

بررسی شار گرمای محسوس و ارتباط آن با تغییرات دما و باد طی دوره گرم سال در ایران

حسن ذوالفقاری* - دانشیار گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه رازی کرمانشاه
جلیل صحرائی - استادیار فیزیک جو گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه رازی کرمانشاه
جعفر معصوم‌پور سماکوش - استادیار گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه رازی کرمانشاه
فرزانه برزو - دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی دانشگاه رازی کرمانشاه

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۵/۲۲ تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۲/۷

چکیده

با توجه به اهمیت تغییرات شار گرمای محسوس در تغییر موازنه انرژی سطحی و تغییرپذیری آب‌وهوایی مناطق مختلف، در این مطالعه داده‌های دمای هوا، دمای سطح زمین، و سرعت باد از داده‌های شبکه‌بندی NCEP/NCAR برای یک دوره ۳۴ ساله (۱۹۸۰ - ۲۰۱۴) دریافت و بر اساس آن شار گرمای محسوس در همه ایران محاسبه شد. محاسبات مربوط به شار گرمای محسوس برای بهار و تابستان بر اساس رابطه حجمی انجام گرفت. میانگین متحرک و ناهنجاری متغیرها و روند تغییرات با تحلیل رگرسیون خطی، چندجمله‌ای، و ضریب همبستگی پیرسون انجام گرفت. نتایج نشان داد، در مقایسه با روند شار تابستان (+۰/۳۹)، شار گرمای محسوس بهار با ضریب رگرسیون خطی (+۰/۱۸) تغییرات شدیدتری را نشان می‌دهد. شاید ناهمگونی گرمایش سطحی در بهار موجب تغییرات دمایی بیشتری بین هوا و سطح می‌شود و ناهنجاری سرعت باد را نسبت به تابستان افزایش می‌دهد. در مقایسه با مؤلفه‌های دمایی، تغییرات باد تأثیر بیشتری در شار گرمای محسوس تابستانی می‌گذارد. ضریب تعیین چندجمله‌ای نشان می‌دهد که سرعت باد بیست درصد تغییرات شار گرمای محسوس تابستان را توجیه می‌کند. نواحی غرب، شمال غرب، مرکز، و کرانه جنوبی خزر بیشترین تغییرات شار گرمای محسوس را در دوره گرم و همچنین حداکثر تغییرات دمای هوا و دمای سطح را به خود اختصاص داده‌اند.

کلیدواژه‌ها: ایران، دوره گرم، روند تغییرات، شار گرمای محسوس، عناصر اقلیمی.

مقدمه

آب‌وهوای یک محل پدیده‌ای چندبعدی و حاصل تعادل ترمودینامیک و هیدرودینامیک اجزاء مختلف آن در ارتباط با ورود و خروج ماده و انرژی است (عساکره، ۱۳۸۶: ۲). مبادله انرژی بین اتمسفر و سطح زمین نیروی محرکه سیستم اقلیم است. در مقیاس جهانی، موازنه انرژی زمین با کمبود انرژی در جو و مازاد انرژی در سطح زمین همراه است و مازاد

انرژی به شکل شار گرمای محسوس و نهان دوباره به اتمسفر بازمی‌گردد. این شارهای حرارتی به وسیله باد که گرما و رطوبت را حمل می‌کنند از سطح زمین جابه‌جا می‌شوند. مبادله گرمای محسوس و نهانی بین سطح زمین و جو به علت اختلاط هوا روی می‌دهد و حاصل آن جابه‌جایی گرما و رطوبت است. اختلاط یا آمیختگی وقتی ایجاد می‌شود که باد بر سطح زمین بوزد. کاهش سرعت باد تکانه را از هوا به سطح جابه‌جا می‌کند و به ایجاد اختلاط منجر می‌شود؛ در نتیجه، هوا را مخلوط می‌کند و گرما و آب را از سطح زمین به سطوح پایین جو جابه‌جا می‌کند. با افزایش ارتفاع از سطح، ادی‌ها (پیچک‌ها) بزرگ‌تر می‌شوند و جابه‌جایی گرما، رطوبت، و تکانه به طور مؤثرتری با ارتفاع از سطح انجام می‌گیرد. آمیختگی تلاطمی با افزایش سرعت باد افزایش می‌یابد و ضرایب آن نیز با افزایش سرعت باد زیاد می‌شود (بونان، ۲۰۰۶: ۱۶). در لایه مرزی ادی‌های تلاطمی آشفته به علت حمل گرما و رطوبت و تکانه از سطح و ایجاد تعادل انرژی سطح از اهمیت حیاتی برخوردارند (هولتون، ۲۰۰۴: ۱۱۶). تغییر در اختلاف دمای هوا و سطح زمین در بازه‌های زمانی مختلف تحت شرایط و نوع هوای غالب قرار دارد و شار گرمای محسوس را دستخوش تغییر می‌کند. به طور معمول، افزایش سرعت باد و پوشش ابر باعث کاهش اختلاف دمای هوا و سطح زمین می‌شود و دامنه پایداری جوی را تعدیل می‌کند (کاویانی، ۱۳۸۰: ۹۷). شارهای انرژی بر ساختار گرمایی و حرکات در لایه‌های جو، شیمی جو، اندرکنش سطح زمین-جو، چرخه هیدرولوژی، و بسیاری از فرایندهای آب و خاک مانند تبخیر و تعرق، ذوب برف، و رشد گیاهان تأثیر بسزایی دارند (زارع، ۱۳۸۷). تغییرات شار گرمای محسوس- که از عوامل مؤثر در ایجاد توازن انرژی سطحی است- در تغییرپذیری آب و هوای محلی و منطقه‌ای نقش مهمی دارد. متغیرهای هواشناسی متعددی بر شارهای سطحی مؤثرند و تابش خورشیدی، تابش موج بلند، و تابش خالص را تحت تأثیر قرار می‌دهند. دما و رطوبت هوا نیز گرادیان شار گرمای محسوس و نهانی را متأثر می‌سازند. از سوی دیگر، سرعت باد نیز از طریق ایجاد تلاطم بر شارهای گرمای محسوس، نهانی، و تکانه تأثیر می‌گذارد.

از این حیث، شار گرمای محسوس و ارتباط آن با دما و سرعت باد موضوع مطالعات متعددی در سراسر دنیا بوده است. بریت‌وایت (۱۹۹۵) پایداری آیرودینامیکی و شار گرمای محسوس تلاطمی را در سطح پوشیده از یخ در صفحات یخی گرینلند بررسی کرد. وی با محاسبه شار گرمای محسوس تلاطمی به واسطه سرعت باد و دما به این نتیجه رسید که افزایش پایداری شار گرمای محسوس تلاطمی را کاهش می‌دهد و ارتباط غیرخطی بین شار گرمای محسوس و دمای هوا را موجب می‌شود. پایداری در شرایط کاهش سرعت باد بیشترین تأثیر و در سرعت‌های بالای باد کمترین تأثیر را دارد. برتولد و همکاران (۲۰۰۷) نقش متضاد تغییرپذیری دمای هوا و سرعت باد را در برآورد شار سطحی مطالعه کردند. شبیه‌سازی با استفاده از مدل LES و مدل لایه مرزی (ABL)^۱ در این مطالعه نشان داد که افزایش یک درجه کلون دمای هوا و یک متر بر ثانیه بر سرعت باد باعث کاهش تغییرپذیری شار گرمای محسوس (۳۰ وات بر متر مربع) در خاک عاری از پوشش گیاهی و افزایش آن به همین میزان در نواحی پوشیده از پوشش گیاهی متراکم می‌شود. به طور کلی، محاسبه مقادیر شار گرمایی به سه عامل بستگی دارد: ۱. رابطه حجمی برای محاسبه شار؛ ۲. نوع

داده‌های مورد استفاده؛ ۳. تفکیک‌پذیری زمانی و مکانی داده‌ها (اچ سیونگ، ۱۹۸۶). بنابراین، به دلیل استفاده از داده‌ها و روابط محاسباتی متفاوت، مقادیر محاسبه‌شده برای شارهای گرمایی، حتی برای یک مکان مشخص، نتایج متفاوتی را نشان می‌دهد و این امر لزوم بررسی شرایط تغییرات شار را به‌خوبی نشان می‌دهد.

نا و همکاران (۱۹۹۹) در بررسی تغییرات سالانه و فصلی شارهای حرارتی سطح دریا در دریاهای آسیای شرقی از رابطه حجمی برای یک دوره هجده‌ساله استفاده کردند. توزیع مکانی میانگین سالانه شار حرارتی نشان داد بیشترین میزان اتلاف حرارت مربوط به بخش‌های مرکزی دریای زرد است و کمترین میزان آن نیز در رود یانگ‌تسه دیده می‌شود. هوانگ و همکاران (۲۰۰۲) در بررسی تعامل بین سطح زمین و هوا در نواحی خشک شمال غرب چین به این نتیجه رسیدند که تغییرپذیری شار گرمای محسوس در ناحیه ذکرشده می‌تواند اثرهای مهم محلی و حتی در نواحی دورتر اثرهای مهمی در تغییرات آب‌وهوایی داشته باشد. ژو و هوانگ (۲۰۰۸)، با بررسی تغییرپذیری شار حرارتی در نواحی خشک و نیمه‌خشک شمال غرب چین، ارتباط این تغییرپذیری را با بارش‌های تابستانه چین مطالعه کردند. نتایج نشان داد افزایش شار گرمای محسوس بهاره موجب افزایش بارش تابستانه در شمال غرب چین و کاهش بارش در شمال چین می‌شود. ژو (۲۰۰۹) با استفاده از رابطه حجمی تغییرات شار گرمایی را در شمال غرب چین مطالعه کرد. بر اساس نتایج این پژوهش، اختلاف دمای هوا و سطح و همچنین سرعت باد با تغییرات فصلی شار گرمای محسوس به میانگین فصلی اختلاف دمای هوا، سطح زمین، و سرعت باد بستگی دارد. این تحقیق نشان داد شبیه‌سازی میانگین اختلاف دما میان سطح زمین و هوای مجاور آن و تغییرات روزانه و فصلی آن برای محاسبه دمای سطحی و استفاده در مدل‌های اقلیمی اهمیت بسزایی دارد.

در اختیار داشتن سری زمانی طولانی‌مدت برای نشان دادن تغییرات شار گرمایی مناطقی که داده‌های ایستگاهی محدودی دارند یا در آن‌ها فواصل ایستگاه‌ها زیاد است ضرورت کاربرد داده‌های بازتحلیلی را نشان می‌دهد. در این زمینه، اسوین و همکاران (۲۰۰۹) نیز شار گرمایی تلاطمی را با استفاده از داده‌های NCEP/NCAR و داده‌های ایستگاهی برای فصل مونسون سال ۲۰۰۵ در جنوب شرق خلیج فارس محاسبه کردند. در این پژوهش مشخص شد که شارهای گرمایی حاصل از داده‌های بازتحلیلی در فصل مونسون مقادیر کمتری را تخمین می‌زنند، ولی پیش از فصل مونسون نتایج با داده‌های حاصل از بویه مطابقت دارد. ژو و هوانگ (۲۰۱۰) تغییرات فصلی و دهه‌ای شار گرمای محسوس را در شمال غرب چین با استفاده از داده‌های بازتحلیلی NCEP/NCAR و ERA-40 و داده‌های ایستگاهی برای یک دوره چهل‌ساله مطالعه کردند. نتایج بررسی آن‌ها نشان داد تغییرات فصلی شار گرمای محسوس بین داده‌های ایستگاهی و دو سری داده بازتحلیلی میزان ثابتی را نشان می‌دهد، اما تفاوت زیادی میان اختلاف دمای سطح و هوای مجاور آن و سرعت باد دیده می‌شود.

خلیلی (۱۳۷۶) تابش کلی خورشید در گستره ایران را بر مبنای داده‌های اقلیمی و مدل‌های فیزیکی برآورد کرد. نتایج نشان داد پرتابش‌ترین هسته در ایران در نواحی خشک مرکزی (با تمرکز بر یزد) و بخش‌هایی از آذربایجان قرار دارد. صدی‌نسب و میوند (۱۳۸۹) شار گرمایی خلیج عمان را با استفاده از عوامل مؤثر بر بودجه گرمایی، از قبیل زاویه تابش خورشید، بازتاب سطح آب، انتقال گرمای محسوس، انتقال گرمای نهان تبخیر، و وزش باد، مدل‌سازی کردند. شار

گرمایی در این منطقه با استفاده از مدل سه‌بعدی هیدرودینامیکی کوهرنس با تراز قائم سیگما محاسبه شد. نتایج نشان داد، با در نظر گرفتن شارهای گرمای محسوس و نهان، میانگین سالانه شار بودجه گرمایی خالص در خلیج عمان ۵۹ وات بر متر مربع است. مقایسه خروجی‌های مدل برای شار گرمایی با نتایج کارهای میدانی نشان داد مدل به خوبی قادر به محاسبه و پیش‌بینی شار گرمایی و الگوی مکانی و زمانی آن برای منطقه مورد مطالعه است.

رئیس‌السادات و رئیس‌السادات (۱۳۹۱) در بررسی موازنه انرژی گرمایی در خلیج فارس به این نتیجه رسیدند که، با توجه به میزان بارندگی و میزان تبخیر و همچنین حجم آب‌های ورودی و خروجی در خلیج فارس، انتقال خالص گرما به این منطقه برابر ۲۵ وات بر متر مربع برآورد می‌شود. این میزان گرمای اضافه به وسیله شار گرمایی سطح توجیه شد. روشنی و همکاران (۱۳۹۳) تغییرات زمانی- مکانی شار تابش خالص را در درازمدت در گستره جغرافیایی ایران بررسی کردند. نتایج بررسی داده‌های ساعتی شبکه‌بندی شده برای دوره آماری (۲۰۰۰ - ۲۰۰۹) نشان می‌دهد که تغییرات میانگین درازمدت سالانه شار تابش خالص رفتار سینوسی دارد و تغییرات ماهانه آن از تغییرات زاویه تابش خورشید، گردش عمومی جو، و پدیده‌های محلی پیروی می‌کند. با توجه به مطالعات انجام‌یافته، لزوم بررسی تغییرات شارهای گرمایی و ارتباط این شارها در وقوع مخاطرات متعدد بیشتر احساس می‌شود. بر همین اساس، در مطالعه حاضر سعی شده است تغییرات شار گرمای محسوس سطحی ایران در دوره گرم سال بررسی و ارتباط آن با تغییرات دما و باد مشخص شود.

داده‌ها و روش‌ها

برای اجرای این پژوهش از داده‌های دمای هوا (ارتفاع دومتری)، دمای سطح زمین (۰ - ۱۰ سانتی‌متری سطح زمین)، و سرعت باد در ارتفاع ده‌متری مربوط به داده‌های بازتحلیلی NCEP/NCAR به صورت ماهانه استفاده شده است. داده‌های ذکر شده با تفکیک‌پذیری 2.5×2.5 درجه مربوط به دوره آماری ۱۹۸۰-۲۰۱۴ است و محدوده منطقه مورد مطالعه شامل طول جغرافیایی ۴۳ تا ۶۴.۵ و عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۴۱ است. این محدوده به طور کامل پهنه سرزمین ایران را شامل می‌شود. برای استفاده از داده‌های بالا، که به فرمت NetCDF اند، پس از فراخوانی در محیط ArcGIS، میزان شار گرمای محسوس با رابطه ۲ محاسبه شد. سایر تحلیل‌های آماری، جدول‌ها، و نمودارها در محیط Excel انجام شد. محاسبات مربوط به روند تغییرات نیز با استفاده از نرم‌افزار SPSS انجام گرفت و نقشه‌های پهنه‌بندی نیز در محیط ArcGIS رسم شد.

به طور کلی، چهار نوع شار انرژی برای یک سطح ایده‌آل وجود دارد: ۱. شار تابش خالص (R_N)؛ ۲. شار گرمای نهان (H_L)؛ ۳. شار گرمای محسوس (H_S)؛ ۴. شار گرمایی درون زمین (H_G). موازنه تابشی سطح حاصل برآیند هر چهار نوع شار تابشی است. با توجه به سطح مورد بررسی، میزان هر یک از شارهای مزبور متفاوت است و از مجموع آن‌ها شار تابش خالص یک سطح تعیین می‌شود (آریا، ۲۰۰۱: ۱۳). بنابراین، توازن انرژی سطحی عبارت است از:

$$R_N = H_L + H_S + H_G$$

شار گرمای محسوس در سطح زمین و بالاتر از آن در نتیجه اختلاف دمای سطح زمین و هوای اطراف آن به وجود می‌آید (آریا، ۲۰۰۱: ۱۱). پس اگر انتقال گرما یا انرژی وجود دارد، به واسطه اختلاف دمایی است که میان سطح زمین و هوای اطراف آن مشاهده می‌شود و هر چه این اختلاف دما بیشتر باشد میزان شار گرمای محسوس بیشتر خواهد بود. برای محاسبه شار گرمای محسوس از رابطه حجمی استفاده شده است. این رابطه یکی از روش‌های ساده و در عین حال مناسب برای محاسبه شار گرمایی است. فرمول‌های آیرودینامیکی حجمی از روش شباهت مونین-ابوخوف^۱ مشتق شده‌اند (لیو و همکاران، ۱۹۷۹). فرمول شار تلاطمی مربوط به مقادیر متوسط متغیرهای هواشناسی سطحی است، مانند دمای سطح زمین یا سطح دریا، باد، و دمای هوا و رطوبت. از رابطه حجمی با بیش از بیست الگوریتم محاسباتی در مطالعات متعددی استفاده شده است که به تناسب استفاده از داده‌های مختلف نتایج می‌تواند صد در صد متفاوت باشد (بالانک، ۱۹۸۳). این رابطه عبارت است از:

$$S = C_p \rho C_h V (T_s - T_a) \quad \text{رابطه ۲}$$

که در این رابطه S شار گرمای محسوس، C_p گرمای ویژه هوا ($1100.467 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)، ρ چگالی هوای سطح ($31/2928 \text{ kg m}^{-3}$)، C_h ضریب آیرودینامیکی گرما ($3/02 \times 10^{-3}$)، V سرعت باد سطحی در ارتفاع ده‌متری، T_s دمای سطح زمین، و T_a دمای هوا در ارتفاع دومتری است.

میانگین متحرک پنج‌ساله و ناهنجاری برای شار گرمای محسوس و مؤلفه‌های دمای هوا، دمای سطح زمین، و سرعت باد به منظور بررسی تغییرات هر یک از مؤلفه‌های ذکر شده محاسبه شد. بررسی روند تغییرات در شار گرمای محسوس و همچنین هر یک از متغیرهای دمای هوا، دمای سطح زمین، و سرعت باد با استفاده از روش پارامتری تحلیل رگرسیون انجام شد. بدین ترتیب، نمودار خطی و پلی‌نومیال سری داده‌های فصلی رسم شد و معادله خط و ضریب تعیین هر یک به دست آمد. ارتباط و همبستگی بین شار گرمای محسوس نیز با هر یک از متغیرها با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون در سطح اطمینان ۹۵ محاسبه شد.

ضرایب رگرسیون و همبستگی ساده در مواردی که متغیر تابع تحت تأثیر چند متغیر دیگر قرار می‌گیرد ارتباط متغیرها را به درستی نشان نمی‌دهد (عساکره، ۱۳۹۰: ۲۳۸). بدین منظور، از رگرسیون چندمتغیره برای نشان دادن ارتباط متغیرهای دمای هوا، دمای سطح زمین، و سرعت باد با شار گرمای محسوس دو فصل بهار و تابستان استفاده شد.

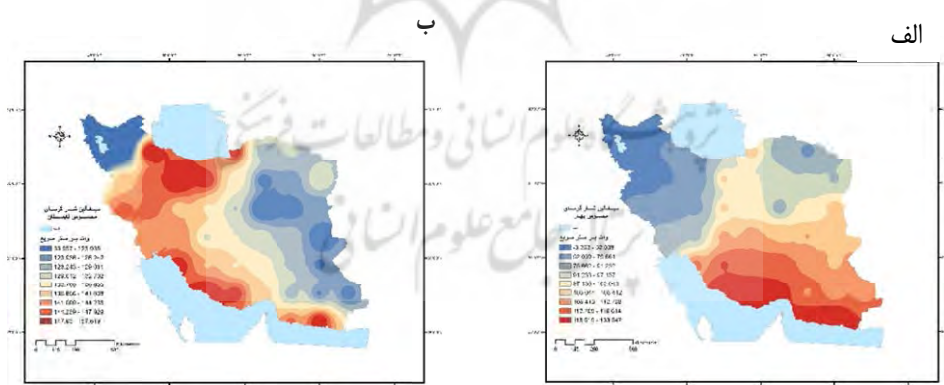
یافته‌های پژوهش

تغییرات زمانی- مکانی شار گرمای محسوس

شکل ۱ (الف و ب) میانگین فصلی شار گرمای محسوس فصل‌های بهار و تابستان را برای یک دوره ۳۴ ساله در ایران نشان می‌دهد. در فصل بهار (ماه‌های مارس، آوریل، و می) میانگین شار گرمای محسوس ۸۹ وات بر متر مربع است. با

توجه به این شکل، بیشترین میزان شار گرمای محسوس مربوط به سه نقطه جنوب شرق کشور، جنوب استان بوشهر، و نواحی مرکزی استان فارس است (شکل ۱ راست). این سه نقطه، به سبب عرض جغرافیایی کمتر و نوع پوشش گیاهی، دارای بیشترین مقدار شار گرمای محسوس در بهارند. با توجه به بارش‌های بهاره، مرطوب بودن خاک، نوع پوشش گیاهی، و در نتیجه افزایش رطوبت جو، کمترین میزان شار گرمای محسوس در شمال غرب کشور دیده می‌شود؛ میزان شار گرمای دریافتی کمتر از خروجی آن است.

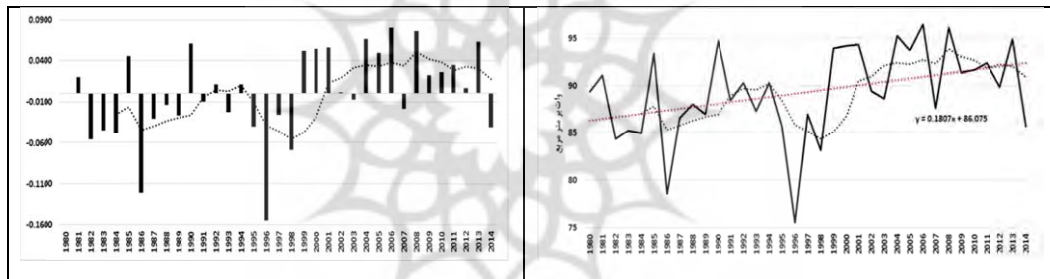
میانگین شار گرمای محسوس در فصل تابستان (ماه‌های ژوئن تا اوت) ۱۳۲ وات بر متر مربع است و شش نقطه دارای بیشترین دریافت انرژی به شکل گرمای محسوس‌اند. به سبب تغییر زاویه خورشید و افزایش طول روز، میزان شار در عرض‌های شمالی‌تر هم افزایش می‌یابد؛ به نحوی که در جنوب شرق دریای خزر، غرب دشت کویر و استان قم، نواحی جنوبی استان خوزستان، استان بوشهر، جنوب استان فارس، و جنوب استان سیستان و بلوچستان انتقال گرمای محسوس در واحد سطح و در واحد زمان به ۱۶۰ وات بر متر مربع می‌رسد. البته، میزان شار گرمای محسوس در سواحل جنوبی دریای خزر به دلیل رطوبت بالای جو، ناهمواری، و پوشش گیاهی متراکم از شرق به غرب کاهش می‌یابد. در چند نقطه، همچون شرق استان سیستان و بلوچستان و شمال استان یزد، به‌رغم اینکه دماهای بسیاری را در سطح تجربه می‌کنند، به واسطه آسمان صاف و بدون ابر، میزان انرژی خروجی بیش از میزان انرژی دریافتی آن‌هاست. همچنین، در شمال غرب کشور و در اطراف دریاچه ارومیه کمترین میزان دریافت گرمای محسوس در این فصل دیده می‌شود. به سبب فراهم بودن شرایط هم‌رفت در نیمه غربی کشور، شیب شار گرمای محسوس کشور از شرق به غرب است (شکل ۱ چپ).



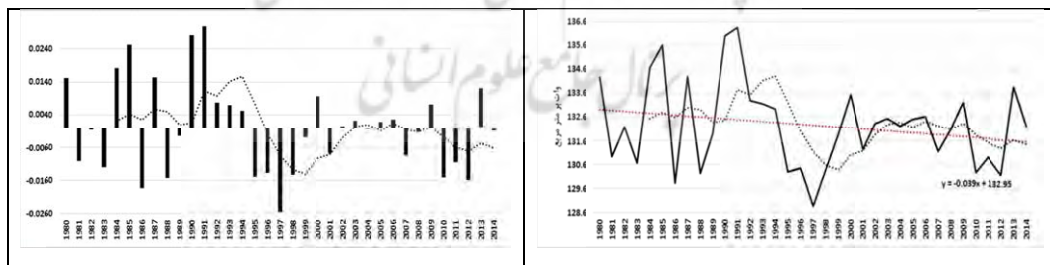
شکل ۱. میانگین شار گرمای محسوس ایران در فصل بهار (راست) و تابستان (چپ) طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

به منظور ارائه تغییرات با دوره‌های کوتاه‌تر، میانگین شار گرمای محسوس، میزان ناهنجاری، و میانگین متحرک پنج‌ساله محاسبه و ترسیم شد (شکل‌های ۲ و ۳). بررسی تغییرات میانگین شار گرمای محسوس فصل بهار حاکی است از روند افزایشی با شیب خط رگرسیونی ۰/۱۸۰۷ در دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴ (شکل ۲ راست). در این فصل میانگین شار گرمای محسوس در دهه ۱۹۸۰ و ۱۹۹۰ روند کاهشی را نشان می‌دهد؛ به حدی که کمترین میزان شار مربوط به سال

۱۹۹۶ است. از اوایل قرن بیست و یکم شار گرمای محسوس بهاره دوباره روندی افزایشی را تا پایان دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد. به طور کلی، در فصل بهار، ۵۱ درصد سال‌های آماری دارای ناهنجاری مثبت‌اند. مشخص‌ترین تغییر مربوط به سال ۱۹۸۶ و ۱۹۹۶ است که بیشترین میزان ناهنجاری منفی را در نمودار ذکر شده داراست (شکل ۲ چپ). میانگین شار گرمای محسوس تابستان روند کاهشی را نشان می‌دهد (شکل ۳ راست). تغییرات در این فصل با شیب خط رگرسیونی $-0.039t + 112.95$ کاهش می‌یابند. از اوایل دهه ۱۹۸۰ تا اوایل دهه ۱۹۹۰ میانگین شار گرمای محسوس در تابستان افزایش یافته است. این افزایش در سال‌های ۱۹۸۵، ۱۹۹۰، و ۱۹۹۱- که به میزان زیادی ناهنجاری مثبت را نشان می‌دهند- به وضوح دیده می‌شود. از اوایل دهه ۱۹۹۰ تا اوایل دهه ۲۰۰۰ از میانگین شار کاسته شده است؛ کمترین آن در سال ۱۹۹۷ مشاهده می‌شود. تغییرات از اوایل دهه ۲۰۱۰ روند کاهشی را نشان می‌دهند. به طور کلی، در فصل تابستان، در بیشتر سال‌ها، ناهنجاری منفی (۵۱/۴ درصد) مشاهده می‌شود. مشخص‌ترین تغییرات مربوط به سال‌های ۱۹۹۰ و ۱۹۹۱ است: بیشترین ناهنجاری مثبت را طی دوره آماری نشان می‌دهد. ناهنجاری‌های منفی در سال‌های پایانی دوره موجب شده که روند کلی نمودار کاهشی باشد (شکل ۳ چپ).



شکل ۲. میانگین شار گرمای محسوس به همراه میانگین متحرک پنج‌ساله، شیب خط، و معادله رگرسیونی (راست) و ناهنجاری شار گرمای محسوس به همراه میانگین متحرک پنج‌ساله فصل بهار ایران (چپ) طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴



شکل ۳. میانگین شار گرمای محسوس به همراه میانگین متحرک پنج‌ساله، شیب خط، و معادله رگرسیونی (راست) و ناهنجاری شار گرمای محسوس به همراه میانگین متحرک پنج‌ساله فصل تابستان ایران (چپ) طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

میزان انحراف از میانگین و ضریب تغییرات شار گرمای محسوس در دو فصل بهار و تابستان به تفکیک طول و عرض جغرافیایی در کل مساحت کشور محاسبه و تغییرات مکانی آن بررسی شد: بیشترین میزان انحراف از میانگین در شار گرمای محسوس در فصل بهار (به میزان ۲۹ وات بر متر مربع) دیده می‌شود (جدول ۱).

جدول ۱. محاسبات آماری تغییرات مکانی شار گرمای محسوس ایران طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

دوره گرم سال	تابستان	بهار	
۱۱۰/۸۵	۱۳۲/۲۳	۸۹/۴۷	میانگین
۳۰/۴۱	۱۰/۱۲	۲۹/۸۵	انحراف معیار
۳۴/۰۸	۹/۱۱	۴۹/۰۱	درصد ضریب تغییرات

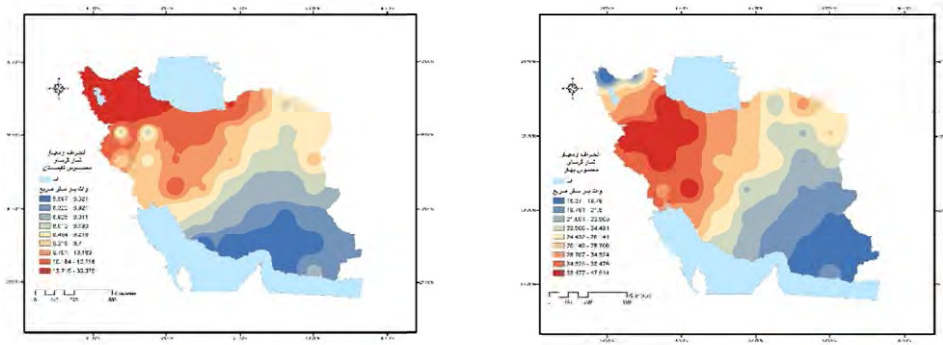
در فصل بهار، به علت زیادنبودن دمای سطح زمین و یکنواخت‌نبودن تبادل حرارتی بین دمای هوا و سطح زمین، نواحی مختلف کشور با ۴۹ درصد ضریب تغییرات در شار گرمای محسوس بیشترین میزان تغییرپذیری مکانی را نشان می‌دهند. به عبارت دیگر، در این فصل، تغییرات مکانی شار بیشتر به شرایط محلی و عرض جغرافیایی وابسته است. به طور کلی، در شش ماه گرم سال (از مارس تا اوت)، شار گرمای محسوس در نواحی مختلف کشور به طور میانگین ۱۱۰ وات بر متر مربع است که طی دوره آماری مورد نظر ۳۰ وات بر متر مربع از میانگین انحراف را نشان می‌دهد (جدول ۱). میزان تغییرپذیری طی این شش ماه ۳۴ درصد است.

جدول ۲. انحراف از معیار شار گرمای محسوس دوره گرم سال به تفکیک طول و عرض جغرافیایی

طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

طول جغرافیا										عرض جغرافیایی
۶۱,۸۷۵	۶۰	۵۸,۱۲۵	۵۶,۲۵	۵۴,۳۷۵	۵۲,۵۰	۵۰,۶۲۵	۴۸,۷۵	۴۶,۸۷۵	۴۵	
-	-	-	-	-	-	-	-	۵۲,۹۱	۳۲,۶۳	۳۹,۰۴۷۰
-	-	۳۶,۳۰	۲۶,۵۱	۳۱,۲۴	-	-	۵۵,۸۲	۵۹,۳۸	۵۹,۹۱	۳۷,۱۴۲۲
-	۲۸,۵۴	۲۳,۷۹	۲۲,۹۱	۲۸,۲۷	۳۳,۴۴	۵۶,۹۷	۵۶,۱۰	۶۴,۵۹	-	۳۵,۲۳۷۵
-	۲۰,۲۵	۱۹,۸۱	۲۳,۷۵	۲۵,۶۸	۲۶,۱۳	۴۴,۰۳	۵۱,۹۴	۴۶,۴۸	-	۳۳,۳۳۲۸
-	۱۷,۹۱	۱۸,۸۶	۲۰,۳۸	۲۰,۰۶	۲۳,۸۳	۴۱,۸۶	۳۶,۲۴	-	-	۳۱,۴۲۸۱
-	۱۶,۵۸	۱۷,۳	۱۸,۳۳	۱۹,۷۱	۲۱,۶۲	۲۸,۷۴	-	-	-	۲۹,۵۲۳۴
۱۳,۶۹	۱۵,۳۷	۱۶,۲۶	۱۶,۶۱	۲۰,۴۳	۲۲,۰۹	-	-	-	-	۲۷,۶۱۸۶
-	۱۸,۱۵	۱۶,۸۷	-	-	-	-	-	-	-	۲۵,۷۱۳۹

بررسی تغییرات مکانی شار گرمای محسوس هر فصل نشان می‌دهد که، با توجه به اینکه جنوب شرقی کشور بیشترین میزان گرمای محسوس را در واحد سطح و در واحد زمان (شار) در فصل بهار دریافت می‌کند، بیشترین میزان انحراف از میانگین (به میزان ۴۷ وات بر متر مربع) در غرب کشور و در استان کردستان دیده می‌شود. در این فصل، شمال غرب و بخش‌هایی از غرب کشور بیشترین میزان تغییرپذیری را در شار گرمای محسوس نشان می‌دهند (شکل ۴ راست). غرب و شمال غرب کشور، به دلیل قرارگیری در مسیر ورود سیستم‌های غربی در فصل بهار و فراهم‌نبودن شرایط برای استقرار سامانه پرفشار، با عدم یکنواختی در گرمایش سطحی همراه‌اند و نوسانات شار گرمایی در این مناطق زیاد است.



شکل ۴. پهنه‌بندی انحراف معیار شار گرمای محسوس فصل بهار (راست) و فصل تابستان (چپ) ایران طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

در فصل تابستان، با استقرار سامانه پرفشار، افزایش دمای سطح زمین، و تبادل نسبتاً زیاد دما میان هوا و سطح زمین، بیشترین انحراف از میانگین شار گرمای محسوس (به میزان ۳۶ وات بر متر مربع) در گوشه شمال غرب کشور در شمال آذربایجان غربی مشاهده می‌شود (شکل ۴ چپ). در این فصل، علاوه بر غرب و شمال غرب کشور، بخش‌هایی از شرق و مرکز و سواحل جنوبی دریای خزر نیز تغییرپذیری زیادی در شار گرمای محسوس تابستانه دارند. جدول ۳ تغییرات مکانی شار گرمای محسوس را در کل کشور در دهه‌های مختلف نشان می‌دهد. بررسی‌ها نشان می‌دهد، با وجود افزایش میزان میانگین شار گرمای محسوس از دهه ۱۹۸۰ تا دهه ۲۰۱۰، بیشترین تغییرات در انحراف از میانگین و ضریب تغییرات در دهه ۱۹۹۰ و در فصل بهار نمایان است (جدول ۳). در فصل بهار، کاهش میزان انحراف از معیار از دهه ۱۹۸۰ نشان‌دهنده کاهش تغییرات مکانی از این دهه تا پایان دوره آماری است.

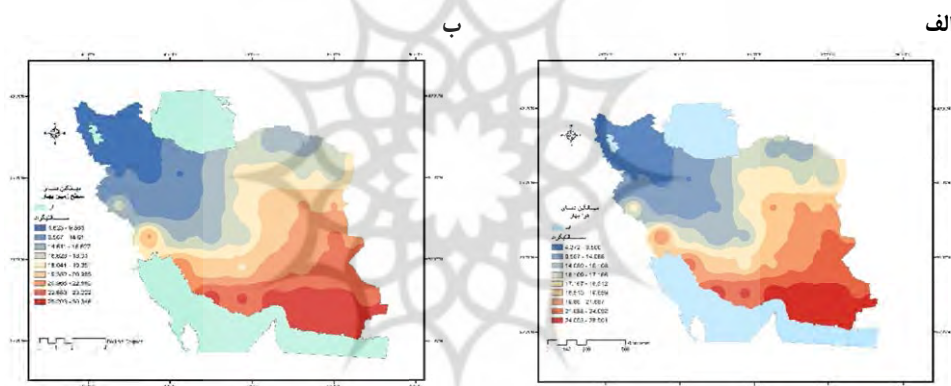
جدول ۳. محاسبات آماری تغییرات مکانی شار گرمای محسوس ایران در دهه‌های مختلف دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

کل دوره گرم سال			تابستان		بهار			دهه	
درصد ضریب تغییرات	انحراف معیار	میانگین	درصد ضریب تغییرات	انحراف معیار	درصد ضریب تغییرات	انحراف معیار			
۳۸٫۷۸	۳۱٫۱۶	۱۱۰٫۰۰	۹٫۶۹	۹٫۷۱	۱۳۲٫۶۲	۳٫۷۱	۲۹٫۲۹	۸۷٫۳۸	۱۹۸۰
۳۷٫۰۹	۳۲٫۲۴	۱۰۹٫۸۴	۹٫۲۸	۱۰٫۴۴	۱۳۲٫۱۱	۷۳٫۰۶	۲۸٫۹۶	۸۷٫۵۷	۱۹۹۰
۲۹٫۷۶	۲۸٫۳۳	۱۱۲٫۲۴	۸٫۰۷	۹٫۴۵	۱۳۲٫۰۰	۲۱٫۰۱	۲۵٫۲۰	۹۲٫۴۷	۲۰۰۰
۳۰٫۷۲	۲۸٫۰۸	۱۱۱٫۷۸	۸٫۹۰	۶٫۵۱	۱۳۱٫۵۷	۳۱٫۸۹	۲۴٫۳۰	۹۱٫۹۹	۲۰۱۰

تغییرات مکانی در فصل تابستان نیز همین روند را نشان می‌دهد. بررسی کلی شش ماه گرم سال نشان می‌دهد با وجود اینکه دهه ۱۹۸۰ بیشترین ضریب تغییرات را نشان می‌دهد، بیشینه انحراف از میانگین در دهه ۱۹۹۰ مشاهده می‌شود (جدول ۳). بررسی‌ها نشان می‌دهد، در دهه ۱۹۹۰، در بیش از ۳۵ درصد از مساحت کشور تغییراتی بیش از میزان میانگین روی داده است. گستردگی چنین تغییراتی در این دهه می‌تواند ناشی از تغییرات بزرگ مقیاس جوی باشد.

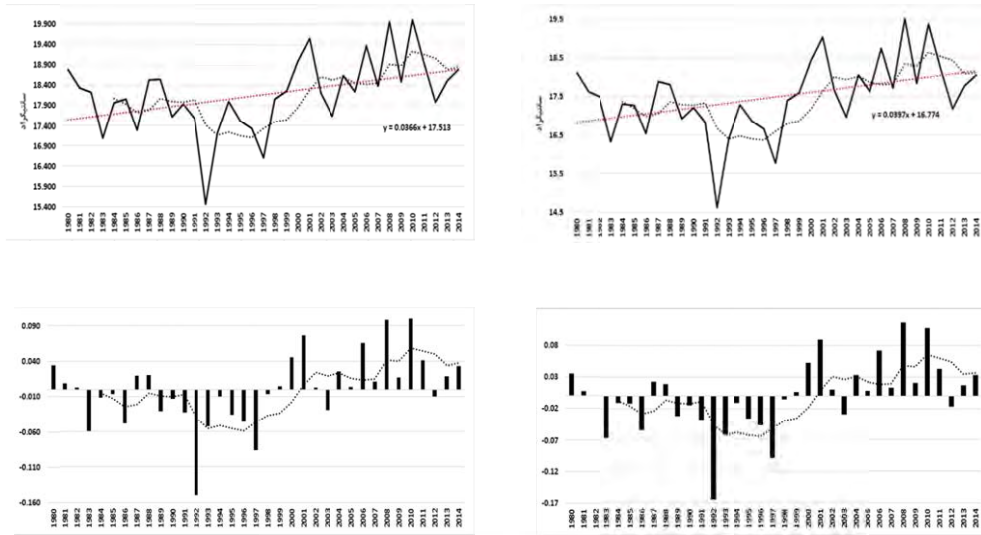
تغییرات شار گرمای محسوس و ارتباط آن با تغییرات دمای هوا و دمای سطح زمین

با توجه به رابطه ۲، شار گرمای محسوس مشخصاً از سرعت باد سطحی و اختلاف دمای هوا و سطح زمین به دست می‌آید. به منظور بررسی بیشتر تغییرات شار گرمای محسوس، نقشه‌های پهنه‌بندی میانگین هر یک از مؤلفه‌های دمای هوا، دمای سطح زمین، و سرعت باد و همچنین نمودارهای مربوط به هر یک به همراه میانگین متحرک پنج‌ساله برای دو فصل بهار و تابستان محاسبه و ترسیم شد (شکل‌های ۵، ۶، ۷، و ۸).



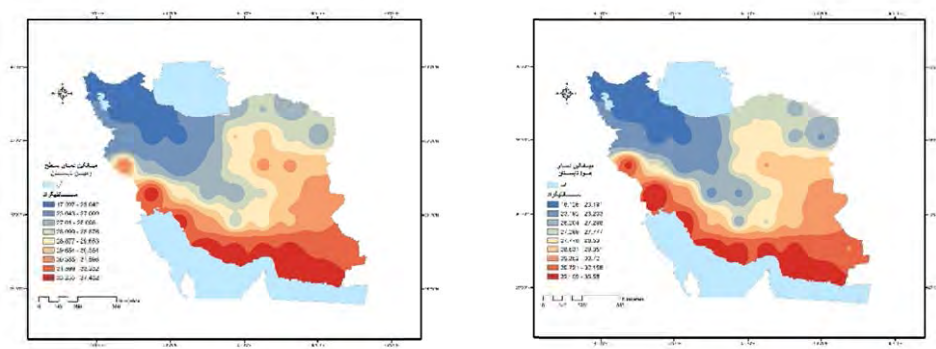
شکل ۵. میانگین دمای هوا (راست) و دمای سطح زمین (چپ) فصل بهار در ایران طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

با توجه به عواملی همچون عرض جغرافیایی، ارتفاع از دریا، میزان دریافت طول موج کوتاه خورشیدی، و همچنین پوشش گیاهی بیشینه، دمای سطحی در نیمه جنوبی کشور و بخش‌هایی از مرکز، شرق، و جنوب غرب مشاهده می‌شود. بیشترین میزان دمای هوا در بهار در جنوب غرب استان سیستان و بلوچستان به میزان ۲۸ درجه سانتی‌گراد است و کمترین میزان آن در شمال غرب کشور مشاهده می‌شود (شکل ۵ راست). در این فصل ۵۰ درصد مساحت کشور دمای هوایی بیش از ۲۰ درجه را نشان می‌دهند؛ این مناطق بیشینه شامل بخش‌هایی از جنوب غرب کشور، سواحل شمالی خلیج فارس، و جنوب شرق کشورند. (شکل ۵ چپ). دمای سطح زمین در این فصل هنوز از استقرار سامانه پرفشار دوره گرم سال متأثر نشده است.



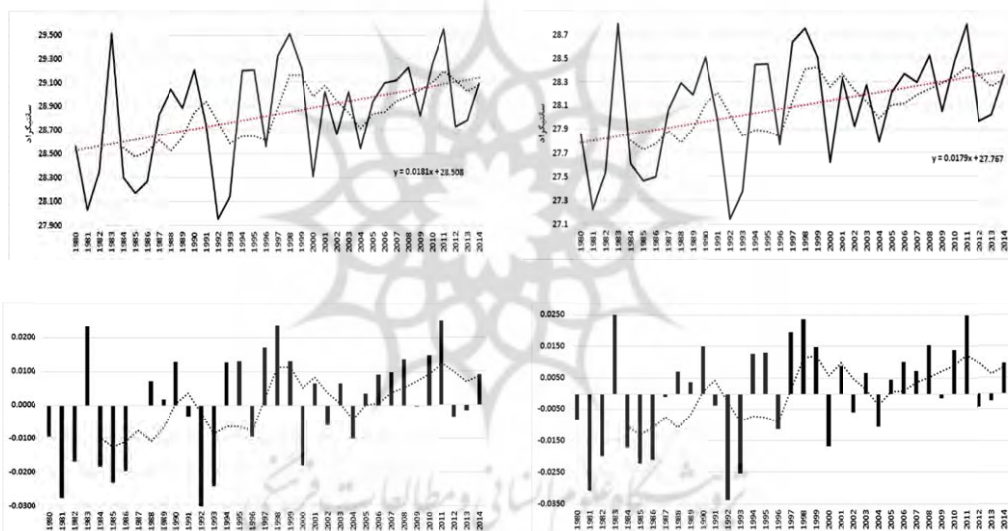
شکل ۶. روند دمای هوا (راست بالا) و ناهنجاری دمای هوا (چپ بالا) در فصل بهار و روند دمای سطح زمین (راست پایین) و ناهنجاری دمای سطح زمین در فصل بهار (چپ پایین) و میانگین متحرک پنج ساله، شیب خط، و معادله رگرسیون طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

بررسی تغییرات زمانی دمای هوا و دمای سطح زمین نشان دهنده روند افزایشی هر دو مؤلفه در فصل بهار است (شکل ۶ راست بالا و چپ بالا). اما روند تغییرات دمای هوا (با ضریب رگرسیون ۰/۰۳۹۷) نسبت به دمای سطح اندکی شدیدتر است. این تغییرات در دهه ۱۹۸۰ روند افزایشی را نشان می دهند؛ این روند با وجود ناهنجاری شدید منفی که در سال ۱۹۹۲ در هر دو نمودار دیده می شود (شکل ۶ راست پایین و چپ پایین) جهش بزرگی را در دهه ۱۹۹۰ ایجاد کرده است. روند افزایشی در دهه های ۲۰۰۰ و ۲۰۱۰ نیز ادامه داشته و تغییرات در سال های پایانی دوره آماری به شکل ناهنجاری مثبت دیده می شود. به طور کلی، دمای هوا و دمای سطح زمین در این فصل در ۵۴ درصد موارد با ناهنجاری مثبت روبه رو بوده اند.



شکل ۷. میانگین دمای هوا (راست) و دمای سطح زمین (چپ) تابستان ایران طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

در فصل تابستان، با حرکت سامانه پرفشار جنب حاره به عرض‌های جغرافیایی بالاتر، در بیشتر نواحی کشور دمای هوا افزایش یافته است و به دنبال آن با کاهش رطوبت نسبی جو بیشینه دمای هوا در شرق استان هرمزگان به میزان ۳۶ درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌شود. کمترین دمای هوا نیز به استان اردبیل (به میزان ۱۸ درجه سانتی‌گراد) اختصاص دارد. در این فصل، بیش از نیمی از مساحت کشور دارای دمای هوایی بیش از میانگین‌اند. این نواحی شامل نیمه جنوبی و شرقی کشور و بخش‌هایی از جنوب غرب و غرب است (شکل ۷ راست). بررسی نقشه دمای سطح زمین در این فصل نشان می‌دهد که بیشترین دمای سطحی در استان سیستان و بلوچستان دیده شده و شمال غرب کشور کمترین میزان دمای سطح زمین را داراست. افزایش طول روز و گرم شدن زمین در این فصل موجب شده که، به جز رشته‌کوه‌های زاگرس، بیش از نیمی از مساحت کشور شامل بخش‌های شرقی، جنوب شرقی، و جنوبی کشور بیشینه دمای سطح زمین را نشان دهند (شکل ۷ چپ).

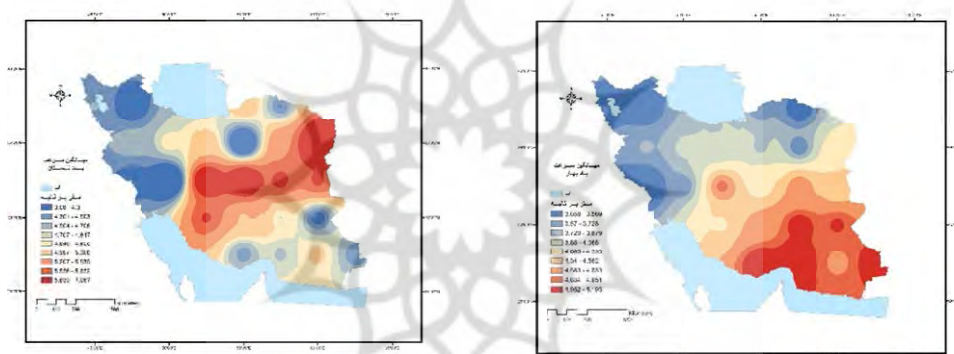


شکل ۸. روند دمای هوا (راست بالا) و ناهنجاری دمای هوا (چپ بالا) در فصل تابستان و روند دمای سطح زمین (راست پایین) و ناهنجاری دمای سطح زمین (چپ پایین) در فصل تابستان به همراه میانگین متحرک پنج‌ساله، شیب خط و معادله رگرسیون طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

روند تغییرات دمای هوا و دمای سطح زمین در فصل تابستان نیز افزایشی است؛ با این تفاوت که شیب تغییرات دمای سطح زمین (۰/۰۱۸) در این فصل شدیدتر بودن تغییرات را در دمای سطحی نشان می‌دهد (شکل ۸ راست بالا و چپ بالا). نمودارهای دمایی در این فصل، برخلاف فصل بهار، تغییرات با دوره‌های کوتاه‌تر را نشان می‌دهند. در دهه ۱۹۸۰ تغییرات دمایی روندی افزایشی دارد و در سال ۱۹۹۰ به بیشینه مقدار خود رسیده است. میزان دمای هوا و دمای سطح زمین از اواسط دهه ۲۰۰۰ افزوده شده و این روند تا پایان دوره آماری ادامه دارد. به طور کلی، در هر دو نمودار ۵۴ درصد سال‌های آماری ناهنجاری مثبت را نشان می‌دهند. تغییرات مشخص در دهه ۱۹۹۰ در نمودارهای دمایی هر دو فصل می‌تواند تغییرات شار گرمای محسوس در این دهه را متأثر سازد.

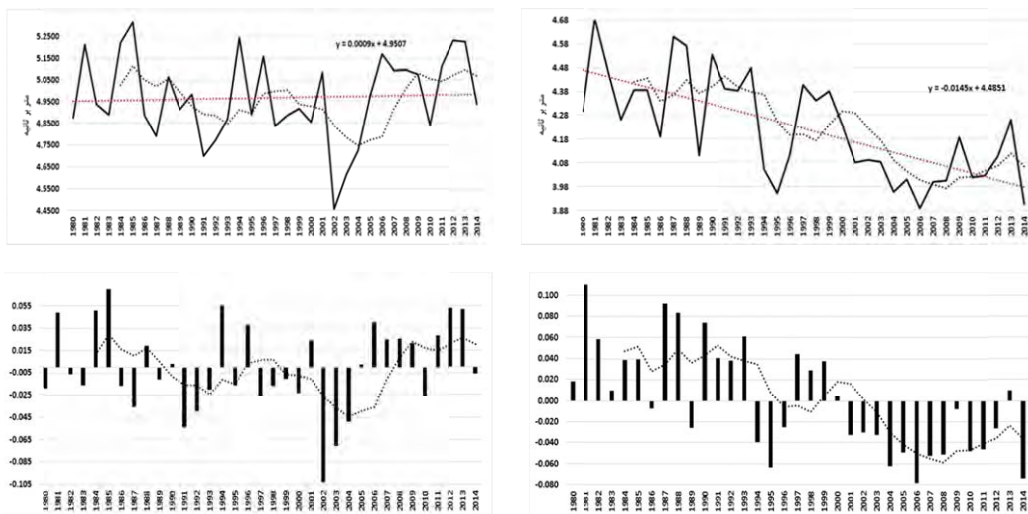
تغییرات سرعت باد

در بررسی انجام شده، سریع‌ترین باد در فصل بهار در غرب استان هرمزگان و در سواحل شرقی خلیج فارس می‌وزد (شکل ۹ الف)؛ این حالت می‌تواند از تغییرات دمایی خشکی و آب در سواحل خلیج فارس و وزش بادهای محلی ناشی شود. کمترین سرعت باد نیز در سواحل جنوب شرقی دریای خزر مشاهده می‌شود. به طور کلی، نواحی جنوبی، شرقی، و مرکزی کشور مناطق بیشینه سرعت باد در فصل بهارند (شکل ۹ راست). در فصل تابستان بیشینه سرعت باد در شرق کشور در جنوب استان خراسان رضوی و کمترین سرعت باد در غرب کشور و در نواحی شرقی استان کرمانشاه مشاهده می‌شود. در این فصل جابه‌جایی هوای گرم دشت سیستان با هوای سرد عرض‌های شمالی- که به شکل بادهای ۱۲۰ روزه از اواسط خرداد از ارتفاعات شمال شرقی به سرزمین‌های جنوب شرقی می‌وزد- موجب شده که مناطق بیشینه سرعت باد شامل نواحی شرقی و مرکزی ایران باشد (شکل ۹ چپ).



شکل ۹. میانگین سرعت باد در فصل بهار (راست) و تابستان (چپ) طی دوره آماری ۱۹۸۰-۲۰۱۴

روند تغییرات سرعت باد در هر دو فصل کاهشی است، اما فصل بهار (با ضریب رگرسیون -0.0145) تغییرات شدیدتری را نشان می‌دهد (شکل ۱۰ راست بالا و چپ بالا). نمودار میانگین سرعت باد روندی کاهشی را از اواخر دهه ۱۹۸۰ در فصل بهار نشان می‌دهد؛ این روند تا پایان دوره آماری ادامه دارد (شکل ۱۰ راست بالا). نمودار ذکر شده عکس نمودارهای دمایی در این فصل است و می‌توان این‌گونه استنباط کرد: هنگامی که روند دمایی سطحی افزایش می‌یابد دمایی سطح همگن‌تر می‌شود؛ این امر تغییرات سرعت باد را کاهش می‌دهد. سال‌های پایانی دهه ۲۰۰۰ و ۲۰۱۰ نشان‌دهنده آنومالی منفی است؛ این شرایط باعث ایجاد روند کاهشی در سری زمانی شده است (شکل ۱۰ راست پایین). به طور کلی، در فصل بهار بیشترین تغییرات به شکل ناهنجاری منفی (۵۱٫۲ درصد) روی داده است. مشخص‌ترین تغییر نیز مربوط به سال ۲۰۰۶ است.



شکل ۱۰. روند سرعت باد (راست بالا) و ناهنجاری سرعت باد (چپ بالا) در بهار و روند سرعت باد (راست پایین) و ناهنجاری سرعت باد (چپ پایین) در تابستان به همراه میانگین متحرک پنج‌ساله، شیب خط و معادله رگرسیون طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

میانگین سرعت باد در فصل تابستان در اوایل دهه ۱۹۸۰ و ۱۹۹۰ روندی افزایشی دارد، اما از اوایل دهه ۲۰۱۰ روند میانگین سرعت باد تابستانه کاهشی است (شکل ۱۰ چپ بالا). روندهای افزایشی و کاهشی دو نمودار میانگین سرعت باد و نمودارهای دمای هوا و دمای سطح زمین در این فصل نیز عکس یکدیگرند. نمودار ناهنجاری سرعت باد حاکی از دوره‌هایی با ناهنجاری مثبت و نسبتاً پایدار از اواسط دهه ۱۹۹۰ تا اوایل دهه ۲۰۱۰ است و مشخص‌ترین تغییرات در سال ۲۰۰۲ به شکل ناهنجاری منفی مشاهده می‌شود (شکل ۱۰ چپ پایین). به طور کلی، در ۵۴ درصد سال‌های آماری تغییرات به شکل ناهنجاری منفی روی داده است.

بررسی ارتباط دما و باد با تغییرات شار گرمای محسوس

ضریب همبستگی

به منظور بررسی بیشتر ارتباط مؤلفه‌های دما و باد با شار گرمای محسوس، ضریب همبستگی هر یک از مؤلفه‌های میانگین سرعت باد، دمای هوا، دمای سطح زمین، و اختلاف دمای هوا و سطح زمین با شار گرمای محسوس برای هر فصل محاسبه شد (جدول ۴).

جدول ۴. میزان همبستگی مؤلفه‌های مورد بررسی با شار گرمای محسوس در دو فصل بهار و تابستان طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

شار گرمای محسوس تابستان	شار گرمای محسوس بهار	
-۰/۳۱۸	۰/۵۱۷**	دمای هوا
-۰/۳۴۸**	۰/۵۲۰**	دمای سطح زمین
۰/۲۳۹	۰/۳۵۵*	اختلاف دمای هوا و سطح
-۰/۱۳۵**	-۰/۱۸۲	سرعت باد

* معناداری در سطح ۰/۰۱؛ ** معناداری در سطح ۰/۰۵

در هر دو فصل بهار و تابستان، دمای سطح زمین ارتباط قوی تری را با شار گرمای محسوس نشان می‌دهد؛ به طوری که افزایش دمای سطح زمین موجب افزایش ۰/۵۲ در شار گرمای محسوس بهاره و کاهش ۰/۳۸ از شار گرمای محسوس تابستان می‌شود (جدول ۴).

بررسی دقیق تر ارتباط متغیرها با شار گرمای محسوس در هر فصل نشان می‌دهد که در فصل بهار شار گرمای محسوس رابطه مستقیمی با مؤلفه‌های دمای هوا، دمای سطح زمین، و اختلاف دمای هوا و سطح زمین دارد که در مورد دمای سطح زمین ارتباط قوی تر است. بر اساس جدول ۴، رابطه معکوسی میان اختلاف دمای هوا و سطح زمین و همچنین سرعت باد برقرار است. نمودار میانگین متحرک و همچنین شیب خط رگرسیون در دو نمودار شار گرمای محسوس و دمای هوا و دمای سطح زمین نشان‌دهنده آن است که دو نمودار عکس یکدیگرند (شکل ۲ با شکل ۷ و ۱۱). در فصل تابستان نوع رابطه مؤلفه‌ها با شار گرمای محسوس متفاوت است؛ به صورتی که دمای هوا و دمای سطح زمین رابطه معکوسی با شار گرمای محسوس نشان می‌دهند و مانند فصل بهار این ارتباط در دمای سطح زمین قوی تر و معنادار است. در این فصل اختلاف دمای هوا و سطح زمین رابطه مستقیمی را با شار گرمای محسوس نشان می‌دهد، اما نمودار شار گرمای محسوس تابستانه و سرعت باد رابطه معکوسی را میان این دو مؤلفه نشان می‌دهد که با نتایج حاصل از همبستگی همخوانی دارد (شکل ۳ با شکل ۹ و ۱۱).

ضریب تعیین خطی و پلی‌نومیال

برای بررسی بیشتر ارتباط مؤلفه‌ها با یکدیگر، ضریب تعیین خطی و پلی‌نومیال برای مؤلفه‌های دمای سطح زمین، دمای هوا، اختلاف دمای هوا و سطح زمین، و سرعت باد با شار گرمای محسوس دو فصل محاسبه شد (جدول ۵).

جدول ۵. ضریب تعیین (R^2) خطی و پلی‌نومیال مؤلفه‌های مورد بررسی با شار گرمای محسوس در دو فصل بهار و تابستان طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

شار گرمای محسوس تابستان		شار گرمای محسوس بهار		
(R^2) پلی‌نومیال	(R^2) خطی	(R^2) پلی‌نومیال	(R^2) خطی	
۰/۱۶۸۴	۰/۱۰۱۲	۰/۴۵۰۷	۰/۲۶۷۲	دمای هوا
۰/۱۸۵۲	۰/۱۲۱۱	۰/۴۹۲	۰/۲۷۰۷	دمای سطح زمین
۰/۱۶	۰/۰۶	۰/۲۱۹	۰/۱۲۶۳	اختلاف دمای هوا و سطح
۰/۱۹۵۲	۰/۰۰۰۱	۰/۱۱۹۶	۰/۰۳۳۱	سرعت باد

بر اساس جدول‌های فوق، در فصل بهار دمای سطح زمین بیشترین تغییرات شار گرمای محسوس را توجیه می‌کند. احتمالاً به علت استقرار نیافتن کامل سامانه پرفشار دوره گرم، سطح زمین به طور یکنواخت گرم نشده و تغییرات دمایی میان هوا و سطح در این فصل زیاد بوده و سرعت باد در این فصل افزایش یافته است؛ در نتیجه، میزان ناهنجاری آن نسبت به فصل تابستان بیشتر است. با توجه به رابطه ۲ و کمبود تغییرات سرعت باد در این فصل، تغییر در دمای سطح زمین اثر بیشتری بر تغییرات شار گرمای محسوس بهاره دارد.

در فصل تابستان شرایط اندکی متفاوت است. با وجود اینکه دمای سطح زمین در این فصل نیز بیشترین تغییرات را در شار گرمای محسوس توجیه می‌کند، بررسی ضریب تعیین پلی‌نومیال در فصل تابستان نشان می‌دهد که بیشترین میزان تغییرات شار گرمای محسوس (به میزان ۱۹ درصد) به وسیله تغییرات سرعت باد تبیین می‌شود و میزان تأثیر سایر عوامل از این مقدار کمتر است (جدول ۴). این نتایج نشان می‌دهد که ارتباط میان سرعت باد و شار تابش خالص تابستان از نوع خطی نیست. با افزایش طول روز و گرمایش زمین در فصل تابستان، میزان تابش دریافتی سطح افزایش می‌یابد و تبادل دمای هوا و سطح به طور یکنواختی صورت می‌گیرد. بنابراین، بر اساس رابطه حجمی و در مقایسه با مؤلفه‌های دمایی، تغییر در سرعت باد تأثیر بیشتری در تغییرات شار گرمای محسوس این فصل دارد.

ضریب رگرسیون چندمتغیره

بررسی میزان همبستگی مؤلفه‌های مؤثر در تغییرات شار گرمای محسوس و همچنین ضریب تعیین آن‌ها حاکی از این مطلب است که تغییرات شار گرمای محسوس به طور کامل متأثر از تغییرات یک مؤلفه نیست و نوع ارتباط متغیرها نیز با شار گرمای محسوس به یک شکل نیست. به عبارت دیگر، شار گرمای محسوس متغیری است که تحت تأثیر چند مؤلفه دیگر قرار دارد. بدین منظور، رگرسیون چندمتغیره با توجه به معناداری متغیرهای دمای هوا، دمای سطح زمین، و سرعت باد در شار گرمای محسوس محاسبه شد (جدول ۴). رابطه‌های ۳ و ۴ رگرسیون چندمتغیره شار گرمای محسوس را برای دو فصل بهار و تابستان نشان می‌دهند.

$$Y = 33/492 - 2/957 X_1 + 5/927 X_2 \quad \text{رابطه ۳: معادله رگرسیون بهار}$$

$$Y = 174/269 - 1/433 X_1 - 1/40 X_2 \quad \text{رابطه ۴: معادله رگرسیون تابستان}$$

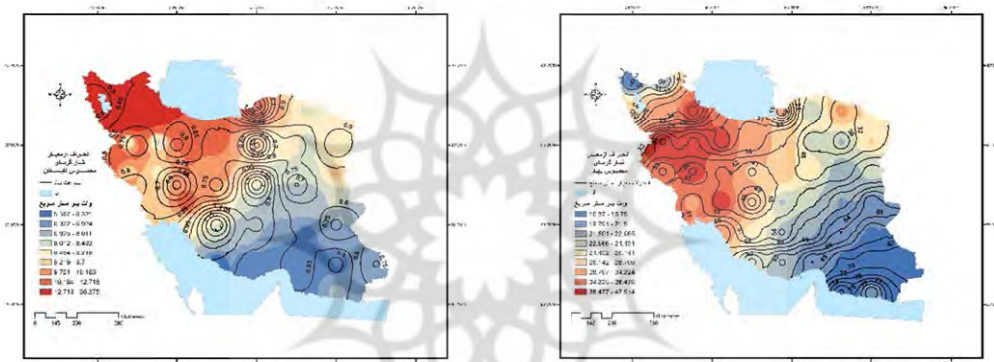
با توجه به روابط حاکم، میان متغیرها و شار گرمای محسوس و مقادیر آن‌ها می‌توان شار گرمای محسوس هر نقطه از ایران را محاسبه کرد. در رابطه ۳ شار گرمای محسوس بهار با توجه به دو متغیر دمای هوا (X_1) و دمای سطح زمین (X_2) محاسبه شد. مقایسه نتایج حاصل از معادله رگرسیونی با مقدار شار گرمای محسوس حاصل از رابطه حجمی میزان خطای ۱۵/۶ وات بر متر مربعی را نشان می‌دهد. در رابطه ۴ از متغیرهای دمای سطح زمین (X_1) و سرعت باد (X_2) برای محاسبه شار گرمای محسوس تابستان استفاده شد. میزان خطا در محاسبه شار با مقادیر واقعی در این فصل ۹/۵ وات بر متر مربع است. در هر دو فصل بیشترین خطا در نواحی شمال غرب کشور - که دارای بیشترین تغییرات شار گرمای محسوس در طی دوره آماری است - مشاهده شد؛ نواحی جنوب شرق کشور، با دارا بودن بیشینه شار گرمای محسوس، کمترین خطا را در مقایسه مقادیر حاصل از دو مدل نشان می‌دهند.

نکته مهم درباره رابطه‌های ۳ و ۴ این است که دمای سطح زمین با داشتن بیشترین ضریب در هر دو رابطه بیشترین تأثیر را در تعیین شار گرمای محسوس هر دو فصل دارد. دمای سطح زمین در فصل تابستان با تغییر در میزان اختلاف دمای هوا و سطح زمین و در فصل بهار با تأثیرگذاری بر تغییرات سرعت باد مؤلفه مهمی در تعیین شار گرمای محسوس دوره گرم سال است.

انطباق مکانی تغییرات دما و سرعت باد با تغییرات شار گرمای محسوس

با توجه به جدول ۵ و ارتباط میان مؤلفه‌های دمایی، باد، و شار گرمای محسوس، انطباق مکانی تغییرات مؤلفه‌های ذکر شده (به شکل بررسی میزان انحراف معیار هر یک) با یکدیگر مقایسه شد (شکل ۱۱ راست). مشخص شد که نواحی بیشینه شار گرمای محسوس در بهار- که شامل نواحی غربی و مرکزی کشور می‌شود- دارای بیشینه تغییرات دمایی سطح‌اند.

مقایسه تغییرات سرعت باد در فصل تابستان نشان می‌دهد، با توجه به رابطه بین این دو مؤلفه، در فصل تابستان بیشترین تغییرات شار گرمای محسوس در شمال غرب و سواحل جنوبی دریای خزر مشاهده می‌شود (شکل ۱۱ چپ)؛ در این نواحی تغییرات سرعت باد بیش از میانگین کل کشور است.



شکل ۱۱. مقایسه تغییرات مکانی انحراف از معیار دمای سطح زمین و شار گرمای محسوس بهار (راست) و انحراف از معیار سرعت باد و شار محسوس تابستان ایران (چپ) طی دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴

نتیجه گیری

بررسی‌های انجام‌یافته درباره تغییرات شار گرمای محسوس ایران در دوره آماری ۱۹۸۰ - ۲۰۱۴ تفاوت‌های محسوسی را در دو فصل بهار و تابستان نشان می‌دهد. با وجود اینکه میانگین شار گرمای محسوس ایران در فصل بهار روندی افزایشی و در فصل تابستان روندی کاهشی را نشان می‌دهد، این روند تغییرات با توجه به شیب رگرسیون ۰/۱۸۰ در فصل بهار شدت بیشتری نسبت به فصل تابستان (۰/۳۹) دارد. وجود تغییرات به شکل ناهنجاری مثبت در سال‌های پایانی دوره آماری از مشخصه‌های شار گرمای محسوس بهاره است؛ در حالی که در فصل تابستان تغییرات با دوره‌های منظم‌تر و بیشتر به شکل ناهنجاری منفی مشاهده می‌شوند.

با وجود بارش‌های بهاره، مرطوب‌بودن خاک، رویش پوشش گیاهی، و در نتیجه افزایش شار گرمای نهان، کمترین میزان شار گرمای محسوس در شمال غرب کشور دیده شد. تغییرات دمای هوا و دمای سطح زمین روند افزایشی را نشان می‌دهد؛ در حالی که روند تغییرات سرعت باد در دو فصل کاهشی است. نتایج ذکر شده با مطالعات مسعودیان (۱۳۸۳) و

دانش کار آراسته (۱۳۸۶) - که در بررسی روند دما افزایشی بودن روند تغییرات آن را در ایران نشان دادند - و یافته‌های قهرمان و قره‌خانی (۱۳۸۹) در بررسی روندهای فصلی سرعت باد مطابقت دارد.

بررسی‌ها نشان می‌دهد بیشترین تغییرات به شکل ناهنجاری مثبت و منفی و همچنین تغییرات مکانی در هر دو فصل در دهه ۱۹۹۰ روی داده است. در این دهه، علاوه بر نواحی غربی و شمال غربی، نواحی مرکزی و شرقی نیز تغییراتی بیش از میانگین را در شار گرمای محسوس نشان می‌دهند. شبیه‌بودن روند کلی در نمودارهای میانگین دمای هوا، دمای سطح زمین، و میانگین سرعت باد در هر دو فصل نسبت به یکدیگر نشان‌دهنده آن است که تغییرات مشاهده‌شده در دهه ۱۹۹۰ فرامحلی است و بخشی از تغییرات بزرگ‌مقیاس در منطقه است. مطالعه حاضر با نتایج مطالعه کوثری و همکاران (۲۰۱۳) درباره روند افزایشی دما در دهه ۱۹۹۰ همخوانی دارد.

در فصل بهار سطح زمین به طور یکنواخت گرم نمی‌شود و تغییرات دمایی میان هوا و سطح زیاد است؛ در نتیجه، میزان ناهنجاری سرعت باد نسبت به فصل تابستان افزایش می‌یابد. با توجه به رابطه ۲، اختلاف دمای هوا و سطح زمین اثر بیشتری در تغییرات شار گرمای محسوس بهاره دارد و با توجه به نتایج ضریب تعیین خطی دمای سطح زمین ۵۰ درصد تغییرات شار گرمای محسوس بهاره را توجیه می‌کند. با افزایش طول روز و گرمایش زمین در فصل تابستان، میزان تابش دریافتی سطح افزایش می‌یابد و تبادل دمای هوا و سطح به طور یکنواختی صورت می‌گیرد. بنابراین، بر اساس رابطه حجمی و در مقایسه با مؤلفه‌های دمایی، تغییر در سرعت باد بیشترین تأثیر را در تغییرات شار گرمای محسوس تابستان دارد. ضریب تعیین چندجمله‌ای نشان می‌دهد که سرعت باد ۲۰ درصد تغییرات شار گرمای محسوس تابستان را توجیه می‌کند. نواحی غرب، شمال غرب، مرکز، و سواحل جنوبی دریای خزر - که دارای بیشینه تغییرات شار گرمای محسوس در دو فصل‌اند - بیشترین تغییرات دمای هوا و دمای سطح را نشان می‌دهند. بر اساس نتایج روشنی و همکاران (۱۳۹۳)، تغییرات ماهانه شار تابش خالص از تغییرات زاویه تابش خورشید، گردش عمومی جو، و پدیده‌های محلی پیروی می‌کند. در این مطالعه به نظر می‌رسد تغییرات مکانی شار گرمای محسوس دوره گرم سال - که در نقشه‌های پهنه‌بندی مختلف نیز نمایان شده است - با عواملی چون تغییر کاربری اراضی، از بین رفتن پوشش گیاهی، و فرسایش خاک در اثر مدیریت نامناسب منابع آب و وقوع خشک‌سالی‌های مکرر مرتبط است. با توجه به اینکه موارد ذکرشده در میزان تابش دریافتی سطح زمین مؤثرند، می‌توان نقش عوامل محلی را در تغییرات شار گرمای محسوس در دوره گرم سال بیش از سایر عوامل در نظر گرفت. علاوه بر عوامل محلی، نوسان‌های آب‌وهوایی سال‌های اخیر بر تابش دریافتی زمین و تغییرات آن در فصول مختلف سال مؤثر بوده و با تغییر میزان انرژی ورودی و خروجی زمین مؤلفه‌های آب‌وهوایی همچون دما، سرعت باد، بارش، و رطوبت نسبی را متأثر می‌سازد. با وجود این، تعیین اهمیت و سهم هر یک از عوامل فوق در تغییرات شارهای گرمایی مناطق مختلف کشور نیازمند مطالعات بیشتری است.

منابع

- خلیلی، علی (۱۳۷۶). برآورد تابش کلی خورشید در گستره ایران بر مبنای داده‌های اقلیمی، تحقیقات جغرافیایی، ۴۶: ۱۵ - ۳۵.
- دانش کار آراسته، پیمان (۱۳۸۶). تحلیل روند تغییرات زمانی و مکانی بارش و دما در کشور به کمک سنجش از دور و شناسایی نواحی تحت

- تأثیر تغییرات اقلیمی، تهران: کارگاه فنی اثرات تغییر اقلیم در مدیریت منابع آب، کمیته ملی آبیاری و زهکشی.
- روشنی، احمد؛ قائمی، هوشنگ و حجازی‌زاده، زهرا (۱۳۹۳). تغییرات زمانی- مکانی درازمدت شار تابش خالص در گستره ایران، *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، ۳(۱۰): ۵۵ - ۷۲.
- رئیس‌السادات، محمدرضا و رئیس‌السادات، حمیدرضا (۱۳۹۱). بررسی تعادل انرژی گرمایی در خلیج فارس، *علوم و تکنولوژی محیط زیست*، ۱۴(۴): ۷۳ - ۸۸.
- زارع، عظیمه (۱۳۸۷). محاسبه شار تابشی سطحی با استفاده از یک مدل یک‌بعدی تابشی در منطقه کویری مرکز ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تهران.
- صدری‌نسب، مسعود و میوند، بهمن (۱۳۸۹). مدل‌سازی عددی شار گرمایی در خلیج عمان (خلیج مکران)، *دوازدهمین همایش ملی صنایع دریایی ایران*، انجمن مهندسی دریایی ایران، زیباکنار.
- عساکره، حسین (۱۳۸۶). *تغییر اقلیم*، زنجان: انتشارات دانشگاه زنجان.
- عساکره، حسین (۱۳۹۰). *مبانی اقلیم‌شناسی آماری*، زنجان: انتشارات دانشگاه زنجان.
- قهرمان، نوذر و قره‌خانی، ابوذر (۱۳۸۹). بررسی روند تغییرات زمانی سرعت باد در گستره اقلیمی ایران، *آبیاری و زهکشی ایران*، ۱(۴): ۳۱ - ۴۳.
- کاوایی، محمدرضا (۱۳۸۰). *میکروکلیماتولوژی*، تهران: سمت.
- مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۸۳). بررسی روند دمای ایران در نیم سده گذشته، *جغرافیا و توسعه*، ۲(۳): ۸۹ - ۱۰۶.
- Arya, S. Pal. (2001). *Introduction to micrometeorology*, Academic Press, Second edition, 420 pp.
- Asakare, H. (2007). *Climate change*, Zanjan University Press, Zanjan, Iran (In Persian).
- Asakare, H. (2011). *Fundamental of statistical climatology*, Zanjan University Press, Zanjan, Iran (In Persian).
- Bertoldi, G.; Albertson, J.D.; Kustas, W.P; Li, F. and Anderson, M.C. (2007). **On the opposing role of air temperature and wind speed variability in flux estimation from remotely sensed land surface states**, *Water resources research*, 43: w10433.
- Bonan, G. (2002). *Ecological climatology*, Cambridge university press, England.
- Braithwaite, R. (1995). **Aerodynamic stability and turbulent sensible-heat flux over a melting ice surface, The Greenland ice sheet**, *Journal of Glaciology*, 41(139): 562-571.
- Daneshkar Arasteh, P. (2007). *Temporal and spatial analysis of precipitation and temperature of Iran by remote sensing to identify the areas affected by climate changes*, Technical workshop on the impact of climate change on water resources management, National committee of irrigation and drainage, Tehran (In Persian).
- Ghahreman, N. and Gharekhani, A. (2010). **Temporal analysis of wind speed in Iran**, *Iran irrigation and drainage*, 4(1): 31-43 (In Persian).
- Hirose, N.; Kim, C.H. and Yoon, J.H. (1996). **Heat Budget in the Japan Sea**, *Japan Oceanography*, 52, 553-574.
- Holton, J.R. (2004). *An introduction to dynamic meteorology*, forth edition, Elsevier academic press.
- Hsiung, J. (1986). **Mean surface energy fluxes over the global ocean**, *Journal of Geophysical research*, 91: 10585-10606.
- Huang, R.H.; Wei, Z.G.; Zhang, Q.; Ma, Y.N.; Hu, Z.Y.; Hou, X.H. and Nie, Y.J. (2002). **The field experiment on air-land interaction in the arid area of Northwest China (NEWC-LAIEX) and the preliminary scientific achievements of this experiment**, International Workshop on the Air-Land Interaction in Arid and Semi-arid Areas and its Impact on Climate, (IWALI), Dunhuang City, 29-41.
- Kavyani, M.R. (2001). *Microclimatology*, SAMT press, Tehran (In Persian).
- Khalili, A. (1997). **Estimation of solar radiation in Iran based on climatic data**, *Geographical research*, 46: 15-35 (In Persian).

- Kousari, M.R.; Ahani, H. and Hendi-Zadeh, R. (2013). **Temporal and spatial trend detection of maximum air temperature in Iran 1960-2005**, *Global and Planetary Change*, 111: 97-110.
- Liu, W.T.; Katsaros, K.B. and Businger, J.A. (1979): **Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface**, *Journal of atmospheric science*, 36: 1722-1735.
- Masoodian, A. (2004). **Trend analysis of temperature in Iran of the past half century**, *Geography and development*, 2(3): 89-106 (In Persian).
- Na, J.; Seo, J. and Lie, H.J. (1999). **Annual and seasonal variations of the sea surface heat fluxes in the Asian marginal seas**, *Journal of oceanography*, 55: 257-270.
- Raisalsadat, M.R. and Raisalsadat, H.R. (2012). **Thermal energy balance in the Persian Gulf**, *Environmental science and technology*, 4: 73-88.
- Roshani, A.; Ghaemi, H. and Hejazizadeh, Z. (2014). **Temporal and spatial analysis for along term net radiation flux in Iran**, *Geography and environmental hazards*, 10: 55-72 (In Persian).
- Sadrinasab, M. and Mivand, B. (2010). Numerical modelling of heat flux in the Gulf of Oman (Makran), *The twelfth national conference of Iran's maritime industry*, Zibakenar, Iran (In Persian).
- Swain, D.; Rahman, S.H. and Ravichandran, M. (2009). Comparison of NCEP turbulent **heat fluxes with in situ observations over the south-eastern Arabian Sea**, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 104: 163-175.
- Zare, A. (2008). **Calculation of the surface radiation flux using a one dimensional radiation model in central desert of Iran**, Msc thesis, faculty of agricultural science, University of Tehran (In Persian).
- Zhou, L.T. and Huang, R.H. (2008). **Interdecadal variability of sensible heat in arid and semi-arid region of Northwest China and its relationship to summer precipitation in China**, *Chinese Journal of Atmospheric Science*, 32(6): 1276-1288 (in Chinese).
- Zhou, L.T. and Hong, R. (2010). **An assessment of the quality of surface sensible heat flux derived from reanalysis data through comparison with station observations in northwest china**, *Advances in Atmospheric sciences*, 27(3): 500-512.
- Zhou, L.T. (2009). Difference in the interdecadal variability of spring and summer sensible **heat flux over northwest China**, *Atmospheric and oceanic science letters*, 2(2): 119-123.