



جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی

سال ۲۳، پیاپی ۴۷، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۱

تحلیل تغییرات بارش سالانه شمال غرب ایران

حسین عساکره: دانشیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران*
رباب رزمی: کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

وصول: ۱۳۹۰/۲/۳۱ پذیرش: ۱۳۹۰/۸/۲۲، صص ۱۶۲-۱۴۷

چکیده

بارش یکی از متغیرترین عناصر اقلیمی است که تغییرات آن می‌تواند تبعات منفی محیطی، اجتماعی، اقتصادی و حتی فرهنگی برای جوامع بشری داشته باشد. از این رو مطالعه تغییرات بارش یکی از کانون‌های توجه اقلیم‌شناسان است. به ویژه افزایش تغییرات تغییرپذیری از اهمیت شایان توجهی برخوردار بوده، می‌تواند نقش مهمی در پیش‌بینی‌های اقلیمی و در نتیجه مدیریت منابع آب و برنامه‌ریزی‌های بهینه محیطی، اقتصادی و کشاورزی داشته باشد. در تحقیق حاضر تلاش شده است تا رفتار میانگین طولانی مدت (تغییر) و نوسانی (تغییرپذیری) بارش در پهنه شمال غرب ایران ارزیابی گردد. بدین منظور از داده‌های ۲۶۰ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی وابسته به وزارت نیرو و سازمان هواشناسی کشور طی دوره آماری ۲۰۰۵ - ۱۹۶۶ (۴۰ ساله)، استفاده شد. با برآزش مدل رگرسیون خطی به روش ناپارامتری، روند بارش بررسی شد. نتایج نشان داد که بارش سالانه دارای رفتاری کاهشی بوده است. روند کاهشی عمدتاً حاصل کاهش بارش طی دهه آخر می باشد. طی دهه چهارم بر خلاف دهه‌های قبل وسعت پهنه‌های کم بارش بیش از پهنه‌های پر بارش بود. این روند کاهشی ۷۲ درصد از پهنه را در بر گرفته است. با تحلیل طیفی مشاهدات بارش، چرخه‌های معنی دار بارش سالانه در پهنه شمال غرب ایران شناسایی شد. براین اساس، چرخه‌های سینوسی معنی دار ۲-۳، ۳-۵، ۱۱-۵ و ۱۱ سال به بالا آشکار گردید. گستره وسیعی از پهنه متأثر از چرخه‌های سینوسی ۱۱-۵ ساله است. طبق تجارب جهانی، وجود این چرخه‌ها را می‌توان به تاثیر عوامل کلان مقیاس اقلیمی - اقیانوسی نسبت داد. برای مثال چرخه‌های ۲-۳ ساله را عمدتاً به تغییرات دو سالانه (QBO) الگوی بزرگ مقیاس گردش عمومی جو و جریانات مداری و چرخه‌های ۳-۵ ساله را به پدیده انسو نسبت داده‌اند.

واژه‌های کلیدی: بارش، تحلیل طیفی، روند، شمال غرب ایران، همساز، بسامد

مقدمه

بالای نیمکره شمالی در حدود ۰/۱ درصد افزایش یافته است. از طرف دیگر در خشکی‌های جنب حاره (عرض‌های ۳۰ - ۱۰ درجه شمالی) روند بارش در حدود ۰/۳ درصد کاهش یافته و در نواحی حاره، افزایش نسبی بارش در حدود ۰/۲ تا ۰/۳ درصد بوده است (ماسمن و همکاران، ۲۰۰۴، ۴۴). حوضه مدیترانه

تغییر اقلیم از طریق ردیابی مشخصاتی نظیر کمیت و الگوی زمانی - مکانی عناصر اقلیمی قابل مطالعه است. در این میان مطالعه بارش از رواج زیادی برخوردار است. بارش به عنوان یکی از عناصر بنیادی اقلیم به ویژه طی قرن بیستم در عرض‌های میانه و

بوده‌اند. ونچرا و همکاران (۲۰۰۲، ۲۱۴-۲۰۳) با بررسی روند دما و بارش در بولوگنا به این نتیجه رسیدند که میانگین دما و بارش سالانه در طول ۴۸ سال گذشته کاهش یافته است. دومونکوس^۷ (۲۰۰۳، ۲۷۱-۲۵۵) با استفاده از روش مان-کندال و رگرسیون خطی روند بارش در مجارستان را در ارتباط با تغییرات اقلیمی بزرگ مقیاس بررسی کرده و نشان داد که مجموع بارش سالانه طی قرن بیستم در این کشور حدود ۲۰-۱۵ درصد کاهش یافته است. ماسمن و همکاران (۲۰۰۴، ۵۳-۴۳) با استفاده از روش ناپارامتریک مان-کندال روند بارش تابستانه را در اسپانیا بررسی کردند. نتایج مطالعه ایشان نشان داد که روند بارش تابستانه در این کشور از نظر آماری معنی دار بوده است. به طوری که طی ماه‌های جولای و آگوست بارش در بخش‌های جنوبی حدود ۲۰ درصد افزایش و ماه‌های جون و سپتامبر حدود ۱۰ درصد کاهش یافته است. مارنگو^۸ (۲۰۰۴، ۹۶-۷۹) الگوهای دراز مدت و دهه‌ای بارش در حوضه آمازون را تجزیه و تحلیل نموده و به این نتیجه رسیدند که بارندگی در این منطقه علی‌رغم توزیع مکانی ناهمگون (برای مثال بخش شمالی حوضه دارای روندی منفی و بخش جنوبی دارای روندی مثبت) عموماً روند منفی غالب تر بوده است. کاناروزو^۹ و همکاران (۲۰۰۶، ۱۲۱۱-۱۲۰۱) توزیع مکانی روند بارش را در سیسیل ایتالیا بررسی کردند. نتایج نشان داد که بارش در این منطقه روند منفی داشته است. فیداس^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۷، ۱۷۷-۱۵۵) روند بارش

بعد از دهه ۱۹۵۰ دارای روند منفی در بارش بوده است. درحالی که هیچ گونه تغییری در بارش نیمکره جنوبی دیده نمی‌شود (ونچرا^۱ و همکاران، ۲۰۰۲، ۲۰۴). با توجه به تفاوت‌های مکانی و به منظور کشف دقیق تر تغییرات بارش، مطالعات پرشماری در زمینه مشخصات و تغییرات بارش انجام شده است. اگر تغییرات بارشی را به دو گروه تغییرات بلندمدت (روند^۲) و کوتاه مدت (نوسان^۳) تقسیم کنیم، مطالعات مربوط به بارش نیز در دو گروه مطالعه روند و مطالعه نوسان قابل تقسیم است. در زیر به این دو گروه تحقیقات اشاره خواهد شد:

۱- تحقیقاتی که در صدد کشف روند بارش بوده‌اند در زمره پرشمارترین تحقیقات به حساب می‌آید. از این قبیل تحقیقات می‌توان موارد ذیل را برشمرد:

هندرسن^۴ (۲۰۰۰، ۸۱-۷۴) روند بارش پاییزی شمال شرق آمریکا را طی دوره ۱۹۹۹-۱۹۰۰ و براساس روش رگرسیون خطی مطالعه کرد. وی نشان داد که بارش شمال شرق ایالات متحده طی دوره مورد بررسی افزایشی بوده است. بارش‌های پاییزه بیش‌ترین نقش را در این افزایش داشته است. توموزیو^۵ و همکاران (۲۰۰۰، ۲۰۰-۱۹۳) با استفاده از روش مان کندال و توابع تجربی متعامد، تغییر پذیری میانگین بارندگی زمستانی در امیلیا رومانیا^۶ (ایتالیا) را بررسی کردند. مطالعات آن‌ها نشان داد که همه ایستگاه‌ها دارای روند کاهشی در بارندگی زمستانه

1 - Ventura

2 - Trend

3 - Oscillation

4 - Henderson

5 - Tomozeiu

6 - Emilia-romagna

7 - Domanos

8 - Marengo

9 - Cannarozzo

10 - Feidas

می‌دهد که هرچند روند بارش سالانه در ایستگاه اصفهان منفی و در سایر ایستگاه‌ها مثبت بوده، اما هیچ کدام معنی دار نیستند. رضیئی و همکاران (۱۳۸۴)، (۷۳-۸۱) با استفاده از داده‌های ۷۹ ایستگاه، روند بارندگی سالانه در مناطق خشک و نیمه خشک مرکزی و شرقی ایران را در دوره آماری ۲۰۰۰-۱۹۶۵، با استفاده از آزمون‌های ناپارامتری مورد بررسی قرار دادند. آنان به این نتیجه رسیدند که هیچ گونه آثاری از تغییر روند در منطقه وجود ندارد. عساکره (۱۳۸۴، ۷۵-۸۹) روند تغییرات زمانی بارش پهنه‌های استان اصفهان را با استفاده از تحلیل روند خطی و بر اساس روش‌های زمین آمار (روش کریجینگ^۵)، بررسی کرده و نشان داد که بارش استان حاوی روند سهمی است. از این رو با برازش یک مدل $ARIMA^6$ بر میانگین بارش پهنه‌ای، بهترین الگو را $ARIMA(2,2,0)$ تشخیص داد. کاویانی و عساکره (۱۳۸۴، ۱۶۲-۱۴۳) با بررسی بارش ۱۰۳ ساله ایستگاه اصفهان و با استفاده از روش‌های پارامتری، فقدان روند در مشاهدات را اثبات نمودند. عسگری و رحیمزاده (۱۳۸۵، ۵۵-۴۲) با استفاده از ۳۴ ایستگاه همدید کشور، رفتار بارش را با روش‌های آماری همچون اسپیرمن و مان - کندال مورد ارزیابی قرار دادند. نتایج مطالعه آن‌ها نشان داد که بارش کشور در بعضی ایستگاه‌ها دارای روند افزایشی و در بعضی دیگر دارای سیرکاهشی بوده است. کتیرایی و همکاران (۱۳۸۶، ۸۳-۶۷) روند بارش سالانه و فصلی را در ایران بررسی نموده نشان دادند که بارش سالانه اغلب ایستگاه‌های واقع در غرب و شمال غرب کشور دارای

طی دوره ۵۴ ساله اخیر و ارتباط آن با الگوهای گردشی جو را با استفاده از داده‌های سطح زمین و مشاهدات ماهواره ای در یونان بررسی نمودند. آن‌ها دریافتند که روند بارش یونان به ویژه در زمستان کاهش یافته است. کامپاتا^۱ و همکاران (۲۰۰۸، ۶۲۵-۶۲۱) کاهش جزئی در بارش زامبیا را کشف نمودند. لیو و باوشان^۲ (۲۰۰۸، ۳۳۸-۳۳۰) با استفاده از "روش آشفستگی شانون"^۳، روش مان-کندال و نیز به کارگیری رگرسیون خطی، کاهش بارندگی ۴۵ سال اخیر حوزه رود زرد چین را به اثبات رساندند. هایدالگو^۴ و همکاران (۲۰۰۹، ۱۴۲۹-۱۴۱۵) روند بارش ماهانه را در شبه جزیره ایبری طی نیمه دوم قرن بیستم مطالعه کردند. نتیجه بررسی آن‌ها تغییر پذیری زمانی و مکانی قابل توجهی را در روند بارش ماهانه نشان داد، اما عموماً روند بارش منفی بوده است.

به دنبال تاثیراتی که پدیده تغییر اقلیم بر عناصر اقلیمی در غالب نقاط جهان داشته است، اندیشمندان ایرانی نیز طی دهه‌های اخیر در تکاپو برای بررسی تاثیرات پدیده مذکور بر عناصر اقلیم ایران بوده‌اند. در این راستا برخی محققین توجه خود را بر تغییرات بلند مدت بارش معطوف داشته‌اند. از جمله این تحقیقات می‌توان موارد زیر را یاد نمود:

خلیلی و بذرافشان (۱۳۸۳، ۳۳-۲۵)، بارش ماهانه ۴ ایستگاه بوشهر، اصفهان، تهران و مشهد که از کهن ترین ایستگاه‌های ایران هستند را برای دوره ۱۸۸۳-۲۰۰۱ بررسی کردند. نتایج تحقیق آن‌ها نشان

1 -Kampata
2 -Liu and Baoshan
3 - Shannon Entropy Method
4 -Hidalgo

5- Kriging
6 - Autoregressive integrated moving averages

همچون یارله^۷ و همکاران (۱۹۹۹)، گیل^۸ و همکاران (۲۰۰۱)، اولسن^۹ و همکاران (۲۰۰۸)، ماتياسوزکای (۲۰۰۹) سعی در معرفی روش‌های مختلف این تکنیک داشته‌اند. مطالعه این مراجع برای آغاز مطالعاتی مشابه در سطح کشور به خوانندگان و محققین توصیه می‌شود. در تحقیق حاضر از روش‌های به کار گرفته شده و معرفی شده به وسیله اندیشمندان فوق‌الذکر برای بررسی نوسان و تحلیل طیفی بارش در شمال غرب ایران بهره گرفته شد.

۱- داده‌ها و روش‌ها

در این نوشتار تغییرات بلند مدت و نوسانی بارش ناحیه شمال غرب ایران در معرض تحلیل قرار خواهد گرفت. منظور از شمال غرب کشور پهنه ای است که استان‌های آذربایجان شرقی، آذربایجان غربی، اردبیل و زنجان را در بر می‌گیرد. این بخش از کشور ۱۲۷۳۹۴ کیلومتر مربع مساحت و حدود ۷/۷ درصد از کل مساحت کشور را دارا می‌باشد. این پهنه دارای مختصات جغرافیایی زیر است (شکل ۱):

$E: 44^{\circ} 2' 5'' - 49^{\circ} 26' 27''$

$N: 35^{\circ} 32' 54'' - 39^{\circ} 46' 36''$

متوسط ارتفاع شمال غرب کشور ۱۸۳۰ متر از سطح دریا است. بلندترین ارتفاع با بیش از ۴۵۰۰ متر بالاتر از سطح دریا است. ۳۲/۴٪ از مساحت پهنه مورد مطالعه در ارتفاع ۲۰۰۰ - ۱۶۰۰ متری از سطح دریا واقع شده است.

به منظور انجام این تحقیق از مشخصات بارش روزانه ۲۷ ایستگاه همدید، ۶ ایستگاه اقلیم شناسی و

روند کاهشی و نواحی جنوبی و مرکزی ایران دارای روند افزایشی بوده‌اند. حجام و همکاران (۱۳۸۷، ۱۶۸-۱۵۷) با استفاده از روش‌های ناپارامتریک مان-کنندال و برآورد تغییرات سالانه به روش ناپارامتری، روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه را در حوزه مرکزی ایران بررسی نموده نشان دادند که بارندگی‌های فصلی و سالانه فاقد روند بوده است.

۲- مطالعاتی که الگوهای نوسانی بارش را بر اساس روش‌های مختلف تابع خود همبستگی، تحلیل همسازها، تحلیل طیفی و ... مورد بررسی قرار داده اند، گروه دوم مطالعاتی را در بر می‌گیرند. این مطالعات به لحاظ تعداد نیز در رتبه دوم قرار داشته و عمدتاً در کشور ما به این نوع الگوها توجهی نشده است. یکی از مهم ترین روش‌های برآورد الگوهای نوسانی، تکنیک تحلیل طیفی است. تحلیل طیفی به روش‌های برآورد تابع چگالی طیفی یا طیف یک سری زمانی گفته می‌شود. این روش بیش تر با برآورد کردن طیف روی تمام دامنه بسامدها سروکار دارد (چتفیلد^۱، ۱۳۸۱). تحلیل طیفی در مطالعه سامانه‌های طبیعی و به طور گسترده در اقلیم شناسی (آزاد^۲ و همکاران، ۲۰۰۹)، هیدرولوژی (یان جو و لی^۳، ۲۰۱۰)، اقیانوس شناسی (اریگو^۴ و همکاران، ۲۰۰۱)، هواشناسی (اسپانگنبرگ و بردمایر^۵، ۱۹۹۹) و ژئومورفولوژی (هگه^۶، ۱۹۹۶) کاربرد فراوان دارد. از این رو دانشمندان زیادی

1-Chetfield.c

2- Azad

3- Yan-Ju and Lee

4- Arrigo

5- Spangenberg and Bredemeier

6 - Hegge

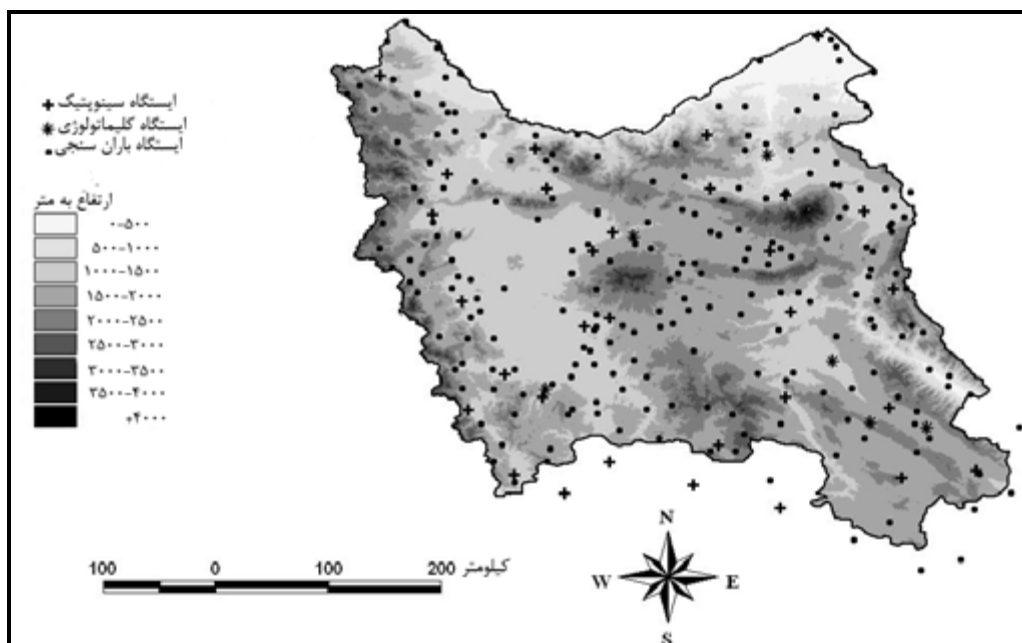
7- Earle

8- Ghil

9- Olsen

دارند. کوتاه‌ترین طول دوره آماری نیز از سال ۱۹۹۹ مربوط به بسیاری از ایستگاه‌های باران سنجی است. به دلیل کم بودن تعداد ایستگاه‌های منطقه در سال‌های آغازین دوره (۱۹۶۵-۱۹۵۱)، آمار این سال‌ها مورد استفاده قرار نگرفت. در نهایت، دوره آماری ۲۰۰۵-۱۹۶۶ (۴۰ سال) برای انجام این تحقیق انتخاب گردید.

۲۱۵ ایستگاه باران سنجی در داخل پهنه مورد مطالعه و ۱۲ ایستگاه از استان‌های مجاور استفاده شده است. شکل ۱ علاوه بر موقعیت شمال غرب ایران، توزیع ارتفاعی، موقعیت ایستگاه‌های مورد بررسی را نیز نمایش می‌دهد. قدیمی‌ترین ایستگاه‌های شمال غرب، ایستگاه‌های تبریز و ارومیه هستند که در سال ۱۹۵۱ تأسیس شده و طولانی‌ترین دوره آماری را



شکل ۱- سطوح ارتفاعی و موقعیت ایستگاه‌های شمال غرب ایران

هستیم. بنابراین نتایج یک تجزیه و تحلیل اقلیمی زمانی قابل تعمیم به پهنه‌های گسترده خواهد بود که میان یابی به عنوان یک مرحله ضروری برای تبدیل داده‌های نقطه‌ای به پهنه‌ای پذیرفته شده باشد. روش‌های میان یابی پر شمار و متنوع‌اند. کریجینگ یک تکنیک بهینه است که مشاهدات را در نقاط بدون مقدار، منطقه‌ای (پهنه‌ای) می‌کند. کریجینگ تخمین‌گری رسا است که به ویژه در صورت فقدان روند در

از آن جا که طول دوره آماری ایستگاه‌های مورد بررسی یکسان نبوده است، به جای انجام عملیات آماری بر روی ایستگاه‌ها و به منظور پرهیز از بازسازی و نیز ترمیم مشاهدات، برای هر روز و براساس هر تعداد ایستگاه موجود در آن روز، نقشه‌های مشخصات بارش تولید شد. شایان توضیح است که داده‌های اقلیمی عمدتاً بر روی نقطه (یعنی ایستگاه‌های دیده‌بانی) اندازه‌گیری می‌شوند در حالی که غالباً به آگاهی‌های اقلیمی درباره یک پهنه نیازمند

شمار آمد. یعنی (هاث و پوکورنا^۲ ۲۰۰۴ و هواگلین^۳ و همکاران ۲۰۰۶):

$$b = \text{median} \frac{Z_i - Z_j}{T_i - T_j} \quad (1)$$

در این جا Z متغیر اقلیمی، i, j زمان در این جا $(i, j = 1, 2, \dots)$ یا شماره سال و نیز $i \neq j$ است. - چرخه‌های سالانه براساس روش تحلیل طیفی حاصل شد. در تکنیک تحلیل طیفی ابتدا سری‌های زمانی به تابع بسامدی (به صورت تابعی دوره‌ای^۴ با دامنه^۵ و فراوانی^۶) تبدیل شد. روش‌های پرشمار و متنوعی برای تبدیل سری زمانی به بسامد وجود دارد (برای مثال به شیکداندز و بون^۷ ۱۹۷۷، ۳۵۹-^{۳۶۷}مراجعه کنید). یکی از روش‌های ساده و کارآ، روش همسازهاست. در این روش سری زمانی (z_T) به طول n ، $\{z_i\}_{i=1}^n$ به فرم یک مدل فوریه و به شکل زیر نوشته می‌شود (ماسلن و روکموور^۸ ۱۹۹۷، ۲۰۰):

$$z_T = a_0 + \sum_{i=1}^q (a_i \cos 2\pi f_i T + b_i \sin 2\pi f_i T) \quad (2)$$

که در آن:

a و b ضرایب فوریه خوانده می‌شوند و از طریق روش کم‌ترین مربعات خطا قابل برآورد هستند. $i = 1, 2, \dots, q$ و f_i فراوانی تکرار مشاهدات

داده‌ها مناسب بوده و نتیجه بخشی آن به تابع پراش نگار بستگی دارد.

برای انجام تحلیل‌ها ابتدا با استفاده از نرم افزار surfer/win، تعداد ۱۵۰۵۲ نقشه روزانه تهیه شد. این نقشه‌ها مبنای تهیه نقشه‌های سالانه (۴۰ نقشه) با 100×100 یاخته بود. سپس یاخته‌های خارج از محدوده مورد مطالعه حذف و تعداد ۵۳۷۴ یاخته باقی ماند. بنابراین برای هر سال ۵۳۷۴ یاخته و مجموعاً ماتریسی با ابعاد 5374×41 حاصل آمد. پس از تهیه نقشه‌ها تحلیل‌ها بر روی یاخته‌های نقشه انجام شد. این تحلیل‌ها برای هر یاخته را می‌توان در دو گروه عمده طبقه‌بندی نمود:

- یکی از روش‌های مناسب در بررسی روند، به کارگیری روش‌های ناپارامتری در تحلیل روند و رگرسیون است. در این قبیل الگوها فرض بر این است که سری‌های زمانی حاوی روند خطی هستند. اگرچه این فرض همیشه صادق نیست، اما قادر است تصویری هرچند کلی از رفتار سری‌های زمانی ارائه نماید. براساس روش رگرسیون ناپارامتری که بعضاً به روش "سن"^۱ موسوم است، شیب خط به عنوان تغییرات سالانه به دست آمد. برای محاسبه شیب خط رگرسیون براساس روش ناپارامتری، شیب تمام زوج‌های ممکن بارش سال به سال $(b_{ij} = \frac{Z_i - Z_j}{T_i - T_j})$ برای هر یاخته محاسبه و میانه این مقادیر به عنوان تغییر سالانه سری زمانی هر یاخته به

2 - Huth and Pokorna

3 - Hoaglin

4 - Periodic

5 - Amplitude

6 - Frequency

7 - Schickedanz and Bowen

8- Maslen and Rockmore (1997)

1- Sen

نمایش می‌دهد. خط شکسته طیف (میزان پراش) به ازای بسامد (زمان)های مختلف را ارائه می‌نماید.

محاسبات مربوط به تحلیل طیفی برای هر یاخته بر روی نقشه انجام شد. بسامدی که بالاترین مقدار را به لحاظ تفاوت با فرض صفر (وجود نوسان در بسامد مورد نظر) داشته، به عنوان طیف آن یاخته انتخاب شد. درنهایت، نمایش ترسیمی مقادیر بر روی نقشه‌ها با کمک دو نرم افزار surfer/win و Arcview انجام و ارائه گردید.

۲- بحث و نتایج

۲-۱- ویژگی‌های عمومی بارش

شکل ۳ توزیع مکانی بارش سالانه شمال غرب ایران را نشان می‌دهد. بارش سالانه با میانگین ۳۶۰/۹، بین حدود ۲۰۰ (شمال شرق ناحیه در دشت مغان) تا حدود ۸۰۰ میلی متر (جنوب غرب ناحیه) رخ می‌دهد. ضریب تغییرات مکانی بارش حدود ۲۴/۱ درصد است. بنابراین نواحی پرباران تا حدود چهار برابر نواحی کم باران، بارش دریافت می‌دارند. همچنین وسعت پهنه کم باران بسیار کم تر از پهنه پرباران است. برای مثال ۵۸/۸ درصد شمال غرب کشور، بارش کم تر از میانگین دریافت می‌دارند.

(عکس دوره بازگشت) است و با $f_i = \frac{i}{n}$ نشان داده می‌شود.

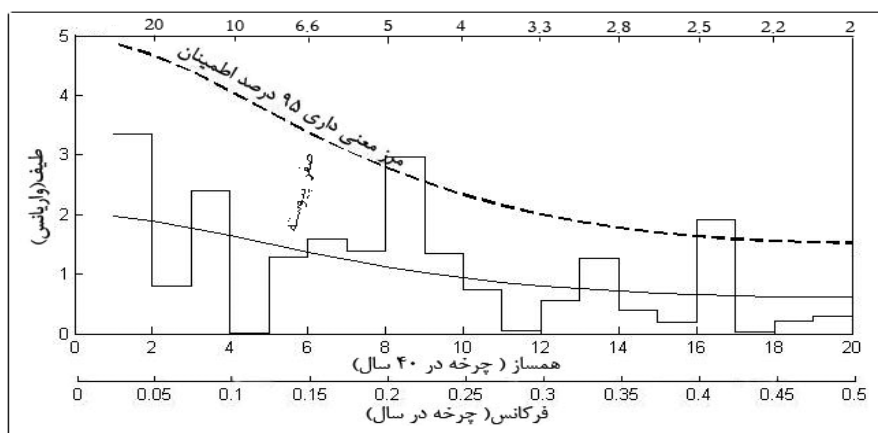
پراش برای بسامد f_i و طول دوره آماری به شرح زیر به دست می‌آید:

$$I(f_i) = \frac{n}{2}(a_i^2 + b_i^2) \quad i = 1, 2, \dots, q \quad (3)$$

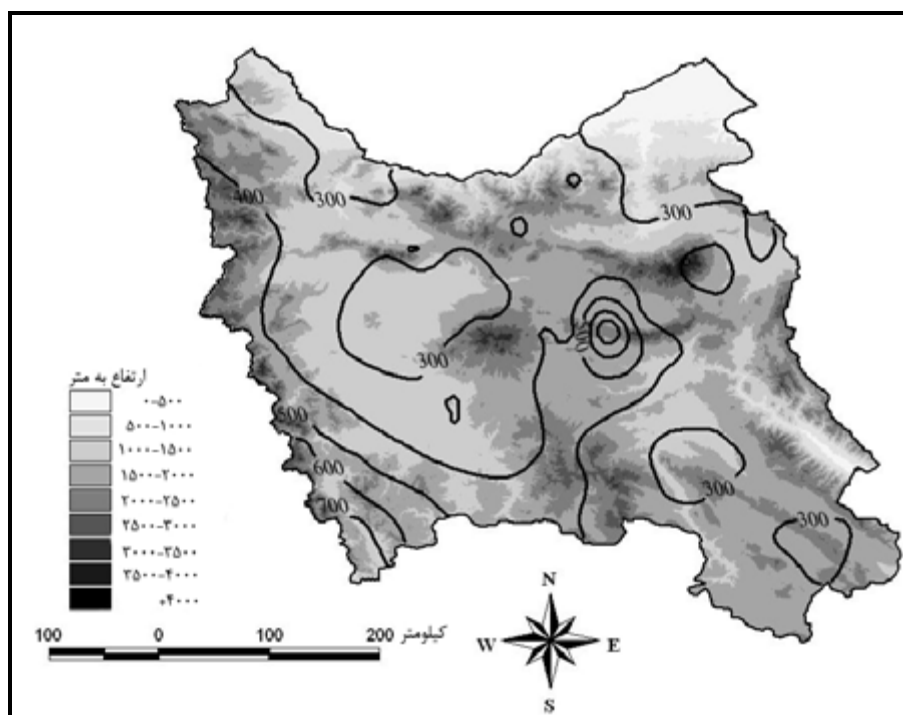
نموداری که مقادیر $I(f_i)$ را در مقابل i نشان دهد، دوره نگار^۱ نامیده می‌شود. از آن جا که دوره نگار نسبتی از توزیع پراش در بسامدهای بنیادی و برآوردی پرافت و خیز از طیف است، برای کاهش پراش، اریبی و ایستا سازی این برآورد، باید آن را در مجاورت بسامد مورد نظر و به وسیله صافی‌های مناسب هموار ساخت. به عبارت دیگر دوره نگار هموار شده، برآوردی از طیف جامعه است که حاصل میانگین موزون m مقدار راست و چپ بسامد مورد نظر باشد (گلدسته و همکاران ۱۳۷۷: ۲۴۵-۲۴۶). یکی از روش‌های ساده و مناسب برای هموارسازی داده‌های سالانه به وسیله میچل^۲ و همکاران (۱۹۶۶، ۳۴) معرفی شد. در این رویه، دوره نگار با یک میانگین متحرک موزون سه جمله ای هموار می‌شود. به منظور درک شهودی این رویه در شکل (۲) دوره نگار، طیف و فاصله اطمینان برای سری‌های زمانی بارش سالانه تبریز ارائه شده است. چرخه‌ها در سه مقیاس تهیه شده‌اند. محور افقی پایین همساز (چرخه در ۴۰ سال) و در زیر آن بسامد (فراوانی) را نشان می‌دهد. محور افقی بالایی برای نمایش دوره زمانی (دوره بازگشت) چرخه‌هاست. محور عمودی برآورد طیف (پراش) را

1 - Periodogram

2- Mitchell



شکل ۲- دوره نگار، طیف و مرز معنی داری سربهای زمانی بارش سالانه تبریز



شکل ۳- توزیع مکانی بارش منطقه شمال غرب ایران تیرگی زمینه نقشه گویای طیف ارتفاعی پهنه است.

۲-۲- تحلیل روند بارش سالانه

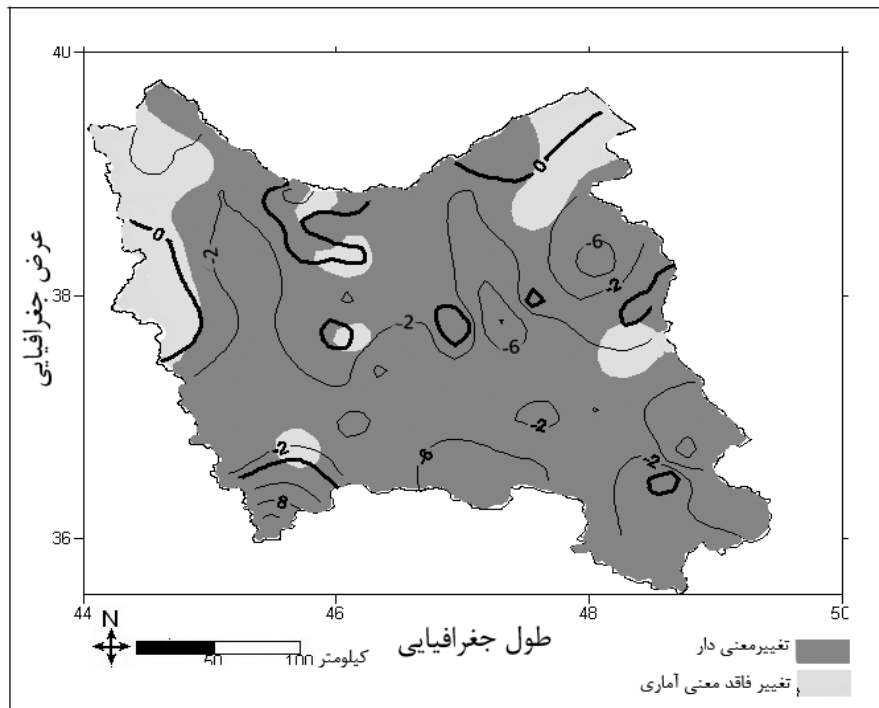
شکل ۴ توزیع مکانی روند بارش سالانه و سطوح روندهای معنی دار را نشان می‌دهد. مقادیر هم روند نشان دهنده تغییر به ازای هر سال است. بر اساس شکل مزبور، میانگین بارش سالانه پهنه در طول دوره

به جز بخش‌های محدودی واقع در جنوب غربی و شمال منطقه، رفتاری کاهشی داشته است. در کل ۸۴/۵ درصد از پهنه، نماینده روند کاهشی با میانگین ۳ میلی متر در سال را دارا بوده، نشان دهنده تضعیف سامانه‌های باران‌زا در پهنه طی زمان است. روند

نواحی فاقد معنی آماری ۱۶/۸ درصد از پهنه را شامل می شود و به رنگ روشن تر نشان داده شده اند که عمدتاً منطبق بر دشت مغان در شمال شرق و ارتفاعات غربی پهنه است. بیش ترین گستره توام با روند کاهش در مناطق معنی دار واقع شده اند. فقدان معنی آماری روند به معنی عدم وجود رابطه خطی بین متغیر بارش و زمان است. با توجه به این که هم ارزش صفر یعنی فقدان روند در سطوح تیره و روشن مشاهده می گردد، باید اذعان داشت که این منحنی بر سطوح کوچک منطبق است. این سطوح کوچک در واقع به دلیل قدرت تفکیک کم نقشه به وسیله رنگ نشان داده نشده اند. بنابراین، می توان استنباط نمود که این سطوح با سطوح فاقد معنی آماری منطبق است.

کاهشی عمدتاً در نیمه شرقی - جنوبی پهنه رخ داده است. دو منطقه جنوب غربی و ارتفاعات سبلان با وجود دارا بودن بیشینه بارش سالانه، به ترتیب دارای بیشینه روند افزایشی (به طور متوسط بیش از ۱۰ میلی متر در سال) و سبلان دارای بیش ترین روند کاهشی (به طور متوسط ۱۰ میلی متر در سال) است. روند بارش پهنه با ارتفاع و از غرب به شرق، رابطه معکوس دارد. بدین ترتیب از غرب به شرق و با افزایش ارتفاع روند بارش کاهش می یابد.

سطوح معنی دار در شکل ۴ به رنگ تیره به صورت پس زمینه برای روند بارش سالانه ارائه شده است. بر اساس این نقشه رابطه بارش با زمان در ۸۳ درصد از سطح پهنه (به جز بخش های شمال شرق و شمال غربی - غربی) به لحاظ آماری معنی دار است.

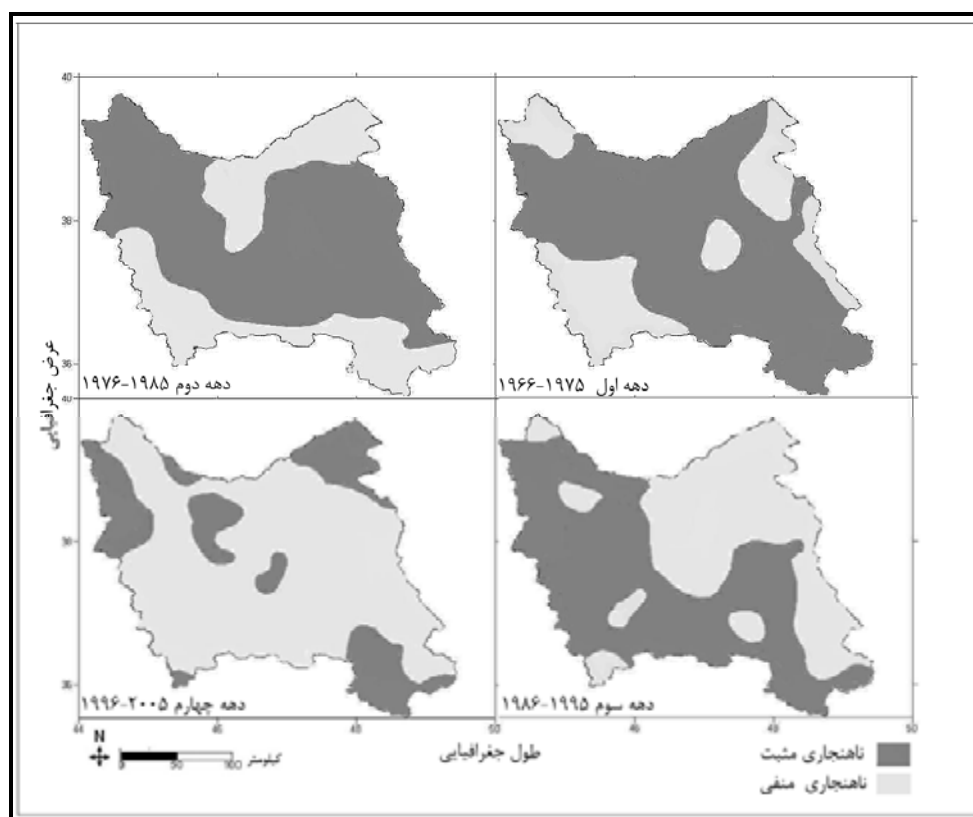


شکل ۴- توزیع مکانی روند بارش سالانه پهنه شمال غرب ایران

مورد بررسی قرار گرفت. بر این اساس دهه‌های تاثیر گذار بر روند عمومی بارش شناسایی خواهد شد. میانگین بارش هر دهه از مقادیر میانگین سالانه کل دوره ۴۰ ساله کسر گردید تا میزان ناهنجاری‌ها در هر دهه بدست آید. نقشه‌های ارائه شده در شکل ۵ نتایج حاصل از این محاسبات را نشان می‌دهد. جدول ۱ نیز سهم پهنه از روند کاهش - افزایشی در هر دهه را نشان می‌دهد.

حدود ۶۲ درصد از سطح پهنه، روند کاهش (۱- تا ۵- میلی متر در سال) را تجربه می‌کنند و تنها حدود ۰/۸ درصد از پهنه روند افزایشی به میزان ۹ تا ۵ میلی متر در سال را در بر می‌گیرد که نمایان‌گر غلبه روند کاهش با مقادیر بزرگ است.

در صورتی که روند در مقیاس نقطه ای بررسی می‌شد، محل تغییر جهت رفتار سالانه بارش قابل رؤیت و ردیابی می‌بود. اما در مقیاس پهنه ای نمی‌توان این نوع رفتارها را به لحاظ شهودی دریافت نمود. بدین دلیل تغییرات درون دهه‌ای (دهه به دهه) بارش سالانه



شکل ۵- ناهنجاری بارش سالانه طی چهار دهه متوالی در شمال غرب ایران

رنگ تیره و پهنه‌های مواجه با کاهش، به رنگ روشن (ناهنجاری منفی) مشخص گردید. ناهنجاری مثبت

پهنه‌هایی که در هر دهه نسبت به کل دوره با ناهنجاری مثبت مواجه بودند بر روی نقشه شکل ۵ با

۵۸ تا حدود ۷۲ درصد از سطح پهنه مورد مطالعه، بیش از میانگین بلند مدت بوده است. این دهه‌ها، دوره‌های تر محسوب می‌شوند.

نشان دهنده افزایش بارش دهه نسبت به کل دوره بوده و باقیمانده‌های منفی بیان گر کاهش بارش نسبت به کل دوره است.

چنان که در این نقشه‌ها و نیز در جدول ۱ نمایان است، طی سه دهه اول، متوسط بارش دهه‌ای حدود

جدول ۱- درصد مساحت پهنه‌های ناهنجاری بارش سالانه در شمال غرب ایران طی چهار دهه متوالی

دهه اول	دهه دوم	دهه سوم	دهه چهارم	ناهنجاری سالانه
۲۸/۳	۳۱/۴	۴۱/۵	۷۲	ناهنجاری منفی
۷۱/۷	۶۸/۶	۵۸/۵	۲۸	ناهنجاری مثبت

می‌شدند با حرکت به سمت دهه‌های آخر رو به تضعیف نهاده و موجب تکوین روند منفی بارش در شمال غرب ایران شده‌اند.

همان گونه که می‌توان دید در دو دهه اول بخش‌های جنوب غربی و نیز شمال شرقی بارش کم تر از میانگین درازمدت را تجربه کرده‌اند. حتی در دهه سوم نیز بخش کوچکی از جنوب غرب نیز همچنان با بارش کم توأم بوده است. ناهنجاری‌های منفی از سمت شمال شرق به سمت جنوب و جنوب غرب پیش روی کرده است. به طوری که همزمان با کاهش تدریجی پهنه‌های پرباران، پهنه‌های کم باران فزونی می‌یافته‌اند. عموماً سرزمین هلالی شکل از شمال غرب و جنوب شرق و با گذر از نواحی جنوبی، طی سه دهه اول پر بارش بوده‌اند. طی دهه چهارم بر خلاف دهه‌های قبل وسعت پهنه‌های کم بارش بیش از پهنه‌های پربارش می‌شود به طوری که تقریباً مساحت پهنه‌های پربارش و کم بارش تقریباً عکس وضعیت ارائه شده در دهه اول است. بدیهی است، از نخستین دهه تا دهه چهارم بارش گسترده وسیعی از پهنه، نسبت به کل دوره، روندی کاهشی دارد. این روند کاهشی ۷۲ درصد از پهنه را در دهه چهارم در بر می‌گیرد. می‌توان چنین استنباط کرد که عوامل باران زایی که در طی دهه‌های نخست تقویت

۲-۳- تحلیل چرخه‌های بارش سالانه

با اعمال تکنیک تحلیل طیفی بر داده‌های بارش پهنه شمال غرب ایران، چرخه‌های سینوسی معنی دار ۲-۳، ۳-۵، ۵-۱۱ و بیش از ۱۱ ساله آشکار گردید. نتایج تحلیل طیفی به صورت نقشه ای در شکل (۶) ارائه گردیده است.

تغییر پذیری درون سالانه (۱۰-۲ ساله) در گستره وسیعی از پهنه نمایان است. براساس نتایج بدست آمده چرخه‌های ۲-۳ ساله غالباً در ارتفاعات سبلان و بزغوش قابل رویت است. بیش تر دانشمندان این چرخه‌ها را به ال نینو - نوسانات جنوب (ENSO)^۱ و تغییرات دو سالانه (QBO)^۲ الگوی بزرگ مقیاس گردش عمومی جو و جریانات مداری و سایر فرایندهای اقلیمی - اقیانوسی نسبت داده‌اند. برای مثال،

1- EL Nino Southern Oscillation(ENSO)

2- Quasi Binomial Oscillation(QBO)

می‌سازند. این خطاها به ویژه در طول موج‌های ۲۵-۵ ساله مشهود است (عساکره ۱۳۸۸).

می‌توان دید که چرخه‌های ۵-۳ ساله نقش مهمی در بارش سالانه منطقه ایفا می‌کنند. این چرخه‌ها می‌تواند نشان دهنده تاثیر نوسانات جنوبی-ال نینو بر بارش شمال غرب ایران باشد. تغییر پذیری درون دهه‌ای (دهه به دهه) فقط در بخش‌هایی که دارای چرخه‌های ۱۱ سال به بالا هستند، قابل مشاهده است. وجود چرخه‌های ۱۱ سال و بالاتر (تغییرات درون دهه‌ای) در پهنه‌های کم وسعتی واقع در جنوب شرقی و اطراف دریاچه ارومیه، تأییدی بر یافته‌های جهانبخش و عدالت دوست (۱۳۸۷) مبنی بر تاثیر چرخه فعالیت لگه (کلف)‌های خورشیدی بر بسامد وقوع بارش پهنه آذربایجان در این بخش از منطقه است. همچنین بر اساس یافته‌های ایشان، نوسانات اطلس شمالی نیز از یک دوره تناوب ۱۲-۱۱ ساله در منطقه برخوردار است که مشابه چرخه‌های ۱۱ ساله لکه‌های خورشیدی است. بنابر نظر این محققان نوسانات اطلس شمالی تابعی از عملکرد لکه‌های خورشیدی است. همچنین یک چرخه غیر سینوسی (روند) نیز در سری زمانی بارش پهنه با توجه به چرخه‌های درون دهه‌ای ۲۰ و ۴۰ ساله در پهنه قابل استنباط است.

کانه و تگزیرا^۱ (۱۹۹۱) چرخه‌های ۳-۲ ساله در بارش ماساچوست، هارتمن^۲ همکاران (۲۰۰۸) چرخه‌های ۳-۲ ساله در بارش چین، لانا^۳ و همکاران (۲۰۰۵) چرخه‌های ۴/۶ و ۲/۱ ساله بارش در ایستگاه فابرا^۴ در شمال شرق اسپانیا را به تغییرات دو سالانه (QBO)، و چرخه‌های ۹/۲ و ۵/۵ ساله را به نوسانات اطلس شمالی (NAO)^۵ و چرخه‌های ۱۱/۸ ساله را به فعالیت لکه‌های خورشیدی نسبت دادند. تورنس و وبستر^۶ (۱۹۹۹) چرخه‌های ۷-۲ ساله را در بارش موسمی هند، گارسیا^۷ و همکاران (۲۰۰۲) چرخه‌های ۷/۲ ساله را در بارش شبه جزیره ایبری، آزاد و همکاران (۲۰۰۹) چرخه‌های ۵-۳ ساله را در بارش موسمی هند ناشی از تاثیر پدیده انسو دانسته‌اند. سلوام و جوشی^۸ (۱۹۹۵) چرخه‌های ۷-۲ ساله و چرخه‌های ۳-۲ ساله را در دمای سطح زمین کشف کردند. ایشان به ترتیب این چرخه‌ها را به انسو و تغییرات دو سالانه نسبت دادند. گستره وسیعی از پهنه شمال غرب ایران حاوی چرخه‌های ۱۱-۵ ساله است. بیشترین گستره تحت پوشش این چرخه‌ها در بخش غربی دیده می‌شود. در مورد این گونه چرخه‌ها نیز دانشمندان بسیاری معتقدند که به دلیل گسسته بودن مقادیر در دوره نگار، برخی بسامدها از نمونه‌های واقعی به دست نمی‌آیند. بلکه به وسیله میان‌یابی مقادیر حاصل می‌شوند. از این رو قدرت تفکیک طیف را متاثر

1- Kane, R. P. and Teixeira

2-Hartman

3- Lana

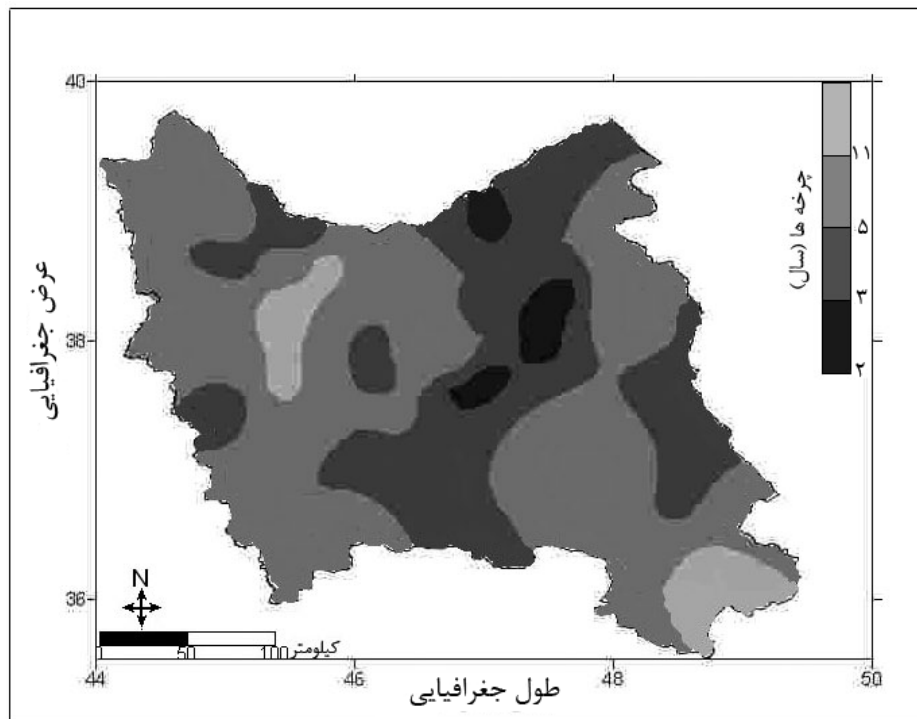
4-Fabra

5- North Atlantic Oscillations(NAO)

6- Torrence and Webster

7- Garcia

8- Selvam and Joshi



شکل ۶- چرخه‌های بارش سالانه در پهنه شمال غرب ایران

نتیجه‌گیری

چرخه‌های ۱۱-۵ ساله بیش‌ترین گستره را در برداشته است. دانشمندان، وجود این چرخه‌ها را به تاثیر عوامل کلان مقیاس اقلیمی - اقیانوسی نسبت داده‌اند. برای مثال چرخه‌های ۳-۲ ساله را عمدتاً به تغییرات دو سالانه (QBO) الگوی بزرگ مقیاس گردش عمومی جو و جریانات مداری و چرخه‌های ۵-۳ ساله را به پدیده انسو نسبت داده‌اند.

تغییرات بارشی شمال غرب ایران همچون تغییرات بارشی تمامی پهنه سیاره ای از الگوی زمانی - مکانی متغیر و متنوعی پیروی می‌کند. با این وصف همچون مطالعاتی که برای غالب نواحی جهان انجام شده و در مقدمه این نوشتار ارائه گردیده، روند کاهشی، رفتار غالب بارش در این پهنه است.

در تحقیق حاضر روند بارش سالانه پهنه شمال غرب ایران با استفاده از داده‌های بارش روزانه ۲۶۰ ایستگاه مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس یافته‌های این تحقیق، میانگین طولانی مدت بارش طی زمان در ۸۴/۵ درصد از پهنه کاهشی بوده است. تنها بخش جنوب غربی این پهنه از افزایش در بارندگی برخوردار بوده است. عمده روند کاهشی حاصل کاهش بارش طی دهه آخر بوده است. طی دهه چهارم بر خلاف دهه‌های قبل وسعت پهنه‌های کم بارش بیش از پهنه‌های پر بارش شد. این روند کاهشی ۷۲ درصد از شمال غرب ایران را در بر گرفته است.

تحلیل طیفی بارش سالانه شمال غرب ایران نشان داد که بارش این پهنه دارای چرخه‌های نوسانی معنی دار ۲-۳، ۵-۱۱، ۳-۵ و ۱۱ سال به بالا است.

منابع

- عساکره، حسین (۱۳۸۲) "بررسی آماری روند بارش سالانه تبریز" فضای جغرافیایی، شماره ۱۰، صص ۶۷-۵۷.
- عساکره، حسین (۱۳۸۴) "تحلیل روند بارش سالانه استان اصفهان" نیوار، شماره ۵۷ و ۵۶.
- عساکره، حسین (۱۳۸۸) "تحلیل طیفی سری‌های زمانی دمای سالانه تبریز" تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۳.
- عسگری، احمد و فاطمه رحیم زاده (۱۳۸۵) "مطالعه تغییر پذیری بارش دهه‌های اخیر ایران" پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۸، صص ۸۰-۶۷.
- کاوایانی، محمدرضا، حسین، عساکره (۱۳۸۴) "بررسی آماری روند بلند مدت بارش سالانه اصفهان" مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، جلد ۱۸ شماره ۱، صص ۱۶۲-۱۴۳.
- کاوایانی، محمد رضا، ابوالفضل، مسعودیان، (۱۳۸۷) "اقلیم شناسی ایران" انتشارات دانشگاه اصفهان، ۱۷۹ صفحه.
- کتیرایی، پری. سهراب، حجام و پرویز، ایران نژاد (۱۳۸۶) "سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش در ایران طی دوره ۲۰۰۱-۱۹۶۰" مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۳، شماره ۱، صص ۸۳-۶۷.
- گلدسته اکبر، آقامیرکریمی سعید، خدارحمی مصطفی، ترابی محمود و اصغری راحله، ۱۳۷۷، راهنمای کاربری SPSS 6.0 For Windows، جلد اول، چاپ اول ۱۳۷۷، تهران، مرکز فرهنگی انتشاراتی حامی، صص ۵۳۳.
- جهانبخش، سعید و معصومه، عدالت دوست (۱۳۸۷) "مطالعه تغییرات اقلیمی در ایران (مطالعه موردی: نوسانات اطللس شمالی به عنوان شاخصی از تاثیر گذاری فعالیت‌های خورشیدی در تغییرات بارش منطقه آذربایجان" سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، دانشگاه تبریز، دانشکده مهندسی عمران.
- چتفیلد، ترجمه حسینعلی نیرومند، ابوالقاسم بزرگ نیا (۱۳۸۱) "مقدمه ای بر تحلیل سریهای زمانی" انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۸۹ صفحه.
- حجام، سهراب، یونس، خوشخو، رضا، شمس الدین وندی، (۱۳۸۷) "تحلیل روند تغییرات بارندگی سالانه، فصلی در چند ایستگاه منتخب درحوضه مرکزی ایران با استفاده از روشهای ناپارامتری" پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۴، صص ۱۶۸-۱۵۷.
- خلیلی، علی و جواد، بذرافشان (۱۳۸۳) "تحلیل روند تغییرات بارندگی سالانه، فصلی و ماهانه پنج ایستگاه قدیمی ایران در ۱۱۶ سال گذشته" مجله بیابان، جلد ۹، شماره ۱.
- رضیئی، طیب. پیمان، دانش و بهرام، ثقفیان (۱۳۸۴) "بررسی روند بارش سالانه در مناطق خشک و نیمه خشک مرکزی و شرقی ایران" آب و فاضلاب، شماره ۵۴، صص ۸۱-۷۳.
- زاهدی، مجید. بهروز، ساری صراف و جاوید، جامعی (۱۳۸۶) "تحلیل تغییرات زمانی و مکانی دمای منطقه شمال غرب ایران" جغرافیا و توسعه، پیاپی ۱۰، صص ۱۹۸-۱۸۳.

- Henderson,(2000)“Autumn precipitation trends in the northeast united states ” Middle States Geographer, 33:74-81.
- Hidalgo.J.C.G and Joan-Albert Lopez-Bustins,b Petr ˇ Step´anek,c Javier Martin-Videb and Martin de Luisa(2009)“ Monthly precipitation trends on the Mediterranean fringe of the Iberian Peninsula during the second-half of the twentieth century (1951–2000)” Int. J. Climatol. 29: 1415–1429.
- Hoaglin, David C. Mosteller, Frederick and Tukey , John W.(edit) 2006: Exploring Data Table, Trends, and Shapes. John Wiley & Sons.Inc.U.S.A . 527pp
- Huth.R , Pokorna.L 2004: Parametric Versus Non-Parametric estimates of climatic Trends. Theor.Appl.Climatol. 77: 107-112
- Kampata and B.P. Parida, D.B. Moalafhi (2008)“ Trend analysis of rainfall in the headstreams of the Zambezi River Basin in Zambia” Physics and Chemistry of the Earth 33 621–625.
- Kane, R. P. and Teixeira. N R. (1991), “Power Spectrum Analysis of the Annual Rainfall Series for Massachusetts (NE. U.S.A)”, Climatic Change, 18: 89-94.
- Lana, M. D. Martı´nez, C. Serra, and A. Burguen,(2005), “Periodicities and irregularities of indices describing the daily pluviometric regime of the Fabra Observatory (NE Spain)for the years 1917–1999” Theor. Appl. Climatol. 82, 183–198.
- Lana.x and A. BurguenAo(2000)“ Statistical distribution and spectral analysis of rainfall anomalies for Barcelona (NE Spain)” Theor. Appl. Climatol. 66, 211-227.
- Liu, Z. Y , Baoshan Cui(2008)“ Spatial and temporal variability of annual precipitation during 1961–2006 in Yellow River Basin, China” Journal of Hydrology 361, 330–338.
- Matyasovszky.I(2009)“ Improving the methodology for spectral analysis of climatic time series” Theor Appl Climatol , DOI 10.1007/s00704-0212
- Marengo .J. A, (2004) “Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin” Theor. Appl. Climatol. 78, 79–96 .
- Maslen. David. K. and Rockmore. Daniel.N 1997, Separation of Variables and The Computation of fourier Transforms on finit
- Arrigo.R.D, R.vilallba, G.wiles(2001)“ tree-ring estimates of Pacific decadal climate variability” climate dynamics.18:219-224.
- Azad, Sarita and T. S. Vigneshb and R. Narasimha,(2009)“ Periodicities in Indian monsoon rainfall over spectrally homogeneous regions” Int. J. Climatol, DOI: 10.1002/joc.2045.
- Campagnucci.R.H, E.A.Agosta, W.M.vargas(2002)“climatic change and quasi-oscillations central-west Argentina summer precipitation : main features and coherent behavior with southern African region” climate dynamics, 18:421-435.
- Cannarozzo.M and L.V. Noto, F. Viola(2006)“ Spatial distribution of rainfall trends in Sicily (1921–2000) “Physics and Chemistry of the Earth 31 1201–1211.
- Earle M.D, K.E. Steele, D.W.C. Wang(1999)“ Use of advanced directional wave spectra analysis methods” Ocean Engineering 26, 1421–1434.
- Domonkos(2003)“ Recent Precipitation Trends in Hungary in the Context of Larger Scale Climatic Changes” Natural Hazards 29: 255–271.
- Feidas and Ch. Nouloupoulou, T. Makrogiannis, and E. Bora-Senta(2007)“ Trend analysis of precipitation time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955–2001” Theor. Appl. Climatol. 87, 155–177.
- Garcia.J.A,A.Serrano and M.Cruz Gallego(2002)“a spectral analysis of Iberian peninsula monthly rainfall” Theor. Appl.Climatol.71,77-95.
- Ghil.M, M. R. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. W. Robertson, A. Saunders,Y. Tian, F. Varadi, and P. Yiou(2001)“ advanced spectral methods for climatic time series” Reviews of Geophysics, 40, 1 , pages 1-1–1-41.
- Hartmann, S. Becker, and L. King, (2008)“Quasi-periodicities in Chinese precipitation time series” Theor. Appl. Climatol. 92, 155–163.
- Hegge, Gerhard Masselink,(1996)“spectral analysis of geomorphic time series: auto-spectrum “earth surface processes and landforms, vol. 21, 1021-1040.

- Solow, Andrew, and James M. Broadus, (1989) "on the detection of greenhouse warming" climatic change 15:449-153.
- Selwan and R. Joshi, (1995) "Universal spectrum for interannual variability in coasts global air and sea-surface temperature" Int. J. Climatol, 15:613-623.
- Spangenberg, A. and M. Bredemeier (1999) "applications of spectral analysis to meteorological and soil solution chemistry data" chemosphere. vol. 39, NO, 10, pp, 1651-1665.
- Tomozeiu I. R., A. Busuioc, V. Marletto, F. Zinoni, and C. Cacciamani, (2000) "Detection of changes in the summer precipitation time series of the region Emilia-Romagna, Italy" Theor. Appl. Climatol. 67, 193±200.
- Torrence and Webster, (1999) "Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System" J. Climatol, 12: 2679- 2690.
- Ventura and P. Rossi Pisa, E. Ardizzoni (2002) "Temperature and precipitation trends in Bologna (Italy) from 1952 to 1999" Atmospheric Research 61, 203- 214.
- Yun-Ju. J, and Lee. J.Y. (2010) "Time series analysis of hydrologic data obtained from a man-made undersea LPG cavern" Engineering Geology 113, 70-80.
- Groups, I. , American Mathematical Society. Volume 10 number 1 . PP 169-214
- Mitchell., Dzerdzevskii, B., Flohn, H., Hofmeyr, W.L., Lamb, H.H., Rao, K.N., and Wallen, c.c., (1966) " Climatic Change: Technical Note No. 79, Report of Working Group of Commission for Climatology" WMO No . 195 TP 100: Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization, 81 P.
- Mosmann, A. Castro, R. Fraile, J. Dessens, J.L. Sa´nchez (2004) " Detection of statistically significant trends in the summer precipitation of mainland Spain" Atmospheric Research 70, 43-53.
- Olsen Lena Ringstad, Probal Chaudhuri, Fred Godtliebsen (2008) " Multiscale spectral analysis for detecting short and long range change points in time series" Computational Statistics and Data Analysis 52, 3310-3330.
- Rodriguez .roberto, mari´a-carmen llasat, and dennis wheeler (1999) " analysis of the barcelona precipitation series 1850-1991" int. J. Climatol. 19: 787-801.
- Schickedanz, Paul T and Bowen. E. G (1977) " The Computation of Climatological Power Spectra, Journal of Applied Meteorology" Vol 16, 359-367.