جغرافیا و توسعه شمارهٔ ۵۵ تابستان ۱۳۹۸
وصول مقاله : ۹۷/۰۲/۲۱
تأیید نهایی : ۹۷/۱۰/۰۹
صفحات: ۶۲- ۴۵

واکاوی فصول دمایی ایران زمین و وردایی آن طی دهه‌های اخیر

دکتر سید ابوالفضل مسعودیان[1]*، دکتر محمد دارند[2]، گلاله ناظمی‌فرد[3]

چکیده

بدون‌شک با رخنمود تغییر اقلیم و گرمایش جهانی، فصول دمایی نیز جابه‌جا خواهند شد و شدت و ضعف این جابه‌جایی در مناطق مختلف به تبعیت از آن هم‌اندازه و یکسان نیست. هدف از این پژوهش، شناخت فصول دمایی ایران‌زمین و وردایی آن طی بازهٔ زمانی ۱۳۷۰/۱/۱ تا تاریخ ۱۳۹۲/۱۲/۲۹ خورشیدی است. به‌منظور پایش مکانی نواحی تقویمی دمایی، نخست انحراف‌معیار ایستگاه‌های موردنظر در هرسال با انحراف‌معیار بلندمدت مقایسه شد. سپس میانگین بلندمدت (LTM) در قالب آرایه‌ای به ابعاد ۴۹×۳۶۶ برای هر یک از ایستگاه‌ها آرایش داده‌شد. تفاوت انحراف میانگین سالانه از میانگین کلی (Dev) جداگانه محاسبه شد. سرانجام سه آرایه با نام‌های آغاز فصل گرم (SWS) پایان فصل گرم (EWS) و طول دورهٔ گرم (WSL) تشکیل شد. برای شناخت پهنه‌های همگن تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد بر روی آرایه‌ها اعمال شد. درنهایت معناداری وردایی و آهنگ وردایی آغاز، پایان و طول دورهٔ گرما، طی دورهٔ مورد واکاوی به‌دست آمد. طی بازهٔ زمانی مورد واکاوی آغاز و پایان فصول دمایی ایران زمین دستخوش وردایی معناداری شده‌است. به‌طور کلی آهنگ کاهشی آغاز دورهٔ گرما بیشتر از آهنگ کاهشی و افزایشی پایان دورهٔ گرم بر روی ایستگاه‌های مورد واکاوی است. به نظر می‌رسد یافته‌های این پژوهش شواهد محکمی بر رخنمود گرمایش حاکم‌بر گسترهٔ ایران‌زمین و جابه‌جایی فصول و رژیم دمایی است.

واژه‌های کلیدی: جابه‌جایی فصول دمایی، تحلیل خوشه‌ای، روند، ایران.

۱- استاد آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان ، اصفهان، ایران * s.a.masoodian@geo.ui.ac.ir
۲- دانشیار آب و هواشناسی، دانشگاه کردستان، کردستان، ایران m.darand@uok.ac.ir
۳- دانشجوی کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران golale.nazemifard@gmail.com

مقدمه

پدیدهٔ گرمایش جهانی درحال وقوع و اقلیم درحال تغییر است. اکنون با گذشت بیش از دو سده از حاکمیت صنعت بر جوامع بشر، تغییر اقلیم چالشی جهانی و تهدیدی جدی برای محیط زیست کرهٔ زمین به‌شمار می‌رود. افزایش ناهنجاری‌های جوّی نظیر بارش‌های ناگهانی، وزش طوفان‌های شدید، خشک‌سالی و افزایش دما چند سالی است که در برخی نقاط ایران به چشم می‌خورد. بارش برف در شهرهای جنوبی و مرکزی ایران‌زمین پس از سال‌های طولانی، سرمای شدید و بارش تگرگ در فصل شکوفه‌دهی درختان، گل‌دهی درختان در فصل زمستان، تجربهٔ دمای بالای ۴۰ درجهٔ سانتیگراد در شهرهای کوهستانی، بدون شک از نشانه‌ها و نمایه‌های تغییر اقلیم در گسترهٔ ایران‌زمین است. ازجمله مواردی که می‌توان براساس آن‌ها موضوع تغییر اقلیم را روشن‌تر بیان کرد، افزایش طول دورهٔ رشد، افزایش دما و ذوب‌شدن یخ‌های قطب شمال و بالاآمدن سطح آب‌ها، کاهش بارش و خشک‌سالی، افزایش رخداد سیلاب، امواج گرمایی و کاهش امواج سرما هستند که باعث مشکلات عدیده‌ای در سراسر جهان شده‌اند *(دارند، ۱۳۹۰:۲۰)* بنابراین تغییر اقلیم، مفهومی است که به‌سادگی نمی‌توان آن را تعریف کرد و با توجه به تعاریف متعددی که برای این واژه وجود دارد، تغییر در زمانِ آغاز و پایان فصول طبیعی (جابه‌جایی فصول) می‌تواند یکی از مصادیق تغییر اقلیم باشد که درنتیجهٔ آن در هر مکانی شرایط برای بروز مشکلات مختلف فراهم می‌شود. از آنجا که دما عنصر شکل‌گیری اقلیم است، تغییرات آن می‌تواند ساختار آب‌وهوایی هر محل را دگرگون سازد؛ به‌همین‌دلیل است که بررسی روند دما در مقیاس‌های مختلف زمانی- مکانی بخش بزرگی از تحقیقات اقلیم‌شناسی را به خود اختصاص داده‌است *(مسعودیان، ۱۳۸۳:۸۹)*. با توجه به اینکه ایران در منطقهٔ جنب حاره قرارگرفته، وقوع مخاطرات محیطی مانند تغییرات و نوسانات شدید دما مشخصهٔ ذاتی آن است؛ بنابراین شناسایی تغییرات ایجادشده در مکان و زمانِ آغاز و پایان فصول طبیعی به‌منظور بررسی تأثیر آن بر اقلیم و مدیریت منابع طبیعی و کشاورزی و... ضروری است. همچنین استفاده از استراتژی‌های سازگار با تغییر اقلیم از شدت اثرات منفی آن خواهد کاست و علاوه‌بر آن، از فرصت‌های به‌دست‌آمده می‌توان به نفع جامعه و به‌ویژه کشاورزان بهره برد. تطابق با تغییر اقلیم اگرچه مانع ورود خسارات نخواهد شد، ولی به مقدار زیادی هزینه‌ها را کاهش خواهد داد. پژوهش‌های زیادی دال بر اینکه فعالیت‌های انسانی عاملی بر تغییر و توزیع رخدادهای فرین دماست، صورت گرفته‌است. نتایج تحقیق‌های صورت‌گرفته در ایران و جهان حاکی از آن است که میانگین دما در قرن اخیر و همچنین در سال‌های آینده رو به افزایش است. با اینکه در زمینهٔ تغییر اقلیم در سراسر جهان مطالعات زیادی با اهداف گوناگون انجام شده‌است؛ ولی دربارهٔ جابه‌جایی فصول پژوهشگران کارهای زیادی انجام نداده‌اند. افزایش فراوانی و شدت رخدادهای فرین با تغییر اقلیم در پیوند است. شواهد زیادی وجود دارد که فعالیت‌های انسان بر تغییرات دما به‌ویژه توزیع رخدادهای فرین دما تأثیرگذار است (*Stott et al, 2004: 611; Christidis et al, 2005; Klein et al, 2005:32*) با توجه به مطالعاتی که بر روی دمای اروپا صورت گرفته‌است، همه توافق‌نظر دارند که میانگین دما و فراوانی رخدادهای فرین دما در ۱۰۰ سال آینده رو به افزایش است (*Weisheimer and Palmer, 2005; Bhutiyani et al, 2007; Alexander et al, 2006*). بررسی دمای ایران نشان داد که گذشته از وجود چرخه در دمای کشور *(عساکره، ۱۳۸۸:۱۱)* روند افزایشی دما در برخی مناطق دیده می‌شود *(مسعودیان ۱۳۸۳:۹۰)*. گذشته از تغییر در ویژگی‌های زمانی، ویژگی‌های مکانی نیز دستخوش تغییر شده‌است؛ برای

نمونه براتی و موسوی *(۵۱:۱۳۸۴)* جابه‌جایی مکانی امواج فصل گرم زمستان ایران را به‌سوی البرز و آذربایجان گزارش کرده‌اند. مسعودیان (۱۳۸۳) روند دمای ایران در نیم سدهٔ گذشته را موردمطالعه قرارداد. برای ارزیابی روندهای مثبت و منفی داده‌های دمای ماهانهٔ ایران (دمای شبانه، روزانه و شبانه‌روزی) از ژانویه تا دسامبر ۲۰۰۰ بررسی شد. تحلیل روند دما نشان داده‌است که در نیم سدهٔ گذشته دمای شبانه، روزانه و شبانه‌روزی ایران به‌ترتیب با آهنگ حدود ۳، ۱ و ۲ درجه در هر صد سال افزایش داشته‌است. کاویانی و عساکره (۱۳۸۰) مطالعه‌ای باعنوان بررسی و مدل‌سازی روند دما طی سدهٔ گذشته (مطالعهٔ موردی: ایستگاه جاسک) انجام دادند. دمای جاسک طی ۱۰۴ سال گذشته (سال‌های ۱۹۹۶- ۱۸۹۳) روندی افزایشی را نشان می‌دهد. این روند با به‌کارگیری شیوه‌های آماری اثبات شد.

احمدی و احمدی (۱۳۸۹) تغییرات سالانه و فصلی دمای شهرستان ایلام را با استفاده از آمار بلندمدت ۴۰ ساله از سال ۱۹۶۴ تا ۲۰۰۳ بررسی کردند. نتایج بررسی نشان می‌دهد که در ۲۰ سال اخیر از تغییرات بیشتری برخوردار بوده‌است و روند تغییرات سری زمانی دمای منطقه افزایشی است.

بارتولینی و همکاران (۲۰۰۸) روندهای اخیر در دمای تابستان توسکانی (ایتالیا) و شاخص‌های فرین آن را مورد تجزیه‌وتحلیل قراردادند. بدین‌منظور الگوهای تغییرات آب‌وهوایی به‌ویژه شاخص‌های فرین دما در طول دورهٔ ۲۰۰۴- ۱۹۵۵ را با استفاده از داده‌های ۴۰ ایستگاه و روند آن را نیز با آزمون من‌کندال بررسی کردند. نتایج نشان داد، فرین‌های حداکثر و حداقل دما افزایش یافته‌است و درنهایت افزایش دمای روزانه (DTR) در تابستان (۰/۰۶ در دهه) مشاهده شد. پیشروی و پسروی دما و به‌طور کلی نوسانات دمایی پیامدهای زیان‌باری برای کشور خواهد داشت. فعالیت‌های انسان و محیط‌زیست به‌ویژه در زمینهٔ کشاورزی به‌شدت متأثر از مؤلفه‌های اقلیمی به‌ویژه دماست. آسیب‌پذیری جامعه نسبت‌به اثرات تغییرات و نوسان های دمایی انگیزهٔ شناسایی و بررسی آن‌ها را بیشتر می‌کند *(دارند، ۱۳۹۰: ۴۵)*. از گذشته تاکنون روش‌های مختلفی برای طبقه‌بندی اقلیمی ارائه شده‌است، دست‌ِکم دو رویکرد برای طبقه‌بندی اقلیمی وجود دارد، یکی طبقه‌بندی‌های سنتی مانند طبقه‌بندی اقلیمی تورنت وایت و کوپن ودیگری رویکرد طبقه‌بندی نوین است که برخلاف رویکرد اول، معیار طبقه‌بندی و آستانه‌ها از پیش مشخص نیست؛ بلکه بسته به هدف طبقه‌بندی معیارها و آستانه‌ها به یاری روش‌های گوناگون داده‌آمایی می‌شوند؛ برای نمونه می‌توان به طبقه‌بندی شبه‌قارهٔ هند توسط گادگیل و جوشی، غرب آفریقا توسط آنیاداک، چین توسط رونبرگ و وانگ و ایالات‌متحده توسط استینر و فاول اشاره کرد *(Anyadyke, 1987:391; Fovel, 1992:380)*.

اسکرین و اسمیوندس (۲۰۱۰) در پژوهش‌های خود بر روی تجزیه‌وتحلیل چرخه‌های دما به این نتیجه دست یافتند که چرخهٔ دما بر روی اقیانوس‌های کلاهک‌های قطبی ضعیف شده‌است و همراه با تأخیر چرخه شروع می‌شود.

استاین و هیوبرس (۲۰۱۲) تغییرات چرخهٔ فصلی دما و گردش جوّ را بر روی کل کرهٔ زمین بررسی کردند. یافته‌ها نشان داد که ارتباط قوی بین گردش‌های جوّی و چرخهٔ فصلی دما وجود دارد و چرخهٔ فصلی دما به‌شدت تحت‌تأثیر تغییرات در گردش جوّی فصل بهار است؛ درحالی‌که شدت و میزان آن تحت‌تأثیر گردش جوّی در فصل زمستان است.

بای و همکاران (۲۰۱۳) تغییرات طول دورهٔ گرم دمای سالانه در عرض‌های بالا را در اثر گرمایش جهانی تحلیل کردند. نتایج نشان داد که دورهٔ گرم بر روی مناطق برون حاره هم‌دست و یکنواخت است.

تغییرات مکانی که در مناطق قطبی بر روی خشکی و اقیانوس‌ها وجود دارد، به‌دلیل گرمایش جهانی این تفاوت‌ها از بین خواهد رفت و رژیم دما حدود ۱۰ درجهٔ قوسی به‌سمت مناطق قطبی در هر دو نیم‌کره جابه‌جا خواهدشد.

دیوان و همکاران (۲۰۱۷) چرخهٔ سالانهٔ دما را بر روی فلات تبت از سال ۱۹۷۰ به بعد بررسی کردند. نتایج حاصل از تحلیل آن‌ها بیانگر نقش فعالیت‌های انسانی از اواخر قرن نوزدهم به بعد بر روی دما و رفتار چرخه‌ای آن است و نقش فعالیت‌های انسان در آینده بر ضعیف‌شدن چرخهٔ دما بیشتر خواهدشد و ضعیف‌شدن نوسان و چرخهٔ دما بر حاصلخیزی و فعل و انفعالات اکوسیستمی نقشی پررنگ خواهد گذاشت.

وانگ و دیلون (۲۰۱۴) بر روی کل کرهٔ زمین و من و پارک (۱۹۹۶) با مقایسهٔ مقادیر دمای مشاهده‌شده و برآوردشده توسط مدل‌ها بر روی کرهٔ زمین به نتایجی مشابه دست یافتند.

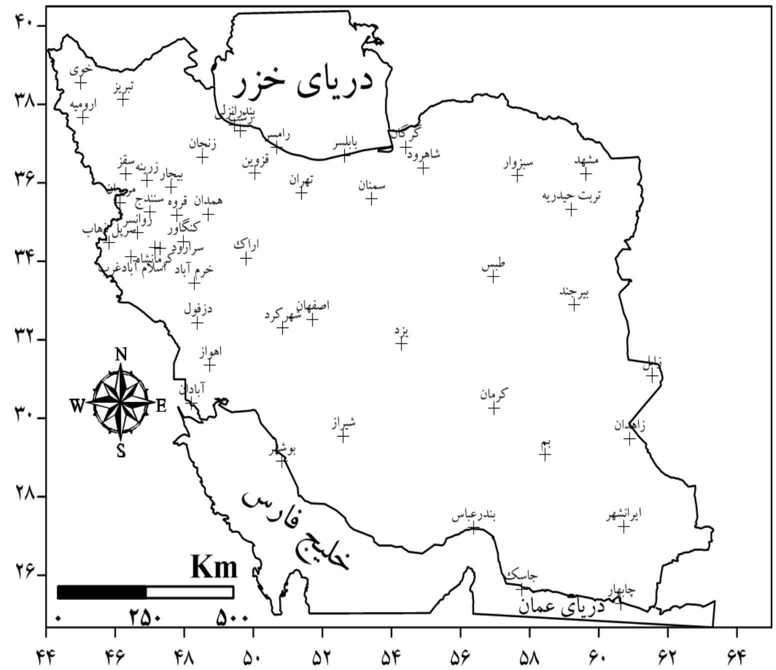
در زمینهٔ مطالعات داخلی طبقه‌بندی اقلیمی ایران *(حیدری و علیجانی، ۵۷:۱۳۷۸؛ مسعودیان ۱۸۴:۱۳۸۲)* نیز نشان داده که دما از عوامل مهم تمایز اقلیمی نقاط مختلف ایران است. علیجانی (۱۳۷۷) در پژوهشی با هدف بررسی تفاوت فصول تقویمی و طبیعی بررسی کرد که ویژگی‌های گرمایی این دوره‌ها (فصول طبیعی) با واقعیت متداول فصول (فصول تقویمی) مطابقت ندارد و در سواحل جنوبی کشور فقط فصل تابستان و بهار وجود دارد.

نظری‌پور و سعیدآبادی (۱۳۹۱) در پژوهشی به‌منظور تعیین فصول اقلیمی زاهدان از مجموعه داده‌های روزانه و ساعتی پارامترهای حرارتی در قالب ۲۱ متغیّر در دورهٔ آماری ۳۵ ساله با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای استفاده کردند؛ درنهایت به این نتیجه رسیدند که چهار فصل اقلیمی متمایز و متفاوت از فصل تقویمی بر زاهدان حاکم است. مطالعهٔ فصل‌های حرارتی نشان داد که زمستان و تابستان در زاهدان دیرتر شروع‌شده و دیرتر پایان می‌پذیرد. مسعودیان (۱۳۸۲) با استفاده از تکنیک‌های آماری، ۶ عامل و ۱۵ ناحیه اقلیمی را در ایران‌زمین شناسایی کرده‌است. مزیدی و همکاران (۱۳۸۸) برای استان یزد شش پهنهٔ اقلیمی متفاوت را شناسایی کردند. شیرانی و همکاران (۱۳۸۸) در پژوهشی با عنوان پهنه‌بندی اقلیمی استان یزد به روش‌های آماری چند متغیّره به این نتیجه رسیدند که استان یزد دارای شش پهنهٔ اقلیمی متفاوت است. مسعودیان *(۱۷۱:۱۳۸۲)* نواحی اقلیمی ایران را به روش نوین و رویکرد یاخته ای طبقه‌بندی کرد. وی نشان داد که اقلیم ایران ساختهٔ شش عامل اقلیمی است که دما یکی از آن‌هاست. وی به کمک روش تحلیل خوشه‌ای، ایران را به پانزده ناحیهٔ اقلیمی طبقه‌بندی کرد. از سوی دیگر، منتظری و مسعودیان *(۴:۱۳۹۲)* نواحی دمایی ایران را مشخص کردند و نشان دادند که در نقاط مختلف ایران‌زمین سازوکارهای گوناگونی در شکل‌گیری دما نقش دارند.

منتظری و مسعودیان (۱۳۹۲) در یک بررسی با هدف بررسی زمان آغاز و پایان فصل گرم و سرد سال به این نتیجه رسیدند که دورهٔ گرم ایران از ۲۸ فروردین تا ۳ آبان ودورهٔ سرد از ۴ آبان تا ۲۷ فروردین سال بعد به طول می‌انجامد و دوره‌های سرد و گرم ایران در همه‌جا هم‌زمان آغاز نمی‌شود. هدف از این پژوهش پاسخ به این سؤال است که کدام نقاط ایران‌زمین هم‌زمان با هم دورهٔ گرم را آغاز و کدام نقاط هم‌زمان دورهٔ گرم را به پایان می‌رسانند. در اینجا می‌کوشیم تا با شناخت نواحی تقویمی دمایی، وردایی آغاز، پایان و طول دورهٔ گرما، آهنگ وردایی و معناداری آن طی دورهٔ مورد واکاوی را بررسی کنیم. منتظری (۱۳۹۰) نیز فصولدمایی ایران را بررسی کرده است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های روزانۀ سنجۀ دمای ایستگاهی پایگاه دادۀ سازمان هواشناسی استفاده شد. بازۀ زمانی داده‌های استفاده‌شده از ۱۹۹۱/۳/۲۱ (۱۳۷۰/۱/۱ خورشیدی) تا ۲۰۱۴/۳/۲۰ میلادی (۱۳۹۲/۱۲/۲۹ خورشیدی) به‌مدت ۲۲ سال است. از بین ۶۶۳ ایستگاه همدید در کشور،۴۹ ایستگاه به‌عنوان نمونه برای بررسی انتخاب و موقعیت دقیق ایستگاه‌ها با استفاده از نرم‌افزار گوگل ارث[1] مشخص شد. شکل ۱ موقعیت مکانی ایستگاه‌های همدید مورد واکاوی در این پژوهش را بر روی ایران‌زمین نشان می‌دهد.



شکل ۱: موقعیت مکانی ایستگاه‌های مورد واکاوی بر گسترۀ ایران‌زمین

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

در این پژوهش از نرم‌افزار مت‌لب[2] برای اجرای توابع و از نرم‌افزار سرفر[3] برای ترسیم نقشه‌ها بهره بردیم. ابتدا انحراف‌معیار بلندمدت برای هر یک از ایستگاه‌های مورد واکاوی طی روزهای مختلف تقویمی سال محاسبه شد. سپس برای پایش مکانی نواحی تقویمی دمایی ایران‌زمین، انحراف‌معیار ایستگاه‌های موردنظر در هر سال با انحراف‌معیار بلندمدت مقایسه شد. قبل از انجام هرگونه تحلیلی، داده‌ها کنترل و آمار ناقص ایستگاه‌ها حذف شدند. پس از اطمینان از صحت داده‌ها میانگین بلندمدت[4] در قالب آرایه‌ای به ابعاد ۴۹×۳۶۶ برای هر یک از ایستگاه‌ها محاسبه شد. سرانجام با استفاده از تابع میانگین بلندمدت در محیط مت‌لب، یک انحراف[5] از میانگین کلی برای هریک از ایستگاه‌ها و یک انحراف از میانگین برای هر سال آماری جداگانه گرفته شد. میانگین بلندمدت مشخص می‌کند که به‌طور متوسط فصل گرم در هر ایستگاه چه روزی آغاز و چه روزی تمام می‌شود. سپس آغاز، پایان و طول دورۀ گرم محاسبه شد. لازم به ذکر است که تعیین آستانه برای فصل گرم شروع داده‌های مثبت متوالی در نظر گرفته شد و بدین ترتیب سه آرایه به نام‌های (SWS) آغاز فصل گرم به ابعاد

1-Google Earth
2-Matlab
3-Surfer
4-Long Term Mean

5-Deviation

۶۳×۴۹، (EWS) پایان فصل گرم به ابعاد ۶۳×۴۹، (WSL) طول دورهٔ گرم نیز به ابعاد ۶۳×۴۹ تشکیل شد. در گام بعدی تفاوت انحراف سالانه از میانگین کلی برای هر ایستگاه محاسبه و بدین‌ترتیب در هر ایستگاه میزان پیشروی و پسروی فصل گرم مشخص شد. سپس برای شناخت پهنه‌های همگن مکانی، ابتدا فواصل اقلیدسی به‌دست آمد و تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد بر روی چهار سری از داده‌ها اعمال شد. درنهایت با استفاده از آزمون ناپارامتریک من‌کندال اصلاح‌شده وردایی آغاز، پایان و طول دورهٔ گرما، آهنگ وردایی و معناداری آن طی دورهٔ مورد واکاوی مشخص شد.

- خوشه‌بندی

اعمال تحلیل خوشه‌ای در دو گام اساسی صورت می‌گیرد: گام اول، محاسبهٔ درجهٔ همانندی عضوها با یکدیگر و از بین بردن فاصلهٔ اقلیدسی و گام دوم چگونگی ادغام عضوها برحسب درجهٔ همانندی با همدیگر. بسته به روشی که برای محاسبهٔ درجهٔ همانندی و چگونگی ادغام انتخاب می‌کنیم، یک تحلیل خوشه‌ای را می‌توان به شیوه‌های مختلفی اجرا کرد *(مسعودیان،۸۶)*. در مطالعات اقلیم‌شناسی برای محاسبهٔ درجهٔ ناهمانندی (همانندی) از فاصلهٔ اقلیدسی استفاده می‌شود:

رابطهٔ ۱: $d_{rs}^2 = (Xr - Xs)(Xr - Xs)'$

خوشه‌بندی یکی از روش‌های طبقه‌بندی است که براساس دو روش همبستگی و فاصلهٔ اقلیدسی بین نقاط یا نقشه‌ها انجام می‌گیرد .

تغییر، جهش و ناهمگنی سری زمانی اقلیمی ویژگی‌ای است که در هر نقطه و مکانی از کرهٔ زمین ممکن است مشاهده شوند. این گونه تغییرات ممکن است دلایل طبیعی یا غیرطبیعی داشته باشند. برای شناخت نقاط تغییر روش‌های مختلفی ارائه شده‌است. روش آزمون ناپارامتریک من‌کندال اصلاح‌شده یکی از این روش‌هاست که در زیر به آن اشاره خواهیم کرد.

- آزمون من‌کندال اصلاح‌شده

آزمون من‌کندال اصلاح‌شده توسط حامد و رائو در سال ۱۹۹۸ ارائه شد. بدون‌شک تکرار داده‌های یکسان در سری زمانی داده‌ها منجر به خودهمبستگی در سری زمانی داده‌ها خواهد شد. برای حذف اثرات ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار از سری زمانی آزمون من‌کندال اصلاح‌شده استفاده می‌شود؛ چراکه فرض اصلی استفاده از روش ناپارمتریک من‌کندال به‌منظور واکاوی تغییرات سری زمانی و روند، آن است که در مشاهدات، خودهمبستگی معناداری وجود نداشته باشد. برای حذف اثرات خودهمبستگی لازم است که اجزاء خودهمبستگی، ازقبیل فرایند خودهمبستگی مرتبهٔ اول قبل از انجام آزمون من‌کندال از سری زمانی داده‌ها حذف شود؛ این فرایند را «پیش‌سفیدکردن[1]» می‌نامند *(میرعباسی نجف‌آبادی و دین‌پژوه، ۱۳۸۹)*. گام اول محاسبهٔ آزمون ضریب خودهمبستگی مرتبهٔ K ام (r_k) براساس رابطهٔ زیر است:

رابطهٔ ۲:
$$r_k = \frac{\frac{1}{n-k}\sum_{i=1}^{n-k}(x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2}$$

که در آن $k=1,2,\dots,\frac{n}{4}$ است.

اگر $\frac{1-1.96\sqrt{n-k-1}}{n-k} \le r_k \le \frac{1+1.96\sqrt{n-k-1}}{n-k}$ آنگاه داده‌ها در سطح ۵ درصد مستقل فرض می‌شوند و واکاوی روند به کمک روش من-کندال شناسایی می‌شود؛ اما اگر ضریب خودهمبستگی مرتبهٔ kام امر مستقل و معنی‌دار فرض شود، ابتدا واریانس اصلاح‌شده ($V(S)^*$) از رابطهٔ ۳ محاسبه می‌شود:

1-Pre-Whitening

رابطهٔ ۳:

$$Var(s)^* = Var(s)\frac{n}{n^*}$$

رابطهٔ ۴:

$$\frac{n}{n^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)}\sum_{i=1}^{n-1}(n-i)(n-i-1)(n-i-2)r_i$$

که در آن r_i ضرایب همبستگی با تأخیر i است که از رابطهٔ ۵ محاسبه می‌شود و برای محاسبهٔ Z از واریانس یا $Var(S)^*$ استفاده می‌شود.

رابطهٔ ۵:

$$n > 10 \; if$$

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^{m} t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18}$$

رابطهٔ ۶:

$$n \prec 10 \; if \quad Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}$$

که n: تعداد داده‌های مشاهده‌ای، m: معرف تعداد سری‌هایی است که در آن‌ها حداقل یک دادهٔ تکراری وجود دارد و t: نشان‌دهندهٔ فراوانی داده‌های با ارزش یکسان است.

- شیب سن (Sen)

همانند آزمون من‌کندال اصلاح‌شده، آزمون تخمین‌گر شیب سن نیز یک روش ناپارامتریک است که توسط سن در سال ۱۹۶۸ ارائه شد. اگر فرض کنیم که مدل خطی $f(t)$ به‌صورت زیر باشد:

رابطهٔ ۷:

$$f(t) = Qt + B$$

که Q: شیب و B : ثابت و عرض از مبدأ است که برای محاسبهٔ شیب همهٔ جفت داده‌ها از رابطهٔ زیر استفاده می‌شود.

رابطهٔ ۸ :

$$Q_i = \frac{(x_j - x_k)}{j-k}, i = 1,2,............, N, j \succ k$$

تخمینگر شیب سن برابر با میانهٔ N مقدار Q_i است که به کمک رابطهٔ زیر محاسبه می‌شود.

رابطهٔ ۹:

$$Q = \begin{cases} Q_{\frac{N+1}{2}} \\ \frac{1}{2}\left(Q_{\frac{N}{2}} + Q_{\frac{N+2}{2}}\right) \end{cases}$$

اگر N: فرد باشد، از رابطهٔ اول و اگر زوج باشد از رابطهٔ دوم استفاده می‌شود. سرانجام باید C_a: در سطوح اطمینان موردنظر به کمک رابطهٔ زیر حساب شود.

رابطهٔ ۱۰:

$$C_\alpha = Z_{1-\frac{\alpha}{2}} * \sqrt{Var(s)}$$

که در آن Z آمارهٔ توزیع نرمال استاندارد است. گام بعد محاسبهٔ حدود اعتماد بالا و پایین (M1 و M2) است که بر پایهٔ روابط زیر به‌دست خواهد آمد.

رابطهٔ ۱۱:

$$\begin{cases} M_1 = \dfrac{N' + C_\alpha}{2} \\ M_2 = \dfrac{N' - C_\alpha}{2} \end{cases}$$

که N': تعداد شیب‌های محاسبه‌شده در گام‌های نخستین است.

یافته‌های پژوهش

پهنه‌بندی براساس متوسط انحراف از میانگین داده‌ها

همان‌طور که بیان شد، برای شناخت مناطق همگون و یکدست تقویمی دما بر روی گسترهٔ ایران‌زمین تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد بر روی آرایهٔ متوسط انحراف از میانگین تقویمی دما، طول دورهٔ تقویمی، شروع و پایان آن انجام شد.

شکل ۲ لانه‌گزینی ایستگاه‌ها براساس متوسط انحراف از میانگین داده‌ها را نشان می‌دهد. یافته‌های حاصل از این پژوهش نشان داد که می‌توان گسترهٔ ایران‌زمین را به‌لحاظ انحراف از میانگین بلندمدت دما به چهار پهنهٔ مختلف تقویمی دما دسته‌بندی کرد.

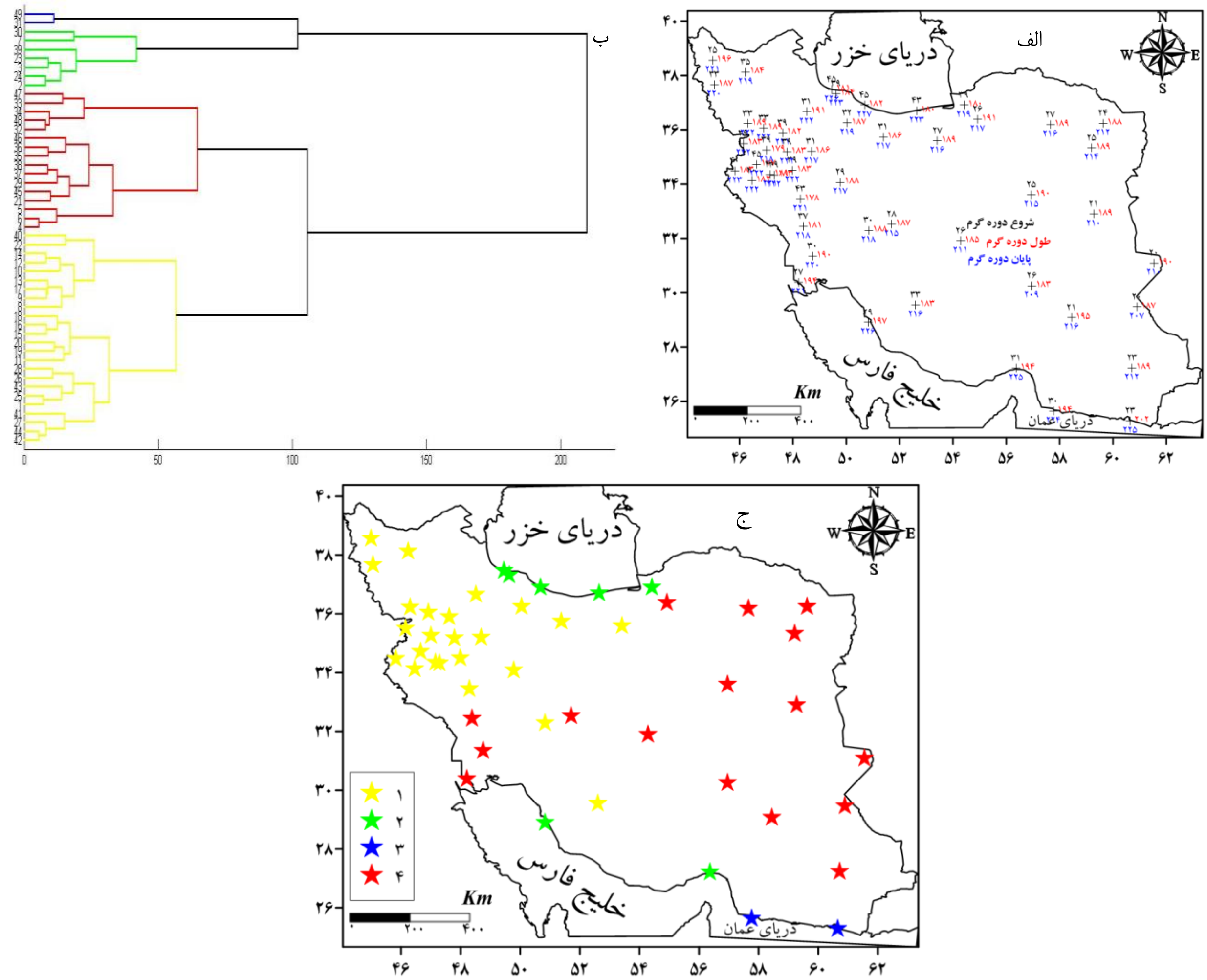
ناحیهٔ اول: بـه‌لحـاظ توزیـع مکـانی، منـاطق غـرب، شمال‌غرب، بلندی‌هـای البـرز و زاگـرس را دربـر دارد. متوسط دمای سالانه ۱۳/۷ درجهٔ سلسیوس اسـت. در مقایســه بــا ســایر نــواحی تقــویمی دمــایی دیگــر شناخته‌شـده بـر روی ایـران، کمتـرین دمـا را تجربـه می‌کند. به‌طور متوسط دورهٔ گـرم در ایـن ناحیـه از ۴ اردیبهشت شروع می‌شود و در ۴ آبان پایـان مـی‌یابـد. طول دورهٔ گرم در این ناحیه ۱۸۴/۸ روز اسـت کـه در مقایسه با سایر نواحی تقویمی دیگـر بـه‌نسـبت کمتـر است. ارتفاع نقش بسیار مهمی بر روی دمای ثبت‌شده در این ناحیه دارد و درنهایت کوتاه‌بـودن دورهٔ گـرم را به‌دنبال دارد. متوسط بیشینهٔ دمای ثبت‌شـده بـر روی این ناحیه برابر با ۲۷ درجهٔ سلسیوس است که در ۳۱ تیر رخنمود دارد. این ناحیه کمترین دما را در ۲۸ دی تجربه می‌کند که در آن دما به زیر صفر درجه می‌رسد (۰/۶۸- درجهٔ سلسیوس). در این ناحیه دامنـهٔ دمـای سالانه نسبت‌به سایر نواحی دیگر بیشتر است.

ناحیهٔ دوم: شامل کرانه‌های خزر و خلیج‌فارس اسـت. به‌طور متوسط دورهٔ گرم برای این ناحیه از روز هشــتم اردیبهشت تا هشتم آبان به طـول مـی‌انجامـد. آغـاز و پایــان دورهٔ گــرم در دو گــروه اول و دوم، چهــار روز اختلاف دارند. متوسـط دمـای سـالانه در ایـن ناحیـه بیشتر از ناحیهٔ اول است و نرخ آن برابر با ۱۹/۳ درجهٔ سلسیوس است. همسایگی بـا منـابع رطـوبتی دریـای خزر و خلیج‌فـارس دلیـل اصـلی افـزایش نسـبی دمـا نسبت‌به ناحیهٔ اول است؛ زیـرا در فصـول سـرد سـال، مهیابودن رطوبت جوّی مانع از کاهش دما و درنهایـت تعدیل دما در این ناحیه می‌شـود. طـول دورهٔ گـرم در این ناحیه ۱۸۵/۴ روز است. این ناحیه بیشترین دما را در ۷ مـرداد تجربـه مـی‌کنـد کـه حـدود ۲۹ درجـهٔ سلسیوس است. متوسط کمینهٔ دما نیز برابـر بـا ۹/۲۷ درجهٔ سلسیوس بوده که در ۵ بهمن رخ می‌دهد.

ناحیهٔ سوم: این گـروه شـامل دو ایسـتگاه جاسـک و چابهار است که به‌لحـاظ مکـانی، مـوقعیتی مشـابه بـا گـروه دوم دارد؛ یعنــی در مجـاورت پهنـهٔ آبـی قـرار گرفته‌است؛ با این تفاوت که شـکل‌گیـری ایـن قلمـرو متأثر از زاویهٔ تقریباً عمود خورشید و عرض جغرافیایی پایین‌تر است. با توجه به جدول زمان‌بندی، این ناحیـه آغاز دورهٔ گرم را از بیست‌وهفتم فـروردین و پایـان آن را در روز نهم آبان تجربـه مـی‌کنـد. ایـن رونـد نشـان می‌دهد که آغـاز فصـل گـرم در ایـن گـروه بـا تقـویم رسمی سال هماهنگی ندارد و زودتر از دو گـروه قبلـی رخ می‌دهد. مقدار متوسـط دمـای سـالانه بـرای ایـن ناحیه برابر با ۲۶/۶ درجهٔ سلسیوس است که بیشترین مقدار را نسبت‌به سایر گروه‌های دیگر تجربه مـی‌کنـد. طول دورهٔ گرم نیز ۱۹۸ روز است که نسـبت‌بـه سـایر مناطق دیگر گسترهٔ ایران‌زمین بیشینه است. متوسـط بیشینهٔ دمای ثبت‌شده برای ایـن ناحیـه ۳۲/۳ درجـهٔ سلسیوس و متوسط کمینهٔ دمـا برابـر بـا ۱۹/۶ درجـهٔ سلسیوس محاسبه شد که نسبت‌به سایر نواحی دیگـر شناخته‌شده در این پـژوهش، دامنـهٔ تغییـرات دمـایی کمتری را تجربه می‌کند. فصل زمستان در این قلمـرو معنای واقعی نداشته و در طول سال هرگز دمـای زیـر صفر را تجربه نکرده‌است.

ناحیهٔ چهارم: ایـن ناحیـه بـه‌لحـاظ گسـترهٔ مکـانی نسبت‌به سایر نواحی دیگر مسـاحت بیشـتری را دربـر گرفته‌است. به‌لحاظ پراکنش مکانی، این ناحیـه شـامل نیمهٔ شرقی ایران‌زمین، ایـران میـانی و بخـش‌هـای از جنوب‌غرب کشور است. دورهٔ گرم بـرای ایـن گـروه از بیست‌وپنجم فروردین آغاز شـده و در بیسـت‌وهشـتم مهر به پایان می‌رسد. به بیانی دیگر، آغاز دورهٔ گرم در این قلمرو زودتر از سایر نواحی دیگر شروع می‌شـود و زودتر نیز خاتمه می‌یابد. طول دورهٔ گرم در این ناحیـه برابر با ۱۸۸/۵ روز محاسبه شد. متوسط دمای سـالانهٔ

این ناحیه ۱۹/۸ درجهٔ سلسیوس است. کمینهٔ دمای ثبت‌شده در این ناحیه ۶/۳ درجهٔ سلسیوس و بیشینهٔ دما ۳۲/۱ درجه تخمین زده شد که علت بالابودن دامنهٔ دمایی را می‌توان به خشک‌بودن جوّ منطقه ازلحاظ رطوبت و فقر پوشش گیاهی نسبت داد. دوربودن از پهنه‌های بزرگ آب و نقش مانع رشته‌کوه‌های البرز در شمال و رشته‌کوه‌های زاگرس در غرب ایران‌زمین منجر به خشک‌بودن جوّ بر روی ناحیه می‌شود. دریافت ناچیز بارش در طول سال فقر پوشش گیاهی را به‌دنبال دارد. این ناحیه نسبت‌به سایر نواحی دیگر، یک منطقهٔ بسیار خشک است که کمترین ظرفیت گرمایی را دارد؛ به بیانی دیگر، با کمترین گرمای رسیده به رویهٔ زمین، بیشترین واکنش را از خود نشان می‌دهد و بنابراین زود گرم می‌شود. در آن سوی دیگر در صورتی که میزان انرژی و گرمای رسیده به رویه کم شود، بسیار سریع سرد می‌شود؛ بنابراین انتظار می‌رود که با شروع دورهٔ گرما این منطقه زودتر از سایر نواحی، دورهٔ گرم را آغاز کند و در آن‌طرف با شروع دورهٔ سرد، پایان دورهٔ گرما را زودتر تجربه کند.



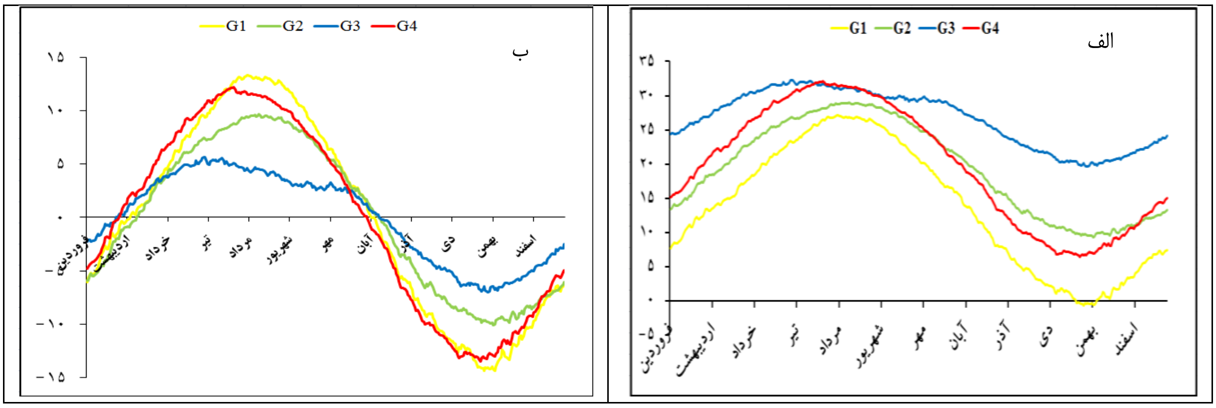
شکل۲: الف) زمان‌بندی آغاز (مشکی)، پایان (آبی) و طول دورهٔ گرم (سرخ) ایستگاه‌ها براساس روز تقویمی؛ ب) دارنما؛ ج) پهنه‌بندی تقویمی نواحی دمایی ایران‌زمین

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

جدول ۱: زمان‌بندی آغاز، پایان و طول دورهٔ گرم براساس روز تقویمی

گروه	آغاز دورهٔ گرم	پایان دورهٔ گرم	طول دوره
اول	۴ اردیبهشت	۴ آبان	۱۸۵ روز
دوم	۸ اردیبهشت	۸ آبان	۱۸۵ روز
سوم	۲۷ فروردین	۹ آبان	۱۹۸روز
چهارم	۲۵ فروردین	۲۸ مهر	۱۸۸ روز

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸



شکل ۳: الف) آهنگ میانگین بلندمدت دمای چهار ناحیهٔ شناخته‌شده در طول سال

ب) آهنگ میانگین بلندمدت انحراف‌معیار دمای چهار ناحیهٔ شناخته‌شده در طول سال

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

- پهنه‌بندی براساس طول دورهٔ گرم

براساس این پهنه‌بندی که بر روی آرایهٔ داده‌های طول دورهٔ گرم (WSL) انجام شد، مناطقی که دورهٔ گرم آن‌ها یک بازهٔ زمانی مشترک دارند، در یک رسته جای گرفتند. شکل ۶ توزیع مکانی این ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. ویژگی‌های هریک از ایستگاه‌های مورد واکاوی در زیر به‌تفصیل آمده‌است.

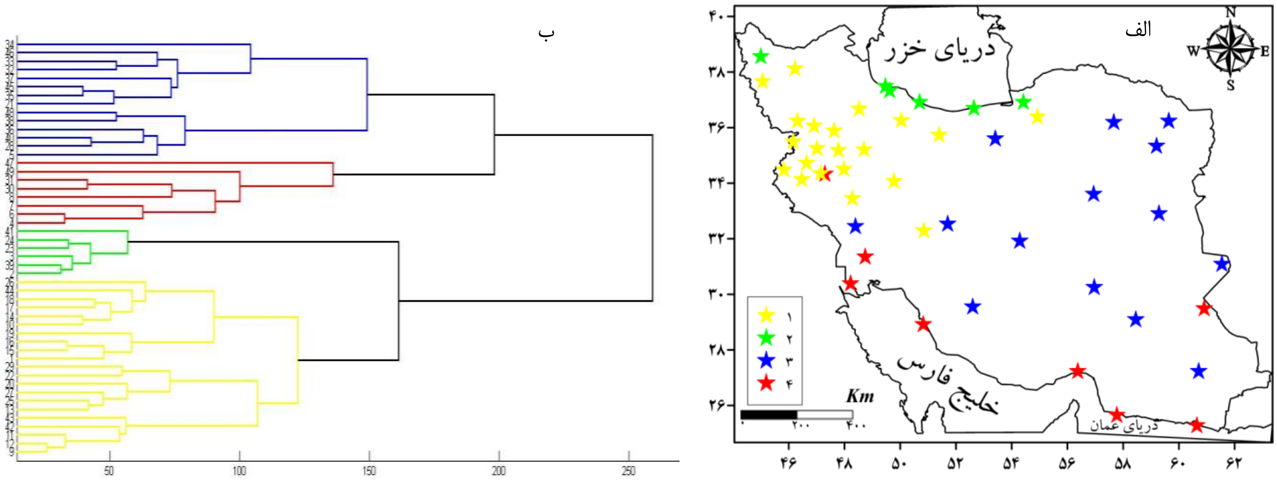
ناحیهٔ اول: تمرکز قابل‌توجه ایستگاه‌ها در غرب و شمال‌غرب ایران‌زمین و استقرار بر روی رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس آشکارا بیانگر این نکته است که شکل‌گیری این ناحیه متأثر از ارتفاع و عرض جغرافیایی بالاست. تعداد روزهای گرم این ناحیه ۱۷۸/۸ روز است که نسبت‌به سایر گروه‌ها کمتر است. ارتفاع، مهم‌ترین نقش را در کاهش طول دورهٔ گرم در این ناحیه دارد.

ناحیهٔ دوم: باتوجه به شکل ۵، این گروه از ایستگاه‌ها شامل بندر انزلی، رشت، رامسر، بابلسر، گرگان و خوی است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، منبع رطوبتی دریای خزر برای ایستگاه‌های واقع در این ناحیه و عرض جغرافیایی برای ایستگاه خوی یک نقش کلیدی در طول دورهٔ گرم این ناحیه ایفا می‌کنند. طول دورهٔ گرم در این ناحیه ۱۸۱/۸ روز است.

ناحیهٔ سوم: پراکندگی ایستگاه‌ها در ایران میانی و نیمهٔ شرقی کشور حاکی از خشکی منطقه و نبود رطوبت جوّ است. چگونگی توزیع زاویهٔ خورشید، ظرفیت گرمایی پایین و اختلاف بالای دامنهٔ دمای شب و روز از ویژگی‌های این ناحیه است که این خود افزایش روزهای گرم را به‌دنبال دارد. طول دورهٔ گرم برای این منطقه ۱۸۲/۳ روز محاسبه شد که به مراتب از دو گروه قبلی بیشتر است. خشک‌بودن جوّ در این

ناحیه نسبت‌به عرض جغرافیایی در ایستگاه‌های گروه اول و منبع رطوبتی در ایستگاه‌های گروه دوم نقش مؤثرتری دارد.

ناحیهٔ چهارم: این ناحیه شامل ایستگاه‌های حوضهٔ خلیج فارس و دریای عمان است. زاویهٔ میل خورشیدی و قرارگرفتن در عرض‌های پایین‌تر، تعدیل دما به‌واسطهٔ تأمین رطوبت موردنیاز از پهنه‌های آبی از دلایل شکل‌گیری این منطقه است. طول دورهٔ گرم در این ایستگاه ۱۹۴/۴ روز است. ساکنان این منطقه نسبت‌به سایر ایستگاه‌ها طولانی‌ترین دورهٔ گرم را در ایران‌زمین تجربه می‌کنند. عرض جغرافیایی در این ناحیه نسبت‌به ایستگاه‌های گروه سوم نقش مهم‌تری در طول دورهٔ گرما دارد.



شکل ۵: الف) پهنه‌بندی ایستگاه‌ها براساس طول دورهٔ گرم؛ ب) دارنمای پهنه‌بندی ایستگاه‌ها براساس طول دورهٔ گرم

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

جدول ۴: طول دورهٔ گرم به تفکیک گروه

گروه	طول دورهٔ فصل گرم
اول	۱۷۸/۷
دوم	۱۸۱/۸
سوم	۱۸۲/۳
چهارم	۱۹۴/۴

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۸

– روندآغاز، پایان و طول دورهٔ گرما بر روی گسترهٔ ایران‌زمین

با توجه به اینکه داده‌های اقلیمی هر مکان شرایط آن مکان را طی زمان خاصی نشان می‌دهد، ممکن است به دلایل طبیعی یا غیرطبیعی سری زمانی داده‌های ثبت‌شده دچار ناهمگنی شوند که گاه این تغییرات سبب جهش‌های ناگهانی، رفتارهای غیرطبیعی و غیرقابل‌تفسیری در سری زمانی شوند *(دارند، ۱:۱۳۹۳)*؛ بنابراین قبل از پرداختن به هرگونه تحلیلی به‌ویژه نوسان و تغییرات اقلیمی آگاهی از همگنی سری زمانی سنجه‌های جوّی بسیار ضروری است. معناداری ناهمگنی سری زمانی داده‌ها بیانگر وجود

روند در داده‌هاست که به کمک آزمون ناپارامتریک من‌کندال اصلاح‌شده در این پژوهش شناسایی شد. این آزمون برای سه آرایهٔ آغاز، پایان و طول دورهٔ گرم انجام گرفت و معناداری روند در سه سطح اطمینان ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد بررسی شد. نرخ شیب تغییرات همراه با سطح معناداری در نگارهٔ ۶ آمده‌است.

الف- آغاز دورهٔ گرم

مطابق با نتایج به‌دست‌آمده از برازش آزمون من‌کندال اصلاح‌شده بر روی سری زمانی داده‌های آغاز دورهٔ گرم می‌توان گفت که وردایی حدود ۶۷/۵ درصد ایستگاه‌های مورد واکاوی (۳۳ ایستگاه) در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار است. همان‌طور که در شکل (۶ الف) ملاحظه می‌شود، بر روی اغلب ایستگاه‌های دارای روند معنادار، آهنگ وردایی کاهشی است و تنها بر روی ایستگاه‌های جاسک و سرارود آهنگ وردایی آغاز دورهٔ گرما افزایشی معنادار است. به‌طور متوسط میانگین آهنگ کاهشی زمان آغاز دورهٔ گرما بر روی گسترهٔ ایران‌زمین طی دورهٔ مورد واکاوی ۴/۵ روز به‌ازای دهه است. کاهش زمان شروع دورهٔ گرما به‌لحاظ مکانی در ایستگاه‌های واقع در مناطق شمالی کشور، کرانه‌های جنوبی دریای خزر، شمال‌غرب، غرب، رشته‌کوه‌های البرز، جنوب‌شرق و به‌طور محدودی در شمال‌شرق گسترهٔ ایران‌زمین مشاهده می‌شود. نرخ وردایی بر روی نقشه که با رنگ آبی نشان داده‌شده‌است، آهنگ وردایی را به‌ازای دهه نشان می‌دهد. اگرچه سایر ایستگاه‌های مورد واکاوی روند وردایی معناداری را در سطح اطمینان یادشده تجربه نکرده‌اند، ولی همان‌طور که ملاحظه می‌شود آهنگ وردایی شروع دورهٔ گرما طی دورهٔ مورد واکاوی بر روی اغلب ایستگاه‌های ایران‌زمین کاهشی است؛ به بیانی دیگر، این مطلب گویای آن است که در ایران‌زمین فصل بهار زودتر از موعد همیشگی خود شروع می‌شود و برپایهٔ آهنگ وردایی گزارش‌شده در برخی ایستگاه‌ها، آغاز دورهٔ گرما و فصل رویش بهاره از اواخر اسفند شروع می‌شود.

بیشترین آهنگ وردایی کاهشی آغاز دورهٔ گرما مربوط به ایستگاه زابل است که نرخ آن برابر با ۱۲ روز به‌ازای هر دهه است. با توجه به متوسط بلندمدت شروع دورهٔ گرما (۲۰ فروردین) و دورهٔ آماری مورد واکاوی در این ایستگاه (۱۳۴۶ تا ۱۳۹۲) می‌توان گفت که طی بازهٔ زمانی یادشده ۵۶/۴ روز آغاز دورهٔ گرما زودتر از موعد همیشگی خود (۲۰ فروردین) شروع می‌شود. به بیانی دیگر می‌توان گفت که آغاز فصل بهار و شروع گرما بر روی ایستگاه یادشده از اواخر دههٔ سوم بهمن شروع می‌شود.

همچنین ایستگاه‌های بندرانزلی و رشت در کرانهٔ جنوبی دریای خزر با میزان آهنگ ۱۰ روز به‌ازای هر ده سال در همان سطح اطمینان بعد از ایستگاه زابل بالاترین مقدار شیب کاهشی را تجربه می‌کنند. نرخ شیب ایستگاه همدان در غرب کشور ۰/۶۷- به‌ازای هر ده سال است که نسبت‌به سایر ایستگاه‌ها کمینه است، اما به‌لحاظ آماری شیب کاهشی آن در سطح ۹۰ درصد معنادار نیست. دو ایستگاه اصفهان و شهرکرد با میزان آهنگ شیب کاهشی تقریباً یکسان (۵-) روز به‌ازای هر دهه در سطح اطمینان ۹۰ درصد روند معناداری را از خود نشان داده‌اند. به‌طور کلی بر پایهٔ آهنگ کاهشی آغاز دورهٔ گرما در اغلب ایستگاه‌های مورد واکاوی می‌توان گفت که شروع زودهنگام دورهٔ گرما در ایستگاه‌های مورد واکاوی تأییدی بر گرمایش گسترهٔ ایران و جابه‌جایی فصول و رژیم دمایی ایران‌زمین است.

ب-پایان دورهٔ گرم

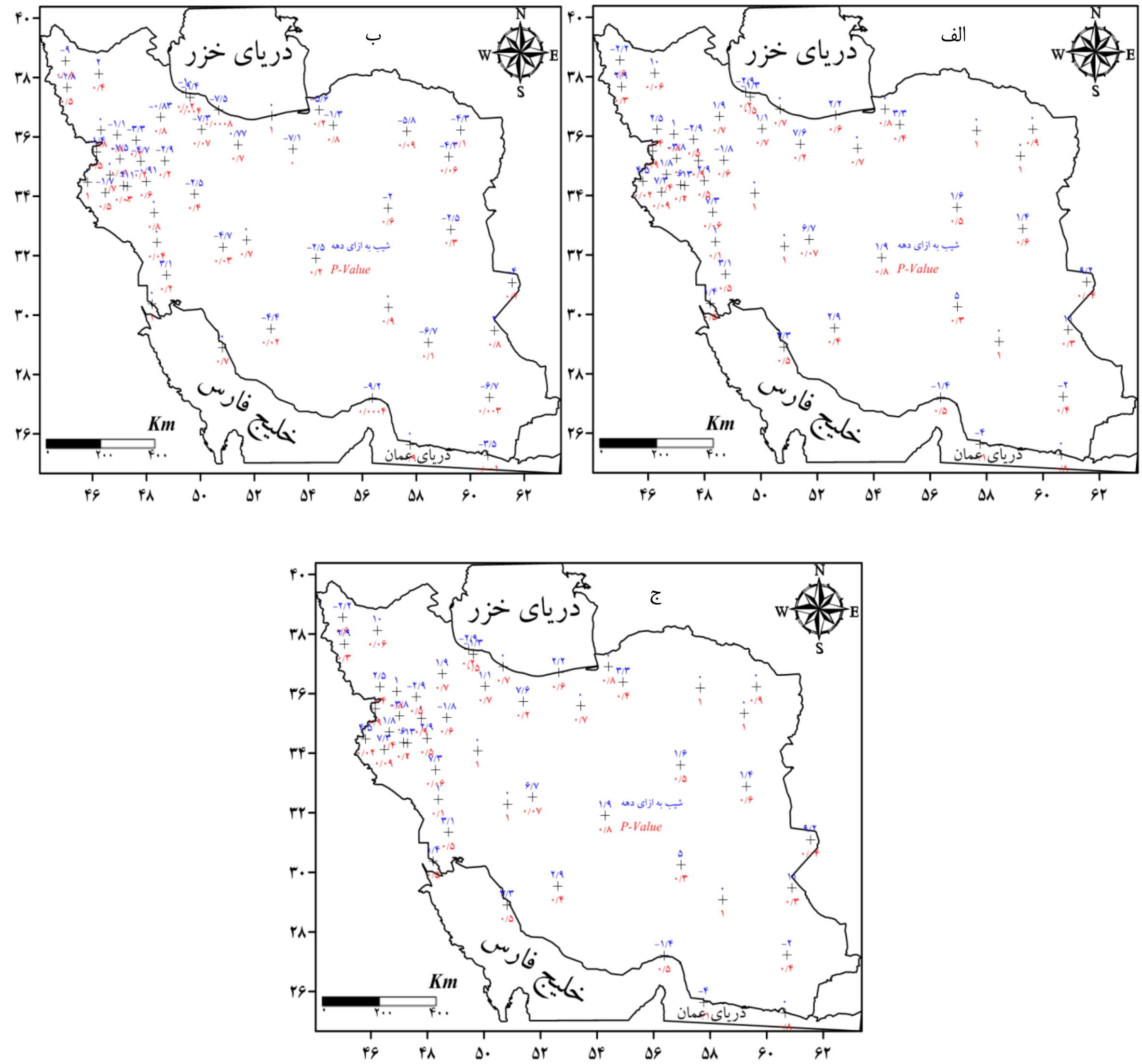
نگارهٔ (۶ ب) نتیجهٔ برازش آزمون من‌کندال اصلاح‌شده بر روی سری زمانی داده‌های پایان دورهٔ گرمای ایستگاه‌های مورد واکاوی را نشان می‌دهد. همان‌طور که این نگاره نشان می‌دهد، پایان دورهٔ گرما

در ایستگاه‌های مورد واکاوی در مقایسه با آغاز دورهٔ گرما، وردایی معنادار کمتری را تجربه کرده‌اند. به‌لحاظ آماری، وردایی پایان دورهٔ گرما بر روی تقریباً ۴۵ درصد از ایستگاه‌های مورد بررسی در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بوده‌است. به‌طور متوسط آهنگ وردایی زمان پایان دورهٔ گرما بر روی ایران‌زمین ۲/۹۷- روز به‌ازای هر دهه است. لازم به ذکر است که بر روی اغلب ایستگاه‌های واقع در ایران میانی، نیمهٔ شرقی ایران‌زمین و به‌طور پراکنده در غرب و جنوب‌غرب کشور روند معناداری مشاهده نشد؛ اما در ایستگاه‌های کرانهٔ جنوبی دریای خزر، حاشیهٔ دریای عمان و به‌طور پراکنده در مناطق مرکزی، شمال‌شرق و غرب کشور پایان دورهٔ گرما در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بوده‌است. معناداری وردایی پایان دورهٔ گرما در ایستگاه‌های سمنان و سرارود در سطح اطمینان ۹۹ درصد معنادار است و میزان وردایی پایان فصل گرما برای این دو ایستگاه به‌ترتیب ۷/۱- و ۱۱- است که بیانگر شیب کاهشی پایان دورهٔ گرما بر روی آن‌هاست. بر روی ۲۲ درصد از ایستگاه‌های مورد واکاوی وردایی پایان دورهٔ گرما در طول دورهٔ مورد مطالعه، مانا و ایستا بوده‌است که به‌لحاظ پراکنش مکانی اغلب در غرب ایران‌زمین بر روی رشته‌کوه‌های زاگرس و تا حدود بسیار اندک سواحل دریای خزر و دریای عمان و مناطق مرکزی قرار دارند. اگرچه پایان دورهٔ گرما بر روی ایستگاه‌های واقع در مناطق یادشده، وردایی معناداری را در طول دورهٔ آماری از خود نشان نمی‌دهند؛ ولی زمان آغاز دورهٔ گرما بر روی مناطق یادشده، تغییرات معناداری را تجربه کرده‌اند. همان‌طور که بیان شد، آغاز دورهٔ گرما در این مناطق با میزان آهنگ وردایی قابل‌ملاحظه‌ای در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بود. بر روی ایستگاه‌های زاهدان، اهواز، کرمانشاه، تهران و تبریز برخلاف سایر ایستگاه‌های دیگر، آهنگ وردایی پایان دورهٔ گرما افزایشی است و نرخ این وردایی به‌ترتیب ۲، ۳/۰۷، ۴، ۰/۷۷، ۲ روز به‌ازای هر دهه است. به‌طور کلی نتایج حاصل از این پژوهش بیانگر آن است که آهنگ کاهشی معنادار پایان دورهٔ گرما بر روی ایستگاه‌های مورد واکاوی کمتر از آهنگ کاهشی آغاز دورهٔ گرما است؛ برای نمونه در ایستگاه اصفهان نرخ کاهشی پایان دورهٔ گرما ۰ روز به‌ازای هر دهه است؛ درحالی که نرخ کاهشی آغاز دورهٔ گرما ۵/۲ روز به‌ازای دهه است. نتیجهٔ این امر افزایش طول دورهٔ گرما به‌دلیل شتاب بیشتر آهنگ کاهشی آغاز دورهٔ گرما بر روی گسترهٔ ایران‌زمین خواهد بود که در زیر به روند وردایی طول دورهٔ گرما اشاره خواهد شد.

ج- طول دورهٔ گرم

وردایی طول دورهٔ گرما، آهنگ وردایی و معناداری آن طی دورهٔ مورد واکاوی بر روی نگارهٔ (۶ ج) نشان داده شده‌است. یافته‌ها نشان داد که بر روی ۲۰ درصد از ایستگاه‌های واقع‌بر گسترهٔ ایران‌زمین، آهنگ وردایی طول دورهٔ گرما در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار است. ایستگاه‌هایی که روند معناداری را تجربه کرده‌اند؛ شامل تهران، تبریز، بندرانزلی، سرپل‌ذهاب، اسلام‌آباد غرب، خرم‌آباد، کرمانشاه، دزفول، اصفهان، زابل و جاسک هستند. لازم به ذکر است که بر روی برخی ایستگاه‌ها که تقریباً ۲۳ درصد از ایستگاه‌های مورد واکاوی را شامل شود، طول دورهٔ گرما ایستاست و آهنگ وردایی صفر است. به‌لحاظ مکانی ایستگاه‌های واقع‌در غرب، حاشیهٔ دریای خزر، به‌طور کلی شمال شرق و تا حدودی مناطق مرکزی و جنوبی ایران‌زمین چنین شرایطی را تجربه کرده‌اند. آهنگ وردایی طول دورهٔ گرما برای ایستگاه سرارود ۱۳/۳- روز و برای ایستگاه سنندج ۳/۸- روز به‌ازای هر دهه محاسبه شد. ایستگاه تبریز با آهنگ وردایی افزایشی ۱۰ روز به‌ازای هر ده سال بالاترین آهنگ وردایی را در سطح اطمینان ۹۰ درصد بر روی گسترهٔ ایران‌زمین تجربه کرده‌است.

ایستگاه زابل نیز با میزان ۹/۲ روز در سطح اطمینان تغییرات معنادار مشابهی را از خود نشان داده‌است. ایستگاه‌های بیجار، همدان، بندرانزلی، خوی، رشت، ایرانشهر، جاسک و بندرعباس دارای آهنگ وردایی کاهشی بودند. لازم به ذکر است از میان هشت ایستگاه فوق به استثنای ایستگاه‌های بندرانزلی و جاسک، معناداری روند سایر ایستگاه‌ها در سطح اطمینان ۹۰ درصد تأیید نشد. به‌طور کلی شتاب بیشتر آهنگ کاهشی آغاز فصل گرم نسبت‌به آهنگ کاهشی پایان آن منجر به افزایش طول دورهٔ گرما در ایستگاه‌های مورد واکاوی و گسترهٔ ایران‌زمین شده‌است.



شکل ۶: الف) وردایی آغاز دورهٔ گرما، آهنگ وردایی (آبی) و معناداری (قرمز) آن طی دورهٔ مورد واکاوی بر روی ایران‌زمین
ب) وردایی پایان دورهٔ گرما، آهنگ وردایی (آبی) و معناداری (قرمز) آن طی دورهٔ مورد واکاوی بر روی ایران‌زمین
ج) وردایی طول دورهٔ گرما، آهنگ وردایی (آبی) و معناداری (قرمز) آن طی دورهٔ مورد واکاوی بر روی ایران‌زمین
تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۸

نتیجه

هدف از انجام این پژوهش شناسایی فصول دمایی بر روی گسترهٔ ایران زمین بود. برای انجام آن از داده‌های روزانهٔ دمای مربوط به ۴۹ ایستگاه همدید بر روی ایران طی بازهٔ زمانی ۱۳۷۰/۱/۱ تا تاریخ ۱۳۹۲/۱۲/۲۹ خورشیدی بهره گرفته‌شد. شناخت فصول دمایی برپایهٔ روش انحراف معیار انجام شد. با اعمال تحلیل خوشه‌ای به روش وارد، نواحی تقویمی دمایی پهنه‌بندی شد و درنهایت معناداری روند به کمک آزمون ناپارامتریک من‌کندال در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون و برای برآورد نرخ تغییرات از تخمین‌گر شیب سن بهره گرفته‌شد. شواهد موجود در این پژوهش نشان داد که بر پایهٔ انحراف معیار گسترهٔ ایران‌زمین به ۴ ناحیهٔ همگن فصول دمایی تقسیم شد. زمان آغاز، پایان و طول دورهٔ گرم در هر ۴ ناحیه کاملاً با همدیگر متمایز بود. بر پایهٔ یافته‌های این پژوهش عرض جغرافیایی، دوری و نزدیکی به پهنه‌های آبی، ارتفاع و رطوبت جوّی سهم ویژه‌ای در لانه‌گزینی مکانی نواحی شناخته‌شده دارند. طبق نتایج به‌دست‌آمده از برازش آزمون من‌کندال اصلاح‌شده بر روی سری زمانی داده‌های آغاز دورهٔ گرم وردایی حدود ۶۷/۵ درصد از ایستگاه‌های مورد واکاوی (۳۳ ایستگاه) در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بوده‌است. بر روی اغلب ایستگاه‌های دارای روند معنادار، آهنگ وردایی کاهشی است. به‌طور متوسط میانگین آهنگ کاهشی زمان آغاز دورهٔ گرما طی دورهٔ مورد واکاوی ۴/۵ روز به‌ازای دهه است. کاهش زمان شروع دورهٔ گرما به‌لحاظ مکانی در ایستگاه‌های واقع در مناطق شمالی کشور، کرانه‌های جنوبی دریای خزر، شمال‌غرب، غرب، رشته‌کوه‌های البرز، جنوب‌شرق و به‌طور محدودی در شمال‌شرق گسترهٔ ایران‌زمین مشاهده می‌شود؛ به بیانی دیگر، این مطلب گویای آن است که بر روی ایران‌زمین فصل بهار زودتر از موعد همیشگی خود شروع می‌شود. بیشترین آهنگ وردایی کاهشی آغاز دورهٔ گرما مربوط به ایستگاه زابل است که نرخ آن برابر با ۱۲ روز به‌ازای هر دهه است؛ به عبارت دیگر، آغاز فصل بهار و شروع گرما بر روی ایستگاه یادشده از اواخر دههٔ سوم بهمن شروع می‌شود.

پایان دورهٔ گرما در ایستگاه‌های مورد واکاوی در مقایسه با آغاز دورهٔ گرما، وردایی معنادار کمتری را تجربه کرده‌اند. به‌لحاظ آماری وردایی پایان دورهٔ گرما بر روی تقریباً ۴۵ درصد ایستگاه‌های مورد بررسی در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بوده‌است. بر روی اغلب ایستگاه‌های واقع در ایران میانی، نیمهٔ شرقی ایران‌زمین و به‌طور پراکنده در غرب و جنوب‌غرب کشور روند معناداری مشاهده نشد؛ اما در ایستگاه‌های کرانهٔ جنوبی دریای خزر، حاشیهٔ دریای عمان و به‌طور پراکنده در مناطق مرکزی، شمال‌شرق و غرب کشور پایان دورهٔ گرما در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بوده‌است. بر روی ۲۲ درصد از ایستگاه‌های مورد واکاوی وردایی پایان دورهٔ گرما در طول دورهٔ مورد مطالعه، مانا و ایستا بوده‌است که به‌لحاظ پراکنش مکانی اغلب در غرب ایران‌زمین بر روی رشته‌کوه‌های زاگرس و تاحدود بسیار اندک سواحل دریای‌خزر و دریای عمان و مناطق مرکزی قرار دارند. اگرچه پایان دورهٔ گرما بر روی ایستگاه‌های واقع در مناطق یادشده، وردایی معناداری را در طول دورهٔ آماری از خود نشان نمی‌دهند؛ ولی زمان آغاز دورهٔ گرما بر روی مناطق یادشده، وردایی معناداری را تجربه کرده‌اند. همان‌طور که یاد شد، آغاز دورهٔ گرما در این مناطق با میزان آهنگ وردایی قابل‌ملاحظه‌ای درسطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار بود. بر روی ایستگاه‌های زاهدان، اهواز، کرمانشاه، تهران و تبریز برخلاف سایر ایستگاه‌های دیگر آهنگ وردایی پایان دورهٔ گرما افزایشی است و نرخ این وردایی به‌ترتیب ۲، ۳/۰۷، ۴،

۰/۷۷، ۲ روز به‌ازای هر دهه است. به‌طـور کلـی سـهم آهنگ کاهشی آغاز دورۀ گرم در افزایش طول دوره به مراتب بیشتر از سهم افزایش پایان دورۀ گرما بـر روی گسترۀ ایران زمین است. همچنین یافته‌هـا نشـان داد که بر روی ۲۰ درصد از ایستگاه‌های واقـع در گسـترۀ ایران‌زمین (تهـران، تبریـز، بنـدرانزلی، سـرپل‌ذهـاب، اسلام‌آباد غرب، خرم‌آباد، کرمانشـاه، دزفـول، اصـفهان، زابل و جاسـک) آهنـگ وردایـی طـول دورۀ گرمـا در سطح اطمینان ۹۰ درصد معنادار است. بر روی تقریبـاً ۲۳ درصد از ایستگاه‌ها طول دورۀ گرما ایستا و آهنـگ وردایی صفر است. ایسـتگاه تبریـز بـا آهنـگ وردایـی افزایشی ۱۰ روز به‌ازای هـر ده سـال بـالاترین آهنـگ وردایی را در سطح اطمینان ۹۰ درصد بر روی گسـترۀ ایران‌زمین تجربه کرده‌است. ایستگاه زابل نیز با میـزان ۹/۲ روز در همـان سـطح اطمینـان تغییـرات معنـادار مشابهی را از خود نشان داده‌است. به‌طور کلـی شـتاب بیشتر آهنگ کاهشی آغاز فصل گرم نسبت‌بـه آهنـگ کاهشی پایان آن منجر به افزایش طول دورۀ گرمـا در ایسـتگاه‌هـای مـورد واکـاوی و گسـترۀ ایـران‌زمـین شده‌است. افزایش طول دورۀ گرما و جابه‌جـایی زمـان آغاز دورۀ گرما و زمان پایـان دورۀ گرمـا نقـش بسـیار مهمـی بـر بسـیاری از فعالیـت‌هـای انسـانی بـه‌ویـژه کشاورزی خواهد داشت. به‌طور کلی هرگونه تغییـر در میزان دما، پیشروی یا پسروی دورۀ گرم که در نهایـت منجر به افزایش طول دورۀ گرما می‌شود و با توجه بـه اینکه افزایش طول دورۀ گرم کـل دورۀ رشـد و زمـان رسیدگی (کاشت تا برداشت)، آبیاری، گل‌دهی، مراحل فنولوژیکی گیاه را تحت‌تأثیر قـرار مـی‌دهـد؛ بنـابراین راهکارهای سـازگار بـا تغییـر شـرایط اقلـیم دمـایی از جمله تغییر الگوی کشت یـا تغییـر در زمـان کشـت و برداشت را می‌توان اتخاذ کرد.

منابع

- احمدی، حمزه؛ طالـب احمـدی (۱۳۸۹). آشکارسـازی تغییرات سالانه و فصلی دمای شهرستان ایـلام، دومـین همایش علمی سراسری دانشجویی جغرافیا.
- براتی، غلامرضا؛ سیدشفیع موسـوی (۱۳۹۴). جابجـایی مکانی موج هـای زمسـتانی گرمـا در ایـران، جغرافیـا و توسعه. ۵۲-۴۱.
- حیدری، حسن؛ بهلول علیجـانی (۱۳۷۸). طبقـه‌بنـدی اقلیمی ایران بـا اسـتفاده از تکنیـک‌هـای آمـاری چنـد متغیّره، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۱۴۱۹.
- دارند، محمد (۱۳۹۰). تحلیل همدیـد سـرماهای فـرین ایران، پایان‌نامۀ دکتری رشتۀ جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان.
- دارند، محمد (۱۳۹۳). واکاوی تغییرات مقادیر حدی بارش و دما در ارومیه به‌عنوان نشانه‌هایی از تغییر اقلیم، نشریۀ پژوهش‌های حفاظت آب و خاک. ۲۱: ۲۹-۱.
- عساکره، حسین (۱۳۸۸). تحلیل چرخـه‌هـای میـانگین سالانۀ دمای شهر زنجان،جغرافیا و توسعه. ۱۹. ۲۳-۱۱.
- عساکره، حسین (۱۳۹۰). مبانی اقلـیم‌شناسـی آمـاری، انتشارات دانشگاه زنجان. چاپ اول. سال ۱۳۹۰.
- علیجانی، بهلول (۱۳۷۷). تعیین فصول طبیعـی ایـران، مجلۀ پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۳۵. ۳۳-۲۱.
- کاویانی، محمدرضا؛ حسین عساکره (۱۳۸۰). بررسـی و مدل‌سازی روند دما طی سده گذشته (مطالعـۀ مـوردی: ایستگاه جاسک)،دانشکده ادبیات و علوم انسانی اصفهان (مطالعات و پژوهش‌های دانشکده ادبیاتو علوم انسانی). پاییز و زمستان. شماره ۲۶ و ۲۷. ۳۸-۱۹.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۲). نواحی اقلیمی ایران. جغرافیا و توسعه، بهار و تابستان، شماره ۲ .۱۸۴-۱۷۱.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۳). بررسی رونـد دمـای ایران در نیم سـدۀ گذشـته، جغرافیـا و توسـعه. بهـار و تابستان. شماره ۳. ۱۰۶-۸۹.
- منتظری، مجید (۱۳۹۰). شناسایی فصول دمایی ایـران به روش تحلیل خوشه‌ای، فصلنامۀ تحقیقات جغرافیایی. سال ۲۶. شمارۀ دوم. شمارۀ پیاپی ۱۰۱.

- منتظری، مجید؛ سیدابوالفضل مسعودیان (۱۳۹۲). تقویم دمایی روزهنگام ایران، جغرافیا و توسعه. شمارهٔ ۳۱. ۱۴-۱.
- نظری‌پور، حمید؛ رشید سعیدآبادی (۱۳۹۱). تعیین فصول اقلیمی زاهدان با روش تحلیل خوشه ای، جغرافیا و توسعه. شماره ۲۶. ۹۷-۸۷.
- Alexander, L. V et al (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, Journal of Geophysical Research, 111:1-22.
- Anyadyke, R. N. C (1987). A multivariate classification and reginalization of west Africaa climates, International journal of climatology, 7:157-164.
- Bartolini, G et al (2008). Recent trends in Tuscany (Italy) summer temperature and indices of extremes,International journal of climatology, 28: 1751-1760.
- Bhutiyani, M.R, Kale, V.S. and Pawar, N.J. (2007).Long-term trends in maximum, minimum and mean annual air temperatures across the Northwestern Himalaya during the twentieth century, Climate Change, 85: 159-177.
- Bye, J. Fraedrich, K. Schubert, S. and Zhu. X. (2013). The Changing Length of the Warming Period of the Annual Temperature Cycle in the High Latitudes under Global Warming. Atmosphere - Ocean, 51:309-318. doi:10.1080/07055900.2013.793594.
- Christidis, N.P, Stott, A. Brown, S. Hegerl, G.C. and Caesar, J. (2005). Detection of changes in temperature extremes duringe the second half of the 20th century, Geophys. Res. Lett, 32, L2716. doi: 10. 1029/2005GL023885.
- Duan, J et al (2017). Weakening of annual temperature cycle over the Tibetan Plateau since the 1870s. Nature Comminucations, 8:14008, doi: 10.1038.
- Fovel, R.G (1992). Problems associated with inclusion of reduudant and irrelevant variables in clustrs analysis. Proc. 17th climate Diagnositce workshope, Norman, ok, Natl Oceanic Atome. Admin, 380-383.
- Gadgil, S & Joshi, N.V (1983). Climatic, Cluster of the Indian, region. J. Climatol, 3: 47-63.
- Klein Tank, A.M.G. konnen G. P. and Selten, F. M (2005). Signals of anthropo gnic, influence on European warming, as seen in the trend paterrn of daily tempreature variance, Int. J. Climato, 25: 1-16.
- Mann, M. E. and Park, J (1996). Greenhouse warming and changes in the seasonal cycle of temperature: Model versus observations. Geophys. Res. Lett. 23: 1111-1114.
- Qian, C. and Zhang, X. B (2015). Human influences on changes in the temperature seasonality in mid- to high-latitude land areas. Journal of Climate, 28: 5908-5921.
- Screen, J. A and Simmonds, I (2010). Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. Geophys. Res. Lett, 37, L16707. doi:10.1029/ 2010GL044136.
- Serreze, M.C. Barrett, A.P. Stroeve, J.C. Kindig, D.N. and Holland, M.M. (2009). The emergence of surface-based Arctic amplification. Cryosphere, 3:11-19. doi: 10.5194/tc-3-11-2009.
- Stine, A.R. and Huybers, P. (2012). Changes in the Seasonal Cycle of Temperature and Atmospheric Circulation. Journal of Climate. 25: 7362-7380.
- Stott, p. Stone, D. and Allen, M. (2004). Human Cuntribution to the European heat wave of 2003, Natuer, 432: 610-614.
- Thornthwaite, C.M. (1931). Climates of North America accrording to a new classification, Geogr. Rev, 21: 633-655.
- Wang, G. and Dillon, M. E (2014). Recent geographic convergence in diurnal and annual temperature cycling flattens global thermal profiles. Nat. Clim. Change 4: 988-992.
- Weisheimer, A. and Palmer, T. N (2005). Changing Frecuncy of occurrence of extreme seosonal temperature under global warming, Geophys. Res. Lett, 32 20721. doi: 10.1029/2005GL023365.

Geography and Development
17nd Year-No.55–Summer 2019
Received: 11/05/2018 Accepted: 30/12/2018

Analysis of Iran's Thermal Seasons and Variation During Last Decades

Dr. Seyed Abolfazl Masoodian
Professor of Climatology
University of Isfahan

Dr. Mohamad Darand
Associate Professor of Climatology
University of Kurdistan

Golale Nazemifard
M.Sc Student of Climatology
University of Isfahan

Introduction

The global warming phenomena is taking place and the climate is changing. More than two centuries later from the governing of the industry over human societies, nowadays the global warming is considered as a challenge and threat to the earth's environment. During recent decades, increased atmospheric anomalies such as sudden precipitations, severe storms, droughts, and increase of temperature taking place in some places over Iran for several times. Snowfall in the southern and central cities of Iran after the long time years, extreme cold events, and hail precipitation in the season of flowering of trees, flowering of trees in winter, and experiencing temperature above 40 centigrade degree in cities located in mountains are the signs of global warming and climate changing over Iran. Climate change is a concept that cannot easily be defined. Undoubtedly by increasing in global warming, thermal factors of the atmosphere will be significantly altered. Since the temperature is the main element of climate formation, its changes can alter the climate structure of each location. Also, changes at the time of the start and end of thermal seasons can be one of the signs of climate change. Adaption strategies to global warming will reduce the severity of its negative effects. In addition, the opportunities provided can benefit the community and especially farmers. Therefore, identification of the spatiotemporal changes of the beginning and end of thermal seasons is necessary for better understanding its impact and management of natural and agriculture resources and adopting useful strategies to climate change. The purposes of this research is to regionalize Iran's country in point of view of beginning, ending and length of thermal season and to analysis its variation during the study period.

Methods and Material

In this study, we will be addressing Iran's thermal seasons and its variations during period of 1/1/1370 to 29/12/1392. To reach this purpose, daily temperature data from 49 stations across Iran obtained from Iran's Meteorological Organization (IRIMO) during the mentioned period of time. The standard deviation of each stations in each year was compared with the long-term standard deviation. Then, the Long Term Mean (LTM) in a 366 $\times$ 49-dimension frame for each station was established. The difference between yearly standard deviation and deviation for each station was calculated and the start and end of thermal seasons was detected. Finally, three matrices namely SWS (Start of Warm season), EWS (End of Warm season) and SWL (Season Warm Length) all with dimensions of

63×49 were developed. Afterwards, for identification of homogenous regions, cluster-analysis with Ward linkage method has been done. Finally, by using the non-parametric modified Mann-Kendall test, the variation in start, end, and length of thermal season in the studied period were measured. The changing rate evaluated by the Sen's Estimator method.

Results and Discussion

The results of this study indicate that thermal seasons in Iran aren't coincide to the official calendar. By applying the Ward linkage method on the Euclidean distances of thermal seasons in the studied stations, the country's area can be divided into four homogenous thermal seasons. Latitude, longitude, altitude, and distance from water resources as well as atmospheric humidity have high effects on the nesting of identified regions, respectively. The result of trend analysis indicates that Iran's thermal seasons have been changed significantly during the studied period in point of view of starting, ending, and length. According to the results obtained from fitting Sen's Estimator on the data time series, the decreasing rate of the starting time of the thermal season during the study period is 4.5 days per decade. This indicate that Iran is beginning to start its spring season earlier than its predecessor. In spatial view, the decreasing trend of start of thermal season is observed in the stations located in the northern regions of the country, the southern coasts of the Caspian Sea, the northwest region, the Alborze mountain range, and the south-east region. The increasing time of ending of thermal season is statistically significant over 45 percent of country area. The decreasing rate of the starting of thermal season are significantly more than increasing rate of the length and ending of thermal period.

Conclusion

Using data from 49 station across Iran, we have detected variability and changes in the occurrence of the thermal seasons in Iran during the period from 1370 to 1392. According to the results, we found substantial variation in start, end, and length of thermal season length over Iran country. Analysis presented in this study showed that the more decreasing rate of the time of beginning of the warm season has been leads to increasing the thermal season length over Iran. The increasing of thermal season length will have more effect on the total growth period and maturity (planting to harvesting), irrigation, flowering, and the phonological stages of the plant. These changes will play a very important effect on many human activities, especially agriculture. Due to the increasing the length of thermal season, the adaption strategies including changes in cultivar patterns or changes in planting time can be adopted based on the changes in intensity of variation in the length of thermal seasons to reduce the negative effect of these changes.

Keywords: Shift of thermal seasons, Climate change, Cluster analysis, Trend Analysis, Iran.

References

- Alexander, L.V et al. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, Journal of Geophysical Research, 111:1-22.
- Alijani, B. (1996). Determining Iran natural seasons, Geographic researches, 35: 21-33.
- Anyadyke, R.N.C (1987). A multivariate classification and regionalization of West Africa climates, International Journal of Climatology, 7:157-164.
- Asakereh, H. (2009). Analysis of annual average temperature cycles in Zanjan, Geography and Development. 19: 11-23.
- Asakereh, H. (2011). Principles of statistical climatology, Zanjan University Press, first edition.

- Bartolini, G et al. (2008). Recent trends in Tuscany (Italy) summer temperature and indices of extremes, International journal of climatology, 28: 1751-1760.
- Bartolini, G et al. (2008). Recent trends in Tuscany (Italy) summer temperature and indices of extremes, International Journal of Climatology, 28: 1751-1760.
- Bhutiyani, M.R, Kale, V.S. and Pawar, N.J. (2007). Long-term trends in maximum, minimum and mean annual air temperatures across the Northwestern Himalaya during the twentieth century, Climate Change, 85: 159-177.
- Bye, J. Fraedrich, K. Schubert, S. and Zhu. X. (2013). The changing length of the warming period of the annual temperature cycle in the high latitudes under global warming. Atmosphere-Ocean, 51:309-318, doi:10.1080/07055900.2013.793594.
- Christidis, N.P, Stott, A. Brown, S. Hegerl, G.C. and Caesar, J. (2005). Detection of changes in temperature extremes duringe the second half of the 20th century, Geophysics Research Letter, 32, L2716.
- Darand, M. (2011). Synoptic Analysis of extreme cold temperatures in Iran. PhD thesis in climatology, University of Isfahan.
- Darand, M. (2015). Analysis of variations in extreme temperature and precipitation in Oromieh indices as the signs of climate change. Journal of water and Soil Conservation, 21: 1-29.
- Duan, J et al., (2017). Weakening of annual temperature cycle over the Tibetan Plateau since the 1870s. Nature Comminucations, 8:14008, doi: 10.1038.
- Gadgil, S. and Joshi, N.V. (1983). Climatic cluster of the Indian region. Journal of Climate, 3: 47-63.
- Kavyani, M. and Asakereh, H. (2001). Investigation and modeling of temperature trends over the past century (Case Study Jask station), Studies and Research, in Literature and Humanities, 26-27: 19-38.
- Klein Tank, A.M.G. konnen G. P. and Selten, F. M. (2005). Signals of anthropogenic, influence on European warming,as seen in the trend pattern of daily temperature variance,International Journal of Climatology,25:1-16.
- Mann, M. E. and Park, J. (1996). Greenhouse warming and changes in the seasonal cycle of temperature: Model versus observations. Geophysics Research Letter. 23: 1111-1114.
- Masoudian, A. (2002). Analyzing the trend of temperatures in the last half-century, Journal of Geography and Development, 2 (3): 89-106.
- Montazeri, M. (2011). Cluster analysis method of diagnosing thermal seasons, Geographical Research Quarterly, 101.
- Montazeri, M. and Masoudian, A. (2014). Iran calendar day time temperature, Geography and Development, 31:14-1.
- Qian, C. and Zhang, X. B. (2015). Human influences on changes in the temperature seasonality in mid- to high-latitude land areas. Journal of Climate, 28: 5908-5921.
- Screen, J. A. and Simmonds, I. (2010). Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. Geophysics Research Letter, 37, L16707.
- Serreze, M. C. Barrett, A.P. Stroeve, J.C. Kindig, D.N. and Holland, M.M. (2009). The emergence of surface-based Arctic amplification. Cryosphere, 3:11-19.
- Stine, A.R. and Huybers, P. (2012). Changes in the Seasonal Cycle of Temperature and Atmospheric Circulation. Journal of Climate. 25: 7362-7380.
- Stott, p. Stone, D. and Allen, M (2004). Human contribution to the European heat wave of 2003, Nature, 432:610-614.
- Wang, G. and Dillon, M. E. (2014). Recent geographic convergence in diurnal and annual temperature cycling flattens global thermal profiles. Nature Climate Change 4: 988-992.
- Weisheimer, A. and Palmer, T.N. (2005). Changing ffrequency of occurrence of extreme seasonal temperature under global warming, Geophysics Research Letter, 32 20721.

.