

شناسایی تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی و فشار تراز دریای الگوهای گردش جوی غالب مؤثر بر اقلیم ایران زمین

محمد دارند* - استادیار گروه آب‌وهواشناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۱۰/۱۷ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۴/۲۹

چکیده

یکی از نشانه‌های تغییر اقلیم و گرمایش جهانی، وردایی در شدت و کنش سامانه‌های جوی است. برای انجام این پژوهش، از داده‌های میانگین روزانه فشار تراز دریا (SLP)، مؤلفه مداری باد (UWND)، مؤلفه نصف‌النهاری باد (VWND) و ارتفاع ژئوپتانسیل (HGT) مربوط به پایگاه داده NCEP / NCAR طی بازه زمانی ۲۰۱۳-۱۹۶۰ استفاده شد. به کمک آزمون من‌کنرال، وردایی میانگین وزنی ارتفاع ژئوپتانسیل، چرخندگی و فشار تراز دریای کرنل فعالیت سامانه‌ها در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون شد. برای برآورد میزان تغییرات، از تخمین گر شیب سن بهره گرفته شده است. یافته‌ها نشان داد که بیشترین وردایی در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال رخنمود داشته است. افزایش فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل روی سامانه‌های چرخندی سودان و منطقه مدیترانه، به‌ویژه در فصول بارشی ایران زمین (پاییز و زمستان) کاهش کنش چرخندی سامانه‌ها و کاهش شیو فشار و در نهایت کاهش ناپایداری و بارش در منطقه را در پی خواهد داشت. همچنین در فصل گرم سال (تابستان و بهار) کاهش چرخندگی، افزایش فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل، به کاهش بارش‌ها و افزایش پایداری منجر خواهد شد.

کلیدواژه‌ها: ارتفاع ژئوپتانسیل، ایران، تغییرات تاوایی، سامانه‌های هم‌مدید، فشار تراز دریا.

مقدمه

امروزه به دلیل مطرح شدن گرمایش جهانی و رخداد تغییر اقلیم، واکاوای تغییرات گردش‌های جوی به کمک شبیه‌سازی مدل‌های اقلیمی (کاستی و همکاران، ۲۰۰۵؛ رایبل و همکاران، ۲۰۰۵) و روش‌های آماری در کانون توجه پژوهشگران

قرار گرفته است. بررسی رفتار گردش‌های جوی طی دوره‌های گوناگون، دانش ما را در مورد چَند و چون تغییرات بزرگ‌مقیاس دستگاه اقلیم بالا می‌برد. طی پنجاه سال اخیر، گردش‌های جوی نیمکره شمالی، دستخوش تغییرات بسیار زیادی شده‌اند (هویرلینگ، هیورل و اکسو، ۲۰۰۱).

برپایه ارزیابی اخیر هیئت بین دول، تغییر اقلیم، افزایش گازهای گلخانه‌ای و فعالیت‌های دیگر بشر، منجر به گرمایش و ردسپهر، کاهش دمای پوش‌سپهر، افزایش ارتفاع لایه وردیست، کاهش فعالیت الگوهای گردش جوی منطقه حاره، جابه‌جایی قطب‌سوی اغتشاشات جوی عرض‌های میانه، افزایش بارش‌های حاره‌ای و غیره خواهد شد (ترنبرث و همکاران، ۲۰۰۷). تغییر در گردش‌های جوی نیمکره شمالی، افزایش فشار تراز دریا در عرض‌های میانه و جنب‌حاره و کاهش فشار تراز دریا در عرض‌های بالا (شیندیل، میلر، اسپمیدت و راندولفو، ۱۹۹۸؛ تامپسون، والز و هیگیگل، ۲۰۰۰ و گیلیت، زویرس، ویور و استات، ۲۰۰۳) را به‌ویژه در منطقه فعالیت شاخص نوسان اطلس شمالی، در پی داشته است. پژوهش‌های اخیر، شواهدی از گسترش کمربند حاره‌ای به سمت قطب را ارائه می‌کنند (سیدل، فو، راندل و ریچلر، ۲۰۰۸).

لو، دیسر و ریچلر (۲۰۰۹) گسترش قطب‌سوی کمربند حاره‌ای را در اثر تغییر اقلیم ایجاد شده فعالیت‌های انسانی، به‌ویژه تغییر در گازهای گلخانه‌ای و خالی‌شدن لایه پوش‌سپهر از آن می‌دانند. گسترش قطب‌سوی کمربند حاره‌ای که پیامدی از تغییر اقلیم به‌شمار می‌رود، جابه‌جایی مکانی قطب‌سوی رودبادهای جنب‌حاره‌ای را در پی خواهد داشت و در نتیجه کمربندهای خشک جنب‌حاره‌ای گسترش خواهند یافت (هو و فو، ۲۰۰۷).

ریچلر (۲۰۰۹) با جزئیات بیشتر به تحلیل تغییرات گردش‌های جوی، به‌منزله نمایه‌ای از تغییر اقلیم پرداخت. وی نشان داد که گسترش مرز کمربند حاره‌ای منجر به تغییر در موقعیت مدل هدلی، رودبادهای مسیر توفان‌ها و جریان‌های اقیانوسی خواهد شد. پیامد آن تغییر الگوهای دما و بارش است. وی بر این باور است که مناطق جنب حاره بیشترین حساسیت را به این تغییر نشان می‌دهند. مناطق مدیترانه، جنوب غرب ایالات متحده آمریکا، جنوب استرالیا و جنوب آفریقا، شرایط خشک‌تری را تجربه خواهند کرد.

برول و همکاران (۲۰۰۳) به بررسی روند ازن، هواویز، تاوایی نسبی و ردپای گازهای مشاهده شده در عرض‌های جغرافیایی بالای آمریکای شمالی، از فوریه تا می سال ۲۰۰۰ پرداختند. آنها برای مقایسه و درک بهتر، روند را برای دو منطقه ۶۰-۸۵ و ۴۰-۶۰ درجه شمالی در ارتفاعات ۲-۴ و ۴-۶ کیلومتر بالای جو بررسی کردند. یافته‌های آنها نشان داد که در میانه وردسپهر (۴ تا ۶ کیلومتری) در عرض‌های بالا (۶۰ تا ۸۵ درجه شمالی)، طی چند ماه مورد مطالعه، به‌طور میانگین میزان ازن ۴/۶ واحد در بیلیون در هر ماه نسبت به میزان آن در اوایل ماه فوریه (۵۴ واحد) افزایش یافته است و در میانه ماه می، میزان آن به بیش از ۷۲ واحد می‌رسد. میزان هواویزها نیز با شیب تندی رو به افزایش است. میزان افزایش در عرض ۴۰-۶۰ درجه شمالی بیشتر از میزان افزایش در عرض ۶۰-۸۵ درجه شمالی است. همچنین نتایج نشان داد که تاوایی نسبی در ارتفاعات ۲ تا ۶ کیلومتری ۴۰ تا ۸۵ درجه شمالی، روند منفی با شیب کمی را نشان می‌دهد. بیش از ۸۰ درصد از منبع اصلی روند افزایشی ازن در وردیست، تولید فتوشیمیایی ازن در همان لایه وردیست است. سهم پمپاژ ازن لایه پوش‌سپهر به داخل وردیست، کمتر از ۲۰ درصد است.

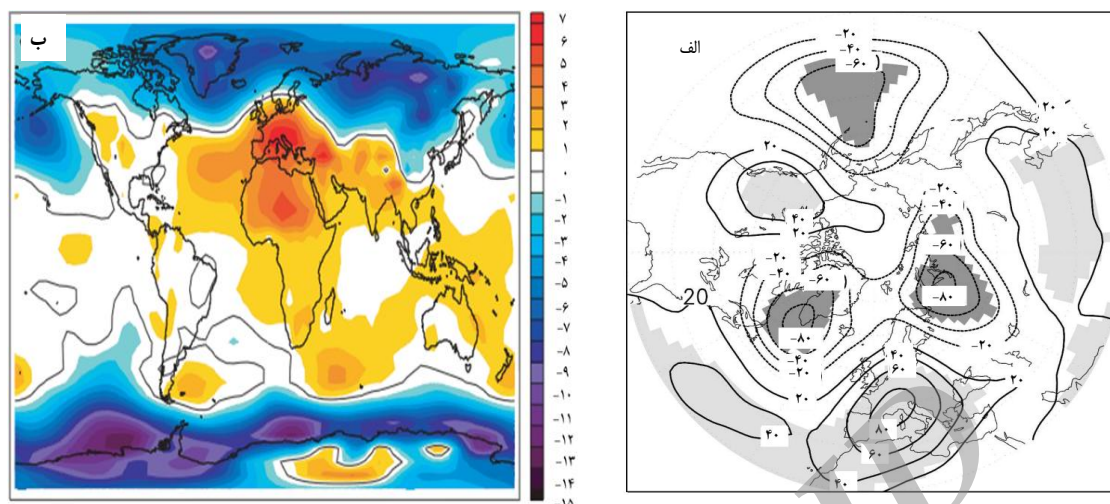
یافته‌های سیدیل، فو، راندل و ریچلر (۲۰۰۸) نشان داد که کمربند حاره‌ای از سال ۱۹۷۹ به بعد، حدود ۲ تا ۵ درجه به سمت شمال جابه‌جا شده است. نقش انتشار گازهای گلخانه‌ای در گسترش کمربند حاره‌ای نیمکره شمالی، حدود ۰/۰۵ درجه به‌ازای هر دهه است، ولی نشر دو گاز کربن سیاه و ازن در وردسپهر، دو برابر نقش گازهای گلخانه‌ای است و به‌ازای هر دهه حدود ۰/۰۷ تا ۰/۱۲ درجه کمربند حاره‌ای را به سمت عرض‌های بالا جابه‌جا می‌کنند. هر دو آلاینده نورخورشید را جذب می‌کنند و منجر به گرمایش وردسپهر خواهند شد. طی چند دهه اخیر از میزان این آلاینده‌ها روی اروپا کاسته شده، ولی روی کل نیمکره شمالی و به‌ویژه در جنوب شرق آسیا افزایش یافته است. اوج و پیک جابه‌جایی کمربند حاره‌ای هماهنگ با اوج مقدار این دو گاز در ماه‌های ژوئن تا اوت است (آلن، شروود، نوریس و زیندر، ۲۰۱۲).

مارشال (۲۰۰۲) به بررسی روند ارتفاع ژئوپتانسیل و دما روی قطب جنوب، به کمک خروجی‌های حاصل از داده‌های رادیوسوند و داده‌های واکاوی NCEP/NCAR پرداخت. وی بازه زمانی را ۴۰ سال (۱۹۶۰-۱۹۹۹) در نظر گرفت و روند را برای چهار تراز مختلف ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال واکاوی کرد. یافته‌ها نشان داد که روند ارتفاع ژئوپتانسیل در وردیست روی عرض‌های بالای جنوبی منفی است و روند در ارتفاعات پایین پوش سپهر معنادار نیست. درمقابل، مشاهدات حاصل از داده‌های رادیوسوند فقط روند منفی کوچکی را برای ارتفاع وردیست نشان می‌دهد؛ درحالی‌که در ارتفاعات پایین پوش سپهر روند کاهشی معناداری روی شرق جنوبگان مشاهده شد. همچنین روند دما در هر دو پایگاه داده، افزایشی و معنادار بوده و مقدار آن حدود ۱ درجه سانتی‌گراد در ارتفاعات پایین‌تر از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی سواحل جنوبگان است. تاوایی نسبی، مهم‌ترین شاخص حرکت دینامیکی در مقیاس همدید عرض‌های میانه است و تحلیل اقلیمی تاوایی در مکان و زمان برای درک سازوکار دینامیکی شکل‌گیری و حرکت سامانه‌ها بسیار مهم است (فلوکاس، ماهراس، کاراکوستاس، پاتریکاس و آناگنوستوپولو، ۲۰۰۱).

چرخندهای سطحی مراکز فعالیت تاوایی مثبت و واچرخندهای سطحی مراکز فعالیت تاوایی منفی‌اند. تاوایی در ترازهای بالایی جو، کم‌فشارهای سطحی را در ترازهای پایین ایجاد یا تشدید می‌کنند (پیترسن، ۱۹۵۶ و بروملی، ۱۹۸۸). هویرلینگ، هیورل و اکسو (۲۰۰۱) روند ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصل زمستان (دسامبر، ژانویه و فوریه) را در چهارچوب ۲۵ تا ۸۷ درجه عرض شمالی واکاوی کردند. یافته‌های آنها نشان داد که در جنوب گرینلند روند منفی قوی و در حواشی آزور روی اروپا، روند مثبتی در سطح اطمینان ۹۵ درصد وجود دارد. علاوه بر این در جزایر آلیوتیان روند منفی و بر غرب کانادا روند مثبت است (شکل ۱. الف).

لوکرینی و راسل (۲۰۰۲) نیز با واکاوی روند فشار تراز دریا، دما و ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۸۵۰، ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی، به نتایج مشابه دست یافتند.

گیلیت، زویرس، ویور و استات (۲۰۰۳) روند فشار تراز دریا در فصل سرد (دسامبر تا فوریه) را روی کره زمین طی بازه زمانی ۱۹۴۸ تا ۱۹۹۸ بررسی کردند. یافته‌های آنها نشان داد که روی منطقه مدیترانه و آفریقا و جنوب غرب آسیا روند فشار تراز دریا مثبت و روبه افزایش است؛ درحالی‌که در عرض‌های بالای نیمکره شمالی و جنوبی، روند فشار تراز دریا منفی و کاهشی است (شکل ۱. ب).



شکل ۱. الف) روند ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیمکره شمالی به کمک داده‌های شبکه‌ای NCEP/NCAR، برای چهارچوب ۲۵ تا ۸۷ درجه عرض شمالی در زمستان (دسامبر، ژانویه و فوریه) طی بازه زمانی ۲۰۰۰-۱۹۵۱ (هویرلینگ و همکاران، ۲۰۰۱). فاصله پربندها ۲۰ ژئوپتانسیل متر است و مقادیر روند به ازای ۵۰ سال نشان داده شده است. روند در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون شده است. ب) روند فشار تراز دریا از دسامبر تا فوریه طی دوره ۱۹۹۸-۱۹۴۸ بر پایه داده‌های شبکه‌ای NCEP/NCAR (گیلیت و همکاران، ۲۰۰۳).

موقعیت قرارگیری ایران به گونه‌ای است که در طول سال، سامانه‌های همید متعدد با ویژگی‌های متفاوت، اقلیم ایران زمین را تحت تأثیر قرار می‌دهند. اندرکنش بین سامانه‌های همید است که وضعیت جوی روزانه و درازمدت اقلیم ایران را شکل می‌دهند. پژوهش‌های انجام شده در زمینه شناسایی الگوهای گردش جو در ایران را می‌توان به دو گروه اصلی دسته‌بندی کرد: دسته اول برپایه داده‌ها و نقشه‌های موجود در سازمان هواشناسی کشور به شناسایی الگوهای گردش جو پرداخته‌اند و دسته دوم به یاری رایانه، نرم‌افزارهای رایانه‌ای و داده‌های شبکه‌ای مراکز پژوهشی هواشناسی و اقلیم‌شناسی جهان که روش خودکار نامگذاری شده‌اند، به انجام رسیده‌اند (رضیعی، مفیدی و زرین، ۱۳۸۸). یکی از مهم‌ترین سامانه‌های جوی در فصل زمستان نیمکره شمالی و منطقه اوراسیا، پرفشار سیبری است که نقش مهمی در تغییر کمیت‌های جوی دارد (گونگ و ونگ، ۱۹۹۹؛ گو، ۱۹۹۶؛ ژو و همکاران، ۱۹۹۷؛ میازاکی و همکاران، ۱۹۹۹؛ پین، ۱۹۹۹ به نقل از گونگ و هو، ۲۰۰۲؛ احمدی حجت، احمدی گیوی و حجام، ۱۳۹۲). واچرخند سیبری در اوایل دوره سرد در اطراف دریاچه بایکال تشکیل شده و رفته‌رفته همزمان با پیشرفت زمستان گسترده‌تر و قوی‌تر می‌شود و اقلیم منطقه خاورمیانه و ایران را کنترل می‌کند (علیجانی، ۱۳۶۹).

به باور لوکوود (۱۹۷۹) این سامانه در سیبری معمولاً روی مناطقی شکل می‌گیرد که ضخامت برف بیش از ۵۰ سانتی‌متر بوده و دوام پوشش برف بیش از ۲۰۰ روز است. علیجانی (۱۹۶۹) نشان داد که علت اصلی تشکیل و تغییرات مکانی آن سرد شدن تدریجی خشکی نیست؛ بلکه آرایش مکانی بادهای غربی در ترازهای بالاتر به صورت فراز و فرود نقش مهم‌تری دارند و سردی سرزمین سیبری در فصل زمستان به تقویت آن کمک می‌کند.

گونگ و هو (۲۰۰۲) پرفشار سیبری و تغییرات اقلیمی عرض‌های میانه و بالا در آسیا را واکاوی کردند. برای یافتن میانگین منطقه‌ای فشار، آنها شبکه جغرافیایی فعالیت این سامانه را چهارچوب ۷۰ تا ۱۲۰ درجه طول شرقی و ۴۰ تا ۶۰

درجه عرض شمالی در نظر گرفتند و نمایه شدت مرکزی را محاسبه کردند. ایشان با تحلیل داده‌های واحد پژوهش‌های اقلیمی دانشگاه انگلیای شرقی (CRU) و مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا (NCEP/NCAR) طی بازه زمانی ۱۹۲۲ تا ۲۰۰۰ به این نتیجه رسیدند که در ۲۰ سال گذشته پرفشار سیبری تضعیف شده است.

کاویانی، مسعودیان و شبانکاری (۱۳۸۶) به مطالعه جامع و کامل سامانه واچرخندی سیبری پرداختند. آنها شبکه جغرافیایی مناسب برای فعالیت این سامانه جوی را ۶۲/۵ تا ۱۲۰ درجه شرقی و ۴۰ تا ۶۲/۵ درجه شمالی در نظر گرفتند. یافته‌های آنها نشان داد که پرفشار سیبری به منزله یک سامانه همدید فصلی، از میانه مهرماه تا میانه فروردین ماه بر آسیا حاکم است و به سبب گستردگی زیاد، از عوامل اصلی اقلیم اوراسیا در نیمه سرد سال است. آنها دریافتند که آرایش مکانی پرفشار سیبری از یک سو به موقعیت مکانی، وسعت و شدت کم فشار جنب قطبی وابسته است و از سوی دیگر، به فلات تبت و پامیر بستگی دارد.

احمدی حجت و همکاران (۱۳۹۲) روند تغییرات پرفشار سیبری و نقش آن بر میدان‌های هواشناختی در بازه زمانی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸ را بررسی کردند. آنها روش و چهارچوب پیشنهادشده پاناتوگپولوس، شاهگیدانوا و استیفینسون (۲۰۰۵) را برای پژوهش خود برگزیدند. شبکه جغرافیایی فعالیت سیبری را ۶۵-۴۰ درجه شمالی و ۱۲۰-۸۰ درجه شرقی در نظر گرفتند. یافته‌های آنها نشان داد که فشار تراز دریا در مرکز پرفشار سیبری در ابتدای این دوره با روند ملایم ۱/۱ هکتوپاسکال به‌ازای هر دهه افزایش یافته، اما از اوایل دهه هفتاد به بعد با روندی به میزان ۰/۱۲- کاهش یافته است. همچنین یافته‌های آنها نشان داد که نقش این سامانه واچرخندی روی دریای مدیترانه، تقویت فرارفت از محدوده استقرار آن است و محدود به سطوح پایین جو نیست و با جریان‌های هوا در ترازهای بالایی جو نیز در ارتباط است. سامانه‌ای که روی خلیج فارس شکل می‌گیرد و از آن با عنوان فرود دریای خلیج فارس نام می‌برند، بخشی از گسترش سامانه مونسونی است که به سمت جنوب غرب آسیا کشیده می‌شود. برپایه پژوهش‌های بیتان و سآرونی (۱۹۹۲) این سامانه از میانه ماه ژوئن شروع به فعالیت می‌کند و در اواخر ماه ژوئن به ثبات می‌رسد و در میانه ماه سپتامبر خیلی سریع ناپدید می‌شود. از آنجاکه منشأ حرارتی دارد، به ارتفاعات زیر ۱۵۰۰ متر محدود می‌شود و بر بالای آن طی فصل تابستان سامانه پوششی آزور مستقر است. در ناحیه گذر بین دو سامانه پوششی و حرارتی یادشده، یک ناحیه وارونگی استقرار دارد که در برخی مواقع لبه پایینی آن در بالای کوه‌های اسرائیل و حتی پایین‌تر نیز کشیده می‌شود. نقش فرود خلیج فارس بر رخداد توفان گردوغبار در بخش‌های غربی و جنوب غرب کشور، به‌ویژه طی دوره گرم سال، با مکش هوای خشک بیابان‌های نواحی جنوبی عراق، شمال عربستان و جنوب شرق سوریه کاملاً آشکار است (خوش‌کیش، علیجانی و حجازی‌زاده، ۱۳۹۰).

علیجانی چرخندهای مدیترانه‌ای را عامل کنترل‌کننده بارش خاورمیانه و ایران می‌داند. وی نشان داد که بیشتر سیکلون‌های خاورمیانه در چهار مرکز اصلی چرخندزایی، دریای آدریاتیک، دریای یونان، جزیره قبرس و جنوب شرق زاگرس ایجاد می‌شوند و از سه مسیر ورودی چرخندهای مدیترانه به سمت خاورمیانه و دو مسیر ورودی را به سمت ایران معرفی کرده است (علیجانی، ۱۳۷۴: ۳۵).

مسعودیان (۱۳۹۱) بر این باور است که در قلمرو مدیترانه سه کانون کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل وجود دارد:

۱. شبه‌جزیره ایبری؛ ۲. ایتالیا و ۳. قبرس. در منطقه دریای سرخ دو کانون دریای سرخ به صورت دوقلو با کانون سودانی بهم پیوسته‌اند و کانون عدن مشاهده می‌شود. در پیرامون ایران، سه کانون به نام‌های کانون خزر، عراق و عربستان وجود دارد و در بادپناه زاگرس کانونی مشاهده نمی‌شود. پرفشار جنب حاره‌ای آزور، سامانه همدید پویشی (دینامیکی) بزرگی در مقیاس سیاره‌ای است که مرکز آن روی اقیانوس اطلس شمالی قرار دارد (حلبیان، ۱۳۸۷).

حجازی‌زاده (۱۳۷۲) براین باور است که نوسان‌های پرفشار جنب حاره با حرکت تاوه قطبی همراه است و تغییرات دو مولفه یاد شده منجر به تغییر فصل ایران و آغاز بارندگی در ماه سپتامبر یا اکتبر می‌شوند. حبیبی (۱۳۷۷) نیز حرکت و جابه‌جایی محور پرفشار آزور را وابسته به نحوه قرارگیری تاوه قطبی در وردسپهر بالایی و محور رودباد می‌داند. برپایه یافته‌های حلبیان (۱۳۸۷) ارتباط معناداری بین آرایش گردشی پرفشار آزور، به‌ویژه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال با دما و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش گستره وسیعی ایران زمین وجود دارد.

قائمی و همکارانش با تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره روی آسیا و آفریقا، نشان دادند که تفاوت آشکاری در موقعیت استقرار مراکز پرفشار جنب حاره در ترازهای زیرین، میانی و فوقانی وردسپهر وجود دارد. پرفشار جنب حاره‌ای آزور در شرق اقیانوس اطلس شمالی در ترازهای زیرین، پرفشار شمال غرب آفریقا و عربستان در تراز میانی و پرفشار تبت در تراز فوقانی وردسپهر، به صورت مراکز مستقل جای گرفته و مرکز پرفشار ایران هم در تراز میانی و هم فوقانی وردسپهر دیده می‌شود (قائمی، زرین، آزادی و فرج‌زاده اصل، ۱۳۸۸).

همچنین پژوهش‌های اخیر زرین و مفیدی (۱۳۹۰: ۱) نشان می‌دهد که فراوانی مراکز پرفشار جنب حاره روی منطقه خاورمیانه، نشانگر ماهیت مستقل پرفشار جنب حاره‌ای ایران در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر است. تحلیل گرمایش محسوس، گرمایش محلی، گرمایش ناشی از فرارفت افقی و قائم و گرمایش دررو، در انطباق با هسته‌های پیشینه گرمایش با رشته‌کوه‌های مرتفع فلات ایران تأکید دارد.

یکی دیگر از سامانه‌های همدید مقیاسی که طی چند سال اخیر نظر بیشتر اندیشمندان اقلیم‌شناسی ایران را در ارتباط با بارش ایران زمین به خود جلب کرده است، سامانه سودانی است. لشکری بر این باور است که سامانه سودانی منشأ حاره‌ای دارد و سلول کم‌فشار جدا شده از آن است که به طرف عرض‌های بالاتر حرکت می‌کند و روی سودان کم‌فشار سودان را ایجاد می‌کند (لشکری، ۱۳۸۱: ۱۳۳). در شرایط خاص همدید، این کم‌فشار تبدیل به یک سامانه دینامیکی و ترمودینامیکی می‌شود و به سمت شمال یا شمال شرق حرکت می‌کند و از مسیرهای مختلفی وارد ایران شده و بارش‌های فراگیری را روی ایران ایجاد می‌کند (لشکری، ۱۳۷۵).

مفیدی و زرین (۱۳۸۴) با بیان پیشینه پژوهشی بسیار کامل و جامع در ارتباط با سیر مطالعات اقلیمی در ارتباط با کشف سامانه کم‌فشار سودانی، به چگونگی و سازوکار ماهیت آن پرداختند. آنها بر این باورند که نفوذ زبانه پرفشار روی دریای عمان چه با منشأ پرفشار سیبری و چه با منشأ پرفشار دینامیکی مهاجر عرض‌های میانی، به واسطه سازوکار سرمایش فرارفتی، فرونشینی در شاخه نزولی گردش هدلی روی دریای عرب و شمال اقیانوس هند را افزایش می‌دهد و علاوه بر تقویت پشته و گردش واچرخندی روی منطقه دریای عرب، در یک پسخور مثبت، سبب افزایش شیب فشار نصف‌النهاری و تقویت بادهای به‌سامان (شمال شرقی) می‌شوند. تشدید همرفت حاره‌ای، تقویت رودباد و پرفشار جنب

حاره‌ای در وردسپهر بالایی روی شمال شرق آفریقا و خاورمیانه، از پیامدهای رخداد چین سازوکاری است که در نهایت منجر به تکوین و تقویت سامانه کم فشار سودانی خواهد شد. حجازی زاده و صداقت (۱۳۸۸) مسیره‌های چرخنده‌های خاورمیانه را در دوره سرد (دسامبر تا مارس) شناسایی کردند. آنها از داده‌های واکاوی NCEP/NCAR طی بازه زمانی ۱۹۹۳ تا ۲۰۰۳ بهره گرفتند. یافته‌ها نشان داد که بیشینه چرخندزایی، مربوط به منطقه سودان است. همچنین نقش دریای سیاه در تقویت و گسیل سامانه‌های کم فشار به کشور ایران از ناحیه شمال غربی شایان توجه است. ناحیه دریای سیاه متأثر از سامانه‌های سیکلونی بزرگ مقیاسی هستند که در اقیانوس اطلس شمالی تشکیل شده و در مسیر بادهای غربی به سمت اروپا، مدیترانه و دریای سیاه حرکت می‌کنند (ایفموف و همکاران، ۲۰۰۸ به نقل از رسولی، بابائیان، قائمی و زوارضا، ۱۳۹۱). کوه‌های ساحلی بلند و دریای سیاه در شکل‌گیری سیکلون‌ها و چرخش‌های جوی این منطقه تأثیر گذارند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۱).

مفیدی (۱۳۷۹) با تحلیل هم‌دید نقش دریای سیاه بر بارش ایران نشان داد که بیشترین همبستگی بین فرود در منطقه دریای سیاه، به‌ویژه نیمه شرقی دریا و بارش ایران در غرب و شمال غرب کشور دیده می‌شود. در این پژوهش نیز چهارچوب پوش مکانی فعالیت سامانه چرخندی دریای سیاه واکاوی شده است. با توجه به تغییرات گزارش شده در رفتار سنجها و الگوهای گردش جوی بر اثر افزایش گازهای گلخانه‌ای و گرمایش جهانی به‌ویژه در منطقه حاره و جنب حاره طی چند دهه اخیر، پژوهش حاضر در پی پاسخ‌گویی به این پرسش است که آیا شدت فعالیت‌های سامانه‌های هم‌دید مؤثر بر اقلیم ایران طی دهه‌های اخیر، تغییرات معناداری را تجربه کرده‌اند؟ برای ارزیابی و شناخت تغییرات شدت فعالیت‌های سامانه‌ها، تاوایی و ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای زیرین تا میانه جو و فشار تراز دریای سیاه مربوط به هر کدام از سامانه‌ها جداگانه بررسی شد.

مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش از داده‌های روزانه شبکه‌ای مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و تحقیقات جوی ایالات متحده آمریکا (NCEP/NCAR) با تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه طول و عرض قوسی، طی دوره زمانی پنجاه و چهارساله (۱۹۶۰/۱/۱ تا ۲۰۱۳/۱۲/۳۱) برابر با ۱۹۷۲۴ روز بهره‌جویی شده است. برای شناسایی شبکه جغرافیایی مکانی فعالیت سامانه‌ها و بازه زمانی فعالیت آنها، میانگین بلندمدت فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای چهارچوب مکانی ۶۰- تا ۱۲۰ درجه طول غربی و ۰ تا ۸۰ درجه عرض شمالی طی ماه‌های مختلف سال محاسبه شد. دلیل به‌کارگیری دو سنجه یاد شده آن بود که چهارچوب پوش مکانی کنش سامانه‌ها در تراز دریا با دقت بیشتری شناخته شوند. برپایه مکان شکل‌گیری هسته‌های کم‌فشار، پرفشار و هسته‌های پرارتفاع و کم‌ارتفاع پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، مکان تقریبی مراکز فعالیت سامانه‌ها شناسایی شد. از ادبیات و پیشینه پژوهش غنی که در ارتباط با موقعیت مکانی سامانه‌های اثرگذار بر اقلیم ایران زمین وجود دارد نیز، بهره گرفته شده است. برای هریک از سامانه‌های هم‌دید مؤثر بر اقلیم ایران زمین، داده‌های روزانه مربوط به مؤلفه مداری باد (Uwnd)، مؤلفه نصف‌النهاری باد (Vwnd) و ارتفاع ژئوپتانسیل (Hgt) در ترازهای گوناگون جو (از ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال) و فشار تراز دریا (SLP)

روی یاخته‌های شبکه جغرافیایی استخراج شد. برای هریک از ترازهای یاد شده، تاوایی و ارتفاع ژئوپتانسیل و در تراز دریا، فشار روی شبکه جغرافیایی فعالیت سامانه‌ها محاسبه شد. هدف از انتخاب سه پارامتر یاد شده و تغییرات آنها در ترازهای زیرین تا میانی جو برای سامانه‌ها آن بود که به کمک این پارامترها تقویت یا تضعیف فعالیت چرخندی یا واپرخندی مربوط به سامانه‌ها شناخته شود و ببینیم که در کدامیک از ترازها (از ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال) بیشترین وردایی صورت گرفته است. تاوایی نسبی به کمک حاصل ضرب چلیپایی (خارجی) عملگر دل (∇) در بردار باد (\vec{V}) محاسبه شده است (رابطه ۱).

$$\nabla \times \vec{V} = \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad \text{رابطه ۱}$$

نظر به اینکه قدرت تفکیک مکانی داده‌های به کار گرفته شده NCEP/NCAR $2/5 \times 2/5$ درجه طول و عرض قوسی است و با افزایش عرض جغرافیایی مساحت یاخته‌ها کاهش می‌یابد، برای برآورد میانگین وزنی ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی و فشار تراز دریا روی شبکه جغرافیایی فعالیت سامانه‌های هم‌دید، کسینوس عرض جغرافیایی ($\cos(lat)$) وزن داده‌ها در نظر گرفته شد.

$$Azor_j = \frac{\sum_{i=1}^n W_i SLP_{i,j}}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad \text{رابطه ۲}$$

$$W_i = \cos(lat_i) \quad \text{رابطه ۳}$$

که $Azor_j$ میانگین وزنی مقدار فشار تراز دریا در روز j ام روی شبکه جغرافیایی فعالیت سامانه آزر و $SLP_{i,j}$ مقدار فشار تراز دریا روی یاخته j ام در روز j ام است. برخی از سامانه‌ها در ماه‌ها و فصول خاصی از سال فعالیت دارند، ولی برای آگاهی کلی از رفتار آنها، سری زمانی محاسبه شده برای هر الگوی جداگانه در ماه‌ها و فصول مختلف سال، معناداری روند و تغییرات در سطح اطمینان ۹۵ درصد ارزیابی شده است. برای شناسایی و معناداری روند، از آزمون ناپارامتری من‌کنندال بهره‌جویی شد و برآورد نرخ تغییرات به کمک تخمین گر شیب سن انجام گرفت. محاسبه آزمون ناپارامتری من‌کنندال شامل چندگام به شرح زیر است:

الف) در گام اول ابتدا به کمک آماره S ، اختلاف بین تک‌تک مشاهدات (برای نمونه میانگین وزنی میزان ارتفاع ژئوپتانسیل در ماه ژانویه در سال‌های مختلف روی سامانه سبیری) را با همدیگر حساب می‌کنیم (رابطه ۴).

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad j > k \quad \text{رابطه ۴}$$

که $k > j$ است و n تعداد کل مشاهدات، x_j و x_k به ترتیب مقادیر j ام و k ام سری هستند. خروجی تابع بالا علامت هر سری را به صورت زیر مشخص می‌کند (رابطه ۵).

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad \text{رابطه ۵}$$

ب) در گام دوم، پراش هریک از مشاهدات را به کمک رابطه ۶ حساب می‌کنیم.

$$V(s) = \frac{n(n-1)(\sum_{i=1}^m t_i + \delta) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i - 1)(\sum_{i=1}^m t_i + \delta)}{18} \quad (\text{رابطه ۶})$$

در رابطه ۶؛ n تعداد مشاهدات، m بیانگر تعداد سری‌هایی است که دست‌کم یک داده تکراری دارد و t فراوانی مشاهدات با ارزش یکسان است.

ج) در گام سوم آماره Z را به دست می‌آوریم.

$$Z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{V(s)}} & \text{if } s > 0 \\ 0 & \text{if } s = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{V(s)}} & \text{if } s < 0 \end{cases} \quad (\text{رابطه ۷})$$

د) گام چهارم آزمون فرض است. فرض صفر بر عدم وجود روند و تصادفی بودن آن دلالت دارد. زمانی این فرض تأیید می‌شود که $-Z_{\alpha/2} < Z < Z_{\alpha/2}$ باشد (رابطه ۸). مقادیر $Z_{\alpha/2}$ انحراف نرمال استاندارد (Z جدول) است. فرض مقابل یا فرض یک بر وجود روند دلالت دارد و بدین معناست که Z به لحاظ آماری معنادار است. زمانی این فرض تأیید می‌شود که $Z > Z_{\alpha/2}$ یا $Z < -Z_{\alpha/2}$ باشد (گان، ۱۹۹۸). اگر Z کوچکتر از صفر باشد، روند منفی را تأیید می‌کنیم و چنانچه Z بزرگتر از صفر باشد، روند مثبت را رد نمی‌کنیم.

$$|Z| \leq Z_{\alpha/2} \quad (\text{رابطه ۸})$$

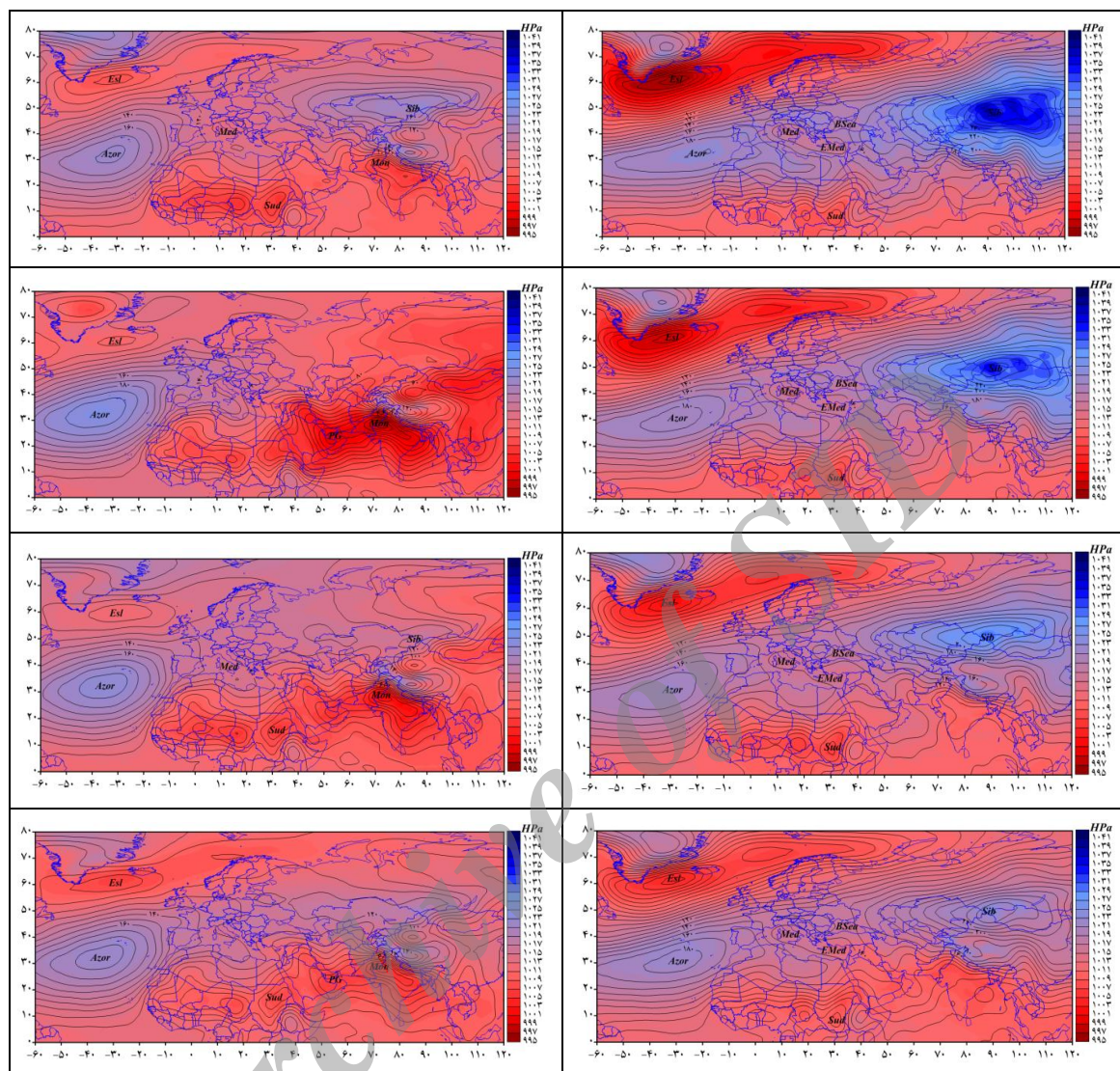
سطح معناداری در این پژوهش $\alpha = 0.05$ در نظر گرفته شده است. بنابراین با توجه به دوطرفه بودن آزمون، میزان Z جدول برابر با 1.96 خواهد بود. بعد از شناسایی معناداری روند، نرخ تغییرات و شیب آن نیز به کمک تخمین‌گر حساب شد. تخمین‌گر شیب سن بر پایه محاسبه اختلاف تک‌تک مشاهدات از یکدیگر و رتبه آنها به دست می‌آید (رابطه ۹).

$$Q = \frac{x_j - x_k}{j - k} \quad (\text{رابطه ۹})$$

که x_j و x_k به ترتیب داده‌های مشاهده‌ای در زمان‌های j و k است. میانه Q به دست آمده برابر با شیب سری زمانی داده‌ها خواهد بود.

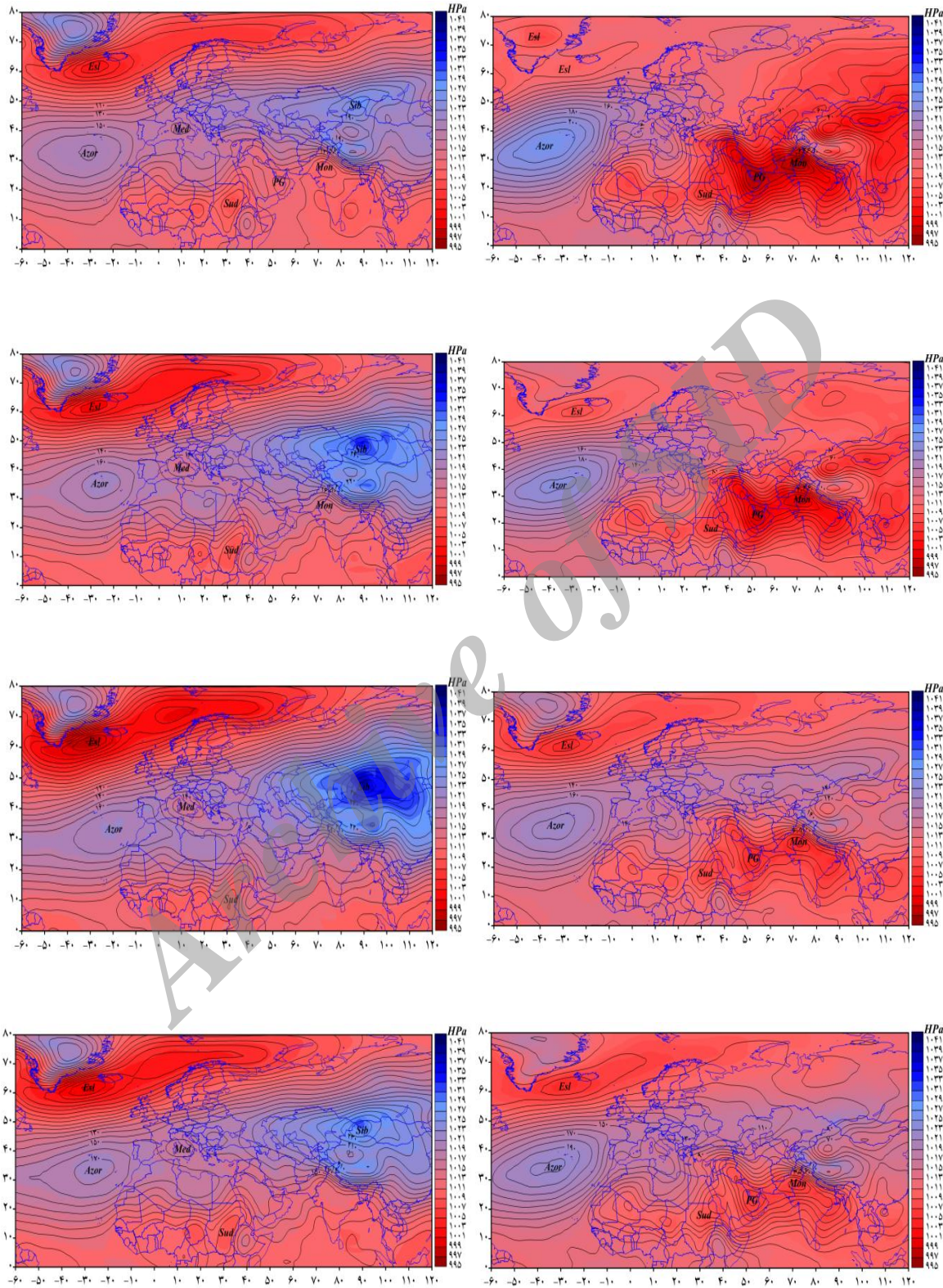
یافته‌های پژوهش

همان‌طور که در بحث داده و روش‌شناسی یاد شد، برای شناسایی شبکه جغرافیایی فعالیت سامانه‌ها و بازه زمانی فعالیت آنها، میانگین بلندمدت فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز 1000 هکتوپاسکال طی ماه‌های مختلف سال روی چهارچوب مکانی 60° تا 120° درجه طول شرقی و 0° تا 80° درجه عرض شمالی محاسبه شد (شکل ۲ و ۳).



شکل ۲. میانگین بلندمدت فشار تراز دریا (زمینه رنگی) و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (پریندها) به ترتیب در ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس و فصل زمستان (سمت راست)، آوریل، می، ژوئن و فصل بهار (سمت چپ) طی بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۲.

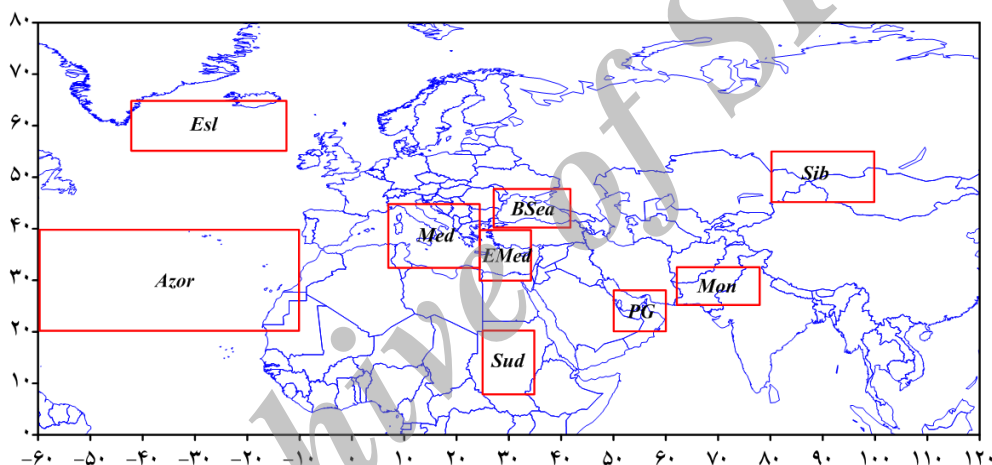
در ماه‌های مختلف روی نقشه‌ها مقادیر فشار تراز دریا به صورت زمینه رنگی و مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل به صورت پریندها با فاصله ۱۰ ژئوپتانسیل متر نشان داده شده است. برپایه نقشه‌های میانگین و ادبیات پیشینه پژوهش‌های انجام شده مرتبط، موقعیت مکانی تقریبی سامانه‌های همید مؤثر بر اقلیم ایران زمین در شکل ۴ به همراه ویژگی‌های آنها در جدول ۱ آمده است. موقعیت تقریبی مکانی برخی از سامانه‌های همید با اندکی تفاوت در مکان و زمان فعالیت آنها (به‌ویژه برای سامانه سودان، مدیترانه و مدیترانه شرقی) مشابه با یافته‌های رسولی و همکاران (۱۳۹۱) است. با نگاهی به نقشه‌های میانگین بلندمدت متوجه می‌شویم که برخی از سامانه‌های همید مقیاس در تراز دریا، از جمله آزر، سودان و ایسلند، به لحاظ زمانی و مکانی از ثبات و ماندگاری بیشتری برخوردارند و برخی دیگر از آنها فقط در بعضی از ماه‌های سال رخنمود دارند و مراکز فعالیت به حساب می‌آیند.



شکل ۳. میانگین بلندمدت فشار تراز دریا (زمینه رنگی) و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (پریندها) به ترتیب در ماه‌های ژوئیه، اوت، سپتامبر و فصل تابستان (سمت راست)، اکتبر، نوامبر، دسامبر و فصل پاییز (سمت چپ) طی بازه زمانی ۱۹۶۰-۲۰۱۲.

جدول ۱. موقعیت مکانی سامانه‌های همدید مؤثر بر اقلیم ایران زمین

الگو	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	شمار یاخته‌ها	فعالیت زمانی
سیبری	۴۵ - ۵۵	۸۰ - ۱۰۰	۴۵	ژانویه تا می و اکتبر تا دسامبر
آزور	۲۰ - ۴۰	-۶۰ - (-۱۰)	۱۸۹	کل ماه‌ها
ایسلند	۵۵ - ۶۵	-۳۷/۵ - (-۷/۵)	۶۵	کل ماه‌ها
مدیترانه شرقی	۳۰ - ۴۰	۲۷/۵ - ۳۵	۲۰	ژانویه تا مارس
مدیترانه	۳۲/۵ - ۴۵	۷/۵ - ۲۵	۴۸	ژانویه تا ژوئن و اکتبر تا دسامبر
سودان	۷/۵ - ۲۰	۲۵ - ۳۵	۳۰	کل ماه‌ها
دریای سیاه	۴۰ - ۴۷/۵	۲۷/۵ - ۴۲/۵	۲۸	ژانویه تا مارس
مونسون	۲۵ - ۳۲/۵	۶۲/۵ - ۷۷/۵	۲۸	آوریل تا نوامبر
خلیج فارس	۲۰ - ۲۷/۵	۵۰ - ۶۰	۲۰	ژوئیه تا اکتبر



شکل ۴. شبکه جغرافیایی مکانی فعالیت سامانه‌های همدید

الف) ارتفاع ژئوپتانسیل

برازش آزمون ناپارامتریک من‌کندال روی سری زمانی مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل سامانه‌های همدید مؤثر بر اقلیم ایران زمین در ترازهای مختلف جو طی ماه‌ها و فصول مختلف سال، نشان داد که تغییرات پارامتر یادشده مربوط به سامانه‌ها طی دوره مورد مطالعه در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار است. در جدول ۲ و ۳ میزان روند و شیب تغییرات به‌ازای هر دهه برای ماه‌ها و فصل‌های مختلف سال آمده است. برپایه یافته‌های این پژوهش می‌توان گفت که در ترازهای بالاتر جو، میزان تغییرات بیشتر از ترازهای پایین است. در ماه ژانویه و فوریه ارتفاع ژئوپتانسیل سامانه‌ها و اچرخندی سیبری در هیچ‌یک از ترازهای جوی به‌لحاظ آماری تغییرات معناداری از خود نشان نداد. در ماه مارس در ترازهای بالای ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر ارتفاع ژئوپتانسیل افزوده شده است. برخلاف فصل زمستان، در فصل بهار روند معناداری و مثبتی در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی سامانه سیبری مشاهده می‌شود. در ماه می میزان تغییرات بیشتر از ماه‌های آوریل و ژوئن است. بیشترین تغییرات در ارتفاع ژئوپتانسیل روی سامانه سیبری مربوط به فصل تابستان است.

جدول ۲. روند ماهانه مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل سامانه‌های همدید در ترازهای مختلف جو، به‌ازای دهه برپایه تخمین‌گر شیب سن

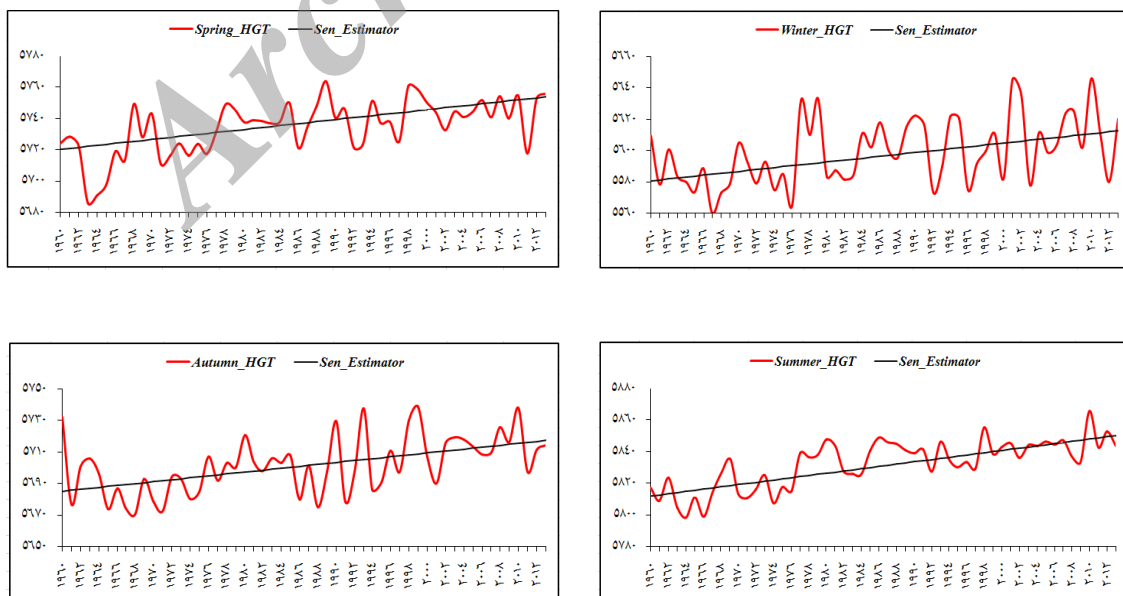
ماه	تراز	سیبری	آزور	ایسلند	مدیترانه	مدیترانه شرقی	سودان	دریای سیاه	مونسون	خلیج فارس
ژانویه	۵۰۰		۷/۸		۷	۷/۶	۶/۹	۶/۷	۶/۱	۶/۳
	۷۰۰		۵/۶			۶	۴/۴	۵/۶	۴/۱	۳/۷
	۸۵۰		۴/۵			۴/۷	۲/۹		۳/۲	۱/۵
	۱۰۰۰					۴/۲	۳/۴		۲/۷	
فوریه	۵۰۰		۶/۱				۷/۳		۵	۷/۷
	۷۰۰		۵/۱				۵/۴		۳/۶	۴/۱
	۸۵۰		۴			۳/۹	۳/۲		۲/۷	۱/۸
	۱۰۰۰					۳/۷	۳		۲/۹	
مارس	۵۰۰	۷/۸			۸/۵	۷	۶/۲		۸/۹	۷/۵
	۷۰۰	۷/۲			۶/۶	۶	۴/۸		۶	۴/۲
	۸۵۰	۳/۹			۵/۶	۶	۳		۴/۳	۱/۹
	۱۰۰۰					۴/۶	۲/۹		۳/۳	۱/۵
آوریل	۵۰۰	۹/۳	۳/۳		۷/۸	۷/۴	۵/۴		۶/۹	۸/۵
	۷۰۰	۸	۲/۵		۵/۵	۵/۹	۵/۴	۵/۵	۵/۶	۵/۳
	۸۵۰	۶/۲			۴	۴/۷	۲/۴	۵/۳	۴/۳	۲/۳
	۱۰۰۰				۳	۳/۶		۴/۹	۳/۴	
می	۵۰۰	۹/۷			۷	۵/۵	۵/۹	۷/۳	۸/۴	۶/۶
	۷۰۰	۸/۷			۴/۵	۴/۱	۵/۲	۵/۸	۶	۳/۸
	۸۵۰	۷/۴			۳/۲	۳/۱	۲/۳	۴/۴	۴/۳	۲
	۱۰۰۰	۶/۱			۲/۳	۲/۳		۳/۳	۲/۶	
ژوئن	۵۰۰	۹/۱	۴/۵		۷/۶	۶/۵	۵/۸	۸/۳	۴/۳	۴/۳
	۷۰۰	۷	۲/۸	۶/۱	۵/۲	۴/۲	۴	۵/۹	۴/۷	۳
	۸۵۰	۵/۷	۱/۷	۵/۵	۳/۳	۲/۴	۱/۷	۴/۳	۴/۵	
	۱۰۰۰	۵		۵			۲/۶	۳/۹	۳/۹	
ژوئیه	۵۰۰	۱۱/۹	۵/۴		۷/۴	۷/۲	۶/۹	۱۰/۱	۶/۱	۶/۵
	۷۰۰	۹/۷	۳/۵		۵	۵/۵	۴/۴	۷/۱	۵/۸	۴/۴
	۸۵۰	۸			۲/۴	۲/۸	۲/۲	۴/۳	۴/۴	۲/۹
	۱۰۰۰	۶/۸						۳/۸	۳/۸	۲/۲
اوت	۵۰۰	۱۱/۵	۳/۹		۶/۸	۷/۴	۷/۲	۱۰/۷	۷/۲	۶/۷
	۷۰۰	۱۰	۳		۵	۵/۴	۴/۸	۷/۲	۶/۷	۴/۹
	۸۵۰	۷/۸			۳	۳	۲/۳	۴	۵/۶	۳
	۱۰۰۰	۶/۶						۴/۹	۴/۹	۲/۴
سپتامبر	۵۰۰	۱۱	۳	۹/۸		۶/۶	۶/۶	۵/۹	۷/۱	۵
	۷۰۰	۹/۱	۱/۸	۶/۴		۴/۴	۵	۴/۲	۶	۳/۳
	۸۵۰	۶/۸				۲/۹	۲	۴/۷	۴/۷	
	۱۰۰۰	۵/۵	-۱/۳					۳/۵	۳/۵	
اکتبر	۵۰۰	۱۲/۱	۳/۳		۷/۹	۶/۷	۵/۲	۵/۶	۵/۸	۵/۵
	۷۰۰	۸/۹			۴/۹	۴/۹	۴/۶	۴/۶	۵/۴	۳/۷
	۸۵۰	۷			۳/۶	۳/۶	۱/۱	۳/۵	۴/۴	۲/۳
	۱۰۰۰	۴/۳			۲/۷	۲/۷		۳/۶	۳/۶	
نوامبر	۵۰۰		۵/۵				۵/۵		۷/۵	۵/۴
	۷۰۰		۴			۴/۱	۴/۳	۵/۳	۴/۹	۳/۳
	۸۵۰		۲/۸			۳/۵	۱/۲	۵/۱	۲/۹	
	۱۰۰۰		۱/۸			۲/۷	۲/۷	۴/۲	۲/۲	
دسامبر	۵۰۰	۷/۲			۶/۸	۶/۸	۵/۸	۱۱	۸/۶	۹/۳
	۷۰۰	۴/۶			۵/۵	۶/۳	۴/۴	۹/۶	۵/۵	۵/۹
	۸۵۰				۵/۷	۶/۳	۲/۳	۸	۳/۷	۲/۹
	۱۰۰۰				۵/۹	۵/۹	۱/۹	۸/۸	۲/۷	۱/۵

جدول ۳. روند فصلی مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل سامانه‌های همدید در ترازهای مختلف جو به‌ازای دهه برایه تخمین‌گر شیب سن

فصل	تراز	سیبری	آزور	ایسلند	مدیترانه	مدیترانه شرقی	سودان	دریای سیاه	مونسون	خلیج فارس
زمستان	۵۰۰		۶/۱		۶/۵	۶	۶/۷	۴/۶	۶/۴	۷
	۷۰۰		۴/۹		۵/۲	۵/۴	۴/۸	۴/۴	۴/۸	۳/۷
	۸۵۰		۳/۸		۵	۵/۱	۲/۷	۴	۳/۷	۱/۹
	۱۰۰۰		۳		۴/۴	۴/۴	۲/۹		۳/۱	۱/۶
بهار	۵۰۰	۸/۹	۳/۴		۶/۶	۶/۳	۵/۸	۷	۶/۹	۶/۷
	۷۰۰	۷/۵	۲/۴		۴/۶	۴/۵	۴/۷	۵/۶	۵/۵	۴
	۸۵۰	۶/۱			۳/۱	۳	۲	۴/۱	۴	۲
	۱۰۰۰	۴/۷			۱/۸	۲/۱		۳/۱	۳/۲	
تابستان	۵۰۰	۱۱	۴/۱		۵/۶	۷/۲	۷	۹	۶/۸	۶
	۷۰۰	۹	۲/۷		۳/۷	۴/۶	۴/۶	۶	۶/۳	۴/۲
	۸۵۰	۶/۵	-/۹		۱/۸	۲/۳	۲/۲	۳/۱	۴/۹	۲/۵
	۱۰۰۰	۵/۲							۴/۲	۱/۸
پاییز	۵۰۰	۶/۸	۵/۲		۶/۲	۶	۵/۴	۶/۸	۷/۱	۶/۷
	۷۰۰	۵	۳/۵		۴/۶	۴/۹	۴/۲	۵/۷	۵	۴/۵
	۸۵۰	۳	۲		۳/۶	۴/۲	۱/۳	۵/۴	۳/۷	۲/۳
	۱۰۰۰				۳/۸	۳/۸		۵	۲/۹	

در فصل تابستان حدود ۱۱ ژئوپتانسیل متر به‌ازای هر دهه به ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال افزوده شده است. در ماه ژوئیه میزان تغییرات بیشتر از ماه‌های دیگر است. در ماه اکتبر نیز تغییرات نسبتاً چشمگیری دیده می‌شود. برخلاف ماه اکتبر، در دو ماه نوامبر و دسامبر از فصل پاییز هیچ‌گونه تغییرات معناداری در ارتفاع ژئوپتانسیل سامانه سیبری مشاهده نشد. در سطح اطمینان ۹۵ درصد، مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل روی سامانه و اچرخندی آزور در اغلب ماه‌های سال روند مثبت و معناداری را در ترازهای ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال از خود نشان می‌دهد. تغییرات در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و در ماه‌های سرد سال به نسبت بیشتر است. روی شبکه جغرافیایی فعالیت سامانه چرخندی ایسلند، تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل به غیر از ماه‌های ژوئن و سپتامبر، در سایر ماه‌های سال معنادار نیست. در ماه ژانویه روی سامانه چرخندی مدیترانه‌ای، ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۵۰۰ تا ۸۵۰ روند مثبت و معناداری از خود نشان می‌دهد. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روند معنادار نیست. در ماه مارس میزان افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به ماه‌های دیگر بیشینه است و همانند سامانه‌های دیگر در تراز ۵۰۰ تغییرات بیشتر است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، ۸/۵ ژئوپتانسیل متر به‌ازای دهه به ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال اضافه شده است. در فصل بهار نیز روند ارتفاع ژئوپتانسیل روی ترازهای ۸۵۰ و بالاتر مثبت و معنادار است. در ماه‌های ژوئیه و اوت از فصل تابستان نیز همانند فصل بهار، ارتفاع ژئوپتانسیل روند مثبتی را نشان می‌دهد. ماه سپتامبر در هیچ‌یک از ترازهای جوی مطالعه‌شده، روند معناداری در مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل مشاهده نشد. در ماه اکتبر ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال روند صعودی دارد، ولی در ترازهای پایین‌تر و ماه‌های نوامبر و دسامبر روند معناداری دیده نمی‌شود. ارتفاع ژئوپتانسیل روی سامانه چرخندی مدیترانه شرقی در ماه ژانویه در تمام ترازهای جوی روند مثبت و معناداری را از خود نشان می‌دهد. شدت و میزان تغییرات آن در ماه ژانویه نسبت به دو ماه فوریه و مارس بیشتر است. ماه فوریه در تراز ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال تغییرات معنادار نیست. در فصل بهار روند ارتفاع

ژئوپتانسیل روی سامانه مدیترانه شرقی مثبت است. فصل تابستان در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال هیچ‌گونه روند معناداری در ارتفاع ژئوپتانسیل مشاهده نشد، ولی در ترازهای بالاتر به‌ویژه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، میزان تغییرات نسبت به سایر ترازهای جوی در ماه‌ها و فصول دیگر سال بیشینه است و در $7/2$ ژئوپتانسیل متر، به‌ازای هر دهه به ارتفاع تراز یاد شده افزوده شده است. در فصل پاییز نیز بجز تراز ۵۰۰ در ماه نوامبر، ارتفاع ژئوپتانسیل در سایر ترازها و ماه‌های دیگر این فصل، روند مثبت و معناداری دارد. برای نمونه، برازش تخمین‌گر شیب سن روی سری زمانی فصلی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال سامانه چرخندی مدیترانه شرقی در شکل ۵ نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، در چهار فصل سال مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی سامانه یاد شده رو به افزایش است. در سه فصل زمستان، بهار و پاییز، 6 ژئوپتانسیل متر و در فصل تابستان بیش از 7 ژئوپتانسیل متر به‌ازای دهه به ارتفاع تراز یاد شده افزوده شده است. ارتفاع ژئوپتانسیل روی سامانه چرخندی سودانی در سه ماه فصل زمستان در کلیه ترازهای جوی روند مثبت و معناداری از خود نشان می‌دهد. در ماه فوریه میزان تغییرات بیشتر است. در فصل بهار نیز روند مثبت و معناداری برای ارتفاع ژئوپتانسیل مشاهده شد، با این تفاوت که میزان تغییرات آن به نسبت کمتر است و در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در هیچ‌یک از ماه‌های این فصل از سال روند معنادار نیست. در فصل پاییز نیز همانند فصل تابستان، در تراز یاد شده روند معناداری در سطح اطمینان ۹۵ درصد دیده نشد. به‌طور کلی در این فصل از سال تغییرات ایجاد شده بیشتر از فصل بهار است. به‌طور متوسط حدود 6 ژئوپتانسیل متر به‌ازای دهه به ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی افزوده شده است. فصل پاییز بجز تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه نوامبر، در سایر ترازها و ماه‌های دیگر این فصل روند همچنان مثبت و معنادار است. در ماه دسامبر میزان تغییرات و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل روی سامانه چرخندی سودان در تراز دریا (۱۰۰۰ هکتوپاسکال) نسبت به سایر ماه‌های دیگر بیشینه است و حدود 6 ژئوپتانسیل متر ارتفاع تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی افزایش یافته است.



شکل ۵. برازش تخمین‌گر شیب سن روی سری زمانی فصلی ارتفاع ژئوپتانسیل سامانه کم‌فشار شرق مدیترانه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

چرخندهای روی دریای سیاه، یکی دیگر از سامانه‌هایی هستند که در فصل سرد سال رخنمود دارند و ایران را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند. در فصل زمستان روند ارتفاع ژئوپتانسیل روی چهارچوب پوش فعالیت این سامانه، فقط در ماه ژانویه و در ترازهای بالای ۸۵۰ هکتوپاسکال مثبت و معنادار است. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، این ماه از سال و دو ماه فوریه و مارس روند معناداری از خود نشان نمی‌دهند. در فصل بهار روی این سامانه چرخندی، ارتفاع ژئوپتانسیل کلیه ترازهای جوی از سطح زمین تا ۵۰۰ هکتوپاسکال، روند مثبت و معناداری از خود نشان داد. در فصل تابستان به‌ویژه در دو ماه ژوئیه و اوت، تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل چشمگیر است. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روند معناداری در ارتفاع ژئوپتانسیل مشاهده نشد. در ماه دسامبر از فصل پاییز تغییرات معنادار و مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل در کلیه ترازهای جوی به چشم می‌خورد. سامانه‌های چرخندی مونسون و خلیج فارس در فصل گرم سال (بهار و تابستان) فعالیت دارند. در فصل زمستان، روند ارتفاع ژئوپتانسیل روی چهارچوب پوش مکانی فعالیت این سامانه در تمام ترازهای جوی مثبت و به‌لحاظ آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار است. در فصل بهار و تابستان نیز روند مثبت و معنادار است، ولی نسبت به فصل زمستان میزان تغییرات بیشتر است. در فصل پاییز، افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل به‌ویژه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشینه است. در ماه دسامبر، ۸/۶ ژئوپتانسیل متر به‌ازای هر دهه به ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال افزوده شده است. روند تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل روی سامانه چرخندی خلیج فارس نیز همانند سایر سامانه‌های همید، مثبت و معنادار است. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تغییراتی چندانی طی دوره مطالعه مشاهده نشد. بیشترین تغییرات مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است.

ب) تاوایی

برای تفسیر و نمایش بهتر، روند مقادیر تاوایی برحسب S^{-1} و 10^{-5} به‌ازای دهه نشان داده شده است. روند تغییرات تاوایی در ترازهای مختلف روی سامانه پرفشار سیبری نشان داد که در دو ماه ژانویه و فوریه، میزان تاوایی تغییرات معناداری در سطح اطمینان ۹۵ درصد از خود نشان نمی‌دهد.

در فصل زمستان در ماه مارس در ترازهای ۷۰۰، ۸۵۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روند منفی و معنادار است. میزان تغییرات در دو تراز ۷۰۰ و ۸۵۰ برابر با $-0/05$ به‌ازای هر دهه بوده و در تراز ۱۰۰۰ برابر با $-0/03$ است. ماه‌های آوریل و می از فصل بهار در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، روند تغییرات تاوایی منفی است. در ماه می علاوه بر تراز ۱۰۰۰، در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز روند منفی و معنادار است. برخلاف فصل بهار، در دو ماه ژوئیه و اوت در ترازهای بالاتر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روند منفی و معنادار است و روند آن نیز نسبت به فصل بهار بیشتر است. در ماه سپتامبر روند در سه تراز ۱۰۰۰، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال معنادار و منفی است. نه‌تنها برای این سامانه، بلکه برای سامانه‌های همید دیگر نیز میزان تغییرات در ترازهای بالاتر (۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال) بیشتر از تغییرات در ترازهای پایین (۸۵۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال) است.

در فصل پاییز میزان تاوایی روی سامانه سیبری در هیچ‌یک از ترازهای مطالعه‌شده روند معناداری از خود نشان نداد. افزایش شدت تاوایی منفی روی سامانه و چرخندی سیبری، به‌ویژه در اواخر دوره سرد و ماه‌های گرم سال منجر به

تقویت آن می‌شود. مقادیر تاوایی روی سامانه پوششی آזור در ماه‌های ژوئن و ژوئیه، روند منفی و معناداری از خود نشان می‌دهد. همانند سامانه سیبری، در ترازهای بالاتر میزان تغییرات بیشتر است. برای سامانه ایسلند در سطح اطمینان ۹۵ درصد، تغییرات معناداری در هیچ‌یک از ترازهای مورد نظر مشاهده نشد.

روند معناداری برای مقادیر تاوایی روی مدیترانه در ترازهای مختلف جو، طی بازه زمانی این مطالعه مشاهده نشد. تنها در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در فصل تابستان، ۰/۰۱ به‌ازای هر دهه به مقادیر تاوایی اضافه شده است. تاوایی روی مدیترانه شرقی در فصل زمستان، تنها در تراز ۱۰۰۰ ماه مارس، روند منفی و معناداری از خود نشان می‌دهد و میزان تغییرات آن ۰/۰۳- به‌ازای هر دهه است. در ماه‌های سپتامبر و اوت نیز تاوایی روند منفی و معناداری در تراز ۱۰۰۰ از خود نشان می‌دهد. برای نمونه، برازش تخمین‌گر شیب سن روی سری زمانی فصلی میزان تاوایی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال این سامانه، بیانگر کاهش تاوایی در کلیه فصول است، ولی به‌لحاظ آماری، میزان کاهش تاوایی در فصل زمستان و تابستان در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار است. با نگاهی به مقادیر تاوایی طی دوره آماری این مطالعه، متوجه می‌شویم که در اوایل دوره بررسی، میزان تاوایی روی سامانه یاد شده مثبت بوده است، ولی با گذشت سال‌ها و رسیدن به اواخر دوره آماری، میزان تاوایی کاهش یافته و به سمت اعداد منفی و صفر پیش می‌رود.

در ماه فوریه از فصل زمستان، تاوایی در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال روی سامانه سودانی منفی است. در ماه‌های ژانویه و فوریه تاوایی در هیچ‌یک از ترازهای جوی روند معناداری از خود نشان نمی‌دهد. در فصل بهار، به‌ویژه ماه ژوئن، روند معنادار و منفی در تاوایی روی سامانه سودان در ترازهای جوی مختلف مشاهده شد. به‌طور کلی در فصل تابستان در ترازهای بالاتر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، روند تاوایی منفی است. در ماه سپتامبر شدت و میزان کاهش تاوایی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به اوج خود می‌رسد و حدود ۰/۴- به‌ازای هر دهه از شدت تاوایی کاسته می‌شود. در فصل پاییز تاوایی تغییرات معناداری نشان نداد. در زمستان روی سامانه چرخندی دریای سیاه در ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال، روند تاوایی منفی است و میزان کاهش آن به ترتیب ۰/۰۷-، ۰/۰۸- و ۰/۰۶- به‌ازای دهه است. در ماه دسامبر نیز روند تاوایی در ترازهای ۸۵۰ و ۷۰۰ منفی و معنادار است. نکته گفتنی آنکه در برخی از ماه‌های گرم سال (ژوئیه و سپتامبر) همانند سامانه چرخندی مدیترانه‌ای در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، روند تاوایی معنادار و مثبت است.

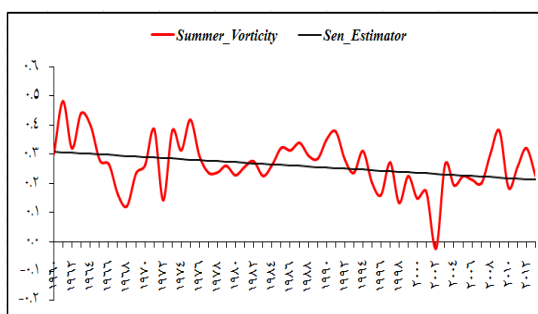
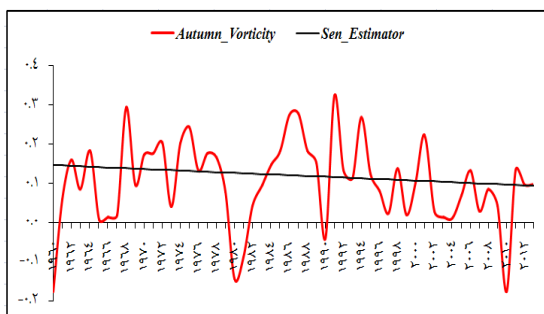
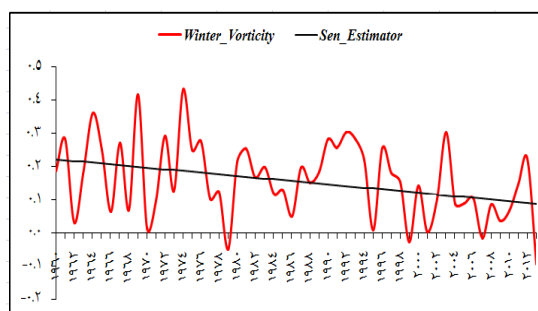
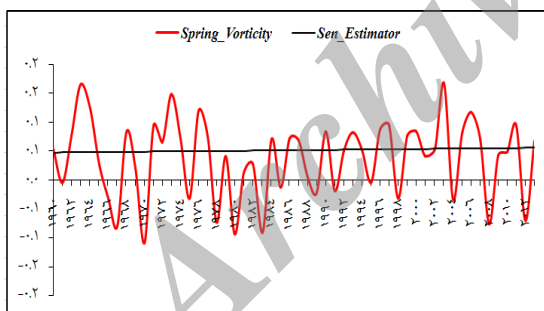
روی شبکه جغرافیایی مکانی فعالیت سامانه مونسونی که در فصل گرم سال رخ نمود دارد، به‌طور کلی در فصل زمستان و بهار روند معناداری به‌لحاظ آماری برای تاوایی در ترازهای مختلف مشاهده نشد. در ماه می از فصل بهار در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال، روند تاوایی معکوس و منفی است. در ماه اوت از فصل تابستان در ترازهای زیرین جو (۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال) تاوایی روند منفی و معناداری دارد. در ماه‌های اکتبر و نوامبر از فصل پاییز نیز در ترازهای یادشده روند تاوایی معکوس است. برخلاف سایر سامانه‌های هم‌دید مطالعه‌شده در این پژوهش، روند تاوایی روی چهارچوب مکانی فعالیت فرود خلیج فارس مثبت و در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار است. فرود خلیج فارس که بخشی از سامانه چرخندی مونسونی است، در فصل تابستان فعالیت و رخ نمود دارد. به‌طور کلی در تمام فصول سال، به‌ویژه در ترازهای پایین جو (۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال) روند تاوایی مثبت و معنادار است.

جدول ۴. روند ماهانه مقادیر تاوایی سامانه‌های همدید در ترازهای مختلف جو به‌ازای دهه بر پایه تخمین گر شیب سن

ماه	تراز	سیبری	آزور	ایسلند	مدیترانه	مدیترانه شرقی	سودان	دریای سیاه	مونسون	خلیج فارس
	۵۰۰									
ژانویه	۷۰۰									
	۸۵۰								۰/۰۹	
	۱۰۰۰								۰/۰۵	
	۵۰۰						۰/۰۷			
فوریه	۷۰۰						۰/۰۴	۰/۰۷		
	۸۵۰							۰/۰۸	۰/۰۹	
	۱۰۰۰							۰/۰۶	۰/۰۵	
	۵۰۰									
مارس	۷۰۰	۰/۰۵								۰/۱۲
	۸۵۰	۰/۰۵							۰/۱۳	۰/۱۳
	۱۰۰۰	۰/۰۳							۰/۰۳	۰/۰۴
	۵۰۰									
آوریل	۷۰۰	۰/۰۶					۰/۰۲			۰/۱
	۸۵۰	۰/۰۳								۰/۱۱
	۱۰۰۰	۰/۰۲					۰/۰۱			۰/۰۶
	۵۰۰									
می	۷۰۰						۰/۰۶		۰/۱	۰/۰۸
	۸۵۰	۰/۰۴							۰/۰۵	۰/۰۹
	۱۰۰۰	۰/۰۳						۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵
	۵۰۰									
ژوئن	۷۰۰		۰/۰۳۳				۰/۰۵			۰/۰۸۶
	۸۵۰		۰/۰۲۴				۰/۰۸			۰/۰۴
	۱۰۰۰						۰/۰۶			۰/۰۴
	۵۰۰									
ژوئیه	۷۰۰	۰/۱	۰/۰۲۷				۰/۰۹			۰/۰۵
	۸۵۰	۰/۰۸	۰/۰۲۵				۰/۰۸			
	۱۰۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱۸				۰/۰۸			
	۵۰۰									
اوت	۷۰۰	۰/۰۷					۰/۰۶			
	۸۵۰	۰/۰۷					۰/۰۸			۰/۰۴
	۱۰۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱۴		۰/۰۱		۰/۰۲		۰/۰۳	۰/۰۳
	۵۰۰									
سپتامبر	۷۰۰	۰/۰۶					۰/۰۴			۰/۰۸
	۸۵۰	۰/۰۴					۰/۰۵		۰/۰۶	۰/۰۵
	۱۰۰۰	۰/۰۲			۰/۰۲		۰/۰۲		۰/۰۵	۰/۰۳
	۵۰۰									
اکتبر	۷۰۰									۰/۰۶
	۸۵۰								۰/۰۵	
	۱۰۰۰						۰/۰۲		۰/۰۳	
	۵۰۰									
نوامبر	۷۰۰									۰/۰۸
	۸۵۰								۰/۰۴	۰/۰۸
	۱۰۰۰								۰/۰۲	۰/۰۴
	۵۰۰									
دسامبر	۷۰۰							۰/۰۶		۰/۰۸
	۸۵۰							۰/۰۵		۰/۰۸
	۱۰۰۰								۰/۰۵	۰/۰۵

جدول ۵. روند فصلی مقادیر تاوایی سامانه‌های همدید در ترازهای مختلف جو به‌ازای دهه برپایه تخمین گر شیب سن

فصل	تراز	سیبری	آزور	ایسلند	مدیترانه	مدیترانه شرقی	سودان	دریای سیاه	مونسون	خلیج فارس
زمستان	۵۰۰									
	۷۰۰									۰/۰۶
	۸۵۰							-۰/۰۵		۰/۱۱
	۱۰۰۰	-۰/۰۱۴				-۰/۰۲۵		-۰/۰۴		۰/۰۵
بهار	۵۰۰									
	۷۰۰	-۰/۰۴					-۰/۰۶		-۰/۰۲	۰/۰۸
	۸۵۰	-۰/۰۳					-۰/۰۴			۰/۰۹
	۱۰۰۰	-۰/۰۱								۰/۰۴۵
تابستان	۵۰۰						-۰/۰۷			
	۷۰۰	-۰/۰۷					-۰/۰۸			
	۸۵۰	-۰/۰۳					-۰/۰۳		-۰/۰۴	۰/۰۲
	۱۰۰۰	-۰/۰۱			۰/۰۱	-۰/۰۲		۰/۰۲	-۰/۰۳	۰/۰۱۵
پاییز	۵۰۰									
	۷۰۰									
	۸۵۰								-۰/۰۳	۰/۰۷
۱۰۰۰								-۰/۰۱۷	۰/۰۳۵	



شکل ۶. برازش تخمین گر شیب سن روی سری زمانی فصلی تاوایی سامانه کم‌فشار شرق مدیترانه در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

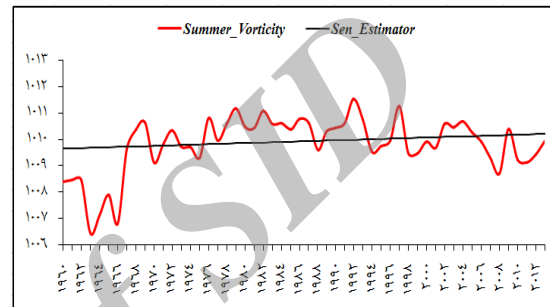
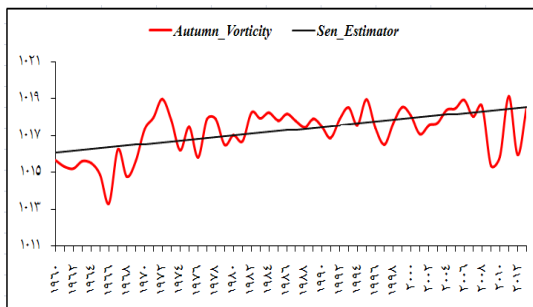
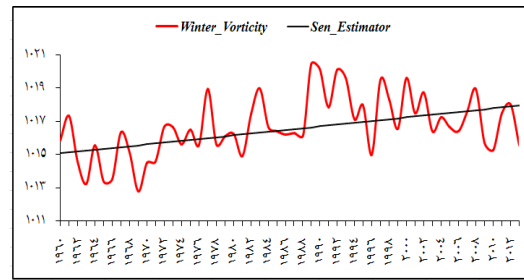
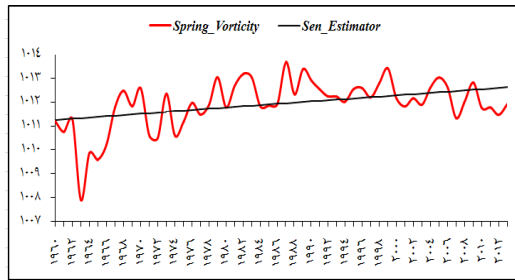
ج) فشار تراز دریا

میزان تغییرات مقادیر فشار تراز دریا در ماه‌هایی از سال که سامانه‌های بررسی شده روند معناداری از خود نشان می‌دادند، در جدول ۶ آمده است. برپایه یافته‌ها، فشار تراز دریا در شبکه جغرافیایی فعالیت سامانه و اچرخند سیبری، از ماه می تا ماه اکتبر روند مثبت و معناداری در سطح اطمینان ۹۵ درصد از خود نشان می‌دهد. در ماه اوت میزان تغییرات بیشینه است و ۰/۸۲ به‌ازای هر دهه، میزان فشار تراز دریا افزایش یافته است. در ماه‌های ژانویه تا آوریل و از ماه نوامبر و دسامبر، روند معناداری در فشار تراز دریای سامانه سیبری طی دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۳ مشاهده نشد.

جدول ۶. روند ماهانه مقادیر فشار تراز دریای سامانه‌های همدید به‌ازای دهه برپایه تخمین گر شیب سن

ماه	سیبری	آزور	ایسلند	مدیترانه شرقی	سودان	دریای سیاه	مونسون	خلیج فارس
ژانویه				۰/۵۱	۰/۳۲		۰/۳۲	
فوریه				۰/۴۶			۰/۳۵	
مارس				۰/۵۶	۰/۲۷		۰/۳۷	۰/۱۵
آوریل			۰/۳۴	۰/۴۲		۰/۶	۰/۳۸	
می	۰/۷۶			۰/۲۷		۰/۴۱	۰/۲۹	
ژوئن	۰/۶۱		۰/۵۹			۰/۲۸	۰/۴۲	
ژوئیه	۰/۸						۰/۴۲	۰/۲۳
اوت	۰/۷۴						۰/۵۵	۰/۲۴
سپتامبر	۰/۶۶	-۰/۱۶					۰/۴۱	
اکتبر	۰/۵۲			۰/۳۹			۰/۴۰	
نوامبر		۰/۱۹		۰/۳۴		۰/۵۶	۰/۲۳	
دسامبر				۰/۷۲		۱/۱	۰/۳	۰/۱۴

به‌طور کلی در فصل بهار و تابستان، میزان فشار تراز دریای سامانه سیبری افزایش داشته و در فصل زمستان و پاییز روند معناداری دیده نمی‌شود. فشار تراز دریای مربوط به سامانه و اچرخند آزور در ماه‌های سپتامبر و نوامبر، به‌ترتیب روند منفی و مثبت معناداری را از خود نشان می‌دهد. در ماه‌های دیگر سال این روند معنادار نیست. برپایه یافته‌های حاصل از برازش آزمون من‌کندال روی سری زمانی فصلی، میانگین وزنی سامانه آزور در فصل زمستان روند مثبت و معناداری از خود نشان می‌دهد. سری زمانی فشار تراز دریای مربوط به سامانه چرخندی ایسلند، بجز در ماه ژوئن، در ماه‌های دیگر سال روند معناداری از خود نشان نداد. به‌ازای هر دهه، ۰/۵۹ به میزان فشار تراز دریای شبکه فعالیت ایسلند افزوده شده است. روی مدیترانه شرقی تغییرات فشار تراز دریا نسبت به مرکز و بخش‌های غربی مدیترانه که از آن با عنوان مدیترانه نام برده شده، بیشتر بوده و در اغلب ماه‌های سال روند تغییرات معنادار است. برازش تخمین گر شیب سن روی سری زمانی مقادیر فشار تراز دریای مربوط به شبکه جغرافیایی فعالیت سامانه چرخندی مدیترانه شرقی، در شکل ۷ آمده است.



شکل ۷. برازش تخمین گر شیب سن روی سری زمانی فصلی ارتفاع ژئوپتانسیل سامانه کم فشار شرق مدیترانه در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

روی مدیترانه شرقی در سه فصل زمستان، بهار و پاییز، روند معناداری مشاهده شد. در فصل زمستان به طور میانگین ۰/۵۵ هکتوپاسکال میزان فشار تراز دریا به ازای دهه افزایش یافته است. به لحاظ فصلی نیز، در فصل بهار روند فشار تراز دریا روی مدیترانه مثبت و معنادار است. به لحاظ آماری، میزان شدت فشار تراز دریا روی سامانه چرخندی سودان در دو ماه ژانویه و مارس از فصل زمستان دچار تغییرات معناداری شده و به طور متوسط ۰/۲۸ هکتوپاسکال به ازای هر ده سال، بر میزان فشار تراز دریای سامانه سودانی افزوده شده است. در سایر ماهها و فصلها، روند تغییرات فشار تراز دریا روی سودان معنادار نیست. فشار تراز دریا روی سامانه چرخندی دریای سیاه در سه ماه بهار (آوریل، می و ژوئن) و دو ماه نوامبر و دسامبر از فصل پاییز، روند معناداری و مثبتی از خود نشان می دهد. در ماه دسامبر میزان افزایش فشار تراز دریا به نسبت چشمگیر بوده و میزان افزایش آن ۱/۱ هکتوپاسکال به ازای دهه است. فشار تراز دریا روی شبکه جغرافیایی فعالیت سامانه چرخندی مونسون در تمام ماههای تقویمی سال مثبت و معنادار است. در فصل تابستان که به لحاظ زمانی اوج فعالیت این سامانه محسوب می شود، میزان فشار تراز دریا حدود ۰/۴۷ هکتوپاسکال به ازای هر دهه افزایش یافته است و نسبت به فصول دیگر سال بیشترین میزان افزایش را دارد. روی چهارچوب فعالیت سامانه کم فشار خلیج فارس نیز تغییرات فشار تراز دریا در فصل تابستان مثبت و معنادار است، ولی میزان افزایش آن به نسبت سامانه مونسون کوچکتر است. به طور متوسط ۰/۲۱ هکتوپاسکال به ازای هر دهه به میزان فشار تراز دریا افزوده شده است. در فصل زمستان نیز روند فشار تراز دریا افزایشی است.

جدول ۷. روند فصلی مقادیر فشار تراز دریای سامانه‌های همید به‌ازای دهه برپایه تخمین گر شیب سن

فصل	سیبری	آزور	ایسلند	مدیترانه	مدیترانه شرقی	سودان	دریای سیاه	مونسون	خلیج فارس
زمستان		۰/۳۳			۰/۵۵	۰/۲۸		۰/۳۶	۰/۱۵
بهار	۰/۵۷			۰/۲۱			۰/۳۹	۰/۳۴	
تابستان	۰/۶۱			۰/۲۶				۰/۴۷	۰/۱۹
پاییز				۰/۴۷			۰/۶۹	۰/۳۳	

بحث و نتیجه‌گیری

پژوهشگران بر این باورند که تغییرات فشار تراز دریا همراه و هماهنگ با تغییر در الگوهای گردش جوی، منجر به تغییر در سنج‌های جوی، به‌ویژه بارش و دمای سطحی، گردش‌های اقیانوسی و چرخه کربن خواهد شد (کانگ، پولوانی، فیفه و سیگموند، ۲۰۱۱). برپایه پژوهش‌های انجام‌شده طی چند دهه اخیر، تغییرات بسیار آشکاری در رفتار سنج‌های جوی ایران‌زمین دیده می‌شود. بر همین اساس، پژوهش پیش رو با هدف شناسایی تغییرات تاوایی، ارتفاع ژئوپتانسیل و فشار تراز دریا روی سامانه‌های همیدی که ایران را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند، انجام گرفت. برپایه یافته‌های پژوهش‌های قبلی و نقشه‌های میانگین ماهانه فشار تراز دریا (SLP) و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال شبکه جغرافیایی مکانی، فعالیت سامانه‌های همید مؤثر بر ایران طی بازه زمانی ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۲ در تراز دریا شناسایی شده و سامانه واپرخندی سیبری، سامانه واپرخندی آزور، سامانه چرخندی ایسلند، سامانه چرخندی سودان، سامانه‌های چرخندی در منطقه مدیترانه (شرق مدیترانه، مدیترانه و دریای سیاه) و سامانه‌های چرخندی مونسون و خلیج فارس در تراز دریا انتخاب شدند. میانگین مقادیر تاوایی و ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار تراز دریا برای چهارچوب فعالیت سامانه‌ها طی ماه‌ها و فصل‌های سال حساب شد. برای هر کدام از سنج‌های یاد شده در ماه‌ها و فصل‌ها، یک سری زمانی جداگانه به‌دست آمد. به‌کمک آزمون ناپارامتریک من‌کنندال روند تغییرات مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی و فشار تراز دریا در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون شد. از تخمین گر شیب سن برای برآورد میزان تغییرات بهره گرفته شد. به‌طور کلی یافته‌ها نشان داد که میزان ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی و فشار تراز دریا روی سامانه‌های برگزیده، تغییرات معناداری را به‌لحاظ آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد از خود نشان می‌دهند. بیشترین تغییرات در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال بوده است. در فصل زمستان مقادیر فشار تراز دریا، تاوایی و ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای مختلف جوی روی سامانه واپرخندی سیبری، روند معناداری از خود نشان نداد، ولی در فصل بهار و تابستان روند تاوایی در چهار تراز یادشده معنادار و منفی بوده و روند فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل معنادار و مثبت است. روی سامانه‌های چرخندی در منطقه مدیترانه، به‌ویژه در فصل زمستان، مقادیر فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل افزایش یافته است. پیامد چنین تغییراتی کاهش شدت سامانه‌های چرخندی و چرخندزایی در مدیترانه و تضعیف آنهاست که با یافته‌های گیالیستراس (۲۰۰۲) کاملاً هماهنگ است. میزان افزایش مقادیر فشار تراز دریا روی سامانه چرخندی سودان در فصل زمستان معنادار است. ارتفاع ژئوپتانسیل نیز در تمام ترازهای جوی در فصل زمستان و فصل‌های دیگر

سال، بجز تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روند معنادار و مثبتی را از خود نشان داد. فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل از تراز ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روی سامانه چرخندی مونسون در تمام فصول سال رو به افزایش گذاشته است. همچنین روند فزاینده را در میزان تاوایی ترازهای زیرین جو (۱۰۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال) در فصل تابستان و پاییز می‌توان مشاهده کرد. افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل روی خلیج فارس، به‌ویژه در ترازهای زیرین جو و فشار تراز دریا، در مقایسه با سامانه‌های دیگر کوچک‌تر بوده و میزان تاوایی برخلاف سایر سامانه‌ها رو به افزایش است. افزایش فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل روی سامانه‌های چرخندی سودان و منطقه مدیترانه، به‌ویژه در فصول بارشی ایران‌زمین (پاییز و زمستان)، کاهش چرخندزایی و فعالیت چرخندی سامانه‌ها، کاهش شیو فشار، کاهش ناپایداری و بارش در منطقه را در پی خواهد داشت. یافته‌های اپلاگیب (۲۰۱۰) در سودان و (سوموت، سیواولت، دیکو و کریپون، ۲۰۰۸) و اسکلیریس و همکاران، (۲۰۱۱) در مدیترانه تأییدی بر این ادعا است. همچنین در فصل گرم سال (تابستان و بهار) کاهش تاوایی، افزایش فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل منجر به کاهش بارش‌های فصل گرم سال و افزایش پایداری خواهد شد. به باور اندیشمندان و پژوهشگران علوم جوی، افزایش گازهای گلخانه‌ای ناشی از فعالیت‌های بشری نقش بسزایی در افزایش دما و گرمایش جو عرض‌های میانه (۳۰ تا ۵۰ درجه شمالی) دارند و کمربند حاره‌ای را به سمت قطب جابه‌جا می‌کنند، در نتیجه الگوهای گردش جوی غالب نیز به سمت عرض‌های بالا جابه‌جا خواهند شد (آلن و همکاران، ۲۰۱۲). یافته‌های این پژوهش نیز، نتایج پژوهشگران دیگر را در ارتباط با افزایش گرمایش و رددسپهر، تغییر در شدت سامانه‌های همدید و افزایش پایداری و تاوایی منفی در نیمکره شمالی، تأیید می‌کند.

منابع

- احمدی حجت، م، احمدی گیوی، ف. و حجام، س. (۱۳۹۲). بررسی روند تغییرات برفشار سیبری و تأثیر آن بر میدان‌های هواشناختی در بازه زمانی ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۸. مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۹، شماره ۲، ص. ۱۳۸-۱۲۷.
- حبیبی، ف. (۱۳۷۷). بررسی و نحوه شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند، مجله نیوار، دوره ۱۲۵، شماره ۳۹، ص. ۴۸-۶۶.
- حجازی زاده، ز. (۱۳۷۲). بررسی نوسانات فشار زیاد جنب‌حاره در تغییر فصل ایران، پایان‌نامه دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.
- حجازی زاده، ز. و صداقت، م. (۱۳۸۸). مسیریابی رقمی سیکلون‌های خاورمیانه در دوره سرد سال، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۱، شماره ۶۹، ص. ۱۷-۱.
- حلبیان، ا. (۱۳۸۷). بررسی تأثیر برفشار آزر بر دما و بارش ایران زمین، پایان‌نامه دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان.
- خوش‌کیش، ا؛ علیجانی، ب. و حجازی زاده، ز. (۱۳۹۰). تحلیل سینوپتیکی سامانه‌های گردوغبار در استان لرستان، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، دوره ۱۱، شماره ۲۱، ص. ۹۱-۱۱۰.
- رسولی، ع.؛ بابائیان، ا؛ قائمی، ه و زواررضا، پ. (۱۳۹۱). تحلیل سری‌های زمانی فشار مراکز الگوهای سینوپتیکی موثر بر بارش‌های فصلی ایران، جغرافیا و توسعه، دوره ۱۰، شماره ۲۷، ص. ۷۷-۸۸.
- رضیعی، ط؛ مفیدی، ع. و زرین، آ. (۱۳۸۸). مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی خاورمیانه و ارتباط آنها با بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۱، ص. ۱۴۱-۱۲۱.

- زرین، آ. و مفیدی، ع. (۱۳۹۰). آیا پرفشار جنب‌حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پرفشار جنب‌حاره‌ای آזור است؟ «بررسی یک نظریه». یازدهمین کنگره انجمن جغرافیدانان ایران، ۲۴ و ۲۵ شهریور ماه، دانشگاه شهید بهشتی.
- علیجانی، ب. (۱۳۶۹). چگونگی تشکیل پرفشار سیبری و اثر آن بر اقلیم شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۱۷، شماره ۱۷، ص. ۴۱-۵۱.
- علیجانی، ب. (۱۳۷۴). آب و هوای ایران، تهران، انتشارات پیام نور.
- قائمی، ه؛ زرین، آ، آزادی، م. و فرج‌زاده اصل، م. (۱۳۸۸). تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۱۳، شماره ۱، ص. ۲۱۹-۲۴۵.
- کاویانی، م.ر؛ مسعودیان، س.ا. و شبانکاری، م. (۱۳۸۶). شناسایی رفتار زمانی - مکانی پرفشار سیبری در تراز دریا، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۲۲، شماره ۸۷، ص. ۲۷-۴۸.
- لشکری، ح. (۱۳۸۱). مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودانی ورودی به ایران، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۶، شماره ۲، ص. ۱۵۶-۱۳۳.
- لشکری، ح. (۱۳۷۵). الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، رساله دکتری دانشگاه تربیت مدرس.
- مسعودیان، س.ا. (۱۳۹۱). بررسی هم‌دید فعالیت‌های چرخندی در طی ۱۳۸۲-۱۳۴۰ خورشیدی، مجله مخاطرات محیطی، دوره ۱، شماره ۱، ص. ۱۵-۳۱.
- مفیدی، ع. و زرین، آ. (۱۳۸۴). تحلیل سینوپتیکی ماهیت سامانه‌های کم‌فشار سودانی (مطالعه موردی: توفان دسامبر ۲۰۰۱)، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، دوره ۲، شماره ۶، ص. ۲۴-۴۸.
- مفیدی، ع. (۱۳۷۹). بررسی سینوپتیکی نقش دریای سیاه در بارش ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه آزاد واحد تهران مرکز.
- Ahmadi Hojat, M., Ahmadi Givi, F. and Hojjam, S., 2013, **The Trend of the Siberian High Pressure and Its Impacts on the Meteorological Fields during 1948-2008**, Journal of Physics and Space, Vol. 2, No. 2, PP.127-138.
- Alijani, B., 1990, **Development of Siberian Anticyclone and Its Influence on the Climate of Northeast Iran**, Geographical Researches Quarterly, Vol. 17, No.17, PP. 41-51.
- Alijani, B., 1995, **Climate of Iran**, Piame Noor University, Tehran.
- Allen, R.J., Sherwood, S.C., Norris, J.R., & Zender, C.S., 2012, **Recent Northern Hemisphere Tropical Expansion Primarily Driven by Black Carbon and Tropospheric Ozone**, Nature, Vol. 7398, No. 485, PP. 350-354.
- Bitan, A. and SàAroni, H., 1992, **The Horizontal and Vertical Extension of the Persian Gulf Pressure Trough**, International Journal of Climatology, Vol. 12, No. 7, PP. 733-747.
- Bromley, R.A., 1988, **The Ceaseless Wind. An Introduction to the Theory of the Atmospheric Motion**. American Geophysical Union, Vol. 69, No. 39, PP. 882-883.
- Browell, E.V., Hair, W.J., Carolyn, F.B., Grant, W.B., DeYoung, R.J., Fenn, M.A., Brackett, V.G., Clayton, M.B., Brasseur, L.A., Harper, D.B., Ridley, B.A., Klonecki, A.A., Hess, P.G., Emmons, L.K., Tie, Xu., Atlas, E.L., Cantrell, Ch.A., Wimmers, A.J., Blakes, D.R., Coffey, M.T., Hannigan, J.W., Dibb, J.E., Talbot, R.W., Flocke, F., Weinheimer, A.J., Fried, A., Wert, B., Snow, J.A and Lefers, B.L., 2003, **Ozone, Aerosol, Potential Vorticity, and Trace Gas Trends Observed at High-latitudes over North America from February to May 2000**, Journal of Geophysic Research., 108 (D4), 8369, DOI: 10.1029/2001JD001390.
- Casty, C., Handorf, D., Raible, C.C., González-Rouco, J.F., Weisheimer, A., Xoplaki, E., Luterbacher, J., Dethloff, K., Wanner, H., 2005, **Recurrent Climate Winter Regimes in Reconstructed and Modeled 500 hPa Geopotential Height Fields over the North Atlantic-European Sector 1659- 1990**, Climate Dynamics, Vol. 7-8, No. 24, PP. 809-822.
- Elagib, N.A., 2010, **Changing rainfall, seasonality and erosivity in the hyper-arid zone of Sudan**, Land Degradation and Development, Vol. 22, No.6, PP. 505-512.

- Flocas, H.A., Maheras, P., Karacostas, T.S., Patrikas, I. and Anagnostopoulou, C.A., 2001, **A 40-year Climatological Study of Relative Vorticity Distribution over the Mediterranean**, International Journal of Climatology, Vol. 14, No.21, PP. 1579-1778.
- Gan, TY., 1998, **Hydro Climatic Trends and Possible Climatic Warming in the Canadian Prairies**, Water Resources Research, Vol. 34, No. 11, PP. 3009-3015.
- Ghaemi, H., Zarrin, A., Azadi, M. and Farajzadeh, M., 2008, **Spatial Pattern Analysis of Subtropical High Pressure over Asia and Africa**, Quarterly of Human Sciences Modares, Vo. 13, No.1, PP.219-245.
- Gillett, N. P., Zwiers, F. W., Weaver, A. J. and Stott, P.A. 2003, **Detection of Human Influence on Sea-level Pressure**, Nature, Vol. 40, No. 422, PP. 292– 294.
- Gong, D.Y. and Ho, C. H., 2002, **The Siberian High and Climate Change over Middle to High Latitude Asia**, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 17, No.72, PP. 1-19.
- Habibi, F., 1998, **Analysis and Detection of Airmasses That Invasion to Iran**, Nivar, Vol. 125, No.39, PP. 48-66.
- Halabian, A., 2008, **Analysis of Effects of Azore High Pressure on Precipitation and Temperature of Iran**, Ph.D Thesis in Climatology, University of Isfahan.
- Hejazi, Z. and Sedaghat, M., 2009, **Digital Middle East Tracking Cyclones during Cold Period of Year**, Physical Geographic Researches, Vol. 41, No. 69, PP. 1-17.
- Hejazizadeh, Z., 1992, **Analysis of Subtropical High Pressure Anomalies in Seasons Changes of Iran**, Ph.D Thesis in Climatology, University of Kurdistan.
- Hoerling, M. P., Hurrell, J. W. and Xu, T., 2001, **Tropical Origin for Recent North Atlantic Climate Change**. Science, Vol. 5514, No. 292, PP. 90-92.
- Hu, Y., and Q. Fu., 2007, **Observed Poleward Expansion of the Hadley Circulation Since 1979**, Atmospheric Chemistry and Physics, Vol. 7, PP. 5229–5236.
- Kang, S., Polvani, L., Fyfe, J. and Sigmond, M. (2011), **Impact of Polar Ozone Depletion on Subtropical Precipitation**, Science, Vol. 332, No. 6032, PP. 951–954.
- Kaviani, M.R., Masoodian, S.A. and Shabankari, M., 2007, **Detection Spatiotemporal Behavior of Siberian High in Sea Level**, Geographic Research Quarterly, Vol. 22, No. 87, PP. 27-48.
- Khoshkish, A., Alijani, B. and Hejazi Zadeh, Z., 2011, **Synoptic Analysis of Dust Systems in Lorestan Province**, Journal of Applied Geographic Researches, Vol. 11, No. 21, PP. 91-110.
- Lashkari, H., 1996, **Synoptic Analysis of Extreme Precipitation in South and Southwestern of Iran**, Ph.D Thesis in Modares UN, Tehran.
- Lashkari, H., 2002, **Tracking of Sudan Low Systems Inter in Iran**, Journal of Modares UN, Vol. 6, No. 2, PP. 2-25.
- Lockwood, J.G., 1979, **World Climatology**. Arnold, London.
- Lu, J., C. Deser, and T. Reichler., 2009, **Cause of the widening of the trop-ical belt since 1958**, Geophys Research. Letters, 36, L03803, DOI:10.1029/ 2008GL036076.
- 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, Vol.107. D15, 4269, 10.1029/2001JD001247.
- Marshall, G.J. 2002. **Trends in Antarctic Geopotential Height and Temperature: A Comparison between Radiosonde and NCEP–NCAR Reanalysis Data**, Journal of Climate, Vol.15, No. 6, PP. 659-674.
- Masoodian, S.A., 2012, **Synoptic Analysis of Cyclonic Actions Durig Solar Years 1340-1382**, Journal of Environmental Hazards, Vol. 1, No. 1, PP. 15-31.
- Masoodian, S.A., 2012, **Synoptic Investigation of Cyclonic Actions during 1340-1382**, Journal of Environmental Hazards, Vol. 1, No.1, PP. 15-31.
- Mofidi, A. and Zarrin., 2005, **Synoptic analysis of the Nature of Sudan Low Pressure System (Case Study; December 2001 Storm)**, Quarterly Geographical Journal of Territory, Vol. 2, No. 6, PP. 24-48.

- Mofidi, A., 2000, **Synoptic Analysis the Role of Black Sea on the Precipitations of Iran**, M.A Thesis of Physical Gheography, Tehran Azad Acadimic University.
- Panagiotopoulos , F., Shahgedanova, M. and Stephenson, D., 2005, **Observed Trend and Teleconections of the Siberian High:A Recently Declining Center of Action**, Journal of climate, Vol.18, No .2 , PP.1411-1422.
- Petterssen, S., 1956, **Weather Analysis and Forecasting**, (2nd edn), Vol. 1. MacGraw-Hill, New York.
- Raible, C.C., Stocker, T.F., Yoshimori, M., Renold, M., Beyerle, U., Casty, C. and Luterbacher, J.2005, **Northern Hemispheric Trends of Pressure Indices and Atmospheric Circulation Patterns in Observations, Reconstructions, and Coupled GCM Simulations**. Journal of Climate, Vol. 19, No.18, PP. 3968–3982.
- Rasoli, A.A., Babaian, E., Ghaemi, H. and Zavar, R., 2012, **Analysis of Time Series of Synoptic Patterns Effecting on Seasonal Precipitation of Iran**, Geogrhaply and Development, Vol. 10, No.27, PP.77-88.
- Raziei, T., Mofidi, A. and Zarrin, A, 2009, **The 500 hPa Action Centers and Winter Circulation Patterns over the Middle East and their Relationship with Precipitation in Iran**, Journal of Earth and Space Physics, Vol. 35, No. 1, PP. 121-141.
- Seidel, D. J., Fu, Q., Randel, W. J. and Reichler, T. J., 2008, **Widening of the Tropical Belt in a Changing Climate**, Nature Geosci, Vol. 1, No. 1, PP. 21–24.
- Shindell, D.T., Miller, R.L., Schmidt, G.A and Pandolfo, L., 1999, **Simulation of Recent Northern Winter Climate Trends by Greenhouse-gas Forcing**, Nature, Vol. 6735, No. 399, PP. 452-455.
- Skliris, N., Sofianos, S., Gkanasos, A., Mantziafou, A., Vervatis, V., Axaopoulos, P. and Lascaratos, A., 2012, **Decadal Scale Variability of Sea Surface Temperature in the Mediterranean Sea in Relation to Atmospheric Variability**, Ocean Dynam, Vol. 62, No. 1, PP. 13–30.
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M. and Crépon, M., 2008, **21st Century Climate Change Scenario for the Mediterranean Using a Coupled Atmosphere-Ocean Regional Climate Model**. Global and Planetary Change, Vol. 63, No. 2-3, PP. 112-126.
- Thompson, D. W. J., Wallace, J. M. and Hegerl, G. C., 2000, **Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends**, J. Clim., Vol. 5, No. 13, PP. 1018-1036.
- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai., 2007, **Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Zarrin, A. and Mofidi, A, 2011, **Is Summer Subtropical High Pressure over Iran is the Tongu of Azore Subtropical High Pressure? Investigation of one Theory**, The 11th Congree of Iranian Geographer Association, 24, 25 Shahrivar, University of Shahid Beheshti.