

بررسی اثرهای اقلیم‌شناختی تاوه قطبی پوشن‌سپهر در منطقه جنوب غرب آسیا

کیارا عباس‌زاده اقدم^۱، علیرضا محب‌الحجه^{۲*} و فرهنگ احمدی‌گیوی^۲

^۱ دانش‌آموخته کارشناسی ارشد هواشناسی، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

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

(دریافت: ۹۲/۷/۲۲، پذیرش نهایی: ۹۳/۷/۱)

چکیده

یافتن رابطه بین وضعیت و تحول پوشن‌سپهر و شرایط جوّی در سطح زمین، علاوه بر اینکه درک ما را از چگونگی عملکرد لایه‌های گوناگون جوّ و دینامیک آنها افزایش می‌دهد، پیامدهایی برای بهبود پیش‌بینی وضع هوا و اقلیم در هر منطقه دربر دارد. هدف اصلی پژوهش حاضر، شناخت این پیامدها با تمرکز بر منطقه جنوب غرب آسیا است. در این پژوهش، داده‌های روزانه بازتخلیل NCEP/NCAR شامل فشار، دما، دمای کمینه، رطوبت نسبی، آهنگ بارش و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای گوناگون و با روی سطح زمین از ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۱ به کار رفته است. منطقه مورد بررسی، عرض‌های ۲۵°N تا ۴۵°N و طول‌های ۳۵°E تا ۶۵°E را دربر می‌گیرد که شامل ایران و مناطق واقع در غرب آن تا شرق دریای مدیترانه است. در این تحقیق نشان داده می‌شود که به دنبال رویداد تاوه قطبی ضعیف، از یک سو دمای میانگین روزانه سطح زمین در بیشتر نقاط منطقه نسبت به حالت قوی تاوه قطبی کاهش می‌یابد و از سوی دیگر تعداد رویدادهای سرد شمارش شده در کل منطقه نیز کمتر می‌شود. همچنین، پس از رویداد تاوه قطبی ضعیف، همه نقاط منطقه با کاهش فشار سطحی و بیشتر نقاط با افزایش رطوبت نسبی نسبت به تاوه قطبی قوی همراه است. آهنگ بارش در دو حالت متضاد تاوه قطبی، در هر یک از نقاط منطقه متفاوت است؛ در برخی نقاط افزایش و در برخی کاهش مشاهده می‌شود که بیشینه تفاوت دو حالت به ۱۲/۵ میلی‌متر در ماه می‌رسد. در مجموع، می‌توان نتیجه گرفت که گرچه میزان تاثیر شدت تاوه قطبی پوشن‌سپهر در وضعیت آب‌وهوایی ایران از برخی نقاط کره زمین مانند شمال قاره آمریکا کمتر است، اما این آثار می‌تواند در بحث پیش‌بینی بلندمدت وضع هوا در این منطقه حائز اهمیت باشد.

واژه‌های کلیدی: تاوه قطبی پوشن‌سپهر، شاخص شدت زمستان، رویداد سرد، شاخص NAM، وردایی اقلیم

Investigation of the climatological effects of the stratospheric polar vortex in Southwest Asia

Abbaszadeh Aghdam, K.¹, Mohebalhojeh, A. R.² and Ahmadi-Givi, F.²

¹M.Sc. Graduated, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

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

(Received: 14 Oct 2013, Accepted: 23 Sep 2014)

Summary

The relationship between the stratospheric conditions and evolution, and the surface weather, not only has revolutionized our understanding of the functions of different atmospheric layers and their dynamics, but has also brought about potential implications for weather and climate predictions in almost any region of the planet. Obtaining a better understanding of the field, particularly in Southwest Asia, is the motivation for this study. The, NCEP/NCAR reanalysis data including minimum and average daily temperature, geopotential height, the precipitation rate, pressure and relative humidity at the surface or various atmospheric levels are used. Due to the fact that between 1948 and 1957, observations of the upper atmosphere were less frequent and were made at synoptic hours different from today's main synoptic times, the reanalysis data are less reliable (Kistler et al., 2001); hence this period has been omitted in the present study; consequently only the

data from 1958 to 2011 were used. The study region consists of an area between 25-45°N and longitudes 35-65°E, which includes Iran and extends westward to the Mediterranean Sea. The grid points are 2.5 degrees apart in both longitude and latitude. In a procedure similar to that of Thompson et al. (2002), the mean daily surface temperature and the frequency of cold events are compared in a 60-day interval, following weak and strong vortex conditions. A cold event is defined as a day in which the minimum temperature falls more than one standard deviation beneath the January to March (JFM) climatological mean. The stratospheric polar vortex is called weak or strong when the absolute value of the daily geopotential height anomaly at 10 hPa, averaged from 60- 90°N, is more than twice the JFM climatological standard deviation. Other variables such as relative humidity at 850 hPa, surface pressure, the precipitation rate and temperature anomaly are also compared during these intervals. For each day, in evaluating the temperature anomaly and its standard deviation, use is made of the climatological mean value for the month that the day is in it. Values of a winter severity index (Thompson et al., 2002) are calculated and compared for every winter day using 54 years of temperature data in the two cases of weak and strong polar vortex. The index is proportional to the standardized squared minimum daily temperature and is nonzero if and only if the latter temperature is below a specified threshold value. The winter severity index is averaged over all grid points within our domain of study. A randomization test is used to estimate the significance of the differences observed in the number of cold events after the weak and strong vortex conditions.

It is shown in weak vortex events, daily mean surface temperatures decrease compared to the strong vortex conditions in most parts of the under study region, however cold events become less frequent. Exceptions are two distinct locations in the east and northwest part of the country which appear to have higher daily mean temperatures following the weak vortex conditions. Also, the entire region shows a decrease in surface pressure relative to the strong events for which it can reach up to 30 hPa in some parts including a region located in the southwest of Iran. Weak vortex events are followed by higher relative humidity conditions in most parts of the region— the enhancement reaches six percent at certain areas— which may be linked to the aforementioned drop in surface pressure. The difference in precipitation rate following weak and strong vortices varies from one part of the region to another, showing both increases and decreases, with a maximum absolute value of 12.5 millimeters per month. A positive temperature anomaly difference is identified in almost the entire region, in agreement with the expectations the frequency and magnitude of positive and negative temperature anomalies. The performed randomization test reveals a confidence level of 92 to 99 percent for the observed differences between the frequency of cold events after the weak and strong vortex conditions depending on the severity of events. The winter severity index also confirms previous findings regarding the frequency of cold events following weak and strong vortices, demonstrating a higher value in almost every winter day for the case of a strong vortex compared to its climatological mean value and the weak vortex conditions.

Although the strength of the stratospheric polar vortex has a less dramatic impact on the study region compared to regions like northern parts of Asia and North America, the current study reveals patterns of weather and climate variability related to the polar vortex conditions in the region which can have important implications for long-term forecasting purposes.

Keywords: Stratospheric polar vortex, Winter severity index, Cold event, NAM index, Climate variability

۱ مقدمه

زیرین آن، نه فقط می‌تواند در بهبود پیش‌بینی وضع هوا در مقیاس‌های زمانی ماهانه و فصلی موثر باشد، بلکه به پیش‌بینی بهتر اثرات اقلیمی افزایش گازهای گلخانه‌ای، کاهش اُزن در پوشن سپهر و تغییرات دیگر از جمله تغییر در وضعیت خورشید و آتشفشان‌ها نیز منجر شود (بالدوین و همکاران، ۲۰۰۳).

مدهای حلقوی (Annular Modes) که در دو نیمکره شمالی و جنوبی به اختصار NAM و SAM نامیده می‌شوند، الگوهای غالب وردایی در وردسپهر و پوشن سپهر در عرض‌های برون‌حاره‌ای هستند. از آنجا که بخش اصلی وردایی پوشن سپهر در این عرض‌ها به تاوه قطبی مربوط است، شاخص NAM و SAM در تراز فشاری ۱۰ hPa سنج‌ای تقریبی از شدت تاوه قطبی پوشن سپهری است، به گونه‌ای که شاخص مثبت با تاوه‌ای قوی و شاخص منفی با تاوه‌ای ضعیف مطابقت دارد. در سطح زمین، NAM (که به آن «نوسان شمالگان» (Northern Oscillation) نیز گفته می‌شود) به صورت رابطه‌ای معکوس بین شدت جریان مداری در عرض‌های حدود ۵۵ درجه و ۳۵ درجه شمالی است. در شرایطی که شاخص NAM مثبت و بزرگ است، فشار سطح دریا در قطب کم است و بادهای غربی شدید در عرض حدود ۵۵ درجه شمالی وجود دارد؛ حال آنکه فشار سطحی در عرض‌های میانی زیاد است و بادهای عرض ۳۵ درجه شمالی ضعیف‌ترند. شاخص NAM منفی با قدر مطلق بزرگ، با شرایط معکوس آنچه گفته شد، همراه است. پوشن سپهر بیشتر تأثیر خود بر هوای وردسپهر را در طی زمستان نیمکره شمالی و بهار نیمکره جنوبی اعمال می‌کند. در زمان‌هایی که شاخص NAM منفی است، در بیشتر قسمت‌های امریکای شمالی، اروپا و آسیای دمای هوای سطح زمین، نسبت به حالت NAM مثبت، کمتر است و رویدادهای بسیار سرد به دفعات بیشتری رخ می‌دهند (تامپسون و والاس، ۲۰۰۱). پژوهش‌های متعددی سعی در

از دهه ۱۹۸۰ با کشف حفره اُزن جنوبگان و آشکار شدن نقش تاوه قطبی پوشن سپهری در تشکیل آن، توجه پژوهشگران به این تاوه به میزان زیادی افزایش یافت. در دو الی سه دهه گذشته پژوهش‌های متعددی برای درک بهتر ساختار و دینامیک تاوه قطبی با استفاده از داده‌های مشاهداتی و مدل‌ها صورت گرفته است (مثلاً واف، ۱۹۹۷؛ واف و رندل، ۱۹۹۹؛ رونگ و واف، ۲۰۰۴؛ اسلر و اسکات، ۲۰۰۵؛ چارلتون و پولوانی، ۲۰۰۷). در سال‌های اخیر نتایج بررسی‌های بسیاری حاکی از آن است که تاوه قطبی می‌تواند بر وضعیت جوئی و اقلیمی وردسپهر تأثیرگذار باشد؛ از این رو انگیزه و علاقه بیشتری نسبت به موضوع تاوه قطبی پوشن سپهر معطوف شده است (واف و پولوانی، ۲۰۱۰).

تصور قدیمی در باره پوشن سپهر آن بوده است که این لایه از جو، به‌طور منفعل‌پذیری انرژی و امواج ایجاد شده از پدیده‌ها و سامانه‌های جوئی در وردسپهر است (بالدوین و همکاران، ۲۰۰۳). با این حال پژوهش‌های دهه اخیر (مانند بالدوین و دانکرتون، ۱۹۹۹؛ نورتون، ۲۰۰۳؛ رونگ و واف، ۲۰۰۴) این دیدگاه را کاملاً دگرگون ساخته است و به نظر می‌رسد که پوشن سپهر نیز در کنار وردسپهر فعالانه در تعیین وضع هوا و اقلیم سطح زمین سهم دارد. به علاوه، برداشت عمومی آن است که پیش‌بینی‌پذیری وردسپهر در مقیاس‌های زمانی فراتر از دو هفته، از راه شناخت دقیق الگوهای تغییر سامانه جفت‌شده جو-اقیانوس، مانند نوسان مادن-جولین حاصل می‌شود (جونز و همکاران، ۲۰۰۴؛ شوکلا، ۱۹۹۸). حال آنکه از پژوهش‌های اخیر چنین بر می‌آید که پیش‌بینی‌پذیری وردسپهر برای بازه‌های زمانی طولانی‌تر ممکن است با بررسی جفت‌شدگی دینامیکی بین گردش‌های وردسپهر و پوشن سپهر نیز به دست آید (تامپسون و همکاران، ۲۰۰۲).

پی‌بردن دقیق به نحوه تأثیر پوشن سپهر بر لایه جوئی

شناخت چگونگی این تاثیر در مناطق گوناگون دو نیمکره شمالی و جنوبی داشته (مانند تامپسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ جیل و همکاران، ۲۰۰۶) و توانسته‌اند تصویری کلی از وضع هوا به دنبال رویدادهای تاوه قطبی ضعیف و قوی به دست دهند. با این حال کمبود اساسی در زمینه شناخت رابطه اقلیمی بین وضعیت جوّی در منطقه ایران با پدیده‌های پوشش سپهری احساس می‌شود. در پژوهشی که به تازگی میررکنی (۱۳۸۹) عملی ساخته است، نقش پوشش سپهر در بی‌هنجاری‌های دو زمستان ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸ در منطقه ایران مورد بررسی قرار گرفته است. هدف از این پژوهش، دست یافتن به نمای کلی تر تاثیرات پوشش سپهر بر اقلیم در منطقه‌ای شامل ایران است.

۲ داده‌ها و روش کار

در پژوهش حاضر، از داده‌های روزانه بازتحلیل NCEP/NCAR (کلنی و همکاران، ۱۹۹۶) شامل میدان‌های فشار، دما و دمای کمینه، رطوبت نسبی، آهنگ بارش و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای فشاری متفاوت و روی سطح زمین (ارتفاع ۲ متر) استفاده شده است.

بسیاری از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR مانند ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما و رطوبت نسبی ترازهای گوناگون و همچنین فشار سطحی در شبکه‌ای روی کره با تفکیک افقی $2/5 \times 2/5$ درجه در دو راستای طول و عرض جغرافیایی موجود است. داده‌های میانگین روزانه دمای سطح (ارتفاع دو متر)، دمای کمینه روزانه سطح (ارتفاع دو متر) و آهنگ بارش روی سطح از جمله داده‌هایی هستند که روی شبکه گاوسی موجودند. شبکه گاوسی مربوط به این دسته از داده‌های NCEP/NCAR از نوع T62 است که در تحقیق حاضر به شبکه معمولی (شبکه ذکر شده در بالا) تبدیل شده است.

بین سال‌های ۱۹۴۸ تا ۱۹۵۷ دیدبانی‌های کمتری برای داده‌های جوّ بالا عملی می‌شد و این مشاهدات سه ساعت

دیرتر از زمان همدیدی اصلی فعلی و اکثراً در نیمکره شمالی صورت می‌گرفت. یعنی داده‌های قابل دسترس ورودی در آن دوره زمانی مربوط به ساعت‌های ۰۳، ۰۹، ۱۵ و ۲۱ بود که در حال حاضر از راه پیش‌بینی برای ساعت‌های ۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ به دست آمده‌اند. بنابراین بازتحلیل در آن دوره کمتر از سال‌های بعدی قابل اعتماد است (کیستلر و همکاران، ۲۰۰۱). بدین علت، در این پژوهش از داده‌های بازتحلیل ۱۹۵۸ به بعد (تا سال ۲۰۱۱) استفاده شده است.

پژوهش حاضر، روشی مشابه روش تامپسون و همکاران (۲۰۰۲) را دنبال می‌کند؛ بدین ترتیب که مقادیر میانگین روزانه دمای هوای سطح و بسامد وقوع رویدادهای سرد در طی بازه زمانی ۶۰ روزه پس از رویدادهای تاوه قطبی پوشش سپهری ضعیف و قوی با یکدیگر مقایسه می‌شود. روز شروع رویداد تاوه ضعیف و قوی، روزی است که قدر مطلق مقادیر بی‌هنجاری روزانه ارتفاع ژئوپتانسیلی 10 hPa (نسبت به میانگین اقلیمی ژانویه تا مارس) که بین عرض‌های جغرافیایی 60°N تا 90°N میانگین‌گیری شده است، از دو برابر انحراف معیار (اقلیمی) ژانویه تا مارس بیشتر شود (طبیعی است که این بی‌هنجاری‌ها برای تاوه ضعیف مثبت و برای تاوه قوی منفی خواهند بود). در محاسبه میانگین‌ها و انحراف معیارهای اقلیمی، داده‌های ژانویه تا مارس در کل دوره ۵۴ ساله مورد بحث به کار رفته‌اند.

در این تحقیق، فقط تاریخ رویدادهای قوی یا ضعیفی در نظر گرفته می‌شود که با رویداد قبل از خود حداقل ۶۰ روز فاصله داشته باشند؛ یعنی رویدادهایی که در این فاصله زمانی رخ می‌دهند، در نظر گرفته نمی‌شوند. گرچه این بررسی با داده‌های همه روزهای سال صورت می‌پذیرد، ولی از آنجاکه در استاندارد کردن داده‌ها (برای محاسبه میانگین و انحراف معیار) از مقادیر اقلیمی ژانویه تا مارس استفاده می‌شود، همه رویدادهای سرد و رویدادهای تاوه ضعیف یا قوی در فصل زمستان قرار می‌گیرند.

(Index) در نقطه x و زمان t و T' دمای کمینه روزانه است که با میانگین و انحراف معیار اقلیمی مربوط به JFM استاندارد شده است. این شاخص فقط تحت تاثیر رویدادهای بسیار سرد است و مقدار آن با افزایش شدت رویداد سرد به صورت غیرخطی بزرگ می‌شود. بنابراین، این شاخص وزن بزرگی برای رویدادهای به شدت سرد قائل می‌شود. چون در محاسبه WSI از مقادیر میانگین و انحراف معیار ژانویه تا مارس استفاده می‌شود، این شاخص دارای وابستگی فصلی شدیدی است، به طوری که مقادیر بیشینه آن در اواسط زمستان رخ می‌دهد و دامنه آن وابستگی مکانی شدیدی ندارد. برای آنکه شاخص واحدی برای سرمای زمستان در سراسر یک منطقه (یا مجموعه‌ای شامل چند ایستگاه پراکنده) داشته باشیم، با میانگین‌گیری از $WSI(x, t)$ برای کل نقاط موردنظر، شاخص $WSI(t)$ به دست می‌آید. بنابراین روند کار برای محاسبه این شاخص بدین ترتیب است که برای هر نقطه، اگر بی‌هنجاری استاندارد شده دمای کمینه روزانه در بازه زمانی ۶۰ روزه پس از هر یک از رویدادهای تاوه قطبی ضعیف و قوی از $\sqrt{2}$ - کمتر باشد، مربع آن و در غیر این صورت مقدار صفر در حکم شاخص WSI مربوط به آن روز زمستان در آن نقطه در نظر گرفته می‌شود. برای هر روز زمستان از دسامبر تا آخر مارس، مقادیر شاخص WSI سال‌های گوناگون میانگین‌گیری می‌شود، سپس میانگین آن روی همه نقاط شبکه در منطقه موردنظر به دست می‌آید و به این ترتیب، شاخص WSI برای هر روز زمستان در دو حالت تاوه ضعیف و قوی رسم می‌شود.

۳ رویدادهای تاوه قطبی ضعیف و قوی

در جدول ۱ رویدادهای تاوه قطبی ضعیف و قوی از ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۱ آورده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، ۳۳ رویداد مربوط به تاوه قوی و ۳۹ رویداد از نوع ضعیف است.

به دفعات مشاهده شده است که ۱ تا ۲ هفته پس از رخداد بی‌هنجاری‌های بزرگ در شدت تاوه قطبی پوشن سپهر، بی‌هنجاری‌هایی مشابه در وردسپهر پدیدار می‌شود (بالدوین و دانکرتون، ۱۹۹۹) که میزان دوام آن، با مدت دوام بی‌هنجاری‌های تاوه قطبی یعنی حدود ۶۰ روزه، مطابقت دارد (بالدوین و دانکرتون، ۲۰۰۱). انتخاب بازه زمانی ۶۰ روزه در این تحقیق نیز تا حد زیادی بر همین اساس صورت گرفته است.

در ابتدای کار، در همه رویدادهای تاوه قوی، دمای میانگین در بازه زمانی ۶۰ روزه بعد از هر رویداد، محاسبه و در مورد کل رویدادهای قوی صورت گرفته، میانگین‌گیری شده است. همین فرایند برای همه رویدادهای تاوه ضعیف صورت گرفته و در نهایت، دمای میانگین روزانه مربوط به حالت قوی از حالت ضعیف کم و حاصل رسم شده است. این کار برای آهنگ بارش و فشار در سطح زمین، رطوبت نسبی در تراز ۸۵۰ hPa و بی‌هنجاری استاندارد شده دمای سطحی نیز صورت گرفته است.

در مرحله بعد تعداد رویدادهای سرد در بازه زمانی ۶۰ روزه بعد از رویداد تاوه قطبی ضعیف و قوی در سال‌های متفاوت و همه نقاط منطقه مورد بررسی، شمارش شده است. رویداد سرد به روزی اطلاق می‌شود که دمای کمینه در آن روز دست‌کم یک انحراف معیار کوچک‌تر از میانگین ژانویه تا مارس (JFM) باشد. به این ترتیب مقایسه تعداد رویدادهای سرد بعد از رویداد تاوه قطبی ضعیف و قوی امکان‌پذیر می‌شود.

در نهایت با تعریف یک شاخص ساده به شیوه تامپسون و همکاران (۲۰۰۲) در هر روز، شدت سرمای زمستان برای هر نقطه روی زمین به صورت رابطه (۱) سنجیده می‌شود:

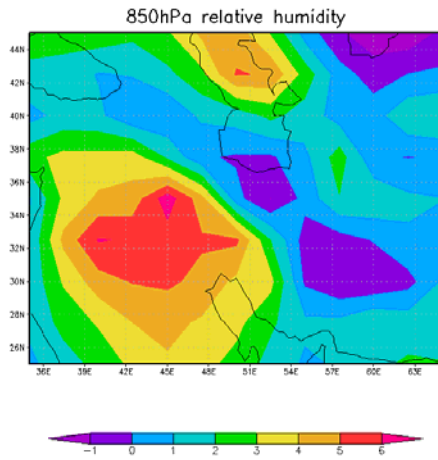
$$WSI(x, t) = T'^2 \quad \text{در حالت } T' < -\sqrt{2} \quad (1)$$

$$WSI(x, t) = 0 \quad \text{در حالت } T' \geq -\sqrt{2}$$

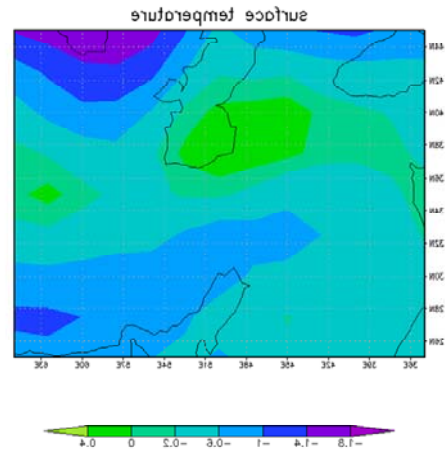
"شاخص شدت زمستان" ($WSI(x, t)$) Winter Severity

جدول ۱. رویدادهای تاوه قطبی ضعیف و قوی از سال ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۱.

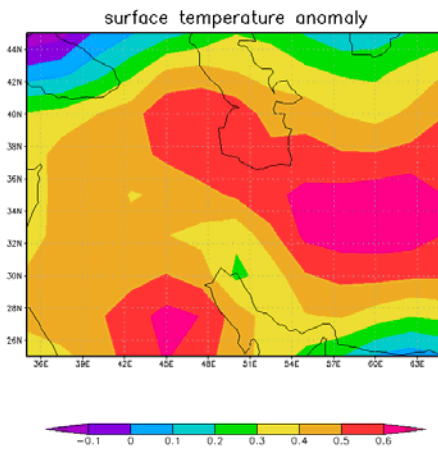
سال	روز سال	تاوه		سال	روز سال	تاوه		سال	روز سال		
		قوی	ضعیف			قوی	ضعیف				
۱۹۵۸	۲۸	●		۱۹۷۶	۷۰	●		۱۹۹۵	۴۲		●
۱۹۵۸	۳۲۰		●	۱۹۷۶	۳۵۷		●	۱۹۹۵	۳۵۱		●
۱۹۵۹	۷۴		●	۱۹۷۹	۵۲		●	۱۹۹۷	۳۴		●
۱۹۶۰	۲		●	۱۹۸۰	۱۷		●	۱۹۹۷	۹۵		●
۱۹۶۰	۷۲		●	۱۹۸۰	۳۵۲		●	۱۹۹۷	۳۵۸		●
۱۹۶۰	۳۱۶		●	۱۹۸۱	۴۷		●	۱۹۹۸	۳۴۷		●
۱۹۶۱	۶۹		●	۱۹۸۲	۲۴		●	۱۹۹۹	۵۶		●
۱۹۶۲	۴۶		●	۱۹۸۳	۸		●	۱۹۹۹	۳۶۴		●
۱۹۶۳	۲۷		●	۱۹۸۴	۲۲		●	۲۰۰۰	۶۰		●
۱۹۶۴	۴۱		●	۱۹۸۴	۳۶۳		●	۲۰۰۰	۳۵۲		●
۱۹۶۵	۳۳۹		●	۱۹۸۶	۵۶		●	۲۰۰۱	۴۷		●
۱۹۶۶	۵۴		●	۱۹۸۷	۱۹		●	۲۰۰۱	۳۵۷		●
۱۹۶۷	۲۶		●	۱۹۸۷	۳۳۶		●	۲۰۰۳	۱۶		●
۱۹۶۷	۸۷		●	۱۹۸۸	۳۲		●	۲۰۰۳	۳۵۷		●
۱۹۶۷	۳۶۴		●	۱۹۸۸	۳۶۴		●	۲۰۰۴	۳۵۳		●
۱۹۶۸	۷۳		●	۱۹۸۹	۵۹		●	۲۰۰۵	۷۳		●
۱۹۶۸	۳۲۸		●	۱۹۸۹	۳۶۰		●	۲۰۰۶	۱۱		●
۱۹۶۹	۳۵۹		●	۱۹۹۰	۹۴		●	۲۰۰۷	۵۷		●
۱۹۷۱	۱۱		●	۱۹۹۱	۲۷		●	۲۰۰۸	۲		●
۱۹۷۲	۵۷		●	۱۹۹۲	۱۲		●	۲۰۰۹	۵		●
۱۹۷۳	۳۰		●	۱۹۹۳	۱۶		●	۲۰۰۹	۹۹		●
۱۹۷۴	۱۹		●	۱۹۹۳	۳۶۴		●	۲۰۱۰	۸		●
۱۹۷۵	۵۱		●	۱۹۹۴	۶۰		●	۲۰۱۱	۳۹		●
۱۹۷۶	۹		●	۱۹۹۴	۳۴۶		●	۲۰۱۱	۳۲۸		●



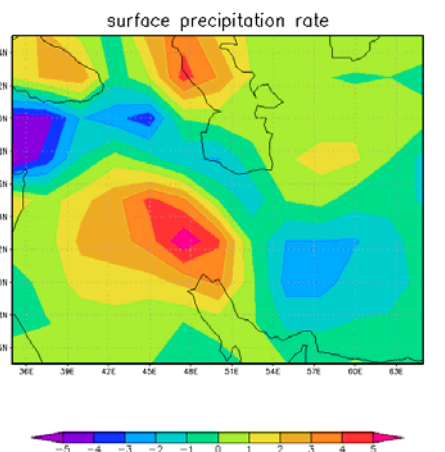
(د)



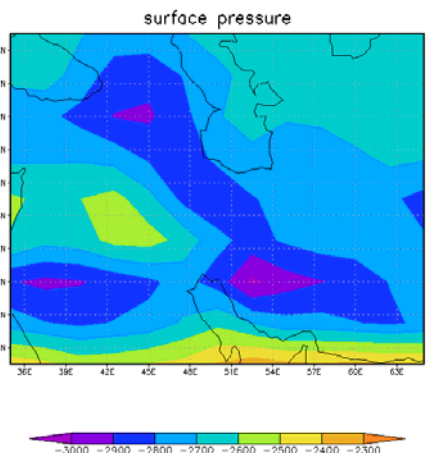
(الف)



(ه)



(ب)



(ج)

شکل ۱. تفاوت میانگین روزانه در دوره ۶۰ روزه بعد از رویدادهای تاوه قطبی ضعیف و قوی برای: (الف) دمای سطح زمین (برحسب درجه سلسیوس)، (ب) آهنگ بارش در سطح زمین (برحسب $10^{-6} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ، (ج) فشار سطح زمین (برحسب پاسکال)، (د) رطوبت نسبی در تراز ۸۵۰ hPa (برحسب درصد) و (ه) بی‌هنجاری دمایی سطح زمین (برحسب سلسیوس).

۴ تفاوت میانگین‌های روزانه در رویدادهای تاوه قطبی ضعیف و قوی

تفاوت میانگین روزانه دمای سطح زمین برای بازه زمانی ۶۰ روزه بعد از رویدادهای تاوه قطبی ضعیف و قوی در شکل ۱-الف آورده شده است. نتایج محاسبه‌ای مشابه روی

اختلاف آهنگ بارش و فشار در سطح زمین، رطوبت نسبی در تراز ۸۵۰ hPa و بی‌هنجاری استاندارد شده دمای سطحی در شکل‌های ۱-ب تا ۱-ه آورده شده است. در مورد شکل مربوط به بی‌هنجاری دما، به جای دمای سطح، بی‌هنجاری استاندارد شده آن به کار رفته است. در استانداردسازی بی‌هنجاری‌ها، از مقادیر میانگین بلندمدت و انحراف معیار دمای مربوط به همان ماه استفاده شده که روز موردنظر در آن واقع بوده است.

در نقشه مربوط به دمای سطح (شکل ۱-الف)، مشاهده می‌شود که در بیشتر نقاط منطقه مورد بررسی دمای میانگین در حالت تاوه ضعیف، نسبت به حالت تاوه قوی، کاهش دارد. دو منطقه مجزا یکی شمال‌غرب و دیگری در سمت شرق کشور، برخلاف سایر نقاط، نسبت به حالت تاوه قوی، افزایش دما دارند که میزان آن خیلی زیاد نیست. در شمالی‌ترین قسمت نقشه، به‌ویژه در سمت شرق، کاهش دمای شایان توجه دیده می‌شود که نشان از این امر دارد که به‌طور کلی عرض‌های جغرافیایی بالاتر، بیشتر تحت تاثیر نوسان شمالگان قرار می‌گیرند.

با توجه به نقشه آهنگ بارش سطحی (شکل ۱-ب)، تفاضل وضعیت بارش بین دو حالت تاوه ضعیف و قوی در این نقاط گوناگون منطقه، متفاوت است. آهنگ بارش در این شکل برحسب $10^{-6} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ معادل با ۲/۵ میلی‌متر در ماه است. بیشترین افزایش آهنگ بارش حالت تاوه ضعیف مربوط به غرب ایران و ناحیه‌ای در قسمت شمالی دریای خزر و بیشترین کاهش مربوط به قسمت‌های جنوب دریای سیاه است. میزان این افزایش و کاهش بیشینه حدود ۱۲/۵ میلی‌متر در ماه است.

در شکل ۱-ج که مربوط به فشار سطح است، همه نقاط منطقه در حالت تاوه ضعیف، فشار سطحی کمتری نسبت به حالت تاوه قوی دارند که این کاهش فشار می‌تواند تا ۳۰ هکتوپاسکال باشد. نواحی جنوبی شکل کاهش فشار کمتری نشان می‌دهند و بیشترین کاهش فشار در داخل

ایران مربوط به جنوب‌غرب کشور است. در نقشه رطوبت نسبی تراز ۸۵۰ hPa (شکل ۱-د)، مشاهده می‌شود که در بیشتر نقاط منطقه، رطوبت نسبی در هنگام تاوه ضعیف بیشتر از تاوه قوی است؛ گرچه در چند نقطه کاهش جزئی رطوبت نسبی وجود دارد. میزان افزایش رطوبت در بیشترین حالت حدود شش درصد است. با بررسی نقشه مربوط به بی‌هنجاری دما (شکل ۱-ه)، دیده می‌شود که این بی‌هنجاری‌ها تقریباً در سراسر منطقه موردنظر مثبت هستند و این به آن معنی است که در حالت تاوه ضعیف، بی‌هنجاری‌های دمایی مثبت بیشتر از حالت قوی و شدت بی‌هنجاری‌های دمایی منفی کمتر از حالت قوی است.

۵ تعداد رویدادهای سرد و شاخص WSI در تاوه‌های قطبی ضعیف و قوی

لازم به ذکر است که باید بین تفاوت میانگین‌های دمایی بین دو حالت تاوه قطبی ضعیف و قوی با تفاوت تعداد رویدادهای حدی سرد بین این دو حالت تمایز قائل شد؛ زیرا ممکن است دمای میانگین یک حالت، علی‌رغم بیشتر بودن تعداد رویدادهای سرد آن، بیشتر باشد. تفاوت تعداد رویدادهای سرد بین دو حالت تاوه ضعیف و قوی در شکل ۲ نشان داده شده است. برای رسم این نمودار، همان‌گونه که پیش از این اشاره شد، تعداد رویدادهای سرد رخ داده در یک بازه زمانی ۶۰ روزه بعد از هر رویداد تاوه قطبی ضعیف و همچنین قوی در همه نقاط شبکه موردنظر شمارش شده است. برای تعیین تعداد رویدادهای سرد با شدت‌های متفاوت، مقادیر گوناگونی برای اختلاف از میانگین به منزله معیار رویداد سرد در نظر گرفته شده است و تعداد رویدادهای مربوط به هر یک، جداگانه شمارش و مقایسه شده است. در شکل ۲-الف، تعداد رویدادهای سرد بدون در نظر گرفتن تفاوت تعداد رویدادهای تاوه قطبی ضعیف و قوی در بازه زمانی انتخابی آمده است؛

آنها رویداد تاوه قطبی ضعیف و قوی ثبت شده بود، یک نمونه ساختگی از سال‌های گوناگون شامل تاوه ضعیف و قوی ایجاد می‌شود و در این نمونه، تعداد رویدادهای سرد در بازه زمانی ۶۰ روزه بعد از رویداد تاوه ضعیف و قوی شمرده می‌شود. با این کار به تعداد دفعات زیاد (۱۰۰۰ بار)، توزیعی از اختلاف تعداد رویدادهای سرد حالت تاوه ضعیف و قوی به دست می‌آید که می‌توان از روی آن، با استفاده از آزمون یک‌طرفه (one-sided)، احتمال تصادفی بودن نمونه واقعی را برآورد کرد. نتایج حاکی از آن است که بیشتر بودن تعداد رویدادهای سرد در حالت تاوه قوی به میزان مشاهده شده، بسته به شدت رویداد با سطح اطمینانی بین ۹۲ تا ۹۹ درصد غیر تصادفی است. به‌طور کلی سطح اطمینان برای رویدادهای سرد شدیدتر که به دفعات کمتری رخ می‌دهند، کمتر است.

در شکل ۳، شاخص WSI در دو حالت تاوه قطبی ضعیف و قوی برای کل نقاط شبکه انتخابی رسم شده است. برای حذف اُفت‌وخیزهای دارای بسامد زیاد، به‌منظور حصول تصویری روشن از روند کلی تغییرات شاخص WSI، پالایه لَنکروس ۳۱ نقطه‌ای اعمال شده است (دیوشان، ۱۹۷۹).

در شکل ۳، منحنی خط پیوسته (محور قائم سمت چپ) شاخص WSI و منحنی خط چین (محور قائم سمت راست) میانگین بلندمدت این شاخص را از روز اول دسامبر تا آخر مارس نشان می‌دهد. در نمودار مربوط به حالت قوی (شکل ۳-الف)، به علت کوچک بودن اندازه نمونه (کم بودن تعداد رویدادهای تاوه قوی در اوایل دسامبر سال‌های متفاوت)، باید از مقادیر شاخص مربوط به روز اول تا روز ۱۸ دسامبر چشم‌پوشی شود (در این روزها رویدادهای تاوه قوی در کمتر از ۵ سال رخ داده است). دامنه یا همان مقدار عددی این شاخص به تنهایی اهمیت ندارد و فقط مقایسه حالت‌های گوناگون (تاوه ضعیف و قوی) موردنظر است. همان‌گونه که انتظار می‌رود، در هر دو نمودار، بیشینه

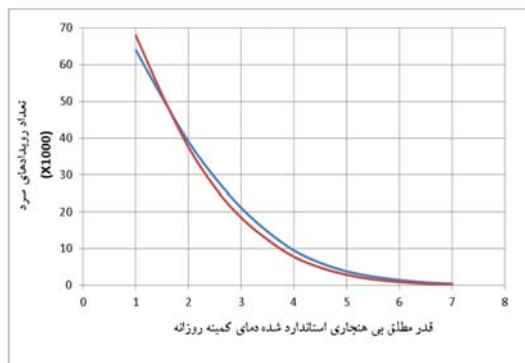
در صورتی که در شکل ۲-ب، تعداد رویدادهای سرد بر تعداد رویدادهای تاوه ضعیف یا قوی مشاهده شده تقسیم و به عبارتی تعداد رویدادهای سرد بهنجار شده است. اهمیت این تفکیک در مقایسه قسمت‌های (الف) و (ب) شکل ۲ مشخص است. بیشتر بودن تعداد رویدادهای سرد مشاهده شده در حالت تاوه ضعیف را که در بخشی از شکل ۲-الف مشاهده می‌شود، می‌توان به بیشتر بودن تعداد رویدادهای تاوه قطبی ضعیف مشاهده شده در بازه زمانی موردنظر در مقایسه با تاوه قوی نسبت داد.

با توجه به شکل ۲-ب، دیده می‌شود که تعداد رویدادهای سرد در بازه زمانی ۶۰ روزه پس از وقوع هر رویداد تاوه قوی بیشتر از همین تعداد در حالت ضعیف است. همان‌گونه که انتظار می‌رود، هرچه شدت رویدادهای سرد بیشتر می‌شود، تعداد دفعات وقوع در هر دو حالت کاهش می‌یابد؛ به‌طوری‌که تعداد رویدادهای سرد که در آنها انحراف از میانگین بیش از ۶/۵ انحراف معیار باشد، در هر دو حالت تاوه ضعیف و قوی کمتر از ۱۰۰۰ است (در نظر گرفتن این نکته اهمیت دارد که تعداد رویدادهای سرد ۵۴ سال برای همه ۱۱۷ نقطه داخل منطقه مورد بررسی با هم جمع شده و سهم هر نقطه از عدد پیش‌گفته بسیار کمتر است).

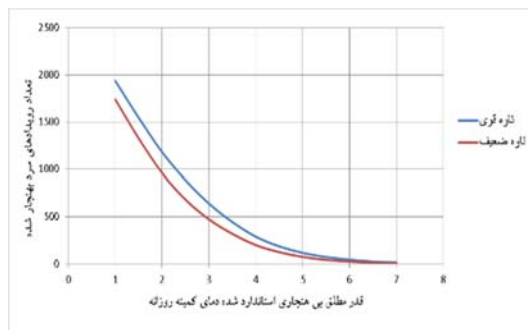
در اینجا امکان دارد این پرسش مطرح شود که آیا می‌توان با اطمینان بیان کرد که این میزان اختلاف مشاهده شده بین تعداد رویدادهای سرد گوناگون بعد از تاوه ضعیف و قوی، حاکی از تفاوت معنادار از دیدگاه آماری است. برای مثال تعداد رویدادهای سردی که با انحراف معیار ۱/۵ مشخص شده‌اند، در بازه‌های زمانی پس از رویدادهای تاوه قوی ۱۵۴۷ و در مورد تاوه ضعیف ۱۳۲۸ بوده است (مقادیر بهنجار شده موردنظر است). برای پاسخ به این پرسش از آزمون تصادفی‌سازی (Randomization) یا مونت کارلو (ویلکس، ۲۰۱۱) استفاده می‌کنیم. بدین منظور هر بار با جابه‌جا کردن تصادفی سال‌هایی که در

بنابراین در حالت تاوه ضعیف، شدت سرمای زمستان نسبت به میانگین بلندمدت و نیز نسبت به حالت تاوه قوی کمتر است. علت این امر را می‌توان به کمتر بودن تعداد رویدادهای سرد در حالت تاوه ضعیف نسبت به حالت تاوه قوی در منطقه موردنظر (شکل ۲) نسبت داد.

شاخص در اواسط تا اواخر ژانویه یعنی زمانی مشاهده می‌شود که کمترین دماها در کل JFM وجود دارد. با مقایسه این دو نمودار با یکدیگر و نیز وضعیت شاخص WSI اقلیمی، دیده می‌شود که در حالت تاوه ضعیف، منحنی شاخص WSI زیر منحنی شاخص اقلیمی و در حالت تاوه قوی، بالای منحنی شاخص اقلیمی قرار دارد؛

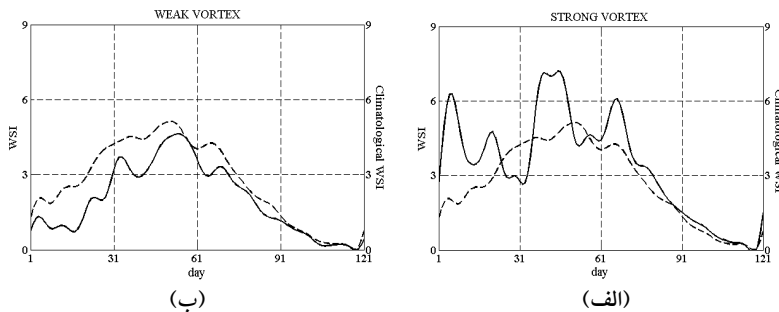


(الف)



(ب)

شکل ۲. (الف) تعداد رویدادهای سرد و (ب) تعداد بهنجارشده رویدادهای سرد در فاصله زمانی ۶۰ روزه بعد از رویداد تاوه ضعیف و قوی به صورت تابعی از بی‌هنجاری استاندارد شده دمای کمینه روزانه به منزله معیار رویداد سرد.



(ب)

(الف)

شکل ۳. مقادیر روزانه شاخص WSI به صورت تابعی از روز برای فاصله زمانی ۶۰ روزه پس از رویداد تاوه: (الف) قوی و (ب) ضعیف. منحنی‌های خط‌چین (محور قائم سمت راست) شاخص WSI اقلیمی را نشان می‌دهند.

۶ نتیجه‌گیری

به‌طور کلی، شدت تاثیر تاوه قطبی پوشن سپهر در اقلیم منطقه مورد بررسی، نسبت به شمال آسیا و امریکا کمتر است و این یافته با مقایسه نتایج حاصل از این پژوهش و نتایج تامپسون و همکاران (۲۰۰۲)، مثلاً در زمینه اختلاف دمای میانگین در دو حالت تاوه ضعیف و قوی، به‌خوبی مشاهده می‌شود. با این حال، با توجه به تاثیرپذیری مشاهده شده کمیت‌های گوناگون هواشناختی از شدت تاوه قطبی در پژوهش حاضر، به نظر می‌رسد که در دستیابی به دقت زیاد پیش‌بینی، به‌ویژه در پیش‌بینی‌های بلندمدت، در منطقه ایران نیز نمی‌توان از تاثیرات پوشن سپهر و تاوه قطبی که بارزترین پدیده آن و نماینده بخش عمده وردایی در عرض‌های بالاتر است، چشم پوشید.

مراجع

- میررکنی، س. م.، ۱۳۸۹، تحلیل دینامیکی - آماری وردایی درونی پوشن سپهر بر مبنای مدل‌ها و فرایافت‌های عددی، رساله دکتری هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J., 1999, Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J. Geophys. Res.*, **104**, 30937-30946.
- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J., 2001, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, **294**, 581-584.
- Baldwin, M. P., Thompson, D. W. J., Shuckburgh, E. F., Norton, W. A. and Gillett, N. P., 2003, Weather from the stratosphere? *Science*, **301**, 317-319.
- Charlton, A. J. and Polvani, L. M., 2007, A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: climatology and modeling benchmarks, *J. Clim.*, **20**, 449-469.
- Duchon, C. E., 1979, Lanczos filtering in one and two dimensions, *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016-1022.
- Esler, J. G. and Scott, R. K., 2005, Excitation of transient Rossby waves on the stratospheric polar vortex and the barotropic sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3661-3682.
- Gillett, N. P., Kell, T. D. and Jones, P. D., 2006, Regional climate impacts of the southern

در این مقاله به‌منظور بررسی اثر تاوه قطبی پوشن سپهر بر وضعیت آب‌وهوای منطقه‌ای شامل ایران، رویدادهای تاوه قطبی ضعیف و قوی در داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR بین سال‌های ۱۹۵۸ تا ۲۰۱۱ مشخص شده است. سپس در بازه‌های زمانی ۶۰ روزه پس از رویدادهای تاوه ضعیف و قوی، برخی کمیت‌ها از قبیل دمای میانگین روزانه، فشار و آهنگ بارش در سطح زمین، رطوبت نسبی تراز ۸۵۰ hPa و همچنین تعداد رویدادهای سرد و شاخص شدت زمستان (که هر دو با استفاده از دمای کمینه روزانه تعریف می‌شوند) مقایسه شده است. به‌علاوه، آزمون مونت کارلو نیز برای حصول اطمینان از معناداری تفاوت مشاهده شده در تعداد رویدادهای سرد صورت گرفته است.

با بررسی نقشه‌های ترکیبی دمای روزانه سطح زمین مشخص می‌شود که در بیشتر نقاط منطقه مورد بررسی، دمای میانگین به دنبال رویدادهای تاوه قطبی ضعیف، نسبت به تاوه قوی، کاهش نشان می‌دهد. همچنین نقشه‌های فشار سطحی نیز حاکی از کاهش فشار در حالت تاوه قطبی ضعیف در کل منطقه است که ممکن است با افزایش مشاهده شده در رطوبت نسبی تراز ۸۵۰ hPa که در بیشتر نقاط کشور در حالت تاوه ضعیف رخ می‌دهد، در ارتباط باشد.

افزایش بی‌هنجاری دمای سطحی در کل منطقه برای حالت تاوه ضعیف پوشن سپهر، نشان‌دهنده بیشتر بودن رویدادهای سرد در حالت تاوه قوی است که در شکل ۲ مشاهده شد. آزمون مونت کارلو نیز معناداری آن را با سطح اطمینان قابل توجهی تایید می‌کند. این فراوانی رویدادهای سرد در حالت تاوه قوی است که سبب می‌شود شاخص شدت زمستان (WSI) که با توان دوم بی‌هنجاری دما متناسب است، در حالت تاوه قوی بزرگ‌تر از حالت تاوه ضعیف باشد.

- chaos: a scientific basis for climate forecasting, *Science*, **282**, 728-731.
- Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M., 2001, Regional climate impacts of the northern hemisphere annular mode, *Science*, **293**, 85-89.
- Thompson, D. W. J., Baldwin, M. P. and Wallace, J. M., 2002, Stratospheric connection to northern hemisphere wintertime weather: implications for predictions, *J. Clim.*, **15**, 1421-1428.
- Waugh, D. W., 1997, Elliptical diagnostics of stratospheric polar vortices, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 1725-1748.
- Waugh, D. W., and Randel, W. J., 1999, Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1594-1613.
- Waugh, D. W. and Polvani, L. M., 2010, Stratospheric polar vortices. the Stratosphere: dynamics, transport, and chemistry, *Geophys. Monogr. Ser.*, **190**, 43-57.
- Wilks, D. S., 2011, *Statistical methods in the atmospheric sciences*, 3rd Ed. Academic Press, 676 pp.
- annular mode, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23704, doi:10.1029/2006GL027721.
- Jones, C., Waliser, D. E., Lau, K. M. and Stern, W., 2004, The Madden-Julian oscillation and its impact on Northern hemisphere weather predictability, *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1462-1471.
- Kalnay, E. and Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, J., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kouksy, V., van den Dool, H., Jenne, R. and Fiorino, M., 2001, The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 247-267.
- Norton, W. A., 2003, Sensitivity of northern hemisphere surface climate to simulation of the stratospheric polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2003GL016958, **30**, 1627-1631.
- Rong, R. R. and Waugh, D. W., 2004, Vacillations in a shallow water model of the stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1174-1185.
- Shukla, J., 1998, Predictability in the midst of