

# اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت‌های هواشناختی و ردسپهر در خاورمیانه و جنوب غرب آسیا

محمدعلی نصرافهانی<sup>۱\*</sup>، علیرضا محب‌الحجه<sup>۲</sup>، فرهنگ احمدی گیوی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکتری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ([mnasr@irimo.ir](mailto:mnasr@irimo.ir))

<sup>۲</sup>استادیار مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ([amoheb@ut.ac.ir](mailto:amoheb@ut.ac.ir))

<sup>۳</sup>استادیار مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ([ahmadig@ut.ac.ir](mailto:ahmadig@ut.ac.ir))

(دریافت: ۸۷/۶/۱۶، پذیرش نهایی: ۸۷/۱۱/۱۶)

## چکیده

در این تحقیق تفاوت توزیع برخی کمیت‌های هواشناختی مهم در فازهای مثبت و منفی NAO در جنوب غرب آسیا بررسی شده است. برای این کار از داده‌های تحلیل مجدد مرکز NCEP/NCAR در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه از ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ میلادی در محدوده‌ای از ۹۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی و ۲۰ درجه تا ۸۰ درجه شمالی استفاده شده است. از ۱۶۸ ماه این دوره براساس شاخص مرکز نوا، دو دسته ماه‌های بحرانی مثبت (۲۹ ماه) و ماه‌های بحرانی منفی (۳۳ ماه) به دست آمده و سپس میانگین هماد بی‌هنجاری کمیت‌های انتخابی در این ماه‌ها بررسی شده است. همچنین به منظور بررسی نقش امواج بسامد کم در منطقه، یک پالایه‌ای پایین‌گذر به ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اعمال شده و میانگین داده‌های پالایش شده در این ماه‌ها به دست آمده است. علاوه بر این، میانگین هماد بی‌هنجاری تابش موج بلند خروجی نیز در ماه‌های مثبت و منفی محاسبه و تحلیل شده است.

نتایج نشان می‌دهد که بیشترین تفاوت در کمیت‌های انتخابی بین فازهای مثبت و منفی، در ناحیه‌ی اقیانوس اطلس شمالی بوده است و در جنوب غرب آسیا این تفاوت کمتر است. نقشه‌های میانگین بی‌هنجاری ضخامت، هوای گرم‌تر را در فاز منفی و هوای سردتر را در فاز مثبت NAO روی اقیانوس اطلس نشان می‌دهد که براساس نقشه‌های خط جریان به دلیل تفاوت الگوی شارش‌های بی‌هنجار در این دو فاز است. در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال تندی باد جت جنب‌حاره در جنوب غرب آسیا در فاز مثبت در حدود ۸ متر بر ثانیه بیش از فاز منفی است که می‌تواند به شکل‌گیری چرخندهای بیشتر و قوی‌تر در این ناحیه کمک کند. تفاوت الگوی تابش موج بلند خروجی در فاز منفی نسبت به فاز مثبت به خوبی نشانگر تغییرجهت مسیر توفان اطلس است که سبب نفوذ رطوبت بیشتر به سوی مدیترانه و جنوب اروپا شده است. در همین فاز، در بیشتر نواحی خاورمیانه، ایران‌کی بیشتری نسبت به فاز مثبت مشاهده می‌شود. با توجه به نمودارهای خطوط جریان، این ایران‌کی در نواحی جنوبی بیشتر متأثر از اقیانوس هند و در نواحی شمالی متأثر از اقیانوس اطلس است.

**کلید واژه‌ها:** تابش موج بلند خروجی، نوسان اطلس شمالی (NAO)، فاز مثبت و منفی، پالایه

## The effects of NAO on some meteorological parameters over Middle East and South West Asia

Nasr-Esfahany, M. A.<sup>1\*</sup>, Mohebalhojeh, A. R.<sup>2</sup>, Ahmadi-Givi, F.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>PhD Student of Institute of Geophysics, University of Tehran

<sup>2</sup>Assistant Professor of Institute of Geophysics, University of Tehran

<sup>3</sup>Assistant Professor of Institute of Geophysics, University of Tehran

### Abstract

This paper is devoted to the study of the differences in distribution of some important meteorological quantities over the South West of Asia (SWA) between the positive and negative phases of the North Atlantic Oscillation (NAO). The data used are winter time gridded fields of wind as well as geopotential height at different levels and mean sea level pressure (MSLP), each at four times a day, taken from the NCEP/NCAR reanalysis data sets for a 55-year period from 1950 to 2005. The spatial resolution of data

\* نویسنده مسئول (Corresponding author)

is 2.5×2.5 in longitudinal and latitudinal directions covering a grid from 90W to 90E in longitude and from 20N to 80N in latitude. The 168 months of this period are divided into two categories of critical months: 29 positive and 33 negative NAO months. For a selected number of meteorological quantities, the ensemble mean of the anomaly fields at critical positive and negative months are calculated. A low-pass filter is applied to the 500hPa geopotential height to filter disturbances with periods of less than 10 days and then the ensemble mean of the anomaly of the filtered 500hPa geopotential height as well as the outgoing long-wave radiation are calculated for the two above groups of months.

For the selected quantities, the results show that the differences between the two phases of NAO take their maxima over the North Atlantic Ocean and fall to much lower values over the SWA. In critical positive (negative) months there is a cold (warm) air anomaly over the North Atlantic that is due to the differences of flow anomaly between the two phases of NAO. The mean wind-speed of the subtropical jet at 300hPa level over the SWA in critical positive months is about  $8 \text{ ms}^{-1}$  greater than that in critical negative months. The intensification of the subtropical jet at positive months is expected to lead to the formation of stronger than normal cyclones over the SWA. The corresponding differences between the patterns of outgoing long-wave radiation indicate a southward displacement of the Atlantic storm track in negative phase associated with which there is a noticeable transport of warm and humid air to the Mediterranean region and south of Europe. In most of the SWA, the cloudiness is higher over the negative phase than the positive phase. With regard to streamline maps at 700hPa, the sources of the observed changes in cloudiness in the south and north of the SWA seem to be the Indian and Atlantic oceans, respectively.

**Keywords:** outgoing long wave radiation, NAO, positive and negative phase, filter

#### ۱ مقدمه

در ناحیه وسیعی در اطراف قطب شمال، سبب تشدید گرادبان نصف‌النهاری فشار می‌شود که بیشترین دامنه بی‌هنجاری‌های آن در اطراف جزیره ایسلند و شبه‌جزیره ایریا رخ می‌دهد. فاز مثبت NAO همراه با جریان‌های سطحی غربی قوی‌تر از میانگین در عرض‌های میانی اقیانوس اطلس به سمت اروپا، جریان بی‌هنجار جنوبی در شرق ایالات متحد آمریکا و جریان بی‌هنجار شمالی در نواحی قطبی کانادا و مدیترانه است (هارل و همکاران، ۲۰۰۳).

بیشتر بررسی مربوط به NAO در زمستان نیمکره شمالی، که جو به لحاظ دینامیکی و رشد پرتشیدگی‌ها بسیار فعال و دارای بیشینه دامنه است، تمرکز دارد. هنگامی که شاخص NAO مثبت است، تقویت شارهای غربی روی اقیانوس اطلس در فصل زمستان سبب جابه‌جایی هوای نسبتاً گرم و مرطوب اقیانوس اطلس روی اروپا و مناطق دورتر در پایین دست آن می‌شود. در همین زمان، بادهای قوی شمالی، هوای سرد را روی گرینلند و شمال شرق کانادا منتقل می‌کنند و سبب کاهش دمای سطحی و دمای سطح دریا در شمال شرق

برخلاف ساختار موجی بعضی از الگوهای دورپیوندی، نوسان اطلس شمالی یا به اختصار NAO یک دو قطبی شمالی-جنوبی است که با بی‌هنجاری هم‌زمان و با فاز مخالف برخی کمیت‌های هواشناختی در نواحی جنب حاره‌ای و شمال اقیانوس اطلس مشخص می‌شود. این نوسان به باز توزیع جرم هوا، بین منطقه قطب شمال و نواحی جنب حاره‌ای اقیانوس اطلس اشاره دارد و دارای دو فاز مثبت و منفی است به طوری که گذار این نوسان از یک فاز به فاز دیگر سبب تغییرات بزرگی در مناطق هم‌جوار آن می‌شود. برای تعریف NAO روش یکسانی وجود ندارد. یکی از این روش‌ها که از نظر مفهومی نیز ساده است، استفاده از نقشه‌های همبستگی تک‌نقطه‌ای است. در این روش، NAO با مناطقی که بیشینه همبستگی منفی در حوزه اقیانوس اطلس شمالی با یکدیگر دارند، تعریف می‌شود (والاس و گاتزلر، ۱۹۸۱؛ کوشنیر و والاس، ۱۹۸۹). در فاز مثبت این نوسان، فشار سطحی بیش از میانگین در جنوب عرض ۵۵ درجه شمالی و یک کم‌فشار بی‌هنجار

تبخیر بیش از بارش است، به طوری که تفاوت آن در فاز مثبت و منفی از مرتبه  $1\text{mm/day}$  است. این شرایط خشک با همین مرتبه در ناحیه وسیعی در مرکز اروپا، مدیترانه و قسمت هایی از خاورمیانه نیز رخ می‌دهد (هارل، ۱۹۹۵؛ دای و همکاران، ۱۹۹۷؛ دیکسون و همکاران، ۲۰۰۰؛ ویسبک و همکاران، ۲۰۰۳).

پژوهشگران متعددی ارتباط NAO و اقلیم خاورمیانه را مورد بررسی قرار داده‌اند که این بررسی‌ها بیشتر به بارش و یا رواناب در مناطقی محدود مربوط است (کاتیل و کای، ۱۹۹۲؛ کالن و همکاران، ۲۰۰۲؛ ستوده و همکاران ۲۰۰۴؛ پاگانو و همکاران، ۲۰۰۳)، ولی با توجه به مقیاس مکانی NAO، انتظار می‌رود مناطق متأثر از آن هم دارای مقیاس مکانی بزرگ باشند. نضرافصفهانی و همکاران با استفاده از روش همبستگی، ارتباط مستقیم NAO و برخی کمیت‌های هواشناسی جنوب غرب آسیا را بررسی کرده‌اند. اگرچه نتایج آنها بین این دو موضوع ارتباط خطی محکمی نشان نمی‌دهد ولی آنها بر این باورند که ممکن است رابطه غیرخطی پیچیده‌ای در این میان وجود داشته باشد. برای نمونه تأثیر نامتقارن فازهای مثبت و منفی NAO در جنوب غرب آسیا می‌تواند بیانگر سازوکاری باشد که NAO به واسطه آن، آب و هوای این منطقه از جهان را متأثر کرده است و این سازوکار احتمالی باید با دقت بیشتری مورد بررسی قرار گیرد. از طرف دیگر، با توجه به شرایط اقلیمی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه، سهم زیادی از بارندگی این ناحیه در فصل زمستان و اوایل فصل بهار رخ می‌دهد. با توجه به اینکه بیشتر این ناحیه دارای اقلیم خشک است و میانگین بارش آن چندان قابل ملاحظه نیست، هرگونه شرایطی که در یک دوره زمانی طولانی (برای مثال بیش از یک ماه) سبب کاهش، افزایش و یا تأخیر بارندگی شود، منجر به تغییر شرایط این منطقه به سمت خشک‌سالی یا ترسالی خواهد شد. از این رو بررسی سازوکارهای هواشناختی

اقیانوس اطلس می‌شوند. در همین مرحله، دمای کمتر از میانگین در شمال افریقا و خاورمیانه و بیشتر از میانگین در امریکای شمالی ناشی از شار ساعت گرد قوی‌تر از میانگین در اطراف مرکز پراارتفاع آزرورز مشاهده می‌شود که مورد توجه بعضی از محققان قرار گرفته است (والاس و همکاران، ۱۹۹۵ و هارل و ترنبرث، ۱۹۹۶).

هارل (۱۹۹۶) از رگرسیون خطی چندمتغیره برای بیان کیفی آثار تغییر گردش جو ناشی از NAO و نوسان جنوبی بر دمای سطحی در نیمکره شمالی استفاده کرد. او روشن ساخت که بیشتر سرمایه‌های موضعی در شمال غرب اطلس و گرمایش در اروپا و مناطق پایین دست آن (اوراسیا) به‌طور مستقیم ناشی از تغییر دهه‌ای در گردش جو اطلس شمالی به شکل NAO بوده است. این نتیجه را تامسون و همکاران (۲۰۰۰) نیز عرضه کرده‌اند. براساس نتایج هارل (۱۹۹۶)، ۳۱ درصد از واریانس درون‌سالی دمای نواحی برون حاره‌ای نیمکره شمالی در فصل زمستان در نیمه دوم قرن بیستم، مربوط به NAO بوده است. تغییر در الگوی گردش میانگین روی اقیانوس اطلس شمالی به دلیل NAO با تغییر در شدت و تعداد توفان‌ها، مسیر حرکت آنها و وضعیت آب و هوای ناشی از آنها همراه است. به‌طورکلی در زمستان‌هایی که فاز NAO مثبت است، مسیر توفان اطلس به سمت شمال شرق جابه‌جا و فعالیت آن در شمال اروپا تقویت و در نواحی جنوبی تضعیف می‌شود (راجرز، ۱۹۹۷ و ۱۹۹۰؛ هارل و ون لون، ۱۹۹۷؛ سرز و همکاران، ۱۹۹۷).

هارل (۱۹۹۵) نشان داده است که تغییر جریان میانگین و شدت توفان ناشی از تغییر فاز NAO در ناحیه اقیانوس اطلس سبب تغییر قابل ملاحظه‌ای در انتقال و همگرایی رطوبت جو و در نتیجه توزیع تبخیر و بارش می‌شود. در زمستان‌هایی که شاخص NAO مثبت است، در بسیاری از مناطق گرینلند و نواحی قطبی کانادا میزان

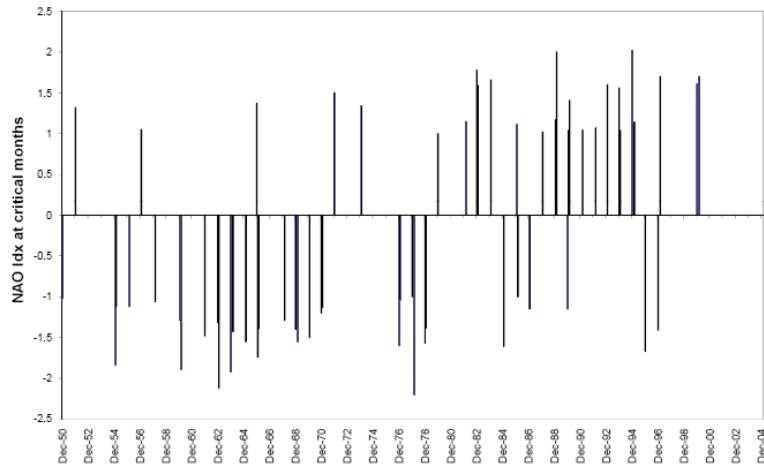
که کوچک‌تر از میانگین بلندمدت، منهای انحراف معیار شاخص باشد درحکم ماه بحرانی منفی در نظر گرفته شده است. با این روش ۲۹ ماه بحرانی مثبت و ۳۳ ماه بحرانی منفی و در مجموع ۶۲ ماه بحرانی شناسایی شده است. شکل ۱ نمودار تغییرات زمانی شاخص NAO در ماه‌های بحرانی را از دسامبر ۱۹۴۹ تا ژانویه ۲۰۰۵ نشان می‌دهد. چنانچه در این شکل دیده می‌شود، بیشتر ماه‌های بحرانی منفی در دوره بررسی در سال‌های قبل از ۱۹۷۸ بوده و بیشترین ماه‌های مثبت از اوایل دهه ۱۹۸۰ به بعد رخ داده‌اند. در مورد این تغییر فاز نامتقارن NAO در ۵۰ سال گذشته دلایل گوناگونی مطرح است که از جمله می‌توان به تغییر شدت و جابه‌جایی گرمایش در نواحی حاره‌ای، برهم‌کنش با پوشش سپهر پایین (برای مثال تغییر غلظت اوزون یا گازهای گلخانه‌ای مؤثر بر تعادل تابشی پوشش سپهر که خود روی شدت تاوه قطبی مؤثر است) و تبادل گرما بین جو و اقیانوس اشاره کرد (هارل و همکاران، ۲۰۰۳).

برای بررسی وضعیت کمیت‌های مهم هواشناختی در دو فاز NAO، میانگین بی‌هنجاری آنها در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO به دست آمده است. این کمیت‌ها شامل فشار سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیلی و مؤلفه‌های افقی باد (تندی و جهت) در ترازهای هم‌فشار اصلی و ردسپهر هستند. با توجه به حساسیت زیاد بارندگی (توزیع و شدت) به عوامل محلی نظیر ناهمواری و خطای زیاد این کمیت (به‌ویژه هنگام درون‌یابی) در مدل‌های هواشناختی، در اینجا از بررسی بارش به‌منزله کمیتی مستقل اجتناب شده و براساس تغییر سایر میدان‌ها در دو فاز مثبت و منفی NAO به‌طور غیرمستقیم به بارش نیز اشاره شده است. با این دیدگاه نگارندگان اعتقاد دارند که بررسی ارتباط تغییر مقدار بارش با تغییر فازهای NAO خود موضوعی جذاب برای تحقیق است و می‌تواند به‌طور مستقل مورد بررسی قرار گیرد. برای محاسبه بی‌هنجاری، ابتدا میانگین زمستانی

گوناگونی که بر میزان بارش در این ناحیه اثرگذار هستند، ارزشمند است و در این میان اثرات پدیده‌های کم‌بسامد بر میدان‌های هواشناختی مؤثر بر بارش، به دلیل تأثیر طولانی‌تر و وسیع‌تر، از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. این گونه پدیده‌ها در حالت بحرانی با تغییر میدان کمیت‌های هواشناختی گوناگون در زمانی طولانی، می‌توانند موجب بی‌هنجاری‌های شدیدی در این میدان‌ها شوند و شرایط هواشناختی ناحیه را از شرایط میانگین اقلیمی دور کنند. با توجه به اینکه تاکنون پژوهشگران کمی در ناحیه خاورمیانه با این دیدگاه NAO را بررسی کرده‌اند، در این تحقیق تلاش شده است تا اثر فازهای مثبت و منفی NAO به‌طور جداگانه بر میدان‌های هواشناختی در جنوب غرب آسیا مورد بررسی قرار گیرد.

#### ۱ داده‌ها و روش کار

در این مقاله از داده‌های بازتحلیل مراکز ملی پیش‌بینی محیطی - مرکز ملی پژوهش‌های جوی (NCEP/NCAR) (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) از ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ میلادی استفاده شده است. تفکیک افقی این داده‌ها ۲٫۵×۲٫۵ درجه در راستاهای طول و عرض جغرافیایی و در راستای قائم شامل ۱۷ تراز هستند که در ساعت‌های ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ گرینویچ (چهار مرتبه در روز) موجود هستند. محدوده مورد بررسی از ۹۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی و ۲۰ درجه تا ۸۰ درجه شمالی است. به دلیل تأثیر بیشتر پدیده NAO در فصل زمستان (والاس، ۱۹۹۶)، فقط ماه‌های سرد سال شامل دسامبر، ژانویه و فوریه بررسی شده‌اند. این ماه‌ها براساس شاخص ماهانه NAO، که از مرکز نوا به دست آمده است، به سه دسته جداگانه تقسیم شده‌اند. مبنای این تقسیم‌بندی آن است که اگر شاخص ماهانه NAO بزرگ‌تر از میانگین بلندمدت به‌علاوه انحراف معیار شاخص باشد درحکم ماه بحرانی مثبت و در صورتی



شکل ۱. نمودار تغییرات زمانی شاخص نوسان اطلس شمالی به دست آمده از مرکز نوا در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی از دسامبر ۱۹۵۰ تا دسامبر ۲۰۰۴ میلادی.

کمیت‌های گوناگون هواشناختی در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی ارائه شده است. میانگین این کمیت‌ها در همه ترازهای اصلی جو محاسبه و با یکدیگر مقایسه شده‌اند، ولی به منظور خلاصه‌نویسی، فقط به نتایج حاصل از برخی ترازهای وردسپهر اشاره و از ذکر نتایج مشابه خودداری شده است.

### ۳-۱ میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی و میدان فشار

میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO در شکل ۲ نشان داده شده است. در شکل ۲ الف که مربوط به میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های مثبت است، قوی‌تر بودن کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزرورز نسبت به میانگین به صورت یک دوقطبی در شمال و نواحی جنب‌حاره‌ای اقیانوس اطلس کاملاً مشهود است. مرکز پرارتفاع جنب‌حاره‌ای آزرورز در حدود ۶۰ متر بیش از میانگین و مرکز کم‌ارتفاع ایسلند در حدود ۱۲۰ متر کم‌تر از میانگین است. بی‌هنجاری منفی در سراسر غرب تا شرق اقیانوس اطلس وجود دارد و بی‌هنجاری مثبت در نواحی جنب‌حاره اقیانوس اطلس تا مرکز اروپا و دریای سیاه گسترش دارد. در ناحیه خاورمیانه و

دسامبر، ژانویه و فوریه) هریک از کمیت‌های اشاره شده از ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ درحکم میانگین بلندمدت محاسبه شده است. سپس مقدار خام هر کمیت در هر ساعت از مقدار میانگین بلندمدت همان کمیت کسر شده است تا مقدار بی‌هنجاری آن به دست آید. در نهایت میانگین ماهانه بی‌هنجاری کمیت‌ها برای هریک از ماه‌های بحرانی NAO محاسبه شده و میانگین همادی آنها در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی به دست آمده است که نتایج آن در بخش بعدی عرضه می‌شود. همچنین به منظور مقایسه دو فاز متفاوت NAO با داده‌های مشاهداتی، داده‌های مربوط به تابش موج بلند خروجی، از مرکز نوا بارگذاری شده و میانگین بی‌هنجاری آن در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی تعیین شده است. باید توجه شود که چون این داده‌ها از تحلیل برون‌داد ماهواره‌ها، که فقط از ۱۹۷۴ به بعد موجود بوده‌اند، به دست می‌آید تعداد ماه‌های بحرانی مثبت و منفی که برای آنها داده‌های موج بلند خروجی در دسترس هستند، به ترتیب ۲۵ و ۱۱ مورد (تا سال ۲۰۰۵) است.

### ۲ تحلیل نتایج

در این بخش، نتایج حاصل از میانگین بی‌هنجاری

فاز مثبت است. البته تأثیر NAO بر کمیت فشار سطح دریا بیشتر در ناحیه دریای سیاه و کشور ترکیه مشاهده می‌شود. این نواحی از نظر موقعیت جغرافیایی از طرفی تحت تأثیر مستقیم مسیر توفان مدیترانه‌اند و از طرف دیگر در امتداد مسیر توفان اطلس قرار دارند که این مهم می‌تواند دلیلی برای ارتباط بیشتر کمیت‌های هواشناختی در این منطقه، از جمله فشار سطح دریا، با رخداد NAO باشد.

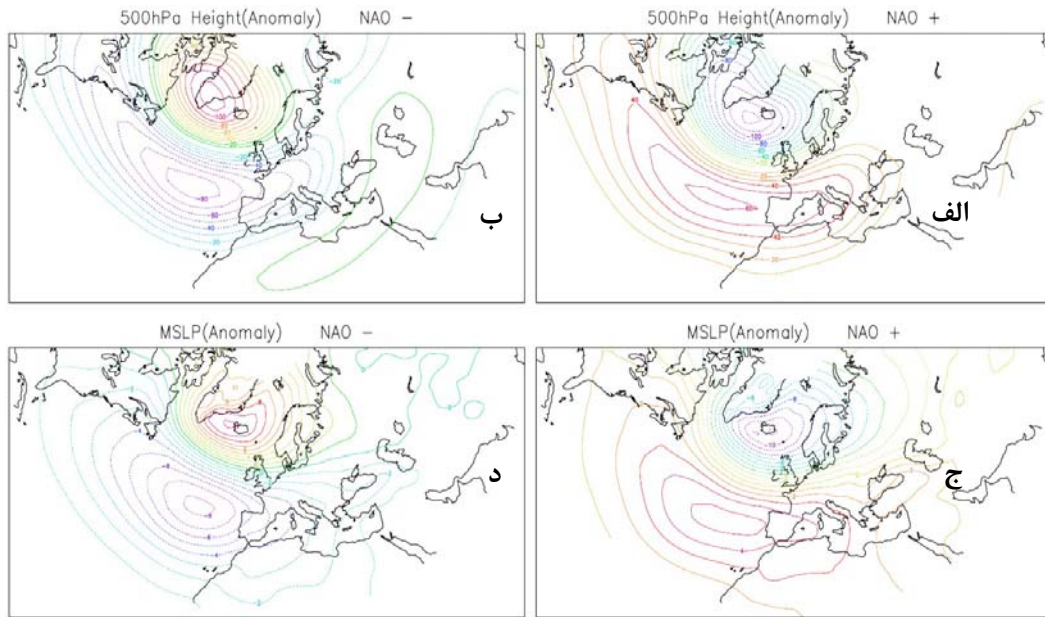
الگوی میانگین به‌دست آمده در فازهای مثبت و منفی NAO برای ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا در همه ترازهای دیگر نیز مشاهده می‌شود که در اینجا برای اختصار آورده نشده‌اند. با اینکه برای شناسایی ماه‌های بحرانی NAO از شاخص مرکز نوا استفاده شده که در محاسبه آن به‌طور مستقیم فشار ایستگاه‌های شاخص به کار نرفته است، ولی مراکز بی‌هنجاری روی نقشه‌های سطح زمین و ترازهای بالایی وردسپهر، کاملاً روی ایسلند و آزرز قرار گرفته و الگوی کاملاً دوقطبی را نشان می‌دهند. این مطلب می‌تواند نشانگر انتخاب صحیح ماه‌های بحرانی باشد.

### ۳-۲ میدان باد

در شکل ۳ میانگین بی‌هنجاری بردار باد افقی در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO ارائه شده است. تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به دلیل تأثیر در فرارفت دما و رطوبت، که در ترازهای پایین‌تر اهمیت دارند، انتخاب و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به دلیل اهمیت این تراز که در حقیقت معیاری از کل جو (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از نظر فشاری نیمه جو) است، انتخاب شده است. به دلیل ارتفاع زیاد رشته‌کوه‌ها در منطقه خاورمیانه، از بررسی سایر ترازهای پایین‌تر از ۷۰۰ هکتوپاسکال که ارتفاع آنها کمتر از ارتفاع ناهمواری‌ها است، اجتناب شده است. در فاز مثبت NAO، میانگین بی‌هنجاری بردار باد در تراز ۵۰۰

شرق مدیترانه، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فاز مثبت تفاوت چندانی با مقدار میانگین آن ندارد. در شکل ۲ ب که مربوط به میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های بحرانی منفی است، برخلاف ماه‌های مثبت، مرکز کم‌ارتفاع ایسلند (حدود ۱۱۰ متر) و مرکز پرارتفاع جنب‌حاره (حدود ۸۰ متر) ضعیف‌تر از میانگین بلندمدت‌اند ولی الگوی آن کاملاً مشابه فاز مثبت است. در ناحیه خاورمیانه و شرق مدیترانه نیز مشاهده می‌شود که ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فاز منفی حدود ۱۰ متر بیش از مقدار میانگین است (شکل ۲ ب). الگوی مشابه ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای میانگین فشار سطح دریا در ماه‌های بحرانی مثبت NAO در شکل ۲ ج دیده می‌شود. فشار در مرکز پرفشار آزرز در حدود ۵ هکتوپاسکال بیش از میانگین بلندمدت است و فشار در مرکز کم‌فشار ایسلند حدود ۱۰ هکتوپاسکال کم‌تر از میانگین بلندمدت است که نشانگر قوی‌تر بودن این دو سامانه شبه‌دائمی در ماه‌های بحرانی مثبت NAO است. در ماه‌های بحرانی منفی، فشار مرکز کم‌فشار ایسلند حدود ۱۰ هکتوپاسکال بیش از میانگین بلندمدت و فشار مرکز پرفشار آزرز حدود ۸ هکتوپاسکال کمتر از میانگین بلندمدت و بیانگر تضعیف آنها در فاز منفی NAO است (شکل ۲ د).

اگرچه مراکز بی‌هنجاری فشار سطح دریا منطبق بر مراکز بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال‌اند، ولی گسترش بی‌هنجاری فشار سطح دریا تا شرق مدیترانه و خاورمیانه قابل تأمل است (شکل ۲). این گسترده‌گی چنان است که در این ناحیه میانگین فشار در فاز مثبت NAO بین ۱ تا ۲ هکتوپاسکال بیش از میانگین بلندمدت و در فاز منفی به همین اندازه کمتر از میانگین بلندمدت بوده است. این مسئله نشان‌دهنده غالب بودن الگوی کم‌فشار در فاز منفی و الگوی پرفشار در



شکل ۲. میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (فاصله بین خطوط ۱۰ متر) و فشار سطح دریا (فاصله‌ی بین خطوط ۱ هکتوپاسکال) در ماه‌های بحرانی منفی (شکل‌های الف و ج) و مثبت (شکل‌های ب و د) نوسان اطلس شمالی. خط‌چین، مقادیر منفی و خطوط پیوسته، مقادیر مثبت را نشان می‌دهند.

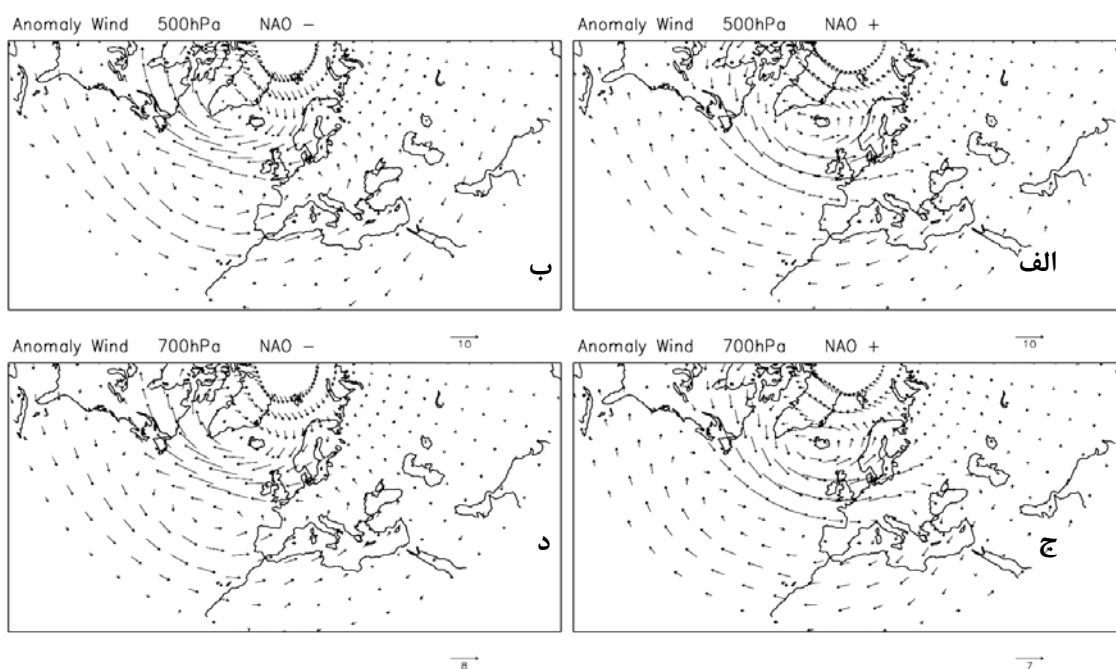
هکتوپاسکال برای فازهای گوناگون NAO در شکل‌های ۳ د و ۳ ج نشان داده شده است که در بسیاری از موارد شبیه به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است.

در شکل ۴ میانگین تندى باد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO ارائه شده است. با توجه به شکل، می‌توان دو جریان جتی جدا از هم را در فازهای مثبت (شکل ۴ الف) و منفی (۴ ب) تشخیص داد. یکی از آنها به صورت مداری در عرض بین ۲۵ تا ۳۰ درجه شمالی در جنوب غرب و جنوب آسیا قرار گرفته است و دیگری روی اقیانوس اطلس دیده می‌شود. نکته مهم آنکه در فاز مثبت NAO، تندى باد در جریان جتی جنوب غرب آسیا حدود ۸ متر بر ثانیه قوی‌تر از فاز منفی است. مرکز این جریان جتی در فاز مثبت (شکل ۴ الف) روی کشور عربستان و جنوب غرب ایران قرار گرفته و به‌طور قابل ملاحظه‌ای 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 سبب شکل‌گیری سامانه‌های چرخندی بیشتر و قوی‌تر

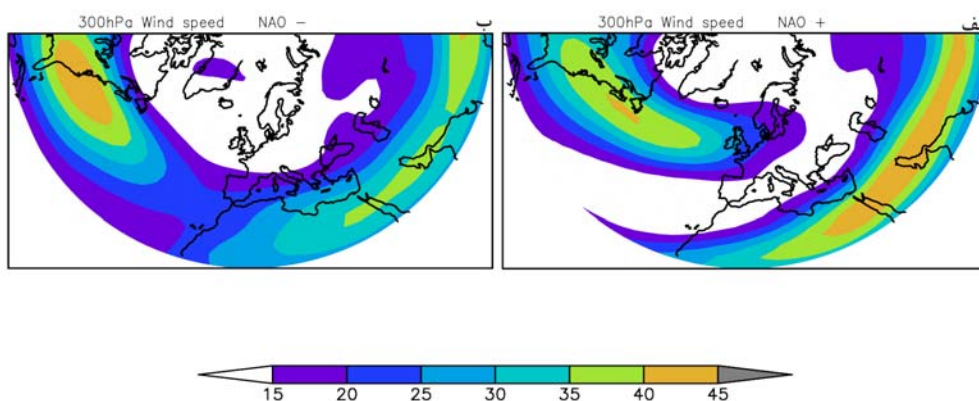
هکتوپاسکال (شکل ۳ الف)، در شمال اطلس الگوی چرخندی و در جنب حاره‌ی آن الگوی واچرخندی را نشان می‌دهد. گستره الگوی چرخندی در شمال فقط به اقیانوس اطلس محدود شده است، ولی گسترش الگوی واچرخندی در جنب‌حاره‌ی اطلس از آمریکای شمالی تا شرق مدیترانه است. میانگین بی‌هنجاری باد در ماه‌های بحرانی منفی برخلاف ماه‌های مثبت است و در جنب‌حاره‌ی اطلس، الگوی چرخندی و در شمال آن الگوی واچرخندی دیده می‌شود (شکل ۳ ب). الگوی واچرخندی در شمال اطلس به سطح اقیانوس محدود است ولی الگوی چرخندی واقع در جنوب، علاوه بر سطح اقیانوس در شرق مدیترانه نیز مشاهده می‌شود. همچنین جهت بردار باد بی‌هنجار در شرق مدیترانه در فاز مثبت (منفی)، شرقی (غربی) است، درحالی که روی دریای سرخ و جنوب آسیا خلاف این موضوع دیده می‌شود. مقایسه بی‌هنجاری بردار باد روی اقیانوس هند در دو فاز NAO نشان از تفاوت الگوی شارش در این منطقه دارد که می‌تواند شار دما و رطوبت در خاورمیانه را متأثر کند. الگوی بی‌هنجاری بردار باد در تراز ۷۰۰

به‌سوی شمال اروپا می‌شود (هارل، ۱۹۹۶). در فاز منفی NAO، جریان جتی در راستای مداری روی اقیانوس اطلس واقع بوده است و هسته آن در غرب اقیانوس اطلس قرار دارد. با توجه به شکل ۴ ب می‌توان دید که تندی این جت در فاز منفی بیشتر از فاز مثبت و پهنای آن نیز بیشتر است.

می‌شود (هولتون، ۲۰۰۴). جریان جتی دوم روی اقیانوس اطلس شمالی و در محدوده ۴۰ تا ۵۰ درجه شمالی قرار گرفته که بر ناحیه مسیر توفان اقیانوس اطلس شمالی منطبق است. این جریان جتی در فاز مثبت نوسان اطلس به سمت شمال شرق منحرف شده است (شکل ۴ الف) و تا شمال غرب اروپا گسترش می‌یابد که سبب تغییر مسیر حرکت سامانه‌های چرخندی اقیانوس اطلس



شکل ۳. میانگین بی‌هنجاری‌های باد در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی منفی (شکل‌های الف و ج) و مثبت (شکل‌های ب و د) نوسان اطلس شمالی.



شکل ۴. میانگین تندی باد (در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی مثبت (شکل الف) و منفی (شکل ب) نوسان اطلس شمالی).



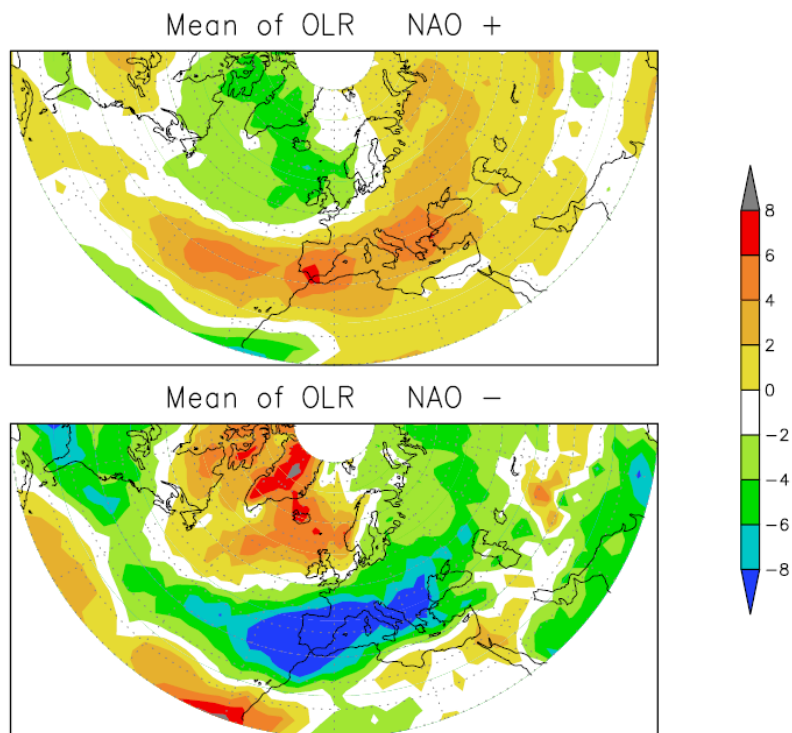
### ۳-۳ میدان تابش موج بلند خروجی

برابر و یا اندکی کمتر از میانگین است. مقدار کمبود تابش موج بلند خروجی در شمال خاورمیانه از روی کشور ترکیه به سمت شرق، نسبت به میانگین بلندمدت در حدود ۲ تا ۴ واحد است. به نظر می‌رسد که این ناحیه در راستای مسیر توفان اطلس است که در فاز منفی به سمت جنوب جابه‌جا شده است. در نواحی جنوبی خاورمیانه، از روی کشور عربستان به سمت شرق تا اقیانوس هند، نیز کمبود ۲ تا ۴ واحدی تابش موج بلند خروجی نسبت به میانگین بلندمدت دیده می‌شود که بعداً در نقشه‌های خطوط جریان خواهیم دید که دلیل آن انتقال رطوبت از اقیانوس هند است (شکل ۶ د).

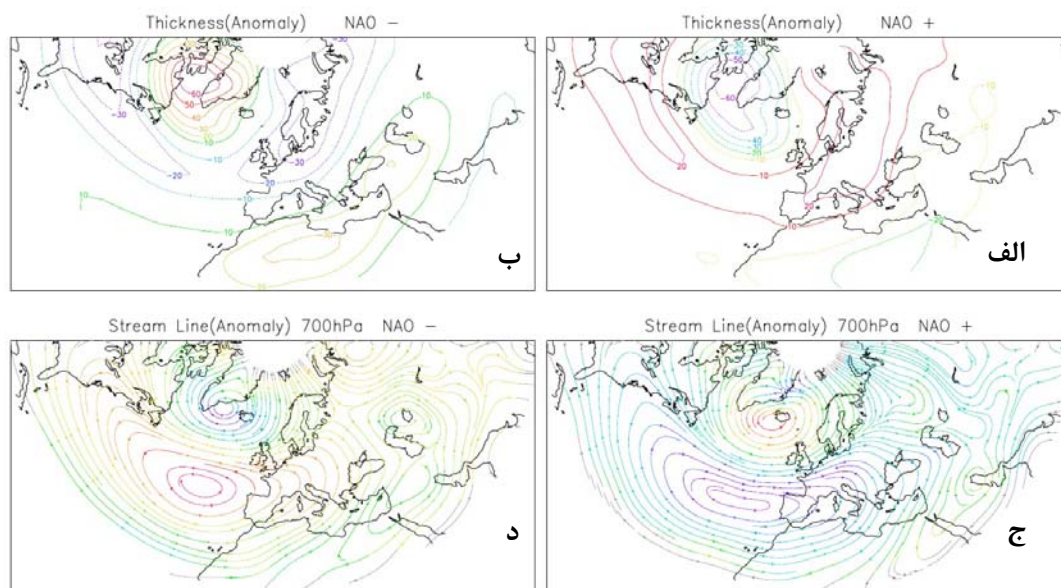
### ۳-۴ میدان ضخامت و خطوط جریان

میانگین بی‌هنجاری‌های ضخامت بین ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای دو فاز مثبت و منفی NAO در شکل ۶ آمده است. همان‌گونه که قبلاً اشاره شد سامانه چرخندی ایسلند که به‌طور معمول در شمال غرب اطلس قرار دارد، در فاز مثبت NAO قوی‌تر و در فاز منفی، ضعیف‌تر از میانگین است. با توجه به شکل‌های ۶ الف و ۶ ب، این سامانه در فاز مثبت (منفی) NAO با هوای سرد (گرم) در لایه‌ی زیرین جو همراه است. طبق نقشه‌های خطوط جریان (شکل‌های ۶ ج و ۶ د) این هوای گرم و سرد دو منشأ کاملاً متفاوت دارند. قوی‌تر بودن کم‌فشار ایسلند در فاز مثبت و ضعیف‌تر بودن آن در فاز منفی را می‌توان به همراهی آن به ترتیب با هوای سرد در فاز مثبت و هوای گرم در فاز منفی NAO ارتباط داد (هولتون، ۲۰۰۴). در نواحی جنب‌حاره‌ای اقیانوس اطلس و در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی، به ترتیب هوای گرم و سرد دیده می‌شود که همراه با هوای سرد و گرم واقع در شمال اقیانوس اطلس، دو الگوی متفاوت گرم-سرد برای ماه‌های منفی و سرد-گرم برای ماه‌های مثبت را تشکیل می‌دهد. مشابه با نتایج هارل، الگوی

در شکل ۵ میانگین بی‌هنجاری تابش موج بلند خروجی در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی نشان داده شده است. در این شکل، مناطق آبی‌رنگ، مکان‌هایی هستند که نسبت به میانگین، تابش موج بلند کمتری توانسته از جو عبور کند. با توجه به اینکه بیشتر تابش موج بلند با بخار آب موجود در جو جذب می‌شود، این مناطق به‌طور میانگین نشان دهنده رطوبت بیشتر هستند. به‌عکس مناطق سرخ‌رنگ، مناطق خشک‌ترند که دارای رطوبت کمتری هستند. در شکل ۵ الف مشاهده می‌شود که در فاز مثبت NAO در شمال اقیانوس اطلس، بی‌هنجاری تابش موج بلند خروجی در حدود ۴ واحد کمتر از میانگین زمستانی و در نواحی جنب‌حاره‌ای آن و در جنوب اروپا بین ۴ تا ۶ واحد بیشتر از میانگین زمستانی است. این امر بیانگر رطوبت بیشتر در شمال اقیانوس اطلس و رطوبت کمتر در جنوب اروپا، از اقیانوس اطلس تا دریای سیاه، در فاز مثبت NAO است. این نتیجه با تغییر راستای مسیر توفان اطلس در فاز مثبت NAO همخوانی دارد. در بیشتر نواحی خاورمیانه تا اقیانوس هند نیز تابش موج بلند خروجی بین ۰ تا ۲ واحد بیش از میانگین بلندمدت است که نشان می‌دهد در فاز مثبت NAO هوای خشک‌تری در این نواحی حاکم بوده است. شکل ۵ ب نشانگر آن است که در فاز منفی NAO، میزان تابش موج بلند خروجی از غرب مدیترانه به سمت جنوب اروپا در حدود ۶ تا ۸ واحد کمتر از میانگین بلندمدت است و این امر حاکی از رطوبت بیشتر از میانگین در این مناطق است به‌طوری‌که تفاوت الگوی تابش موج بلند خروجی در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی به‌خوبی تغییر مسیر جریان‌های گرم و مرطوب از روی اقیانوس اطلس در دو فاز متفاوت را نشان می‌دهد. خاورمیانه در فاز منفی به دو ناحیه تقسیم می‌شود که در نواحی شمالی و جنوبی آن، رطوبت، بیشتر از میانگین بلندمدت و در قسمت‌های مرکزی آن



شکل ۵. میانگین بی‌هنجاری تابش موج بلند خروجی ( $w/m^2$ ) در ماه‌های بحرانی مثبت (شکل الف) و منفی (شکل ب) نوسان اطلس شمالی.



شکل ۶. میانگین بی‌هنجاری‌های ضخامت (فاصله بین خطوط ۱۰ متر) و خطوط جریان در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های منفی (شکل‌های الف و ج) و مثبت (شکل‌های ب و د) نوسان اطلس شمالی. خط‌چین مقادیر منفی و خطوط پیوسته مقادیر مثبت را نشان می‌دهند.

الگوی جریان‌های غربی روی اقیانوس اطلس در دو فاز NAO روی می‌دهد.  
بندیکت (۲۰۰۴) تشکیل فازهای متفاوت NAO را

ضخامت برای شمال و شمال غرب اروپا به‌طور میانگین هوای گرم (سرد) در فاز مثبت (منفی) را نشان می‌دهد. بنابراین اظهار هارل، این بی‌هنجاری دمایی به دلیل تغییر

هوای گرم‌تر از میانگین را در شمال آفریقا، مدیترانه و خاورمیانه نشان می‌دهد که بیشینه آن در شمال آفریقا و شمال خاورمیانه دیده می‌شود. با توجه به نقشه‌های خطوط جریان (شکل ۶ د)، ملاحظه می‌شود که انتقال هوای گرم و مرطوب نواحی جنب‌حاره‌ای اطلس از سمت جنوب غرب و هوای گرم صحرای عربستان از سمت جنوب شرق از دلایل بی‌هنجاری گرم در نواحی ذکر شده‌اند.

در نقشه‌های خطوط جریان مربوط به فاز منفی NAO (شکل ۶ د)، یک بی‌هنجاری و اچرخندی روی دریاچه آرال قابل تشخیص است. این الگوی و اچرخندی موجب ایجاد جریان‌های بی‌هنجار شرق‌سو از سمت شرق به ناحیه خاورمیانه شده است. در فاز مثبت (شکل ۶ ج)، جریان‌های این ناحیه کاملاً عکس حالت قبل و غربی هستند، اگرچه در این فاز برخلاف فاز منفی روی دریاچه آرال، الگوی مشخصی دیده نمی‌شود. چنانچه در بخش قبلی اشاره شد، در جنوب خاورمیانه (بین عرض‌های ۲۰ تا ۲۵ درجه شمالی) در فاز منفی NAO ناهنجاری منفی تابش موج بلند خروجی وجود دارد (شکل ۵ ب) که با مقایسه تفاوت الگوی خطوط جریان در فازهای مثبت و منفی، به نظر می‌رسد که جریان‌های بی‌هنجار شرق‌سو در فاز منفی، سبب انتقال یافتن رطوبت از اقیانوس هند به سمت این ناحیه و در فاز مثبت، جریان‌های بی‌هنجار غربی، موجب خشکی و رطوبت کمتر این مناطق شده است. همچنین رطوبت بیش‌از میانگین در فاز منفی NAO (شکل ۵ ب) در غرب مدیترانه و جنوب اروپا به خوبی با جریان‌های بی‌هنجار جنوب غربی در شمال آفریقا (شکل ۶ ج) در این فاز همخوانی دارد.

### ۳-۵ نتایج حاصل از پالایش آشفستگی‌های بسامد بالا

با توجه به مقیاس زمانی NAO که حدود دو هفته است (کش و لی، ۲۰۰۱؛ فلدستین، ۲۰۰۰)، می‌توان این

مربوط به شکست چرخندی و و اچرخندی (تورنکرافت و همکاران، ۱۹۹۳) امواج بسامد پایین در ناحیه اقیانوس اطلس می‌داند. براساس نظر او، فاز مثبت NAO با هوای سرد و فاز منفی با هوای گرم در شمال اقیانوس اطلس همراه است. این بی‌هنجاری‌های دمایی به وضوح در نقشه‌های ضخامت (شکل‌های ۶ الف و ۶ ب) دیده می‌شوند. با توجه به شکل‌های ۶ ج و ۶ د که بی‌هنجاری خطوط جریان تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را در فازهای مثبت و منفی NAO نشان می‌دهد، الگوی چرخندی در فاز مثبت NAO و الگوی و اچرخندی در فاز منفی NAO در شمال شرق اطلس قرار دارد. وجود الگوی چرخندی در فاز مثبت سبب انتقال هوای سرد از شمال کانادا و نواحی جنب قطبی آن به شمال اطلس می‌شود. به‌علاوه، خطوط جریان بی‌هنجار به روشنی نشان می‌دهد که هوای گرم موجود در شمال و شمال غرب اروپا در فاز مثبت (شکل ۶ الف) به دلیل وجود جریان‌های غربی و جنوب غربی در مرکز اقیانوس اطلس است. بندیکت منشأ هوای گرم موجود در مرکز جنب‌حاره‌ای اطلس را منطقه فلوریدا می‌داند. تحلیل نقشه‌های خطوط جریان در ترازهای گوناگون جو و نقشه‌های ضخامت حاکی از آن است که منبع این هوای گرم در نواحی جنب‌حاره‌ای اطلس و در قاره آمریکا، نواحی حاره‌ای امریکای جنوبی است.

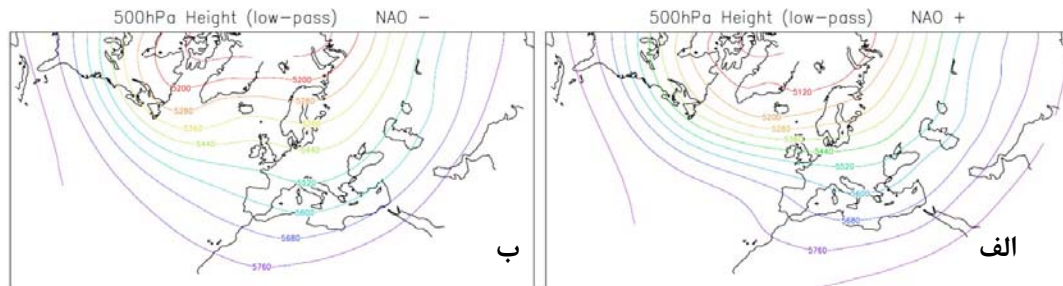
نکته قابل توجه دیگر در الگوی ضخامت و در فاز مثبت NAO (شکل ۶ الف) آن است که از شمال آفریقا به سمت شمال شرق خاورمیانه به‌طور میانگین هوای سردتر از میانگین حاکم است و بیشینه این بی‌هنجاری سرد در شمال آفریقا دیده می‌شود. با دقت در نقشه خطوط جریان می‌توان دریافت که منشأ هوای سرد موجود در شمال آفریقا و خاورمیانه، الگوی و اچرخندی بی‌هنجار واقع بر این مناطق است که موجب انتقال هوای سرد از شرق و جنوب اروپا شده است. الگوی بی‌هنجاری ضخامت در فاز منفی NAO (شکل ۶ ب)،

#### ۴ نتیجه‌گیری

در این تحقیق، تفاوت توزیع برخی کمیت‌های هواشناختی مهم در فازهای مثبت و منفی NAO در جنوب غرب آسیا بررسی شده است. برای این کار از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه از ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ در محدوده‌ای از ۹۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی و ۲۰ درجه تا ۸۰ درجه شمالی استفاده شده است. ۶۲ ماه از ۱۶۸ ماه این دوره، براساس شاخص مرکز نوا به دو دسته ماه‌های بحرانی مثبت (۲۹ ماه) و ماه‌های بحرانی منفی (۳۳ ماه) تقسیم شده‌اند. کمیت‌های مورد بررسی در این تحقیق شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی و بردار افقی باد در ترازهای اصلی و ردسپهر، فشار سطح دریا، ضخامت بین ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال‌اند که میانگین هماد بی‌هنجاری این کمیت‌ها در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی محاسبه شده است. همچنین به منظور بررسی نقش امواج کم‌بسامد در منطقه، پالایه‌ای پایین‌گذر به ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اعمال شده و میانگین داده‌های پالایش شده در این ماه‌ها به دست آمده است. با این پالایه، آشفتگی‌های با دوره تناوب کمتر از ۱۰ روز از داده‌ها حذف شده‌اند. علاوه بر این، میانگین هماد بی‌هنجاری تابش موج بلند خروجی نیز در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی محاسبه و تحلیل شده است. با استفاده از این کمیت، وضعیت متفاوت ابرناکی در فازهای مثبت و منفی NAO در ناحیه مورد تحقیق، بررسی شده است. نتایج این بررسی بیشترین تفاوت موجود در کمیت‌های هواشناختی مورد بررسی بین فازهای مثبت و منفی را در ناحیه اقیانوس اطلس شمالی نشان می‌دهد که به صورت یک دوقطبی در شمال و نواحی جنب حاره‌ای اقیانوس اطلس دیده می‌شود. مراکز این دو قطبی با نقاطی که در تحقیقات پیشین

رخداد را جزء پدیده‌های بسامد کم قرار داد و انتظار داشت که آثار آن هم با آشفتگی‌های کم‌بسامد به مناطق واقع در پایین دست آن منتقل شود. برای آزمون این مسئله پالایه‌ای پایین-گذر بر داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اعمال شده است. برای عملی ساختن این پالایش، از تبدیل فوریه سریع استفاده و آشفتگی‌های دارای دوره تناوب کمتر از ده روز حذف شده است.

شکل ۷ میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پالایش شده در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO را نشان می‌دهد. در فاز منفی (شکل ۷ ب)، حضور یک پشته کم‌بسامد روی اقیانوس اطلس شمالی کاملاً مشهود است. در دو سوی این پشته، دو ناوه، یکی روی اروپا و دیگری در شرق کانادا دیده می‌شود که دومی با مرکز کم فشار ایسلند در پایین دست آن همخوانی دارد. در این شکل، الگوی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ناحیه خاورمیانه و شرق مدیترانه کاملاً مداری است. در فاز مثبت (شکل ۷ الف)، ناوه واقع بر غرب اطلس قوی‌تر است و تا مرکز اطلس گسترش یافته است، به طوری که شمال غرب اروپا در جریان سوی آن قرار دارد. پشته‌ی واقع بر مرکز اطلس که در فاز منفی دیده می‌شود، در فاز مثبت ضعیف‌تر است و در غرب اروپا قرار دارد. همچنین ناوه واقع روی اروپا نیز در این فاز ضعیف‌تر است. در شکل ۷ الف، برخلاف فاز منفی (شکل ۷ ب)، حضور یک ناوه کم‌بسامد با طول موج بلند در شمال قاره آفریقا و مرکز مدیترانه قابل توجه است. با توجه به محل این ناوه که شرق مدیترانه و بیشتر نواحی خاورمیانه در جریان سوی آن قرار می‌گیرند، انتظار پدیده‌هایی متفاوت با فاز منفی می‌رود، که نیاز به بررسی دقیق‌تر دارد.



شکل ۷. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی (فاصله بین خطوط ۱۰۰ متر) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پالایش شده برای ماه‌های منفی (الف) و مثبت (ب) نوسان اطلس شمالی. پالایه اعمال شده، پالایه‌ای پایین‌گذر است که آشفتگی‌های دارای دوره تناوب کمتر از ده روز را پالایش کرده است.

### منابع

- نصرافصهانی، م. ع.، ف. احمدی گیوی و ع. محب الحجه: آیا نوسان اطلس شمالی (NAO) آب و هوای خاورمیانه را به طور مستقیم متأثر می‌کند؟. ارسال برای مجله فیزیک زمین و فضا برای چاپ.
- Barnston, A. G., and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Benedict, J. J., and S. Lee., 2004: Synoptic view of the North Atlantic Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **91**, 121-144.
- Cash, B. A., and S. Lee, 2001: Observed nonmodal growth of the Pacific-North American teleconnection pattern. *J. Climate*, **14**, 1017-1028.
- Cullen, H. M., A. Kaplan, P. A. Arkin, and P. B. Demenocal, 2002: Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern climate and streamflow. *Climatic Change*, **55**, 315-338.
- Dai, A., I. Y. Fung, and A. D. Del Genio, 1997: Surface observed global land precipitation variations during 1900-88. *J. Climate*, **10**, 2943-2962.
- Dickson, R. R., T. J. Osborn, J. W. Hurrell, J. Meincke, J. Blindheim, B. Adlandsvik, T. Vigne, G. Alekseev, and W. Maslowski, 2000: The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **13**, 2671-2696.
- Holton, J. R., 2004 :An Introduction to Dynamic Meteorology. *Elsevier Academic Press*, 535pp.
- Hurrell, J.W., Y. Kushnir, M. Visbeck, and G. Ottersen, 2003: An Overview of the North Atlantic Oscillation. The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact, J. W. Hurrell, Y.

به منزله نقاط شاخص برای این نوسان معرفی شده است، همخوانی خوبی دارند. با این حال در جنوب غرب آسیا، این تفاوت‌ها کمتر است. میانگین ضخامت در فاز منفی، هوای گرم‌تر و در فاز مثبت هوای سردتر را در ناحیه خاورمیانه نشان می‌دهد که با توجه به نقشه‌های خطوط جریان، دلیل این تفاوت، الگوی شارش‌های بی‌هنجار در این دو فاز است. در فاز منفی NAO، نفوذ هوای گرم و مرطوب اقیانوس اطلس به ناحیه مدیترانه و شمال آفریقا می‌تواند عامل این گرمایش باشد.

در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، تندی باد جت جنب‌حاره در فاز مثبت در حدود ۸ متر بر ثانیه بیش از فاز منفی و پهنای آن نیز در مقایسه با فاز منفی، بیشتر است. این مسئله به شکل‌گیری چرخندهای قوی‌تر در این ناحیه کمک می‌کند، اگرچه باید توجه داشت که تعداد چرخند بیشتر و یا قوی‌تر لزوماً به معنی بارندگی جدا نیست. از سوی دیگر، تفاوت الگوی تابش موج بلند خروجی در فاز منفی، نسبت به فاز مثبت به وضوح نشانگر تغییر جهت مسیر توفان اطلس است که سبب نفوذ رطوبت بیشتر به سوی مدیترانه و جنوب اروپا شده است. در همین فاز، در بیشتر نواحی خاورمیانه ابرناکی بیشتری نسبت به فاز مثبت مشاهده می‌شود. نقشه‌های خطوط جریان، نشان می‌دهند که این ابرناکی در نواحی جنوبی، بیشتر متأثر از اقیانوس هند، و در نواحی شمالی، متأثر از اقیانوس اطلس است.

- Serreze, M. C., F. Carse, R. G. Barry, and J. C. Rogers, 1997: Icelandic low activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *J. Climate*, **10**, 453-464.
- Setoodeh p., A. A. Safavi and M. J. Nazemosadat, 2004: Intelligent forecasting of rainfall and temperature of Shiraz city using neural networks. *Iranian Journal of Science and Technology*, **28**, 165-174.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation, Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000-1016.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation, Part II: Trends. *J. Climate*, **13**, 1018-1036.
- Thorncroft C. D., B. J. Hoskins and M. E. McIntyre, 1993: Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behavior. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 17-55.
- Visbeck, M., E. Chassignet, R. Curry, T. Delworth, B. Dickson, and G. Krahnmann, 2003: The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability, The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact, 279 pp.
- Wallace, J. M., 1996: Observed climatic variability: spatial structure. In Decadal Climate Variability, Anderson, D. L. T., and Willebrand, J., (eds). *Springer*. Berlin, 31-81.
- Wallace, J. M., Y. Zhang, and J. A. Renwick, 1995: Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends. *Science*, **270**, 780-783.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, (eds). *AGU*, 279pp.
- Hurrell, J. W., and H. van Loon, 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, **36**, 301-326.
- Hurrell, J.W., K.E. Trenberth, 1996: Satellite versus Surface Estimates of Air Temperature since 1979. *J. Climate*, **9**, 2222-2232.
- Hurrell, J. W., 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 665-668.
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kushnir, Y., and J. M. Wallace, 1989: Low frequency variability in the Northern Hemisphere winter: Geographical distribution, structure and time dependence. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3122-3142.
- Kutiel H. and P. A. kay, 1992: Recent variations in 700 hPa geopotential heights in summer over Europe and the Middle-East, and their influence on other meteorological factors. *Theories and Applications in Climatology*, **46**, 99-108.
- Pagano T. C., S. Mahani, S. Sorooshian and M. J. Nazemosadat, 2003: Review of Middle Eastern hydroclimatology and seasonal teleconnections. *Iranian Journal of Science and Technology*, **27**, 95-109.
- Rogers, J. C., 1990: Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone requences. *J. Climate*, **3**, 1364-1379.
- Rogers, J. C., 1997: North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe. *J. Climate*, **10**, 1635-1645.