

رفتارسنجی اثر گرمایش جهانی بر پُرفشار جنب حاره

بهلول علیجانی* - استاد گروه آب و هواشناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران
میثم طولابی‌نژاد - دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران
علیرضا کربلائی درئی - دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۳/۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۷/۱

چکیده

این مطالعه با هدف بررسی اثر گرمایش جهانی بر رفتار پُرفشار جنب حاره به‌انجام رسید. بدین‌منظور، از داده‌های حداکثر دمای روزانه ۴۹ ایستگاه سینوپتیک طی ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۶ استفاده شد؛ با توجه به روند دماهای بالای صدک ۹۵، سال ۱۹۹۶ مرز بین دو دوره قبل و بعد از تشدید گرمایش انتخاب شد. نتایج حاصل از تحلیل‌ها نشان داد در دوره اول مقدار دما به ۳۹.۵ درجه رسیده است؛ درحالی‌که در دوره دوم این مقدار به ۴۰.۵ درجه رسیده است و فراوانی دماهای آستانه در دوره اول بسیار کمتر از دوره دوم بوده است. به عبارت دیگر، رفتار گرمایش جهانی ثابت شد و فراوانی دماهای بالای ۴۰.۵ درجه در بیشتر ایستگاه‌ها فراگیر و به حالت عادی و نرمال درآمد. نتایج تحلیل سینوپتیک نشان داد میانگین بلندمدت ارتفاع هسته پُرفشار جنب حاره طی دوره اول نسبت به دوره دوم افزایشی دهمتری داشته است؛ اما میانگین بلندمدت اختلاف ارتفاع هسته پُرفشار جنب حاره در دوره دوم، نسبت به دوره اول، در ماه جولای، در طول ۵۲.۵ درجه شرقی به بیش از ۱۰۰ متر رسیده است. همچنین، نتایج حاصل از رابطه متقابل دما و ارتفاع جو نشان داد که دلیل افزایش ارتفاع هسته پُرفشار جنب حاره افزایش دما در لایه‌های پایین اتمسفر است.

واژگان کلیدی: پُرفشار جنب حاره، فراوانی حداکثر دما، گرمایش جهانی.

مقدمه

با آغاز انقلاب صنعتی در اوایل قرن نوزدهم و رشد روزافزون تحولات بشری، تغییرات گوناگونی در زندگی انسان رخ داده است. رشد صنایع و کارخانه‌ها، از یک طرف، و جنگل‌زدایی و تخریب محیط زیست، از طرف دیگر، باعث افزایش روزافزون گازهای گلخانه‌ای در سطح زمین در دهه‌های اخیر شده است. تغییرات شدید آب و هوایی (گرمایش کره زمین) در سال‌های اخیر به تغییر الگوهای جوی و پدید آمدن ناهنجاری‌های اقلیمی در اغلب نقاط جهان منجر شده است (بابائیان، ۱۳۸۰: ۲۴). از آنجا که اقلیم همانند ابر دستگاهی است که از برآیند روابط متقابل میان چهار دستگاه کلان‌مقیاس اقلیمی - شامل آب‌سپهر، یخ‌سپهر، سنگ‌سپهر، و زیست‌سپهر - است، اگر در یکی از این دستگاه‌ها تغییری پدید آید، دیگر دستگاه‌ها به‌سرعت یا به‌آرامی خود را با آن هماهنگ می‌کنند و پیامد این هماهنگی دامن همان دستگاهی را که آغازگر تغییر بوده است می‌گیرد و زنجیره بی‌پایانی از پیوند این دستگاه‌ها را به هم گره می‌زند (مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۷: ۱). همین روابط متقابل میان چهار دستگاه‌های اقلیم است که در سال‌های اخیر نگرانی دانشمندان هوا و اقلیم‌شناسی را افزون ساخته و واژه تغییر اقلیم را تداعی کرده است. نتیجه گرمایش کره زمین تغییر اقلیم است. وضع آتی اقلیم کره زمین آشفتگی ناشی از گرمایش جهانی را آشکار کرده است. فرایند تغییر اقلیم، به‌ویژه تغییرات دما، از مهم‌ترین بحث‌های مطرح در قلمرو علوم محیطی است (پترسون، ۲۰۰۰؛ بریسون، ۱۹۹۶). بسیاری از

معضلات عصر ما از جمله سیل، طوفان، خشک‌سالی، تغییر در الگوهای جوی، و مسائلی از این قبیل ریشه در تغییر اقلیم کره زمین مخصوصاً افزایش دما دارد (خورشیددوست و رحیمی قویدل، ۱۳۸۴). یکی از مهم‌ترین عناصر سامانه اقلیمی دما است (عساکره و دوستکامیان، ۱۳۹۶: ۱۵۰) که تغییرات آن می‌تواند ساختار آب و هوایی هر محل را دگرگون کند (سیحانی و گل‌دوست، ۱۳۹۵: ۲۸). از این‌رو، بررسی روند دگرگونی آن بخش بسیار زیادی از پژوهش‌های اقلیمی را به‌خود اختصاص داده است. مطالعات اخیر نشان داده است که سراسر جهان به‌طور قابل‌توجهی گرم شده است و افزایش عمومی در بسامد و پایداری دماهای بالا مشاهده می‌شود (استرلینگ و همکاران، ۲۰۰۰؛ گای گارسیا، ۲۰۰۹؛ بینستون و استفسون، ۲۰۰۴).

اثر گلخانه‌ای یک پدیده طبیعی است که باعث افزایش درجه حرارت سطح زمین می‌شود (چایل و واتارد، ۱۹۹۱؛ شلزی‌نگر و رامانکتی، ۱۹۹۴؛ نورث و همکاران، ۱۹۹۵). امروزه، افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای در اثر فعالیت‌های مختلف انسانی سبب افزایش دمای کره زمین بیش از حد طبیعی شده است (نیکولز و همکاران، ۱۹۹۶؛ جوینز و همکاران، ۱۹۹۷؛ هنسن و لیدف، ۱۹۸۷). از ترکیبات مهم اتمسفر کره زمین گازهای گلخانه‌ای مانند گاز کربنیک، متان، و ازن است که این گازها، به‌دلیل خاصیت گلخانه‌ای، به امواج موج بلند زمین اجازه خروج نمی‌دهند (هندرسون و روبینسون، ۱۹۸۶؛ پیکسوتو و اورات، ۱۹۹۲؛ یاسکسل، ۲۰۰۸) و سبب گرم‌شدن دمای سطح زمین می‌شوند (سیف، ۱۳۷۶؛ نوروزی و خسروی، ۱۳۸۹؛ ۶؛ امیریگی، ۱۳۸۶؛ گودرزی و همکاران، ۱۳۹۵). این گرم‌شدن تغییراتی در الگوی جهانی متوسط دما ایجاد می‌کند (سانتر و همکاران، ۱۹۹۵؛ هگرل و همکاران، ۱۹۹۷؛ جوینز و هگرل، ۱۹۹۸) و در رفتار سامانه‌های فشار به‌ویژه پرفشارهای جنب حاره‌ای اثر می‌گذارد (سارونی و زیو، ۲۰۰۰؛ الپرت و همکاران، ۱۹۹۰؛ ارکاوو، ۱۹۸۱؛ سو و همکاران، ۲۰۰۷؛ سوما و همکاران، ۲۰۱۳). فرایند گرمایش جهانی فراوانی و شدت پدیده‌های آب و هوایی را افزایش می‌دهد (رودیر و همکاران، ۲۰۱۱: ۱۰۷۳).

از نخستین تحقیقاتی که در زمینه اثر پرفشار جنب حاره بر آب‌وهوای کره زمین به رشته تحریر درآمد پژوهش رید (۱۹۳۹) بوده است. او، با بررسی دمای پتانسیل، نم و ویژه، و میدان باد در ماه‌های ژوئیه و اوت در سال‌های ۱۹۳۶ و ۱۹۳۷ بیان کرد که ارتباط آشکاری بین دمای سطح زمین و موقعیت سلول پُراتفاح امریکای شمالی وجود دارد. نیاما (۱۹۶۸: ۴۳۱-۴۴۱) در مطالعه دیگری، به بررسی مورفولوژی و اچرخندهای جنب حاره‌ای نیمکره شمالی با استفاده از میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در ماه اوت پرداخت. او نتیجه گرفت بالا بودن دمای و اچرخند جنوب آسیا نسبت به و اچرخندهای قاره امریکای شمالی ناشی از اثر گرمایش متفاوت کوه‌های راکی و هیمالیا است. بل و بوسارتبه (۱۹۸۹) به بررسی مراکز چرخند و و اچرخند در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پرداختند. آنان نشان دادند که مراکز و اچرخند بسته بیشتر در عرض‌های جنب حاره واقع شده است و در تابستان بیشینه‌های ارتفاعی بر روی خشکی‌های جنوب غرب امریکا، جنوب ایران، فلات تبت، و جنوب شرق چین مستقر شده است. دیویس و همکاران (۱۹۹۶) تغییرپذیری مکانی و زمانی پرفشار آזור را در دوره زمانی ۱۸۹۹ تا ۱۹۹۰ بررسی و الگوی فضایی این سامانه را در خلال تابستان و زمستان شناسایی کردند. کوانو همکاران در سال ۲۰۰۲ واردش فصلی پرفشار جنوب آسیا را بررسی و جایگاه پرفشار جنوب آسیا را در ارتباط با بیشینه گرمایش فصلی برآورد کردند. ویمینگ و گوگسیونگ (۲۰۰۴) بر عامل گرمای نهان همرفتی ناشی از گردش موسمی آسیایی و اثر ارتفاعات و شدت دمای سطح خشکی‌های مناطق جنب حاره در تشکیل و اچرخند جنوب آسیا تأکید کردند. زاتیچیک و همکاران (۲۰۰۷) به نقش انکارناپذیر گردش جو تابستانه در کنترل منطقه‌ای اقلیم در جنوب غرب آسیا پرداختند.

مرور تحقیقات انجام‌شده در رابطه با پرفشار جنب حاره در خاورمیانه و ایران بیانگر کمبود مطالعات و شکاف علمی در

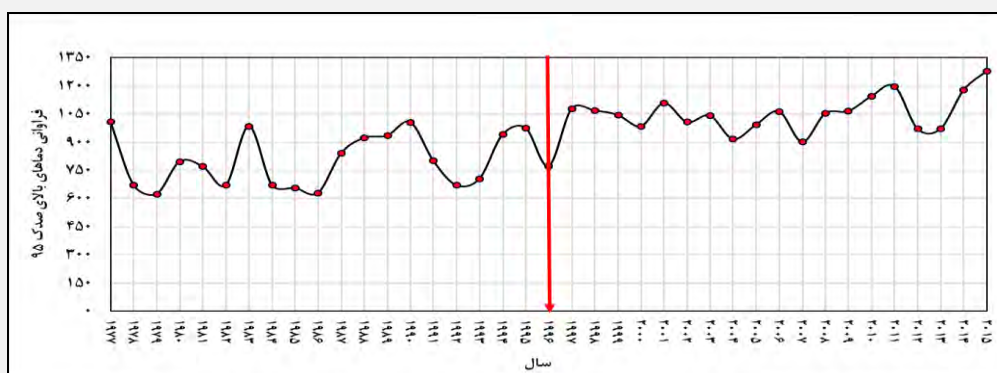
این زمینه است. از معدود مطالعات انجام یافته در ایران می‌توان به پژوهش علیجانی (۱۳۸۱) اشاره کرد که به بررسی الگوهای همدید سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه پرداخته است. او، با استفاده از روش تحلیل مؤلفه اصلی در دوره سرد سال، به این نتیجه رسید که بادهای غربی قوی‌تر است و کمابیش همه منطقه را فرامی‌گیرد. اما در دوره گرم سال ضعیف‌تر است و جای آن‌ها پُرفشار جنب حاره آזור گسترش می‌یابد که جابه‌جایی آن ویژگی اصلی توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این دوره است. از دیگر بررسی‌های انجام شده در موقعیت استقرار پُرفشار جنب حاره مطالعه قائمی و همکاران (۱۳۸۸) بوده است. آنان بر این باورند که تفاوت آشکاری در موقعیت استقرار مراکز پُرفشار جنب حاره در ترازهای زیرین، میانی، و فوقانی تروپوسفر وجود دارد. پُرفشار جنب حاره آזור در ترازهای زیرین در شرق اقیانوس اطلس قرار دارد و در ترازهای میانی مرکز آن روی شمال غرب افریقا و شبه‌جزیره عربستان، و فلات مرکزی ایران متمرکز شده است و همچنین در ترازهای فوقانی تروپوسفر پُرفشار تبت به صورت مرکزی مستقل جای گرفته است. زرین، در رساله خود (۱۳۸۶)، با استفاده از یک مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای (RegCM4)، فراوانی مراکز پُرفشار جنب حاره بر روی منطقه خاورمیانه را در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر ارزیابی کرد. نتایج مطالعه او نشان داد که گرمایش محلی، گرمایش ناشی از فرارفت افقی و قائم، و گرمایش دررو بر انطباق هسته‌های بیشینه گرمایش با رشته‌کوه‌های مرتفع فلات ایران تأکید دارد. در این رابطه حذف رشته‌کوه زاگرس نقش و اهمیت آن را به‌عنوان یک چشمه گرمایی ارتفاع یافته در تشکیل و تداوم پُرفشار تابستانه ایران نشان داد. بررسی‌ها حاکی از آن است که در شرایط حذف رشته‌کوه زاگرس، به دنبال کاهش مقادیر گرمایش بر روی منطقه، سرعت قائم بالاسوی ترازهای زیرین به سرعت قائم پایین‌سو بر روی منطقه تبدیل می‌شود. همچنین، حذف رشته‌کوه‌ها نه تنها به تضعیف گردش و اچرخندی در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر منجر می‌شود، بلکه گردش چرخندی ترازهای زیرین را نیز تضعیف و حتی به گردش و اچرخندی تبدیل می‌کند. نتایج مدل‌سازی انجام شده بر نقش برجسته رشته‌کوه زاگرس در شکل‌گیری و تداوم گردش‌های مقیاس منطقه‌ای جو در ترازهای میانی و زیرین بر روی خاورمیانه تأکید می‌کند. یافته‌های پژوهش حاضر بیانگر آن است که مرکز و اچرخندی مستقر بر روی غرب ایران بیش از آنکه متأثر از واداشت خارجی باشد، ناشی از واداشت‌های گرمایی سطحی در منطقه خاورمیانه است. روشن و همکاران (۱۳۹۱)، با استفاده از شبیه‌سازی دما و بارش به‌منظور یافتن بهترین مدل گردش عمومی جو جهت انطباق دما و بارش ایران در شرایط افزایش گازهای گلخانه‌ای، به این نتیجه رسیدند که دما و بارش برای سال‌های ۲۰۲۵ و ۲۰۵۰ توسط مدل‌های پیشنهادی به ترتیب نشان‌دهنده افزایش بارش به میزان ۲/۵ و ۳/۷ درصدی و دمای کشور به میزان ۱/۳ و ۲/۵ درجه سلسیوس برای این سال‌ها بوده و افزایش بارش همرفتی از دیگر آثار این تغییرات اقلیمی بوده است. موحدی و همکاران (۱۳۹۴) به بررسی گستره مکانی- زمانی پُرفشار جنب حاره در نیمکره شمالی پرداختند. آنان نشان دادند که مساحت سامانه یادشده در همه ماه‌ها روند افزایشی داشته و تغییر اقلیم ناشی از گرمایش جهانی را باعث گسترش بیش از حد نرمال سامانه پُرفشار جنب حاره و، به تبع آن، وسعت ناوه قطبی را کاهش یافته دانستند. در بررسی دیگری، عساکره و همکاران (۱۳۹۵) به اقلیم‌شناسی مرز شمالی پُرفشار جنب حاره بر روی ایران پرداختند. آنان بر آن‌اند که موقعیت مرز شمالی پشته در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال بالاتر و نیز ۸۵۰ هکتوپاسکال و پایین‌تر قابل‌رویت نیست. همچنین، گسترش مرز شمالی پُرفشار جنب حاره را تا بالاتر از عرض ۴۰ درجه شمالی تعیین کردند. علی‌پور و همکاران (۱۳۹۶) با بررسی تغییرات پُرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ دریافتند که میانگین پُرفشار یادشده بیانگر افزایش شاخص سطح و شدت در همه فصول بوده است. شیب خط روند همه فصول افزایشی بوده و میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در نیوار ایران با آهنگ ۵/۸۷ ژئوپتانسیل متر در هر ده سال افزایش یافته و در سال ۲۰۱۵ به حداکثر آنومالی مثبت رسیده است.

به منظور بررسی اثر گرمایش جهانی بر رفتار پُرفشار جنب حاره، مراحل زیر انجام شده است: در مرحله اول داده‌های مربوط به حداکثر دمای روزانه ۴۹ ایستگاه سینوپتیک کشور طی دوره آماری ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۶ برای بررسی فراوانی دماهای بالای صدک ۹۵ در هر سال استفاده شده است؛ این بررسی به دلیل شناسایی روند و تعیین مرز دوره آماری انجام شد. با بررسی روند فراوانی دماهای بالای صدک ۹۵، در سال ۱۹۹۶ این روند رشد چشم‌گیری داشته است. بنابراین، سال ۱۹۹۶ مرز بین دو دوره قبل از تشدید گرمایش (۱۹۷۷-۱۹۹۵) و بعد از تشدید گرمایش (۱۹۹۶-۲۰۱۶) انتخاب شد. از آنجا که مطالعات بسیاری درباره روند افزایش متوسط دمای جهانی و منطقه‌ای انجام گرفته (کالینز و همکاران، ۲۰۰۰؛ انگل‌هارت و داگلاس، ۲۰۰۳؛ کلارک، ۲۰۰۳؛ ریو و همکاران، ۲۰۰۴؛ کلین‌تانک و همکاران، ۲۰۰۶؛ میرو و همکاران، ۲۰۰۶؛ تورتی و دسیانو، ۲۰۰۸؛ مارنچوو و کامرجو، ۲۰۰۸؛ آسيفرو دامروز، ۲۰۰۹؛ فان و همکاران، ۲۰۱۱؛ راموس و همکاران، ۲۰۱۲؛ ژائو و همکاران، ۲۰۱۴؛ کوان و همکاران، ۲۰۱۴؛ دشکیو و همکاران، ۲۰۱۵؛ چتپاتاها و اواردز، ۲۰۱۶)، این مطالعات حاکی از افزایش دما در سال‌های اخیر بوده است. بنابراین، در این پژوهش داده‌های حداکثر دمای روزانه براساس مرز تعیین‌شده فراوانی صدک ۹۵ در هر سال به دو دوره بیست‌ساله تقسیم شد. در مرحله دوم، فراوانی دماهای بالای صدک ۹۵ در هر دو دوره بررسی شد که آیا دماهای خیلی شدید افزایش یافته‌اند یا نیافته‌اند؟ زیرا در شرایط گرمایش جهانی انتظار می‌رود این دماهای شدید افزایش یابد. در مرحله سوم تغییرات رفتار پُرفشار جنب حاره از نظر ارتفاع و گسترش مکانی براساس داده‌های ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال تعیین شد. این داده با قدرت تفکیک ۰/۱۲۵ درجه قوسی از سایت <http://app.s.ecmwf.int/datasets/> در بازه زمانی ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۶ به صورت ماهانه از مجموعه داده‌های پیش‌بینی میان‌مدت جوی مرکز اروپایی (ECMWF)^۱ دریافت شد.

از آنجا که استدلال‌های روش کمی در آب و هواشناسی معمولاً با آستانه معینی انجام می‌شود، در موارد معمولی از آستانه ۹۵ درصد یا بیشتر استفاده می‌شود. در نتیجه، باید رابطه همبستگی از طریق پردازش‌های آماری در حداقل اطمینان ۹۵ درصد آزمون و تأیید شود (علیچانی، ۱۳۹۴: ۱۰). بنابراین، برای استخراج فرین‌های دمایی در این پژوهش از روش صدک ۹۵ بهره گرفته شد که یکی از شاخص‌های تعیین فرین‌های اقلیمی است. دلیل استفاده از صدک یادشده در این پژوهش پراکنش فضایی مناسب ایستگاه‌ها از نظر دارا بودن حداکثر دما است؛ اگر از صدک ۹۹ استفاده می‌شد، بیشتر ایستگاه‌های نیمه شمالی کشور شامل این پژوهش نمی‌شد. پس از مشخص شدن فرین دمایی، به مقایسه دماهای فرین با حداکثر ارتفاع تراز میانی جو در طی دوره‌های مورد مطالعه اقدام شد. در نهایت، برای اثبات ارتباط موجود بین داده‌ها، نقشه‌های ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ (برحسب متر)، طی دو دوره مورد مطالعه ترسیم و بر روی آن‌ها تحلیل انجام گرفت تا مشخص شود که در هر دوره ارتفاع تراز میانی جو با چه تغییراتی مواجه بوده است.

یافته‌های پژوهش

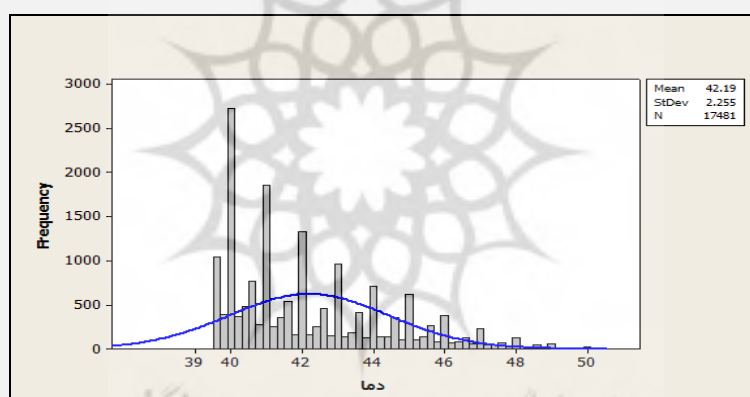
همان‌گونه که در روش‌شناسی تشریح شد، این پژوهش به دو دوره قبل از تشدید گرمایش جهانی و دوره پس از شدت گرمایش جهانی تقسیم شد (شکل ۲). نتایج تقسیم‌بندی نشان داد که آستانه دما در صدک ۹۵ در دوره اول برابر با ۳۹.۵ درجه سانتی‌گراد و آستانه دما در دوره دوم به ۴۰.۵ درجه رسیده است که نشان‌دهنده افزایش یک‌درجه‌ای دما در دوره پس از افزایش گرمایش جهانی نسبت به دوره قبل از آن است. بنابراین، می‌توان گفت که گرمایش جهانی اثر خود را در دوره دوم آشکارتر کرده است. میانگین بلندمدت دوره اول و دوره دوم به ترتیب برابر با ۲۴ و ۲۵ درجه سانتی‌گراد است و جالب اینکه میانگین دوره دوم نیز همانند صدک ۹۵، یک درجه بیشتر از دوره اول است که این خود دلیلی بر رشد سریع گرمایش جهانی در بلندمدت است (جدول ۱).



شکل ۲. نمودار جهش تغییرات اقلیمی فراوانی دماهای بالای صدک ۹۵

جدول ۱. آمار توصیفی دوره‌های مورد مطالعه

دوره آماری	طول دوره	میزان دما در صدک ۹۵ درصد	میانگین بلندمدت
دوره اول (پیش از افزایش گرمایش جهانی)	۱۹۷۷ تا ۱۹۹۶	۳۹.۵	۲۴
دوره دوم (پس از افزایش گرمایش جهانی)	۱۹۹۶ تا ۲۰۱۶	۴۰.۵	۲۵



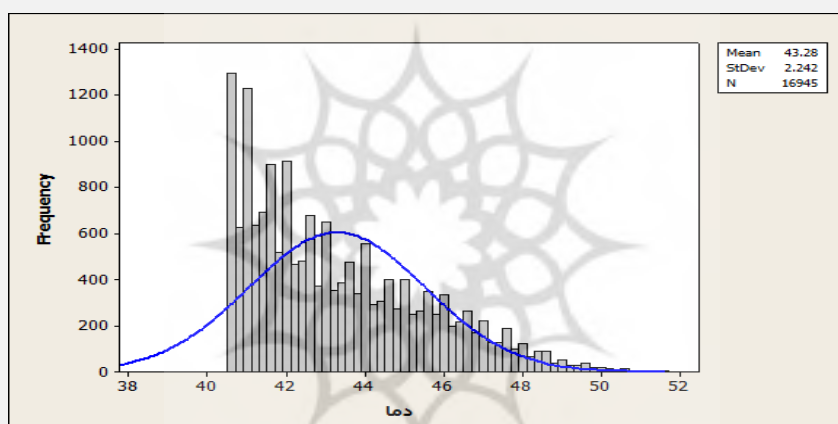
شکل ۳. نمودار فراوانی صدک ۹۵ درصد دوره اول (۱۹۷۷-۱۹۹۵)

در شکل ۳ فراوانی آستانه‌های صدک ۹۵ دوره اول (۱۹۷۷-۱۹۹۵) نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در دوره اول فراوانی دماهای بالای صدک ۹۵، که مقدار آن ۳۹.۵ درجه است، در بلندمدت کمتر است؛ بدین معنی که در دوره اول گرمایش جهانی شدت چندانی در کشور ما از خود نشان نداده است و بیشتر ایستگاه‌های کشور دماهای پایین‌تر از صدک ۹۵ را دارا بوده‌اند و به جز تعداد معدودی از ایستگاه‌ها، که دمای آن‌ها بالاتر از حد آستانه بوده است، سایر ایستگاه‌ها روند نرمال دمایی را طی کرده‌اند.

در شکل ۴ فراوانی آستانه‌های صدک ۹۵ دوره دوم (۱۹۹۶-۲۰۱۶) نشان داده شده است. با توجه به شکل ۳، در دوره دوم فراوانی دماهای بالای صدک ۹۵ به ۴۰.۵ درجه سانتی‌گراد رسیده است که نسبت به دوره قبل یک درجه رشد داشته است؛ بدین معنی که در دوره دوم اثر گرمایش جهانی نسبت به دوره اول افزایش چشم‌گیری داشته و اثر آن به صورت افزایش دما در بیشتر ایستگاه‌های کشور نمایان شده است. به عبارت دیگر، رفتار گرمایش جهانی ثابت شده و فراوانی دماهای بالای ۴۰.۵ درجه در بیشتر ایستگاه‌ها فراگیر و به حالتی عادی و نرمال تغییر یافته است. در شکل‌های ۵ و ۶ نقشه بیشترین پراکنش فضایی ایستگاه‌های فراگیر در دوره قبل و بعد از گرمایش جهانی درج شده است.

در جدول ۲ تعداد ایستگاه‌ها با دمای بالای صدک ۹۵ (درجه ۳۹.۵) در دوره اول (۱۹۷۷-۱۹۹۵) درج شده است. براساس جدول ۲، در تاریخ ۱۹۹۵/۷/۱۶، از مجموع ۴۹ ایستگاه موردبررسی، ۲۶ ایستگاه و در تاریخ ۱۹۹۵/۷/۱۵، از مجموع ۴۹ ایستگاه، ۲۳ ایستگاه به‌طور مشترک دمای بالای صدک را تجربه کرده‌اند؛ به همین صورت، تعداد ایستگاه‌هایی که به‌صورت مشترک دمای بالای صدک داشته‌اند تا بیست ایستگاه استخراج شد.

جدول ۳ نیز تعداد ایستگاه‌ها با دمای بالای صدک ۹۵ (درجه ۴۰.۵) در دوره دوم (۱۹۹۶-۲۰۱۶) را نمایش می‌دهد. براساس جدول ۳، در تاریخ ۲۰۱۳/۷/۲۴، از مجموع ۴۹ ایستگاه موردبررسی، ۲۴ ایستگاه، و در تاریخ ۲۰۱۳/۷/۲۵، از مجموع ۴۹ ایستگاه، ۲۲ ایستگاه به‌طور مشترک دمای بالای صدک را تجربه کرده‌اند؛ به همین صورت ایستگاه‌هایی که طی این دوره دماهای فرین داشته‌اند تا بیست ایستگاه مشترک استخراج شد. ذکر این نکته لازم است که در دوره اول بالاترین روزهای مشترک ۲۶ است؛ در صورتی که در دوره دوم به ۲۴ ایستگاه رسیده است. ولی باید توجه کرد که دمای آستانه در دوره اول ۳۹.۵ و در دوره دوم ۴۰.۵ درجه بوده است و هدف اصلی از این تحقیق، تأثیر گرمایش جهانی بر ارتفاع پرفشار جنب حاره و اثر متقابل این پرفشار بر دماهای فرین طی این دو دوره است.



شکل ۴. نمودار فراوانی آستانه‌های صدک ۹۵ در دوره دوم (۱۹۹۶-۲۰۱۶)



شکل ۶. بیشترین پراکنش فضایی ایستگاه‌های فراگیر در روز ۲۰۱۳/۷/۲۴ در دوره بعد از گرمایش جهانی



شکل ۵. بیشترین پراکنش فضایی ایستگاه‌های فراگیر در روز ۱۹۹۵/۷/۱۶ در دوره قبل از گرمایش جهانی

جدول ۲. تعداد ایستگاه‌هایی که به صورت مشترک دمای بالای صدک داشته‌اند در دوره اول (۱۹۷۷-۱۹۹۵)

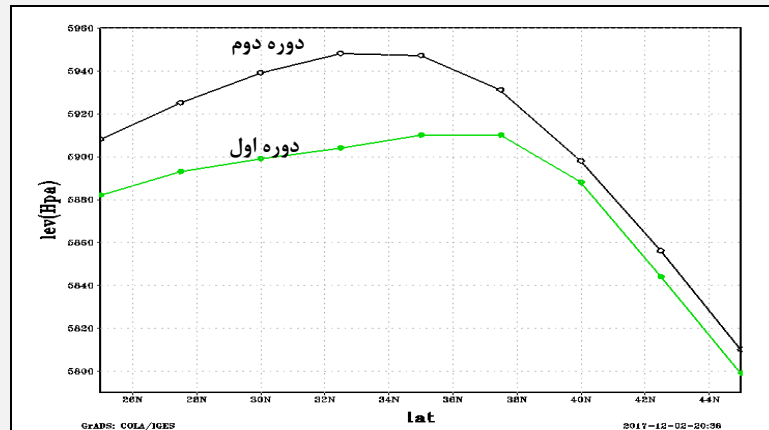
ردیف	تاریخ	تعداد ایستگاه
۱	۱۹۹۵/۷/۱۶	۲۶
۲	۱۹۹۵/۷/۱۵	۲۳
۳	۱۹۹۴/۷/۳۰	۲۲
۴	۱۹۸۹/۷/۱۱	۲۲
۵	۱۹۸۹/۷/۹	۲۰
۶	۱۹۸۹/۷/۱۰	۲۰
۷	۱۹۸۹/۷/۱۲	۲۰
۸	۱۹۸۹/۷/۱۴	۲۰
۹	۱۹۸۹/۸/۴	۲۰
۱۰	۱۹۹۵/۷/۱۴	۲۰
۱۱	۱۹۹۴/۸/۴	۲۰
۱۲	۱۹۹۵/۷/۱۸	۲۰

جدول ۳. تعداد ایستگاه‌هایی که به صورت مشترک دمای بالای صدک داشته‌اند در دوره دوم (۱۹۷۷-۲۰۱۶)

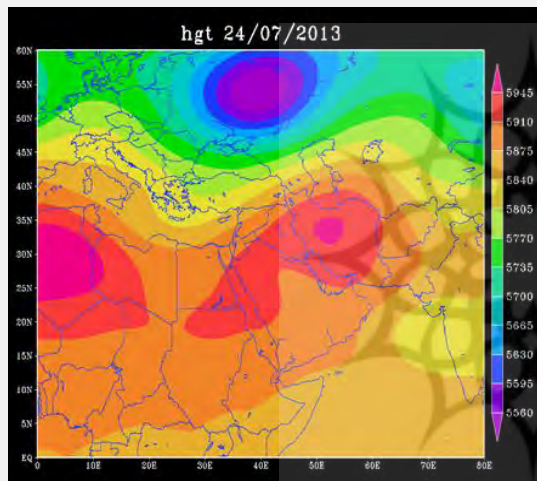
ردیف	تاریخ	تعداد ایستگاه مشترک بالای حد بیست
۱	۲۰۱۳/۷/۲۴	۲۴
۲	۲۰۱۳/۷/۲۵	۲۲
۳	۲۰۱۰/۷/۱۰	۲۲
۴	۲۰۱۱/۷/۸	۲۱
۵	۲۰۱۳/۷/۲۶	۲۱
۶	۱۹۹۸/۷/۱۱	۲۰
۷	۲۰۰۵/۷/۱۸	۲۰

برای مقایسه ارتفاع پُرفشار جنب حاره، از هر دوره به‌طور نمونه یک روز شامل فراگیرترین دمای آستانه تاریخ ۱۹۹۵/۷/۱۶ برای دوره اول، که شامل ۲۶ ایستگاه مشترک است، و برای دوره دوم تاریخ ۲۰۱۳/۷/۲۴، که شامل ۲۴ ایستگاه مشترک و دارای دمای فرین است، انتخاب و پروفایل قائم هر دوره ترسیم شد (شکل ۷). نتایج حاکی از آن است که ارتفاع پُرفشار جنب حاره در روز نمونه فراگیر دوره دوم افزایش چشم‌گیری نسبت به دوره اول داشته است؛ به‌طوری‌که در دوره دوم ارتفاع پُرفشار جنب حاره در روز فراگیر به ۵۹۴۵ متر در عرض ۳۵ درجه رسیده است؛ در این روز از ۴۹ ایستگاه ۲۴ ایستگاه دمای بالای صدک ۹۵ (۴۰.۵ درجه سانتی‌گراد) را تجربه کرده‌اند؛ در صورتی‌که در نمونه دوره اول ارتفاع هسته پُرفشار جنب حاره در عرض ۳۵ درجه ۵۹۱۰ متر بوده است. به عبارتی دیگر، اختلاف ارتفاع پُرفشار بین نمونه‌های دو دوره به حدود ۳۵ متر رسیده است؛ یعنی هسته پُرفشار طی دوره دوم پُرافتخار تر و دمای سطح زمین نیز گرم‌تر از دوره اول شده است. همچنین، پهنه بیشتری را نیز تحت تأثیر خود قرار داده است (شکل‌های ۸ و ۹). این نتایج می‌تواند دلیلی بر اثبات افزایش گرمایش جهانی در دوره دوم نسبت به دوره اول باشد.

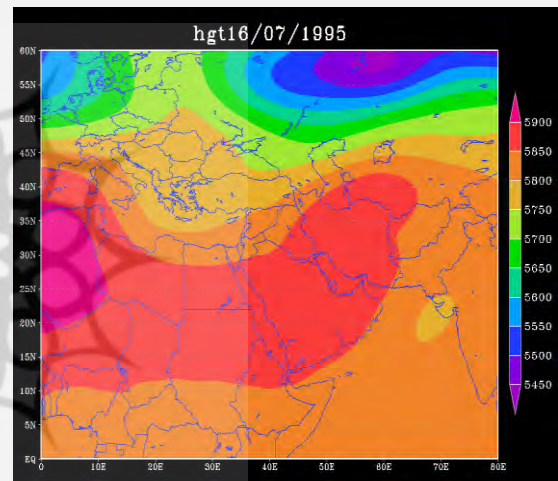
برای نمایش هسته پُرفشار طی دو دوره مورد مطالعه، میانگین ارتفاع هسته پُرفشار جنب حاره با توجه به نمونه روزهای مندرج در جدول‌های ۲ و ۳ ترسیم شد. با توجه به شکل ۱۰، بالاترین مقدار ارتفاع هسته مستقر بر روی ایران طی این دوره ۵۹۱۰ متر است. این هسته منطبق بر پراکنش فضایی ایستگاه‌های مشترک دارای دمای بالای آستانه بوده است که درصد و مساحت کمتری از ایستگاه‌ها و منطقه مورد مطالعه را تحت تأثیر خود قرار داده است، اما در نمونه دوره دوم، هسته پُرفشار مستقر بر روی ایران ۵۹۴۰ متر بوده است که در مقایسه با دوره اول هم ارتفاع و هم گسترش بیشتری را نشان می‌دهد که در نتیجه آن دماهای بالاتری نسبت به دوره اول به ثبت رسیده است (شکل ۱۱).



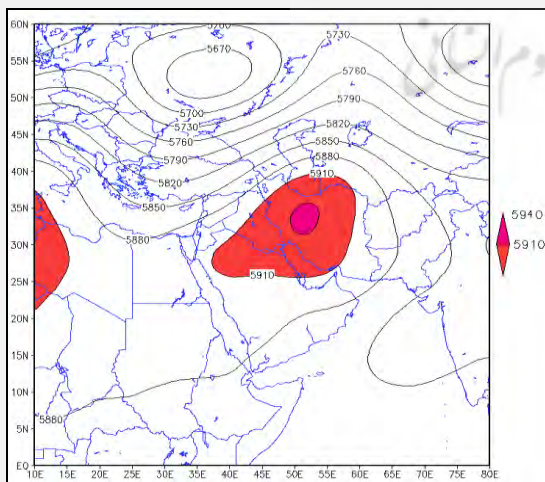
شکل ۷. مقایسهٔ پروفایل هستهٔ ارتفاع پُرفشار جنب حاره بین نمونهٔ دورهٔ اول و نمونهٔ دورهٔ دوم



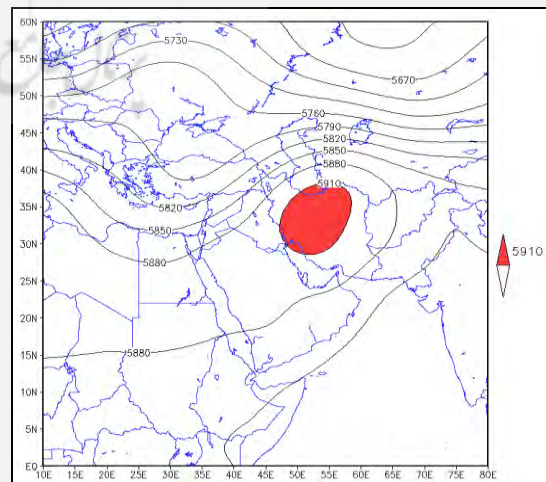
شکل ۹. نقشهٔ بالاترین روز فراگیر دورهٔ دوم (۲۰۱۳/۷/۲۴)



شکل ۸. نقشهٔ بالاترین روز فراگیر دورهٔ اول (۱۹۹۵/۷/۱۶)

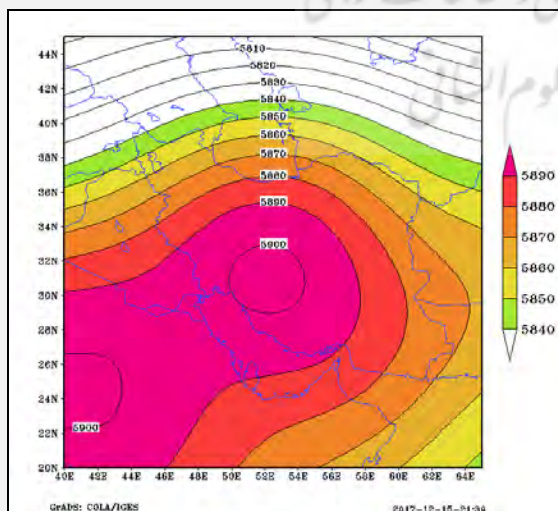


شکل ۱۱. شدت هستهٔ پُرفشار جنب حاره طی دورهٔ دوم (۲۰۱۶-۱۹۹۶)

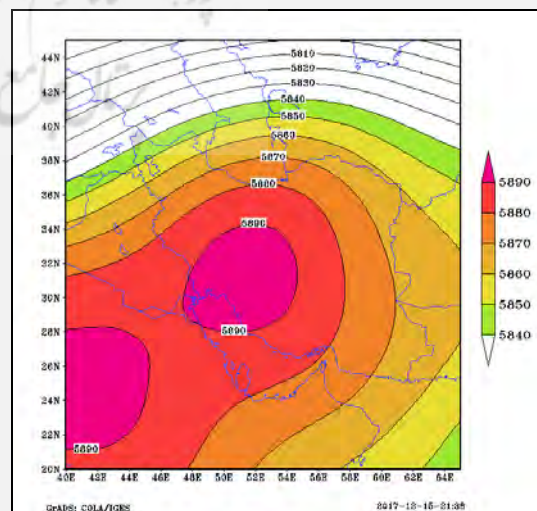


شکل ۱۰. شدت هستهٔ پُرفشار جنب حاره طی دورهٔ اول (۱۹۷۷-۱۹۹۵)

میانگین بلندمدت ارتفاع پُرفشار جنب حاره‌ای در دوره اول در شکل ۱۲ و در دوره دوم در شکل ۱۳ نشان داده شده است. براساس پژوهش حجازی‌زاده (۱۳۷۲)، که حد شمالی پُرفشار جنب حاره را پربند ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر ذکر کرده است، در این پژوهش نیز حد گسترش شمالی پربند ۵۸۴۰ متر در نظر گرفته شد. با مقایسه شکل‌های ۱۲ و ۱۳ مشخص شد که میانگین بلندمدت ارتفاع هسته پُرفشار جنب حاره‌ای طی دوره اول (۱۹۷۷-۱۹۹۵) نسبت به دوره دوم (۱۹۹۶-۲۰۱۶) افزایشی ده‌متری داشته است. اگر به فراوانی آستانه‌های صدک ۹۵ دوره دوم توجه شود (شکل ۴)، بیشتر ایستگاه‌ها دماهای فرین تجربه کرده‌اند. بنابراین، می‌توان گفت که گرمایش جهانی به حالت تثبیت رسیده است. به عبارتی، طی دوره حاضر دمای ۴۰ درجه نوعی دمای نرمال به‌شمار می‌رود. بنابراین، با توجه به رابطه متقابل و مستقیم دما و ارتفاع جو، می‌توان گفت که دلیل افزایش ارتفاع هسته پُرفشار جنب حاره افزایش دما در لایه‌های پایین اتمسفر است. بنابراین، زمانی که دما در لایه‌های نزدیک سطح زمین افزایش یابد، کم‌فشار حرارتی در سطح زمین و پُرفشار دینامیک حاصل از فرونشینی هوا در پُرفشار جنب حاره و برخی سامانه‌ها از جمله مونسون شکل می‌گیرد و، ضمن افزایش قدرت به ازای هر ۱۰۰۰ متر نزول، ۶ درجه دمای هوا افزایش می‌یابد و، بدین ترتیب، ارتفاع هسته این سیستم کلان اقلیمی افزایش می‌یابد و دماهای فرین به‌خصوص در دوره گرم سال تثبیت می‌شود. به عبارت دیگر، در آغاز فصل گرم در منطقه جنب حاره، پُرفشارهای دینامیکی منطقه جنب حاره به سمت شمال پیشروی می‌کند که باعث ایجاد هوای صاف و بی‌ابر می‌شود. انرژی رسیده به سطح زمین بیش از بقیه ایام سال است که باعث افزایش شدت گرما در سطح زمین می‌شود. این گرمای شدید در سطح خشکی‌های منطقه جنوب آسیا مراکز کم‌فشار حرارتی را به‌وجود می‌آورد، به‌دلیل اینکه گرمایش روزانه زمین از تابش شبانه آن بیشتر است، این کم‌فشار حرارتی به‌صورت یک سیستم تابستانی دائمی درمی‌آید. اگر هوای سطح زمین بر اثر فرایند همرفتی تا ارتفاع زیادی صعود کند، سرانجام بخار آب موجود در توده هوا سرد و متراکم و ابر تشکیل می‌شود (بوشر، ۱۳۷۳: ۱۴۳). وجود یک لایه وارونگی دمایی در ارتفاع دوکیلومتری مانع بالارفتن هوا تا ارتفاع زیاد می‌شود. بالاتر از این ارتفاع، فرونشینی هوا از مرکز پُرفشار جنب حاره در تروپوسفر میانی سبب واگرایی هوای گرم و خشک می‌شود. در نتیجه، اگر هر نوع ابری هم وجود داشته باشد، به‌سرعت در این هوای گرم و خشک تبخیر می‌شود و از بین می‌رود (پروند، ۱۳۷۰: ۵۵).

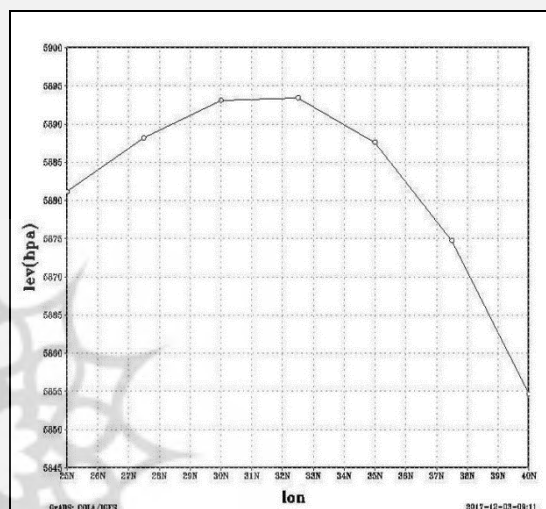
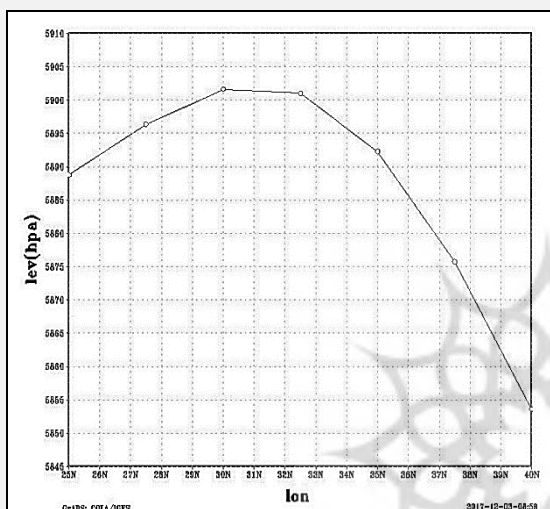


شکل ۱۳. میانگین بلندمدت پُرفشار جنب حاره در ماه جولای (۱۹۹۶-۲۰۱۶)



شکل ۱۲. میانگین بلندمدت پُرفشار جنب حاره در ماه جولای (۱۹۷۷-۱۹۹۵)

نیمرخ قائم میانگین بلندمدت ارتفاع پرفشار جنب حاره طی ماه جولای در طول ۵۲.۵ برای دو دوره مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل‌های ۱۴ و ۱۵). دلیل انتخاب این ماه، یافته‌های حاصل از تحقیقات انجام‌گرفته در این زمینه است (علیجانی، ۱۳۸۱؛ ماسون و آندرسون، ۱۹۶۳؛ قائمی و همکاران، ۱۳۸۸؛ گلارنیو و همکاران، ۲۰۰۸) که بیشتر بر این نکته تأکید داشته‌اند که حداکثر شدت و گسترش جنب حاره در ماه جولای است. با توجه به شکل‌های ۱۴ و ۱۵، ارتفاع هسته پرفشار جنب حاره‌ای در دوره اول به بالاترین مقدار خود، یعنی ۵۸۹۴ متر، رسیده است؛ در صورتی که در دوره دوم ارتفاع هسته به ۵۹۹۵ متر رسیده است. به عبارتی، اختلاف ارتفاع طی دوره افزایش گرمایش جهانی (دوره دوم) نسبت به دوره اول به بیش از ۱۰۰ متر رسیده است.



شکل ۱۴. پروفیل قائم پرفشار جنب حاره در طول ۵۲ درجه در دوره اول
شکل ۱۵. پروفیل قائم پرفشار جنب حاره در طول ۵۲ درجه در دوره دوم

بحث و نتیجه‌گیری

این مقاله با هدف بررسی اثر گرمایش جهانی بر رفتار پرفشار جنب حاره به‌انجام رسید. نتایج حاصل از تحلیل داده‌های حداکثر دما نشان داد که در دوره اول مقدار دما در صدک ۹۵ به ۳۹.۵ درجه رسیده است؛ در حالی که طی دوره دوم این مقدار در حدود ۴۰.۵ درجه یعنی یک درجه افزایش از خود نشان داده است. همچنین، نتایج فراوانی دماهای آستانه طی این دو دوره نشان داد که فراوانی حداکثر دمای بالای صدک ۹۵ در دوره اول بسیار کمتر از فراوانی حداکثر دمای بالای صدک در دوره دوم است. بدین ترتیب، می‌توان گفت که در دوره اول گرمایش جهانی شدت چندانی در کشور ما نداشته است، اما در دوره دوم گرمایش جهانی به حداکثر شدت خود رسیده است؛ به‌نحوی که اثر این گرمایش در قالب تثبیت دمای حداکثری جلوه کرده است. به عبارت دیگر، روند گرمایش جهانی ثابت شده و فراوانی دماهای بالای ۴۰.۵ درجه در بیشتر ایستگاه‌ها فراگیر و به حالت عادی و نرمال درآمده است. یعنی روند دما در طی دوره دوم یا بسیار ضعیف بوده یا اینکه روندی در داده‌ها مشاهده نشده است. نتایج حاصل از تحلیل فضایی هسته پرفشار جنب حاره طی دو دوره مورد مطالعه بیانگر بالاترین مقدار ارتفاع هسته مستقر بر روی ایران طی دوره قبل از افزایش گرمایش جهانی ۵۹۱۰ متر است که درصد کمتری از ایستگاه‌ها و مساحت منطقه مورد مطالعه را تحت تأثیر خود قرار داده است. اما در دوره دوم ارتفاع هسته پرفشار مستقر بر روی ایران به ۵۹۴۰ متر رسیده است که در مقایسه با دوره اول هم ارتفاع هم گسترش بیشتری را نشان می‌دهد؛ در نتیجه، دماهای بالاتری در بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه نسبت به دوره اول به ثبت رسیده است.

با نگاهی به فراوانی آستانه‌های صدک ۹۵ طی دوره دوم می‌توان دریافت که بیشتر ایستگاه‌ها دماهای فرین تجربه کرده‌اند. بنابراین، می‌توان گفت که گرمایش جهانی به حالت تثبیت رسیده است. به عبارتی، طی دوره حاضر دمای ۴۰ درجه نوعی دمای نرمال به‌شمار می‌رود. میانگین بلندمدت حداکثر اختلاف ارتفاع هسته پُرفشار جنب حاره در دوره افزایش گرمایش جهانی (دوره دوم) نسبت به دوره اول در ماه جولای و در طول جغرافیایی ۵۲.۵ درجه شرقی به بیش از ۱۰۰ متر می‌رسد. بنابراین، با توجه به رابطه متقابل و مستقیم دما و ارتفاع جو، می‌توان گفت که دلیل افزایش ارتفاع هسته پُرفشار جنب حاره در لایه‌های پایین اتمسفر است. بنابراین، هنگامی که دما در لایه‌های نزدیک سطح زمین افزایش یابد، کم‌فشار حرارتی در سطح زمین و پُرفشار دینامیک حاصل از فرونشست توده‌ها از جمله مونسون شکل می‌گیرد و، ضمن افزایش فشار، به ازای هر ۱۰۰۰ متر نزول، ۶ درجه دمای هوا افزایش می‌یابد. بدین ترتیب، ارتفاع هسته این سیستم کلان اقلیمی افزایش یافته و دماهای فرین به‌خصوص در دوره گرم سال تثبیت شده است.

در بیشتر مطالعات ذکرشده در بخش ادبیات تحقیق، در بیشتر آن‌ها به نقش اثر گرمایش جهانی بر ساختار پُرفشار جنب حاره توجه نشده است، اما مقایسه نتایج این مطالعه با سایر پژوهش‌های انجام‌گرفته نشان داد که نتایج این تحقیق با نتایج برخی محققان مطابقت و هم‌خوانی دارد، نظیر علی‌پور و همکاران (۱۳۹۶)، که با بررسی تغییرات پُرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ دریافتند میانگین پُرفشار یادشده بیانگر افزایش شاخص سطح و شدت در همه فصول بوده است. همچنین، زرین (۱۳۸۶) نیز در پژوهشی دیگر تأکید دارد که رشته‌کوه زاگرس در شکل‌گیری و تداوم گردش‌های مقیاس منطقه‌ای جو در ترازهای میانی و زیرین بر روی خاورمیانه در گرمای سطح زمین بسیار اثرگذار است؛ به‌طوری‌که مرکز پُرفشار مستقر بر روی غرب ایران بیش از آنکه متأثر از واداشت خارجی باشد، ناشی از واداشت‌های گرمایی سطحی در منطقه خاورمیانه است. نتایج حاصل از این دو پژوهش، با نتایج تحقیق حاضر، که نشان داد علت افزایش دما در ایران و تغییرات پُرفشار جنب حاره در لایه‌های پایین اتمسفر است، هم‌خوانی بسیار نزدیکی دارد.

منابع

- امیربیگی، ح. و احمدی آسور، ا. (۱۳۸۶). بهداشت هوا و روش‌های مبارزه با آلاینده‌های محیطی و صنعتی، تهران: اندیشه رفیع.
- بابائیان، ا. (۱۳۸۰). بررسی الگوی سیل تابستان ۱۳۸۰ استان گلستان و شمال خراسان، بولتن علمی مرکز اقلیم‌شناسی، ۱(۵).
- بوشر، ک. (۱۳۷۳). آب و هوا کره زمین، مناطق استوایی و جنب استوایی، ترجمه هوشنگ قائمی، انتشارات سمت. تهران.
- پروند، ح. (۱۳۷۰). اثر مونسون جنوب غربی بر روی ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد. موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- حجازی‌زاده، ز. (۱۳۷۲). بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- خورشیددوست، م.ع. و قویدل رحیمی، ی. (۱۳۸۴). شبیه‌سازی آثار دوبرابردن دی‌اکسید کربن جو بر تغییر اقلیم تبریز با استفاده از مدل آزمایشگاه پویایی سیالات ژئوفیزیکی (GFDL)، مجله محیط‌شناسی، ۳۹: ۱-۱۰.
- روشن، غ.ر.؛ خوش‌اخلاق، ف. و عزیزی، ق. (۱۳۹۱). آزمون مدل مناسب گردش عمومی جو برای پیش‌یابی مقادیر دما و بارش ایران، تحت شرایط گرمایش جهانی، فصل‌نامه جغرافیا و توسعه، ۱۰(۲۷): ۱۹-۳۶.
- زرین، آ. (۱۳۸۶). تحلیل پُرفشار جنب حاره تابستانه بر روی ایران، رساله دکتری رشته جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- سبحانی ب. و گل‌دوست، ا. (۱۳۹۵). بررسی تغییر دما و ارزیابی امکان پیش‌بینی آن در استان اردبیل براساس روش‌های آماری و سیستم استنتاج فازی-عصبی تطبیقی، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۶(۴۲): ۲۷-۴۰.
- سیف، ع.ا. (۱۳۷۶). نوسانات دی‌اکسید کربن و گرمایش جهانی، نشریه دانشگاه ادبیات و علوم انسانی دانشگاه اصفهان، ۱۰ و ۱۱: ۶۷-۸۸.
- عساکره، ح. و دوستکامیان، م. (۱۳۹۶). بررسی الگوی نواحی هم‌شیب تغییرات میانگین دمای سالانه ایران، نشریه جغرافیا، ۴۷: ۱۴۹-۱۶۲.
- عساکره، ح. (۱۳۹۵). اقلیم‌شناسی مرز شمالی پشته پُرفشار جنب حاره بر روی ایران، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۲۵ و ۲۶: ۲۱-۳۱.
- علی‌پور، ی.؛ حجازی‌زاده، ز.؛ اکبری، م. و سلیقه، م. (۱۳۹۶). بررسی تغییرات پُرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیوار ایران با رویکرد تغییر اقلیم، مخاطرات محیط طبیعی، doi: 10.22111/jneh.2017.3206
- علیجانی ب. (۱۳۹۴). تحلیل فضایی در مطالعات جغرافیایی، تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۳(۳): ۱۴-۱.
- علیجانی ب. (۱۳۸۱). بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره ۱۹۶۱-۱۹۹۰، مجله نیوار، ۴۴ و ۴۵: ۸۳-۹۸.
- فرج زاده، م.؛ قائمی، ه.؛ زرین، آ.؛ آزادی، م. (۱۳۸۸). تحلیل الگوی فضایی پُرفشار جنب حاره بر روی آسیا و افریقا، فصل‌نامه مدرس علوم انسانی، ۱۱(۱): ۲۲۰-۲۴۵.
- گودرزی، م.؛ حسینی، سی.ا. و مسگری، ا. (۱۳۹۵). مدل‌های آب و هواشناسی، آذر کلک، ۳۴.
- مسعودیان، س.ا. و کاویانی، م. (۱۳۸۷). اقلیم‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان.

- مفیدی، ع.؛ زرین، آ. و فاسولو، ج. (۱۳۸۹). گردش جو تابستانه در وردسپهر فوقانی بر روی جنوب غرب آسیا و وردایی زمانی آن در طی نیم‌قرن گذشته، مجموعه مقالات چهارمین کنفرانس منطقه‌ای تغییر اقلیم.
- موحدی، س.؛ کاشکی، ع.؛ حسینی، س.م. و فاطمی‌نیا، ف.س. (۱۳۹۴). بررسی گستره مکانی- زمانی پُرفشار جنب حاره‌ای در نیمکره شمالی، فصل‌نامه جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۳: ۲۰۹-۲۲۴.
- نوروزی، ر. و خسروی، م. (۱۳۸۹). چشمه‌ها و چاهک‌های انتشار گاز گلخانه‌ای متان و نقش آن در پدیده گرمایش جهانی، مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام، ۱-۱۵.
- Alijani, B. (1997). *Iran's Weather*, Third edition, Payame Noor Publication, p. 221.
- Alijani, B. (2002). Synoptic study of 500hpa surface patterns in the Middle East during the period 1961-90, *Journal of Meteorological Organization (NIVAR)*, 44 and 45: 83-98 (*In Persian*).
- Alijani, B. (2015). Spatial Analysis in Geography Studies, *Jsaeh*, 2(3):1-14 (*In Persian*).
- Alipour, Y. and Hedjazizadeh, Z. (2017). A Study of the subtropical high pressure 500 hPa level changes in the Iran's atmosphere with emphasis on climate change, *Natural Environmental Hazards*, doi: 10.22111/jneh.2017.3206 (*In Persian*).
- Alpert, P.; Abramsky, R. and Neeman, B.U. (1990). The prevailing summer synoptic system in Israel— subtropical high, not Persian trough, *Isr. J. Earth Sci*, 39(2/4): 93-102.
- Amirbigchi, H. and Ahmadi Asour, A. (2007). *Air health & pollutant control methods (Andisheh Rafi)*, First Printing, Tehran (*In Persian*).
- Arakawa, H. and Takahashi, K. (1981). Climates of Southern and Western Asia, In: *World Survey of Climatology*, 9, Isevier Scientific Publications, 183-229.
- Asakareh, H.; (2017). Climatology Northern boundary of subtropical high-pressure ridge on Iran, *Journal of Climate Research*, 1395(25): 21-32 (*In Persian*).
- Asakereh, H. and Doostkamian, M. (2017). Investigation the Pattern of Similar Gradient Regions of Average Annual Temperature Changes of Iran, *Geography and Development Iranian Journal*, 15(47): 149-162. doi: 10.22111/gdij.2017.3188 (*In Persian*).
- Babaeian, I. (2001). Study of the summer flood pattern of 2001 in Golestan and northern Khorasan province, *Scientific bulletin of the Center for Climatology*, 1(5), Tehran (*In Persian*).
- Farajzadeh Asl M, Ghaemi H, Zarrin A, Azadi M. The Analysis of Spatial Pattern of Subtropical Anticyclones over Asia and Africa. *MJSP*. 2009; 13 (1) :219-245 (*In Persian*).
- Bell, G.D. and Bosart, L.F. (1989). A 15-year climatology of Northern Hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers, *Monthly Weather Review*, 117(10): 2142-2164.
- Beniston, M. and Stephenson, D.B. (2004). Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions, *Global and Planetary Change*, 44(1-4): 1-9. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2004.06.001.
- Bryson, R.A. (1997). The paradigm of climatology: An essay, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(3): 449-455.
- Cai, W.; Van Rensch, P. and Cowan, T. (2011). Influence of global-scale variability on the subtropical ridge over southeast Australia, *Journal of Climate*, 24(23): 6035-6053.
- Chattopadhyay, S. and Edwards, D.R. (2016). Long-term trend analysis of precipitation and air temperature for Kentucky, United States, *Climate*, 4(1): 10.
- Chen, P.; Hoerling, M.P. and Dole, R.M. (2001). The origin of the subtropical anticyclones, *Journal of the atmospheric sciences*, 58(13):1827-1835.

- Chen, T.C. (2003). Maintenance of summer monsoon circulations: A planetary-scale perspective, *Journal of climate*, 16(12): 2022-2037.
- Chen, T.C.; Yoon, J.H. and Wang, S.Y. (2005). Westward propagation of the Indian monsoon depression, *Tellus A*, 57(5): 758-769. Clarke, T.S., (2003), "Regional Climate Change: Trend Analysis of Temperature and Precipitation Series at Canadian Sites", *Canadian Journal of Agricultural Economics*, 48: 194-210.
- Collins, D.A.; Della-Marta, P.M.; Plummer, N. and Trewin, B.C. (2000). Trends in annual frequencies of extreme temperature events in Australia, *Australian Meteorological Magazine*, 49(4): 277-292.
- Cowan, T.; Purich, A.; Perkins, S.; Pezza, A.; Boschhat, G. and Sadler, K. (2014). More frequent, longer, and hotter heat waves for Australia in the twenty-first century, *Journal of Climate*, 27(15): 5851-5871.
- Darand, M. and Masoodian, S.A. (2015). Analysis and Recognition of Thickness Anomaly Patterns during Extreme Cold Days in Iran. *Geores*, 2015; 30(3):105-120 URL: <http://georesearch.ir/article-1-136-fa.html> (*In Persian*).
- Dashkhuu, D.; Kim, J.P.; Chun, J.A. and Lee, W.S. (2015). Long-term trends in daily temperature extremes over Mongolia, *Weather and Climate Extremes*, 8: 26-33.
- Davis, R.E. et al. (1996). The North Atlantic Subtropical Anticyclone, *Journal of Climate*, 10: 728-744.
- Easterling, D.R.; Meehl, G.A.; Parmesan, C.; Changnon, S.A.; Karl, T.R. and Mearns, L.O. (2000). Climate extremes: observations, modeling, and impacts, *Science*, 289(5487): 2068-2074.
- Englehart, P.J. and Douglas, A.V. (2003). Urbanization and seasonal temperature trends: observational evidence from a data-sparse part of North America, *International Journal of Climatology*, 23(10): 1253-1263.
- Fan, Z.X.; Bräuning, A.; Thomas, A.; Li, J.B. and Cao, K.F. (2011). Spatial and temporal temperature trends on the Yunnan Plateau (Southwest China) during 1961–2004, *International Journal of Climatology*, 31(14): 2078-2090. DOI: 10.1002/joc.2214
- Farajzadeh Asl, M.; Ghaemi, H.; Zarrin, A. and Azadi, M. (2010). The Analysis of Spatial Pattern of Subtropical Anticyclones over Asia and Africa, *The Scientific Research Journals Spatial Planning*, 13(1): 219-245 (*In Persian*).
- Galarneau, T.J.; Bosart, L.F. and Ayyer, A.R. (2008). Closed anticyclones of the subtropics and midlatitudes: A 54-yr climatology (1950–2003) and three case studies. *Synoptic–Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting: A Tribute to Fred Sanders*, Meteorological Monographs, 55: 349-392.
- Gay-Garcia, C.; Estrada, F. and Sánchez, A. (2009). Global and hemispheric temperatures revisited. *Climatic Change*, 94(3-4): 333-349. DOI: 10.1007/s10584-008-9524-8.
- Ghil, M. and Vautard, R. (1991). Interdecadal oscillations and the warming trend in global temperature time series, *Nature*, 350(6316): 324.
- Goodarzi, M.; Hosseini, C. and Mesgari, A. (2017). *Weather models*, Azar Kalk Publishing: 34 (*In Persian*).
- Harman, J. R. (1987). Mean monthly North American anticyclone frequencies, 1950-79. *Monthly Weather Review*, 115(11), 2840-2848.
- Hansen, J. and Lebedeff, S. (1987). Global trends of measured surface air temperature, *Journal of geophysical research: Atmospheres*, 92(D11): 13345-13372.
- Hegerl, G.C.; Hasselmann, K.; Cubasch, U.; Mitchell, J.F.B.; Roeckner, E.; Voss, R. and Waszkewitz, J. (1997). Multi-fingerprint detection and attribution analysis of greenhouse gas, greenhouse gas-plus-aerosol and solar forced climate change, *Climate Dynamics*, 13(9): 613-634.

- Hejazizadeh, Z. (1993). Check subtropical high (Much) pressure fluctuations Change the season of Iran, Phd dissertation, Natural Geography, Tarbiat Modarres University (*In Persian*).
- Henderson-Sellers, A. and Robinson, P.J. (1986). Contemporary Climatology, John Wiley Sons, Inc. New York. pp. 439.
- Hoskins, B. (1995). On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones: Bernhard Haurwitz memorial lecture, Bulletin of the American Meteorological Society, 77: 1287-1292.
- Jones, P.D. and Hegerl, G.C. 1998). Comparisons of two methods of removing anthropogenically related variability from the near-surface observational temperature field, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 103(D12): 13777-13786.
- Jones, P.D.; Osborn, T.J. and Briffa, K.R. (1997). Estimating sampling errors in large-scale temperature averages, Journal of Climate, 10(10): 2548-2568.
- Khorshiddoust, A.M. and Ghavidel Rahimi, Y. (2005) Simulation of double effects of atmospheric carbon dioxide on climate change in Tabriz using Hythergraph and Ambrothermic model of Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GDFL), Journal of Environmental Studies, 32(39): 1-10 (*In Persian*).
- Khoshakhlagh, F.; Azizi, G. and Roshan, G.R. (2012). Assessment of Suitable General Atmosphere Circulation Models for Forecasting Temperature and Precipitation Amounts in Iran Under Condition of Global Warming, Geography and Development Iranian Journal, 10(27): 19-36. doi: 10.22111/gdij.2012.274 (*In Persian*).
- Klein Tank et al. (2006). Changes in Daily Temperature and Precipitation Extremes in Central and South Asia, Journal of Geophysical Research, 111: D16105, DOI: 10.1029/2005JD006316.
- Krishnamurti, T.N. et al. (1971). Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the northern hemisphere summer, Journal of Applied Meteorology, 10: 1066-1096.
- Yimin, L., & Guoxiong, W. (2004). Progress in the study on the formation of the summertime subtropical anticyclone. Advances in Atmospheric Sciences, 21(3), 322-342.
- Wu, G., & Liu, Y. (2003). Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation. Geophysical research letters, 30(5).
- Liu, Y., Wu, G., & Ren, R. (2004). Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating. Journal of Climate, 17(4), 682-698.
- Marengo, J.A. and Camargo, C.C. (2008). Surface air Temperature Trends in Southern Brazil for 1960-2002, Int. Journal of Climatology, 28: 893-904.
- Mason, R.B. and Anderson, C.E. (1963). The Development and Decay of the 100 mb Summertime Anticyclone over Southern Asia, Monthly Weather Review, 93: 3-12.
- Masoodian, S.A. and Kaviani, M. (2008). Climate of Iran, Isfahan University Press (*In Persian*).
- Miro, J.J.; Estrela, J.M. and Millan, M. (2006). Summer Temperature Trends in A Mediterranean Area (Valencia Region), Int. Journal of Climatol, 26: 1051-1073.
- Neyama, Y. (1968). The morphology of the subtropical anticyclone. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 46(6), 431-441.
- Mofidi, A.; Zarrin, A. and Faso, J. (2010). Summer sunrise in the upper troposphere on Southwest Asia and its turnaround during the last half century, Proceedings of the 4th Regional Climate Change Conference, P 149 (*In Persian*).
- Movahedi, S.; Fateminya, F.; Hosseini, S. and Kashki, A. (2015). Temporal and Spatial Analysis of Subtropical high pressure in Northern Hemisphere, Geography and Environmental Planning, 26(3): 206-224 (*In Persian*).

- Nicholls, N.; Gruza, G. V.; Jouzel, J.; Karl, T.R.; Ogallo, L. A. and Parker, D. E. (1996). in *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, edited by J. T. Houghton, L. G. M. Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell, pp. 133-192, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- North, G.R.; Kim, K.Y.; Shen, S.S. and Hardin, J.W. (1995). Detection of forced climate signals, Part 1: Filter theory, *Journal of Climate*, 8(3): 401-408.
- Nowruzi, R. and Khosravi, M. (2010). Methane greenhouse gas wells and their role in the phenomenon of heating springs, 4th International congress of the Islamic World Geographers (ICIWG): 1-15 (*In Persian*).
- Peixóto, J.P. and Oort, A.H. (1984). Physics of climate, *Reviews of Modern Physics*, 56(3): 365.
- Peterson, C.J. (2000). catastrophic wind damage to North American forests and the potential impact of climate change, *Science of the Total Environment*, 262(3): 287-311.
- Ramos, M.; Balasch, C. and Martínez, J. (2012). Seasonal Temperature and Rainfall Variability during the Last 60 Years in a Mediterranean Climate area of Northeastern Spain: A Multivariate Analysis, *Theor App. l Climatol*, 21(5): 10-29.
- Reed, T.R. (1939). Thermal aspects of the high-level anticyclone, *Monthly Weather Review*, 67(7): 201-204.
- Rodwell, M.J. and Hoskins, B. (1995). Monsoons and the dynamics of Deserts, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122: 1385-1404.
- Roudier, P.; Sultan, B.; Quirion, P. and Berg, A. (2011). The impact of future climate change on West African crop yields: What does the recent literature say? *Global Environmental Change*, 21(3): 1073-1083.
- Ryoo, B.S.; Kwon, T.W. and Jhun, G.J. (2004). Characteristics of Wintertime Daily and Extreme Minimum Temperature Over South Korea, *Int. Journal of Climatol*, 24: 145-160.
- Saaroni, H. and Ziv, B. (2000). Summer rain episodes in a Mediterranean climate, the case of Israel: climatological–dynamical analysis, *International Journal of Climatology*, 20(2): 191-209.
- Saif, AB. A. (1997). Carbon dioxide fluctuations and global warming, *University of Literature and Human Sciences University of Isfahan*, 44 and 45: 68-88 (*In Persian*).
- Santer, B.D.; Taylor, K.E.; Wigley, T.M.; Penner, J.E.; Jones, P.D. and Cubasch, U. (1995). towards the detection and attribution of an anthropogenic effect on climate, *Climate Dynamics*, 12(2): 77-100.
- Schaefer, D. and Domroes, M. (2009). Recent climate change in Japan—spatial and temporal characteristics of trends of temperature, *Climate of the Past*, 5(1): 13-19.
- Schlesinger, M.E. and Ramankutty, N. (1994). An oscillation in the global climate system of period 65-70 years, *Nature*, 367(64 and 65): 723.
- Sobhani, B. and Goldust, A. (2016). Inspection of temperature alteration and its prediction possibility in Ardebil province using statistical analysis and adaptive neuro-fuzzy inference system. *researches in Geographical Sciences*, 16(42): 27-40 (*In Persian*).
- Sui, C.H.; Chung, P.H. and Li, T. (2007). Interannual and interdecadal variability of the summertime western North Pacific subtropical high, *Geophysical research letters*, 34(11), doi:10.1029/2006GL029204.
- Svoma, B. M., Krahenbuhl, D. S., Bush, C. E., Malloy, J. W., White, J. R., Wagner, M. A., ... & Cervený, R. S. (2013). Expansion of the northern hemisphere subtropical high-pressure belt: trends and linkages to precipitation and drought. *Physical Geography*, 34(3), 174-187.

- Toreti, A. and Desiato, F. (2008). Temperature trend over Italy from 1961-2004, *Theor. App. 1. Climatology*, 97: 991-1011.
- Walker, M.J. (1975). On summer atmospheric processes over South-West Asia, *Tellus*, 27(5): 491-496.
- Yongfu, Q.; Qiong, Z.; Yonghong, Y. and Xuehong, Z. (2002). Seasonal variation and heat preference of the South Asia High, *Advances in Atmospheric Sciences*, 19(5): 821-836.
- Yuksel, I. (2008). Global Warming and Renewable Energy Sources for Sustainable Development in Turkey, *Renewable Energy*, 33: 802-812.
- Zaitchik, B.F.; Evans, J.P. and Smith, R.B. (2007). Regional impact of an elevated heat source: The Zagros Plateau of Iran, *Journal of Climate*, 20: 4133-4146.
- Zhao, P.; Jones, P.; Cao, L.; Yan, Z.; Zha, S.; Zhu, Y.; Yu, Y. and Tang, G. (2014). Trend of surface air temperature in eastern China and associated large-scale climate variability over the last 100 years, *Journal of Climate*, 27(12): 4693-4703.
- Ziv, B.; Saaroni, H. and Alpert, P. (2004). The factors governing the summer regime of the eastern Mediterranean, *International Journal of Climatology*, 24(14): 1859-1871.

