

چرخه زندگی فازهای مثبت و منفی NAO و اثر آن بر تغییر کمیت‌های دینامیکی بر روی ایران

مهتاب رضائیان^{۱*}، علیرضا محب‌الحجه^۲، فرهنگ احمدی گیوی^۲

۱- دانشجوی دکتری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

۲ و ۳- دانشیار مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

تاریخ وصول مقاله: ۹۴/۰۲/۰۶ تاریخ پذیرش مقاله: ۹۴/۰۶/۰۷

چکیده:

نوسان اطلس شمالی (NAO) به عنوان یکی از مدهای تغییرپذیری با مقیاس زمانی بلند، می‌تواند به عنوان ابزاری برای پیش‌بینی در مقیاس‌های ماهانه و فصلی برخی کمیت‌های هواشناسی مورد استفاده قرار گیرد. در این تحقیق تغییرات برخی کمیت‌های هواشناختی در چرخه زندگی NAO بررسی می‌شود. برای این منظور برای زمستان سال‌های ۲۰۱۱-۱۹۵۰، دوره‌های NAO مثبت و منفی مشخص شده، سپس میانگین پریشیدگی دمای ۸۰۰ hPa، ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی ۵۰۰ hPa، و باد مداری ۳۰۰ hPa نسبت به میانگین ۲۰ روزه چرخه زندگی NAO محاسبه شده است. نتایج نشان می‌دهند، میانگین دمایی بر روی ایران در دوره‌های NAO مثبت و منفی، همچنین الگوی گردش بر روی شمال شرق اطلس، اروپا و شمال آفریقا تقریباً عکس یکدیگر است. هم‌چنین چرخندهای بیشتری از ایران در دوره NAO مثبت گذر کرده و باد مداری در این دوره در قسمت جنوب غرب ایران قوی‌تر است. پریشیدگی کمیت‌های ذکر شده نسبت به میانگین بلندمدت زمستان در سه دوره ۱۰ روزه قبل و بعد از روز صفر برای منطقه ایران محاسبه شده است. نتایج نشان می‌دهند که در دوره NAO مثبت، میانگین پریشیدگی دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی (تاوایی و باد مداری) در منطقه ایران کمتر (بیشتر) از میانگین بلندمدت و در دوره NAO منفی، میانگین پریشیدگی دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی (تاوایی و باد مداری) در منطقه ایران بیشتر (کمتر) از میانگین بلندمدت آن در زمستان است. در نتیجه در دوره NAO مثبت منطقه ایران سردتر بوده و چرخندهای بیشتری از آن عبور می‌کند. این تفاوت ذکر شده در دوره ۳۰ روزه قبل از رویداد NAO وجود داشته و تا ۱۰ روز پس از آن ادامه دارد. سپس به تدریج تا یک ماه پس از NAO تقریباً تمام کمیت‌های محاسبه شده به مقدار میانگین بلندمدت نزدیک می‌شوند و بی‌هنجاری دمایی بر روی ایران نیز از بین می‌رود.

واژگان کلیدی: پریشیدگی، جت، دوره‌های NAO، مرحله رشد، مرحله میرایی، نوسان اطلس شمالی

مقدمه

نوسان اطلس شمالی (NAO) یکی از الگوهای غالب دوقطبی بسامد پایین از متغیرهای جوی است که در عرض‌های میانی و بالا و در زمستان نیمکره شمالی رخ می‌دهد و اغلب به عنوان نوسان فشار سطح دریا بین نواحی قطبی و جنب‌حاره‌ای اطلس اطلاق می‌شود (Hurrel, 1995; Hurrel et al, 2003). با داشتن دو فاز مثبت و منفی، NAO باعث تغییرات زیاد در تندی و جهت باد میانگین بر روی اطلس، انتقال گرما و رطوبت بین اطلس و خشکی‌های همسایه، شدت و تعداد توفان‌ها و مسیر آنها و وضع هوای منطقه می‌شود. همچنین به کمک آن می‌توان قدرت توفان‌ها و بادهای غربی دائمی مرتبط با مسیر توفان‌ها را برآورد کرد (Osborn, 2006; Vallias and Gerber, 2008).

هنگامی که شاخص NAO مثبت است، مرکز پرفشار جنب حاره‌ای قوی‌تر و کم‌فشار ایسلند نیز عمیق‌تر از حد معمول است. افزایش اختلاف فشار باعث می‌شود تعداد توفان‌های زمستانی که از اقیانوس اطلس عبور می‌کنند، بیشتر شده و شدت آنها نیز افزایش یابد و به عرض‌های بالاتر کشیده شوند. در این حالت، جریان غربی واقع در طول اطلس شمالی در زمستان تشدید شده و باعث انتقال هوای نسبتاً گرم و مرطوب دریایی بر روی بیشتر اروپا و مناطق دورتر می‌شود، در حالی که بادهای شمالی قوی بر روی گرینلند و شمال کانادا هوای سرد را به سمت جنوب منتقل کرده و منجر به کاهش دمای خشکی و شمال غرب اطلس می‌شود. در نتیجه اروپا زمستانی گرم و مرطوب، شمال کانادا و گرینلند زمستانی سرد و خشک و شرق آمریکا زمستانی معتدل و مرطوب خواهند داشت. از سوی دیگر، هنگامی که شاخص NAO منفی است، پرفشار جنب‌حاره‌ای و کم‌فشار ایسلند ضعیف شده و کاهش گرادیان فشار باعث کاهش و ضعیف‌تر شدن توفان‌های زمستانی می‌شود و در اثر آن هوای مرطوب به منطقه مدیترانه و هوای سرد به شمال اروپا منتقل می‌شود. در این فاز، سواحل شرق آمریکا وضعیت سرد و برفی و گرینلند وضعیت معتدل خواهند داشت. همچنین سرمایه‌های بر روی شمال آفریقا و خاورمیانه و گرمایش بر روی آمریکا که با جریان واپرخندی

قوی در اطراف مرکز پرفشار اطلس جنب حاره‌ای ارتباط دارد، قابل توجه است.

نوسان اطلس شمالی پدیده‌ای بزرگ‌مقیاس است که علاوه بر مناطق اطراف خود، به‌طور غیرمستقیم مناطق بسیار دورتر را نیز متأثر می‌کند. همان‌طور که شدیداً بر روی دما و بارش اروپا و منطقه مدیترانه اثر دارد، دما و بارش خاورمیانه را نیز تحت تاثیر قرار می‌دهد (Johansson et al, 1998; Eshel et al, 2000). مشاهدات دهه‌های اخیر و نتایج مدل‌های اقلیمی نشان می‌دهد که منطقه اثر NAO افزایش یافته است. این واقعیت بیانگر آن است که NAO می‌تواند یک شاخص مهم برای پیش‌بینی اقلیم زمستان آسیا، به‌ویژه غرب آن نیز باشد (Dong et al, 2010). بهبود پیش‌بینی NAO می‌تواند در بهتر شدن پیش‌بینی‌های اقلیم زمستانی آسیا مؤثر باشد.

شرق مدیترانه در فصل زمستان مهم‌ترین ناحیه چرخندزا برای خاورمیانه و جنوب غرب آسیا محسوب می‌شود، در نتیجه تاثیر NAO بر شرق مدیترانه و جنوب غرب آسیا، به دلیل مقیاس مکانی و زمانی آن، اهمیت بیشتری دارد (Cullen et al, 2000). برخی از مطالعات بیانگر اثر دریای مدیترانه بر وردایی NAO است. مشاهدات اخیر نشان می‌دهند که هسته جنوبی NAO در تابستان، بعد از اوایل دهه ۱۹۷۰ به سمت شرق جابجا شده است (Jung et al, 2003). جیانکی و همکاران (Jianqi et al, 2009) این مطلب را تایید کرده و به این نتیجه رسیدند که وردایی دمای سطح دریا در شرق دریای مدیترانه و دریای سیاه که از اوایل دهه ۱۹۷۰ نسبت به قبل تشدید شده است، دلیل این جابجایی می‌باشد. دانگ و همکاران (Dong et al, 2010) با بررسی این جابه‌جایی‌ها و اثر دمای سطح دریا (SST) و دی‌اکسیدکربن بر روی جابه‌جایی NAO به این نتیجه رسیدند که تغییر در این دو پارامتر باعث جابه‌جایی شرق‌سوی مرکز NAO و قطب‌سوی بی‌هنجاری باد مداری می‌شود. همچنین بو-تائو (Bo-Tao, 2013) نیز به این نتیجه رسیده است که، همبستگی بین شاخص NAO و بارش جنوب چین به دلیل جابه‌جایی شرق‌سوی منطقه اثر NAO بعد از اوایل دهه ۱۹۸۰ کاهش یافته است.

ناوه در آمریکای شمالی شروع می‌شود. در این مرحله، یک پشته و ناوه بسیار ضعیف‌تر نیز در مرکز اقیانوس اطلس دیده می‌شود. وقتی که این امواج به سمت شرق جابه‌جا می‌شوند، پشته واقع در اقیانوس آرام و ناوه واقع در غرب آمریکا به صورت واچرخندی شکسته شده و سبب گسترش هوای سرد به سمت جنوب شرق می‌شوند. هنگام شکست این امواج در پاد جریانسوی اقیانوس اطلس شمالی، ناوه و پشته حاضر در جریانسو نیز به شکل واچرخندی شکسته شده و سبب فرارفت هوای گرم، به مرکز اقیانوس اطلس می‌شود. شکست موج دوم در ناحیه جنب حاره‌ای اقیانوس اطلس روی می‌دهد، در نتیجه تا وقتی که بی‌هنجاری سرد روی کانادا یا شمال اقیانوس اطلس وجود دارد، الگوی سرد-روی-گرم (هوای سرد در عرض‌های بالا و هوای گرم در عرض‌های پایین) مربوط به فاز مثبت NAO وجود خواهد داشت. بنابراین فاز مثبت NAO با بی‌هنجاری منفی دمای پتانسیلی و ردايست در شمال شرق کانادا، غرب گرینلند و شمال اقیانوس اطلس همراه است. همچنین بی‌هنجاری مثبت دمای پتانسیلی در ردايست در مرکز اقیانوس اطلس شمالی و غرب اروپا دیده می‌شود.

ولی فاز منفی NAO برخلاف فاز مثبت، در اثر یک شکست موج بر روی اقیانوس اطلس شمالی تشکیل می‌شود. ساختار فاز منفی، برعکس فاز مثبت به صورت گرم-روی-سرد (هوای گرم در عرض‌های بالا و هوای سرد در عرض‌های پایین تر) می‌باشد. در این ساختار، تقویت بی‌هنجاری مثبت دمای پتانسیلی در جنوب گرینلند و بی‌هنجاری منفی دمای پتانسیلی در عرض‌های میانی اقیانوس اطلس شمالی مشاهده می‌شود. فاز منفی NAO با یک پشته شبه بندال تقویت شده در مرکز اقیانوس اطلس، الگوی ناوه-پشته، با کج‌شدگی محور آن به سمت شمال غرب-جنوب شرق و همچنین شکست موج چرخندی پیچک‌های هم‌دیدی همراه است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های بازتحلیل مراکز ملی پیش‌بینی محیطی / مرکز ملی پژوهش جوئی (NCEP/NCAR) مربوط به دوره ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۱ استفاده شده است. تفکیک افقی این داده‌ها ۲/۵×۲/۵ درجه در دو راستای طول و عرض جغرافیایی و شامل ۱۷ تراز در راستای قائم است که در

در ایران نیز پژوهش‌هایی در ارتباط با اثر NAO بر برخی کمیت‌های هواشناختی، عمدتاً بارش در مناطق مختلف کشور انجام شده است. مسعودیان (۱۳۸۷) با بررسی ارتباط بارش ماهانه ایران و NAO نشان داد که غیر از ماه‌های آگوست، اکتبر، نوامبر، مارس و دسامبر در بقیه ماه‌ها ارتباط معناداری بین تغییرات بارش بر روی ایران و تغییرات شاخص NAO دیده نمی‌شود. نصر اصفهانی و همکاران (۱۳۸۸) با بررسی اثر NAO بر اقلیم جنوب غرب آسیا بر این نکته تاکید دارند که به‌طور یقین NAO بر دمای خاورمیانه تاثیر دارد. همچنین با بررسی اثر NAO بر برخی کمیت‌های هواشناختی و ردسپهر در خاورمیانه و جنوب غرب آسیا به این نتیجه رسیدند که تفاوت الگوی تابش موج بلند خروجی در فاز منفی نسبت به فاز مثبت به وضوح نشان‌دهنده تغییر جهت مسیر توفان اطلس بوده که سبب حرکت بیشتر توفان‌های بزرگ‌مقیاس از روی اقیانوس اطلس به سوی مدیترانه و جنوب اروپا در فاز منفی شده است. در فاز منفی، در بیشتر نواحی خاورمیانه بی‌هنجاری منفی تابش موج بلند خروجی نسبت به فاز مثبت مشاهده شده که می‌تواند نشان‌دهنده بارش بیشتر در این نواحی باشد. همچنین در فاز مثبت NAO تندی باد در جریان جتی جنوب غرب آسیا حدود ۸ متر بر ثانیه قوی‌تر از فاز منفی است. مرکز این جریان جتی روی کشور عربستان و جنوب غرب ایران قرار گرفته و به میزان محسوسی پهن‌تر از فاز منفی است. قوی‌تر بودن جریان جتی جنب‌حاره در فاز مثبت NAO می‌تواند نشان‌دهنده کژفشاری بیشتر جو در این ناحیه باشد که در نهایت می‌تواند سبب شکل‌گیری سامانه‌های چرخندی بیشتر و قوی‌تر شود (Holton, 2004).

بندیکت و همکاران (Benedict et al, 2004) دلایل دینامیکی تشکیل NAO را مورد مطالعه قرار دادند. آنها نقش شکست چرخندی و واچرخندی موج در تشکیل فازهای مختلف NAO را با مطالعه تحول میدان‌های باد و دمای پتانسیلی در سطح ۲ PVU بررسی کردند. آنها نشان دادند که فاز مثبت NAO در اثر دو شکست موج واچرخندی، یکی در مجاورت سواحل غربی آمریکای شمالی و دیگری در نواحی جنب حاره‌ای اقیانوس اطلس شمالی، رخ می‌دهد. فاز مثبت NAO با تقویت یک پشته نسبتاً قوی همراه با یک

بحث و نتایج

بررسی تغییرات برخی کمیت‌های هواشناختی در

دوره ۲۰ روزه تقویت و تضعیف NAO

پیشیدگی دمای تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال، ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، و باد مداری تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نسبت به میانگین ۲۰ روزه برای دوره‌های NAO مثبت و منفی در شکل‌های ۱ و ۲ آورده شده است. در دوره تقویت NAO^+ (شکل ۱-الف) چرخندی در غرب اطلس و سواحل شرقی آمریکا در حال شکل‌گیری و تقویت بوده و به سمت شرق و شمال شرق اطلس جابجا می‌شود. با توجه به پیشیدگی تاوایی پتانسیلی، این چرخند در شمال اروپا و شمال شرق اطلس تقویت می‌شود. مقادیر مثبت و منفی پیشیدگی تاوایی نشان می‌دهند که امواج این چرخند از شمال شرق اطلس به مناطق غربی مدیترانه و سپس به سمت شرق دریای سیاه منتقل می‌شود. همین امواج ابتدا نیمه غربی ایران و سپس مرکز ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهد. جهت جریان در اطراف این چرخند باعث انتقال هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین به سمت اروپا به‌ویژه مناطق شمالی آن در روزهای ۴- تا ۲+ می‌شود (شکل ۱-ب). در این دوره ابتدا در روزهای ۴- تا ۲- به علت وجود چرخند بر روی شمال آفریقا و نفوذ هوای گرم از عرض‌های پایین، پیشیدگی دما بر روی ایران مثبت است. به تدریج با تقویت NAO مثبت و واچرخند روی اروپا اگرچه، پیشیدگی دما بر روی اروپا به‌ویژه شمال آن همچنان مثبت است، ولی نفوذ هوای سرد عرض‌های شمالی به منطقه مدیترانه، خاورمیانه و همچنین نیمه غربی ایران باعث منفی شدن پیشیدگی دما در این مناطق می‌شود. در همین دوره چرخند شمال آفریقا به سمت شرق حرکت کرده و به تدریج مرکز آن بر روی جنوب غرب ایران قرار می‌گیرد که موجب انتقال هوای گرم به سمت شرق و جنوب شرق ایران و پیشیدگی مثبت دمای آن مناطق می‌شود. به تدریج با تضعیف این چرخند در روزهای ۲+ تا ۴+ کل منطقه ایران پیشیدگی منفی دمایی پیدا می‌کند. با کاهش تاوایی و تضعیف واچرخند شمال اروپا و حرکت شرق سوی آن و همچنین تضعیف جریانات بر روی اطلس شمالی، چرخندها و واچرخندها

ساعت‌های ۰۰۰۰، ۰۶۰۰، ۱۲۰۰ و ۱۸۰۰ گرینویچ موجود هستند.

در این تحقیق تمام رخداد‌های NAO در فصل زمستان بین سال‌های ۲۰۱۱-۱۹۵۰ با روش بندیکت و همکاران (Benedict et al, 2004) به دست آمده است. برای تعیین رخداد‌های NAO با محاسبه انحراف معیار شاخص روزانه NAO برای کل ۶۲ زمستان، چنانچه شاخص NAO برای ۴ روز متوالی یا بیشتر از $+1/33$ تا $-1/33$ انحراف معیار، بیشتر (کمتر) باشد، دوره زمانی به دست آمده به عنوان دوره NAO مثبت (منفی) در نظر گرفته و روزی که شاخص بیشترین مقدار را داراست به عنوان روز صفر مشخص شده است. محاسبات برای ده روز قبل و ده روز بعد از روز صفر انجام شده است. در این مقاله، برای اختصار دوره NAO مثبت با NAO^+ و دوره NAO منفی با NAO^- نشان داده می‌شود. در ادامه برای اینکه جریان میانگین در دوره NAO^+ و NAO^- حذف شود و تنها جریاناتی که نشان‌دهنده تشکیل NAO^+ و NAO^- هستند، مشخص شوند، در هر دوره ۲۰ روزه پیشیدگی دمای تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال، ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، و باد مداری تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نسبت به میانگین دوره محاسبه شده، سپس بین روزها با تاخیر یکسان در هر دوره NAO مثبت و منفی میانگین‌گیری شده است. تمام محاسبات مذکور در منطقه عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۷۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۸۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی انجام شده است. در ادامه برای بررسی روند و دوره تغییرات کمیت‌های ذکر شده، در دوره NAO و سه دوره ده روزه قبل و بعد از روز صفر، میانگین پیشیدگی دمای تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال (T'_{800})، پیشیدگی تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (S'_{500})، پیشیدگی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (H'_{500}) و پیشیدگی سرعت باد مداری تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (U'_{300}) نسبت به میانگین بلندمدت زمستان برای منطقه ایران (عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۴ تا ۶۳ درجه شرقی) محاسبه شده است.

پریشیدگی باد مداری تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۲-ج) نشان می‌دهد از روز ۲- جت جنب‌حاره‌ای بر روی غرب مدیترانه بین عرض‌های ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی شکل گرفته که به تدریج با تقویت NAO^- جت بر روی منطقه مدیترانه تقویت می‌شود و به تدریج با تضعیف NAO^- منفی از بین می‌رود. در دوره‌های تقویت و تضعیف NAO^- جت بر روی ایران و جنوب غرب آسیا مشاهده نمی‌شود.

بررسی مقدار پریشیدگی برخی کمیت‌های هواشناختی نسبت به میانگین بلندمدت در دوره‌های یک ماه قبل و بعد از رخداد NAO

در این قسمت با توجه به مثبت و منفی بودن دوره NAO و تعیین روز صفر برای سه بازه ۱۰ روزه قبل از رخداد NAO (دوره تقویت NAO) و سه بازه ۱۰ روزه بعد از رویداد NAO (دوره تضعیف NAO)، میانگین‌های T'_{800} ، S'_{500} ، H'_{500} و U'_{300} برای منطقه ایران محاسبه و نتیجه در جداول ۱ تا ۴ آورده شده است.

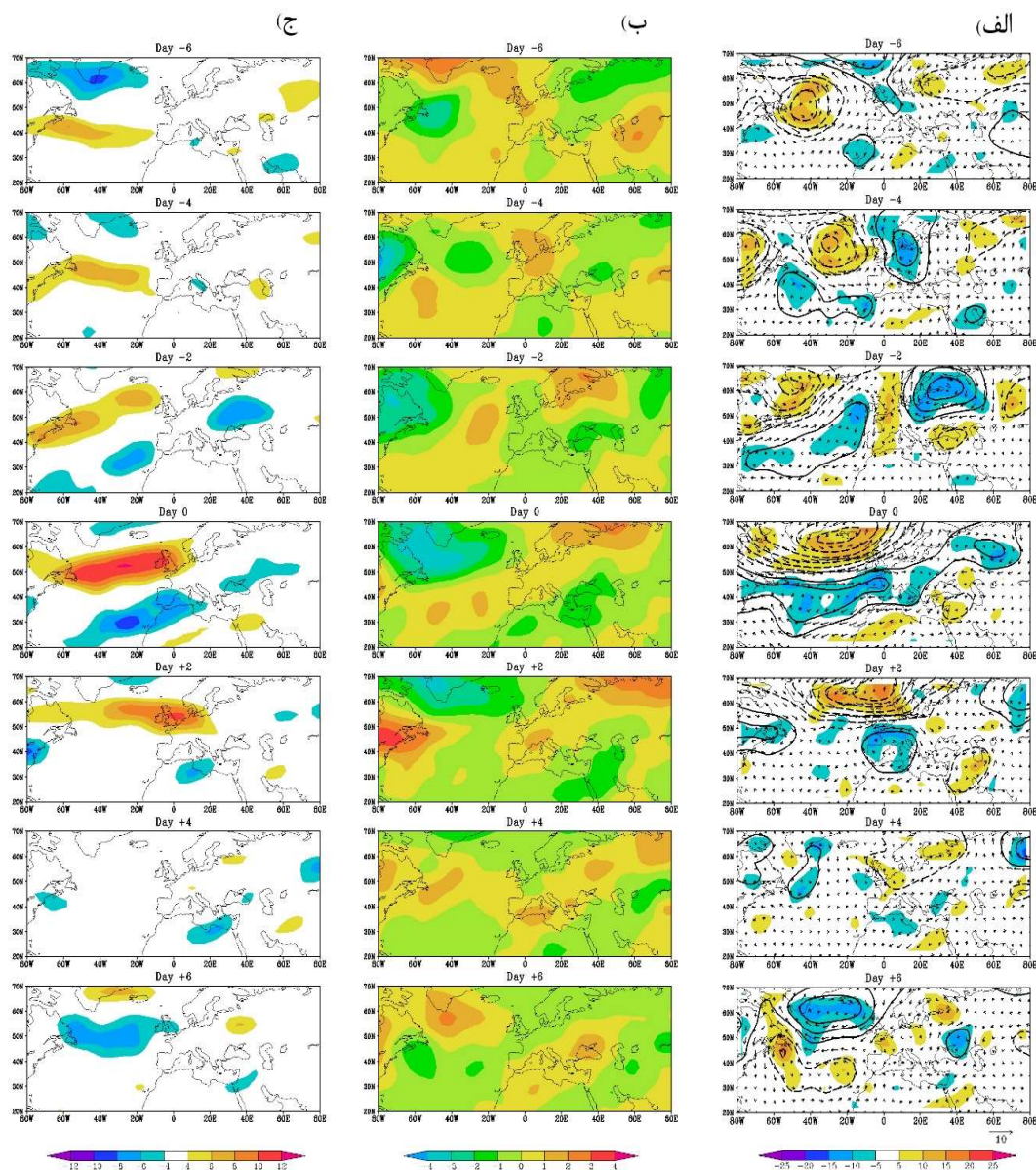
همان‌طور که مشخص است T'_{800} و H'_{500} در دوره تقویت NAO^+ (NAO^-)، منفی (مثبت) است و برعکس، پریشیدگی تاوایی و باد مداری در دوره تقویت NAO^+ (NAO^-) مثبت (منفی) می‌باشد. یعنی، در دوره NAO^+ (NAO^-) دمای منطقه ایران کمتر (بیشتر) از میانگین بلند مدت است. همچنین پریشیدگی منفی (مثبت) ارتفاع ژئوپتانسیلی و مثبت (منفی) تاوایی و باد مداری در دوره NAO^+ (NAO^-) نشان‌دهنده فراهم‌تر بودن زمینه برای ناپایداری و تقویت جت در دوره NAO^+ است. بی‌هنجاری کمیت‌های ذکر شده حدوداً از یک ماه پیش از آغاز دوره NAO شروع شده و در دوره NAO به بیشترین مقدار خود می‌رسد. سپس با تضعیف NAO بی‌هنجاری‌ها به تدریج تا حدود یک ماه پس از آن کاهش یافته و به میانگین بلندمدت نزدیک می‌شوند. تحلیل واریانس یک‌طرفه بر روی مقادیر کمیت‌های هواشناختی در دوره‌های NAO مثبت و منفی نشان می‌دهد در دوره ۱۰ روزه دوم قبل از رخداد NAO تفاوت بین مقادیر T'_{800} ، S'_{500} و H'_{500} در NAO مثبت و منفی در

بر روی منطقه تضعیف می‌شوند. به تدریج الگو بر روی شمال شرق اطلس تغییر کرده و واچرخند بر روی آن منطقه حاکم می‌شود، در نتیجه پریشیدگی دما بر روی اروپا در دوره پایانی تضعیف NAO مثبت (روزهای ۶+ تا ۱۰+) نشان داده نشده است)، منفی می‌شود. در همین دوره مقادیر تاوایی مثبت و منفی نشان‌دهنده تشکیل چرخند بر روی غرب اطلس و حرکت شرق‌سوی آن است که به تدریج باعث مثبت شدن پریشیدگی دما بر روی ایران می‌شود. پریشیدگی باد مداری تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۱-ج) نشان‌دهنده تقویت جت قطبی در اطلس شمالی و کشیده شدن مرکز آن به سمت عرض‌های بالا در دوره تقویت NAO مثبت می‌باشد. در روزهای صفر تا ۲+ جتی نیز در جنوب غرب ایران قرار دارد که نشان‌دهنده مساعد بودن زمینه برای چرخندزایی بر روی جنوب غرب ایران در این دوره است.

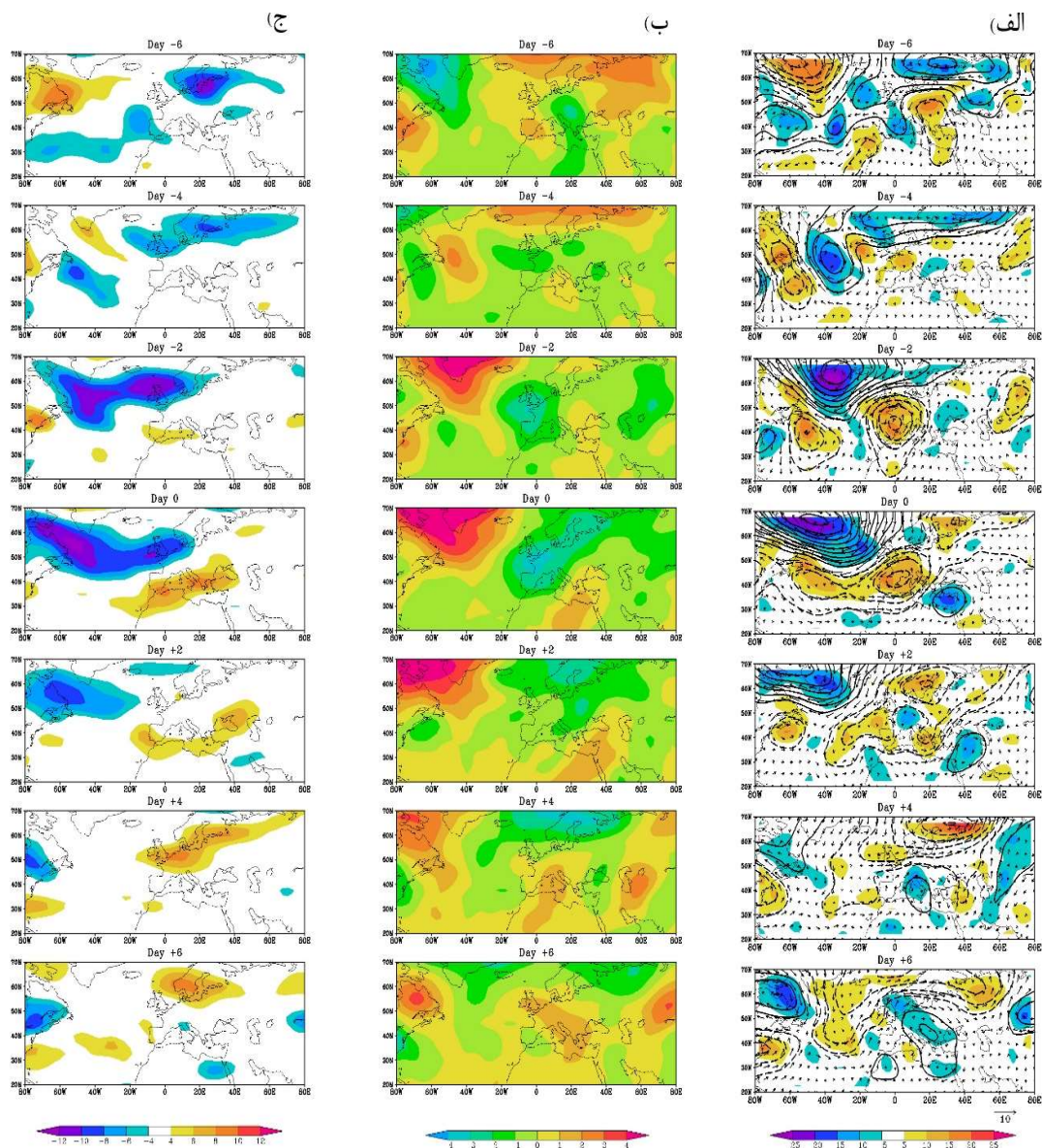
پریشیدگی تاوایی و ارتفاع ژئوپتانسیلی در روزهای آغازین تقویت NAO^- (شکل ۲-الف) نشان می‌دهد از روز ۶- به تدریج چرخندی بر روی غرب اطلس و واچرخندی بر روی شمال شرق آن تشکیل شده و تقویت می‌شود. الگوی واچرخندی در شمال شرق اطلس موجب انتقال هوای سرد به اروپا می‌شود. به تدریج از روز ۲- تا روز ۲+ با تقویت الگوی ذکر شده و تشکیل واچرخند بر روی اطلس دمای منطقه اروپا کمتر از میانگین دوره ۲۰ روزه می‌شود (شکل ۲-ب). در همین دوره منطقه ایران به دلیل تشکیل واچرخند بر روی دریای سیاه در ابتدا کمی از میانگین ۲۰ روزه سردتر است و سپس از روز ۲+ تا ۴+ به علت وجود چرخند بر روی شرق مدیترانه و انتقال هوای گرم از عرض‌های پایین به سمت ایران، به تدریج بی‌هنجاری منفی دما به بی‌هنجاری مثبت تبدیل می‌شود. در همین دوره واچرخند شمال شرق اطلس تضعیف شده و با چیرگی جریان‌های چرخندی بر روی اطلس، بی‌هنجاری منفی دمایی اروپا به بی‌هنجاری مثبت تبدیل می‌شود. مراکز تاوایی مثبت نشان‌دهنده حرکت شرق‌سو و مداری این چرخند است که امواج آن بیشتر غرب اروپا و مدیترانه را تحت تاثیر قرار می‌دهد. این روند تقریباً به‌طور متناوب تا روزهای پایانی تضعیف NAO^- وجود دارد، ولی همان‌طور که مشخص است، ایران و به‌طور کلی جنوب آسیا کمتر تحت تاثیر آن قرار می‌گیرند.

برای هیچکدام از کمیت‌ها معنی‌دار نمی‌باشد. این موضوع نشان می‌دهد که پیش‌بینی‌های ذکر شده قبل از دوره رخداد NAO بین دو دوره مثبت و منفی معنی‌دار بوده و این امکان را می‌دهد که بتوان به کمک آنها مثبت یا منفی بودن NAO در یک ماه بعد را نتیجه‌گیری کرد.

سطح ۱٪ معنادار است، در حالی که برای PU₃₀₀ این تفاوت معنادار نمی‌باشد. در دوره ۱۰ روزه سوم قبل از رخداد NAO نیز در مورد U'_{300} و H'_{500} و T'_{800} تفاوت دوره‌های NAO مثبت و منفی در سطح ۱٪ معنادار است، در حالی که برای S'_{500} این تفاوت معنادار نمی‌باشد. برای دوره‌های ۱۰ روزه پس از NAO تفاوت بین دوره‌های NAO مثبت و منفی



شکل ۱- میانگین پیش‌بینی نسبت به میانگین ۲۰ روزه بین روزها با تاخیر یکسان (الف) تاوایی (برحسب $10^{-5} s^{-1}$)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (فاصله خطوط ۲۰ ژئوپتانسیل متر بوده، مقادیر منفی با خط چین نمایش داده شده و مقادیر بین ۲۰- تا ۲۰ ژئوپتانسیل متر حذف شده است)، باد افقی (برحسب ms^{-1}) برای تراز ۵۰۰ hPa، (ب) پیش‌بینی دمای تراز ۸۰۰ hPa (برحسب $^{\circ}C$)، (ج) باد مداری (برحسب ms^{-1}) تراز ۳۰۰ hPa در دوره NAO^{+} .



شکل ۲- میانگین پیش‌بینی نسبت به میانگین ۲۰ روزه بین روزها با تاخیر یکسان الف) تاوایی (برحسب $10^{-5} s^{-1}$)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (فاصله خطوط ۲۰ ژئوپتانسیل متر بوده، مقادیر منفی با خط‌چین نمایش داده شده و مقادیر بین ۲۰- تا ۲۰ ژئوپتانسیل متر حذف شده است)، باد افقی (برحسب ms^{-1}) برای تراز ۵۰۰ hPa، ب) پیش‌بینی دمای تراز ۸۰۰ hPa (برحسب $^{\circ}C$)، ج) باد مداری (برحسب ms^{-1}) تراز ۳۰۰ hPa در دوره NAO^{-} .

رسد. سپس با شروع دوره تضعیف NAO این بی‌هنجاری‌ها کاهش یافته و تا یک ماه پس از آن تقریباً به مقدار میانگین بلندمدت نزدیک شده و از بین می‌روند.

شکل (۳) نشان می‌دهد، بی‌هنجاری کمیت‌های هواشناختی نسبت به میانگین بلندمدت در دو فاز مثبت و منفی بر روی ایران از ۲۰ تا ۳۰ روز قبل از روز صفر شروع شده و در دوره تقویت NAO به بیشترین مقدار خود می

جدول ۱- پریشیدگی دما در تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال برحسب (°C).

T'_{800}	NAO ⁻	T'_{800}	NAO ⁺
۰/۹۵	میانگین ۱۰ روزه سوم پیش از NAO	-۰/۴۸	میانگین ۱۰ روزه سوم پیش از NAO
۱/۰۳	میانگین ۱۰ روزه دوم پیش از NAO	-۱/۲۷	میانگین ۱۰ روزه دوم پیش از NAO
۰/۲۳	میانگین ۱۰ روزه اول پیش از NAO	-۰/۷۹	میانگین ۱۰ روزه اول پیش از NAO
۰/۳۷	میانگین در دوره رخداد NAO	-۱/۱۵	میانگین در دوره رخداد NAO
۰/۴	میانگین ۱۰ روز اول پس از NAO	-۱/۱۶	میانگین ۱۰ روز اول پس از NAO
-۰/۱۶	میانگین ۱۰ روز دوم پس از NAO	-۰/۸۲	میانگین ۱۰ روز دوم پس از NAO
۰/۱۵	میانگین ۱۰ روز سوم پس از NAO	-۰/۳۸	میانگین ۱۰ روز سوم پس از NAO

جدول ۲- میانگین پریشیدگی تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب ($10^{-3}s^{-1}$).

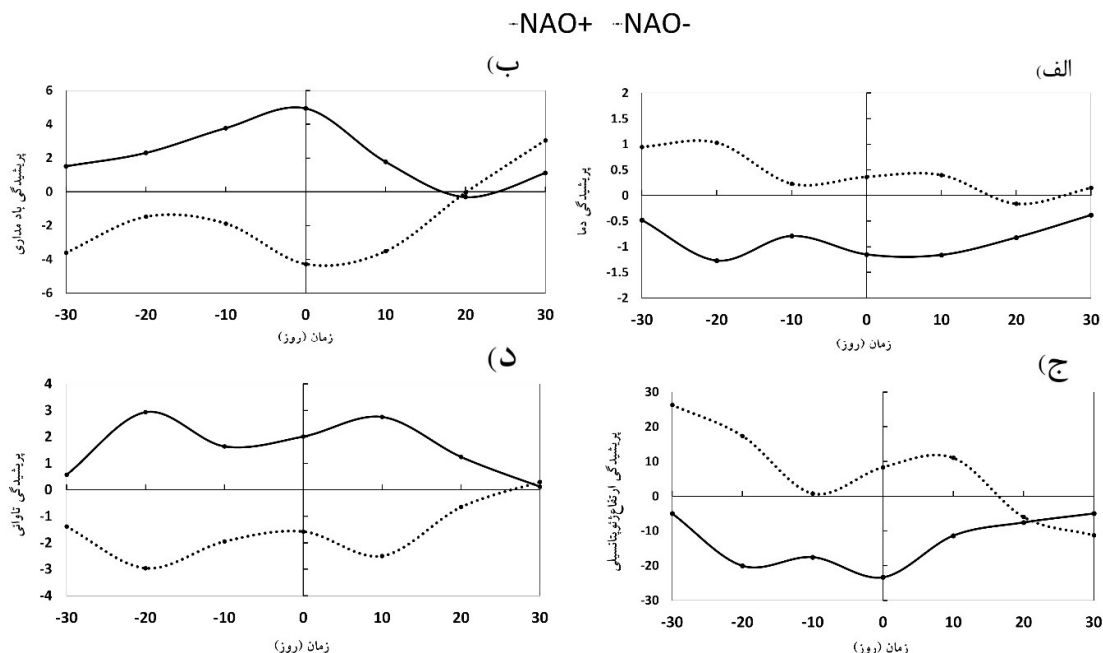
ζ'_{500}	NAO ⁻	ζ'_{500}	NAO ⁺
۱/۳۹	میانگین ۱۰ روز سوم پیش از NAO	۰/۵۷	میانگین ۱۰ روز سوم پیش از NAO
-۲/۹۶	میانگین ۱۰ روز دوم پیش از NAO	۲/۹۳	میانگین ۱۰ روز دوم پیش از NAO
-۱/۵۱	میانگین ۱۰ روز اول پیش از NAO	۱/۲۸	میانگین ۱۰ روز اول پیش از NAO
-۱/۵۸	میانگین در دوره رخداد NAO	۲/۰۱	میانگین در دوره رخداد NAO
-۲/۵	میانگین ۱۰ روز اول پس از NAO	۲/۷۵	میانگین ۱۰ روز اول پس از NAO
-۰/۶۵	میانگین ۱۰ روز دوم پس از NAO	۱/۲۴	میانگین ۱۰ روز دوم پس از NAO
۰/۳	میانگین ۱۰ روز سوم پس از NAO	۰/۱۲	میانگین ۱۰ روز سوم پس از NAO

جدول ۳- میانگین پریشیدگی ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب (ژئوپتانسیل متر).

H'_{500}	NAO ⁻	H'_{500}	NAO ⁺
۲۶/۲۸	میانگین ۱۰ روز سوم پیش از NAO	-۴/۹۸	میانگین ۱۰ روز سوم پیش از NAO
۱۷/۳۸	میانگین ۱۰ روز دوم پیش از NAO	-۲۰/۰۳	میانگین ۱۰ روز دوم پیش از NAO
۰/۷۹	میانگین ۱۰ روز اول پیش از NAO	-۱۷/۵۵	میانگین ۱۰ روز اول پیش از NAO
۸/۳۷	میانگین در دوره رخداد NAO	-۲۳/۳۵	میانگین در دوره رخداد NAO
۱۱/۰۶	میانگین ۱۰ روز اول پس از NAO	-۱۱/۳۵	میانگین ۱۰ روز اول پس از NAO
-۵/۹۶	میانگین ۱۰ روز دوم پس از NAO	-۷/۵۵	میانگین ۱۰ روز دوم پس از NAO
-۱۱/۲۴	میانگین ۱۰ روز سوم پس از NAO	-۴/۹۷	میانگین ۱۰ روز سوم پس از NAO

جدول ۴- پریشیدگی سرعت مداری در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال برحسب (ms^{-1}).

U'_{300}	NAO ⁻	U'_{300}	NAO ⁺
-۳/۶۱	میانگین ۱۰ روز سوم پیش از NAO	۱/۵۱	میانگین ۱۰ روز سوم پیش از NAO
-۱/۴۸	میانگین ۱۰ روز دوم پیش از NAO	۲/۳	میانگین ۱۰ روز دوم پیش از NAO
-۱/۸۸	میانگین ۱۰ روز اول پیش از NAO	۳/۷۷	میانگین ۱۰ روز اول پیش از NAO
-۴/۲۸	میانگین در دوره رخداد NAO	۴/۹۴	میانگین در دوره رخداد NAO
-۳/۵۲	میانگین ۱۰ روز اول پس از NAO	۱/۷۷	میانگین ۱۰ روز اول پس از NAO
-۰/۰۵	میانگین ۱۰ روز دوم پس از NAO	-۰/۳۲	میانگین ۱۰ روز دوم پس از NAO
۳/۰۵	میانگین ۱۰ روز سوم پس از NAO	۱/۱۱	میانگین ۱۰ روز سوم پس از NAO



شکل ۳- پریشیدگی نسبت به میانگین بلندمدت زمستان برای دوره‌های ده روزه پیش و پس از NAO. الف) دمای تراز ۸۰۰ hPa بر حسب (°C)، ب) باد مداری تراز ۳۰۰ hPa (ms^{-1} ، ج) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ hPa بر حسب ژئوپتانسیل متر، د) تاوایی تراز ۵۰۰ hPa بر حسب ($10^{-6} s^{-1}$). خط پر نشان‌دهنده NAO مثبت و خط چین نشان‌دهنده NAO منفی است.

روی شمال آفریقا مثبت است. ولی به تدریج با تقویت NAO^{+} و اچرخند اروپا تقویت شده و باعث کاهش دما بر روی خاورمیانه و ایران می‌شود، ولی پریشیدگی مثبت بر روی اروپا همچنان وجود دارد. روزهای پایانی (روزهای +۶ تا +۱۰) دوره تضعیف NAO^{+} با تضعیف چرخند شمال شرق اطلس و اچرخند اروپا همراه بوده و باعث کاهش پریشیدگی دما بر روی اروپا می‌شود؛ در این دوره به علت وجود چرخند بر روی شرق مدیترانه، مناطق غربی ایران پریشیدگی مثبت دارد. در دوره تقویت NAO منفی به دلیل تقویت و اچرخند شمال شرق اطلس و دریای سیاه، بی‌هنجاری دمایی بر روی اروپا و ایران منفی است؛ این شرایط تا تقویت NAO^{-} ادامه دارد. با شروع دوره تضعیف NAO^{-} و برعکس شدن گردش بر روی شمال شرق اطلس و دریای سیاه الگوهای بی‌هنجاری دمایی اروپا و ایران به تدریج تغییر می‌کنند.

هم‌چنین پریشیدگی منفی (مثبت) دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی (باد مداری و تاوایی) نسبت به میانگین بلندمدت، که نشان‌دهنده عکس بودن الگوی گردش بر روی ایران در دو فاز مثبت و منفی NAO است تقریباً یک ماه قبل از روز

نتیجه‌گیری

در این تحقیق به کمک شاخص NAO بین سال‌های ۱۹۵۰-۲۰۱۱ دوره‌های NAO مثبت و منفی با استفاده از روش بندیکت و همکاران (Benedict et al, 2004) تعیین شده است. هم‌چنین با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR در این دوره، پریشیدگی دمای تراز ۸۰۰ hPa ارتفاع ژئوپتانسیلی و تاوایی تراز ۵۰۰ hPa، و باد مداری ۳۰۰ hPa هکتوپاسکال نسبت به میانگین ۲۰ روزه دوره‌های تقویت و تضعیف NAO در منطقه عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۷۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۸۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی مورد بررسی قرار گرفته است. هم‌چنین در سه دوره ۱۰ روزه پیش و پس از روز صفر، پریشیدگی همان کمیت‌ها نسبت به میانگین بلندمدت زمستان در منطقه ایران (عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۴ تا ۶۳ درجه شرقی) محاسبه شده است. نتایج نشان می‌دهند، در روزهای آغازین تقویت NAO مثبت بی‌هنجاری دمایی منطقه اروپا، به دلیل وجود چرخند بر روی شمال اطلس و هم‌چنین بی‌هنجاری دمایی خاورمیانه و ایران به دلیل وجود چرخند بر

8. Holton, J. R., 2004: An Introduction to Dynamic Meteorology. Elsevier Academic Press, 535pp.
9. Jianqi, S., and Y., Wie, 2009: Contribution of the sea surface temperature over the Mediterranean-Black Sea to the decadal shift of the summer North Atlantic Oscillation. *Advances in Atmospheric sciences*, 26, 717 – 726.
10. Johansson, A., A. G. Barnston, S. Saha, and H. M. Van den Dool, 1998: On the level and origin of seasonal forecast skill in northern Europe. *J. Atmos. Sci.*, 55, 103–127.
11. Jung, T., M. Hilmer, E. Ruprecht, S. Kleppek, S. K. Gulev, and O. Zolina, 2003: Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability. *J. Climate*, 16, 3371 – 3382.
12. Masoudian, S.A.A.F., 2009: On relationship between precipitation of Iran and North Atlantic Oscillation. *Geophys Res.*, 91, 3-18.
13. Nasr-Esfahany, M., A. R. Mohebalhojeh, and F. Ahmadi-Givi, 2008: The effects of NAO on some meteorological parameters over Middle East and South West Asia. *Iran. J. Geophys.*, 2, 51-64.
14. Osborn, T. J., 2006: Recent variations in the winter North Atlantic Oscillation. *Weather*, 61, 353–355.
15. Vallis, G. K., and E. P. Gerber, 2008: Local and hemispheric dynamics of the North Atlantic Oscillation, annular patterns and the zonal index. *Dyn. Atm. Oceans*, 44, 184–212.
16. Yarahmadi, D., and G. Azizi, 2008: Multivariate analysis of relationship between seasonal rainfall in Iran with climate indices. *Geographl. Res. Quart.*, 62, 161-174.
- صفر شروع شده و در دوره تقویت NAO به بیشترین مقدار خود می‌رسد. به تدریج با آغاز دوره تضعیف NAO این بی‌هنجاری‌ها کاهش یافته و تا یک ماه پس از آن تقریباً به مقدار میانگین بلندمدت نزدیک شده و از بین می‌روند.

منابع

1. Benedict, J. J., S. Lee, and S. b. Feldstein, 2004: Synoptic view of the North Atlantic oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 61, 121–144.
2. Bo-Tao, Z., 2013: Weakening of winter North Atlantic Oscillation signal in spring precipitation over southern China. *Atmospheric and oceanic science letters*, 6, 248-252.
3. Cullen, H. M., and P. B. de-Menocal, 2000: North Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow. *Int. J. Climatol.*, 20, 853 – 863.
4. Dong, B., R. T. Sutton, and T. Woollong, 2010: Changes of interannual NAO variability in response to greenhouse gases forcing. *Climate Dyn.*, 37, 1621- 1641.
5. Eshel, G., M. A. Cane, and B. F. Farrell, 2000: Forecasting Eastern Mediterranean droughts. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3618–3630.
6. Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676–679.
7. Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. *Geophys. Monogr.*, Vol. 134, Amer. Geophys. Union, 1–36.