

## تغییرات زمانی و مکانی تابش زمین تاب ایران (دوره آماری ۱۳۹۶ - ۱۳۶۷)

امید رضا کفایت مطلق<sup>۱</sup>، محمود خسروی<sup>۲\*</sup> سید ابوالفضل مسعودیان<sup>۳</sup>، محمد صادق کیانی کیخسروی<sup>۴</sup> و محسن حمیدیان پور<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، آب‌وهواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

<sup>۲</sup> استاد آب‌وهواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

<sup>۳</sup> استاد آب‌وهواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۴</sup> پژوهشگر پس‌دکتری، آب‌وهواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۵</sup> استادیار، آب‌وهواشناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۸/۲۰، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۸/۱۲)

### چکیده

همه اشیایی که دمای آنها بالای صفر مطلق (۲۷۳- درجه سلسیوس) است از خود انرژی ساطع می‌کنند. مقدار انرژی ساطع شده از جسم به دمای آن بستگی دارد و بر پایه قانون استفان بولتزمن می‌توان آن را اندازه‌گیری کرد. بیشینه انتشار این انرژی در طول موج معینی است که قانون پلانک آن را مشخص می‌کند. با توجه به دمای سطحی، خورشید بیشینه انرژی خود را در طول موج ۰/۴۸ میکرون یعنی در میانه امواج مرئی ساطع می‌کند در حالی که زمین بیشینه انرژی خود را در طول موج ۱۰ میکرون ساطع می‌کند. این تابش که از ۳ میکرون آغاز و تا ۱۰۰ میکرون (فروسرخ) ادامه دارد، به نام تابش زمین تاب (Outgoing Longwave Radiation) شناخته شده است. اندازه‌گیری تابش زمین تاب برای شناخت توازن انرژی و فرایندهای دمایی زمین بسیار بااهمیت است. با توجه به دشواری اندازه‌گیری این تابش، به کارگیری داده‌های سنجنش‌ازدور می‌تواند در شناخت تغییرات زمانی و مکانی آن کمک مؤثری کند؛ از این رو، هدف از پژوهش کنونی، بررسی تغییرات زمانی و مکانی تابش زمین تاب ایران به کمک داده‌های مرکز ملی هوا و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده آمریکا (NOAA) است. در این پژوهش، نخست داده‌های میانگین روزانه تابش زمین تاب در بازه زمانی ۱۳۶۷/۱/۱ تا ۱۳۹۶/۱۲/۲۹ خورشیدی به مدت ۱۰۹۵۷ روز با تفکیک مکانی یک درجه قوسی از پایگاه ثبت داده‌های آب و هوایی برداشت شد. بر مبنای نزدیک به ۷۰۰ میلیون یاخته، میانگین فصلی تابش زمین تاب ایران در هر سال محاسبه شد و برای هر فصل، یک آرایه مکان-زمان در ابعاد ۱۵۴×۳۰ به دست آمد که سطرها، مکان (یاخته‌ها) و ستون‌ها، زمان (فصل) را نشان می‌دهد. سپس برای هر فصل از سال، آزمون ناپارامتری من-کندال در سطح اطمینان ۹۰ درصد برای هر یاخته جداگانه محاسبه شد. یافته‌ها نشان داد که در فصول مختلف سال در ایران روند منفی مشاهده نمی‌شود و تنها در فصل زمستان گستره زیادی از ایران روند مثبت دارد؛ بنابراین، تابش زمین تاب در دیگر فصول سال روندی را نشان نمی‌دهد. روند مثبت تابش زمین تاب در فصل زمستان به دلیل کاهش ابرناکی و برف در طول دوره مورد مطالعه است. همچنین در این پژوهش، میانگین بلندمدت فصلی تابش زمین تاب ایران زمین نیز رسم شد. یافته‌های بلندمدت فصلی نشان داد که تابش زمین تاب، گذشته از عرض جغرافیایی، از پیکربندی زمین نیز پیروی می‌کند به طوری که بیشترین تابش زمین تاب در عرض‌های پایین و هموار (به‌ویژه فصل تابستان) و کمترین آن، در عرض‌های بالا و ناهموار (به‌ویژه فصل زمستان) دیده می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** آزمون روند من-کندال، رطوبت خاک، سنجنش‌ازدور، تابش، تغییرات زمانی-مکانی

## ۱ مقدمه

پیشرفت فناوری ماهواره‌ای در سال‌های گذشته این امکان را برای کارشناسان علوم زمین فراهم کرده است که سیاره زمین را با دقت بیشتر و همه‌جانبه مطالعه کنند. از جمله کارهای مهمی که می‌توان با استفاده از دورسنجی انجام داد، مطالعه تابش خورشید است؛ از این رو، مطالعه تابش خورشید که مهم‌ترین منبع انرژی کره زمین و عامل اصلی توزیع زمانی و مکانی پارامترهای دما، فشار، رطوبت و در نتیجه، عامل ایجاد ویژگی‌های اقلیمی در مناطق مختلف سطح کره زمین است، اهمیت زیادی دارد. علت این توانایی آن است که گسیل انرژی در سراسر طیف الکترومغناطیسی صورت می‌گیرد و نشر و انتقال این انرژی به هر دو حالت موجی و ذره‌ای (تشکیل شده از ذرات ریز انرژی به نام کوانتوم) انجام می‌شود. نظریه موجی تابش الکترومغناطیس را ماکسول در اوایل قرن نوزدهم عرضه کرد (کاندریتو، ۱۹۶۹). بر اساس این نظریه، انرژی خورشید به صورت امواج پیوسته و پی‌درپی منتشر می‌شود. امواج انرژی الکترومغناطیسی طول‌موج‌های متفاوتی از خیلی کوچک تا خیلی بزرگ دارند که طیف الکترومغناطیسی را به وجود می‌آورند.

اقلیم زمین، دائم در نوسان است و جو کره زمین در نهایت، سعی بر رسیدن به تعادل دارد (برادلی، ۱۹۹۱ و هارتمن، ۱۹۹۴). افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای و زیاد شدن اثر گلخانه‌ای و تغییرات فعالیت‌های خورشیدی، هر دو باعث ماندگاری انرژی بیشتری در سامانه اقلیمی نسبت به گذشته شده‌اند. در مقابل، افزایش غلظت هواویزها این انتظار را به همراه دارد که زمین با بازتاب بیشتر انرژی خورشیدی به فضا سرد شود (لین و ریند، ۱۹۹۸). سرد شدن سطح زمین با توجه به افزایش این هواویزهای صنعتی در لایه تروپوسفر در قرن گذشته دور از انتظار نبوده است (پنر و همکاران، ۱۹۹۴ و پنر و همکاران، ۱۹۹۷). برخی از پژوهشگران، تغییرات دما را با

دی‌اکسیدکربن یا استفاده از مدل گردش عمومی جو، بررسی و در تحلیل خود از شاخص‌های آماری مختلفی برای بررسی تغییرات دمای می‌شینگان و اسپانیا استفاده کرده‌اند (وینکلر، ۱۹۹۷). افزایش ۰/۶ درجه سلسیوسی دمای میانگین جهانی طی سده بیستم (مک‌مایکل و همکاران، ۲۰۰۳)، بالاآبی تراز آب دریا به‌طور میانگین ۲/۵ میلی‌متر در سال در اقیانوس هند طی دهه ۱۹۵۰ میلادی (جوزف و سایمون، ۲۰۰۵)، افزایش دمای کمینه در شرق آسیا (ژائو و همکاران، ۲۰۰۳) و روند افزایش دما به‌طور متوسط ۰/۷ درجه سلسیوس در بخش اعظم قاره آفریقا (دومروس و تنتاوی، ۲۰۰۵) از دیگر نتایجی است که پژوهشگران در گوشه و کنار جهان به آن دست یافته‌اند. این جدل بین عناصر و پارامترهای مختلف هواشناسی در حال حاضر افزایش دما را به همراه داشته است. جذب انرژی تابشی خورشید، بیشتر در سطح زمین رخ می‌دهد. پس از آن، جو و اقیانوس، این انرژی را توزیع می‌کنند و در طول موج‌های بلند (اغلب فروسرخ) به فضا بازمی‌گردند. تابش زمین‌تاب یک جزء مهم در بودجه تابش سطحی و یک پارامتر اساسی از مدل‌های آب و هوایی و هیدرولوژیکی است (واشنگتن و پارکینسون، ۲۰۰۵)؛ بنابراین، شناخت تغییرات فضایی و زمانی تابش زمین‌تاب در مقیاس محلی، منطقه‌ای و جهانی ارزشمند است. تابش موج‌بلند خالص، از اختلاف بین تابش موج‌بلند ورودی و تابش موج‌بلند خروجی (تابش زمین‌تاب) به دست می‌آید. تحقیقات زیادی در زمینه برآورد تابش موج‌بلند ورودی انجام شده است (برای نمونه، کونینگ لانگلو و اوجستین، ۱۹۹۴؛ مالک، ۱۹۹۷؛ نیملا و همکاران، ۲۰۰۱؛ لهما و همکاران، ۲۰۰۷؛ یانگ و همکاران، ۲۰۱۰؛ استفتز و همکاران، ۲۰۱۲ و ژبو و همکاران، ۲۰۱۹)، اما در زمینه تابش زمین‌تاب مطالعات کمتری صورت گرفته است (کندریتو و فدروا، ۱۹۶۳؛ هاریس و همکاران، ۲۰۰۱؛ اوزونو و همکاران، ۲۰۰۷ و

هواویزها باعث افزایش ابر و ایجاد بارندگی می‌شود (کاتفورس و جودیچ، ۲۰۰۷). در برخی پژوهش‌ها از روند زمین تاب برای مطالعه بازخورد و فرایندهای آب و هوایی استفاده شده است (چو و وانگ، ۱۹۹۷ و سوسکیند و همکاران، ۲۰۱۲). چپودی و هاریسون (۲۰۱۳) تأثیر ال‌نینو بر ناهنجاری‌های فصلی بارش، دما و چرخه‌های اتمسفری ایالات متحده را به کمک تابش زمین تاب بررسی کردند. یافته‌های ایشان نشان داد که نمایه زمین تاب ال‌نینو، آب و هوای فصلی منطقه‌ای را ایجاد می‌کند که با عوامل یادشده، در سطح ۹۵ درصد از لحاظ آماری معنادار هستند. از دیدگاه پیش‌بینی آب و هوای فصلی، بیشتر آثار مفید ال‌نینو در ایالات متحده در نتیجه سال‌هایی است که با نمایه زمین تاب ال‌نینو مشخص شده است. همچنین آنها در پژوهشی دیگر، ناهنجاری‌های بارش فصلی جهان که با ال‌نینو و لائینا مرتبط است را به کمک تابش زمین تاب برآورد کردند (چپودی و هاریسون، ۲۰۱۵). یافته‌های پژوهش ژیانگ و شن (۲۰۱۷)، که به بررسی ناهنجاری‌های تابش زمین تاب مرتبط با انواع فعالیت‌های لرزه‌ای پرداخته بودند، نشان داد نشان داد که شدت ناهنجاری‌های تابش زمین تاب با افزایش بزرگای زلزله افزایش می‌یابد و زلزله‌های کم‌عمق نسبت به زلزله‌های عمیق نشانه‌های روشن‌تری را دارند. چاکرابورتی و همکاران (۲۰۱۸) اثر تابش زمین تاب را بر زلزله ۷/۳ ریشتری ۱۲ می ۲۰۱۵ در منطقه نپال بررسی کردند. یافته‌های ایشان نشان داد که میانگین تابش زمین تاب ماه می افزایش چشمگیری داشته است.

شرایط لحظه‌ای و بلندمدت جوی در یک منطقه اثر زیادی در نوع و مقدار تابش حقیقی خورشید در آن منطقه دارد. هوای ابری باعث می‌شود که مقدار زیادی از تابش حقیقی خورشید به خارج از جو منعکس شود. ذرات آب، بخار، دود و ذرات معلق دیگر در هوا باعث جذب یا پراکنده شدن تابش می‌شوند. در روزهای آفتابی، ۱۵

بایک و همکاران، ۲۰۱۳). بر اساس قانون استفان بولتزمن، تابش زمین تاب، تابش بلند برگشتی از سطح زمین است که به دما و گسیلایی سطح آن وابسته است و از رابطه زیر برآورد می‌شود (سِلرز، ۱۹۶۵):

$$E_0 = \sigma T_0^4 \quad (1)$$

در این ضریب،  $E_0$  ضریب گسیلندگی سطحی است. این ضریب، معیاری از توانایی انتشار جسم است که برای اجسام سیاه کامل، یک و برای اجسام خاکستری، کمتر از یک است. خورشید، جسم سیاه در نظر گرفته می‌شود، اما زمین و پوشش روی آن، جسم خاکستری است و مقدار گسیلندگی در آن بین ۰/۹ تا ۰/۹۵ متغیر است.  $T_0$  دمای سطحی و  $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W/(m^2 K^4)$  ثابت استفان بولتزمن است (سِلرز، ۱۹۶۵).

پینکر و همکاران (۲۰۰۵) تغییر ناچیزی از تابش در سطح زمین و تغییرات روشنی در روند مشاهده کردند که نشان‌دهنده افزایش ناچیز تابش در مقیاس جهانی در سطح کره زمین بود. استانهیل و کوهن (۲۰۰۵) نشان دادند که روند تغییرات ساعات آفتابی در آمریکا، شواهد کمی از معنی‌داری در انرژی خورشیدی رسیده به سطح زمین در قرن بیستم دارد. آنها نتیجه گرفتند که وضعیت ابرناکی و هواویزها به گونه‌ای است که تحلیل آنها نیازمند اطلاعات بیشتری از این متغیرها است. تغییرات انرژی خورشیدی در دشت‌های کانادا در تابش خورشیدی روزانه از سال ۱۹۵۰ تا حال روند کاهشی داشته است در حالی که در ساعات آفتابی روزانه، روندی مشاهده نشده است. میانگین روزانه دما طی سال‌های ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۷ روند افزایشی داشته است. پژوهشگران به این نتیجه رسیدند که از دهه پنجاه میلادی تاکنون، با توجه به پیوند نیرومند ساعات آفتابی و تابش و عملکرد متضاد این دو در قبال وضعیت بارش، ابرناکی در دشت‌های کانادا نقش عمده‌ای در تابش دریافتی سطح زمین دارد. از سویی، افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای سبب کاهش ابرناکی و از سوی دیگر، افزایش غلظت

در دوره دوم ۲۶۶/۷۸ وات بر متر مربع است که روند چشمگیری را نشان می‌دهد. برخی از پژوهشگران از تابش زمین تاب به عنوان یکی از پارامترهای الگوریتم سبال برای برآورد تبخیر و تعرق استفاده کردند (رشیدنیقی، ۱۳۹۳ و کندچینی، ۱۳۹۵). برخی دیگر، از این تابش به عنوان مؤلفه‌ای از شار گرمایی جهت شناسایی چشمه‌های ریزگرد بهره گرفتند (برزو، ۱۳۹۳). موقری (۱۳۹۴) از آستانه بهینه تابش زمین تاب ۲۶۰ وات بر متر مربع جهت شناسایی ابرهای همرفتی عمیق، در منطقه همگرایی میان‌حاره‌ای استفاده کرده است. مقادیر کمتر از این آستانه نشان‌دهنده منطقه پیشینه همرفت و منطبق بر کمربند همگرایی میان‌حاره‌ای است.

به طور کلی می‌توان گفت انرژی خورشیدی به عنوان منبع انرژی زمین، عامل محدودکننده تمامی فعالیت‌ها از جمله کشاورزی است. این امر به طور مستقیم در طول دوره کشت محصولات کشاورزی اثر می‌گذارد و با تغییرات در پارامترهای مختلف هواشناسی از جمله ساعات آفتابی و دما همراه می‌شود (علیزاده و خلیلی، ۱۳۸۸). با توجه به اهمیت اثر تغییر اقلیم بر نوسانات تابشی کوتاه و بلند سطح زمین و ارتباط آن با اقلیم منطقه، تحقیق روی این مسئله لازم به نظر می‌رسد. از آنجایی که در کشور کمتر به این موضوع توجه شده است و بیشتر پژوهشگران به یافتن ضرایب و معادلات برای برآورد تابش دریافتی خورشیدی با استفاده از سایر پارامترهای هواشناسی پرداخته‌اند، توجه به کاربردی شدن مطالعات پراکنده قبلی و پژوهش روی تغییرات روند تابش زمین تاب ایران زمین ضروری به نظر می‌رسد.

## ۲ روش تحقیق

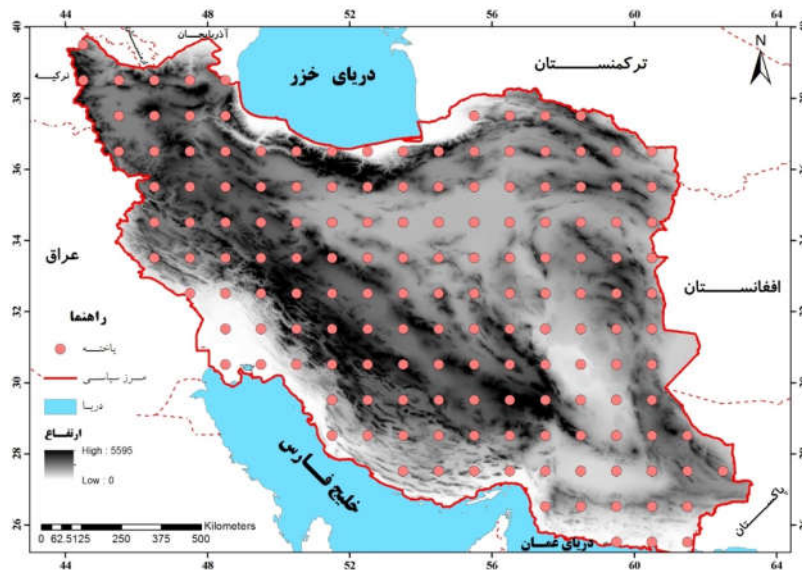
### ۱-۲ داده‌ها

در این پژوهش، از داده‌های ماهواره نوآ سنجنده تابش فروسرخ با قدرت تفکیک بالا (HIRS) برای واکاوی

درصد اشعه خورشید به صورت پراکنده به زمین می‌رسد، اما در روزهای ابری این مقدار ممکن است به ۱۰۰ درصد هم برسد (سنجل، ۱۳۸۴ و مرادی، ۱۳۸۴). بخشی از تابش خورشیدی که وارد جو می‌شود، جذب مواد موجود در جو می‌شود و بخشی از آن هم به دلیل انعکاس از ابرها کاسته می‌شود؛ در نتیجه، میزان تابش خورشیدی برخوردکننده به سطح زمین، کمتر از مقدار آن در خارج از جو است. مقدار کاهش تابش خورشیدی به طول مسیر پیموده شده، شعاع تابشی و همچنین ترکیبات آن (ابرها، گرد و غبار، رطوبت و مه) بستگی دارد. ابرها و ذرات موجود در جو، نور خورشید را به جهات مختلف پراکنده می‌کنند (هارتمن، ۲۰۱۵). دانستن مقدار تابش خورشیدی در هر محل برای بسیاری از مسائل کاربردی از جمله برآورد تبخیر و تعرق، طراحی معماری و مدل‌های رشد محصولات کشاورزی اهمیت فراوان دارد (موسوی بایگی و همکاران، ۱۳۸۹). تنها پژوهش جامع انجام شده درباره تابش زمین تاب در ایران، پژوهش کفایت مطلق و خسروی (۱۳۹۷) است که روند سالانه تابش زمین تاب ایران را طی سی سال از ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۶ میلادی محاسبه و با روند سالانه جهان راست‌آزمایی کردند. یافته‌های آن پژوهش در مقیاس سیاره‌ای نشان داد که روند تابش زمین تاب کره زمین در هر دهه، ۰/۴ وات بر متر مربع در حال افزایش است، اما روند تابش زمین تاب ایران زمین در هر دهه، بیش از سه برابر روند جهانی است به طوری که به ازای هر دهه، ۱/۴ وات بر متر مربع افزایش می‌یابد. این افزایش چشمگیر، ناشی از زاویه عمود تابش (همجواری با مدار رأس‌السرطان) و ناچیز بودن پوشش سطحی و خشکی زمین در ایران زمین است. همچنین یافته‌ها نشان داد که روند افزایش تابش زمین تاب ایران زمین در دوره دوم (۲۰۰۲-۲۰۱۶) نسبت به دوره نخست (۱۹۸۷-۲۰۰۲) دو برابر میانگین جهانی است به طوری که میانگین تابش زمین تاب ایران در دوره نخست ۲۶۴/۸۲ وات بر متر مربع و

به دست آمده است که سطرهای آن، مکان (یاخته‌ها) و ستون‌ها، زمان (فصل) را نشان می‌دهد. سپس برای هر فصل از سال، آزمون ناپارامتری من-کندال در سطح اطمینان ۹۰ درصد برای هر یاخته جداگانه محاسبه شد. با توجه به اینکه داده‌های استفاده شده خارج از گستره ایران را نیز در برمی‌گرفت، به کمک تابع پلی‌گون در نرم‌افزار متلب، تنها داده‌هایی استخراج شد که درون مرز جغرافیایی ایران را پوشش می‌داد. از آنجا که تقویم خورشیدی ایرانی به دلیل هماهنگی با واقعیات نجومی بسیار کاراتر از تقویم میلادی است و در پژوهش‌های آب و هواشناختی، برتری تقویم ایرانی بر تقویم میلادی آشکار است، هرگاه داده‌های خام در بازه ساعتی یا روزانه در دسترس باشد، سودمندتر آن است که به جای تقویم میلادی از تقویم ایرانی بهره گرفته شود (مسعودیان، ۱۳۹۳)؛ از این رو، در این پژوهش، داده‌ها طبق تقویم ایرانی بازآرایی شده‌اند. شکل ۱ آرایش مکانی یاخته‌های استفاده شده با تفکیک مکانی یک درجه قوسی را در ایران زمین نشان می‌دهد.

روند ماهانه تابش زمین تاب در مقیاس ایران زمین بهره گرفته شد. سری ماهواره‌های نوآ را سازمان ملی اقیانوس‌شناسی و جوی ایالات متحده آمریکا به فضا پرتاب کرده است. آخرین نسخه آن (نسخه ۱۹) در فوریه ۲۰۰۹ میلادی به فضا پرتاب شد که در هر شبانه‌روز دو بار زمین را می‌پیماید (تارنمای نوآ). این ماهواره یک ماهواره مدار قطبی است که هفت سنجنده و ابزار مختلف دارد و داده‌های مربوط به جو زمین از جمله تابش و اطلاعات زیست‌محیطی را گردآوری می‌کند (تارنمای نوآ). از آنجا که هدف از پژوهش کنونی، واکاوی تغییرات زمانی و مکانی روند فصلی تابش زمین تاب ایران با استفاده از داده‌های نوآ است، نخست داده‌های میانگین روزانه تابش زمین تاب در بازه زمانی ۱۳۶۷/۱/۱ تا ۱۳۹۶/۱۲/۲۹ خورشیدی به مدت ۱۰۹۵۷ روز در مقیاس جهانی با تفکیک یک درجه قوسی از پایگاه ثبت داده‌های آب و هوایی برداشت و بر مبنای نزدیک به ۱۳۰ میلیارد یاخته، میانگین فصلی تابش زمین تاب ایران محاسبه شد. برای هر فصل یک آرایه مکان-زمان در ابعاد  $۱۵۴ \times ۳۰$



شکل ۱. آرایش مکانی یاخته‌ها با تفکیک یک درجه قوسی در ایران زمین.

مدت سری زمانی داده‌ها بیش از ۱۰ باشد ( $N > 10$ )، آماره  $Z$  استاندارد شده را باید با رابطه زیر محاسبه کرد:

$$z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } s > 0 \\ 0 & \text{if } s = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{if } s < 0 \end{cases} \quad (5)$$

بنابراین اگر در آزمون دوطرفه روند، رابطه  $Z \leq Z^{\alpha}/2$  در سطح اطمینان ۹۰٪ برقرار باشد، باید فرض  $H_0$  را پذیرفت. در غیر این صورت، باید انگاره  $H_1$  (وجود روند) را پذیرفت. اگر معنی داری در سطح  $\alpha = 0.01$  (سطح ۹۹٪ اطمینان) آزمون شد، انگاره  $H_0$  در صورتی رد می‌شود که  $Z > Z_{0.995} = 2.57$  مقادیر مثبت  $Z$  روند صعودی و مقادیر منفی، روند نزولی را در داده‌ها نشان می‌دهد (ویوکاناندن، ۲۰۰۷).

### ۳ نتایج و بحث

از آنجایی که تابش زمین تاب، آینه پوشش سطحی است و در حیات زیست‌بوم‌های گیاهی و حیوانی نقش چشمگیری دارد و از آن تأثیر می‌پذیرد، در این پژوهش به واکاوی وردایی روند آن در فصول مختلف سال با آزمون من-کنندال پرداخته شده است. بررسی پژوهشگران داخلی روی روند تابش زمین تاب بسیار ناچیز و در مقیاس محلی و بازه زمانی کوتاه مدت است؛ از این رو، برای نخستین بار در این پژوهش، میانگین بلندمدت فصلی و روند تابش زمین تاب در گستره ایران زمین بررسی شده است.

بر پایه قانون استفان بولتزمن (رابطه ۱)، در صورت افزایش دمای جسم، توان گسیل انرژی تابش بلند آن با توان چهار افزایش می‌یابد؛ بنابراین مهم‌ترین عامل دگرگونی‌های تابش زمین تاب، دمای محسوس رویه زمین یا لایه نزدیک آن است. ابرناکی می‌تواند بر تابش کوتاه ورودی به سطح زمین تأثیر بگذارد و تابش بلند زمین را

### ۲-۲ آزمون ناپارامتری من-کنندال

آزمون ناپارامتری من-کنندال که من (۱۹۴۵) و کنندال (۱۹۴۸) ارائه کرده‌اند، بر پایه رتبه داده‌ها در یک سری زمانی استوار است. این آزمون برای بررسی فرض صفر در سری زمانی در مقابل وجود روند در سری‌های زمانی هیدرولوژیکی و هواشناسی استفاده می‌شود. امتیاز این آزمون نسبت به سایر آزمون‌های تعیین روند، استفاده از رتبه داده‌ها در سری زمانی بدون در نظر داشتن مقدار متغیرها است که به دلیل وجود چنین خاصیتی، می‌توان از این آزمون برای داده‌هایی که چولگی دارند نیز استفاده کرد و نیازی به تبعیت داده‌ها از توزیع نرمال نیست (عساکره، ۱۳۹۰). مراحل محاسبه این آزمون به شرح زیر است:

اگر  $x_1, x_2, \dots, x_n$  مشاهدات مورد نظر باشند، آنگاه:

(۲)

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k); \quad k \neq j; \quad k, j \leq n$$

که با قبول فرض  $H_0$  (تصادفی بودن داده‌ها)، در حد  $n \rightarrow \infty$ ، توزیع نرمال است.  $N$ ، سری زمانی داده‌ها و  $x_k$  و  $x_j$  داده‌های متوالی  $k$ ام و  $j$ ام سری است.  $\text{Sgn}$  تابع علامت است و از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\text{sgn}(x) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (3)$$

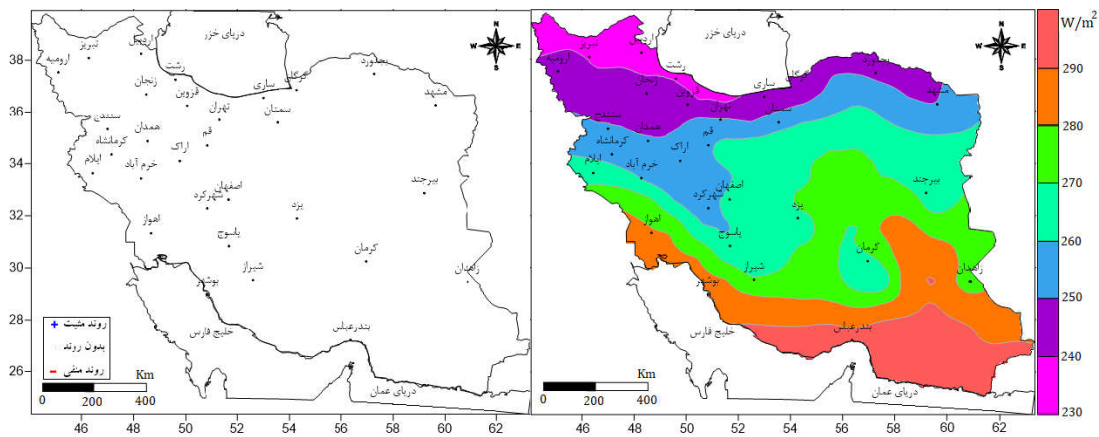
آزمون آماره‌های  $S$  میانگین صفر دارد و پراش آن نیز برابر است با:

$$\text{var}(s) = \frac{n - (n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^m t(t-1)(2t-5)}{18} \quad \text{if } n > 10 \quad (4)$$

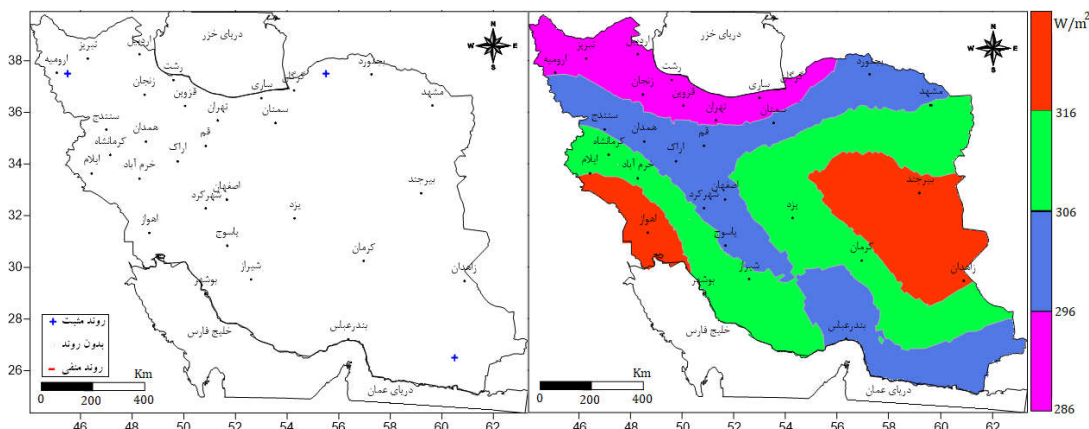
در رابطه (۴)،  $t$  اندازه یک بازه زمانی در سری داده‌هاست و  $\sum t$  مجموع سری زمانی داده‌هاست. برای مواردی که

شکل ۲ میانگین بلندمدت تابش زمین تاب ایران زمین در فصل بهار و روند آن را نشان می‌دهد. بررسی میانگین بلندمدت تابش زمین تاب نشان داد که در این فصل دامنه تغییرپذیری تابش زمین تاب زیاد است و بیشترین تابش زمین تاب در جنوب شرق و کمترین آن در شمال غرب ایران دیده می‌شود. گذشته از عرض جغرافیایی، پیکربندی ناهمواری‌ها، توزیع بارندگی و ابرناکی نیز نقش چشمگیری در تابش زمین تاب دارند. در فصل بهار، تابش زمین تاب در سطح اطمینان ۹۰ درصد در گستره ایران زمین روند معناداری را نشان نمی‌دهد. ابرناکی یکی از عناصر اساسی در تغییرات تابش زمین تاب است. با افزایش میزان ابرناکی، تابش زمین تاب کاهش و با کاهش آن تابش زمین تاب افزایش می‌یابد؛ از این رو، معنادار نبودن روند تابش زمین تاب می‌تواند ناشی از کاهش میزان ابرناکی باشد. در این راستا احمدی و همکاران (۱۳۹۷) نشان دادند که روند روزهای ابری در کشور کاهش یافته است و در بیش از نیمی از ایستگاه‌ها روند کاهش مشاهده شده است. بیشترین روند منفی در شمال غرب و شمال شرق کشور مشاهده شد. همچنین رسولی و همکاران (۱۳۹۲) به کاهش روند ابرناکی در بیشتر نواحی کشور اشاره دارند.

دوباره به سطح آن بازگرداند (اثر گلخانه‌ای). به همین سبب، ابرناکی یکی از عوامل اصلی دگرگونی‌های مکانی تابش زمین تاب به‌شمار می‌آید. بخش بزرگی از پنجره‌های جوی برای تابش بلند زمین را بخار آب تشکیل می‌دهد؛ از این رو، فقر یا فراوانی رطوبت هوا نیز بر اندازه تابش بلند زمین تأثیرگذار است. بارش با تغییر رطوبت خاک می‌تواند باعث افزایش هدایت فیزیکی دما و تبدلات عمقی در خاک شود. از این جهت، خاک خشک با توجه به نبود هدایت دمای سطحی به ژرفا گرمای محسوس بیشتری دارد و تابش زمین تاب آن افزایش می‌یابد. همچنین تبخیر و تعرق از سطح خاک نمناک باعث تبدیل گرمای محسوس به گرمای نهان و کاهش تابش زمین تاب آن خواهد شد. پوشش برف که در محدوده مرئی طیف، بازتاب بسیار شدیدی دارد، در محدوده طول موج بلند مانند جسمی تیره عمل می‌کند و حداکثر ۰/۵ درصد از پرتو تابیده شده را بازتاب می‌دهد (کاوایانی، ۱۳۸۰). از سوی دیگر، برف با ایجاد لایه بازدارنده، پیوستگی گرمایشی خاک را با هوا قطع می‌کند و باعث ذخیره گرما زیر پوشش برف می‌شود که سبب تغییرات تابش زمین تاب از آن می‌شود. در ادامه، پیوند هر یک از عوامل یادشده با تابش زمین تاب شرح داده شده است.



شکل ۲. میانگین بلندمدت تابش زمین تاب ایران زمین (راست) و روند آن (چپ) در فصل بهار.



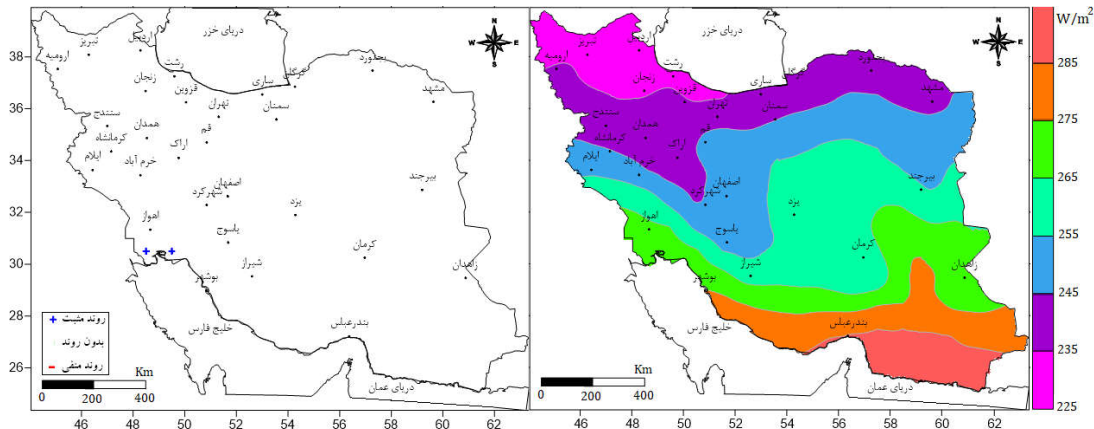
شکل ۳. میانگین بلندمدت تابش زمین تاب ایران زمین (راست) و روند آن (چپ) در فصل تابستان.

مرکزی با تصاویر مودیس بررسی کرد. یافته‌های ایشان حاکی از کاهش بودن روند رطوبت خاک در مناطق مطالعاتی بود. در پژوهشی دیگر، رحمانی کم (۱۳۹۴) روند رطوبت خاک در شش منطقه متفاوت اقلیمی ایران را با تصاویر ماهواره‌ای نشان داد. یافته‌های ایشان گویای آن است که از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۴، روند رطوبت خاک در شمال شرق، مرکز و جنوب شرق کاهش یافته است.

شکل ۴ میانگین بلندمدت تابش زمین تاب ایران زمین و روند آن را در فصل پاییز نشان می‌دهد. بررسی میانگین بلندمدت تابش زمین تاب نشان داد که در این فصل به دلیل یکنواختی شرایط دمایی، دامنه تغییرپذیری تابش زمین تاب زیاد است که مسبب اصلی آن، عرض جغرافیایی است؛ از همین رو، بیشترین تابش زمین تاب در جنوب شرق و کمترین آن در شمال غرب ایران زمین دیده می‌شود. در این فصل نیز تابش زمین تاب در بیشتر گستره ایران زمین، روندی را نشان نمی‌دهد و تنها در ۱/۲ درصد گستره ایران روند مثبت مشاهده شد که به لحاظ مکانی در دشت شادگان در استان خوزستان قرار دارد. در این منطقه، آب جاذب خوبی برای نور خورشید است و کمترین میزان بازتاب را در بین اشیاء زمینی از خود منتشر می‌کند. با توجه به روند کاهش میزان آب در این منطقه طی

شکل ۳ میانگین بلندمدت تابش زمین تاب ایران زمین و روند آن را در فصل تابستان نشان می‌دهد. بررسی میانگین بلندمدت تابش زمین تاب نشان داد که در این فصل به دلیل یکنواختی شرایط دمایی، دامنه تغییرپذیری تابش زمین تاب کم می‌شود و به جای عرض جغرافیایی، نقش پیکربندی ماهواره‌ای‌ها نمایان‌تر است؛ از این رو، بیشترین تابش زمین تاب در ناحیه پست لوت و خوزستان و کمترین آن در ارتفاعات البرز و زاگرس دیده می‌شود. در این فصل نیز تابش زمین تاب در بیشتر گستره ایران زمین روندی را نشان نمی‌دهد و تنها در ۱/۸ درصد گستره ایران زمین، روند مثبت مشاهده شد که به لحاظ مکانی در دریاچه ارومیه، مینودشت استان گلستان و شهرستان نیک‌شهر در استان سیستان و بلوچستان قرار دارد. یکی دیگر از عناصر اساسی در تغییرات تابش زمین تاب، رطوبت خاک است. با افزایش رطوبت خاک، تابش زمین تاب کاهش و با کاهش آن تابش زمین تاب افزایش می‌یابد؛ بنابراین معنادار نبودن روند تابش زمین تاب در این هنگام از سال، می‌تواند به سبب کاهش رطوبت خاک باشد. بر همین اساس، سماواتیان (۱۳۹۷) تغییرات مکانی و زمانی رطوبت خاک در ماه ژوئن را طی یک بازه زمانی شش ساله (۲۰۱۸-۲۰۱۳) در استان‌های همدان، کرمانشاه، کردستان، ایلام و



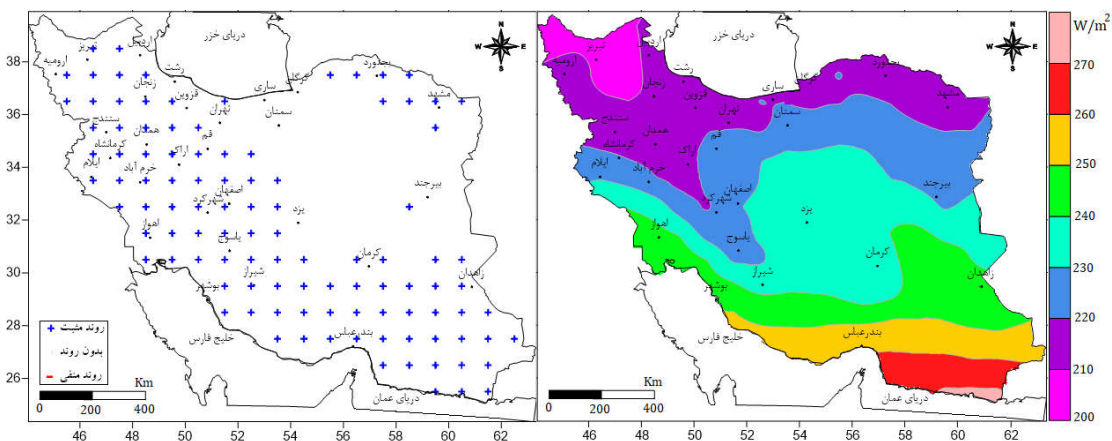


شکل ۴. میانگین بلندمدت تابش زمین‌تاب ایران زمین (راست) و روند آن (چپ) در فصل پاییز.

تابش زمین‌تاب در جنوب شرق و کمترین آن در شمال غرب ایران زمین دیده می‌شود. در بین فصول مختلف سال، فصل زمستان گستره روند مثبت تابش زمین‌تاب بیشینه و چشمگیر است به طوری که نزدیک به ۷۰ درصد گستره ایران روند مثبت دارد که به لحاظ مکانی، منطبق بر پیکربندی ناهمواری‌ها است؛ به همین جهت، تنها در کویر لوت و دشت کویر روندی دیده نمی‌شود. روند مثبت چشمگیر تابش زمین‌تاب در این هنگام از سال، می‌تواند به دلیل کاهش ابرناکی و پوشش برفی (کیانی کبخسروی، ۱۳۹۵) و در نتیجه، کاهش رطوبت خاک در طول دوره مورد مطالعه باشد که سبب شده است در سال‌های اخیر،

سال‌های گذشته (نادری، ۱۳۹۷)، طبیعی است که روند افزایشی در این ناحیه محسوس‌تر از دیگر نواحی باشد؛ به همین سبب، روندی مثبت دیده می‌شود.

شکل ۵ میانگین بلندمدت تابش زمین‌تاب ایران زمین و روند آن را در فصل زمستان نشان می‌دهد. واکاوی میانگین بلندمدت تابش زمین‌تاب نشان داد که در این فصل از یک‌سو، به دلیل ناهمسانی شرایط آب و هوایی و ورود توده‌های مختلف هوا به ایران و از سوی دیگر، همگام شدن بزرگی زاویه تابش و طول روز (مسعودیان، ۱۳۹۰ و علیجانی، ۱۳۹۲)، دامنه تغییرپذیری تابش زمین‌تاب به بیشینه خود رسیده است؛ بنابراین، بیشترین



شکل ۵. میانگین بلندمدت تابش زمین‌تاب ایران زمین (راست) و روند آن (چپ) در فصل زمستان.

روند منفی مشاهده نمی‌شود و روند مثبت تنها در فصل زمستان گستره زیادی از ایران زمین را دربر گرفته است؛ از این رو، تابش زمین تاب در دیگر فصول سال روندی را نشان نمی‌دهد. ممکن است روند مثبت چشمگیر تابش زمین تاب در فصل زمستان به دلیل کاهش ابرناکی و پوشش برف در طول دوره مورد مطالعه باشد که نیازمند پژوهشی جداگانه است. همچنین در این پژوهش، میانگین بلندمدت تابش زمین تاب ایران برای فصول چهارگانه رسم شد. یافته‌های بلندمدت فصلی نشان داد که تابش زمین تاب، گذشته از عرض جغرافیایی، از بیکربندی زمین نیز پیروی می‌کند به طوری که بیشترین تابش زمین تاب در عرض‌های پایین و هموار (به ویژه فصل تابستان) و کمترین آن در عرض‌های بالا و ناهموار (به ویژه فصل زمستان) دیده می‌شود. همچنین یافته‌ها گویای آن است که به دلیل ناهمسانی یا همسانی شرایط آب و هوایی، بیشترین و کمترین دامنه تغییرپذیری به ترتیب در زمستان و تابستان رخ می‌دهد. یافته‌های این پژوهش هماهنگ با یافته‌های کیانی کیخسروی و مسعودیان (۱۳۹۶) است. ایشان نشان دادند که در دهه اخیر، روند روزهای برف پوشان به ویژه در فصل زمستان کاهش یافته است؛ بنابراین، در پژوهش‌های آینده می‌توان پیوند میان تابش زمین تاب و تغییرات روزهای برف پوشان را بازشناخت. امروزه خوشبختانه داده‌های ماهواره‌ای و بسیار خوش تفکیک برف و تابش زمین تاب در دسترس است.

#### سپاسگزاری

نویسندگان لازم می‌دانند از صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور به خاطر حمایت از این رساله دکتری و مقاله مستخرج از آن (به شماره طرح ۹۷۰۰۹۴۲۸) تشکر و قدردانی نمایند.

زمستان‌های گرم‌تری مشاهده شود؛ این موضوع نیازمند پژوهشی جداگانه است. این نکته از آن جهت حائز اهمیت است که وقتی در زمین پوشش برف و یخ باشد، به دلیل نارسا بودن آن، محدودیت انتقال گرمایش محسوس و نهان رخ می‌دهد (برف نارسا است و ضمن ذخیره گرمای خاک، مانع از انتشار تابش امواج بلند زمینی می‌شود. امواج بلند در برف برخلاف امواج کوتاه جذب می‌شود و برف تنها ۵٪ درصد آن را منعکس می‌کند (کاوایی، ۱۳۸۰)). در صورت نبود پوشش برف و یخ، از یک سو نقش عایق بودن برف از بین می‌رود و از سوی دیگر، خاک جذب بیشتری دارد؛ از این رو، محتوای گرمایش محسوس افزایش می‌یابد و سبب افزایش تابش زمین تاب در طول فصل زمستان می‌شود.

#### ۴ نتیجه‌گیری

به دلیل دخالت‌های بی‌رویه انسان و تغییرپذیری طبیعی سامانه اقلیم، فرض پایایی به خودی خود باطل است (کارپوزوس و همکاران، ۲۰۱۰). هدف از این نوشتار، واکاوی تغییرات زمانی و مکانی تابش زمین تاب در ایران زمین بود. به این منظور، داده‌های متوسط روزانه تابش زمین تاب ماهواره NOAA-HIRS در فاصله زمانی ۱۳۶۷/۱/۱ تا ۱۳۹۶/۱۲/۲۹ خورشیدی (۱۰۹۵۷ روز) با تفکیک مکانی یک درجه قوسی از پایگاه ثبت داده‌های آب و هوایی برداشت شد. بر مبنای نزدیک به ۷۰۰ میلیون ساخته، میانگین فصلی تابش زمین تاب ایران در هر سال محاسبه شد و برای هر فصل، یک آرایه مکان-زمان در ابعاد  $۱۵۴ \times ۳۰$  به دست آمد که سطرهای آن، مکان (یاخت‌ها) و ستون‌ها، زمان (فصل) را نشان می‌دهد. سپس برای هر فصل از سال، آزمون ناپارامتری من-کندال در سطح اطمینان ۹۰ درصد برای هر یاخته جداگانه محاسبه شد. یافته‌ها نشان داد که در فصول مختلف سال در ایران

## منابع

- احمدی، م.، احمدی، ح.، داداشی رودباری، ع.ع.، ۱۳۹۷، واکاوی روند تغییرات و الگوی فضایی ابرناکی سالانه و فصلی در ایران: مخاطرات محیط طبیعی، ۷(۱۵)، ۲۳۹-۲۵۶.
- برزو، ف.، ۱۳۹۳، بررسی تغییرات زمانی و مکانی شار گرمایی در ایران به منظور شناسایی چشمه‌های ریزگرد: رساله دکتری رشته آب و هواشناسی، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه رازی.
- رحمانی کم، ع. ا.، ۱۳۹۴، استخراج و روندیابی رطوبت خاک با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای سنجنش از دور: پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته عمران، دانشکده عمران، دانشگاه شاهرود.
- رسولی، ع. ا.، جهانبخش، س.، قاسمی، ا. ر.، ۱۳۹۲، بررسی تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر در ایران: فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۲۸، ۸۵-۱۰۲.
- رشیدنقی، ع.، ۱۳۹۳، تخمین مکانی و زمانی توده گیاهی و تبخیر-تعرق با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای (مطالعه موردی: استان آذربایجان شرقی): پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز.
- سماواتیان، ع. ر.، ۱۳۹۷، بررسی اثر تحلیل مکانی و زمانی رطوبت خاک با استفاده از تصاویر مودیس و سیستم اطلاعات جغرافیایی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی عمران و توسعه، موسسه آموزش عالی عمران و توسعه.
- سنجل، ی.، ۱۳۸۴، گرمایش و سرمایه‌ش رویکردی نو: ترجمه کوروش امیر اصلانی، شرکت تولیدی و صنعتی انرژی کشور، تهران، ۱۵۲.
- عساکره، ح.، ۱۳۹۰، مبانی اقلیم‌شناسی آماری: انتشارات دانشگاه زنجان، چاپ اول، ۵۵۰ ص.
- علیجانی، ب.، ۱۳۹۲، آب و هوای ایران: انتشارات پیام‌نور، تهران، ۲۳۶ ص.
- علیزاده، ا.، خلیلی، ن.، ۱۳۸۸، تعیین ضرایب معادله آنگستروم و توسعه یک معادله رگرسیونی برآورد تابش خورشیدی (مطالعه موردی: منطقه مشهد): مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۲۳(۱)، ۲۲۹-۲۳۸.
- کاوایانی، م. ر.، ۱۳۸۰، میکروکلیماتولوژی: انتشارات سمت، تهران، ۳۳۷ ص.
- کفایت مطلق، ا. ر.، خسروی، م.، ۱۳۹۷، واکاوی روند سالانه تابش زمین تاب ایران با داده‌های دورسنجی: دومین کنفرانس ملی آب و هواشناسی ایران، مشهد، ایران.
- کندچینی، م.، ۱۳۹۵، برآورد میزان تبخیر و تعرق واقعی با استفاده از الگوریتم سبال و تصاویر ماهواره لندست در استان گیلان: پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته آب و هواشناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه حکیم سبزواری.
- کیانی کیخسروی لبنانی، م. ص.، ۱۳۹۵، آب و هواشناسی پوشش برف در ایران با بهره‌گیری از داده‌های دورسنجی: رساله دکتری رشته آب و هواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان.
- کیانی کیخسروی، م. ص.، مسعودیان، ا.، ۱۳۹۶، واکاوی روند تغییرات روزهای برفپوشان در ایران بر پایه داده‌های دورسنجی: جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲۸(۱)، ۴۹-۶۰.
- مرادی، س.، ۱۳۸۴، تنظیم شرایط محیطی: انتشارات آشیان، تهران، ۱۹۲ ص.
- مسعودیان، ا.، ۱۳۹۰، آب و هوای ایران: انتشارات شریعه توس، مشهد، ۲۸۸ ص.

- گرددش عمومی جو منطقه و اقلیم ایران: رساله دکتری رشته آب و هواشناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- نادری، ف.، ۱۳۹۷، بررسی تغییرات پهنه آبی با استفاده از سنجش از دور (مطالعه موردی: تالاب شادگان): پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته مهندسی منابع آب، دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- Baek, J., Sur, C., and Choi, M., 2013, Assessment of outgoing longwave radiation using COMS: Cheongmi and Sulma catchments: Journal of Korea Water Resources Association, **46**(5), 465-476.
- Bradley, R. S. (ed.), 1991, Global changes of the past: papers arising from the 1989 OIES Global Change Institute, Snowmass, Colorado, 24 July-4 August, 1989, UCAR/office for interdisciplinary Earth studies.
- Chakraborty, S., Sasmal, S., Chakrabarti, S. K., and Bhattacharya, A., 2018, Observational signatures of unusual outgoing longwave radiation (OLR) and atmospheric gravity waves (AGW) as precursory effects of May 2015 Nepal earthquakes: Journal of Geodynamics, **113**, 43-51.
- Chiodi, A. M., and Harrison, D. E., 2013, El Niño impacts on seasonal US atmospheric circulation, temperature, and precipitation anomalies: The OLR-event perspective: Journal of Climate, **26**(3), 822-837.
- Chiodi, A. M., and Harrison, D. E., 2015, Global seasonal precipitation anomalies robustly associated with El Niño and La Niña events—An OLR perspective: Journal of Climate, **28**(15), 6133-6159.
- Chu, P. S., and Wang, J. B., 1997, Recent climate change in the tropical western Pacific and Indian Ocean regions as detected by outgoing longwave radiation records: Journal of Climate, **10**(4), 636-646.
- Cutforth, H. W., and Judiesch, D., 2007, Long-term changes to incoming solar energy on the Canadian Prairie: Agricultural and Forest Meteorology, **145**(3-4), 167-175.
- Domroes, M., and El-Tantawi, A., 2005, Recent temporal and spatial temperature changes in Egypt: International Journal of Climatology, A Journal of the Royal Meteorological Society, **25**(1), 51-63.
- مسعودیان، ا.، ۱۳۹۳، باد صد و بیست روزه سیستان: آب و هواشناسی کاربردی، **۱۱**(۱)، ۳۷-۴۶.
- موسوی‌بایگی، م.، اشرف، ب.، میان‌آبادی، آ.، ۱۳۸۹، بررسی مدل‌های مختلف برآورد تابش خورشیدی به‌منظور معرفی مناسب‌ترین مدل در یک اقلیم نیمه‌خشک: نشریه آب و خاک، **۲۴**(۴)، ۸۳۶-۸۴۴.
- موقری، ع. ر.، ۱۳۹۴، بررسی تغییر مکانی پدیده منطقه همگرایی میان‌حاره‌ای و نوسان مادان-جولین بر
- Guo, Y., Cheng, J., and Liang, S., 2019, Comprehensive assessment of parameterization methods for estimating clear-sky surface downward longwave radiation: Theoretical and Applied Climatology, **135**(3-4), 1045-1058.
- Harries, J. E., Brindley, H. E., Sahoo, P. J., and Bantges, R. J., 2001, Increases in greenhouse forcing inferred from the outgoing longwave radiation spectra of the Earth in 1970 and 1997: Nature, **410**(6826), 355.
- Hartmann, D. L., 1994, Global Physical Climatology: International Geophysics, **56**, Academic Press.
- Hartmann, D. L., 2015, Global Physical Climatology, **103**, Newnes.
- Joseph, P. V., and Simon, A., 2005, Weakening trend of the southwest monsoon current through peninsular India from 1950 to the present: Current Science-Banglore, **89**(4), 687.
- Karpouzou, D. K., Kavalieratou, S., and Babajimopoulos, C., 2010, Trend analysis of precipitation data in Pieria Region (Greece): European Water, **30**, 31-40.
- Kendall, M. G. (1948). Rank correlation methods.
- Kondratyev, K. Y., and Fedorova, M. P., 1963, The fluxes of outgoing long-wave radiation incident on surfaces at various orientations: Planetary and Space Science, **11**(8), 983-986.
- Kondratyev, K. Y., 1969, Radiation in the Atmosphere: New York, Academic Press, 915 p.
- König-Langlo, G., and Augstein, E., 1994, Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in polar regions: Meteorologische Zeitschrift, **3**(6), 343-347.
- Lean, J., and Rind, D., 1998, Climate forcing by changing solar radiation: Journal of Climate, **11**(12), 3069-3094.

- Lhomme, J. P., Vacher, J. J., and Rocheteau, A., 2007, Estimating downward long-wave radiation on the Andean Altiplano: *Agricultural and Forest Meteorology*, **145**(3-4), 139-148.
- Malek, E., 1997, Evaluation of effective atmospheric emissivity and parameterization of cloud at local scale: *Atmospheric Research*, **45**(1), 41-54.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, 245-259.
- McMichael, A. J., Campbell-Lendrum, D. H., Corvalán, C. F., Ebi, K. L., Githeko, A., Scheraga, J. D., and Woodward, A., 2003, *Climate Change and Human Health-Risks and Responses*: World Health Organization, Geneva, 322 pp.
- Niemelä, S., Räisänen, P., and Savijärvi, H., 2001, Comparison of surface radiative flux parameterizations: Part I: Longwave radiation: *Atmospheric Research*, **58**(1), 1-18.
- Ouzounov, D., Liu, D., Chunli, K., Cervone, G., Kafatos, M., and Taylor, P., 2007, Outgoing long wave radiation variability from IR satellite data prior to major earthquakes: *Tectonophysics*, **431**(1-4), 211-220.
- Penner, J. E., Charlson, R. J., Hales, J. M., Laulainen, N. S., Leifer, R., Novakov, T., ... and Travis, L., 1994, Quantifying and minimizing uncertainty of climate forcing by anthropogenic aerosols: *Bulletin of the American Meteorological Society*, **75**(3), 375-400.
- Penner, J. E., Wigley, T. M., Jaumann, P., Santer, B. D., and Taylor, K. E., 1997, Anthropogenic aerosols and climate change: A method for calibrating forcing. *Assessing Climate Change: Results from the Model Evaluation Consortium for Climate Assessment*, 91-111.
- Pinker, R. T., Zhang, B., and Dutton, E. G., 2005, Do satellites detect trends in surface solar radiation?: *Science*, **308**(5723), 850-854.
- Sellers, W. D., 1965, *Physical climatology* (No. BOOK): The University of Chicago Press.
- Stanhill, G., and Cohen, S., 2005, Solar radiation changes in the United States during the twentieth century: Evidence from sunshine duration measurements: *Journal of Climate*, **18**(10), 1503-1512.
- Stephens, G. L., Wild, M., Stackhouse Jr., P. W., L'Ecuyer, T., Kato, S., and Henderson, D. S., 2012, The global character of the flux of downward longwave radiation: *Journal of Climate*, **25**(7), 2329-2340.
- Susskind, J., Piraino, P., Rokke, L., Iredell, L., and Mehta, A., 1997, Characteristics of the TOVS Pathfinder Path A dataset: *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**(7), 1449-1472.
- Vivekanandan, N., 2007, Analysis of trend in rainfall using non parametric statistical methods: in AIP conference proceedings, **923**(1), 101-113.
- Washington, W. M., and Parkinson, C., 2005, *Introduction to three-dimensional climate modeling*: University science books.
- Winkler, J. A., Palutikof, J. P., Andresen, J. A., and Goodess, C. M., 1997, The simulation of daily temperature time series from GCM output. Part II: Sensitivity analysis of an empirical transfer function methodology: *Journal of Climate*, **10**(10), 2514-2532.
- Xiong, P., and Shen, X., 2017, Outgoing longwave radiation anomalies analysis associated with different types of seismic activity: *Advances in Space Research*, **59**(5), 1408-1415.
- Yang, K., He, J., Tang, W., Qin, J., and Cheng, C. C., 2010, On downward shortwave and longwave radiations over high altitude regions: Observation and modeling in the Tibetan Plateau: *Agricultural and Forest Meteorology*, **150**(1), 38-46.
- Zhao, Z., Sumi, A., Harada, C., and Nozawa, T., 2003, Projections of extreme temperature over East Asia for the 21st century as simulated by the CCSR/NIES2 coupled model: in *Proceeding of international symposium on climate change*, 158-164.
- <https://www.ncdc.noaa.gov>. Accessed April 10, 2018.
- <https://www.ncdc.noaa.gov/cdr>. Accessed April 10, 2018.

## The Tempo-Spatial Variations of Outgoing Longwave Radiation (OLR) in Iran (1988-2017)

Omid Reza Kefayat Motlagh<sup>1</sup>, Mahmood Khosravi\*<sup>2</sup>, Seyed Abolfazl Masoodian<sup>3</sup>, Mohammad Sadegh KeikhosraviKiany<sup>4</sup>, Mohsen Hamidian Pour<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Candidate of Climatology, Department of Physical Geography, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

<sup>2</sup> Professor of Climatology, Department of Physical Geography, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran<sup>3</sup>

Professor of Climatology, Department of Physical Geography, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>4</sup> Postdoctoral Researcher, Department of Physical Geography, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>5</sup> Assistant Professor of Climatology, Department of Physical Geography, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

(Received: 11 November 2018, Accepted: 03 November 2019)

### Summary

All objects whose temperature exceeds absolute zero (-273°C) can emit energy. The amount of energy emitted from the objects depends on their temperature and can be measured according to Stephan-Boltzmann's law. The maximum emission of this energy is at a certain wavelength defined by Planck's law. Regarding the surface temperature of the sun, it emits maximum energy at a wavelength of 0.48 microns, in the middle of visible waves, while the Earth emits its maximum energy at 10 microns (infrared) wavelengths. This radiation which starts from 3 microns and continues to 100 microns (infrared), is known as Outgoing Long Radiation (OLR). Measuring this radiation is very important for understanding the energy balance and the temperature of the Earth. Because of the difficulties in measuring this radiation, the use of remote sensing data can effectively help in understanding the tempo-spatial variations of OLR. The purpose of this study is to estimate the seasonal trend of Iran's outgoing longwave radiation by using National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) satellites. In this study, the daily mean outgoing longwave radiation data for the period 1988/3/21 to 2018/3/20, with 1° spatial coverage, was extracted on a global scale from the United States Climate Data Record (CDR) database. Then, based on nearly 700 million pixels, the seasonal mean of Iran's outgoing longwave radiation was calculated for each year, and a time-space matrix was obtained with dimensions of 154\*30, for each season. The rows of the matrix are locations (pixels) and the columns are the time (season). For each season of the year, the non-parametric test of Mann-Kendall was calculated at a confidence level of %90 for each individual pixel. The results showed that there was no negative trend in different seasons in Iran, and only in winter, Iran's territory has an extensive positive trend. Hence, the outgoing longwave radiation does not show trends in other seasons of the year. The positive trend of the outgoing longwave radiation during winter is due to cloudiness and snow in most of Iran. Also, in this study, the long-term mean outgoing longwave radiation pattern of Iran was calculated for each season, separately. Findings of the long-term mean of the seasons showed that outgoing longwave radiation depends on latitude and topography of the earth. So, the highest outgoing longwave radiation is seen in low and flat latitudes (especially in summer) and the lowest one is seen in high and uneven latitudes (especially in winter).

**Keywords:** Mann-Kendal trend test, Soil moisture, Remote sensing, Radiation, The tempo-spatial variations

\*Corresponding author:

khosravi@Gep.usb.ac.ir