

تأثیر الگوهای دورپیوند بر بارش و خشکسالی حوضه دریاچه ارومیه

ایوب میرزایی حسنلو^۱، هیراد عبقری^{۲*} و مهدی عرفانیان^۲

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲. دانشیار، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت: ۹۸/۹/۱۸، پذیرش نهایی: ۹۹/۷/۸)

چکیده

داشتن شناخت لازم از اثر الگوهای دورپیوند و پیش‌بینی آنها خصوصاً در دوره‌های خشکسالی، کمک به‌سزایی در جهت برنامه‌ریزی دقیق‌تر در حوضه آبخیز خواهد داشت. هدف تحقیق حاضر، تأثیر الگوهای دورپیوند بر خشکسالی و بارش ایستگاه‌های همدیدی حوضه دریاچه ارومیه می‌باشد. در این پژوهش تغییرات بارندگی، تبخیر تفرق و خشکسالی هواشناسی با استفاده از روش‌های پارامتریک من‌کنندال و شیب سن مورد بررسی قرار گرفت. مطالعه داده‌های ۸ ایستگاه همدیدی حوضه دریاچه ارومیه نشان داد که تبخیر تفرق همواره روند صعودی و معنی‌داری (به‌جز تکاب) دارند؛ اما بارندگی و خشکسالی رفتاری متفاوت در ایستگاه‌ها دارند به‌طوری‌که بارندگی در ایستگاه‌های تبریز، ارومیه و تکاب روند صعودی و در سایر ایستگاه‌ها روند نزولی و غیرمعنی‌داری داشته است. با استفاده از تحلیل همبستگی موجکی، حرکت دوبه‌دوی بین الگوهای دور پیوند (EA، NAO، SOI) با بارندگی و خشکسالی SPEI برای بازه زمانی ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۸ با دوره ماهانه مورد بررسی قرار گرفت. نتایج این بررسی‌ها نشان داد که شاخص NAO دارای بیشترین همبستگی مثبت با بارش بوده، و بیشترین تأثیر بر بارش و خشکسالی حوضه دریاچه ارومیه داشته که در فاز مثبت بارندگی زیاد شده است. همچنین دو شاخص EA، SOI دارای همبستگی منفی و معکوس با بارش و خشکسالی SPEI بوده است، بنابراین نتایج نشان داد تغییرات الگوهای دور پیوند بر تغییرات سری زمانی بارش و خشکسالی مؤثر بوده است. این یافته‌ها از تغییرات و تأثیر الگوهای دور پیوند بر بارش و خشکسالی می‌تواند در مدیریت ریسک خشکسالی و برنامه‌ریزی برای کاهش خسارات خشکسالی به مدیران اجرایی مفید باشد.

واژه‌های کلیدی: الگوهای دورپیوند، موجک پیوسته، موجک متقابل، خشکسالی، دریاچه ارومیه.

۱. مقدمه

سامانه‌های آب‌وهوایی و شناسایی زمینه‌های بروز و تشدید مخاطرات آب‌وهوایی دارد. در نتیجه تحلیل و دورنمای دورپیوندها در مقیاس همدیدی می‌تواند آمادگی در برابر مخاطرات آب‌وهوایی را تسهیل کند و اثرات آن را تا حد قابل توجهی کاهش دهد (عزیزی، ۱۳۷۹). الگوهای دور پیوند را ارتباط همزمان بین نوسانات عناصر اقلیمی یک مکان با تغییرات الگوهای فشار و دمای سطح دریا در نقاط جغرافیایی دیگر تعریف کرده‌اند (والس و گاتزگر، ۱۹۸۱). با توجه به کارآیی مطالعات دور پیوند در شناخت منشأ بارش و نوسانات آن که موجب خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها می‌شوند، تلاش‌هایی برای شناخت الگوهای دور پیوند مؤثر بر بارش انجام شده است (خورشیددوست و قویدل رحیمی، ۱۳۸۸). الگوهای

بارش از مهم‌ترین کمیت‌های هواشناسی است که کاهش آن از مقدار طبیعی در یک دوره زمانی باعث ایجاد خشکسالی می‌شود. لذا درک تغییرات سالانه و درون دهه‌ای آن برای بهبود برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب مهم است (خورشیددوست و قویدل رحیمی، ۱۳۸۸). یکی از اصلی‌ترین رویکردها در زمینه جلوگیری از بحران‌های آب‌وهوایی، تحلیل علل و عوامل به‌وجود آورنده آن با هدف پیش‌آگاهی و آینده‌نگری درباره وقوع مخاطرات آب‌وهوایی است. مدل‌های عددی و تجربی فراوانی برای پایش سامانه اقلیمی و تخمین و پیش‌بینی مخاطرات آب‌وهوایی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. دیدگاه دور پیوندی به‌عنوان یکی از روش‌های مهم آب‌وهواشناسی همدیدی، قابلیت و توانمندی زیادی در زمینه تحلیل

(رحیمی و همکاران، ۱۳۹۵). تعداد زیادی از تحقیقات در سراسر جهان تغییرات تراز دریاچه‌ها را به تغییرات اقلیمی مرتبط می‌دانند (پولدومن و پرپور، ۲۰۰۴؛ چنگون، ۲۰۰۴)، و اعتقاد دارند که تغییرات برگشت‌پذیر و دوره‌ای در سیستم آب‌وهوایی جهانی که در دوره‌های چندساله تا چندین دهه اتفاق می‌افتد می‌تواند به صورت مستقیم از طریق اقلیم محلی و یا غیرمستقیم از طریق فرایندهای هیدرولوژیکی دیگر بر پیکره‌های آبی تأثیر بگذارند (گیل و همکاران، ۲۰۰۲؛ گیسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ گرینستد، ۲۰۰۹).

مدرس‌پور (۱۳۷۶) به بررسی تأثیر رویداد انسو بر بارندگی و دمای ایران در طی ۴ فصل پرداخته است. در این بررسی عنوان شده که مناطق مختلف کشور در فصول متفاوت و همزمان با شرایط النینو وضعیت مشابهی را تجربه نمی‌کنند و اندازه تأثیرپذیری از فصلی به فصلی و از مکانی به مکان دیگر متفاوت است. خوش‌اخلاق (۱۳۷۷) ارتباط بین رژیم بارش ایران و انسو را با استفاده از روش همبستگی بررسی کرد و میزان ضریب همبستگی بین بارش‌های ماهانه ایران و شاخص نوسان جنوبی را $0/236$ - به دست آورد. عزیز (۱۳۷۹) ارتباط بین دوره‌های ترسالی و خشکسالی را با النینو در ایران بررسی کرد. نتایج وی بیانگر ارتباط نسبتاً قوی بین بارش سالانه ایران و النینو است و این ارتباط یا ضریب همبستگی $0/37$ - و در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار است. غیور و خسروی (۱۳۸۰) اثر پدیده انسو بر ناهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزی جنوب‌شرق ایران را بررسی کردند و نشان دادند که که میزان بارش فصل پاییز در جنوب‌شرق ایران در فازهای گرم به‌طور معنی‌داری بیشتر از فاز سرد انسو بوده و حداکثر بارش پاییزه در اکثر ایستگاه‌های منطقه با قوی‌ترین النینو سال‌های ۱۹۸۲ و ۱۹۷۷ منطبق است. خورشیددوست و قویدل رحیمی (۱۳۸۵) اثر پدیده انسو بر تغییرپذیری بارش‌های فصلی استان آذربایجان شرقی را با استفاده از شاخص چند متغیره انسو، ارزیابی کردند. نتایج حاصل از این تحقیق بیانگر ارتباط مثبت

دور پیوند جهت پیش‌بینی میانگین شرایط جوی در دوره‌های زمانی معمولاً چند ماهه یا سالانه استفاده می‌شود. به عبارت دیگر، ترکیب بین جو و تغییرات بسیار کندتر در اقیانوس‌ها، امکان پیش‌بینی شرایط اقلیمی در مقیاس‌های زمانی ماهانه، فصلی، سالانه و حتی دهه‌ای را فراهم می‌آورد (آپربرینگ، ۱۹۹۷).

از جمله کشورهایی که در منطقه خاورمیانه با مشکل خشکسالی مواجه است کشور ایران می‌باشد. گسترش ایران در منطقه پایدار جنب حاره پتانسیل رخداد خشکسالی‌ها را افزایش داده است (علیجانی، ۱۳۷۵). متوسط بارش سالانه کشور کمتر از یک‌سوم متوسط جهانی است. تنها سواحل دریای خزر به دلیل دور ماندن از تأثیرات پر فشار جنب حاره‌ای از اقلیم مرطوب برخوردار است (علیجانی و همکاران، ۲۰۰۸). پدیده‌های جوی به دلیل پیوستگی تابع عوامل گوناگونی در پهنه‌های مختلف جغرافیایی هستند، به گونه‌ای که رخداد برخی پدیده‌ها به‌ویژه در کنش‌های جوی اقیانوسی بر پهنه‌های دیگر جهان در مناطق دوردست جغرافیایی اثر دارند. عملکرد این سامانه‌ها روی بارش، دما، خشکسالی، شیوع بیماری‌ها و بحران‌های محیط زیست در مناطق مختلف جهان تأثیر دارند (رحیمی و همکاران، ۱۳۹۵). با توجه به اهمیت بحث دور پیوند در دهه‌های اخیر همواره پژوهشگران آب‌وهواشناسی در تلاش بوده‌اند تا ضمن شناسایی نقاط حساس و مؤثر رابطه جو و اقیانوس در مناطق مختلف زمین، تأثیر این رابطه بر مؤلفه‌های سطحی و کیفیت فعالیت بشر را بررسی کنند. الگوهای دور پیوند ماهیت سیاره‌ای دارند و سراسر اقیانوس‌ها و قاره‌ها را در بر گرفته و بسیاری نیز در ارتباط با همدیگر عمل می‌کنند (چهره‌آرا ضیابری، ۱۳۹۱)؛ در واقع تغییرپذیری رفتار جو بر آیندی از مجموعه رفتار و تعامل اقیانوس و جو می‌باشد، از این رو شاخص‌هایی که به تبیین ناهنجاری رفتار اقیانوس و در نتیجه آن جو می‌پردازند، می‌توانند کمک شایانی به شناسایی علل و ماهیت رخداد ناهنجاری‌های کوتاه و بلندمدت آب‌وهوایی در یک منطقه کنند

می‌باشد. آلن (۲۰۱۷) در بررسی اثر النینو روی بارش کالیفرنیا به این نتیجه رسیدند که در فصل زمستان زمانی که میزان بارندگی افزایش می‌یابد تغییرات قابل توجهی روی النینو داشته است و گرم شدن مناطق گرمسیری از نوسانات اقیانوس آرام پیروی می‌کند. هدف از این پژوهش بررسی بارندگی و شناسایی خشکسالی حوضه دریاچه ارومیه و تأثیر علایم نوسانات جنوبی، نوسان اطلس شمالی و الگوی اطلس شرقی بر شرایط اقلیمی و عامل آب‌وهوایی از جمله بارش و شاخص خشکسالی SPEI می‌باشد و آنچه این پژوهش را با مطالعات مشابه دیگری متمایز می‌کند، به‌کارگیری روش جدید (Segmented Model) در تحلیل روند تغییرات شاخص خشکسالی فصلی (SPEI) و تبدیل موجک پیوسته و موجک متقابل و ابزارهای مربوط به آن می‌باشد. از این رو امکان ترسیم رابطه علی به‌صورت پویا و تغییرات آن در طول زمان از نظر شدت و جهت، تحلیل کوتاه‌مدت، میان‌مدت و بلندمدت و در نهایت تحلیل زمان بسامد فراهم شده است.

۲. مواد و روش

۲-۱. معرفی منطقه مورد مطالعه

دریاچه ارومیه در ۴۵ درجه و ۱۰ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۴۵ دقیقه طول شرقی و ۳۷ تا ۳۸ درجه و ۱۶ دقیقه عرض شمالی در غرب فلات ایران واقع شده است. میانگین تراز سطح آب دریاچه ۱۲۷۷/۰۶ متر است که با تغییر سالانه تا یک متر و گاه تا بیش از آن نیز اتفاق می‌افتد. متوسط عمق دریاچه حدود ۶ متر است (شایان و جنتی، ۱۳۸۶). همچنین ارتفاع حوضه بین ۱۲۳۶ الی ۳۷۳۳ متر بوده که توسط کوه‌های زاگرس در همسایگی رودخانه زاب و کوه‌های سبلان در همسایگی حوضه رودخانه ارس قرار دارد. متوسط بارش سالانه حوضه در حدود ۳۳۴ میلی‌متر (۱۹۱۷-۲۰۱۳) بوده و اقلیم آن بر اساس طبقه‌بندی اقلیمی کوپن-کیگر در محدوده نیمه‌خشک و قاره‌ای قرار دارد (منتصری و همکاران، ۱۳۹۶). در این پژوهش از داده‌های

بین شاخص چند متغیره انسو و بارش ایستگاه‌های آذربایجان شرقی می‌باشد. فاتحی مرج و همکاران (۱۳۸۵) نشان دادند که از بین شاخص‌های اقلیمی (North Atlantic Oscillation) NAO، (Southern Oscillation Index) SOI، (Pacific Decadal Oscillation) PDO، (Pacific North American Oscillation Index) PNA، (Nino Oceanic Index) NOI، (Index of Central Tropical Pacific Sea Surface Temperature) NINO3,4، تغییرات جریان فصل بهار بیشتر رودخانه‌ها ناشی از شاخص‌های SOI منفی، PDO مثبت و NAO است.

فرح‌زاده و همکاران (۱۳۹۲) در بررسی الگوهای دور پیوند و اثرات آن بر بارش‌های ایران نشان دادند که تغییر در بعضی الگوها نظیر الگوهای دور پیوند در اقیانوس اطلس و اسکاندیناوی سبب کاهش بارش و افزایش نمایه‌های اقیانوس آرام در جهت بهبود بارش میانگین کشور شده است. کای و همکاران (۲۰۰۱) اثر انسو را بر نوسان‌های بارش شمال استرالیا بررسی کردند و نشان دادند که ارتباط قوی بین تغییرپذیری بارش شمال استرالیا و شاخص‌های دور پیوند انسو وجود دارد. ماریوتی و همکاران (۲۰۰۲) با استفاده از آنالیز ترکیبی از وقوع انسو مشخص کردند که هنگام فاز منفی (النینو) بارش‌های پاییزه غرب مدیترانه ۱۰ درصد افزایش می‌یابد. پاسکونی و همکاران (۲۰۰۸) ارتباط معنی‌داری بین شاخص SOI و سری زمانی تراز دریاچه‌های آرژانتین را با استفاده از روش‌های طیف تحلیل فوریه و تبدیل موجک (wavelet) به‌دست آوردند. ریمکاس و همکاران (۲۰۱۳) نتایج بررسی الگوهای جوی در طول دوره‌های خشکسالی در لیتوانی نشان دادند که میزان خشکسالی در منطقه بالتیک در ارتباط با الگوهای گردشی جو است. فازهای منفی NAO/AO باعث خشکسالی‌های شدید در منطقه شده است. کلی و همکاران (۲۰۱۴) به بررسی اثر شاخص‌های دور پیوند اقلیمی بر تغییر پذیری بارش در حوضه آبریز فلینت (جنوب شرق ایالات متحده) پرداختند و نشان دادند شاخص انسو یکی از مهم‌ترین شاخص‌ها در این ارتباط

بارندگی، دما و تبخیر تعلق ۸ ایستگاه همدیدی (اهر، تبریز، سراب، سهند، مهاباد، تکاب، ارومیه، سقز) با دوره آماری ۲۹ ساله (۲۰۱۸-۱۹۹۰) و داده‌های شاخص‌های دور پیوند (EA, NAO, SOI) جوی و اقیانوسی مرکز داده گواری NOAA وابسته به مرکز مطالعات جو و اقیانوس ایالات متحده استفاده شد. جدول ۱ مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

۲-۲. روش تحقیق

۲-۲-۱. نوسانات اطلس شمالی NAO

NAO نوسان نصف النهاری در جرم جو است که مرکز عمل آن در نزدیکی ایسلند و بر روی منطقه جنب حاره واقع شده است. علایم نوسان اطلس شمالی برای نشان دادن فازهای نوسان اطلس شمالی به کار برده می‌شود، از اختلاف فشار بین پر فشار جنب حاره آזור و کم فشار جنب قطبی ایسلند به دست می‌آید. این علایم دو فاز مثبت و منفی دارد که فاز مثبت آن بیانگر فشار بیش از حد معمول در پر فشار آזור و فشار کم‌تر از حد معمول در کم فشار ایسلند (گرادیان فشار بالا بین دو مرکز است) و فاز منفی آن بیانگر پر فشار جنب حاره ضعیف و همچنین کم فشار ضعیف ایسلند (گرادیان فشار پایین) می‌باشد

(خدافلی و همکاران، ۱۳۹۲).

۲-۲-۲. نوسان جنوبی SOI

شاخص نوسان جنوبی بیانگر گرادیان فشار در امتداد شرقی-غربی اقیانوس آرام می‌باشد و عموماً به صورت فصلی و ماهانه از اختلاف فشار هوای سطح آب در تاهیتی واقع در نواحی مرکزی اقیانوس آرام و داروین واقع در شمال استرالیا به دست می‌آید. علایم مثبت نشانگر شدت جریان واکر (لانینا) و علایم منفی معرف ضعیف شدن جریان واکر (النینو) است (عزیزی، ۱۳۷۹).

۲-۲-۳. نوسان الگوی اطلس شرقی EA

الگوی اطلس شرقی (EA) دومین مد غالب نوسان با فراوانی کم در اطلس شمالی می‌باشد. که به عنوان یک مد غالب در همه ماه‌ها نمایان می‌شود. الگوی EA از لحاظ ساختاری شبیه به NAO می‌باشد. شامل یک الگوی دو قطبی شمالی-جنوب از مراکز نابهنجاری می‌باشد که اطلس شمالی را از شرق به غرب پوشش می‌دهد. مراکز نابهنجاری الگوی EA به طرف جنوب شرقی تا خطوط نودال الگوی NAO جابه جا می‌شود (والس و گاترلر، ۱۹۸۱).

جدول ۱. مشخصات و توزیع فصلی میانگین بارش‌های فصلی (میلی متر) ایستگاه‌های همدیدی انتخابی دریاچه ارومیه.

ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	زمستان	بهار	تابستان	پاییز
ارومیه	۳۷° ۴۰' N	۴۵° ۳' E	۹۶/۴۱	۱۰۷/۱۳	۱۲/۱۸	۹۳/۲۷
تبریز	۳۸° ۰۵' N	۴۶° ۱۷' E	۶۹/۳۲	۹۹/۲۷	۱۵/۳۲	۶۸/۱۸
تکاب	۳۶° ۲۳' N	۴۷° ۷۰' E	۱۰۷/۴۸	۹۹/۸۰	۸/۹۴	۹۹/۱۸
مهاباد	۳۶° ۴۵' N	۴۵° ۴۳' E	۱۵۵/۲۳	۱۰۴/۴۱	۶/۳۷	۱۳۱/۵۸
اهر	۳۸° ۲۶' N	۴۷° ۴' E	۷۱/۰۴	۱۱۶/۰۶	۲۴/۵۶	۷۳/۱۴
سراب	۳۷° ۵۶' N	۴۷° ۳۲' E	۵۳/۱۸	۱۰۲/۲۷	۲۷/۶۴	۵۷/۳۵
سهند	۳۷° ۵۶' N	۴۶° ۷' E	۶۲/۷۵	۹۰/۸۱	۱۱/۷۹	۶۱/۸۸
سقز	۳۶° ۱۵' N	۴۷° ۰۷' E	۱۸۱/۸	۱۰۹/۸۸	۹/۲۱	۱۵۲/۰۱

۲-۲-۵. آزمون من-کندال (Mann-kendall)

جهت تشخیص روند در سری‌های زمانی متغیرهای آب‌وهواشناسی از آزمون‌ها مختلفی استفاده می‌شود. این آزمون‌ها به دو دسته پارامتری و غیرپارامتری تفکیک شده‌اند. آزمون‌های پارامتری نسبت به آزمون‌های غیرپارامتری توان بیشتری در تشخیص روند دارا هستند و هنگام استفاده از آنها بایستی داده‌ها تصادفی، مستقل و دارای توزیع نرمال باشند (چن و همکاران، ۲۰۰۷). آزمون من-کندال آزمونی غیرپارامتری رتبه‌ای است و برای تعیین معنی‌داری روندهای خطی و غیرخطی مناسب است (لی و همکاران، ۲۰۰۸). اولین گام در این آزمون محاسبه اختلاف بین تک تک داده‌ها با یکدیگر و اعمال تابع علامت و استخراج پارامتر S که از رابطه ۴ به دست می‌آید.

$$S = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (4)$$

$$\text{var}(s) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5) \right] \quad (5)$$

$$z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{اگر } s > 0 \\ 0 & \text{اگر } s = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{اگر } s < 0 \end{cases} \quad (6)$$

که در روابط فوق N تعداد داده مشاهده‌ای (طول دوره آماری)، X_i و X_j به ترتیب i امین و j امین داده مشاهده‌ای، و q تعداد گروه‌های ایجاد شده (با داده‌های برابر و بیشتر از دو عضو)، t_p تعداد داده‌های برابر در P امین گروه و Z مقدار آماره آزمون من-کندال است. در صورت مثبت بودن آماره Z ، روند سری داده‌ها صعودی و در صورت منفی بودن آن روند نزولی در نظر گرفته می‌شود. اگر قدر مطلق آماره Z در سطح معنی‌داری ۰/۰۵ بزرگتر از ۱/۹۶ باشد در این صورت فرض صفر رد شده و در حقیقت روند وجود داشته و معنی‌دار است. مقدار منفی آماره Z نشان دهنده روند کاهشی و مقدار مثبت Z نشان

۲-۲-۴. محاسبه شاخص بارش-تبخیر تفرق استاندارد

(SPEI)

شاخص SPEI را نخستین بار ویسنه‌سرانو و همکاران (۲۰۱۰) توسعه دادند. شاخص SPEI شاخص چند کمیتی است که در آن داده‌های بارش و دما ترکیب می‌شوند. نحوه محاسبه این شاخص همانند شاخص SPI است اما در شاخص SPEI مقادیر اختلاف بارش و تبخیر تفرق پتانسیل (PET) مورد استفاده قرار می‌گیرد. این امر در واقع معرف بیلان آب اقلیمی است که در شاخص SPEI مدنظر قرار گرفت. بر اساس نتایج ماوروماتیس (۲۰۰۷) مبنی بر تشابه روش‌های ساده و پیچیده‌ای برای محاسبه تبخیر تفرق پتانسیل، ویسنه‌سرانو و همکاران (۲۰۱۰) از روش تورنت وایت (۱۹۴۸) بدین منظور استفاده کرد (ماوروماتیس، ۲۰۰۷؛ ویسنه‌سرانو و همکاران، ۲۰۱۰). شاخص SPEI بر اساس رابطه ۱ تا ۳ به دست می‌آید.

$$D_i = P_i - PET_i \quad (1)$$

با توجه به آنکه مقادیر D_i از کران پایین به مقادیر منفی منتهی می‌شوند توابع احتمال دو پارامتری نمی‌توانند برای این امر انتخاب شوند. ویسنه‌سرانو و همکاران (۲۰۱۰) با بررسی توابع مختلف سه پارامتری، تابع چگالی احتمال لوگ لوجستیک سه پارامتری را دارای بهترین برازش بر مقادیر تشخیص دادند. فرم کلی تابع چگالی احتمال این تابع به صورت رابطه ۲ می‌باشد:

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x-\gamma}{\alpha} \right)^{\beta-1} \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x-\gamma} \right)^{\beta} \right]^{-2} \quad (2)$$

که در آن پارامترهای α ، γ ، β به ترتیب پارامترهای مقیاس، شکل، و اصلی برای مقادیر D_i در دامنه $-\infty < D_i < \infty$ می‌باشند (ویسنه‌سرانو و همکاران، ۲۰۱۰). تابع توزیع احتمال سری‌های D نیز بر اساس رابطه ۳ می‌باشد:

$$f(x) = \left[1 + \left(\frac{\alpha}{x-\gamma} \right)^{\beta} \right]^{-1} \quad (3)$$

دهنده روند افزایشی است (سبزی پور و شادمانی، ۱۳۹۰).

۲-۲-۶. روش سن - ثیل (SEN- Theil)

یک شاخص بسیار مفید در آزمون من کندال، شیب SEN می باشد که بزرگی روند یکنواخت را نشان می دهد. این آزمون از تحلیل تفاوت بین مشاهدات یک سری زمانی هیدرولوژیکی بهره می گیرد. مزایای برشمرده شده برای آزمون من - کندال برای این روش نیز صادق است. فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده های هیدرولوژیکی دلالت دارد. پذیرش فرض یک و یا به عبارت دیگر رد فرض صفر، دال بر وجود روند در سری زمانی داده های هیدرولوژیکی (سن، ۱۹۶۸؛ ثیل، ۱۹۵۰). که در این رابطه X_i و X_j به ترتیب آمین و زامین داده مشاهداتی و β مقدار شیب می باشد.

$$\beta = \left[\frac{X_i - X_j}{i - j} \right] \quad j > i \quad (7)$$

۲-۲-۷. مدل های رگرسیون قطعه ای خطی (Segmented)

(Line Regression Model)

مدل های رگرسیون قطعه ای یا مدل های تقسیم شده روشی برای قطعه بندی مدل رگرسیونی غیرخطی یه تکه های خطی جداگانه است که این قطعه ها توسط نقاط شکست از هم جدا می شوند. که این نقاط شکست نقطه توقف، نقطه تغییر یا حتی نقطه پیوند هم نامیده می شود (ماگو، ۲۰۰۳). مدل های قطعه ای می توانند برای تشخیص هر دو نقطه تغییر و روند در سری زمانی قبل و بعد از نقطه های شکست، که توسط دو یا چند خط مستقیم مرتبط در نقطه تغییر نشان داده شده است، استفاده شود. مدل های قطعه ای با سه مرحله اجرا می شوند: فرموله سازی مدل، تخمین و تست (دیویس، ۱۹۸۷).

۲-۲-۸. تبدیل موجک پیوسته (ContineousWavelet)

(Transform)

تبدیل موجک پیوسته یکی از ابزارهای قدرتمند و مفید

برای بررسی سری های زمانی یا مکانی است، که در اواسط دهه ی ۱۹۸۰ معرفی شد. این تبدیل، سیگنال را از حوزه زمان (یا مکان) به حوزه زمان-مقیاس (یا مکان-مقیاس)، که مقیاس با بسامد ارتباط دارد، منتقل می کند (روشندل و سلاجقه، ۱۳۸۸). در روش تحلیل موجک، یا همان تجزیه طیفی در حوزه زمان-بسامد، یک تصویر زمانی-بسامدی از تغییرات واریانس مشاهده می شود. موجک های مادر می توانند در مکان های متفاوت سیگنال اصلی حرکت کنند. همچنین می توانند کشیده و فشرده شوند. نقشه تبدیل موجک که مقیاس نما (Scalogram) نامیده می شود، همبستگی بین سیگنال و موجک در مقیاس های متفاوت و در مکان های گوناگون و در نتیجه ساختارهای همسان در سری زمانی را نشان می دهد. برای تحقیقات اقلیمی در شناسایی ساختارهای همسان در سری زمانی، معمولاً موجک مادر مورلت (Morlet) به کار می رود. این موجک که برای تحلیل زمانی-بسامدی به کار می رود در واقع ضرب یک موج سینوسی مختلط در یک پوش گاوسی است به صورت رابطه ۸ می باشد:

$$\psi(T) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i2\pi f_0 t} e^{-\frac{1}{2}} \quad (8)$$

که در آن t زمان، f بسامد بی بعد و $\pi^{-\frac{1}{4}}$ عاملی برای نرمال کردن است تا موجک مادر انرژی واحدی داشته باشد (گوپلوئید، ۱۹۸۴). رابطه تبدیل موجک برای سیگنال پیوسته نسبت به موجک مادر را می توان به صورت رابطه زیر بیان کرد:

$$T(a,b) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi_{a,b}^*(t) dt \quad (9)$$

که در آن $x(t)$ سری زمانی ورودی، $\psi_{a,b}^*(t)$ مزدوج مختلط تابع موجک مادر نرمال شده، انتقال یافته و مقیاس شده است که این تابع به صورت رابطه ۱۰ تعریف می شود (آدیسون، ۲۰۰۲).

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (10)$$

موجک ها همزمان با تغییر در مقیاس پدیده ها (a) در

(همبستگی) بین دو سیگنال در نظر گرفته شود. با توجه به تبدیل فوریه سیگنال‌ها، همبستگی طیفی سیگنال‌های $x(t)$ و $y(t)$ به صورت رابطه ۱۳ تعریف می‌شود.

$$\rho(f) = \frac{s_{xy}(f)}{\sqrt{|s_{xx}(f) s_{yy}(f)|}} \quad (13)$$

$s_{xy}(f)$ چگالی طیفی متقابل بین دو سیگنال $x(t)$ و $y(t)$ است. تحت مفروضات ایستا بودن، طیف فوریه متقابل تعریف شد.

$$s_{xy}(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} R_{xy}(\tau) \exp(-i2\pi f\tau) d\tau \quad (14)$$

$\rho(f)$ مقداری بین صفر و یک انتخاب می‌کند. اگر $\rho(f)$ برای هر بسامد نزدیک به یک باشد، سپس $y(t)$ می‌تواند به صورت یک تابع زمانی ثابت خطی از $x(t)$ تقریب زده شود. در سرهای زمانی آب‌هواشناختی که اغلب نایستا هستند، استفاده از بیانگرهای بسامد زمانی سیگنال‌ها پیشنهاد شده است (نورانی و همکاران، ۲۰۱۵). پس، همبستگی (Coherence) تغییرات زمانی ارتباط بین دو سیگنال را برجسته کرده و امکان تشخیص مقادیر کواریانس‌های انتقالی را به وجود می‌آورد. برای غلبه بر مشکل ذاتی سیگنال‌های نایستا، همبستگی موجکی پیشنهاد شده است (تورنس و وبستر، ۱۹۹۹). موضوع اصلی این است که با اعمال فرمول‌های آنالوگی به معادله ۱۴، منجر به همبستگی برابر یک برای همه زمان‌ها و مقیاس می‌شود در صورتی که ممکن است بین دو سیگنال ارتباطی وجود نداشته باشد. تلاش‌هایی برای اجتناب از این مشکل صورت گرفت و تورنس و وبستر (۱۹۹۹) وابستگی موجکی را با استفاده از تخمین نرم طیف موجکی پیشنهاد کردند و طیف موجکی نرم و متقابل به صورت روابط ۱۵ و ۱۶ تعریف می‌شود.

$$sw_{xx}(a,\tau) = \int_{\tau-\frac{\delta}{2}}^{\tau+\frac{\delta}{2}} w_{xx}^*(a,\tau) w_{xx}(a,\tau) da d\tau \quad (15)$$

$$sw_{xy}(a,\tau) = \int_{\tau-\frac{\delta}{2}}^{\tau+\frac{\delta}{2}} w_{xx}^*(a,\tau) w_{yy}(a,\tau) da d\tau \quad (16)$$

در این روابط اسکالر δ بیان کننده اندازه فیلتر دو بعدی می‌باشد (لاترباچر و همکاران، ۲۰۰۱). که یک پارامتر

محدوده زمان (t) کشیده شده، باعث بارزتر شدن تغییرات موجود در پدیده‌ها می‌شود که نحوه کشیدگی موجک را تعریف می‌کند. مقیاس بزرگ مطابق با باز شدن و یا کشیده شدن موجک و مقیاس کوچک به معنی فشرده شدن موجک می‌باشد. از آنجا که فشرده‌گی موجک مطابق با بالا بودن بسامد آن و نیز بازشدگی و یا کشیدگی موجک مطابق با کم بودن بسامد غالب آن است، فرکانس غالب و مقیاس کوچک یک موجک با هم در ارتباط هستند؛ به این مفهوم که مقیاس بالا مطابق با بسامد پایین و مقیاس کوچک، مطابق با بسامد بالا می‌باشد. تبدیل موجک پیوسته از سری $(x_n, n=1, \dots, N)$ با بازه زمانی یکسان δt به شکل رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$w_n^x(s) = \sqrt{\frac{\delta t}{s}} \sum_{n=1}^n x_n \cdot \psi_0 \left[(n-n) \frac{\delta t}{s} \right] \quad (11)$$

به کارگیری این معادله در حوزه فوریه، منجر به افزایش سرعت عمل محاسبات می‌شود. توان طیفی تبدیل موجک پیوسته به شکل $w_n^x(s)$ تعریف می‌شود (تورنس و کامپو، ۱۹۹۸). برای تحقیقات اقلیمی در شناسایی ساختارهای همسان در سری زمانی، معمولاً موجک مادر مورلت (Morlet wavelet) به کار می‌رود. این موجک که برای تحلیل زمانی-بسامدی به کار می‌رود در واقع ضرب یک موج سینوسی مختلط در یک پوش گاوسی است (گولپوئید، ۱۹۸۴).

$$\psi(t) = \frac{1}{\pi^{\frac{1}{4}}} e^{i2\pi f_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (12)$$

که در آن t زمان و f_0 بسامد بی بعد و $\frac{1}{\pi^{\frac{1}{4}}}$ عاملی برای نرمال کردن است تا موجک مادر انرژی واحدی داشته باشد.

۲-۲-۹. همبستگی موجکی (Wavelet Coherence)

به طور کلی مفهوم ارتباط موجکی (همبستگی موجکی) در پردازش سیگنال شامل اندازه‌گیری ارتباط بین دو سیگنال، یا بین دو نماینده از این سیگنال‌ها می‌باشد. در بررسی دو سیگنال پیوسته با انرژی محدود $x(t)$ و $y(t)$ ارتباط متقابل کلاسیک می‌تواند به عنوان ارتباط

SPEI و تبخیر تعرق به روش تورنت وایت محاسبه شد و روند معنی‌داری تغییرات این شاخص‌ها برای هر ایستگاه با توجه به آزمون من-کندال و شیب سن مورد ارزیابی و مطالعه قرار گرفت. بارش سالانه ایستگاه‌های همدیدی مورد مطالعه حوضه دریاچه ارومیه در بازه زمانی ۲۹ ساله (۲۰۱۸-۱۹۹۰)، که از کمترین مقدار ۲۲۷/۲۴ میلی‌متر در ایستگاه سهند تا بیشترین مقدار در ایستگاه سقر ۴۵۲/۹۱ میلی‌متر متغیر می‌باشد. همچنین بیشترین بارش زمستانه در ایستگاه سقر ۱۸۱/۸ میلی‌متر و بیشترین بارش بهار در ایستگاه اهر ۱۱۶ و بیشترین مقدار بارش تابستانه در ایستگاه سراب ۲۷ و بیشترین بارش پاییزه در ایستگاه سقر ۱۵۲/۰۱ میلی‌متر می‌باشد. همچنین با توجه به شکل ۲ بیشترین بارندگی به ترتیب در فصل بهار، زمستان، پاییز و تابستان می‌باشد. مطالعه خشکسالی با استفاده از شاخص SPEI در ایستگاه‌های مورد مطالعه در شکل ۳ نشان می‌دهد که، شدیدترین خشکسالی در سال‌های ۱۹۹۰، ۲۰۱۷، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۰ و شدیدترین ترسالی در سال‌های ۱۹۹۳، ۱۹۹۴ و ۱۹۹۵ در سطح حوضه رخ داده است.

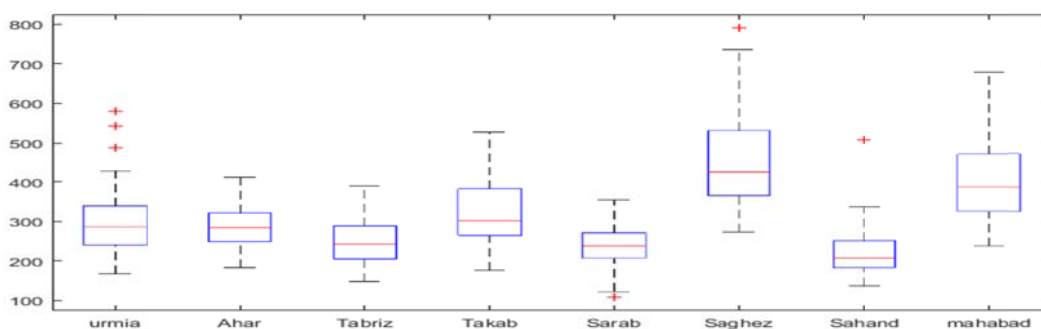
مهم از همبستگی موجکی است و باید مقدار کافی برای تخمین قابل‌قبولی از همبستگی موجکی دارا باشد. پس همبستگی موجکی به صورت آنالوگی از همبستگی فوریه به صورت زیر تعریف شد (لابات، ۲۰۰۵).

$$wc(a,\tau) = \frac{|sw_{xy}(a,\tau)|}{\sqrt{[|w_{xx}(a,\tau)| |w_{yy}(a,\tau)|]}} \quad (17)$$

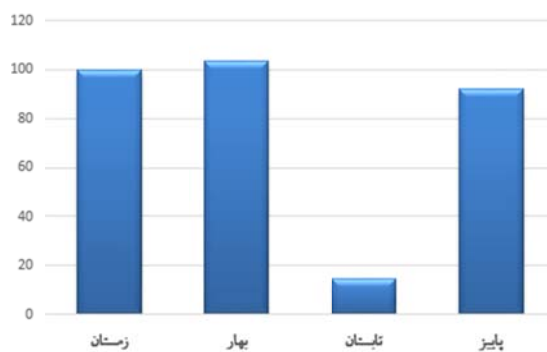
WC مقداری بین صفر و یک انتخاب می‌کند. همبستگی موجکی با شناسایی تناوب‌های موجود می‌تواند مقایسه‌ای بین پدیده‌ها و ارتباط بین آنها انجام دهد. برای تحقیقات اقلیمی در شناسایی ساختارهای همسان در سری زمانی، موجک مادر مورلت به کار می‌رود؛ در واقع این موجک برای تحلیل زمانی بسامدی به کار می‌رود (عطایی و یوسفی، ۱۳۹۴). در این پژوهش از نتایج مدل‌های رگرسیون قطعه‌ای خطی و روش تبدیل موجک (به دلیل زیاد بودن نتایج و شکل‌ها) شکل‌ها و جداول مربوط به دو ایستگاه ارومیه و تبریز به عنوان نمونه آورده شده است.

۳. نتایج و بحث

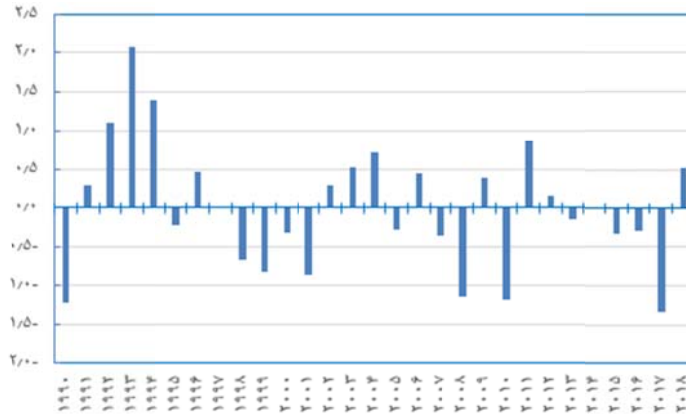
ابتدا توزیع زمانی مکانی بارندگی و شاخص خشکسالی



شکل ۱. نمودار جعبه‌ای و خط بارش سالانه ایستگاه‌های همدیدی حوضه دریاچه ارومیه (۱۹۹۰-۲۰۱۸).



شکل ۲. نمودار بارش فصلی حوضه دریاچه ارومیه.



شکل ۳. نمودار شاخص SPEI سالانه حوضه دریاچه ارومیه.

جدول ۲. آماره آزمون من-کندال داده‌های بارندگی، تبخیر تعرق و شاخص SPEI سالانه در سطح اطمینان ۹۵ درصد.

Sen Slope	MK	شاخص‌ها	ایستگاه	Sen Slope	MK	شاخص‌ها	ایستگاه
-۰/۰۳	-۰/۸۸	SPEI	سهند	۰/۰۱	+۰/۶۶ *	SPEI	ارومیه
۱/۸۲	+۲/۰۸ *	PET		۲/۲۱	+۳/۲۳ *	PET	
-۰/۹۸	-۱/۰۷	P		۰/۱۹	+۰/۰۶	P	
-۰/۰۵	-۱/۷۴	SPEI	سراب	-۰/۰۱	-۰/۴۷	SPEI	تبریز
+۱/۹۳	+۳/۹۲ *	PET		+۳/۰۴	+۳/۷۰ *	PET	
-۰/۹۶	-۰/۷۵	P		+۱/۷۷	+۱/۱۴	P	
-۰/۰۴	-۱/۳۳	SPEI	سقز	۰	+۰/۰۶	SPEI	اهر
+۲/۴۴	+۲/۷۲ *	PET		+۲/۱۴	+۳/۲۱ *	PET	
-۰۳/۱۶	-۰/۹۶	P		-۰/۶۴	-۰/۴۱	P	
-۰/۰۲	-۱/۲۲	SPEI	تکاب	-۰/۰۵	-۲/۱۹ *	SPEI	مهاباد
+۰/۶۸	+۰/۵۴	PET		+۳/۶۹	+۴/۴۱ *	PET	
+۱/۶۵	+۰/۸۸	P		-۳/۱۷	-۱/۳۷	P	

* معنی‌داری در سطح ۹۵ درصد.

(۲۰۱۱) و کوثری و آهنی (۲۰۱۱) نشان دادند که روند تبخیر تعرق در شمال‌غرب دارای روند افزایشی بوده که دو ایستگاه‌های تبریز و ارومیه روند افزایشی و معنی‌داری داشته است، مطابقت دارد. همچنین آزمون من-کندال بارندگی (P) نشان می‌دهد که بارندگی فقط در ایستگاه‌های تبریز، ارومیه و تکاب روند صعودی داشته و در مابقی ایستگاه‌ها دارای روند نزولی بوده که در هیچ‌کدام از ایستگاه‌ها روند صعودی و نزولی معنی‌داری مشاهده نشده است که در ایستگاه تبریز بیشترین روند صعودی و در مهاباد بیشترین روند نزولی غیرمعنی‌دار نسبت به سایر ایستگاه‌ها وجود دارد. بررسی روند شاخص

سری‌های زمانی بارندگی و تبخیر تعرق استاندارد شده و نتایج آزمون من-کندال و تبخیر تعرق استاندارد شده و شاخص خشکسالی SPEI در شکل ۳ و جدول ۲ ارائه شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود تبخیر تعرق در تمامی ایستگاه‌ها به جز ایستگاه تکاب (روند صعودی و غیرمعنی‌دار) دارای روند صعودی و معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد می‌باشند و همچنین شیب روند با استفاده از روش سن-تیل محاسبه شده و در جدول ارائه شده است. با توجه به نتایج ارائه شده می‌توان بیان کرد که ایستگاه مهاباد و تبریز دارای شیب افزایشی و معنی‌داری نسبت به سایر ایستگاه‌ها می‌باشد که با نتایج طبری و همکاران

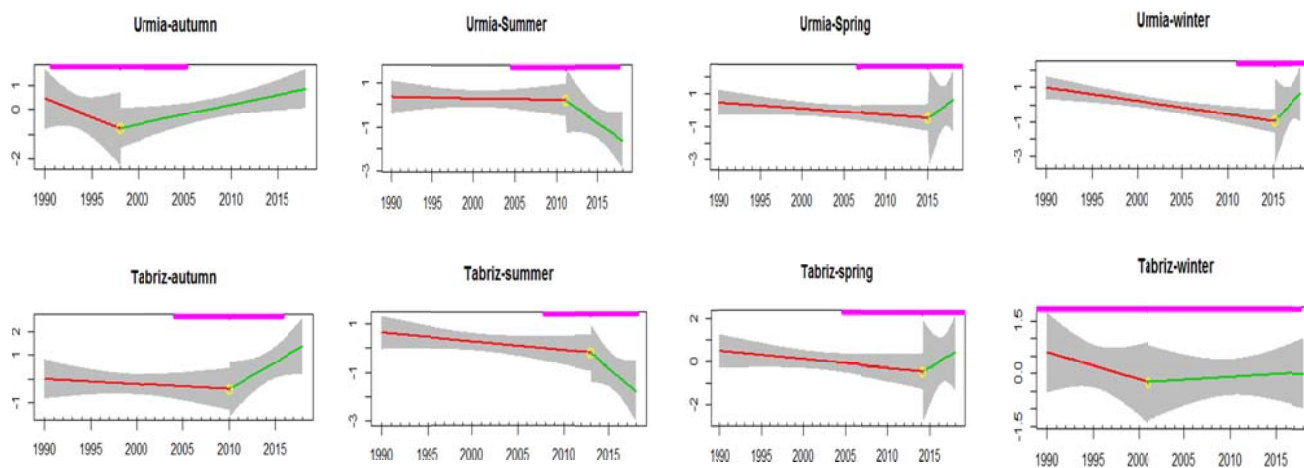
ارومیه و مهاباد تا سال ۲۰۱۵ روند نزولی و از ۲۰۱۵ تا ۲۰۱۸ روند صعودی داشته‌اند. در فصل بهار بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه از سال ۱۹۹۰ تا ۱۹۹۳ روند صعودی (ترسالی) و از ۱۹۹۳ روند نزولی (خشکسالی) داشته‌اند. ایستگاه تبریز و ارومیه تا سال ۲۰۱۴ و ایستگاه سقز تا سال ۲۰۱۷ روند نزولی در پیش گرفته‌اند اما در ایستگاه اهر تا سال ۲۰۰۴ روند خشکسالی تقریباً ثابت بوده است و از ۲۰۰۴ یک روند افزایش خشکسالی با شیب کم را تجربه کرده است.

در فصل تابستان ایستگاه ارومیه و اهر به ترتیب تا سال ۲۰۱۵ و ۲۰۱۰ و روند خشکسالی تقریباً ثابت بوده و از ۲۰۱۱ و ۲۰۱۵ به بعد روند افزایش خشکسالی شروع شده است. ایستگاه تبریز از شروع دوره تا ۲۰۱۳ یک روند نزولی با شیب خیلی ملایم داشته است اما از ۲۰۱۴ روند خشکسالی شدیدتر شده است و ایستگاه‌های سقز، سنند و مهاباد، تکاب روند مشابهی داشته‌اند. همچنین فصل پاییز ایستگاه‌های مهاباد، سقز، تکاب، ارومیه از شروع دوره تا ۱۹۹۸ شاهد روند افزایش خشکسالی بوده‌اند.

خشکسالی SPEI نشان می‌دهد که خشکسالی در ایستگاه ارومیه و اهر روند صعودی (کاهش خشکسالی) و در مابقی ایستگاه‌ها روند نزولی (افزایش خشکسالی) داشته، که روند خشکسالی در ایستگاه مهاباد نسبت به سایر ایستگاه‌ها بیشتر بوده است.

۳-۱. تغییرات خشکسالی فصلی

الگوی تغییرات خشکسالی فصلی بر اساس شاخص SPEI فصلی در ۸ ایستگاه همدیدی حوضه دریاچه ارومیه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. مدل رگرسیون قطعه‌ای روشی برای قطعه‌بندی مدل رگرسیونی غیرخطی به تکه‌های خطی جداگانه است که این قطعه‌ها توسط نقاط شکست از هم جدا می‌شوند. مواردی که در رگرسیون قطعه‌ای باید مورد توجه قرار گیرد، شامل تعداد نقاط شکست، مکان نقاط شکست، و معلوم و یا نامعلوم بودن نقاط شکست و روند قبل و بعد نقطه شکست می‌باشد. با توجه به شکل ۴ در فصل زمستان بیشتر ایستگاه‌ها از سال ۱۹۹۰ تا سال ۲۰۰۲ روند نزولی داشته و از سال ۲۰۰۲ به بعد روند صعودی را در پیش گرفتند، اما سه ایستگاه سقز،

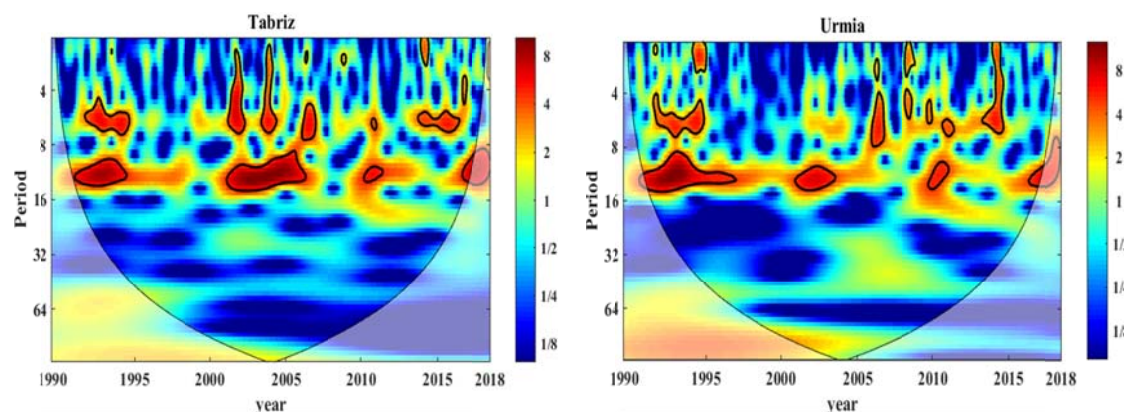


شکل ۴. تغییرات زمانی SPEI فصلی در ایستگاه‌های همدیدی حوضه دریاچه ارومیه بر اساس روش (Segmented Model).

مقیاس میان‌مدت ۸ تا ۱۶ ماه که در سال ۱۹۹۳ تا ۱۹۹۶ یک دوره ۱ تا ۳ ماهه و یک دوره ۵ تا ۸ ماهه که نشان دهنده ترسالی و از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۱ نشانگر یک دوره خشکسالی و مجدداً از سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۴ وارد یک دوره ترسالی میان‌مدت، و از ۲۰۰۷ تا تقریباً ۲۰۱۶ ایستگاه ارومیه وارد یک دوره خشکسالی طولانی مدت شده است. در ایستگاه‌های سقز و تکاب طیف تغییرات بارندگی ماهانه دارای رفتار مشابهی می‌باشد که از شروع دوره تا ۱۹۹۸ در باند ۸ تا ۱۶ ماهه توان بالای بارندگی به‌خوبی نمایان است و همچنین در سال‌های ۲۰۰۰، ۲۰۰۵ و ۲۰۱۵ در دوره بازگشت ۸ تا ۱۶ ماهه در سطح ۵ درصد معنی‌دار بوده است که نشان از ترسالی و بارندگی بیشتر بوده که این مقادیر در ایستگاه سقز تقریباً بیشتر بوده است. همچنین در ایستگاه تبریز در سال‌های ۱۹۹۳ تا ۱۹۹۵ در مقیاس کوتاه‌مدت ۴ تا ۸ و در مقیاس میان‌مدت ۸ تا ۱۶ دارای توان بارندگی بالای بوده است و از ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۲ در ایستگاه تبریز خشکسالی حاکم بوده است تا اینکه در سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۶ ایستگاه تبریز مجدداً وارد یک دوره ترسالی شده است. نقشه موجک پیوسته بارندگی ماهانه در ایستگاه‌های ارومیه، تبریز، سراب و اهر در مقیاس زمانی ۴ تا ۸ ماه دارای توان بالای بارندگی هستند اما این توان بالای بارندگی در همه سال‌ها تکرار نشده است که خود بیانگر نامنظم بودن بارندگی است. اما آنچه در مقیاس‌ها به‌خوبی مشهود است، این است که بیشتر توان انرژی بارندگی در مقیاس ۸ تا ۱۶ ماهه و در دو بازه زمانی از ۱۹۹۰ تا ۱۹۹۶ و در ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۵ و در برخی سال‌های دیگر با توان و مقیاس زمانی کمتر تکرار شده است. همچنین در مقیاس‌ها مشخص است که ایستگاه‌های مهاباد، سقز و تکاب ترسالی بیشتری نسبت به سایر ایستگاه‌ها دارند که با نتایج بانان‌فردوسی و همکاران (۱۳۹۷) که در بررسی روند بارش در ایستگاه‌های حوضه دریاچه ارومیه نشان دادند که، بارندگی در دو بازه زمانی ۱۹۹۰ تا ۱۹۹۶ و ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۵ بیشترین مقدار را داشته است، مطابقت دارد.

۲-۳. تحلیل موجک پیوسته سری زمانی بارندگی ماهانه

در این پژوهش با استفاده از موجک پیوسته و به کارگیری موجک مادر مورلت و محاسبه تبدیل موجک بر داده‌های بارندگی ماهانه ایستگاه‌های همدیدی، مقیاس‌ها برای ایستگاه‌های مورد بررسی در این پژوهش به‌دست آمد. مقیاس‌ها دامنه موجک‌ها و نوسانات آنها را در زمان‌های متفاوت نشان می‌دهد و بیانگر تصویر کاملی از تغییرپذیری نوسانات بارش است. در مقیاس‌ها توان موجکی نشان داده می‌شود که رنگ قرمز مشخصه بیشترین توان موجک و رنگ آبی پررنگ مشخصه کمترین توان موجکی می‌باشد. علاوه بر این، هدف از تحلیل مقیاس‌ها، یافتن دوره‌های بازگشت با مقیاس‌های متفاوت در رفتار بارش ماهانه ایستگاه‌های همدیدی مورد بررسی می‌باشد. به‌طور کلی هرچه تغییرپذیری دارای دوره بازگشت کوتاه‌تری باشد، نشانگر آن است که آن واداشت جوی دارای مقیاس منطقه‌ای است و هرچه تغییر پذیری دارای دوره بازگشت طولانی باشد، واداشت جوی دارای مقیاس بزرگ‌تری می‌باشد (تقوی و همکاران، ۱۳۹۰). هرچه مقیاس مورد استفاده بزرگ‌تر باشد، موجک پایه بیشتر کشیده شده و تجزیه و تحلیل بر روی مؤلفه‌های بسامد پایین اطلاعات انجام خواهد شد. بر عکس هرچه مقیاس مورد استفاده کوچک‌تر باشد، موجک پایه بیشتر فشرده شده و تجزیه و تحلیل بر روی مؤلفه‌های بسامد بالا انجام می‌گیرد (عباس‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۱). نتایج حاصل از تحلیل موجک پیوسته نشان می‌دهد که در شکل ۵ ایستگاه ارومیه، توان بالای بارندگی در مقیاس ۸ تا ۱۶ ماه کاملاً مشخص است، که این توان بالا به‌معنای نوسانات شدید بارندگی در مقیاس ۸ تا ۱۶ ماهه است. زیرا هرچه نوسانات بارندگی بیشتر باشد نمایانگر انرژی بیشتر و در نتیجه آنتروپی بالاتر بارندگی در این بازه است. نوسانات میان‌مدت ۸ تا ۱۶ ماهه نشان دهنده مؤلفه سالانه بسیار قوی در برخی از سال‌های این سری زمانی است که از سال ۱۹۹۱ تا ۱۹۹۸ یک دوره با توان بالای بارندگی در



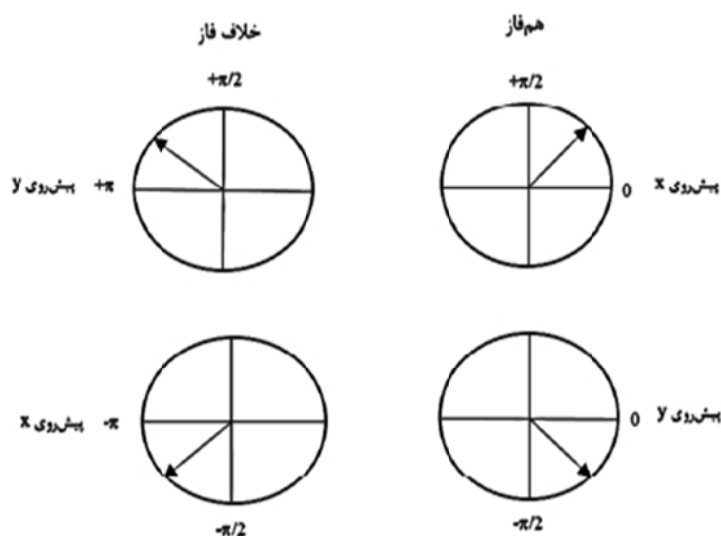
شکل ۵. آنالیز موجک پیوسته بارندگی ایستگاه‌های همدیدی حوضه دریاچه ارومیه خط کنتور ضخیم سیاه‌رنگ محدوده تأثیرپذیری با سطح معنی‌داری بالای ۹۵ درصد است.

اختلاف‌فازی را نشان می‌دهد. این پیکان‌های جهت‌دار، کمک قابل‌توجهی در تحلیل نتایج خواهد داشت. به‌طور کلی اگر جهت این پیکان‌ها به سمت راست بوده به معنی آن است که دو متغیر هم‌فاز می‌باشد و اگر جهت پیکان‌ها به سمت چپ بود، به معنای این است که دو متغیر در فاز مخالف همدیگر هستند (دو متغیر رابطه عکس با همدیگر دارد). همچنین اگر جهت پیکان‌های راست و پایین یا چپ و بالا بود به معنای آن است که متغیر اولی عامل و موجب متغیر دومی است. اگر جهت‌های راست و بالا و یا چپ و پایین بود عکس این رابطه برقرار است. همبستگی موجک امکان تحلیل سه بعدی را فراهم می‌کند که به‌طور همزمان شدت همبستگی و ترکیب زمان و بسامد را توضیح می‌دهد. در این پژوهش در راستای کشف وجود یا عدم وجود ارتباط معنی‌داری (سطح ۹۵ درصد) میان سری زمانی بارندگی ماهانه و شاخص خشکسالی SPEI با شاخص‌های الگوی دور پیوند EA, NAO, SOI که به‌صورت دو به دو به‌عنوان ورودی اولیه وارد الگوریتم تبدیل موجک متقابل که در قالب برنامه‌نویسی MATLAB نوشته شده، استفاده شد. موجک متقابل توزیع کواریانس میان پارامترهای مورد بررسی را در مقیاس‌های زمانی مختلف را نشان می‌دهد.

۳-۳. همبستگی موجکی بین شاخص‌های دور پیوند با

بارندگی و شاخص خشکسالی SPEI

همبستگی موجکی توسط نمودارهای همبستگی و جهت‌های اختلاف‌فازی موجود در این نمودارها نشان می‌دهد که کدام متغیر علت ایجاد تغییر در متغیر دیگری بوده است. در نمودارهای همبستگی موجکی سه مؤلفه اصلی وجود دارد: مقیاس، زمان و همبستگی موجکی. مقیاس و بازه زمانی روی محور عمودی و زمان روی محور افقی نمایش داده می‌شود. شدت همبستگی نیز با ستون رنگی، کنار نمودار به‌صورت عمودی نشان داده شده است. قسمت‌هایی که توسط خط سیاه پر رنگ احاطه شده است و با رنگ قرمز نشان داده شده است، قسمت‌هایی است که هم‌دوسی با اهمیت آماری در سطح ۵ درصد وجود دارد و نواحی هستند که در مقیاس‌های زمانی مشخص شده، بیشترین واریانس یا نوسانات را دارند. برای رسیدن به این سطح آماری از روش‌های شبیه‌سازی مونت کارلو استفاده شده است. خطوط سیاه کم‌رنگی که در نمودار به شکل یک مخروط نشان می‌دهد حاکی از این است که مقادیر بیرون از این مخروط می‌بایست با احتیاط تفسیر و توجیه شود و به‌نظر می‌رسد نمی‌توان به‌راحتی در مورد این مقادیر اظهارنظر کرد. همچنین پیکان‌های جهت‌دار موجود در شکل



شکل ۶. اختلاف فاز و تعیین جهت علیت بین دو سری زمانی در فضای همبستگی موجک (اگیر-کانراریا و سوارز، ۲۰۰۸).

۲۰۰۴ تا ۲۰۱۲ دو متغیر در فاز مخالف یکدیگر هستند و متغیرها با یکدیگر رابطه عکس دارند، گرچه میزان همبستگی در برخی از سالها قوی و در برخی ایستگاهها ضعیف است. اما مشخص می‌شود، هنگامی که مقادیر EA مثبت می‌باشد، بارندگی ماهانه مقادیر پایین را نشان می‌دهد و برعکس در فازهای منفی EA بارندگی ماهانه مقادیر مثبت را نشان می‌دهد. با توجه به این که جهت نمودارها در جهت سمت چپ و پایین بوده است عامل شاخص آتلانتیک شرقی باعث تغییر بارندگی و علیت شده است. همچنین در ایستگاههای ارومیه، تکاب و سقز، مه‌آباد در مقیاس زمانی بلندمدت ۳۲ تا ۶۴ ماهه دارای همبستگی هم فاز و معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد بوده است و با توجه به جهت نمودارها که به سمت راست و بالا بوده و همچنین با توجه به نتایج جدول ۳ که بیشتر همبستگی‌ها در مقیاس زمانی بلندمدت مثبت و معنی‌دار بوده است و شاخص آتلانتیک شرقی عامل تغییر بارندگی و علیت شده است. پس، شاخص آتلانتیک شرقی بر بارش حوضه دریاچه ارومیه تأثیرگذار بوده است.

نتایج همبستگی بین شاخص‌های بارندگی و NAO در ایستگاه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که در تمامی

اختلاف فاز صفر نشان می‌دهد دو سری زمانی هماهنگ با یکدیگر حرکت می‌کنند (مشابه با کواریانس مثبت). اگر $\Phi_{X,Y} \in (0, \frac{\pi}{2})$ باشد، دو سری زمانی هم فاز بوده و سری زمانی X پیش رو است (علیت از X به Y). اگر $\Phi_{X,Y} \in (-\frac{\pi}{2}, 0)$ باشد دو سری حرکت هم فاز با پیش روی Y دارند (علیت از Y به X). اختلاف فاز صفر و π (و $-\pi$) بیانگر رابطه خلاف فاز است (مشابه با کواریانس منفی). در صورتی که $\Phi_{X,Y} \in (\frac{\pi}{2}, \pi)$ باشد، دو سری حرکت خلاف فاز با پیش روی Y دارد (علیت از Y به X). در نهایت اگر $\Phi_{X,Y} \in (-\pi, -\frac{\pi}{2})$ باشد، حرکت خلاف فاز بوده و سری زمانی X پیش رو است (علیت از Y به X). در شکل ۷ نتایج وابستگی موجکی میان بارش ماهانه در مقابل شاخص‌های دور پیوند نوسان اطلس شمالی (NAO)، الگوی اطلس شرق (EA) و شاخص نوسان جنوبی (SOI) را نشان می‌دهد. همبستگی بین دو شاخص بارندگی و شاخص آتلانتیک شرقی (EA) در ایستگاه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که در تمام ایستگاه‌های مورد مطالعه در مقیاس سالانه دارای همبستگی منفی بوده که در ایستگاه سهند، سراب و اهر در سطح ۵ درصد معنی‌دار بوده است. تقریباً در همه ایستگاه‌ها در باند ۴ تا ۸ ماهه در سال ۱۹۹۵ و در باند ۱۶-۸ در بین سال‌های

مقیاس ۳۲ ماهه دارای همبستگی منفی و معنی‌دار بوده است. همچنین در ایستگاه تبریز در مقیاس ۱ تا ۴ ماهه در سال ۲۰۱۴، در مقیاس ۴ تا ۸ ماهه در ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۴ و ۳۲ تا ۶۴ ماهه در سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۰ دارای همبستگی منفی و معنی‌دار بوده است و با توجه به اینکه جهت پیکان‌ها به سمت راست و بالا و چپ و پایین بوده است، سری زمانی SOI بر تغییرات سری زمانی بارندگی تأثیرگذار بوده است. همچنین در ایستگاه مهاباد در مقیاس ۱۶ تا ۳۲ ماهه در سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۰ و ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۷ و در مقیاس ۶۴ ماهه در سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ دارای همبستگی منفی و معنی‌دار بود است. همبستگی بارندگی ماهانه با علایم SOI در سطح حوضه دریاچه ارومیه منفی بوده، که بیانگر این مسئله است که در الینو با کاهش یافتن مقادیر SOI (منفی شدن) میزان بارندگی در سطح حوضه افزایش می‌یابد که خود باعث افزایش ترسالی در دریاچه ارومیه می‌شود. که با نتایج خداحلی و همکاران که بیان کردند بارندگی ماهانه با مقدار SOI همبستگی منفی دارد تطابق دارد. با توجه به نتایج همبستگی، شاخص NAO بیشترین همبستگی و تأثیر را به ترتیب نسبت به دو شاخص SOI و EA در تغییرات میزان بارندگی ماهانه حوضه دریاچه ارومیه داشته است. که با نتایج بیطاری‌خالدی و فتاحی (۱۳۹۲) و بابایی فینی و فتاحی (۱۳۹۴) که بیان کردند شاخص SOI تأثیر کمی بر تغییرات تراز آب دریاچه ارومیه داشته است تطابق دارد. همچنین در فاز مثبت شاخص SOI بارندگی کاهش پیدا کرده، و مراکز پر فشار سیبری و آزرور و کم فشار آیسلند تضعیف می‌شود که سبب ورود کمتر زبانه پر فشار سیبری به ایران می‌شود و در پی آن مقدار بارش در کشور کاهش قابل توجهی می‌یابد (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۳).

ایستگاه‌ها همبستگی مثبت بوده است. همچنین ایستگاه‌های ارومیه، تبریز، تکاب، سقز، سهند و مهاباد در سطح ۹۹ درصد، و ایستگاه اهر در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار می‌باشد، که ایستگاه مهاباد بیشترین ضریب همبستگی را داشته است. همبستگی موجکی نشان می‌دهد که در ایستگاه تبریز در مقیاس زمانی ۸ تا ۱۶ ماهه در سال‌های ۱۹۹۲ تا ۱۹۹۵ و در مقیاس ۴ تا ۸ ماهه در سال ۲۰۱۰ دارای همبستگی مثبت و معنی‌دار بوده است. همچنین در مقیاس ۳۲ و ۶۴ ماهه به ترتیب در سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۴ و ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۶ دارای همبستگی مثبت و معنی‌دار بوده است، با توجه به اینکه جهت پیکان‌ها به سمت راست و بالا و چپ و پایین می‌باشد سری زمانی NAO بر تغییرات سری زمانی بارندگی تأثیرگذار بوده است. در ایستگاه ارومیه نیز در سال‌های ۱۹۹۲ تا ۱۹۹۵ در مقیاس ۸ تا ۱۶ ماهه و در سال‌های ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۱ در مقیاس ۸ تا ۱۶ ماهه و ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸ دارای همبستگی مثبت و معنی‌دار بوده که با توجه به جهت پیکان‌ها الگوی دور پیوند NAO بر تغییرات سری بارندگی تأثیرگذار بوده است. در فاز منفی شاخص NAO بارندگی کاهش پیدا کرده، و مراکز پر فشار سیبری و آزرور و کم فشار آیسلند تضعیف می‌شود که سبب ورود کمتر زبانه پر فشار سیبری به ایران می‌شود و در پی آن مقدار بارش در کشور کاهش قابل توجهی می‌یابد (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۳).

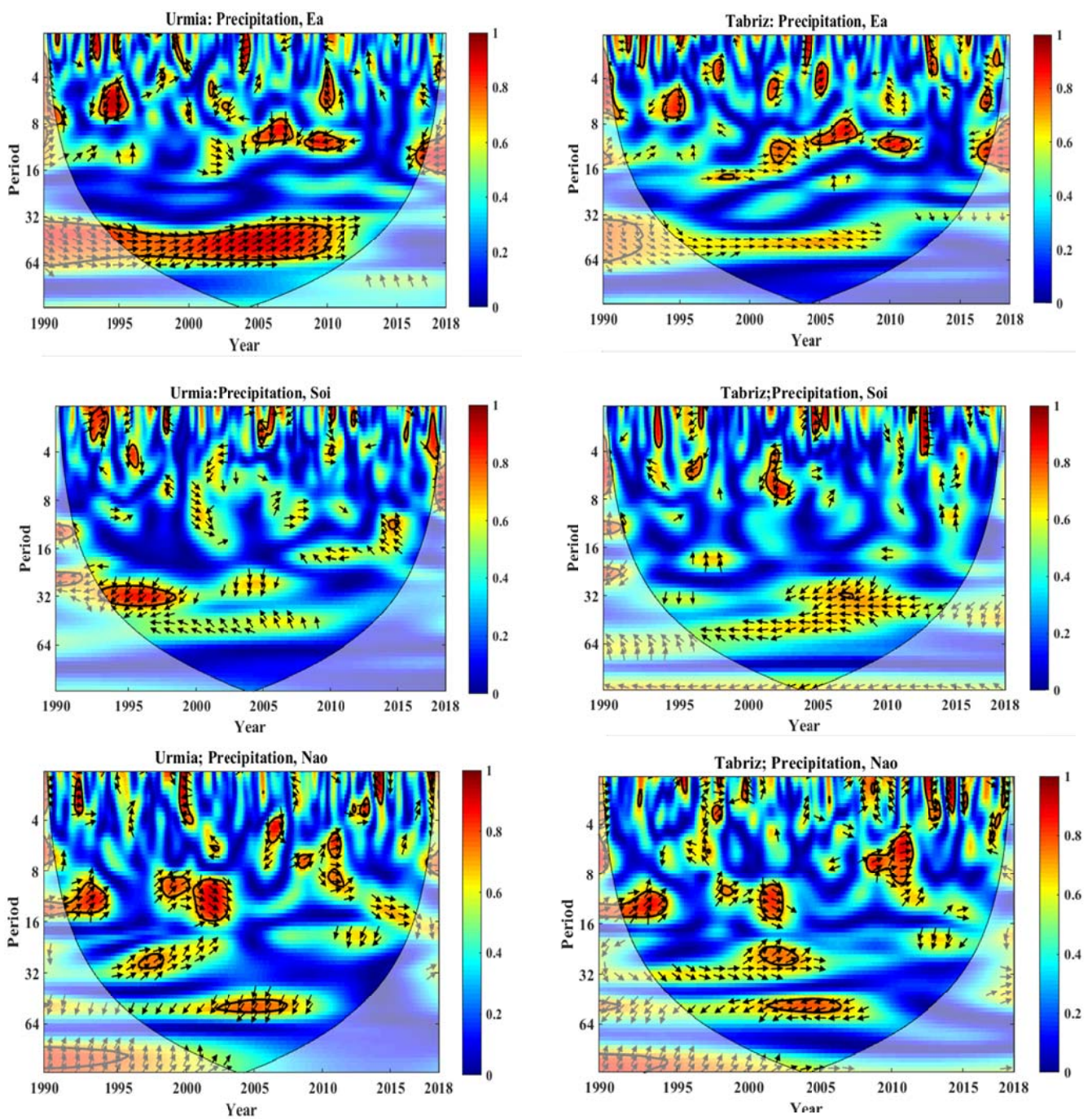
نتایج همبستگی بین شاخص‌های بارندگی و SOI بین ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که بین شاخص‌ها همبستگی منفی وجود دارد که در ایستگاه مهاباد در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار بوده است. در ایستگاه ارومیه در سال‌های ۱۹۹۳ و ۲۰۰۵ و در مقیاس ۱ تا ۳ ماهه و در ۱۹۹۲ تا ۱۹۹۸ در

جدول ۳. کواریانس و ضریب همبستگی میان سری‌های تجزیه شده بارندگی و شاخص‌های SOI, EA, NAO در ایستگاه‌های حوضه دریاچه ارومیه.

ارومیه			SOI			تبریز		
ضریب کواریانس	ضریب همبستگی	سری‌های تجزیه شده	ضریب کواریانس	ضریب همبستگی	سری‌های تجزیه شده	ضریب کواریانس	ضریب همبستگی	سری‌های تجزیه شده
+۱/۲۱۹	+۰/۱۰۲	D4	-۰/۳۷۸	-۰/۰۱۶	D4	-۰/۱۵۸*	-۰/۳۵۶	D4
+۸/۸۹۱	+۰/۲۷۹**	D8	+۲۴/۹۸۶	+۰/۴۵۳**	D8	-۰/۲۴۰**	-۹/۳۸۹	D8
-۷/۰۴۴	-۰/۲۶۹**	D16	-۳/۸۵۷	-۰/۱۹۷**	D16	+۰/۱۹۱**	+۳/۸۳۱	D16
-۱۸/۹۶۱	-۰/۴۲۱**	D32	+۱/۱۴۴	+۰/۰۵۰	D32	+۰/۶۴۰**	+۱۹/۱۷۷	D32
+۱۴/۴۷۴	+۰/۳۲۹**	D64	+۲/۱۹۲	+۰/۰۸۷	D64	+۰/۲۷۰**	+۷/۱۳۰	D64
-۱/۴۲	-۰/۰۵۳	کل دوره	+۵/۱۳	+۰/۱۷۴**	کل دوره	-۰/۰۷۶	-۲/۱۶	کل دوره
اهر								
+۰/۲۹	+۰/۰۳	D4	+۰/۷۹۹	+۰/۰۴۴	D4	-۰/۱۹۳**	-۳/۲۱۰	D4
+۴/۲۴۵	+۰/۱۷۶**	D8	+۱۴/۳۱۵	+۰/۳۴۴**	D8	-۰/۲۱۷**	-۶/۴۰۱	D8
-۳/۳۸۶	-۰/۱۶۰**	D16	-۱/۴۵۰	-۰/۰۹۲	D16	+۰/۱۶۲**	+۲/۶۱۹	D16
-۹/۶۸۲	+۰/۳۴۹**	D32	+۳/۶۶۵	+۰/۲۶۰**	D32	+۰/۲۱۰**	+۳/۸۳۶	D32
+۲/۸۴۶	+۰/۰۹۴	D64	+۲/۱۶۳	+۰/۱۲۶*	D64	+۰/۰۵۳	+۰/۹۵۱	D64
-۱/۶۹	-۰/۰۸۴	کل دوره	+۴/۴۲	+۰/۲۰۲**	کل دوره	-۰/۰۹۳	-۱/۹۸	کل دوره
تکاب								
-۱/۱۱	-۰/۰۵۷	کل دوره	+۲/۷۷	+۰/۱۳۰*	کل دوره	-۰/۱۱۶*	-۲/۳۹	کل دوره
سراب								
-۲/۳۸	-۰/۰۹۲	کل دوره	+۶/۱۴	+۰/۲۱۶**	کل دوره	-۰/۰۹۹	-۲/۷۳	کل دوره
سقز								
-۱/۳۶	-۰/۰۷۴	کل دوره	+۱/۱۵	+۰/۰۵۷	کل دوره	-۰/۱۲۸*	-۲/۵۰	کل دوره
سهند								
-۳/۷۵	-۰/۰۹۵	کل دوره	+۱۱/۶۵	+۰/۲۷۱**	کل دوره	-۰/۰۹۰	-۳/۷۷	کل دوره
مهاباد								
-۱/۶۳	-۰/۰۸۲	کل دوره	+۳/۳۵	+۰/۱۵۴**	کل دوره	-۰/۱۲۸*	-۲/۷۰	کل دوره
-۳/۸۶	-۰/۱۱۷*	کل دوره	+۹/۱۰	+۰/۲۵۲**	کل دوره	-۰/۰۹۳	-۳/۲۵	کل دوره

* معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵ درصد

** معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۹ درصد



شکل ۷. ارتباط موجکی بین سری‌های زمانی EA, Precipitation, SOI و Precipitation, NAO و Precipitation, EA درجه معنی‌داری ۵ درصد در برابر نوفه قرمز با خط مشکی ضخیم نشان داده شده است.

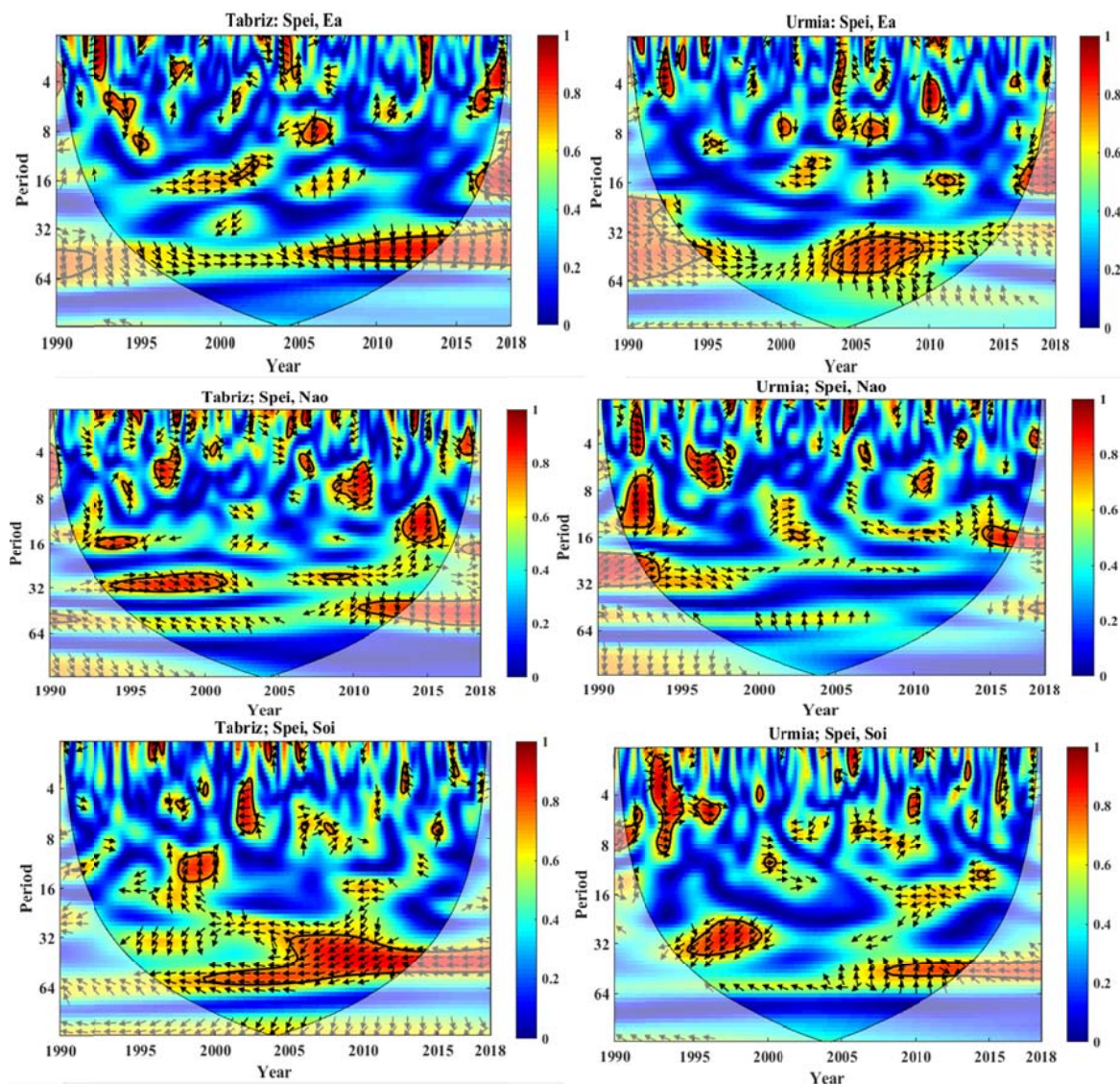
همبستگی مثبت و معنی‌داری بوده است. همچنین در ایستگاه تبریز در مقیاس ۴ تا ۸ ماهه در سال‌های ۱۹۹۸ و ۲۰۱۰ و در مقیاس ۸ تا ۱۶ در سال ۲۰۱۵ دارای همبستگی معنی‌داری بوده است. در ایستگاه تبریز در سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۳ در مقیاس ۳۲ ماهه دارای همبستگی مثبت و معنی‌دار بوده است، اما با توجه به جهت پیکان‌ها شاخص خشکسالی بر تغییرات شاخص NAO تأثیرگذار بوده است. با توجه به همبستگی مثبت و معنی‌دار بین SPEI و NAO دو شاخص هم‌فاز بوده، که در فاز منفی شاخص NAO با افزایش دما و کاهش بارندگی خشکسالی نیز افزایش می‌یابد. که با نتایج غیور و خسروی (۱۳۸۰) مطابقت دارد. با توجه به همبستگی موجکی بین شاخص خشکسالی SPEI, SOI نشان می‌دهد که در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه دارای همبستگی منفی و معنی‌دار بوده است. که نیمی از ایستگاه‌ها در سطح ۹۹ درصد و مابقی در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار بوده‌اند، و ایستگاه مهاباد دارای بیشترین همبستگی مثبت و معنی‌دار بوده است. در اکثر ایستگاه‌ها در باند ۳۲ تا ۶۴ ماهه همبستگی منفی و معنی‌دار در سطح ۵ درصد وجود دارد و با توجه به نوک جهت پیکان‌ها که از راست و بالا، چپ و پایین می‌باشد نشان از این است که متغیر SOI باعث تغییر در مقدار SPEI می‌باشد. در ایستگاه ارومیه در مقیاس ۱ تا ۸ ماهه در سال‌های ۱۹۹۲ تا ۱۹۹۳ و مقیاس ۱۶ تا ۳۲ ماهه در سال ۱۹۹۴ تا ۲۰۰۰ دارای همبستگی مثبت و معنی‌دار بوده است. همچنین در ایستگاه تبریز یک همبستگی قوی و معنی‌دار بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴ در مقیاس ۳۲ تا ۶۴ ماهه وجود دارد. که سری زمانی SOI بر تغییرات سری زمانی خشکسالی SPEI تأثیرگذار بوده است. با توجه به اینکه همبستگی بین شاخص SPEI, SOI منفی بوده که خود نشان از افزایش ترسالی در فازهای منفی شاخص SOI می‌باشد، که با نتایج همبستگی موجکی بین بارش و SOI که نشان داد در فازهای منفی خشکسالی کم می‌شود تطابق دارد.

با توجه به شکل ۸ و جدول ۴ که ضریب همبستگی و همبستگی موجکی بین شاخص خشکسالی (SPEI) و شاخص‌های دورپیوند (NAO, EA, SOI) را نشان می‌دهد. در مقیاس سالانه تمامی ایستگاه‌ها دارای همبستگی منفی بوده که در ایستگاه مهاباد در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار بوده است. همدوسی موجکی بین شاخص SPEI, EA در ایستگاه ارومیه نشان می‌دهد که، در مقیاس ۳۲ تا ۶۴ ماهه در سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۰ یک همبستگی قوی و معنی‌داری در سطح ۹۵ درصد بین دو شاخص وجود دارد. همچنین در ایستگاه سقز در مقیاس زمانی ۳۲ تا ۶۴ ماهه همبستگی قوی و معنی‌داری در سال‌های ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۵ وجود دارد. در ایستگاه تبریز در سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۵ همبستگی قوی و معنی‌داری در باند ۳۲ تا ۶۴ ماهه وجود دارد و با توجه به جهت پیکان‌ها که نوک پیکان‌ها راست و به سمت بالا، چپ و به سمت پایین نشان از تأثیرگذاری شاخص EA بر تغییرات شاخص خشکسالی SPEI می‌باشد. همچنین در ایستگاه تکاب در مقیاس زمانی ۱۶ تا ۳۲ ماهه همبستگی منفی و معنی‌داری در سطح ۵ درصد را نشان می‌دهد. که با توجه به نتایج جدول و نمودارها بین دو شاخص همبستگی ضعیفی وجود دارد. با توجه به جدول ۴ ایستگاه سهند و اهر در تمامی مقیاس‌های زمانی رابطه معکوسی با هم داشته‌اند هرچند که مقادیر همبستگی ضعیفی مشاهده می‌شود. ضریب همبستگی در مقیاس سالانه بین دو شاخص NAO, SPEI مورد محاسبه قرار گرفت. مطابق با جدول ۴ در تمامی ایستگاه‌ها همبستگی مثبت و معنی‌دار بوده است. که در ایستگاه‌های ارومیه، تبریز، اهر، سهند و مهاباد در سطح ۹۹ درصد، و دو ایستگاه سراب و سقز در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار بوده است که ایستگاه تبریز بیشترین همبستگی مثبت را داشته است. همدوسی بین دو شاخص SPEI, NAO نشان می‌دهد که در ایستگاه ارومیه در مقیاس زمانی ۱ تا ۴ ماهه و ۸ تا ۱۶ ماهه در سال ۱۹۹۳ و در قیاس زمانی ۴ تا ۸ ماهه در سال ۱۹۹۶ تا ۱۹۹۸ دارای

جدول ۴. کوارینانس و ضریب همبستگی میان سری‌های تجزیه شده شاخص SPEI و شاخص‌های SOI, EA, NAO در ایستگاه‌های سینوپتیک حوضه دریاچه ارومیه.

SPEI			EA			SPEI			NAO			SPEI		SOI		ارومیه
سری‌های تجزیه شده	ضریب همبستگی	ضریب کوارینانس	سری‌های تجزیه شده	ضریب همبستگی	ضریب کوارینانس	سری‌های تجزیه شده	ضریب همبستگی	ضریب کوارینانس	سری‌های تجزیه شده	ضریب همبستگی	ضریب کوارینانس	سری‌های تجزیه شده	ضریب همبستگی	ضریب کوارینانس	ضریب کوارینانس	
D4	+۰/۰۴۷	+۰/۰۲۹	D4	+۰/۱۴۹**	+۰/۰۹۸	D4	+۰/۱۹۶**	+۰/۰۶۷	D8	-۰/۲۲۸**	-۰/۲۹۰	D8	+۰/۳۲۱**	+۰/۲۶۵		
D16	+۰/۱۴۳**	+۰/۱۰۴	D16	+۰/۲۷۲**	+۰/۱۹۴	D16	-۰/۱۵۶**	-۰/۱۴۸	D32	+۰/۷۴۷**	+۰/۹۴۹	D32	-۰/۵۵۳**	-۱/۰۶۷		
D64	-۰/۱۰۸**	-۰/۱۲۷	D64	-۰/۳۴۰**	-۰/۳۸۱	D64	+۰/۰۸۹	+۰/۱۷۴	کل دوره	-۰/۰۶۴	-۰/۰۶۴	کل دوره	+۰/۱۱۱*	-۰/۱۰۴		
تبریز																
D4	-۰/۰۴۴	-۰/۰۲۹	D4	-۰/۰۳۲	-۰/۰۲۱	D4	+۰/۱۶۸**	+۰/۰۲۱	D8	-۰/۰۳۲	-۰/۰۳۴	D8	+۰/۰۱۸	+۰/۰۱۵		
D16	+۰/۱۲۹**	+۰/۱۰۴	D16	+۰/۱۰۶*	+۰/۰۸۳	D16	-۰/۴۴۳**	-۰/۴۶۵	D32	-۰/۰۵۰	-۰/۰۵۴	D32	-۰/۳۴۸**	-۰/۵۷۶		
D64	-۰/۵۲۳**	-۰/۳۹۸	D34	+۰/۲۸۶**	+۰/۲۰۷**	D64	-۰/۳۱۱**	-۰/۳۹۴	کل دوره	-۰/۰۶۲	-۰/۰۶	کل دوره	+۰/۲۴۴**	+۰/۲۵۱		
اهر																
کل دوره	-۰/۰۳۳	-۰/۰۳۳	کل دوره	+۰/۲۱۷**	+۰/۲۲۴	کل دوره	-۰/۱۲۴*	-۰/۱۱۷								
تکاب																
کل دوره	-۰/۰۵۸	-۰/۰۵۸	کل دوره	+۰/۰۷۱	+۰/۰۷۳	کل دوره	-۰/۱۴۱**	-۰/۱۳۳								
سراب																
کل دوره	-۰/۰۷۰	-۰/۰۷۰	کل دوره	+۰/۱۳۴*	+۰/۱۳۸	کل دوره	-۰/۱۲۱*	-۰/۱۱۳								
سقز																
کل دوره	-۰/۱۰۰	-۰/۱۰۰	کل دوره	+۰/۱۳۱*	+۰/۱۳۵	کل دوره	-۰/۱۹۰**	-۰/۱۷۸								
سهند																
کل دوره	-۰/۰۸۱	-۰/۰۸۱	کل دوره	+۰/۱۵۰**	+۰/۱۵۶	کل دوره	-۰/۱۲۷*	-۰/۱۲۰								
مهاباد																
کل دوره	-۰/۱۲۰*	-۰/۱۲۰	کل دوره	+۰/۱۸۶**	+۰/۱۹۲	کل دوره	-۰/۲۱۶**	-۰/۲۰۳								

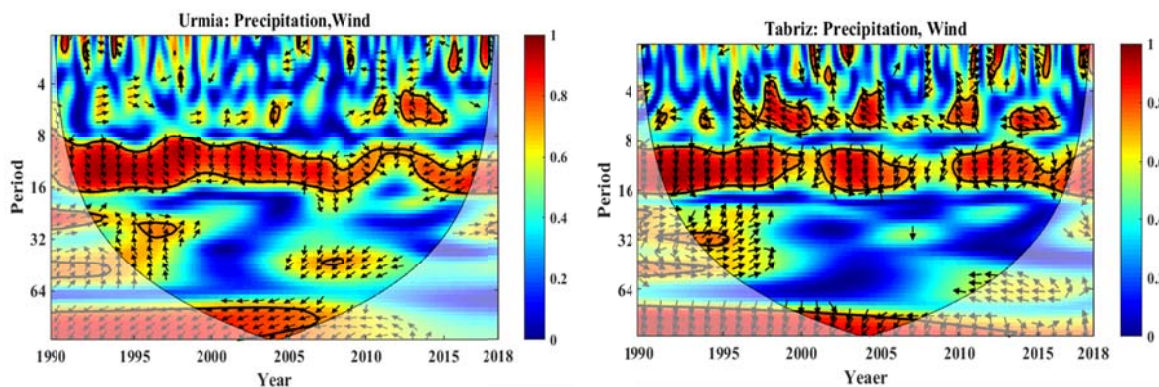
*معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵ درصد ** معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۹ درصد



شکل ۸. ارتباط موجکی بین سری‌های زمانی SPEI, NAO و SPEI, EA و SPEI, SOI درجه معنی‌داری ۵ درصد در برابر نوفه قرمز با خط مشکی ضخیم نشان داده شده است.

ایستگاه تبریز نیز در مقیاس زمانی ۸ تا ۱۶ ماهه در سطح ۹۵ درصد روابط معنی‌داری بین بارندگی و باد موجود می‌باشد. که در سال‌های ۲۰۰۰، ۲۰۰۵، ۲۰۱۰، ۲۰۱۵ در مقیاس ۴ تا ۸ ماهه با توجه به جهت پیکان‌ها بارندگی باعث تغییر در مقدار باد می‌باشد. همچنین در مقیاس میان‌مدت ۸ تا ۱۶ ماهه در سال‌های ۱۹۹۲ تا ۲۰۰۰ از ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۶ و از ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۶ غیرهم‌فاز بوده‌اند و افزایش باد باعث کاهش مقدار بارندگی شده است. نتایج شکل ۹ حاکی از اثرگذاری مهم باد بر روی بارش (اکثراً هم‌فاز) بوده است.

شکل ۹ وابستگی موجکی بارش - باد را نشان می‌دهد. جزئیات تحلیل وابستگی موجکی بارش و باد برای ایستگاه ارومیه به این صورت است که وابستگی موجکی در سطح اطمینان ۹۵ درصد برای باند ۸ تا ۱۶ ماهه در سال ۱۹۹۲ تا ۲۰۱۲ وابستگی معنی‌داری نشان می‌دهد که جهت پیکان‌ها از راست و پایین که عموماً از نشان از روابط هم‌فاز (جهت پیکان‌ها تقریباً رو به پایین می‌باشد) که بارش بر تغییرات سری زمانی باد تأثیرگذار بوده است، و از سال ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۷ سری زمانی باد بر تغییرات بارش تأثیرگذار بوده است. در



شکل ۹. ارتباط موجکی بین سری‌های زمانی بارش و باد، درجه معنی‌داری ۵ درصد در برابر نوبه قرمز با خط مشکی ضخیم نشان داده شده است.

۴. نتیجه‌گیری

خشکسالی در مقیاس فصلی در ایستگاه‌های مورد مطالعه بر اساس روش Segmented Model نشان می‌دهد که در برخی از ایستگاه‌ها در سال ۱۹۹۳ شاهد افزایش روند (کاهش خشکسالی) و در بین سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۴ و ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۵ شاهد کاهش روند (افزایش خشکسالی) بوده است. با به‌کارگیری روش جدید همبستگی موجکی که در این پژوهش استفاده شده است، نتایج بهتری در ارتباط بین الگوهای دور پیوند با بارش و خشکسالی حوضه دریاچه ارومیه به‌دست آمد. بر اساس نتایج به‌دست آمده از آنالیز موجک پیوسته، مشخص شد که بیشتر ایستگاه‌ها در سال‌های ۱۹۹۱ تا ۱۳۳۹، ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ و ۲۰۱۵ شاهد افزایش بارندگی در حوضه دریاچه ارومیه بوده است. با استفاده از آنالیز همبستگی موجکی، شناخت بیشتری از ارتباط بین دو متغیر و چگونگی تأثیرگذاری شاخص‌ها بر همدیگر و همبستگی بین آنها فراهم شد. در این پژوهش نتایج همبستگی موجکی بارش با الگوهای دور پیوند EA، SOI، NAO ایستگاه‌های مورد مطالعه در مقیاس سالانه بیانگر این مطلب است که شاخص NAO دارای همبستگی مثبت و معنی‌دار بوده که در فاز منفی آن بارندگی کاهش پیدا کرده و شاخص NAO بر تغییرات بارندگی تأثیرگذار بوده است. همچنین در فاز منفی NAO مراکز پر فشار سیبری و آزرورز و کم‌فشار ایسلند تضعیف می‌شوند که سبب ورود کمتر زبانه پر فشار سیبری به حوضه می‌شوند و در پی آن مقدار بارش کاهش قابل توجهی می‌یابد. اما دو شاخص SOI و EA

با توجه به اینکه حوضه دریاچه ارومیه از نظر اقلیمی نیمه‌خشک محسوب می‌شود، تعیین ارتباط بین بارش و خشکسالی با الگوهای دور پیوند برای برنامه‌ریزی منابع آب مخصوصاً خشکسالی‌ها و جلوگیری از خسارات آن نقش مهمی دارد. در پژوهش حاضر، تأثیرپذیری بارش و خشکسالی حوضه دریاچه ارومیه از الگوهای دور پیوند مورد ارزیابی قرار گرفت. به‌منظور بررسی ترسالی و خشکسالی از شاخص خشکسالی SPEI استفاده شد. ابتدا روند تغییرات بارندگی و تبخیر تفرق و بارندگی ایستگاه‌ها مورد ارزیابی قرار گرفت، که نتایج آزمون من-کنندال برای تبخیر تفرق به‌جز در ایستگاه تکاب در مابقی ایستگاه‌ها روند صعودی و معنی‌داری را نشان می‌دهد. همچنین بارندگی در بیشتر ایستگاه‌ها روند نزولی و غیرمعنی‌داری داشته است و بیشترین روند صعودی و غیرمعنی‌دار در ایستگاه تبریز مشاهده شده است. اما شاخص خشکسالی SPEI در دو ایستگاه ارومیه و اهر روند صعودی و در مابقی ایستگاه‌ها روند نزولی و غیرمعنی‌داری در سطح ۹۵ درصد داشته است. همچنین در مقیاس سالانه بیشترین خشکسالی در بین سال‌های ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۱ و ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ و ۲۰۱۴ بوده و بیشترین ترسالی در سال‌های ۱۹۹۱ تا ۱۹۹۴ رخ داده است. همچنین در سطح حوضه بیشترین بارندگی در فصل بهار، زمستان و پاییز و کمترین مقدار بارندگی در فصل تابستان رخ داده است.

آب دریاچه ارومیه با سیگنال‌های اقلیمی، فصلنامه جغرافیای سرزمین، سال دهم، ۳۷، ۹۱-۳۷.

تجربی، ع.، بابانژاد، م.، کاردل، ف. و سلیمانی، ک.، ۱۳۹۴، واکاوی عوامل تأثیرگذار بر خشکسالی هیدرولوژیک (مطالعه موردی: حوضه‌های آبخیز استان لرستان). مجله آمایش جغرافیایی فضا، فصلنامه علمی-پژوهشی دانشگاه گلستان، ۵(۱۶)، ۱۵۱-۱۶۴.

تقوی، ف.، نیستانی، ا.، محمدی، ح. و جلیلیان، ش.، ۱۳۹۰، کاربرد تحلیل موجک در شناسایی رفتار بارش در مناطق غربی ایران. مجله ژئوفیزیک ایران، ۵(۴)، ۳۰-۱۳.

چهره‌آرا ضیابری، ت.، ۱۳۹۱، بررسی مراکز فشار مؤثر بر اقلیم ایران طی فازهای NAO و SOI. پایان‌نامه کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی. دانشکده جغرافیا. دانشگاه تهران.

خداقلی، م.، کاوسی، م.، آروین، ع. و صبوچی، ر.، ۱۳۹۲، بررسی ارتباط علامت‌های از دور SOI و NAO با خشکسالی حوضه آبخیز زاینده رود. علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، ۷(۲۱)، ۴۱-۵۲.

خورشیددوست، ع. و قویدل رحیمی، ی.، ۱۳۸۸، آشکارسازی تغییرات بارش ماهانه ایستگاه اهر در ارتباط با الگوهای دور پیوند، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، ۲۰، ۶۵-۸۱.

خورشیددوست، ع. و قویدل رحیمی، ی.، ۱۳۸۵، ارزیابی اثر پدیده انسو بر تغییرپذیری بارش‌های فصلی استان آذربایجان شرقی با استفاده از شاخص‌های چند متغیره انسو، پژوهش‌های جغرافیایی، ۱۵، ۵۷-۲۶.

خوش‌اخلاق، ف.، ۱۳۷۷، پدیده انسو تأثیر آن بر رژیم بارش ایران، تحقیقات جغرافیایی، ۵۱، ۱۲۱-۱۳۴.

رحیمی، د.، عبدالهی، خ. و هاشمی‌نسب، س.، ۱۳۹۵، شناسایی الگوهای دور پیوند مؤثر بر بارش حوضه کارون. اکوهیدرولوژی، ۳(۱)، ۹۵-۱۰۵.

روشندل کاهو، ا. و سلاجقه، ف.، ۱۳۸۸، تشخیص منبع‌های گرانی با استفاده از تبدیل موجک پیوسته، م.

داری همبستگی منفی بوده، که در فاز منفی بارندگی زیاد شده و تغییرات دو شاخص بر تغییرات بارندگی مؤثر بوده است. بسیاری از محققین از جمله تجربی و همکاران (۱۳۹۴)؛ فاتحی مرج و همکاران (۱۳۸۵) تأثیر NAO بر بارش در ایران را تأیید کردند. همچنین قاسمیه و همکاران (۱۳۹۶) تأثیر منفی شاخص نوسان جنوبی (SOI) بر بارش ایران را گزارش کردند. تغییرات خشکسالی در حوضه دریاچه ارومیه از تغییرات الگوهای دور پیوند تأثیر گذار بوده است که شاخص NAO دارای همبستگی مثبت بوده که در فاز منفی با افزایش دما و کاهش بارندگی باعث افزایش خشکسالی شده است. نتایج نشان داد که تأثیر NAO بر بارندگی و خشکسالی در سطح حوضه به ترتیب بیشتر از SOI و EA بوده است. همچنین همبستگی موجکی بین بارش و باد نشان می‌دهد که سری زمانی باد بر تغییرات سری زمانی باران تأثیرگذار بوده و در مقیاس زمانی ۸ تا ۱۶ ماهه دارای بیشترین همبستگی مثبت بوده است. با توجه به اینکه بارش و خشکسالی حوضه دریاچه ارومیه از الگوهای دور پیوند تأثیرگذار بوده است. شناسایی عوامل مؤثر بر بارش و خشکسالی و پیش‌بینی مقدار یا روند کلی آن نقش به‌سزایی در برنامه‌ریزی و توسعه منابع آب دارد.

مراجع

بابایی فینی، ا. و فتاحی، ا.، ۱۳۹۴، پیش‌آگاهی فصلی دبی ورودی به دریاچه ارومیه با استفاده از سیگنال‌های بزرگ مقیاس اقلیمی، مجله جغرافیا و توسعه، ۴۰، ۱۰۹-۱۲۴.

بانان‌فردوسی، ف. و دین‌پژوه، ی.، ۱۳۹۷، تحلیل نوسانات بارش‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه با روش SMK در دوره آماری ۱۹۸۶-۲۰۱۵، نشریه علوم آب و خاک (علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی)، ۲۲(۳)، ۱۹۷-۲۱۱.

بیطار خالیدی، م. و فتاحی، ا.، ۱۳۹۲، تحلیل رابطه تراز

- فیزیک زمین و فضا دوره، (۲) ۳۵، ۱-۱۵.
- سزی پور، ع. و شادمانی، م.، ۱۳۹۰، تحلیل روند تبخیر تعرق مرجع با استفاده از آزمون من-کندال و اسپیرمن در مناطق خشک، نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۲۵(۴)، ۲۳-۸۳۴.
- شایان، س. و جنتی، م.، ۱۳۸۶، شناسایی نوسانات مرز پیرامونی و ترسیم نقشه پراکنش مواد معلق دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، م. پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۲، ۲۵-۳۹.
- عباسی‌نژاد، حسین، گودرزی، یگانه. و مشتری دوست، ش.، ۱۳۹۱، آیا نوسانات حجم پول دارای اثرات حقیقی بر اقتصاد می‌باشد؟، فصلنامه تحقیقات اقتصادی راه اندیشه، ۲(۵)، ۶۹-۹۴.
- عزیزی، ق.، چهره آرا، ت. و صفر راد، ط.، ۱۳۹۳، اثر هم‌زمان فازهای NAO و SOI بر آب‌وهوای ایران، جغرافیا و پایداری محیط، شماره ۱۲، ۴۳-۵۶.
- عزیزی، ق.، ۱۳۷۹، النینو و دوره‌های خشکسالی ترسالی در ایران. پژوهش‌های جغرافیایی، ۳۸، ۷۱-۸۴ عطایی، ه. و یوسفی فر، ب.، ۱۳۹۴، بررسی روند تغییرات دمای شبانه استان کرمان و تأثیرپذیری آن از شدت خورشیدی (TSI) طی نیم قرن اخیر، جغرافیا و توسعه شماره ۴۰، ۲۱۲-۱۹۵.
- علیجانی، ب.، ۱۳۷۵، آب‌وهوای ایران، دانشگاه پیام نور تهران.
- غیور، ح.، خسروی، م.، ۱۳۸۰، تأثیر پدیده انسو بر Addison, P. S., 2002, The illustrated wavelet transform handbook: IOP Publishing Ltd, 351pp.
- Aguiar-Conraria, L., Azevedo, N. and Soares, M. J., 2008, Using wavelets to decompose the time-frequency effects of monetary policy. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 387, 2863-2878.
- Alijani, B., Yarnal, B. and Brien, J. O., 2008, Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 94, 107-124.
- Allen, J., 2017, El Niño-like teleconnection increases California precipitation in response to warming, *nature communications*, 1-15.
- Cai, W., Whetton, P.H. and Pittock, A.B., 2001, Fluctuations of the relationship between ENSO and northEast Australian rainfall. *Climate Dynamics*, 17, 421-432.
- Changnon, S. A., 2004, Temporal behaviour of levels of the GrEAt Lakes and climate variability. *J. GrEAt Lakes Res*, 30(1), 184-200.
- Chen, H., Guo, S., Xu, C. Y. and Singh, V. P., 2007, Historical Temporal Trends of Hydro-Climatic Variables and Runoff Response to Climate Variability and Their Relevance in Water Resource Management in the Hanjiang Basin. *Journal of Hydrology*, 344, 171-184.
- Davies, R. B., 1987, Hypothesis testing when a

- nuisance parameter is present only under the alternative. *Biometrika*, 74, 33–43.
- Ghil, M., Allen, M. R., Dettinger, M. D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M. E., Robertson, A. W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F. and Yiou, P., 2002, *Advanced Spectral Methods For Climatic Time Series*. *Reviews of Geophysics*, 1-1, 1-41.
- Gibson, J. J., Prowse, T. D. and Peters, D. L., 2006, Partitioning impacts of climate and regulation on water level variability in GrEAt Slave Lake, *Journal of Hydrology*, 329, 196–206.
- Goupillaud, P., 1984, Grossman, A., and Morlet., 1948, Cycle- octave and related transform in seismic signal analysis : *Geoxploration*, 23, 85-102.
- Grinsted, A., 2009, Exploring linkages between time series: Wavelet coherence and Phase-aware influenced by climatic change. *Ann. Geophys*, 15, 1489-1497.
- Kelly, A., Paul, S. and Ruscher, H., 2014, Large Scale Climate Oscillations and Mesoscale Surface Meteorological Variability in the Apalachicola-Chattahoochee-Flint River. *Journal of Hydrology*, 25, 55-67.
- Kousari, M. and Ahani, H., 2011, An investigation on reference crop Evapotranspiration trend from 1975 to 2005 in Iran. *International Journal of Climatology*, 32(15), 2387-2402.
- Labat, D., 2005, Recent advances in wavelet analyses: Part I. A review of concepts, *J. Hydrol*, 314(1-4), 275–288.
- Li, Z. L., Xu, Z. X., Li, J. Y. and Li, Z. J., 2008, Shift trend and step changes for runoff time series in the Shiyang River basin, northwest China.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P. D., Davies, T. D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty C. and Wanner, H., 2001, Extending North Atlantic Oscillation reconstruction back to 1500. *Atmospheric Science Letters*, 2, 114-124.
- Mariotti, A., Zeng, N. and Lau, K- M., 2002, Euro Mediterranean rainfall and Enso–seasonally Varying Relationship, *Geophysical Research Letters*, Vol 29, Issue 12, 1-59.
- Mavromatis, T., 2007, Drought index evaluation for assessing future wheat production in Greece, *International J. of Climatology*, 27, 911-924.
- Muggeo, M., 2003, Estimating regression models with un- known break-points. *Statistics in Medicine*, 22, 3055–3071.
- Nourani, V., Nezamdoost, N., Samadi, M. and Daneshvar Vousoughi, F., 2015, Wavelet based trend analysis of hydrological processes at different timescales. *Journal of Water and Climate Change*, 6, 414-435.
- Pasquini, A. I., Lecomte, K. L. and Depetris, P. J., 2008, Climate change and recent water level variability in Patagonian proglacial lakes, Argentina, *Global and Planetary Change*, 63, 290–298.
- Polderman, N. J. and Pryor S. C., 2004, Linking synoptic-scale climate phenomena to lake-level variability in the Lake Michigan-Huron Basin. *J. GrEAt Lakes Res*, 30(3), 419–434.
- Rimkus, E., Kazys, J. and Valiukas, D., 2013, The atmospheric circulation patterns during dry periods in Lithuania, *OCEANOLOGIA*, 56 (2), 223–239.
- Sen, P. K., 1968, Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63, 1379-1389.
- Tabari, H., Shifteh Somee, B. and Rezaeian Zadeh, M., 2011, Testing for long-term trends in climatic variables in Iran, *Atmospheric Research*, 100, 132-140.
- Thiel, H., 1950, A Rank-invariant Method of Linear and Polynomial Regression Analysis, Part 3. *Proceedings of Koninklijke Nederlandse Academic van Wetenschappen A*, 53, 1397-1412.
- Thornthwaite, C. W., 1948, An approach toward rational classification of climate, *Geographical Review*, 38, 55-94.
- Torrence, C. and Webster, J., 1999, Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon system *JOURNAL of CLIMATE*, Volume 12, 2679-2690.
- Torrence, C. H. and Compo, G. P., 1998, A practical guide to wavelet analysis : *Bull Am Meteor Soc*, 79, 61-78
- Upperbrink, J., 1997, 'Seasonal climate prediction' *Science*, 277, P 1952.
- Vicente-Serrano, S. M., Begueria, S. and Lopezmoreno, J. I., 2010, A multi-scalar drought index sensitive to global warming: the standardized precipitation evapotranspiration index-SPEI, *J. of Climate*, 23(7), 1696-1718.
- Wallace, J. M., Gutzler, D. S., 1981, Teleconnections in the Geo-potential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, 109, 784-812.

The effect of teleconnection patterns on rainfall and drought in the Urmia Lake basin

Mirzayi Hasanlo, A.¹, Abghari, H.^{2*} and Erfanian, M.³

1. M.Sc. Graduated, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Urmia University, Urmia, Iran

2. Associate Professor, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Urmia University, Urmia, Iran

(Received: 9 Dec 2019, Accepted: 29 Sep 2020)

Summary

Rainfall is one of the most important meteorological quantities, and a decrease in its mean natural value over a period of time causes drought. Therefore, understanding the annual and intra-decade changes is important to improve water resources planning and management. One of the main approaches for preventing climate crises is to analyze the causes and factors that cause such climate variations and be aware of and anticipate the occurrence of climate hazards. Climate patterns are defined as the simultaneous relationship between the oscillations of the climatic elements of a place with changes in pressure patterns and sea surface temperature at other geographical locations. The aim of this study is to investigate rainfall and drought identification of Urmia Lake basin and the effect of some teleconnections patterns (NAO, EA, SOI) on climatic conditions and climatic factors such as rainfall and SPEI drought using wavelet correlation. In this study, 8 synoptic stations of Urmia Lake basin are selected in a period of 29 years, then the trends of rainfall and drought are determined using non-parametric tests. Then the effects of teleconnection patterns (NAO, EA, SOI) on rainfall and drought in Urmia Lake basin are determined using wavelet correlation.

The results showed that in the studied stations, the highest rainfall is in spring, winter, autumn and summer, respectively. The annual drought study using the SPEI index in the studied stations showed that the most severe droughts occurred in 1990, 2017, 2008 and 2010 and the most severe droughts occurred in 1993, 1994 and 1995 at the basin level. The results of trend analysis showed that transpiration evaporation in all stations except Takab station has an upward and significant trend at the level of 95% and Mahabad and Tabriz stations have an increasing slope and significant compared to other stations. Also, the trend of rainfall showed that rainfall only in Tabriz, Urmia and Takab stations had an upward trend and in other stations there were downward trends that in none of the stations a significant upward and downward trend was observed. An examination of the SPEI annual drought trend showed that the drought in Urmia and Ahar stations has been on an upward trend and in other stations it has been declining. The correlation between rainfall and index (EA) in the studied stations showed that there was a negative correlation in all the studied stations on an annual scale. In the negative phases of EA, the monthly rainfall showed positive values and the EA index has changed the rainfall. Also, the results of the correlation between rainfall and NAO in the studied stations showed that there was a positive correlation in all stations. Also, for Urmia, Tabriz, Takab, Saqez, Sahand and Mahabad stations correlations were significant at 99%, and Ahar station is significant at 95%. The results showed that the NAO time series has affected the changes in the rainfall time series. The results of the correlation between rainfall and SOI showed that there was a negative correlation between the indicators, which was significant at Mahabad station at 95%. These indicate that SOI has affected the changes of rainfalls. The correlation results between SPEI drought index and teleconnection patterns showed that NAO index had positive and significant correlation and EA and SOI index had negative correlation with monthly drought values.

Due to the fact that the Urmia Lake basin is semi-arid in terms of climate, determining the relationship between rainfall and drought with the patterns of distant links plays an important role in planning water resources, especially droughts for preventing damage. In this study, the results of rain wavelet correlation with NAO, SOI, EA bonding patterns of stations studied on an annual scale indicate that NAO index has a positive and significant correlation in which rainfall decreases in its negative phase and with decreasing values of NAO index. Also in the negative phase of NAO, the high-pressure centers of Siberia and Azores and the low pressure of Iceland are weakened, which causes less pressure of the Siberian high-pressure extension towards the basin, and consequently the amount of precipitation decreases significantly. However, the two indicators of SOI and EA have negative correlations, which have increased the negative phase of rainfall, and the changes of the two indicators are effective on the changes of rainfall. The results showed that the impact of NAO on rainfall and drought on the surface of the basin was higher than SOI and EA. Due to the fact that rainfall and drought in the Urmia Lake basin have been correlated with some of these teleconnections identifying the factors affecting rainfall and drought and predicting their total amount or trend has a significant role in planning and developing water resources.

Keywords: Telecommunication patterns, Continuous wavelet transform, cross wavelet transform, Drought, Lake Urmia.

* Corresponding author:

h.abghari@urmia.ac.ir