

اثر نوسان اطلس شمالی بر الگوی غالب وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی در منطقه مدیترانه با استفاده از تابع‌های متعامد تجربی

امیر ریوندی^۱، محمد علی نصر اصفهانی^{۲*} و محمد حسین معماریان^۱

^۱دانشکده فیزیک، دانشگاه یزد، ایران
^۲گروه مهندسی آب، دانشگاه شهرکرد، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۲/۷، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۲/۱۱)

چکیده

نوسان اطلس شمالی (NAO) به‌منزله یکی از مهم‌ترین عوامل وردایی سالانه گردش کلی جو در نیمکره شمالی شناخته می‌شود. در این تحقیق با استفاده از تابع‌های متعامد تجربی (EOF) به بررسی وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در دوره ۱۹۴۸-۲۰۰۵ برای فصل زمستان در منطقه دریای مدیترانه و جنوب غرب آسیا با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR پرداخته شده است. نتایج نشان داد که ۳۲/۸ و ۱۶/۲ درصد از کل واریانس ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب ناشی از مدهای شماره یک و دو است و اولین مُد استخراجی برای منطقه الگوی نوسان شمالگان (AO) را نشان می‌دهد. دو مُد اول وردایی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب دارای ۲۴ و ۲۱/۴ درصد واریانس هستند که اولین مُد الگوی نوسان شرق اطلس- غرب روسیه را نشان می‌دهد. در ادامه ماه‌های با مقادیر بحرانی نمایه مثبت و منفی نوسان اطلس شمالی مشخص شد و تابع‌های متعامد تجربی برای این ماه‌ها به‌طور جداگانه محاسبه و استخراج شده است. ماه‌های بحرانی فاز منفی NAO شامل ۳۳ ماه و مدهای استخراج شده برای این ماه‌ها برای ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب شامل ۳۵ و ۲۰ درصد از کل واریانس است. برای این فاز مدهای اول و دوم وردایی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مدیترانه به ترتیب دارای ۳۱/۵ و ۱۷ درصد واریانس هستند. ماه‌های بحرانی فاز مثبت NAO نیز شامل ۲۹ ماه و مدهای استخراجی برای ارتفاع تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب دارای ۳۱/۴، ۲۳/۵ و ۱۷/۲۹ درصد از کل واریانس است.

واژه‌های کلیدی: مدیترانه، نوسان اطلس شمالی، تابع‌های متعامد تجربی، نوسان شمالگان، نوسان شرق اطلس-غرب روسیه

Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on the dominant patterns of geopotential height variability in the Mediterranean region by using empirical orthogonal functions

Amir Rivandi¹, Mohammad-Ali Nasr-Esfahany^{2*} and Mohammad-Hosein Memarian¹

¹Faculty of Physics, Yazd University, Iran

²Department of Irrigation Engineering, Shahrekord University, Iran

(Received: 26 February 2012, accepted: 1 May 2013)

Summary

Similar to the Southern Oscillation which is the most evident teleconnection pattern in the Southern Hemisphere, the North Atlantic Oscillation (NAO) is the most significant teleconnection pattern in the Northern Hemisphere. The NAO is known as one of the most important factors effective on the seasonal and annual variability of the atmospheric general circulation in the Northern Hemisphere. The NAO is a meridional large-scale oscillation in the sea level pressure of the subtropical Atlantic high pressure (Azores high pressure) and subarctic Icelandic low.

In this study, Empirical Orthogonal Functions (EOFs) technique is used to investigate variability of the geopotential heights at 1000-hPa and 500-hPa levels. The data used covers the winter months (December to February) between 1948 and 2005 in the Mediterranean region and the south-west of Asia obtained from the NCEP/NCAR Reanalysis data set. EOF is a statistical method to calculate the variability of meteorological quantities. Meteorology and climatology scientists are faced with large amount of data (time series) which are obtained from meteorological stations or a regular network. Recently, EOF techniques have been used to reduce all known and unknown factors effective on the atmospheric variability to several new factors. These new factors (patterns of variation) are independent statistically and explain the major part of the total variance in the primary data. The advantage of this method is to describe the spatial and temporal variability of the meteorological quantity using just a few modes. Usually, most of the variance of a time series is distributed in the first few EOFs which can tell us about the underlying dynamical mechanisms working in the atmosphere. This method is described as an experimental method because the EOF patterns are computed using the covariance analysis of a specific data set.

Results show that 32.8 and 16.2 percent of the total variance of geopotential height at 1000-hPa level are due to the first and second EOF modes, respectively. Therefore, the first mode indicates an Arctic Oscillation (AO) pattern. The AO is a simultaneous anomaly in the Sea Level Pressure (SLP) between polar and mid-latitude regions in the Northern Hemisphere. This anomaly has been indicated as positive and negative phases. The first two modes of the geopotential height variability at 500-hPa level explain 24 and 21.4 percent of the total variance, respectively. At this level, the first mode indicates the East-Atlantic/West-Russia Oscillation.

In the next stage, all winter months are classified to critical positive and negative months based on their NAO indices, and EOF modes are separately extracted for the two groups. The critical negative months included 33 months. Their first two extracted modes for the 1000-hPa geopotential height explain 35 and 20 percent of the total variance, respectively in the whole Northern Hemisphere. The first two modes for the Mediterranean region show 31.5 and 17 percent of the total variance, respectively. The critical positive group included 29 months and the first two extracted modes for the 1000- and 500-hPa geopotential height show 31.4, 23.5 and 29, 17 percent of the total variance, respectively. It is also found that modes of the critical positive phase of the NAO correspond to the EOF modes of all the data used. However, they show more variability. In the critical positive phase of the NAO, the geopotential height variability at the 500-hPa level is noticeably greater than the critical negative phase in the Eastern Mediterranean and in Iran.

Keywords: Mediterranean, North Atlantic oscillation, empirical orthogonal functions, Arctic oscillation, East-Atlantic/West-Russia oscillation

۱ مقدمه

یکی از الگوهای دورپیوند نیمکره شمالی، نوسان اطلس شمالی (NAO) است که در واقع یک نوسان بزرگ مقیاس نصف‌النهاری بین سامانه کم‌فشار جنب‌قطبی در نزدیکی ایسلند و واچرخند جنب‌حاره‌ای نزدیک آزرورز است. این نوسان مهم‌ترین دلیل تغییرات فصلی و سالانه در چرخه‌جهانی جو در نیمکره شمالی است (هارل، ۱۹۹۵). تغییرات نوسانی شدت کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزرورز نسبت به حالت بهنجار به صورت فازهای مثبت و منفی نشان داده می‌شود که به آن نمایه نوسان اطلس شمالی گویند. این نمایه طی دوره‌های زمانی ماهانه و سالانه نیز می‌تواند مثبت یا منفی باشد که از طریق ساز و کارهای گوناگون بر آب‌وهوای مناطق گوناگون اثر می‌گذارد. نوسان اطلس شمالی در واقع نماینده تغییرات بادهای غربی روی اطلس شمالی در فاصله مدار ۴۰ تا ۶۰ درجه است (گریت بتج، ۲۰۰۰).

ساختار اقلیمی NAO در طی ماه‌های سال تغییر چندانی پیدا نمی‌کند و از یک ساختار دو هسته‌ای شمالی - جنوبی برخوردار است. یکی از این هسته‌ها روی گرینلند و دیگری با علامت مخالف روی عرض‌های میانه اقیانوس اطلس شمالی بین مدار ۳۵ تا ۴۰ درجه شمالی قرار می‌گیرد. فاز مثبت NAO معرف بی‌هنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیلی و فشار تراز دریا در عرض‌های شمالی اقیانوس اطلس شمالی و بی‌هنجاری مثبت این دو کمیت در میانه اطلس شمالی، شرق ایالات متحد و غرب اروپا است. در فاز منفی عکس این وضعیت رخ می‌دهد. هر دو فاز مثبت و منفی NAO با تغییرات شدت و موقعیت جریان جتی اطلس شمالی و مسیرهای بارشی در سراسر اقیانوس اطلس همراه است. این پدیده در مقیاس کلان الگوهای متوسط انتقال مداری و نصف‌النهاری گرما و رطوبت را تعدیل می‌کند که از این طریق تغییراتی را در الگوی دما، بارش و جت بادهای غربی از شرق امریکای

شمالی گرفته تا داخل قاره اوراسیا پدید می‌آورد. این اثرات به‌ویژه در فصل زمستان بسیار چشمگیر است؛ زیرا که اثرات کنترل‌کنندگی قوی روی شرایط آب‌وهوایی مناطق برون حاره نیمکره شمالی در این فصل دارد (والکر و بلیس، ۱۹۳۲؛ ون لون و راجرز، ۱۹۷۸؛ راجرز و ون لون، ۱۹۷۹؛ هارل، ۱۹۹۶؛ اسویتلانا، ۲۰۰۴ و تیجل، ۲۰۰۳).

پژوهشگران متعددی ارتباط NAO و اقلیم جنوب غرب آسیا را مورد بررسی قرار داده‌اند که این بررسی‌ها بیشتر به بارش و یا روان‌آب در مناطقی محدود مربوط است (کاتیل و کای، ۱۹۹۲؛ کالن، ۲۰۰۲؛ پاگانو و همکاران، ۲۰۰۳؛ حضرتی، ۱۳۸۲؛ عساکره، ۱۳۸۲؛ مرادی، ۱۳۸۳؛ خسروی، ۱۳۸۳؛ برومند، ۱۳۸۶؛ خوش اخلاق، ۱۳۸۷؛ نصر اصفهانی، ۱۳۸۸).

دریای مدیترانه جزء مهم‌ترین مناطق تأثیرگذار بر اقلیم جنوب غرب آسیا و ایران است؛ از این رو شناخت عوامل موثر بر کمیت‌های هواشناختی در این منطقه (از جمله نوسان اطلس شمالی) و به‌دست آوردن الگوهای غالب وردایی فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیلی آن می‌تواند در پیش‌بینی حرکت سامانه‌های جوی و وردایی دیگر کمیت‌های هواشناختی کمک کند. در این پژوهش با استفاده از تابع‌های متعامد تجربی (EOFs) که یک روش آماری برای استخراج مدهای غالب وردایی کمیت‌های هواشناختی است، به بررسی وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه دریای مدیترانه و جنوب غرب آسیا پرداخته شده است.

۲ محاسبه تابع‌های متعامد تجربی

کاربرد تابع‌های متعامد تجربی (EOFs) در علوم جوی را ابتدا اوبوخوف (۱۹۴۷ و ۱۹۶۰)؛ فوکوکا (۱۹۵۱)؛ لورنتز (۱۹۵۶) و کوتزباخ (۱۹۶۷) آغاز کردند. از آن زمان به بعد EOF ابزاری برای تحلیل شد و استفاده از آن در پژوهش‌های اقلیمی گسترش یافت. امروزه روش‌های EOF

داده کم می‌شود و میدان بی‌هنجاری به دست می‌آید (جمله دوم در رابطه (۲) نشان‌دهنده ماتریس میانگین کمیت مورد بررسی است). در مرحله بعد باید ماتریس کوواریانس برطبق رابطه (۳) محاسبه شود که با ضرب ماتریس بی‌هنجاری در ماتریس ترانهاده خودش و با تقسیم بر $n-1$ به دست می‌آید:

$$[S] = \frac{1}{n-1} [X']^T [X'] \quad (3)$$

در رابطه بالا $[S]$ ماتریس کوواریانس کمیت هواشناختی مورد بررسی است.

EOFs با حل مسئله، ویژه‌مقداری زیر به دست خواهند آمد:

$$[S][U] = \lambda [U] \quad (4)$$

در واقع k امین EOF، k امین ویژه بردار ماتریس U مطابق با k امین ویژه مقدار (λ) است. برای بررسی جزئیات بیشتر می‌توان به منابع، جولیفه (۲۰۰۲)؛ وونستروچ (۱۹۹۵)؛ وونستروچ و زویرس (۱۹۹۹) و ویلکس (۲۰۰۶) رجوع کرد.

۳ داده‌ها و روش کار

به دلیل تأثیر بیشتر پدیده NAO در فصل زمستان، در این تحقیق از میانگین ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های زمستان (شامل ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه) در دوره زمانی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۵ برای محاسبه EOF ها استفاده شده است. این داده‌ها از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی / مرکز ملی پژوهش‌های جوئی (NCEP/NCAR) با تفکیک فضایی $2/5^\circ \times 2/5^\circ$ درجه در راستاهای طول و عرض جغرافیایی برای منطقه‌ای به‌مختصات صفر تا 120° درجه شرقی و 10° تا 80° درجه شمالی به دست آمده است (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶).

به‌منظور اختصار از میان مدهای به دست آمده فقط به بررسی دو مُد اول وردایی که بیانگر بیشترین واریانس

به‌طور رایج در بیشتر مراکز هواشناسی (مرکز بین‌المللی پیش‌بینی محیطی NCEP و مرکز تحقیقاتی تغییر اقلیم CGCR) مورد استفاده قرار می‌گیرد. تحقیقات گذشته درباره چرخه وردایی کمیت‌های هواشناختی با استفاده از EOF و به‌خصوص تحلیل نیمکره‌ای فشار تراز دریا شامل مقاله‌های کیدسون (۱۹۷۵)، ترنبرس (۱۹۷۵)، راجرز و ون لون (۱۹۷۹) است. کیدسون (۱۹۷۵) تحلیل تمام‌کره‌ای میدان فشار سطح دریا را با استفاده از EOF انجام داد. تامسون و والاس (۱۹۹۸) EOFs را برای ارتفاع تراز فشار ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی محاسبه کردند و برای اولین مُد، الگوی نوسان شمالی (AO) را برای نیمکره شمالی به دست آوردند.

برای محاسبه تابع‌های متعامد تجربی، میدان کمیت موردنظر (از قبیل دما و فشار و...) با ماتریس داده زیر نمایش داده می‌شود:

$$[X] = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{np} \end{bmatrix} \quad (1)$$

که X یک ماتریس $n \times p$ است و در آن هر سطر معرف میدان کمیت مورد بررسی مانند میدان دما برای یک زمان معین و هر ستون یک سری زمانی برای یک مکان معین است. بدین ترتیب n تعداد نقاط شبکه و p تعداد اعضای سری‌های زمانی را نشان می‌دهد.

ماتریس بی‌هنجاری ($[X']$) به کمک رابطه زیر به دست می‌آید (ویلکس، ۲۰۰۶)

$$[X'] = [X] - \frac{1}{n} [I][X] \quad (2)$$

که $[I]$ ماتریس یکانی $n \times n$ است و n تعداد داده‌ها در دوره زمانی مورد بررسی است. محاسبه تابع‌های متعامد تجربی برای هر کمیت هواشناختی به کمک ماتریس بی‌هنجاری آن کمیت صورت می‌گیرد (رابطه (۲)). بدین‌منظور پس از تهیه ماتریس داده، مقدار میانگین از

۴ تحلیل نتایج

در این بخش نتایج حاصل از تحلیل مدهای اول و دوم EOF برای حالت‌های متفاوتی که محاسبه شده است، به طور جداگانه داده می‌شود. در ادامه لازم به ذکر است که مدهای وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی برای ماه‌های مورد بررسی محاسبه شد. مشاهده شد که نتایج با تحقیق بارنستون (۱۹۸۷) که همین کمیت‌ها را برای ماه‌های زمستان نیمکره شمالی محاسبه کرده بود، مطابقت دارد، لذا از این مقایسه برای ارزیابی گندهای نوشته شده برای محاسبه تابع‌های متعامد تجربی نیز استفاده شد. مشاهده شد که اولین مُد وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای نیمکره شمالی نشان‌دهنده نوسان اطلس شمالی (NAO) است. اولین مُد برای ارتفاع ژئوپتانسیلی ۱۰۰۰ هکتوپاسکال دارای ۲۱٪ کل واریانس این کمیت است. دومین مُد وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (EOF۲) نشان‌دهنده رد توفان اطلس است. این مُد بیانگر ۱۳٪ واریانس کل است. الگوی به‌دست آمده برای ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مشابه با ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است. اولین مُد (EOF۱) مشاهده شده برای ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی شامل ۱۷/۸٪ کل واریانس است. الگوی به‌دست آمده برای مُد پیشرو، چنانچه برای ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز گفته شد، نشان‌دهنده نوسان اطلس شمالی است. دومین مُد وردایی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیانگر رد توفان اطلس در نیمکره شمالی است. این مُد ۱۲/۶ درصد از واریانس کل را توضیح می‌دهد. برای بررسی بیشتر می‌توان به مرجع بارنستون (۱۹۸۷) مراجعه کرد.

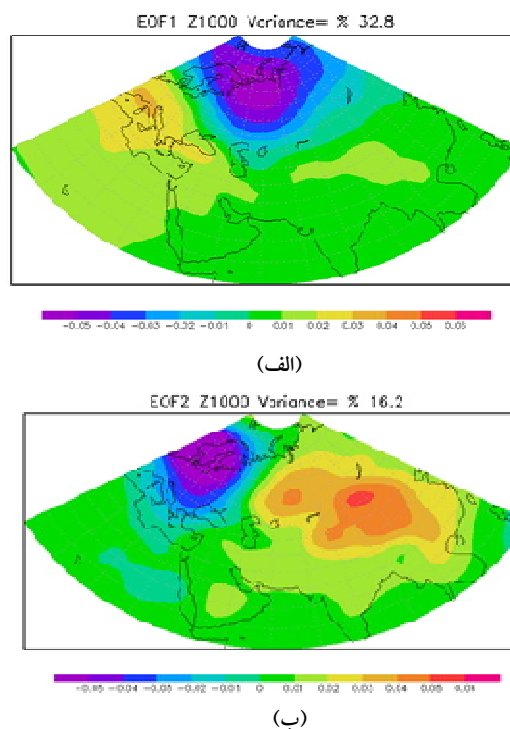
هستند، پرداخته شده است. چنانچه اشاره شد مدهای وردایی، ویژه بردارهای ماتریس کوواریانس هستند و این ماتریس از ماتریس بی‌هنجاری داده‌های منطقه مورد بررسی به‌دست می‌آید. بنابراین الگوهای EOF به‌دست آمده به ناحیه‌ای بستگی دارند که ماتریس کواریانس برای آن تهیه شده است و با تغییر محدوده منطقه، الگوهای متفاوتی به‌دست می‌آید.

مرحله بعد که از ویژگی‌های بارز این پژوهش نسبت به دیگر تحقیقات مشابه است، شامل استخراج الگوهای وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی برای ماه‌های با مقادیر بحرانی نمایه نوسان اطلس شمالی است. در این قسمت ماتریس داده‌های مورد استفاده دیگر شامل همه ماه‌های زمستان نیست و فقط به ماه‌های با مقادیر بحرانی مثبت و منفی NAO محدود می‌شود. برای مشخص کردن ماه‌های با مقدار بحرانی، همه ماه‌ها براساس شاخص ماهانه نوسان اطلس شمالی به سه دسته جداگانه تقسیم شد. مبنای این تقسیم‌بندی آن است که اگر شاخص ماهانه NAO بزرگ‌تر از میانگین بلندمدت به‌علاوه یک انحراف معیار شاخص باشد در حکم ماه بحرانی مثبت و در صورتی که کوچک‌تر از میانگین بلندمدت منهای یک انحراف معیار شاخص باشد در حکم ماه بحرانی منفی در نظر گرفته شده است. سایر ماه‌ها که مقدار شاخص آنها بین دو مقدار بالا قرار می‌گیرد، به‌مثابه ماه‌های خنثی در نظر گرفته می‌شود. با این روش ۲۹ ماه بحرانی مثبت و ۳۳ ماه بحرانی منفی و در مجموع ۶۲ ماه بحرانی شناسایی شده است (نصر اصفهانی، ۱۳۸۸). به این ترتیب مدهای وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای فازهای بحرانی مثبت و منفی NAO نیز به‌دست می‌آید که با نتایج مربوط به همه ماه‌های زمستان مقایسه شده است. با این روش می‌توان اثر فازهای متفاوت NAO را بر کمیت‌های هواشناختی در مناطق جریان‌سوی آن تشخیص داد.

هکتوپاسکال در مغولستان و شمال چین و شمال دریای خزر رخ می‌دهد و برعکس. این الگو نشان‌دهنده الگوی اسکاندیناوی (SCAND) در منطقه است. بارنستون (۱۹۸۷) دو الگوی مهم بردایی کم‌بسامد موثر بر اقلیم منطقه اوراسیا را با نام‌های الگوی روسیه-۱ (SCAND) و روسیه-۲ (East Atlantic/Western Russia) معرفی کرد. الگوی روسیه-۱ که بعد به الگوی اسکاندیناوی معروف شد، دارای دو مرکز بی‌هنجاری اصلی در ۶۰-۷۰ درجه شمالی و ۲۵-۵۰ درجه شرقی و یک مرکز با بی‌هنجاری مخالف در غرب مغولستان (۳۰-۴۵ درجه شمالی و ۸۰-۱۰۰ درجه شرقی) است. در واقع مرکز شرقی این الگو ناشی از حضور مرکز پُرفشار سیبری در این ناحیه است. دومین مُد EOF در منطقه مورد بررسی (الگوی اسکاندیناوی) ۱۶/۲ درصد از کل واریانس ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را توضیح می‌دهد.

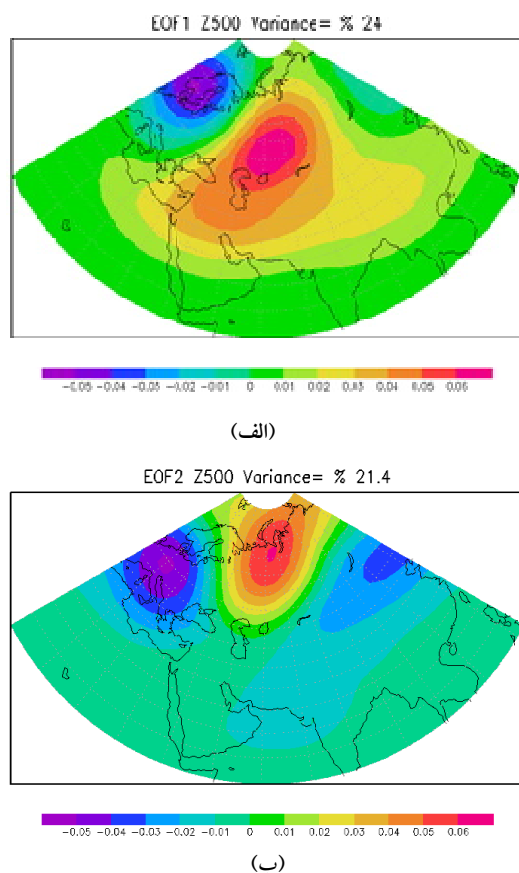
اولین مُد بردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا (شکل ۲-الف) نشان می‌دهد که بردایی در ناحیه شمال اروپا و اسکاندیناوی با منطقه آسیای میانه و شمال دریای خزر در خلاف یکدیگر هستند. این بدان معنی است که تغییرات مثبت ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه شمال دریای خزر با تغییرات منفی این کمیت در اسکاندیناوی همراه است و برعکس. این مُد نشان‌دهنده یک الگوی مداری بردایی ارتفاع است. این الگوی موجی مداری نمایش‌دهنده الگوی شرق اطلس- غرب روسیه است که یکی از سه الگوی برجسته‌ای است که اوراسیا را تحت تأثیر قرار می‌دهد (بارنستون، ۱۹۸۷). این الگو از چهار مرکز بی‌هنجاری اصلی تشکیل شده است که دو مرکز با بی‌هنجاری هم‌علامت در سراسر اروپا و شمال چین واقع شده و دو مرکز با بی‌هنجاری مخالف آن روی مرکز اطلس شمالی و شمال دریای خزر واقع است (بارنستون، ۱۹۸۷). اولین مُد EOF به‌دست آمده برای

۱-۴ الگوهای EOF برای همه ماه‌های زمستان اولین مُد بردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای منطقه مدیترانه و جنوب غرب آسیا نشان‌دهنده مقادیر مثبت ارتفاع در جنوب اروپا و شرق مدیترانه و مقادیر منفی در مناطق جنوب‌قطبی و شرق اسکاندیناوی است (شکل ۱-الف). این الگو نشان‌دهنده باقی‌مانده الگوی نوسان شمالگان برای ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مورد بررسی است. اولین مُد EOF برای ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی شامل ۳۲/۸ درصد از واریانس کل است. شکل ۱-ب نشان‌دهنده دومین مُد غالب بردایی ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است. این مُد نشان می‌دهد که بردایی این کمیت در ناحیه اسکاندیناوی با منطقه مغولستان و شمال چین و شمال



شکل ۱. (الف) اولین و (ب) دومین مُد EOF برای ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال.

دریای خزر در خلاف هم هستند. این بدان معنا است که بردایی کم‌بسامد منفی ارتفاع در اسکاندیناوی هم‌زمان با بردایی کم‌بسامد مثبت ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰



شکل ۲. مشابه با شکل ۱ ولی برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال.

۳-۴ الگوهای EOF برای فاز منفی NAO

از ماتریس کوواریانس مربوط به داده‌های ۳۳ ماه با مقدار بحرانی منفی نمایه NAO برای منطقه‌ای به مختصات ۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۸۰ درجه شمالی، مدهای EOF استخراج شد. اولین مُد وردایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی برای ماه‌های با مقدار بحرانی منفی NAO ۲۳/۵ درصد از کل واریانس کل را توضیح می‌دهد و این مقدار برای مُد دوم ۱۶٪ است. اولین مُد وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای فاز منفی NAO دارای ۲۵/۷ درصد از واریانس کل است. این مقدار برای مُد دوم ۱۴ درصد است.

دو مُد اول وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در این قسمت آورده شده است. این

کمیت ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال شامل ۲۴ درصد از کل واریانس در منطقه مورد بررسی است.

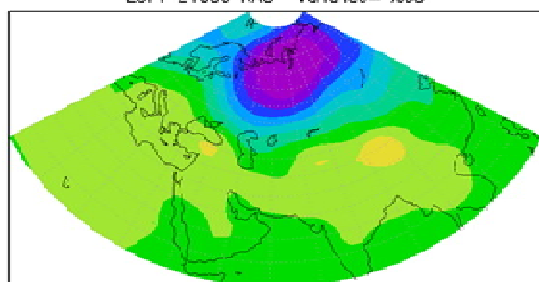
شکل ۲-ب نشان‌دهنده دومین الگوی وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای منطقه مدیترانه است. این مُد نشان می‌دهد که وردایی در قاره اروپا و شمال چین با وردایی در شمال روسیه در خلاف یکدیگر هستند. این بدان معنا است که تغییرات مثبت در شمال روسیه با تغییرات منفی ارتفاع در ناحیه اروپا و شمال چین همراه است و برعکس. با توجه به داده‌های استفاده شده که میانگین ماهانه است و نشان‌دهنده پدیده‌های کم‌بسامد است، می‌توان گفت که الگوی به دست آمده در این مُد بیانگر یک بندال است که پشته آن در غرب اروپا و ناوه شرقی آن روی روسیه است. این الگو بارها در فصل زمستان اتفاق می‌افتد. دومین مُد EOF نمایش‌دهنده ۲۱/۴ درصد واریانس است.

۲-۴ الگوهای EOF برای فازهای مثبت و منفی NAO

در بخش قبل الگوهای غالب وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال منطقه مدیترانه برای همه ماه‌های زمستان‌های (دسامبر تا فوریه) ۱۹۴۸-۲۰۰۵ نشان داده شد. نوسان اطلس شمالی دارای دو فاز مثبت و منفی است. برای بررسی دقیق‌تر و کامل‌تر اثر متفاوت دو فاز نوسان اطلس شمالی بر کمیت‌های مورد بررسی، ماه‌های بحرانی مثبت و منفی NAO مشخص و تابع‌های متعامد تجربی به‌طور جداگانه برای این ماه‌ها محاسبه شد. استخراج این تابع‌ها در فازهای متفاوت NAO می‌تواند به چگونگی تأثیر NAO بر منطقه چرخندزای مدیترانه کمک کند.

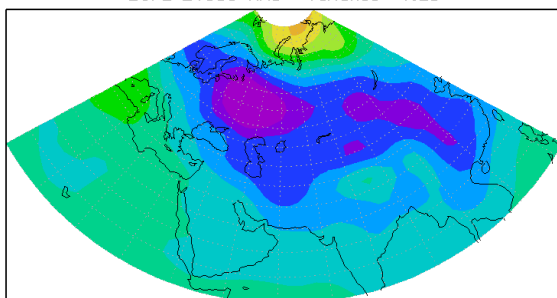
مُد اول وردایی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی منفی NAO (شکل ۴-الف) نشان‌دهنده یک مرکز با مقادیر منفی ارتفاع روی مناطق جنوب‌قطبی و شمال روسیه همراه با یک مرکز با مقادیر مثبت ارتفاع روی اروپا و دریای مدیترانه است. مرکز مثبت دیگری نیز که مرکز آن روی ژاپن و شرق آسیا قرار گرفته است، تا مناطق شمال چین، آسیای میانه و مرکز ایران نیز گسترش یافته است. این الگو مشابه شکل ۲-ب با ۱۸۰ درجه تغییر فاز در علامت مراکز وردایی آن است. اولین مُد وردایی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های بحرانی منفی NAO دارای ۳۱/۵ درصد واریانس است. شکل ۴-ب نشان‌دهنده مُد دوم وردایی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی منفی است. در این شکل یک الگوی موجی مداری در عرض‌های میانی با سه مرکز وردایی دیده

EOF1 Z1000 NAO- Variance= %35



(الف)

EOF2 Z1000 NAO- Variance= %20



(ب)

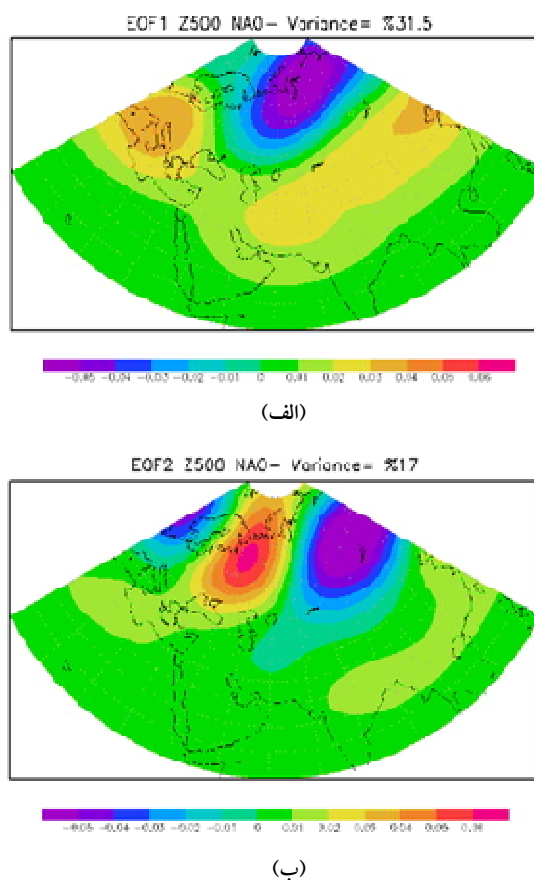
شکل ۳. (الف) مُد اول و (ب) دوم وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های بحرانی منفی NAO.

مدها نشان‌دهنده وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای منطقه مدیترانه و ایران برای ماه‌های بحرانی منفی نوسان اطلس شمالی است. اولین مُد وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳-الف) نشان‌دهنده یک مرکز با مقادیر منفی ارتفاع در شرق روسیه همراه با دو مرکز ضعیف با مقادیر مثبت در شمال چین و دریای سیاه است. به عبارت دیگر این شکل وابستگی وردایی مراکز به دست آمده را به یکدیگر نشان می‌دهد. مُد پیش‌رو وردایی ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در فاز بحرانی منفی مشابه با مُد اول وردایی همین کمیت برای دوره میانگین بلندمدت است (شکل ۱-الف). مقایسه این دو شکل نشان می‌دهد که مراکز وردایی مثبت و منفی در ماه‌های بحرانی منفی به سمت شرق منتقل شده و شدت آنها کاهش یافته است. مُد اول وردایی ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال دارای ۳۵ درصد واریانس است. شکل ۳-ب دومین الگوی وردایی ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های بحرانی منفی NAO را نشان می‌دهد که شامل یک الگوی دوقطبی نصف‌النهاری با یک مرکز مثبت روی کلاهمک قطبی و یک مرکز منفی در شرق اروپا و شمال دریای خزر تا شرق آسیا است. این الگو تا حدی شبیه به دومین مُد وردایی ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای دوره طولانی ۱۹۴۸-۲۰۰۵ با ۱۸۰ درجه اختلاف فاز است (شکل ۱-ب). نکته قابل توجه وجود مرکز وردایی در شرق اروپا به سمت شرق است که بیشتر مناطق آسیای مرکزی را پوشانده است. این ناحیه بسیار وسیع چنانچه قبلاً گفته شد ناشی از وردایی کم‌بسامد پُرفشار سبیری است که در فازهای منفی اجازه نفوذ به سمت غرب پیدا می‌کند. دومین الگوی وردایی برای ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های با فاز منفی NAO دارای ۲۰ درصد واریانس است.

EOF استخراج گردید. دو مُد اول وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در این قسمت آورده شده است.

اولین مُد وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی برای نیمکره شمالی در ماه‌های بحرانی مثبت NAO دارای ۲۳ درصد از واریانس کل است این مقدار برای مُد دوم ۱۷ درصد است. اولین مُد وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی مثبت NAO دارای ۲۸/۸ درصد واریانس و برای مُد دوم ۱۹/۵ است.

مد اول وردایی ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های بحرانی مثبت NAO نشان‌دهنده یک الگوی دوقطبی بین اروپا و مناطق شمالی روسیه است (شکل ۵-الف). ناحیه‌ای با مقادیر منفی روی مناطق شمالی روسیه همراه با یک مرکز مثبت روی اروپا و دریای مدیترانه مهم‌ترین مراکز وردایی در شکل ۵-الف هستند. این شکل که مُد غالب وردایی را در ماه‌های بحرانی مثبت NAO نشان می‌دهد، شبیه به میانگین بلندمدت آن (شکل ۱-الف) است. مُد اول وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی مثبت NAO برای منطقه مدیترانه دارای ۳۱/۴ درصد واریانس است. دومین مُد وردایی ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵-ب) نشان‌دهنده یک الگوی دوقطبی وردایی به شکل مداری است به طوری که یک مرکز با وردایی مثبت روی اروپا و مرکز دیگری با وردایی منفی روی شمال چین و مغولستان قرار دارند. اگر این مُد را با مُد دوم وردایی برای میانگین بلندمدت مقایسه کنیم، مشاهده می‌شود که این دو الگو بسیار شبیه به هم هستند ولی ۱۸۰ درجه اختلاف فاز در مراکز دارند. تفاوت دیگری که این دو الگو با هم دارند وجود یک مرکز با وردایی مثبت زیاد روی شمال دریاچه آرال در الگوی بلندمدت است که سبب شده مرکز با وردایی مثبت دارای دو هسته مجزا باشد. این مرکز در



شکل ۴. مشابه با شکل ۳ ولی برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال.

می‌شود که عبارت‌اند از: یک مرکز وردایی مثبت ارتفاع روی شرق اروپا و اسکاندیناوی که تا دریای سیاه گسترش یافته است، و دو مرکز وردایی منفی ارتفاع، یکی روی روسیه و دیگری در شمال غرب اروپا و انگلستان. مُد دوم وردایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های با نمایه بحرانی مثبت NAO دارای ۱۷ درصد واریانس است.

۴-۴ الگوهای EOF برای فاز مثبت NAO

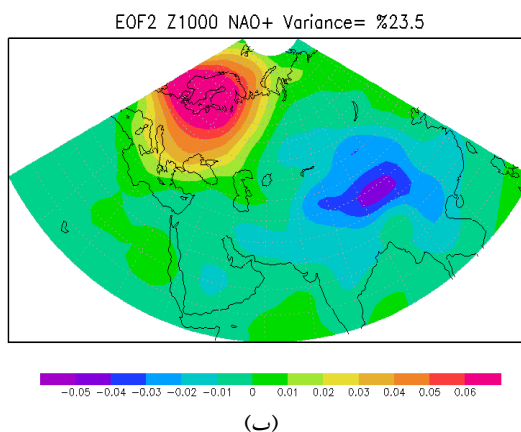
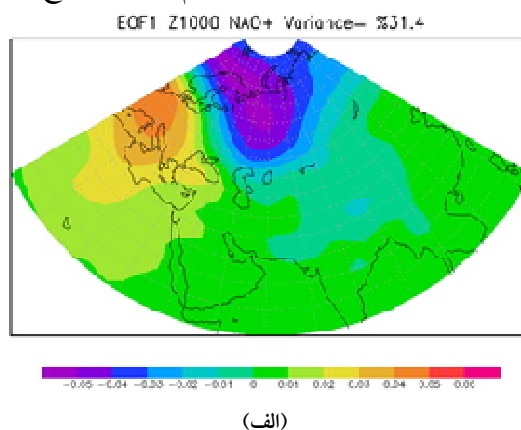
از ماتریس کوواریانس مربوط به میانگین ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۲۹ ماه با نمایه بحرانی مثبت NAO برای منطقه‌ای به مختصات ۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۸۰ درجه شمالی، مدهای

الگوی شرق اقیانوس اطلس- غرب روسیه است. مُد اول ورودایی در ناحیه مدیترانه در فازهای بحرانی مثبت نوسان اطلس شمالی ۲۹ درصد از واریانس کل ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را توضیح می‌دهد. شکل ۶-ب، مُد دوم ورودایی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را برای منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد. در این شکل یک الگوی موجی دیده می‌شود به طوری که یک مرکز با ورودایی منفی در غرب روسیه و مناطق جنب‌قطبی آن به همراه دو مرکز با ورودایی مثبت ارتفاع در اروپا و شرق روسیه و شمال چین قرار گرفته است. همچنین یک مرکز با ورودایی مثبت ضعیف‌تر نیز در شرق ایران و افغانستان وجود دارد. دومین مُد (EOF2) ورودایی برای ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فازهای مثبت شامل ۱۷ درصد از واریانس کل است.

۵ نتیجه‌گیری

در این تحقیق به بررسی تأثیر نوسان اطلس شمالی بر ورودایی ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال پرداخته شده است. برای این کار از داده‌های باز تحلیل NCEP/NCAR در ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه از ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۵ در محدوده نیمکره شمالی و منطقه‌ای به مختصات صفر تا ۱۲۰ درجه شرقی و ۱۰ تا ۸۰ درجه شمالی استفاده شده است. ۶۲ ماه از ماه‌های دوره مورد مطالعه بر اساس شاخص این نوسان (هارل، ۱۹۹۶) به دو دسته ماه‌های بحرانی مثبت (۲۹ ماه) و ماه‌های بحرانی منفی (۳۳ ماه) تقسیم شده‌اند. برای بررسی تأثیر NAO بر کمیت‌های مورد استفاده از روش تابع‌های متعامد تجربی استفاده شده است. ابتدا مدهای ورودایی برای نیمکره شمالی (نتایج در این جا ارائه نشده است) و منطقه مدیترانه برای تمام ماه‌های دوره مورد مطالعه محاسبه و در ادامه به استخراج این الگوها برای ۲۹ ماه بحرانی مثبت و ۳۳ ماه بحرانی منفی پرداخته شد.

الگوی مربوط به ماه‌های بحرانی مثبت دیده نمی‌شود. در واقع اگر مرکز مثبت را ورودایی کم‌بسامد ناشی از پُرفشار سیبری بدانیم، نتیجه‌ای که گرفته می‌شود این است که فاز مثبت NAO سبب عقب‌نشینی پُرفشار سیبری از غرب روسیه و شرق اروپا شده است. مُد دوم ورودایی ارتفاع



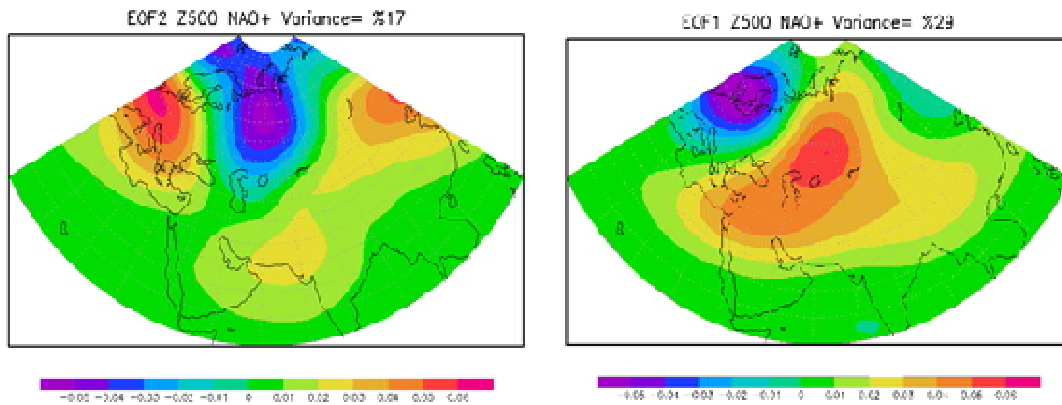
شکل ۵. (الف) مُد اول و (ب) دوم ورودایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های بحرانی مثبت NAO.

ژئوپتانسیلی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی مثبت NAO دارای ۲۳/۵ درصد واریانس است.

اولین مُد ورودایی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای منطقه مدیترانه (شکل ۶-الف) نشان‌دهنده یک الگوی دوقطبی مداری با یک مرکز بی‌هنجاری منفی روی اروپا به مرکزیت اسکاندیناوی و یک مرکز با بی‌هنجاری مثبت روی شمال دریای خزر است. این الگو شبیه به شکل ۲-الف است و نشان‌دهنده

بررسی بود که آن را می‌توان نتیجه‌ای از حذف تأثیر دیگر الگوهای دورپیوند در حوزه مورد بررسی به حساب آورد.

در نتایج مشاهده شد که سهم دو مُد اول وردایی مورد بررسی در منطقه مدیترانه بیشتر از سهم دو مُد اول محاسبه شده برای نیمکره شمالی برای همه کمیت‌های مورد



شکل ۶. مشابه با شکل ۵ ولی برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال.

تقدیر و تشکر

این مقاله با حمایت مالی سازمان هواشناسی کشور صورت گرفته است.

منابع

- برومند، ص.، ۱۳۸۶، ارتباط نوسان‌های گردش جوئی اقیانوسی اطلس شمالی با خشکسالی‌های آذربایجان شرقی، پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۰، ۱۴۷-۱۵۶.
- حضرتی، ش.، ۱۳۸۳، بررسی ارتباط تراز دریاچه ارومیه با شاخص‌های اقلیمی انسو و نوسان اطلس شمالی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مهندسی آب، دانشکده عمران دانشگاه صنعتی شریف.
- خسروی، م.، ۱۳۸۳، بررسی روابط بین الگوهای چرخشی جوئی کلان‌مقیاس نیمکره شمالی با خشکسالی‌های سالانه سیستان و بلوچستان مجله جغرافیا و توسعه، سال دوم، ۳، ۱۶۷-۱۸۸.

نتایج نشان می‌دهد که در مُدهای به‌دست آمده برای میانگین‌های بلندمدت منطقه شمال اروپا و اسکاندیناوی دارای مرکز وردایی منفی برای ارتفاع تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال هستند. همچنین بین الگوهای به‌دست آمده برای تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال تطابق قابل ملاحظه‌ای دیده نشد.

در مُدهای به‌دست آمده برای فاز مثبت NAO، مشاهده می‌شود که در شرق مدیترانه و ایران وردایی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌طور قابل ملاحظه‌ای در مقایسه با مُدهای فاز منفی NAO بیشتر است. تفاوت دیگری که با مقایسه این مُدها در فاز مثبت و منفی به‌دست می‌آید این است که الگوهای مربوط به فاز مثبت بحرانی NAO در مقایسه با الگوهای فاز منفی شباهت بیشتری به میانگین بلندمدت داشتند ولی از لحاظ شدت مُدهای مربوط به فاز مثبت، دارای وردایی بیشتری هستند.

- over Europe and the Middle-East, and their influence on other meteorological factors: *Theories and Applications in Climatology*, **46**, 99-108.
- Lorenz, E. N., 1956, Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction technical report, statistical forecast project report 1: Dep. of Meteor., MIT, 49.
- Mardia, K. V., and Kent, J. T., 1979, *Multivariate Analysis*: Academic Press.
- Obukhov, A. M., 1947, Statistically homogeneous fields on a sphere: *USP. Mat., Navk*, **2**, 196-198.
- Obukhov, A. M., 1960, The statistically orthogonal expansion of empirical functions: *Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR, Geophysics Series (English Transl)*, **1**, 288-291.
- 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.
- Rogers, J., and Van Loon, H., 1979, The seesaw in winter temperature between Greenland and Northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes: *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 509-519.
- Svetlana, I., 2004, The North Atlantic oscillation and greenhouse-gas forcing: *Geophysical research letters*, **32**, 430-434.
- Thompson, D., and Wallace, J., 1998, The Arctic oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields: *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Trenberth, K. E., 1975, A quasi-biennial standing wave in the southern Hemisphere and interrelation with sea surface temperature: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 55-74
- Van Loon, H., and Rogers, J., 1978, The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe: *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 296-310.
- Von Storch, H., 1995, Spatial Patterns of EOFs and CCA in Analysis of Climate Variability, *Application of Statistical Techniques*, Springer Verlag, Berlin, pp. 227-257.
- Von Storch, H., and Wiers, W. Z., 1999, *Statistical Analysis in Climate Research*: Cambridge University Press.
- Walker, G. T., and Bliss, E. W., 1932, World Weather V, *Mem. Roy. Met. Soc.*, **4**, 53-84.
- Wilks, S., 2006, *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, 2nd ed., Academic Press.
- خوش اخلاق، ف.، ۱۳۸۷، مطالعه اثرات نوسان اطلس شمالی بر رژیم بارش و دمای سواحل جنوبی دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، **۶۶**، ۵۷-۷۰.
- عساکره، ح.، ۱۳۸۲، نوسانات اقیانوس اطلس شمالی، نشریه سپهر، دوره دوازدهم، **۴۸**، ۲۰-۲۴.
- مرادی، ح.، ۱۳۸۳، شاخص نوسانات اطلس شمالی و تاثیر آن بر اقلیم ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، **۴۸**، ۱۷-۳۰.
- نصراصفهانی، م.ع.، ۱۳۸۸، بررسی اثر NAO و MJO بر اقلیم جنوب غرب آسیا، رساله دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Barnston, A. G., and Livezey, R. E., 1987, Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns: *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Cullen, H. M., Kaplan, A., Arkin, P. A., and Demenocal, P. B., 2002, Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern climate and stream flow: *Climatic Chang*, **55**, 315-338.
- Fukuoka, A., 1951, A study of 10-day forecast: *The Geophysical Magazine*, **12**, 177-218.
- Greatbach, R. J., 2000, The North Atlantic Oscillation, *Stochastic and Environmental Risk Assessment*, **14**, 213-242.
- Hurrell, J. W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic oscillation regional temperature and precipitation: *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell, J. W., 1996, Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature: *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 665-668.
- Jolliffe, I. T., and Uddin, M., 2002, Simplified EOFs-three alternatives to retain: *Climate Research*, **20**, 271-279.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kutzbach, J. E., 1967, Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America: *Journal of Applied Meteorology*, **6**, 791-802.
- Kidson, J. W., 1975, Eigenvector analysis of monthly mean surface data: *Mon. Rev.*, **103**, 177-186.
- Kutiel, H., and kay, P. A., 1992, Recent variations in 700 hPa geopotential heights in summer