

تعیین تناوب تأثیر گذار در روند سری های زمانی بارش و رواناب (مطالعه موردی: دشت اردبیل)

فرناز دانشور وثوقی^{۱*}

تاریخ دریافت: ۹۸/۲/۲۰ تاریخ اولین بازنگری: ۹۸/۴/۱۷ تاریخ پذیرش: ۹۹/۷/۱۸ صص: ۲۷-۴۲

چکیده

در این پژوهش روند سری های زمانی بارش و رواناب را در ۳ ایستگاه بارش و یک ایستگاه رواناب در دشت اردبیل در مقیاس ماهانه در طول دوره آماری ۱۳۹۴-۱۳۵۰ بررسی می کند. هدف از این مطالعه تحلیل روند سری های زمانی بارش و رواناب با استفاده از آزمون های MK1 و MK2 و MK3 است و همچنین برای تعیین تناوب تأثیر گذار از ترکیب آزمون MK1 و تبدیل موجک استفاده گردید. نتایج آزمون های MK1 و MK2 و MK3 نشان داد ایستگاه های بارش سامیان (P1) و رواناب سامیان (R1) دارای روند کاهشی و ایستگاه های بارش گیلانده (P2) و بارش کوزه تپراقی (P3) دارای روند افزایشی می باشند. سری های زمانی بارش روند معنی داری را نشان ندادند ولی سری زمانی رواناب روند معنی داری را نشان دادند. نتایج آزمون من کندال بعد از حذف اثر تمام همبستگی های معنی دار (MK3) نسبت به آزمون MK1 از میزان روند کمتری برخوردار است. در کل، دوره های زمانی کوتاه مدت نقش مهمی را در روند سری های زمانی اصلی دارا می باشد. بنابراین، در داده های بارش دوره زمانی کوتاه مدت دو ماهه (A+D1) در مقیاس ماهانه نشان داده شد. در سری زمانی رواناب، زیر سری جزئی در سطح ۳ در ترکیب با سری زمانی تقریبی (A+D3) به عنوان مولفه زمانی تأثیر گذار انتخاب گردید.

واژه های کلیدی: بارش، تبدیل موجک، دشت اردبیل، رواناب، من کندال

^۱ گروه مهندسی عمران، واحد اردبیل، دانشگاه آزاد اسلامی، اردبیل، ایران.
* نویسنده مسول مقاله: fdaneshvar.vousoughi@gmail.com

مقدمه

با گذشت زمان افزون بر استفاده از برازش منحنی‌های ساده به روی داده‌ها (اکثراً خطی درجه یک) برای یافتن روند، روش‌های آماری زیادی ارائه شد. مبنای کلیه روش‌های آماری مطرح نمودن دو فرضیه صفر H_0 و H_1 است. فرضیه صفر مبتنی بر عدم وجود روند در سری-های زمانی است و حکم بر تصادفی بودن داده‌های سری را دارد، متقابلاً پذیرش فرضیه یک به منزله وجود روند معنی‌داری در سری‌ها بوده که در صورت رد شدن فرضیه صفر پذیرفته می‌شود. روش‌های آماری به دو دسته کلی پارامتریک و ناپارامتریک تقسیم می‌شوند. لازم به ذکر است تفاوت اصلی آزمون‌های پارامتری و ناپارامتری این است که در آزمون‌های ناپارامتری فرض نرمال بودن داده‌ها حذف می‌شود.

امروزه روش‌های آماری مختلفی نظیر آزمون T، آنالیز رگرسیون، ضریب همبستگی پیرسون روش اسپیرمن، والد - ولفو تیز و آزمون من‌کندال برای بررسی روند در سری-های زمانی وجود دارد. اما آزمون من‌کندال معمولترین روش شناخته شده است. این آزمون ابتدا توسط مان (۱۹۴۵) و سپس توسط کندال (۱۹۷۵) بسط و توسعه یافت. از نقاط قوت این روش می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی که از توزیع آماری خاصی پیروی نمی‌کنند اشاره نمود و همچنین دارای محاسبات ساده است و برای داده‌های ناپیوسته و مفقوده زیاد حساس نیست و در مقابل این نوع داده‌ها با انعطاف عمل می‌کند (پارتال و کوچوک، ۲۰۰۶ و آداموفسکی و همکاران، ۲۰۰۹).

در زمینه روند تغییرات زمانی و مکانی بارش می‌توان به مطالعات تورکس (۱۹۹۶)، پارتال و کایا (۲۰۰۶)، کومار و همکاران (۲۰۰۹)، یو و همکاران (۲۰۱۰)، گاتام و همکاران (۲۰۱۰) اشاره نمود که با روش من‌کندال روند موجود در این پارامتر را بررسی کردند.

داگلاس و همکاران (۲۰۰۰)، جین و همکاران (۲۰۱۳)، یو و همکاران (۲۰۱۰) و گاتام و همکاران (۲۰۱۰) با روش من‌کندال روند موجود در پارامتر سیلاب اشاره کرد.

روند موجود در رواناب رودخانه‌ها توسط پژوهش‌های یو و همکاران (۲۰۱۰)، یو و همکاران (۲۰۱۲)، یانگ و

تیان (۲۰۰۹)، کومار و همکاران (۲۰۰۹) و گاتام و همکاران (۲۰۱۰) مطالعه گردید.

بسیاری از سری‌های زمانی هیدرولوژیکی بنا به دلایل مختلف نظیر تغییرات آب و هوایی و فعالیت‌های انسانی، دارای روند و ناپیوسته هستند. تبدیل موجک را می‌توان به عنوان روش پیش‌فرایند چند مقیاسی برای استخراج انواع مختلفی از ویژگی‌های داده‌ها بکار برد، مثل نوسانات کوتاه مدت و بلند مدت با تقسیم دوره‌های زمانی به جزئیات کوچکتر. در نتیجه این ویژگی‌ها، تبدیل موجک برای تحلیل دوره-های هیدرولوژیکی بکار می‌رود (آداموفسکی، ۲۰۰۸). به نظر می‌رسد روش ترکیبی موجک - من‌کندال برای بررسی روند تغییرات پارامترهای هیدرولوژیکی مناسب باشد (پارتال و کوچوک، ۲۰۰۶). پدیده‌های علوم زمین که دارای خصوصیات ناپیوسته هستند، حاوی پدیده‌های دوره‌ای (متناوب) مختلفی هستند که در زمان‌های تناوب مختلف روی می‌دهند وجود افزایش یا کاهش روند در سری‌های زمانی هیدرولوژیکی می‌تواند بوسیله تغییر در عواملی نظیر: بارش (پارتال و کوچوک (پارتال و کوچوک، ۲۰۰۶)، جانگ و همکاران (۲۰۰۲)، نالی و همکاران (۲۰۱۲)، وانگ و همکاران (۲۰۱۲)، پاوول و همکاران (۲۰۱۱)، یو و همکاران (۲۰۱۱)، باسکونی و همکاران (۲۰۰۶)، نورانی و همکاران (۲۰۱۵) و نورانی و همکاران (۲۰۱۸) و رواناب (یو و همکاران (۲۰۱۲)، وانگ و همکاران (۲۰۱۲)، نورانی و همکاران (۲۰۱۵)، نورانی و همکاران (۲۰۱۸)، وی و همکاران (۲۰۱۶)، تان و همکاران (۲۰۱۷)، نالی و همکاران (۲۰۱۲) و یانگوی و تیان (۲۰۰۹)) توصیف شود. در این مطالعات که اغلب با تبدیل موجک گسسته اجرا شدند، دوره زمانی موثر در ایجاد روند پارامترهای هیدرولوژیکی از روش ترکیبی تبدیل موجک و من‌کندال شناسایی گردید.

نورانی و همکاران (۱۳۹۵) اثر پارامترهای هیدروکلیماتولوژی را بر روی تراز آب دریاچه ارومیه با استفاده از آزمون من‌کندال مطالعه کردند. در پژوهش دوره تناوب ۸ ماهه به عنوان دوره تناوب موثر در روند تراز آب شناخته شد. همچنین پارامتر رواناب به عنوان موثرترین پارامتر در روند تراز آب دریاچه ارومیه ایفا کردند و پارامترهای بارش و رطوبت کمترین تأثیر را بر تراز آب دریاچه داشتند. در دشت اردبیل نیز، دانشور و ثوقی و شاکر (۱۳۹۷) دوره تناوب تأثیرگذار را برای پارامتر تراز آب

نحوه تشخیص معنی داری ضریب خود همبستگی حدود پایین و بالای ضریب خود همبستگی مرتبه اول (r_1)، در سطح معنی داری α درصد از رابطه زیر بدست می آید:

$$\frac{-1-c\sqrt{n-2}}{n-2} \leq r_K \leq \frac{-1+c\sqrt{n-2}}{n-2} \quad (2)$$

که در آن n تعداد داده ها در یک سری و c مقدار بحرانی برای سطح معنی داری مورد بررسی می باشد. مقدار c در سطح معنی داری ۱۰٪ معادل ۱/۶۴۵ و در سطوح ۵٪ و ۱٪ به ترتیب مقادیر ۲/۳۳ و ۱/۹۶ می باشد. اگر مقدار r_1 مابین حد بالا و پایین باشد، به معنای عدم معنی داری آن در سطح α درصد می باشد.

روش من کندال (MK1)

این روش برای آزمون روند داده ها بکار می رود. در این روش، ابتدا داده های سری های زمانی m ماه برای n سال دوره آماری تمام t ایستگاه تهیه می شود. هر داده به صورت X_{igk} نمایش داده می شود، که در آن i ($i=1,2,\dots,n$) نشان دهنده سال، ($g=1,2,\dots,m$) نشان دهنده ماه و ($k=1,2,\dots,t$) نشان دهنده ایستگاه های اندازه گیری متغیرهای مختلف بارش یا رواناب می باشند. سری داده های موجود برای ماه g ام ایستگاه k ام به صورت $\{X_{1gk}, X_{2gk}, X_{3gk}, \dots, X_{ngk}\}$ نمایش داده می شود.

آماره آزمون Mann-Kendall برای سری داده ها (S_{gk})، که مجموع علامت های تفاضلات متوالی مشاهدات می باشد، به صورت زیر تعریف می شود (کومار و همکاران، ۲۰۰۹):

$$S_{gk} = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(X_{jgk} - X_{igk}) \quad \forall 1 \leq i < j \leq n \quad (3)$$

که در آن n تعداد داده های سری، i و j اندیس سال، g اندیس ماه، k اندیس ایستگاه می باشد. و $\text{sgn}(\theta)$ تابع علامت بوده که بصورت زیر تعیین می شود:

$$\text{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1 & \text{if } \theta > 0 \\ 0 & \text{if } \theta = 0 \\ -1 & \text{if } \theta < 0 \end{cases} \quad (4)$$

مان و کندال نشان دادند که وقتی $n \geq 10$ باشد، آماره S تقریباً بطور نرمال توزیع شده و دارای میانگین صفر و انحراف معیار زیر است:

زیرزمینی بررسی کردند. نتایج مطالعه آن ها نشان داد، تناوب ۸ ماهه به عبارت دیگر زیرسری D3 در روند این پارامتر در دشت موثر بوده است.

در این پژوهش به بررسی تعیین تناوب تاثیر گذار در سری های زمانی بارش و رواناب در مقیاس ماهانه در ۳ ایستگاه بارش و یک ایستگاه رواناب مجزا در حوزه ی دشت اردبیل در طول دوره ی آماری ۱۳۵۰ تا ۱۳۹۴ پرداخته شده است. مهمترین هدف در این تحقیق تعیین تناوب تاثیر گذار در سری های زمانی بارش و رواناب با استفاده از ابزارهای پیش پردازش زمانی (تبدیل موجک) و برای بررسی روند نیز از آزمون من کندال (MK1، MK2 و MK3) استفاده شده است.

مواد و روش ها

وجود روند (تغییرات یکنواخت در یک سری آماری) در پارامترهای هیدرولوژیکی بدلیل طبیعت بسیار فرآیندهای هیدرولوژیکی و یا تغییرات اقلیمی می باشد. گرچه برای بررسی وجود روند در سری های هیدرولوژیک روش های مختلفی وجود دارد، ولیکن در مطالعات هیدرومتئورولوژیکی اغلب از روش های ناپارامتری استفاده می شود. به نظر می رسد که دلیل اصلی این است که آزمون های ناپارامتری برای سری داده هایی که توزیع آماری آن ها نرمال نیست و یا دارای داده های سانسور شده باشند، مناسب تر هستند. با این حال، عدم وجود خود همبستگی معنی دار در سری زمانی داده ها شرط استفاده از این آزمون ها می باشد. آزمون های ناپارامتری بسیاری برای تعیین روند در سری داده ها تاکنون بسط داده شده اند (مان، ۱۹۴۵ و کندال، ۱۹۷۵) از بین آزمون های ناپارامتری آزمون من کندال بهترین انتخاب برای بررسی روند یکنواخت در سری داده ها می باشد (ژائو و همکاران، ۲۰۱۰).

در این پژوهش ابتدا ضریب خود همبستگی مراتب مختلف به صورت زیر محاسبه می گردد:

$$r_k = \frac{\frac{1}{n-k} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (1)$$

که در آن x_i داده ی i ام، \bar{x} میانگین داده ها و k زمان تأخیر داده ها می باشد.

شیب روند با استفاده از رابطه زیر برآورد می شود (کومار و همکاران، ۲۰۰۹):

$$\beta_{gk} = \text{Median} \left(\frac{X_{igk} - X_{jgk}}{i-j} \right), \quad \forall 1 \leq i < j \leq n \quad (11)$$

که در آن β_{gk} برآورد گر شیب خط روند برای ایستگاه K ام در ماه g ام می باشد. مقادیر مثبت β روند افزایشی و مقادیر منفی آن نشان دهنده روند کاهشی است.

آزمون من کندال اصلاح شده (MK3)

در این روش همه ساختار همبستگی معنی دار در سری زمانی در نظر گرفته می شود واریانس اصلاح شده در این روش، برای محاسبه Z من کندال به صورت زیر محاسبه می شود (کومار و همکاران، ۲۰۰۹):

$$V(S)^* = V(S) \frac{n^*}{n} \quad (12)$$

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (13)$$

$$(14)$$

$$\frac{n^*}{n} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^{n-1} (n-i)(n-i-1)(n-i-2)r_i$$

ضریب خود همبستگی معنی دار مرتبه i ام که از معادله بدست می آید. مقادیر Z من کندال با جایگذاری $V(S)^*$ به جای $V(S)$ در رابطه (۱۴) محاسبه می گردد. کومار و همکاران (۲۰۰۹) نشان دادند که این روش نسبت به آزمون من کندال کلاسیک، به طور درستتر و صحیحتر روندهای معنی دار را پیدا می کند.

تبدیل موجک

طبق تعریف موجک یک موج کوچک است که انرژی آن در ناحیه کوچکی متمرکز شده و ابزار مناسبی برای بررسی پدیده های گذرا است. موجک، دارای نوسان حداقل بوده که به سمت صفر نزول می کند و این نزول بایستی در جهات مثبت و منفی واقع در دامنه اش محدود شود. این مشخصه باعث می شود که موجک انعطاف پذیر بوده و مانند یک تابع رفتار کند. یافته های سال های اخیر نشان داده اند که تبدیل موجک برای تحلیل و بدون نویز کردن داده ها وسیله مناسبی هستند. موجک ها توابع ریاضی هستند که یک بیان زمان-مقیاس از سری های زمانی و نسبت های آن ارائه می دهند که این بیان برای تحلیل سری های زمانی غیر ایستا مفید است. مزیت تبدیل

$$(\sigma_{gg})_k = \frac{[n(n-1)(2n+5) - \sum d(d-1)(2d+5)]}{18} \quad (5)$$

که در آن d تعداد دسته ها با داده های مساوی برای سری مشخصی از داده ها مانند داده های موجود برای ماه معین یک ایستگاه در سال های مختلف برای متغیرهای مورد بررسی می باشد.

S_{gk} به صورت زیر نرمال شد (کومار و همکاران، ۲۰۰۹):

$$S'_{gk} = S_{gk} - \text{sgn}(S_{gk}) \quad (6)$$

سپس آماره آزمون Z استاندارد شده که دارای توزیع نرمال استاندارد با میانگین صفر و واریانس ۱ است بشرح زیر بدست آمد:

$$Z_{gk} = \frac{S'_{gk}}{(\sigma_{gg})_k^{1/2}} \quad (7)$$

فرض صفر (عدم وجود روند در سطح معنی داری α) به شرطی که $-Z_{1-\alpha/2} < Z_{gk} < Z_{1+\alpha/2}$ باشد، پذیرفته می شد. مقادیر α به ترتیب برای متغیرهای هیدرولوژیکی بارش و رواناب ۵٪ انتخاب گردید.

آزمون من کندال اصلاح شده (MK2)

اگر ضریب خود همبستگی مرتبه اول معنی دار باشد، با روش پیش سفید کردن (پارتال و کوچوک، ۲۰۰۶ و کومار و همکاران، ۲۰۰۹) اثر خود همبستگی از سری داده ها حذف می شد. برای اینکار ابتدا سری داده های جدید با توجه به شیب خط روند، β ، به شرح زیر محاسبه می شود.

$$X'_i = X_i - (\beta * i) \quad (8)$$

که در آن β شیب خط روند، i شمارنده سال می باشد. این شیب بعداً شرح داده شده است. اینک سری جدیدی بشرح زیر بدست می آید:

$$y'_i = X'_i - r_1 * X'_{i-1} \quad (9)$$

با افزودن مجدد جمله روند، $(\beta * i)$ ، به سری داده اخیر، سری جدیدی بصورت زیر بدست آمد:

$$y_i = y'_i + (\beta * i) \quad (10)$$

آنگاه آماره Z من کندال برای سری جدید محاسبه می شود.

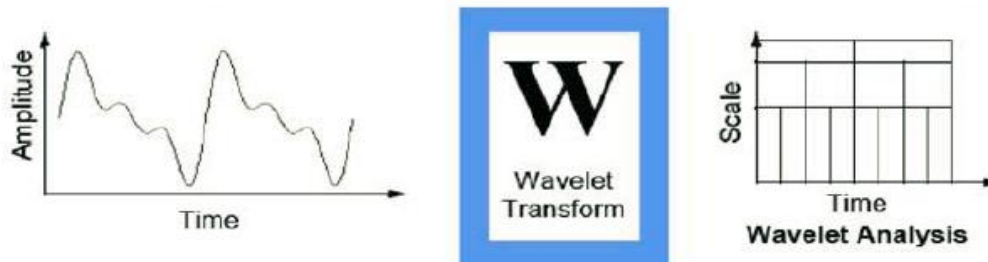
شیب خط روند (تخمین گر Sen)

یک شاخص بسیار مفید در آزمون من کندال شیب Sen می باشد که با β نمایش داده می شود و آن شیب روند یکنواخت را در سری داده ها نشان می دهد. مقدار

که * تابع مزدوج را نشان می دهد. $g(t)$ تابع موجک یا موجک مادر است. پارامتر a فاکتور بزرگنمایی و b نشان دهنده تبدیل موقت تابع g است که امکان مطالعه سیگنال در پیرامون b را می دهد (نورانی و همکاران، ۲۰۱۵).

موجک ، توانایی در به دست آوردن اطلاعاتی زمانی، مکانی و فرکانسی یک سیگنال است. تبدیل موجک با مقیاس زمانی یک سیگنال زمانی پیوسته، $x(t)$ به صورت زیر تعریف می شود:

$$T(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} g\left(\frac{t-b}{a}\right) x(t) \cdot dt \quad (15)$$



شکل ۱- تبدیل موجک

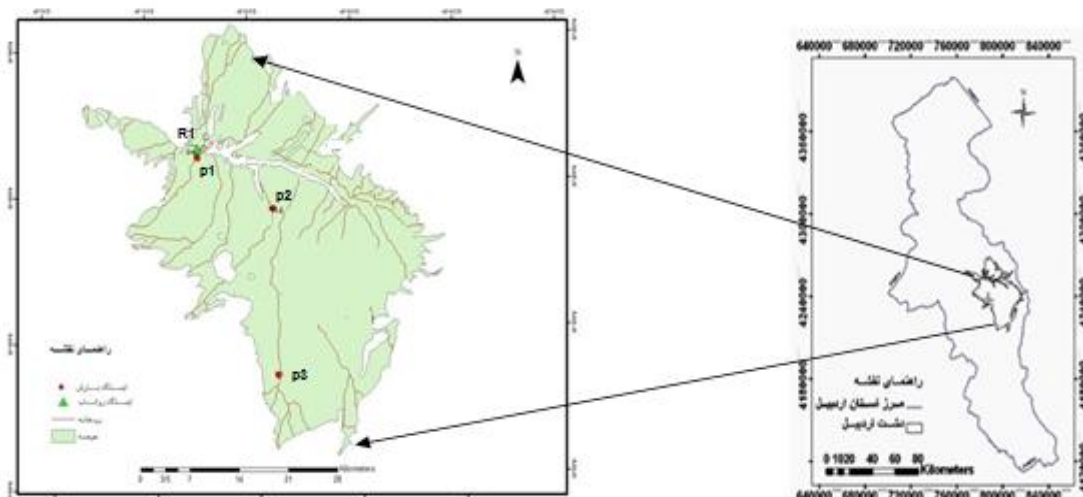
۹° است و یکی از نواحی سردسیر ایران محسوب می شود. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی دشت اردبیل و موقعیت ایستگاه‌های پیژومتری را نشان می دهد.

داده های بارش و رواناب در مقیاس ماهانه برداشت شده و در این پژوهش ۳ ایستگاه بارش که با حرف (P) و یک ایستگاه رواناب که با حرف (R) نشان داده شده است و مورد مطالعه قرار گرفته است. طول داده‌های استفاده شده برای بارش ۵۲۸ ماه، از سال ۱۳۵۰/۷ تا ۱۳۹۴/۶ می باشد که از سازمان هواشناسی استان اردبیل و برای رواناب ۵۰۴ ماه از سال ۱۳۵۲/۷ تا ۱۳۹۴/۶ می باشد که از اداره آب منطقه‌ای اردبیل تهیه گردیده‌اند. شکل (۲) موقعیت ایستگاه های باران سنجی و رواناب حوضه جغرافیایی دشت اردبیل را نشان می دهد.

منطقه مورد پژوهش

مشخصات عمومی حوضه

منطقه مورد مطالعه، دشت اردبیل است که در شمال غربی ایران واقع شده است. این دشت بطور تقریبی، در عرض جغرافیایی ۳۸°۰۳' تا ۳۸°۲۷' شمالی و طول جغرافیایی ۴۷° ۵۵' تا ۴۸° ۲۰' شرقی واقع شده است. دشت اردبیل مشرف بر ارتفاعات بخش غربی رشته کوه البرز (ارتفاعات تالش) و در امتداد دامنه شرقی سبلان قرار دارد. مساحت آن در حدود ۹۹۰ Km² می باشد. متوسط بارش سالانه در ایستگاه سینوپتیک اردبیل در دوره زمانی ۱۳۵۰-۱۳۹۱ حدود ۳۰۴ mm می باشد. پر باران ترین ماه سال ماه اردیبهشت و کم باران ترین آن ماه مرداد است. میانگین دمای سالانه ایستگاه سینوپتیک اردبیل حدود C



شکل ۲- ایستگاه‌های بارانسنجی و رواناب حوضه دشت اردبیل

نتایج و بحث

نتایج آزمون MK1، MK2 و MK3 برای پارامترهای بارش و رواناب دشت اردبیل
آماره‌های Z و β دو آماره مهم حاصل از آزمون‌های من‌کندال در جدول ۱ آورده شده است. آزمون MK1 بدون حذف خود همبستگی داده‌ها، آزمون MK2 با حذف اثر خودهمبستگی معنی‌دار مرتبه اول و آزمون MK3 با حذف تمام خودهمبستگی‌های معنی‌دار محاسبه گردید.

در این بخش با به کارگیری روش‌های MK1، MK2، MK3 و روند پارامترهای بارش و رواناب دشت اردبیل محاسبه شده و در ادامه به تعیین تناوب تاثیرگذار در آنها با استفاده از مدل ترکیبی من‌کندال (MK1) و تبدیل موجک پرداخته شد.

جدول ۱- نتایج آزمون‌های من‌کندال برای پارامترهای بارش و رواناب دشت اردبیل

نوع آزمون	آماره‌ها	بارش سامیان P1	بارش گیلانده P2	بارش کوزه تپراقی P3	رواناب سامیان R1
MK1	من‌کندال-Z	-1.5503	0.5926	1.3279	-10.4458
	slope	-0.0050	0	0	-0.2974
MK2	من‌کندال-Z	-1.5635	0.6314	1.2136	-10.7378
	slope	-0.0060	0.0023	0.0032	-0.2668
MK3	من‌کندال-Z	-0.0050	0.1242	0.0558	-1.0066
	slope	-0.1462	0	0	-0.2974

ایستگاه‌های P2 و P3 دارای روند مثبت بودند. ایستگاه R1 تنها ایستگاه رواناب دارای مقدار منفی بود. شیب خط روند آزمون MK2، آماره (β) برای ایستگاه‌های P1 و R1 مقدار منفی و ایستگاه‌های P2 و P3 مقدار مثبت را در دشت اردبیل تجربه کردند.

آزمون MK3 با حذف اثر همه ضرایب خود همبستگی معنی‌دار داده‌ها به دست آمد. نتایج نشان داد، ایستگاه‌های P1 و R1 روند منفی داشته و ایستگاه‌های P2 و P3 دارای روند مثبت بودند. ملاحظه می‌شود که در آزمون‌های MK2 و MK3 نسبت به آزمون MK1 از شدت روند کاسته شده است (مقادیر Z کاهش یافته است). این امر نشان از این دارد که در پدیده بارش و رواناب بیشترین سهم در ایجاد روند ناشی از همبستگی به زمان‌های گذشته بوده است چرا که در آزمون MK3 با حذف تمامی خودهمبستگی‌ها بیشترین کاهش در شدت روند ملاحظه می‌گردد.

در ادامه این تحقیق برای بررسی تناوب تاثیرگذار در سری‌های زمانی بارش و رواناب دشت اردبیل در مقیاس ماهانه از روش MK1 و تبدیل موجک استفاده شده و از آنجا که آزمون من‌کندال قادر به تجزیه و تحلیل روندهای چند مقیاسی نمی‌باشد و به دلیل فرضیات و ساده سازی

نتایج جدول فوق برای آزمون MK1 نشان می‌دهد، ایستگاه P1 که در خروجی دشت قرارداد دارای مقدار منفی بوده و روند کاهشی را تجربه می‌نماید. ایستگاه-های P2 و P3 در قسمت‌های داخلی و جنوبی دشت دارای مقدار مثبت می‌باشند. بیشترین روند مثبت بارش مربوط به ایستگاه P3 در قسمت جنوب دشت و منفی‌ترین روند بارش مربوط به ایستگاه P1 در خروجی دشت می‌باشد. ایستگاه R1 که تنها ایستگاه رواناب به کار گرفته شده در تحقیق می‌باشد و در قسمت خروجی دشت قرار دارد دارای مقدار منفی شدید می‌باشد. با توجه به روند منفی ایستگاه-های بارش سامیان و رواناب خروجی دشت، بارش ایستگاه سامیان بیشترین تأثیر را در روند رواناب خروجی دشت در مقایسه با دیگر ایستگاه‌های بارش دارد، در حالیکه دو ایستگاه بارش گیلانده و کوزه تپراقی روند افزایشی پارامتر بارش را در دشت تجربه می‌کنند. هم‌چنین نتایج شیب خط روند برای این آزمون حاکی از شیب خط روند منفی برای ایستگاه P1 بوده اما دیگر ایستگاه‌های بارش یعنی P2 و P3 دارای شیب صفر و ایستگاه رواناب R1 مقدار منفی در شیب خط روند را تجربه کردند. نتایج جدول ۱ برای آزمون MK2 مشابه آزمون MK1 نشان داد ایستگاه P1 روند مقدار منفی داشته و روند کاهشی داشته و

ضرائب تقریبی (A) نشانگر ضرایب تبدیل موجک با وضوح درشت می باشند که روندهای صاف و هموار را در سری نشان می دهند و D1, D2, D3 ضرایب جزئی می باشند که اطلاعات جزئی از روندها در سری زمانی هیدرولوژیکی ارائه می دهند انتخاب موجک مادر مناسب نقش مهمی را در تبدیل موجک دارد. با توجه به ساختار موجک مادر (Daubechies (db4 و شباهت سیگنال بارش و رواناب به آن، موجک مادر (db4) می تواند ویژگی های سیگنال را در برگرد و به عنوان موجک مادر تجزیه کننده در این پژوهش انتخاب گردید (نورانی و همکاران، ۲۰۱۵).

در انتخاب درجه تجزیه نیز، سری زمانی بارش و رواناب در درج L، منجر به L+1 زیرسری (یک زیرسری تقریبی $P_a(t)$ و L زیر سری جزئی $P_d(i;t)$ (i=1,2,...,L) می شود. درجه تجزیه ۳ به عنوان درجه تجزیه بهینه مطابق رابطه زیر در نظر گرفته شد (نورانی و همکاران، ۲۰۱۵):

$$L = \log N \quad (16)$$

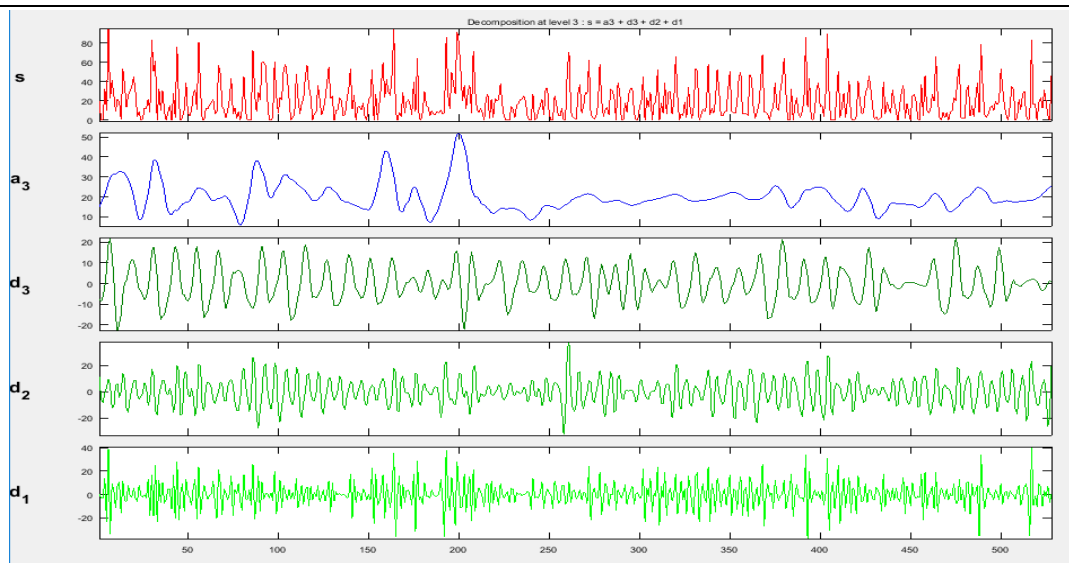
که در آن L و N به ترتیب درجه تجزیه و طول سری زمانی می باشد. در این مطالعه با داشتن $N=528$ ، $L=2/5$ برای ایستگاه بارش و $N=504$ ، $L=2/5$ برای ایستگاه رواناب بدست می آید که درجه تجزیه ۳ در نظر گرفته شد.

در این مطالعه از موجک های مادر (Daubechies (db4 برای تجزیه سیگنال ها کمک گرفته شده است زیرا معمولاً این موجک های مادر در مطالعات هیدرولوژیکی که مبنای موجکی دارند مورد استفاده قرار می گیرند و موجک های db پشتیبانی کامل ارائه می دهند که نشانگر این است که موجک های توابع پایه ای غیر صفر در طول بازه ی معین دارند. به عنوان مثال در شکل ۳ تجزیه سری های زمانی در مقیاس ماهانه در ایستگاه P1 با استفاده از تبدیل موجک گسسته نشان داده شده است.

های در نظر گرفته شده در این آزمون نتایج حاصل از آن دارای دقت و کاربرد نسبتاً کم است، بنابراین برای غلبه بر این مشکلات از تبدیل موجک در ترکیب با آزمون من-کندال استفاده شد. تبدیل موجک یک ابزار ریاضی قوی است که نمایش زمان - فرکانس از یک سیگنال در حوزه ی زمان ارائه می دهد. این روش با بهره گیری از پنجره هایی (پارامترهای مقیاس و انتقال) با اندازه های مختلف به تجزیه و تحلیل سیگنال های هیدرولوژیکی در مقیاس های مختلف می پردازد. بدین منظور سری زمانی اصلی با استفاده از تبدیل موجک گسسته توسط نرم افزار (MATLAB) به زیرسری هایی تجزیه شده و بعد از آن آزمون من کندال به این زیرسری ها و ترکیب های متفاوت آن ها اعمال شد و در واقع برای تعیین دوره ی تناوب غالب در ایجاد روند در سری زمانی اصلی، معیار نزدیکی مقادیر (آماره ی MK1 (Z سری زمانی اصلی به آماره Z ترکیب های مختلف زیرسری ها استفاده گردید. بنابراین دوره تناوبی که این شرط را ارضا کند به عنوان دوره تناوب اصلی موثر در تولید روند شناخته گردید.

نتایج تجزیه سری زمانی اصلی با استفاده از تبدیل موجک

داده های بارش و رواناب در حوضه دشت اردبیل که بر اساس داده های ماهانه که از سه ایستگاه بارش در طول دوره آماری ۱۳۵۰-۱۳۹۴ و یک ایستگاه رواناب در طول دوره آماری ۱۳۵۲-۱۳۹۴ مجزا اخذ شده اند، مورد بررسی قرار گرفت. به منظور نشان دادن تغییرات سری های زمانی هیدرولوژیکی در مقیاس های مختلف سری های ماهانه توسط تبدیل موجک در نرم افزار متلب (MATLAB) در ۳ سطح تجزیه شدند. ضرائب جزئی و تقریبی از تجزیه یک سیگنال توسط تبدیل موجک گسسته حاصل گردید.



شکل ۳- تجزیه سری های زمانی ایستگاه P1 با استفاده از تبدیل موجک گسسته

نتایج روش ترکیبی موجک و آزمون من کندال MK1 در روند بارش و رواناب دشت اردبیل

در جدول ۲ نتایج روش ترکیبی موجک و آزمون من-
کندال در روند بارش و رواناب دشت اردبیل نشان داده شده
است.

از آنجا که آزمون من کندال قادر به تجزیه و تحلیل
روند های چند مقیاسی نمی باشد و از طرف دیگر تبدیل
موجک قادر به تجزیه و تحلیل پدیده های با تغییرات سریع
و آرام در سری هاس زمانی است. در نتیجه از تبدیل
موجک در ترکیب با آزمون من کندال برای تعیین روند
تاثیر گذار در سری های زمانی بارش و رواناب استفاده شده
است.

جدول ۲- نتایج روش ترکیبی موجک - من کندال در پارامترهای بارش و رواناب دشت اردبیل

شماره سری	زیر سری	بارش سامیان	بارش گیلانده	بارش کوزه تپراقی	رواناب سامیان
		P1	P2	P3	R1
۱	*سری زمانی اصلی	-1.5503	0.5926	1.3279	-10.4458
۲	A	-2.6443	-1.5198	0.0956	-20.0766
۳	D1	0.1627	-0.0170	0.1351	1.6494
۴	D2	0.0630	0.1069	0.2793	-1.1990
۵	D3	0.1859	0.0753	0.2837	-0.6997
۶	A+D1	-1.7089	0.4403	1.2946	-16.2468
۷	A+D2	-0.3613	-0.2047	-0.0309	-15.3620
۸	A+D3	-1.0408	-0.2170	0.5296	-9.3559
۹	A+D1+D2	-2.0936	-0.1064	0.1726	-13.2647
۱۰	A+D2+D3	-1.6200	0.3759	0.5445	-9.9691
۱۱	A+D1+D3	-0.8334	-0.0338	0.6694	-8.4939

ترکیب A+D2+D3 و A+D3 نزدیکترین مقدار Z من- کندال به سری زمانی اصلی می باشد. بنابراین در تعیین موثرترین دوره تناوب در تولید روند بارش و رواناب دشت اردبیل معیار نزدیکی مقادیر آماره ی Z من کندال سری زمانی اصلی به ترکیبات (A+D1، A+D2 و A+D3) باید بیشتر مد نظر قرار گرفته شوند. در جدول ۳ نتایج شیب خط روند روش ترکیبی موجک - من کندال آماره ی (β) پارامترهای بارش و رواناب دشت اردبیل نشان داده شده است.

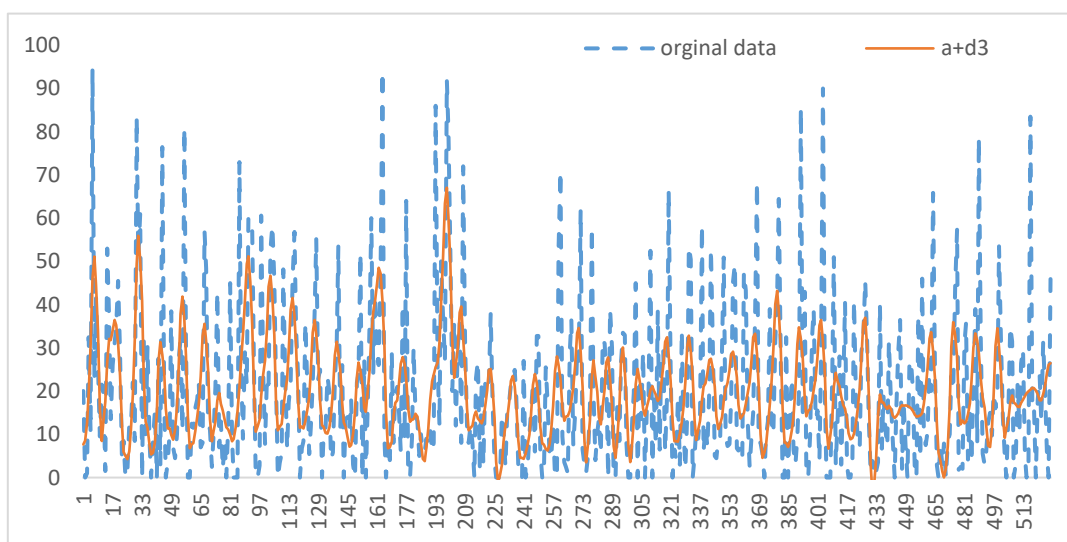
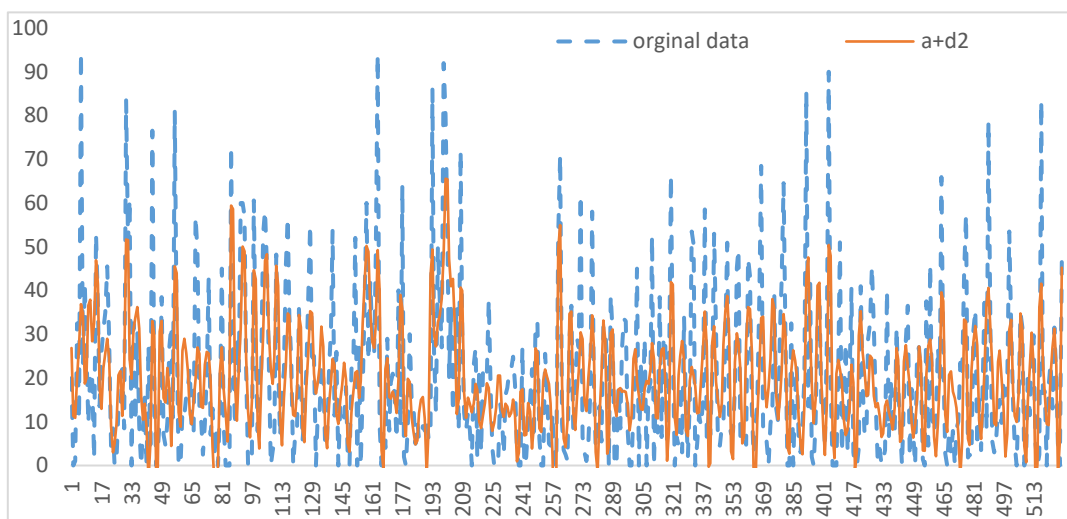
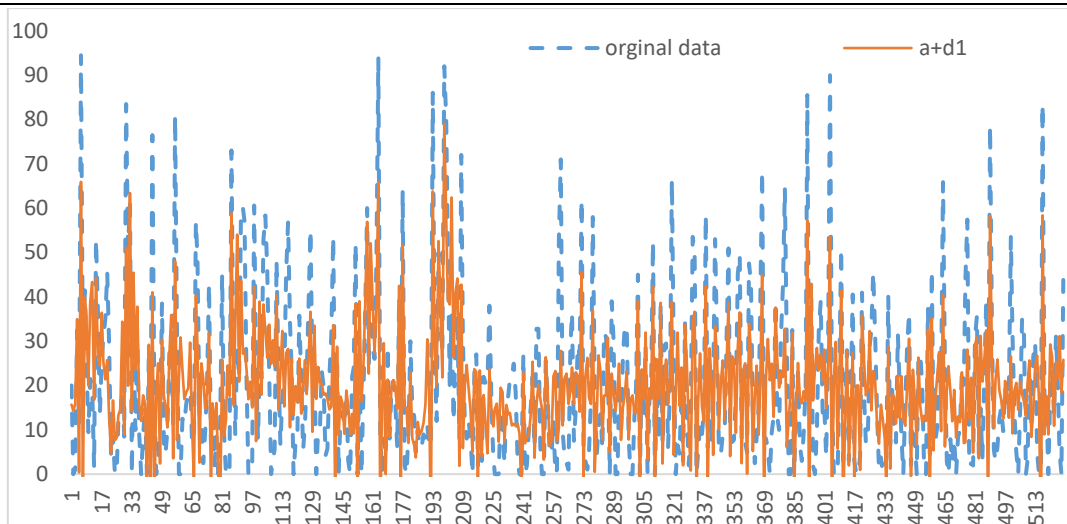
مطابق نتایج جدول ۲ ترکیباتی که مقادیر Z من- کندال آن ها به سری زمانی اصلی نزدیک تر است بصورت پر رنگ نمایش شده اند. در مقیاس ماهانه برای ایستگاه P1 ترکیب A+D1 و A+D2+D3 نزدیکترین مقدار Z من- کندال به سری زمانی اصلی می باشد. برای ایستگاه P2 ترکیب A+D1 و A+D2+D3 نزدیکترین مقدار Z من- کندال به سری زمانی اصلی می باشد. برای ایستگاه P3 ترکیب A+D1 و A+D1+D3 نزدیکترین مقدار Z من- کندال به سری زمانی اصلی می باشد و برای ایستگاه R1

جدول ۳- نتایج بررسی شیب خط روند روش ترکیبی موجک- من کندال بارش و رواناب دشت اردبیل

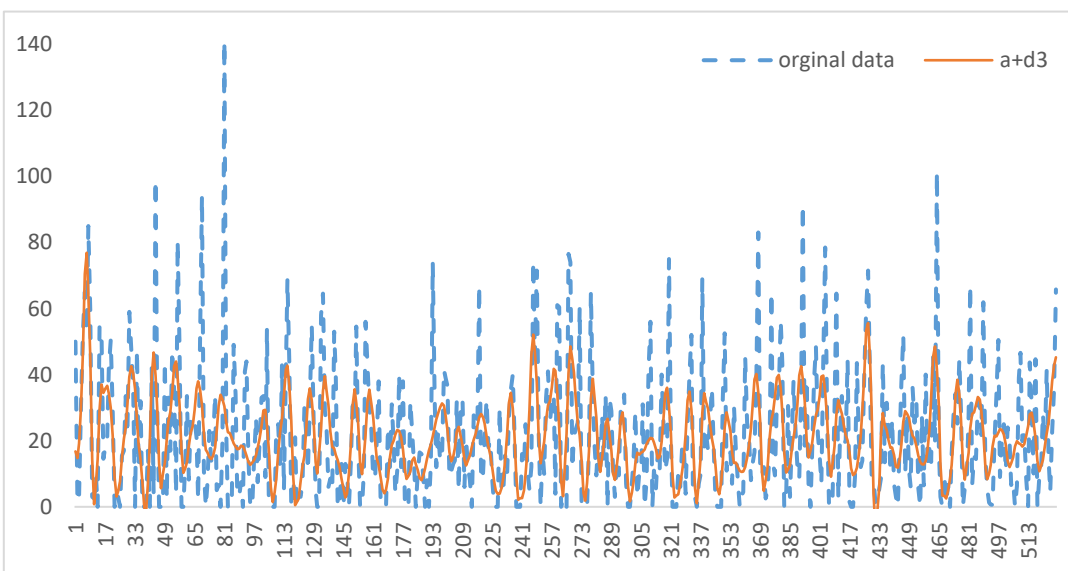
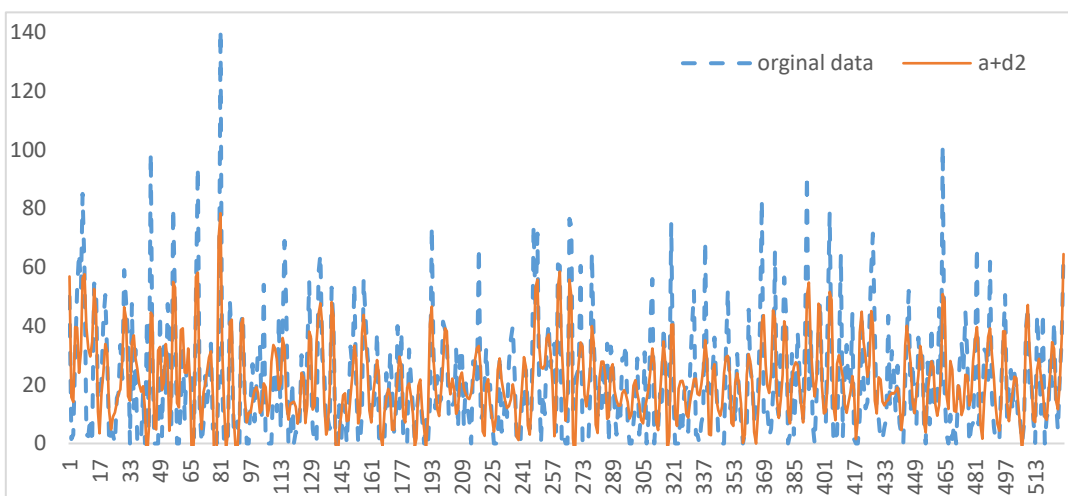
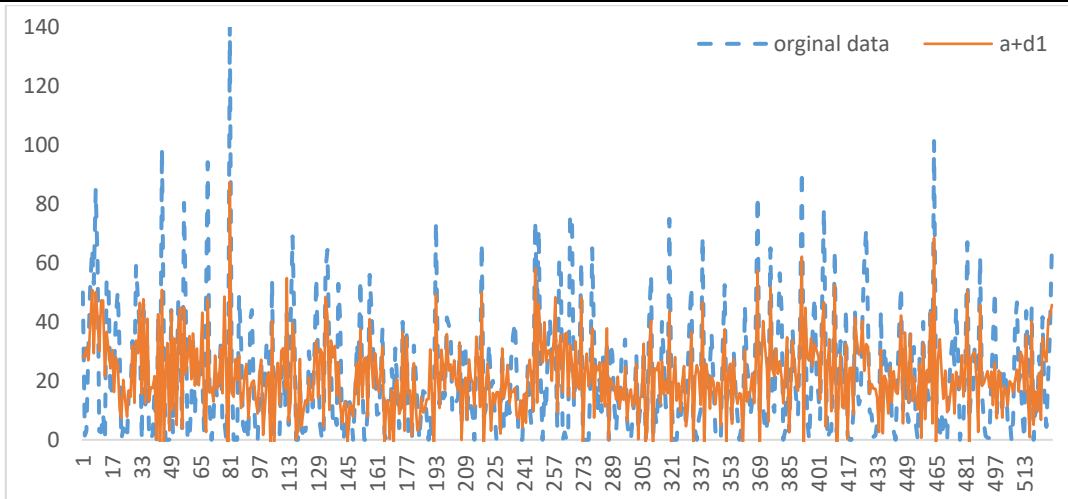
شماره سری	زیر سری	بارش سامیان	بارش گیلانده	بارش کوزه تپراقی	رواناب سامیان
		P1	P2	P3	R1
۱	*سری زمانی اصلی	-0.0050	0	0	-0.2974
۲	A	-0.0043	-0.0028	0.0002	-0.5720
۳	D1	0.0004	-0.0004	0.0004	0.0248
۴	D2	0.0002	0.0003	0.0009	-0.0293
۵	D3	0.0004	0.0002	0.0008	-0.0382
۶	A+D1	-0.0062	-0.0016	0.0012	-0.5421
۷	A+D2	-0.0086	-0.0007	-0.0001	-0.5682
۸	A+D3	-0.0032	-0.0007	0.0019	-0.5104
۹	A+D1+D2	-0.0056	-0.0004	0.0007	-0.5323
۱۰	A+D2+D3	-0.0070	0.0018	0.0001	-0.3783
۱۱	A+D1+D3	-0.0034	0.0001	0.0031	-0.4386

گزارش گردید. به منظور صحت سنجی نتایج حاصله، نمودار سری زمانی اصلی هر کدام از ایستگاههای بارش و رواناب با تمامی ترکیبات A+D1 و A+D2 و A+D3 رسم می گردد و ترکیباتی که دارای بالاترین شباهت و نزدیکی با سری زمانی اصلی می باشد به عنوان زیر سری جزئی تاثیرگذار در روند بارش و رواناب آن ایستگاه معرفی گردد. شکل های ۴، ۵، ۶ و ۷ نمودار سری های زمانی اصلی و زیرسری ها را برای ایستگاه های P1، P2 و P3 و R1 نمایش می دهد.

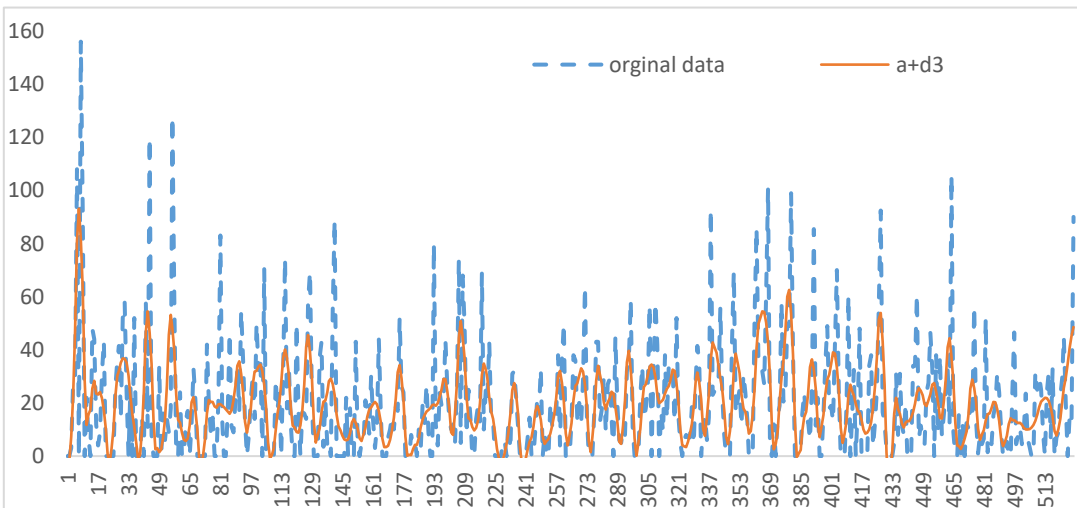
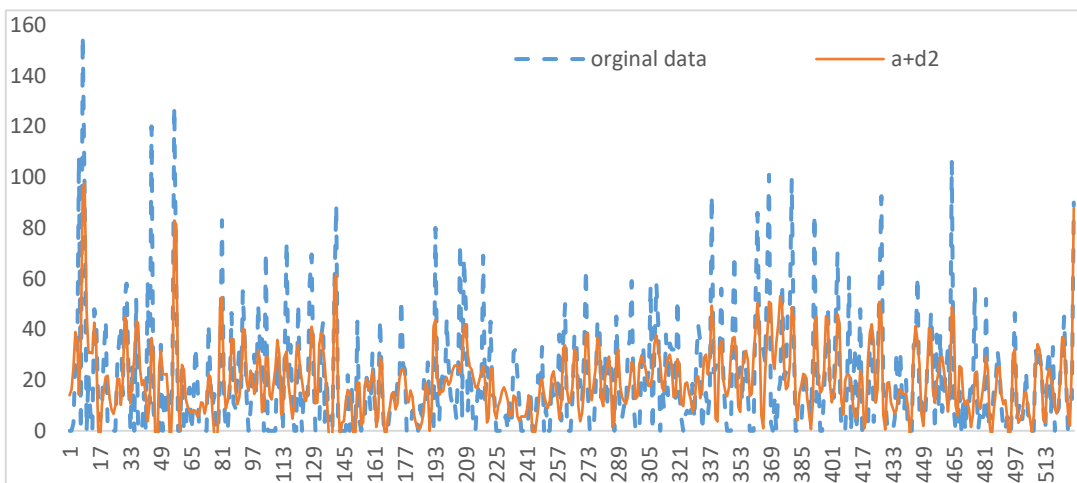
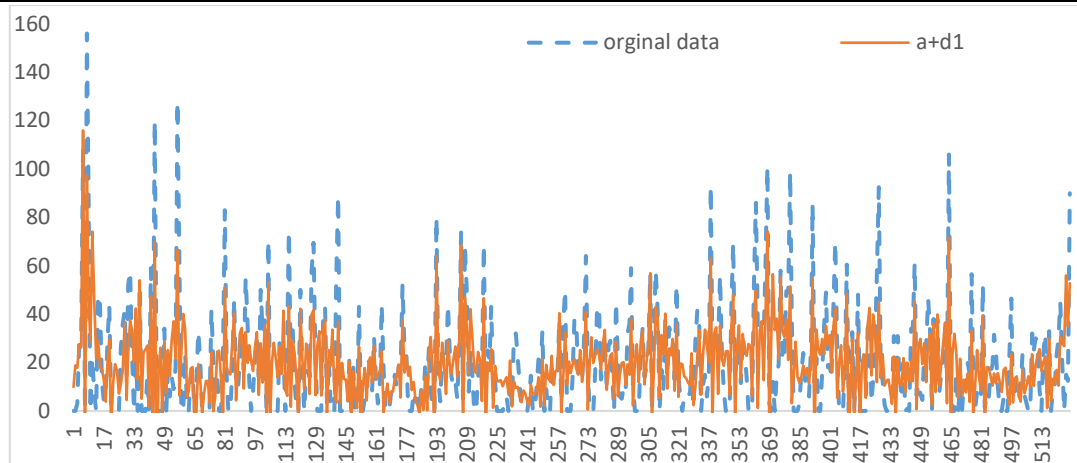
مطابق نتایج جدول ۳ ترکیباتی که مقادیر شیب خط روند آن ها به سری زمانی اصلی نزدیک تر است، بصورت پر رنگ نمایش داده شده اند. در مقیاس ماهانه برای ایستگاه P1 و P2 ترکیب A+D1 دارای نزدیکترین مقدار شیب به شیب سری زمانی اصلی می باشد. برای ایستگاه P3 ترکیب A+D2 دارای نزدیکترین شیب به مقدار شیب سری زمانی اصلی می باشد. برای ایستگاه R1 ترکیب A+D3 دارای نزدیکترین مقدار شیب به مقدار شیب سری زمانی اصلی



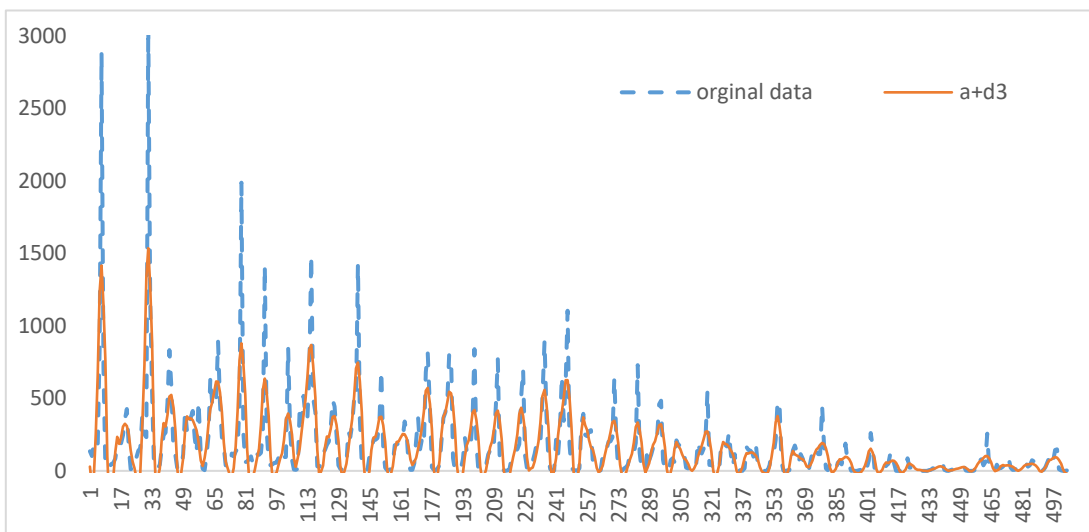
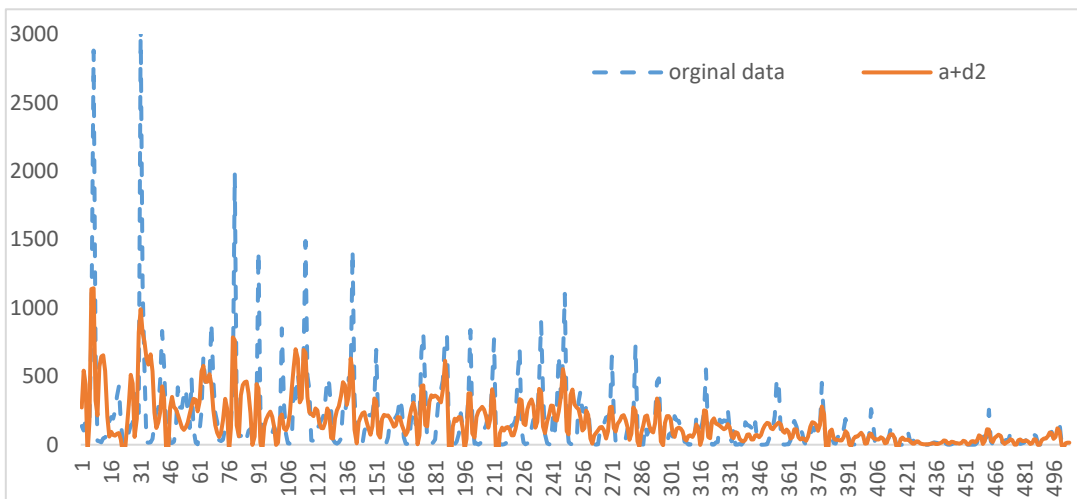
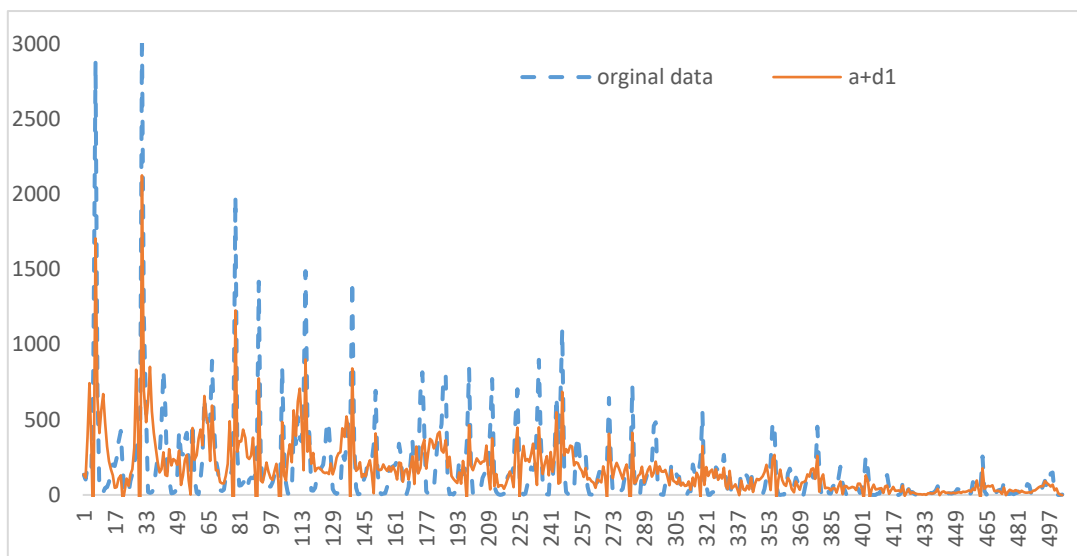
شکل ۴- نمودار سری زمانی و زیرسری‌های ایستگاه P1



شکل ۵- نمودار سری زمانی و زیرسری های ایستگاه P2



شکل ۶- نمودار سری زمانی و زیرسری های ایستگاه P3



شکل ۷- نمودار سری زمانی و زیرسری های ایستگاه R1

منابع

- ۱) دانشور وثوقی، ف. و شاکر، رضا، ۱۳۹۷. بررسی روند تغییرات تراز آب زیرزمینی با روش ترکیبی من‌کندال-تبدیل موجک (مطالعه موردی: دشت اردبیل). مجله محیط زیست و مهندسی آب، دوره ۴، شماره ۳: ۲۵۳-۲۴۳.
- ۲) نورانی، و، آزاد، ن، قاسم‌زاده، م. و شرقی، ا. ۱۳۹۵. بررسی تأثیر پارامترهای هیدروکلیماتولوژیکی آبی‌چای بر تغییرات تراز آب دریاچه ارومیه با استفاده از مدل ترکیبی موجک-من‌کندال. شماره ۷: ۱۵۹-۱۴۱.
- 3) Adamowski J. 2008. Development of a short-term river flood forecasting method for snowmelt driven floods based on wavelet and cross-wavelet analysis. *Journal of Hydrology*, 353: 247-266.
- 4) Adamowski K., Prokoph A. and Adamowski J. 2009. Development of a new method of wavelet aided trend detection and estimation. *Hydrological Processes*, 23(18): 2686-2696.
- 5) Douglas E.M., Vogel R.M. and Kroll C.N. 2000. Trends in flood and low flows in the United States: impact correlation. *Journal of Hydrology*, 240(1-2): 90-105
- 6) Gautam M.R., Acharya K. and Tuladhar, M.K. 2010. Upward trend of streamflow and precipitation in a small, non-snow-fed, mountainous watershed in Nepal. *Journal of Hydrology*, 387: 304-311.
- 7) Jain S.K., Kumar V. and Saharia M. 2013. Analysis of rainfall and temperature trends in northeast India. *International Journal of Climatology*, 33(4):968-978
- 8) Jung H.Y., Choi Y., Oh J.H. and Lim G. H. 2002. Recent trends in temperature and precipitation over South Korea. *International Journal of Climatology*, 22:1327-1337.
- 9) Kendall M.G. 1975. Rank Correlation Measures, Charles Griffin, London .
- 10) Kumar S., Merwade V., Kam J. and Thurner K. 2009. Streamflow trends in Indiana: Effect of long term Persistence, precipitation and subsurface drains. *Journal of Hydrology*, 374: 171-183 .
- 11) Mann H.B. 1945. Non-parametric test against trend. *Econometrica*, 13: 245-259.
- 12) Nalley D., Adamowski J. and Khalil B. 2012. Using discrete wavelet transforms to analyze trends in streamflow and precipitation in Quebec and Ontario (1954-2008). *Journal of Hydrology*, 475: 204-228 .
- 13) Nourani V., Nezamdoost N., Samadi M. and Daneshvar V. 2015. Wavelet-based trend analysis of hydrological processes at different timescales. *Journal of Water and Climate Change*, 6 (3): 414-435.
- 14) Nourani V., Danandeh Mehr A. and Azad N. 2018. Trend analysis of hydroclimatological

با توجه به شکل‌های ۴، ۵ و ۶ مشاهده می‌شود که در سری‌های زمانی بارش هر سه ایستگاه، مطابق نتایج روش ترکیبی تبدیل موجک-من‌کندال، ترکیب زیرسری A+D1 بیشترین شباهت را با سری‌های زمانی بارش هر سه ایستگاه دارد. شکل ۷ نیز ترکیب زیرسری A+D3 به عنوان بیشترین شباهت را با سری زمانی رواناب خروجی دشت اردبیل نشان می‌دهد که مطابق با نتایج روش قبلی می‌باشد.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش به تعیین تناوب تأثیرگذار در سری‌های زمانی بارش و رواناب در مقیاس ماهانه در سه ایستگاه بارش و یک ایستگاه رواناب مجزا در حوضه دشت اردبیل مورد مطالعه قرار گرفته، در این راستا روند پارامترهای بارش و رواناب با انواع آزمون‌های MK1، MK2 و MK3 و روش ترکیبی تبدیل موجک و آزمون MK1 محاسبه گردید.

مراحل انجام کار به این صورت می‌باشد که بعد از تجزیه سری زمانی اصلی با استفاده از تبدیل موجک گسسته و تولید اجزای جزئی و تقریبی، مدل‌های مختلفی از ترکیب این اجزا با هم حاصل شد. این ترکیب‌ها امکان تجزیه و تحلیل با وضوح چندگانه برای آشکار سازی ویژگی‌های سیگنال را فراهم کردند. سپس برای تک تک ترکیب‌ها آزمون من‌کندال MK1 اعمال گردید. در مرحله بعد مقادیر آماره (Z) آزمون MK1 سری زمانی اصلی مقایسه می‌شود تا نزدیکترین مقادیر به هم تعیین گردد. نتایج نشان داد که در تمام ایستگاه‌های بارش سامیان، بارش گیلانده و بارش کوزه تپراقی، تناوب ۲ ماهه و در ایستگاه رواناب سامیان، تناوب ۸ ماهه به عنوان مهمترین تناوب‌ها در ایجاد روند در ایستگاه‌های بارش و رواناب به کار گرفته شده در این تحقیق شناخته شدند.

با توجه به تحقیق صورت گرفته، می‌توان پیشنهادهای زیر را برای پیشبرد و تداوم تحقیقات آتی درباره بررسی روند برای دیگر پارامترهای هیدرولوژیکی از قبیل دما، رطوبت، دبی جریان و ... از این روش استفاده کرد. اثر متقابل دیگر پارامترها بر روی پارامترهای (بارش و رواناب) بررسی نمود. همچنین، از دیگر روشهای پارامتری و ناپارامتری برای تعیین روند (بارش و رواناب) استفاده کرد.

variables in Urmia lake basin using hybrid wavelet Mann–Kendall and Şen tests. *Environmental Earth Sciences*, <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7390-x>.

15) Partal T. and Kahya E. 2006. Trend analysis in Turkish precipitation data. *Hydrological Processes*, 20: 2011-2026 .

16) Partal T. and Kucuk M. 2006. Long-term trend analysis using discrete wavelet components of annual precipitations measurements in Marmara region (Turkey). *Physics and Chemistry of the Earth*, 31: 1189–1200.

17) Pasquini A. I., Lecomte K.L., Piovano E.L., and Depetris P.J. 2006. Recent rainfall and runoff variability in central Argentina. *Quaternary International*, 158(1): 127-139.

18) Paul S., Datta D. and Sarkar P. K. 2011. Determination of trend of annual precipitation by stationary wavelet components in Northern part of Maharashtra. *Journal of Environmental Sciences*, 2: 1–11.

19) Tan C., Huang B., Liu K., Chen H., Liu F., Qiu J. and Yang J. 2017. Using the wavelet transform to detect temporal variations in hydrological processes in the Pearl River, China. *Quaternary International*, 440(B): 52-63.

20) Türkes M. 1996. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology*, 16: 1057–1076 .

21) Wang H., Zhang M., Zhu H., Dang X., Yang Z. and Yin L. 2012. Hydro-climatic trends in the last 50 years in the lower reach of the Shiyang River Basin, NW China. *Catena*, 95: 33–41.

22) Wei Y., Jiao J., Zhao G., Zhao H., He Z. and Mu X. 2016. Spatial–temporal variation and periodic change in streamflow and suspended sediment discharge along the mainstream of the Yellow River during 1950-2013. *CATENA*, 140: 105-115.

23) Xu K., Milliman J.D. and Xu H. 2010. Temporal trend of precipitation and runoff in major Chinese Rivers since 1951. *Global and Planetary Change*, 73:219-232.

24) Xu J., Yang D., Yi Y., Lei Z., Chen J. and Yang W. 2012. Spatial and temporal variation of stream flow in the Yangtze River basin during the past 40 years. *Quaternary International*, 186: 32–42.

25) Yang H.H., Vuuren S. V., Sharma S. and Hermansky H. 2012. Relevance of timefrequency features for phonetic and speaker-channel classification. *Speech Communication*, 31: 35-50 .

26) Yonghui Y. and Tian F. 2009. Abrupt change of stream flow and its major driving factors in Haihe River Catchment, China. *Journal of Hydrology*, 374: 373–383.

27) Zhao G., Hormann G. and Fohrer N. 2010. Streamflow trends and climate variability impacts in Poyang lake basin, China. *Water Resource Management*, 24: 689-706.

