

تغییرات دهه‌ای میانگین بارش ماه‌های فصل سرد در ناحیه خزری طی نیم سده اخیر

حسین عساکره^۱، نسرين ورناسری قندعلی^{۲*}

۱- استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۲- دانشجوی دکتری تغییرات آب و هوایی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

چکیده

بارش به عنوان یکی از مهم‌ترین عناصر پیچیده اقلیمی طی چند دهه گذشته دچار تغییراتی گردیده است. تغییر عناصر اقلیمی به ویژه بارش تمام جنبه‌های طبیعی، اجتماعی و اقتصادی جوامع انسانی را متأثر می‌سازد. تغییرات بارش در نواحی مختلف، به شکل متفاوت بوده است. هدف مطالعه حاضر بررسی چگونگی تغییرات دهه‌ای میانگین بارش ماهانه فصل سرد ناحیه خزری طی نیم قرن اخیر می‌باشد. بدین منظور از پایگاه داده‌های روزانه بارش، حاصل میان‌یابی ۲۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال)، با تفکیک مکانی 3×3 کیلومتر استفاده شده است. نتایج نشان داد در یازده سال اخیر (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶) شیو مکانی میانگین بارش از جنوب غربی دریای خزر به سمت ارتفاعات البرز و شرق ناحیه جابه‌جا شده است، بدین ترتیب وسعت مکانی بارش‌های کم مقدار رو به فزونی و نواحی توأم با بارش‌های پرمقدار کاهش یافته است. این کاهش در مقدار (میانگین) بارش فصل‌های سرد سال (زمستان و پاییز) با رفتاری تناوبی رخ می‌دهد است. این تناوب در بازه‌های دهه‌ای نمود یافته است. از آن‌جا که بارش ماه‌های سرد سال در ناحیه خزری به پرفشارهای حرارتی و نیز چرخندهای مدیترانه‌ای نسبت داده می‌شود، کاهش پهنه‌های پرباران را می‌توان به عواملی که این پدیده‌ها را کنترل می‌کنند، نسبت داد. مطالعات پیشین گویای تغییراتی در گستره زیر پوشش سامانه‌های جنب حاره و در نتیجه پیکره‌های اقلیمی جنب قطبی و تغییر تباین گرمایی این دو ناحیه است. در نتیجه روند عمومی بارش ناحیه خزری کاهشی بوده است.

واژگان کلیدی: میانگین بارش ماهانه، تغییرات دهه‌ای بارش، تغییرات آب و هوایی، بارش، ناحیه خزری.

مقدمه

فرضیه تغییرات آب‌وهوایی طی قرن بیستم، براساس مشاهدات تجربی - کمی به‌وسیله پژوهشگران پرشمار (نظیر راموس^۱: ۲۰۰۱-۱۶۳؛ برن و حاج النور^۲: ۲۰۰۲-۱۰۷-۱۲۲؛ گونگ^۳ و همکاران ۲۰۰۴: ۷۷۱-۷۸۴ و ماسمن^۴ و همکاران ۲۰۰۴: ۵۳-۴۳) تأیید شده است. تغییرات بارش به‌مثابه یکی از نمودهای این تغییرات در پژوهش‌های متعددی (برای مثال؛ جین‌تینگ^۵ و همکاران ۲۰۱۰: ۲۶۰-۲۴۸؛ ایکسنگن و یاکینگ^۶: ۲۰۱۱: ۲۵۰-۲۶۲؛ ژوچنگ^۷ و همکاران ۲۰۱۳: ۶۶۷-۶۵۳؛ مورو^۸: ۲۰۱۶: ۶۷۱-۶۵۵ و دجامن^۹ و همکاران ۲۰۱۷: ۱۰۵-۹۷) مورد بررسی قرار گرفته است.

تمامی مطالعات ارائه شده در بالا، بر تفاوت‌های مکانی الگوهای تغییرات (و تغییرپذیری) اقلیمی - بارشی اذعان داشته‌اند. از این رو به‌نظر می‌رسد که نواحی بارشی مختلف حاوی الگوهای متنوعی از تغییرات بارشی باشند. ناحیه خزری به‌عنوان پهنه‌ای ویژه، مشخصات بارشی متفاوتی از دیگر نواحی ایران زمین نشان می‌دهد (مسعودیان ۱۳۸۸: ۹۱-۷۹)، به‌طوری‌که بیش‌ترین میزان بارش سالانه، فصلی، روزانه و حتی ساعتی کشور در این منطقه به ثبت رسیده است. درعین حال، این منطقه شدیدترین و پردوام‌ترین بارش‌ها را در سطح کشور تجربه کرده و در عین حال تنوع مکانی و تغییرات زمانی بارش در این منطقه بسیار بارز است (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۴۲). نظریه‌های ارائه شده در ارتباط با عوامل مرتبط با تکوین و توزیع زمانی - مکانی بارش ناحیه خزری از متنوع‌ترین و پویاترین بخش اقلیم‌شناسی ایران بوده‌است. برخی پژوهشگران نقش جبهه‌های سرد چرخندهای برون‌حاره را در وقوع بارش‌های سواحل جنوبی خزر تشریح کرده‌اند (مرادی، ۱۳۸۳: ۷۷). در

نظریه‌های اولیه عمدتاً پرفشار سیبری را عامل اصلی رخداد بارش‌های دوره سرد (و به‌ویژه پاییز) معرفی نموده‌اند (علیجانی ۱۳۷۲: ۸۵ و قشقایی، ۱۳۷۵: ۷۴-۷۳). امروزه فرضیه همزمانی بارش‌های فصل سرد با ظهور کم‌فشارهای مدیترانه و به‌ویژه گسترش زبانه پرفشار دریای سیاه (علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶: ۴۷؛ حسینی و همکاران ۱۳۹۴: ۱۶-۱ و حلیان و همکاران، ۱۳۹۵: ۳۷) تأیید شده است. امروزه تغییرات فشار تراز دریا در منطقه دریای سیاه به‌منزله نمایه‌ای مناسب برای تبیین تغییرات زمانی - مکانی بارش در سواحل جنوبی دریای خزر معرفی شده است (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۷۶-۱۴۰). در این شرایط پرفشار یا زبانه‌ی پرفشار سرد بر روی دریای نسبتاً گرم خزر کشیده می‌شود و موجب ایجاد جریانات شمالی و درنتیجه، فرارفت وزشی و ناپایداری می‌گردد. همچنین برخی نمایه‌های اقلیمی نظیر نمایه الگوی دریای شمال - خزر (NCPI)^{۱۰} و نمایه نوسانات افریقای مرکزی - دریای خزر (CACO)^{۱۱} که در ارتباط با آرایش الگوهای فشار شمال دریای خزر (سیبری - دریای سیاه) هستند، با بارش‌های فراگیر پاییزه، سواحل خزر جنوبی ارتباط داشته است (سلیقه و همکاران، ۱۳۹۵: ۲۳۸-۲۱۷).

صرفنظر از سازوکارهای تکوین بارش‌های خزری، شناخت رفتار این بارش‌ها در بستر زمان استنباط‌های نسبتاً دقیقی از کنش و واکنش‌های این سازوکارها در اختیار مدیران و برنامه ریزان محیطی قرار خواهد داد؛ زیرا تغییرات بارش می‌تواند تبعات منفی محیطی، اجتماعی، اقتصادی و حتی فرهنگی برای جوامع بشری داشته‌باشد. در این زمینه واکاوی روند بارش سیر تحولات بارندگی را به‌خوبی ولی به شکل کلی ارائه می‌دهد. واکاوی روند تغییرات بارش ناحیه خزری نشان می‌دهد که روند بارش فصلی و سالانه بارش منفی بوده‌است (نساجی‌زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹-۷۵۲). همچنین در سری‌های مربوط به بارش شمال ایران نیز مشخص گردید که بارندگی زمستان و بهار ایستگاه گرگان به‌ترتیب دارای روند مثبت و منفی است. در حالی‌که بارندگی بندر انزلی در فصل تابستان دارای روند منفی و

- 1- Ramos
- 2- Burn and Haj Alnur
- 3- Gong
- 4- Masman
- 5- Jianting
- 6- Xingwen and Yueqing
- 7- Xiujing
- 8- Moreau
- 9- Djaman

10 -North Sea Caspian Pattern Index

11- Central African -Caspian Oscillation

بقیه ایستگاه‌ها تغییرات بارزی را در بارندگی نشان نمی‌دهند (عزیزی و روشنی، ۱۳۸۷: ۲۸-۱۳). با این وجود، مطالعات جزئی‌تر که نقاط عطف تغییر بارش ناحیه خزری را به‌خوبی آشکار سازد، انجام نشده است. از این‌رو مطالعه تغییرات دهه‌ای بارش می‌تواند نقش مهمی در شناخت چرخه‌های ده سال و نیز پیش‌بینی دهه‌ای و در نتیجه مدیریت منابع آب و برنامه‌ریزی‌های بهینه محیطی و اقتصادی داشته باشد. بدین دلیل پژوهش حاضر تلاش دارد تغییرات دهه‌ای بارش ماهانه فصل سرد ناحیه خزری را برای پنج دهه اخیر در معرض توجه قرار دهد.

مواد و روش‌ها

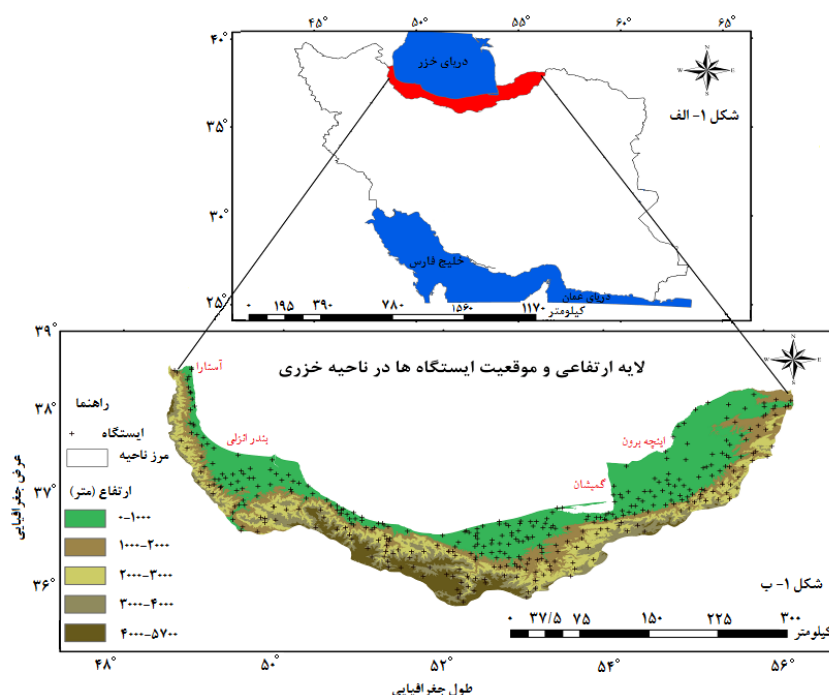
به‌منظور بررسی تغییرات دهه‌ای میانگین بارش ماهانه، از داده‌های روزانه بارش ۳۸۵ ایستگاه (ایستگاه‌های هم‌دید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و باران‌سنجی وزارت نیرو) در ناحیه خزری برای بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) استفاده شده است (شکل ۱). برای انجام فرایند پژوهش مراحل ذیل بکار گرفته شد:

۱- در گام نخست به‌دلیل یکسان نبودن طول دوره آماری ایستگاه‌ها و عدم پراکندگی یکنواخت آن‌ها و به‌منظور تبدیل

داده‌های نقطه‌ای به مقادیر پهنه‌ای، از شگرد میان‌یابی با روش کریجینگ (به دلیل دقت بالاتر و کمینه خطا نسبت به سایر روش‌های میان‌یابی) استفاده گردید (برای بحثی مشابه به عساکره، ۱۳۸۷: ۲۵ مراجعه کنید). بدین ترتیب طول زمان و توزیع مکانی مشاهدات یکنواخت شد. ۳۸۵ ایستگاه مورد استفاده، طول دوره آماری مناسب داشته و همگنی آن‌ها به-وسیله آزمون الکساندرسون (۱۹۸۶: ۶۶۱) ارزیابی و تأیید شد. این ایستگاه‌ها از پراکنش مکانی مناسب برخوردارند (شکل ۱-ب). حاصل فرایند میان‌یابی داده‌های بارش روزانه، ماتریسی با ابعاد ۶۴۷۹×۱۸۶۲۸ (سطرها شمار روزهای بارشی و ستون‌ها شمار یاخته‌ها را شکل می‌دهند) که پوشش ناحیه با یاخته‌هایی با تفکیک مکانی ۳×۳ کیلومتر را شکل داد.

۲- در گام دوم نقشه‌های میانگین بارش ماهانه برای هردهه تولید و نیز درصد مساحت تحت پوشش طبقات مختلف بارشی محاسبه شد.

۳- واکاوی، تفسیر و استنباط‌های استدلالی نقشه‌ها در گام بعدی این پژوهش جای گرفته است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی ناحیه خزری و ایستگاه‌های مورد استفاده در پژوهش حاضر

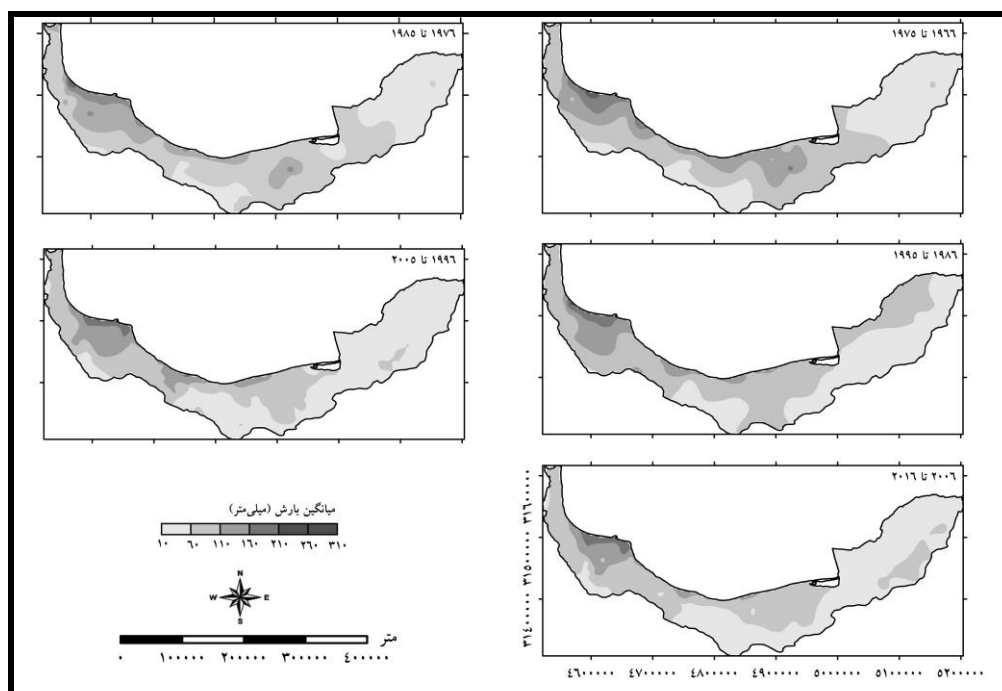
نتایج

حاصل محاسبات انجام شده ۳۰ نقشه میانگین ماهانه برای ماه‌های فصل زمستان و پاییز بود که در شکل‌های ۲ تا ۷ ارائه شده‌اند. همچنین برای هرماه درصد مساحت پهنه زیر پوشش طبقات بارشی مختلف محاسبه و در جدول‌های ۱ تا ۷ ارائه شده است. در این بخش نقشه‌های هر ماه و نیز جدول‌های مربوط بررسی خواهد شد:

الف) فصل زمستان

دسامبر: شکل ۲ توزیع مکانی بارش را برای پنج دهه متوالی برای ماه دسامبر نشان می‌دهد. می‌توان دید که بیشینه میانگین بارش و شیو مکانی آن در جنوب غربی دریای خزر است. کمینه میانگین بارش در شرق ناحیه و جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) دیده می‌شود. همان‌گونه که در ردیف اول جدول (۱) می‌توان دید، میانگین پهنه‌ای بارش ناحیه خزری طی پنج دهه کاهش قابل توجهی (از ۸۱/۹ به ۶۴/۹ میلی‌متر) داشته است. در این فرایند کاهش پهنه‌های پربارش به نفع افزایش بارندگی در نواحی کم‌بارش از مهم‌ترین ویژگی‌های توزیع مکانی بارش در طی پنج دهه

گذشته به‌ویژه در نواحی نزدیک به سواحل است؛ در حالی که نواحی کوهستانی مرکزی و نیز شرقی از این وضعیت بهره کم‌تری برده‌اند. در جدول ۱ نیز می‌توان این واقعیت را مشاهده نمود که گستره‌های توأم با طبقات بارشی بالا (۱۶۰-۱۱۰ میلی‌متر) رو به کاهش نهاده‌اند، در حالی که پهنه‌های بارشی غالب (۱۱۰-۶۰ میلی‌متر) که اقلیم بارشی معمول را در کل ناحیه مورد مطالعه در برمی‌گیرد، رفتاری تناوبی (افزایش-افزایش-کاهش-افزایش) را نشان می‌دهد. همین نوع تغییرات، کمایش برای بارش‌های با مقادیر بیش‌تر نیز صادق است. در این رفتار تناوبی نیز به‌سمت دهه اخیر، افزایش رخ داده در مقادیر به‌طور قابل توجهی کم‌تر از فازهای افزایشی دهه‌های پیشین است. پهنه‌های زیر پوشش طبقات بارشی کم مقدار (۶۰-۱۰ میلی‌متر) به‌طور قابل توجهی افزایش داشته‌اند. این گستره به‌طور ناگهانی از ۳۶/۴ درصد در دهه نخست به ۵۱/۶ درصد در دهه اخیر افزایش یافته است. تغییرات ناگهانی افزایش نواحی زیر تأثیر این نوع بارش‌ها از دهه ۲۰۰۵-۱۹۹۶ آغاز شده است.



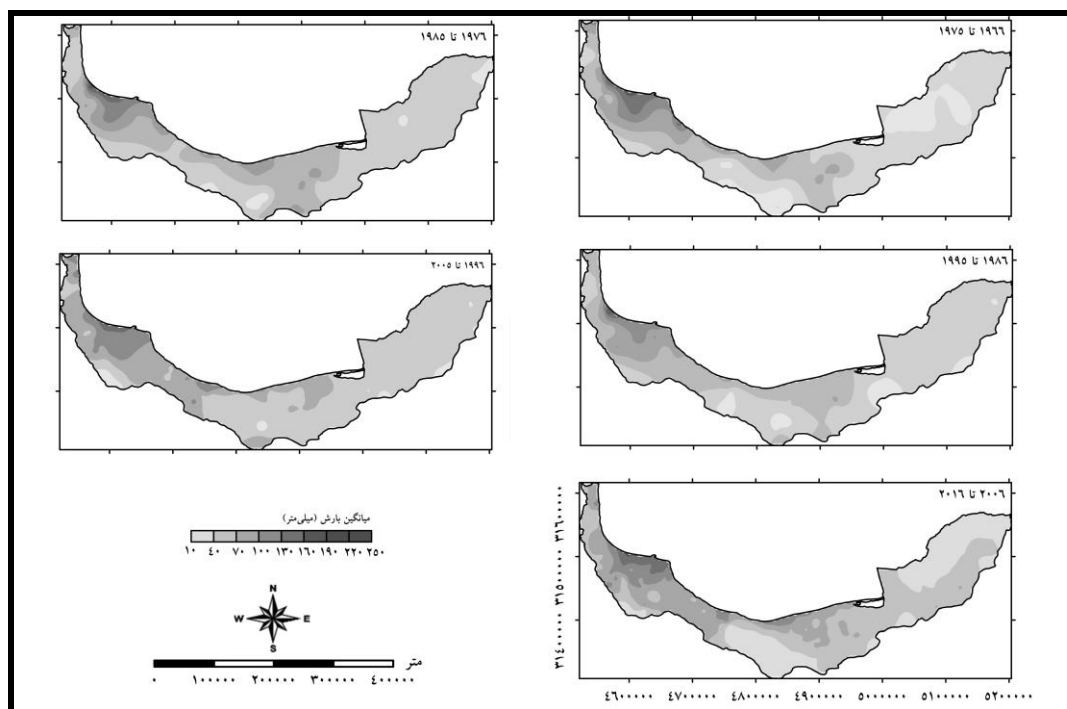
شکل ۲- میانگین بارش ماه دسامبر در پنج دهه اخیر (۱۹۶۶-۲۰۱۶)

جدول ۱- درصد مساحت تحت پوشش میانگین بارش ماه دسامبر در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

۲۰۰۶-۲۰۱۶	۱۹۹۶-۲۰۰۵	۱۹۸۶-۱۹۹۵	۱۹۷۶-۱۹۸۵	۱۹۶۶-۱۹۷۵	
۶۴/۹	۶۷/۹	۷۶/۱	۸۲/۷	۸۱/۹	میانگین بارش (میلی‌متر)
۵۱/۶	۵۵	۳۶/۹	۳۱/۳	۳۶/۴	طبقه بارشی ۱۰-۶۰
۴۰/۲	۳۲/۹	۵۱/۷	۵۰/۱	۴۲/۱	طبقه بارشی ۶۰-۱۱۰
۶/۲	۱۰/۳	۹/۴	۱۵/۳	۱۷/۶	طبقه بارشی ۱۱۰-۱۶۰
۲	۱/۸	۱/۹	۳	۳/۵	طبقه بارشی ۱۶۰-۲۱۰
۰	۰	۰/۱	۰/۳	۰/۴	طبقه بارشی ۲۱۰-۲۶۰
۰	۰	۰	۰	۰	طبقه بارشی ۲۶۰-۳۱۰

پوشش بارش‌های پرمقدار (۱۹۰-۲۲۰ میلی‌متر) کاسته می‌شود. این طبقه بارشی در سه دهه اخیر در هیچ‌جایی از ناحیه خزری رخ نداده‌است. این ویژگی در نواحی ساحلی نسبت به سایر نقاط پهنه مورد مطالعه نمود بیش‌تری دارد. طبقه بارشی معمول (۴۰-۷۰ میلی‌متر) نیز دارای رفتار سینوسی (افزایش- کاهش- افزایش- کاهش) می‌باشد. بیش‌ترین گستره (۶۳/۷ درصد) توأم با این طبقه بارشی در دهه ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۵ بوده است.

ماه ژانویه: با توجه به شکل ۳، بیش‌ترین میانگین بارش در جنوب‌غربی دریای خزر و کمینه آن در جنوب دریای خزر و بخش‌هایی از شرق ناحیه خزری دیده می‌شود. در جدول ۲ می‌توان دید که میانگین بارش ناحیه خزری طی پنج دهه اخیر کاهش (از ۷۰/۱ به ۵۹/۳ میلی‌متر) یافته است. طی پنج دهه گذشته بر گستره زیر پوشش بارش‌های کم-مقدار افزوده شده است؛ به‌طوری‌که در دهه نخست گستره زیر پوشش بارش ۱۰ تا ۴۰ میلی‌متر برابر ۱۴/۵ درصد و در دهه اخیر به ۲۸/۸ درصد می‌رسد. اما از گستره تحت



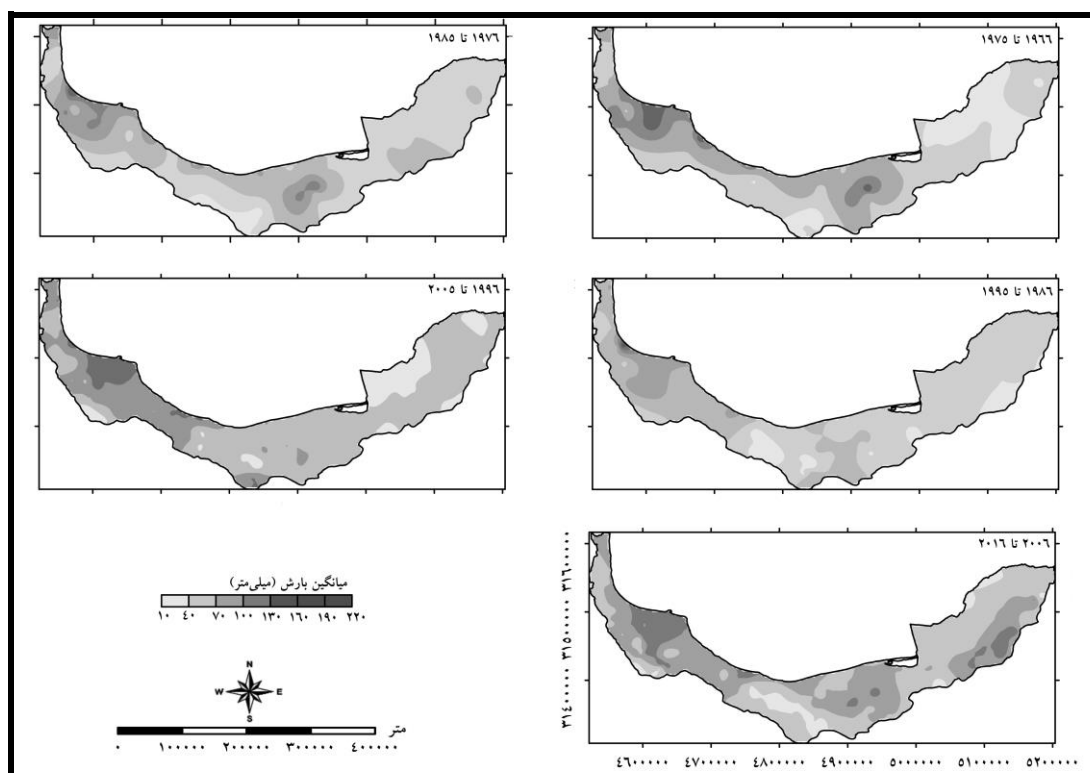
شکل ۳- میانگین بارش ماه ژانویه در پنج دهه اخیر (۱۹۶۶-۲۰۱۶)

جدول ۲- درصد مساحت تحت پوشش میانگین بارش ماه ژانویه در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

۲۰۰۶-۲۰۱۶	۱۹۹۶-۲۰۰۵	۱۹۸۶-۱۹۹۵	۱۹۷۶-۱۹۸۵	۱۹۶۶-۱۹۷۵	میانگین بارش (میلی‌متر)
۵۹/۳	۶۵/۲	۶۸/۹	۷۰/۲	۷۰/۱	میانگین بارش (میلی‌متر)
۲۸/۸	۲/۶	۶	۳/۴	۱۴/۵	طبقه بارشی ۱۰-۴۰
۴۰/۳	۶۳/۷	۵۵/۲	۵۶/۸	۴۵/۱	طبقه بارشی ۴۰-۷۰
۲۲/۳	۲۵/۵	۲۷/۹	۲۸	۲۳/۵	طبقه بارشی ۷۰-۱۰۰
۶/۱	۷/۴	۸	۸/۲	۱۰/۳	طبقه بارشی ۱۰۰-۱۳۰
۲/۴	۰/۸	۲/۵	۲/۷	۴/۱	طبقه بارشی ۱۳۰-۱۶۰
۰/۱	۰	۰/۲	۰/۸	۲/۳	طبقه بارشی ۱۶۰-۱۹۰
۰	۰	۰/۲	۰/۱	۰/۲	طبقه بارشی ۱۹۰-۲۲۰
۰	۰	۰	۰	۰	طبقه بارشی ۲۲۰-۲۵۰

در دهه اخیر در بخش‌های از شرقی ناحیه نیز مشاهده می‌شود. کم‌ترین میانگین بارش نیز مانند ماه ژانویه در بخش‌هایی از شرق و جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) دیده می‌شود.

فوریه: توزیع مکانی میانگین بارش ماه فوریه نشان می‌دهد که بیش‌ترین میانگین بارش در جنوب‌غربی دریای خزر است. در دو دهه اول بیشینه میانگین بارش علاوه بر این بخش، در بخشی از جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) و



شکل ۴- میانگین بارش ماه فوریه در پنج دهه اخیر (۱۹۶۶-۲۰۱۶)

جدول ۳- درصد مساحت تحت پوشش میانگین بارش ماه فوریه در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

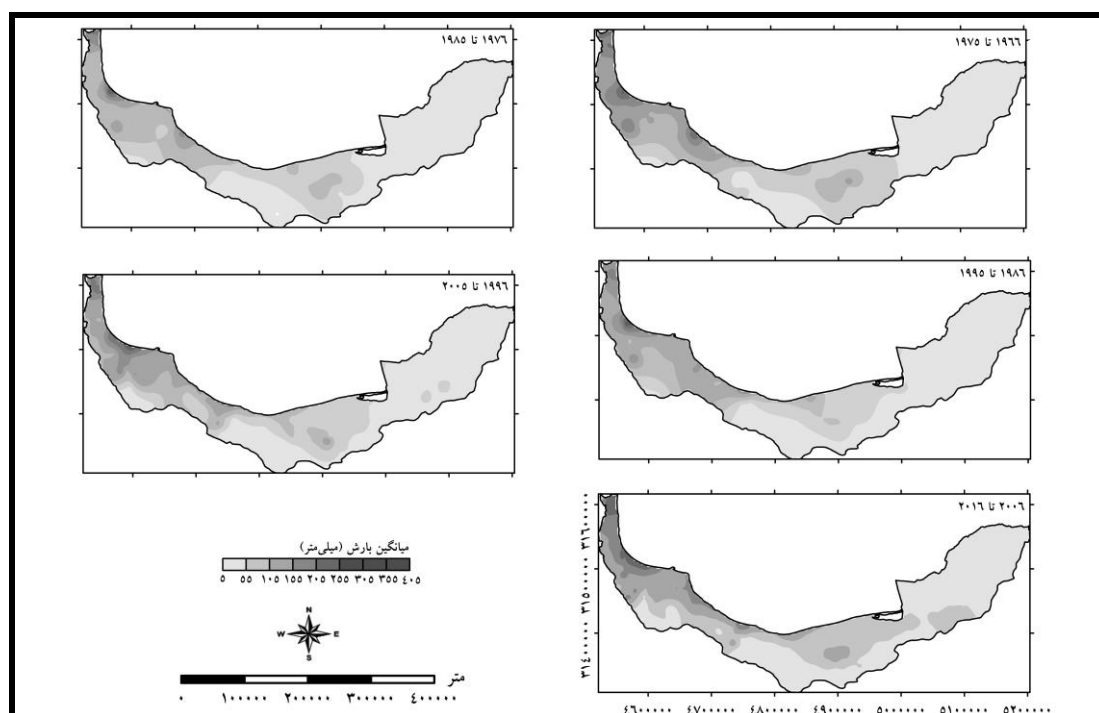
۱۹۷۵-۱۹۶۶	۱۹۸۵-۱۹۷۶	۱۹۹۵-۱۹۸۶	۲۰۰۵-۱۹۹۶	۲۰۱۶-۲۰۰۶	
۶۴/۸	۷۳/۸	۶۴/۱	۵۹/۶	۶۹/۹	میانگین بارش (میلی‌متر)
۱۹/۳	۳/۳	۷/۶	۱۳	۵/۹	طبقه بارشی ۱۰-۴۰
۴۱/۹	۵۰/۸	۵۸/۹	۶۰/۷	۴۶/۶	طبقه بارشی ۴۰-۷۰
۲۷/۸	۳۱/۵	۲۵/۹	۲۰/۸	۳۷/۷	طبقه بارشی ۷۰-۱۰۰
۸/۸	۱۱/۸	۷	۵/۵	۹/۷	طبقه بارشی ۱۰۰-۱۳۰
۲/۲	۲/۴	۰/۳	۰	۰/۱	طبقه بارشی ۱۳۰-۱۶۰
۰	۰/۲	۰/۲	۰	۰	طبقه بارشی ۱۶۰-۱۹۰
۰	۰	۰/۱	۰	۰	طبقه بارشی ۱۹۰-۲۲۰

میلی‌متر) دارای رفتار تناوبی (کاهش-افزایش-افزایش-کاهش) می‌باشد. طبقه بارشی بالا (۱۹۰-۲۲۰ میلی‌متر) نیز تنها در دهه ۱۹۸۶-۱۹۹۵ در بخش بسیار اندکی از پهنه مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

ب) فصل پاییز

سپتامبر: شکل ۵ نشان می‌دهد که بیشینه میانگین بارش ماه سپتامبر در جنوب غربی دریای خزر و شیو مکانی آن نیز در این منطقه رو به افزایش است. این وضعیت گواهی بر افزایش تفاوت مکانی میانگین بارش در این نقاط می‌باشد.

با توجه به ردیف اول جدول ۳ میانگین بارش ماه فوریه دارای رفتار سینوسی می‌باشد؛ به گونه‌ای که بیش‌ترین مقدار آن (۷۳/۸ میلی‌متر) در دهه ۱۹۷۶-۱۹۸۵ و کمینه آن (۵۹/۶ میلی‌متر) در دهه ۱۹۹۶-۲۰۰۵ رخ داده است. در این ماه طبقه بارشی ۴۰ تا ۷۰ میلی‌متر گستره بیش‌تری از ناحیه را پوشش می‌دهد. به طوری که در دهه چهارم (۱۹۹۶ تا ۲۰۰۵) ۶۰/۷ درصد از پهنه را در بر می‌گیرد. به وضوح می‌توان دید که با گذر زمان از گستره تحت حاکمیت طبقه بارشی بالا کاسته و به نواحی تحت پوشش طبقه بارشی پایین افزوده می‌گردد، این ویژگی در خط ساحلی به طور آشکارا دیده می‌شود. گستره زیر پوشش طبقه بارشی پایین (۱۰-۴۰)



شکل ۵- میانگین بارش ماه سپتامبر در پنج دهه اخیر (۱۹۶۶-۲۰۱۶)

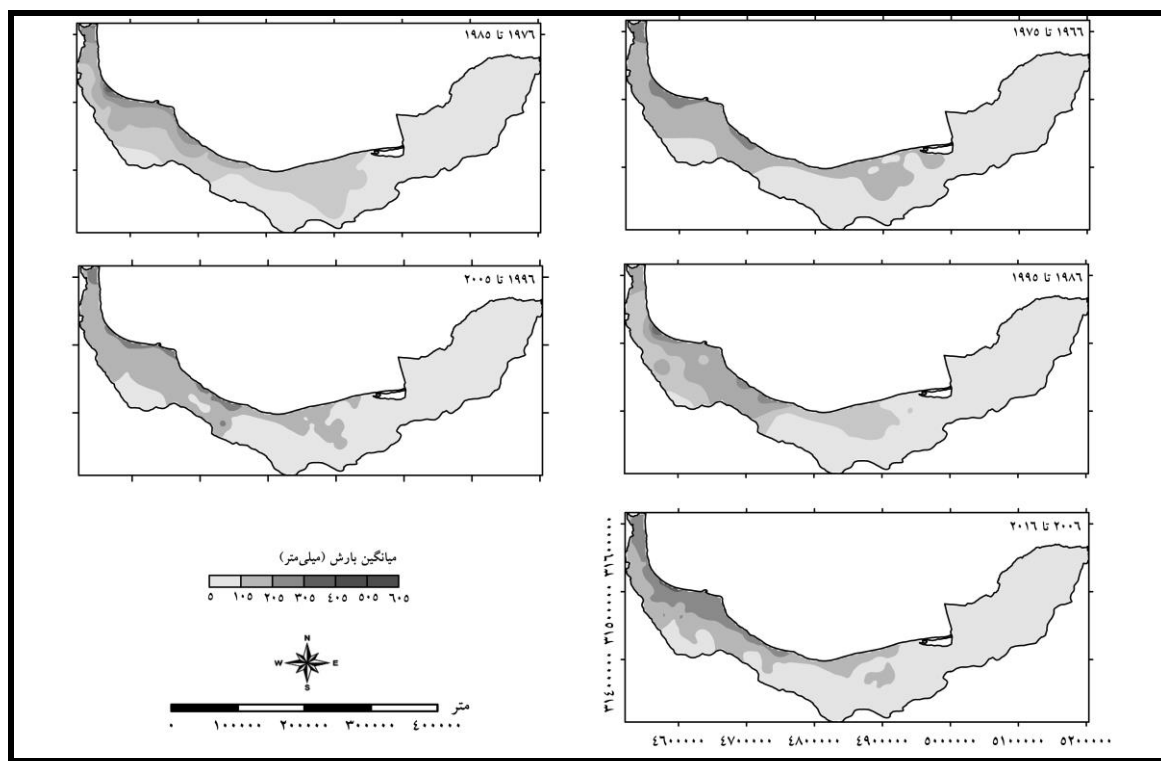
نواحی پربارش به نفع نواحی کم‌بارش کاهش می‌یابد این ویژگی همانند سایر ماه‌های سال در بخش‌های ساحلی نمود بیشتری دارد. طبقه بارشی پایین (۵ تا ۵۵ میلی‌متر) بخش وسیعی از پهنه را شامل می‌شود و دارای رفتار تناوبی می‌باشد. بیشینه این طبقه در دهه دوم (۱۹۷۶ تا ۱۹۸۵) برابر ۵۲/۷ درصد از پهنه را در بر می‌گیرد.

کمینه میانگین بارش نیز در بخش‌های شرقی ناحیه و جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) دیده می‌شود. براساس جدول ۴، میانگین بارش ناحیه خزری طی ماه سپتامبر به‌طور چشم‌گیری کاهش یافته است. به‌گونه‌ای که از ۸۲ میلی‌متر در دهه نخست به ۶۸/۲ میلی‌متر در دهه اخیر می‌رسد. بیشینه آن در دهه نخست و کمینه آن در دهه اخیر رخ داده است. به‌نظر می‌رسد با پیشروی به سمت دهه‌های اخیر

جدول ۴- درصد مساحت تحت پوشش میانگین بارش ماه سپتامبر در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

۲۰۰۶-۲۰۱۶	۱۹۹۶-۲۰۰۵	۱۹۸۶-۱۹۹۵	۱۹۷۶-۱۹۸۵	۱۹۶۶-۱۹۷۵	
۶۸/۲	۸۰/۲	۸۱/۳	۶۸/۹	۸۲	میانگین بارش (میلی‌متر)
۵۰/۸	۵۰/۳	۵۲/۲	۵۲/۷	۴۴/۵	طبقه بارشی ۵-۵۵
۲۷/۱	۲۱/۳	۱۷/۸	۲۱/۱	۲۵/۱	طبقه بارشی ۵۵-۱۰۵
۱۴/۳	۱۱/۸	۹	۲۰/۶	۱۳/۷	طبقه بارشی ۱۰۵-۱۵۵
۶	۱۲/۱	۱۵/۹	۳/۸	۱۱/۴	طبقه بارشی ۱۵۵-۲۰۵
۱/۸	۳	۴	۱/۲	۴/۱	طبقه بارشی ۲۰۵-۲۵۵
۰	۱/۳	۰/۸	۰/۴	۱/۱	طبقه بارشی ۲۵۵-۳۰۵
۰	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	طبقه بارشی ۳۰۵-۳۵۵
۰	۰	۰/۱	۰	۰	طبقه بارشی ۳۵۵-۴۰۵

اکتبر: با توجه به شکل ۶ بیشینه میانگین بارش در ماه اکتبر در جنوب غربی دریای خزر و کمینه آن نیز در بخش‌های شرقی و جنوب دریای خزر می‌باشد. جدول ۵ نشان می‌دهد که میانگین بارش ماه اکتبر دارای روند کاهشی است.



شکل ۶: میانگین بارش ماه اکتبر در پنج دهه اخیر (۱۹۶۶-۲۰۱۶)

تحت پوشش بارش‌های پرمقدار کاسته و به نواحی کم‌بارش افزوده می‌گردد. این نشانگر کاهش سهم بارش‌های پرمقدار نسبت به بارش‌های کم‌مقدار در ناحیه مورد مطالعه است. نکته قابل توجه این است که طبقه بارشی بالا (۵۰۵-۶۰۵ میلی‌متر) تنها در دهه دوم در بخش اندکی از ناحیه دیده می‌شود و در سایر دهه‌ها در هیچ‌جایی از پهنه رخ نداده است.

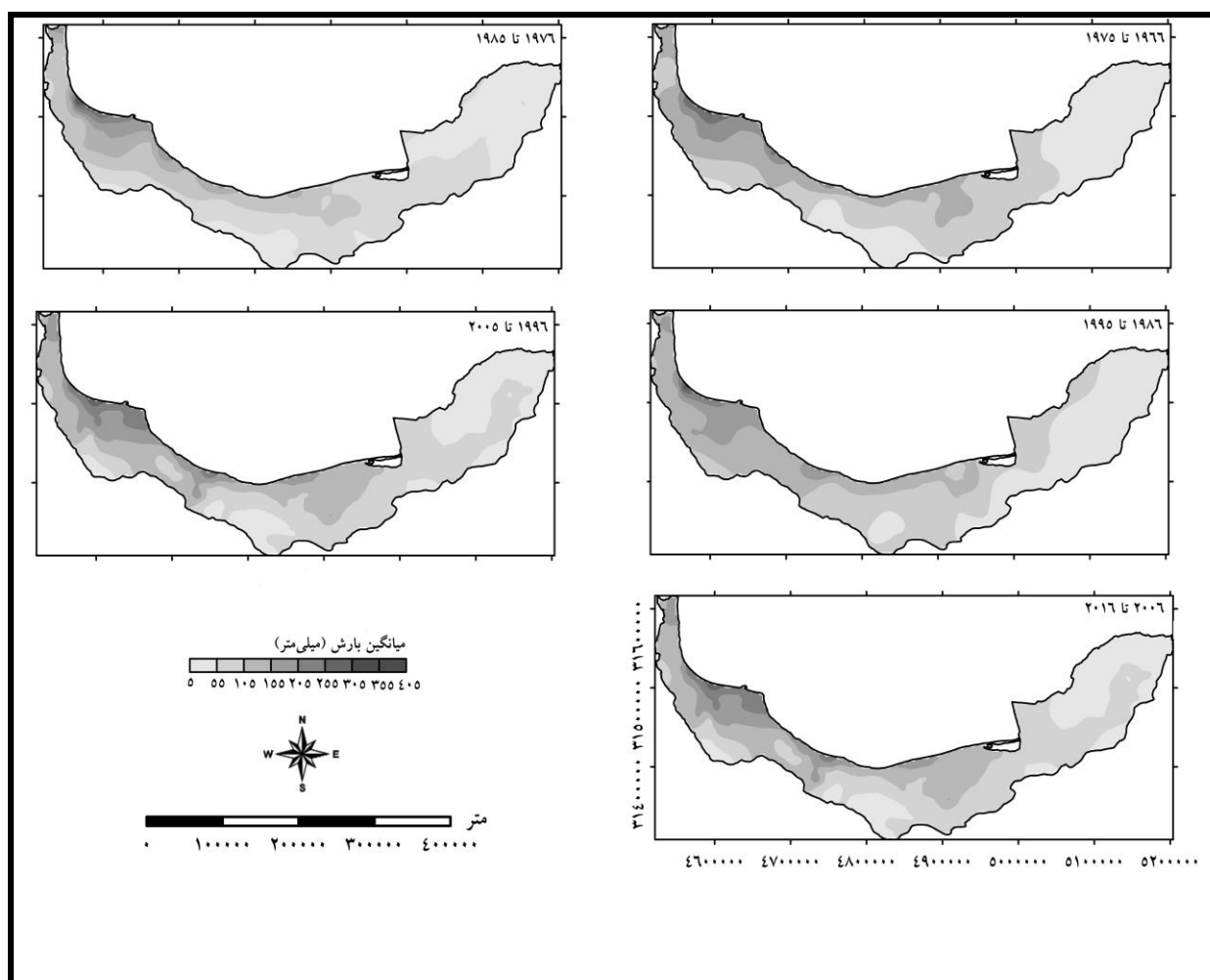
این سیر نزولی در دو دهه اخیر مشهودتر است. کم‌ترین میانگین بارش در دهه نخست (۱۹۶۶ تا ۱۹۷۵) برابر ۸/۸۵ میلی‌متر و بیشینه آن در دهه دوم (۱۹۷۶ تا ۱۹۸۵) برابر ۴/۱۱۴ میلی‌متر رخ داده است. میانگین بارش ۵ تا ۱۰۵ میلی‌متر گستره بیش‌تری از پهنه را در بر می‌گیرد و این طبقه بارشی در دو دهه اخیر گستره‌ی بیش‌تری از پهنه را پوشش می‌دهد. در واقع با پیشروی به سمت دهه‌های اخیر از نواحی

جدول ۵- درصد مساحت تحت پوشش میانگین بارش ماه اکتبر در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

۲۰۰۶-۲۰۱۶	۱۹۹۶-۲۰۰۵	۱۹۸۶-۱۹۹۵	۱۹۷۶-۱۹۸۵	۱۹۶۶-۱۹۷۵	
۸۹/۶	۸۸/۳	۱۰۵/۶	۱۱۴/۴	۸۵/۸	میانگین بارش (میلی‌متر)
۶۹/۷	۶۶/۹	۶۲/۶	۵۷/۶	۶۵/۷	طبقه بارشی ۵-۱۰۵
۱۹/۵	۲۹/۸	۱۹/۷	۲۷/۳	۳۰/۱	طبقه بارشی ۱۰۵-۲۰۵
۱۰/۴	۳/۳	۱۵/۸	۱۱	۴/۱	طبقه بارشی ۲۰۵-۳۰۵
۰/۴	۰	۱/۷	۳/۵	۰/۱	طبقه بارشی ۳۰۵-۴۰۵
۰	۰	۰/۲	۰/۵	۰	طبقه بارشی ۴۰۵-۵۰۵
۰	۰	۰	۰/۱	۰	طبقه بارشی ۵۰۵-۶۰۵

جنوب‌غربی دریای خزر به‌وضوح قابل مشاهده است. در حالی که دو طبقه بارشی ۵ تا ۵۵ میلی‌متر و ۵۵ تا ۱۰۵ میلی‌متر که پهنه رایج بارشی می‌باشد و دارای رفتار تناوبی است. گستره‌های زیر پوشش طبقات بارشی بالا (۴۰۵-۳۵۵ میلی‌متر) به‌طور چشم‌گیری کاهش یافته‌اند. به‌طوری‌که در دهه‌های اخیر در هیچ نقطه‌ای از ناحیه مورد نظر اتفاق نداده‌است. همچنین شیو مکانی میانگین بارش در این ماه با پیشروی به سمت دهه اخیر (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶) به سمت طول-های شرقی گسترش می‌یابد.

نوامبر: شکل ۷ نشان می‌دهد که در ماه نوامبر نیز بیشینه بارش در جنوب‌غربی دریای خزر و کمینه میانگین بارش در بخش‌های شرقی ناحیه و جنوب دریای خزر (ارتفاعات البرز) دیده می‌شود. ردیف اول جدول ۶ نشانگر این است که میانگین بارش طی دهه‌های مختلف دارای روند سینوسی است. به‌طوری‌که بیشینه آن در دهه چهارم (۱۹۹۶ تا ۲۰۰۵) برابر ۹۵/۴ میلی‌متر و کمینه آن در دهه نخست برابر ۷۹/۳ میلی‌متر می‌باشد. در این ماه نیز با گذر زمان از نواحی تحت حاکمیت طبقه‌های بارشی بالا کاسته و به نواحی با طبقات بارشی پایین افزوده می‌گردد. این ویژگی در بخش‌های



شکل ۷- میانگین بارش ماه نوامبر در پنج دهه اخیر (۱۹۶۶-۲۰۱۶)

جدول ۶- درصد مساحت تحت پوشش میانگین بارش ماه نوامبر در ناحیه خزری طی دهه‌های مختلف

۱۹۶۶-۱۹۷۵	۱۹۷۶-۱۹۸۵	۱۹۸۶-۱۹۹۵	۱۹۹۶-۲۰۰۵	۲۰۰۶-۲۰۱۶
۷۹/۳	۹۱/۶	۸۷/۴	۹۵/۴	۸۶/۹
۳۷/۷	۳۰/۶	۳۳/۶	۲۵/۴	۳۶/۹
۳۵/۹	۳۷/۷	۳۳	۳۷/۷	۳۴
۲۰/۴	۲۰/۵	۲۵/۳	۲۴/۳	۱۵/۴
۴/۷	۷/۲	۷/۶	۸/۹	۹/۶
۱/۲	۳/۲	۰/۱	۳/۴	۳/۳
۰/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۳	۰/۷
۰	۰/۵	۰/۱	۰	۰/۱
۰	۰/۲	۰	۰	۰

بحث

از آن‌جا که بارش ماه‌های سرد سال در ناحیه خزری به پرفشارهای حرارتی و نیز چرخندهای مدیترانه‌ای نسبت داده می‌شود، کاهش پهنه‌های پرباران را می‌توان به عواملی که این پدیده را کنترل می‌کنند، نسبت داد:

لاکاس و همکاران (۲۰۱۴) با بررسی تغییرات ناحیه حاره از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۴ دریافتند که طی این دوره ناحیه حاره در هر دو نیمکره ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی (حدود ۰/۵ تا ۱ درجه در هر دهه) به سمت شمال جابه‌جا شده است. این جابه‌جایی به افزایش گازهای گلخانه‌ای، تخریب ازن استراتسفری و گسیل هستک‌های حاصل از فعالیت‌های انسانی نسبت می‌دهند. همچنین هودسون (۲۰۱۲: ۷۸۰۸-۷۷۹۷) با بررسی جابه‌جایی رودباد جنب‌حاره، عوامل عمده در جنبش جریان رودباد جنب‌حاره را به پنج عامل؛ نظیر تغییرات نواحی حاره به همراه دمای اقیانوس‌ها، تابش حاصل از حضور گازهای گلخانه‌ای در وردسپهر، تغییرات دمای لایه پایین پوشش‌سپهر، نوسانات شبه دوسالانه جو و انفجارهای آتشفشانی نسبت داده و مقدار این جابه‌جایی را در نیمکره شمالی 0.3 ± 3.7 درجه و در نیمکره جنوبی 0.2 ± 6.5 درجه می‌داند. همچنین نتایج حاصل از بررسی روند فراوانی سالانه رودباد بیانگر افزایش تداوم رودباد جنب‌حاره در مناطق جنوب پاکستان و شمال هند و کاهش تداوم آن در جنوب مدیترانه می‌باشد. در دریای سرخ، عربستان،

خلیج فارس، دریای عمان و کشورهای عربی جنوب خلیج فارس و همچنین ورودی چپ رودباد و دریای مدیترانه تغییرات نصف النهاری در طی زمان، انحراف محور رودباد به شمال را ممکن ساخته است. استرانگ و دیویس (۲۰۰۷: ۵۹۲-۵۸۴) با استفاده از داده‌های بازکاوی شده ارتفاع ژئوپتانسیل، سرعت باد، دما و فشار از مرکز ملکی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملکی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا (NCEP/NCAR) و نیز داده‌های ERA-40 از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان مدت هوا (ECMWF)^۱ رودباد زمستانه نیمکره شمالی در ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۷ را روندیابی کردند. ایشان نشان دادند که سرعت هسته در رودباد جنب حاره بر فراز غرب و مرکز اقیانوس آرام ثابت بوده‌است؛ درحالی‌که افزایش سرعت در رابطه با سلول هدلی به‌عکس جابه‌جایی قطب‌سوی گشتاور زاویه‌ای به مقدار ۱/۷۵ متر بر ثانیه تغییر یافته است. آرچر و کالدرا (۲۰۰۸: ۶-۱) نیز نشان دادند که در نیمکره شمالی، جریان رودباد در حال تضعیف است؛ در حالی‌که در نیمکره جنوبی، جریان رودباد جنب حاره در حال تضعیف و جریان رودباد جبهه قطبی در حال تقویت است. از طرفی بررسی روند پشته پرفشار جنب حاره نشان داد که تداوم پشته مزبور بر روی منطقه از ابتدای دوره تاکنون روند افزایشی و معنی دار داشته است (عساکره

1- The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

جابه‌جایی مکانی چشمگیری شده‌است. همچنین از ماه نوامبر تا فوریه فشار مرکزی روند کاهشی و دمای سطح زمین روند افزایشی معناداری نشان می‌دهد. بررسی تغییرات همبستگی بارش ایران و فشار سیبری در ابتدا و انتهای دوره نشان از کاهش همبستگی در پایان دوره ۶۰ ساله دارد. علاوه بر این، گرمایش جهانی نیز منجر به تغییر پرفشار دریای سیاه گردیده‌است. حسینی (۱۳۹۳: ۱۱۲) ضمن بررسی سامانه پرفشار دریای سیاه به این نتیجه رسیدند که موقعیت زمانی - مکانی این سامانه تغییر خواهد کرد یا کانون آن تضعیف خواهد شد. نتایج حاصل از پژوهش ایشان بیان‌کننده این واقعیت است که پرفشار دریای سیاه در طول دوره مورد بررسی (۱۳۴۰-۱۳۸۲) تقریباً در ۵۳ درصد از اوقات، فاز مثبت (تقویت) را تجربه کرده‌است. در ۴۷ درصد از طول دوره آماری فاز منفی (تضعیف) رخ داده‌است. این بدان مفهوم است که موقعیت زمانی - مکانی این سامانه تغییر خواهد کرد یا کانون آن تضعیف خواهد شد. می‌توان گفت که تغییرات درازمدت دمای متوسط در سطح دریای سیاه همبستگی بسیار مهمی با دمای هوا دارد. بنابراین، واکاوی دما نشان می‌دهد که مقدار این فراسنج در چند دهه اخیر، در ماه‌های گرم و حتی دوره سرد سال افزایش قابل توجهی داشته است (تورکش و همکاران، ۲۰۰۲: ۹۸ در ترکیه؛ فومیکی و همکاران، ۲۰۰۷: ۶۳ در ژاپن؛ پاویا و همکاران، ۲۰۰۸: ۲۹ در مکزیک؛ خسروی و همکاران، ۱۳۸۲: ۷۵ در مشهد؛ رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰: ۹۷ در هرمزگان) این خود منجر به تضعیف پرفشار دریای سیاه طی دهه‌های اخیر گردیده‌است.

بدیهی است تغییرات پرفشار جنب‌حاره، پیامدهای اقلیمی مهمی، نظیر تضعیف تاوه قطبی، در عرض‌های بالا به دنبال داشته است. می‌دانیم که تغییرات ناهم‌فاز گرایش باد مداری، واداشت کوهساری، واگرایی شار تکانه افقی و گشتاور کوریولیس سهم اصلی در تعیین تحول زمانی چرخه‌های نوسان تاوه قطبی دارند (میررکنی و محب‌الحجه، ۱۳۹۰: ۲۲۲). فرانفلد و همکاران (۲۰۰۳: ۷)، بر این باورند که تاوه قطبی تا قبل از دهه ۱۹۷۰ پیشروی‌های استوا سویی بیشتر و پس از آن پسروی‌های قطب‌سوی بیش‌تری داشته‌اند،

و همکاران، ۱۳۹۶: ۳۰۳). بدین ترتیب جابه‌جایی پشته پرفشار جنب حاره موجبات جابه‌جایی شمال سوی مسیر چرخندها را موجب شده است که به وسیله افراد زیادی بررسی شد (جاکوبیت، ۱۹۸۷: ۴۷۶-۴۵۳؛ قائمی و همکاران، ۱۳۸۶: ۲۴۵-۲۱۹؛ محمدنژاد و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۳۰-۱۱۵؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۵: ۳۲-۲۱).

علاوه بر آن‌چه که در بالا گفته شد افزایش دمای کره زمین هسته پرفشارهای حرارتی نظیر پرفشار سیبری و نیز دریای سیاه را تضعیف نموده است (پاناگیوتوپولوس و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۴۲۲-۱۴۱۱؛ حسینی ۱۳۹۳: ۱۱۲ و خوش‌کیش، ۱۳۹۶: ۱). برای مثال پرفشار سیبری عمده‌تاً حاصل تمرکز هوای بسیار سرد سطحی و شدت آن با دمای هوا رابطه نزدیک دارد. بنابراین، تغییر سرمایش تابشی می‌تواند باعث تغییرات این پرفشار گردد (هاگتون و همکاران ۲۰۰۱: ۸۸۱). این امر کنش‌های مرتبط با فرضیه همرفت وزشی که به وسیله افراد زیادی آزمون و پذیرفته شده است (علیجانی، ۱۳۷۲: ۱۰۱-۸۵؛ قشقایی، ۱۳۷۵: ۱ و علیجانی ۱۳۸۵: ۲۰۷-۲۰۴) را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بدین معنی که تباین گرمایی پرفشارهای حرارتی و دمای سطح آب دریای خزر کاسته شده است و فرایند همرفت وزشی از قدرت پیشین خود برخوردار نمی‌باشد. ساهسامان‌اوغلو و همکاران (۱۹۹۱: ۸۳۹-۸۲۷) با تعیین نمایه‌های ماهانه براساس مقادیر بیشینه فشار تراز دریا، یک کاهش تدریجی در شدت پرفشار سیبری بعد از سال ۱۹۷۰ تشخیص داده‌اند و کاهش مذکور را با گرمایش دائمی وردسپهر پایینی بر روی سیبری ارتباط داده‌اند. مهماندوست (۱۳۸۵: ۱) ضمن بررسی شدت و گسترش پرفشار سیبری بر روی ایران، به این نتیجه رسید که نفوذ زبانه این پرفشار، از سال ۱۹۹۶ به بعد در قیاس با گذشته گستره کم‌تری را زیر پوشش داشته‌اند. خوش‌کیش (۱۳۹۶: ۱) با بررسی تغییرات مقایسه‌ی دهه‌ی اول و ششم دوره ۶۰ ساله پرفشار سیبری طی دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۵۵ دریافتند که هسته مرکزی سامانه پرفشار سیبری در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه از سمت شرق به غرب و در ماه‌های اکتبر، نوامبر و مارس از سمت شمال شرق به جنوب غرب در محدوده‌ی دریاچه‌ی بایکال تا بالخاش دچار

نتیجه‌گیری

تغییرات دهه‌ای بارش علاوه بر اثرات قابل توجه زیست محیطی بر کمیت و کیفیت منابع آب تأثیر غیرقابل انکاری به جا می‌نهد. از این رو، واکاوی آن به لحاظ زیست محیطی - اقتصادی، برآورد، تأمین و توزیع آب مورد نیاز و در نهایت لزوم اتخاذ تدابیر مدیریتی و نیز برنامه‌ریزی منابع آب از اهمیت شایان توجهی برخوردار است. بنابراین، در این پژوهش تلاش گردید که تغییرات دهه‌ای بارش ماهانه فصل سرد ناحیه خزری طی دوره آماری ۱۹۶۶ تا ۲۰۱۶ در معرض توجه قرار گیرد. بدین جهت از داده‌های روزانه فصل سرد ۳۸۵ ایستگاه همدید، اقلیم‌شناسی و باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ایستگاه‌های باران‌سنجی وزارت نیرو طی بازه زمانی ۲۰۱۶-۱۹۶۶ (۵۱ سال) استفاده شده- است.

نتایج نشان می‌دهد که، در یازده سال اخیر (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶) بیشینه میانگین بارش ماهانه و شیو مکانی آن از جنوب غربی دریای خزر به سمت ارتفاعات البرز و شرق ناحیه جابه‌جا گردیده است و وسعت مکانی بارش‌های کم‌مقدار رو به فزونی است. میانگین بارش فصل‌های زمستان و پاییز دارای رفتار تناوبی است. این نتایج با یافته‌های پژوهش‌های مشابه در بسیاری از نواحی ایران (عیوضی و همکاران، ۱۳۸۹: ۱۵۵، برای استان گلستان؛ پیرنیا و همکاران، ۱۳۹۴: ۱۰۰-۹۰ و نساجی‌زواره و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۳۹، برای ناحیه خزری و غیاث آبادی فراهانی و همکاران، ۱۳۹۷: ۵۹، برای نیمه غربی ایران؛) و جهان؛ (هندرسن، ۲۰۰۰: ۷۴-۸۱ برای شمال شرق ایالات متحده؛ فیداس و همکاران، ۲۰۰۷: ۱۷۷-۱۵۵ برای یونان) همخوانی ندارد. این عدم انطباق ممکن است حاصل تفاوت در منطقه مورد مطالعه و روش‌های استفاده شده در این پژوهش و پژوهش‌های یاد شده باشد. اما با نتایج برخی محققان از جمله حجازی‌زاده و پروین (۱۳۸۸: ۴۳، برای تهران) همخوانی دارد.

تغییرات بارش ماه‌های سرد سال در ناحیه خزری به تغییرات پرفشارهای حرارتی و نیز تغییرات فراوانی و مسیر چرخندهای مدیترانه‌ای نسبت داده می‌شود که در مطالعات پیشین نشان داده شده‌اند.

به‌طوری‌که در عرض‌های بالاتر (به‌ویژه بر روی خشکی‌های شمال آمریکا، آسیا و اروپا) ضعیف‌تر شده است. این روند، در وردیست بالایی نسبت به وردیست پایینی قوت بیش‌تری دارد. بنابراین، روند بلندمدت تاوه قطبی که با ناهنجاری دما، پوشش برف و نوسان شمالگان در ارتباط می‌باشد (جوی و همکاران، ۲۰۰۹: ۲) اثرات بارشی کم‌تری در ناحیه خزری به‌دنبال خواهد داشت. به‌نظر می‌رسد، یکی از عوامل تضعیف حرکت چرخندی تاوه قطبی، شتاب‌های منفی حاصل از واداشت موجی وردسپهری است (پولوانی و سراوانان، ۲۰۰۰: ۳۶۸۵-۳۶۶۳).

هرآن‌چه در بالا گفته شد عامل عمده باران‌زایی ناحیه خزری، یعنی شدت و فراوانی چرخندها و چرخندزایی مدیترانه را متأثر ساخته است که در تحقیقات زیادی واقعیت را تأیید کرده‌اند؛ برای مثال تریگو و همکاران (۲۰۰۰: ۲۹۱۶-۲۹۱۳) بر این باورند که کاهش بارش در فصل مرطوب مدیترانه در طی چهار دهه گذشته به‌علت تضعیف شدت چرخندهای مدیترانه‌ای است. زاپا و همکاران (۲۰۱۵: ۱۷۳۸-۱۷۲۷) با بررسی چرخندهای برون حاره، نشان دادند که کاهش بارش زمستانه حاصل از کم‌فشارهای مدیترانه با کاهش شمار چرخندهای مدیترانه مرتبط می‌باشد. با این حال، سهم تغییرات میزان بارندگی تولید شده توسط هر چرخند به‌لحاظ محلی مهم است: در شرق مدیترانه به‌دلیل کاهش شمار چرخندها، روند بارش کاهش می‌یابد.

زاپا و همکاران (۲۰۱۳: ۵۸۶۲-۵۸۴۶) تحت سناریوی انتشار RCP4.5، پیش‌بینی کرده‌اند که در پایان قرن بیست و یکم، شمار چرخندهای مدیترانه در زمستان ۲۰-۱۰ درصد کاهش خواهد یافت. در واقع می‌توان گفت که در سال‌های اخیر وردش‌های^۱ شدید آب و هوایی مانند گرمایش جهانی، منجر به تغییر الگوهای جوی و پدید آمدن ناهنجاری‌های اقلیمی در اغلب نقاط جهان شده‌است (بابائیان، ۱۳۸۰: ۲۴). تضعیف این سامانه‌های همدید و استدلال‌های مشابه در پژوهش‌های پرشماری دیده شده است.

- bulletin of the Center for Climatology, No. 5, pp 24-43.
11. Burn, D. H., and Haj Alnur, M. A. 2002, Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of Hydrology*. 255, pp 107-122.
 12. Choi, G, Robinson, D. A, and Kwon, Won-Tae, 2009, Recent changes in the northern hemisphere circumpolar vortex, *Association of American Geographers*, Las Vegas, USA.
 - 13.
 14. Djaman, Koffi, Sharma, Vivek, Rudnick, Daran. R, Koudahe, Komlan, Irmak, Suat, Kokou, Adambounou Amouzou, Mianikpo Sogbedji, Jean, 2017, Spatial and temporal variation in precipitation in Togo, *International Journal of Hydrology*, Vol 1, No. 4, pp.97-105.
 15. Eyvazi, M., Masoomi A., Mofteh Ahlihi, M and Hesam, M, 2011, Investigation of precipitation trend on the north region of Golestan Province, *Journal of Water and Soil Conservation*, Vol 17, No. 2, pp 155-168.
 16. Frauenfeld, O. W. and Davis, R. E. (2003). Northern Hemisphere circumpolar vortex trends and climate change implications. *Journal Geophysical Research*, VOL. 108, NO. D14. pp 7-13.
 17. Feidas and Ch. Nouloupoulou, T.Makrogiannis, and E. Bora, 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, pp. 155–177.
 - 18.
 19. Fumiaki, F., Yamazaki, N., Kobayashi, K., Nakamigawa, H, 2007, Long Term Changes of Temperature Extremes and Day-Today Variability in Japan, *Meteorology and Geophysics*, 58: 63-72.
 20. Ghashghaei, Gh., 1996, Investigation of the effect of Siberian high pressure on the autumn Precipitation of the southern coast of the Caspian Sea, Master's thesis of natural geography, Tarbiat Moallem University.
 21. Ghaemi, H., Zarrin, A., Azadi, M and Farajzadeh Asl, M, 2007, Analysis Spatial pattern of tropical high pressure on Asia and Africa, *Journal of Human Sciences Modares*, No.1. pp 219-245.
 22. Ghias Abadi Farahani, F., Khosh Akhlagh, F., Shamsipour, A., Azizi, Gh and Fatahi, I ,2018, Analysis of inter-decade changes in trends and spatial patterns of annual and
- بارش به‌عنوان یک پارامتر کلیدی در اقلیم هر منطقه‌ای، می-
تواند اهمیت زیادی بر فعالیت انسانی (مانند کشاورزی،
منابع آب و...) و نیز بلایای طبیعی (مانند خشکسالی و
سیلاب) داشته باشد. بنابراین، از آن‌جا که تغییرات بارش
پدیده‌ای بسیار پیچیده است و نیاز به مطالعات جامعی دارد،
پیشنهاد می‌شود به‌منظور برنامه‌ریزی و تصمیمات دقیق‌تر، به
شناخت تغییرات سامانه‌های همدید در این منطقه نیز
پرداخته شود.
- منابع**
1. Alexandersson, H, 1986, A Homogeneity Test Applied to precipitation data, *Journal of Climatology*, Vole, 6, pp. 661- 675.
 2. Alijani, B., 1993, Mechanisms rainfalls upward Iran, *Journal of the Faculty of Literature and Humanities*, No. 1, pp. 85-101.
 3. Alijani, B., 2006, *Synoptic climatology*, Second Edition, Tehran: Publication samt
 4. Alijani, B.; Mohammadi, H and Bigdeli, A., 2008, The Role of Pressure Patterns on the Precipitation of the South Coast of Caspian Sea, *Territory Geographical*, Vol. 4, No. 16, pp. 37-52.
 5. Archer, C.L. and Caldeira, K, 2008, Historical trends in the jet Streams. *Geophys Res Lett*, Vol 35. L08803. pp 1-6.
 6. Asakereh, H., 2008, Kriging Application in Climatic Element Interpolation A Case Study: Iran Precipitation in 1996.12.26, *Geography And Development Iranian Journal*, No. 12, pp. 25-42.
 7. Asakereh, H., Ghaemi, H and Fatahian, M, 2017, Climatology Northern boundary of subtropical high pressure ridge on Iran, *Journal of Climate Research*, No 25, 26, pp 21-32.
 8. Asakereh , H., Beyranvand, A., Fatahian , M and Shadman,. H, 2017, The Analysis of Transport trend of Subtropical jet stream and High Pressure on Middle East and its relationship with Iran climate, *Journal Geographic Space*, Vol 17, No. 58, pp 330-315.
 9. Azizi, Q and Roshani, M, 2008, Using Mann-Kendall Test to Recognize of Climate Change in Caspian Sea Southern Coasts, *Physical Geography Research Quarterly*, No. 64, pp 13-28.
 10. Babayan, F, 2001, Investigation of the flood pattern of summer 2001 in Golestan and northern Khorasan provinces, *Scientific*

- fluctuations in the global temperature, Third Regional Conference and First National Conference on Climate Change, Esfahan.
35. Khosh kish, A., 2017, The effects of global warming on the Siberian High Pressure System and its role on Iran's temperature and precipitation fluctuations, Ph.D. Department of Climate Change, Lorestan University, Faculty of Literature & Humanities, Department of Geography.
36. Lucas, Christopher. Timbal, Bertrand and Nguyen, Hanh, 2014, The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies, Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, Vol 5, Issue 1. pp 89-112.
37. Masman, V., Castro, A., Fraile, R., Dessens, J. D., Sanchez, J. L., 2004, Detection of statistically significant trends in the summer precipitation of main land Spain, Atmos, Res., 70, pp 43-53.
38. Masodian, S. A., 2009, Precipitation Regions of Iran, Geography And Development Iranian Journal, Vol 7, No. 13, pp 79-91.
39. Mehmandoost, Kh., 2006, Studying the intensity and extension of Siberian High pressure over Iran using GIS, Thesis Master, Tarbiat Moallem University.
40. MirRokni, S. M and Mohebol-Hojeh, A., 2011, Analysis of the polar vortex oscillations in a shallow water model of the Stratosphere using Eulerian diagnostics, Journal of the Earth and Space Physics, Vol 37, No.2, pp 211-223.
41. Mohammadnejad, A., Ahmadi Givi, F and Irannejad, P., 2009, Effects of the annual variations in the positions of the sub-tropical high pressure belt and Siberian high on the Mediterranean cyclogenesis and precipitation in Iran, Journal of the Earth and Space Physics, Vol 35, No. 4, pp 115-130.
42. Moreau, E., 2016, Spatial and Temporal Variability of Rainfall in the Alps-Mediterranean Euroregion, Journal American Meteorological Society, pp. 655-671.
43. Moradi, H.R., 2004, The role of the Caspian Sea in the conditions of the northern coast of the country, Journal of Marine Science and Technology, No. 2-3, pp. 77-87.
44. Mofidi, A.; Zarrin, A and Kharkhaneh, M., 2014, The investigation of atmospheric circulation patterns during wet and dry spells over the southern coast of the Caspian Sea, Iranian Journal of Geophysics, No.1, seasonal precipitation, case study: West of Iran, Vol 18, No. 48, pp 59-78.
23. Gong, D. Y., Shi, P. J. and Wang, J. A., 2004, Daily precipitation changes in the semi arid region over northern China, J. Arid Environ., 59, pp 771-784.
24. Henderson, S., 2000, Autumn Precipitation Trends in the Northeast United States, Middle States Geographer, 33:pp. 74-81.
- 25.
26. Haghton, J.T., Y.Ding, D.J.Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X .Dai, K, Maskell, and C. A. Johnson, Eds, 2001, Climate change 2001: The scientific basis, Cambridge University Press, pp 881.
27. Halabian, A., Dehghanpour, A and Ashori Ghaleroodkhany, Z., 2016, Synoptic Analysis of Extreme and Widespread Precipitations in Caspian Eastern Coasts, Vol 5, No 19. pp 37-57.
28. Hejazi Zadeh, Z and Parvin, N., 2009, Investigating changes in Tehran's temperature and precipitation during the last half century, Geography and Regional Planning, pp 43-56.
29. Hosseini, M., Masoodian A and Movahedi S. Analysis of the Concurrence of Black Sea High Pressure System and Daily Precipitation in IRAN, 2015, Geographical Researches Quarterly Journal. 30 (1). pp 1-16.
30. Hosseini, S., M, 2014, A Synoptic Analysis of Black Sea High Pressure and Its Role on Variations of Temperature and Precipitation in IRAN, PhD Thesis, Faculty of Geographic Sciences and Planning Department of Physical Geography, Esfahan.
31. Hudson, R.D., 2012, Measurements of the movement of the jet streams at mid-latitudes, in the Northern and Southern Hemispheres, 1979 to 2010, Atmos Chem Phys. No. 12. pp 7797-7808.
32. Jacobeit, J., 1987, Variations of trough position and precipitation patterns in the Mediterranean area, J. Climate. Vol 7. pp 453-476.
33. Jianting, CHU. Jun1, XIA. Chongyu, XU. LI Lu, Zhonggen, WANG, 2010, Spatial and temporal variability of daily precipitation in Haihe River basin, 1958-2007. Journal of Geographical Sciences, 20(2): pp 248-260.
34. Khosravi, M., Javdani Khalifeh, N and Mohammad Nia Qaraee, S., 2003, Investigate the compliance of Mashhad temperature time series with variations and

- with autumn precipitation of Southern Coast of Caspian Sea, Scientific Journals Management System, Vol. 16, No. 43, pp. 217-238.
53. Strong, C. and Davis, R. E, 2007, Variability in the Position and Strength of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections, Journal Of Climate, No. 21. pp 584-592.
 54. Trigo, I. F., Davies, T. D., and Bigg, G. R, 2000, Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones, Geophys. Res. Lett. Vol 27, pp 2913-2916.
 55. Turkesh, M., Sumer, M. U., Demir, S, 2002, Re-Evaluation of Trends and Changes in Mein, Maximum and Minimum Temperature of Turkey for the Period 1929-1999, International Journal of Climatology, No. 22, pp 1334-1346.
 56. Xingwen, JIANG and Yueqing, LI, 2011, Spatio-temporal variability of winter temperature and precipitation in Southwest China . Journal of Geographical Sciences. 21(2): pp 250-262.
 57. Xiujing, M., Shifeng, Z., Yongyong, Z and Cuicui, W, 2013, Temporal and spatial changes of temperature and precipitation in Hexi Corridor during 1955-2011, Journal of Geographical Sciences. 23(4): pp 653-667.
 58. Zappa, G., Shaffrey, L.C., Hodges, K.I., Sansom, P.G and Stephenson, D.B, 2013, A multimodel assessment of future projections of North Atlantic and European extratropical cyclones in the CMIP5 climate models, J Clim 26:5846-5862.
 59. Zappa, G., Hawcroft, K. M., Shaffrey, L., Black, E and Brayshaw, J.D, 2015, Extratropical cyclones and the projected decline of winter Mediterranean precipitation in the CMIP5 models, Clim Dyn. 45. pp.1727-1738.
 - pp. 140-176.
 45. Nassaji zavareh, M.; Khorshiddoust, A. Rasouli, A and Salajegheh, A., 2016. Trend analysis of temperature and precipitation variability using homogenization time series (Case study: Khazar Region), Journal of Range and Watershed Mangement, No.3, pp. 739-752.
 46. Panagiotopoulos, F., Shahgedanova, M. and Stephenson, D, 2005, Observed Trend and Teleconections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action, Journal of climate. Vol.18. No.2. pp 1411-1422.
 47. Pavia, E. G, 2008, Annual and Seasonal Surface Air Temperature Trends in Mexico. International Journal of Climatology. 29:1324-1329.
 48. Pirniaya, A., Habibnejad Roshan, M and Soleimani, K, Investigation of Precipitation and Temperature Changes in Caspian Sea Southern Coasts and Its Comparison with Changes in Northern Hemisphere and Global Scales, 2015, Journal of Watershed Management Research, Vol 5, No. 11, pp 90-100.
 49. Polvani, L. M. and Saravanan, R, 2000, The three-dimensional structure of breaking Rossby waves in the polar wintertime stratosphere, J. Atmos. Sci., 57, 3663-3685.
 50. Ramos, M. C, 2001, Raifall distribution patterns and their change over time in a Mediterranean area. Theoretical and Applied Climatology, 69, pp 163-170.
 51. Rahimzadeh, F., Hedayat Dezfuli, A and Pour Asgharian, A, 2011, Estimation of trend and mutation of temperature and precipitation indexes in Hormozgan province, Geography And Development Iranian Journal, Vol 9, Issue 21, pp 97-116.
 52. Saligheh, M.; Nasserzadeh, M.H and Chehreara ziabari, T., 2016, Study of the relation between NCPI and CACO indices