

## واکاوی اثر الگوهای پیوند از دور نوسان اطلس شمالی و مدیترانه بر تغییرات ابرناکی زمستانه ایران

محمد رضایی<sup>۱</sup>، یوسف قویدل رحیمی<sup>۲\*</sup>

۱- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی ماهواره‌ای، دانشگاه تربیت مدرس

۲- استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۷/۲۳

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۱۰/۱۰

### چکیده

ابرها به عنوان یکی از پیچیده‌ترین عناصر سیستم آب و هوا، علاوه بر تغییر در بیلان انرژی، در توزیع زمانی و مکانی بسیاری از عناصر آب و هوایی مؤثر هستند. نوسانات فشار در پهنه‌های آبی دور دست می‌تواند موجب تغییرپذیری در عناصر آب و هوایی ایران شود. این پژوهش سعی در آشکارسازی اثر الگوهای پیوند از دور نوسان اطلس شمالی و مدیترانه بر روی ابرناکی زمستانی ایران دارد. به این منظور ابتدا داده‌های بازکاوی شده ابرناکی ماهانه، در یک دوره ۳۵ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۳) برای ۵۳ نقطه در ایران با قدرت تفکیک ۱/۸۶ درجه اخذ گردید. سپس به منظور آشکارسازی ارتباط، همبستگی بین سری زمانی پوشش ابر ماه‌های دسامبر تا مارس با داده‌های الگوی پیوند از دور نوسان مدیترانه (۱۹۷۹-۲۰۰۰) و نوسانات اطلس شمالی (۱۹۷۹-۲۰۱۳) محاسبه گردید. نتایج نشان داد که در بهترین حالت، بین شاخص نوسان مدیترانه و اطلس شمالی با ابرناکی، به ترتیب بالاترین مقادیر ضریب همبستگی به میزان ۰/۶۲- برای ماه ژانویه و ۰/۵۹- برای ماه فوریه، در شمال غرب ایران قابل مشاهده بوده و در تمامی ماه‌های زمستان ارتباط معکوس و معنی‌داری بین شاخص‌های مذکور و ابرناکی، حداقل در یک پهنه از ایران وجود داشته است. همچنین یافته‌ها نشان داد که اثر الگوهای مذکور بر ابرناکی، ضمن قوی‌تر بودن، از نظر فضایی نیز یکنواخت‌تر از عنصر بارش بوده است؛ به گونه‌ای که در فازهای منفی ابرناکی به طور یکنواختی در سطح ایران افزایش داشته، اما این امر در مورد بارش (با توجه به مطالعاتی که قبلاً انجام شده) کمتر صادق است.

**واژه‌های کلیدی:** پیوند از دور، ابرناکی، نوسان مدیترانه، نوسان اطلس شمالی، ایران.

## مقدمه

فهم عوامل کنترل کننده تغییرپذیری در عناصر آب و هوای یک منطقه جهت سنجش عملکرد مدل آب و هوا و همچنین برای پیش‌بینی تغییرات آب و هوایی بسیار ضروری است. این حالت به ویژه در مورد آب و هوای غرب آسیا (خاورمیانه) که هم تحت‌تاثیر عرض‌های حاره و هم تحت‌تاثیر آب و هوای عرض‌های میانه است، صادق است (بلک، ۲۰۱۲). بخشی از نوسانات عناصر اقلیمی، ناشی از تغییرات پیوند از دور می‌باشد. واژه پیوند از دور معادل فارسی واژه لاتین (tele) به معنی دور و (connection) به معنی پیوند می‌باشد. در علوم جوئی، پیوند از دور عبارت از ناهنجاری آب و هوایی که از فواصل دور بر یکدیگر تاثیر می‌گذارد (اغلب هزاران کیلومتر) است. واژه یاد شده نخستین بار توسط سر گیلبرت والکر هواشناس انگلیسی در قرن ۱۹ به کار برده شده است (بردان، ۲۰۱۳). در تعریفی دقیق و روزآمدتر، پیوند از دور ارتباط همزمان بین نوسانات عناصر اقلیمی یک مکان با تغییرات الگوهای فشار و درجه حرارت سطح دریا در مناطق جغرافیایی دورتر تعریف شده است (والاک و گازلر، ۱۹۸۱). ابرها اثرات بسیار گسترده‌ای بر موازنه انرژی سطح زمین می‌گذارند. ابر را می‌توان به عنوان یکی از متغیرترین عناصر جوئی در راستای قائم و افقی در نظر گرفت. این تغییرات ناشی از عوامل مختلفی مثل گردش‌های جوئی گوناگون که خود ممکن است در سطح اقیانوس و یا خشکی‌ها رخ دهد، می‌باشد (کریمی، ۱۳۸۸). ابرها از تأثیرگذارترین عناصر اقلیمی بر سامانه اقلیمی سطح کره زمین به شمار می‌آیند، چرا که از یک طرف در مجموعه سامانه‌های هم‌دید، باعث انتقال مقادیر متناهی از رطوبت اقیانوس‌ها به خشکی‌های سطح زمین می‌گردند و از طرف دیگر نقش تعیین کننده‌ای در توزیع این

رطوبت به صورت بارش در سطح زمین دارند. اثر الگوهای پیوند از دور نوسان مدیترانه و اطلس شمالی بر روی عناصر مختلفی بررسی شده است. کوتیل (۱۹۹۸) در بررسی ارتباط بین شاخص‌های گردش‌های دوره‌های خشک و مرطوب در شرق مدیترانه نتیجه گرفت که شرایط کم بارشی در فلسطین با فشار بیشتر در شرق مدیترانه و شرایط ترسالی با فشار منفی در شرق مدیترانه همراه است. همچنین وجود یک کم فشار در مرکز اروپا با کم بارشی در فلسطین همراه است. لویز مورنا و همکاران (۲۰۱۱) اثر نوسان اطلس شمالی را بر روی ۱۵ ناحیه کوهستانی در مدیترانه بررسی کردند. نتایج نشان داده که در بیشتر مناطق بارش و دمای زمستانه ارتباط بالایی با تغییرات نوسان اطلس شمالی دارند. روسلو (۲۰۱۱) اثر نوسان اطلس شمالی را بر روی ترافیک خط هوایی اروپا مطالعه کرد. وی نشان داد که فازهای مثبت و منفی نوسان اطلس شمالی بر روی درآمد حاصل از مسافرت‌های هوایی تأثیر گذاشته است. نتایج تحقیق اثر هوا و آب و هوا را بر روی تصمیم‌گیری گردشگر تأیید می‌کند. تورنرس (۲۰۱۳) به بررسی ارتباط نوسان مدیترانه بر بارش زمستانه در ناحیه جنوبی خاور نزدیک (در شرق مدیترانه) پرداخته و نشان داد که بارش زمستانه در فاز منفی ۲۲ درصد ممکن است بالاتر از میانگین باشد و در فاز مثبت این امکان بالاتر از ۵۹ درصد است. در مطالعه‌ای دیگر تورنرس و منزل (۲۰۱۴) به ارتباط بین نوسان مدیترانه و بارش حوزه رود اردن پرداختند. نتایج نشان داد در طی فاز منفی احتمال این که بارش زیر میانگین باشد ۷۸ درصد و در فاز مثبت ۴۱ درصد است. کولانتونو (۲۰۱۴) به اثرات نوسان اطلس شمالی بر روی انرژی خورشیدی در دسترس پرداخته و نتیجه گرفتند که در غرب بریتانیا بین آن دو ارتباط منفی وجود دارد و این

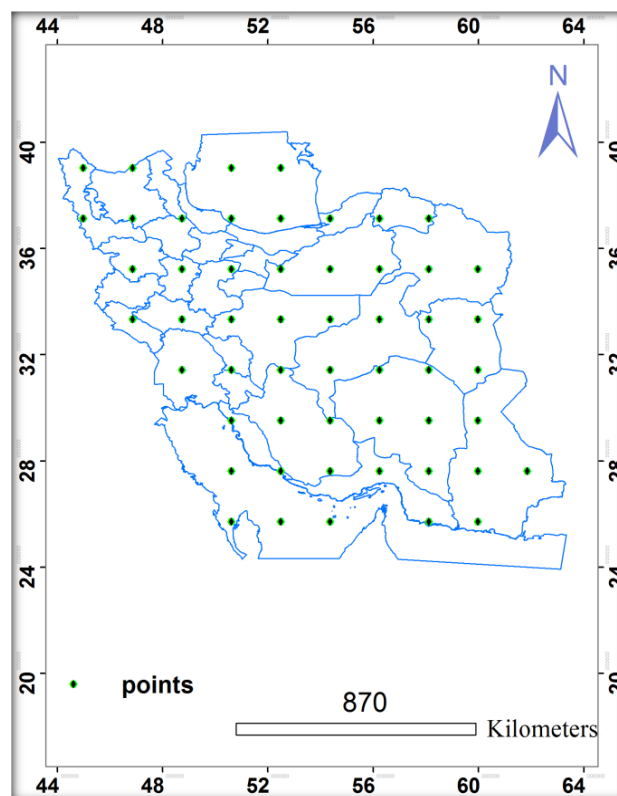
دسامبر- اوت و اکتبر مؤثر بوده و در بهترین شرایط ۳۵ درصد تغییرات بارش بخش‌هایی از ایران با نوسان اطلس شمالی قابل تبیین است. ریوندی و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره ۲۰۰۵-۱۹۴۸ برای فصل زمستان در منطقه دریای مدیترانه و جنوب غرب آسیا پرداخته و نشان دادند که در فازهای مثبت نوسان اطلس شمالی، در شرق مدیترانه و ایران، تغییرات ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به طور قابل ملاحظه‌ای در مقایسه با فاز منفی بیشتر است. باغبانان (۱۳۹۳) نیز بالاترین همبستگی بین توفان‌های تندی با نوسان اطلس شمالی را در ماه ژوئن در ایستگاه خرم‌آباد محاسبه نمود. مرور پیشینه تحقیق و مذاقه در مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که تحقیقات انجام یافته غالباً معطوف به عناصر بارش و دما بوده و به اثر الگوهای پیوند از دور بر عنصر ابرناکی چه در مقیاس جهانی و چه در مقیاس کشوری توجهی نشده است. تنها مطالعه چشمگیر در خصوص ابرناکی در ایران مربوط به تحقیق قاسمی و همکاران (۱۳۹۲) می‌باشد که در آن تغییرات زمانی و مکانی ابرناکی ایران مورد بررسی قرار داده شده و بیان شده است که غلظت ابرآلودگی هوای کشور در ماه‌های سرد و فصول گذار بهار و پائیز به مراتب از تابستان بیشتر است. از آن جا که ابرناکی یکی از مهم‌ترین عوامل مؤثر در بارش است می‌توان گفت که در مطالعه تأثیر الگوهای پیوند از دور بر عناصر اقلیمی، ابرها به طور مستقیم‌تر (نسبت به بارش) از تغییرات نوسانات الگوهای پیوند از دور تأثیر می‌پذیرند. نتایج این تحقیق در چند بخش ارائه شده است، نخست تغییرات زمانی (در مقیاس ماهانه) و مکانی ابرناکی در ایران بررسی شده است. سپس به تأثیر نوسان مدیترانه بر ابرناکی

در حالی است که در شرق انگلستان همبستگی یاد شده معنی دار و مثبت می‌باشد. طبری و همکاران (۲۰۱۴) به بررسی اثر نوسان اطلس شمالی بر روی تبخیر و تعرق مرجع در طی زمستان (دسامبر تا مارس) ایران پرداختند. نتایج نشان داد که بین سری زمانی تبخیر و تعرق مرجع و نوسان اطلس شمالی تقریباً در تمام ایستگاه‌ها ارتباط منفی وجود دارد. بیشترین ضریب همبستگی بین تبخیر و تعرق ماه ژانویه و شاخص نوسان اطلس شمالی در ماه آگوست در ایستگاه تبریز بوده است. مقادیر تبخیر و تعرق زمستانه برای ۴۱ ایستگاه، در طی فاز منفی نوسان اطلس شمالی در حدود ۳ درصد بیشتر از فاز منفی بوده است. اجالا و همکاران (۲۰۱۵) در تحقیق خود اثر واداشت های خورشید و نوسان اطلس شمالی را بر روی آب و هوای اسکاندیناوی در طی دوره هولوسن بررسی نموده و نتیجه گرفتند که اقلیم زمستانی اسکاندیناوی از الگوی گردشی جوئی- اقیانوسی نوسان اطلس شمالی و تغییرات انرژی خورشید تاثیر پذیرفته است. در پژوهش‌های اقلیمی ایران، اگرچه الگوی پیوند از دور نوسان مدیترانه مورد توجه قرار نگرفته، اما مطالعات بسیاری در مورد نوسان اطلس شمالی بر روی عناصر آب و هوایی ایران صورت پذیرفته است. برای نمونه نیکجو و قویدل رحیمی (۱۳۸۵) نتیجه گرفتند که بین بارش زمستانی ایستگاه‌های آذربایجان شرقی با نوسان اطلس شمالی همبستگی منفی و معنی داری وجود دارد. خورشید دوست و همکاران (۱۳۸۶) نشان دادند که بین بارش سالانه ایستگاه‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه و شاخص نوسانات اطلس شمالی همبستگی منفی ضعیف اما معنی داری به ویژه در ترسالی‌ها و خشکسالی‌های فراگیر وجود دارد. مسعودیان (۱۳۸۷) نشان داد که اثر نوسان اطلس شمالی بر بارش ایران در ماه‌های نوامبر- مارس-

### مواد و روش‌ها

داده‌های ماهانه ابرناکی برای سال‌های (۲۰۱۳-۱۹۷۹) از وب سایت مرکز پیش بینی‌های محیطی اخذ گردید و پس از استخراج عددی، یک سری زمانی از داده‌های ماهانه درصد ابرناکی برای ۵۳ نقطه در ایران با توجه به فاصله  $1/86$  درجه تشکیل داده شد (شکل ۱).

زمستان ایران پرداخته شده است، و در نهایت اثر نوسان اطلس شمالی بر ابرناکی زمستان ایران مورد تحلیل قرار گرفته است. علاوه بر تحلیل‌های آماری ارتباط بین شاخص‌های فوق و ابرناکی، نقشه‌های جوئی نیز برای درک بهتر ارتباط ارائه گردیده که می‌تواند فهم بیشتری از تأثیرپذیری آب و هوای زمستانه ایران از الگوهای پیوند از دور فراهم آورد.



شکل ۱: پراکنش نقاط شبکه بندی شده داده‌های درصد ابرناکی ایران

فشار تراز دریا یا ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شرق و غرب مدیترانه است (کانتیه و همکاران، ۱۹۸۹؛ پالوتیکف و همکاران ۱۹۹۶). شاخص نوسان مدیترانه بر اساس اختلاف فشار نرمال شده تراز دریا بین الجزایر و قاهره محاسبه شده است. نمونه دیگر این شاخص، که در این اواخر مورد توجه قرار داده شده، بر اساس اختلاف

داده‌های مذکور نسخه دوم سری داده‌های بازکاوی شده‌اند که ضمن به روزرسانی فراسنج‌های فیزیکی، خطاهای موجود در داده‌ها نیز تصحیح شده‌اند. در این تحقیق از داده‌های دو الگوی پیوند از دور نوسان مدیترانه و نوسان اطلس شمالی استفاده گردید. چندین نمونه از نوسان مدیترانه وجود دارد. اساس این شاخص بر اساس اختلاف

فشار در جبل الطارق و فلسطین اشغالی محاسبه می‌شود. الگوی مورد استفاده دیگر، نوسان اطلس شمالی می‌باشد. پدیده نوسانات اطلس شمالی عامل اصلی نوسانات اقلیمی نیمکره شمالی بوده و اثرات آن در زمستان به مراتب قوی‌تر است. فعال شدن آن در زمستان ناشی از الگوی ویژه‌ای از شار گرمایی سطحی است که توسط گلف استریم ایجاد می‌شود. نوسانات اطلس شمالی در واقع نماینده تغییرات بادهای غربی بر روی اطلس شمالی در فاصله ۴۰ تا ۶۰ درجه است. پدیده NAO نوسانی دینامیک در جرم جو بین پرفشار جنب حاره و کم فشار قطبی است که مراکز عمل آن در ریکیاویک و استکهلم (مرکز کم فشار مجاور قطبی) و پونتادلگادا در آزور (مرکز پرفشار جنب حاره) واقع شده است. اختلاف فشاری بیش از ۱۵ هکتوپاسکال در فاصله دو مرکز عمل یاد شده فازهای متفاوتی را به وجود می‌آورد. در فاز مثبت مرکز پرفشار آزور به طور غیر عادی قوی‌تر می‌شود، در حالی که مرکز کم فشار مجاور قطبی

(ایسلند) عمیق‌تر می‌گردد- در این فاز بادهای غربی قوی‌تر از وضع عادی در کل عرض‌های میانی، زمستان‌های گرم و مرطوب در اروپای شمالی و زمستان‌های خشک در جنوب اروپا و حوضه مدیترانه، زمستان‌های سرد و خشک در جنوب اروپا و حوضه مدیترانه- زمستان‌های سرد و خشک شمال کانادا و غرب گرینلند و شرایط اقلیمی معتدل و مرطوب در شرق امریکا می‌باشد. در فاز دیگر موارد فوق معکوس می‌شود (خورشید دوست و همکاران، ۱۳۸۶). داده‌های الگوی پیوند از دور از وب سایت [www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncp](http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncp) اخذ گردید. به منظور آشکارسازی سینوپتیک، در طی فازهای مثبت و منفی قوی از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و فشار تراز دریا و داده‌های بارش ماهواره TRMM<sup>۲</sup> استفاده شد. لازم به ذکر است برای این که بتوان میزان ارتباط را از لحاظ فضایی بهتر مشاهده نمود، مقادیر ضریب همبستگی با روش زمین آمار کریجینگ درون یابی شده است.

### نتایج

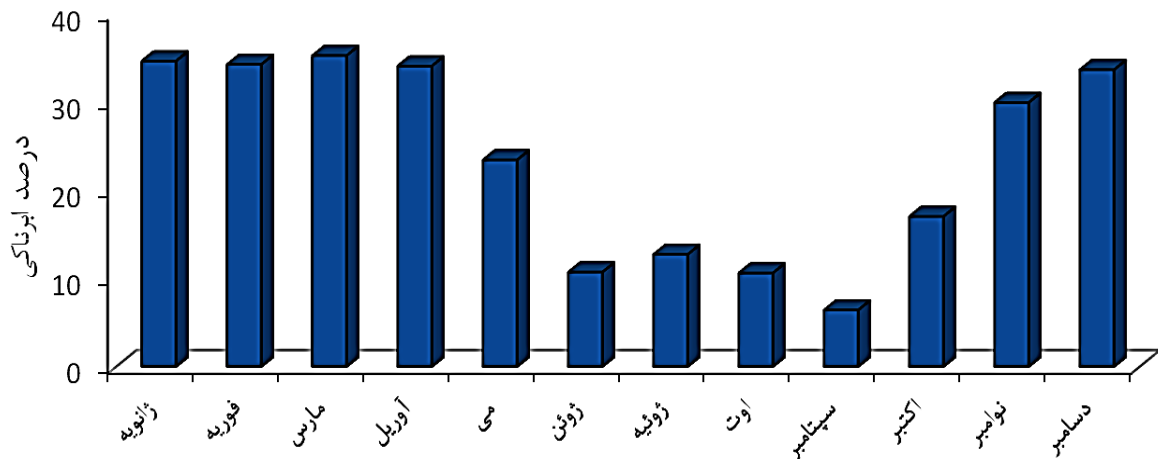
که بیشینه ابرناکی در ایران از دسامبر تا آوریل بوده و در ماه مارس با نسبت ۳۵/۲ درصد به بیشترین حد می‌رسد.

میانگین ماهانه ابرناکی ایران بر اساس داده‌های شبکه بندی شده، در جدول ۱ و شکل ۲ نشان می‌دهد، متوسط ابرناکی ایران، ۲۳/۵ درصد است

جدول ۱: میانگین ماهانه ابرناکی ایران

ماه‌ها	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
درصد ابرناکی	۳۴/۵	۳۴/۲	۳۵/۲	۳۴/۰۲	۲۳/۴	۱۰/۷	۱۲/۷	۱۰/۶	۶/۴	۱۷	۲۹/۹	۳۳/۶

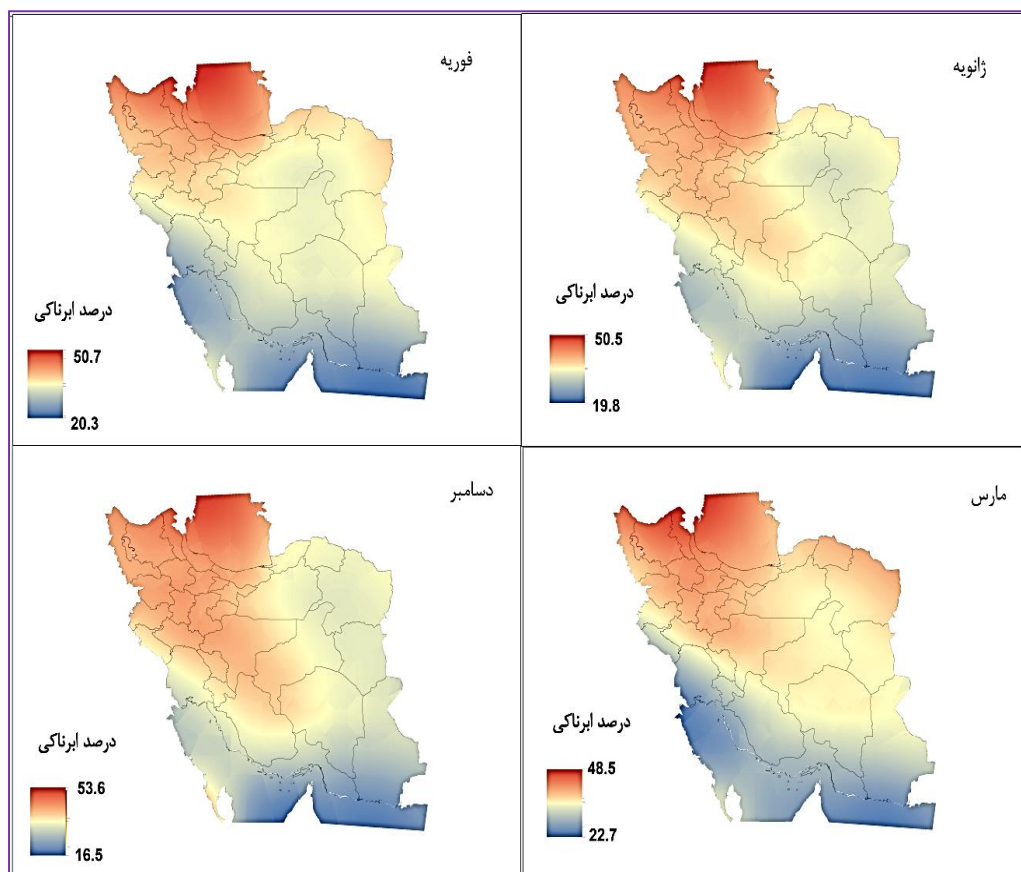
2- Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)



شکل ۲: میانگین ماهانه درصد ابرناکی ایران

بر روی دریای خزر و شمال غرب ایران بوده و در نیمه شرقی و جنوبی مقادیر ابرناکی کمتر است.

توزیع جغرافیایی پوشش ابر در ماه‌های دسامبر تا مارس در شکل ۳ نشان می‌دهد که بیشینه ابرناکی



شکل ۳: پراکنش فضایی ابرناکی زمستانه در ایران

آن است که در تمامی ماه‌ها ارتباط منفی و معنی‌داری بین شاخص مذکور با ابرناکی وجود داشته

اثر نوسان مدیترانه: مقادیر ضریب همبستگی نوسان مدیترانه با ۵۳ نقطه در ایران (جدول ۱) حاکی از

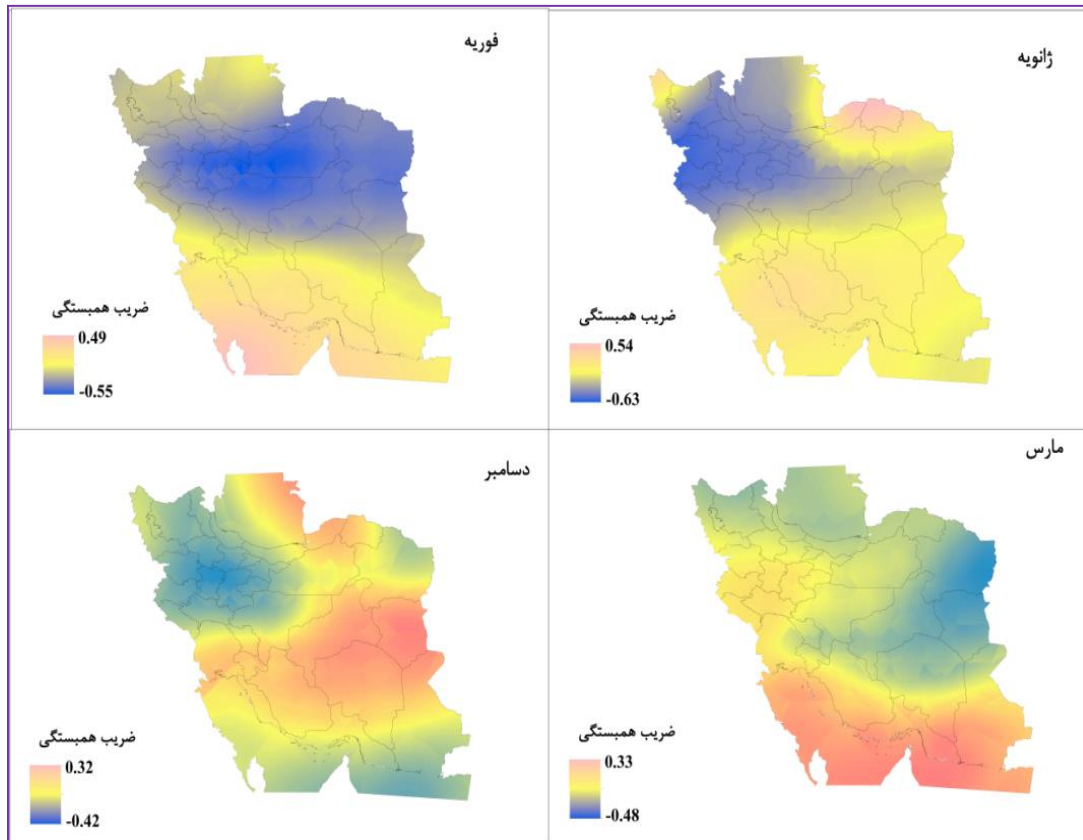
ژانویه است. تغییرات مقادیر استاندارد شده ابرناکی و شاخص نوسان مدیترانه برای نقطه ۳۷ درجه شمالی و ۴۶ درجه طول شرقی در شکل ۵ الف، نشان دهنده ارتباط معکوس ابرناکی ماه ژانویه و شاخص نوسان مدیترانه می‌باشد. نمودار پراکنندگی (شکل ۵ ب) نیز نشان می‌دهد که ۳۹ درصد تغییرات ابرناکی نقطه مذکور با تغییرات شاخص نوسان مدیترانه در ارتباط بوده است.

است. ارتباط مذکور در ماه‌های ژانویه و فوریه بیشتر بوده و از نظر مکانی نیمه شمالی ایران را در بر گرفته است. مقادیر مثبت ضریب همبستگی که در جنوب ایران مشاهده می‌شود در هیچ یک از ماه‌ها معنی‌دار نیست. در شکل ۴ توزیع فضایی ضریب همبستگی نوسان مدیترانه با ابرناکی زمستانه ایران مشاهده می‌شود. در بهترین شرایط همبستگی نقطه ۳۷ درجه شمالی و ۴۶ درجه طول شرقی، بر روی استان آذربایجان شرقی به میزان ۰/۶۲- در ماه

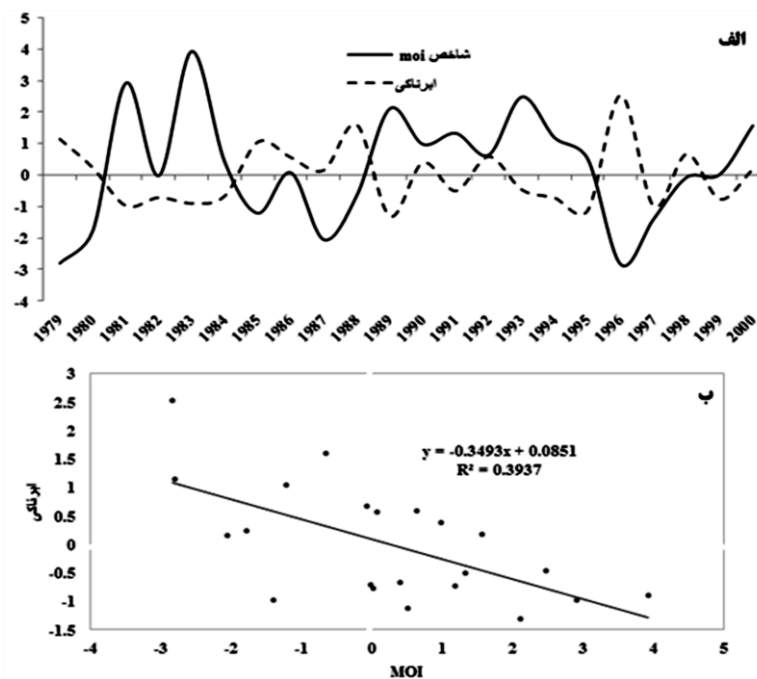
جدول ۲: مقادیر همبستگی شاخص نوسان مدیترانه با ابرناکی زمستانه ایران (دسامبر تا مارس)

طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ژانویه	فوریه	مارس	دسامبر	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ژانویه	فوریه	مارس	دسامبر
۵۰/۶	۲۵/۷	۰/۰۳	۰/۴۴	۰/۲۴	-۰/۱۲	۵۰/۶	۳۳/۳	-۰/۴۲*	-۰/۴۳*	-۰/۰۸	-۰/۲۸
۵۲/۵	۲۵/۷	-۰/۰۰۳	۰/۴۰	۰/۲۶	-۰/۱۵	۵۲/۵	۳۳/۳	-۰/۴۱	-۰/۴۸*	-۰/۱۴	-۰/۲۳
۵۴/۴	۲۵/۷	-۰/۰۲	۰/۲۸	۰/۲۷	-۰/۱۹	۵۴/۴	۳۳/۳	-۰/۳۲	-۰/۴۵*	-۰/۱۷	-۰/۰۸
۵۸/۱	۲۵/۷	-۰/۰۱	۰/۲۰	۰/۳	-۰/۲۲	۵۶/۳	۳۳/۳	-۰/۲۶	-۰/۴۱	-۰/۳۱	۰/۱۸
۶۰	۲۵/۷	-۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۲۶	-۰/۲۶	۵۸/۱	۳۳/۳	-۰/۲۲	-۰/۳۹	-۰/۴۳*	-۰/۲۱
۵۰/۶	۲۷/۶	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۲۳	-۰/۰۹	۶۰	۳۳/۳	-۰/۱۸	-۰/۴۲	-۰/۴۳*	۰/۲۵
۵۲/۵	۲۷/۶	۰/۱۷	۰/۲۵	۰/۱۵	-۰/۰۲	۴۶/۹	۳۵/۲	-۰/۵۸**	-۰/۳۵	-۰/۰۳	-۰/۳۴
۵۴/۴	۲۷/۶	۰/۰۸	۰/۲۰	۰/۱۶	-۰/۰۱	۴۸/۸	۳۵/۲	-۰/۵۶**	-۰/۴۶*	-۰/۰۲	-۰/۴۲*
۵۸/۱	۲۷/۶	-۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۱۵	-۰/۰۲	۵۰/۶	۳۵/۲	-۰/۵۶**	-۰/۵۱*	-۰/۰۵	-۰/۰۳
۶۰	۲۷/۶	-۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۶	-۰/۰۶	۵۲/۵	۳۵/۲	-۰/۴۹*	-۰/۵۲*	-۰/۱۳	-۰/۲۵
۶۱/۹	۲۷/۶	-۰/۱۰	-۰/۰۵	۰/۰۹	-۰/۱۱	۵۴/۴	۳۵/۲	-۰/۳۸	-۰/۵۳**	-۰/۱۵	-۰/۰۹
۵۰/۶	۲۹/۵	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۳	۵۶/۳	۳۵/۲	-۰/۳۰	-۰/۴۶*	-۰/۲۰	-۰/۰۳
۵۲/۵	۲۹/۵	۰/۱۸	۰/۰۶	-۰/۰۱	۰/۱۰	۵۸/۱	۳۵/۲	-۰/۲۹	-۰/۴۳*	-۰/۳۶	-۰/۰۵
۵۴/۴	۲۹/۵	۰/۱۱	۰/۰۹	-۰/۱۳	۰/۱۶	۶۰	۳۵/۲	-۰/۳۰	-۰/۴۳*	-۰/۴۷*	-۰/۱۱
۵۶/۳	۲۹/۵	۰/۰۶	۰/۰۴	-۰/۲۲	۰/۱۷	۴۵	۳۷/۱	-۰/۶۲**	-۰/۱۸	-۰/۱۳	-۰/۱۵
۵۸/۱	۲۹/۵	۰/۰۱	-۰/۰۶	-۰/۲۳	۰/۱۴	۴۶/۹	۳۷/۱	-۰/۵۲*	-۰/۲۲	-۰/۱۷	-۰/۲۹
۶۰	۲۹/۵	-۰/۰۰۶	-۰/۱۱	-۰/۱۶	۰/۱۴	۴۸/۸	۳۷/۱	-۰/۴۴*	-۰/۲۵	-۰/۱۷	-۰/۲۹
۴۸/۸	۳۱/۴	-۰/۱۴	-۰/۰۷	-۰/۰۵	۰/۰۵	۵۰/۶	۳۷/۱	-۰/۳۹	-۰/۲۵	-۰/۲۵	-۰/۱۹
۵۰/۶	۳۱/۴	-۰/۰۵	-۰/۱۵	-۰/۲۱	۰/۰۸	۵۲/۵	۳۷/۱	-۰/۳۶	-۰/۳۳	-۰/۲۶	-۰/۰۶
۵۲/۵	۳۱/۴	-۰/۰۴	-۰/۲۳	-۰/۲۵	۰/۰۸	۵۴/۴	۳۷/۱	۰/۴۰	-۰/۴۲	-۰/۲۲	۰/۱۰
۵۴/۴	۳۱/۴	-۰/۱۳	-۰/۲۶	-۰/۲۸	۰/۱۸	۵۶/۳	۳۷/۱	۰/۴۲*	-۰/۴۰	-۰/۲۱	۰/۱۲
۵۶/۳	۳۱/۴	-۰/۱۱	-۰/۲۹	-۰/۳۴	۰/۲۶	۵۸/۱	۳۷/۱	۰/۴۳*	-۰/۳۵	-۰/۲۵	-۰/۰۹
۵۸/۱	۳۱/۴	-۰/۰۷	-۰/۲	-۰/۳۵	۰/۲۴	۴۵	۳۹	۰/۴۹*	-۰/۲۰	-۰/۲۸	-۰/۱۶
۶۰	۳۱/۴	-۰/۰۲	-۰/۲۶	-۰/۳۳	۰/۲۸	۴۶/۹	۳۹	-۰/۴۷*	-۰/۱۵	-۰/۳۱	-۰/۲۶
۴۶/۹	۳۳/۳	-۰/۵۳	-۰/۲۲	-۰/۰۱	-۰/۲۶	۵۰/۶	۳۹	-۰/۳۶	-۰/۱۴	-۰/۲۶	-۰/۰۶
۴۸/۸	۳۳/۳	-۰/۴۵	-۰/۳۶	۰/۰۰۶	-۰/۲۶	۵۲/۵	۳۹	-۰/۲۸	-۰/۱۱	-۰/۲۱	۰/۱۳

\* معنی دار در سطح ۰/۰۵ \*\* معنی دار در سطح ۰/۰۱



شکل ۴: توزیع فضایی همبستگی شاخص نوسان مدیترانه با ابرناکی زمستانه ایران

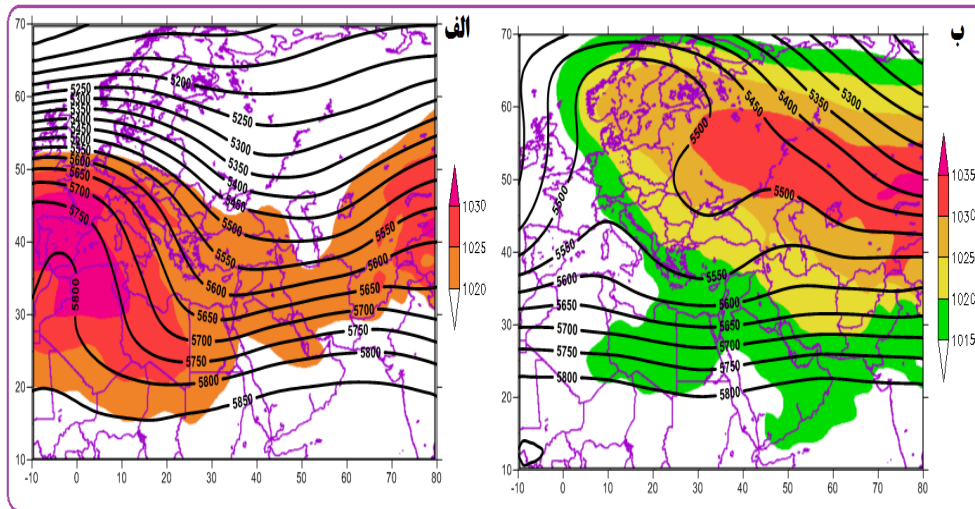


شکل ۵: الف) هماهنگی خطی ابرناکی با نوسان مدیترانه. ب) رابطه خطی ابرناکی با الگوی نوسان مدیترانه در نقطه ۳۷ درجه شمالی و ۴۶ درجه طول شرقی



۳/۶ درصد کمتر و در فاز منفی ابرناکی ایران ۱۲/۸ درصد بیشتر از میانگین بوده‌اند. در شکل ۶ الف ملاحظه می‌شود که در ژانویه ۱۹۸۳ در بخش‌های غربی مدیترانه پرفشاری قوی وجود داشته که با پراارتفاع جنب حاره در تراز ۵۰۰ همراهی می‌شود.

به منظور آشکارسازی سینوپتیک اثر نوسان مدیترانه، ژانویه ۱۹۸۳ و ۱۹۹۶ به ترتیب به عنوان منفی‌ترین و مثبت‌ترین فازها انتخاب گردیدند. در ژانویه ۱۹۸۳ و ۱۹۹۶ متوسط ابرناکی ایران به ترتیب ۳۰/۸ و ۴۷/۳ درصد بوده که این امر نشان می‌دهد در فاز مثبت نوسان مدیترانه، ابرناکی ایران



شکل ۶: ترکیب فشار تراز دریا و خطوط هم ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال: الف) ژانویه ۱۹۸۳، ب) ژانویه ۱۹۹۶

منفی و معنی‌داری بین شاخص مذکور با ابرناکی وجود داشته است. ارتباط معکوس در ماه‌های ژانویه تا مارس در نیمه شمالی ایران و در ماه دسامبر در نیمه غربی و جنوبی ایران محاسبه گردید. همانند نوسان مدیترانه، مقادیر مثبت همبستگی در هیچ نقطه معنی‌دار نبوده است. در شکل ۷ مشاهده می‌شود که گستره فضایی ارتباط منفی در ماه‌های فوریه و دسامبر بیشتر از ماه‌های دیگر است. در بهترین شرایط، همبستگی نقطه ۳۵ درجه عرض جغرافیایی شمالی و ۴۸ درجه طول جغرافیایی شرقی که دربرگیرنده استان همدان است، به میزان ۰/۵۹- در ماه فوریه بوده است. تغییرات مقادیر استاندارد شده ابرناکی و شاخص نوسان مدیترانه برای نقطه ۳۵ درجه شمالی و ۴۸ درجه طول شرقی (شکل ۸ الف) نشان دهنده ارتباط منفی و

در این خط هم ارتفاع ۰۰۵۸ ژئوپتانسیل متر از جنوب ایران عبور کرده است. اما در فاز منفی، سال ۱۹۹۶، بیشینه فشار تراز دریا در شرق دریای مدیترانه بوده و پرفشار جنب حاره نیز بر روی اروپا عمق بیشتری یافته و با توجه به عبور خط هم ارتفاع ۵۷۵۰ هکتوپاسکال از جنوب ایران، نسبت به سال ۱۹۸۳ ارتفاع تراز ۵۰۰ کمتر شده است. آنومالی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای نقطه در ایران (با توجه به فاصله نقاط ۲/۵ درجه) نشان داد که آنومالی برای ژانویه ۱۹۸۳ و ۱۹۹۶ به ترتیب برابر با ۰/۱۹ و ۰/۰۸- بوده است.

اثر نوسان اطلس شمالی: مقادیر ضریب همبستگی نوسان اطلس شمالی با ابرناکی ۵۳ نقطه در ایران (جدول ۳) نشان می‌دهد که در تمامی ماه‌ها ارتباط

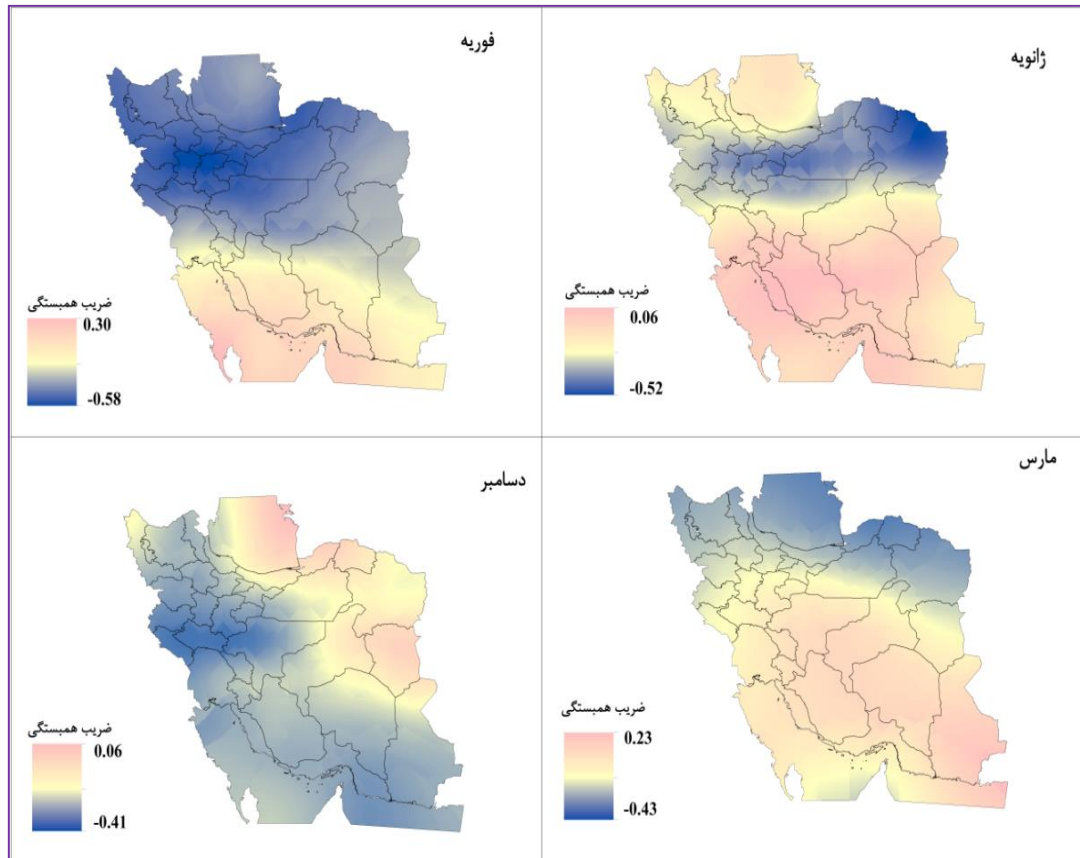
معکوس ابرناکی با نوسانات اطلس شمالی می‌باشد. ۳۵ درصد تغییرات ابرناکی نقطه مذکور با تغییرات رگرسیون خطی (شکل ۸ ب) نشان داد که حداکثر شاخص نوسان اطلس شمالی قابل تبیین می‌باشد.

جدول ۳: مقادیر همبستگی شاخص نوسان اطلس شمالی با ابرناکی زمستانه ایران (دسامبر تا مارس)

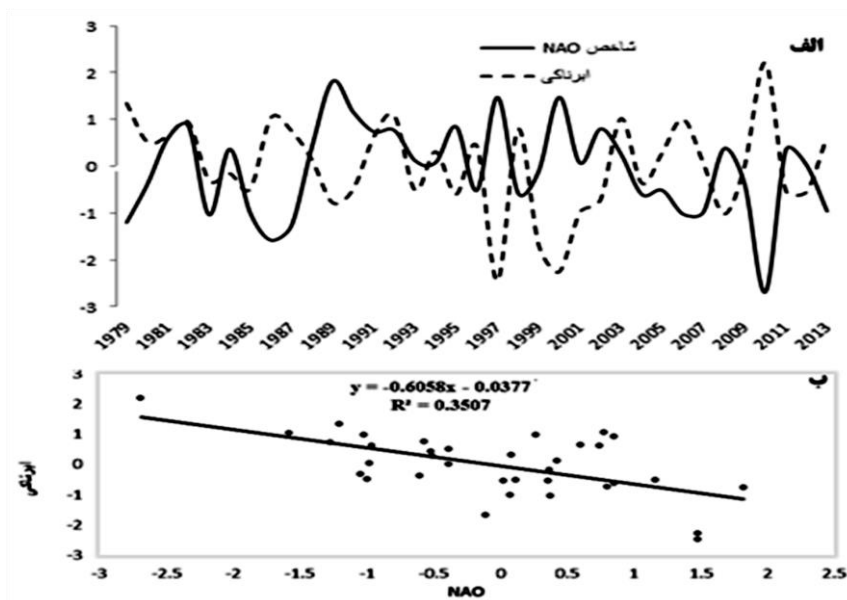
طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ژانویه	فوریه	مارس	دسامبر	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ژانویه	فوریه	مارس	دسامبر
۵۰/۶	۲۵/۷	-۰/۰۵	-۰/۲۷	-۰/۰۱	-۰/۲۷	۵۰/۶	۳۳/۳	-۰/۳۲	-۰/۴۸**	-۰/۰۵	-۰/۴۲*
۵۲/۵	۲۵/۷	-۰/۰۸	-۰/۱۶	-۰/۰۸	-۰/۲۷	۵۲/۵	۳۳/۳	-۰/۳۲	-۰/۴۹**	-۰/۰۹	-۰/۳۷*
۵۴/۴	۲۵/۷	-۰/۰۷	-۰/۱۵	-۰/۱۱	-۰/۳۰	۵۴/۴	۳۳/۳	-۰/۳۰	-۰/۴۲*	-۰/۰۸	-۰/۲۵
۵۸/۱	۲۵/۷	-۰/۰۲	-۰/۲۰	-۰/۱۱	-۰/۳۶	۵۶/۳	۳۳/۳	-۰/۲۴	-۰/۳۷*	-۰/۰۰	-۰/۱۲
۶۰	۲۵/۷	-۰/۰۹	-۰/۲۱	-۰/۰۲	-۰/۳۴	۵۸/۱	۳۳/۳	-۰/۲۱	-۰/۳۲	-۰/۱۲	-۰/۰۶
۵۰/۶	۲۷/۶	-۰/۰۲	-۰/۰۳	-۰/۱۰	-۰/۳۰	۶۰	۳۳/۳	-۰/۲۳	-۰/۳۱	-۰/۱۷	-۰/۰۳
۵۲/۵	۲۷/۶	-۰/۰۳	-۰/۰۹	-۰/۰۱	-۰/۳۱	۴۶/۹	۳۵/۲	-۰/۳۱	-۰/۵۲**	-۰/۱۵	-۰/۳۵*
۵۴/۴	۲۷/۶	-۰/۰۳	-۰/۰۸	-۰/۰۸	-۰/۳۲	۴۸/۸	۳۵/۲	-۰/۳۹*	-۰/۵۹**	-۰/۰۹	-۰/۳۴*
۵۸/۱	۲۷/۶	-۰/۰۶	-۰/۱۳	-۰/۰۵	-۰/۳۳	۵۰/۶	۳۵/۲	-۰/۴**	-۰/۵۷**	-۰/۰۹	-۰/۳۰
۶۰	۲۷/۶	-۰/۱۳	-۰/۱۴	-۰/۱۲	-۰/۳۲	۵۲/۵	۳۵/۲	-۰/۴۵**	-۰/۵۳**	-۰/۱۴	-۰/۲۸
۶۱/۹	۲۷/۶	-۰/۲۰	-۰/۱۵	-۰/۱۶	-۰/۳۰	۵۴/۴	۳۵/۲	-۰/۴۲**	-۰/۴۸**	-۰/۱۶	-۰/۲۱
۵۰/۶	۲۹/۵	-۰/۰۳	-۰/۰۷	-۰/۰۱	-۰/۳۱	۵۶/۳	۳۵/۲	-۰/۳۹*	-۰/۴۲*	-۰/۲۴	-۰/۱۸
۵۲/۵	۲۹/۵	-۰/۰۵	-۰/۰۷	-۰/۰۷	-۰/۲۸	۵۸/۱	۳۵/۲	-۰/۴۲**	-۰/۳۶*	-۰/۲۸	-۰/۱۶
۵۴/۴	۲۹/۵	-۰/۰۴	-۰/۰۹	-۰/۰۷	-۰/۲۹	۶۰	۳۵/۲	-۰/۴۶**	-۰/۳۲	-۰/۳۲	-۰/۱۸
۵۶/۳	۲۹/۵	-۰/۰۲	-۰/۰۸	-۰/۱۱	-۰/۲۸	۴۵	۳۷/۱	-۰/۳۱	-۰/۵۰**	-۰/۲۸	-۰/۲۸
۵۸/۱	۲۹/۵	-۰/۰۱	-۰/۰۷	-۰/۱۹	-۰/۲۷	۴۶/۹	۳۷/۱	-۰/۲۵	-۰/۴۶**	-۰/۲۳	-۰/۳۰
۶۰	۲۹/۵	-۰/۱۳	-۰/۱۴	-۰/۱۲	-۰/۳۲	۵۲/۵	۳۵/۲	-۰/۴۵**	-۰/۵۳**	-۰/۱۴	-۰/۲۸
۶۱/۹	۲۷/۶	-۰/۲۰	-۰/۱۵	-۰/۱۶	-۰/۳۰	۵۴/۴	۳۵/۲	-۰/۴۲**	-۰/۴۸**	-۰/۱۶	-۰/۲۱
۵۰/۶	۲۹/۵	-۰/۰۳	-۰/۰۷	-۰/۰۱	-۰/۳۱	۵۶/۳	۳۵/۲	-۰/۳۹*	-۰/۴۲*	-۰/۲۴	-۰/۱۸
۵۲/۵	۲۹/۵	-۰/۰۵	-۰/۰۷	-۰/۰۷	-۰/۲۸	۵۸/۱	۳۵/۲	-۰/۴۲**	-۰/۳۶*	-۰/۲۸	-۰/۱۶
۵۴/۴	۲۹/۵	-۰/۰۴	-۰/۰۹	-۰/۰۷	-۰/۲۹	۶۰	۳۵/۲	-۰/۴۶**	-۰/۳۲	-۰/۳۲	-۰/۱۸
۵۶/۳	۲۹/۵	-۰/۰۲	-۰/۰۸	-۰/۱۱	-۰/۲۸	۴۵	۳۷/۱	-۰/۳۱	-۰/۵۰**	-۰/۲۸	-۰/۲۸
۵۸/۱	۲۹/۵	-۰/۰۱	-۰/۰۷	-۰/۱۹	-۰/۲۷	۴۶/۹	۳۷/۱	-۰/۲۵	-۰/۴۶**	-۰/۲۳	-۰/۳۰
۶۰	۲۹/۵	-۰/۱۵	-۰/۱۴	-۰/۱۲	-۰/۲۴	۴۸/۸	۳۷/۱	-۰/۲۳	-۰/۴۶**	-۰/۲۱	-۰/۲۹
۴۸/۸	۳۱/۴	-۰/۰۹	-۰/۰۵	-۰/۲۶	-۰/۳۳	۵۰/۶	۳۷/۱	-۰/۱۸	-۰/۴۳**	-۰/۳۱	-۰/۱۸
۵۰/۶	۳۱/۴	-۰/۰۵	-۰/۰۲	-۰/۲۷	-۰/۲۷	۵۲/۵	۳۷/۱	-۰/۲۱	-۰/۴۴**	-۰/۳۰	-۰/۰۷
۵۲/۵	۳۱/۴	-۰/۰۶	-۰/۰۸	-۰/۳۳	-۰/۲۶	۵۴/۴	۳۷/۱	-۰/۳۵*	-۰/۵۳**	-۰/۴۰*	-۰/۰۷
۵۴/۴	۳۱/۴	-۰/۱۲	-۰/۰۹	-۰/۳۵*	-۰/۲۵	۵۶/۳	۳۷/۱	-۰/۳۹*	-۰/۴۸**	-۰/۴۱*	-۰/۰۷
۵۶/۳	۳۱/۴	-۰/۱۲	-۰/۰۶	-۰/۳۴*	-۰/۱۹	۵۸/۱	۳۷/۱	-۰/۴۹**	-۰/۴۳**	-۰/۳۷*	-۰/۱۳
۵۸/۱	۳۱/۴	-۰/۰۶	-۰/۰۲	-۰/۳۰	-۰/۱۵	۴۵	۳۹	-۰/۱۹	-۰/۴۷**	-۰/۳۱	-۰/۲۰
۶۰	۳۱/۴	-۰/۰۶	-۰/۰۴	-۰/۲۹	-۰/۰۹	۴۶/۹	۳۹	-۰/۱۸	-۰/۴۲*	-۰/۳۰	-۰/۲۹
۴۶/۹	۳۳/۳	-۰/۲۹	-۰/۱۴	-۰/۴۷**	-۰/۴۱*	۵۰/۶	۳۹	-۰/۱۳	-۰/۳۸*	-۰/۳۸*	-۰/۱۶
۴۸/۸	۳۳/۳	-۰/۲۸	-۰/۰۵	-۰/۴۶**	-۰/۴۲*	۵۲/۵	۳۹	-۰/۱۴	-۰/۳۴*	-۰/۳۸*	۰

\*\* معنی دار در سطح ۰/۰۱

\* معنی دار در سطح ۰/۰۵



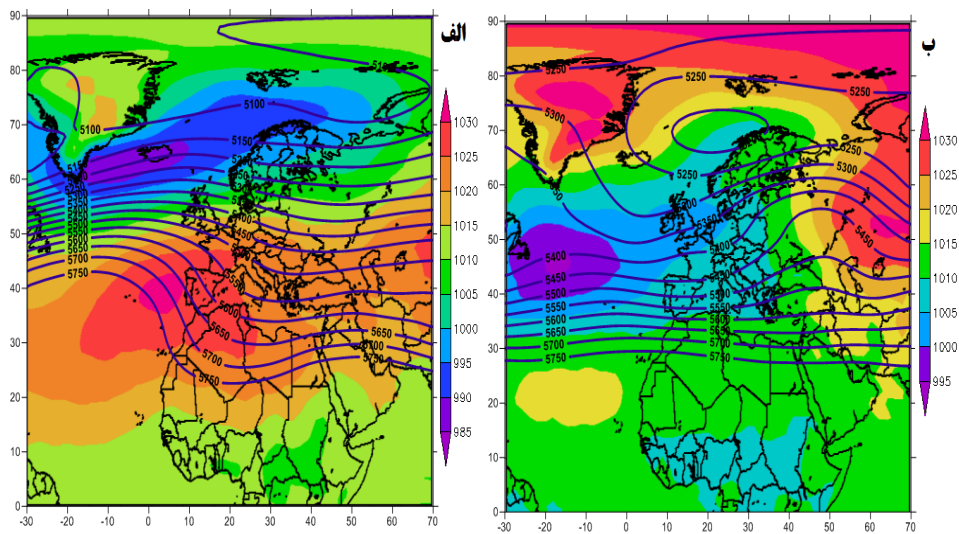
شکل ۷: همبستگی شاخص نوسان اطلس شمالی با ابرناکی زمستانه در گستره ایران



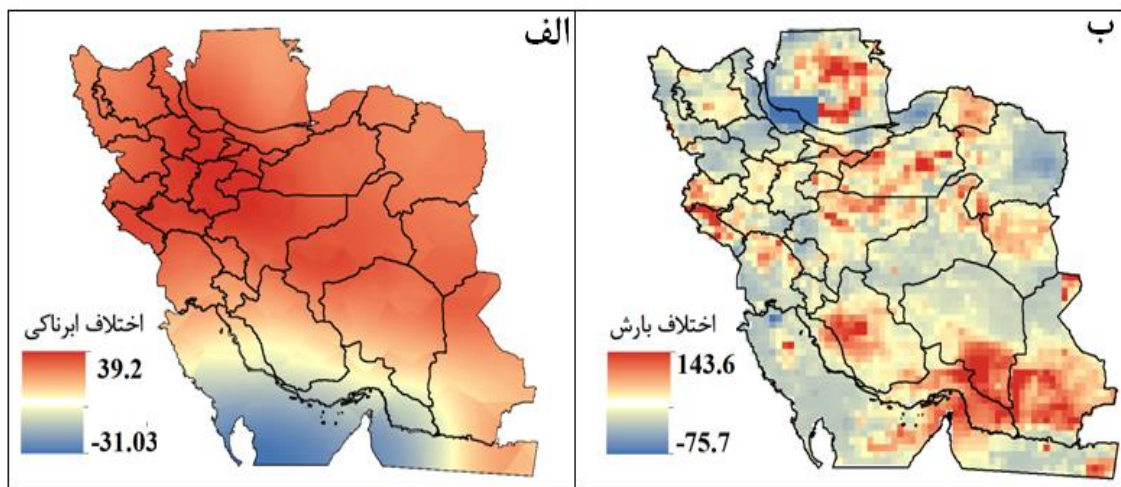
شکل ۸: الف) روند ابرناکی و مقادیر نوسان اطلس شمالی. ب) رابطه خطی ابرناکی و مقادیر نوسان اطلس شمالی ماه فوریه در نقطه ۳۵ درجه عرض جغرافیایی شمالی و ۴۸ درجه طول جغرافیایی شرقی

هکتوپاسکال از جنوب ایران عبور کرده است. اما ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شمال اروپا در فاز منفی کمتر بوده است. این شرایط موجب شده که میزان ابرناکی در غالب مناطق ایران در فوریه ۲۰۱۰ نسبت به فوریه ۲۰۰۰ بیشتر باشد و به دنبال این شرایط در بسیاری از مناطق به صورت نامنظم ابرناکی تشدید شده (شکل ۱۰ الف) و به تبع از آن بارش (شکل ۱۰ ب) نیز افزایش پیدا کرده است (شکل ۱۰).

به منظور آشکارسازی اختلاف ابرناکی، بارش و الگوی فشار ماه فوریه سال‌های ۲۰۰۰ (به عنوان یک فاز مثبت) و ۲۰۱۰ (به عنوان یک فاز منفی) انتخاب شدند. در فاز مثبت ماه فوریه ۲۰۰۰ بر روی اقیانوس اطلس در منطقه آזור یک پرفشار قوی و در منطقه ایسلند کم فشار مستقر هستند (شکل ۹ الف). اما در فاز منفی این الگو معکوس شده است و در شمال اروپا یک کم ارتفاع مستقر است (شکل ۹ ب). در هر دو فاز، منحنی ۵۷۵۰



شکل ۹: ترکیب فشار تراز دریا و خطوط هم ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال: الف) فوریه ۲۰۰۰، ب) فوریه ۲۰۱۰



شکل ۱۰: اختلاف شرایط ابرناکی و بارش بین سال‌های (فاز منفی) ۲۰۱۰ و ۲۰۰۰ (فاز مثبت)

## بحث و نتیجه‌گیری

اطلس شمالی با ابرناکی زمستان ایران نشان داد که ارتباط منفی و معنی‌دار در ماه‌های ژانویه و مارس در یک سوم شمالی، در ماه فوریه در نیمه شمالی و در ماه دسامبر در نیمه جنوبی و غربی ایران وجود داشته است. لازم به ذکر است که همبستگی مثبت بین الگوهای مورد استفاده با ابرناکی در هیچ موردی معنادار نبوده است. در بهترین حالت، ارتباط نوسان مدیترانه و نوسان اطلس شمالی با ابرناکی ایران، به ترتیب به میزان  $0/62-$  در ماه ژانویه و  $0/59-$  در ماه فوریه در منطقه شمال غرب بوده است. بنابراین ارتباط بین نوسان مدیترانه و اطلس شمالی با یکدیگر مثبت بوده و ارتباط منفی و معنی‌داری بر روی ابرناکی کشور داشته‌اند. نیکجو و قویدل رحیمی (۱۳۸۵)، خورشید دوست و همکاران (۱۳۸۶) و مسعودیان (۱۳۸۷) به ارتباط منفی و معنی‌دار بین نوسان اطلس شمالی و بارش ایران پی برده‌اند، بدیهی است که کاهش بارش در فاز مثبت شاخص نوسان اطلس شمالی، معلول کاهش در میزان ابرناکی بوده اما نکته قابل ذکر این که اثر این ارتباط بر روی بارش به صورت یکپارچه نبوده و در فازهای منفی شاخص، مقادیر بارش در گستره ایران به طور یکنواخت افزایش نیافته است، اما اثر مذکور بر روی ابرناکی به طور یکپارچه موجب کاهش ابرناکی در فاز مثبت و افزایش ابرناکی در فاز منفی شده است.

هدف پژوهش حاضر آشکارسازی اثر الگوهای پیوند از دور نوسان مدیترانه و نوسان اطلس شمالی بر ابرناکی ماه‌های دسامبر تا مارس ایران طی دوره ۲۰۱۳-۱۹۷۹ با استفاده از داده‌های ماهانه ابرناکی (به صورت شبکه‌ای) و داده‌های شاخص‌های پیوند از دور نوسان مدیترانه و اطلس شمالی بوده است. یافته‌ها گویای آن بود که متوسط ابرناکی ایران،  $23/5$  درصد است و بیشینه ابرناکی در ایران از دسامبر تا آوریل بوده و در ماه مارس به بیشترین میزان  $35/2$  (درصد) می‌رسد. با توجه به تمرکز ابرناکی و بارش ایران در ماه‌های دسامبر تا مارس، از این ماه‌ها برای آشکارسازی ارتباط با الگوهای پیوند از دور استفاده گردید. یکی از تفاوت‌های این پژوهش با مطالعات پیوند از دور قبل، استفاده از داده‌های شبکه‌بندی شده بوده است که با توجه به توان تفکیک داده‌های مذکور ( $1/86$  درجه)  $53$  نقطه درون مرزهای ایران قرار گرفت. ارتباط منفی و معنی‌دار بین نوسان مدیترانه با ابرناکی برای ماه‌های دسامبر و ژانویه در شمال غرب، در ماه فوریه در نیمه شمالی و در ماه مارس در شمال شرق ایران بوده است. در فاز مثبت نوسان مدیترانه، شرایط فشار زیاد در غرب مدیترانه و به دنبال آن ناهنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل تراز  $500$  هکتوپاسکال، باعث شده که از میزان ابرناکی در ایران تا  $28$  درصد کاسته شود. ارتباط نوسان

## منابع

-ریوندی، ا.، معماریان، م. ح. و نصر اصفهانی، م. ع.، ۱۳۹۲. اثر نوسان اطلس شمالی بر الگوی غالب بردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی در منطقه مدیترانه با استفاده از تابع‌های متعامد تجربی، مجله ژئوفیزیک ایران جلد ۷، شماره ۳، ص ۶۶-۷۷.

-خورشید دوست، ع. م.، قویدل رحیمی، ی.، صنیعی، ر.، یساری، ط. و نوری، ح.، ۱۳۸۶. تحلیل

- باغبانان، پ.، ۱۳۹۳. تحلیل زمانی و مکانی توفان‌های تندری ایران و ارتباط آن با الگوهای پیوند از دور، پایان‌نامه کارشناسی ارشد مخاطرات آب و هوایی، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.

سیستم اطلاعات جغرافیایی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس.  
-مسعودیان، س.ا.، ۱۳۸۷. ارتباط نوسان اطلس شمالی با بارش ایران، مجله تحقیقات جغرافیایی شماره ۹۱، ص ۳-۱۸.  
-نیکجو، م. ر. و قویدل رحیمی، ی.، ۱۳۸۵. نقش نوسانات اطلس شمالی در تغییرپذیری بارش و وقوع دوره‌های خشک و مرطوب زمستانی در آذربایجان شرقی، مجله دانش کشاورزی جلد ۱۶ شماره ۲، ص ۲۳-۳۳.

نقش پدیده NAO در نوسانات سالانه بارش حوضه آبریز دریاچه ارومیه، فضای جغرافیایی دوره ۷، شماره ۱۹، ص ۶۳-۸۶.  
-قاسمی، ا. ر.، رسولی، ع.ا. و جهانبخش، س.، ۱۳۹۲. بررسی تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی شماره ۳، ص ۸۵-۱۰۲.  
-کریمی، ن.، ۱۳۸۸. طبقه‌بندی و تشخیص ابرها بر اساس ارتفاع آنها با استفاده از تصاویر MODIS. پایان‌نامه کارشناسی ارشد سنجش از دور و

-Berdon, N.P., 2013. The impact of teleconnection on pressure, temperature and precipitation in serbiaInternational, Journal of remote sensing applications, v. 3, p. 185-192.  
-Black, E., 2012. The influence of the North Atlantic Oscillation and European circulation regimes on the daily to interannual variability of winter precipitation in Israel, international journal of climatology, v. 32, p.1654-1666.  
-Giuseppe, C., Yimin, W., Edward, H. and Robert, E., 2014. Signature of the North Atlantic Oscillation on British solarradiation availability and PV potential: The winter zonal seesaw, Solar Energy, v. 107, p. 210-219.  
-Kutiel, H. and Paz, S., 1998. Sea level pressure departures in the Mediterranean and their relationship with monthly rainfall conditions in Israel, Theoretical and Applied Climatology, v.60, p. 93-109.  
-López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A. and Beniston, M., 2011. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections

for the 21st century, Global and Planetary Change, v.77, p. 62-76.  
-Ojala, A.E.K., Launonen, I., Holmström, L. and Tiljander, M., 2015. Effects of solar forcing and North Atlantic oscillation on the climate of continental Scandinavia during the Holocene. Quaternary Science Reviews, v.112, p.153-171.  
-Rossello, J., 2011. North Atlantic Oscillation influences on European airline traffic, Transportation Research Part D, v.16, p. 183-187.  
-Tabari, H., Hosseinzadeh Talaei, P., Shifteh Some'e, B. and Willems, P., 2014. Possible influences of North Atlantic Oscillation on winter reference evapotranspiration in Iran, Global and Planetary Change, v.117, p.28-39.  
-Törnros, T., 2013. On the relationship between the Mediterranean Oscillation and winter precipitation in the Southern Levant, Atmospheric Science Letters, v. 14, p.287-293.  
-Törnros, T. and Lucas, M., 2014. The Mediterranean Oscillation and precipitation in the Jordan River region, Geophysical Research Abstracts.  
-Wallace, J.M. and Gutzler, D.S., 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. Monthly weather

Review, v.109, p.784-812.  
-[www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncp](http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncp)  
[www.gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daacbin/](http://www.gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daacbin/)

G3/gui.cgi?instance\_id=TRMM\_Monthly.