مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره هفتم، شماره ۱۸، زمستان ۱۳۹۷

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۹/۰۸

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۰۳/۰۶

صفحات: ۱۶ - ۱

بررسی تغییرات پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیوار ایران با رویکرد تغییر اقلیم

یوسف علی پور[۱]*، زهرا حجازی زاده[۲]، مهری اکبری[۳]، محمد سلیقه[۴]

چکیده

پرفشار جنب حاره آزور بارزترین و دائمی‌ترین سیمای گردش وردسپهری در منطقه جنب حاره نیمکره شمالی و ایران به شمار می‌رود. بررسی آثار و منابع منتشرشده در رابطه با تغییرات پرفشار جنب حاره‌ای نشان می‌دهد که یک تحقیق جامع درباره تغییرات این پرفشار در فصول مختلف لازم است. افزایش یا کاهش شاخص شدت و شاخص گسترش شرقی و شمالی پرفشار جنب حاره در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، تعیین‌کننده اصلی دوره‌های خشک و مرطوب در ایران است. ازاین‌رو هدف این مطالعه، تبیین تغییرات زمانی _ مکانی پرفشار جنب حاره و به عبارتی تعیین مرز شمالی و شرقی و همچنین شدت این سیستم در فصول مختلف بر روی ایران بوده است. بدین منظور داده‌های فرمت NC ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت GMT۱۲ طی یک دوره ۶۸ ساله (۱۹۴۸- ۲۰۱۵) از پایگاه داده مرکز پیش‌بینی محیطی/ مرکز ملی پژوهش‌های جوی نوآ اخذ گردید و برای طبقه بندی فصلی و تهیه نقشه¬های مورد نظر در مراحل بعدی به فرمت‌های استاندارد و مورد نظرتبدیل شدند. نقشه و نمودارهای سری زمانی میانگین پرفشار جنب حاره در نیوار ایران بیانگر افزایش شاخص سطح و شدت در همه فصول باشد. شیب خط روند تمامی فصول افزایشی بوده و میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در نیوار ایران با آهنگ ۵/۸۷ ژئوپتانسیل متر در هر ۱۰ سال افزایش‌یافته و در سال ۲۰۱۵ به حداکثر آنومالی مثبت رسیده است.

واژگان کلیدی: ایران، پرفشار جنب حاره آزور، شاخص سطح و شدت، روند.

[۱]- دکتری دانشگاه خوارزمی دانشکده علوم جغرافیایی(نویسنده مسئول) sadrausef@yahoo.com

[۲]- استاد دانشگاه خوارزمی دانشکده علوم جغرافیایی hedjazizadeh@yahoo.com

[۳]- استادیار دانشگاه خوارزمی دانشکده علوم جغرافیایی mehryakbary@khu.ac.ir

[۴]- دانشیار دانشگاه خوارزمی دانشکده علوم جغرافیایی saligheh@khu.ac.ir

مقدمه

جو کره زمین متحرک بوده و دارای حرکات موجی شکل است. اقلیم شناسان سینوپتیک ادعا می‌کنند که الگوهای جریان هوا در ترازهای بالایی جو، تعیین‌کننده شرایط محیطی سطح زمین است (مسعودیان، ۱۳۸۵). از این‌رو شناسایی الگوهای گردش جوی کنترل‌کننده آب‌وهوا و ویژگی‌های آن‌ها بسیار ضروری است. یکی از مهم‌ترین الگوهای گردش عمومی جو، پرفشار جنب حاره است (علیجانی، ۱۳۷۱). سلول های پرفشار جنب حاره در مراکز ۳۰ درجه عرض جغرافیایی اطراف کره زمین قرار دارند و هوای صعودی مربوط به سلول هدلی در استوا در آن‌ها نزول می‌کند و موجب تشکیل پرفشار جنب حاره می‌شود (جیمز، ۱۹۹۴). کمربندهای پرفشار جنب حاره که از دیرباز مراکز فعالیت نامیده می‌شوند، بارزترین و دائمی‌ترین سیمای گردش وردسپهری در امتداد مناطق جنب حاره نیمکره شمالی و جنوبی به شمار رفته و اقلیم را نه‌تنها در نواحی مجاور، بلکه بر روی کل کره زمین تحت تأثیر قرار می دهد (بری و کارلتون ۲۰۰۱). تغییرات مکانی ـ زمانی و شدت این الگوی گردشی تأثیر زیادی در کنترل ریزش‌های جوی مناطق جنب حاره دارد. ایران نیز با توجه به موقعیت جغرافیایی خود در دوره گرم سال به‌مرور تحت استیلای پرفشار جنب حاره است. تغییر اقلیم باعث جابجایی سریع‌تر و بیشتر از حد نرمال پرفشار جنب حاره در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به ایران شده و حتی به عقیده برخی ممکن است به تغییر اقلیم ایران از الگوی نیمه خشک به الگوی خشک و بیابانی بیانجامد. گسترش بیشتر شمال سوی پرفشار جنب حاره در تراز۵۰۰ هکتوپاسکال در اثر تغییر اقلیم نسبت به نرمال، منجر به افزایش فراوانی و شدت خشکسالی‌ها می‌شود و هنگامی‌که حد شمالی شاخص گسترش شمالی پایین‌تر از حد نرمال قرار گیرد، در صورت مساعد بودن سایر شرایط در این‌گونه مناطق ترسالی حاکم و ریزش جوی در مناطقِ آزادشده از سیطره پرفشار وجود خواهد داشت (حجازی‌زاده و جوی‌زاده، ۱۳۸۹). بررسی‌های ابتدایی نشان می‌دهد براثر تغییر اقلیم، پرفشار جنب‌حاره دچار تغییرات معنی‌دار شده و روزهای تشدید و حضور قوی پرفشار جنب حاره نسبت به روزهای تضعیف این سامانه دینامیکی، افزایش یافته است. باتوجه به اینکه سیستم پرفشار جنب حاره مهمترین پدیده سینوپتیک خاورمیانه و از جمله کشور ایران می‌باشد شناخت مکانیزم تغییرات آن ضرورت داشته و دلیل اصلی انتخاب این موضوع بوده است. لذا شناخت چگونگی رفتار و قانونمندی نوسانات حاکم بر الگوی سامانه سینوپتیک پرفشار جنب حاره، زمینه لازم را جهت پیش‌بینی‌های جوی و همچنین وضعیت روشن‌تری از تأثیرات آن بر اقلیم ایران و برنامه‌ریزی پیامدهای ناشی از آن را فراهم می‌سازد.

تحقیق حاضر با هدف کلی پی بردن به چگونگی تغییرات زمانی ـ مکانی پرفشار جنب حاره بر روی ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصول مختلف صورت گرفته است. در این تحقیق تلاش می‌شود مرز شمالی پشته پرفشارجنب حاره بر روی ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصول مختلف مشخص شده و همچنین تغییرات زمانی ـ مکانی، آهنگ پیشروی و پسروی، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در یک بازه زمانی طولانی (۲۰۱۵_۱۹۴۸) مورد بررسی قرار گیرد تا بتوانیم در سایه چنین تحقیقاتی، امکان پیش‌بینی و برنامه‌ریزی پیامدهای ناشی از سامانه‌های مخرب را فراهم سازیم. ضمن اینکه با مطالعه این تحقیق بتوان در جهت شناسایی و دستیابی مدلی برای پیش‌بینی آینده تاثیرات پرفشار جنب حاره بر روی ایران گامی مؤثر برداشت.

در بررسی ادبیات مربوط به پرفشارهای جنب حاره نیمکره شمالی می‌توان گفت عمده مطالعاتی که بر روی پرفشارهای جنب حاره آمریکای شمالی و اقیانوس اطلس انجام‌شده است، موقعیت جغرافیایی، شدت و فراوانی و ارتباط آن با مانسون آسیایی را مورد توجه قرار داده‌اند. پریزراکوس (۱۹۸۴) جهت نشان دادن گسترش پرفشار مزبور به سوی بالکان نقشه‌های سینوپتیک میانگین تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نقشه‌های ضخامت و نابهنجاری‌های آن‌ها در طی ۱۲ ماه سال (۱۹۶۱_۱۹۷۲) برای دو ماه ژوئیه و اوت را بررسی نمود و نتیجه گرفت که واچرخندهایی که به بالکان و یونان می‌رسند، جزو واچرخندهای مهاجر بوده و از پرفشار جنب حاره جدا هستند و نباید اصطلاح گسترش پرفشار جنب حاره بر روی بالکان را بکار برد. حجازی زاده (۱۳۷۲) پرفشار جنب حاره و تاوه قطبی را دو مؤلفه مهم و اساسی در تغییر فصل می‌داند. وی با استفاده از نقشه‌های سینوپتیک تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، موقعیت مکانی حد شمالی و شرقی معرف پرفشار جنب حاره (پربند ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر)، ارتباط آن با تاوه قطبی و اثر آن بر بارش‌های ایران را بررسی کرد. دیویس و همکاران (۱۹۹۷) با استفاده از روش تحلیل مؤلفه اصلی، داده‌های شبکه‌بندی شده روزانه فشار تراز دریا در سال‌های ۱۸۹۹-۱۹۹۰ را برای تعیین ساختار مکانی واچرخند جنب حاره مورد بررسی قراردادند. نتایج تحقیق نشان داد که واچرخند جنب حاره در طول تابستان و زمستان دارای الگوهای متفاوتی است. سوکارنی (۲۰۱۰) تأثیرات پرفشار جنب حاره بر روی دما و بارندگی و پیامدهای این تغییرات را بر روی کشت محصول برنج در استان نیکریه کشور سورینامی در شمال قاره آمریکای جنوبی با استفاده از روش رگرسیون و تحلیل همبستگی مطالعه نمود. مطالعات ایشان نشان داد فشار مرکزی پرفشار جنب حاره دارای روند افزایشی بوده و از سال ۱۹۹۱ این روند تشدید شده است. زرین و مفیدی (۱۳۸۹) صحت و سقم نظریه گسترش پرفشار جنب حاره بر روی خاورمیانه را در یک دوره آماری (۱۹۷۱-۲۰۰۰) در ترازهای زیرین، میانی و فوقانی وردسپهر مورد ارزیابی قراردادند. نتیجه بررسی پرفشار جنب حاره در چهار تراز ۱۰۰۰، ۵۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ هکتوپاسکال در منطقه ۶۰ درجه غربی تا ۱۲۰ درجه شرقی نشان می‌دهد که فقط فلات ایران در هر دو تراز میانی و فوقانی وردسپهر دارای پرفشار مستقل است. سایر مناطق ازجمله فلات تبت تنها در تراز فوقانی و شمالِ غرب آفریقا و شبه‌جزیره عربستان فقط در تراز میانی وردسپهر دارای مراکز پرفشار می‌باشند. اکبری و نودهی (۱۳۹۴) به تحلیل روند بارش تابستانه در شمال شرق کشور پرداختند. بر اساس نتایج پژوهش آنها، به‌طور کلی بارش تابستانه استان گلستان کاهش معناداری داشته ولی فراوانی بارش های سیل آسای تابستانه افزایش یافته است که بر اساس نتایج آنها، علل این تغییرات را می‌توان تغییر در استقرار مرکز پرفشار بر روی دریای خزر و نواحی شمالی آن در تابستان، تقویت پرفشار جنب حاره و تضعیف کم‌فشار مونسونی دانست که باعث کاهش بارش در استان گلستان در سال‌های مورد مطالعه و افزایش روزهای با بارش سنگین در فصل تابستان شده است.

داده‌ها و روش‌ها

متن به منظور بررسی وضعیت تغییرات مکانی - زمانی و آشکارسازی پشته معرف پرفشار جنب حاره در نیوار ایران طول جغرافیایی ۴۲/۵ درجه تا ۶۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه در نظر گرفته شد. برای انجام این

پژوهش آمار ۶۸ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ساعت ۱۲ زولو[1] از سال ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۵ از پایگاه داده مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی[2] و مرکز ملی پژوهش‌های جوی[3] برداشت گردید. انتخاب تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌عنوان لایه میانی جو در این تحقیق بدین دلیل است که بیشترین انقلابات جوی در این تراز رخ داده و بیشترین جرم جو در این تراز بوده و درمجموع این تراز بهتر می‌تواند الگوهای جوی را نشان دهد (علیجانی، ۱۳۸۱). داده‌های اخذ شده با فرمت NetCDF[4] معمولاً قابلیت استفاده در سایر نرم‌افزارها بدون تغییر فرمت را ندارند، لذا در مرحله بعد برای تشکیل پایگاه داده‌های لازم جهتِ ترسیم نقشه‌های میانگین ده ساله و نمودارهای سری زمانی میانگین سالانه ارتفاع ژئوپتانسیل، داده‌های فوق با استفاده از اسکریپت نویسی و طی مراحلی به فرمت‌های استاندارد تبدیل گردیدند (شکل ۱). به علت بالا بودن دوره طول دوره آماری جهت کاهش تعداد نقشه‌ها، ۶۸ سالِ مورد مطالعه (۲۰۱۵_۱۹۴۸) به ۱۰ دهه تقسیم و از میانگین ده‌ساله ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است.

یافته‌های تحقیق

طبق تحقیقات پیشین تغییرات زمانی - مکانی پشته پرفشار جنب حاره مهم‌ترین عامل در تعیین فصول ایران است. باور رایج این بود که حد پیشروی پرفشار جنب حاره بر روی ایران بالای در جنوب ارتفاعات البرز می‌باشد و این سامانه اقلیمی تابستانه بر روی ایران، از کوه‌های البرز بالاتر نمی‌رود. ولی یافته‌های این تحقیق نتایج متفاوتی را نشان می‌دهد. بر روی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پربند ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر به‌عنوان معرف سامانه پرفشار جنب حاره در نظر گرفته‌شده است (حجازی،۱۳۷۲) و ظاهر شدن این پربند در نیوار ایران نشانگر حضور سامانه پرفشار فوق بوده و شرایط اقلیمی تحت تاثیر این سامانه است. خصوصیات کمی و کیفی سامانه پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به صورت زیر است:

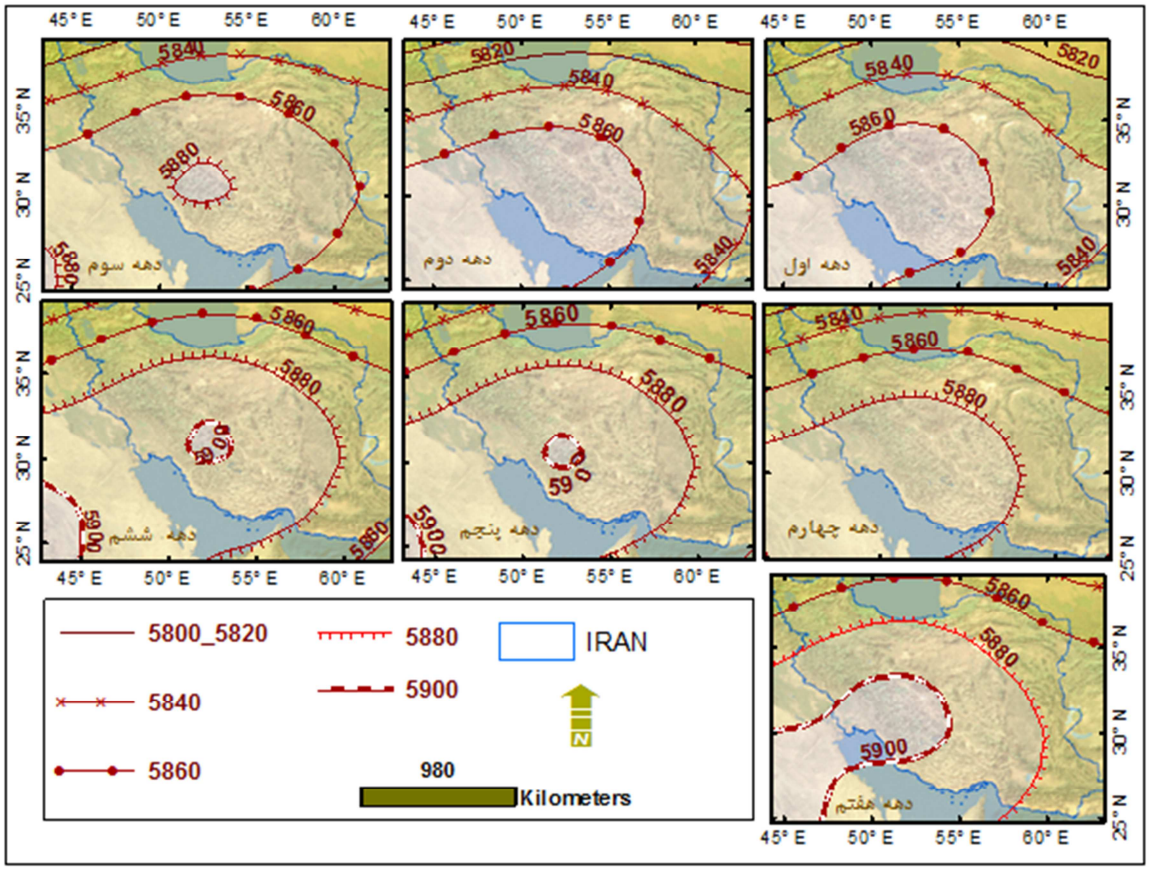
۱ - شاخص سطح و شدت: تعداد شبکه‌هایی که در زیر پربند هم‌ارتفاع ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر و بالاتر از آن قرار دارند، نشانه سطح پوشش این سامانه پرفشار هستند. هراندازه تعداد شبکه‌های زیر پوشش سطح این پرفشار، بیشتر باشد شاخص سطح بالاتر بوده و مساحت بیشتری از منطقه مورد مطالعه تحت سیطره پرفشار جنب حاره است و بالعکس (حجازی زاده، جوی زاده، ۱۳۸۹).

هرچه قدر منحنی میزان مرکزی سیستم پرفشار جنب حاره ارتفاع بیشتری باشد، معرف شدت پرفشار جنب حاره است. به‌عنوان مثال اگر مرکز آن با منحنی ۵۸۸ ژئوپتانسیل بسته شود با سیستمی که مرکز آن با منحنی ۵۹۲

1. 12 GMT
2. National Centers of Environmental Prediction(ncep)
3. National Center for Atmospheric Research(ncar)
4. Network Common Data Form

ژئوپتانسیل بسته شود، تفاوت خواهد داشت و دومی از شدت بیشتری برخوردار خواهد بود (حجازی زاده، جوی زاده، ۱۳۸۹). تغییرات شاخص سطح و شدت در فصول مختلف به شرح ذیل است:

۱-۱. شاخص سطح و شدت فصل تابستان: خروجی‌های شاخص سطح فصل تابستان مطابق شکل ۱ نشان می‌دهند در دهه اول و دوم سطح زیر پوشش منحنی ۵۸۴ هکتوپاسکال در حدود ۶۰ در صد از کل ایران است. پربند ۵۸۸ ژئوپتانسیل دکامتر از دهه سوم و پربند ۵۹۰ از پنجم به نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران اضافه گردیده و شاخص سطح و شدت به نحو چشمگیری افزایش داشته است به طوریکه در دهه هفتم کل مساحت ایران تحت نفوذ پرفشار جنب حاره بوده و پربند مرکزی به ۵۹۰ ژئوپتانسیل دکامتر تغییر کرده است.

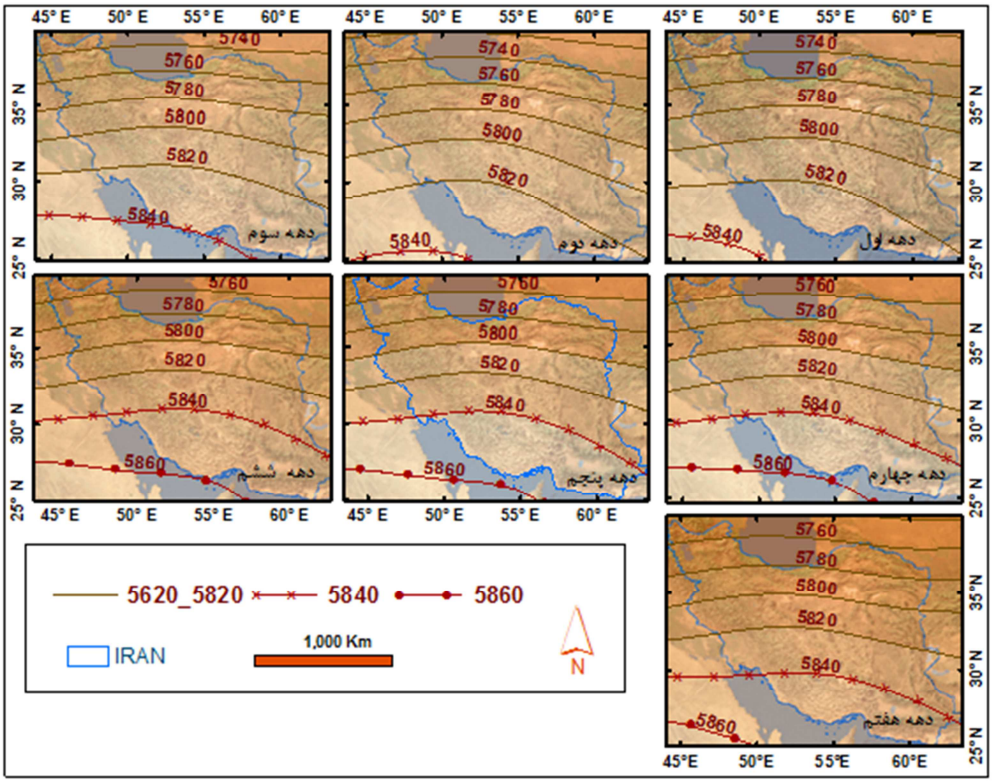


شکل ۱: شاخص سطح و شدت پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فصل تابستان از دهه اول تا دهه هفتم

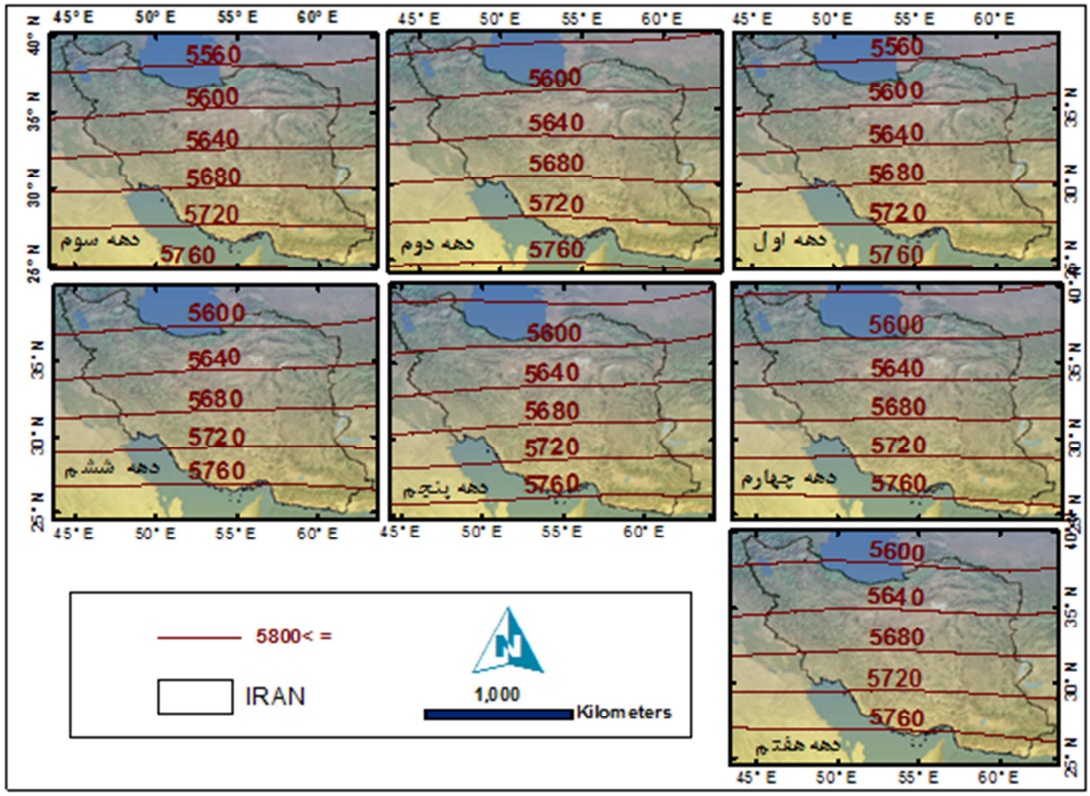
۱-۲. شاخص سطح و شدت فصل پاییز: خروجی‌های شاخص سطح و شدت فصل پاییز (شکل شماره ۲) نشان می‌دهند از دهه اول تا دهه سوم اثری از پربند ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر نیست و کشور ایران از نفوذ پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال آزاد بوده است. اما از دهه چهارم، بتدریج پرفشار جنب حاره به جو ایران پیشروی

نموده و عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از ۳۰ درجه تحت استیلای پرفشار فوق است. این اتفاق نشان از افزایش شاخص سطح و کند شدن آهنگ پسروی پرفشار جنب حاره به طرف عرض‌های جغرافیایی جنوبی‌تر است. ظاهر شدن پربند ۵۸۶ ژئوپتانسیل دکامتر از دهه چهارم و پربند پر ارتفاع ۵۸۸ ژئوپتانسیل دکامتر از دهه پنجم نشان از افزایش شاخص شدت پرفشار جنب حاره در طول سری زمانی مورد مطالعه است.

۱-۳. شاخص سطح و شدت فصل زمستان: در فصل زمستان کشور ایران تحت سیطه بادهای غربی است. نقشه‌های شاخص سطح فصل زمستان (شکل شماره ۳) نشان می‌دهند که در هیچ دهه‌ای پرفشار جنب حاره به ایران نفوذ نکرده است.

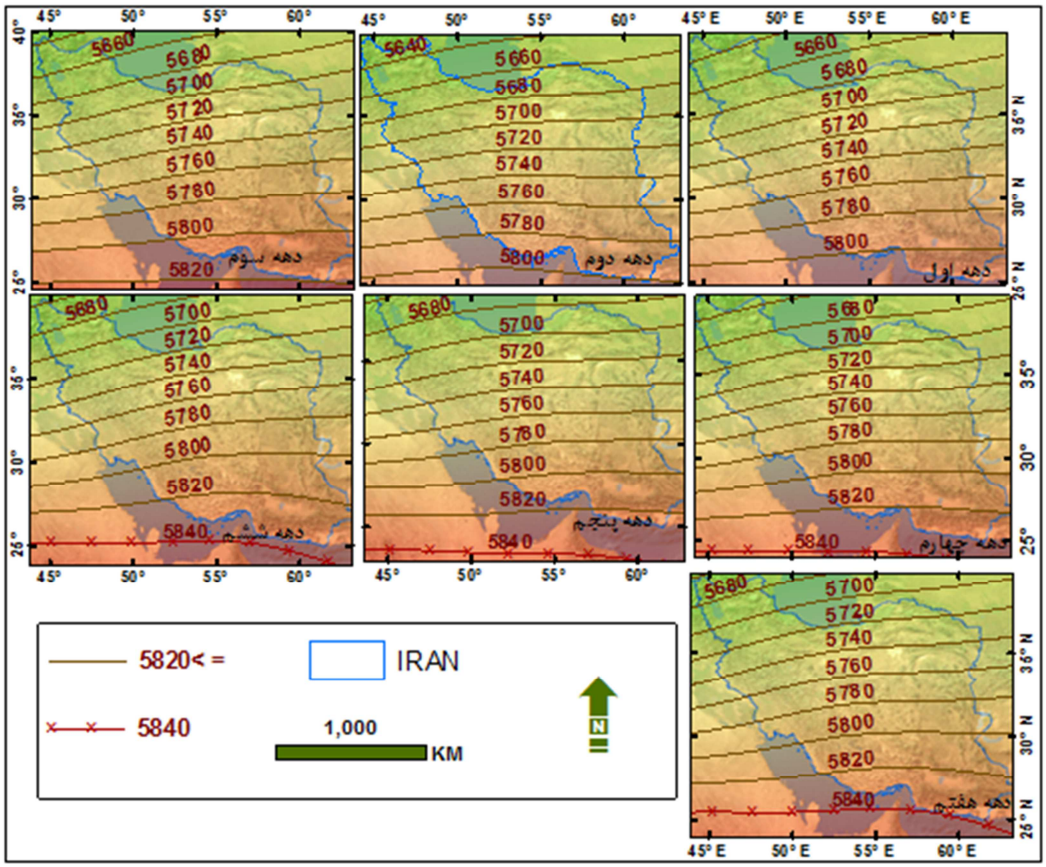


شکل ۲: شاخص سطح و شدت پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فصل پاییز از دهه اول تا دهه هفتم



شکل ۳: شاخص سطح و شدت پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فصل زمستان از دهه اول تا دهه هفتم

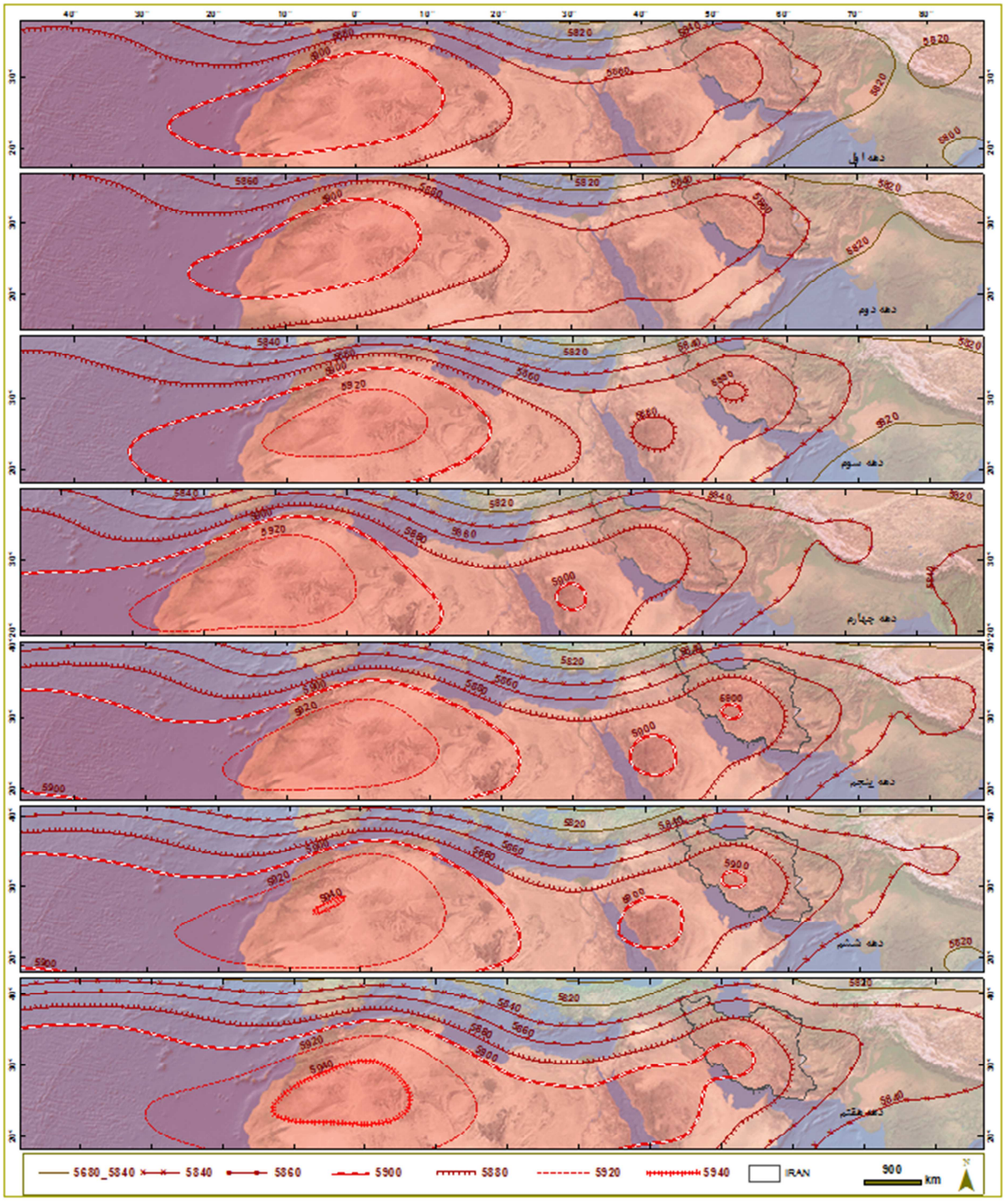
۱-۴. شاخص سطح و شدت سطح فصل بهار: با شروع فصل بهار سامانه پرفشار جنب حاره به سمت ایران پیشروی می‌کند. نقشه‌های شاخص سطح و شدت فصل بهار (شکل شماره ۴) نشان می‌دهند برخلاف تصور رایج کشور ایران در فصل بهار از سیطره پرفشار جنب حاره آزاد است. در دهه‌های اول تا سوم پشته پرفشار جنب حاره با فاصله زیادی از ایران قرار دارد اما از دهه چهارم به بعد پربند ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر به سمت عرض‌های شمالی پیشروی کرده به‌نحوی‌که در دهه هفتم به مرزهای جنوبی ایران رسیده است و این اتفاق حاکی از زودرسی پرفشار جنب حاره در نیوار ایران است.



شکل ۴: شاخص سطح و شدت پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فصل بهار از دهه اول تا دهه هفتم

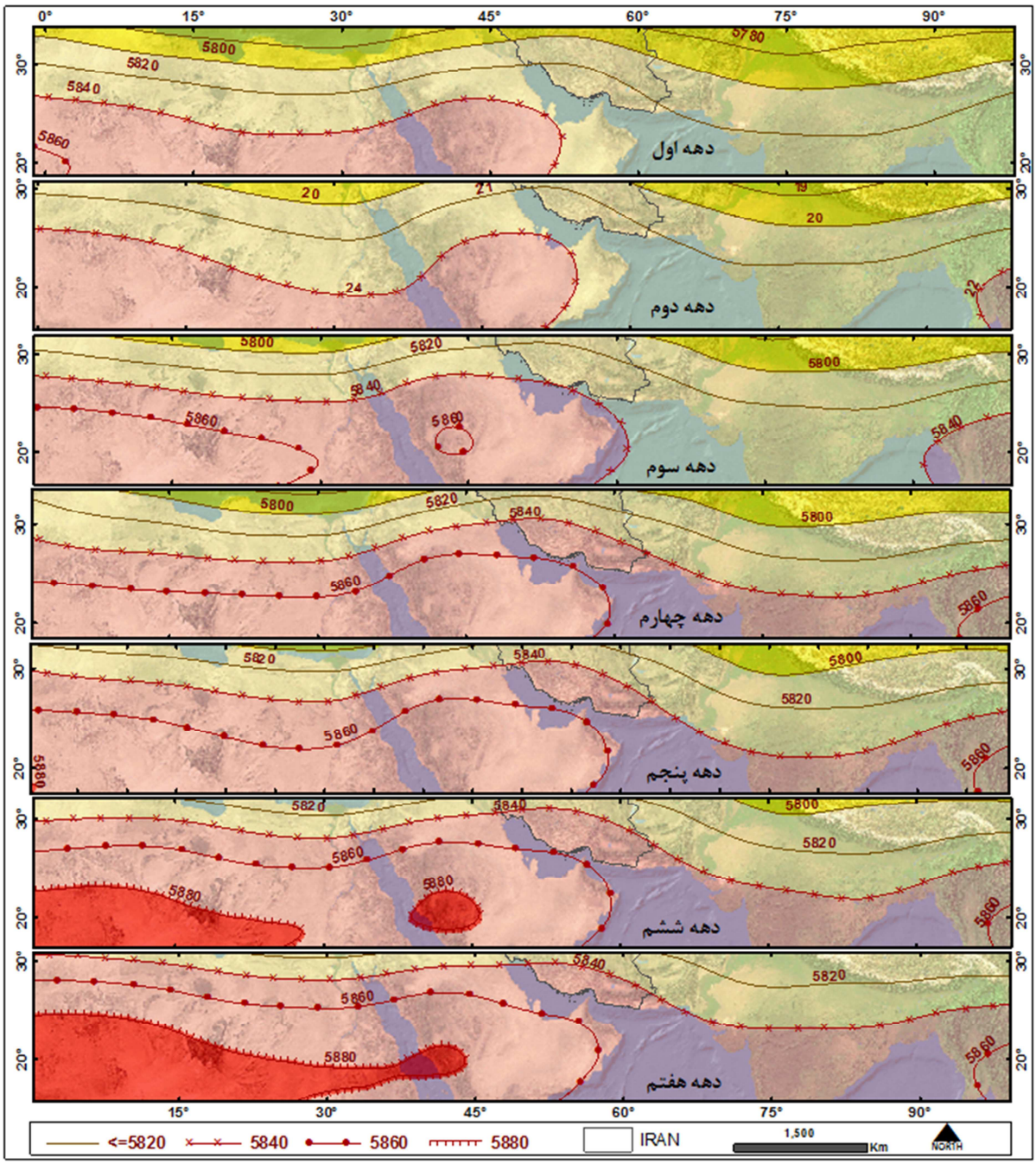
۲- شاخص گسترش شرقی و شمالی پرفشار جنب حاره: پرفشار جنب حاره دارای حد شرقی، غربی، شمالی و جنوبی است. ایران به لحاظ موقعیت جغرافیایی تحت تاثیر حد شرقی و شمالی این سامانه است. حد شرقی یعنی شرقی‌ترین طول جغرافیایی و حد شمالی یعنی شمالی‌ترین عرض جغرافیایی معرف پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است (حجازی زاد ۱۳۷۲). در حاشیه شرقی پرفشار جنب حاره جریانات نزولی و در حاشیه غربی آن‌ها جریانات صعودی غلبه دارد و بخش شرقی آن نسبت به بخش غربی خشک‌تر است. گسترش شمال سوی پرفشار جنب حاره به عرض‌های بالاتر باعث آنومالی مثبت و به عبارتی خشکسالی در منطقه بوده و اگر معرف پرفشار جنب حاره به عرض‌های پایین‌تر تمایل پیدا کند آنومالی منفی بوده، درنتیجه ترسالی در منطقه آزاد شده از تسلط پرفشار جنب حاره، حاکم است (حجازی‌زاده و جوی‌زاده ۱۳۸۹).

۲-۱. شاخص گسترش شرقی و شمالی تابستان: مطابق شکل ۵ ضلع شرقی معرف پرفشار جنب حاره در دهه اول و دوم در طول جغرافیایی ۶۵ درجه شرقی و ضلع شمالی آن در عرض جغرافیایی ۳۶ درجه شمالی بوده است. شاخص گسترش شرقی و شمالی در دهه هفتم به طول جغرافیایی ۸۸ درجه شرقی و ۴۱ درجه شمالی پیشروی نموده است.



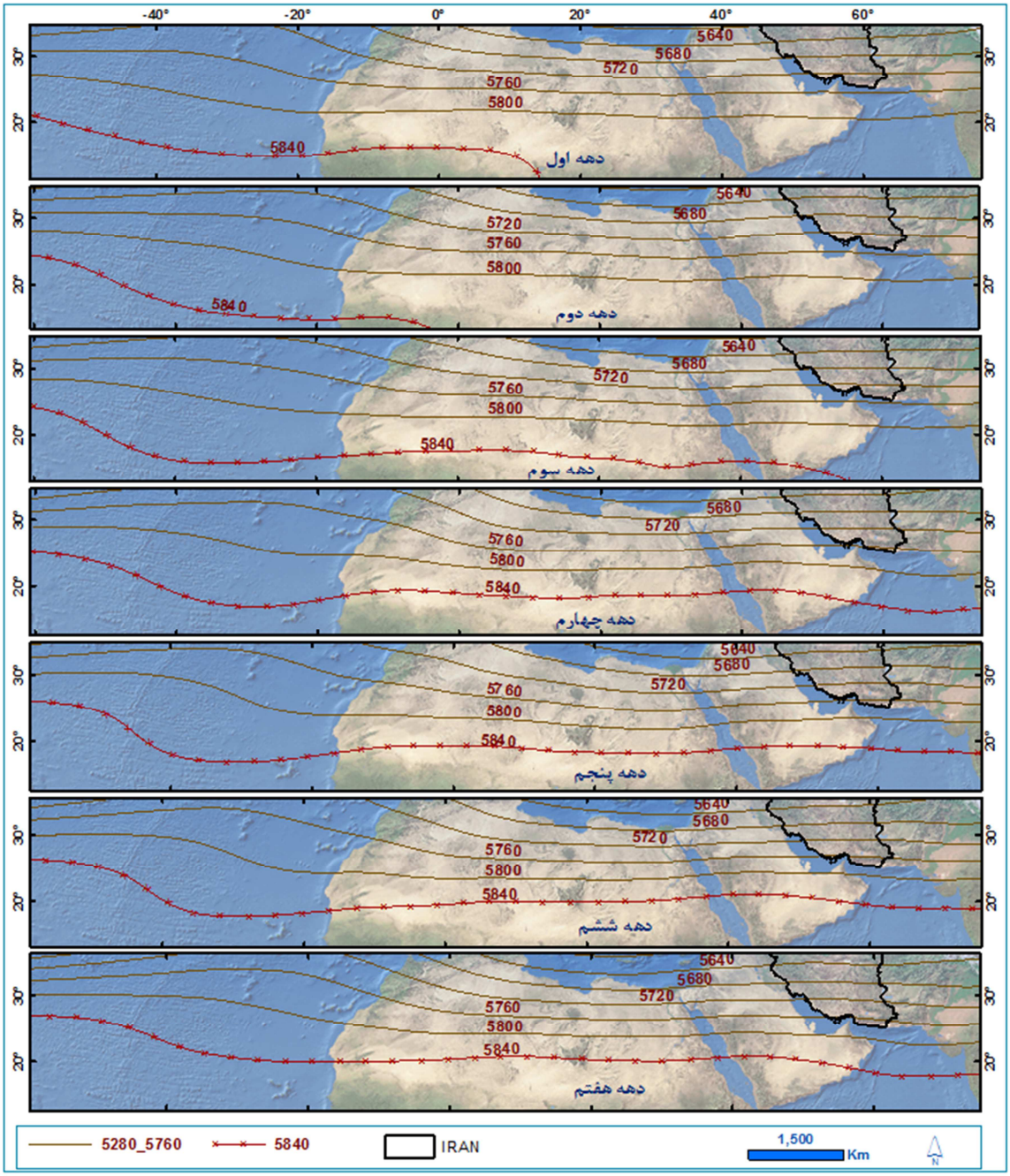
شکل۵: شاخص گسترش حد شرقی و شمالی پرفشار جنب حاره فصل تابستان از دهه اول تا دهه هفتم

۲-۲. شاخص گسترش شرقی و شمالی فصل پاییز: نقشه‌های فصل پاییز (شکل ۶) نشان می‌دهند که در دهه‌های اول و دوم ضلع شرقی و شمالی پربند ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر در جنوب شرق عربستان بوده و از دهه چهارم به بعد سامانه پرفشار جنب حاره به ایران نفوذ کرده و به صورت غربی _شرقی کل محدوده واقع در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از ۲۵ درجه عرض شمالی را تحت تاثیر قرار قرار داده است.



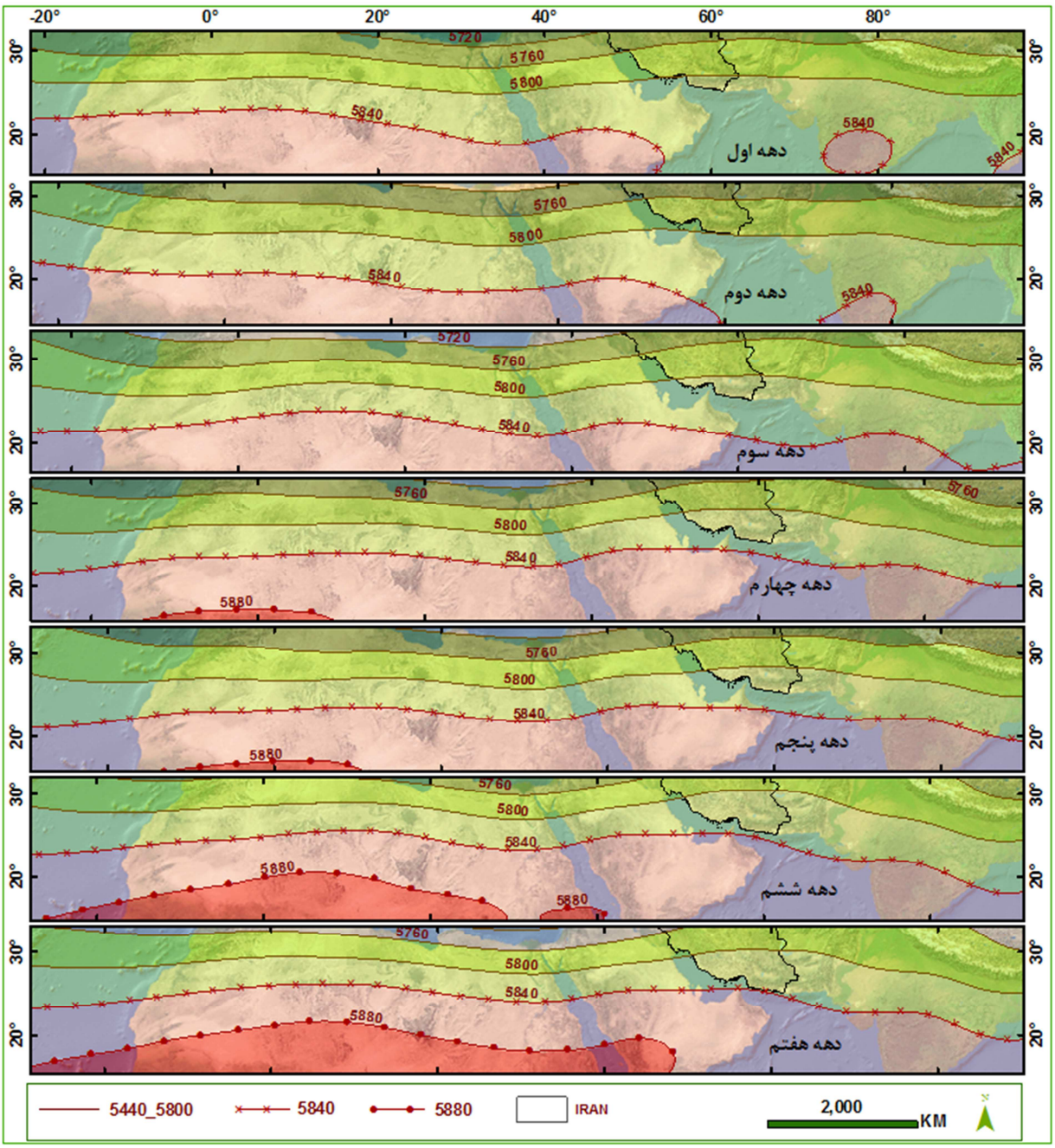
شکل ۶: شاخص گسترش حد شرقی و شمالی پرفشار جنب حاره فصل پاییز از دهه اول تا دهه هفتم

۲-۳. شاخص گسترش شرقی و شمالی فصل زمستان: در فصل زمستان پربند ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر در هیچ دهه‌ای به ایران نفوذ نکرده است (شکل ۷). مراکز پرفشار از دهه پنجم به بعد در عرض جغرافیایی ۱۹ درجه شمالی با یکدیگر ادغام و مناطق واقع در جنوب این مدار تحت تأثیر سامانه پرفشار جنب حاره قرار دارند.



شکل ۷: شاخص گسترش حد شرقی و شمالی پرفشار جنب حاره فصل زمستان از دهه اول تا دهه هفتم

۲-۴. شاخص گسترش شرقی و شمالی فصل بهار: برخلاف تصور رایج ضلع شرقی و شمالی سامانه پرفشار جنب حاره‌ی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، در هیچ دهه‌ای به ایران نمی‌رسد (شکل ۸). معرف پرفشار جنب حاره در دهه‌های آخر به مرزهای جنوبی ایران نزدیک شده که این اتفاق حاکی از زودرسی پرفشار جنب حاره به نیوار ایران است.

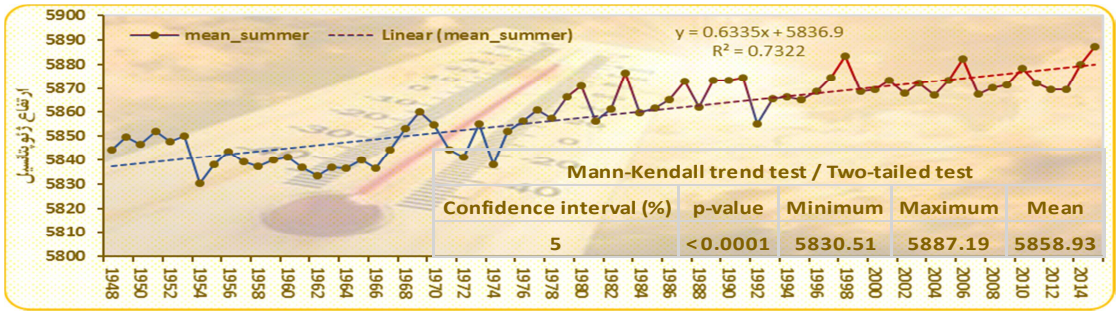


شکل ۸: شاخص گسترش حد شرقی و شمالی پرفشار جنب حاره فصل بهار از دهه اول تا دهه هفتم

۳- روند تغییرات پرفشار جنب حاره در نیوار ایران

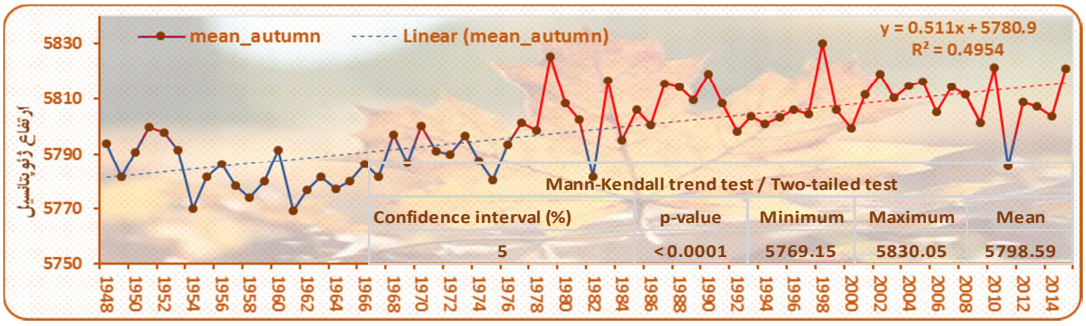
میانگین ۶۸ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل در محدوده ایران ۵۷۶۳/۲۳ ژئوپتانسیل متر است و در فصل‌های مختلف میانگین فشار سالانه دارای نوسان است. به همین منظور روند تغییرات پرفشار جنب حاره در نیوار ایران در چهار فصل مختلف بررسی می‌گردد.

۳-۱. روند تغییرات پرفشار جنب حاره در فصل تابستان: در فصل تابستان کشور ایران تحت سیطره پرفشار جنب حاره است و میانگین ۶۸ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل تابستان ۵۸۵۸/۷۲ ژئوپتانسیل متر است. نمودار روند میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل سری زمانی فصل تابستان (شکل ۹) نشان می‌دهد شیب‌خط روند دارای سیر صعودی است و مقدار افزایش میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ۶۳۳/ ژئوپتانسیل متر در هرسال است.



شکل ۹: روند تغییرات میانگین ۶۸ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل نیوار ایران _ فصل تابستان

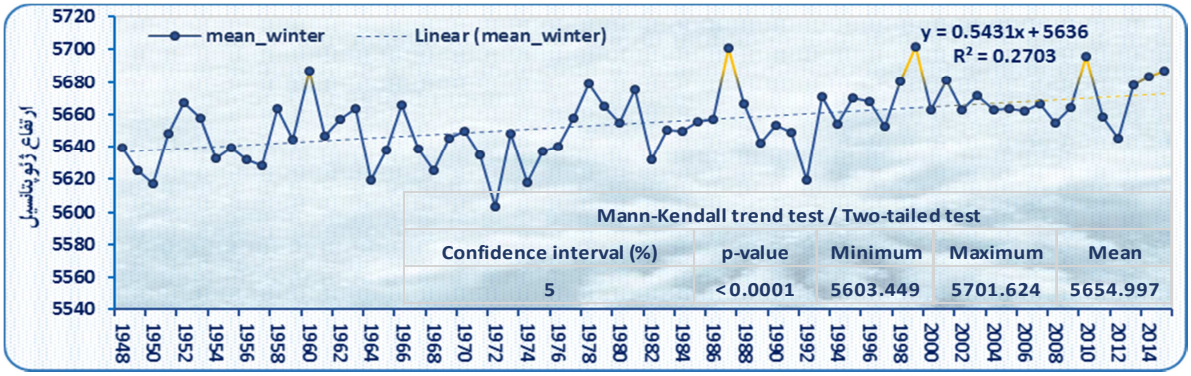
۳-۲. روند تغییرات پرفشار جنب حاره در فصل پاییز: در فصل پاییز پرفشار جنب حاره به طرف عرض‌های جغرافیایی جنوبی و طول‌های جغرافیایی غربی پسروی می‌کند. شیب روند میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل با آهنگ ۰/۵۱۱ ژئوپتانسیل در سال در حال افزایش است (شکل ۱۰). میانگین ۶۸ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل در فصل پاییز ۵۷۹۸/۵۲ ژئوپتانسیل متر است.



شکل ۱۰: روند تغییرات میانگین ۶۸ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران - فصل پاییز

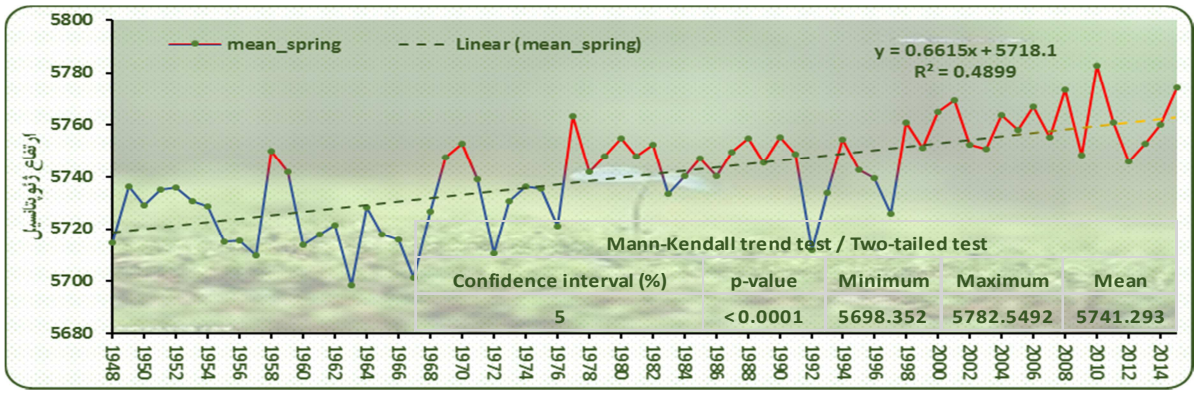
۳-۳. روند تغییرات پرفشار جنب حاره در فصل زمستان: در فصل زمستان نیوار ایران از سیطره پرفشار جنب حاره آزاد است، با این‌حال میانگین شدت فشار در طول سری زمانی در جو ایران دارای روند افزایشی است و میانگین

ارتفاع ژئوپتانسیل با آهنگ ۵۴۳/ ژئوپتانسیل متر در سال در حال افزایش است (شکل ۱۱). میانگین ۶۸ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل در تابستان ۵۶۵۴/۷۶ ژئوپتانسیل متر است.



شکل ۱۱: روند تغییرات میانگین ۶۸ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران – فصل زمستان

۳-۴. روند تغییرات پرفشار جنب حاره در فصل بهار: فصل بهار مصادف با پیشروی پرفشار جنب حاره به سمت طول و عرض‌های جغرافیایی شرقی و شمالی است. ضریب خط رگرسیون در معیار میانگین مثبت بوده و با شیب ۶/۶۱۵ ژئوپتانسیل متر در هر ۱۰ سال در حال افزایش است (شکل ۱۲). این روند حاکی از زودرسی پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در نیوار ایران است. میانگین ۶۸ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل در فصل بهار ۵۷۴۰/۹۰ ژئوپتانسیل متر است.



شکل ۱۲: روند تغییرات میانگین ۶۸ ساله ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ایران – فصل بهار

نتیجه‌گیری

یکی از مهمترین پیامدهای تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی، تغییرات مکانی- زمانی الگوهای گردش جوی است که ویژگی‌های اقلیمی مناطق مختلف کره زمین را متاثر ساخته و باعث ایجاد تغییراتی در فصول اقلیمی، مقادیر و شدت عناصر اقلیمی به ویژه بارش و دما می‌شود. لذا در این پژوهش تغییرات زمانی_مکانی، شدت و گسترش سامانه پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالِ نیوار ایران مورد بررسی قرار گرفت. بطور کلی بررسی نقشه‌های بلندمدت

ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و بی‌هنجاری آن نشان داد که تغییرات الگوهای فشار در دهه‌های اخیر در ایران حاکی از تغییرات مکان‌گزینی سامانه ها و مراکز فشاری و بالطبع تغییر در الگوهای گردشی منطقه مورد مطالعه شده است. بررسی پرفشار جنب حاره و پربند مرکزی آن در طول سری زمانی حاکی از تغییرات در موقعیت و شدت‌های متفاوت است. شاخص‌های سطح، شدت، گسترش شمالی و شرقی پرفشار جنب حاره در همه فصول دارای روند افزایشی بوده است. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در نیوار ایران دارای روند صعودی بوده و به میزان ۵۸۷/ متر در هرسال افزایش یافته است. افزایش آنومالی مثبت به معنای افزایش قدرت پرفشار جنب حاره و تشدید پایداری، مکانیسم عدم صعود و به وجود آمدن شرایط خشکی و خشکسالی و به عبارتی تغییر اقلیم در مناطق تحت تسلط پرفشار جنب حاره است.

مطابق با یافته های حجازی زاده (۱۳۷۲)، نوسان پرفشار جنب حاره بر روی تغییر فصل ایران موثر است. تغییرات افزایش شاخص‌های سطح، شدت و گستره شمالی _ شرقی پرارتفاع جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال سبب تغییرات اقلیم نواحی مختلف عرض‌های جغرافیایی می‌گردد.

یافته‌های این تحقیق نتایج پژوهش اکبری و نودهی (۱۳۹۴) را تایید نموده و مطابق با یافته‌های آنان، افزایش گسترش شاخص شرقی _ شمالی پرارتفاع جنب حاره و پیشروی شمال سوی آن در نیوار ایران باعث ایجاد مکانیسم عدم صعود و پایداری در مناطق تحت سلطه می‌شود. با توجه به همبستگی منفی بین بارش و شدت پرارتفاع جنب حاره، مطابق نظر آنان با افزایش شدت این سامانه پرارتفاع، بارش تابستانه استان‌های شمالی کشور کاهش معناداری داشته است.

نتایج این پژوهش در بعضی جهات با پژوهش زرین و مفیدی (۱۳۹۰) مغایرت دارد. برخلاف یافته‌های ایشان پرارتفاع جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیوار ایران در تمامی دهه‌های مورد مطالعه زبانه‌ای از پرارتفاع جنب حاره بوده است. و مراکز پرارتفاع مستقلی در این تراز بر روی ایران، عربستان و شمال غرب آفریقا به وجود نیامده است.

منابع

اکبری، مهری؛ نودهی، وحیده؛ (۱۳۹۴)، بررسی و تحلیل روند بارش سالانه و تابستانه استان گلستان، فصلنامه علمی- پژوهشی آمایش جغرافیایی فضا، سال پنجم، شماره مسلسل هفدهم، پاییز ۱۳۹۴، صص ۱۴۱-۱۵۰.

حجازی زاده، زهرا (۱۳۷۲)، بررسی سینوپتیکی نوسانات فشار زیاد جنب حاره، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.

حجازی زاده، زهرا؛ جوی زاده، سعید (۱۳۸۹)، مقدمه ای بر خشکسالی و شاخص های آن، چاپ اول، انتشارات سمت، صص ۳۳_۳۴.

حلبیان، امیرحسین؛ مسعودیان، سیدابوالفضل؛ محمدی، بختیار؛ عساکره، حسین (۱۳۹۱)، نمایش و پردازش داده‌های جوی، چاپ اول، انتشارات دانشگاه اصفهان.

رضیبی، طیب؛ مفیدی، عباس؛ زرین، آذر (۱۳۸۸)، مراکز فعالیت و الگو های گردش جو زمستانهٔ تراز ۵۰۰ هکتو پاسکال روی خاورمیانه و ارتباط آنها با بارش ایران، مجلهٔ فیزیک زمین و فضا، دورهٔ ۳۵، شمارهٔ ۱، ص ۱۲۱-۱۴۱.

زرین، آذر؛ قائمی، هوشنگ؛ آزادی، مجید و فرج زاده اصل، منوچهر (۱۳۸۹)، تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۱۳ شماره ۱.

زرین، آذر؛ مفیدی، عباس (۱۳۹۰)، آیا پرفشار جنب حاره ای تابستانه بر روی ایران زبانه ای از پرفشار جنب حاره ای آزور است؟ (بررسی یک نظریه)، یازدهمین کنگره انجمن جغرافیدانان ایران، دانشگاه شهید بهشتی.

سلیقه، محمد؛ صادقی نیا، علیرضا (۱۳۸۹)، بررسی تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره در بارش‌های تابستانه نیمه جنوبی ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۷، صص ۹۸_۸۳.

علیجانی، بهلول (۱۳۷۴)، آب و هو ای ایران، تهران، انتشارات پیام نور.

علیجانی، بهلول (۱۳۸۰)، تیپ‌های هوا و اثر آن‌ها بر اقلیم ایران، مجله دانشکده ادبیات علوم انسانی دانشگاه یزد (کاوش نامه)، شماره ۳، صص ۲۱_۵۰.

کاویانی، محمد رضا؛ علیجانی، بهلول (۱۳۷۱)، مبانی آب هواشناسی، چاپ اول، انتشارات سمت، ص ۶۰.

محمدنژاد، علیرضا؛ احمدی گیوی؛ فرهنگ و ایران نژاد، پرویز (۱۳۸۸)، اثر بازه های نوسان سالانه کمربند پرفشار جنب حاره و پرفشار سیبری بر چرخندزایی مدیترانه و بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۴، صص ۱۱۵_۱۳۰.

مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۵)، ترجمه اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی؛ چاپ اول، انتشارات دانشگاه اصفهان.

Barry, R.G., and Carleton, A.M. (2001). "Synoptic and Dynamic Climatology", Routledge, PP. 386.

James, I.N. (1994). "Introduction to Circulating Atmospheres", Cambridge University Press, NewYork, Pp. 422

Perzerakos.NG. (1984). "Does the Extension of the Azores Anticyclone towards the Balkans really exist? ", National Meteorological Service, Helliniko, Greece, sar, A33, pp. 217-277.

Davis, R.E., Hayden, B.P., Gay, D.A., Phillips, W.L., and Jones, G.V. (1997). "The North Atlantic Subtropical Anticyclone", Journal of Climate, Volume 10, pp. 278-744.

SUKARNI, M. (2010). "The influence of the subtropical high-pressure systems on rainfall and temperature distribution in Suriname and implications for rice production in the Nickerie District", A research paper Degree of Master of Science in Natural Resource, The University of the West Indies.

Li, W., Li, L., Fu, R., Deng, Y. & Wang, H. (2011). "Changes to the North Atlantic subtropical high and its role in the intensification of summer rainfall variability in the Southeastern United States", Journal of Climatology, Volume 24, pp. 1499–1506.

Lucarini, V. and Russell, G.L. (2002). "Comparison of mean climate trends in the Northern Hemisphere between National Centers for Environmental Prediction and two atmosphere-ocean model forced runs", Journal of geophysical research, Volume 107, doi: D15, 4269, 10.1029/2001JD001247.

Zarrin, A. and Mofidi, A, (2011). "Is Summer Subtropical High Pressure over Iran is the Tongue of Azore Subtropical High Pressure?", Investigation of one Theory, The 11th Congaree of Iranian Geographer Association, University of Shahid Beheshti.

A Study of the subtropical high pressure 500 hPa level changes in the Iran's atmosphere with emphasis on climate change

Yousef Alipour*[1], Zahra Hedjazizadeh[2], Mehry Akbary[3], Mohammad Saligheh[4]

Received: 28-11-2016 Accepted: 27-05-2017

Abstract

Azores subtropical high pressure is accounted as the most striking and permanent features of tropospheric circulation in the Northern Hemisphere subtropical region and Iran. Assessing the published sources about the subtropical high-pressure variations showed that a comprehensive research of the high-pressure changes is needed in different seasons of the year. Increase or decrease in the severity index and eastern and northern extension index of the subtropical high pressure of 500 hPa level, is a major determinant index of the arid and wet periods in Iran. Therefore, the main goal of this research was to determine the tempo-spatial changes of subtropical high pressure or in the other words determining the northern and eastern borders spread and also the intensity of this system in different seasons over Iran. For this purpose, the data with NC format and geopotential height of 12GMT over a period of 68 years (1948_2015) were downloaded from the databases of National Center for Atmospheric Prediction (NCEP) and the National Center for Atmospheric Research (NCAR) NOAA and for seasonal classification and drawing the intended maps, they were converted to standard and intended formats Intended in the next stage. The maps and time series charts of mean STHP of Iran's atmosphere indicate an increase in the severity and surface index during all the seasons of the year. The slope of the trend line has been increased for all the seasons and the average of geopotential height in Iran increased at a rate of 5.87 Geopotential meter per every 10 years and in 2015 reached to the maximum positive anomaly.

Keywords: Iran, Azores subtropical high pressure, severity and surface index, trend.

[1]*- PhD of Climatology, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran. Email: sadrausef@yahoo.com
[2]- Professor of Climatology, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran. Email: hedjazizadeh@yahoo.com
[3]- Associate Professor of Climatology, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran .Email: mehryakbary@khu.ac.ir
[4]- Associate Professor of Climatology, Faculty of Geographical Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran. Email: saligheh@khu.ac.ir