

بررسی پراکنش فصلی و روند بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز و شب ایران با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS

محمود احمدی* - دانشیار آب‌وهواشناسی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران
زهرا سادات میرزایی - کارشناس ارشد آب‌وهواشناسی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران
عباسعلی داداشی رودباری - پژوهشگر پسادکتری آب‌وهواشناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد

دریافت: ۱۴۰۰/۰۲/۱۷ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۶/۲۲

چکیده

بی‌هنجاری دمای سطح زمین (LSTA) متغیری کلیدی در مطالعات اقلیمی، کشاورزی، و مدیریت منابع آب است. هدف از این مطالعه بررسی تغییرات فصلی و روند بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز و شب ایران است. بی‌هنجاری دمای سطح زمین برگرفته از سنجنده MODIS ماهواره Terra طی دو بازه زمانی روز و شب برای دوره ۲۰۰۱-۲۰۱۸ بررسی شده است. برای درستی‌سنجی داده‌های دمای سطح زمین از داده‌های هشت ایستگاه همدید با روش رگرسیون خطی استفاده شد که نتایج نشان از دقت بالای این داده‌ها در کشور را داشته است. نتایج نشان داد بی‌هنجاری منفی در مناطق خشک کم‌ارتفاع و بی‌هنجاری مثبت در مناطق مرتفع و عرض‌های جغرافیایی بالا دیده می‌شود. تحلیل روند نشان داد بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز و شب با سرعت متوسط ۰/۰۱ و ۰/۰۲ درجه سلسیوس به ازای هر سال در حال افزایش است. بیشینه نمره Z آزمون من-کندال (روند مثبت) با ۳/۸۰ در فصل تابستان برای شب و روز اتفاق افتاده است. برعکس، روند منفی در بی‌هنجاری‌ها برای مناطق خشک جنوب‌شرقی و داخلی و کوهپایه‌های زاگرس و البرز جنوبی به‌دست آمده است.

واژگان کلیدی: ایران، بی‌هنجاری دمای سطح زمین، سنجنده MODIS، ماهواره Terra.

مقدمه

دمای سطح زمین (LST) یک متغیر بیوفیزیکی بسیار مهم است، زیرا میزان تابش ساطع‌شده از سطح و تبادل انرژی بین سطح زمین و جو را منعکس می‌کند. LST به‌دست‌آمده از سنجش از دور در مطالعات بيشماري استفاده شده است، از جمله می‌توان به منابع حرارتی زمین (جیا و همکاران، ۲۰۱۷)، تعادل انرژی (ونگ و همکاران، ۲۰۱۳)، ساختار زمین‌شناسی، تغییر اقلیم و پدیده‌های شهری (برگر و همکاران، ۲۰۱۷؛ پناه و همکاران، ۲۰۱۷)، تبخیر و تعرق، رطوبت خاک و مدیریت منابع آب (جیا و همکاران، ۲۰۱۷؛ هریس و همکاران، ۲۰۱۷)، و شناسایی اشیاء/ پدیده‌های مختلف (بلاوی و همکاران، ۲۰۱۷) اشاره کرد.

دمای سطح زمین نقش مهمی در تعادل انرژی سطح ایفا می‌کند (استوکر و همکاران، ۲۰۱۳). تبادل انرژی در رابطه زمین و جو تا حد زیادی با تفاوت بین پوسته و دمای هوا نزدیک به سطح کنترل می‌شود (جین و دیکینسون، ۲۰۱۰). از این رو، نظارت طولانی‌مدت بر LST و بی‌هنجاری آن در پوشش وسیع مکانی نقش کلیدی در مطالعات مربوط به برنامه‌ریزی‌های انسانی، کشاورزی، و مدیریت منابع آب دارد (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۷). در پاسخ به این نیاز پایش

سنجش از دور در مطالعات اقلیمی (یانگ و همکاران، ۲۰۲۱) نقشی محوری دارد. در این پژوهش بی‌هنجاری LST از سنجنده MODIS استخراج و به بررسی تغییرات بلندمدت آن پرداخته شده است.

مؤلفه‌های بیوفیزیکی سطحی همانند پوشش گیاهی، رطوبت خاک، و تبخیر و تعرق به همراه پارامترهای اقلیمی و شرایط زیرسطحی می‌توانند باعث وردایی زمانی- مکانی LST و بی‌هنجاری آن شوند (سولانگی و همکاران، ۲۰۱۹). مطالعه بی‌هنجاری دمای سطح زمین نسبت به پارامترهای زیست‌محیطی در بسیاری از مطالعات علمی و تصمیم‌گیری‌های دقیق مدیریتی از جمله شناسایی منابع زمین گرمایی، نظارت بر روند تغییرات در گسل‌ها و فعالیت‌های آتشفشان، روند بی‌هنجاری‌های حرارتی و ارتباط آن‌ها با زلزله، کشاورزی، مدیریت منابع آب، ذخیره‌گاه‌های برف و یخ و سایر مسائل مدیریتی از اهمیت زیادی برخوردار است (ماتر، ۲۰۱۴). همچنین، برنامه‌ریزی مصرف انرژی در محیط شهری نیز از دیگر مزایای مطالعه LST و بی‌هنجاری آن است.

تغییرات کاربری و پوشش زمین (LULCC)^۱ مستقیماً بی‌هنجاری دمای سطح و نزدیکی سطح را کنترل می‌کنند (لی و همکاران، ۲۰۱۵؛ آکاما و سسکاتی، ۲۰۱۶). بی‌هنجاری‌های دمای سطح زمین ناشی از LULCC به تغییرات در عوامل مختلف بیوفیزیکی از جمله آلبیدو و زبری سطح (همچنین تحت عنوان مقاومت آیرودینامیکی) پیامدهای مهمی برای درک مکانیسم‌های فیزیکی مرتبط با سطح زمین دارد (بویزر و همکاران، ۲۰۱۲). بنابراین، شناخت درست از بی‌هنجاری دمای سطح زمین می‌تواند برای پیش‌بینی‌های اقلیمی در آینده و تدوین استراتژی‌های سازگاری با گرمایش جهانی (نودتس و همکاران، ۲۰۱۶) مفید واقع شود.

اهمیت دمای سطح زمین و بی‌هنجاری در طیف وسیعی از مطالعات باعث شده است که در سال‌های اخیر توجه ویژه‌ای به این دست از مطالعات شود. در ادامه به برخی از مهم‌ترین این مطالعات در ارتباط با دمای سطح زمین و بی‌هنجاری پرداخته می‌شود. سالاما و همکاران (۲۰۱۲) تغییرات ده‌ساله بی‌هنجاری‌های دمای سطح زمین مشاهده‌شده در فلات تبت را به وسیله سنجنده SSM / I از ۱۹۸۷ تا ۲۰۰۸ بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که روند بی‌هنجاری‌های سالانه و ماهانه با سرعت متوسط ۰٫۵ در دهه در حال افزایش است. ریگدن و لی (۲۰۱۷) بی‌هنجاری‌های دمای سطح ناشی از تغییر کاربری اراضی و تغییر سطح زمین را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که تغییرات کاربری و پوشش زمین (LULCC) به‌طور مستقیم بر دمای سطح با تغییر خصوصیات تابشی، فیزیولوژیکی، و آیرودینامیکی تأثیر می‌گذارد. بهارداوج و همکاران (۲۰۱۷) بی‌هنجاری دمای سطح زمین را با استفاده از داده‌های سنجش از دور به‌عنوان نشانگر زلزله در سطح جهانی بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که زمان و دامنه بی‌هنجاری‌های دمای سطح زمین بسیار متفاوت است. بی‌هنجاری دمای سطح و زیرسطح زمین در فصل بهار و اثرهای آن در خشک‌سالی و سیل در امریکای شمالی و آسیای شرقی پژوهشی است که ژو و همکاران (۲۰۱۸) انجام دادند. نتایج نشان داد ارتباط معنی‌داری بین دمای هوا و بی‌هنجاری‌های سرد (گرم) در هر دو منطقه ایالات متحده امریکای غربی و فلات تبت و رخدادهای سیل در اواخر بهار/ تابستان وجود دارد. یان و همکاران (۲۰۲۰) محرک‌های تغییرات بی‌هنجاری دمای سطح زمین را در امریکای شمالی بین سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۸ با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد پوشش گیاهی و بخار آب جو تأثیر بسیار زیادی در تغییرات LST داشته است. همچنین، آن‌ها نشان دادند روند گرم‌شدن شبه‌جزیره فلوریدا در زمستان با افزایش شاخص نوسان اتلانتیک شمالی ارتباط تنگاتنگی دارد. بنز و همکاران (۲۰۲۱) به پیش‌نگری بی‌هنجاری دمای سطح زمین در سطح جهانی پرداختند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد دمای سطح زمین به‌طور متوسط ۰٫۱۹ درجه سلسیوس در مناطق شهری تا پایان قرن افزایش می‌یابد.

1. Land use/land cover changes (LULCC)

مطالعه بی‌هنجاری دمای سطح زمین در مقیاس روز و شب در ایران بسیار محدود است و تاکنون مطالعه‌ای در این زمینه انجام نگرفته است؛ اما مطالعات مربوط به دمای سطح زمین با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای انجام شده است که در ادامه به برخی از این مطالعات پرداخته خواهد شد. از پژوهش‌هایی که به بررسی دمای سطح زمین با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS در ایران پرداختند می‌توان به پژوهش پهنه‌بندی دمای رویه زمین ایران با داده‌های MODIS توسط مرادی و همکاران (۱۳۹۵) اشاره کرد. نتایج پژوهش آنان نشان داده است که خوشه‌های دمای رویه زمین ایران هماهنگی زیادی با ناهموازی‌ها و عرض جغرافیایی دارد. احمدی و همکاران (۱۳۹۷ الف) با استفاده از داده‌های دمای سطح زمین سنجنده MODIS، که با استفاده از خوارزمیک روز-شب تولید شد، در دوره آماری ۲۰۰۱-۲۰۱۵ به پایش دمای شب‌هنگام سطح زمین در گستره ایران پرداختند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد کانونی از دماهای گرم شب‌هنگام سطح زمین در ماه‌های مختلف سال قابل مشاهده است. از نظر زمانی، این دماهای گرم از آوریل تا سپتامبر بر مناطق گرمسیری حکم‌فرمایی می‌کنند. احمدی و همکاران (۱۳۹۷ ب) به واکاوی دمای روزهنگام سطح زمین ایران مبتنی بر برون‌داد سنجنده MODIS پرداختند و به این نتیجه رسیدند که قلمرو دمایی همخوانی زیادی با ویژگی‌های محیطی و جغرافیایی به‌ویژه ارتفاع، ویژگی‌های شیب زمین، و عرض جغرافیایی خود دارد. همان‌طور که مرور منابع نشان داد، تاکنون در هیچ تحقیقی به‌طور مستقل بی‌هنجاری دمای سطح زمین در ایران بررسی نشده است. بنابراین، این تحقیق در راستای پُر کردن خلأ نام‌برده با رویکرد بررسی تغییرات فصلی و روند بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز و شب ایران انجام شده است. نتایج این مطالعه می‌تواند برای مسائل مرتبط با تغییر اقلیم منابع برف و مدیریت منابع آب و کشاورزی مفید باشد.

روش تحقیق

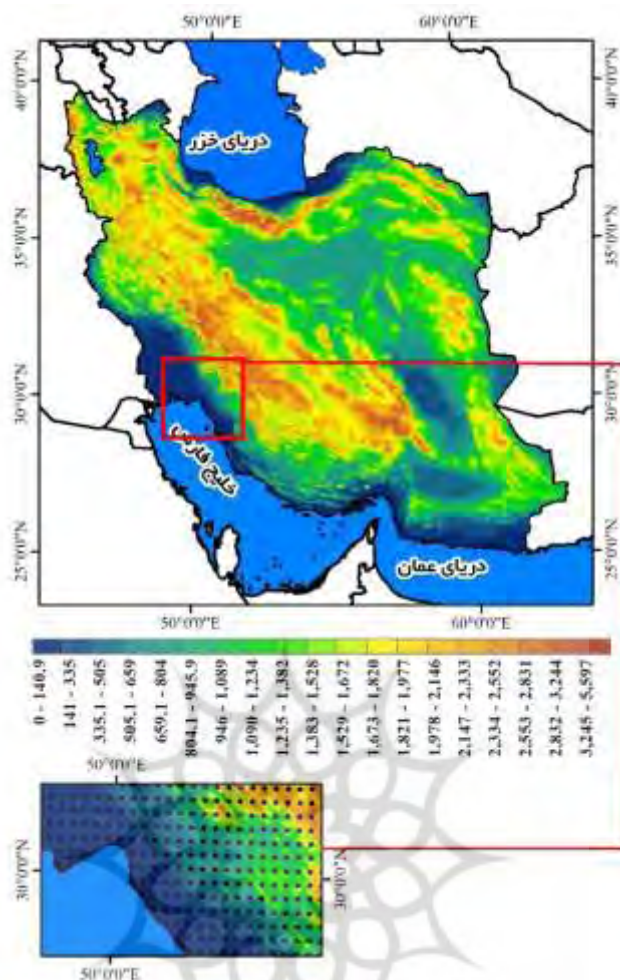
منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش گستره ایران است (شکل ۱)؛ ایران کشوری وسیع با تنوع جغرافیایی بالاست. حداقل ارتفاع ایران از ۲۷- در سواحل دریای خزر تا بیش از ۵۶۰۰ متر در رشته‌کوه البرز در تغییر است. بخش‌های بزرگی از ایران در مناطق داخلی، شرقی، و جنوب شرقی کشور پوشیده از بیابان‌های بزرگی است؛ به‌طوری‌که بیابان دشت لوت ۱۰ درصد از کل مساحت کشور را دربر گرفته است.

داده‌ها

تابش سنج تصویربرداری با توان تفکیک متوسط (MODIS)

تابش سنج تصویربرداری با توان تفکیک متوسط (MODIS) یک ابزار کلیدی در مأموریت‌های سامانه نظارت بر سطح زمین است (EOS) ^{۱۲} که سطح زمین را هر ۱ تا ۲ روز یک بار تصویربرداری می‌کند. سنجنده MODIS توسط دو ماهواره Terra (۱۸ دسامبر ۱۹۹۹) و Aqua (۴ می ۲۰۰۲) پرتاب شد. این سنجنده در ۳۶ باند طیفی بین ۰/۴۱۲ تا ۱۴/۳۸ میکرومتر (μm) با تفکیک فضایی ۲۵۰ متر (۲ باند)، ۵۰۰ متر (۵ باند)، و ۱۰۰۰ متر (۲۹ باند) به اخذ داده می‌پردازد. شعاع اندازه‌گیری MODIS با وضوح فضایی بالا اطلاعات ارزشمندی درباره ساختار فیزیکی جو و سطح زمین فراهم می‌آورد (شیونگ و همکاران، ۲۰۰۹). برای بررسی بی‌هنجاری دمای سطح زمین از داده‌های سنجنده MODIS ماهواره Terra، فرآورده‌های MOD_LSTAD و MOD_LSTAN به ترتیب برای داده‌های روز و شب با تفکیک افقی ۱۰ کیلومتر و دوره آماری ۲۰۰۱-۲۰۱۸ استفاده شد. داده به شکل روزانه اخذ شد و پس از مرتب‌سازی در قالب فصل پردازش و برای محاسبه روند و تهیه نقشه‌های مربوط به متوسط بلندمدت خروجی گرفته شد. ماتریس نهایی که بر اساس آن روند و نقشه‌ها ترسیم شد $۱۵۵۶۶ \times ۷۲ \times ۲$ به دست آمد که ۲ روز و شب، ۷۲ تعداد تجمعی فصل‌ها در سری زمانی، و ۱۵۵۶۶ تعداد نقطه شبکه‌ها با تفکیک افقی ۱۰ کیلومتر است (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه به همراه نقطه شبکه‌های ۱۰ کیلومتری MODIS

محاسبه و روند شیب روند با استفاده از آزمون‌های ناپارامتریک من - کندال و سنس

از روش‌های پارامتری و ناپارامتری برای شناسایی روند در پژوهش‌های بسیاری استفاده شده است؛ اما روش‌های ناپارامتری به دلیل توانایی‌شان در پایش داده‌های پرت از یک سو و همچنین ضرورت نداشتن نرمال بودن داده‌ها بیشتر مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است (دوهان و پاندی، ۲۰۱۳). به منظور بررسی روند بی‌هنجاری دمای سطح زمین ایران از آزمون ناپارامتریک من - کندال (M-K) (من، ۱۹۴۵؛ کندال، ۱۹۵۵) استفاده شد. این روش نیز همانند آزمون شیب خط سنس در مباحث علوم محیطی به طور گسترده‌ای کاربرد دارد. برای برآورد شیب روند در سری زمانی بی‌هنجاری دمای سطح زمین و روز و شب ایران از روش ناپارامتریک Sen's (سن، ۱۹۶۸) استفاده شد. روش حاضر همانند بسیاری دیگر از روش‌های ناپارامتریک همچون M-K بر ارزیابی تفاوت بین مشاهدات سری زمانی استوار است (داداشی رودباری و احمدی، ۲۰۲۰). به جهت کاهش حجم مقاله از ارائه جزئیات محاسبات دو روش نامبرده پرهیز شد؛ علاقه‌مندان می‌توانند به منبع داداشی رودباری و احمدی (۲۰۲۰) مراجعه کنند.

نتایج و بحث

برای درستی‌سنجی داده‌های دمای سطح زمین سنجنده MODIS ماهواره Terra در ایران از داده‌های عمق خاک پنج‌سانتی‌متری (نزدیک‌ترین داده اندازه‌گیری شده به داده‌های ماهواره) با استفاده از روش رگرسیون خطی و ضریب تعیین (R^2) استفاده شد. نتایج برای ایستگاه‌های تهران (۰/۹۲)، تبریز (۰/۸۹)، مشهد (۰/۹۲)، اصفهان (۰/۹۰)، زاهدان

(۰/۹۴)، کرمانشاه (۰/۸۸)، بندرعباس (۰/۹۵)، و اهواز (۰/۹۳) نشان داد، به‌رغم آنکه اختلافی در داده‌های مشاهداتی (عمق پنج‌سانتی‌متری خاک) با داده‌های ماهواره (دمای سطح زمین) دیده می‌شود، بین این دو سری داده ارتباط قوی وجود دارد. بر این اساس، می‌توان اذعان داشت داده‌های سنجنده MODIS ماهواره Terra از عملکرد بالایی در ایران برخوردار است.

جدول ۱ اطلاعات آماری مربوط به روند و متوسط آماری بلندمدت بی‌هنجاری دمای سطح زمین ایران را در روز (LSTAD) و شب (LSTAN) با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS نشان می‌دهد. میانگین بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز ایران (LSTAD) در سه فصل زمستان، بهار، و پاییز منفی و در تابستان مثبت به‌دست آمده است. همچنین، متوسط بلندمدت بی‌هنجاری دمای سطح زمین شب (LSTAN) در فصول سرد سال (زمستان و پاییز) منفی و در فصول گرم سال مثبت به‌دست آمده است. بیشینه مثبت LSTAD ایران در فصل تابستان با مقدار ۰/۱۷۲ درجه سلسیوس و بیشینه منفی آن در فصل پاییز با مقدار ۰/۶۷۲- درجه سلسیوس به‌دست آمده است. همین کمیت آماری برای LSTAN برای بی‌هنجاری مثبت در فصل تابستان ۰/۲۶۶ و برای فصل پاییز ۰/۲۴۴ به‌دست آمده است. کمینه LSTAD بین ۱/۹۴۲- تا ۳/۰۹۷- درجه سلسیوس و بیشینه آن بین ۱/۰۴۷ تا ۲/۸۶۵ درجه سلسیوس محاسبه شد. برای شب‌هنگام نیز کمینه بین ۰/۷۴۸- تا ۱/۲۹۶- درجه سلسیوس و بیشینه بین ۱/۵۹۷ تا ۲/۱۸۹ درجه سلسیوس به‌دست آمده است. متوسط روند آماری LSTAD و LSTAN ایران در همه فصول به غیر از پاییز افزایشی است؛ این مقدار، به‌رغم افزایشی بودن، معنی‌دار نیست. در روز بیشینه متوسط روند افزایشی بی‌هنجاری در فصل تابستان (۰/۷۴۴) و در شب در فصل بهار (۱/۰۳۸) به‌دست آمده است. روند بی‌هنجاری دمای سطح زمین شب و روز در ایران معنی‌دار است ($\alpha = 0.01$) و از نظر شدت روند نیز فصول گرم سال دارای شدت بیشتری است. بیشترین نمره Z محاسباتی آزمون من-کندال در شب‌هنگام با مقدار ۴/۰۹۷ (فصل بهار) به‌دست آمده است. همچنین، همین مقدار بیشینه در روز نیز با مقدار ۳/۹۱۷ در فصل تابستان محاسبه شد.

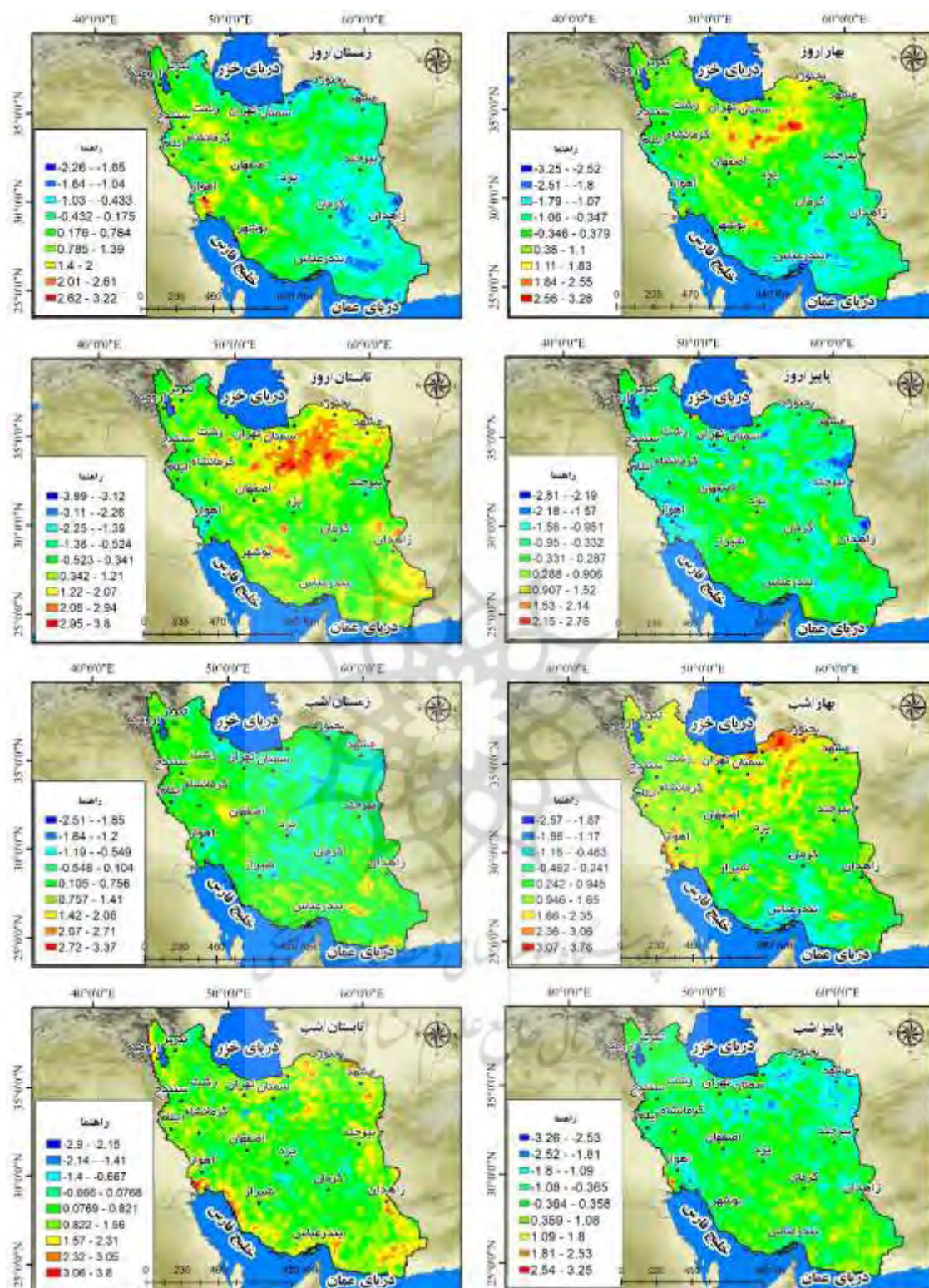
جدول ۱. اطلاعات آماری بی‌هنجاری دمای سطح زمین و روند آن در ایران با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS

روز						
فصل	متوسط بی‌هنجاری دمای سطح زمین بلندمدت (۲۰۰۱-۲۰۱۸)			Z M-k		
	میانگین	کمینه	بیشینه	میانگین	کمینه	بیشینه
زمستان	-۰/۲۷۳	-۱/۹۴۲	۱/۳۰۱	۰/۱۴۹	-۲/۷۰۴	۳/۵۵۷
بهار	-۰/۰۰۵	-۳/۰۹۷	۲/۷۶۵	۰/۰۴۴	-۴/۰۹۷	۳/۵۵۷
تابستان	۰/۱۷۲	-۲/۴۶۴	۱/۹۳۱	۰/۷۴۴	-۴/۵۴۷	۳/۹۱۷
پاییز	-۰/۶۷۲	-۲/۳۰۹	۱/۰۷۴	-۰/۴۸۱	-۳/۱۹۷	۳/۱۰۷
شب						
فصل	متوسط بی‌هنجاری دمای سطح زمین بلندمدت (۲۰۰۱-۲۰۱۸)			Z M-k		
	میانگین	کمینه	بیشینه	میانگین	کمینه	بیشینه
زمستان	-۰/۰۰۶	-۱/۱۷۹	۲/۱۷۱	۰/۲۳۶	-۲/۶۵۶	۳/۵۵۷
بهار	۰/۱۵۱	-۰/۷۴۸	۲/۱۸۹	۱/۰۳۸	-۲/۷۴۶	۴/۰۹۷
تابستان	۰/۲۶۶	-۰/۹۹۶	۱/۸۱۷	۰/۹۲۰	-۳/۱۰۷	۴/۰۰۷
پاییز	-۰/۲۴۴	-۱/۲۹۶	۱/۵۹۷	-۰/۳۳۷	-۳/۷۳۷	۳/۷۳۷

شکل ۲ میانگین بی‌هنجاری فصلی دمای سطح زمین ایران را در روز و شب نشان داده است. LSTAD فصل زمستان نشان داده است کانون اصلی مکانی بی‌هنجاری مثبت در ارتفاعت زاگرس و همچنین جنوب غربی ایران قرار دارد؛ در این فصل رشته‌کوه زاگرس به‌عنوان کانون اصلی بی‌هنجاری دمای سطح زمین دیده می‌شود. به‌طوری‌که در زاگرس شمالی و جنوبی مقدار بی‌هنجاری به ۱/۱ درجهٔ سلسیوس می‌رسد. زاگرس مرکزی نیز بی‌هنجاری دمای سطح زمینی بین ۰/۸۰ تا ۱ درجهٔ سلسیوس را نشان داده است. دامنه‌های جنوبی البرز به‌خصوص در قزوین و البرز نیز بی‌هنجاری بالای ۰/۵ درجهٔ سلسیوس را نشان داده است. کانون مهم بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز هنگام ایران در فصل زمستان جنوب غرب ایران در استان خوزستان است که بی‌هنجاری بالایی را نشان داده است. بی‌هنجاری منفی دمای سطح زمین در مناطق مرکزی، شرقی، و جنوب‌شرقی ایران دیده می‌شود. بی‌هنجاری دمای سطح زمین شب‌هنگام در فصل زمستان الگویی کاملاً متفاوت را هم به جهت مکانی و هم از نظر شدت نشان داده است. کمینهٔ بی‌هنجاری دمای سطح زمین در شب نسبت به روز در فصل زمستان کاسته شده است، اما مقدار بیشینهٔ آن افزایش ۰/۵۶ درجهٔ سلسیوس را نشان می‌دهد؛ کانون اصلی بی‌هنجاری مثبت نیز در چهار منطقهٔ زاگرس شمالی و مرکزی، غرب زاهدان، و بستر خشکیدهٔ هامون جازموریان به‌دست آمده است. از نظر مکانی نیز مناطقی با بیشینهٔ بی‌هنجاری منفی در شمال شرق ایران دیده می‌شود.

دامنهٔ تغییرات بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز و شب ایران به‌ترتیب بین ۲/۳۰- تا ۲/۳۵ و ۰/۵۷۷- تا ۱/۷۹ درجهٔ سلسیوس در نوسان است. همان‌طور که دیده می‌شود، در شب نسبت به روز در فصل بهار از مقدار کمینه و بیشینهٔ بی‌هنجاری دمای سطح زمین در ایران کاسته شده است. بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز ایران از یک الگوی منظم مکانی پیروی می‌کند. در مقابل در شب نظم مکانی به هم خورده است. در روز بی‌هنجاری دمای سطح زمین از شمال به جنوب ایران کاهش می‌یابد. کانون اصلی بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز ایران در جنوب رشته‌کوه البرز قرار دارد. این منطقه به جهت مکانی از تهران تا کاشان و قم تا سبزوار کشیده شده است. شمال شرق ایران در خراسان شمالی تا بخش‌هایی از استان گلستان نیز دارای بی‌هنجاری مثبت قابل توجه است. در فصل تابستان، همانند فصل بهار، بی‌هنجاری دمای سطح زمین شب نسبت به روز کاهش می‌یابد. همچنین، برخلاف فصل بهار در این فصل نظم مکانی بی‌هنجاری دمای سطح زمین نیز حفظ شده است. بیشینهٔ بی‌هنجاری دمای سطح زمین در روز ۱/۷۱ درجهٔ سلسیوس و در شب ۱/۴۷ درجهٔ سلسیوس به‌دست آمده است. در حالت کمینه نیز در روز بی‌هنجاری دما سطح زمین ۱/۹۲- و در شب ۰/۹۳۹- درجهٔ سلسیوس به‌دست آمده است. در روز هنگام فصل تابستان در بالاتر از مدار ۳۲ درجهٔ شمالی بی‌هنجاری دمای سطح زمین سراسر افزایشی است. اما شب‌هنگام یک جابه‌جایی مکانی غرب به شرق برای دمای سطح زمین ایران دیده می‌شود. به‌طوری‌که در اغلب مناطق شمال غرب بی‌هنجاری منفی و در مناطق شمال شرقی بی‌هنجاری مثبت دیده می‌شود.

در فصل پاییز، برخلاف سایر فصول، مقدار بیشینهٔ بی‌هنجاری دمای سطح زمین در شب نسبت به روز افزایش داشته است. به‌طوری‌که مقدار بیشینهٔ روز ۰/۸۴۸ درجهٔ سلسیوس و در شب ۱/۱۷ درجهٔ سلسیوس به‌دست آمده است. در این فصل ایران را می‌توان به دو منطقه تقسیم کرد: پایین‌تر از مدار ۳۰ درجهٔ شمالی بی‌هنجاری مثبت و بالاتر از آن بی‌هنجاری منفی دیده می‌شود. به عبارت دیگر، شمال غرب ایران دارای بی‌هنجاری سراسر منفی و جنوب شرق ایران دارای بی‌هنجاری سراسر مثبت است. در شب بر وسعت مناطقی با بی‌هنجاری منفی افزوده می‌شود و از مناطقی با بی‌هنجاری منفی کاسته می‌شود. به‌طوری‌که بی‌هنجاری منفی دما که در روز تا شمال کرمانشاه دیده می‌شد در شب‌هنگام تا یزد و حتی بوشهر نیز کشیده شده است.

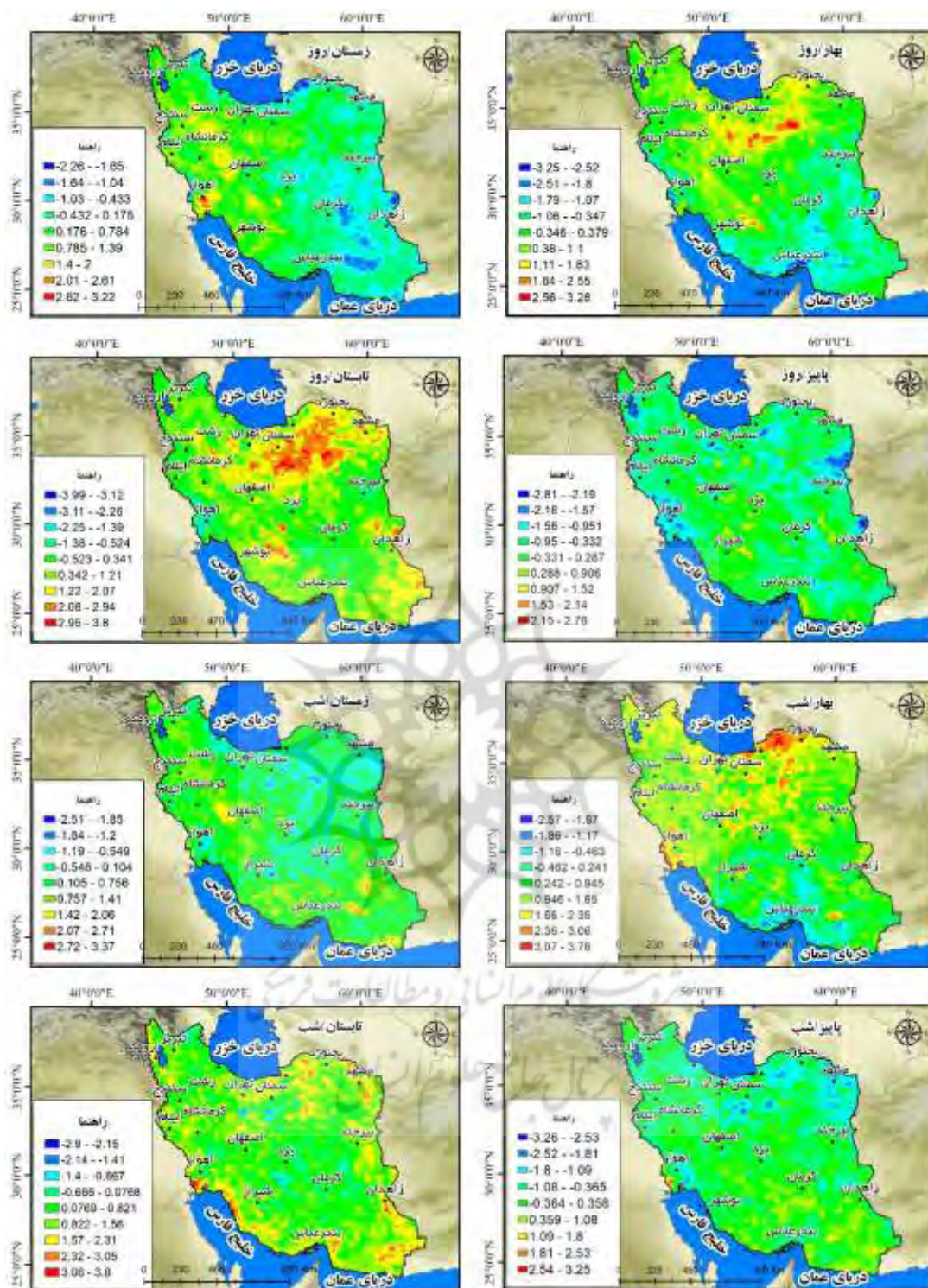


شکل ۲. بی‌هنجاری فصلی بلندمدت (۲۰۱۸-۲۰۲۱) ایران در روز و شب با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS (واحد اعداد راهنما: درجه سلسیوس)

شکل ۳ روند بی‌هنجاری‌های فصلی LST را برای ایران نشان می‌دهد. روند بی‌هنجاری‌های LST از ۳/۹۹- تا ۳/۸۰+ متغیر است. بی‌هنجاری منفی در مناطق خشک کم‌ارتفاع دشت لوت، مناطق خشک داخلی، شرق و جنوب شرق ایران و هامون جازموریان مشخص شد. درحالی‌که بی‌هنجاری افزایشی در مناطق مرتع البرز، زاگرس، رشته‌کوه‌های خراسان، و شمال غرب ایران درخور توجه است. روند بی‌هنجاری LST دشت لوت، هامون جازموریان، و مناطق خشک جنوب شرق ایران و کوهپایه‌های زاگرس به‌طور متوسط ۱/۴۵ دهه و به حداقل میزان (۲/۲۶-) می‌رسد. در توضیح روند غالباً مثبت بی‌هنجاری LST، که در کوهپایه‌های زاگرس و البرز مشاهده می‌شود، می‌توان اذعان داشت انتقال رطوبت، که با افزایش پوشش ابر و بارندگی در مناطق تحت تأثیر آن همراه است، این امر باعث بی‌هنجاری مثبت در دمای سطح زمین می‌شود. از سوی دیگر، روند منفی دشت لوت، هامون جازموریان، و مناطق خشک شرقی ایران با کاهش ظرفیت گرمای خاک توضیح داده می‌شود. کاملاً روشن است که خاک‌های مرطوب به ذخیره گرمای بیشتری نسبت به یک خاک خشک قادرند (وان در ولد و همکاران، ۲۰۰۹). گرم‌شدن بیشتر سطح به تبخیر بیشتر در طول روز و کاهش رطوبت خاک منجر می‌شود. همچنین، باعث افزایش رطوبت خاک در شب و در نتیجه باعث دمای پایین در صبح می‌شود. از این نظر، روند منفی مشاهده‌شده بر روی مناطق خشک جنوب شرقی ایران و مناطق خشک و نیمه‌خشک داخلی می‌تواند بیانگر کاهش آب و بیابان‌زایی بیشتر باشد.

روند مثبت برجسته‌تر در ارتفاعات نسبت به مناطق کم‌ارتفاع‌تر را می‌توان در شکل ۳ مشاهده کرد. همان‌طور که در شکل ۳ نیز نشان داده شده، بی‌هنجاری و روند با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد. ظاهراً، مناطق مرتفع در البرز و زاگرس یک روند بی‌هنجاری منطقه‌ای تقویت‌شده را نشان می‌دهند. جورجی و همکاران (۱۹۹۷) وابستگی مشابهی از افزایش گرمایش را نسبت به ارتفاعات در خروجی یک مدل اقلیمی گزارش کردند. آن‌ها این گرمایش تقویت‌شده در ارتفاعات بالاتر را به کاهش برف و یخچال‌های طبیعی نسبت دادند که باعث کاهش آلبدو سطح و افزایش تابش خورشیدی جذب‌شده توسط سطح زمین می‌شود. همچنین، کن و همکاران (۲۰۰۹) وابستگی ارتفاعی روند LST را با استفاده از محصولات MODIS بر فراز فلات تبت تأیید کردند که نتایج این پژوهش آن را برای مناطق مرتفع ایران همچون البرز و زاگرس تأیید می‌نماید.

روندهای بی‌هنجاری فصلی در جنوب شرق ایران در فصل تابستان تحت تأثیر سامانه دینامیکی موسمی تابستانه (اوکه و همکاران، ۲۰۰۶) است.



شکل ۳. روند بی‌هنجاری فصلی ایران در روز و شب با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS (واحد اعداد راهنما نمره Z آزمون من - کندال است. ۰-۱,۹۶ فاقد روند معنی‌دار و ۱,۹۶-۲,۵۷ دارای روند معنی‌دار در سطح ۰/۰۵ درصد است. و از ۲,۵۷ و بیشتر دارای روند معنی‌دار در سطح ۰/۰۱ درصد است. مقادیر مثبت روند افزایشی و مقادیر منفی روند کاهشی را نشان می‌دهند.)

نتیجه‌گیری

در این پژوهش بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز و شب ایران با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS ماهواره Terra طی یک دوره آماری بلندمدت (۲۰۰۱-۲۰۱۸) بررسی شد. برای مطالعه روند از آزمون ناپارامتریک من-کندال و برای محاسبه شیب روند از آزمون ناپارامتریک Sen استفاده شد.

نتایج نشان داد بی‌هنجاری مثبت دمای سطح زمین ایران در شب بیشتر از روز است و همچنین این مقدار در فصول گرم سال در خور توجه است. علت وردایی بیشتر دمای سطح شب‌هنگام به آن دلیل است که در طول شب سطح زمین به شکل یک سطح هم‌دما و هم‌گن عمل می‌کند. از طرف دیگر، شب‌هنگام، تابش‌های کوتاه پس از غروب خورشید حذف می‌شود و دمای هوا تابعی از تابش‌های بلند خروجی است و بخار آب موجود در هواسپهر با جذب این تابش نقش گرمایشی بازی می‌کند (مسعودیان، ۱۳۹۰). بیشینه بی‌هنجاری مثبت دما در روز‌هنگام در فصل تابستان با مقدار ۰/۱۷۲ درجه سلسیوس و برای شب‌هنگام با مقدار ۰/۲۶۶ درجه سلسیوس به دست آمد. متوسط روند بی‌هنجاری دمای سطح زمین در روز و شب در فصول زمستان تا تابستان افزایشی است و فقط در فصل پاییز این مقدار کاهش یافته است. کمینه و بیشینه روند بی‌هنجاری دمای سطح زمین روز و شب ایران در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است و شدت آن نیز در شب بیشتر از روز است. کانون اصلی بی‌هنجاری منفی در مناطق خشک کم‌ارتفاع، مناطق خشک داخلی واقع در شرق و جنوب شرق ایران، و چاله‌های داخلی ایران قابل شناسایی است؛ درحالی‌که بی‌هنجاری افزایشی در مناطق مرتفع و عرض‌های جغرافیایی بالای ایران در خور توجه است. همچنین، روند افزایشی غالب راه، به غیر از فصل پاییز، می‌تواند در ارتفاعات ایران دید. در خصوص تغییرات روند بی‌هنجاری دمای سطح زمین، باید توجه داشت که LST ارتباط نزدیکی با دمای هوا دارد. اما روند آن نسبت به دمای هوا افزایش سریع‌تری دارد؛ نتیجه به دست آمده در تأیید پژوهش‌های ژائو و همکاران (۲۰۰۴) و میلدرکسلر و همکاران (۲۰۱۱) است. در همین راستا، فلاح قالهری و همکاران (۲۰۱۹)، که با استفاده از سه روش ریزگردانی SDSM، MarkSimGCM، و CORDEX دمای کمینه و بیشینه ایران را تحت مدل‌های CanESM2، GFDL-ESM2M، و MPI-ESM-LR تا ۲۱۰۰ شبیه‌سازی کردند، به این نتیجه رسیدند که بی‌هنجاری دمای سالانه مدل‌های منتخب در عرض‌های جغرافیایی بالا و مناطق مرتفع کوهستانی است که هم‌راستا با نتیجه به دست آمده در این پژوهش است.

یکی از مهم‌ترین نقش‌های دمای سطح زمین و بی‌هنجاری آن تغییر در فرایندهای همرفتی، عمق لایه مخلوط، و سرعت باد است. بنابراین، افزایش بی‌هنجاری دمای سطح زمین در ایران می‌تواند باعث افزایش همرفت از یک سو و تغییر در سرعت بادهای منطقه‌ای شود. داداشی رودباری (۱۳۹۹) در توضیح نقش دمای سطح زمین و تغییرات جوی ابراز داشته است که سطح گرم همرفت را افزایش می‌دهد و باعث اختلاط هوای سطح و هوای سطوح بالای خود می‌شود. از آنجا که سرعت‌های باد افقی در سطح زمین صفر و در سطوح بالا سریع‌ترند، اختلاط قائم بادهای افقی باعث می‌شود که سرعت بادهای نزدیک به سطح زمین افزایش و سرعت بادهای سطوح بالا کاهش یابد. همچنین، تغییرپذیری در دمای سطح زمین دمای هوا را نیز در نزدیکی سطح زمین تغییر می‌دهد. علاوه بر آنچه گفته شد، گرم‌شدن سطح زمین در مناطق مرتفع البرز و زاگرس نیز چرخه کربن را تحت تأثیر قرار می‌دهد، زیرا گرمایش سطح باعث تسریع ذوب برف و یخ در این مناطق و در نتیجه باعث آزاد شدن کربن اضافی می‌شود (فیلی و همکاران، ۲۰۰۳). پیشنهاد می‌شود در پژوهش‌های بعدی از داده‌های دمای سطح زمین سایر ماهواره‌ها همچون Aqua و همچنین داده‌های ترکیبی Aqua و Terra استفاده شود تا بهتر بتوان تغییرات روزانه دمای سطح زمین و بی‌هنجاری آن را در ایران بررسی کرد. همچنین پیشنهاد می‌شود برای بررسی درستی داده‌های ماهواره‌ای از سایر داده‌های موجود برای دمای سطح زمین همچون داده‌های بازتحلیل ERA5 یا MERRA-2 نیز استفاده کرد.

منابع

- احمدی، محمود؛ داداشی رودباری، عباسعلی و احمدی، حمزه (۱۳۹۷ الف). پایش دمای شب‌هنگام سطح زمین در گستره ایران مبتنی بر برون‌داد سنجنده MODIS، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، ۳۳ (۱): ۱۷۴-۱۹۰.
- احمدی، محمود؛ داداشی رودباری، عباسعلی و احمدی، حمزه (۱۳۹۷ ب). واکاوی دمای روزهنگام سطح زمین ایران مبتنی بر برون‌داد سنجنده MODIS، فصل‌نامه علوم محیطی، ۱۶ (۱): ۴۷-۶۸.
- داداشی رودباری، عباسعلی (۱۳۹۹). واکاوی وردایی زمانی- مکانی الگوهای قائم و افقی ریزگردها و ارزیابی بازخوردهای آب‌وهوایی آن در ایران، رساله دکتری آب‌وهواشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- مرادی، مسعود؛ صلاحی، برومند و مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۹۵). پهنه‌بندی دمای رویه زمین ایران با داده‌های مودیس، مجله مخاطرات محیط طبیعی، ۵ (۷): ۱۰۱-۱۱۶.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۹۰). آب‌وهوای ایران، مشهد: شریعه توس.
- Alkama, R. and Cescatti, A. (2016). Biophysical climate impacts of recent changes in global forest cover. *Science*, 351(6273): 600-604.
- Bellaoui, M.; Hassini, A. and Bouchouicha, K. (2017). Remote sensed land surface temperature anomalies for earthquake prediction. *In International Journal of Engineering Research in Africa* (Vol. 31, pp. 120-134). Trans Tech Publications Ltd.
- Benz, S. A.; Davis, S. J. and Burney, J. A. (2021). *Drivers and projections of global surface temperature anomalies at the local scale. Environmental Research Letters*.
- Berger, C.; Rosentreter, J.; Voltersen, M.; Baumgart, C.; Schmullius, C. and Hese, S. (2017). Spatio-temporal analysis of the relationship between 2D/3D urban site characteristics and land surface temperature. *Remote sensing of environment*, 193: 225-243.
- Bhardwaj, A.; Singh, S.; Sam, L.; Joshi, P. K.; Bhardwaj, A.; Martín-Torres, F. J. and Kumar, R. (2017). A review on remotely sensed land surface temperature anomaly as an earthquake precursor. *International journal of applied earth observation and geoinformation*, 63: 158-166.
- Boisier, J. P.; de Noblet-Ducoudré, N.; Pitman, A. J.; Cruz, F. T.; Delire, C.; Van den Hurk, B. J. J. M.; ... and Voltaire, A. (2012). Attributing the impacts of land-cover changes in temperate regions on surface temperature and heat fluxes to specific causes: Results from the first LUCID set of simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D12).
- Coolbaugh, M. F.; Kratt, C.; Fallacaro, A.; Calvin, W. M. and Taranik, J. V. (2007). Detection of geothermal anomalies using advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) thermal infrared images at Bradys Hot Springs, Nevada, USA. *Remote Sensing of Environment*, 106(3): 350-359.
- Dadashi-Roudbari, A. and Ahmadi, M. (2020). Evaluating temporal and spatial variability and trend of aerosol optical depth (550 nm) over Iran using data from MODIS on board the Terra and Aqua satellites. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(6): 1-23.
- Duhan, D. and Pandey, A. (2013). Statistical analysis of long term spatial and temporal trends of precipitation during 1901-2002 at Madhya Pradesh, India. *Atmospheric Research*, 122: 136-149.

- Fallah-Ghalhari, G.; Shakeri, F. and Dadashi-Roudbari, A. (2019). Impacts of climate changes on the maximum and minimum temperature in Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 138(3-4): 1539-1562.
- Fily, M.; Royer, A.; Goita, K. and Prigent, C. (2003). A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperatures in sub-arctic areas. *Remote Sensing of Environment*, 85(3): 328-338.
- Giorgi, F.; Hurrell, J. W.; Marinucci, M. R. and Beniston, M. (1997). Elevation dependency of the surface climate change signal: a model study. *Journal of Climate*, 10(2): 288-296.
- Harris, P. P.; Folwell, S. S.; Gallego-Elvira, B.; Rodríguez, J.; Milton, S. and Taylor, C. M. (2017). An evaluation of modeled evaporation regimes in Europe using observed dry spell land surface temperature. *Journal of Hydrometeorology*, 18(5): 1453-1470.
- Houghton, J. T.; Ding, Y. D. J. G.; Griggs, D. J.; Noguer, M.; Van der Linden, P. J.; Dai, X.; ... and Johnson, C. A. (2001). *Climate change 2001: the scientific basis*. The Press Syndicate of the University of Cambridge.
- Jia, L.; Marco, M.; Bob, S.; Lu, J. and Massimo, M. (2017). Monitoring water resources and water use from earth observation in the belt and road countries. *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, 32(Z1): 62-73.
- Jin, M. and Dickinson, R. E. (2010). Land surface skin temperature climatology: Benefitting from the strengths of satellite observations. *Environmental Research Letters*, 5(4): 044004.
- Kendall, M. G. (1955). Rank correlation methods.
- King, M. D. (1999). *EOS science plan: the state of science in the EOS program*. National Aeronautics and Space Administration.
- Li, Y.; Zhao, M.; Motesharrei, S.; Mu, Q.; Kalnay, E. and Li, S. (2015). Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations, *Nat. Commun*, 6: 6603.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, 245-259.
- Mattar, C.; Franch, B.; Sobrino, J. A.; Corbari, C.; Jiménez-Muñoz, J. C.; Olivera-Guerra, L.; ... and Mancini, M. (2014). Impacts of the broadband albedo on actual evapotranspiration estimated by S-SEBI model over an agricultural area. *Remote sensing of environment*, 147: 23-42.
- Mildrexler, D. J.; Zhao, M. and Running, S. W. (2011). A global comparison between station air temperatures and MODIS land surface temperatures reveals the cooling role of forests. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G3).
- Naudts, K.; Chen, Y.; McGrath, M. J.; Ryder, J.; Valade, A.; Otto, J. and Luysaert, S. (2016). Europe's forest management did not mitigate climate warming. *Science*, 351(6273): 597-600.
- Oku, Y.; Ishikawa, H.; Haginoya, S. and Ma, Y. (2006). Recent trends in land surface temperature on the Tibetan Plateau. *Journal of climate*, 19(12): 2995-3003.
- Panah, S. K.; Mogaddam, M. K. and Firozjaei, M. K. (2017). Monitoring Spatiotemporal Changes of Heat Island in Babol City Due to Land Use Changes. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*, 42.
- Qin, J.; Yang, K.; Liang, S. and Guo, X. (2009). The altitudinal dependence of recent rapid warming over the Tibetan Plateau. *Climatic Change*, 97(1-2): 321.

- Rigden, A. J. and Li, D. (2017). Attribution of surface temperature anomalies induced by land use and land cover changes. *Geophysical Research Letters*, 44(13): 6814-6822.
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, 63(324): 1379-1389.
- Solangi, G. S.; Siyal, A. A. and Siyal, P. (2019). Spatiotemporal dynamics of land surface temperature and its impact on the vegetation. *Civil Engineering Journal*, 5(8): 1753-1763.
- Stocker, T. F.; Qin, D.; Plattner, G. K.; Tignor, M.; Allen, S. K.; Boschung, J.; ... and Midgley, P. M. (2013). Climate change 2013: The physical science basis. *Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, 1535.
- Velde, R.; Su, Z.; Ek, M.; Rodell, M. and Ma, Y. (2009). Influence of thermodynamic soil and vegetation parameterizations on the simulation of soil temperature states and surface fluxes by the Noah LSM over a Tibetan plateau site. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(6): 759-777.
- Weng, Q.; Firozjaei, M. K.; Kiavarz, M.; Alavipanah, S. K. and Hamzeh, S. (2019). Normalizing land surface temperature for environmental parameters in mountainous and urban areas of a cold semi-arid climate. *Science of the Total Environment*, 650: 515-529.
- Weng, Q.; Hu, X.; Quattrochi, D. A. and Liu, H. (2013). Assessing intra-urban surface energy fluxes using remotely sensed ASTER imagery and routine meteorological data: A case study in Indianapolis, USA. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(10): 4046-4057.
- Xiong, X.; Chiang, K.; Sun, J.; Barnes, W. L.; Guenther, B. and Salomonson, V. V. (2009). NASA EOS Terra and Aqua MODIS on-orbit performance. *Advances in Space Research*, 43(3): 413-422.
- Xue, Y.; Diallo, I.; Li, W.; David Neelin, J.; Chu, P. C.; Vasic, R.; ... and Fu, C. (2018). Spring land surface and subsurface temperature anomalies and subsequent downstream late spring-summer droughts/floods in North America and East Asia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(10): 5001-5019.
- Yan, Y.; Mao, K.; Shi, J.; Piao, S.; Shen, X.; Dozier, J.; ... and Bao, Q. (2020). Driving forces of land surface temperature anomalous changes in North America in 2002–2018. *Scientific reports*, 10(1): 1-13.
- Yang, J.; Ren, J.; Sun, D.; Xiao, X.; Xia, J. C.; Jin, C. and Li, X. (2021). Understanding land surface temperature impact factors based on local climate zones. *Sustainable Cities and Society*, 69: 102818.
- Zhang, X.; Estoque, R. C. and Murayama, Y. (2017). An urban heat island study in Nanchang City, China based on land surface temperature and social-ecological variables. *Sustainable cities and society*, 32: 557-568.
- Zhao, L.; Ping, C. L.; Yang, D.; Cheng, G.; Ding, Y. and Liu, S. (2004). Changes of climate and seasonally frozen ground over the past 30 years in Qinghai–Xizang (Tibetan) Plateau, China. *Global and Planetary Change*, 43(1-2): 19-31.
- Salama, M. S., Van der Velde, R., Zhong, L., Ma, Y., Ofwono, M., & Su, Z. (2012). Decadal variations of land surface temperature anomalies observed over the Tibetan Plateau by the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) from 1987 to 2008. *Climatic Change*, 114(3), 769-781.