اساس اطلاعات ایستگاه سینوپتیک طالقان، این منطقه دارای میانگین دمای سالانه ۱۳/۱ درجه سانتی‌گراد و مجموع بارش سالانه ۴۱۷ میلی‌متر است (سازمان هواشناسی استان البرز، ۱۴۰۰). در شکل ۱ نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است.



شکل (۱): نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه

Fig (1): Location map of the study area

## روش پژوهش

در این پژوهش از روش‌های توصیفی-تحلیلی استفاده شده است. مهم‌ترین داده‌های تحقیق شامل تصاویر ماهواره لندست ۵ و ۸، مدل

رقومی ارتفاعی ۳۰ متر SRTM، اطلاعات اقلیمی ایستگاه سینوپتیک طالقان و اطلاعات دبی مربوط به ایستگاه‌های علیزان جویستان، جویستان و گلینگ می‌باشد. مهم‌ترین ابزارهای مورد استفاده در تحقیق ArcGIS، ENVI و SPSS می‌باشد که به ترتیب برای تهیه نقشه‌های مورد نیاز، تهیه نقشه‌های کاربری اراضی و همچنین تجزیه و تحلیل داده‌ها مورد استفاده قرار گرفته شده است. با توجه به موضوع و اهداف مورد نظر، این تحقیق در چند مرحله انجام شده است که در ادامه به تشریح آن‌ها پرداخته شده است:

**مرحله اول (ارزیابی روند تغییرات کاربری اراضی منطقه):** در این تحقیق به منظور ارزیابی روند تغییرات کاربری اراضی حوضه آبریز طالقان از تصاویر ماهواره لندست ۵ و ۸ مربوط به سال‌های ۱۹۹۰ و ۲۰۲۰ استفاده شده است. در این مرحله پس از تهیه تصاویر مورد نظر، با استفاده از نرم افزار ENVI، ابتدا پردازش‌های لازم بر روی تصاویر شامل تصحیحات هندسی و رادیومتریک انجام شده است. پس از تهیه تصاویر مورد نظر، ۴ نمونه تعلیمی شامل نواحی انسانی ساخت، باغات، مراتع و پهنه آبی انتخاب شده است و با استفاده از روش حداکثر احتمال، نقشه‌های کاربری اراضی منطقه تهیه شده است و سپس به تحلیل روند تغییرات صورت گرفته پرداخته شده است. لازم به ذکر است که پس از تهیه نقشه‌های کاربری اراضی منطقه، به منظور صحت‌سنجی نقشه‌های تهیه شده، ضریب کاپای هر نقشه محاسبه شده است که بر اساس نتایج حاصله ضریب کاپای نقشه‌های کاربری اراضی ۱۹۹۰ و ۲۰۲۰ به ترتیب ۸۸ و ۹۴ درصد بوده است، بنابراین صحت آن‌ها مورد تایید است.

**مرحله دوم (ارزیابی روند تغییرات اقلیمی منطقه):** در این مرحله ابتدا بر اساس اطلاعات تهیه شده از سازمان هواشناسی استان البرز، روند تغییرات دما و بارش ایستگاه سینوپتیک طالقان در طی سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۶ ارزیابی شده است (لازم به ذکر است که دوره زمانی مورد مطالعه بر اساس اطلاعات موجود انتخاب شده است). پس از ارزیابی روند تغییرات دما و بارش، با استفاده از مطالعات کتابخانه‌ای و بر اساس مطالعات پیشین صورت گرفته، روند تغییرات سطح برف در حوضه آبریز طالقان نیز ارزیابی شده است. **مرحله سوم (ارزیابی شاخص‌های تغییرات هیدرولوژی):**

مدل IHA بر اساس مؤلفه‌های رژیم جریان طبیعی مانند مقادیر جریان‌های کم‌آبی و پرآبی، نرخ تغییر پارامترها، زمان وقوع و فراوانی، تحلیل‌های مربوط را انجام می‌دهد. بدین ترتیب، مدل با استفاده از داده‌های هیدرولوژیکی روزانه قادر به محاسبه ۶۷ پارامتر در دو گروه ۳۳ پارامتری جریان‌های هیدرولوژیکی IHA و ۳۴ پارامتری جریان محیط‌زیستی می‌باشد. از ویژگی‌های دیگر این مدل می‌توان به مقایسه تغییرات هیدرولوژیکی مرتبط با انجام فعالیت‌های انسانی (احداث سد، انحراف رودخانه و یا تغییرات کاربری اراضی) در سطح حوضه آبریز قبل و بعد از تغییر اشاره کرد (اسمکتین<sup>۲</sup>، ۲۰۰۶).

پارامترهای IHA می‌توانند با استفاده از آمار پارامتریک (میانگین/انحراف استاندارد) یا آمار غیر پارامتریک (صدک) محاسبه شوند. از آنجایی که بیش‌تر داده‌های هیدرولوژیکی دارای چولگی می‌باشند، لذا در اکثر مواقع، آمار غیر پارامتریک گزینه بهتری است؛ اما برای وضعیت‌های معین تناوب سیلاب یا متوسط ماهیانه حجم جریان، آمار پارامتریک ترجیح داده می‌شود. پارامترهای هیدرولوژیکی محاسبه شده توسط IHA بر اساس سال آبی در جداول خروجی دسته‌بندی می‌شوند. سال آبی پیش‌فرض در IHA از یک اکتبر تا سی سپتامبر است اما این پیش‌فرض در مدل قابل تغییر می‌باشد (منبع: The Nature Conservancy, 2009). خلاصه‌ای از پارامترهای هیدرولوژیکی قابل محاسبه در مدل IHA و مشخصات آن‌ها در جداول ۱ ارائه گردیده است.

1 . Indicators of Hydrologic Alteration (IHA)

2 . Smakhtin

جدول (۱): پارامترهای IHA (The Nature Conservancy, 2009)

Table (1): IHA parameters (The Nature Conservancy, 2009)

تأثیر بر اکوسیستم	پارامترهای هیدروژئولوژیک	پارامترهای گروه IHA
دسترسی زیستگاه برای ارگانیزم‌های آبی فراهم کردن رطوبت خاک برای گیاهان ذخایر آب قابل اطمینان برای جانوران خاکی تأثیر دمای آب، مقدار اکسیژن و فتوسنتز در آب	متوسط یا میانه دبی برای هرماه شامل ۱۲ پارامتر	گروه اول: مقدار ماهیانه جریان
ایجاد سایت‌هایی برای اجتماعات گیاهی ساختار اکوسیستم‌های آبی توسط مؤلفه‌های زنده و غیرزنده ساختار مورفولوژی رودخانه و شرایط فیزیکی زیستگاه استرس رطوبتی خاک در گیاه کم شدن آب بدن جانوران استرس فعالیت‌های بدون اکسیژن در گیاهان تغییرات حجم مواد غذایی بین رودخانه و دشت سیلابی مدت شرایط تنش‌زا مثل اکسیژن پایین و متمرکز شدن مواد شیمیایی در محیط‌های آبی توزیع اجتماعات گیاهی در دریاچه‌ها، تالاب‌ها و دشت‌های سیلابی	حداقل سالیانه متوسط‌های ۱ روزه حداقل سالیانه متوسط‌های ۳ روزه حداقل سالیانه متوسط‌های ۷ روزه حداقل سالیانه متوسط‌های ۳۰ روزه حداقل سالیانه متوسط‌های ۹۰ روزه حداکثر سالیانه متوسط‌های ۱ روزه حداکثر متوسط‌های ۳ روزه حداکثر سالیانه متوسط‌های ۷ روزه حداکثر سالیانه متوسط‌های ۳۰ روزه حداکثر سالیانه متوسط‌های ۹۰ روزه تعداد روزهای با دبی صفر شاخص جریان پایه: متوسط یا مینیمم جریان ۷ روزه برای سال شامل ۱۲ پارامتر	گروه دوم: مقدار و تداوم جریان حدی در سال
سازگاری با چرخه زندگی ارگانیزم‌ها پیش‌بینی و کاهش استرس برای ارگانیزم‌ها دسترسی به زیستگاه‌های خاص در مدت تولیدمثل یا برای دوری از شکار	تاریخ روز وقوع حداقل جریان ۱ روزه در سال تاریخ روز وقوع حداکثر جریان ۱ روزه در سال	گروه سوم: زمان وقوع مقادیر حدی در سال
فراوانی و شدت استرس رطوبتی خاک برای گیاه فراوانی و مدت استرس فعالیت‌های بدون اکسیژن گیاه دسترسی پذیری زیستگاه‌های دشت سیلابی برای ارگانیزم‌های آبی جایجایی مواد ارگانیک و غذایی بین رودخانه و دشت سیلابی دسترسی پذیری مواد معدنی خاک دسترسی پرندگان آبی به سایت‌های تغذیه، استراحت و تولیدمثل تأثیر بر حمل مواد بستر، بافت رسوب کانال و مدت اختلال در بستر (در حد بالایی تنش)	تعداد پالس‌های جریان کم هر سال تعداد پالس‌های جریان زیاد هر سال متوسط یا میانه تداوم پالس‌های کم در هر سال (روزها) متوسط یا میانه تداوم پالس‌های زیاد در هر سال (روزها)	گروه چهارم: تناوب و تداوم پالس‌های زیاد/کم
تأثیر خشکی بر گیاهان (در مواقع افت) به دام افتادن ارگانیزم‌ها در دشت‌های سیلابی استرس خشکی برای گونه‌های کم تحرک	نرخ افزایش: متوسط یا میانه همه تفاوت‌های مثبت بین مقادیر روزانه متوالی نرخ کاهش: متوسط یا میانه همه تفاوت- های منفی بین مقادیر روزانه متوالی	گروه پنجم: نرخ و تناوب تغییر وضعیت جریان

## روش محدوده تغییرپذیری (RVA)

روش محدوده تغییرپذیری (RVA)، پیچیده‌ترین و پرکاربردترین روش از دسته روش‌های هیدرولوژیکی است که توسط ریشتر<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۹۶ توسعه یافت. هدف این روش، تهیه مجموعه‌ای از ویژگی‌های آماری مشخصات اکولوژیکی رژیم جریان رودخانه‌ها می‌باشد که در حفاظت از اکوسیستم‌ها نقش دارند. روش RVA حداقل به ۲۰ سال آمار جریان نیاز دارد و در صورتی که سری زمانی مورد نظر کم‌تر از ۲۰ سال باشد، باید با استفاده از شبیه‌سازی‌های هیدرولوژیکی این آمار تطویل شود. روش RVA از یک محدوده قراردادی از تغییرپذیری مبنی بر  $\pm 1$  انحراف استاندارد از میانگین و یا از چارک‌های ۲۵ یا ۷۵ درصد استفاده می‌کند (The Nature Conservancy, 2009). همچنین این روش قابلیت استفاده در شرایطی را دارد که دسترسی به اطلاعات محدود و یا هیچ اطلاعات محیط‌زیستی برای تعیین جریان محیط‌زیستی در دسترس نیست. روش RVA، محدوده‌ای را برای هر کدام از پارامترهای هیدرولوژیکی بر اساس تجزیه و تحلیل سوابق جریان روزانه که نشان دهنده رژیم جریان طبیعی رودخانه است تعیین می‌کند. هنگامی که مقدار یک پارامتر از محدوده RVA خارج باشد به معنی این است که مقدار پارامتر از شرایط طبیعی جریان بیش‌تر یا کم‌تر شده است. نحوه محاسبه درجه تغییرات در روش RVA به شرح زیر است:

- ۳۳ فاکتور IHA در دوره قبل از تغییرات (رژیم جریان طبیعی) با روش محدوده تغییرپذیری محاسبه می‌شود.
- برای هر پارامتر هیدرولوژیکی و مطابق با نتایج گام اول، محدوده هدف RVA مشخص می‌شود.
- ۳۳ فاکتور IHA در دوره بعد از تغییرات (رژیم تغییر یافته جریان) محاسبه می‌شود.
- با استفاده از درجه رژیم متغیر هیدرولوژیکی، اثرات توسعه فعالیت‌های انسانی روی اکوسیستم رودخانه را تحلیل می‌شود. ریشتر ۱۹۹۶ برای تعیین درجه تغییر هیدرولوژیکی از رابطه ۱ استفاده کرد.

$$D_i = \left| \frac{N_0 - N_e}{N_e} \right| * 10 \quad \text{رابطه ۱}$$

که در آن  $D_i$ ، درجه تغییرات هیدرولوژیکی پارامتر نام،  $N_0$  تعداد سال‌هایی که مقدار مشاهده شده پارامتر در محدوده RVA،  $N_e$  تعداد سال‌هایی است که انتظار می‌رود مقدار پارامتر هیدرولوژیکی درون محدوده RVA قرار گیرد. در این تحقیق مقادیر ۲۵ و ۷۵ درصد به‌عنوان محدوده RVA برای دو دوره رژیم جریان طبیعی و رژیم جریان تغییر یافته اعمال شد. همچنین درجه کلی تغییر هیدرولوژیکی  $D_0$  برای تحلیل رودخانه مطابق رابطه ۲ محاسبه می‌شود.

$$D_0 = \sqrt{\frac{1}{33} \sum_{i=1}^{33} D_i^2} \quad \text{رابطه ۲}$$

در تحلیل RVA درصدهای ۳۳ و ۶۷ برای مشخص کردن نوع RVA به کار می‌رود. اگر درجه تغییر هیدرولوژیکی بین صفر تا ۳۳ درصد باشد، تغییر هیدرولوژیکی اثرات کم‌تری داشته است، اگر درجه تغییر بین ۳۳ تا ۶۷ درصد باشد میزان تغییر متوسط و اگر بزرگ‌تر از ۶۷ درصد باشد تغییرات زیاد است (ریشتر، ۱۹۹۶).

در این پژوهش به منظور ارزیابی شاخص‌های تغییرات هیدرولوژیکی در منطقه مورد مطالعه، ابتدا اطلاعات دبی ایستگاه‌های موجود در منطقه تهیه شده است که شامل ایستگاه‌های علی‌زان جویستان، جویستان و گلینگ می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۲). اطلاعات تهیه شده مربوط به سال‌های ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۷ می‌باشد که از سازمان هواشناسی استان البرز تهیه شده است. پس از تهیه اطلاعات مورد نیاز، اطلاعات مربوط به ۲۶ شاخص مورد نظر تهیه و سپس آنالیز شده است. پس از آنالیز تغییرات صورت گرفته، ارتباط این تغییرات با

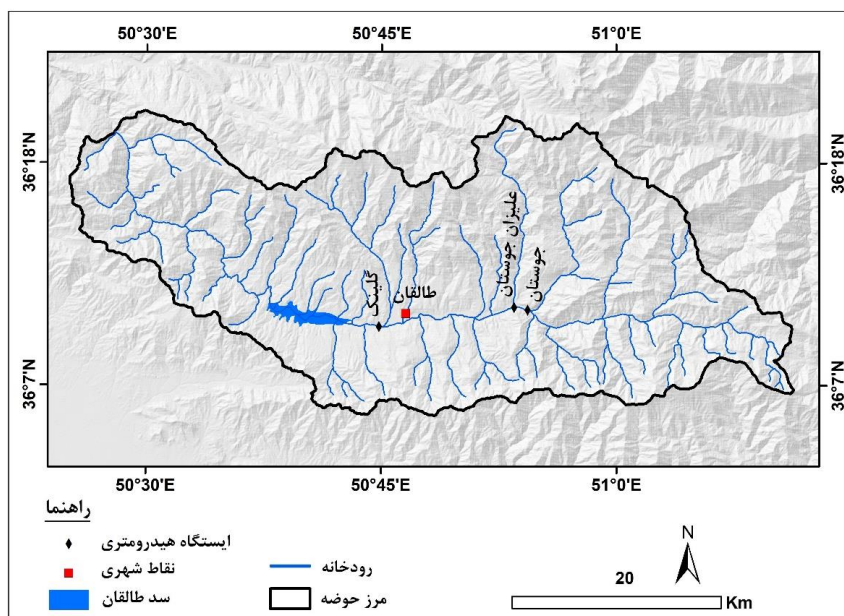
<sup>۱</sup> . Richter

عوامل طبیعی و انسانی ارزیابی شده است. در جدول 3 شاخص‌های مورد ارزیابی نشان داده شده است.

جدول (2): مشخصات آماری ایستگاه‌های هیدرومتری (سازمان هواشناسی استان البرز، ۱۴۰۰)

Table (3): Statistical characteristics of hydrometric stations (Meteorological Organization of Alborz province, 2021)

رتفاع (متر)	مختصات جغرافیایی		دوره آماری	نام ایستگاه	ردیف
	عرض	طول			
۱۹۵۳	۳۶° ۱۱' ۱۱"	۵۰° ۵۳' ۲۹"	۱۳۷۰-۱۳۹۷	علیزان جویستان	۱
۱۹۷۹	۳۶° ۱۰' ۵۴"	۵۰° ۵۴' ۲۸"	۱۳۷۰-۱۳۹۷	جویستان	۲
۱۷۸۳	۳۶° ۱۰' ۰۶"	۵۰° ۴۳' ۶۰"	۱۳۷۰-۱۳۹۷	گلینک	۳



شکل (۲): موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه

Fig (2): Location of the studied stations

جدول (3): شاخص‌های هیدروژئولوژیکی مورد استفاده در تحقیق

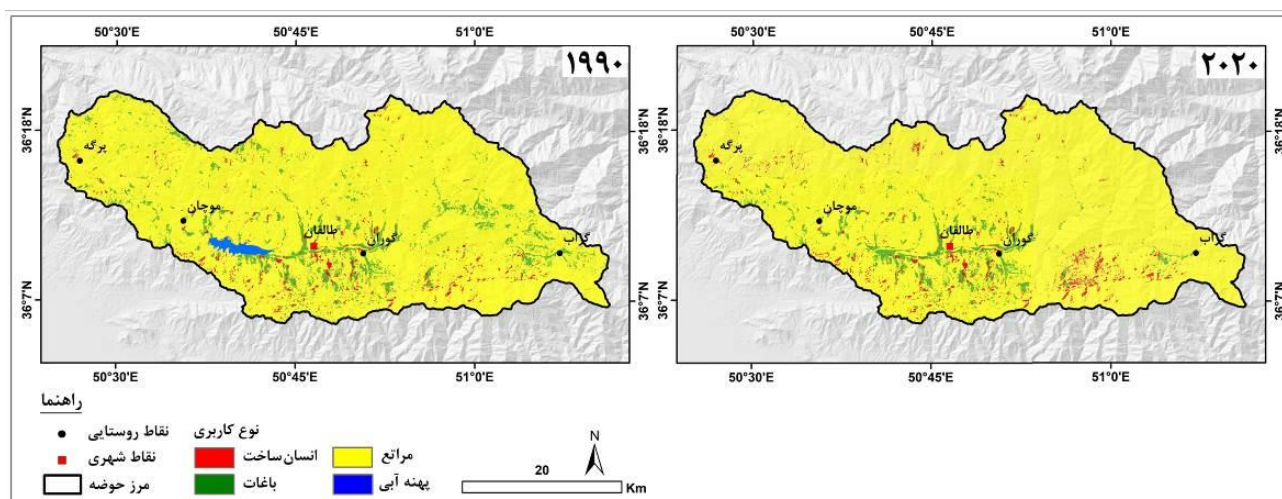
Table (4): Hydrological indicators used in the research

شاخص	ردیف	شاخص	ردیف	شاخص	ردیف
دبی حداکثر ۳ روزه	۱۹	دبی جولای	۱۰	دبی اکتبر	۱
دبی حداکثر ۷ روزه	۲۰	دبی اوت	۱۱	دبی نوامبر	۲
دبی حداکثر ۳۰ روزه	۲۱	دبی سپتامبر	۱۲	دبی دسامبر	۳
دبی حداکثر ۹۰ روزه	۲۲	دبی حداقل ۱ روزه	۱۳	دبی ژانویه	۴
تعداد دوره‌های با دبی کم	۲۳	دبی حداقل ۳ روزه	۱۴	دبی فوریه	۵
مدت تداوم دوره‌های با دبی کم	۲۴	دبی حداقل ۷ روزه	۱۵	دبی مارس	۶
تعداد دوره‌های با دبی زیاد	۲۵	دبی حداقل ۳۰ روزه	۱۶	دبی آوریل	۷
مدت تداوم دوره‌های با دبی زیاد	۲۶	دبی حداقل ۹۰ روزه	۱۷	دبی می	۸
		دبی حداکثر ۱ روزه	۱۸	دبی ژوئن	۹

## نتایج و بحث

## ارزیابی روند تغییرات کاربری اراضی منطقه

با توجه به اینکه یکی از عوامل موثر بر وضعیت دبی رودخانه، تغییرات کاربری اراضی است. در این پژوهش با استفاده از تصاویر ماهواره لندست مربوط به سال‌های ۱۹۹۰ و ۲۰۲۰، به ارزیابی روند تغییرات کاربری اراضی منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است (شکل ۳). بر اساس نتایج حاصله در طی سال‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۲۰، کاربری اراضی انسان‌ساخت دارای روند افزایشی بوده است و کاربری باغات و مراتع روند کاهشی داشته است. بر اساس نتایج حاصله، کاربری انسان‌ساخت در سال ۱۹۹۰، ۲۶/۵ کیلومترمربع وسعت داشته است که این میزان در سال ۲۰۲۰ به ۴۲/۷ کیلومترمربع افزایش یافته است. کاربری باغات در سال ۱۹۹۰، ۲۴/۲ کیلومترمربع وسعت داشته است که این میزان در سال ۲۰۲۰ به ۲۱/۵ کیلومترمربع کاهش یافته است. همچنین کاربری مراتع در سال ۱۹۹۰ ۱۲۰۰/۸ کیلومترمربع وسعت داشته است که این میزان در سال ۲۰۲۰ به ۱۱۷۸/۸ کیلومترمربع کاهش یافته است (جدول ۴). با توجه به موارد مذکور، میزان اراضی انسان‌ساخت در حوضه آبریز طالقان دارای روند افزایشی بوده است که این امر می‌تواند نقش مهمی در وضعیت هیدرولوژی منطقه داشته باشد.



شکل (۳): نقشه کاربری اراضی منطقه مورد مطالعه در طی سال‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۲۰

Fig (3): Land use map of the study area during the years 1990 to 2020

جدول (۴): مساحت کاربری‌های اراضی (کیلومترمربع) حوضه آبریز طالقان در طی سال‌های ۱۹۹۰ و ۲۰۲۰

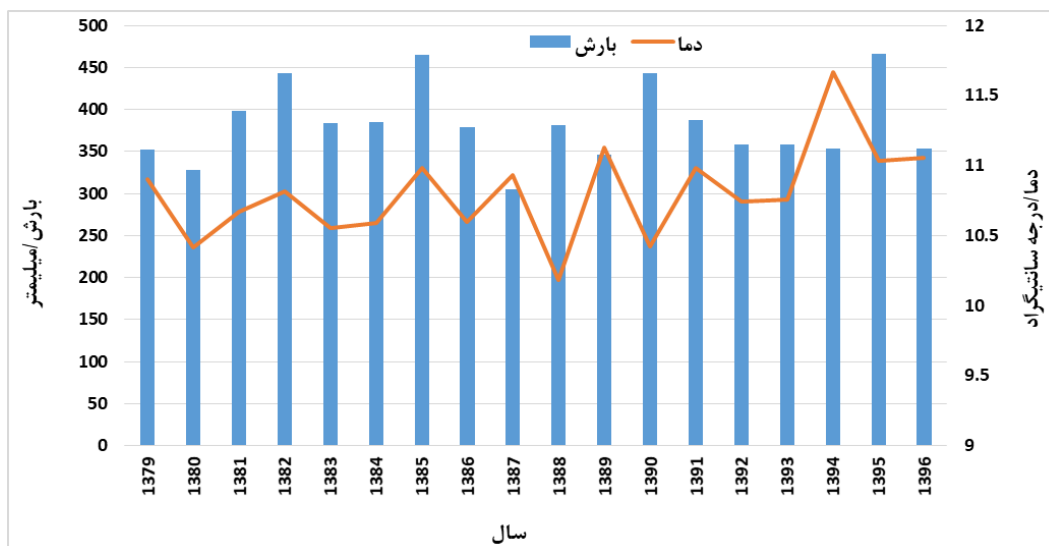
Table (5): Land use area (Km<sup>2</sup>) of the Taleghan catchment during the years 1990 and 2020

سال	انسان‌ساخت	باغات	مراتع	پهنه آبی
۱۹۹۰	۲۶/۵	۲۴/۲	۱۲۰۰/۸	-
۲۰۲۰	۴۲/۷	۲۱/۵	۱۱۷۸/۸	۸/۵

## بررسی وضعیت تغییرات اقلیمی منطقه مورد مطالعه

بر اساس نتایج حاصله، میانگین بارش ایستگاه طالقان حدود ۳۵۳ میلی‌متر محاسبه شده است که بیش‌ترین میزان آن با مجموع ۴۳۷ میلی‌متر مربوط به سال ۱۳۹۵ و کم‌ترین آن با مجموع ۲۷۵ میلی‌متر مربوط به سال ۱۳۸۷ بوده است. بررسی توزیع ماهانه بارش ایستگاه مورد مطالعه بیانگر این است که بیش‌ترین میانگین بارش ماهانه با ۸۱/۲ میلی‌متر، مربوط به ماه فروردین و کم‌ترین آن با ۱/۵ میلی‌متر، مربوط به مرداد ماه بوده است. همچنین بررسی وضعیت میانگین دمای سالانه ایستگاه طالقان نشان داده است که میانگین دمای سالانه

این ایستگاه حدود ۱۰/۸ درجه سانتی‌گراد بوده است که بیش‌ترین میزان با میانگین ۱۱/۷ درجه سانتی‌گراد مربوط به سال ۱۳۹۴ و کم‌ترین آن با ۱۰/۲ درجه سانتی‌گراد مربوط به سال ۱۳۸۸ بوده است. بررسی میانگین دمای ماهانه ایستگاه مورد مطالعه نشان داده است که بیش‌ترین میانگین دمای ماهانه با ۲۵ درجه سانتی‌گراد، مربوط به تیرماه و کم‌ترین آن با ۰/۵ درجه سانتی‌گراد، مربوط به بهمن ماه بوده است. مجموع نتایج حاصله از بررسی وضعیت بارش و دمای ایستگاه سینوپتیک طالقان نشان داده است که میزان بارش این ایستگاه دارای روند مشخص کاهشی و یا افزایشی نبوده است ولی میانگین دمای این ایستگاه دارای روند افزایشی بوده است (شکل ۴).



شکل (۴): روند تغییرات دما و بارش ایستگاه سینوپتیک طالقان در طی سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۶

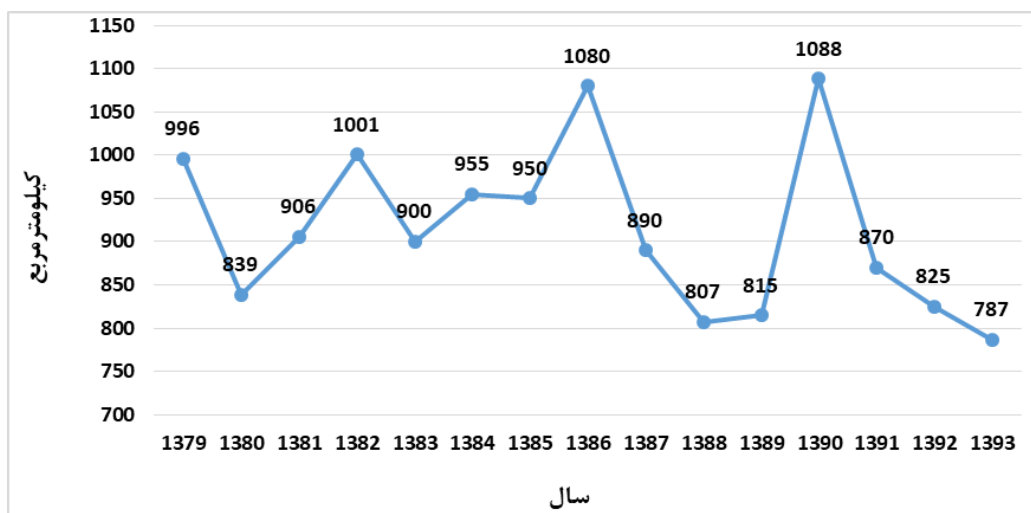
Fig (4): Temperature and precipitation changes of Taleghan synoptic station during the years 2000 to 2017

با توجه به اینکه ذخایر برفی نقش مهمی در دبی رودخانه‌ها دارند، در این بخش به بررسی وضعیت ذخایر برفی حوضه آبریز طالقان در طی سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۳ پرداخته شده است. بر اساس نتایج حاصله، سطح برف حوضه آبریز طالقان در سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۸۱ در بیش‌تر ماه‌های سرد سال بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع بوده است در حالی که در طی سال‌های ۱۳۹۱ تا ۱۳۹۳ در بیش‌ترین ماه‌های سرد سال، سطح برفی کم‌تر از ۹۰۰ کیلومتر مربع بوده است. در واقع، در یک روند کلی، سطح برفی این حوضه در طی سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۳ به‌طور محسوسی دارای روند کاهشی بوده است (جدول ۵). همچنین بررسی میانگین سطح برفی منطقه در ماه‌های سرد سال نشان داده است که میانگین سطح برفی منطقه دارای روند کاهشی محسوسی است (شکل ۵). مجموع نتایج حاصله از این بخش نشان داده است که حوضه آبریز طالقان در طی سال‌های اخیر با افزایش میانگین دما مواجه شده است و همین مسئله نیز نقش مهمی در کاهش سطح برفی منطقه داشته است.

جدول (۵): سطح برف (کیلومتر مربع) حوضه آبریز طالقان در طی سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۳ (عزتی و همکاران، ۱۳۹۷)

Table (6): Snow level (Km<sup>2</sup>) of Taleghan catchment during the years 2000 to 2014 (Ezzati et al, 2018)

میانگین	ماه			سال
	اسفند	بهمن	دی	
۹۹۶	۱۰۴۹	۱۱۰۵	۸۳۵	۱۳۷۹
۸۳۹	۶۳۲	۱۰۹۵	۷۸۹	۱۳۸۰
۹۰۶	۴۹۱	۱۰۶۵	۱۱۶۱	۱۳۸۱
۱۰۰۱	۹۲۷	۹۷۹	۱۰۹۷	۱۳۸۲
۹۰۰	۳۸۷	۱۱۳۹	۱۱۷۵	۱۳۸۳
۹۵۵	۸۱۶	۱۰۲۷	۱۰۲۳	۱۳۸۴
۹۵۰	۶۹۳	۹۹۵	۱۱۶۲	۱۳۸۵
۱۰۸۰	۹۲۸	۱۱۳۳	۱۱۸۰	۱۳۸۶
۸۹۰	۷۳۳	۹۷۲	۹۶۵	۱۳۸۷
۸۰۷	۷۲۲	۹۶۳	۷۳۷	۱۳۸۸
۸۱۵	۴۱۴	۱۰۵۰	۹۸۲	۱۳۸۹
۱۰۸۸	۱۰۵۱	۱۱۰۲	۱۱۱۰	۱۳۹۰
۸۷۰	۱۰۳۰	۸۱۹	۷۶۲	۱۳۹۱
۸۲۵	۷۸۳	۸۰۰	۸۹۱	۱۳۹۲
۷۸۷	۷۸۵	۷۴۰	۸۳۶	۱۳۹۳



شکل (۵): میانگین سطح برف (کیلومتر مربع) ماه‌های سرد حوضه آبریز طالقان در طی سال‌های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۳

Fig (5): The average snow level (Km<sup>2</sup>) of the cold months of Taleghan catchment during the years 2000 to 2014



## ارزیابی شاخص‌های تغییرات هیدرولوژیکی (IHA)

در این پژوهش به منظور ارزیابی شاخص‌های تغییرات هیدرولوژیکی در منطقه مورد مطالعه، از اطلاعات دبی ایستگاه‌های علیزان جویستان، جویستان و گلینک استفاده شده و بر مبنای آن‌ها، شاخص‌های مورد مطالعه ارزیابی شده است.

## برآورد شاخص‌های هیدرولوژیکی جریان

مقادیر ۲۶ شاخص هیدرولوژیکی جریان در ایستگاه‌های هیدرومتری مورد مطالعه در طالقان مطابق جدول ۶ می‌باشد. با توجه به مقادیر متغیرها که نشان دهنده مقادیر ماهانه هستند می‌توان گفت که در هر ۳ ایستگاه هیدرومتری مورد مطالعه مقدار دبی متفاوت بوده است و درصد تغییرات نسبت به سال ۱۳۷۰ نیز قابل توجه بوده است. در خصوص مقادیر مربوط به گروه تداوم جریان می‌توان گفت که حداقل و حداکثر جریان‌های ۱، ۳، ۷، ۳۰ و ۹۰ روزه در اکثر ایستگاه‌ها متفاوت بوده است و تغییرات قابل توجهی نسبت به سال ۱۳۷۰ داشته است. همچنین متغیرهایی که مربوط به تعداد و مدت تداوم دوره‌های کم آبی و یا پرآبی هست نیز با تغییرات محسوسی در طی سال‌های ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۷ همراه بوده است.

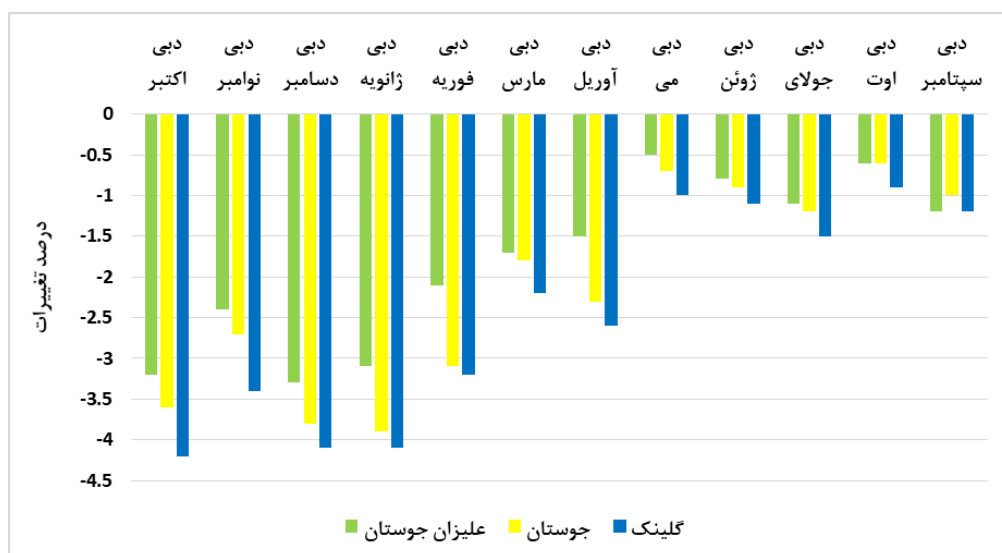
جدول (۶): مقادیر شاخص‌های هیدرولوژیکی و درصد تغییرات آن‌ها نسبت به سال ۱۳۷۰

Table (7): The values of hydrological indicators and their percentage changes compared to 1991

متغیرهای هیدرولوژیکی	علیزان جویستان	درصد تغییرات	جویستان	درصد تغییرات	گلینک	درصد تغییرات
دبی اکتبر	۰/۹۶۷۴	-۳/۲	۲/۸۴۳	-۳/۶	۴/۰۶۹	-۴/۲
دبی نوامبر	۱/۱۹۴	-۲/۴	۴/۰۲۵	-۲/۷	۶/۲۹۳	-۳/۴
دبی دسامبر	۰/۹۹۴۷	-۳/۳	۳/۱۰۳	-۳/۸	۴/۶۴۷	-۴/۱
دبی ژانویه	۰/۹۰۸۲	-۳/۱	۲/۹۳۴	-۳/۹	۴/۳۷۲	-۴/۱
دبی فوریه	۰/۹۶۲۸	-۱/۲	۲/۹۶۹	-۱/۳	۴/۹۵۱	-۲/۳
دبی مارس	۲/۲۰۶	-۱/۷	۶/۱۳	-۱/۸	۱۱/۱۸	-۲/۲
دبی آوریل	۶/۵۹۹	-۱/۵	۱۹/۲۹	-۲/۳	۳۰/۹۲	-۲/۶
دبی می	۷/۲	-۰/۵	۲۳/۴۶	-۰/۷	۳۵/۵۵	-۱
دبی ژوئن	۴/۶۹۶	-۰/۸	۱۶/۴۶	-۰/۹	۲۲/۹۲	-۱/۱
دبی جولای	۲/۴۳۱	-۱/۱	۷/۶۷۹	-۱/۲	۱۰/۰۱	-۱/۵
دبی اوت	۱/۱۳۷	-۰/۶	۴/۰۲۴	-۰/۶	۴/۶۱۳	-۰/۹
دبی سپتامبر	۰/۸۰۶۵	-۱/۲	۳/۰۴۸	-۱	۳/۳۳۳	-۱/۲
دبی حداقل ۱ روزه	۰/۰۳۴۴۲	-۷/۸	۱/۷۰۷	-۷/۹	۲/۱۸۱	-۷/۷
دبی حداقل ۳ روزه	۰/۳۶۰۶	-۸/۱	۱/۷۶۵	-۷/۷	۲/۲۶	-۷/۵
دبی حداقل ۷ روزه	۰/۳۹۷۴	-۶/۳	۱/۸۳۵	-۶/۸	۲/۳۸۵	-۸/۸
دبی حداقل ۳۰ روزه	۰/۴۹۱۳	-۶/۵	۲/۰۸۳	-۶/۹	۲/۷۲۶	-۷/۶
دبی حداقل ۹۰ روزه	۰/۶۴۴۲	-۴/۵	۲/۷۶۶	-۵/۴	۳/۷۱	-۵/۵
دبی حداکثر ۱ روزه	۱۱/۷۶	-۶/۴	۳۹/۷۷	-۵/۷	۷۵/۳۷	-۵/۳
دبی حداکثر ۳ روزه	۱۰/۳۸	-۵/۳	۳۳/۶۲	-۵/۲	۵۵/۷۷	-۵/۴
دبی حداکثر ۷ روزه	۹/۴۵۷	-۴/۲	۳۰/۲۹	-۴/۴	۴۷/۸۵	-۴/۹
دبی حداکثر ۳۰ روزه	۸/۲۷۹	-۳/۹	۲۵/۰۵	-۳/۸	۳۹/۶۳	-۴/۲
دبی حداکثر ۹۰ روزه	۶/۴۶۷	-۳/۱	۲۰/۱۲	-۳/۳	۳۰/۹۳	-۳/۶
تعداد دوره‌های با دبی کم	۵/۴۱۷	-۴/۱	۵/۸۳۳	-۴	۹/۹۱۷	-۴/۱
مدت تداوم دوره‌های با دبی کم	۱۹/۳۴	-۱۷	۱۱/۸۷	-۱۹/۶	۸/۴۴	-۲۲/۲
تعداد دوره‌های با دبی زیاد	۲/۴۱۷	-۱/۰۴	۲/۷۵	-۰/۶	۳/۱۶۷	-۰/۹
مدت تداوم دوره‌های با دبی زیاد	۲۱/۰۹	-۲/۲	۲۷/۴۱	-۳/۴	۲۸/۹۷	-۴/۱

ارزیابی میزان تغییرات شاخص‌های هیدرولوژیک جریان

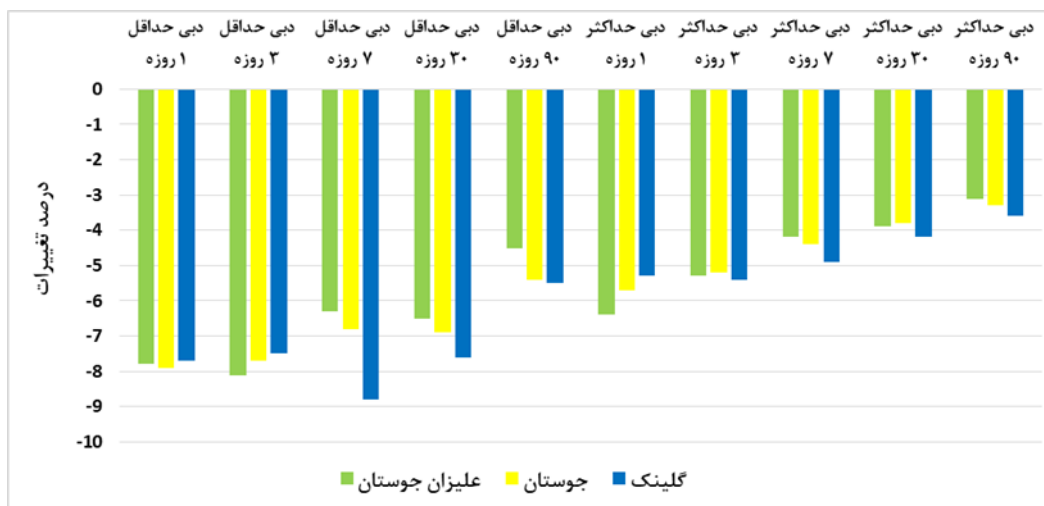
در این پژوهش پس از ارزیابی شاخص‌های هیدرولوژیکی در بازه‌های مورد مطالعه، به ارزیابی درصد تغییرات شاخص‌های مورد استفاده در بازه‌های مورد مطالعه در طی سال‌های ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۷ پرداخته شده است. نتایج حاصله از ارزیابی تغییرات دبی ماهانه ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان داده است (شکل ۶) که میانگین درصد تغییرات دبی ماهانه در ایستگاه علیزان جوستان  $-۱/۷۹$  درصد بوده است که بیش‌ترین میزان آن با  $-۳/۲$  درصد مربوط به ماه اکتبر و کم‌ترین آن با  $-۰/۵$  درصد مربوط به ماه می بوده است. در ایستگاه جوستان میانگین درصد تغییرات دبی ماهانه  $-۲/۱۳$  درصد بوده است که بیش‌ترین میزان آن با  $-۳/۹$  درصد مربوط به ماه ژانویه و کم‌ترین آن با  $-۰/۷$  درصد مربوط به ماه می بوده است. در ایستگاه گلینک میانگین درصد تغییرات دبی ماهانه  $-۲/۴۶$  درصد بوده است که بیش‌ترین میزان آن با  $-۴/۲$  درصد مربوط به ماه اکتبر و کم‌ترین آن با  $-۰/۹$  درصد مربوط به ماه اوت بوده است. مجموع نتایج حاصله نشان داده است که ایستگاه گلینک که در پایان‌دست سایر ایستگاه‌ها قرار دارد، با تغییرات بیش‌تری مواجه شده است که دلیل آن را می‌توان به اثرات فعالیت‌های انسانی و تغییرات اقلیمی نسبت داد.



شکل ۶: درصد تغییرات مقادیر دبی ماهانه ایستگاه‌های مورد مطالعه

Fig (6): Percentage changes of monthly discharge values of the studied stations

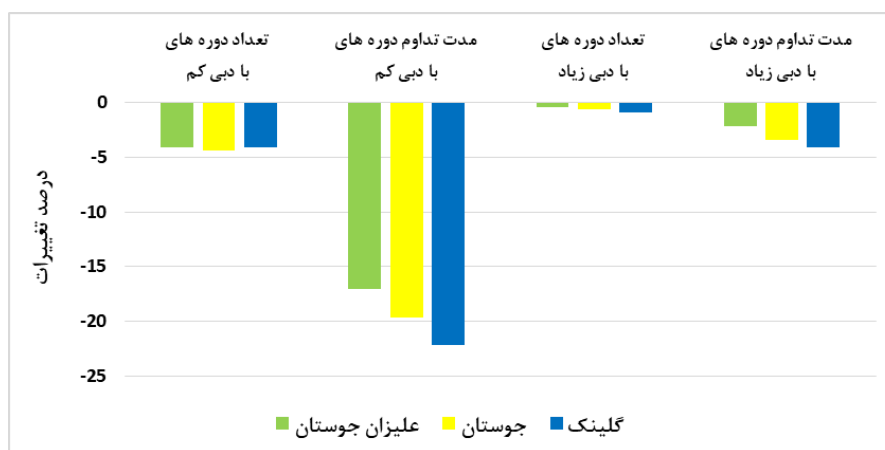
نتایج بررسی تغییرات دبی حداقل و حداکثر نشان داده است (شکل ۷) که بیش‌ترین میزان تغییرات دبی حداقل ۱ روزه با  $-۷/۹$  درصد مربوط به ایستگاه جوستان بوده است. بیش‌ترین میزان تغییرات دبی حداقل ۳ روزه با  $-۸/۱$  درصد مربوط به ایستگاه علیزان جوستان بوده است. بیش‌ترین میزان تغییرات دبی حداقل ۷، ۳۰ و ۹۰ روزه به ترتیب با  $-۸/۸$ ،  $-۷/۶$  و  $-۵/۵$  درصد مربوط به ایستگاه گلینک بوده است. همچنین بر اساس نتایج حاصله، بیش‌ترین میزان تغییرات دبی حداکثر ۱ روزه با  $-۶/۴$  درصد مربوط به ایستگاه علیزان جوستان بوده است. بیش‌ترین میزان تغییرات دبی حداکثر ۳، ۷، ۳۰ و ۹۰ روزه نیز به ترتیب با  $-۵/۴$ ،  $-۴/۹$ ،  $-۴/۲$  و  $-۳/۶$  درصد مربوط به ایستگاه گلینک بوده است.



شکل (۷): درصد تغییرات مقادیر دبی حداقل و حداکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه

Fig (7): Percentage changes of the minimum and maximum flow values of the studied stations

نتایج حاصله از ارزیابی تغییرات تعداد و مدت دوره‌های با دبی کم و زیاد نشان داده است (شکل ۸) که بیشترین تغییرات مربوط به تعداد دوره‌های با دبی کم با ۴/۴- درصد مربوط به ایستگاه علیزان جوستان بوده است. بیشترین تغییرات مربوط به مدت تداوم دوره‌های با دبی کم با ۲۲/۲- درصد مربوط به ایستگاه گلینک بوده است. بیشترین تغییرات مربوط به تعداد دوره‌های با دبی زیاد با ۰/۹- درصد مربوط به ایستگاه گلینک بوده است. همچنین بیشترین تغییرات مربوط به مدت تداوم دوره‌های با دبی زیاد با ۴/۱- درصد مربوط به ایستگاه گلینک بوده است. مجموع نتایج حاصله نشان داده است که ایستگاه گلینک که در پایین دست شهر طالقان قرار دارد، دارای بیشترین میزان تغییرات بوده است و با توجه به اینکه بیشترین میزان تغییرات کاربری اراضی در مناطق بالادست این ایستگاه بوده است، بنابراین می‌توان بخش زیادی از تغییرات صورت گرفته را به تغییرات کاربری اراضی نسبت داد. همچنین با توجه به تغییرات به وجود آمده در سایر ایستگاه‌ها و آنالیز تغییرات اقلیمی، می‌توان گفت که عوامل اقلیمی نیز نقش مهمی در تغییرات صورت گرفته داشته است.



شکل (۸): درصد تغییرات مدت و تعداد دوره‌های با دبی کم و زیاد در ایستگاه‌های مورد مطالعه

Fig (8): Percentage changes in duration and number of periods with low and high flow in the studied stations

## نتیجه‌گیری

در این پژوهش به منظور ارزیابی عوامل موثر بر شاخص‌های تغییرات هیدرولوژی رودخانه طالقان، ابتدا به بررسی روند تغییرات کاربری اراضی و تغییرات اقلیمی منطقه به‌عنوان مهم‌ترین عوامل تاثیرگذار بر دبی رودخانه پرداخته شده است. نتایج حاصله از ارزیابی روند تغییرات کاربری اراضی منطقه نشان داده است که در طی سال‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۲۰ کاربری اراضی انسان‌ساخت این حوضه همانند حوضه آبخیز کرخه (سلاجقه و همکاران، ۱۳۹۰) دارای روند افزایشی بوده است و کاربری باغات و مراتع روند کاهشی داشته است. با توجه به موارد مذکور، میزان دخالت عوامل انسانی در حوضه آبریز طالقان دارای روند افزایشی بوده است که این امر می‌تواند نقش مهمی در وضعیت هیدرولوژی منطقه داشته باشد. همچنین بررسی تغییرات عناصر اقلیمی دما و بارش ایستگاه سینوپتیک طالقان نشان داده است که میزان بارش این ایستگاه دارای روند مشخص کاهشی و یا افزایشی نبوده است ولی میانگین دمای این ایستگاه دارای روند افزایشی بوده است و همین مسئله سبب شده تا سطح برف حوضه آبریز طالقان همانند بخش‌های شمال غربی کشور (فتاحی و مقیمی، ۱۳۹۸)، دارای روند کاهشی باشد به طوری که بر اساس نتایج حاصله، میانگین سطح پوشیده از برف حوضه آبریز طالقان در طی ماه‌های سرد سال بیش از ۱۰۰ کیلومتر مربع کاهش یافته است که همین مسئله می‌تواند نقش مهمی در تغییرات دبی رودخانه طالقان داشته باشد. با توجه به روند تغییرات صورت گرفته، در این پژوهش با استفاده از شاخص‌های IHA به ارزیابی تغییرات هیدرولوژی منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است. بر اساس نتایج حاصله، در طی سال‌های ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۷ میانگین درصد تغییرات دبی ماهانه در ایستگاه علیزان جویستان ۱/۷۹- درصد بوده است که میزان برای ایستگاه‌های جویستان و گلینک به ترتیب ۲/۱۳- و ۲/۴۶- درصد بوده است. همچنین نتایج حاصله از ارزیابی تغییرات تعداد و مدت دوره‌های با دبی کم و زیاد نشان داده است که بیش‌ترین تغییرات مربوط به تعداد دوره‌های با دبی کم با ۴/۴- درصد مربوط به ایستگاه علیزان جویستان بوده است. بیش‌ترین تغییرات مربوط به مدت تداوم دوره‌های با دبی کم با ۲۲/۲- درصد مربوط به ایستگاه گلینک بوده است. بیش‌ترین تغییرات مربوط به تعداد دوره‌های با دبی زیاد با ۰/۹- درصد مربوط به ایستگاه گلینک بوده است. همچنین بیش‌ترین تغییرات مربوط به مدت تداوم دوره‌های با دبی زیاد با ۴/۱- درصد مربوط به ایستگاه گلینک بوده است. مجموع نتایج حاصله نشان داده است همانند حوضه آبخیز بالخلوچای (نصیری‌خیای و همکاران، ۱۳۹۸) و گرگانرود (دایی‌چینی و همکاران، ۱۴۰۱)، تغییرات عوامل انسانی و تغییرات کاربری اراضی سبب تغییر در میزان دبی رودخانه طالقان شده است. در بین ایستگاه‌های منطقه، ایستگاه گلینک که در پایین‌دست سایر ایستگاه‌ها قرار دارد، با تغییرات بیش‌تری مواجه شده است. در واقع، ایستگاه گلینک به دلیل اینکه در پایین‌دست شهر طالقان قرار دارد، بیش‌تر متاثر از تغییرات کاربری اراضی بوده است و بنابراین با تغییرات بیش‌تری مواجه شده است. همچنین با توجه به تغییرات به وجود آمده در سایر ایستگاه‌ها و آنالیز تغییرات اقلیمی، می‌توان گفت که عوامل اقلیمی نیز نقش مهمی در تغییرات صورت گرفته داشته است. با توجه به نتایج حاصله، لازم است تا نظارت بیش‌تری بر تغییرات کاربری اراضی صورت گیرد. همچنین ضروری است تا از پیشروی کاربری‌های انسان‌ساخت به سمت حریم رودخانه جلوگیری شود.

## ۵-منابع

- Acuna-Alonso, C., Varandas, S., Álvarez, X., Martinho, A., 2023. Analysis of the evolution of a fisheries management plan based on environmental governance: Living laboratory in the Olo River, Portugal. *Fisheries Research* 260, 1-13.
- Bush, j., & Doyon, A., 2023. Planning a just nature-based city: Listening for the voice of an urban river. *Environmental Science & Policy* 143, 55-63.
- Charlton, R. 2007. *Fundamentals of fluvial geomorphology*, Rutledge, London and New York, Second Edition.
- Daechini, F., Vafakhah, M & Moosavi, V. 2022. Impacts of Dam Construction on Indicators of Hydrologic Alterations in the Gorganroud Watershed. *Ecohydrology*, 9(1), 185-191. (In Persian).

- Esfandyari Darabad, F., Mostafazadeh, R., Shahmoradi, R & Nasiri Khiavi, A. 2020. The Effect of Dam Construction on flood and low flow Indices in South of Lake Urmia. *Natural Environment Hazards*, 9(24), 1-14. (In Persian).
- Ezzati, M., Shokohi, A., Nouri, M & PISingh, V. 2017. Investigating the trend of changes in temperature and precipitation and its effect on the potential of water sources entering the Taleghan Dam. *Iran Soil and Water Research*, 49 (4), 716-70. (In Persian).
- Farzin, S & Alizadeh-Sanmi, F. 2016. Modeling and analysis of changes in the hydrological regime of rivers (case study: Gorganrud River, Tamer hydrometric station). *Iranian Journal of Watershed Science and Engineering*, 11(37), 35-45. (In Persian).
- Fatahi, I & Moghimi, S. 2018. Investigating the trend of snow cover changes in northwestern Iran under the influence of climate change. *Geographical Sciences User Research*, 19(54), 47-63. (In Persian).
- Hu, Y., Duan, W., Chen, Y., Zou, S., Kayumba, P.M., Sahu, N., 2021. An integrated assessment of runoff dynamics in the Amu Darya River Basin: Confronting climate change and multiple human activities, 1960–2017. *Journal of Hydrology* 603.
- Ildoromi, A. 2022. Simulating sedimentation status of Ebrou river of Ekbatan dam in Hamedan Using GSTARS 2.1 mathematical model. *Hydrogeomorphology*, 9(31), 25-50. (In Persian).
- Jaya, R.P., 2021. Study Effectiveness Sabo Dam on Reducing Flood in Way Leman River. In *Proceedings of the International Conference on Civil .Offshore and Environmental Engineering*, 174-179.
- Khaddor, I., Achab, M., Soumali, M., Benjbara, A., Alaoui, A., 2021. The Impact of the Construction of a Dam on Flood Management. *Civil Engineering Journal*, 7(2): 343-356.
- Khosravi, G., Sadodin, A., Ownegh, M., Bahremand, A & Mostafavi, H. 2019. Classification and identification of changes in river flow regime using the Indicators of Hydrologic Alteration (IHA) Case study: (The Khormarud River- Tilabad Watershed- Golestan Province. *Ecohydrology*, 3(6), 671-671. (In Persian).
- Khosravi, S., Entezari, M., ahmadabadi, A & pour mousavi, S. M. 2020. Analysis of the Effect of Tehran Urban Development on the Hydrology and Geomorphology Cycle of the Evin-Darake River. *Quantitative Geomorphological Research*, 9(1), 184-202. (In Persian).
- Kumar, A.U. and Jayakumar, K.V. 2020. Hydrological alterations due to anthropogenic activities in Krishna River Basin, India. *Ecological Indicators* 108: 105663
- Li, D., Long, D., Zhao, J., Lu, H. and Hong, Y. 2017. Observed changes in flow regimes in the Mekong River basin. *Journal of Hydrology* 551: 217-232.
- Li, R., Chen, Q., Tonina, D. and Cai, D. 2015. Effects of upstream reservoir regulation on the hydrological regime and fish habitats of the Lijiang River, China. *Ecological Engineering* 76: 75-83
- Liu, S., Wang, D., Miao, W., Wang, Z., Zhang, P., Li, D., 2023. Characteristics of runoff and sediment load during flood events in the Upper Yangtze River, China. *Journal of Hydrology* 620.
- Meteorological Organization of Alborz Province. 2021. Climatic elements report of Taleghan synoptic station. (In Persian).
- Naderi, M., Ali Oghli, S., Pourgholam-Amiji, M., Fazl-Oli, R & Qajqi, A. 2019. Analysis of the changes in the hydrological indicators of the Karon river in the periods before and after the construction of the Gatund dam using the variability range approach. *Journal of Irrigation and Drainage*, 14(3), 782-765. (In Persian).
- Naderi, M., Bardi Sheikh, V., Behramand, A., Komaki, B & Qanqermeh, A. 2023. Analysis of changes in river water flow regime using hydrological change indicators (case study: Hableroud watershed). *Soil and water modeling and management*, 3 (3), 1-19. (In Persian).
- Nasiri-Khiavi, A., Mostafazadeh, R., Esmali-Ouri, A., Ghafarzadeh, O & Golshan, M. 2018. The change of the hydrological indicators of Balkhlochai river flow due to the combined effect of the change of climatic components and the construction of the Yamchi dam in Ardabil using the variability domain approach. *Watershed Engineering and Management*, 11(4), 865-851. (In Persian).
- Panahi, R., Moshashaie, M & Moshashaie, M. 2022. Gorphological Analysis of the Mereg Mahidasht River. *Hydrogeomorphology*, 9(32), 43-62. (In Persian).
- Qi, X., Zhang, Z., Jing, J., Hu, W., Zhao, X., 2023. Regional planning for ecological protection of rivers in highly urbanized areas. *Ecological Indicators* 149, 1-15.

- Richter, B. D., Baumgartner, J.V., Powell, J., Braun, D.P., 1996. A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems. *Conserv Biol.*1996; 10(4):1163–1174.
- Selajgeh, Al., Razavizadeh, S., Khorasani, N., Hamidifar, M & Selajgeh, S. 2011. Land use changes and their effects on river water quality (case study: Karkheh watershed). *Environment*, 37(58), 86-81. (In Persian).
- Smakhtin, V., 2006. Anputhas M. An assessment of environmental flow requirements of Indian river basins. Colombo, Sri Lanka: International Water Management Institute. 42 p.
- The Nature Conservancy. 2009. Indicators of Hydrologic Alteration Version 7.1 User's Manual. 81pp. Available online at: <https://www.conservationgateway.org>.
- Wang, J., Shi, B., Yuan, Q., Zhao, E., Bai, T., Yang, S., 2022. Hydro-geomorphological regime of the lower Yellow river and delta in response to the water–sediment regulation scheme: Process, mechanism and implication. *CATENA* 219.
- Yamani, M., Moghimi, I., Jadari Aiwazi, J., Mohammadi, H & Issai, A. 2010. The effect of ecogeomorphological factors on the chemical quality of water, a case study: Ker River and Darudzen Dam Lake. *Environmental Geography and Planning*, 21(1), 17-32. (In Persian).
- Yin, S., Gao, G., Li, Y., Xu, Y.J., Turner, R.E., Ran, L., Wang, X., Fu, B., 2023. Long-term trends of streamflow, sediment load and nutrient fluxes from the Mississippi River Basin: Impacts of climate change and human activities. *Journal of Hydrology* 616.



# Hydrogeomorphology

(An Approved Scientific Research-based Journal)

**Vol.10, No.37**

**Winter 2024**

**Faculty of Planning & Environmental sciences**

**ISSN: 2383-3254**