



نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی



فصلنامه علمی دانشگاه گلستان

سال دوم / شماره مسلسل هشتم / زمستان ۱۴۰۰ / صفحات: ۸۳-۹۸

DOI: 10.30488/CCR.2022.321782.1067



گرمایش جهانی و تغییرات ضخامت جو طی دوره سرد سال در ایران

مهری اکبری^{۱*}، عنایت اسدالهی^۲

^۱دانشیار آب و هواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی دانشگاه خوارزمی تهران.

^۲دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی دانشگاه خوارزمی تهران.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۱۲

چکیده

هدف اصلی از این تحقیق بررسی تغییرات ضخامت جو و ارتباط آن با تغییرات دمایی در طی دوره سرد سال است. برای نیل به این هدف اقدام به استخراج داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۲۰ میلادی از سایت NCEP\NCAR شده است. در گام بعدی با استفاده از امکانات برنامه نویسی گردس اقدام به استخراج عددی ضخامت جو بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال به واحد متر و داده‌های دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به درجه سانتی‌گراد شده سپس به منظور بررسی دقیق‌تر ۶۰ سال آماری به چهار دوره ۱۵ ساله تقسیم شده است. توزیع مکانی میانگین ۱۵ ساله و میانگین بلند مدت ۶۰ ساله و همچنین ناهنجاری‌های مثبت نشان داد که طی دوره اول تا دوره چهارم ضخامت جو افزایش قابل توجه‌ای داشته و این افزایش در دوره چهارم به حداکثر خود رسیده است. بررسی روند در دوره اول کاهش ضخامت جو را برای کل ایران نشان داده ولی با آغاز سال ۱۹۷۶ (آغاز دوره دوم) شاهد روند افزایشی شدید ضخامت جو بوده‌ایم که این روند افزایشی تا دوره چهارم ادامه داشته است. نتایج ضریب همبستگی پیرسون نشان داد که ارتباط معناداری بین تغییرات ضخامت جو و تغییرات دمای دوره سرد ایران در سطح ۹۵ درصد اطمینان وجود دارد. از لحاظ مکانی این همبستگی در پهنه غرب، شمال غرب و جنوب غربی کشور به بالاترین حد خود می‌رسد. در نتیجه می‌توان بیان داشت که ضخامت جو ایران طی سال‌های اخیر روند افزایشی محسوس و معناداری داشته و یکی از علل آن تغییر ماهیت جریانات ورودی به ایران و البته گرمایش جهانی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: ایران، گرمایش جهانی، ضخامت جو، روند تغییرات، همبستگی

مقدمه

از ویژگی‌های مهم دستگاه اقلیم نوسان و تغییر در آن می‌باشد. تغییر در اقلیم در دو بازه زمانی و مکانی مختلف رخ می‌دهد. با این وصف تغییرات ناگهانی، سریع و شدید اقلیمی ناشی از فرایندهای جوی موثر بر گرمایش زمین یکی از پیچیده‌ترین مسائل پیش روی بشر بوده و دارای اثرات و پیامدهای مهمی در اجزای چرخه هیدرولوژیکی از جمله دما و بارش می‌باشد (عساکره، ۱۳۸۶). از آنجا که دما یکی از عناصر مهم شکل‌گیری اقلیم است، هرگونه تغییر دما چه در جهت مثبت و چه در جهت منفی ساختار آب و

هوایی هر محل را دگرگون می‌سازند (اسدی و همکاران، ۱۳۹۱). ضخامت جو به شدت تحت تاثیر عناصر اقلیمی به ویژه دما می‌باشد به‌طور کلی ضخامت جو با نوسانات دما رابطه مستقیمی داشته به گونه‌ای که ضخامت جو تحت تاثیر گرما و سرما به ترتیب افزایش و کاهش یافته و به عبارتی دیگر اگر در منطقه‌ای اتمسفر سرد باشد ضخامت کاهش یافته و در منطقه‌ای گرم ضخامت اتمسفر افزایش می‌یابد (علیچانی، ۱۳۸۸). گرمایش جهانی در حقیقت افزایش میانگین درجه حرارت زمین در نزدیکی سطح آن می‌باشد (کنعانی، ۱۳۸۷). مطالعات اخیر نشان داده است که دما در سراسر جهان به ویژه ایران به طور قابل توجهی افزایش یافته است (سریواستاوا و

*نویسنده مسئول: mehryakbary@gmail.com

همکاران^۱، ۱۹۹۲؛ تورکش و همکاران^۲، ۲۰۰۲؛ بینستون و استفسون^۳، ۲۰۰۴؛ فوجیه و همکاران^۴، ۲۰۰۷؛ گای گارسیا^۵، ۲۰۰۹؛ زاهدی و همکاران، ۱۳۸۶؛ ورشاویان و همکاران، ۱۳۹۰؛ ژیانیان و همکاران، ۱۳۹۵؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۹۸). از این رو می‌توان گفت یکی از نتایج افزایش گرمایش جهانی تحت تاثیر قرار دادن ضخامت جو و به تبع آن الگوهای گردشی جو دانست (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۶). بطور متوسط با یک درجه سانتی‌گراد کاهش دمای ۶۶/۵ متر ضخامت جو کاسته می‌شود (علیجانی، ۱۳۸۵). منظور از ضخامت جو فاصله‌ی بین تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال است (قویدل، ۱۳۸۹). می‌توان گفت ضخامت جو عبارت است از:

$$Z - Z_0 = \frac{RT}{g} \log \frac{p_0}{p}$$

که در آن Z_0 و p_0 به ترتیب عبارت از مقادیر ارتفاع و فشار در تراز مرجع یا تراز زیرین از لایه مورد بررسی است. حال اگر بجای دمای ثابت در سراسر لایه درجه‌ی دمای متوسط قرار گیرد، در این صورت معادله به این شکل در می‌آید:

$$Z - Z_0 = \frac{RT_m}{g} \log \frac{p_0}{p} = \partial Z$$

ضخامت جو بین تراز p_0 و p با دمای T_m به دست می‌آید (لشکری، ۱۳۹۰). بررسی منابع داخلی و خارجی نشان می‌دهد که مطالعات انجام شده در خصوص ضخامت جو بیشتر معطوف به بررسی فرین‌های دمای و بارشی بوده که در ادامه به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود. گلمپ (۱۹۵۵) در بررسی رابطه بین ضخامت جو و تعیین حد مرز برف و یخ در اروپا بیان داشت که بین عرض ۴۵ تا ۶۰ درجه شمالی ضخامت جو حدود ۵۲۸۰ متر با انحراف استاندارد حدود ۴۵ متر باعث ذوب یخ و برف می‌شود. واگنر^۷ (۱۹۵۷) با استفاده از ضخامت جو به پیش بینی میزان بارش در ایالات متحده پرداخته مشخص گردید که نقشه ضخامت جو می‌تواند پیش بینی کننده خوبی

برای بارش باشد. ژانگ و همکاران^۸ (۲۰۰۱) به بررسی تاثیر ضخامت اتمسفر بر تابش موج بلند و ذوب برف در شرایط آسمان صاف در قطب شمال و زیر قطب شمال پرداخته و نتایج نشان داد برای دوره ۱۹۸۰ تا ۱۹۹۱ ضخامت جو ۵۲۵۰ متر در بارو و ۵۲۰۰ متر در مگرات آلاسکا برای تحریک شروع ذوب برف کافی بوده و بیان داشتند که بین ضخامت جو و شروع ذوب برف رابطه‌ای وجود دارد. هوسوس و همکاران^۹ (۲۰۰۸) برای شناسایی الگوهای گردشی مرتبط با بارش‌های فرین یونان، داده‌های ضخامت جو را در روزهای رخداد همراه با بارش فرین طبقه بندی کرده و سرانجام ۹ الگوی گردشی ضخامت جوی را شناسایی کردند. روستا و همکاران^{۱۱} (۲۰۱۶) در بررسی الگوهای ضخامت حاکم بر یخ بندان‌های فراگیر ایران از حداقل دماها بین سال‌های ۱۹۹۱ تا ۲۰۱۰ برای ۴۵۱ ایستگاه و برای تحلیل همدیدی آن از داده‌های NCEP/NCAR استفاده کردند. نتایج نشان داد که پرفشار سیبری نقش بسیار مهمی در وقوع یخبندان‌های فراگیر در ایران با گسترش مکانی بیش از ۵۰ درصد را دارد. روستا و همکاران^{۱۲} (۲۰۱۷) در مطالعه تغییرات ضخامت جو نشان دادند که ضخامت جو ایران در تمامی ماه‌های سال روند افزایشی داشته و این روند افزایشی در تابستان نسبت به سایر ماه‌ها بسیار شدیدتر بوده است. عزیزی و همکاران (۱۳۸۸) برای بررسی سرمایی شدید دی ماه سال ۱۳۸۶ از نقشه‌های ساختار ضخامت جو و فرارفت هوا استفاده کردند. محمدی (۱۳۸۸) در تحلیل نقشه‌های ضخامت جو نشان داد که چهار الگوی همدیدی را عامل اصلی وقوع بارش‌های سنگین پهنه کم بارش شمال ایران می‌باشد. حلبیان و پورجزی (۱۳۹۰) با استفاده از شاخص صدک ۱۹۹ام اقدام به استخراج بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر کردن و در گام بعدی اقدام به شناسایی الگوهای گردشی ضخامت جو

8. Zhang et al
9. Barrow
10. Houssos et al
11. Rousta et al
12. Rousta et al

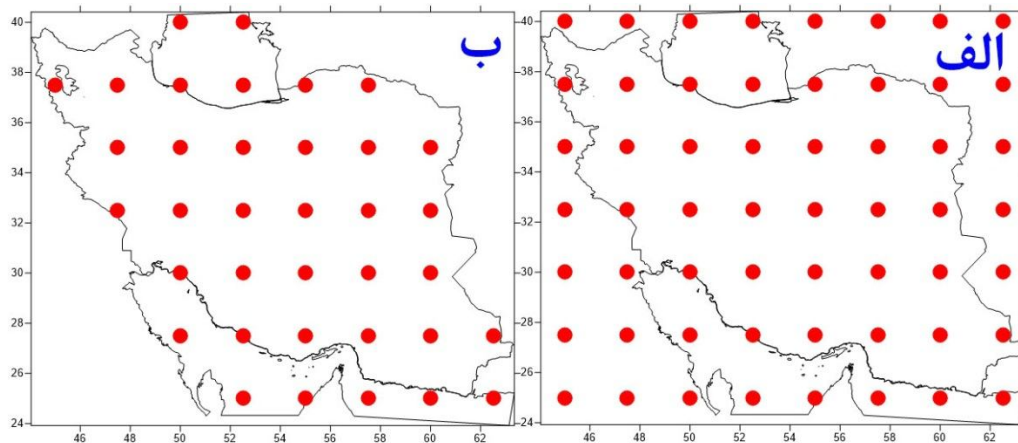
1. Srivastava et al
2. Türkeş et al
3. Beniston, and Stephenson
4. Fujibe et al
5. Gay-Garcia
6. Lamb
7. Wagne

حاکم بر این بارش‌ها شده و مشخص گردید که سه الگو گردشی ضخامت جو عامل اصلی ایجاد بارش‌های حدی کرانه غربی خزر می‌باشد. بنفشه و همکاران (۱۳۹۳) برای تحلیل همدیدی بارش‌های سنگین پهنه شمال غرب ایران از الگوهای ضخامت جو استفاده کرده و در ادامه مشخص گردید که چهار الگوی گردشی ضخامت در به وجود آوردن این بارش‌ها موثر بوده است. آن‌ها هم چنین بیان نمودن که برای پیش-بینی بارش و سیل می‌توان از نقشه‌های ضخامت جو استفاده شود. اسدی و مسعودیان (۱۳۹۳) با استفاده از شاخص NTD اقدام به شناسایی گرماهای فرین ایران طی بازه ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۲ براساس داده‌های دمایی شبکه بندی شده اسفزاری نموده و در ادامه مشخص گردید که دو الگوی ضخامت در هنگام رخ داد دماهای فرین وجود دارد به گونه‌ای که در زمان حاکمیت الگوی اول نیمه غربی و در زمان حاکمیت الگوی دوم نیمه شمالی کشور رویدادهای گرم فرین را تجربه کرده‌اند. دارند و مسعودیان (۱۳۹۴) با استفاده از میانگین روزانه دمای پایگاه داده‌ی اسفزاری طی بازه ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳ و شاخص بهنجار شده‌ی دما اقدام به استخراج فرین‌های سرمای ایران نموده و مشخص گردید که طی دوره آماری مورد مطالعه ۵۰۰ روز فرین سرمای در ایران رخ داده است. سپس ناهنجاری-های ضخامت جو روزهای توام با فرین سرمای استخراج و با کمک تحلیل خوشه‌ای با روش ادغام وارد اقدام به دسته بندی آن‌ها شده و در پایان پنج الگوی ناهنجاری متفاوت برای فرین‌های سرمای ایران استخراج گردید. بهرامی و همکاران (۱۳۹۶) در تحقیقی به بررسی تغییرات زمانی مکانی ضخامت جو ایران پرداخته و نتایج نشان داد که توزیع مکانی ضخامت جو ضمن برخورداری از پراکندگی دارای افت و خیزهای روزانه زیادی بوده است. تحلیل روند بیانگر افزایش ضخامت جو ایران بوده و در بین فصل‌ها دو فصل بهار و تابستان روند افزایشی محسوس‌تری داشته

و در این بین سهم نیمه جنوبی کشور نسبت به سایر مناطق دیگر بیشتر بوده است. بنابراین با توجه به اثرات دما بر ضخامت جو بررسی تغییرات ضخامت جو می‌تواند به عنوان یک روش غیر مستقیم جهت بررسی تغییرات دما مورد استفاده قرار بگیرد (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۵؛ روستا و همکاران، ۲۰۱۶). روند تغییرات دما و ضخامت جو در دو فصل پاییز و زمستان (فصل سرد سال) نسب به سایر فصول در ایران دارای اهمیت فراوانی بوده زیرا بیشتر نزولات جوی و همچنین بارش‌های جامد در این فصل‌ها رخ می‌دهد. در نتیجه انتخاب دوره سرد سال برای این تحقیق به دلیل اهمیت زیاد فصل‌های پاییز و زمستان (فصل سرد) در تعیین نوع بارش و میزان بارش‌ها در این فصول می‌باشد بدین گونه که در طی چند سال اخیر شاهد تغییر حالت بارش‌های ایران از حالت جامد به حالت مایع و کاهش میزان بارش‌ها در تمامی مناطق می‌باشیم (میرموسوی و صبور، ۱۳۹۳؛ امینی نیا و همکاران، ۱۳۸۸). در نتیجه هدف از این تحقیق بررسی تغییرات مکانی و زمانی ضخامت جو دوره سرد ایران و ارتباط آن با تغییرات دمای می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در این پژوهش کشور ایران با وسعت ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومتر مربع در نیمه جنوبی منطقه معتدل شمالی بین عرض شمالی $25^{\circ}3'$ و $39^{\circ}47'$ از خط استوا و $44^{\circ}14'$ و $63^{\circ}20'$ طول شرقی از نصف‌النهار گرینویچ قرار دارد. پست‌ترین نقطه داخلی با ارتفاع ۵۶ متر در چاله لوتو بلندترین آن قله دماوند با ارتفاع ۵۶۱۰ متر در میان رشته کوه البرز قرار دارد، در کرانه جنوبی دریای خزر ارتفاع زمین ۲۸ متر پایین‌تر از سطح دریای آزاد می‌باشد (مسعودیان، ۱۳۹۰) (شکل ۱).



شکل ۱: محدوده مورد بررسی همراه با متغیرهای جو بالا برای ترسیم نقشه‌ها با ۵۶ یاخته ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی (الف) و محدوده مورد بررسی همراه با متغیرهای جو بالا برای تحلیل آماری با ۳۶ یاخته ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی (ب)

مواد و روش‌ها

هدف اصلی از این پژوهش بررسی تغییرات ضخامت جو دوره سرد سال ایران و اثرات تغییرات دمای بر روی آن می‌باشد. بدین منظور ابتدا داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل به متر و دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای سال ۱۹۶۱ تا ۲۰۲۰ میلادی از پایگاه داده‌های جوی^۱ مرکز پیش‌یابی اقلیم وابسته به اداره جو و اقیانوسی ایالات متحده برداشت شده است. سپس با استفاده از معادله (۱)

معادله (۱)

و امکانات برنامه نویسی گوردس اقدام به استخراج ضخامت جو به متر بین ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به صورت عددی شده و همچنین متوسط دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به درجه سانتیگراد به صورت عددی استخراج گردیده و سبب ایجاد ماتریسی به حالت S با ابعاد ۱۰۷۴۰×۵۶ که تعداد ۵۶ ستون آن (یاخته‌ها) و ۱۰۷۴۰ تعداد سطر (روزها) تشکیل گردیده است. در ادامه به منظور بررسی دقیق تغییرات ضخامت جو و اثرات تغییر دما بر آن اقدام به تقسیم دوره مطالعاتی به ۴ دوره ۱۵ ساله (دوره اول: ۱۹۶۱ تا ۱۹۷۵، دوره دوم: ۱۹۷۶ تا ۱۹۹۰، دوره سوم: ۱۹۹۱ تا ۲۰۰۵، دوره چهارم: ۲۰۰۶ تا ۲۰۲۰) شده است. در گام بعدی با استفاده از رگرسیون به تحلیل روند حاکم بر تغییرات ضخامت جو و دمایی تراز ۱۰۰۰

هکتوپاسکال طی چهار دوره پرداخته شده است. برآورد روند براساس ضرایب رگرسیون به سه روش پارامتری (شامل کم‌ترین قدر مطلق انحراف‌ها و کم-ترین مربعات باقیمانده‌ها)، ناپارامتری و بی‌زی (توزیع احتمال شرطی) امکان پذیر است (عساکره، ۱۳۸۶). پرکاربردترین روش در برآورد و تحلیل روند متغیرهای اقلیمی روش‌های پارامتری می‌باشد. این روش‌ها مستلزم پیش فرض‌هایی نظیر حاکمیت توزیع احتمال خاص که عموماً توزیع نرمال بوده و استقلال داده‌های

است. اما روش‌های ناپارامتری به دلیل عدم نیاز به پیش‌های اشاره شده در روش‌های پارامتریک عدم حساسیت به داده‌های مفقودی و پرت، جزء روش‌های ساده در تحلیل روند حاکم بر متغیرهای اقلیمی می‌باشد (بهرامی، ۱۳۹۶). به‌طور کلی در آب و هواشناسی به تغییرات طولانی مدت درجه حرارت، بارش و غیره که ممکن است انعکاسی از تغییر اقلیم باشد روند گویند. اما در آمار به روند کلی یک دسته از مشاهدات که در حال افزایش و یا کاهش‌اند گفته می‌شود (محمدی، ۲۳۹). در این مطالعه برای محاسبه روند از رگرسیون خطی ساده بهره گرفته شده است. در این روش معادله برازش خط به صورت زیر می‌باشد:

$$\hat{y}_i = a + bt_i \quad \text{رابطه (2)}$$

در این رابطه $\hat{y}_i$ مختصات خط به ازای t_i های مختلف است. جزء $a + bt_i$ در این معادله به عنوان مولفه

1. www.cdc.noaa.gov

قطعی موسوم است که در آن a عرض از مبدا و b شیب خط حاصل از معادله است (عساکره، ۱۳۸۶). در ادامه با استفاده از روش کمترین مربعات خطا اقدام به محاسبه ضرایب رگرسیونی (a, b) شده است. در این پژوهش شیب خط و عرض از مبدا به ترتیب براساس رابطه (۳) و رابطه (۴) محاسبه شده است.

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad \text{رابطه (۳)}$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \quad \text{رابطه (۴)}$$

برآورد شیب خط (b) نماینده میانگین شیب و خط انحراف استاندارد شیب خط $(SE(b))$ براساس مانده $MSD = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-2}$ به روش زیر محاسبه می‌شود.

$$SE(b) = \sqrt{\frac{MSD}{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})}} \quad \text{رابطه (۵)}$$

می‌توان آزمون فرض صفر مبتنی بر برابری ضریب شیب خط جامعه (β) با صفر را به صورت $H_0: \beta = 0$ در مقابل $H_1: \beta \neq 0$ استفاده از آمار t به شرح زیر انجام داد (عساکره و همکاران، ۱۳۹۶):

$$t_o = \frac{b}{SE(b)} \quad \text{رابطه (۶)}$$

قدر مطلق t_o با $t_{(n-2, \alpha/2)}$ از جدول t با $n-2$ درجه آزادی قابل مقایسه است. در صورتی که قدر مطلق t_o بزرگتر از t جدول (t_c) با $n-2$ درجه آزادی و در سطح معنی داری a می‌باشد $(|t_o| > a)$

جدول ۱: ضرایب همبستگی همراه با توصیف آن (عساکره، ۱۳۹۰)

معنای توصیفی	ضریب همبستگی
همبستگی بسیار کم	۰ - ۰/۱۹
همبستگی کم	۰/۲ - ۰/۳۹
همبستگی متوسط	۰/۴ - ۰/۶۹
همبستگی زیاد	۰/۷ - ۰/۸۹
همبستگی بسیار زیاد	۰/۹ - ۱

همکاران، ۱۳۹۶). در نتیجه در این پژوهش برای نشان دادن ارتباط بین تغییرات ضخامت جو دوره سرد حاکم بر ایران با تغییرات دما از روش همبستگی پیرسون استفاده شده است. نمایه آماری این ضریب همبستگی به صورت زیر محاسبه می‌شود (امین‌پور، ۱۳۹۹).

$$R_{xy} = \frac{N \sum XY - (\sum X)(\sum Y)}{\sqrt{[N \sum X^2 - (\sum X)^2][N \sum Y^2 - (\sum Y)^2]}} \quad \text{معادله (۷)}$$

از روش‌های همبستگی می‌توان به روش پیرسون (Pearson) که یکی از پرکاربردترین روش‌های همبستگی بین متغیرهای کمی می‌باشد اشاره کرد. ضریب همبستگی پیرسون که بنام‌های ضریب همبستگی گشتاوری و یا ضریب همبستگی مرتبه صفر نیز نامیده می‌شود. این روش برای اولین بار توسط سرکارل پیرسون معرفی شده است (میرزایی و

در اینجا (X) ضخامت جو در یاخته‌های مورد نظر و $(\sum X)$ مجموع ضخامت جو در هر یاخته می‌باشد. Y دمای یاخته‌های مورد نظر طی دوره سرد سال و $(\sum Y)$ مجموع دمای هر یاخته را طی دوره سرد نمایش می‌دهد. در جدول (۱).

نتایج و بحث

در جدول (۲) برخی از مشخصات آماری ضخامت جو و دمایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال حاکم بر دوره سرد سال ایران آمده است. همان گونه که از جدول (۲) پیداست. بالاترین میزان ضخامت جو و دمایی حاکم بر دوره سرد در ایران مربوط به دوره چهارم می‌باشد. بررسی متوسط ضخامت جو و دمایی دوره سرد سال ایران از دوره اول تا دوره چهارم بیانگر افزایش ضخامت جو و افزایش دمای ایران می‌باشد. به نحوی که اختلاف ضخامت جوی دوره اول (۵۵۴۸/۵) متر) با دوره چهارم (۵۵۷۶/۹) متر) به حدود ۲۸/۴ متر می‌رسد و از طرف دیگر اختلاف دمای دوره سرد سال این دو دوره به حدود ۰/۸۲+ درجه سانتی‌گراد رسیده است. روند حاکم بر دو نمایه مرکزی مد و میانه در دوره اول تا دوره چهارم به خوبی روند افزایشی دما و

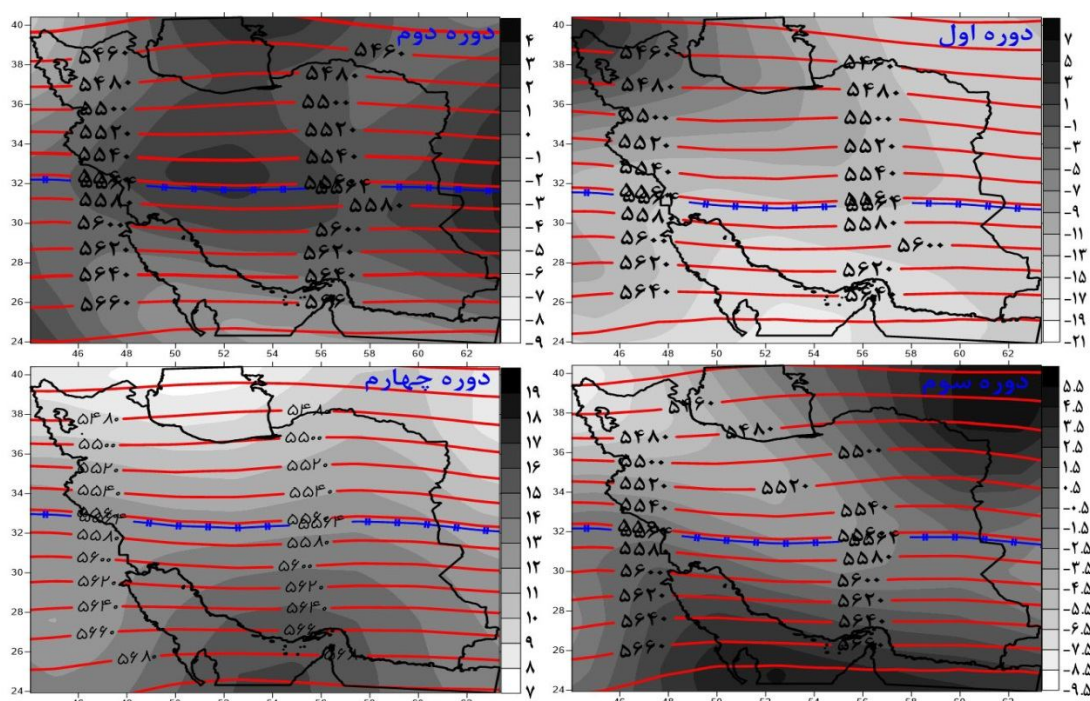
ضخامت جو را نشان می‌دهد. یکی از نشانه‌های نرمال بودن توزیع داده‌ها اختلاف ناچیز نمایه‌های مرکزی (میانگین، میانه و مد) می‌باشد. در هر چهار دوره اختلافات نسبتاً زیادی بین نمایه‌های مرکزی وجود دارد، که بیانگر ناهمگن بودن توزیع مکانی ضخامت جو و دمایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال دوره سرد سال بر روی ایران می‌باشد. مقادیر بالای واریانس و انحراف معیار نشان می‌دهد که پراکندگی داده نسبت به مرکز داده‌ها بوده و این گویای این موضوع است که متغیر ضخامت جو و دمای دوره سرد سال ایران از پراکندگی زیادی برخوردار است و دامنه تغییرات تغییرپذیری بسیار زیاده مشاهدات را نشان می‌دهد. بررسی حداقل‌ها و حداکثرهای ضخامت جو و دما به خوبی گواهی بر افزایش میزان ضخامت جو دمای ایران می‌باشد. میزان چولگی منفی و کشیدگی مثبت داده‌های ضخامت جو و دما برای تمامی دوره‌ها بیانگر این موضوع است که داده‌ها حول و حوش مقادیر بالا از میانگین متمرکز هستند، در نتیجه می‌توان بیان نمود که مقادیر ضخامت جو و دمای دوره سرد سال ایران بالاتر از میانگین بوده و نسبت به مقادیر کمتر از میانگین بیشتر می‌باشد.

جدول ۲: مشخصات آمار توصیفی ضخامت جو ایران به متر و دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به سانتی‌گراد طی دوره سرد سال برای هر گروه

توزیع‌ها	مشخصات آماری	ضخامت جو (متر)							دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (سانتی‌گراد)		
		دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم
نمایه‌های مرکزی	میانگین	۵۵۴۸/۵	۵۵۶۴/۶	۵۵۶۳/۸	۵۵۷۶/۹	۱۷/۹۱	۱۷/۹۷	۱۸/۴۶	۱۸/۷۳	۱۸/۹۲	۲۰
	مد	۵۵۸۷	۵۵۹۹	۵۵۹۷	۵۶۴۲	۱۸/۵۹	۲۰/۱۵	۲۰/۷۹	۲۰	۱۸/۹۲	۲۰
	میانه	۵۵۶۴	۵۵۷۳	۵۵۷۴	۵۵۸۵	۱۸/۱۹	۱۸/۱۵	۱۸/۶۴	۱۸/۹۲	۱۸/۹۲	۲۰
شاخص‌های پراکندگی	واریانس	۳۷۵۲۵/۵۳	۱۵۲۶۷/۷۴	۱۵۳۸۰	۱۵۶۶۴/۱۲	۶۱/۲۲	۶۲/۷۰	۶۲/۴۷	۶۲/۹۶	۶۲/۹۶	۶۲/۹۶
	انحراف معیار	۱۹۳/۷۱	۱۲۳/۵۶	۱۲۴	۱۲۵/۱۵	۷/۸۲	۷/۹۲	۷/۹۰	۷/۹۳	۷/۹۳	۷/۹۳
	دامنه تغییرات	۵۸۲۲	۷۷۴	۷۶۴	۷۸۸	۵۶/۵۳	۴۸/۱۷	۴۶	۵۵/۷۰	۵۵/۷۰	۵۵/۷۰
	ضریب تغییرات	۳/۴۹	۲/۲۲	۲/۲۲	۲/۲۴	۴۳/۷۰	۴۴/۰۶	۴۲/۸۳	۴۲/۳۶	۴۲/۳۶	۴۲/۳۶
	حداکثر	۵۸۴۷	۵۸۵۹	۵۸۶۴	۵۸۹۰/۵	۳۷/۳۹	۳۸/۹۷	۳۸/۱۷	۳۸/۷۹	۳۸/۷۹	۳۸/۷۹
	حداقل	۵۰۳۴	۵۰۸۵	۵۱۰۰	۵۱۰۲	-۱۹/۱۴	-۹/۲۱	-۷/۸۳	-۱۶/۹۱	-۱۶/۹۱	-۱۶/۹۱
	چولگی	-۱۷/۲۵	-۰/۲۷	-۰/۲۹	-۰/۲۷	-۰/۲۱	-۰/۰۳	-۰/۰۳	-۰/۰۹	-۰/۰۹	-۰/۰۹
نمایه‌های شکل توزیع	کشیدگی	۴/۹۶	۲/۶۳	۲/۵۳	۲/۶۳	۲/۷۲	۲/۴۳	۲/۴۲	۲/۶۵	۲/۶۵	۲/۶۵

های بالا حرکت کرده و باعث کاهش مساحت این طبقه شده به گونه‌ای که ۵۵/۵۶ درصد مساحت کشور طی دوره اول، ۴۱/۶۷ درصد طی دوره دوم، ۴۷/۲۳ درصد طی دوره سوم و ۳۸/۸۹ درصد طی دوره چهارم تحت پوشش این پربندها بوده است. کشیدگی این پربند به سمت عرض‌های بالا و کاهش مساحت تحت پوشش آن بر روی کشور طی دوره دوم تا چهارم افزایش ضخامت جو بر روی نوار شمالی را نشان داده و این افزایش ضخامت در دوره چهارم نسبت به سایر دوره‌ها کاملاً مشهود می‌باشد. مساحت طبقه دوم (۵۵۵۰ تا ۵۶۰۰ متر) از دوره اول تا دوره چهارم روند افزایشی داشته که دلیل آن کاهش مناطق تحت پوشش طبقه اول می‌باشد. اما مساحت تحت پوشش پربندهای مابین ۵۶۰۰ تا ۵۶۵۰ متر (طبقه سوم) در تمامی دوره‌ها یکسان بوده و مقدار آن ۱۶/۶۷ درصد می‌باشد این در حالی است که مساحت تحت پوشش پربندهای بزرگتر از ۵۶۵۰ متر طی دوره اول تا سوم برابر با ۱۳/۸۸ درصد و طی دوره چهارم ۲۷/۷۷ درصد رسیده است.

تحلیل نقشه‌های ضخامت و ناهنجاری‌های آن:
بر اساس شکل (۲) می‌توان دریافت که ضخامت جو ایران در طی دوره سرد سال طی چهار دوره مطالعاتی در نیمه جنوبی کشور نسبت به نیمه شمالی بیشتر است. متوسط بلند مدت ۶۰ ساله برای داده‌های ضخامت جو ایران طی دوره سرد سال حدود ۵۵۶۴ متر است که با خط آبی بر روی نقشه‌ها نمایش داده شده است. متوسط توزیع مکانی میانگین ضخامت جو ایران طی دوره اول تا چهارم به ترتیب حدود ۵۵۵۲/۵۸، ۵۵۶۴/۶۰، ۵۵۶۳/۸۲ و ۵۵۷۶/۸۵ متر بوده است. این میانگین به خوبی افزایش ضخامت جو ایران را طی دوره اول تا چهارم نشان می‌دهد به گونه‌ای که کم‌ترین آن در دوره اول و بیش‌ترین آن در دوره چهارم رخ داده است. مساحت تحت پوشش متوسط بلند مدت سه دوره اول حدود ۴۴/۴۴ درصد و در دوره چهارم به ۵۰ درصد رسیده است که گواهی دیگر بر افزایش ضخامت جو ایران طی دوره چهارم می‌باشد. پربند ۵۵۵۰ متر و مقادیر کم‌تر از آن (طبقه اول) در طی دوره اول تا دوره چهارم به سمت عرض-



شکل ۲: توزیع مکانی میانگین ضخامت جو ایران طی دوره سرد سال همراه با ناهنجاری آن برای هر دوره

در بررسی ناهنجاری‌ها چهار دوره مشخص می‌شود که در دوره اول بیش از ۹۷/۲۳ درصد مساحت کشور تحت تاثیر ناهنجاری‌های منفی قرار داشته و فقط ناهنجاری‌های مثبت به میزان ۲/۷۷ درصد در قسمت‌های محدودی از شمال غربی رخ داده است. اما با ورود به سال ۱۹۷۶ یعنی در دوره دوم میزان مساحت ناهنجاری‌های مثبت رقم ۶۳/۸۸ درصد را نشان داده و این ناهنجاری‌های مثبت از نظر مکانی به نواحی مرکزی و قسمت‌های از شرق و سواحل شمالی کشور کشیده شده است. در دوره سوم میزان ناهنجاری‌های مثبت نسبت به دوره دوم کاهش یافته و در مقابل میزان ناهنجاری‌های منفی به شدت افزایش یافته و مساحت آن به ۵۸/۳۵ درصد رسیده است. در دوره سوم تمرکز ناهنجاری‌های مثبت بر روی نوار جنوبی و نواحی شمال شرقی کشور می‌باشد. در دوره‌ای چهارم تمامی کشور ایران تحت پوشش ناهنجاری‌های مثبت قرار گرفته و بیانگر این اصل می‌باشد که ضخامت جو ایران در این دوره افزایش چشم گیری داشته است. بررسی اعداد ناهنجاری‌های ضخامت جو نشان می‌دهد که بالاترین ناهنجاری‌های

مثبت به میزان ۱۹ متر در دوره چهارم و کم ترین این ناهنجاری‌ها به میزان ۱ متر در دوره اول و دوم اتفاق افتاده است. در مقایسه کلی بین نقشه‌های ضخامت جو و مساحت تحت پوشش طبقات بین دوره‌های اول تا دوره چهارم می‌توان دریافت که ضخامت جو در دوره اول نسبت به سایر دوره‌ها کم‌تر بوده و از دوره‌ای دوم شاهد تغییراتی در ضخامت جو به خصوص در ناحیه شمال کشور بودیم این تغییرات در جهت افزایش ضخامت جو بوده به نحوی که شاهد کشیدگی پربنده‌ها نواحی مرکزی ایران (۵۵۲۰، ۵۵۴۰ و ۵۵۶۰ متر) در دوره اول به سمت نواحی شمالی بوده و این تغییرات در دوره چهارم که مابین سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۲۰ میلادی می‌باشد بسیار شدید بوده است. در دوره چهارم ناهنجاری‌های ضخامت جو در مقایسه با سایر دوره‌ها از نظر شدت (۱۹ متر) و مساحت تحت پوشش (۱۰۰ درصد) به شدت افزایش یافته و نشان دهنده این موضوع است که در دوره چهارم ضخامت جو برخلاف سایر دوره به صورت یکپارچه روند افزایش داشته است.

جدول ۳: مشخصات طبقات میانگین ضخامت جو ایران همراه با ناهنجاری آن طی دوره سرد سال برای هر دره

طبقات	مساحت دوره اول (به درصد)	مساحت دوره دوم (به درصد)	مساحت دوره سوم (به درصد)	مساحت دوره چهارم (به درصد)
کمتر و مساوی ۵۵۵۰	۵۵/۵۶	۴۱/۶۷	۴۷/۲۳	۳۸/۸۹
۵۵۵۰ تا ۵۶۰۰	۱۳/۸۹	۲۷/۷۸	۲۲/۲۲	۱۶/۶۷
۵۶۰۰ تا ۵۶۵۰	۱۶/۶۷	۱۶/۶۷	۱۶/۶۷	۱۶/۶۷
بیشتر از ۵۶۵۰	۱۳/۸۸	۱۳/۸۸	۱۳/۸۸	۲۷/۷۷
متوسط بلند مدت (متر ۵۵۶۴)	۴۴/۴۴	۴۴/۴۴	۴۴/۴۴	۵۰
ناهنجاری مثبت	۲/۷۷	۶۳/۸۸	۳۸/۸۸	۱۰۰
ناهنجاری منفی	۹۷/۲۳	۳۳/۳۵	۵۸/۳۵	۰
بدون ناهنجاری	۰	۲/۷۷	۲/۷۷	۰

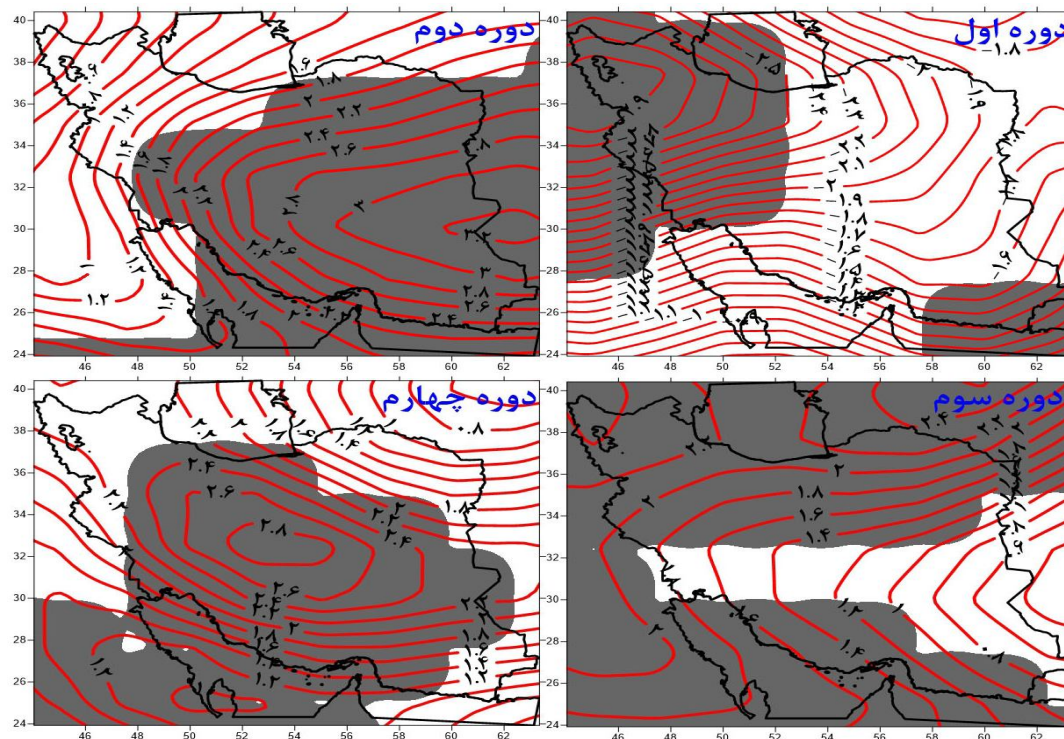
بررسی توزیع مکانی روند ضخامت جو دوره سرد سال ایران و مساحت تحت پوشش آن به ترتیب در شکل (۳) و جدول (۴) نمایش داده شده است. بررسی توزیع روند ضخامت جو طی دوره اول بیانگر این است که ضخامت جو طی این دوره بر روی کل ایران روند کاهشی داشته و در این بین ضخامت جو در شمال

غرب روند کاهشی بسیار شدیدی نسبت به سایر مناطق به میزان ۲/۹ متر داشته و پس از آن نواحی غربی، قسمت‌های از نواحی شمالی و مرکزی ضخامت جو بین ۲ تا ۲/۸ متر کاهش داشته است. اما کم‌ترین روند کاهش ضخامت جو طی دوره اول مربوط به نواحی نیمه جنوبی کشور بوده است. با توجه به اینکه

۵۵/۵۵ درصد مساحت کشور بوده که نسبت به دوره قبل شاهد کاهش ۵/۵۶ درصدی آن می‌باشیم و از لحاظ پراکندگی مکانی این روند برخلاف دوره دوم به سمت نیمه شمالی و غربی کشور کشیده شده و به خوبی تغییرات معنادار ضخامت جو این مناطق را ناشی از اثرات پدیده‌ای همچون دما را نشان می‌دهد. در دوره چهارم همانند دوره دوم و سوم ضخامت جو روند افزایشی یکپارچه داشته و همانند دوره سوم بیش‌ترین تمرکز افزایشی ضخامت جو بر روی شمال غرب، غرب و نواحی مرکزی و شرقی کشور بوده و هسته مرکزی آن با روند افزایشی ۲/۸ متر بر روی مرکز کشور قرار گرفته است. سطح معنی‌داری در این دوره در قیاس با سایر دوره کاهش یافته و به ۳۸/۸۸ درصد مساحت کشور رسیده و بر روی نواحی مرکزی، جنوبی و سواحل جنوبی خزر کشیده شده است.

بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که از دوره دوم تا چهارم برخلاف دوره اول میزان روند حاکم بر ضخامت جو ایران به‌طوری‌کلی روند افزایشی داشته به نحوی که پوشش مکانی روند افزایشی ضخامت جو در هر سه دوره (دوره دوم، دوره سوم و دوره چهارم) ۱۰۰ درصد مساحت کل ایران بوده است. در طی چهار دوره مطالعاتی بالاترین و کم‌ترین روند افزایشی به‌ترتیب به میزان ۳ تا ۳/۲ متر در نواحی شرقی کشور و ۰/۲ تا ۰/۶ متر در نواحی شمال غربی در دوره دوم رخ داده است. تغییرات افزایشی روند طی دوره اول تا چهارم به خوبی افزایش شدید ضخامت جو ایران از سال ۱۹۷۶ (آغاز دوره دوم) تا سال ۲۰۲۰ (پایان دوره چهارم) را نشان می‌دهد و گواهی بر افزایش ضخامت جو ایران بوده و این افزایش در ناحیه شمال غربی و غربی کشور ایران نسبت به سایر نواحی در دوره سوم و چهارم شدت بیشتری به خود گرفته است.

میزان پوشش مکانی روند کاهش در دوره اول ۱۰۰ درصد از مساحت کشور بوده اما از این مقدار حدود ۲۵ درصد معنی‌دار در سطح آماری ۹۵ درصد اطمینان بوده که تمرکز آن بر روی غرب، شمال غرب، نیمه غربی خزر، قسمت‌های از نواحی مرکزی و جنوب شرقی کشور بوده است. به عبارتی دیگر روند کاهش ضخامت جو طی دوره اول در $\frac{1}{4}$ جو ایران در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنی‌دار بوده و در $\frac{3}{4}$ آن فاقد معنی‌داری بوده است. در طی دوره دوم تمام ضخامت جو ایران برعکس دوره اول روند افزایشی داشته که این روند در نواحی شرقی به اوج خود به میزان ۳ تا ۳/۲ متر رسیده است. این روند افزایشی در شمال غربی کشور به ۰/۲ تا ۰/۶ متر رسیده و به خوبی افزایش شدید ضخامت جو این ناحیه را نسبت به دوره اول نشان می‌دهد. از مساحت ۱۰۰ درصدی تحت پوشش روند افزایشی ضخامت جو در دوره دوم حدود ۶۱/۱۱ درصد آن معنی‌دار و ۳۸/۸۹ درصد فاقد معنی‌داری بوده است. روند افزایشی معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد اطمینان در دوره دوم مربوط به نیمه شرقی، جنوبی و تا حدودی نواحی مرکزی و جنوب غربی کشور بوده و مناطق فاقد معنی‌داری بیشتر بر روی شمال غربی، غرب و قسمت‌های خزری بوده است. توزیع مکانی روند طی دوره سوم و چهارم همانند دوره دوم روند افزایشی ضخامت جو و پوشش ۱۰۰ مساحت را نشان می‌دهد. اما در دوره سوم و چهارم برخلاف دوره دوم شاهد روند افزایشی شدید ضخامت جو در نواحی غربی و شمال غربی هستیم. به گونه‌ای در دوره سوم افزایش ضخامت جو شمال غرب و غرب کشور نسبت به دوره اول و دوم به ترتیب حدود ۵ و ۱/۸ متر افزایش داشته است. میزان معنی‌داری روند افزایشی ضخامت جو طی دوره سوم



شکل (۳) توزیع مکانی روند حاکم بر ضخامت جو ایران طی دوره سرد سال همراه با معنی‌داری آن در سطح ۹۵ درصد اطمینان (پس زمینه سیاه)

جدول ۴: مشخصات روند ضخامت جو ایران طی دوره سرد سال همراه با مساحت تحت پوشش آن برای هر دوره

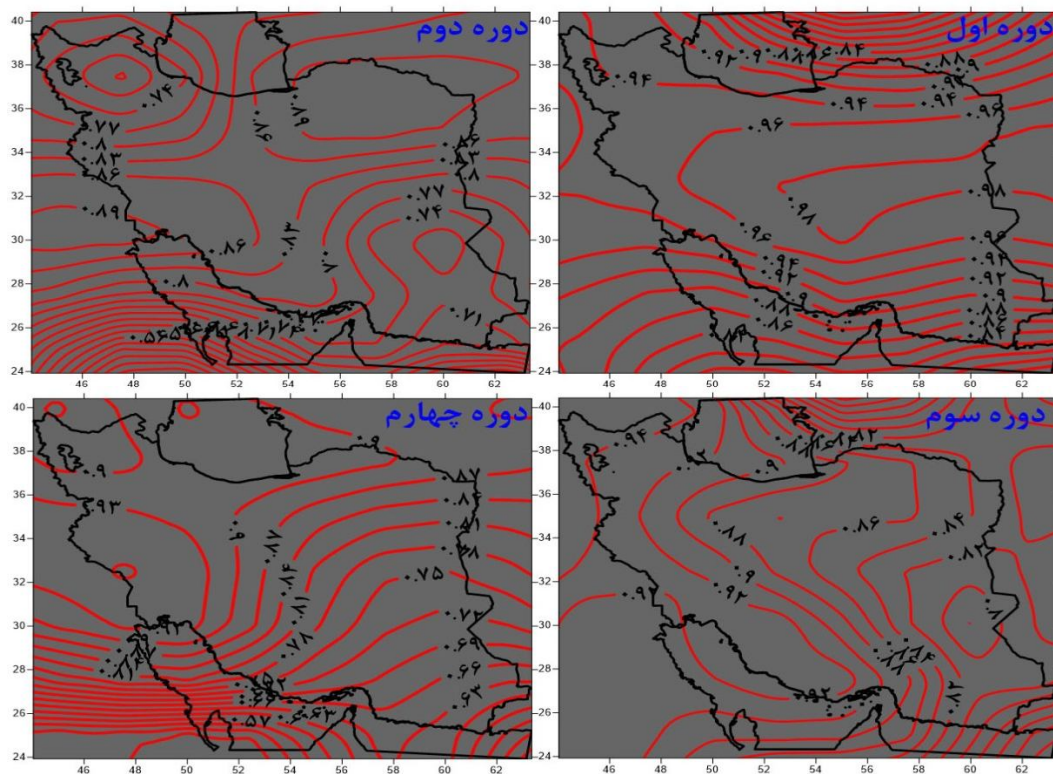
دوره	نوع روند	درصد تحت پوشش	سطح معنی‌داری	درصد تحت پوشش
دوره اول	روند کاهشی	۱۰۰	معنی‌داری	۲۵
			عدم معنی‌داری	۷۵
	روند افزایشی	۰	معنی‌داری	۰
			عدم معنی‌داری	۰
دوره دوم	روند کاهشی	۰	معنی‌داری	۰
			عدم معنی‌داری	۰
	روند افزایشی	۱۰۰	معنی‌داری	۶۱/۱۱
			عدم معنی‌داری	۳۸/۸۹
دوره سوم	روند کاهشی	۰	معنی‌داری	۰
			عدم معنی‌داری	۰
	روند افزایشی	۱۰۰	معنی‌داری	۵۵/۵۵
			عدم معنی‌داری	۴۴/۴۵
دوره چهارم	روند کاهشی	۰	معنی‌داری	۰
			عدم معنی‌داری	۰
	روند افزایشی	۱۰۰	معنی‌داری	۳۸/۸۸
			عدم معنی‌داری	۶۱/۱۲

تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال آمده است. به خوبی می‌توان دید که در طی چهار دوره مطالعاتی همبستگی بسیار قوی بین تغییرات ضخامت جو و تغییرات دما در سطح

در شکل (۴) و جدول (۵) نتایج حاصل از برآزش آزمون همبستگی پیرسون همراه با معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۵ درصد بر روی ضخامت جو و دمای

که در این دوره همبستگی متوسط داری پوشش مکانی $۸/۳۴$ درصدی از مساحت کشور بوده و این طبقه همبستگی بر روی جنوب خلیج فارس قرار گرفته است. پوشش مکانی همبستگی بسیار زیاد در دوره دوم نسبت به دوره قبل بسیار کاهش یافته و به حدود $۱۳/۸۸$ درصد از مساحت کشور رسیده و این کاهش باعث افزایش همبستگی زیاد نسبت به دوره قبلی شده و میزان آن $۷۷/۷۸$ درصد از مساحت کشور را تحت پوشش خود قرار داده است. در دوره دوم بالاترین نرخ همبستگی به میزان $۰/۸۹$ در نواحی شمال شرقی و جنوب غربی کشور دیده می‌شود.

اطمینان ۹۵ درصد وجود دارد ولی نکته قابل توجه تغییرات مکانی همبستگی طی چهار دوره می‌باشد. در طی دوره اول همبستگی بسیار زیاد و همبستگی زیاد بین تغییرات ضخامت جو و تغییرات دمای وجود داشته و سهم هر کدام به ترتیب $۸۰/۵۵$ درصد و $۱۹/۴۵$ درصد از مساحت کشور بوده است. از لحاظ پراکنش مکانی تمرکز همبستگی بسیار که میزان آن بین $۰/۸۹$ تا $۰/۷$ می‌باشد بر روی نواحی شمال شرقی، خلیج فارس، دریای عمان و جنوب شرقی کشور قرار گرفته و همبستگی بسیار زیاد به میزان $۱ - ۰/۹۰$ بر روی سایر نواحی رخ داده است. در دوره دوم میزان همبستگی نسبت به دوره اول تغییر کرده به گونه‌ای



شکل ۴: توزیع مکانی همبستگی پیروسون بین ضخامت جو و دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال همراه با معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۵ درصد برای هر دوره (زمینه سیاه و سفید)

بسیار زیاد قرار گرفته است. پراکندگی همبستگی زیاد بیانگر تمرکز این همبستگی بر روی نواحی شرقی، شمال شرقی و جنوب شرقی کشور بوده است. در دوره چهارم اوج همبستگی همانند دوره سوم بر روی غرب، شمال غرب و جنوب غربی کشور قرار گرفته است. در طی این دوره همبستگی متوسط $۲۲/۲۲$ درصد از

اما طی دوره سوم شاهد افزایش نرخ همبستگی نسبت به دوره دوم بوده و بالاترین نرخ همبستگی بین $۰/۹۰$ تا $۰/۹۴$ بر روی نیمه غربی، شمال غربی و جنوب غربی کشور رخ داده است. در دوره سوم $۶۳/۸۸$ درصد از مساحت کشور تحت پوشش همبستگی زیاد و $۳۶/۱۲$ درصد از مساحت کشور تحت همبستگی

مساحت کشور که عمدتاً در نواحی جنوبی خلیج فارس، دریای عمان و جنوب شرقی کشور قرار گرفته و همبستگی زیاد و بسیار زیاد هر کدام میزان ۳۸/۸۹ از مساحت کشور را پوشش داده است. با توجه با مطالب فوق می‌توان بیان داشت که در تمامی دوره‌ها همبستگی معناداری بین تغییرات ضخامت جو دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در سطح اطمینان ۹۵ درصد وجود دارد. در طی چهار دوره مشاهده گردیده که

همبستگی بسیار زیاد معناداری بین تغییرات ضخامت جو و تغییرات دما بر روی مناطق غربی، شمال غربی و جنوب غربی کشور وجود داشته و بیشینه این همبستگی به میزان ۰/۹۶ در دوره چهارم رخ داده و این همبستگی بسیار بالا و معنادار طی چهار دوره نشان می‌دهد که این مناطق در مقایسه با سایر مناطق ایران رابطه بسیار نزدیکی بین تغییرات دما و ضخامت جو وجود دارد.

جدول ۵: مشخصات همبستگی پیرسون ضخامت جو ایران و دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال طی دوره سرد سال همراه با مساحت تحت پوشش آن برای هر دوره

نوع همبستگی	ضرایب همبستگی	مساحت دوره اول	مساحت دوره دوم	مساحت دوره سوم	مساحت دوره چهارم
همبستگی بسیار کم	۰-۰/۱۹	۰	۰	۰	۰
همبستگی کم	۰/۲-۰/۳۹	۰	۰	۰	۰
همبستگی متوسط	۰/۴-۰/۶۹	۰	۸/۳۴	۰	۲۲/۲۲
همبستگی زیاد	۰/۷-۰/۸۹	۱۹/۴۵	۷۷/۷۸	۶۳/۸۸	۳۸/۸۹
همبستگی بسیار زیاد	۰/۹۰-۱	۸۰/۵۵	۱۳/۸۸	۳۶/۱۲	۳۸/۸۹
مجموع		۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰

نتیجه‌گیری

این پژوهش با هدف بررسی تغییرات ضخامت جو و ناهنجاری‌های آن در ارتباط با تغییرات دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال طی دوره سرد سال با استفاده از داده‌های NCEP\NCAR و نگرش گردشی به محیطی به انجام رسیده است. نتایج حاصل از تحلیل آمار توصیفی نشان داد که اختلاف متوسط ضخامت جو بین دوره اول و چهارم حدود ۲۸/۴ متر بوده و اختلاف دمای آن‌ها به ۰/۸+ درجه سانتیگراد می‌باشد. میزان عددی مد طی دوره اول تا چهارم برای دما و ضخامت جو روند افزایشی داشته و به خوبی می‌توان دریافت که تکرار دماهای بالا و ضخامت جو بالا از پایان دوره اول روند افزایشی داشته است. افزایش عددی میانگین‌ها، مدها، حداقل‌ها، حداکثرها داده‌های ضخامت جو و دماها به خوبی می‌تواند گواهی بر افزایش ضخامت جو و دماهای دوره سرد ایران باشد و از طرفی دیگر مقادیر منفی چولگی و مثبت کشیدگی برای تمامی دوره‌ها بیانگر این موضوع می‌باشد که داده‌ها حول و حوش مقادیر بالا متمرکز هستند.

بنابراین می‌توان بیان نمود مقادیر ضخامت جو و دمای دوره سرد سال ایران بالاتر از میانگین بوده و نسبت به مقادیر کمتر از میانگین بیشتر می‌باشد. متوسط توزیع مکانی میانگین ضخامت جو ایران نشان می‌دهد که کم‌ترین آن در دوره اول با مقدار ۵۵۵۲/۵۸ متر و بیش‌ترین آن در دوره چهارم با ۵۵۷۶/۸۵ متر رخ داده است. متوسط بلند مدت ۶۰ ساله برای داده‌های ضخامت جو ایران طی دوره سرد سال حدود ۵۵۶۴ متر می‌باشد. که در این بین مساحت تحت پوشش آن در دوره اول تا سوم برای هر دوره ۴۴/۴۴ درصد از مساحت ایران و برای دوره چهارم به نیمی از مساحت ایران گسترش یافته و این روند خود گواهی دیگر بر افزایش ضخامت جو طی دوره چهارم نسبت به سایر دوره‌ها می‌باشد. در ادامه برای بررسی دقیق‌تر تغییرات ضخامت جو طی دوره‌های اول تا چهارم اقدام به تقسیم مقادیر عددی ضخامت جو به چهار دسته شده است. که مهم‌ترین این دسته‌ها مقادیر بالاتر از ۵۶۵۰ متر (دسته آخر) و دسته اول مقادیر کمتر و مساوی ۵۵۵۰ متر می‌باشد. در طی دوره اول تا چهارم مقادیر

با جریانات ورودی در طی دوره اول باشد. همبستگی پیرسون نشان داد که بین تغییرات ضخامت جو ایران و دما همبستگی زیاد و بسیار زیادی در سطح اطمینان ۹۵ درصد وجود دارد. همبستگی بسیار زیاد و معنادار در طی چهار دوره در نواحی شمال غرب، غرب و جنوب غربی به خوبی ارتباط بسیار نزدیک دما و تغییرات ضخامت جو را در این مناطق در قیاس با سایر مناطق را نشان می‌دهد. به طور کلی می‌توان بیان داشت که روند ضخامت جو ایران روند افزایشی داشته و این روند از دوره دوم شدت بیشتری یافته و مشخص گردید که بین ضخامت جو ایران و دما ارتباط معناداری در سطح ۹۵ درصد اطمینان وجود داشته و دما مهم‌ترین عامل کنترل کننده تغییرات ضخامت جو ایران در طی دوره سرد سال بوده است. بهرامی و همکاران (۱۳۹۶)، روستا و همکاران (۲۰۱۷) در پژوهش‌های خود بیان داشتند که ضخامت جو ایران روند افزایشی داشته بنابراین نتایج حاصل از این پژوهش‌ها یافته‌های این تحقیق همخوانی دارد.

دوره دسته اول روند کاهشی و مقادیر دسته آخر روند صعودی داشته است. میزان ناهنجاری‌های دوره آخر برخلاف سایر دوره‌ها فاقد ناهنجاری منفی بوده و مساحت آن در این دوره به ۱۰۰ درصد مساحت کشور رسیده و در دوره اول ۹۷/۲۳ درصد مساحت کشور دارای ناهنجاری‌های منفی بوده است. در ادامه اقدام به محاسبه روند براساس رگرسیون برای داده‌های ضخامت جو ایران شده و مشخص گردید که در طی دوره اول ۱۰۰ درصد مساحت کشور تحت روند کاهشی ضخامت جو بوده و با پایان دوره اول و آغاز دوره دوم شاهد روند افزایشی شدید ضخامت جو برای کل ایران طی دوره دوم، سوم و چهارم بوده‌ایم. میزان مساحت معنی‌داری برای دوره دوم ۶۱/۱۱ درصد، دوره سوم ۵۵/۵۵، دوره چهارم ۳۸/۸۸ درصد می‌باشد. تحلیل روند به خوبی نشان می‌دهد که ضخامت جو حاکم بر کل ایران در طی سه دوره آخر (سال ۱۹۹۷ تا ۲۰۲۰) به شدت افزایش یافته و این افزایش ضخامت جو طی این دوره‌ها می‌تواند نشان دهنده تغییر ماهیت جریانات ورودی به ایران و گرم شدن آن‌ها در مقابل

منابع

۱. اسدی، اشرف. ۱۳۹۱. بررسی همدید گرماهای فرین ایران. استاد راهنما مسعودیان، سید ابوالفضل. دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی. گروه جغرافیایی طبیعی.
۲. اسدی، اشرف؛ مسعودیان، سید ابوالفضل. ۱۳۹۳. بررسی همدید گرماهای فرین ایران بر پایه الگوهای ضخامت جو. پژوهش‌های دانش زمین، دوره پنجم، ۶۳-۷۵.
۳. امینی نیا، کریم؛ لشکری، حسن؛ علیجانی، بهلول. (۱۳۸۹). بررسی و تحلیل نوسانات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران. مجله علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، دوره دهم. ۱۶۳-۱۳۵.
۴. امین‌پور، حسن. ۱۳۹۹. آمار توصیفی در روان‌شناسی و علوم تربیتی. تهران، جلد اول، چاپ بیستم. انتشارات پیام نور.
۵. بهرامی، سعید. ۱۳۹۶. بررسی تغییرات زمانی - مکانی ضخامت جو ایران (بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال)، استاد راهنما: مسعود، جلالی، دانشگاه
- زنجان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیایی طبیعی.
۶. حلبیان، امیر حسین؛ حسینعلی پورجری، فرشته. ۱۳۹۱. شناسایی شرایط همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با تاکید بر الگوهای ضخامت جوی، مجله جغرافیا و پایداری محیط، دوره سوم، ۱۰۱-۱۲۲.
۷. دارند، محمد؛ مسعودیان، سید ابوالفضل. ۱۳۹۴. شناسایی و تحلیل الگوهای ناهنجاری ضخامت سرماهای فرین ایران زمین (طی بازه زمانی ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳). فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره سی، صفحات ۱۲۰-۱۰۵.
۸. رضایی بنفشه، مجید؛ حسین علیپور گزی، فرشته؛ جعفری شندی، فاطمه؛ محمدی، مجید علی. ۱۳۹۳. تحلیل همدید بارش‌های سنگین پهنه شمال غرب ایران (با تاکید بر الگوهای ضخامت جو). نشریه علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامه ریزی، شماره پنجاه سوم، ۱۱۷-۱۳۵.

۹. زاهدی، مجید؛ ساری صراف، بهروز؛ جاوید، جامعی. ۱۳۸۶. تحلیل تغییرات زمانی- مکانی دمای منطقه شمال غرب ایران، مجله جغرافیا و توسعه، شماره دهم، ۱۹۸-۱۸۳.
۱۰. ژیانیان، زهره. ۱۳۹۵. تحلیل هم‌دید پوششی شب‌های گرم فراگیر در ایران، راهنما فرجی، عبدالله، دانشگاه زنجان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیایی طبیعی.
۱۱. شجاعی مقدم، رحمت‌اله؛ کریمپور، مصطفی؛ نصیری، بهروز؛ طهماسبی پور، ناصر. ۱۳۹۷. بررسی و تحلیل چرخه‌ها و الگوی خودهمبستگی فضایی بارش‌های ماهانه ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره پنجاه یک، ۲۵۱-۲۳۵.
۱۲. عساکره، حسین. ۱۳۸۶. تغییر اقلیم، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه زنجان.
۱۳. عساکره، حسین. ۱۳۸۶. کاربرد رگرسیون خطی در تحلیل روند دمای تبریز، تحقیقات جغرافیایی، دوره بیست دوم، ۲۶-۳.
۱۴. عساکره، حسین؛ بیرانوند، آذر؛ فتاحیان، مختار؛ شادمان، حسن. ۱۳۹۶. تحلیل روند جابجایی رودباد و پرفشار جنب حاره بر فراز خاورمیانه و رابطه آن با اقلیم ایران، فصلنامه علمی- پژوهشی فضایی جغرافیایی دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، دوره هفدهم، ۳۱۵-۳۰۳.
۱۵. علیجانی، بهلول. ۱۳۸۸. اقلیم شناسی سینوپتیک، جلد اول، چاپ سوم، تهران.
۱۶. علیجانی، بهلول. طولابی‌نژاد، میثم. کربلائی درئی، علی رضا. ۱۳۹۸. رفتارسنجی اثر گرمایش جهانی بر پرفشار جنب حاره. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره پنجاه یک، ۵۰-۳۳.
۱۷. قویدل رحیمی، یوسف. ۱۳۸۹. نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم افزار Grads، جلد اول، چاپ چهارم، تهران.
۱۸. کنعانی، رضا. ۱۳۸۷. تغییر اقلیم و گرمایش جهانی با نگاهی به روند تغییرات دما در ایستگاه سینوپتیک تبریز. کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، ۲۳ الی ۲۵ مهر دانشگاه تبریز.
۱۹. لشگری، حسن. ۱۳۹۰. اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی، جلد اول، چاپ اول، تهران.
۲۰. محمدی، بختیار. ۱۳۸۸. تحلیل هم‌دید بارش‌های ابر سنگین ایران، استاد راهنما، مسعودیان، سید ابوالفضل و کاویانی، محمد رضا، دانشگاه اصفهان، دانشکده ادبیات، گروه جغرافیایی طبیعی.
۲۱. محمدی، حسین. ۱۳۸۶. مفاهیم و اصطلاحات آب و هواشناسی، جلد اول، چاپ دوم، تهران.
۲۲. میرموسوی، سیدحسین؛ صبوری، لیلا. (۱۳۹۳). مطالعات روند تغییرات بارش برف در شمال غرب کشور، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دوره بیست پنجم، صفحات ۱۱۹ تا ۱۳۶. مسعودیان، سید ابوالفضل. ۱۳۹۰. آب و هوای ایران، انتشارات شریعه توس، جلد اول، چاپ اول، مشهد.
۲۳. میرزایی، نبی. ۱۳۹۶. واکاوی ارتباط تاوایی نسبی با بارش بر روی گستره ایران زمین، استاد راهنما قلی زاده، محمد حسین؛ دارند، محمد. دانشگاه کردستان، دانشکده منابع طبیعی، گروه جغرافیایی طبیعی.
۲۴. نوری، هادی. ۱۳۹۵. کاربرد روش‌های آماری در آب و هواشناسی با استفاده از نرم افزار SPSS. جلد اول، چاپ اول، تهران.
۲۵. ورشایان، وحید؛ خلیلی، علی؛ نوذر، قهرمان؛ سهراب، حجام. ۱۳۹۰. بررسی روند تغییرات مقادیر حدی دمای حداقل، حداکثر و میانگین روزانه در چند نمونه اقلیمی ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره سی هفتم، ۱۶۹-۱۷۹.
26. Srivastava, Hari narain, Diwan, Dikshit, Prakash Rao, 1993. Decadal trends in climate over India. Mausam, pp 7-20.
27. Türkeş, M., Sümer, U.M. and Demir, İ.I. 2002. Re-evaluation of trends and changes in mean, maximum and minimum temperatures of Turkey for the period 1929-1999. International Journal of Climatology, pp 947-977.
28. Houssos, E.E., Lolis, C.J. and Bartzokas, A. 2008. Atmospheric circulation patterns associated with extreme precipitation amounts in Greece, Advances in Geophysics, pp5-11.
29. Fujibe, F., Yamazaki, N., Kobayashi, K. and Nakamigawa, H. 2007. Long-term changes of temperature extremes and day-to-day variability in Japan, papers in Meteorology and Geophysics, 63-72.
30. Gay-Garcia, C., Estrada, F. and Sánchez, A. 2009. Global and

- Statistical-Synoptic Analysis of the Atmosphere Thickness Pattern of Iran's Pervasive Frosts. Journals climate. Volume 4.
35. Rousta, I., Dostkamian, M., Taherian, M.A., Haghighi, E., GhafarianMalamiri, H.R. and Olfsson, H. (2017). Investigation of the Spatio-Temporal Variations in Atmosphere Thickness Pattern of Iran and the Middle East with Special Focus on Precipitation in Iran, *Journal Climate*, 5(4), 100-122.
 36. Beniston, M. and Stephenson, D.B. (2004). Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions, *Global and Planetary Change*, 44(1-4): 1-9. DOI: 10.1016.gloplacha.2004.06.001.
 - hemispheric temperatures revisited, *Climatic Change*, pp 333-349.
 31. Zhang, T., Stammes, K. and Bowling, S.A. 2001. The Atmospheric Thickness on the Atmospheric Downwelling Longwave Radiation and Snowmelt under Clear-Sky Conditions in the Arctic and Subarctic. *Journal of climate*. pp 920-939.
 32. Lamb, H.H. 1955a. Two-way relationship between the snow or icelimit and 1,000–500 mb thickness in the overlying atmosphere. 1995, *Royal Meteorological Society*, pp 172–189.
 33. Wagner, A. J., 1957: Mean temperature from 1000 MB to 500 MB as a predictor of precipitation type. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 38, 584–590.
 34. Rousta, I., Dostkamian, M., Haghighi, E. and Mirzakhani, B. (2016).

