

شبیه‌سازی عددی نوسان اطلس شمالی (NAO) و آثار آن در جنوب غرب آسیا

محمدعلی نصرافشاهی^{۱*}، فرهنگ احمدی گیوی^۲ و علیرضا محب‌الحجه^۲

^۱ استادیار، دانشکده کشاورزی دانشگاه شهردکرد، ایران

^۲ دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۱/۵/۱۶، پذیرش نهایی: ۹۲/۲/۲۴)

چکیده

در این تحقیق با استفاده از مدل اقلیمی-جهانی ECHAM5، آثار نوسان اطلس شمالی در جنوب غرب آسیا از راه دو آزمایش کنترل و اقلیمی شبیه‌سازی شده است. در آزمایش کنترل، از دمای سطح دریای واقعی و در آزمایش اقلیمی، میانگین بلندمدت دمای سطح دریا در حکم ورودی مدل به کار رفته است. براساس شاخص نوسان اطلس شمالی که از خروجی آزمایش کنترل به دست آمده است، دو دسته ماه بحرانی مثبت و منفی شناسایی و میانگین همادی برخی کمیت‌های هواشناختی برای این دو آزمایش محاسبه شده است. نتایج حاکی از اثر قابل ملاحظه دمای سطح دریا بر وردایی کم‌بسامد شاخص نوسان اطلس شمالی است، در حالی که این کمیت بر میانگین ماهانه شاخص چندان مؤثر نیست. نتایج میانگین همادی بیانگر هم‌خوانی کامل اختلاف مشاهده شده بین فازهای مثبت و منفی نوسان اطلس شمالی در آزمایش کنترل با نتایج تحقیقات قبلی است. همچنین میانگین کمیت‌ها در آزمایش اقلیمی تفاوت قابل ملاحظه‌ای را بین ماه‌های مثبت و منفی نشان نمی‌دهد. بر این اساس می‌توان گفت که تفاوت کمیت‌های هواشناختی در جنوب غرب آسیا بین فازهای مثبت و منفی نوسان اطلس شمالی یک برهم‌کنش جوئی و براساس دینامیک مدل ECHAM5 کاملاً قابل توضیح است و چنین تفاوت‌هایی نمی‌تواند تصادفی باشد.

واژه‌های کلیدی: راست‌آزمایی، جنوب غرب آسیا، مدل اقلیمی-جهانی ECHAM5، میانگین همادی، نوسان اطلس شمالی

Numerical simulation of the North Atlantic Oscillation and its impact on the South West Asia

Nasr-Esfahany, M. A.,¹ Ahmadi-Givi, F.² and Mohebalhojeh, A. R.²

¹Assistant Professor, Faculty of Agriculture, Shahrekord University, Iran

²Associate Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 06 Aug 2012, Accepted: 14 May 2013)

Summary

The impact of the North Atlantic Oscillation (NAO) on meteorological parameters in the South West Asia (SWA), especially on temperature and precipitation, is certain according to recent studies. Due to differences in methods for analyzing the effects of the two phases of NAO, however, there are differences among researchers on the details of the impact. Perhaps one reason for this inconsistency is the weakness of the impact due to the fact that the NAO occurs far upstream of the SWA. So the interaction with other stronger forcings makes it almost impossible to extract the net effects of NAO. Hence some of the previously published results are in doubt. More certain results can be obtained using numerical models when we are able to do control experiments by fixing certain desirable parameters of the atmosphere and changing the forcings of interest at the same time.

In this article the general climate model ECHAM5 is employed to simulate the NAO and its impact in the SWA. Two experiments named "control experiment" (COEX) and "climatological experiment" (CLEX) are designed to verify the results previously reported by the authors in 2008. In the COEX, the actual sea surface temperature (SST)

and in the CLEX, the long-term mean of SST is used as an input of the model. Artificially changing the NAO index is the aim of CLEX which is done by changing the lower boundary condition of the model. For both experiments, the NAO index is computed on the basis of the method suggested by Hurrell in 1995 using sea level pressure values in the northern and subtropical regions of the North Atlantic Ocean. Then on the basis of the COEX NAO index, the critical positive and negative months of NAO are determined and the ensemble mean of some important meteorological parameters in these two groups of months are computed and analyzed.

The simulation of the NAO index shows that the ECHAM5 is unable to simulate the real atmospheric values of the monthly NAO index. In particular, the positive trend of the NAO index from 1970 onwards is not predicted by ECHAM5. However this model is successful in simulation of the low-frequency variability of the NAO index. The latter findings show that the high-frequency variability of the NAO index is effectively controlled by forcings other than the SST. However it seems that the SST acts as a main forcing for low-frequency variability of the NAO index.

Analysis of the ensemble mean of meteorological parameters in the critical positive and negative months shows that the patterns obtained for COEX are similar to those reported by the authors in 2008. Some small differences observed in location and magnitude of centers could be due to the differences in the type and resolution of the data. As mentioned above, the critical months are selected here on the basis of the NAO index computed for COEX. So the selected months are not critical in the CLEX. If we examine the NAO index for CLEX in the same critical months, the result is like a random distribution. Hence, no significant difference is observed between the ensemble mean of meteorological parameters in CLEX in the critical positive and negative months. Therefore, it can be concluded that the results reported by the authors in 2008 are related to the real impact of NAO in the selected months. Finally, since in the experiments carried out here only the boundary conditions and forcing functions related to the numerical representation of the atmosphere are present, it should be possible to explain the observed impact of NAO in the SWA by means of the dynamics represented by ECHAM5.

Keywords: Verification, South West Asia, General Climate Model (ECHAM5), Ensemble average, North Atlantic oscillation

۱ مقدمه

وَرَدَسپهر (تامپسون و والاس، ۲۰۰۰؛ تامپسون و همکاران، ۲۰۰۰)، تغییرات محلی در الگوهای بارش (لم، ۱۹۷۸؛ فولند و همکاران، ۱۹۸۶؛ لم و پیلر، ۱۹۸۷؛ هارل و ون لون، ۱۹۹۷؛ آلریچ و همکاران، ۱۹۹۹)، تغییرات در دمای سطح دریا و شوری آب (روردین و همکاران، ۱۹۹۷؛ مولیناری و همکاران، ۱۹۹۷)، تغییرات در رد توفان و شدت آن روی اقیانوس اطلس (راجرز، ۱۹۹۰ و ۱۹۹۷؛ سرز و همکاران، ۱۹۹۷) که بیشتر با جابه‌جایی شمال‌سوی رد توفان اطلس مشخص می‌شود، و تغییر در بسامد وقوع

آثار نوسان اطلس شمالی (NAO)، به منزلهٔ مُد اصلی وردایی جو در نیمکرهٔ شمالی، بر وضعیت آب و هوای مناطق غربی اروپا و گرینلند از سال‌های بسیار دور مورد توجه ساکنان این مناطق بوده است. با گسترش یافتن مراکز علمی و تحقیقاتی در صد سال اخیر، این پدیده مورد توجه پژوهشگران علوم زمین قرار گرفته و جنبه‌های مهمی از آثار آن بر کمیت‌های هواشناختی در کل نیمکرهٔ شمالی روشن شده است. برای نمونه این پدیده با بسیاری از تغییرات محلی نظیر جریان‌های غربی قوی‌تر در

در پاییز و زمستان را مورد بررسی قرار داده و اثر NAO بر این ناحیه را مهم‌تر از اثر النینو دانسته‌اند. براساس نتایج این تحقیق، فاز مثبت NAO منجر به شرایط سرد و خشک و فاز منفی آن، منجر به شرایط گرم و مرطوب در خاورمیانه می‌شود.

در داخل کشور نیز پژوهش‌هایی در ارتباط با اثر NAO بر وضعیت هوا و اقلیم ایران صورت گرفته است. ستوده و همکاران (۲۰۰۴)، یاراحمدی و عزیز (۱۳۸۶)، اکبری و مسعودیان (۱۳۸۶) و مسعودیان (۱۳۸۷) با استفاده از روش‌های آماری، اثر NAO بر توزیع دما و بارش در سطح کشور را مورد تأیید قرار داده‌اند. با بررسی این پژوهش‌ها این سؤال مطرح است که سازوکار این ارتباط با وجود چنین فاصله طولانی چگونه است؟ اخیراً نصراصفهان‌ی و همکاران (۱۳۸۷) با نگاه کلی‌تر به مسئله، سعی در یافتن پاسخ به این سؤال داشته‌اند. آنها تفاوت میانگین همادی برخی کمیت‌های هواشناختی در جنوب غرب آسیا را در ماه‌هایی که شاخص NAO دارای مقادیر بحرانی مثبت و منفی بوده است، مورد بررسی قرار داده‌اند. نتایج آنها حاکی از تفاوت قابل ملاحظه برخی از این کمیت‌ها در این دو گروه است که از جمله آنها بزرگ‌تر بودن تندی جریان جتی جنب‌حاره در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های بحرانی مثبت است. اگرچه اختلاف مشاهده شده، در برخی موارد با نتایج پژوهش‌های پیشین نیز هم‌خوانی دارد، ولی سؤال دیگری که مطرح می‌شود آن است که این تفاوت‌ها ناشی از دینامیک درونی جو است یا عامل دیگری دلیل چنین اختلاف‌هایی است. همچنین، آیا توزیع کمیت‌های بررسی شده در ماه‌های انتخابی می‌تواند به‌طور تصادفی دارای چنین الگوهایی باشد؟ امروزه این موضوع و مسائل مشابه به‌خوبی با اجرای آزمایش‌های کنترل شده، که با استفاده از مدل‌های پیش‌بینی عددی وضعیت هوا و اقلیم صورت می‌گیرد، قابل بررسی هستند. در این مقاله نیز سعی شده

بندال‌ها (ناکامورا، ۱۹۹۶)، ارتباط دارد. به علت تاثیر بسیار زیاد NAO بر امور اقتصادی، کشاورزی، انرژی، اجتماعی و مانند آن، به‌ویژه در اروپا و قسمت‌های شرقی امریکای شمالی، پیش‌بینی وضعیت این پدیده در آینده، علاقه‌مندان زیادی بین متخصصان رشته‌های گوناگون پیدا کرده است. امروزه با توسعه روزافزون سخت‌افزارهای محاسباتی، پژوهش‌های همه‌جانبه در زمینه NAO امکان‌پذیر شده است و پژوهشگران با استفاده از مدل‌های عددی گوناگون، این پدیده را شبه‌سازی می‌کنند. این شبه‌سازی‌ها نه تنها برای پیش‌بینی NAO مورد استفاده قرار می‌گیرند، بلکه در شناخت عوامل واداشت مؤثر بر این پدیده طبیعی و برهم‌کنش آن با گردش جو نیز کاربرد دارند. بوجاریو و جیمو (۲۰۰۳) این تحقیقات را به‌طور مفصل مرور کرده و نقاط ضعف و قوت آنها را مورد بحث قرار داده‌اند.

از دیگر موضوعات جالب در مورد NAO، آثار آن در سایر مناطق کره زمین، به‌ویژه نیمکره شمالی است. این مسئله به‌خصوص در اوایل دهه ۱۹۹۰ که همراه با افزایش غیرعادی دمای کره زمین بود، مورد توجه پژوهشگران قرار گرفت و از جمله استفنسون و همکاران (۲۰۰۳) به مرور کامل آن پرداختند. درباره ارتباط NAO با اقلیم جنوب غرب آسیا و ناحیه مدیترانه نیز تاکنون تحقیقات متعددی صورت گرفته است. برای مثال کالن و همکاران (۲۰۰۲) با بررسی اثر NAO بر رواناب پنج رودخانه بزرگ در خاورمیانه به این نتیجه رسیدند که با ادامه روند صعودی شاخص NAO در آینده، شاهد کاهش بیشتر بارندگی و رواناب در این ناحیه، از دسامبر تا مارس خواهیم بود. همچنین کریچاک و آلپرت (۲۰۰۵) کاهش میزان بارندگی در ناحیه مدیترانه را که سبب کاهش انتقال بخار آب از اقیانوس اطلس به این ناحیه شده است، به روند مثبت شاخص NAO نسبت داده‌اند. پاگانو و همکاران (۲۰۰۳) وردایی درون‌سالی اقلیم آبی خاورمیانه

۲۱ ماه بحرانی مثبت و ۱۹ ماه بحرانی منفی برای NAO شناسایی شد. در ادامه، تفاوت میانگین همادی چند کمیت هواشناختی در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی انتخابی، تعیین شد و با نتایج پژوهش‌های گذشته که با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) صورت گرفته بود، مقایسه شد.

برای یافتن اطمینان از اینکه نتایج به دست آمده با وضعیت NAO ارتباط دارد، میانگین کمیت‌های مورد بررسی با استفاده از خروجی آزمایش اقلیمی نیز محاسبه و با نتایج قبلی مقایسه شده است. شاخص NAO در آزمایش اقلیمی با شاخص آزمایش کنترل کاملاً متفاوت است. از این رو ماه‌های انتخاب شده در مرحله قبل که براساس شاخص آزمایش کنترل در حالت بحرانی بودند، در آزمایش اقلیمی دیگر بحرانی نبودند و می‌توان گفت از نظر شاخص NAO تصادفی هستند. تصادفی بودن ماه‌ها در آزمایش اقلیمی به این معنی است که اختلاف کمیت‌های هواشناختی بین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی انتخاب شده (براساس شاخص آزمایش کنترل) در آزمایش اقلیمی ناچیز خواهد بود. در صورت تحقق این مسئله، چنانچه اختلاف مشاهده شده در آزمایش کنترل قابل ملاحظه باشد، این اختلاف به وضعیت خاص NAO ارتباط دارد؛ زیرا ویژگی مشترک در همه ماه‌های انتخابی در آزمایش کنترل شاخص NAO بوده است.

۳ شبیه‌سازی رفتار زمانی NAO

همان‌طور که در بخش قبلی گفته شد، شاخص NAO با استفاده از میانگین ماهانه فشار تراز دریای استاندارد شده حاصل از دو شبیه‌سازی کنترل و اقلیمی برای ماه‌های فصل زمستان در دو نقطه واقع در شمال و جنب‌حاره اقیانوس اطلس شمالی، محاسبه شده است. شکل الف و اب مقادیر این شاخص را به ترتیب برای آزمایش‌های کنترل و اقلیمی نشان می‌دهد. برای اطمینان یافتن از به

است با شبیه‌سازی عددی NAO، به پرسش‌های بالا پاسخ داده شود. در واقع نتایج این‌گونه پژوهش‌ها می‌تواند در شناخت سازوکار تأثیر الگوهای کم‌بسامد، از جمله NAO، در مناطقی بسیار دورتر از محل تشکیل آن پدیده‌ها سودمند باشد

۲ داده‌ها و روش کار

برای بررسی چگونگی اثر NAO بر کمیت‌های هواشناختی در جنوب غرب آسیا، مدل اقلیمی جهانی ECHAM5 برای شبیه‌سازی یک دوره ۴۴ ساله از ۱۹۵۷ تا ۲۰۰۰ مورد استفاده قرار گرفته است. براساس توانایی این مدل دو گونه آزمایش طراحی شده است که در این مقاله آزمایش کنترل و آزمایش اقلیمی نامیده می‌شوند. تفاوت این دو آزمایش در شرایط مرزی به کار رفته برای اجرای آزمایش‌ها است. در آزمایش کنترل، دمای سطح دریای دیده‌بانی شده و در آزمایش اقلیمی، از میانگین بلندمدت این کمیت در حکم ورودی مدل استفاده شده است. به غیر از تغییر دمای سطح دریا، بقیه جزئیات مدل در اجرای دو آزمایش به صورت پیش فرض و مشابه است. تفکیک افقی برای هر دو آزمایش قطع مثلثی کروی T31 و تقریباً معادل با $3/75 \times 3/75$ درجه در راستاهای طول و عرض جغرافیایی است. برای اطمینان یافتن از درستی نتایج حاصل از دو شبیه‌سازی، هر آزمایش با ایجاد یک پریشیدگی جزئی در شرایط اولیه، پنج مرتبه تکرار شده و میانگین همادی این آزمایش‌ها برای تحلیل به کار رفته است.

با استفاده از میانگین ماهانه فشار تراز دریا حاصل از خروجی آزمایش کنترل در نقاط (۶۴٫۹۴N, ۲۲٫۵W) و (۳۱٫۵۴N, ۲۲٫۵W) و استفاده از روش هارل (۱۹۹۵)، شاخص ماهانه NAO برای ماه‌های فصل زمستان (دسامبر، ژانویه و فوریه) محاسبه شده است. براساس این شاخص و تعریف ماه‌های بحرانی (نصراصفهانی و همکاران، ۱۳۸۷)،

۱-ب نشان می‌دهد که دمای سطح دریا بر وردایی میانگین ماهانه شاخص NAO چندان مؤثر نبوده است؛ به طوری که ضریب همبستگی بین شاخص NAO حاصل از دو آزمایش ECHAM5 در سطح اعتماد ۹۹ درصد، ۰/۸ است. بنابراین می‌توان گفت که اگرچه دمای سطح دریا یک عامل مهم در مقدار شاخص ماهانه NAO است، ولی وردایی درون فصلی و ماهانه آن تحت تأثیر عوامل واداشت دیگری قرار دارد. با توجه به اینکه ورودی مدل ECHAM5 فقط دمای سطح دریا و پوشش یخی است، از این رو می‌توان نتیجه گرفت که عوامل مؤثر بر گرایش بلندمدت شاخص ماهانه NAO در جو واقعی، عواملی هستند که احتمالاً در ساختار دینامیکی مدل ECHAM5 حضور ندارند.

مسئله ناتوانی مدل‌های اقلیمی در شبیه‌سازی روند تغییرات بلندمدت کمیت‌های هواشناختی را پژوهشگران متعددی بررسی کرده‌اند. برای نمونه، اشنایدر و همکاران (۲۰۰۳) اثر روند تغییر دمای سطح دریا بر گردش جو در فصل زمستان نیمکره شمالی را با استفاده از مدل (Center for Ocean-Land-Atmosphere General Climate Model) COLA_GCM بررسی کردند که نتیجه آن، نبود تطابق بین خروجی مدل و داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR بود. همچنین نتایج آنها روشن ساخت که ضریب همبستگی بین ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مدل و داده‌های بازتحلیل با تفکیک T63، ۰/۲ است و با تفکیک T21 به ۰/۰۵ کاهش می‌یابد. علی‌رغم این مسئله، نتایج برخی از پژوهش‌ها حاکی از آن است که مدل‌های عددی اقلیمی در شبیه‌سازی سیمای وردایی بسامد پایین جو موفق‌ترند. در این ارتباط رایبل و همکاران (۲۰۰۱) نتیجه گرفتند که دینامیک جو به تنهایی قادر به تولید مدهای ویژه بزرگ مقیاس کم‌بسامد مشابه با دیده‌بانی‌ها است، ولی رفتار زمانی این مدها، متأثر از دینامیک اقیانوس (در مدل‌های جفت شده) است. رادول و

تبادل رسیدن مدل ECHAM5، از ۳ سال اول خروجی‌ها صرف‌نظر شده و شاخص NAO از ژانویه ۱۹۶۰ تا فوریه ۱۹۹۹ نمایش داده شده است. به‌منظور ایجاد تقارن حول خط صفر، در این دو شکل، هر شاخص از مقدار میانگین خود کسر شده است. برای مقایسه بیشتر، شاخص NAO با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR در نقاط بالا نیز محاسبه و در شکل ۱-ج آورده شده است. این شکل به‌خوبی روند صعودی شاخص NAO را بعد از سال ۱۹۸۰ نشان می‌دهد؛ به طوری که روند خطی آن (خط مستقیم در شکل) از مقادیر منفی در اوایل دهه ۱۹۶۰ شروع شده و در اواخر دهه ۱۹۹۰ به مقادیر مثبت رسیده است. با توجه به این شکل، از سال ۱۹۶۰ تا ۱۹۸۰، ۲۱ ماه با شاخص مثبت و ۳۷ ماه با شاخص منفی و از سال ۱۹۸۰ تا ۱۹۹۹، ۳۰ ماه با شاخص مثبت و ۲۲ ماه با شاخص منفی وجود دارد که بیانگر روند صعودی شاخص NAO است و با تحقیقات گذشته نیز هم‌خوانی دارد (هارل، ۱۹۹۵).

چنانچه در شکل ۱-الف و ۱-ب دیده می‌شود، روند خطی تغییرات شاخص NAO که با استفاده از خروجی مدل ECHAM5 به‌دست آمده است، برخلاف داده‌های NCEP/NCAR (شکل ۱-ج)، بسیار ناچیز و نزولی است. تعداد ماه‌ها با شاخص مثبت و منفی در قبل و بعد از سال ۱۹۸۰ برای هر دو آزمایش کنترل و اقلیمی تقریباً یکسان است؛ به طوری که قبل از سال ۱۹۸۰، ۳۱ ماه با شاخص مثبت و ۲۶ ماه با شاخص منفی برای آزمایش کنترل و ۳۲ ماه با شاخص مثبت و ۲۳ ماه با شاخص منفی برای آزمایش اقلیمی به چشم می‌خورد. در دوره بعد از سال ۱۹۸۰ نیز برای هر دو شبیه‌سازی ۲۹ ماه با شاخص مثبت و ۲۷ ماه با شاخص منفی دیده می‌شود. این عددها بیانگر آن است که نه تنها آزمایش کنترل در شبیه‌سازی روند مثبت شاخص ماهانه NAO در ۵۰ سال گذشته ناتوان بوده است، بلکه از این لحاظ بین دو آزمایش کنترل و اقلیمی تفاوت آشکاری وجود ندارد. در واقع مقایسه شکل الف و شکل

آن هم‌خوانی ندارد. برای سال‌های بعد از ۱۹۹۶، هر دو شاخص بالا به سمت مقادیر منفی نزول می‌کند و سپس آن شاخص NCEP/NCAR روند مثبت دارد؛ درحالی‌که شاخص کنترل، علی‌رغم روند صعودی، همچنان منفی باقی مانده است. ضریب همبستگی بین شاخص پالایش شده مربوط به آزمایش کنترل و شاخص NCEP/NCAR حدود ۰/۳۹ (در سطح اعتماد ۹۹ درصد) است که در مقایسه با شاخص پالایش نشده، بسیار بیشتر و حاکی از توانایی نسبی مدل ECHAM5 در شبیه‌سازی رفتار کم‌سامد شاخص NAO است. همان‌گونه که قبلاً اشاره شد، مقدار این همبستگی در مقایسه با نتایج هورلینگ و همکاران (۲۰۰۱) که شاخص را با مدل CCM محاسبه کرده‌اند، کمتر است. علت آن ممکن است به فرمول‌بندی، قدرت تفکیک مدل‌ها (در این تحقیق T31) و به روش محاسبه شاخص باز گردد.

شکل ۲-ب مقادیر کم‌سامد شاخص NAO برای آزمایش اقلیمی را نشان می‌دهد. با توجه به شکل، مقادیر مثبت و منفی به تناوب حضور داشته، ولی الگوی آن از روند ثابتی پیروی نمی‌کند. مقایسه این شکل با شکل ۲-الف و ۲-ج نیز هیچ تشابهی را نشان نمی‌دهد. ضریب همبستگی بین این شاخص و شاخص مربوط به NCEP/NCAR، ۰/۰۶ و بسیار کوچک است. چنانچه در بالا اشاره شد (شکل ۱)، دمای سطح دریا در تغییر شاخص ماهانه NAO مؤثر نیست؛ حال آن‌که با توجه به شکل ۲، این کمیت در تغییر الگوی کم‌سامد NAO کاملاً مؤثر و اثرات آن قابل‌ملاحظه است. به بیانی دیگر، تغییر دمای سطح دریا آشفته‌گی‌های کم‌سامد جو را تغییر می‌دهد و در نهایت سبب تغییر شاخص NAO می‌شود. با توجه به اینکه ورودی مدل صرفاً دمای سطح دریا است، پس می‌توان نتیجه گرفت که تغییر مقادیر کم‌سامد NAO نتیجه برهم‌کنش دمای سطح دریا با عوامل واداشت داخل و رَدسپهر با مقیاس زمانی سالانه و بالاتر است.

همکاران (۱۹۹۹) با استفاده از یک مدل گردش عمومی جو نشان دادند که با داشتن دمای سطح دریای اقیانوس اطلس شمالی، بیشتر وردایی‌های چندسالانه و چنددهه‌ای نوسان اطلس شمالی در فصل زمستان را می‌توان بازسازی کرد. در پژوهش دیگر، هورلینگ و همکاران (۲۰۰۱) با استفاده از مدل اقلیمی (Center for Ocean-Land-CCM3 (Atmosphere General Climate Model روشن ساختند که رفتار کم‌سامد شاخص NAO به‌خوبی با مشاهدات هم‌خوانی دارد. در همین ارتباط، نتایج بررسی هارل و همکاران (۲۰۰۱) با استفاده از میانگین همادی ۱۲ عضو خروجی یک مدل AGCM از سال ۱۹۵۰ تا ۱۹۹۴ نشانگر وجود ضریب همبستگی ۰/۷۶ بین میانگین همادی کم‌سامد سری زمانی NAO با مشاهدات است.

برای آزمون اثر تغییر دمای سطح دریا بر رفتار کم‌سامد شاخص NAO و توانایی مدل ECHAM5 در شبیه‌سازی آن، پالایه پایین‌گذر لنکرس (Lanczos) به شاخص‌های ماهانه اعمال شده و نوسان‌های با دوره تناوب کمتر از ۶ سال از آن حذف شده‌اند که نتایج آن در شکل ۲ نمایش داده شده است. شکل ۲-الف و ۲-ب به ترتیب مربوط به آزمایش‌های کنترل و اقلیمی و شکل ۲-ج مربوط به شاخص محاسبه شده با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR است.

مطابق شکل ۲-ج، از سال ۱۹۷۰ تا ۱۹۹۵، شاخص NAO دارای مقادیر مثبت است و سه بیشینه در این دوره وجود دارد. در شکل ۲-الف نیز که مربوط به خروجی آزمایش کنترل است، روند مثبت شاخص دیده می‌شود؛ اگرچه در دهه ۱۹۷۰ برخی مقادیر منفی دیده می‌شود که بزرگی قابل‌ملاحظه‌ای ندارند. قبل از سال ۱۹۷۰، نمودار شاخص مربوط به داده‌های NCEP/NCAR نشانگر مقادیر منفی است و شاخص مربوط به آزمایش کنترل در این دوره، اگرچه به سمت مقادیر منفی گرایش دارد، ولی با

۴ شبیه‌سازی رفتار مکانی NAO

برای آزمون توانایی مدل ECHAM5 در شبیه‌سازی پدیده NAO روی اقیانوس اطلس، همانند روش نصراصفحانی و همکاران (۱۳۸۷)، در گام اول با استفاده از شاخص NAO که از خروجی آزمایش کنترل به دست آمده است، ماه‌های بحرانی مثبت (رنگ سرخ در شکل ۱) و منفی (رنگ آبی در شکل ۱) شناسایی شده‌اند. در گام بعد، میانگین همادی بی‌هنجاری دو کمیت فشار سطح زمین و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال حاصل از آزمایش کنترل برای این دو دسته ماه محاسبه و تحلیل شده است. برای محاسبه بی‌هنجاری، میانگین بلندمدت زمستانی این دو کمیت در هر آزمایش از مقدار واقعی آنها کسر شده است. شکل ۳ میانگین همادی بی‌هنجاری فشار سطح زمین را نشان می‌دهد. چنانچه در شکل مشاهده می‌شود، مدل ECHAM5 به‌خوبی الگوی الاکلنگی نوسان فشار بین شمال و جنب‌حاره اقیانوس اطلس شمالی را شبیه‌سازی کرده است. در ماه‌های بحرانی مثبت، فشار در شمال اقیانوس اطلس شمالی (در محل کم‌فشار ایسلند) کمتر و در نواحی جنب‌حاره‌ای آن (پرفشار آزرز) بیشتر از مقدار میانگین است. مقایسه این شکل با نتایج نصراصفحانی و همکاران (۱۳۸۷) حاکی از تشابه الگوهای به دست آمده برای NAO است. اختلافی که در مقدار فشار در مرکز بی‌هنجاری و موقعیت آنها دیده می‌شود، به علت تفاوت داده‌ها و تفکیک آنها است.

۵ آثار شبیه‌سازی شده NAO در آزمایش کنترل

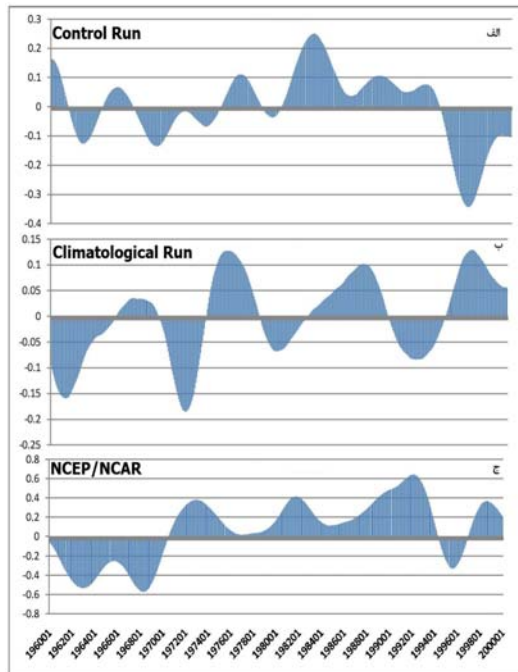
در این قسمت به بررسی توزیع برخی کمیت‌های هواشناختی شبیه‌سازی شده در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO در مناطق مدیترانه و خاورمیانه می‌پردازیم. شکل ۴ اختلاف کمیت‌های ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح زمین بین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی را نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۴ الف مشاهده می‌شود که

در فاز مثبت NAO ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در قسمت‌های وسیعی از جنوب خاورمیانه (از دریای سرخ تا اقیانوس هند) بیشتر از فاز منفی است. بیشینه اختلاف در جنوب کشور ایران و روی دریای عمان قرار دارد. در شمال دریای خزر، عکس الگوی بالا دیده می‌شود؛ به طوری که در فاز مثبت، ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در کمتر از مقادیر آن در فاز منفی است. اختلاف این کمیت در سایر نواحی موردنظر ناچیز است.

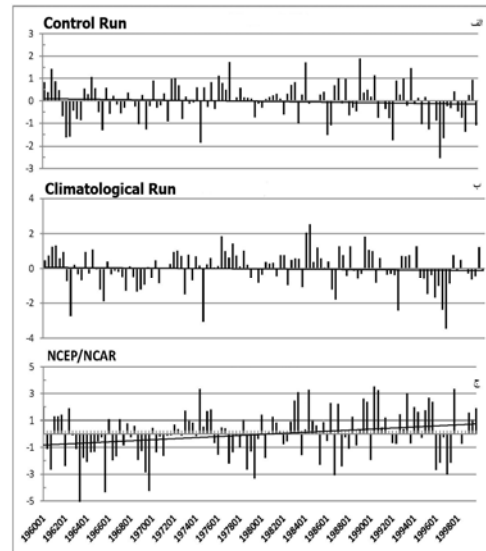
توزیع مکانی اختلاف فشار سطح زمین بین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی (شکل ۴-ب) با ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-الف) بسیار متفاوت است. برخلاف ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال که الگوی سلولی دارد، الگوی فشار سطح دریا پیوسته است و از شرق اقیانوس اطلس تا خاورمیانه کشیده شده است. در شکل ۴-ب مشاهده می‌شود که در غرب دریای مدیترانه فشار سطح دریا در فاز مثبت حدود ۴ هکتوپاسکال بیشتر از فاز منفی است که با توجه شکل ۳، علت آن قوی‌تر بودن پرفشار آزرز در فاز مثبت است. همان‌طور که دیده می‌شود، این اختلاف فشار به سمت شرق گسترش یافته و ناحیه مدیترانه، شمال افریقا و خاورمیانه را نیز پوشانده است؛ ولی با حرکت به سمت شرق، از بزرگی اختلاف آن کاسته می‌شود.

در شکل ۵، اختلاف میانگین همادی ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال بین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO آمده است. توزیع مکانی این کمیت که بیانگر دمای میانگین لایه است (هولتون، ۲۰۰۴) نشان می‌دهد در ماه‌های بحرانی مثبت، در قسمت‌های وسیعی از شمال افریقا، مدیترانه و خاورمیانه دمای میانگین لایه زیرین جو کمتر از ماه‌های بحرانی منفی است. بیشینه این اختلاف (بیشتر از ۲۰ متر) در شمال افریقا، ترکیه و شمال غرب ایران دیده می‌شود. از دیگر نکات قابل توجه این شکل آن است که در جنوب شرق ایران و دریای عمان، ضخامت

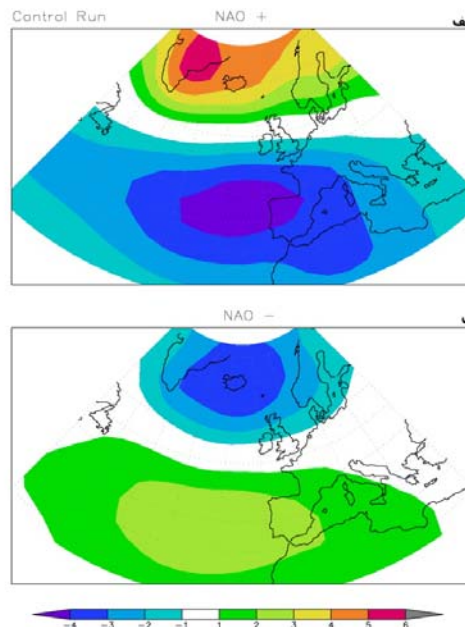
لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های بحرانی مثبت، بیشتر از ماه‌های بحرانی منفی است که این نشان‌دهنده هوای گرم‌تر در نیمه‌زیرین جو است.



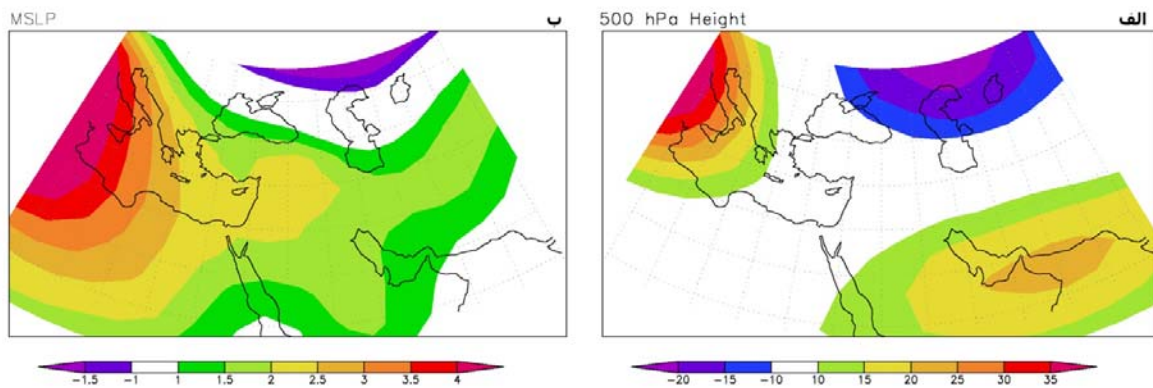
شکل ۲. (الف) نمودار شاخص پالایش شده NAO براساس آزمایش کنترل، (ب) آزمایش اقلیمی و (ج) داده‌های NCEP/NCAR.



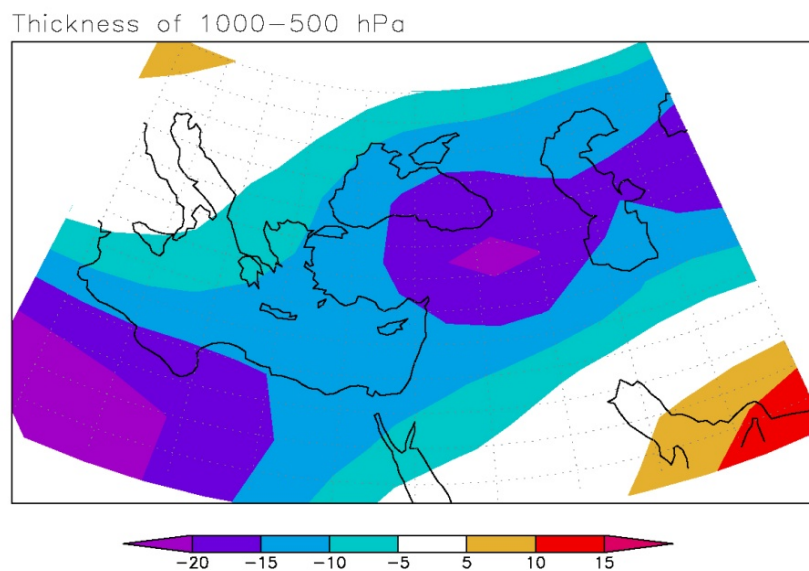
شکل ۳. (الف) شاخص ماهانه نوسان اطلس شمالی برای ماه‌های فصل زمستان از ژانویه ۱۹۶۰ تا فوریه ۱۹۹۹ براساس خروجی آزمایش کنترل، (ب) آزمایش اقلیمی و (ج) داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR.



شکل ۴. میانگین همادی بی‌هنجاری فشار سطح زمین حاصل از آزمایش کنترل نسبت به میانگین بلندمدت زمستانی در ماه‌های بحرانی مثبت NAO و (ب) منفی NAO.



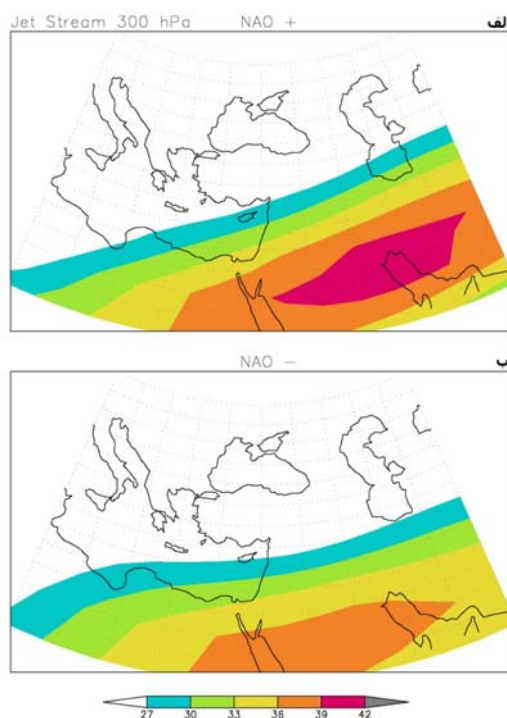
شکل ۴. (الف) اختلاف ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر و (ب) فشار سطح زمین برحسب هکتوپاسکال بین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO.



شکل ۵. اختلاف میانگین همادی ضخامت لایه ۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال (برحسب متر) بین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO.

ماه‌های بحرانی منفی این جت به سمت عرض‌های جنوبی‌تر حرکت کرده (شکل ۶-ب) و از تندی باد در هسته آن کاسته شده است؛ به طوری که در ماه‌های بحرانی منفی هسته آن دارای تندی ۳۶ تا ۳۹ متر بر ثانیه است. با توجه به شکل مشاهده می‌شود که شیو تندی در شمال هسته جت در ماه‌های بحرانی منفی کمتر از ماه‌های مثبت است و هسته آن نیز ضمن اینکه منطقه پهن‌تری را پوشانده است، روی کشور عربستان قرار دارد.

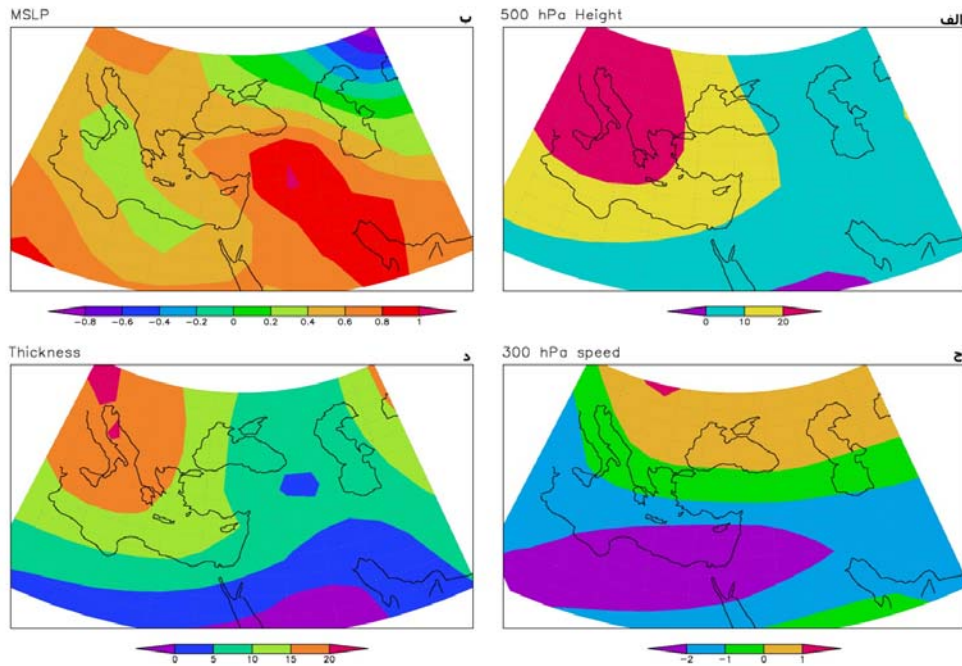
کمیت دیگری که در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی دارای اختلاف قابل ملاحظه‌ای است، تندی باد جریان جتی است. شکل ۶-الف و ب به ترتیب میانگین همادی این کمیت در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال را در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی نشان می‌دهد. چنانچه مشاهده می‌شود، در فاز مثبت هسته جت با تندی بین ۳۹ تا ۴۲ متر بر ثانیه با راستای مداری روی کشور عربستان و جنوب غرب ایران واقع شده است. در شمال هسته جت، شیو تندی جت از شرق مدیترانه تا غرب و شمال غرب ایران امتداد دارد. در



شکل ۶. الف) میانگین همادی تندی باد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی مثبت NAO و (ب) ماه‌های بحرانی منفی.

آن تصادفی است. از این‌رو میانگین همادی کمیت‌های هواشناختی یادشده در این ماه‌ها و مقایسه آنها با نتایج قبلی می‌تواند نکات جالب‌توجهی به همراه داشته باشد. تفاوت میانگین همادی برخی کمیت‌های هواشناختی بین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO با استفاده از خروجی آزمایش اقلیمی در شکل ۷ نمایش داده شده است. چنانچه در شکل ۱-الف دیده می‌شود، در آزمایش اقلیمی اختلاف ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بین ماه‌های مثبت و منفی در ناحیه خاورمیانه در مقایسه با آزمایش کنترل (شکل ۴-الف) بسیار ناچیز و در بیشتر نقاط کمتر از ۱۰ متر است. در شکل ۴-الف تفاوت معنی‌داری از لحاظ همدیدی در جنوب اروپا، شمال دریای خزر و دریای عمان دیده می‌شود؛ ولی در شکل ۷-الف، این تفاوت علاوه بر آنکه قابل‌ملاحظه نیست، دارای الگوی معنی‌داری نیز نیست که بتوان از دیدگاه همدیدی آن را توجه کرد.

۶ آثار شبیه‌سازی شده NAO در آزمایش اقلیمی در بخش قبل، میانگین همادی برخی کمیت‌های هواشناختی حاصل از خروجی آزمایش کنترل در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO مورد بررسی قرار گرفت. همان‌طور که اشاره شد، نتایج حاکی از اختلاف قابل‌ملاحظه بین توزیع کمیت‌های انتخابی در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی است و با نتایج تحقیقات قبلی که با استفاده از داده‌های تحلیل مجدد صورت گرفته است، هم‌خوانی دارد. در این بخش، میانگین همادی کمیت‌های هواشناختی بررسی شده در ماه‌های انتخابی بخش قبل با استفاده از خروجی آزمایش اقلیمی مورد بررسی قرار می‌گیرد. چنانچه پیش‌تر اشاره شد، با توجه به ثابت بودن دمای سطح دریای ورودی مدل در آزمایش اقلیمی، شاخص ماهانه NAO در ماه‌های انتخابی با شاخص مربوط به آزمایش کنترل یکسان نیست و به‌خصوص همانند آزمایش کنترل، دارای مقدار بحرانی نیست و نحوه توزیع



شکل ۷. اختلاف مقادیر ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (الف) فشار تراز دریا، (ب) تندی باد افقی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، (ج) ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال و (د) بین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی با استفاده از خروجی آزمایش اقلیمی.

ماه‌های بحرانی مثبت و منفی وجود ندارد، خروجی آزمایش اقلیمی برای تندی جت در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال و ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز اختلاف زیادی نشان نمی‌دهد. این نکته را می‌توان به ترتیب در شکل ۷-ج و ۷-د ملاحظه کرد، به طوری که این اختلاف برای تندی جت کمتر از ۲ متر بر ثانیه و برای ضخامت کمتر از ۵ متر در ناحیه خاورمیانه است. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، اختلاف دو کمیت بالا در خروجی آزمایش کنترل بسیار بیشتر از این مقادیر و الگوی همدیدی آنها حاکی از وجود یک عامل واداشت جوئی برای این اختلاف است (شکل ۵ و ۶)، درحالی‌که در نتایج خروجی آزمایش اقلیمی چنین چیزی مشاهده نمی‌شود.

۷ نتیجه‌گیری

پژوهش‌هایی که در سال‌های اخیر در داخل و خارج از

شکل ۷-ب نشان دهنده تفاوت میانگین همادی فشار تراز دریا بین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO است. با توجه به شکل، اختلاف فشار بین ماه‌های بحرانی مثبت و منفی مربوط به خروجی آزمایش اقلیمی بسیار کوچک و کمتر از ۱ هکتوپاسکال است که در مقایسه با آزمایش کنترل ناچیز است. از نظر توزیع مکانی، بیشینه این اختلاف در غرب ایران و شمال دریایچه آرال واقع شده است که ارتباطی با NAO که محل وقوع آن روی اقیانوس اطلس است، ندارد. در واقع این شکل نشان می‌دهد در مواقعی که NAO وضعیت بحرانی ندارد، توزیع بی‌هنجاری کمیت‌های ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار تراز دریا در نقاط گوناگون به صورتی است که بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی یکدیگر را خنثی می‌کنند.

همانند ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار تراز دریا که تفاوت قابل‌ملاحظه‌ای در میانگین همادی آنها بین

ناحیه خاورمیانه برای ماه‌های مثبت و منفی NAO محاسبه و تحلیل شده است.

نتایج شبیه‌سازی شاخص NAO نشان می‌دهد که مدل ECHAM5 در شبیه‌سازی شاخص ماهانه این پدیده مطابق با واقعیت ناتوان است و به‌خصوص روند صعودی این شاخص که از دهه ۱۹۷۰ شروع شده است با مدل ECHAM5 پیش‌بینی نمی‌شود. با این حال، این مدل وردایی کم‌بسامد شاخص NAO را توانسته است به‌خوبی شبیه‌سازی کند. این نتیجه نشانگر آن است که دمای سطح دریا بر وردایی بسامد زیاد شاخص NAO (میانگین ماهانه) کمتر مؤثر است و عوامل واداشت دیگری هستند که مقدار آن را کنترل می‌کنند. ولی دمای سطح دریا بر وردایی بلندمدت این شاخص (وردایی کم‌بسامد) بیشتر مؤثر است و باید به‌منزله یک عامل واداشت اصلی محسوب شود.

تحلیل میانگین همادی کمیت‌های هواشناختی در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO نشان می‌دهد که الگوهای مشاهده شده در پژوهش نصراصفهان‌ی و همکاران (۱۳۸۷) در میانگین‌های همادی مربوط به خروجی آزمایش کنترل نیز به‌دست می‌آید. وجود اختلاف اندک مشاهده شده در محل مراکز و بزرگی آنها، می‌تواند به علت تفاوت قدرت تفکیک و تفاوت ذاتی داده‌های مورد استفاده ایجاد شده باشد. در این پژوهش براساس شاخص آزمایش کنترل، ماه‌هایی در حکم ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO انتخاب شدند حال آنکه با توجه به شاخص آزمایش اقلیمی، ملاحظه می‌شود که وضعیت NAO در این ماه‌ها برای آزمایش اقلیمی دارای نظم مشخصی نیست. از این رو می‌توان گفت که ماه‌های انتخاب شده برای آزمایش اقلیمی تصادفی است و مشاهده می‌شود میانگین کمیت‌های منتخب در آزمایش اقلیمی در ماه‌های مثبت و منفی اختلاف چندانی ندارد. نتیجه مهمی که در این قسمت به‌دست می‌آید آن

کشور روی نوسان اطلس شمالی (NAO) صورت گرفته حاکی از آثار غیر قابل انکار آن بر کمیت‌های هواشناختی، به‌ویژه بارش و دما در خاورمیانه است. ولی به علت تفاوت در روش تحقیق، بین همه پژوهشگران اتفاق نظر در این مورد وجود ندارد. شاید یکی از دلایل مهم این مسئله وجود فاصله نسبتاً زیاد بین محل وقوع NAO روی اقیانوس اطلس و منطقه خاورمیانه باشد که سبب می‌شود دورپیوندی NAO در خاورمیانه ضعیف شود و در اثر برهم‌کنش با سایر عوامل واداشت جوئی، استخراج آثار خالص آن ناممکن باشد. از این رو ممکن است در برخی موارد به نتایج تحقیقات صورت گرفته با دیده شک و تردید نگریده شود. یکی از روش‌هایی که می‌تواند به رفع این شک و تردید کمک کند، استفاده از مدل‌های عددی است که در آنها می‌توان با ثابت نگه داشتن برخی شرایط حاکم بر جو و تغییر عوامل واداشت مد نظر، آثار خالص آنها را به‌دست آورد.

در این تحقیق از مدل اقلیمی-جهانی ECHAM5 جهت شبیه‌سازی NAO و آثار آن در ناحیه خاورمیانه استفاده شده است. برای نیل به هدف این پژوهش که راست‌آزمایی نتایج پژوهش نصراصفهان‌ی و همکاران (۱۳۸۷) نیز هست، دو آزمایش کنترل و اقلیمی طراحی شده است. در آزمایش کنترل، از دمای سطح دریای واقعی و در آزمایش اقلیمی، از میانگین بلندمدت دمای سطح دریا در حکم ورودی مدل استفاده شده است. هدف از اجرای آزمایش اقلیمی، تغییر مصنوعی شاخص NAO بوده است که این کار با تغییر شرایط مرزی مدل که همان دمای سطح دریا است، صورت گرفته است. برای هر دو آزمایش، با استفاده از فشار سطح دریا در شمال اقیانوس اطلس و نواحی جنب‌حاره آن شاخص NAO به روش هارل (۱۹۹۵) محاسبه و براساس شاخص آزمایش کنترل، ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO مشخص شده‌اند. سپس میانگین همادی چند کمیت هواشناختی مهم در

- Oscillation, *Earth-Science Reviews*, **63**, 145-168.
- Cullen, H. M., Kaplan, A., Arkin, P. A. and Demenocal, P. B., 2002, Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern climate and streamflow, *Climatic Change*, **55**, 315-338.
- Folland, C. K., Palmer, T. N. and Parker, D. E., 1986, Sahel rainfall and worldwide temperature. 1901-1985, *Nature*, **320**, 602-607.
- Hoerling, M. P., Hurrell, J. W. and Xu, T., 2001, Tropical origins for recent North Atlantic climate change, *Science*, **292**, 90-92.
- Holton, J. R., 2004, An introduction to dynamic meteorology, Elsevier Academic Press, 535pp.
- Hurrell, J. W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell, J. W. and Van Loon, H., 1997, Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *Climatic Change*, **36**, 301-326.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Visbeck, M. and G. Ottersen, 2003, An overview of the North Atlantic oscillation. The North Atlantic oscillation, *Climate Significance and Environmental Impact*. J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, (eds). AGU, 279pp.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Krichak, S. O. and Alpert, P., 2005, Signatures of the NAO in the atmospheric circulation during wet winter months over the Mediterranean region, *Theor. Appl. Climatol.*, **82**, 27-39.
- Lamb, P. J., 1978, Large-scale tropical Atlantic circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies, *Tellus*, **30**, 240-251.
- Lamb, P. J. and Pepler, R. A., 1987, North Atlantic Oscillation: concept and an application, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **68**, 1218-1225.
- Molinari, R. L., Mayer, D. A., Festa, J. F. and Bezdek, H. F., 1997, Multiyear variability in the near-surface temperature structure of the midlatitude western North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **102**, 3267-3278.
- Nakamura, H., 1996, Year-to-Year and interdecadal variability in the activity of interseasonal fluctuations in the Northern Hemisphere wintertime circulation, *Theor. Climatol.*, **55**, 19-32.

است که الگوی مشاهده شده در پژوهش نصراصفهبانی و همکاران (۱۳۸۷) در ماه‌های بحرانی مثبت و منفی، ناشی از وضعیت خاص NAO در آن ماه‌ها است. از طرف دیگر، چون در شبیه‌سازی صورت گرفته فقط شرایط مرزی و عوامل واداشت جوّی ناشی از حل عددی معادلات حاکم بر جوّ حضور دارند، می‌توان گفت که آثار مشاهده شده NAO در ناحیه خاورمیانه کاملاً توجیه دینامیکی دارد و یک پدیده جوّی است، به طوری که عوامل پنهان آن در ساختار دینامیکی مدل ECHAM5 وجود دارد. این مسئله را می‌توان در پژوهش‌های بعد، مورد بررسی قرار داد و علت واقعی آن را آشکار ساخت.

تشکر و قدردانی

نگارندگان این مقاله بر خود لازم می‌دانند از آقای دکتر اریک راکنر به خاطر فراهم کردن زمینه اجرای این تحقیق در مؤسسه ماکس پلانک تشکر و قدردانی کنند.

مراجع

- اکبری، ط.، و مسعودیان، س. ا.، ۱۳۸۶، شناسایی نقش الگوهای پیوند از دور نیمکره شمالی بر دمای ایران، م. پژوهشی دانشگاه اصفهان، علوم انسانی، **۲۲**، ۱۱۷-۱۳۲.
- مسعودیان، س. ا.، ۱۳۸۷، ارتباط نوسان اطلس شمالی با بارش ایران، م. تحقیقات جغرافیایی، **۹۱**، ۳-۱۸.
- یاراحمدی، د. و عزیزی، ق.، ۱۳۸۶، تحلیل چندمتغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص‌های اقلیمی، م. پژوهش‌های جغرافیایی، **۶۲**، ۱۶۱-۱۷۴.
- نصراصفهبانی، م. ع.، محب‌الحجه، ع. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۸۷، اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت‌های هواشناختی و ردسپهر درخاورمیانه و جنوب غرب آسیا، م. ژئوفیزیک ایران، **۲**، ۵۱-۶۴.
- Bojariu, R. and Gimeno, L., 2003, Predictability and numerical modeling of the North Atlantic

- Serreze, M. C., Carse, F., Barry, R. G., and Rogers, J. C., 1997, Icelandic low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO and relationship with recent changes in the Northern Hemisphere circulation, *J. Climate*, **10**, 453-464.
- Setoodeh, p., Safavi A. A. and Nazemosadat, M. J., 2004, Intelligent forecasting of rainfall and temperature of Shiraz city using neural networks, *Iranian Journal of Science and Technology*, **28**, 165-174.
- Stephenson, D. B., Wanner, H., Brönnimann, S. and Luterbacher, J., 2003, The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation. J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, (eds), AGU, 279pp.
- Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M., 2000, Annular modes in the extratropical circulation: part I: month to month variability, *J. Climate*, **13**, 1000-1016.
- Thompson, D. W. J., Wallace, J. M. and Hegerl, G. C., 2000, Annular modes in the extratropical circulation: part II: trends, *J. Climate*, **13**, 1018-1036.
- Ulbrich, U., Christoph, M., Pinto, J. G. and Corte-Real, J., 1999, Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity, *Int. J. Climatol.*, **19**, 379-390.
- Pagano, T. C., Mahani, S., Sorooshian, S. and Nazemosadat, M. J., 2003, Review of Middle Eastern hydroclimatology and seasonal teleconnections, *Iranian Journal of Science and Technology*, **27**, 95-109.
- Raible, C. C., Luksch, U., Fraedrich, K. and Voss, R., 2001, North Atlantic decadal regimes in a coupled GCM simulation, *Climate Dynamic*, **18**, 321-330.
- Reverdin, G., Cayan, D. R. and Kushnir, Y., 1997, Decadal variability of hydrography in the upper northern North Atlantic, 1948-1990, *J. Geophys. Res.*, **102**, 8505-8533.
- Rodwell, M. J., Rowell, D. P. and Folland, C. K., 1999, Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic oscillation and European climate, *Nature*, **398**, 320-323.
- Rogers, J. C., 1990, Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies, *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.
- Schneider, E. K., Bengtsson, L. and Hu, Z.-Z., 2003, Forcing of Northern Hemisphere Climate Trends, *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1504-1521.