

بررسی ساختار فضایی ماهانه تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) در ایران

تیمور جعفری^۱ - عضو هیات علمی گروه جغرافیا و برنامه ریزی شهری دانشگاه کوثر بجنورد، خراسان شمالی، ایران.
سید محمود حسینی صدیق - دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه زنجان و مدرس دانشگاه کوثر بجنورد، خراسان شمالی، ایران
محمد رسولی - دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۶/۲۱

چکیده

تابش موج بلند خروجی زمین یکی از پارامترهای مهم آب و هواشناسی است که دلیلی بر افزایش گرما در ورسپهر فوقانی گردیده است و این باعث افزایش خشکی و کاهش خفیف ابر شده است و همچنین باعث افزایش کمربند گرمسیری و چرخش هادلی به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر شده است. بنابراین در این تحقیق به بررسی و پهنه بندی ماهانه تابش موج بلند خروجی سطح زمین ایران می‌باشد. بدین منظور داده‌های تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) طی دوره آماری ۱۳۹۸-۱۳۵۴ از پایگاه داده ncep/ncar استخراج و مورد تجزیه تحلیل قرار گرفت. محاسبات مدل بر اساس میانگین دوره و تفکیک مکانی (۲/۵°*۲/۵) درجه انجام شد. جهت استخراج موج بلند زمین ایران از امکانات برنامه نویسی در محیط نرم افزار گرس و برای بررسی و پهنه بندی از نرم افزار GIS بهره گرفته شده است. یافته‌ها نشان داد با بررسی شاخص فضایی آماره Gi بیشینه لکه‌های داغ تابش موج بلند خروجی ماهانه ایران در سطح ۹۹٪، ۹۵٪ درصد در ماه مرداد، تیر، خرداد، شهریور و مهرماه می‌باشد. لکه‌های داغ مطابق با مناطق کمربند گرمسیری و در عرضهای جغرافیایی پایین تر از ۳۰ درجه شمالی است؛ و همچنین بیشینه لکه‌های سرد در سطح ۹۹٪، ۹۵٪ درصد در ماه بهمن، آذر، دی، اسفند، فروردین می‌باشد و بیشینه لکه‌های سرد تابش موج بلند خروجی زمین به صورت کمربندی از شمال شرق به سوی شمال غرب کشیده می‌شود و شامل نواحی شمال شرق، شمال و شمال غرب کشور و همچنین نواحی ارتفاعات شمالی کوه‌های زاگرس کشور را شامل می‌شود.

واژگان کلیدی: تغییرات زمانی و مکانی، OLR، خودهمبستگی فضایی.

نحوه استناد به مقاله: جعفری، تیمور، حسینی صدیق، سیدمحمود و رسولی، محمد (۱۴۰۰)، بررسی ساختار فضایی ماهانه تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) در ایران، پژوهشنامه جغرافیا و نظام‌های فضایی، ۲(۱)، ۳۷-۵۳.

<http://jgss.ir/Article/15885>

مقدمه

از آنجایی که سیاره زمین مانند سیاره خورشید به عنوان یک جسم سیاه عمل می‌کند (شمسی پور، ۱۳۹۴: ۱۶) و همواره در حالت شبه ترازمندی است، در می‌یابیم به همان اندازه که از خورشید انرژی دریافت می‌کند، با تابش موج بلند خروجی زمین به فضا انرژی از دست می‌دهد. به این ترتیب، مناسب‌ترین شرایط برای زیست موجودات زنده در این کره خاکی فراهم می‌شود (Benestad, 2006: 90). تابش خورشیدی جذب شده در زمین، به حرارت تبدیل می‌شود؛ با این وجود به دلیل بازتابش زمین، زمین به طور مرتب داغ و داغ تر نمی‌شود. فرایند بازتابش انرژی توسط زمین را بازتابش زمینی یا تابش طول موج بلند مادون قرمز می‌گویند، که با وات بر متر مربع (w/m^2) نشان داده می‌شود؛ زیرا طول موج‌های تابش مادون قرمز بین ۵ تا ۵۰ میکرون را با یک بیشینه تابش در محدوده ۴ تا ۱۰۰ میکرومتر باز می‌تاباند (علیجانی، ۱۳۹۵: ۶۳). در محدوده طول موج بین ۴ میکرومتر و ۱۰ میکرومتر، طیف پرتوهای طولانی مدت خروجی همپوشانی با تابش خورشید دارد (Kamide et al, 2007: 158). تابش موج بلند خروجی (OLR) تابش الکترومغناطیسی است که به عنوان اشعه مادون قرمز از طریق زمین، اقیانوس‌ها و جو زمین به صورت تابش حرارتی به فضا خارج می‌شود؛ به این ترتیب، یک جزء حیاتی از بودجه تابشی زمین است (Wu and et al, 2016: 4171-4188; Zhang et al, 2017: 254-262). توزیع بازتابش زمینی ارتباط نزدیکی با دماهای سطحی دارد و حداکثر میانگین سالانه آن در نواحی حاره است (Qian, 2016: 531).

تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) وابسته به میزان تابش سطحی زمین، دمای جو، مشخصات بخار آب جو و پوشش ابر است. میزان تابش موج بلند خروجی از سطح به خصوصیات فیزیکی و شیمیایی سطح بستگی دارد. مهمترین پارامتر مؤثر بر میزان تابش موج بلند خروجی، دمای سطح می‌باشد. دمای سطح به دلیل تأثیر بر میزان تشعشعات بازتاب شده از سطح و تبادل انرژی بین سطح و اتمسفر اهمیت بسیار داشته و گاهی در اکثر مطالعات زیست محیطی، فعالیت‌های کشاورزی، منابع زمینی، انرژی و برنامه‌ریزی در امور مختلف کاربرد دارد (Peng li, 2016: 111). مقدار تابش موج بلند خروجی علاوه بر دمای سطح با نوع پوشش و کاربری اراضی مربوط به سطح نیز ارتباط مستقیم دارد. سه خصوصیت سبزی‌نگی، رطوبت و روشنایی بیانگر ویژگی‌های اصلی بیوفیزیکی سطح و تعیین کننده نوع پوشش سطح می‌باشند. سطح زمین امواج تابیده شده از خورشید را دریافت می‌کند، سپس با افزایش دمای سطحی با افزایش موج‌های بلند خروجی به صورت شبانه‌روزی از خود بازتابش می‌دهد که اندکی از آن از راه پنجره جوی گذر می‌کند که این فرایند سبب ثبات نسبی رژیم گرمایی سیاره زمین می‌شود (شمسی پور، ۱۳۹۲: ۱۴). تغییرات در تابش موج بلند خروجی (OLR) می‌تواند به عنوان یک شاخص حیاتی سینوپتیکی دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی در نظر گرفته شود؛ که طبق تحقیقات صورت گرفته از سوی (Kouskyve et al, 1988; Ferreira & et al, 2002) از سال ۱۹۸۵ تابش طول موج بلند خروجی زمین افزایش یافته و دلیلی بر افزایش گرما در تروپوسفر فوقانی گردیده است و این باعث افزایش خشکی و کاهش خفیف ابر در تروپوسفر فوقانی شده است (Chen & et al, 2002) و همچنین باعث افزایش چرخش هادلی به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر شده است (Qian, 2016; Wielicki & et al 2002). از سویی دیگر، ابرها نقش مهمی در تغییرات موج بلند خروجی زمین دارند و به اندازه کافی در مقیاس جهانی انرژی در تمام مقیاس‌های فضایی و زمانی، ارزیابی می‌شوند (گوولا، ۲۰۱۸: ۲). تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) اغلب به عنوان شاخصی برای شناسایی و مطالعه خصوصیات ابرهای همرفتی مورد استفاده قرار می‌گیرد (کاروالهو و همکاران ۲۰۰۰)؛ به طوری که مقادیر بالای تابش موج بلند خروجی زمین به معنای آسمان‌های صاف و مقادیر کم آن نشانگر آسمان‌های ابری است (ذوالفقاری، ۱۳۹۳: ۴۲)؛ به طور عمده به مشخصات درجه حرارت (سطوح فوقانی ابر و یا سطوح زیرین ابر در آسمان روشن) بستگی دارد (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۷: ۱-۱۳؛ شی و همکاران؛ ۲۰۱۷: ۴۳۰-۴۱۹). تابش موج بلند خروجی زمین یک جزء بحرانی از بودجه انرژی زمین است و نشان دهنده تابش کلّ فضا است که توسط جو زمین منتشر می‌شود (کاوایانی، ۱۳۹۱: ۲۴-۲۳). تابش

موج بلند خروجی توسط ابرها و گرد و غبار در جو تحت تأثیر قرار می‌گیرد، که تمایل دارد آن را کاهش دهد. گازهای گلخانه‌ای مانند متان (CH₄)، اکسید نیتروژن (N₂O)، بخار آب (H₂O) و دی‌اکسید کربن (CO₂)، طول موج‌های خاصی از OLR را جذب می‌کنند که بعضی از این اشعه‌حرارتی به سوی زمین هدایت می‌شود و دمای متوسط سطح زمین را افزایش می‌دهد (ذوالفقاری، ۱۳۹۲: ۳۰؛ شمسی پور، ۱۳۹۲: ۱۷). بنابراین، افزایش غلظت یک گاز گلخانه‌ای می‌تواند به افزایش گرمایش جهانی با افزایش میزان تابش جذب شده و از طریق اجزای اتمسفر انتشار یابد. اگر جذب گاز بالا باشد و گاز در یک غلظت به اندازه کافی بالا باشد، پهنای باند جذب اشباع می‌شود. در این حالت، گاز موجود به اندازه کافی جذب انرژی اشعه در پهنای باند جذب قبل از رسیدن به اتمسفر بالا است و اضافه کردن یک غلظت بالاتر این گاز هیچ تأثیری بر بودجه انرژی جو ندارد (Hardi, 2008, 21).

پیشینه تحقیق

زرین و همکاران (۱۳۸۶) گستردگی منطقه حداقل موج تابش بلند خروجی زمین (OLR) را در ایران بر دینامیکی/جبهه‌ای بودن بارش‌ها تأکید دارند. تابش طول موج بلند خروجی (OLR) عمدتاً در حکم شاخصی برای تعیین میزان فعالیت همرفتی در نظر گرفته می‌شود، به طوریکه مقادیر کمتر از ۲۲۰ وات بر متر مربع نشانگر منطقه دارای همرفت و مقادیر کمتر از ۲۰۰ وات بر متر مربع نشان دهنده همرفت شدید است (Liebmann & et al, 1998؛ زرین و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۶). محب‌الحججه (۱۳۸۷) مکانهایی که نسبت میانگین تابش طول موج بلند خروجی زیادی دارند، نشان دهنده مناطق خشکی هستند که رطوبت کمتری دارند و بالعکس مناطقی که نسبت به میانگین، تابش موج بلند کمتری دارند و با توجه با اینکه بیشتر تابش موج بلند با بخار آب موجود در جو جذب می‌شود، در این مناطق به طور میانگین نشان دهنده رطوبت بیشتری هستند. (Lim & et al, 2011) در تحقیقی رابطه بین تابش طول موج بلند خروجی و بارندگی در جنوب شرقی آسیا را با استفاده از داده‌های روزانه OLR از ماهواره‌های قطبی منظومه شمسی و داده‌های بارش باران مناطق گرمسیری از سنجش (TRMM) ۴۲B۳ روزانه مورد مطالعه قرار دادند؛ نتایج نشان داد که بین OLR و بارش در مناطق عرض جغرافیایی پایین نسبت به مناطق عرض جغرافیایی بالا همبستگی منفی وجود دارد. با توجه به تحقیقات (Sens & et al, 2018) نشان داد که الگوهای منطقه‌ای مشاهده شده OLR از ۱۹۸۵-۲۰۰۰ تا ۲۰۰۱-۲۰۱۷ تغییر می‌کند، الگوی گرمایی در نیمکره شمالی به ویژه در قطب شمال و همچنین تغییرات بارندگی هوای گرمسیری مربوط به تقویت لائینا را نشان می‌دهد؛ و همچنین نتایج ایشان نشان داد که از سال ۱۹۸۵ تابش طول موج بلند خروجی زمین افزایش یافته و با درجه روز رشد همبستگی دارد. در تحقیقی دیگر (Kouskyve & et al, 1988; Ferreira & et al, 2002) مطالعه تغییرات سالانه OLR را برای آمریکای جنوبی و مجاورت آن مورد مطالعه قرار دادند. (Hatzidimitriou & et al, 2004) در تحقیقی به عنوان افزایش امواج بلند خروجی زمین در منطقه گرمسیری در دهه‌های اخیر دریافتند که تغییرات فصلی و بین‌سالانه OLR، نشان دهنده افزایشی برابر با $1,9 \text{ Wm}^2 \pm 0,2$ است، تجزیه و تحلیل تغییرات بین‌سالانه و بلند مدت OLR نشان داد که مهم‌ترین سهم در روند افزایشی مشاهده شده، کاهش سطح پوشش ابر در طول دوره ۱۹۸۴-۲۰۰۰، و پس از آن خشک شدن ظاهری تروپوسفر فوقانی و کاهش میزان خفیف ابر در سطح پایین است. (Chen & et al, 2002) دریافتند که تغییرات مشاهده شده در افزایش OLR، با افزایش دوره زمانی در مقیاس چرخش هادلی و واکر همراه است. (Wielicki et al 2002; Qian, 2016) پیشنهاد کرده‌اند که چرخش سلول هادلی در دهه ۱۹۹۰ با افزایش طول موج بلند خروجی زمین به طرف عرض‌های جغرافیایی بالاتر شدت پیدا کرده است. برخی مطالعات کلاسیک مناطق خشک جنوب غرب آسیا و شمال آفریقا را در طول تابستان منطقه چاه انرژی دانسته‌اند که به همین جهت الزاماً بایستی از یک نزول دینامیک برخوردار باشند تا به یک تعادل انرژی دست یابند (Charney, 1975; Webster et al, 1998). حسینی صدیق و همکاران (۱۳۹۹) در مطالعه ای میانگین

25.0 w/m^2 تابش موج بلند خروجی زمین را به عنوان لبه گسترش قطب سوی چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی را بررسی نمودند، نتایج ایشان نشان داد که با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی سلول هادلی در نیمکره جنوبی به طور متوسط به اندازه -0.0014 درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد؛ و بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی تابش موج بلند خروجی زمین در نیمکره جنوبی طی سالهای ۱۹۸۰ و ۲۰۰۶ تا عرض جغرافیایی 36° درجه جنوبی گسترش داشته است، و کمترین عرض جغرافیایی تابش موج بلند خروجی زمین در نیمکره جنوبی در سالهای ۱۹۹۱ تا ۱۹۹۸ و ۲۰۱۶ اتفاق افتاده است. و همچنین در تحقیقی دیگر حسینی صدیق و همکاران (۱۳۹۹) تغییرات و ساختار فضایی فصلی تابش موج بلند خروجی ایران را بررسی نمودند و نتایج ایشان نشان داده که تابش موج بلند خروجی ایران به نسبت افزایش هر سال، به مقدار $+0.16 \text{ W/m}^2$ افزایش و همچنین، با افزایش عرض جغرافیایی به مقدار -0.37 W/m^2 کاهش می‌یابد. با توجه به اثر دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی بر نوسانات OLR و ارتباط آن با تغییرات آب و هوایی، تحقیق روی این مسئله لازم و ضروری به نظر می‌رسد؛ و از آنجایی که این پژوهش در کشور کمتر مورد توجه پژوهشگران اقلیم شناسان و هواشناسان قرار گرفته است، توجه به تغییرات در تابش موج بلند خروجی ماهانه به عنوان یک شاخص حیاتی سینوپتیکی دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی می‌تواند برای شناسایی کمربند خشک گرمسیری، چرخش سلول هادلی، نوسانات اقیانوسی-جو، ابرهای ضخیم و همرفتی، پیش بینی زلزله و گردوغبار در نظر گرفته می‌شود؛

مواد و روش

در تحقیق حاضر به منظور محاسبه تابش موج بلند خروجی ایران، داده‌های OLR طی سالهای ۱۳۹۸-۱۳۵۴ به صورت روزانه از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده امریکا با توان تفکیک مکانی $2/5^\circ * 2/5^\circ$ درجه طول و عرض جغرافیایی استخراج و مورد تحلیل قرار گرفته است. به منظور محاسبه تابش موج بلند خروجی ایران، در محدوده جو ایران زمین (از ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و از ۴۲/۵ تا ۶۵ درجه شرقی) و با استفاده از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار GrADS و GIS انتگرال وزنی در تراز سطح زمین به وات بر مترمربع محاسبه شد. در ابتدا ویژگی‌های عمومی موج بلند زمین بررسی شد. برای دستیابی به یک شمای کلی از وضعیت مکانی تغییرات موج بلند زمین بر روی کشور ایران، و هم چنین نقشه میانگین ضریب تغییرات موج بلند خروجی زمین بر اساس شاخص فضایی آماره G_i ترسیم گردید. در آمار فضایی، شناخت الگوها و کشف روندهای موجود در داده‌های فضایی از اهمیت زیادی برخوردار است (Waagepetersen and et al: 2006: 268)؛ چرا که پیش از هرگونه تحلیل و تهیه نقشه در آمار فضایی باید این پیش داوری صورت گیرد که داده‌ها چگونه در فضا توزیع شده‌اند و توزیع آنها در فضا از چه الگو و قاعده‌ای پیروی می‌کند (Alijani, 2008: 5). برای محاسبه آماره یا شاخص موران، ابتدا امتیاز استاندارد Z و P -Value محاسبه و در مرحله بعد، به ارزیابی و معنادار بودن شاخص پرداخته می‌شود. برای محاسبه فضایی با استفاده از شاخص موران جهانی از رابطه ۲ استفاده می‌شود:

$$I = \frac{n \sum_{j=1}^n \sum_{i=j}^n w_{i,j} \sum_{j=1}^n w_{i,j} z_i^{z \neq j}}{s \sum_{i=1}^n z_i^2}$$

در رابطه ۲، z_i برابر با تفاضل یا اختلاف بین مقدار خصیصه عارضه i با میانگین آن $(x_i - \bar{x})$ است $w_{i,j}$ وزن موجود بین عارضه i و j ، n تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه استفاده شده و k جمع کل وزن‌های فضایی است. امتیاز استاندارد Z_i برای آماره موران با رابطه ۳ به طور جداگانه محاسبه می‌شود:

$$z_i = \frac{i - E[I]}{\sqrt{V[I]}}$$

$$E[I] = -\frac{1}{n_1}$$

$$V[I] = E[I^2] - E[I]^2$$

در رابطه ۳، $V[I]$ واریانس داده هاست. به طور کلی، اگر مقدار شاخص موران به عدد ۱+ نزدیک باشد، داده‌ها دارای خودهمبستگی فضایی و دارای الگوی خوشه‌ای است و اگر مقدار شاخص موران به عدد ۱- نزدیک باشد، داده‌ها از هم گسسته و پراکنده است.

در این پژوهش، به منظور مشخص شدن توزیع فضایی الگوی خودهمبستگی فضایی موج بلند زمین ایران، از تحلیل خوشه و ناخوشه^۲ که به شاخص انسلین محلی موران^۳ معروف است، استفاده شده است، الگویی بهینه برای نمایش توزیع آماری پدیده‌ها در فضا است (Anselin, 2009: 74). برای تحلیل خوشه و ناخوشه برای هر عارضه موجود در لایه، مقدار شاخص موران محلی امتیاز Z و P -Value که بیان کننده معناداری شاخص محاسبه شده است، به دست می‌آید. آماره محلی موران I بر اساس رابطه ۶ محاسبه می‌شود:

$$I = \frac{x_i - \bar{X}}{S_i^2} \sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j} (x_j - \bar{X})$$

که در آن x_i خصیصه عارضه i و \bar{X} میانگین خصیصه مربوط و $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j می‌باشد. I_i مثبت نشان می‌دهد که مناطق با ارزش بالا به وسیله مناطق با ارزش بالا (بالا-بالا $High-High$) و مناطق با ارزش پایین به وسیله مناطق با ارزش پایین (پایین-پایین $Low-Low$) محصور شده است. I_i منفی نشان می‌دهد که ارزش پایین به وسیله ارزش بالا (پایین-بالا $Low-High$) یا ارزش بالا به وسیله ارزش پایین (بالا-پایین $High-Low$) احاطه شده است (بلیانی، ۱۳۹۳؛ ۲۹۸). و مقدار S_i^2 از رابطه ۱۰ محاسبه می‌شود:

$$S_i^2 = \frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j}}{n-1} - \bar{X}^2 \quad (10)$$

که در آن n برابر با تعداد کل عارضه‌ها است. امتیاز استاندارد $Z I_i$ به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$Z I_i = \frac{I_i - E[I_i]}{\sqrt{V[I_i]}} \quad (11)$$

در اینجا خواهیم داشت:

$$E[I] = -\frac{\sum_{j=1, j \neq i}^n w_{i,j}}{n-1} \quad V[I] = E[I_1^2] - E[I_1]^2 \quad (12)$$

یافته‌ها

مشخصات عمومی موج بلند زمین ایران

جدول ۱ بعضی از مشخصات مکانی ماهانه موج بلند خروجی زمین ایران را نشان می‌دهد. بیشینه ماهانه میانگین موج بلند خروجی ایران در ماه‌های مرداد، تیر و همچنین خرداد ماه است که به ترتیب با مقدار $298/28 \text{ w/m}^2$ ، 290 w/m^2 و $290/50 \text{ w/m}^2$ نشان می‌دهد، اما کمینه آن در ماه‌های بهمن، آذر و اسفند ماه که به ترتیب با مقدار $220/01 \text{ w/m}^2$ ، $233/72 \text{ w/m}^2$ و $237/30 \text{ w/m}^2$ می‌باشد. دامنه تغییرات میزان پراکندگی موج بلند خروجی را نشان می‌دهد؛ همانطور که مشاهده می‌شود بیشینه دامنه تغییرات در ماه‌های آذر، دی و آبان ماه به ترتیب با مقدار $88/80$ ، 87 ، 87 و $76/69$ می‌باشد، اما کمینه آن در ماه‌های شهریور، مرداد و تیر ماه که به ترتیب با مقدار $50/18$ ، $54/20$ و

2. outlier

3. Anserine Local Moran I

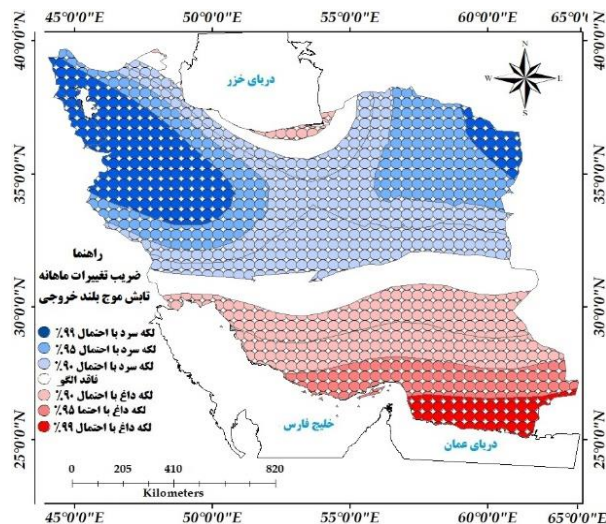
۵۷/۰۲ می‌باشد که به نسبت سایر ماه‌ها مقدار کمتری را نشان می‌دهد، در واقع میزان کم این عدد بیانگر تغییرات کم-تر موج بلند خروجی در فصل تابستان است. اندازه پراش (واریانس) گویای چگونگی پراکندگی مشاهدات حول میانگین می‌باشد. میزان این شاخص پراکندگی در ماه‌های دی، آبان و آذر ماه بیشینه خود را به ترتیب با مقدار ۴۱۳/۱۵، ۴۰۰/۱۷ و ۳۹۹/۴۹ را داشته است. میزان چولگی برای ماه‌های اسفند، فروردین، اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور، مهر و آبان ماه منفی است، بنابراین نوع توزیع موج بلند خروجی زمین چوله به راست است و بیانگر این است که مقادیر کم‌تر از میانگین برای این ماه‌ها بیش از فراوانی مقادیر بزرگ‌تر از میانگین می‌باشد؛ ولی در ماه‌های آذر، دی و بهمن ماه مثبت می‌باشد، بنابراین نوع توزیع چوله به چپ است. بالا بودن ضریب تغییرات مکانی تأییدی دیگر بر گفته فوق می‌باشد. میانگین بیشینه ضریب تغییرات طول موج بلند خروجی در ماه‌های دی، بهمن و آذر ماه به ترتیب با مقدار ۸/۶، ۸/۶ و ۸/۵ می‌باشد مربوط به عرض‌های بالاتر از ۳۰ درجه شمالی در شمال غرب، شمال و شمال شرق ایران می‌باشد و همچنین کمینه ضرب تغییرات در ماه‌های شهریور، مرداد و تیر با مقدار ۴/۴، ۴/۴ و ۴/۸ مربوط به پایین‌تر از عرض‌های ۳۰ درجه شمالی است. همان طوری که از جدول (۱) مشاهده می‌شود، مد با میانگین و میانه اختلاف زیادی دارد و نزدیک بودن اعداد مربوط به میانگین و میانه و کم بودن مقدار مد در تمام ماه‌ها بیانگر ناهمگنی (نامتقارن) تابش موج بلند خروجی زمین می‌باشد. معیار کشیدگی که بیانگر میزان انحراف یک توزیع از حالت نرمال استاندارد می‌باشد؛ بنابراین، در اکثر ماه‌ها دارای کشیدگی منفی است که بیانگر توزیع کشیده داده‌ها در این فصول نسبت به حالت غیرنرمال می‌باشد، کشیدگی منفی حاکی از وجود داده‌های فرین در این ماه‌ها را دارد؛ ولی در ماه‌های شهریور و خرداد ماه مثبت است که بیانگر توزیع کشیده داده‌ها نسبت به حالت نرمال می‌باشد.

جدول ۱: شاخص‌های آماری ماهانه تابش موج بلند خروجی زمین در ایران طی دوره ۱۳۹۸-۱۳۵۴

ماه	نمایه‌های مرکزی			نمایه‌های پراکندگی				نمایه‌های شکل توزیع		آستانه
	میانگین حسابی	مد	میانه	انحراف معیار	واریانس	دامنه تغییرات	ضریب تغییرات	کشیدگی	چولگی	
دی	۱۵۹ ۲۳۴	۱۹۳	۱۸۸ ۲۳۲	۳۲ ۲۰	۱۱۵ ۴۱۳	۸۷/۷۹	۸/۶	-۰/۸۱۱	۰/۲۱۸	۲۷۵/۸۶
بهمن	۱۰۱ ۲۲۰	۱۶۶	۱۷۲ ۲۱۸	۱۰۳ ۱۹	۴۱ ۳۶۲	۷۴/۴۵	۸/۶	-۱/۰۱۸	۰/۰۶۵	۲۵۵/۱۰
اسفند	۱۳۰ ۲۳۷	۱۷۳	۱۶۱ ۲۳۶	۱۵۴ ۱۸	۱۰۱ ۳۴۴	۷۴/۳۴	۷/۸	-۱/۰۱۳	-۰/۱۰۷	۲۷۱/۰۶
فروردین	۱۲۰ ۲۵۰	۱۲۲	۱۳۱ ۲۵۰	۱۷۵ ۱۸	۱۷۸ ۳۵۱	۷۵/۶۵	۷/۴	-۰/۱۶۶۸	-۰/۲۱۷	۲۸۱/۸۶
اردیبهشت	۱۲۷ ۲۶۵	۱۶۷	۱۰۶ ۲۶۸	۱۷۵ ۱۸	۱۸۸ ۳۵۱	۷۶/۹۱	۷	-۰/۳۱۲	-۰/۵۵۴	۲۹۴/۵۸

۳۰/۱۰۵	۲۴۶/۱۴	-۱/۲۱	۰/۹۱۹	۵/۲	۶۱/۹۱	۱۹۴ ۲۲۸	۱/۱۳ ۱۵	۱/۵۸ ۲۴۹	۱/۱۴ ۲۴۶	۱/۵۵ ۲۹۰	خرداد
۳۰/۹۵۵	۲۵۲/۵۳	-۰/۱۸۲۰	-۰/۱۲۲	۴/۸	۵۷/۰۲	۱/۲۶ ۲۰۲	۱/۲۲ ۱۴	۱/۳۵ ۲۹۴	۱/۵۳ ۲۵۲	۱/۷۶ ۲۹۰	تیر
۳۱۶/۳۱	۲۶۲/۱۱	-۰/۱۸۶۱	-۰/۰۲۱	۴/۴	۵۴/۲۰	۱/۴۱ ۱۷۴	۱/۲۰ ۱۳	۱/۴۱ ۳۰۱	۱/۱۱ ۲۶۲	۱/۲۸ ۲۹۸	مرداد
۳۰۲/۸۶	۲۵۲/۶۸	-۰/۹۲۶	۰/۱۰۲	۴/۴	۵۰/۱۸	۱/۲۳ ۱۶۵	۱/۸۵ ۱۲	۱/۷۱ ۲۸۹	۱/۶۸ ۲۵۲	۱/۵۶ ۲۸۶	شهریور
۲۹۹/۸۴	۲۲۹/۸۳	-۰/۳۴۶	-۰/۱۸۹۱	۵/۲	۷۰/۰۱	۱/۳۶ ۳۲۹	۱/۱۸ ۱۴	۱/۳۲ ۲۷۴	۱/۸۳ ۲۲۹	۱/۶۷ ۲۷۱	مهر
۲۸۶/۰۳	۲۰۹/۳۴	-۰/۲۱۴	-۰/۹۶۴	۸	۷۶/۶۹	۱/۱۷ ۴۰۰	۲۰	۱/۵۰ ۲۴۷	۱/۳۴ ۲۰۹	۱/۸۳ ۲۴۸	آبان
۲۷۴/۷۸	۱۹۳/۹۰	۰/۳۲۷	-۰/۷۷۷	۸/۵	۸۸/۸۰	۱/۴۹ ۳۹۹	۱/۹۸ ۱۹	۱/۶۷ ۲۳۰	۱/۹۰ ۱۹۳	۱/۷۲ ۲۳۳	آذر

شکل ۱، الگوهای خودهم بستگی فضایی ضریب تغییرات ماهانه موج بلند خروجی ایران بر اساس شاخص فضایی آماره Gi را نشان می‌دهد. همان طوری که مشاهده می‌شود، لکه‌های گرم در سطح ۹۹٪ ضریب تغییرات تابش موج بلند خروجی زمین با مقدار ۱۴/۹۸ درصد و به مساحت (۲۴۹۲۰۸ km²) مربوط به جنوب شرق ایران از جمله شهرهای چابهار، جاسک می‌باشد. لکه‌های گرم در سطح ۹۵٪ با مقدار ۳/۶۵ درصد و به مساحت (۶۰۷۰۱ km²) از جمله شهرهای بندرعباس، بندرلنگه و مرکز استان سیستان و بلوچستان است که مربوط به جنوب و جنوب شرق ایران می‌باشد. و همچنین لکه‌های گرم در سطح ۹۰٪ در شهرهای زاهدان، بم، شیراز، فسا، بوشهر، زابل و کرمان با مقدار ۱/۸۶ و به مساحت (۳۰۹۶۵ km²) می‌باشد. به طور کلی لکه‌های گرم ضریب تغییرات تابش موج بلند خروجی ایران در پائین‌تر از عرض‌های ۳۰ درجه شمالی را شامل می‌شود؛ و این امر بیانگر کاهش ابر و رطوبت و همچنین افزایش دما را در بردارد و بیشترین اشعه مادون قرمز را به فضا منتشر می‌سازد، که نشان دهنده گسترش گردش سلول هادلی و فرونشینی شرایط خشک و سرد آن در عرض‌های پائین‌تر از ۳۰ درجه شمالی است که شرایط خشکی را در این مناطق حاکم کرده است (حسینی صدیق، ۱۴۰۰: ۹۳). این پژوهش منطبق می‌باشد با پژوهش‌های جهانبخش و همکاران (۱۳۹۲) در مورد روند تغییرات پوشش ابر در ایران و به این نتایج دست یافتند که در پایین‌تر از عرض‌های ۳۰ درجه شمالی در مناطق جنوب و جنوب غربی و شمال کویر مرکزی و دشت لوت مقدار پوشش ابر بین ۱/۱ تا ۱/۸ اکتا است. لکه‌های سرد در سطح ۹۹٪ ضریب تغییرات تابش موج بلند خروجی زمین با مقدار ۱۳/۶۰ درصد و به مساحت (۲۵۴۳۵۱ km²) از جمله شهرهای همدان، کرمانشاه، ارومیه، خوی، سنندج، لرستان و تا پسرکرانه‌های شهرهای زنجان و شرق شهرستان مشهد است که مربوط به شمال غرب و غرب و شمال شرق ایران می‌باشد. و این امر بیانگر حرکت‌های فراسو و نشان دهنده پوشش ابرهای ضخیم و همرفتی در بردارد، که اشعه مادون قرمز را کمتر به فضا منتشر می‌کند و شرایط النینو و ترسالی را دارد. لکه‌های سرد در سطح ۹۰٪ با مقدار ۱۸/۰۹ درصد و به مساحت (۲۹۵۶۷۶ km²) می‌باشد. و همچنین لکه‌های سرد در سطح ۹۰٪ در شهرهای کاشان، اراک، سمنان، تهران، قزوین، شاهرود، گرگان، سبزوار و بجنورد با مقدار ۲۹/۹۶ و به مساحت (۴۹۸۰۸۶ km²) می‌باشد.



شکل ۱: الگوهای فضایی ضریب تغییرات ماهانه موج بلند خروجی ایران بر اساس شاخص فضایی آماره Gi از سال ۱۳۵۴-۱۳۹۸

جدول ۲: میانگین درصد و مساحت الگوهای فضایی ضریب تغییرات ماهانه موج بلند خروجی زمین ایران از سال ۱۳۵۴-۱۳۹۸

مساحت (km ²)	درصد (%)	نوع لکه‌های موج بلند خروجی زمین
۲۵۴۳۵۱	۱۳/۶۰	لکه‌های سرد در سطح ۹۹٪
۲۹۵۶۷۶	۱۸/۰۹	لکه‌های سرد در سطح ۹۵٪
۴۹۸۰۸۶	۲۹/۹۶	لکه‌های سرد در سطح ۹۰٪
۲۹۹۲۵۲	۱۸/۴۹	فاقد الگوی معناداری %
۳۰۹۶۵	۱/۸۶	لکه‌های گرم در سطح ۹۹٪
۶۰۷۰۱	۳/۶۵	لکه‌های گرم در سطح ۹۵٪
۲۴۹۲۰۸	۱۴/۹۸	لکه‌های گرم در سطح ۹۰٪

از آنجایی که ایران در منطقه جنب حاره قرار گرفته، عرض‌های جغرافیایی پایین به خصوص مناطق جنوبی به دلیل نزدیک بودن به استوا، زاویه تابش خورشید بیشتر بوده و به حالت عمود تابیده می‌شود (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۶) و باعث افزایش و انباشت گرما در درون سطح زمین می‌شود و سطح زمین هم به دلیل بازتابش باعث افزایش تابش موج بلند خروجی زمین شده و به بالاترین حد خود رسیده است؛ که بیانگر این است که موج بلند خروجی زمین به طور مستقیم وضعیت و تغییرات مقدار زاویه تابش خورشید، رطوبت، ابرناکی، ناهمواریها و گردوغبار را منعکس می‌کند. به طوری که، موج بلند خروجی پایین همراه با ابرناکی زیاد و مناطقی با ناهمواریهای زیاد و رطوبت کم و همچنین با مایل بودن زاویه تابش خورشید همراه است، و موج بلند خروجی بالا همراه با عمود بودن زاویه تابش خورشید، ابرناکی پایین، سطوح هموار، رطوبت بالا و نیز با گردوغبار زیاد همراه است. بنابراین مهم‌ترین عامل دگرگونی‌های تابش موج بلند خروجی زمین، دمای محسوس رویه زمین یا لایه نزدیک آن است. ابرناکی می‌تواند بر تابش کوتاه ورودی به سطح زمین تاثیر بگذارد و تابش بلند زمین را دوباره به سطح آن بازگرداند که باعث اثر گلخانه ای در آن منطقه می‌شود. به همین سبب، ابرناکی یکی از عوامل اصلی دگرگونی‌های مکانی تابش موج بلند خروجی زمین به شمار می‌رود. بخش بزرگی از پنجره‌های جوی برای تابش بلند زمین را بخار آب تشکیل می‌دهد؛ از این رو، کمینه یا بیشه رطوبت هوا نیز بر اندازه تابش بلند زمین تاثیرگذار است. بارش با تغییر رطوبت خاک می‌تواند باعث افزایش هدایت فیزیکی دما و تبدلات عمقی در خاک باشد. از این جهت، خاک خشک با توجه به نبود هدایت دمای سطحی به ژرفای گرمای محسوس بیشتری دارد و تابش موج بلند خروجی زمین افزایش می‌یابد. همچنین تبخیر و تعرق از سطح خاک نمناک باعث تبدیل گرمای محسوس به گرمای نهان و کاهش تابش موج بلند خروجی زمین خواهد شد. پوشش برف که در محدوده مرئی طیف،

بازتاب بسیار شدیدی دارد، در محدوده طول موج بلند مانند جسمی تیره عمل می کند و حداکثر ۰/۵ درصد از پرتو تابیده شده را بازتاب می دهد. از سوی دیگر، برف با ایجاد لایه بازدارنده، پیوستگی گرمایشی خاک را با هوا قطع می کند و باعث ذخیره گرما زیر پوشش برف می شود. همان طوری که از شکل ۲ و ۳ آشکار می باشد الگوی خودهم بستگی فضایی بیشینه لکه های داغ تابش موج بلند خروجی ایران در سطح ۰/۹۹ درصد در ماه مرداد با میانگین w/m^2 ۳۱۶/۶۰-۳۰۷/۳۶ و با مقدار ۵/۵۴ درصد و در حدود ۹۰۲۴۰/۴۶ کیلومتر مربع مساحت ایران را در بر گرفته است. در ماه تیر تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۳۰۶/۳۶ - ۲۲۹/۱۵ و با مقدار ۱۳/۹۹ درصد و به مساحت ۲۳۱۸۵۰ کیلومتر مربع، ماه خرداد تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۳۰۷/۳۷ - ۲۹۶/۹۱ و با مقدار ۳۰/۴۵ درصد و به مساحت ۴۹۶۰۲۰ کیلومتر مربع، ماه شهریور تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۳۰۱/۱۴ - ۲۹۳/۱۹ و با مقدار ۲۵/۶۷ درصد و به مساحت ۴۱۸۱۴۹/۴۶ کیلومتر مربع، ماه مهر تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۹۵/۳۰ - ۲۸۶/۸۲ و با مقدار ۱۷/۸۹ درصد و به مساحت ۲۹۱۵۲۲/۴۲ کیلومتر مربع و ماه اردیبهشت تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۹۴/۵۷ - ۲۸۳/۳۶ و با مقدار ۱۶/۰۲ درصد و به مساحت ۲۶۱۱۱۳ کیلومتر مربع ایران را فرا گرفته است. به طور کلی بیشینه لکه های داغ تابش موج بلند خروجی زمین در سطح ۰/۹۹ درصد در مناطق استان سیستان و بلوچستان با مرکزیت زابل و در شرق کشور تا دشت لوت و صحرای طبس مشاهده شده است و در غرب کشور در استان ایلام با مرکزیت موسیان و همچنین در جنوب و جنوب شرق در پسرانهای چابهار و جاسک، بم، شیراز، بندرعباس، کرمان، فسا، بوشهر مشاهده شده است. الگوی خودهم بستگی فضایی بیشینه لکه های داغ تابش موج بلند خروجی ایران در سطح ۰/۹۵ درصد در ماه مرداد با میانگین w/m^2 ۳۰۲/۶۳ - ۳۰۷/۶۳ و با مقدار ۲۳/۸۵ درصد و در حدود ۳۸۸۴۶۵/۸۵ کیلومتر مربع مساحت ایران را در بر گرفته است. در ماه تیر تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۹۴/۷۷ - ۲۹۹/۱۵ و با مقدار ۳۲/۵۳ درصد و به مساحت ۲۸۰۱۶۳/۲۷ کیلومتر مربع، ماه خرداد تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۹۶/۹۱ - ۲۹۲/۱۳ و با مقدار ۳۲/۵۳ درصد و به مساحت ۵۲۹۸۱۲ کیلومتر مربع، ماه شهریور تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۹۳/۱۹ - ۲۸۹/۴۰ و با مقدار ۲۴/۱۶ درصد و به مساحت ۳۹۴۱۳۶ کیلومتر مربع، ماه مهر تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۸۶/۸۲ - ۲۷۸/۸۳ و با مقدار ۱۳/۴۷ درصد و به مساحت ۲۹۱۵۲۲ کیلومتر مربع و ماه اردیبهشت تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۸۳/۳۶ - ۲۷۳/۶۰ و با مقدار ۱۲/۸۲ درصد و به مساحت ۲۰۸۹۳۵ کیلومتر مربع ایران را فرا گرفته است. به طوری کلی، لکه های داغ تابش موج بلند در سطح ۰/۹۹، ۰/۹۵ و ۰/۹۰ مطابق با مناطق کمربند گرمسیری و در عرض های جغرافیایی پایین تر از ۳۰ درجه شمالی است. و این بدلیل قرار گیری در منطقه جنب حاره است، عرض های جغرافیایی پایین ایران به خصوص مناطق جنوبی و جنوب شرقی تا مرکز ایران شامل دشت لوت، کویر و صحرای طبس به دلیل نزدیک بودن به استوا، زاویه تابش خورشید بیشتر بوده و به حالت عمود تابیده می شود (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۶) و باعث افزایش و انباشت گرما در درون سطح زمین می شود و سطح زمین هم به دلیل بازتابش باعث افزایش تابش موج بلند خروجی زمین شده و به بالاترین حد خود رسیده است؛ که بیانگر این است که موج بلند خروجی زمین به طور مستقیم وضعیت و تغییرات مقدار زاویه تابش خورشید، رطوبت، ابرناکی، ناهمواریها و گردوغبار را منعکس می کند. به طوری که، موج بلند خروجی پایین همراه با ابرناکی زیاد و مناطقی با ناهمواریهای زیاد و رطوبت کم و همچنین با مایل بودن زاویه تابش خورشید همراه است؛ در کرانه های جنوبی مقدار رطوبت جو حدود ۲۴ هکتوپاسکال است (مسعودیان: ۱۳۹۰: ۹۹) و سطوح هموار زمین در کرانه های جنوبی اجازه می دهد که رطوبت تا ۳۰۰ کیلومتری ساحل دیده شود و همچنین استقرار پرفشار قوی پویشی در بخش بزرگی از جو سبب انباشتگی رطوبت در لایه نازک مجاور زمین می شود، به همین دلیل نقش گلخانه ای انباشت رطوبت در نیمه جنوبی کشور به علت تأثیر زیادی در افزایش دما جو داشته است (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۹۴). در قسمت های خشک ایران مرکزی دشت لوت و کویر، طبس، کاشان و یزد فقر رطوبتی جو (مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۷: ۵۳) و آسمان صاف ورود حداکثری انرژی خورشیدی به زمین می شود، هم چنین از سوی دیگر

ماسه زارها و نمکزارهای این مناطق به علت گرمای ویژه‌ی کم‌تر، زودتر داغ می‌شوند و چون رطوبت خاک نیز بسیار پایین است، قسمت اعظم حرارت تولید شده از طریق حرارت محسوس دفع می‌شود، در نتیجه هوا در طول بسیار گرم می‌شود (علیجانی، ۱۳۸۷: ۲۱۱). نور خورشید که به زمین می‌رسد، سطح زمین اتمسفر را گرم می‌کند؛ بنابراین اتمسفر زمین حرارت آن را به صورت تابش‌های مادون قرمز باز می‌تاباند. این بازتاب‌ها توسط گازهای متعددی از جمله گاز کربنیک، متان، بخار آب مجدد جذب شده و اتمسفر را گرم می‌کند. این محصور شدن امواج تقریباً شبیه کار گلخانه در نگه داشتن گرماست که این فرایند افزایش احتمالی ناهنجاریهای دمای تروپوسفر را در دهه‌های آینده (علیجانی، ۱۳۹۵: ۱۱۵) با استفاده از افزایش موج بلند خروجی که باعث افزایش شدت چرخش سلول هادلی به عرضهای جغرافیایی بالاتر را به همراه خواهد داشت (Qian, 2016: 531) و همچنین باعث عقب نشینی چرخش سلول قطبی در عرضهای بالاتر شده و منجر به ذوب یخچالهای قطبی و افزایش گرما در این مناطق شده است (Kumar et al, 2014; Dong et al, 2011; Graversen et al, 2013; Devasthale et al, 2010). در دهه‌های اخیر، مطالعات بسیاری تعیین کرده‌اند که تغییرات آب و هوایی، از قبیل گرمایش تروپوسفری عرض‌های میانه و تغییرات قطب ناحیه خشک نیمه گرمسیری، همراه با روند تقویت و گسترش انبساط سلول هادلی بر اثر تابش موج بلند خروجی زمین مرتبط هستند (Chen et al, 2002; Mitas and Clement, 2005; Fu et al, 2006; Hu and Fu, 2007; Song and Zhang, 2007; Stachnik and Schumacher, 2011; Liu et al, 2012; Su et al, 2014).

۱۹۳۰۱	۱/۱۸	۱۲۱۹۰۰	۷/۴۸	۱۶۶۰۷۴	۱۰/۱۹	۱۲۹۰۹۴	۷/۹۲	۱۵۶۷۸۹	۹/۶۲	۱۳۷۱۴۰	۸/۴۱	لکه‌های سرد در سطح %۹۹
۷۷۲۶۵	۴/۷۴	۱۴۲۳۸۷	۸/۷۴	۲۱۶۶۹۷	۱۳/۳۰	۲۱۹۵۲۵	۱۳/۴۷	۲۸۷۷۵۵	۱۷/۶۶	۲۸۲۲۶۸	۱۷/۳۹	لکه‌های سرد در سطح %۹۵
۹۵۴۶۸	۵/۸۶	۱۹۹۶۰۸	۱۲/۳۵	۲۹۲۰۳۰	۱۷/۹۲	۲۳۹۱۸۲	۱۴/۶۷	۲۸۸۴۲۴	۱۷/۷۰	۳۶۵۸۲۴	۲۲/۴۵	لکه‌های سرد در سطح %۹۰
۱۵۲۴۸۶	۹/۳۶	۳۴۳۹۸۱	۲۱/۱۱	۳۵۹۱۶۴	۲۲/۰۴	۳۶۶۷۹۳	۲۲/۵۲	۳۲۱۵۶۱	۱۹/۷۴	۳۶۴۱۴۳	۲۲/۳۵	فاقد الگوی معناداری %
۲۵۸۱۷۵	۱۵/۸۵	۳۵۰۹۸۴	۲۱/۵۴	۲۳۰۸۰۸	۱۴/۱۶	۲۹۴۹۹۱	۱۸/۱۱	۲۵۸۵۶۷	۱۵/۸۷	۱۸۵۲۸۵	۱۱/۳۸	لکه‌های گرم در سطح %۹۰
۵۲۹۸۱۲	۳۲/۵۳	۲۰۸۹۳۵	۱۲/۸۲	۱۶۱۳۱۳	۹/۹۰	۱۶۵۸۹۴	۱۰/۱۸	۲۱۸۹۲۸	۱۳/۴۴	۲۳۰۱۰۴	۱۴/۱۲	لکه‌های گرم در سطح %۹۵
۴۹۶۰۲۰	۳۰/۴۵	۲۶۱۱۱۳	۱۶/۰۲	۲۰۲۷۷۵	۱۲/۴۴	۲۱۳۱۷۶	۱۳/۰۸	۹۶۷۲۲	۵/۹۳	۶۲۹۵۳	۳/۸۶	لکه‌های گرم در سطح %۹۹

												خروجی زمین
۱۴۷۲۵۴	۹/۰۴	۱۵۴۲۷۸	۹/۴۷	۱۲۳۶۲۷	۷/۵۹	۶۹۴۱۵	۴/۲۶	۴۲۴۹۸	۲/۶۰	۵۴۱۳۱	۳/۲۶	لکه‌های سرد در سطح ٪۹۹
۲۸۷۴۱۶	۱۷/۶۴	۲۷۷۰۵۷	۱۷	۱۷۲۱۵۷	۱۰/۵۷	۸۸۷۱۴	۵/۴۴	۱۰۵۸۴۹	۶/۴۹	۱۱۷۸۳۴	۷/۱۱	لکه‌های سرد در سطح ٪۹۵
۳۵۵۸۲۳	۲۱/۸۴	۳۴۲۰۲۵	۲۰/۹۹	۱۹۹۱۱۶	۱۲/۲۲	۱۲۲۵۸۵	۷/۵۲	۱۵۴۱۴۴	۹/۴۶	۱۶۷۷۵۴	۱۰/۱۲	لکه‌های سرد در سطح ٪۹۰
۳۵۶۳۴۷	۲۱/۸۷	۲۸۵۳۴۴	۱۷/۵۱	۳۲۹۵۱۸	۱۸	۱۸۸۷۲۷	۱۱/۵۸	۴۳۲۶۰۵	۲۶/۵۶	۴۳۴۱۵۴	۲۶/۱۹	فاقد الگوی معدار ی ٪
۱۸۹۹۱۸	۱۱/۶۵	۲۲۴۰۸۳	۱۳/۷۵	۳۲۹۵۱۸	۲۰/۲۳	۳۴۷۰۷۱	۲۱/۳۰	۴۱۴۹۷۰	۲۵/۴۷	۳۷۱۳۴۸	۲۲/۴۰	لکه‌های گرم در سطح ٪۹۰
۲۲۷۰۵۲	۱۳/۹۳	۱۳۰۹۲۶	۸/۰۳	۲۱۹۵۰۱	۱۳/۴۷	۳۹۴۱۳۶	۲۴/۱۶	۳۸۸۴۶۵	۲۳/۸۵	۲۸۰۱۶۳	۱۶/۹۰	لکه‌های گرم در سطح ٪۹۵
۶۵۰۷۴	۳/۹۹	۲۱۵۱۲۵	۱۳/۲۰	۲۹۱۵۲۲	۱۷/۸۹	۴۱۸۱۴۹	۲۵/۶۷	۹۰۲۴۰	۵/۵۴	۲۳۱۸۵۰	۱۳/۹۹	لکه‌های گرم در سطح ٪۹۹

همان طوری که از شکل‌های ۲ و ۳ و همچنین از جداول ۳ و ۴ آشکار می‌باشد، الگوی خودهم بستگی فضایی بیشینه لکه‌های سرد تابش موج بلند خروجی ایران در سطح ٪۹۹ درصد در ماه بهمن با میانگین w/m^2 ۲۰۱/۴۹ - ۱۸۷/۸۱ و با مقدار ۹/۶۲ درصد و در حدود ۱۵۶۷۸۹ کیلومتر مربع مساحت ایران را در بر گرفته است. در ماه آذر تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۱۴/۶۶ - ۲۰۱/۸۴ و با مقدار ۸/۴۱ درصد و به مساحت ۱۳۷۱۴۰ کیلومتر مربع، ماه دی تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۱۴/۸۳ - ۲۰۲/۰۲ و با مقدار درصد ۸/۴۱ و به مساحت ۱۳۷۱۴۰ کیلومتر مربع، ماه اسفند تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۱۷/۷۱ - ۲۰۴/۱۱ و با مقدار ۷/۹۲ درصد و به مساحت ۱۲۹۰۹۴ کیلومتر مربع، ماه فروردین تابش موج بلند خروجی با میانگین w/m^2 ۲۲۸/۸۹ - ۲۱۱/۷۷ و با مقدار ۱۰/۱۹ درصد و به مساحت ۱۶۶۰۷۴ کیلومتر مربع ایران را فرا گرفته است. الگوی خودهم بستگی فضایی بیشینه لکه‌های سرد تابش موج بلند خروجی ایران در سطح ٪۹۵ درصد در ماه بهمن با میانگین w/m^2 ۲۰۹/۴۵ - ۲۰۱/۴۹ و با مقدار ۱۷/۶۶ درصد و به مساحت ۲۸۷۷۵۵ کیلومتر مربع مساحت ایران را در بر گرفته است. در ماه آذر تابش موج بلند

خروجی با میانگین $221/75 - 214/66$ w/m² و با مقدار $7/64$ درصد و به مساحت 287416 کیلومتر مربع، ماه دی تابش موج بلند خروجی با میانگین $222/74 - 214/83$ w/m² و با مقدار $17/39$ درصد و به مساحت 282268 کیلومتر مربع، ماه اسفند تابش موج بلند خروجی با میانگین $224/87 - 217/71$ و با مقدار $13/47$ درصد و به مساحت 219525 کیلومتر مربع، ماه فروردین تابش موج بلند خروجی با میانگین $238/26 - 228/89$ و با مقدار $13/30$ درصد و به مساحت 216697 کیلومتر مربع ایران را فرا گرفته است. به طور کلی بیشینه لکه‌های سرد تابش موج بلند خروجی زمین در سطح 99% ، 95% و 90% مناطق الگوی خوشه‌ای پایین به صورت کمربندی از شمال شرق به سوی شمال غرب کشیده می‌شود و شامل نواحی شمال شرق، شمال و شمال غرب کشور و همچنین نواحی ارتفاعات شمالی کوه‌های زاگرس کشور را شامل می‌شود. از آنجایی که رطوبت یکی از عوامل مؤثر بر افزایش یا کاهش تابش موج بلند خروجی زمین می‌باشد لذا کوه‌های زاگرس همانند سدی مانع از ورود رطوبت به نواحی مرکزی شده و به همین علت در این نواحی موج تابش بلند خروجی تشکیل الگوی خوشه‌ای بالا می‌دهد، که نشان از خشک بودن منطقه را نشان می‌دهد. در زمینه تشکیل الگوی خوشه‌ای پایین شمال شرق، شمال و شمال غرب کشور می‌توان به نقش شاخصی برای تعیین میزان فعالیت همرفتی و بارش‌های دینامیکی/جبهه‌ای اشاره کرد.

نتیجه‌گیری

در این تحقیق برای بررسی ساختار فضایی ماهانه تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) در سطح زمین ایران از پایگاه داده‌های ncep/ncar وابسته به سازمان اقیانوس شناسی ایالات متحده آمریکا طی دوره آماری ۴۴ سال (۱۳۵۴-۱۳۹۸) استخراج و مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. نتایج این مطالعه نشان داد که الگوی خودهم بستگی فضایی بیشینه لکه‌های داغ تابش موج بلند خروجی ایران در سطح 99% ، 95% درصد در ماه مرداد، تیر، خرداد، شهریور و مهرماه می‌باشد. به طور کلی بیشینه لکه‌های داغ تابش موج بلند خروجی زمین در سطح 99% در مناطق استان سیستان و بلوچستان با مرکزیت زابل و در شرق کشور تا دشت لوت و صحرای طبس مشاهده شده است و در غرب کشور در استان ایلام با مرکزیت موسیان و همچنین در جنوب و جنوب شرق در پسرکرانه‌های چابهار و جاسک، بم، شیراز، بندرعباس، کرمان، فسا، بوشهر مشاهده شده است. به طوری کلی، لکه‌های داغ تابش موج بلند در سطح 99% ، 95% و 90% مطابق با مناطق کمربند گرمسیری و در عرضهای جغرافیایی پایین تر از 30° درجه شمالی است؛ و همچنین الگوی خودهم بستگی فضایی بیشینه لکه‌های سرد تابش موج بلند خروجی ایران در سطح 99% ، 95% درصد در ماه بهمن، آذر، دی، اسفند، فروردین می‌باشد. به طور کلی بیشینه لکه‌های سرد تابش موج بلند خروجی زمین در سطح 99% ، 95% و 90% مناطق الگوی خوشه‌ای پایین به صورت کمربندی از شمال شرق به سوی شمال غرب کشیده می‌شود و شامل نواحی شمال شرق، شمال و شمال غرب کشور و همچنین نواحی ارتفاعات شمالی کوه‌های زاگرس کشور را شامل می‌شود این نتایج با بخش‌هایی از مطالعه مسعودیان در رابطه با زاویه تابش خورشید نسبت به عرضهای جغرافیایی (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۴)، در رابطه با مقدار رطوبت (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۹۹)، و الگوهای دمای حداکثر که بصورت جزیره‌ای در جنوب شرق، جنوب، جنوب غرب و تا نواحی مرکزی ایران مکان‌گزینی کرده است (علی‌آبادی، ۱۳۹۴: ۱۰۲) که این دمای بیشتر در این مناطق از خود موج الکترومغناطیسی آزاد می‌کند که باعث افزایش موج بلند خروجی زمین می‌شود (Ostlie et al, 2017) و همچنین با افزایش گردوغبار در نواحی غربی که منجر به محصور شدن تابش موج بلند خروجی در بخش زیرین جو و همچنین جلوگیری از خروج و انتقال آن به بخش‌های بالاتر جو می‌شود که چنین شرایطی افزایش تابش موج بلند را در سطح زمین منجر شده است (زرین، ۱۳۹۶: ۱۳۲)، مطابقت دارد.

منابع

- حسینی صدیق، سید محمود (۱۳۹۹)، گسترش قطب سو چرخش سلول هدلی در نیمکره جنوبی، نشریه هواشناسی و علوم جو، سازمان هواشناسی.
- حسینی صدیق، سید محمود (۱۴۰۰)، آب و هواشناسی دینامیک سلول هدلی، انتشارات سخن گستر، چاپ اول، ص ۹۳.
- حسینی صدیق، سید محمود (۱۴۰۰)، بررسی تغییرات و الگوی فضایی فصلی تابش موج بلند خروجی ایران، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، دانشگاه خوارزمی، بهار.
- ذوالفقاری، حسن (۱۳۹۴)، مبانی سامانه اقلیمی زمین، انتشارات دانشگاه رازی کرمانشاه.
- زرین، آذر، مفیدی، عباس (۱۳۹۱)، بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه، نشریه پژوهش های اقلیم شناسی، سال سوم، شماره یازدهم، پائیز.
- زرین، آذر؛ ساری صراف، بهروز؛ رسولی، علی اکبر؛ نجفی، محمد سعید (۱۳۹۵)، شبیه سازی واداست های تابشی گردوغبار در غرب ایران، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره بیست و دوم، تابستان. صص ۱۴۰-۱۲۳.
- زرین، آذر؛ مفیدی، عباس، جانباز قبادی، غلامرضا (۱۳۸۶)، تعیین الگوهای همدیدی بارش های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۳، شماره ۳، صص ۱۳۱-۱۵۶.
- شمسی پور، علی اکبر (۱۳۹۲)، مدل سازی آب و هوایی (نظریه و روش)، انتشارات دانشگاه تهران.
- علی آبادی، کاظم؛ داداشی رودباری، عباسعلی (۱۳۹۴)، بررسی تغییرات الگوهای خودهم بستگی فشایی دمایی بیشینه ی ایران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال ششم، شماره بیست و یکم. صص ۱۰۴-۸۶.
- علیجانی، بهلول؛ کاویانی، محمد رضا (۱۳۹۵)، مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت.
- کاویانی، محمدرضا (۱۳۹۱)، میکروکلیماتولوژی، انتشارات سمت.
- مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۹۰)، آب و هوای ایران، انتشارات سمت.
- نصر اصفهانی، محمد علی؛ محب الحجه، علیرضا؛ احمدی گیوی، فرهنگ (۱۳۸۷)، اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت های هواشناختی و ردسپهر در خاورمیانه و جنوب غرب آسیا، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۲، شماره ۲، صص ۵۱-۶۴.
- Alijani Bohloul (2008). Effect of Zagros mountain on the spatial distribution of precipitation, Journal of mountain science, 5.
- Anselin L, Syabri I., Kho. Y. (2009). GeoDa: an introduction to Spatail data analysis. In Fischer MM, Getis A (Eds) Handbook of applied spatial analysis. Berlin, Heidelberg and New York: Springer: 73-89.
- Charney, J. G., (1975), Dynamics of Deserts and Drought in the Sahel, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101:193-202.
- Chen JY, Carlson BE, Del Genio AD (2002) Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s. Science 295:838-841. doi:10.1126/science.1065835.
- Chen JY, Carlson BE, Del Genio AD (2002) Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s. Science 295:838-841. doi:10.1126/science.1065835.
- D. Hatzidimitriou., Vardavas K. G. Pavlakis., N. Hatzianastassiou., C. Matsoukas., E. Drakakis (2004). On the decadal increase in the tropical mean outgoing longwave radiation. Journal Atmos. Chem. Phys., vol 4, pp: 1419-1425.
- E. S. Lim, C. J. Wong, K. Abdullah, W. K. Poon (2011), Relationship Between Outgoing Longwave Radiation and Rainfall in South East Asia by Using NOAA and TRMM Satellite. Colloquium on Humanities, Science and Engineering Research. pp 785-795.
- Devasthale A, Sedlar J, Koenigk T, Fetzer EJ (2013) The thermodynamic state of the Arctic atmosphere observed by AIRS: comparisons during the record minimum sea ice extents of 2007 and 2012. Atmos Chem Phys 13(15):7441-7450.

- F.Zhang,K.Wu,J.Li,Q.Yang,J.-Q.Zhao,andJ.Li,(2016), Analytical infrared delta-four-stream adding method from invariance principle, *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 73, no.10,pp.4171-4188.
- F.Zhang,K.Wu,P.Liu,X.Jing,andJ.Li (2017), Accounting for Gaussian quadrature in four-stream radiative transfer algorithms, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*,vol. 192,pp.1–13.
- FERREIRA NJ & GURGEL H de C. (2002). Variabilidade dos ciclos annual e interannual da radiação de ondas longas emergentes sobre a América do Sul. *Rev. Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*,6: 440–444.
- Graversen RG, Mauritsen, T, Drijfhout S, Tjernström M, Mårtensson S (2011) Warm winds from the Pacific caused extensive Arctic sea-ice melt in summer 2007. *Clim Dyn* 36(11–12):2103– 2112. doi:10.1007/s00382-010-0809-z.
- Hardy, John T (2003), *Climate change: Causes, Effects, and Solutions*, International Journal of Climatology, ISBN 047085191. DOI: 10.1002/joc.1225.
- Hu YY, Fu Q (2007) Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Atmos Chem Physics* 7:5229–5236. doi:10.5194/acp-7-5229-2007.
- Kumar A, Perlwitz J, Eischeid J, et al. (2014) Contribution of sea ice loss to Arctic amplification. *Geophys Res Lett* 37(21):L21701. doi:10.1029/2010GL045022.
- Lebnann, B., Hartman, DL, (1998). Interannual variations of outgoing IR associated with tropical circulation changes during. *J.Atmos. Sci.*, vol 39., pp: 1153-1162.
- Peng Li (2016), Temporal and Spatial Variability of Surface Solar Radiation over the South-West Indian Ocean and Reunion Island: Regional Climate Modelin, *Solar and Stellar Astrophysics* (astro-ph.SR), Université de la Réunion, English. (NNT : 2015LARE0021) .
- Song H, Zhang M (2007) Changes of the boreal winter Hadley circulation in the NCEP-NCAR and ECMWF reanalyses: A comparative study, *J Climate* 20:5191–5200.
- Stachnik JP, Schumacher C (2011) A comparison of the Hadley circulation in modern reanalyses. *J Geophys Res* 116:D22. doi:10.1029/2011jd016677.
- Webster, P. J., Magana, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M., and Yasunari, T., (1998), *Monsoons: Processes, predictability and the prospects for prediction*, *Journal of Geophysical Research*, 103(C4): 14451-14510.
- Wielicki BA, Wong T, Allan RP, Slingo A, Kiehl JT, Soden BJ, Gordon CT, Miller
- Zhongping Shen, Jun Shi, Yadong Lei (2017), Comparison of the Long-Range Climate Memory in Outgoing Longwave Radiation over the Tibetan Plateau and the Indian Monsoon Region, *Advances in Meteorology*, Article ID 7637351, 7 pages <https://doi.org/10.1155/2017/7637351>.