

اثر نوسان قطبی بر تغییرات دما و بارش فصول سرد سال در

ایران مرکزی

کمال امیدوار

دانشیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه یزد، ایران

مهدی جعفری ندوشن^۱

دانشجوی کارشناسی اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه یزد، ایران

چکیده:

نوسان قطبی یکی از الگوهای پیوند از دور می باشد که اثرگذاری آن ها بر اقلیم نیمکره شمالی به خصوص در فصل زمستان شناخته شده است. در این پژوهش به میزان و چگونگی ارتباط بین این نوسان اقلیمی و تغییرات بارش و دمای فصل زمستان (دسامبر-ژانویه) در ۹ ایستگاه همدیدی واقع در ایران مرکزی پرداخته شده است. داده های مورد استفاده شامل نمایه نوسان قطبی و داده های دمایی (کمینه، بیشینه و میانگین) و بارش به صورت روزانه در دوره آماری ۴۵ ساله (۲۰۱۰-۱۹۶۵ میلادی) می باشد. پس از میانگین گیری از مقادیر روزانه داده های مورد استفاده سری های زمانی فصلی برای هر متغیر به صورت جداگانه به دست آمد. جهت اثبات رابطه بین نمایه AO با تغییرات دما و بارش ایستگاه های مورد مطالعه از آزمون همبستگی پیرسون استفاده گردید. از آزمون t جهت بررسی سطح معنی داری ضرایب همبستگی کمک گرفته شد. نتایج پژوهش نشان می دهد که رابطه نوسان قطبی با دماهای سه گانه معکوس و بالا ترین همبستگی نمایه AO در فصل زمستان با تأخیر دو ماهه می باشد (در حدود ۰/۶-). بین تغییرات بارش فصل سرد سال در ایران مرکزی و نمایه اقلیمی نوسان قطبی رابطه مشخصی دیده نمی شود.

واژه های کلیدی: پیوند از دور، نوسان قطبی (AO)، دما، بارش، ایران مرکزی

مقدمه

در دهه های اخیر یکی از موضوعاتی که برای تبیین رفتار اقلیم مورد توجه اقلیم شناسان قرار گرفته است، توجیه رفتار اقلیم بر اساس ساز و کارهای پیوند از دور است. پیوند از دور در واقع همبستگی های همزمان معنی دار بین نوسانات زمانی پارامترهای هواشناسی است که در نقاط وسیع و جدا از هم در سطح کره زمین اتفاق می افتد. تلاش اغلب پژوهش گران در این زمینه و حتی سر گیلبرت واکر^۱ به عنوان یکی از پیشگامان این عرصه این بوده است که با بررسی موضوع پیوند از دور بتوانند در دراز مدت پیش بینی های مفیدی را انجام دهد. الگوهای پیوند از دور در امواج جوی، موقعیت رود بادهای، بارش و مسیر طوفان ها در سطح وسیعی اثر می گذارند. بنابراین باعث ایجاد الگوهای هوایی غیر معمولی می گردند که به طور همزمان در مناطق دور تری اتفاق می افتد. پس می توان پیوند از دور را یکی از کلیدهای پیش بینی های اقلیمی قلمداد کرد. کشور ایران و منطقه ایران مرکزی به دلیل داشتن شرایط خاص اقلیمی، همواره در معرض پیامدهای ناشی از ناهنجاری های اقلیمی بوده و هست. در این میان تغییرات ناگهانی دما و بارش در این منطقه نمود بیشتری دارند. هدف از اجرای این تحقیق پیش بینی ناهنجاری های اقلیمی با استفاده از الگوها و نوسان اقلیمی می باشد تا در پی آن بتوان با پیش بینی تغییرات اقلیمی در کاهش خسارات ناشی از این تغییرات بر زندگی مردمان این دیار قدمی برداشت.

نوسان قطبی ناشی از اختلاف فشار تراز سطح دریا در عرض قطب شمال و عرض های میانه (حدود ۴۵ درجه شمالی) می باشد. نمایه نوسان قطبی دارای دو فاز مثبت یا گرم و فاز منفی یا سرد است. در فاز مثبت یا گرم که با فشار نسبتا بالا در عرض های میانه و فشار نسبتا پایین در قطب شمال مشخص می شود حلقه ای از بادهای قوی که در حوالی قطب شمال به حرکت در آمده باعث محدود شدن هوای سرد در مناطق قطبی می شود. فاز منفی با فشار بالا در قطب شمال و فشار پایین در عرض های میانه مشخص می شود. در این وضعیت با ضعیف تر شدن حلقه بادهای ذکر شده در قطب شمال هوای سرد قطبی به عرض های پایین تر نفوذ کرده؛ برای شمال اروپا شرایط سرد و برای جنوب اروپا حالت مرطوب تری را ایجاد می کنند.

تحقیقات بورمن^۲ و همکاران تأثیر زمستانه نوسان قطبی را بر موسمی های اقیانوس هند مورد بررسی قرار داده است. این تحقیق نشان می دهد فاز منفی نوسان قطبی در زمستان و اوایل بهار به کاهش بارش در ماه ژوئن در منطقه بارش های موسمی منجر می شود (Burman et al. 2006. 2247). در تحقیقی دیگر بالاترین همبستگی بین حوادث فنولوژیکی در بهار و نمایه های NAO و AO در طی ماه های زمستان (دسامبر- مارس) و سه ماهه اول بهار در منطقه دریای بالتیک در دوره سال های ۱۹۹۸-۱۹۵۱ دیده شده است (Ahas et al. 2004).

¹ Sir Gilbert Walker

¹ Burmann

با مطالعه روابط بین الگوهای چرخشی جوی کلان مقیاس نیمکره شمالی از جمله نوسان قطبی با خشکسالی های سالانه سیستان و بلوچستان این نتیجه بدست آمد که ۵ تا از الگوهای پیوند از دور قادرند بیش از ۷۰ درصد از تغییرات SPI (نمایه استاندارد بارش)^۱ را توجیه نمایند (خسروی، ۱۳۸۳، ۱۶۸).

در تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص های اقلیمی مشخص شد که بین بارش فصول زمستان و پاییز و نمایه های نوسان قطبی رابطه معکوس وجود دارد (یار احمدی و عزیزی، ۱۳۸۶، ۱۶۱). در مطالعه ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان های دمایی در ایستگاه شهر کرد، خسروی و همکاران به وجود همبستگی منفی بین نوسان قطبی و دمای حداقل در مقیاس زمانی سالیانه در این ایستگاه پی بردند (خسروی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۲۵).

در تعیین نقش الگوهای پیوند از دور نیمکره شمالی بر دمای ایران مشخص شد که هیچ یک از الگوهای پیوند از دور توان تبیین درصد بزرگی از تغییرات دمای قلمرو بزرگی از ایران را در همه ماه های سال ندارند (اکبری و مسعودیان، ۱۳۸۶).

قویدل و خوشحال (۱۳۸۷: ۱۷۹) الگوی نوسانات شمالگان (AO) عامل تعیین کننده سختی یا ملایمت اقلیم زمستانی تبریز معرفی کرده اند.

در بررسی تأثیر نوسان قطبی بر بارش ایران توسط مسعودیان نشان داده شد که بارش ایران در ماه های نوامبر، مارس، دسامبر، اوت و اکتبر با نوسان قطبی ارتباط دارد. در بهترین شرایط حداکثر ۳۵ درصد از تغییرات بارش بخش هایی از ایران با نوسان قطبی تبیین می شود (مسعودیان، ۱۳۸۷: ۳).

و بلاخره به دو مورد از کارهای تحقیقی که هم در زمینه اثر پرفشار آזור بر دمای بیشینه و بارش ایران است که با استفاده از میانگین داده های روزانه انجام گرفته است، اشاره می شود. جهت تحلیل همدید پرفشار آזור در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال توسط حلییان از داده های روزانه در یک دوره آماری ۵۵ ساله استفاده شد. در این پژوهش میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲ به وقت گرینویچ برای تمام روزهای تقویم خورشیدی محاسبه گردید. در نهایت با انجام تحلیل خوشه ای بر روی داده های به دست آمده آشکار گردید که در سطح اطمینان ۹۵ درصد در ۹۴/۸ درصد از ایستگاه های مورد مطالعه بیشینه دمای روزانه متأثر از سامانه پرفشار آזור در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است (حلییان، ۱۳۸۹: ۵۱). در کار مشابه دیگر با محاسبه سال میانگین از داده های بازسازی شده ارتفاع ۷۰۰ هکتوپاسکال به بررسی چگونگی رفتار سامانه پرفشار آזור بر بارش ایران زمین پرداخته شد (کاویانی و همکاران، ۱۳۸۷: ۲۵).

هدف از انجام این پژوهش شناسایی ارتباط بین نمایه نوسان قطبی به عنوان یکی از مهمترین الگوهای موثر پیوند از دور بر ناهنجاری های دما و بارش فصل زمستان منطقه ایران مرکزی می باشد؛ تا بتوان از این طریق آن تا حدی خسارات ناشی از تغییرات ناگهانی دما و بارش را کاهش داد.

³ Standard Precipitation Index

روش تحقیق:

در مرحله اول داده های گرفته شده به فرمت Excell تبدیل شده و سپس اقدام به محاسبه سال میانگین برای داده های نمایه AO و داده های دماهای کمینه، بیشینه، میانگین و بارش روزانه گردید. منظور از سال میانگین در این تحقیق سالی است که مقادیر روزانه متغیرهای اقلیمی برای ۳۶۶ روز سال بر اساس میانگین ۴۵ ساله هر روز محاسبه می شود. برای مثال اگر مقادیر دمای کمینه روز اول ژانویه از سال ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۰ را با هم جمع کنیم و بر ۴۵ (طول دوره آماری) تقسیم کنیم عدد به دست آمده اولین عدد از سری زمانی است که سال میانگین نامیده می شود. اگر برای ۳۶۵ روز باقی مانده نیز مانند نمونه عمل کنیم بقیه مقادیر سری زمانی سال میانگین به دست می آید. لازم به ذکر است که در سال های کیسه داده های روز ۲۹ فوریه هم اضافه می شود که با میانگین گیری از داده های این روز عددی به عنوان داده ۲۹ فوریه به روزهای سال میانگین اضافه گردید.

سال میانگین به دست آمده برای هر یک از داده ها یک سری زمانی بوده که شامل ۳۶۶ داده می باشد. از داخل این داده ها داده های ماه های دسامبر تا مارس جدا و سری زمانی جدیدی برای فصل زمستان ساخته شد. علاوه بر این برای داده های نمایه های AO سه سری زمانی اضافه تر شامل سری زمانی ماه های نوامبر-فوریه، اکتبر-ژانویه، سپتامبر- دسامبر جهت بررسی تأخیرهای زمانی یک ماهه تا سه ماهه ایجاد گردید. چون فرض بر این بود تغییرات این نمایه اقلیمی ذکر شده بعد از گذشت چند ماه بر اقلیم ایستگاه مورد مطالعه اثر می گذارند. به طور مثال جهت بررسی تأخیر یک ماهه داده های روزانه میانگین ماه های نوامبر AO با دماهای کمینه ایستگاه های موزد مطالعه در ماه دسامبر در کنار هم قرار داده شده اند.

سپس در نرم افزار SPSS به آزمون ضرایب همبستگی به روش ضریب همبستگی پیرسون دو دامنه و آزمون t جهت بررسی معنادار بودن یا نبودن ارتباط بین هر یک از متغیرهای اقلیمی مورد استفاده و نمایه های AO اقدام گردید که نتایج آن شامل ضرایب همبستگی و سطح معنی داری (Sig) هر ضریب در جدول ۲ خلاصه شده است. لازم به ذکر است فقط ضرایب همبستگی در سطح معنی داری ۰/۰۱ (با دو ستاره بالای ضریب همبستگی) و ۰/۰۵ (با علامت یک ستاره مشخص شده است) آورده شده است و خانه های خالی جدول ها مربوط به مواردی است که ضرایب همبستگی دارای سطح معنی داری بالاتری هستند.

موقعیت منطقه مورد مطالعه

مختصات جغرافیایی منطقه مورد مطالعه بین عرض های جغرافیایی ۲۹ درجه شمالی تا ۳۴ درجه شمالی و مدار ۵۱ درجه شرقی تا ۵۸ درجه شرقی می باشد. از لحاظ تقسیمات سیاسی این قسمت از ایران در داخل استان های اصفهان، کرمان و یزد قرار گرفته است. مساحت منطقه مورد مطالعه تقریباً ۳۷۶/۶۴۲ کیلومتر مربع در حدود

¹ Significance Level

۲۳ درصد از مساحت ایران می باشد در حالی که جمعیت مستقر در این منطقه در حدود ۹ میلیون نفر و حدود ۱۲ درصد از جمعیت کشور است. جهت بررسی تأثیر نوسان قطبی در مقیاس روزانه بر تغییرات دما و بارش ایران مرکزی از داده های ایستگاه هایی که دارای بالاترین و کامل ترین سابقه آماری است در منطقه بودند، استفاده گردید. این ایستگاه شامل ایستگاه های اصفهان، بم، طبس، کرمان، همگین و یزد می باشد. علاوه بر این از داده های ایستگاه های سبزوار، شاهرود و نیریز که در مجاورت منطقه مورد مطالعه بودند استفاده گردید. موقعیت ایستگاه های مورد استفاده در شکل ۱ آمده است. همچنین موقعیت ایستگاه ها در جدول ۱ نشان داده شده است.

جدول ۱: مختصات فضایی ایستگاه های مورد مطالعه

ردیف	نام ایستگاه	طول جغرافیایی (درجه دقیقه)	عرض جغرافیایی (درجه دقیقه)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	سال تأسیس (میلادی)
۱	اصفهان	۴۰ ۵۱ شرقی	۳۷ ۳۲ شمالی	۱۵۵۰/۴	۱۹۵۱
۲	بم	۲۱ ۵۸ شرقی	۰۶ ۲۹ شمالی	۱۰۶۶/۹	۱۹۵۶
۳	سبزوار	۳۹ ۵۷ شرقی	۱۲ ۳۶ شمالی	۹۷۲	۱۹۵۴
۴	شاهرود	۵۷ ۵۴ شرقی	۲۵ ۳۶ شمالی	۱۳۴۹/۱	۱۹۵۱
۵	طبس	۵۵ ۵۶ شرقی	۳۶ ۳۳ شمالی	۷۱۱	۱۹۶۰
۶	کرمان	۵۸ ۵۶ شرقی	۱۵ ۳۰ شمالی	۱۷۵۳/۸	۱۹۵۱
۷	نیریز	۲۰ ۵۴ شرقی	۱۲ ۲۹ شمالی	۱۶۳۲	۱۹۶۴
۸	همگین	۲۷ ۵۱ شرقی	۵۵ ۳۱ شمالی	۲۱۵۰	۱۹۶۴
۹	یزد	۱۷ ۵۴ شرقی	۵۴ ۳۱ شمالی	۱۲۳۷/۲	۱۹۵۲

منبع: سایت سازمان هواشناسی کشور

ایران مرکزی محدوده مثلی شکلی است که از شمال با رشته کوه های البرز و از طرف غرب و جنوب غرب بوسیله کوه های زاگرس، از سمت جنوب و شرق به ترتیب با رشته های کوه های مکران و شرقی ایران محدود می شود. وجود کوهستان های اطراف منطقه امکان نفوذ توده هوای مرطوب را به ایران مرکزی محدود کرده و باعث ایجاد شرایط خشک در اغلب مساحت منطقه می شوند. نمود این موضوع کاهش نزولات جوی در اکثر نقاط و افزایش دامنه تغییرات دما بین شب و روز و فصول گرم و سرد سال است. در ایران مرکزی دما از شمال غرب به سمت جنوب شرق افزایش می یابد، چراکه در این مسیر هم عرض جغرافیایی افزایش می یابد و هم ارتفاع نسبی کمتر می شود. تغییرات بارش در منطقه جهت گیری خاصی ندارد و در ایستگاه های مرکزی به دلیل دوری از منابع آبی میزان بارندگی فصل زمستان کاهش می یابد.

یافته ها و نتایج

خلاصه نتایج از انجام آزمون همبستگی پیرسون بین نمایه نوسان قطبی و دماهای کمینه، بیشینه و میانگین و همچنین بارش روزانه ایستگاه های مورد مطالعه در جدول ۲ خلاصه شده است. لازم به ذکر می باشد که تأخیر (۰) به معنای بازه زمانی بدون تأخیر و تأخیر (۱) بیانگر بازه زمانی با در نظر گرفتن تأخیر یک ماهه برای نمایه AO و ... می باشد.

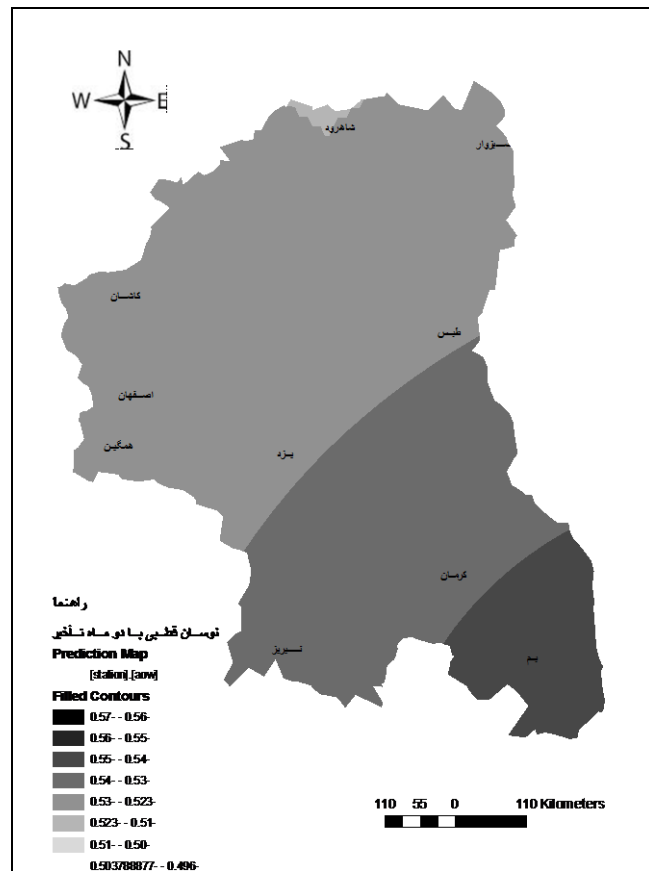
جدول ۲ ضرایب همبستگی بین نمایه AO و دما ها و بارش ایستگاه های ایران مرکزی

ایستگاه	بازه های زمانی	دمای کمینه		دمای بیشینه		دمای میانگین		بارش
		Sig	ضریب همبستگی	Sig	ضریب همبستگی	Sig	ضریب همبستگی	
اصفهان	تأخیر (۰)	۰/۰۰۰	۰/۴۹۱"	۰/۰۰۰	۰/۴۴۳"	۰/۰۰۰	۰/۴۶۷"	۰/۱۸۲'
	تأخیر (۱)	۰/۰۰۰	-۰/۳۲۹"	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۷"	۰/۰۰۰	-۰/۳۴۷"	۰/۱۸۲'
	تأخیر (۲)	۰/۰۰۰	-۰/۵۳۲"	۰/۰۰۰	-۰/۵۴۸"	۰/۰۰۰	-۰/۵۴۴"	-
	تأخیر (۳)	۰/۰۰۰	-۰/۳۸۹"	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۵"	۰/۰۰۰	-۰/۳۷۲"	-
بم	تأخیر (۰)	۰/۰۰۰	۰/۴۵۴"	۰/۰۰۰	۰/۴۵۹"	۰/۰۰۰	۰/۴۵۹"	-
	تأخیر (۱)	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۰"	۰/۰۰۰	-۰/۳۴۹"	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۶"	-
	تأخیر (۲)	۰/۰۰۰	-۰/۵۶۴"	۰/۰۰۰	-۰/۵۶۷"	۰/۰۰۰	-۰/۵۶۸"	-
	تأخیر (۳)	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۸"	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۶"	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۷"	-
سبزوار	تأخیر (۰)	۰/۰۰۰	۰/۵۳۳"	۰/۰۰۰	۰/۵۱۰"	۰/۰۰۰	۰/۵۲۳"	-
	تأخیر (۱)	۰/۰۰۵	-۰/۲۵۵"	۰/۰۰۳	-۰/۲۶۴"	۰/۰۰۴	-۰/۲۶۱"	-۰/۲۷۰'
	تأخیر (۲)	۰/۰۰۰	-۰/۵۱۶"	۰/۰۰۰	-۰/۵۱۱"	۰/۰۰۰	-۰/۵۱۶"	-۰/۳۱۳"
	تأخیر (۳)	۰/۰۰۰	-۰/۳۹۷"	۰/۰۰۰	-۰/۳۸۸"	۰/۰۰۰	-۰/۳۹۴"	-
شاهرود	تأخیر (۰)	۰/۰۰۰	۰/۵۶۳"	۰/۰۰۰	۰/۵۰۵"	۰/۰۰۰	۰/۵۱۳"	-
	تأخیر (۱)	۰/۰۱۶	-۰/۲۸۹"	۰/۰۰۱	-۰/۲۹۶"	۰/۰۰۲	-۰/۲۷۵"	۰/۲۵۶"
	تأخیر (۲)	۰/۰۰۰	-۰/۵۰۶"	۰/۰۰۰	-۰/۵۱۶"	۰/۰۰۰	-۰/۵۲۲"	-۰/۲۲۰'
	تأخیر (۳)	۰/۰۰۰	-۰/۴۰۹"	۰/۰۰۰	-۰/۳۹۴"	۰/۰۰۰	-۰/۴۰۳"	-
طیس	تأخیر (۰)	۰/۰۰۰	۰/۴۵۲"	۰/۰۰۰	۰/۴۲۶"	۰/۰۰۰	۰/۴۴۶"	-
	تأخیر (۱)	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۵"	۰/۰۰۱	-۰/۳۰۲"	۰/۰۰۱	-۰/۳۳۱"	-۰/۲۰۹'
	تأخیر (۲)	۰/۰۰۰	-۰/۵۳۲"	۰/۰۰۰	-۰/۴۸۸"	۰/۰۰۰	-۰/۵۰۹"	-
	تأخیر (۳)	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۸"	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۶"	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۳"	-
کرمان	تأخیر (۰)	۰/۰۰۰	۰/۴۰۷"	۰/۰۰۰	۰/۴۸۷"	۰/۰۰۰	۰/۴۵۶"	-
	تأخیر (۱)	۰/۰۰۰	-۰/۴۳۲"	۰/۰۰۰	-۰/۳۰۶"	۰/۰۰۰	-۰/۳۷۶"	-
	تأخیر (۲)	۰/۰۰۰	-۰/۵۸۴"	۰/۰۰۰	-۰/۵۲۴"	۰/۰۰۰	-۰/۵۶۲"	-
	تأخیر (۳)	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۷"	۰/۰۰۰	-۰/۳۶۶"	۰/۰۰۰	-۰/۳۷۳"	-
نیریز	تأخیر (۰)	۰/۰۰۰	۰/۳۸۱"	۰/۰۰۰	۰/۴۲۳"	۰/۰۰۰	۰/۴۱۲"	-

-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۱"	۰/۰۰۱	-۰/۳۹۸"	۰/۰۰۰	-۰/۴۰۵"	تأخیر (۱)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۵۰۹"	۰/۰۰۰	-۰/۴۴۸"	۰/۰۰۰	-۰/۵۴۴"	تأخیر (۲)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۸"	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۲"	۰/۰۰۰	-۰/۳۴۰"	تأخیر (۳)	
-	-	۰/۰۰۰	۰/۵۷۶"	۰/۰۰۰	۰/۵۴۸"	۰/۰۰۰	۰/۵۶۸"	تأخیر (۰)	همگین
-	-	۰/۰۰۳	-۰/۱۹۸"	۰/۰۳۶	-۰/۱۹۱"	۰/۰۲۳	-۰/۲۰۶"	تأخیر (۱)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۴۹۶"	۰/۰۰۰	-۰/۴۷۳"	۰/۰۰۰	-۰/۵۲۲"	تأخیر (۲)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۸"	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۲"	۰/۰۰۰	-۰/۳۴۰"	تأخیر (۳)	
-	-	۰/۰۰۰	۰/۴۵۲"	۰/۰۰۰	۰/۴۴۴"	۰/۰۰۰	۰/۴۵۰"	تأخیر (۰)	یزد
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۲۵"	۰/۰۰۱	-۰/۳۰۵"	۰/۰۰۰	-۰/۳۵۳"	تأخیر (۱)	
-	-	۰/۰۰۰	۰/۵۳۹"	۰/۰۰۰	-۰/۵۲۸"	۰/۰۰۰	-۰/۵۳۹"	تأخیر (۲)	
-	-	۰/۰۰۰	-۰/۳۸۴"	۰/۰۰۰	-۰/۳۷۲"	۰/۰۰۰	-۰/۳۸۸"	تأخیر (۳)	

همبستگی در سطح اطمینان ۹۵ درصد و " همبستگی در سطح ۹۹ درصد

رابطه بین نمایه AO و دماهای سه گانه در ابتدا با یک رابطه مستقیم و در حدود ۰/۵ در بازه زمانی زمستان بدون تأخیر شروع می شود. با حرکت از شمال به جنوب و غرب به شرق ضریب همبستگی کاهش می یابد. از طرف دیگر در ایستگاه های شمالی (شاهرود، سبزوار، اصفهان و طبس) بالاترین ضریب همبستگی نمایه AO با دمای کمینه می باشد در حالی که در ایستگاه های مرکزی (یزد و همگین) دمای میانگین و در قسمت های جنوبی (ایستگاه های کرمان، بم و نیریز) دمای بیشینه رکورد دار بیشترین ضریب همبستگی با نمایه ذکر شده هستند. با اعمال تأخیر یک ماهه در نمایه نوسان قطبی و گرفتن همبستگی، علامت ضرایب بدست آمده منفی می شود.



شکل ۲ نقشه پهنه بندی ضرایب همبستگی نوسان قطبی با تأخیر دو ماهه و دمای میانگین ایستگاه‌ها (منبع: نگارنده)

با توجه به ضریب همبستگی نمایه نوسان قطبی با تأخیر دو ماهه با دمای میانگین فصل زمستان (شکل ۲) می توان دو ناحیه متفاوت را در منطقه مورد مطالعه مشخص نمود. ناحیه اول شامل ایستگاه های اصفهان، همگین، سبزوار و شاهرود و ناحیه دوم که نسبت به ناحیه اول جنوب شرقی تر می باشد و ایستگاه های طبرس، یزد، کرمان، بم و نیریز در آن قرار دارند می باشد. در ناحیه جنوب شرقی در همه ایستگاه ها قدر مطلق همبستگی بین بازه زمانی زمستان با تأخیر دو ماهه و نمایه AO بیشترین مقدار را دارد. در این ناحیه ضریب همبستگی دمای کمینه در بین پارامتر های دمای دیگر بیشترین می باشد. در ناحیه دیگر (شمالی) نه تنها ضریب همبستگی دماها و نمایه AO کمتر از ناحیه جنوبی است بلکه بجز در ایستگاه اصفهان ضریب همبستگی از ضریب همبستگی AO و دما در بازه زمستان بدون تأخیر کمتر است. در کل در این بازه زمانی ضریب همبستگی بین نوسان قطبی و دماها به بالاترین مقدار خود (تا حدود ۰/۵۸۵-) می رسد. بالاخره ضرایب همبستگی بین نوسان قطبی با سه ماه تأخیر و دماهای منطقه نشان دهنده کاهش نسبی این ضرایب به سمت جنوب می باشد. در اکثر ایستگاه ها بالاترین همبستگی نوسان قطبی با دمای کمینه می باشد. از طرف دیگر همانطور که از جدول شماره ۲ و به طور خاص در شکل ۲ در رابطه با ضرایب همبستگی بین AO با دو ماه تأخیر و دمای میانگین نمایش داده شده است، هم

پیداست؛ در بازه های زمانی تأخیردار، ضرایب همبستگی نوسان قطبی و دماهایی ایستگاه های شرقی و جنوبی دارای مقادیر بیشتری هستند.

در رابطه با تأثیر AO بر بارش ایستگاه های مرکزی ضرایب همبستگی مثل ضرایب همبستگی نوسان های ذکر شده و دما یکپارچه و قوی نیست. در ایستگاه های یزد و همگین هیچ رابطه معنی داری بین نمایه های اقلیمی و بارش وجود ندارد. ضریب همبستگی AO و بارش هم در ایستگاه هایی که این ضریب معنی دار است، بجز ایستگاه اصفهان منفی و حداکثر به $-0/31$ می رسد. به طور کلی می توان گفت که ایستگاه هایی که در آن ها بارش با نمایه AO رابطه دارد در نیمه شرقی منطقه واقع شده اند.

نتیجه گیری

نتایج حاصل از این پژوهش روشن ساخت که از بین دماهای سه گانه (کمینه، بیشینه و میانگین) بالاترین ضریب همبستگی نمایه نوسان قطبی با دمای کمینه وجود دارد. از طرف دیگر مشخص شد با اعمال تاخیرهای زمانی یک تا سه ماهه در نمایه نوسان قطبی ضرایب همبستگی دماها در فصل زمستان با این نمایه با حرکت از شمال غرب به جنوب شرق کاهش می یابد. در کل می توان نتیجه گیری کرد که قوی ترین همبستگی بین دما و نمایه AO با تأخیر دو ماهه در ایران مرکزی در فصل زمستان دیده می شود. همچنین می توان ادعا کرد اثر گذاری نوسان قطبی در این فصل از سال در منطقه مورد مطالعه از غرب به شرق و از شمال به جنوب کاهش می یابد که این مسئله برعکس جهت تغییرات دما در منطقه است. پس در فاز منفی AO باید انتظار کاهش بیشتر دمای کمینه آن هم پس از گذشت دو ماه، در ایستگاه های جنوب شرق نسبت به سایر ایستگاه ها منطقه داشت. دلیل کاهش دما منطقه در فاز منفی AO را می توان به ریزش هوای سرد قطبی به عرض های پایین تر در این زمان مربوط دانست. به دلیل عدم وجود ضرایب قوی و معنی دار بین نمایه نوسان قطبی در بازه های تأخیردار و بدون تأخیر و بارش زمستان در ایران مرکزی نمی توان در مورد تأثیرگذاری نوسان قطبی بر بارش منطق نظر خاصی داد.

منابع

- ۱ - اکبری، طیبه و سید ابوالفضل مسعودیان (۱۳۸۶) شناسایی نقش الگوهای پیوند از دورنیمکره شمالی بر دمای ایران، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، پیاپی ۱
- ۲ - امیدوار، کمال (۱۳۸۹) اقلیم شناسی دینامیک، انتشارات دانشگاه یزد، چاپ اول، یزد، ۴۰۰ ص
- ۳ - حلبیان، امیر حسین (۱۳۸۹) تحلیل همبند ارتباط پرفشار آזור با دماهای بیشینه ایران، تحقیقات جغرافیایی، بهار ۱۳۸۹، شماره ۹۶، صص ۷۸-۵۱
- ۴ - جعفری ندوشن، مهدی (۱۳۹۱) مطالعه تأثیر نمایه های اقلیمی بر تغییرات دما و بارش فصول سرد سال در ایران مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، گروه جغرافیا دانشگاه یزد
- ۵ - خسروی، محمود (۱۳۸۳) بررسی روابط بین الگوهای چرخشی کلان مقیاس نیم کره شمالی با خشکسالی های سالانه سیستان و بلوچستان، جغرافیا و توسعه، بهار و تابستان ۱۳۸۳، صص ۱۸۸ - ۱۶۷
- ۶ - خسروی، محمود، صادق کریمی خواجه لنگی و محمد سلیقه (۱۳۸۶) ارتباط شاخص نوسان قطبی با نوسان های دمایی (ایستگاه موردی؛ شهرکرد)، مجله جغرافیا و توسعه، بهار و تابستان ۱۳۸۶
- ۷ - خسروی، یونس و محمد کاظم جباری (۱۳۹۰) مبانی سامانه های اطلاعات جغرافیایی (GIS) و خود آموز ARCGIS10، زنجان، انتشارات آذر کلک
- ۸ - شرکت آمار پردازان (۱۳۷۷) راهنمای کاربران SPSS 6.0، جلد دوم، انتشارات حامی، چاپ اول، تهران، ۵۳۳ ص
- ۹ - عساکره، حسین (۱۳۹۰) مبانی اقلیم شناسی آماری، زنجان، انتشارات دانشگاه زنجان،
- ۱۰ - علائی طالبانی، محمود (۱۳۸۸) ژئومورفولوژی ایران، تهران، نشر قومس، چاپ پنجم، ۳۶۰ صفحه
- ۱۱ - علیجانی، بهلول (۱۳۷۴) آب و هوای ایران، چاپ هشتم، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۱۳۸۷، ۲۲۱ صفحه
- ۱۲ - علیزاده، امین (۱۳۸۵) اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه امام رضا، چاپ بیستم، ۸۰۸ ص
- ۱۳ - غیاثوند، احمد (۱۳۸۷) کاربرد آمار و نرم افزار SPSS در تحلیل داده ها، چاپ دوم، پاییز ۱۳۸۷، نشر لویه، تهران، ۳۱۳ صفحه
- ۱۴ - غیور، حسنعلی و محمود خسروی (۱۳۸۰) تأثیر پدیده انسو بر ناهنجاری های بارش تابستانی و پاییز منطقه جنوب شرق ایران، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۲، پاییز ۱۳۸۰، صص ۱۷۴-۱۴۱
- ۱۵ - قویلد رحیمی، یوسف و جواد خوشحال دستجردی (۱۳۸۷) جستاری پیرامون سختی اقلیم زمستانی تبریز و ارتباط آن با نوسانات شمالگان، مدرس علوم انسانی دوره ۱۴، شماره ۱، بهار ۱۳۸۷، صص ۱۹۶-۱۷۹
- ۱۶ - کاویانی، محمدرضا؛ سید ابوالفضل مسعودیان و امیرحسین حلبیان (۱۳۸۷) بررسی تاثیر سامانه پرفشار آזור بر بارش ایران زمین، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲۳، پیاپی ۸۸، صص ۵۰-۲۵
- ۱۷ - مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۷) ارتباط نوسان اطلس شمالی با بارش ایران، تحقیقات جغرافیایی، زمستان ۱۳۸۷، شماره ۲۳، صص ۱۸-۳
- ۱۸ - مومنی، منصور و علی فعال قیومی (۱۳۸۷) تحلیل آماری با استفاده از SPSS، چاپ دوم، انتشارات کتاب نو، تهران، ۳۰۲ صفحه

۱۹- یار احمدی، داریوش و قاسم عزیزی (۱۳۸۶) تحلیل چندمتغیره ارتباط بارش فصلی ایران و شاخص های اقلیمی، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۲، زمستان ۱۳۸۶، صص ۱۷۴-۱۶۱

20- Ahas, A., Jaagus, J., Ahas, R., Step, M., 2004, The influence of Atmospheric circulation on plant phenological phases in central and eastern Europe. Int. J. Climatol. No. 24, PP. 1551-1564

21- Burman, W., et al , 2001, Precipitation and Atmospheric Circulation Patterns at Mid- Latitude of Asia, Int. J. Climatol., No. 21, PP. 535-556

22- Linderholm, H. W., 2006, Growing season changes in the last century, Agricultural and Forest Meteorology, NO. 137, PP. 1-14

23- Hsu, H. H., and M. J., Wallace, 1985, Vertical Structure of Wintertime Teleconnection Patterns, J. Atmos. Sci., NO. 42, PP. 1693-1710

24- www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/

daily_ao_index/ao.shtml

25- [ftp.cpc.ncep.noaa.gov/cwlinks](ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/cwlinks)

26- www.Weather.ir

27- - www.amar.org.ir

Study of Arctic Oscillation Effect on Temperature and Precipitation Anomaly at Cold Season in Central Iran

K. Omidvar¹, M. J. Nodooshan ^{*2}

1 – Associated Professor of Climatology, Geography Group, Yazd University, Iran

2 - M.S, Student of Climatology, Dep. of Geography, Yazd University

Abstract:

Study of factors affected these changes is of special importance. One of these factors is teleconnection patterns. Simultaneous correlations between changes in meteorology parameters during time within different locations of the Planet Earth are called teleconnection which is useful because of predicting variable behavior of planetary waves. Arctic Oscillation is one of the teleconnection patterns that its effect on the climate of the Northern Hemisphere, especially in winter, is known. In this study, how relationship between climate oscillation and changes in precipitation and temperature in the winter in 9 stations in Central Iran. Data used are Arctic Oscillation index and temperature data (minimum, maximum and average) and daily precipitation for the period of 45 years (2010-1965). After averaging the daily values, the seasonal time series data for each variable separately obtained. To demonstrate the relationship between the AO index with temperature and precipitation stations of the Pearson correlation test was used. T-test was used to assess the significance level of correlation. The results show that temperatures changes and AO index Inversely related, so there are AO highest correlation and temperatures in winter season with two-month delay (about -0.6). The changes precipitation at cold season in the Central Iran and Arctic Oscillation is not seen a clear relationship.

KEY WORDS: teleconnection, Arctic Oscillation (AO), temperature, precipitation, Central Iran