مجلهٔ مخاطرات محیط طبیعی، سال پنجم، شماره هفتم، بهار ۱۳۹۵
تاریخ دریافت مقاله: ۹۴/۱۱/۱۴
تاریخ پذیرش مقاله: ۹۵/۰۲/۱۷
صفحات: ۸۶-۶۹

واکاوی اندرکنش نوسان مدیترانه شرقی با تغییرپذیری دماهای کرانگین غرب ایران

سعید بساطی[۱]، دکتر مصطفی کرم پور *[۲]

چکیده

دماهای کرانگین عناصر آب و هوایی هستند که در قالب مخاطرات اقلیمی بر عوامل اقتصادی و اجتماعی تأثیر دارند و شناخت و پیش‌بینی آن‌ها به‌منظور برنامه‌ریزی در زمینه‌های کشاورزی، صنعتی و اقتصادی ضروری می‌باشد. از طرف دیگر این تغییرات به‌شدت با نوسانات جوی - اقیانوسی کلان‌مقیاس مرتبط‌اند. با توجه به این موضوع، تبیین اندرکنش دماهای کرانگین ایستگاه‌های غرب کشور و نوسان مدیترانه شرقی، از اهداف مهم این مطالعه می‌باشد. برای بررسی تأثیر نوسان مدیترانه شرقی بر تغییرات دماهای کرانگین ایستگاه‌های غرب ایران، از روش‌های همبستگی پیرسون، روند خطی و پلی نوم یال استفاده‌شده است. نتایج مطالعه نشان می‌دهد در فاز منفی دمای کرانگین بیشینه از ۰/۰۹ تا ۰/۸۵ و دمای کرانگین کمینه ۱ درجه نسبت به میانگین دوره آماری افزایش‌یافته است. برعکس در فاز مثبت دمای کرانگین بیشینه از ۰/۱ تا ۰/۴ و دمای کرانگین کمینه از ۰/۰۶ تا ۰/۵۶ درجه سانتی‌گراد نسبت به میانگین دوره آماری کاهش داشته است. تأثیر EMO بر دماهای کرانگین در فصل بهار قوی‌تر از فصل زمستان بوده است. بیشترین همبستگی ماهانه بین دماهای کرانگین و این الگو در ماه مارس بوده است. دماهای کرانگین کمینه با تراز ۳۰۰ و دماهای کرانگین بیشینه با تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال الگوی مدیترانه شرقی بالاترین همبستگی داشته‌اند.

کلیدواژه‌ها: پیوند از دور، نوسان مدیترانه شرقی (EMO)، دماهای کرانگین، غرب ایران.

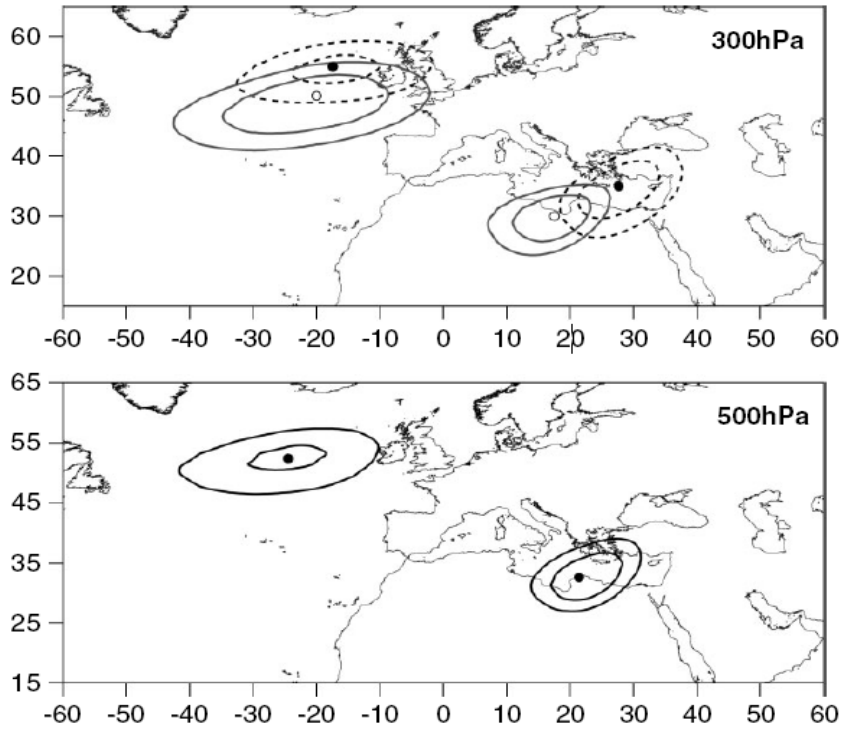
۱- دانشجوی دکتری اقلیم شناسی دانشگاه لرستان
۲-* استادیار گروه جغرافیایی دانشگاه لرستان Karampoor.m@1u.ac.ir

مقدمه

اصطلاح الگوی پیوند از دور به ارتباط معنادار ناهنجاری گردشی به‌صورت دوره‌ای، دائمی و ثابت بین دو ناحیه جغرافیایی یا بیشتر که در کنار هم و یا دور از هم باشند اطلاق می‌شود. در پژوهش‌های مختلفی که به‌منظور شناسایی الگوهای گردشی جو انجام‌شده است، اغلب دو رویکرد مورداستفاده قرارگرفته است: ۱- روش همبستگی که در آن هسته‌های الگو به‌وسیله ارتباط منفی قوی مشخص می‌شوند. ۲- تجزیه‌وتحلیل چرخشی مؤلفه‌های مبنا (RPCA)که در آن بردارهای ویژه‌ماتریس همبستگی به‌صورت جداگانه تعداد متغیرها را بر طبق سهم آن‌ها از واریانس‌های ریزمقیاس شده به کمترین تعداد می‌رساند و با کاهش تعداد متغیرها و حذف متغیرهای غیر اصلی، محاسبات را راحت‌تر می‌نماید. این دو روش، زمانی که الگوی دوقطبی یا الگوهای موجی در تروپوسفر بالا وجود دارند به‌خوبی باهم هماهنگ هستند و به‌خوبی آن‌ها را نشان می‌دهند، البته روش دوم برای شناسایی ساختارهای حاکم در سطح دریا مناسب‌تر بوده که درروش همبستگی این مشخصه ضعیف می‌باشد *(هورل،۱۹۸۱؛ والاس و گوتزلر، ۱۹۸۴؛ اسبنسن،۱۹۸۴؛ کوشنیر و والاس، ۱۹۸۹؛ گونزالس و همکاران، ۲۰۰۸).*

نوسان مدیترانه شرقی (EMO) توسط هاتزاکی و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از روش‌های همبستگی و مؤلفه‌های مبنا شناسایی و تعریف‌شده است که فازهای آن بین شرق مدیترانه و شمال شرقی اطلس به‌ویژه در فصل زمستان و در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ ه.پ دیده می‌شود. آن‌ها نتیجه گرفتند که این الگو در اوایل بهار و در اواخر پاییز از وضعیت ضعیف‌تری برخوردار بوده است. در شکل ۱ و ۲ اختلاف استاندارد ارتفاع ژئوپتانسیل فازهای منفی و مثبت این الگو مشاهده می‌شود.

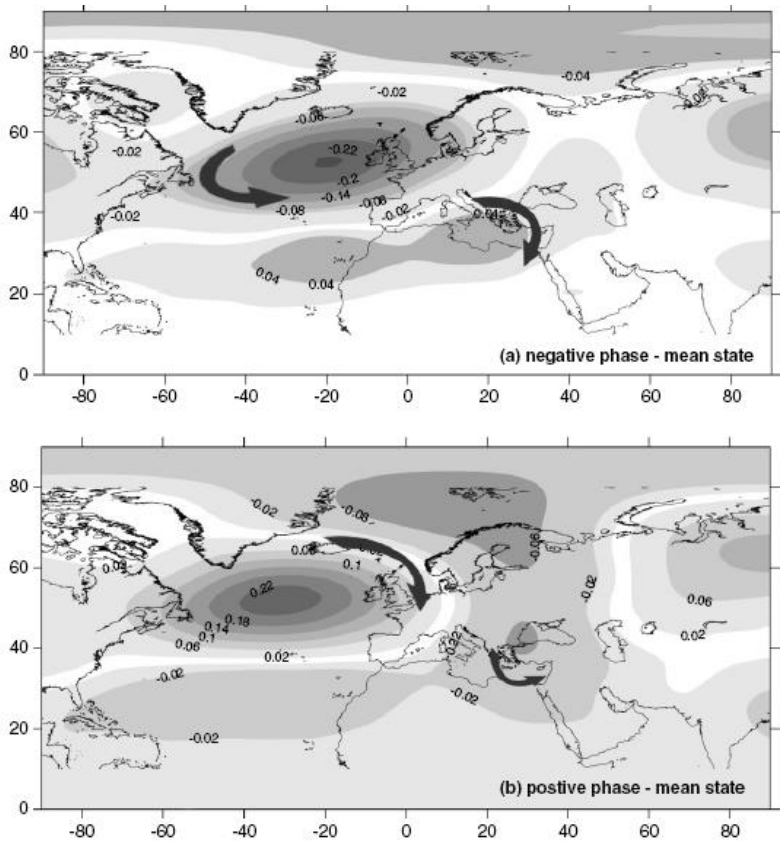
هاتزاکی این الگو را در تروپوسفر فوقانی و به‌ویژه ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال، با کمک روش همبستگی منفی (۰/۶۷-) شناسایی کرده است و نقش دینامیکی رود باد جبهه قطبی و امواج راسبی را عامل ایجاد و تقویت زمستانی آن می‌داند. فازهای آن، یکی در شرق مدیترانه (۲۲,۵ شرقی و ۳۲,۵ شمالی) و دیگری در شرق اقیانوس اطلس (۲۵ غربی و ۵۲,۵ شمالی) قرار دارد. در فاز منفی ناهنجاری قوی منفی همراه با شرایط چرخشی سیکلونی در تراز ۵۰۰ ه.پ بر اطلس حکم فرماست که ناهنجاری مثبت قویی همراه با شرایط آنتی سیکلونی و فرونشینی هوای گرم در شرق مدیترانه و شمال آفریقا وجود دارد؛ اما در فاز مثبت این وضعیت کاملاً برعکس می‌شود. هاتزاکی و همکاران (۲۰۰۷) رابطه این شاخص را با سایر الگوها مانند NAO، MOI و NCPI نیز بررسی نمودند و مشخص شد که EMO با NAO و MOI همبستگی معنی‌داری ندارد و در فصل زمستان ارتباط آن با شاخص NCPI معنی‌دار ولی بسیار ضعیف می‌باشد، درحالی‌که در بررسی‌های ماهانه هیچ ارتباطی بین آن‌ها وجود نداشت. پیرویتالی و همکاران (۱۹۹۷) نشان دادند که در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال، بین غرب مدیترانه با هسته‌ای مخالف در شرق آن همبستگی مستقیمی وجود دارد. پژوهش‌های اخیر نشان داد که این الگو در فازهای زمانی مختلف، دما و بارش منطقه مدیترانه را تحت تأثیر خود قرار داده است.



شکل ۱: نقشه پیوند از دور ارتفاع مقادیر ژئوپتانسیل ارتفاع ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

هلنا و همکاران (۲۰۱۱) مکانیسم‌های دینامیکی و تأثیر آن بر آب‌وهوای منطقه را با روش‌های آماری پیچیده مانند همبستگی متعارف (RCCA) بررسی نمودند. نتایج پژوهش آن‌ها ثابت نمود که الگو در طول هر دو فاز بر بارش و دمای منطقه تأثیر زیادی دارد. در زمستان فاز مثبت همراه با کاهش دما و افزایش بارش بوده و این وضعیت در طول فاز منفی برعکس شده است. در طول فازهای مثبت (منفی)، ناهنجاری‌ها و شرایط آنتی سیکلونی (سیکلونی) قوی و شدیدی بر شمال شرقی اطلس حاکم است؛ درحالی‌که یک ناهنجاری ضعیف سیکلونی (آنتی سیکلونی) در شرق اطلس وجود دارد که منجر به افزایش گردش نصف‌النهاری (مداری) در اروپا و مدیترانه شده است. هاتزاگی و همکاران در پژوهشی دیگر (۲۰۰۹) نتیجه گرفتند که در فاز مثبت دماهای حداکثر و حداقل ۰/۴ تا ۰/۸ سانتی‌گراد در شرق مدیترانه کاهش‌یافته است و بر مقدار بارش منطقه افزوده‌شده است؛ اما در فاز منفی بارش در شمال آفریقا و مناطق شرقی مدیترانه تا ۰/۸ میلی‌متر کاهش‌یافته است و در مقابل دما روندی افزایشی را طی کرده است. در یونان سال‌های گرم و سرد، دماهای حداقل و حداکثر، بارش‌های سنگین و کرانگین‌ها با فازهای منفی و مثبت این شاخص هماهنگی قویی داشته‌اند. با مرور پژوهش‌ها و مطالعات مختلفی که در ایران در ارتباط با همبستگی بین الگوهای دور پیوندی و پارامترهای اقلیمی انجام‌گرفته، مشخص گردید که طیف وسیعی از تغییرات و نوسانات اقلیمی و هیدرولوژی مانند خشک‌سالی‌ها، طوفان‌ها، سیلاب‌های شدید و یخبندان‌ها با سیگنال‌ها و شاخص‌های جوی- اقیانوسی در ارتباط‌اند *(غیور و خسروی ۱۳۸۰؛ مرادی ۱۳۸۳؛ مسعودیان ۱۳۸۶؛ خورشید دوست و همکاران ۱۳۸۶؛ خسروی و همکاران ۱۳۸۶؛ قویدل و همکاران ۱۳۸۹).*

قائمی و عساکره (۱۳۸۲) نزدیک ده درصد از تغییرات دمای مشهد را به نوسان اطلس شمالی نسبت داده‌اند، درحالی‌که در فازهای خنثی همبستگی آن ضعیف و بی‌معنی است.



شکل ۲ : ناهنجاری استانداردشده ارتفاع ژئوپتانسیل فازهای منفی و مثبت و وضعیت میانگین ارتفاع ۵۰۰ ه. پ

صلاحی و همکاران (۱۳۸۶) در پژوهشی با عنوان ارتباط نوسان اطلس شمالی با خشک‌سالی‌های آذربایجان شرقی، همبستگی بارش ایستگاه‌های سراب، میانه، مراغه و اهر با شاخص NAO را به ترتیب ۰/۱۳/۱۱، ۰/۰، ۰/۱۵-و ۰/۲۲- به دست آورده‌اند که این ارتباط فوق‌العاده پایین است. عساکره (۱۳۸۲) اعتقاد دارد که میزان تأثیر نوسان اطلس شمالی بر مقادیر دما و بارش ایستگاه‌های مختلف ایران همسان نبوده و روابط غیرخطی نیز قادر به ارائه الگویی برای بیان رابطه NAO با اقلیم ایران نیست. پژوهش‌های مذکور رابطه‌ی ضعیفی بین دماها در غرب کشور با نوسانات اقلیم اثبات کرده‌اند و از طرفی دیگر، تاکنون تأثیر الگوی مدیترانه شرقی بر دماهای کرانگین غرب ایران مورد کنکاش قرار نگرفته است. لذا هدف این پژوهش، بررسی ارتباط دماهای کرانگین غرب ایران با نوسان مدیترانه شرقی (EMO) می‌باشد.

داده و روش ها

داده‌های دماهای کرانگین بیشینه و کمینه ایستگاه‌های غرب ایران که شامل ۱۱ ایستگاه سنندج، کرمانشاه، همدان، اراک، خرم‌آباد، شهرکرد، اهواز، دزفول، تبریز، ارومیه و سقز هستند (جدول شماره ۱) برای دوره آماری ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۰ از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید و خلأهای آماری ایستگاه‌ها (دزفول، خرم‌آباد و اراک) از طریق روش تفاضل‌ها و نسبت‌ها بازسازی و از همگن بودن آن‌ها اطمینان حاصل شد و کنترل کیفی بر روی آن‌ها انجام گرفت. شاخص مدیترانه شرقی از اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصول سرد سال (به‌ویژه زمستان) به دست می‌آید، بدین منظور ارتفاع ژئوپتانسیل روزانه این ترازها در شرق مدیترانه و شمال شرق اقیانوس اطلس به‌طور جداگانه طی دوره آماری سی‌ساله از ۱۹۸۱/۱/۱ تا ۲۰۱۰/۱۲/۳۱ از پایگاه NCEP/NCAR اخذ گردید. به‌منظور بررسی ارتباط و تأثیر EMO بر دمای کرانگین ایستگاه‌های غرب کشور از روش هاتزاگی و همکاران (۲۰۰۷) استفاده شد. برای میانگین‌گیری وزنی ارتفاع ژئوپتانسیل هسته‌های الگو مدیترانه شرقی، یک برنامه رایانه‌ای در محیط Grads تدوین گردید که برای هرروز و هرماه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل محاسبه شد. از طریق روش هاتزاکی و همکاران (۲۰۰۷: ۷۲۷) فازهای الگو برای ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به دست آمد (رابطه ۱):

رابطه ۱:

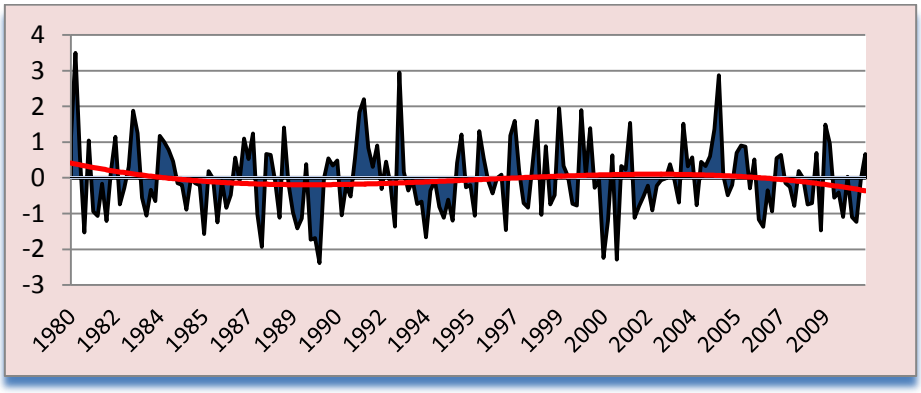
$$EMO = Z500(52.5,N, 25W) - Z500(32.5N,22.5E)$$
$$EMO = Z300(52.5,N, 25W) – Z300(32.5N,22.5E)$$

در این رابطه Z ارتفاع ژئوپتانسیل تراز (۳۰۰ یا ۵۰۰ هکتوپاسکال) می‌باشد. برای به دست آوردن شاخص EMO از میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در دونقطه به‌صورت ماهیانه و فصلی استفاده‌شده است. با توجه به اینکه اعداد حاصل، فازهای مثبت و منفی شاخص را نشان نمی‌دهند، بدین منظور از آماره Z استفاده شد (رابطه ۲):

رابطه ۲:

$$Z = \frac{Pi-P}{SD}$$

که Z = داده‌های نرمال شده، P_i = ارتفاع ژئوپتانسیل برای هرروز، P= میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل، SD = انحراف معیار بلندمدت ارتفاع ژئوپتانسیل می‌باشد؛ بنابراین زمانی که $Z \geq ۰/۵$ باشد شاخص EMO نمایانگر فاز مثبت و $Z \geq -۰/۵$، فاز منفی را نشان می‌دهد. در مرحله بعد نمایه مدیترانه شرقی از اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیل نرمال شده به‌صورت سری‌های زمانی ماهیانه، فصلی و سالیانه تنظیم گردید.



شکل ۳: روند تغییرات EMO در طول دوره آماری

چون داده‌های شاخص مدیترانه شرقی به شکل استانداردشده به دست آمدند، لذا جهت همسان‌سازی از داده‌های استانداردشده دمای کرانگین استفاده گردید. روش اصلی مطالعات پیوند از دور، تحلیل همبستگی پیرسون (رابطه ۳) می‌باشد که در این پژوهش علاوه بر استفاده از آن، از روش‌های آمار توصیفی، تحلیل خطی و پلی نومیال نیز استفاده گردید. بعد از تشکیل ماتریس داده‌های استانداردشده‌ی دما، آزمون همبستگی پیرسون بین آن‌ها و داده‌های EMO به‌صورت روزانه، ماهیانه، فصلی و سالیانه انجام گرفت.

رابطه۳:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{r=1}^{n}(x_i-\bar{x})-(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum_{r=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2-(y_i-\bar{y})^2}}$$

در رابطه ۳، متغیر مستقل نوسان مدیترانه شرقی (x) و متغیرهای وابسته دماهای کرانگین کمینه و بیشینه (y) می‌باشند. در این پژوهش با توجه به‌شدت و نوع ناهنجاری‌های دمایی، فصل زمستان را دسامبر، ژانویه و فوریه (DJF) و فصل بهار را مارس، آوریل و می(MAM) به‌عنوان تعریف استاندارد فصل در نظر گرفته شد که زمستان‌های هرسال با استفاده از داده‌های دسامبر سال قبل تنظیم گردید.

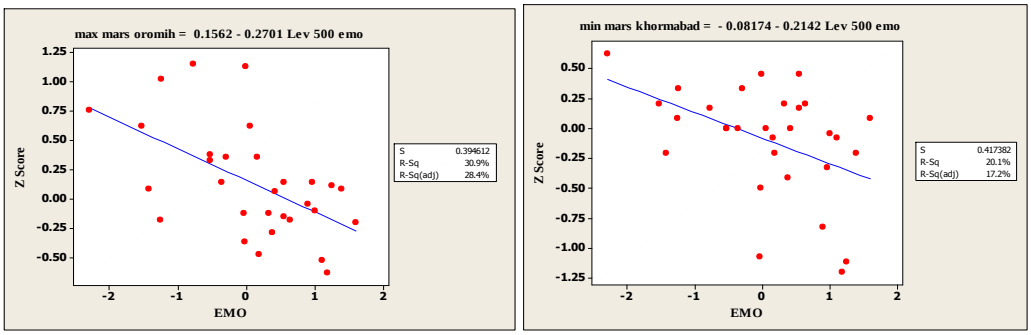
نتایج و بحث

الف. بررسی ارتباط ماهانه

جدول ۱ نتایج آنالیز همبستگی بین شاخص مدیترانه شرقی و کرانگین های دمایی غرب کشور و شکل ۴ همبستگی ماه مارس بین الگوی EMO و دماهای کرانگین را در دو ایستگاه ارومیه و خرم‌آباد نشان می‌دهد. نکته حائز اهمیت این شکل، همبستگی بین دمای کرانگین بیشینه و مقادیر نوسان مدیترانه شرقی در ماه مارس در ایستگاه خرم‌آباد می‌باشد.

بر اساس نتایج به‌دست‌آمده در جدول ۲، دماهای کرانگین و نوسان مدیترانه شرقی در ماه مارس دارای بالاترین ضریب همبستگی معکوس هستند که ایستگاه‌های کرمانشاه، خرم‌آباد و سقز در سطح ۰/۰۱ و بقیه ایستگاه‌ها در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار بوده‌اند؛ به عبارتی، در این ماه، با افزایش مقادیر EMO، دما کاهش‌یافته است. بالاترین

همبستگی متعلق به ماه مارس در ایستگاه‌های ارومیه و تبریز به ترتیب به مقدار ۰/۶۱ و ۰/۶۰ می‌باشد. همبستگی دماهای کرانگین سقز در ماه ژانویه و خرم‌آباد در ماه دسامبر در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار و دماهای کرانگین کمینه ایستگاه‌های شهرکرد، کرمانشاه و ارومیه در ماه آوریل نیز در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار بوده‌اند؛ بنابراین با در نظر گرفتن عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها، متوجه تغییر در مقادیر ضریب همبستگی بین دماهای کرانگین غرب کشور با نوسان مدیترانه شرقی و تأثیرپذیری دمای منطقه از این الگو می‌شویم. به‌طوری‌که دماهای کرانگین در ایستگاه‌هایی مانند ارومیه و تبریز با عرض جغرافیایی بالاتر از همبستگی بیشتری نسبت به ایستگاه‌های اهواز و دزفول با عرض جغرافیایی پایین‌تر برخوردار بوده است. این مطلب در نمودارهای شکل ۵ نیز به‌خوبی مشاهده‌شده است.



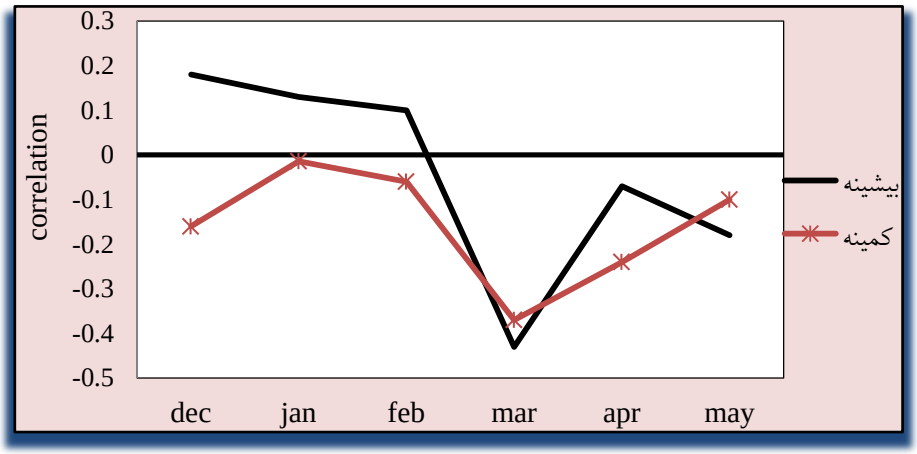
شکل ۴: همبستگی ماهانه کرانگین بیشینه (سمت چپ) و کرانگین کمینه (سمت راست) با الگوی مدیترانه شرقی

جدول ۱: همبستگی ماهیانه بین شاخص مدیترانه شرقی و کرانگین‌های دمایی غرب کشور

	دسامبر		ژانویه		فوریه		مارس		آوریل		می	
	کرانگین بیشینه	کرانگین کمینه	کرانگین بیشینه	کرانگین کمینه	کرانگین بیشینه	کرانگین کمینه	کرانگین بیشینه	کرانگین کمینه	کرانگین بیشینه	کرانگین کمینه	کرانگین بیشینه	کرانگین کمینه
اهواز	۰/۰۴	-۰/۲۵	-۰/۰۷	-۰/۱	۰/۰۶	-۰/۱	-۰/۴۴*	-۰/۳۷*	-۰/۱۲	-۰/۱۸	-۰/۱۶	-۰/۱
شهرکرد	۰/۱۴	-۰/۲۲	-۰/۱	-۰/۱	۰/۲	-۰/۲۳	-۰/۲۸	-۰/۳۱*	۰/۱۳	-۰/۳۵*	-۰/۲۱	-۰/۱
خرم‌آباد	۰/۳۷*	-۰/۱	۰/۲	۰/۱۶	۰/۲	-۰/۱	-۰/۴۳*	-۰/۵۲**	-۰/۲۰	۰/۱۶	-۰/۲۴	۰/۱
کرمانشاه	۰/۲۳	-۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۲۵	۰/۱۶	۰/۱۹	-۰/۳۸*	-۰/۴۸**	-۰/۱۳	-۰/۴۲*	-۰/۲۹	-۰/۰۹
همدان	۰/۲۷	-۰/۱۷	۰/۱۴	-۰/۱۱	۰/۲۲	-۰/۱	-۰/۵۰**	-۰/۲۷	-۰/۱	-۰/۲۲	-۰/۲۱	-۰/۱۴
سنندج	۰/۳	-۰/۲۲	۰/۱۹	-۰/۱	۰/۱۸	۰/۱	-۰/۵۵**	-۰/۳۱*	-۰/۱۲	-۰/۲۷	-۰/۲۴	-۰/۱
سقز	-۰/۱۲	۰/۱	۰/۳۰*	۰/۱	۰/۳۱*	-۰/۱۵	-۰/۰۴	-۰/۴۷**	-۰/۱	-۰/۲۴	-۰/۲۹	-۰/۱۸
تبریز	۰/۲۴	-۰/۱	۰/۱۸	۰/۱	-۰/۱۷	-۰/۱	-۰/۶**	-۰/۲۷	-۰/۱۲	-۰/۲۴	-۰/۱	-۰/۱۴
دزفول	۰/۰۸	-۰/۱	۰/۱۶	۰/۰۶	-۰/۱	۰/۱	-۰/۴۶*	-۰/۳۶*	۰/۱۷	-۰/۳۰	-۰/۱۵	-۰/۱
اراک	۰/۲۷	-۰/۱۷	۰/۱۶	-۰/۱۴	۰/۲۱	-۰/۱	-۰/۴۰*	-۰/۳۴*	-۰/۱	-۰/۲۳	-۰/۲۱	-۰/۱۹
ارومیه	۰/۱۵	-۰/۲۸	۰/۱۵	-۰/۲۸	-۰/۱۴	-۰/۱۶	-۰/۶۱**	-۰/۳۴*	-۰/۱۳	-۰/۳۴*	۰/۱	-۰/۱

*همبستگی در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار است.** همبستگی در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است.

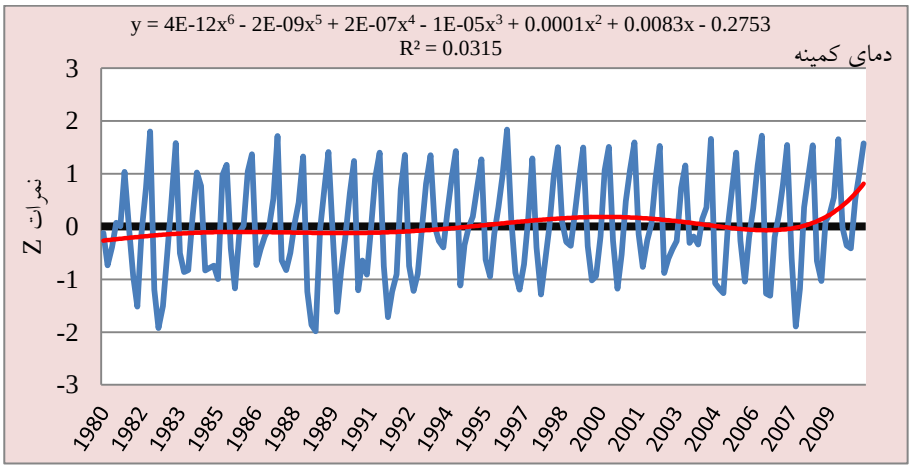
شکل ۵ تغییرات ضریب همبستگی ماهانه بین EMO و دماهای کرانگین استانداردشده را نشان می‌دهد. دماهای کرانگین کمینه در همه ماه‌ها و دماهای کرانگین بیشینه غیر از ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه دارای همبستگی معکوس با EMO بوده‌اند. بالاترین همبستگی بین داده‌های دمای کرانگین بیشینه و کمینه با EMO مربوط به ماه مارس به میزان ۰/۴۳- است که این همبستگی معکوس و قوی و در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار بوده است و در مقابل ماه آوریل کمترین همبستگی را با دمای منطقه داشته است. داده‌های کرانگین کمینه در همه‌ی ماه‌های موردمطالعه با نوسان مدیترانه شرقی دارای همبستگی منفی معکوس بودند که بیشترین همبستگی بین داده‌های دمای کرانگین کمینه با نمایه مذکور مربوط به ماه مارس با ۰/۳۷- است که این همبستگی در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار بوده است.

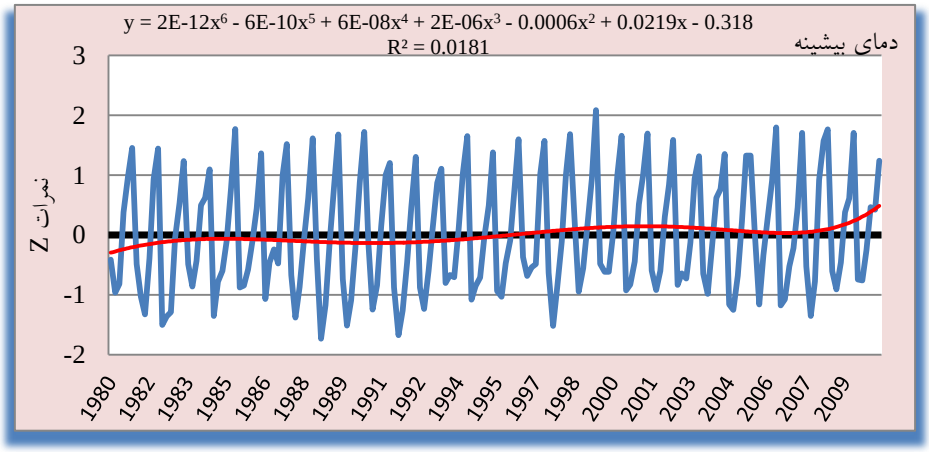


شکل ۵: ضریب همبستگی ماهانه EMO و دماهای کرانگین استانداردشده

ب. بررسی ارتباط فصلی و سالانه

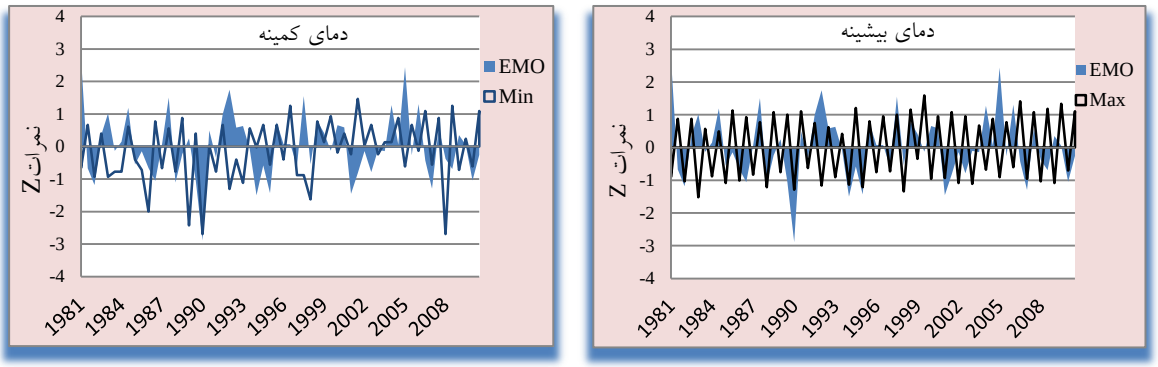
شکل ۶ تغییرات دماهای کرانگین در طول دوره آماری با استفاده از مدل پلی نومیال درجه ۶ را نشان می‌دهد. هر دو متغیر در طول دوره آماری روندی افزایشی داشته‌اند. به‌طوری‌که دماهای کرانگین در ابتدای دوره آماری پایین‌تر از میانگین و با شیب مشخصی در انتهای دوره به بالاتر از میانگین دوره آماری رسیده‌اند.





شکل ۶: تغییرات دماهای کرانگین در طول دوره آماری با استفاده از مدل پلی نومیال درجه ۶

شکل ۷ هم‌تغییری سالانه و جدول ۳ همبستگی فصلی دماهای کرانگین بیشینه و کرانگین کمینه ایستگاه‌های غرب کشور و تأثیرپذیری آن‌ها از الگوی EMO را نشان می‌دهند. بین نوسان مدیترانه شرقی و دماهای کرانگین بیشینه وکرانگین کمینه سالیانه همبستگی منفی وجود دارد؛ به‌طوری‌که در سال‌هایی که EMO در فاز منفی بوده است دماهای کرانگین کمینه و بیشینه بالاتر از میانگین و سال‌هایی که نوسان در فاز مثبت بوده پایین‌تر از میانگین بوده‌اند.



شکل ۷: نوسانات EMO و داده‌های استانداردشده دماهای کرانگین منطقه موردمطالعه

جدول ۲ همبستگی فصلی بین شاخص مدیترانه شرقی و کرانگین های دمایی غرب کشور را برای فصول زمستان و بهار باهم مقایسه می‌کند. نتایج نشان می‌دهد همبستگی بین دماهای کرانگین در فصل بهار قوی‌تر از فصل زمستان است. در فصل بهار، همبستگی دماهای کرانگین کمینه با نوسان مدیترانه شرقی معکوس و اغلب در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار بودند. بالاترین همبستگی متعلق به ایستگاه‌های سقز و خرم‌آباد با ۰/۴۲- و سنندج با ۰/۳۸- بوده است.

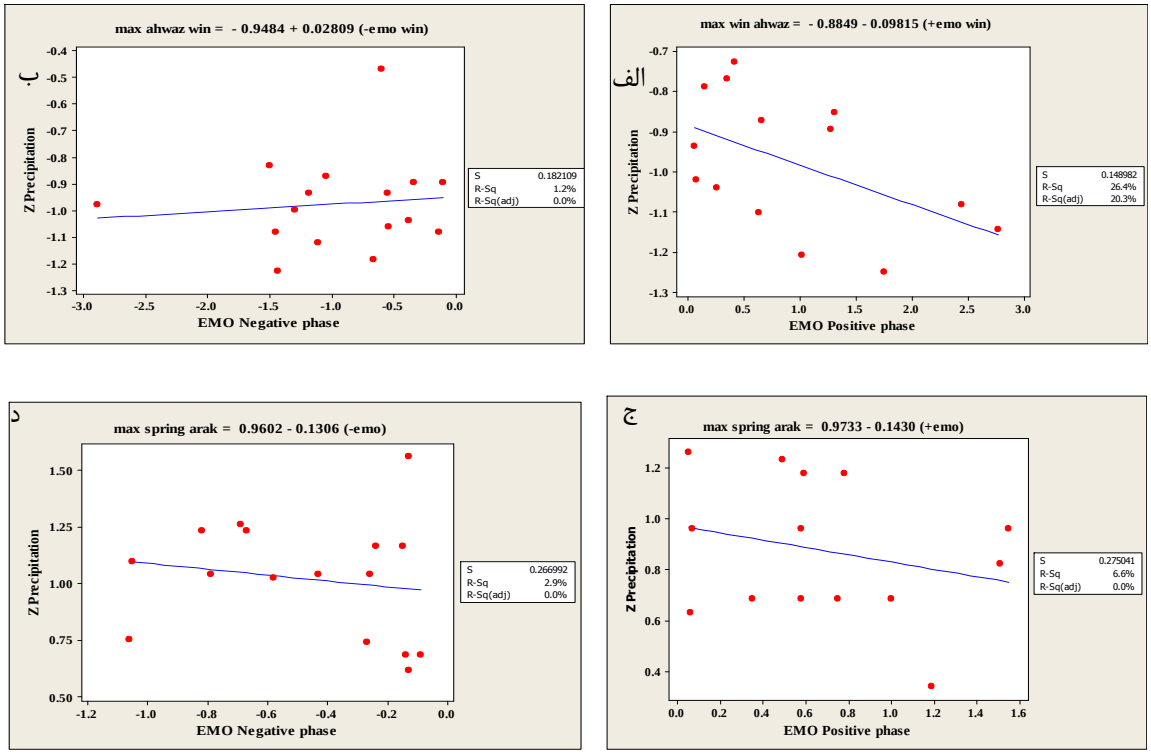
جدول ۲: همبستگی فصلی بین شاخص مدیترانه شرقی و کرانگین‌های دمایی غرب کشور

		اهواز	شهرکرد	خرم‌آباد	کرمانشاه	همدان	سنندج	سقز	تبریز	دزفول	اراک	ارومیه
زمستان	بیشینه	-۰/۲	۰/۱	۰/۲۷	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۲۹	-۰/۱	۰/۱	-۰/۱۰	-۰/۱	-۰/۱
	کمینه	-۰/۰۷	-۰/۲۸	۰/۲۳	۰/۱۶	-۰/۱۵	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	-۰/۲۶	-۰/۲۰
بهار	بیشینه	-۰/۱	-۰/۳۲	-۰/۲۸	-۰/۱۶	*-۰/۳۲	-۰/۲۴	۰/۱۴	-۰/۱۱	-۰/۱۸	*-۰/۳۴	-۰/۰۸
	کمینه	-۰/۲۳	-۰/۱۱	*-۰/۴۲	*-۰/۳۷	-۰/۱۳	*-۰/۳۸	*-۰/۴۲	-۰/۳۱	-۰/۲۷	-۰/۲۸	-۰/۲۷

بین سیکلون زایی و همبستگی بین آن‌ها در شرق مدیترانه و دماهای کرانگین بیشینه در غرب کشور همبستگی قوی وجود دارد. افزایش فراوانی سیکلون زایی در شرق مدیترانه منجر به کاهش دماهای کرانگین بیشینه در غرب ایران گردیده است که ازنظر همدیدی کاملاً منطقی به نظر می‌رسد. این وضعیت در مورد دماهای کرانگین کمینه نیز کاملاً حکم فرماست. این نتایج در پژوهش‌های ماهراس و همکاران (۲۰۰۴) و هاتزاگی و همکاران (۲۰۰۷) نیز به اثبات رسیده است. در فصل بهار تأثیر الگو بر دمای کرانگین کمینه قوی‌تر از دماهای کرانگین بیشینه است.

به‌منظور شناسایی نوع ارتباط دمای ایستگاه‌هایی که بالاترین ضریب همبستگی ماهانه و فصلی با فازهای منفی و مثبت الگو مدیترانه شرقی داشته‌اند، مدل هم‌تغییری دما- نوسان EMO در ایستگاه‌های نماینده ترسیم گردید (شکل ۸ و ۹) که ارتباط و تأثیر کرانگین های دمایی غرب ایران از ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل مدیترانه شرقی را در فصول زمستان و بهار نشان می‌دهند. تأثیرپذیری دماهای کرانگین از نوسان مدیترانه شرقی در ایستگاه‌های کرمانشاه و خرم‌آباد در فصل بهار مستقیم و مثبت و در فصل زمستان معکوس بوده است. نمودار ایستگاه خرم‌آباد نشان می‌دهد با افزایش مقادیر فاز منفی، دمای کرانگین کمینه نیز با شیب تندی افزایش‌یافته است و با افزایش مقادیر فاز مثبت، دماهای کرانگین کمینه با روند ملایم‌تری کاهش پیداکرده‌اند.

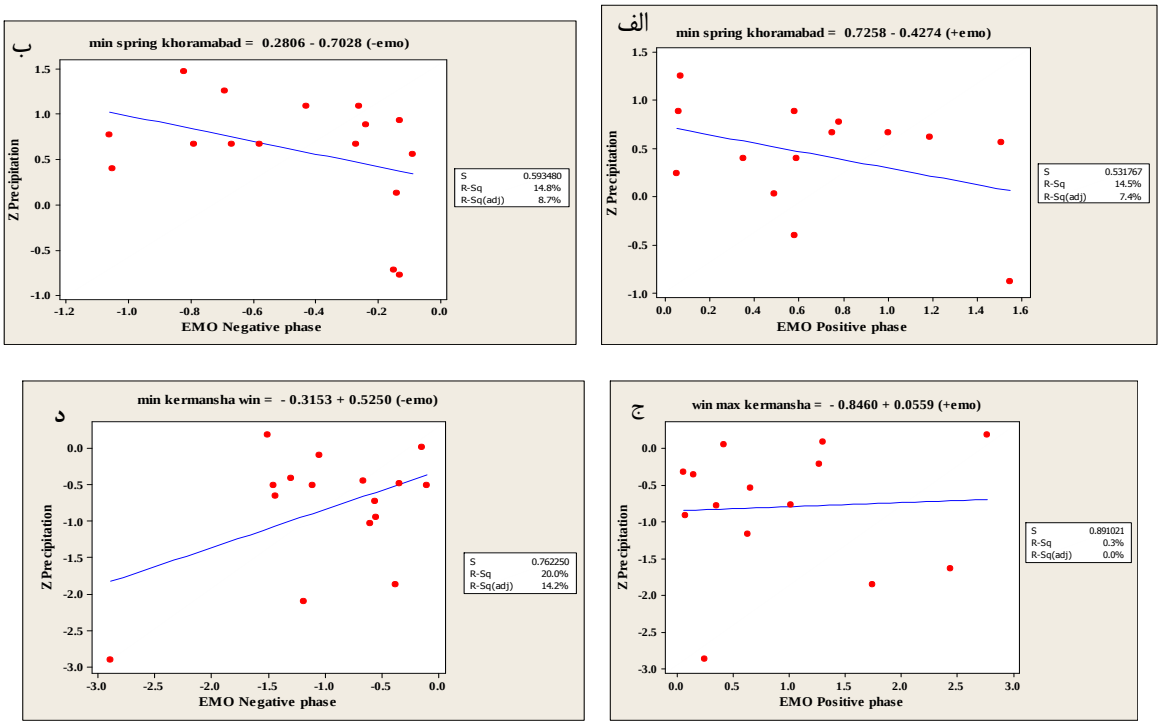
با توجه به اینکه همبستگی بین دماهای کرانگین در فصل بهار قوی‌تر از فصل زمستان بود (جدول ۳ و اشکال ۸ و ۹)، بدین منظور در ادامه تأثیر الگو بر فازهای منفی و مثبت فصل بهار به‌صورت جداگانه برای ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی گردید.



شکل ۸: هم‌تغییری کرانگین بیشینه ایستگاه نماینده: الف. فاز مثبت زمستان ب. فاز منفی زمستان ج. فاز منفی بهار د. فاز مثبت بهار

جدول ۳ تفاوت دمای کرانگین بیشینه در فازهای منفی و مثبت و مقایسه آن‌ها با میانگین دمای دوره آماری در فصل بهار نشان می‌دهد. در فصل بهار در فاز مثبت دمای کرانگین بیشینه از حداقل ۰/۱ در ایستگاه تبریز تا ۰/۴ در ایستگاه همدان نسبت به میانگین دوره آماری کاهش‌یافته است. در فصل بهار همبستگی بین دماهای کرانگین بیشینه و الگوی EMO در فاز منفی در همه ایستگاه‌ها به‌جز سنندج معکوس و در سطح ۱ درصد معنادار هستند به عبارتی، با افزایش مقادیر منفی داده‌های استانداردشده EMO، دماهای کرانگین بیشینه کاهش‌یافته است.

در فاز منفی شهرکرد با ۰/۸۵ درجه سانتی‌گراد بالاترین افزایش دما نسبت به میانگین دوره آماری داشته است؛ بنابراین در فاز منفی جریان مثبت کم‌عمقی که روی شرق مدیترانه و شمال آفریقا تشکیل‌شده بود که موجب گردش آنتی سیکلونی و جریان جنوب به غرب در مدیترانه گردید که ریزش هوای گرم منجر به ظهور موج‌های گرمایی غیرمتعارف شده است. این در حالی است که در فاز مثبت دماهای کرانگین بیشینه در این ایستگاه ۰/۲۴ درجه نسبت به میانگین دوره کاهش‌یافته‌اند.



شکل ۹: هم‌تغییری دمای کرانگین کمینه در ایستگاه‌های نماینده: الف. فاز مثبت بهار ب. فاز منفی بهار ج. فاز مثبت زمستان د. فاز منفی زمستان

جدول ۳: تفاوت دمای کرانگین بیشینه در فازهای منفی و مثبت و مقایسه آن‌ها با میانگین دمای دوره آماری در فصل بهار (ستون ΔT: علامت منفی کاهش دما نسبت به میانگین و علامت مثبت افزایش نسبت به میانگین)

	دمای بهار در فاز مثبت	ΔT	همبستگی		دمای بهار در فاز منفی	ΔT	همبستگی		میانگین دمای دوره
			تراز ۳۰۰	تراز ۵۰۰			تراز ۳۰۰	تراز ۵۰۰	
اهواز	۲۵/۶۶	-۰/۳	-۰/۳	-۰/۲	۲۶/۲۳	۰/۲۷	-۰/۲۳	-۰/۳۸	۲۵/۹۶
دزفول	۲۴/۸۱	-۰/۳	-۰/۲۸	-۰/۳۰	۲۵/۳	۰/۲	۰/۳	-۰/۱۶	۲۵/۱
اراک	۱۲/۶۸	-۰/۳۲	-۰/۳۹	-۰/۴۲	۱۳/۲۲	۰/۲۲	-۰/۱	-۰/۱۷	۱۳
سقز	۱۰/۵	-۰/۳۳	*۰/۴۱	۰/۲۶	۱۱/۱۴	۰/۳۱	۰/۲۵	-۰/۱۵	۱۰/۸۳
تبریز	۱۰/۸۱	-۰/۱	-۰/۲۴	-۰/۲۵	۱۱	۰/۱	۰/۱۳	۰/۱۰	۱۰/۹۱
ارومیه	۱۰/۴۳	-۰/۲۱	-۰/۲	-۰/۱۴	۱۰/۷۸	۰/۱۶	=۰/۲۱	-/۱۳	۱۰/۶۲
شهرکرد	۱۲/۶۲	-۰/۲۴	-۰/۳۶	-۰/۳۸	۱۳/۰۸	۰/۸۵	-۰/۱	-۰/۱۷	۱۲/۸۶
خرم‌آباد	۱۷/۰۱	-۰/۳۷	-۰/۵۰	-۰/۵۲	۱۷/۶۶	۰/۳	-۰/۱	-۰/۱۵	۱۷/۳۸
کرمانشاه	۱۵/۱۷	-۰/۱۸	-۰/۳۲	-۰/۳۶	۱۵/۵۱	۰/۱۶	-۰/۰۵	-۰/۰۷	۱۵/۳۵
همدان	۱۱/۲	-۰/۴	-۰/۴۷	-۰/۴۸	۱۱/۷۹	۰/۲۷	-۰/۰۲	-۰/۰۹	۱۱/۵۲
سنندج	۱۳/۵۷	-۰/۳۹	-۰/۴۵	-۰/۴۶	۱۴/۳۱	۰/۶۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۱۳/۹۶

همبستگی‌های دماهای کرانگین بیشینه در بهار با تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال فاز منفی، برای همه ایستگاه‌ها معنی‌دار نبوده است؛ درحالی‌که در فاز مثبت این همبستگی برای همه ایستگاه‌ها (به‌جز اهواز و ارومیه) معنی‌دار بوده است. در فاز مثبت که همبستگی معکوس با مقادیر الگو وجود داشته است، دماهای کرانگین کاهش‌یافته‌اند که شدت این کاهش نسبت به‌شدت افزایش دمای کرانگین بیشینه در فاز منفی، شیب ملایم‌تری داشته است. میزان همبستگی فاز مثبت الگو با دماهای کرانگین بیشینه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قوی‌تر و اکثراً در سطح ۵ درصد معنادار بودند. ضرایب همبستگی بالا نشان می‌دهد در فصل بهار بین دماهای کرانگین بیشینه و تراز ۵۰۰ ه.پ الگوی مدیترانه شرقی ارتباط قوی‌تری نسبت به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال وجود داشته است.

جدول ۴ تفاوت دمای کرانگین کمینه در فازهای منفی و مثبت و مقایسه آن‌ها با میانگین دمای دوره آماری در فصل بهار را نشان می‌دهد. تأثیر الگوی EMO بر دمای کرانگین کمینه بیشتر از تأثیر آن بر دماهای کرانگین بیشینه بوده است؛ به‌طوری‌که همبستگی بین آن‌ها قوی و اکثراً در سطح ۱ درصد معنادار بودند. دمای کرانگین کمینه نیز در فاز مثبت از حداقل ۰/۰۶ در ایستگاه همدان تا حداکثر ۰/۵۶ درجه سانتی‌گراد در ایستگاه سقز کاهش‌یافته‌اند که منجر به بروز دوره‌های کرانگین سرد و سرمایی در منطقه شده است. در این فاز دماهای کرانگین کمینه در ایستگاه ارومیه بدون تغییر بوده‌اند. این دماها نیز در فاز منفی از حداقل ۰/۰۹ در ایستگاه ارومیه تا حداکثر ۰/۹ درجه سانتی‌گراد در ایستگاه ای اهواز و تبریز افزایش‌یافته است که این افزایش، فراوانی دوره‌های معتدل در منطقه را به دنبال داشته است؛ بنابراین نتایج نشان می‌دهد که دوره‌های گرم و سرد در ماه‌ها و فصول موردبررسی، کاملاً با فازهای منفی و مثبت نوسان مدیترانه شرقی (EMO) به‌صورت متناوب هماهنگ بوده است به‌طوری‌که سال‌های گرم ۱۹۹۰ و ۱۹۹۴ همراه با فاز منفی و سال‌های سرد ۱۹۸۱، ۱۹۹۲ و ۲۰۰۵ همراه با فاز مثبت بوده است. ضرایب همبستگی نشان می‌دهد ارتباط قوی و معنی‌داری بین دماهای کرانگین کمینه و تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال الگوی مدیترانه شرقی وجود داشته است.

ج. تحلیل همدیدی

برای اطمینان از اثر الگوهای پیوند از دور بر عناصر اقلیمی به‌ویژه دما، تنها تجزیه‌وتحلیل آماری کافی نیست و بایستی مستندات و نقشه‌های اقلیمی را نیز در کنار شواهد آماری نیز موردبررسی قرارداد. شکل ۱۰ نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نوسان مدیترانه شرقی در فازهای منفی و مثبت را نشان می‌دهد. در فاز مثبت، زمانی که ارتفاع ژئوپتانسیل هسته جنوبی کاهش‌یافته است، گردش سیکلونی غیرعادی شمال سو در شرق مدیترانه، افت دما همراه با بارش را به غرب کشور گسیل کرده است و باعث کاهش دمای کرانگین شده که کاهش دمای کرانگین کمینه منجر به بروز دوره‌های کرانگین سرد در منطقه شده است. ناوه‌ها و یک مرکز کم‌فشار در شرق مدیترانه با منحنی میزان‌های ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متری و پشته‌ای همراه با مرکزی پرفشار در اطلس شمال شرقی مشاهده می‌شود. هسته‌ای امگایی در مرکز اروپا شکل‌گرفته که باعث کندی حرکت امواج بادهای غربی و ریزش هوای سرد شمالی شده است. در جلوی این هسته و در جنوب شرق آن‌که شرق مدیترانه را در استیلای خود قرار داده، شرایط برای تاوایی مثبت و تشکیل سیکلون فراهم‌شده است. در فاز منفی جریان مثبت کم‌عمق روی شرق مدیترانه

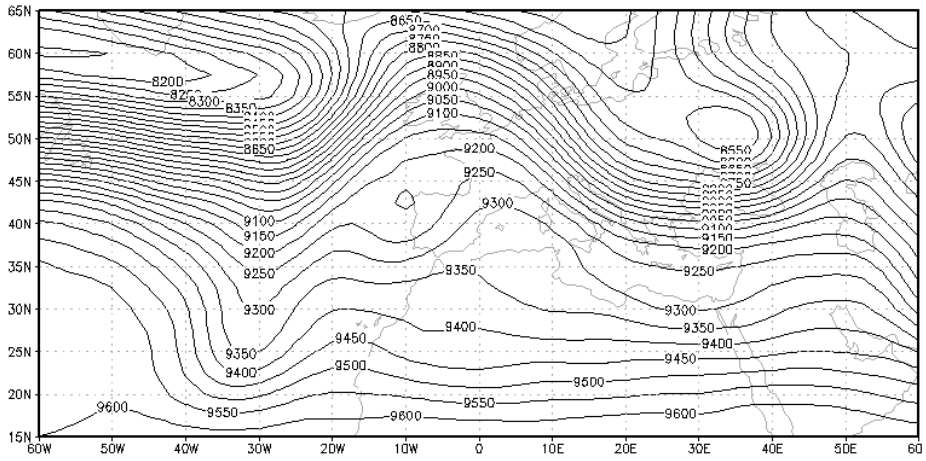
و شمال آفریقا تشکیل و موجب گردش آنتی سیکلونی و جریان جنوب به غرب در مدیترانه شده است که باعث ریزش هوای گرم شده است، همین‌طور باعث افزایش دمای کرانگین بیشینه و به دنبال آن منجر به ظهور موج‌های گرمایی غیرمتعارف شده است.

در فاز منفی ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به هسته جنوبی کاهش‌یافته است و ناهنجاری منفی قویی در شمال غربی اطلس به وجود آمد و از سویی دیگر، یک ناهنجاری مثبت کم‌عمق روی شرق مدیترانه و شمال آفریقا تشکیل گردید که موجب گردش آنتی سیکلونی و باعث افزایش جریان غیرعادی جنوب به غرب در مدیترانه مرکزی و جهت غرب سوی در اطلس شده است؛ به‌گونه‌ای که دمای کرانگین بیشینه از ۰/۰۹ تا ۰/۸۵ و دمای کرانگین کمینه از ۰/۰۹ تا ۰/۹ درجه سانتی‌گراد نسبت به میانگین دوره آماری افزایش‌یافته است. برعکس در فاز مثبت که یک حالت ناهنجاری آنتی سیکلونی قوی سراسر اطلس شمال غربی را فراگرفت و ارتفاع ژئوپتانسیل هسته شمالی بیشتر از ارتفاع ژئوپتانسیل هسته جنوبی گردید، با پایداری و فشردگی آنتی سیکلونی و هوای گرم همراه بوده است و درحالی‌که در شرق مدیترانه شرایط سیکلونی گسترش‌یافته است. در این حالت جریان غیرعادی شمال سو در مدیترانه همراه با هوای سرد بر روی مناطق مختلف ایجاد کرد و غرب ایران را نیز تحت تأثیر خود قرار داده است؛ به‌گونه‌ای که دمای کرانگین بیشینه از ۰/۱ تا ۰/۴ و دمای کرانگین کمینه از ۰/۰۶ تا ۰/۵۶ درجه سانتی‌گراد نسبت به میانگین دوره آماری کاهش‌یافته است. شکل‌های ۱۱ و ۱۲ نقشه‌های جریان هوا و وزش دمایی در ترازهای پایین جو نشان می‌دهد. ریزش جریان هوای سرد عرض‌های بالا در فاز منفی، ابتدا شرق مدیترانه سپس خاورمیانه و غرب ایران را تحت تأثیر خود قرار داده است. در فاز مثبت این وضعیت کاملاً برعکس شده است.

جدول ۴: تفاوت دمای کرانگین کمینه در فازهای منفی و مثبت و مقایسه آن‌ها با میانگین دمای دوره آماری در فصل بهار (ستون ΔT: علامت منفی کاهش دما نسبت به میانگین و علامت مثبت افزایش نسبت به میانگین)

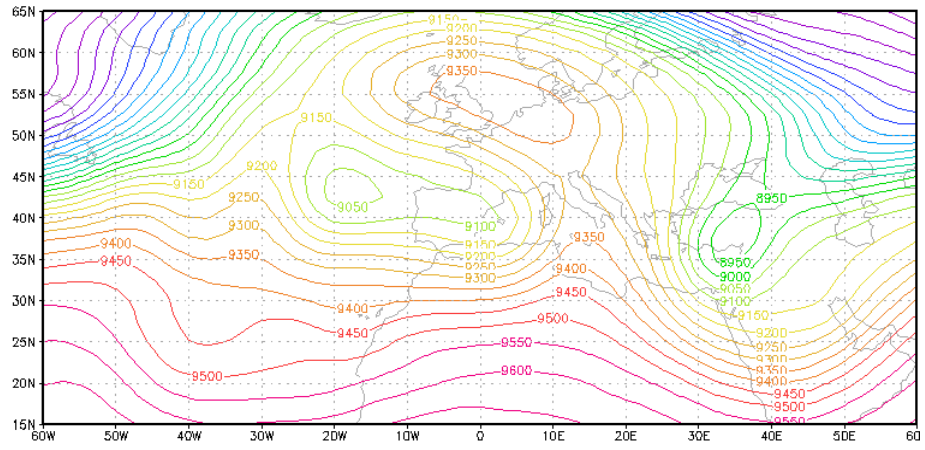
	دمای بهار در فاز مثبت	ΔT	همبستگی		دمای بهار در فاز منفی	ΔT	همبستگی		میانگین دمای دوره
			تراز ۳۰۰	تراز ۵۰۰			تراز ۳۰۰	تراز ۵۰۰	
اهواز	۱۳/۶۷	-/۰۱	-۰/۵۶	-۰/۴۶	۱۳/۸۶	۰/۹	-۰/۴۶	-۰/۳۳	۱۳/۷۷
دزفول	۱۰/۶۷	-۰/۲۷	-۰/۷۶	-۰/۶۸	۱۰/۹۳	۰/۱۳	-۰/۴۲	-۰/۲۸	۱۰/۸
خرم‌آباد	۳/۴۳	-۰/۲۵	-۰/۶۶	-۰/۵۵	۳/۶۸	۰/۱۲	-۰/۵۰*	-۰/۳۸	۳/۵۶
سنندج	۰/۴۶	-۰/۲۴	-۰/۶۶	-۰/۶۰	۰/۶۹	۰/۱۱	-۰/۳۶	-۰/۲۱	۰/۵۸
سقز	-۱/۳	-۰/۵۶	-۰/۵۰	-/۳۶	-۲/۱	۰/۲۸	-۰/۶۲	-۰/۴۲	-۱/۸۸
تبریز	۱/۱۸	-۰/۴	-۰/۴۹	-۰/۳۸	۱/۳۸	۰/۹	-۰/۳۷	-۳۲,۰	۱/۲۹
ارومیه	-۰/۳	۰	-۰/۶۳	-۰/۵۴	-۰/۳۹	۰/۱	-۰/۳۴	-۰/۳۴	-۰/۳
شهرکرد	-۱/۳۴	-۰/۰۸	-۰/۰۵	۰/۰۹	-۱/۳۹	۰/۴	-۰/۲۵	-۰/۳۷	-۱/۳۵
کرمانشاه	۱/۶۹	-۰/۲۱	-۰/۶۱	-۰/۴۷	۱/۹	۰/۱	-۰/۵۲	-۰/۴۲	۱/۸
همدان	۱/۳	۰/۰۶	-۰/۲۹	-۰/۲۲	۱/۲۴	۰/۳	-۰/۱۲	۰/۰۴	-۱/۲۷
اراک	۱/۰۷	-۰/۲۹	-۰/۴۱	-۰/۳۴	۱/۳۶	۰/۱۴	-۰/۳۲	-۰/۰۳	۱/۲۲

a



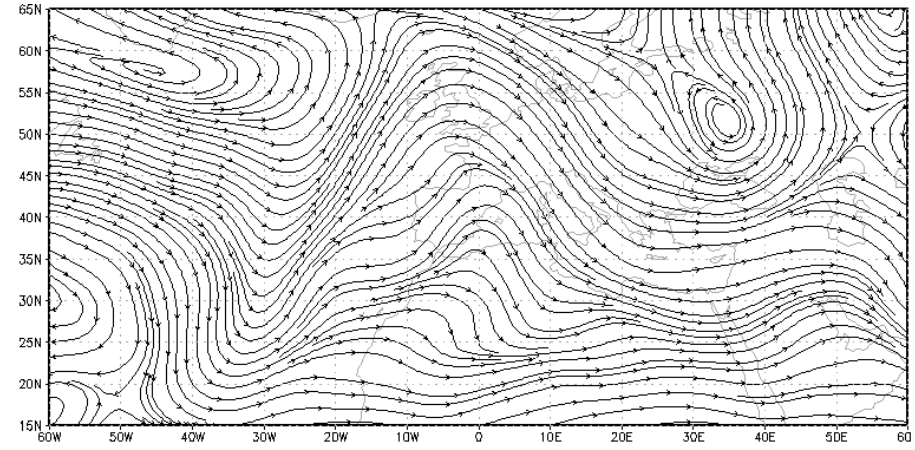
شکل ۱۰- ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال a= فاز منفی و b = فاز مثبت

b

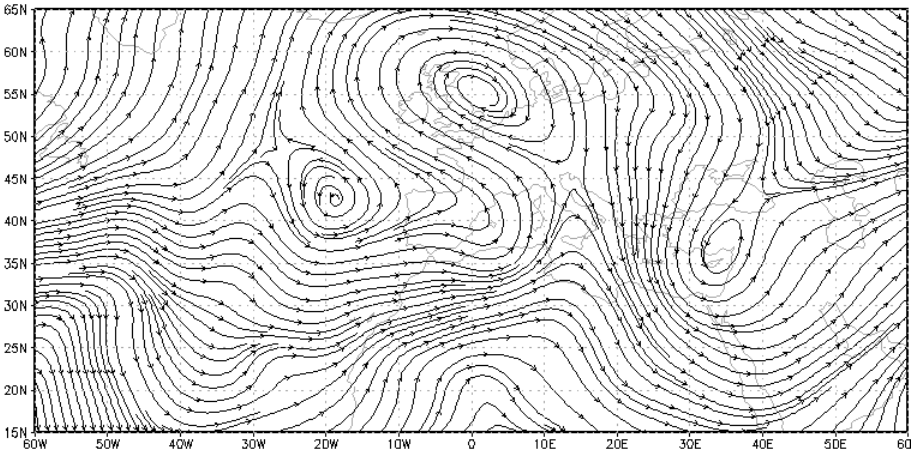


ادامه شکل ۱۰

a

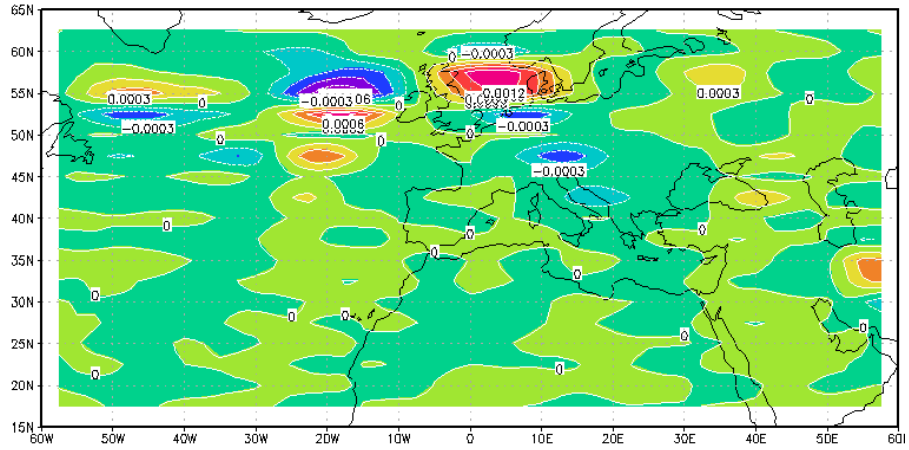


b

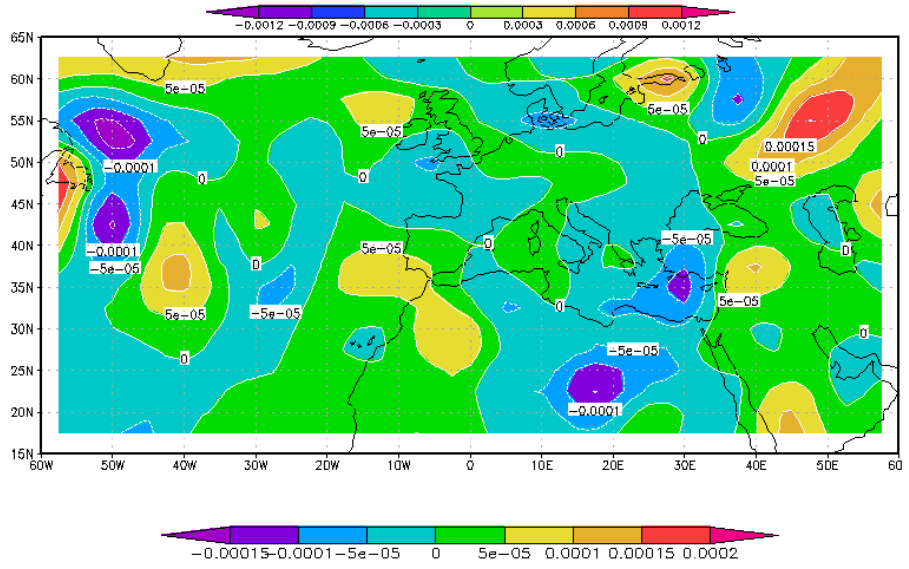


شکل ۱۱: جریان هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال a= فاز منفی و b = فاز مثبت

a



b



شکل ۱۲: وزش دمایی در ترازهای پایین جو a= فاز منفی و b = فاز مثبت

نتیجه‌گیری

بررسی ارتباط دماهای کرانگین غرب ایران با نوسان مدیترانه شرقی (EMO) اهداف مهم این تحقیق می‌باشد. بدین منظور از اختلاف ارتفاع ژئوپتانسیل شمال شرق اقیانوس اطلس و شرق مدیترانه، نوسان مدیترانه شرقی محاسبه و به‌صورت نمرات استانداردشده تنظیم‌شده است. بعد از تشکیل ماتریس داده‌های استانداردشده‌ی شاخصEMO و دماهای کرانگین، آزمون همبستگی پیرسون بر روی آن‌ها انجام گرفت. نتایج نشان می‌دهد تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای فوقانی جو باعث ایجاد نوسانات منفی و مثبت شاخص EMO شده است. در فاز مثبت، از شدت متغیر موردنظر کاسته شد؛ به‌گونه‌ای که شرایط سیکلونی شرق مدیترانه و آنتی سیکلونی شمال شرق اطلس منجر به کاهش دماهای کرانگین کمینه در این ایستگاه‌ها شده است. ازنظر سینوپتیکی نیز مطالعاتی که قبلاً انجام‌شده، نتایج حاصل را برای غرب کشور تأیید کرده‌اند، زیرا بر اساس مطالعات هاتزاکی و همکاران (۲۰۰۷)، در فاز مثبت نوسان مدیترانه شرقی، جریان همگرایی و شرایط سیکلون زایی در شرق مدیترانه و شمال شرقی آفریقا سبب افزایش انتقال رطوبت به‌ویژه در فصل زمستان به غرب ایران شده است. در چنین وضعیتی کم‌فشار سودانی باعث انتقال رطوبت از روی دریای سرخ به مناطق شمال شرقی خود و درنتیجه کاهش دما می‌شود که مطالعات لشگری (۱۳۸۲)، مفیدی و زرین (۱۳۸۴) و چاکرابارتی و همکاران (۲۰۰۶) را تأیید می‌نماید.

در فاز منفی ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به هسته جنوبی کاهش‌یافته است و ناهنجاری منفی قوی در شمال غربی اطلس همراه با افزایش چرخش سیکلونی بوده است و از سویی دیگر، یک ناهنجاری مثبت کم‌عمق روی شرق مدیترانه و شمال آفریقا تشکیل گردید که موجب گردش آنتی سیکلونی و باعث افزایش جریان غیرعادی جنوب به غرب در مدیترانه مرکزی و جهت غرب سوی در اطلس گردید؛ به‌گونه‌ای که دمای کرانگین بیشینه تا ۰/۵۶ و دمای کرانگین کمینه از ۰/۰۹ تا ۰/۹ درجه نسبت به میانگین دوره آماری افزایش‌یافته است. برعکس در فاز مثبت که یک حالت ناهنجاری آنتی سیکلونی قوی سراسر اطلس شمال غربی را فراگرفت و ارتفاع ژئوپتانسیل هسته شمالی از ارتفاع ژئوپتانسیل هسته جنوبی بیشتر شده است که با پایداری و فشردگی آنتی سیکلونی و هوای گرم همراه است و در مقابل، شرایط سیکلونی در شرق مدیترانه گسترش‌یافته است. در این حالت جریان غیرعادی شمال سو در مدیترانه همراه با هوای سرد را بر روی مناطق مختلف اطراف ایجادشده است و غرب ایران را نیز تحت تأثیر خود قرار داده است؛ به‌گونه‌ای که دمای کرانگین بیشینه ۰/۱ و دمای کرانگین کمینه تا ۱ درجه سانتی‌گراد نسبت به میانگین دوره آماری کاهش‌یافته است.

منابع

- خسروی، محمود؛ صادق، کریمی و محمد، سلیقه (۱۳۸۶). ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان‌های دمایی، جغرافیا و توسعه، ۹: ۱۳۶- ۱۲۵.
- خورشید دوست، علی‌محمد؛ یوسف، قویدل رحیمی؛ راحله، صنیعی؛ طلعت، یساری و حمید، نوری (۱۳۸۶). تحلیل نقش اطلس شمالی در نوسانات سالانه‌ی بارش حوضه آبریز دریاچه ارومیه، فضای جغرافیایی، ۱۹: ۶۴.
- صلاحی، برومند؛ علی‌محمد، خورشید دوست و یوسف، قویدل رحیمی (۱۳۸۶). ارتباط نوسان‌های گردش جوی اقیانوسی اطلس شمالی با خشک‌سالی‌های آذربایجان شرقی، پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۰: ۱۵۱.

- عساکره، حسین (۱۳۸۲). نوسانات اقیانوس اطلس شمالی. نشریه سپهر، دوره دوازدهم، ۴۸: ۴۵.
- غیور، حسنعلی و محمود، خسروی (۱۳۸۰). تأثیر پدیده انسو بر ناهنجاری‌های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۶۲: ۱۵۸.
- قائمی، هوشنگ و حسین، عساکره (۱۳۸۲). تحلیلی آماری بر روند تغییرات دمای مشهد طی سده گذشته و ارتباط آن با نوسان اطلس شمالی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۷۱: ۱۱۶-۱۳۴.
- رحیمی قویدل، یوسف و جواد، خوشحال دستجردی (۱۳۸۹). جستاری پیرامون سختی زمستانی تبریز و ارتباط آن با نوسانات شمالگان، فصلنامه مدرس علوم انسانی، ۱: ۱۹۲.
- لشگری، حسن (۱۳۸۲). مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غربی ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، ۴۶: ۱-۱۸.
- مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۳). شاخص نوسان اطلس شمالی و تأثیر آن بر اقلیم ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، ۴۸: ۱۷-۳۰.
- مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۸۶). ارتباط نوسان اطلس شمالی با بارش ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۹۱: ۳.
- مفیدی، عباس و آذر، زرین (۱۳۸۴). بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل زا در ایران، تحقیقات جغرافیایی، ۲۰: ۱۱۳-۱۳۶.

- Chakraborty, A., Behera, S., Mujumdar, M., Ohara, R and Yamagata, T (2006), Diagnosis of tropospheric moisture over Saudi Arabia and influences of IOD and ENS. Monthly Weather Review.134: 598-617.
- Esbensen, SK. (1984), A comparison of intermonthly and interannual teleconnections in the 700mb geopotential height field duringthe northern hemisphere winter. Monthly Weather Review. 112: 2016–2032.
- Gonzalez, I., Dejean, S., Martin, P, G, P and , Baccini, A. (2008), CCA: An R package to extend canonical correlation analysis. J. Stat. Softw. 23 (12). [Available online at http://www. jstatsoft.org/v23/i12.
- Hatzaki, M., Flocas, H,A., Asimakopoulos, D, N and Maheras, P.(2007), The Eastern Mediterranean teleconnection pattern: Identification and definition. Int. J. Climatol. 27: 727–737.
- Hatzaki ,M, H., Flocas, A and Giannakopoulos, C . (2009), The Impact of the Eastern Mediterranean Teleconnection Pattern on the Mediterranean Climate. Journal of Climate. 22:977-992.
- Helena, A., Flocas, A and Maria Hatzaki. (2011), Climatic variability in Eastern Mediterranean: Dynamic mechanisms and impact on regional climate, Energy, Environment, Ecosystems. Development and Landscape Architecture.12:113-115.
- Horel, JD. (1981), A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500mb height field. Monthly Weather Review. 109: 2080–2092.
- Kushnir, Y and Wallace, J, M. (1989), Low-frequency variability in the Northern Hemisphere winter: Geographical distribution, structure and time-scale dependence. Journal of the Atmospheric Sciences. 46: 3122–3142.
- Piervitali, E., M, Colacino., M, Conte. (1997), Signals of climatic change in the Central-Western Mediterranean Basin. Theoretical and Applied Climatology. 58: 211–219.
- Wallace, J.M., D, S.Gutzler. (1981), Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. Monthly Weather Review. 109: 784–812.