دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

سال شانزدهم، شماره‌ی ۵۳
بهار ۱۳۹۵، صفحات ۲۰۸-۱۹۳

محمدحسین ناصرزاده[۱]
مهدی دوستکامیان[۲]
آذر بیرانوند[۳]

تحلیل تغییرات الگوی درون دهه‌ای دمای ایران طی نیم قرن اخیر

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۰/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۶/۱۶

چکیده

هدف از این مطالعه، بررسی و تحلیل تغییرات درون دهه‌ای دمای ایران می‌باشد. برای این منظور دمای ایران طی دوره ۱۳۹۰-۱۳٤۲ (پنج دهه) مورد بررسی قرار گرفته است. برای بررسی تغییرات درون دهه‌ای از روش‌های زمین‌آمار موران محلی بهره گرفته شده است. در انجام محاسبات از امکانات برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار Surfer و نرم‌افزار Matlab و نیز برای انجام عملیات ترسیمی از نرم‌افزار GIS بهره گرفته شد. ابتدا برای ایجاد نمای کلی از تغییرات درون دهه‌ای ایران آنومالی، گرانیگاه و توزیع مکانی میانگین برای هر دوره ترسیم گردیده است. نتایج نشان داد که عواملی محلی به‌ویژه ارتفاع و عرض جغرافیایی نقش بسزایی در ناهنجاری‌های دمای ایران داشته است به‌طوری که در هر پنج دوره شدیدترین ناهنجاری‌ها منطبق با نواحی کوهستانی و ارتفاعات بوده است این درحالی است که نواحی ساحلی کشور به دلیل عرض جغرافیایی پایین و ارتفاع کم‌تر دارای ناهنجاری‌های منفی بوده است. نتایج حاصل از تحلیل موران نشان داد که الگوی تغییرات درون دهه‌ای ایران طی دوره‌های مختلف تغییرات

۱- استادیار اقلیم شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران. E-mail: nasserzadeh2100@yahoo.com
۲- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی تغییرات آب و هوایی، دانشگاه زنجان.
۳- کارشناس ارشد آب و هواشناسی سینوپتیک، دانشگاه زنجان.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

محسوسی داشته است اما در مجموع در هر پنج دوره نواحی ساحلی خلیج‌فارس دارای الگوی خوشه‌ای بالا (خود همبستگی فضایی مثبت) و رشته‌کوه زاگرس، شمال‌غرب کشور (بر فراز قلل سهند و سبلان)، بر فراز مرتفع‌ترین نقاط البرز (دماوند)، شمال‌شرق کشور در دامنه‌های شمال‌شرقی رشته‌کوه‌های خراسان و در مناطق مرتفع کرمان الگوی خوشه‌ای پایین یا خودهمبستگی فضایی منفی بوده است. مثبت و منفی بودن خود همبستگی در ارتباط با توزیع دما نشان از تمرکز بیشینه و کمینه این عنصر اقلیمی در منطقه دارد. با این وجود در تمام دوره‌ها این الگوی حاکم بر تغییرات درون دهه‌ای دما تقریباً یکسان بوده است.

کلید واژه‌ها: دما، خودهمبستگی فضایی، موران محلی، آنومالی، ایران.

مقدمه

اقلیم سیستم پیچیده‌ای است که عمدتا به دلیل افزایش گازهای گلخانه‌ای در حال تغییر است. تغییر اقلیم به آرامی در حال گسترش به سراسر کره زمین می‌باشد و تأثیر آن بر منابع آب، کشاورزی و پارامترهای اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای است (بابائیان و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۳۶). عوامل مختلفی باعث بر هم خوردن ایستائی سری زمانی متغیرهای اقلیمی یک منطقه شده که یافتن این عوامل می‌تواند کمک شایانی به بررسی وضعیت اقلیم منطقه در دوره‌های آتی کند. بخشی از این عوامل مربوط به اندرکنش بین اجزای سامانه اقلیم کره زمین مانند AMO[1], ENSO PDO[2] بوده که باعث ایجاد نوسانات درونی در سری زمانی متغیرهای اقلیمی منطقه می‌شود. از طرف دیگر پیش‌بینی‌ها برای قرن ۲۱ نیز افزایش دمای جهانی ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای و هواویزه‌های جو را هشدار می‌دهد (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۷). تغییرات اقلیمی یکی از ویژگی‌های طبیعی چرخه اتمسفری می‌باشد که بر اثر ناهنجاری‌ها و یا نوساناتی در روند پارامترهای هواشناسی، از جمله بارندگی و دما حاصل می‌شود. دما یکی از مهم‌ترین متغیرهای آب‌وهوایی است که تغییر آن منشأ بسیاری از تغییرات زیست‌محیطی است. اثرات تغییرات دما در زندگی انسان‌ها و حتی موجودات دیگر، انسان را با دغدغه‌ی دیگری در این دنیای واقعی مواجه کرده است که سبب‌ساز شکل‌گیری تحقیقات زیادی در این رابطه شده است. به‌طوری‌که مطالعات صورت گرفته در رابطه با این عنصر حاکی از عدم تغییر یکسان دمایی در همه‌ی نقاط جهان می‌باشد یعنی شدت و زمان افزایش دما در همه جا یکسان نیست (ثریا و همکاران، ۱۳۸٦)؛ به‌طوری که تغییرات ناگهانی آن به‌ویژه افت دما به مقادیر زیر صفر درجه باعث رخدادهای آب‌وهوایی مانند یخبندان و سرمازدگی می‌شود (رحیم‌زاده و عسگری، ۱۳۸۳: ۱۵۵). روند دما و

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

بارش در سراسر جهان یک‌سو نیست. تغییرات اقلیم الزاماً به معنی تغییر توأمان بارش و دما نمی‌باشد (کلارک، ۲۰۰۳: ۱۵۵). از طرفی اثبات وجود روند معناداری و یک سری زمانی بارندگی به‌تنهایی نمی‌تواند دلیل قاطعی به وقوع تغییر اقلیم در یک منطقه باشد بلکه فرض رخداد آن را تقویت می‌کند (سیرانو[۴] و همکاران، ۱۹۹۹: ۸۶).

در اقلیم‌شناسی جهانی مطالعات فراوانی در زمینه اقلیم و تغییرات آن در مناطق مختلف صورت گرفته است. بسیاری از مطالعات در حیطه‌ی بررسی و تحلیل رفتار بلندمدت بارش و دما و تغییرات آن‌ها در ارتباط با روند افزایش متوسط دمای جهانی و منطقه‌ای صورت گرفته است و روش‌های آماری پارامتریک و ناپارامتریک مورد استفاده قرارگرفته است (مارنگو وکامارگو[۵]، ۲۰۰۸: ۹۰۳). برای مثال می‌توان به مطالعه لیتن‌مایر[۶] و همکاران (۱۹۹٤: ۶۰۷-۵۸۶) در ایالات‌متحده آمریکا، دومونکوس و تار[۷] (۲۰۰۳: ۱٤۷-۱). در مجارستان، سلیشی و زانکه[۸] (۲۰۰٤: ۹۸۳-۹۷۳) در اتیوپی، کومار[۹] و همکاران (۲۰۰۵: ۱۵۰-۱۲۳) در فیرنزه ایتالیا، کیانگ[۱۰] و همکاران (۲۰۰۵: ۲۲۲-۲۱۷) در چین، دومروس و تنتاوی[۱۱] (۲۰۰۵: ۶۳-۵۱) در مصر، فریوان کودیوگل[۱۲] (۲۰۰۸: ۲۰۰۸-۶۹) در اردن و تایانس[۱۳] و همکاران (۲۰۰۹: ۵۰۲-٤۸۳) در ترکیه، روندهایی را در سری زمانی دما به اثبات رسانده‌اند. در همین رابطه یو و همکاران در بررسی روند دمای ماهانه، فصلی و سالانه‌ی ژاپن را در صد سال گذشته نشان دادند که دمای سالانه ٤۶ ایستگاه که روند آن‌ها با آزمون من-کندال ارزیابی‌شده در فاصله سال‌های ۱۹۰۰ تا ۱۹۹۶ بین ۰/۵۱ تا ۲/۷۷ درجه سلسیوس افزایش یافته است. در همین دوره دمای فصلی بین ۰/٤۷ تا ۳/۶۹ درجه سلسیوس افزایش داشته است که بیش‌ترین افزایش در فصل زمستان و بهار دیده شده است. همین ویژگی در دمای ماهانه هم دیده شده است اما مقدار افزایش دمای ماهانه در طی بررسی شده بین ۰/۱۷ تا ٤/۱۲ درجه سلسیوس بوده است (یو و همکاران، ۲۰۰۳: ۲٤). همچنین بررسی‌های صورت گرفته توسط ربتز و رینهارد[۱٤] (۲۰۰۸) در رابطه با روند دمای ماهانه در سوئیس طی سه دهه آخر قرن بیستم نشان از افزایش روند میانگین به میزان ۰/۱۳۵ سانتی‌گراد در طی قرن بیستم و ۰/۷۵ سانتی‌گراد در سه دهه آخر بوده است؛ که این میزان روند بیش از دو برابر روندِ میانگین دمای نیمکره‌ی شمالی بالاتر است. مطالعه انجام شده در ایتالیا به‌وسیله تورتی و دسیاتو (۲۰۰۸) با استفاده از

4- Serrano
5- Marengo & Camargo
6- Lettenmaier
7- Domonkos,Tar
8- Seleshi, Zanke
9- Kumar
10- Qiang
11- Domroes, Tantawi
12-Feriwan, Kadioglu
13- Tayanc
14- Rebetez and Reinhard

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

اطلاعات هواشناسی ٤٩ ایستگاه برای سنجش تغییرات معنادار دمای میانگین حداقل و حداکثر طی سال‌های ١٩٦١ تا ٢٠٠٤ حاکی از روند منفی در طی سال‌های ١٩٦١ تا ١٩٩٠ و روند مثبت طی سال‌های ١٩٨١ تا ٢٠٠٤ بوده است. همچنین یک افزایش غیر معنی‌دار به‌طور متناوب در میانگین دمای روزانه در کل دوره دیده شده است. از طرفی دمای حداقل در مقیاس‌های محلی و منطقه‌ای تغییرپذیری‌های چشمگیری داشته است.

در ایران نیز مطالعات زیادی در زمینه تغییرات دما صورت گرفته است. برای جلوگیری از حجم کار به‌عنوان نمونه به چند مورد اشاره شده است: مطالعه روند شاخص‌های حدی دما و بارش در تهران نشان داد که یک روند کاهشی در شاخص‌های حدی سرد و یک روند کاملاً افزایشی در روند دماهای حداقل و متوسط روزانه قابل مشاهده است (محمدی و تقوی، ١٣٨٤: ٧٢-٥١). در مطالعه‌ای داده‌های ماهانه ١٦ متغیر اقلیمی در دو گروه متغیرهای دما و رطوبت طی دوره ٥٠ ساله مبتنی بر تحلیل آماری چند متغیره و مدل‌های پیش‌بینی باکس جنکینز به بررسی تغییر اقلیم پرداختند و به این نتیجه رسیدند که متغیرهای دمایی دارای روند تغییرات معنی‌دار ولی با جهت‌های متفاوت بودند در حالی‌که داده‌های رطوبت و بارش غالباً از روند تغییرات معنی‌داری برخوردار نیستند (عزیزی و همکاران، ١٣٨٧). در مطالعه‌ای دیگر روند دمایی چند دهه اخیر ایران و افزایش CO2 جو مورد بررسی قرار گرفت، در این مطالعه که بر روی ١٢ ایستگاه انجام شد این نتیجه به‌دست آمد که در اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه روند افزایشی دما با شدت‌های مختلف مشاهده شد، همچنین با توجه به اینکه میزان CO2 جو در این مدت روند افزایشی داشته است، روندهای مشاهده شده در ایستگاه‌های مذکور نیز از افزایش CO2 متأثر گردیده است (عزیزی و همکاران، ١٣٨٤). بررسی سری‌های زمانی دما، رطوبت نسبی، بارش و ابرناکی ٥ ایستگاه همدید شمال ایران انجام شد و نتایج آن نشان داد که در اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه، دمای حداقل، روند مثبت و دمای حداکثر روند منفی داشته‌اند (عزیزی و روشنی، ١٣٨٧: ٢٨١٣).

با توجه به آن‌چه که مطرح شده است تاکنون تغییرات درون دهه‌ای ایران کم‌تر مورد بررسی قرار گرفت از این رو در این مطالعه سعی شده است که با استفاده از روش‌های زمین‌آمار تغییرات درون دهه‌ای ایران مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت.

مواد و روش‌ها

به‌منظور بررسی تغییرات درون دهه‌ای دما، داده‌های حاصل میان‌یابی مشاهدات دمای روزانه در ٦٦٣ ایستگاه از

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

ابتدای سال ۱۳٤۰ تا دی ماه سال ۱۳۸۳ استفاده شد. داده‌های مزبور از پایگاه داده‌های اسفزاری[۱۵] اخذ گردیده است. تفکیک مکانی داده‌ها ۱۵×۱۵ کیلومتر است که در سیستم تصویر لامبرت مخروطی هم شکل نگاشته شده‌اند. بدین ترتیب تعداد یاخته‌ها در سراسر ایران ۷۱۸۷ می‌باشد. به‌منظور افزایش تفکیک زمانی پایگاه داده مذکور مشاهدات روزانه دما از سال ۱۳۸۳ تا انتهای ۱۳۹۰ با استفاده از همان روش و همان تفکیک مکانی، میان‌یابی و به پایگاه داده‌های مذکور افزوده شده است. برای تجزیه تحلیل داده‌ها از امکانات برنامه‌نویسی در نرم‌افزار Matlab و به منظور ترسیم نقشه‌ها از نرم‌افزار GIS بهره گرفته شده است. به‌منظور این‌که اطلاعات دقیق‌تری نسبت به دمای ایران به دست بیاید ناهنجاری و مرکز میانگین (ثقل میانگین) مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. در این رویه انحرافات دما برای هر دوره از حالت نرمال اقلیمی با استفاده از فن جبر نقشه صورت گرفت، بدین صورت که میانگین هر سال در دوره‌های مختلف نسبت به مقادیر میانگین سالانه همان دوره مقایسه و با تفاضل آن‌ها، ناهنجاری‌های مربوط محاسبه شد. مرکز میانگین در واقع همان مرکز ثقل توزیع فضایی است که به‌صورت زیر تعریف می‌گردد:

رابطه (۱)
$$\overline{X}_c = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_i X_i}{\sum_{i=1}^{n} P_i}$$

رابطه (۲)
$$\overline{Y}_c = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_i Y_i}{\sum_{i=1}^{n} P_i}$$

به‌منظور مشخص شدن توزیع فضایی الگو به‌صورت نقشه از موران تحلیل خوشه و ناخوشه[۱۶] که به شاخص انسرین محلی موران (Anserine Local Moran I) معروف است استفاده شده است. این ابزار نشان می‌دهد که در کجا مقادیر زیاد و یا کم این پدیده‌ها در فضا به‌طور خوشه‌ای توزیع شده‌اند و همچنین کدام عوارض دارای مقادیری بسیار متفاوت از عوارض پیرامون خود هستند (عسگری، ۱۳۹۱: ۷۰). این ابزار به محاسبه مقدار موران محلی، امتیاز Z و P-Value و یک کد که نشانگر نوع خوشه برای هر عارضه است می‌پردازد. امتیاز Z و P- Value بیانگر معناداری مقدار شاخص محاسبه شده می‌باشند. آماره محلی موران I به‌صورت زیر به‌دست می‌آید (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۲: ۸):

رابطه (۳)
$$I = \frac{x_i - \overline{X}}{S_i^2} \sum_{j=1\ j\neq i}^{n} w_{i.j}\ (x_i - \overline{X})$$

۱۵- این پایگاه توسط مسعودیان در دانشگاه اصفهان تدوین گردیده است.

16- outlier

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

که در آن x_i خصیصه عارضه i و $\overline{X}$ میانگین خصیصه مربوط و $w_{i.j}$ وزن فضایی بین عارضه i و j می‌باشد و:

رابطه (٤)
$$S_i^2 = \frac{\sum_{j=1\ j\neq i}^{n} w_{i.j}}{n-1} - \overline{X}^2$$

که در آن n برابر با تعداد کل عارضه‌هاست. امتیاز استاندارد z_{Ii} به‌صورت زیر محاسبه می‌شود (همان):

رابطه (٥)
$$z_{Ii} = \frac{I_i - E[I_i]}{\sqrt{V}[I_i]}$$

در اینجا خواهیم داشت:

رابطه (٦)
$$E[I] = -\frac{\sum_{j=1\ j\neq i}^{n}}{n-1} \quad V[I] = E[I_1^2] - E[I_1^2]$$

یافته‌ها و بحث

ویژگی‌های عمومی درون دهه‌ای دما

جدول (۱) مشخصات آماری دما را در پهنه‌ی ایران برای پنج دوره متوالی نشان می‌دهد در این جدول بیش‌ترین میانگین دما مربوط به دوره پنجم (۱۳۹۰-۱۳۸۰) با مقدار ۱۹/۰۳ می‌باشد. دامنه تغییرات میزان پراکندگی دما را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود دامنه تغییرات دوره پنجم به نسبت سایر دوره‌ها مقدار کم‌تری را نشان می‌دهد، در واقع میزان کم این عدد بیانگر تغییرات کم‌تر دما در دوره‌ی مذکور و به تبع یکنواختی بیش‌تر دما می‌باشد. اندازه پراش (واریانس) گویای چگونگی پراکندگی مشاهدات حول میانگین می‌باشد. میزان این شاخص پراکندگی در دوره پنجم بیشینه خود را داشته است. میزان چولگی برای هر پنج دوره مثبت می‌باشد بنابراین نوع توزیع دما چوله به راست است که بیانگر این است که فراوانی مقادیر کم‌تر از میانگین برای تمام دوره‌ها بیش از فراوانی مقادیر بزرگ‌تر از میانگین می‌باشد. نزدیک بودن اعداد مربوط به میانگین و میانه (صدک ۵۰) و کم بودن مقدار مد در تمام دوره‌ها تصدیقی بر مطلب گفته شده می‌باشد. معیار کشیدگی که بیانگر میزان انحراف یک توزیع از حالت نرمال استاندارد می‌باشد؛ برای همه‌ی دوره‌ها مثبت است که بیانگر توزیع کشیده داده‌ها در تمام دوره‌ها نسبت به حالت نرمال می‌باشد. مقادیر حاصل از بررسی صدک ۲۵، ۵۰ و ۷۵ در دوره‌های مورد بررسی نشان‌دهنده این مهم است که دوره پنجم دما مقادیر بزرگ‌تری را به نسبت سایر دوره‌ها تجربه نموده است.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

جدول ۱- شاخص‌های مرکزی و پراکندگی دما طی دوره‌های مورد بررسی در ایران

فراسنج		دوره اول (۱۳۴۰-۱۳۵۰)	دوره دوم (۱۳۵۰-۱۳۶۰)	دوره سوم (۱۳۶۰-۱۳۷۰)	دوره چهارم (۱۳۷۰-۱۳۸۰)	دوره پنجم (۱۳۸۰-۱۳۹۰)
مد		٦/۰۳	۳/۷۳	٤/۳۸	۵/۲۲	٦
میانگین		۱۷/٦۳	۱۷/۳۳	۱۷/۷۷	۱۸/۲۲	۱۹/۰۳
پراش		۱۸/۱۵	۱۹/۷۱	۱۹/۸٦	۲۱/۷٦	۲۲/۱۰
انحراف معیار		٤/۲٦	٤/٤٤	٤/٤۵	٤/٦٦	٤/۷۰
ضریب تغییرات		۲٤/۱٦	۲۵/۱٦	۲۵/۰۷	۲۵/٦۰	۲٤/۷۰
بیشینه		۲۹/۰۸	۲۹/٤۳	۲۷/۹۰	۲۸/۳٤	۲۸/۹٤
کمینه		٦/۰۳	۳/۳۷	٤/۳۸	۵/۲۲	٦
دامنه تغییرات		۲۳/۰۵	۲٦/۰٦	۲۳/۵۲	۲۳/۱۲	۲۲/۹٤
چولگی		۰/۳۰	۰/۱٦	۰/۱٦	۰/۱۱	۰/۱۲
کشیدگی		۲/٤٦	۲/۲۸	۲/۲۳	۲/۱۸	۲/۰۷
صدک	۲۵	۱٤/۵۸	۱۳/۹۲	۱٤/۳۸	۱٤/۵۷	۱۵/۱۳
	۵۰	۱۷/۲۲	۱۷/۱۲	۱۷/۵۷	۱۸/۰۸	۱۹/۰۳
	۷۵	۲۰/۳٤	۲۰/٤۹	۲۰/۸۹	۲۱/۵۵	۲۲/٤۱

با توجه به جدول (۱) دهه دوم از دوره مورد مطالعه سردترین متوسط دما را تجربه نموده است. این کاهش دما از مقایسه صدک ۲۵ در تمام دوره‌ها به وضوح نمایان است. از طرفی در همین دوره بیشینه دمایی نسبت به بیشینه در سایر دوره‌ها بیش‌تر می‌باشد که بیانگر تفاوت دماهای رخ داده در گستره زیادی می‌باشد. البته به نظر می‌رسد وقوع مقادیر حداکثری در این دوره به‌صورت اتفاقی بوده باشد؛ زیرا چنان‌چه وقوع آن‌ها مکرر بود در میانگین این دوره اثرگذار می‌شد در صورتی که این دوره کم‌ترین میانگین را داشته است. روند تغییرات میانگین به‌جز در دوره دوم که مقداری منفی را تجربه کرده است در سایر دوره‌ها روندی مثبت داشته است. به‌طوری که در دوره پنجم بیشینه خود (+۰/۸۱) را داشته است. این امر بیانگر وقوع تغییرات مثبت دما در سال‌های اخیر می‌باشد.

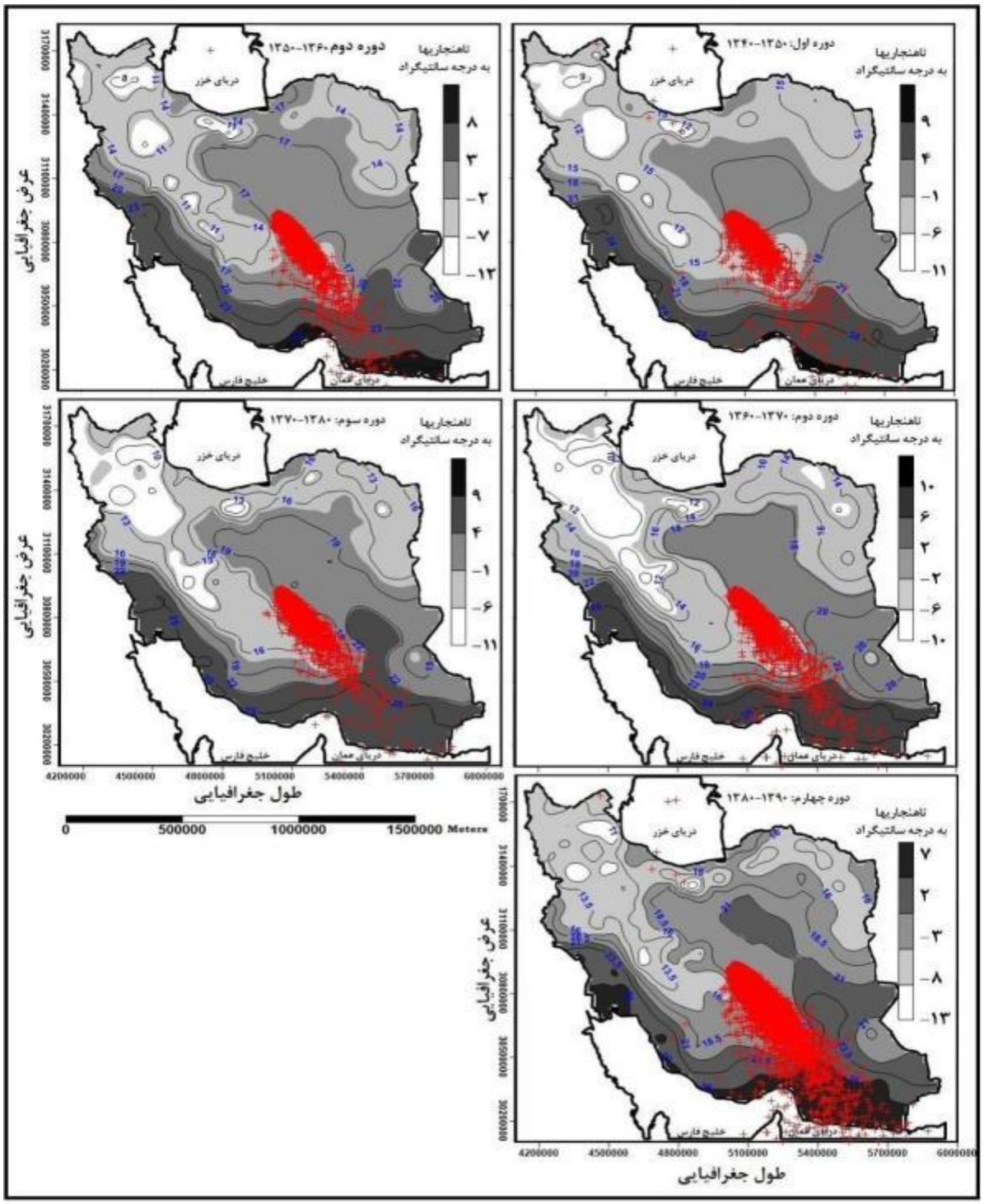
شکل (۱) توزیع مکانی میانگین و ناهنجاری‌ها و مرکز میانگین دمای ایران را در طول پنج دوره مورد بررسی برای ایران نشان می‌دهد. نقشه‌های ارائه شده در شکل (۱) نتیجه‌ی تفاضل میانگین سالانه‌ی دمای هر دوره از میانگین کل دما، در همان دوره می‌باشد. پهنه‌هایی که در هر دوره نسبت به کل دوره دارای ناهنجاری مثبت بودند به رنگ خاکستری تیره و پهنه‌هایی که دارای ناهنجاری منفی می‌باشند طبق شکل با رنگ خاکستری روشن و سفید مشخص‌شده است. ناهنجاری‌های مثبت نشان‌دهنده‌ی افزایش دما نسبت به کل دوره و ناهنجاری‌های منفی

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

نشان‌دهنده‌ی کاهش دما نسبت به کل دوره می‌باشد. چنانچه در شکل (۲) ملاحظه می‌گردد، بیشینه ناهنجاری منفی دما در پهنه کشور آرایشی منطبق بر کوهستان‌ها دارد. به‌طوری‌که در غرب و شمال‌غرب کشور رشته‌کوه زاگرس، در نیمه شمالی رشته‌کوه البرز، در شمال‌شرق کشور سیستم کپه‌داغ- هزار مسجد و بینالود- آلاداغ و در نهایت در نواحی مرکزی وجود کوهستان‌های مرتفع هزار و لاله‌زار نقش بسزایی در ناهنجاری‌های منفی ایفا نموده است. میزان کاهش دمای منطبق بر کوهستان‌ها در عرض‌های شمالی، با افزوده شدن اثر عرض جغرافیایی بر این کاهش، شدّت بیش تری می‌یابد.

در دوره اول از دوره‌های مورد بررسی بر فراز ارتفاعات زرد کوه بختیاری و ارتفاعات لرستان و همچنین در شمال‌غرب کشور و دماوند، بیشترین میزان ناهنجاری منفی مشاهده می‌گردد. در حالی که در نوار ساحلی جنوبی کشور (منطبق بر جنوبی‌ترین عرض‌های کشور) بیشینه ناهنجاری مثبت دما قابل مشاهده است. در دوره دوم از گستره تحت پوشش ناهنجاری منفی نسبت به دوره اول کاسته شده است ولی شدت آن افزایش یافته است. میزان بیشینه ناهنجاری مثبت نیز پیشروی شمال‌سویی داشته است. بیش‌ترین گستره ناهنجاری منفی در سومین دوره رخ داده است و در این دوره ناهنجاری مثبت کم‌ترین پیشروی شمال‌سو را داشته است. دوره چهارم وضعیتی مشابه دوره دوم داشته است. در دهه پنجم همان‌طور که در شکل دیده می‌شود میانگین دما نسبت به سایر دوره‌ها در کل پهنه حالت افزایشی داشته است، با توجه به این‌که میزان متوسط دمای دوره نسبتاً بالا بوده است، ناهنجاریِ کم‌تر، نشان از تشابه دمایی بیش از سایر دوره‌ها می‌باشد. به‌طورکلی گرم‌ترین قسمت کشور در سواحل جنوبی قرار دارند. جایی که مقدار تابش خالص خورشیدی بیش‌تر از هر جای دیگر است. در مجموع از جنوب به شمال و از مشرق به مغرب از گرمای هوای ایران کاسته می‌شود. سرد شدن هوا در جهت جنوب به شمال عمدتاً به دلیل افزایش عرض جغرافیایی و کاهش تابش خورشید و نیز تراکم ارتفاعات مرتفع در شمال کشور می‌باشد؛ اما کاهش دما از مشرق به مغرب عمدتاً به دلیل تجمع توده‌های کوهستانی زاگرس در غرب کشور و یورش هوای سیبری به چاله‌های مرکزی ایران است (علیجانی، ۱۳۸۹: ۵۱). گرانیگاه دمایی در تمام دوره‌ها از آرایشی مشابه برخوردار بوده است؛ اما میزان تمرکز یا پراکندگی گرانیگاه‌ها در تمام دوره‌ها یکسان نبوده است. در واقع تمرکز گرانیگاه‌های دمایی در شرق زاگرس جنوبی (کویر لوت) مشاهده می‌گردد. با توجه به این‌که در بیش‌تر اوقات سال مقادیر حداکثری دما در نواحی مرکزی کشور به‌وقوع می‌پیوندد، در این منطقه رخداد تمرکز گرانیگاه‌ها دیده می‌شود؛ اما پیشروی و پسروی سامانه‌های گردش عمومی جوّ در برخی از فصول سبب جابجایی در این گرانیگاه‌ها می‌گردد. به‌طورکلی می‌توان گفت بیش‌ترین تمرکز گرانیگاه‌ها در دوره چهارم و بیش‌ترین پراکندگی در دوره پنجم رخ داده است.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

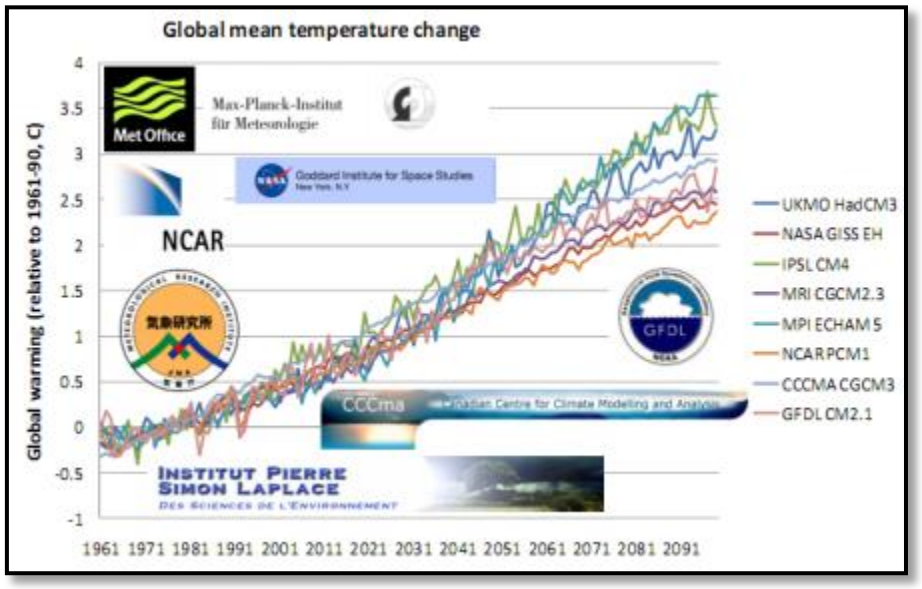


شکل ۱: نقشه توزیع مکانی میانگین، ناهنجاری‌ها و مرکز میانگین دمای ایران طی دوره‌های مختلف

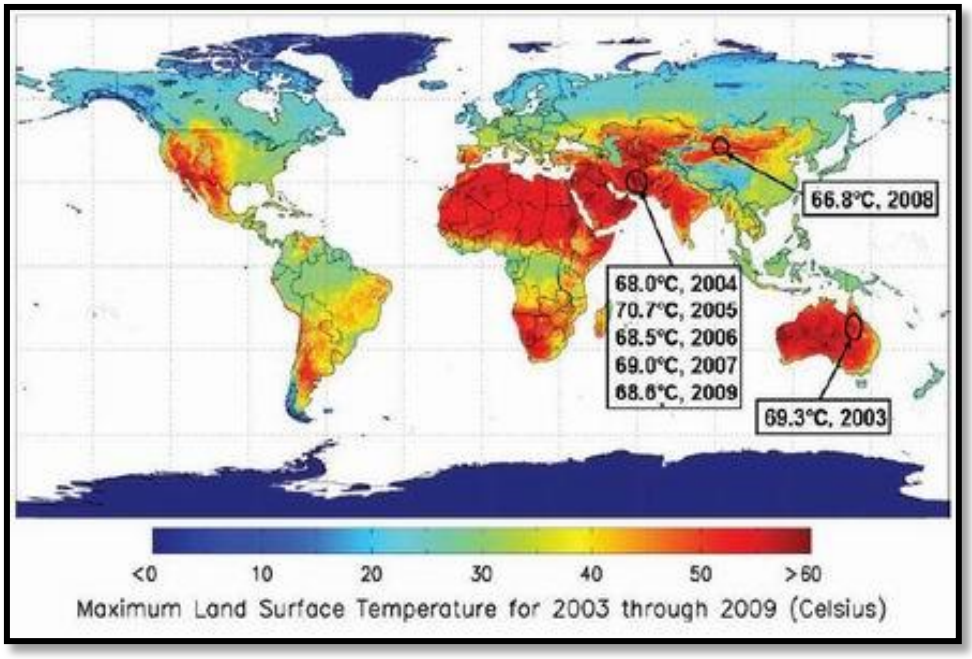
پراکندگی در توزیع گرانیگاه‌ها نشان از گسترش یافتن مناطق گرم در کشور دارد. در دوره پنجم به‌طور مشخص گرانیگاه‌ها به جنوب‌شرق بسط یافته‌اند. شکل (۲)، نمایشی از نتایج مدل‌های اقلیمی مختلفی است که در راستای بررسی دمای جهانی ارائه شده است. چنان‌چه مشاهده می‌شود در نیم‌قرن اخیر دمای جهانی به میزان ۰/۵ درجه

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

سانتی‌گراد افزایش درجه حرارت داشته است. این میزان در ۸ دهه آینده مطابق نتایج مدل‌های مختلف ارائه شده بین ۲تا ۳/۵ درجه خواهد رسید.



شکل ۲: تصویری از دمای جهان در نیم‌قرن گذشته و پیش‌بینی برای ۸ دهه آینده (IpCC)



شکل ۳: بیشینه دمای سطح زمین برای یک دوره هفت‌ساله با استفاده از تصاویر مودیس (Bulletin of the American Meteorological Society)

بر اساس مطالعه بیشینه دمای سطح زمین در یک دوره هفت ساله با استفاده از تصاویر مودیس، نشان داد که بیابان لوت در جنوب شرق ایران گرم‌ترین نقطه زمین است و در هفت سال مورد مطالعه، در پنج سال بیشینه دما در لوت

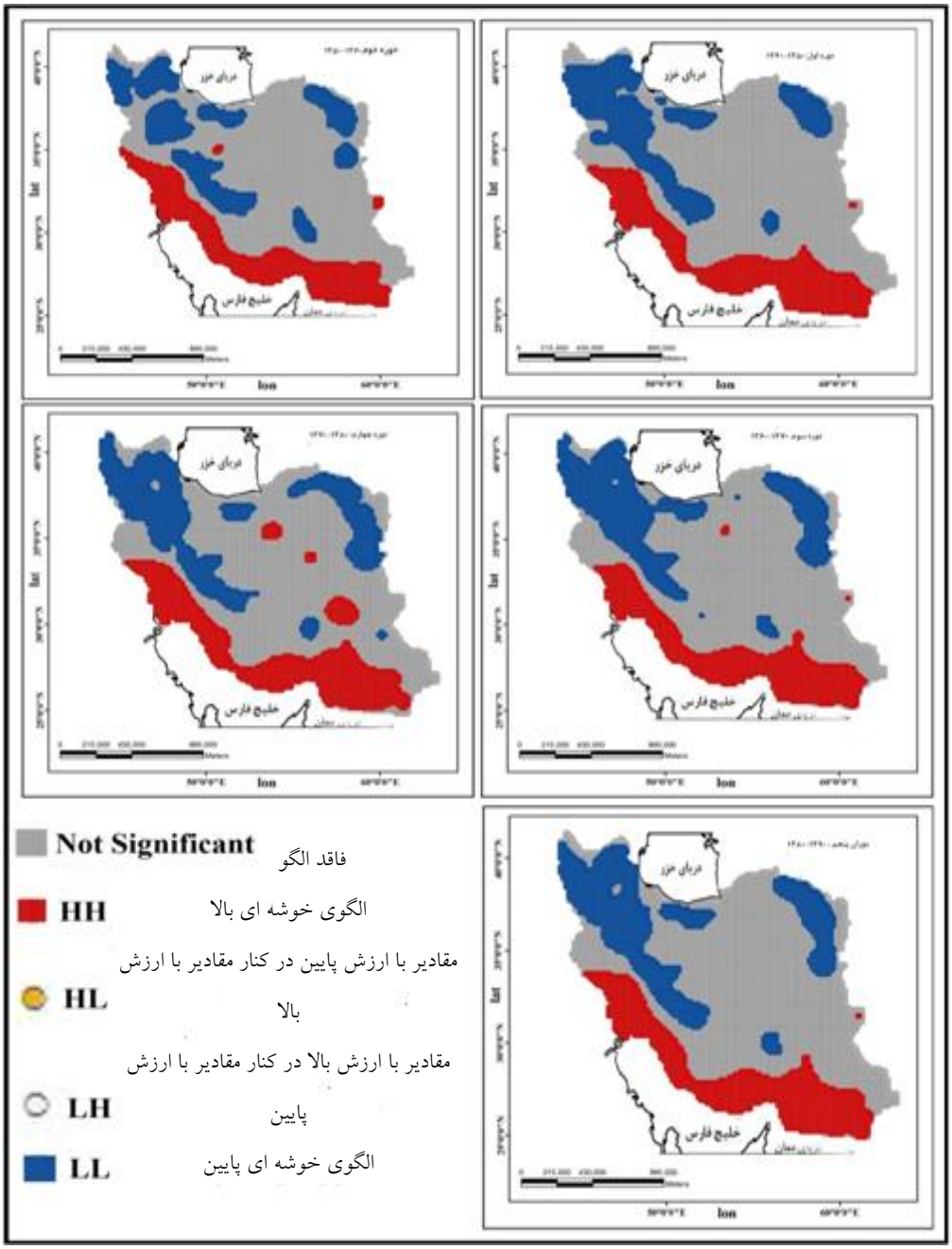
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

به وقوع پیوسته است (مایلدرکسلر[17] و همکاران ۲۰۱۱). به نظر می‌رسد وقوع دماهای بیشینه در جنوب‌شرق کشور، تراکم و تمرکز گرانیگاه‌ها را در پی داشته است. به عبارتی این نتایج تصدیقی بر یافته‌های این پژوهش می‌باشند.

شکل (٤) نقشه توزیع نوع الگوی حاکم در نحوه‌ی پراکندگی دمای ایران طی دوره‌های مختلف را نشان می‌دهد. برای این منظور از موران محلی استفاده شده است. این مدل نشان می‌دهد که آیا پدیده‌ها به‌صورت تصادفی، پراکنده و یا خوشه‌ای در فضا توزیع شده‌اند. در این مدل (HH) بیانگر خوشه‌هایی با مقادیر زیاد و خود همبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد اطمینان می‌باشد، (LL) بیانگر خوشه‌هایی با مقادیر کم و خود همبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد اطمینان، (HL) بیانگر ناخوشه که در آن یک مقدار زیاد توسط مقادیر کم احاطه شده است و (LH) تک‌دانه‌هایی که در آن پدیده‌ای با مقدار کم توسط عارضه‌هایی با مقادیر زیاد احاطه شده‌اند و در سطح ۵ درصد معنادار شده‌اند را از یکدیگر تفکیک می‌کند. چنان‌چه در این شکل مشاهده می‌گردد درصد مساحت تحت پوشش الگوی خوشه‌ای در دمای کشور در دهه‌های اخیر نسبت به دهه اول روندی افزایشی داشته است. خود همبستگی فضایی در دهه‌های اخیر در بین دماهای پایین‌تر بیش از دماهای بالاتر بوده است. به‌طوری‌که در دهه سوم (۱۳۷۰-۱۳٦۰) در نهایت گستردگی خود به ۲۰/۸ درصد مساحت کشور می‌رسد. با توجه به ثبات عوامل محلی مؤثر در تغییر دمایی، به‌منظور توجیه این تغییرات نیاز است چگونگی سامانه‌های خارجی مؤثر بر دما را بررسی نمود. با دقت در شکل مزبور به وضوح نمایان است که شکل‌گیری خوشه‌های دمایی کم و زیاد در کشور در ارتباط مستقیم با عوامل محلی مانند جهت ارتفاعات و عرض جغرافیایی می‌باشد. البته کاهش یا افزایش در گستره این الگوها وابستگی به سامانه‌های آب‌وهوایی مؤثر در دما در دهه‌های مختلف دارد. همان‌گونه که ملاحظه می‌گردد خوشه‌های مربوط به دماهای پایین در امتداد رشته‌کوه زاگرس و در شمال‌غرب کشور بر فراز قلل سهند و سبلان، بر فراز مرتفع‌ترین نقاط البرز (دماوند)، در شمال‌شرق کشور در دامنه‌های شمال‌شرقی رشته‌کوه‌های خراسان و در مناطق مرتفع کرمان مشاهده می‌گردد. در تمام دوره‌ها این الگو تقریباً یکسان بوده تنها در میزان گستردگی آن تغییر حاصل شده است. در رابطه با برخی پهنه‌های این خوشه نظیر شمال‌شرق کشور ضروری است نقش سامانه‌های سینوپتیکی در نظر گرفته شود، به‌طوری‌که پرفشار سیبری در بازه زمانی خاصی از سال این منطقه را مورد یورش های سرد قرار می‌دهد و با وجود این‌که یورش مذکور برای منطقه وسیعی از شمال‌شرق است اما خوشه مذکور تنها به بخشی از شمال‌شرق خراسان و شرق آن محدود می‌گردد؛ محتمل است شکل‌گیری این خوشه از جهت ناهمواری در این منطقه پیروی نماید.

17- Mildrexler

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل ٤: نتایج حاصل از شاخص موران محلی برای دوره‌های مختلف دمای ایران طی نیم قرن اخیر

چنانچه در دهه اول بازه زمانی مورد مطالعه، خوشه با خودهمبستگی مثبت بیش‌ترین درصد را در خوشه‌های دمایی کشور در بر گرفته است اما در دهه سوم عکس این قضیه رخ داده است؛ بنابراین در مجموع می‌توان گفت که کرانه‌های ساحلی خلیج‌فارس و دریای عمان دارای خود همبستگی فضایی مثبت و امتداد کوه‌های زاگرس و بخش‌های زیادی از شمال‌غرب کشور دارای الگوی خوشه‌ای با ارزش‌های پایین (خود همبستگی فضایی منفی) بوده

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

است. به‌طور کلی درصدی از منطقه که تحت پوشش خوشه با دمای پایین بوده است به‌ترتیب ۱۸/۱، ۱۷/۳، ۲۰/۸، ۱۹/۸ و ۱۹/۸ و درصدی از منطقه که تحت پوشش خوشه با دمای بالا بوده است به‌ترتیب ۱۸/٤، ۱۸/۱، ۱۸، ۱۹ و ۱۸/٤ درصد برای دهه اول تا پنجم بوده است.

نتیجه‌گیری

خودهمبستگی فضایی یکی از کاربردی‌ترین و مهم‌ترین ابزارهای تحلیلی برای تحقیق در مورد داده‌های فضایی است. این تحلیل نه تنها به خودی خود اطلاعات مفیدی در مورد ارتباط درونی عوارض به‌دست می‌دهد، بلکه نتایج آن برای بسیاری از تحلیل‌های پیچیده‌تر آماری نیز مورد استفاده قرار می‌گیرند.

نتایج حاصل از توزیع فضایی ناهنجاری‌های دما در این مطالعه نشان داد که ناهنجاری‌ها در هر ۵ دوره مورد بررسی هر چند که نسبت به‌هم تغییرات محسوسی داشتند اما این تغییرات بیش‌تر تابع عرض جغرافیایی و ناهمواری‌ها می‌باشد. به‌طوری که جهت‌گیری گرانیگاه دما در هر پنج دوره که به سمت جنوب‌شرق کشور تمایل پیدا کرده تأییدی بر گفته فوق می‌باشد. نتایج حاصل از تحلیل موران محلی بیانگر این است که در هر پنج دوره مورد مطالعه کرانه‌های ساحلی خلیج‌فارس و دریای عمان تا فاصله تقریباً ۲۰۰ کیلومتری از ساحل دارای الگوی خوشه بالا می‌باشند این درحالی است که بخش‌هایی از شمال‌شرق کشور، شمال‌غرب کشور (به‌ویژه سهند و سبلان) و امتداد کوه‌های زاگرس از الگوی خوشه‌ای پایین برخوردار بوده یا به عبارتی دارای خودهمبستگی فضایی منفی بوده است. بروز خوشه با همبستگی مثبت در سواحل جنوبی، علاوه بر تأثیر عرض جغرافیایی و قرارگیری پرفشار جنب‌حاره در این منطقه؛ نشان از یکنواختی دمایی در این منطقه دارد. از آن‌جایی که در ایجاد یک خوشه اشتراک در ویژگی مورد بررسی در پیکسل‌ها نیاز است و با توجه به ناهمگونی سطح مناطق مرکزی کشور از نظر ناهمواری، با وجود کویری بودن این مناطق و دماهای بالا، این مناطق جزء خوشه با دمای بالا محسوب نگردیده است. دلیل این امر شاید تفاوت دمایی در مناطق کویری در همجواری دماهای معتدل در دامنه کوه‌ها و دماهای خنک ارتفاعات باشد. به عبارتی وجود بیشینه دما در منطقه‌ای در لوت در همسایگی مناطق با دمای نسبتا خنک در ارتفاعات نمی‌تواند به ایجاد یک خوشه بیانجامد. پیشروی و پسروی سیستم‌های سینوپتیکی موجود در گردش عمومی جوّ، موجب تجربه سال‌های سردتر یا گرم‌تر در کشور می‌شود. به‌طوری‌که پیشروی تاوه قطبی (ورتکس قطبی) به شمال کشور، موجب ریزش هوای سرد به این منطقه می‌گردد و میزان ماندگاری این سیستم در کشور متوسط دمای کشور را تا حد زیادی متأثر می‌سازد. از طرفی پسروی این تاوه، موجب فراهم شدن شرایط برای ورود پرفشار جنب‌حاره در کشور

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

می‌شود، هر اندازه این سامانه مساحت بیش‌تری از کشور را در بر بگیرد، متوسط دمایی بالاتری برای کشور ثبت خواهد گردید. در نهایت وجود تفاوت‌های دمایی در متوسط دمای هر سال، در میزان گسترش پهنه مربوط به هر خوشه نمایان می‌گردد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

منابع

– بابائیان، ا؛ نجفی نیک، ز؛ زابل عباسی، ف؛ حبیبی نوخندان، م؛ ادب، ح؛ ملبوسی، ش (۱۳۸۸)، «ارزیابی تغییر اقلیم کشور در دوره‌ی ۲۰۳۹-۲۰۱۰ میلادی با استفاده از ریز مقیاس نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو ECHO-G»، ***جغرافیا و توسعه***، شماره ۱۶، صص ۱۵۲-۱۳۵.

– ثریا، م؛ طاووسی، ت؛ امینی، م (۱۳۸۶)، «بررسی روند تغییرات خصوصیات دمایی ماهیانه شهر زاهدان طی نیم سده اخیر»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

– جلالی، م؛ دوستکامیان، م؛ آرزو، ا (۱۳۹۲)، «کاربرد روش کریجینگ در توزیع فضایی بارش»، ***مجله فضای جغرافیایی***، شماره ۸، صص ۲۹-۱۴.

– رحیم‌زاده، ف؛ عسگری، ا (۱۳۸۳)، «نگرشی بر تفاوت نرخ افزایش دمای حداقل و حداکثر و کاهش دامنه شبانه‌روزی دما در کشور»، ***فصلنامه تحقیقات جغرافیایی***، شماره ۳۸، صص ۱۵۶-۱۵۴.

– زاهدی، م؛ ساری صراف، ب؛ جامعی، ج (۱۳۸۶)، «تحلیل تغییرات زمانی‌ـمکانی دمای منطقه شمال‌غرب ایران»، ***مجله جغرافیا و توسعه***، شماره ۱۰، صص ۵۳-۳۸.

– عزیزی، ق؛ روشنی، م (۱۳۸۷)، «مطالعه تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من- کندال»، ***مجله پژوهش‌های جغرافیایی***، شماره ۶۴، صص ۹۶-۸۱.

– عزیزی، ق؛ شمسی‌پور، ع. ا؛ یاراحمدی، د (۱۳۸۷)، «بازیابی تغییر اقلیم در نیمه غربی کشور با استفاده از تحلیل‌های آماری چند متغیره»، ***فصلنامه پژوهش‌های جغرافیای طبیعی***، شماره ۶۶، صص ۳۵-۱۹.

– عزیزی، ق؛ کریمی احمدآبادی، م؛ سبک خیز، ز (۱۳۸۴)، «روند دمایی چند دهه اخیر ایران و افزایش Co2 جو»، ***نشریه علوم جغرافیایی***، شماره ۵، صص ۲۵-۱۴.

– علیجانی، ب؛ بیات، ع؛ بلیانی، ی؛ دوستکامیان، م؛ جوانمرد، آ (۱۳۹۲)، «تحلیل فضایی بارش ایران»، دومین کنفرانس بین‌المللی مخاطرات محیطی، دانشگاه خوارزمی تهران، ۷-۸ آبان ۱۳۹۲، صص ۷۸-۶۳.

– محمدی، ح؛ تقوی، ف (۱۳۸۴)، «روند شاخص حدی دما و بارش در تهران»، ***پژوهش‌های جغرافیایی***، شماره ۵۳، صص ۱۷۲-۱۵۱.

- Clarke, T.S., (2003), "Regional climate change trends analysis of temperature and precipitation series at Canadian sites", ***Canadian Journal of Agricultural Economics***, 48(1): 21-37.

- Domonkos, P., Tar, K., (2003), "Long- term changes in observed temperature and precipitation series 1901-1998 from hungary and their relation to larger scale changes", ***Theoretical and Applied Climatology***, 75 (3-4): 131-147.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

- Domroes, M., Tantawi, A., E1., (2005), "Recent temporal and spatial temperature changes in Egypt", ***International Journal of Climatology***, 25 (1): 51-63.
- Feriwan, M., Kadioglu, M., (2008), "Climate variability in Jordan", ***International Journal of Climatology***, 28 (1): 69-89.
- Kumar, P.V., Bindi, M., Crisci, A.C., Maracchi, G., (2005), "Detection of variations in air temperature at different time scales the period 1889-1998 at Firenze, Italy", ***Climatic Change***, 72 (1-2): 123-150.
- Lettenmaier, D.P., Wood, E.F., Wallis, J.R., (1994), "Hydro-Climatological trend in the Continental United states, 1948-88", ***Journal of Climate***, 7 (1): 586-607.
- Marengo, J.A., Camargo, C.C., (2008), "Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960-2002, Int", ***Journal of Climatol***, 28:893-904.
- Mildrexler, D.J., Zhao, M., Running, S.W., (2011), "Satellite finds highest land skin temperatures on Earth", ***Bulletin of the American Meteorological Society***, 92: 855-860
- Qiang, Z., Jiang, C., Zenguin, Z., (2005), "Observed climatic changes in Shanghai during 1873-2002", ***Journal of Geographical Sciences***, 15 (21): 217-222.
- Rebetez, M., Reinhard, M., (2008), "Monthly air temperature trend in Switzerland 1907-2000 and 1975-2004", ***Theor. Appl. Climate***, 97: 1028-1040.
- Seleshi, Y., Zanke, U., (2004), "Recent change in rainfall and rainy days in Ethiopia", ***International Journal of Climatology***, 24 (8): 973-983.
- Serrano, A., Mateos, V.L., Garcia, J.A., (1999), "Trend analysis of monthly precipitation over thr Iberian Peninsula for the period 1921-1995", ***Phys. Chem. EARTH (B)***, 24:85-90.
- Tayanc, M., Dogruel, M., (2009), "Climate Change in Turkey for the last half century" Climatic change, 94 (3-4): 483-502.
- Toreti, A., Desiato, F., (2008), "Temperature trend over Italy from 1961-2004", ***Theor. Appl. Climatology***, 97: 991-1011.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]