

نقش گردش‌های پوشش سپهر در بی‌هنجاری‌های اقلیمی زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸

سید مجید میررکنی^{۱*}، علیرضا محب‌الحجه^۲ و فرهنگ احمدی‌گیوی^۲

^۱دانشگاه یزد، یزد، ایران

^۲موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۱/۱۳، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۹/۲۸)

چکیده

در این تحقیق، با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR، نقش گردش‌های پوشش سپهر در بی‌هنجاری‌های زمستان ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ بررسی می‌شود. بی‌هنجاری میدان‌های باد و دما حاصل از برهم‌کنش امواج سیاره‌ای وردسپهر و شارش میانگین ابتدا در پوشش سپهر زمستانه ظاهر می‌شود و سپس گسترش پایین‌سوی آنها اقلیم سطحی را تحت تاثیر قرار می‌دهد. سری زمانی هر کمیت هواشناختی شامل مجموعه‌ای از مدهای تغییرپذیری است. استخراج و تعیین سهم هر مد تغییرپذیری برای یک سری زمانی از یک کمیت دلخواه هواشناختی با استفاده از تابع‌های متعامد تجربی امکان‌پذیر است. نکته بارز در مقایسه مقادیر واریانس بین دو زمستان مورد بررسی، آن است که در زمستان ۱۳۸۶ واریانس مد پیشروی بی‌هنجاری ارتفاع در تراز ۱۰hPa بزرگ‌تر از مقدار مشابه آن در زمستان ۱۳۸۸ است که این بیانگر قوی‌تر بودن تاوه قطبی در این تراز در زمستان ۱۳۸۶ است. وجود تاوه قطبی قوی‌تر در زمستان ۱۳۸۶ و رخداد‌های گرمایش ضعیف، با بروز زمستانی سرد در منطقه شامل ایران همراه بوده است. ازسوی‌دیگر، حضور تاوه قطبی به‌نسبت ضعیف در زمستان ۱۳۸۸، گرمایش زودرس و انتقال الگوی دو قطبی دما به عرض‌های بالاتر، موجب بروز زمستانی گرم در منطقه شامل ایران شده است. نتایج حاصل از تابع‌های متعامد تجربی و فرایافت‌های اویلری نشان می‌دهد که وقوع (فقدان) گرمایش ناگهانی ضعیف یا قوی در اثنای زمستان موجب جابه‌جایی الگوی دو قطبی دمای سرد به عرض‌های پایین‌تر (بالاتر) و در نتیجه بروز زمستان سرد (گرم) در منطقه می‌شود.

واژه‌های کلیدی: برهم‌کنش وردسپهر-پوشش سپهر، فرایافت‌های اویلری، تابع‌های متعامد تجربی، مد پیشرو، تاوه قطبی، زمستان سرد

The role of stratospheric circulations in climate anomalies of 2007-2008 and 2009-2010 winters

Seyed Majid MirRokni^{1*}, Ali Reza Mohebalhojeh² and Farhang Ahmadi-Givi²

¹University of Yazd, Yazd, Iran

²Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 2 February 2012, accepted: 18 December 2012)

*Corresponding author:

mirrokni@yazd.ac.ir

*نگارنده رابط:

Summary

The role of stratospheric circulations in large-scale and intense anomalies over a large-part of Asia including Iran in Winters of 2007–2008 and 2009–2010 was investigated using NCEP/NCAR reanalysis data available four times a day and in daily and monthly averages for 17 pressure levels as well as for isentropic and sigma levels. The spatial resolution of the data set was 2.5×2.5 in the longitudinal and latitudinal directions which provided adequate resolution to study large-scale dynamical processes.

Anomalies in the wind and temperature fields induced by the interaction of vertically-propagating planetary waves with a stratospheric mean flow first appear in the winter stratosphere and subsequently with downward propagation, they affect the surface climate. The time series of each meteorological quantity contains a set of variability modes. Using Empirical Orthogonal Functions (EOFs), it is possible to extract and determine the contribution of each variability mode in the time series of a given meteorological quantity. The highest variability is contained in the first mode of variability, also called the leading mode. The vertical and horizontal structures of the resulting spatial patterns illustrate the internal variability of each atmospheric layer, teleconnection patterns as well as the interactions of atmospheric layers. Using EOFs, the stratosphere–troposphere interactions in the two above winters were investigated. Comparing the two winters, it was found that the variance of the leading mode of the 10-hPa geopotential height was larger in Winter 2007–2008, indicating a stronger polar vortex than that in Winter 2009–2010. With regard to this situation at various levels, it was shown that the cold winter in the region in Winter 2007–2008 coincided with the existence of a strong polar vortex and minor sudden stratospheric warming (SSW). In Winter 2009–2010, the reverse is true. That is, the warm winter in the region coincided with the existence of a weak polar vortex, early SSW and the displacement of the dipolar pattern of a temperature anomaly to higher latitudes.

As an important tool in understanding the time evolving flows, Eulerian diagnostics were employed to corroborate the results obtained using the statistical method. The results for a temperature anomaly at 850 hPa were consistent with surface observations in which the winters 2007–2008 and 2009–2010 were, respectively, cold and warm over the region. The changes in the temperature pattern in these two winters were believed to be related to the effects of a stratospheric circulation in the surface climate. The SSW events were classified according to the definition provided by the World Meteorological Organization. The SSW events were classified and the stratosphere–troposphere interaction was investigated using Eulerian diagnostics. Consistent with the statistical analysis, the time evolution of Eulerian diagnostics illustrates marked differences in the behavior of a polar vortex in the two winters.

The results obtained using EOFs and Eulerian diagnostics showed that in Winter 2007–2008 the occurrence of a major or minor sudden stratospheric warming was associated with the displacement of a dipolar pattern of temperature to lower (higher) latitudes and thus a prolonged cold anomaly over Iran. The opposite situation was found to prevail in Winter 2009–2010.

Key words: Troposphere–stratosphere interaction, Eulerian diagnostics, empirical orthogonal functions, leading mode, polar vortex, cold winter

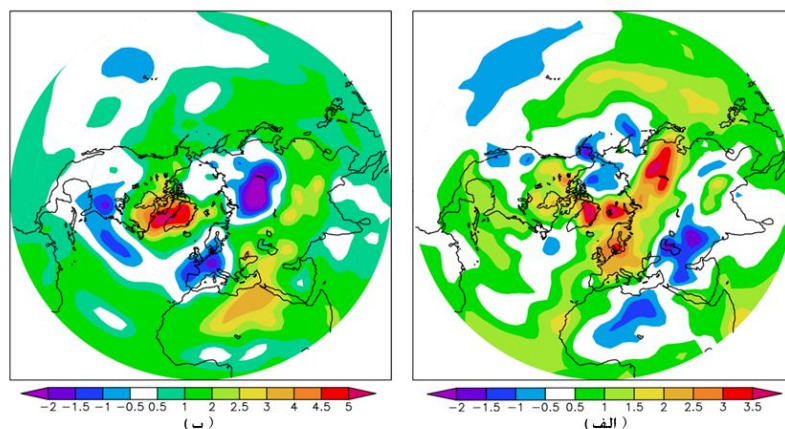
۱ مقدمه

در طی چند دهه اخیر، یکی از موارد استمرار هوای سرد به مدت طولانی در کشور ایران برای زمستان ۱۳۸۶ ثبت شده است. تقویت پرفشار سیری و گسترش آن به سمت جنوب‌غرب و ادغام آن با پرفشاری در اروپا سبب ورود توده هوای قطبی بسیار سردی به ایران و افغانستان شد که تقریباً به مدت یک ماه در منطقه باقی ماند. استقرار و استمرار طولانی مدت هوای سرد، علی‌رغم اینکه حداقل دماهای ثبت شده نسبت به زمستان‌های سرد دهه‌های اخیر چندان پایین تر نبود، باعث شکل‌گیری یک بی‌هنجاری سرد قوی شد. در مقابل به فاصله فقط دو سال، زمستان ۱۳۸۸ همراه با رخداد یکی از موارد قوی بی‌هنجاری گرم در منطقه شامل ایران بود. از دیدگاه دینامیک بزرگ مقیاس وردسپهر، پیش‌تر رخداد بی‌هنجاری سرد زمستان ۱۳۸۶ را حسین‌پور (۱۳۸۸) و بی‌هنجاری گرم ۱۳۸۸ را محمدآبادی (۱۳۹۰) مورد بررسی قرار داده‌اند.

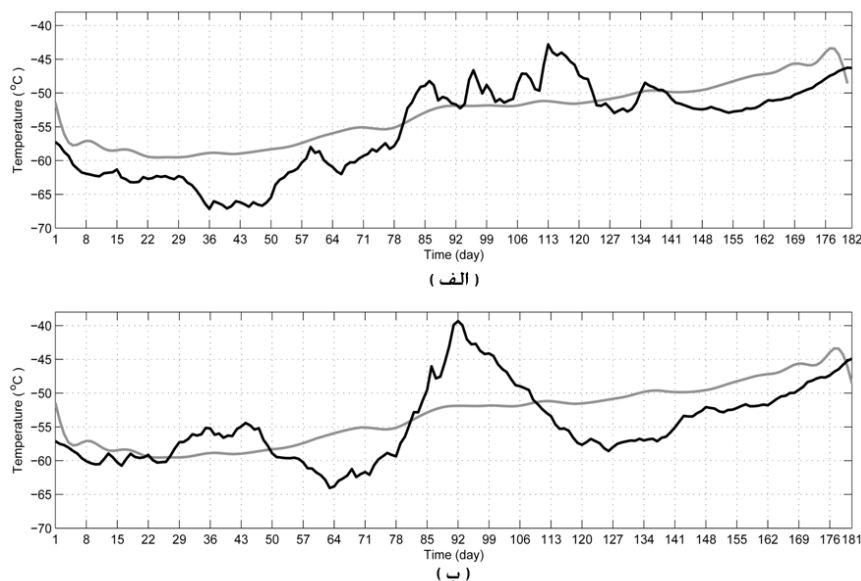
نتایج حاصل از پژوهش‌های متعدد در سال‌های اخیر نشان‌دهنده ارتباط بین رخدادهای زمستان سرد و گرم در وردسپهر با بی‌هنجاری در گردش‌های پوشش سپهر است (تامپسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ کای و رن، ۲۰۰۷؛ اسکایف و همکاران، ۲۰۰۸). در زمستان، امواج راسبی سیاره‌ای از وردسپهر به پوشش سپهر نفوذ می‌کند و شکست آنها در

پوشش سپهر سبب بی‌هنجاری در میدان‌های باد و دما می‌شود. از یک‌سو، شرایط فیزیکی حاکم بر امواج راسبی سیاره‌ای و از سوی دیگر شرایط شارش در پوشش سپهر، نقش اساسی در ایجاد بی‌هنجاری‌ها دارند. بی‌هنجاری‌ها ابتدا در پوشش سپهر زیرین ظاهر می‌شود و سپس گسترش پایین‌سوی آنها، اقلیم سطحی را تحت‌تاثیر قرار می‌دهد. بروز زمستان سرد در ارتباط با گسترش پایین‌سوی بی‌هنجاری‌های باد و دما است (کولستاد و همکاران، ۲۰۱۰). بنابراین تحلیل و بررسی تغییرپذیری درونی پوشش سپهر در بررسی اقلیم سطحی و آشکارسازی برهم‌کنش وردسپهر-پوشش سپهر بسیار حائز اهمیت است.

به‌طور معمول، برای بررسی پدیده‌های هواشناختی از روش‌های دینامیکی، آماری و یا تلفیقی از این دو استفاده می‌شود. در روش دینامیکی بیشتر به فیزیک پدیده موردنظر توجه داشته و برای شرایط خاص به‌منظور ساده‌سازی، روابط تجربی هم به کار می‌رود؛ درحالی‌که روش‌های آماری و به‌خصوص تابع‌های متعامد تجربی (Empirical Orthogonal Functions) با نماد EOFs بر روابط تجربی استوارند. اما نکته قابل‌توجه آن است که هدف استفاده از روابط تجربی در روش‌های آماری، استخراج مدهای معنی‌دار پدیده‌های فیزیکی است.



شکل ۱. بی‌هنجاری دما (برحسب درجه سلسیوس) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای (الف) زمستان ۱۳۸۶ و (ب) زمستان ۱۳۸۸.



شکل ۲. تحول زمانی میانگین مداری دما (منحنی مشکی) و میانگین بلندمدت آن (منحنی خاکستری) در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی و تراز ۱۰ هکتوپاسکال در زمستان‌های (الف) ۱۳۸۶ و (ب) ۱۳۸۸.

استفاده از EOFs مدهای تغییرپذیری ارتفاع ژئوپتانسیلی را استخراج کردند و روشن ساختند که ساختار قائم پیوسته مد پیشروی تغییرپذیری ارتفاع ژئوپتانسیلی معرف برهم‌کنش وردسپهرپوشن سپهر است.

هدف اصلی پژوهش حاضر بررسی نقش گردش‌های پوشن سپهری در بی‌هنجاری‌های سطحی در دو زمستان ۱۳۸۸ و ۱۳۸۶ و همچنین برهم‌کنش وردسپهرپوشن سپهر با استفاده از EOFs است. از آنجاکه برای ارزیابی نتایج حاصل از EOFs به کاربردن یک روش دینامیکی ضرورت دارد، در این مقاله از فرایافتهای اویلری برای تشخیص تغییرات گذرا در میدان‌های باد و دما استفاده شده است. تحلیل فرایافتهای اویلری، علاوه بر شناسایی تغییرپذیری درونی پوشن سپهر منجر به آشکارسازی برهم‌کنش وردسپهرپوشن سپهر می‌شود.

در بخش دوم مقاله، داده‌ها و روش کار و در بخش سوم فرایافتهای اویلری معرفی می‌شوند. تجزیه و تحلیل مقادیر EOF در بخش چهارم صورت می‌پذیرد و نتایج در بخش پایانی مورد بحث قرار می‌گیرد.

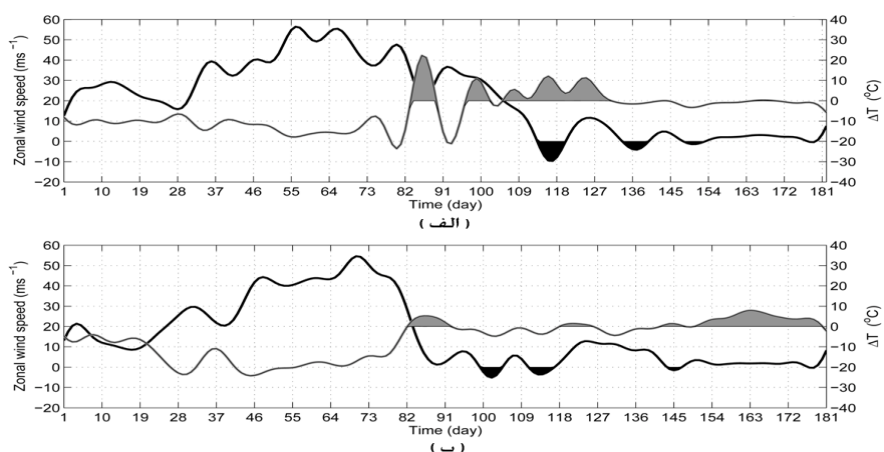
اولین بار لورنتس (۱۹۵۶) از EOFs برای پیش‌بینی آماری وضع هوا استفاده کرد. مراجع متعددی برای آشنایی با روش EOF، هم از نظر سابقه تاریخی و هم توضیح جزئیات ریاضی وجود دارد (مانند: پانوفسکی و بریر، ۱۹۶۸؛ پرایشندورفر، ۱۹۸۸؛ جولیف، ۲۰۰۲؛ برترتون و همکاران، ۲۰۰۳؛ ویلکس، ۲۰۰۶). سری زمانی هر کمیت هواشناختی شامل مجموعه‌ای از مدهای تغییرپذیری است و با استفاده از EOFs، استخراج و تعیین سهم هر مد تغییرپذیری امکان‌پذیر است (پرایشندورفر، ۱۹۸۸؛ ویلکس، ۲۰۰۶). اولین مد تغییرپذیری، یعنی مد پیشرو، بیشترین تغییرپذیری را در بر دارد. نقش هریک از کمیت‌های هواشناختی در تغییرپذیری درونی پوشن سپهر و همچنین الگوی مکانی برای هریک از مدهای تغییرپذیری با استفاده از EOFs نمایان می‌شود (بالدوین و دانکرتون، ۱۹۹۹؛ کریستیانسن، ۲۰۰۱؛ اسکایف و همکاران، ۲۰۰۵). ساختار افقی و قائم این الگوهای مکانی نشان‌دهنده الگوهای دورپیوندی و برهم‌کنش وردسپهرپوشن سپهر است. بالدوین و دانکرتون (۱۹۹۹) با

۲ داده‌ها و روش کار

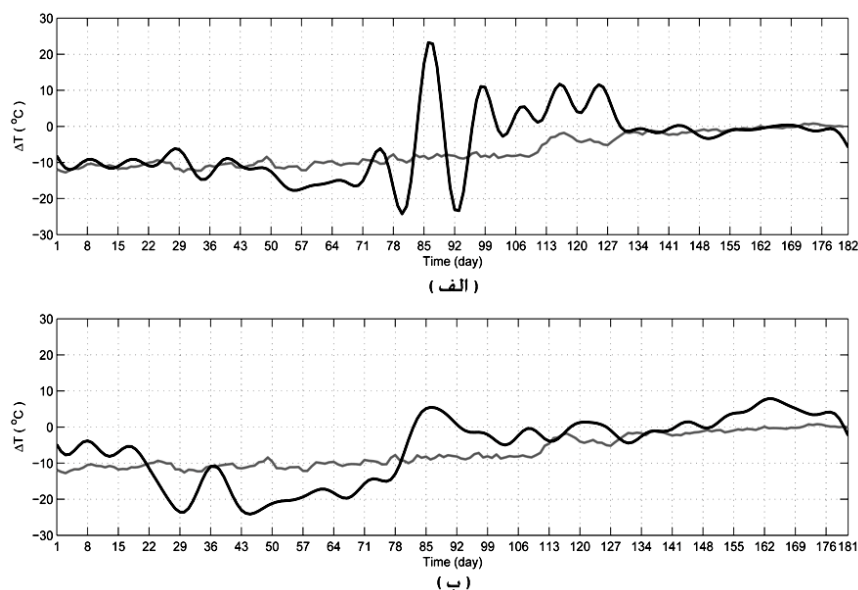
داده‌های هواشناسی ثبت شده در مراکز عملیاتی و پژوهشی، به‌طور معمول سه‌بُعدی هستند و این سه بُعد شامل موقعیت ایستگاه‌ها، زمان و کمیت‌های هواشناسی است. ماتریس سه‌بُعدی داده‌ها به دو صورت متفاوت تهیه می‌شود؛ یکی مدمکانی که شامل اندازه‌گیری در یک زمان مشخص در همه ایستگاه‌ها است و دیگری مدزمانی شامل اندازه‌گیری در یک ایستگاه معین برای یک دوره زمانی که نشان‌دهنده وردایی زمانی است. در این پژوهش، مجموعه داده‌های بازتحلیل روزانه مربوط به مراکز ملی پیش‌بینی محیطی / مرکز ملی پژوهش‌های جوی National Centers for Environmental Prediction (National Center for Atmospheric (NCEP) and the (NCAR)) Research با نماد NCEP/NCAR مورد استفاده قرار گرفته و شامل میدان‌های باد افقی، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ۱۷ تراز فشاری (۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰، ۵۰۰، ۴۰۰، ۳۰۰، ۲۵۰، ۲۰۰، ۱۵۰، ۱۰۰، ۷۰، ۵۰، ۳۰، ۲۰ و ۱۰ هکتوپاسکال) است. این مجموعه داده برای سطوح هم‌دمای پتانسیلی و ترازهای سیگما نیز قابل دسترسی است (کلنی و همکاران، ۱۹۹۶). تفکیک فضایی

افقی $2/5 \times 2/5$ درجه در راستاهای طول و عرض جغرافیایی است که برای بررسی پدیده‌های بزرگ‌مقیاس مناسب است. با تفکیک فضایی فوق، تعداد نقاط شبکه در کل کره به‌صورت 144×73 در می‌آید که در راستای مداری ۱۴۴ و در راستای نصف‌النهاری ۷۳ نقطه شبکه‌ای وجود دارد.

روش EOF مانند روش تحلیل فوریه است، با این تفاوت که پایه‌های متعامد برای تجزیه داده از داخل داده به‌دست می‌آیند. بنابراین انتظار می‌رود مدهای تغییرپذیری که براساس مقادیر EOF استخراج می‌شوند، نشان‌دهنده رفتار فیزیکی پدیده مورد بررسی باشند. استخراج مدهای تغییرپذیری برای یک کمیت دلخواه مانند دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی به کمک روش EOF امکان‌پذیر است. از آنجا که مقادیر EOF به گستره زمانی و مکانی داده بستگی دارند، در بعضی از موارد می‌توانند گمراه‌کننده و یا حتی غیرواقعی باشند (پرایشندرفر، ۱۹۸۸؛ ویلکس، ۲۰۰۶). بنابراین همیشه در کنار روش EOF از یک روش فیزیکی مناسب برای توضیح نتایج استفاده می‌شود.



شکل ۳. مانند شکل ۲ ولی برای تحول زمانی میانگین مداری باد مداری (منحنی مشکی برحسب متر بر ثانیه) و شیو دما (منحنی خاکستری برحسب درجه سلسیوس). بادهای شرقی با سایه مشکی و شیوهای مثبت دما با سایه خاکستری نشان داده شده و از پالایه لنگزوس ۳۱ روز استفاده شده است.



شکل ۴. مانند شکل ۲ ولی برای تحول زمانی شیو دما بین عرض های ۶۰ و ۹۰ درجه شمالی (منحنی مشکی) و میانگین بلندمدت آن (منحنی خاکستری).

داده (X) به صورت $(144 \times 73) \times 181$ یا 181×10512 در می آید. بدین ترتیب $n = 181$ و $p = 144 \times 73$ است. محاسبه مقادیر EOF به کمک ماتریس داده بی‌هنجار صورت می‌گیرد. برای این منظور، پس از تهیه ماتریس داده، مقدار میانگین از داده کم می‌شود. نکته دیگر آنکه داده‌های مشاهداتی روی کره توزیع یکسان ندارند و فاصله نقاط شبکه با حرکت از استوا به سمت قطب‌ها کاهش یافته که موجب چگال‌تر شدن داده‌ها می‌شود. از این رو، برای حذف اثر انحنا کره زمین، روش سطحی‌وزنی به کار می‌رود. در این روش، مقدار هر داده در مساحت محلی آن داده ضرب و به‌طور معمول از کسینوس عرض جغرافیایی که نشان‌دهنده مکان داده است، استفاده می‌شود.

در روش EOF، ماتریس کواریانس به دو صورت محاسبه می‌شود. در صورتی که بازه مکانی گسترده‌تر از بازه زمانی مورد بررسی باشد، ماتریس کواریانس از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$R = \frac{1}{N-1} X^T X, \quad (2)$$

محاسبه مقادیر EOF مستلزم ساخت ماتریس داده‌ها به صورت زیر است:

$$X = \begin{bmatrix} x_{11} & \dots & x_{1p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{n1} & \dots & x_{np} \end{bmatrix} \quad (1)$$

که 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 نقشه‌ها و p تعداد سری‌های زمانی را نشان می‌دهد. از آنجاکه داده‌های هواشناسی چهاربُعدی، شامل سه بُعد مکانی و یک بُعد زمانی هستند، برای کاهش حجم محاسبات، مقادیر EOF در هر تراز دارای دو بُعد مکانی و یک بُعد زمانی محاسبه می‌شوند. برای مثال، داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR در هر تراز و برای هر زمان در یک شبکه 144×73 وجود دارند. با توجه به اینکه یک زمستان گسترده (نوامبر تا آوریل) در سال‌های معمول دارای ۱۸۱ روز بوده و برای محاسبه مقادیر EOF ماتریس سه‌بُعدی داده به ماتریس دو بُعدی تبدیل می‌شود، بنابراین ماتریس

که Λ ماتریس قطری شامل مقادیر ویژه ماتریس کواریانس روی قطر آن و بردارهای ستونی ماتریس C بردارهای ویژه ماتریس کواریانس است. بزرگ‌ترین مقدار ویژه و بردار ویژه متناظر با آن را مد پیشرو می‌نامند. مد پیشرو، بیشترین تغییرپذیری یا مد غالب در مجموعه داده را نشان می‌دهد.

تحلیل و بررسی برهم‌کنش وردسپهر-پوشش سپهر با محاسبه EOFs بر مبنای داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR صورت می‌گیرد. در روش EOF، شدت تاوه قطبی به کمک شاخص «نوسان شمالگان» با نماد AO در تراز ۵۰ hPa بررسی می‌شود. شاخص AO نشانگر الگوی غالب واردایی فشار سطح دریا از ۲۰N تا شمالگان به صورت بی‌هنجاری‌های فشار با علامت‌های مخالف در شمالگان و کمربند ۴۵N-۳۷ است. انتخاب EOFها برای بررسی اقلیم شناختی «گرمایش ناگهانی پوشش سپهری» (SSW) به منظور هماهنگی با پژوهش‌های قبلی و همچنین استفاده از توانمندی‌های این روش آماری است.

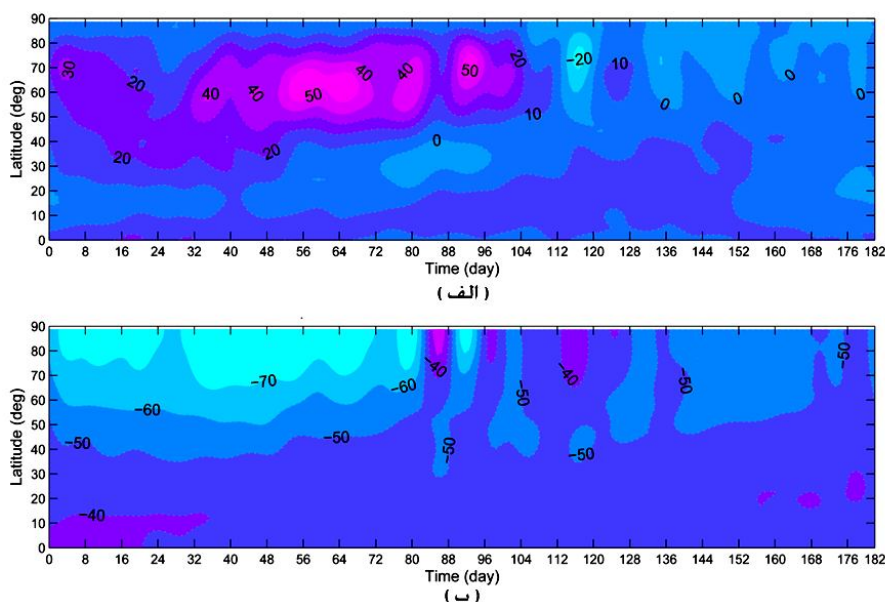
که R یک ماتریس $p \times p$ و $N=p$ است. اگر بازه زمانی گسترده‌تر از بازه مکانی باشد، ماتریس کواریانس به صورت زیر خواهد بود:

$$R = \frac{1}{N-1} XX^T, \quad (3)$$

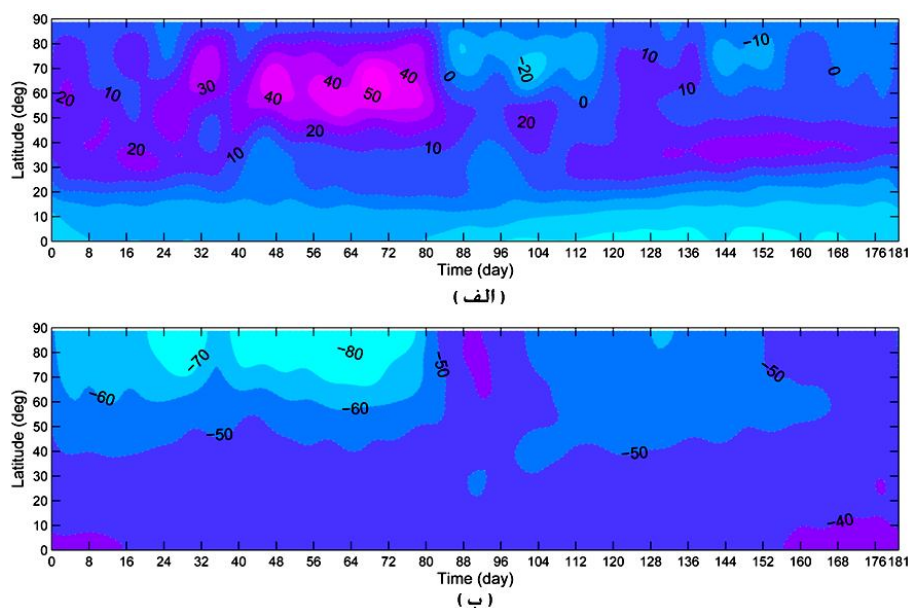
که R یک ماتریس $n \times n$ و $N=n$ است. برای مثال، ماتریس کواریانس برای زمستان گسترده یا همان فصل سرد در سال معمولی با استفاده از رابطه (۲) به صورت ماتریس 181×181 و به کمک رابطه (۳) ماتریس 10512×10512 به دست می‌آید. مقایسه ماتریس‌های کواریانس نشان می‌دهد که محاسبه مقادیر EOF به کمک ماتریس کواریانس 181×181 در زمان کوتاه‌تر نسبت به ماتریس کواریانس 10512×10512 صورت خواهد گرفت. در کد به کار رفته در این پژوهش با مقایسه بازه‌های زمانی و مکانی، ماتریس کواریانس مناسب ایجاد می‌شود.

مرحله پایانی محاسبه مقادیر EOF، حل مسئله مقدار ویژه به صورت زیر است:

$$RC = C\Lambda$$



شکل ۵ تحول زمانی میانگین مداری باد مداری (الف) و میانگین مداری دما (ب) در تراز ۱۰ هکتو پاسکال برای نیمکره شمالی در زمستان ۱۳۸۶. بازه پربندی باد مداری ۱-۱۰ ms و دما ۱۰°C بوده و از پالایه لنگروس ۳۱ روزه استفاده شده است.



شکل ۶. مانند شکل ۵ ولی برای زمستان ۱۳۸۸.

$$u'(\varphi, z, t) \equiv u - \bar{u}, \quad (5)$$

که φ و λ به ترتیب زمان، ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی است. با استفاده از رابطه (۳) میانگین متغیر مورد بررسی، مانند u ، در مختصات معین (φ, z) و زمان مشخص به دست می‌آید که معرف میانگین اویلری است.

برای تعیین بی‌هنجاری گرم یا سرد در طول زمستان، بی‌هنجاری دما در تراز 850 hPa برای زمستان سال‌های ۱۳۸۶ (۲۰۰۷-۲۰۰۸) و ۱۳۸۸ (۲۰۰۹-۲۰۱۰) محاسبه و تحلیل می‌شود. فصل سرد برای سال‌های معمول ۱۸۱ روز و برای سال‌های کیسه ۱۸۲ روز است. از اینجا به بعد، به جای «فصل سرد سال» یا «زمستان گسترده سال»، برای اختصار فقط از زمستان استفاده می‌کنیم.

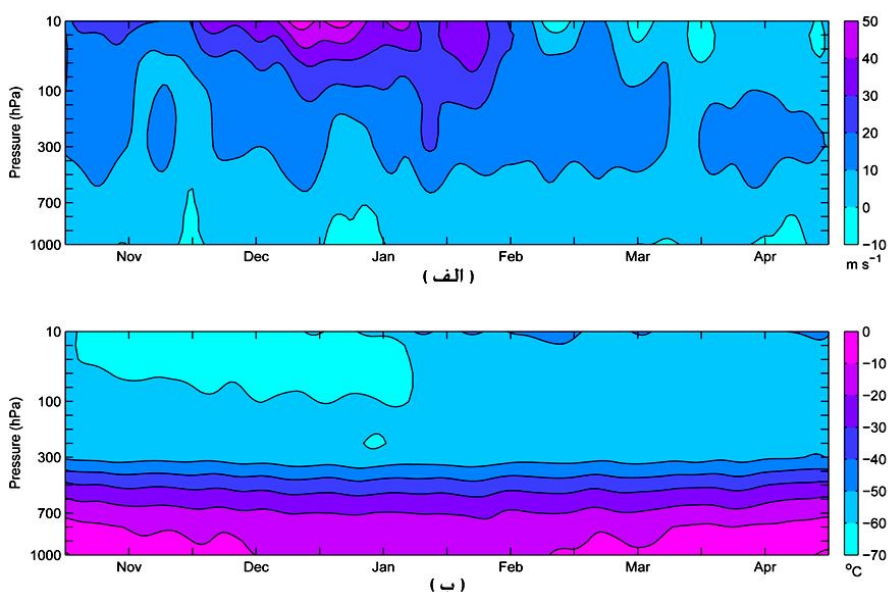
بررسی الگوی دما در وردسپهر نشان‌دهنده رخداد زمستان سرد یا گرم در یک سال خاص است. هماهنگی با مشاهدات سطحی، نقشه بی‌هنجاری دمای تراز 850 hPa نشان می‌دهد که منطقه‌ی ایران در زمستان ۱۳۸۶ سرد و در زمستان ۱۳۸۸ گرم بوده است (شکل ۱). تغییر الگوی دما در این دو زمستان می‌تواند ناشی از گردش‌های

روش دینامیکی مورد استفاده در این پژوهش، روش تحلیل فرایفتی است. در این روش، فرایفت‌های اویلری برای آشکارسازی برهم‌کنش وردسپهرپوشن سپهر به کار می‌رود. با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR، فرایفت‌های اویلری شامل میانگین‌های مداری باد مداری، دما و شیو دما محاسبه شده و به کمک آنها پس از شناسایی SSW، اثر آن در بی‌هنجاری زمستان‌های مورد مطالعه بررسی می‌شود.

۳ فرایفت‌های اویلری

از فرایفت‌های اویلری به منزله ابزاری مهم در شناخت تغییرات گذرای شارش‌های جوئی استفاده می‌شود (مانند: توبرن و لگنو، ۱۹۹۹). برای محاسبه فرایفت‌های اویلری، شارش به دو بخش میانگین مداری و پریشیده (انحراف از میانگین مداری) تقسیم می‌شود. بخش‌های میانگین مداری و پریشیده برای متغیر دلخواه u از روابط زیر به دست می‌آید:

$$\bar{u}(\varphi, z, t) = \left(\frac{1}{2\pi} \right) \int_0^{2\pi} u(\lambda, z, t) d\lambda, \quad (4)$$



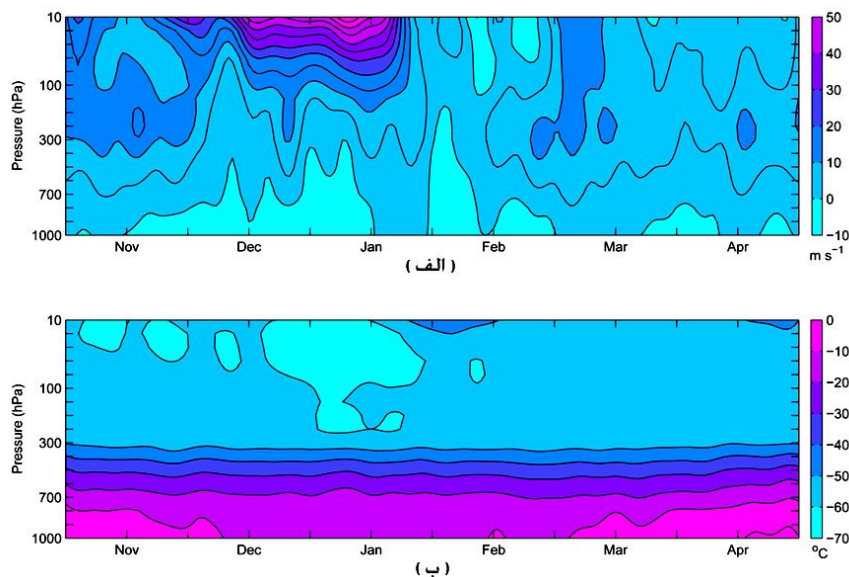
شکل ۷. تحول زمانی میانگین‌های مداری باد مداری (الف) و دما (ب) در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی از تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال برای زمستان ۱۳۸۶. بازه پربندی باد مداری 10 ms^{-1} و دما 10°C است.

میانگین بلندمدت آن است. مقدار اختلاف بین میانگین مداری دما در زمستان ۱۳۸۶ و میانگین بلندمدت آن کوچک‌تر از مقدار مشابه آن در زمستان ۱۳۸۸ است؛ درحالی‌که دوره افزایش اختلاف بین میانگین مداری دما در زمستان ۱۳۸۶ و میانگین بلندمدت آن طولانی‌تر از دوره افزایش در زمستان ۱۳۸۸ است. افزایش میانگین مداری دما در زمستان خاص نسبت به میانگین بلندمدت آن، بارزترین نشانه رخداد SSW در پوشش سپهر است. همان‌طور که ذکر شد، تفاوت اساسی بین دو زمستان مورد بررسی، وجود تقارن و نبود تقارن مداری در الگوهای بی‌هنجاری دما است.

بنا بر تعریف «سازمان جهانی هواشناسی» (WMO)، برای آشکارسازی رخداد SSW از میانگین مداری باد در عرض ۶۰ درجه شمالی و شیو دما بین عرض‌های ۶۰ و ۹۰ درجه شمالی در تراز ۱۰ hPa برای نیمکره شمالی استفاده می‌شود. شکل ۳ تحول زمانی میانگین مداری باد مداری و شیو دما در اثنای زمستان‌های

پوشش سپهری و اثر آن بر اقلیم سطحی باشد. الگوی دما در زمستان ۱۳۸۸ نسبت به زمستان ۱۳۸۶ دارای تقارن مداری است. در زمستان ۱۳۸۶، منطقه قطبی زمستانی به نسبت گرم را سپری کرده است و در این زمان، جابه‌جایی الگوی دو قطبی دماهای سرد به عرض‌های پایین‌تر، در منطقه‌ای شامل ایران موجب شده است که زمستانی سرد مستقر باشد.

شکل ۲ میانگین مداری دما در زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ همراه با میانگین بلندمدت آن در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی و تراز ۱۰ hPa را نشان می‌دهد. در ابتدای زمستان ۱۳۸۶، میانگین مداری دما از میانگین بلندمدت آن کمتر بوده است، ولی در اواسط زمستان از میانگین بلندمدت بیشتر و در انتهای دوره دوباره کمتر می‌شود (شکل ۲-الف). رفتاری مشابه در زمستان ۱۳۸۸ دیده می‌شود، با این تفاوت که افزایش و کاهش میانگین مداری دما از میانگین بلندمدت آن دو بار اتفاق افتاده است (شکل ۲-ب). تفاوت بارز در این دو زمستان، مقدار و مدت‌زمان وجود اختلاف بین میانگین مداری دما و



شکل ۸. مانند شکل ۷ ولی برای زمستان ۱۳۸۸.

بود. بنابراین هر دو گرمایش قوی و ضعیف می‌توانند به صورت گرمایش نهایی در نظر گرفته شوند. با توجه به مطالب فوق، در اثنای گرمایش نهایی زمستان ۱۳۸۶، شرایط لازم برای وقوع گرمایش قوی برقرار بوده است. از بررسی دقیق شکل ۳-ب نیز می‌توان به موارد زیر اشاره کرد. در اثنای زمستان ۱۳۸۸، بلافاصله بعد از تشکیل تاوه قطبی، اولین تضعیف آن اتفاق افتاده است. دومین تضعیف تاوه قطبی در اواخر پاییز رخ داده است، ولی براساس تعریف WMO در دسته بندی گرمایش قرار نمی‌گیرد. پس از آن روند رو به رشد تاوه قطبی ادامه یافته است. گرمایش نهایی تقریباً هم‌زمان با اولین گرمایش ضعیف زمستان ۱۳۸۶ بوده و علی‌رغم استمرار بیشتر، شیو دما کوچک‌تر است. تداوم گرمایش به مدت طولانی‌تر موجب تضعیف بیشتر تاوه قطبی شده است. بعد از وقوع گرمایش، با وجود افزایش مقدار میانگین مداری باد مداری، تاوه قطبی بهبود نمی‌یابد. در زمستان ۱۳۸۸، گرمایش نهایی از نوع گرمایش ضعیف است؛ زیرا فقط یک شرط وقوع گرمایش، یعنی شیو استواسوی دما در حین گرمایش برقرار بوده است. مقایسه شکل های ۳-الف

۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR را نشان می‌دهد.

با توجه به شکل ۳-الف چند ویژگی بارز به چشم می‌خورد که در ادامه به آنها اشاره می‌شود. از اواسط پاییز همراه با تقویت بادهای مداری، تاوه قطبی شکل گرفته و تقویت شده است. تاوه قطبی یک گردش چرخندی بزرگ‌مقیاس است که در زمستان هر دو نیمکره به دلیل فقدان دریافت تابش خورشیدی در پوشش سپهر قطبی شکل می‌گیرد و نقش اساسی در برهم کنش وردسپهرپوشن سپهر دارد. اولین تضعیف تاوه اواخر پاییز رخ داده، ولی بر اساس تعریف WMO منجر به گرمایش نشده است. اولین گرمایش ضعیف از سوم بهمن منطبق با شیو استواسوی دما شروع و تا هشتم بهمن ادامه یافته است. دومین گرمایش ضعیف از هجدهم تا بیست و دوم بهمن ادامه داشته و در مقایسه با اولین گرمایش ضعیف، شیو استواسوی دما کوچک‌تر است. گرمایش نهایی در دوم اسفند آغاز و در هشتم اسفند خاتمه یافته است. بنا بر تعریف WMO، اگر بعد از وقوع گرمایش تاوه قطبی بهبود نیابد، آن گرمایش به منزله گرمایش نهایی خواهد

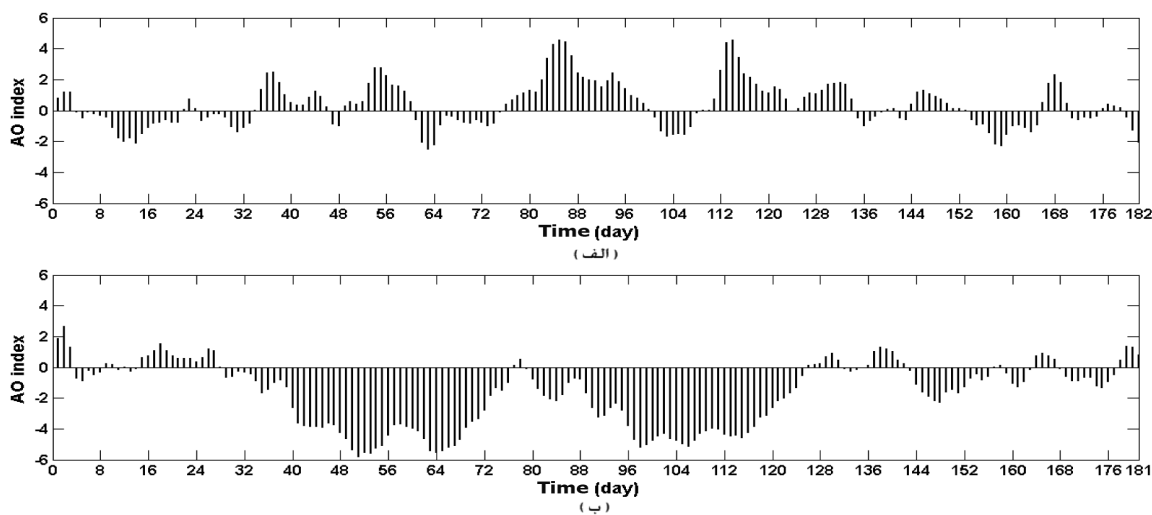
تفاوت در رفتار تاوه قطبی اثرات متفاوتی بر اقلیم سطحی داشته باشد. برای بررسی این موضوع، تحول زمانی شیو دما در هر دو زمستان همراه با میانگین بلندمدت آن برای دوره ۶۰ ساله از سال ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ در شکل ۴ نشان داده شده است. با توجه به این شکل، تفاوت رفتار تاوه قطبی در دو زمستان آشکار است. در اوایل زمستان ۱۳۸۶، افت و خیز شدید شیو دما در مقایسه با میانگین بلندمدت آن نشان‌دهنده وقوع گرمایش ضعیف است. در حالی که در زمستان ۱۳۸۸، شیو دما یک روند معمول، یعنی ابتدا کمتر از میانگین بلندمدت و سپس بیشتر از آن را طی می‌کند که نشان‌دهنده وقوع گرمایش نهایی است.

از آنجاکه داده‌های متفاوتی برای بررسی دینامیک بزرگ‌مقیاس پوشش سپهر مورد استفاده قرار گرفته است، مقایسه‌ای اجمالی بین داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR و سامانه پیش‌بینی جهانی (GFS) برای میانگین‌های مداری باد مداری و دما صورت گرفت. نتایج نشان‌دهنده آن است که روند میانگین‌های فوق در هر دو دسته داده به‌طور کلی یکسان است.

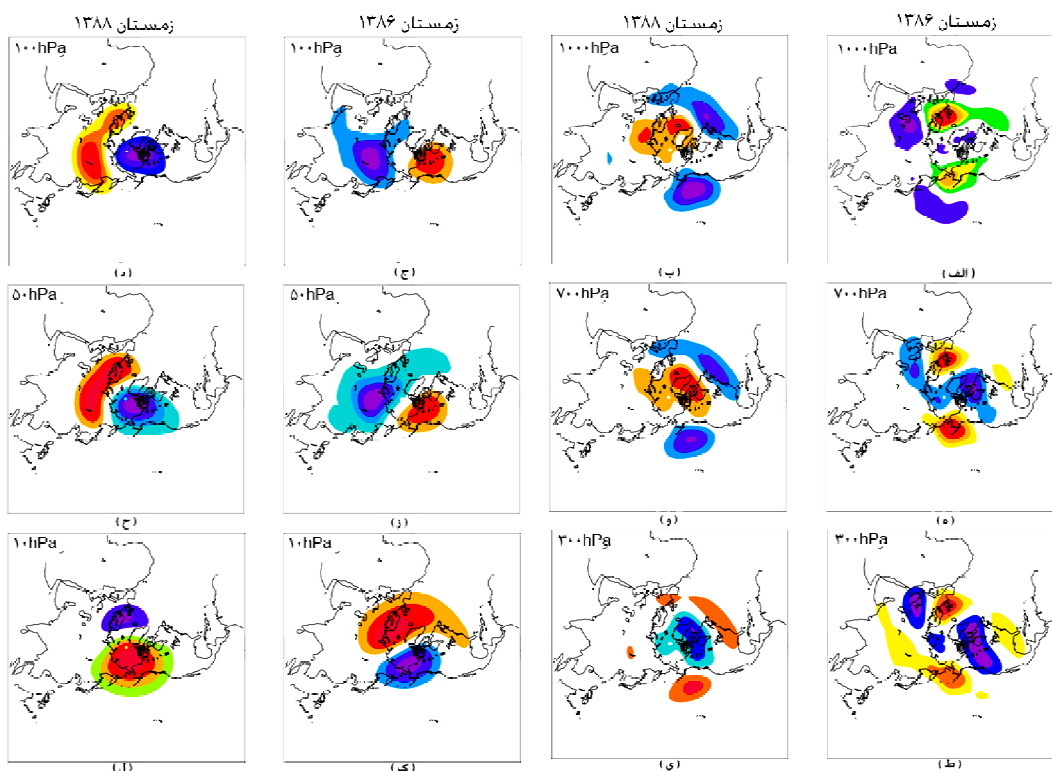
و ۳- نشان‌دهنده وقوع گرمایش نهایی زودرس در زمستان ۱۳۸۸ نسبت به زمستان ۱۳۸۶ است. بنابراین گردش‌های پوشش سپهری در اثنای دو زمستان، کاملاً متفاوت هستند.

تاوه قطبی در زمستان ۱۳۸۸ در مقایسه با زمستان ۱۳۸۶، از نظر مقدار باد مداری که معرف شدت تاوه قطبی است، ضعیف‌تر است (شکل نشان داده نشده است). همان‌طور که در تعریف SSW بر اساس معیارهای WMO ذکر شد، اگر بیست روز پس از زمان وقوع گرمایش، دوباره تاوه قطبی ساخته شود، یعنی مقدار میانگین مداری باد مداری به بیش از 20ms^{-1} برسد، در این صورت گرمایش به‌صورت قوی یا ضعیف دسته‌بندی می‌شود. از آنجاکه در طی زمستان ۱۳۸۶ پس از وقوع گرمایش، دوباره تاوه قطبی ساخته شده، ولی در اثنای گرمایش جهت باد مداری تغییر نکرده است، این گرمایش در دسته ضعیف قرار می‌گیرد. علاوه بر این دو مورد، استمرار طولانی‌تر تاوه قطبی در زمستان ۱۳۸۶ موجب شده است که گرمایش نهایی در مقایسه با زمستان ۱۳۸۸ دیرتر رخ دهد.

با توجه به مطالب فوق، تفاوت رفتار تاوه قطبی بین دو زمستان مورد بررسی کاملاً مشهود است. انتظار می‌رود این



شکل ۹. شاخص روزانه AO برای زمستان‌های (الف) ۱۳۸۶ و (ب) ۱۳۸۸ (برگرفته از وبگاه www.cpc.ncep.noaa.gov).



شکل ۱۰. مد پیشروی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای انتخابی در زمستان ۱۳۸۶ (الف، ه، ط، ج، ز و ک) و در زمستان ۱۳۸۸ (ب، و، ی، د، ح، و ل).

شکل ۵ تحول زمانی میانگین‌های مداری باد مداری و دما در تراز ۱۰hPa در زمستان ۱۳۸۶ را نشان می‌دهد. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، در زمستان ۱۳۸۶ دو گرمایش ضعیف روی داده که باعث افزایش دما در مناطق قطبی پوشن سپهر به میزان ۳۰ درجه سلسیوس شده است. گسترش افقی اثر گرمایش تا عرض‌های میانه کاملاً مشهود بوده و وقوع گرمایش، ساختار میدان دما در این تراز را دگرگون کرده است. در برخی از موارد، شیو دما معکوس شده و مناطق قطبی گرم‌تر از سایر مناطق است و انتقال جنوب‌سوی تکانه نیز موجب تضعیف تاوه قطبی می‌شود. در نهایت، با وقوع گرمایش نهایی در اواسط زمستان ۱۳۸۶، تاوه قطبی از بین می‌رود و جریان‌های شرقی در این تراز استقرار می‌یابند.

تحول زمانی میانگین‌های مداری باد مداری و دما در تراز ۱۰hPa برای زمستان ۱۳۸۸ در شکل ۶ نشان داده شده است. با توجه به شکل ۶-ب، در اثنای زمستان ۱۳۸۸ فقط گرمایش نهایی رخ داده که افزایش دمای حدود ۳۰ درجه سلسیوس را موجب شده است. مقایسه شکل‌های ۵ و ۶ نشان می‌دهد که تاوه قطبی در زمستان ۱۳۸۶ برای مدت بیشتری نسبت به زمستان ۱۳۸۸ استمرار داشته و باعث تاخیر در وقوع گرمایش نهایی شده است. تداوم بیشتر تاوه قطبی در زمستان ۱۳۸۶ و تاخیر در وقوع گرمایش نهایی می‌تواند با بروز زمستانی سرد در این سال برای بخش بزرگی از آسیا شامل ایران مرتبط باشد. به همین ترتیب، وقوع زودرس گرمایش نهایی در زمستان ۱۳۸۸، می‌تواند با حاکمیت زمستانی گرم در منطقه پیش‌گفته مرتبط باشد. به‌علاوه، در مناطق قطبی، زمستان ۱۳۸۶ گرم بوده که

ژئوپتانسیلی در این پژوهش نشان داده می‌شود، در اثنای فاز منفی دارای تقارن مداری است ولی در فاز مثبت تقارن مداری ندارد (بالدوین و دانکرتون، ۱۹۹۹).

در این بخش از پژوهش، برای بررسی برهم‌کنش وردسپهرپوشن‌سپهر از بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی استفاده شده است. بدین‌منظور، ابتدا ماتریس داده‌های بی‌هنجاری ارتفاع برای همه ترازهای موجود از ۱۰۰۰hPa تا ۱۰hPa را تشکیل داده و سپس مد پیشرو، یعنی اولین EOF که دارای بیشترین واریانس است و همچنین دومین و سومین مد تغییرپذیری را برای هر تراز با حل مسئله مقدار ویژه محاسبه می‌کنیم. علت استفاده از میدان بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی برای محاسبه مد پیشرو، هماهنگی با تعریف‌های موجود برای AO و شاخص مربوط به شدت تاوه قطبی است. شاخص AO، براساس سری زمانی مد پیشروی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی برای هر تراز تعریف می‌شود که نمایش قائم آن در جو، معرف برهم‌کنش وردسپهرپوشن‌سپهر است. از سوی دیگر، سری زمانی مد پیشروی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰hPa نشان‌دهنده شدت تاوه قطبی است. برای رعایت اختصار، فقط نتایج مربوط به ترازهای ۷۰۰، ۳۰۰، ۱۰۰، ۵۰ و ۱۰ هکتوپاسکال (ترازهای انتخابی) عرضه و تحلیل می‌شود.

مقادیر واریانس محاسبه شده برای هر سه مد تغییرپذیری در ترازهای انتخابی در جدول‌های ۱ (زمستان

ممکن است ناشی از وقوع گرمایش ضعیف در پوشش سپهر باشد (شکل ۱).

در ادامه، به‌منظور بررسی برهم‌کنش پوشش‌سپهروردسپهر، رفتار قائم تاوه قطبی را بررسی می‌کنیم. شکل‌های ۷ و ۸ به‌ترتیب ساختار قائم میانگین‌های مداری باد مداری و دما در زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ را نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۷-الف، تاوه قطبی در اواخر پاییز شکل گرفته و با گذشت زمان، ضمن تقویت به سمت پایین گسترش می‌یابد. در اوایل زمستان، گسترش پایین‌سوی تاوه قطبی تا تراز ۳۰۰hPa برهم‌کنش پوشش‌سپهروردسپهر را به‌دنبال دارد. تفاوت در چینش قائم باد و مشخصه‌های عمومی تاوه قطبی شامل شدت، مدت استمرار و گسترش پایین‌سوی آن و همچنین گرمایش‌های اتفاق افتاده در دو زمستان، حاکی از برهم‌کنش پوشش‌سپهروردسپهر به‌صورت‌های گوناگون است (مقایسه شکل‌های ۷ و ۸).

۴ EOFs

بررسی برهم‌کنش پوشش‌سپهروردسپهر به کمک مقادیر EOF نیز امکان‌پذیر است. پدیده AO و شدت تاوه قطبی را می‌توان با استفاده از EOFهای بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی بررسی کرد. تقارن و نبود تقارن مداری الگوی مکانی AO نشانگر فازهای متفاوت آن است. الگوی مکانی AO که با مد پیشروی بی‌هنجاری ارتفاع

جدول ۱. واریانس اولین، دومین و سومین مد تغییرپذیری بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای انتخابی برای زمستان ۱۳۸۶.

مد	تراز	۱۰ hPa	۵۰ hPa	۱۰۰ hPa	۳۰۰ hPa	۷۰۰ hPa	۱۰۰۰ hPa
پیشرو	۴۹	۳۸	۲۳	۱۴	۱۴/۲	۱۲/۳	
دومین	۲۲/۴	۱۵/۳	۱۳/۵	۱۱	۱۱/۵	۱۱/۵	
سومین	۱۰/۵	۱۰	۹/۵	۹/۳	۹/۴	۸/۶	

جدول ۲. مانند جدول ۱ ولی برای زمستان ۱۳۸۸.

مد / تراز	۱۰ hPa	۵۰ hPa	۱۰۰ hPa	۳۰۰ hPa	۷۰۰ hPa	۱۰۰۰ hPa
پیشرو	۳۹/۷	۴۳	۴۸/۲	۳۳/۸	۲۹	۲۳/۸
دومین	۲۲/۴	۱۴	۸/۷	۸/۶	۱۱/۲	۱۲/۵
سومین	۱۰/۵	۱۰/۴	۸/۱	۷/۵	۸	۹

رخدادهای گرمایش ضعیف، یک حالت نوسانی را نشان می‌دهد.

در شکل‌های ۱۰-الف و ۱۰-ب، الگوی مکانی AO برای تراز ۱۰۰۰ hPa در زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ دیده می‌شود. مقایسه دو شکل نشان می‌دهد که مد پیشروی بهنجار شده (AO) در زمستان ۱۳۸۸، نسبت به زمستان ۱۳۸۶، تقارن مداری بیشتری دارد. البته باید توجه داشت که تقارن مداری مد پیشرو در اثنای زمستان ۱۳۸۸ کامل نیست. از مقایسه شکل‌های ۹ و ۱۰ نیز می‌توان مشاهده کرد که AO در زمستان ۱۳۸۸، در فاز منفی و قوی و در زمستان ۱۳۸۶، در فاز مثبت و ضعیف بوده است. نبود تقارن مداری در الگوی مکانی مد پیشرو در ترازهای واقع در وردسپهر به علت رخدادهای گرمایش ضعیف در زمستان ۱۳۸۶ و تاثیر آنها بر وردسپهر است. در زمستان ۱۳۸۸، رخداد گرمایش نهایی زودرس باعث تضعیف AO منفی شده است. با مقایسه شکل‌ها در ترازهای متفاوت، مشاهده می‌شود که ساختار قائم AO در زمستان ۱۳۸۶، دارای یک حالت پیوسته همراه با نبود تقارن مداری از تراز ۱۰۰۰ hPa تا تراز ۱۰ hPa است؛ در حالی که در زمستان ۱۳۸۸، ساختار قائم AO ناپیوسته بوده و تقارن مداری نسبی آن به طور تقریبی تا تراز ۱۰۰ hPa آشکار است. مقایسه شکل‌های ۱۰-ک و ۱۰-ال، نتایج حاصل از شکل ۹ مبنی بر شدت (ضعف) تاوه قطبی در زمستان ۱۳۸۶ (۱۳۸۸) را تایید می‌کند.

۱۳۸۶) و ۲ (زمستان ۱۳۸۸) نشان داده شده است. مقایسه مقادیر واریانس نشان‌دهنده برتری مد پیشرو بر سایر مدهای تغییرپذیری است. در زمستان ۱۳۸۶، واریانس مد پیشرو برای همه ترازهای انتخابی، به غیر از تراز ۱۰ hPa، کوچک‌تر از مقادیر مشابه آن در زمستان ۱۳۸۸ است. مد پیشرو در زمستان ۱۳۸۸ نشان‌دهنده بیشترین تغییرپذیری است؛ در حالی که در زمستان ۱۳۸۶، فقط در تراز ۱۰ hPa مد پیشرو نشان‌دهنده بیشترین تغییرپذیری است. نکته بارز در مقایسه مقادیر واریانس بین دو زمستان، آن است که در زمستان ۱۳۸۶ واریانس مد پیشروی بی‌هنجاری ارتفاع در تراز ۱۰ hPa بزرگ‌تر از مقدار مشابه آن در زمستان ۱۳۸۸ است؛ که این بیانگر قوی‌تر بودن تاوه قطبی در تراز ۱۰ hPa در این زمستان است.

شاخص روزانه AO در تراز ۱۰۰۰ hPa برای زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ به ترتیب در شکل‌های ۹-الف و ۹-ب آمده است. با توجه به شکل ۹-ب، شاخص AO در زمستان ۱۳۸۸ برای ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه منفی و دارای مقادیر بزرگ و نشان‌دهنده تاوه قطبی ضعیف است. در زمستان ۱۳۸۶ (شکل ۹-الف)، شاخص AO از نظر اندازه کوچک‌تر از مقدار مشابه آن در زمستان ۱۳۸۸ است؛ اما مقادیر مثبت شاخص AO در این سال بیشتر از مقادیر منفی آن است که این بیانگر تاوه قطبی قوی‌تر است. همچنین شاخص AO در زمستان ۱۳۸۶ به دلیل وقوع

بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی شده که نشان‌دهنده نبود برهم‌کنش وردسپهر-پوشن سپهر است. نتایج حاصل از محاسبه تابع‌های متعامد تجربی نشان می‌دهد که وقوع (فقدان) گرمایش ناگهانی ضعیف یا قوی در اثنای زمستان موجب جابه‌جایی الگوی دو قطبی دمای سرد به عرض‌های پایین‌تر (بالا‌تر) و در نتیجه بروز زمستانی سرد (گرم) در منطقه شامل ایران می‌شود.

منابع

حسین‌پور، ف.، ۱۳۸۸، بررسی بی‌هنجاری آب و هوایی زمستان ۱۳۸۶ از دیدگاه دینامیک بزرگ‌مقیاس: پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

محمدآبادی کمره‌ای، آ.، ۱۳۹۰، بررسی بی‌هنجاری آب و هوایی زمستان ۱۳۸۸ از دیدگاه دینامیک بزرگ‌مقیاس و مقایسه با زمستان ۱۳۸۶: پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

- Baldwin, M. P., and Dunkerton, T. J., 1999, Downward propagation of the Arctic oscillation from the stratosphere to the troposphere: *J. Geophys. Res.*, **104**, 30937–30946.
- Bretherton, C. S., Holton, J. R., Pyle, J. A., and Curry, J., 2003, Empirical orthogonal functions and singular vectors: Academic Press Inc.
- Cai, M., and Ren, R.-C., 2007, Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part I: Northern Hemisphere cold season variability: *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1880–1901.
- Christiansen, B., 2001, Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis: *J. Geophys. Res.*, **106**, 27307–27322.
- Jolliffe, I. T., 2002, *Principal Component Analysis*: Springer.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–472.

با توجه به شکل‌های سطوح متفاوت می‌توان گفت که در زمستان ۱۳۸۶، وجود تاوه قطبی به‌نسبت قوی در مقایسه با زمستان ۱۳۸۸ و رخداد‌های گرمایش ضعیف، با بروز زمستانی سرد در منطقه شامل ایران همراه بوده است. در زمستان ۱۳۸۸ نیز، AO در فاز منفی و قوی بوده و انتقال الگوی دو قطبی دما به عرض‌های بالاتر، موجب بروز زمستانی گرم در منطقه شده است.

۵ بحث و نتیجه‌گیری

بررسی میانگین مداری باد مداری و شیو دما در عرض جغرافیایی ۶۰ درجه شمالی و تراز ۱۰hPa نشان‌دهنده رفتار متفاوت تاوه قطبی در دو زمستان مورد بررسی است. در زمستان ۱۳۸۶، دو رخداد ضعیف SSW و سپس گرمایش نهایی رخ داده، درحالی‌که در زمستان ۱۳۸۸ فقط گرمایش نهایی اتفاق افتاده است. سری زمانی مد پیشروی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی حاصل از محاسبه به کمک روش EOF در تراز ۵۰hPa که معرف شدت تاوه قطبی است، نشان می‌دهد که تاوه قطبی در زمستان ۱۳۸۶ قوی‌تر از زمستان ۱۳۸۸ بوده است.

تفاوت وضعیت اقلیمی سطحی در زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ با استفاده از الگوهای بی‌هنجاری دما، می‌تواند ناشی از برهم‌کنش وردسپهر-پوشن سپهر باشد. نبود تقارن مداری الگوهای مکانی مد پیشروی بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی از سطح زمین (۱۰۰۰hPa) تا میانه پوشن سپهر (۱۰hPa) در زمستان ۱۳۸۶ بیانگر اثر پوشن سپهر بر وردسپهر بوده و وقوع گرمایش‌های ضعیف موجب انتقال الگوی دو قطبی دمای سرد به عرض‌های پایین‌تر و بروز زمستانی سرد در منطقه شامل ایران شده است. درحالی‌که فقدان رخداد گرمایش‌های ضعیف یا قوی در زمستان ۱۳۸۸ سبب تقارن مداری نسبی، به‌خصوص در ترازهای نزدیک به سطح زمین، برای الگوهای مکانی مد پیشروی

- climate: *Geophys. Res. Lett.*, **32**, 715–720.
- Scaife, A. A., Folland, C. K., Alexander, L. V., Moberg, A., and Knight, J. R., 2008, European climate extremes and the North Atlantic Oscillation: *J. Climate*, **21**, 72–83.
- Thompson, D. W. J., Baldwin, M. P., and Wallace, J. M., 2002, Stratosphere connection to northern hemisphere wintertime weather: implications for prediction: *J. Climate*, **15**, 1421–1428.
- Thuburn, J., and Lagneau, V., 1999, Eulerian mean, contour integral, and finite-amplitude wave activity diagnostics applied to a single-layer model of the winter stratosphere: *J. Atmos. Sci.*, **56**, 689–710.
- Wilks, D. S., 2006, *Statistical methods in the atmospheric sciences*: Elsevier.
- Kolstad, E. W., Breiteig, T., and Scaif, A. A., 2010, The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere: *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **136**(649), 886–893.
- Lorenz, E. N., 1956, *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*: Sci. Rep. No. 1, Statistical Forecasting Project, M.I.T., Cambridge.
- Panofsky, H. A., and Brier, G. W., 1968, *Some Applications of Statistics to Meteorology*: Pennsylvania State University Press.
- Preisendorfer, R. W., 1988, *Principal Component Analyses in Meteorology and Oceanography*: Elsevier.
- Scaife, A. A., Knight, J. R., Vallis, G. K., and Folland, C. K., 2005, A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface