



نشریه پژوهش‌های تغییرات آب و هوایی



فصلنامه علمی دانشگاه گلستان

سال دوم / شماره مسلسل هفتم / پاییز ۱۴۰۰ / صفحات: ۳۲-۱۳

DOI: 10.30488/CCR.2021.311930.1055



پتانسیل تاثیر گذاری فوران آتشفشان‌های بزرگ قرن بیستم بر روی تغییر دمای ایستگاه‌های منتخب ایران

غلامرضا روشن^{۱*}، محمود داودی^۲، محدثه صالحی زاده^۳

^۱دانشیار گروه جغرافیا- دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

^۲دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا، دانشگاه گیلان، رشت، ایران

^۳گروه جغرافیا، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۸/۳؛ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۸/۲۰

چکیده

فعالیت آتشفشانی می‌تواند از طریق ایجاد اختلال در ورود تابش خورشید نوسانات آب و هوایی ایجاد کند. در این پژوهش سعی شده تا اثر فعالیت‌های آتشفشانی عمده دنیا بر روی تغییرات دمایی در ایران واکاوی شود. برای رسیدن به این منظور ابتدا ۱۶ ایستگاه هواشناسی دارای آمار بلند مدت در سطح ایران انتخاب و از سازمان هواشناسی کشور سری زمانی بلند مدت دما دریافت شد. در ادامه برای انتخاب آتشفشان‌های عمده از شاخص VEI و DVI استفاده و شش آتشفشان عمده انتخاب شدند. برای بررسی تاثیر فعالیت‌های آتشفشانی عمده بر روی دمای در ایران از تکنیک‌های SEA و رگرسیون خطی چندگانه بهره برده شد. نتایج نشان داد که بعد از فوران‌های آتشفشانی عمده می‌توان اثرات کاهشی دما را با تاخیر زمانی صفر، یک و دو ساله مشاهده کرد و بیشترین شدت کاهش دما در سال اول بعد از وقوع آتشفشان مشاهده شد. مقایسه سه متغیر دمای میانگین، دمای میانگین حداقل و دمای میانگین حداکثر نشان داد که فعالیت‌های آتشفشانی بیشترین تاثیر کاهشی را بر روی دمای میانگین حداکثر دارند. نتیجه بررسی برای تفکیک فصول نیز مشخص کرد که در زمستان شدت اثرگذاری کاهشی بیشتری رخ می‌دهد ولی در تابستان اثر کاهشی آتشفشان‌ها مدت زمان بیشتری دوام دارد. در نهایت یافته‌های این تحقیق نشان می‌دهد که به طور میانگین در سال وقوع فوران آتشفشان‌های عمده کاهش ۰٫۶۷- درجه سانتی‌گرادی، در سال اول بعد از فوران آتشفشان‌ها میزان کاهش ۱- درجه سلسیوس و در تاخیر زمانی دو ساله میانگین کاهش دما ۰٫۴۷- درجه سلسیوس مشاهده شده است. از این رو می‌توان تایید کرد که فوران آتشفشان‌های عمده بر روی دمای ایران تاثیر گذار بوده و باعث کاهش دما در ایران شده اند.

واژه‌های کلیدی: تغییر دما، شاخص DVI، شاخص VEI، رگرسیون خطی، ایران.

مقدمه

رسد که در فعالیت‌های آتشفشانی اکونگ (در سال ۱۹۶۳)، ایچیچون (۱۹۸۲) دیده شده است. بقای ذرات در قسمت‌های مختلف جو بر حسب قطر آنها متفاوت است. از سوی دیگر ماندگاری ذرات استراتسفر با توجه به قطر آنها از یک سال برای ذراتی به قطر ۵-۲ میکرومتر و تا ۱۲ سال برای ذراتی به قطر ۱-۰٫۵ میکرومتر تغییر می‌کند. کما اینکه غبار حاصل از آتشفشان کراکاتوا به مدت ۱ تا ۲ سال در جو باقی مانده و ۱۰ تا ۲۰ درصد از ثابت خورشیدی را کاهش داد. بر اساس مطالعه شواهد موجود در مغزه‌های یخی،

آتشفشان‌ها از طریق تاثیر بر شفافیت اتمسفر، بیلان انرژی سیاره ای و به تبع آن دما را دستخوش تغییر می‌سازند. میزان تاثیر ذرات بر دما و بیلان انرژی به کمیت، قطر و ماندگاری ذرات وابسته است. بیشتر مواد آتشفشانی به ۵ الی ۸ کیلومتری سطح زمین تزریق می‌شود. البته بسته به شدت فعالیت، ارتفاع پرتاب حداکثر تا ۱۵ الی ۲۵ کیلومتری نیز می‌

*نویسنده مسئول: ghr.rowshan@gmail.com

طی ۱۶ الی ۲۰ هزار سال پیش یعنی هم زمان با دوره‌های اوج آخرین یخبندان‌های وورم، فعالیت‌های آتشفشانی بسیار زیاد و شدید بود. اما در دوران معاصر هم کمیت و هم شدت آتشفشان‌ها رو به کاهش نهاده است (رابک، ۲۰۰۰، من و همکاران، ۲۰۱۴، سیگل و همکاران، ۲۰۱۵).

اگر جذب هواویزهای حاصل از فعالیت آتشفشانی در طیف مرئی باشد، انرژی مستقیماً به جو باز می‌گردد و اگر جذب و گسیل در طیف مادون قرمز باشد اثر گلخانه‌ای افزایش می‌یابد. معمولاً غبارهای آتشفشانی به دلیل داشتن اندازه‌های کوچک، امواج خورشید را منعکس نموده و امواج با طول موج بلند (امواج گرمایی زمین) بدون هیچ مانعی از آنها عبور می‌کند. بدین ترتیب گرد و غبارهای آتشفشانی سبب کاهش درجه حرارت زمین خواهد شد. برای مثال فعالیت آتشفشان کراکاتوا با توده ۲۷ کیلومتری خاکستر پرتاب‌شده آن قدر زیاد بود که باعث شد دمای متوسط جهانی در سال ۱۸۸۳ تا ۱،۲۵ درجه سانتیگراد کاهش یابد (مادن-نادو و همکاران ۲۰۲۱).

عموماً آتشفشان‌ها اقلیم را در مقیاس‌های زمانی کوتاه (حداکثر یک دهه) تحت تاثیر قرار می‌دهند. مثلاً سرمایش سال‌های ۱۸۸۰ تا ۱۹۲۰ و دهه ۱۹۴۰ به فوران‌های آتشفشانی عمده در این دوران‌ها نسبت داده می‌شود (برادلی و جونز، ۱۹۹۲؛ گیل گیرادو، ۲۰۲۰). برای مثال آتشفشان آگونگ منجر به ۲۰ درصد افت تابش خورشید در استرالیا شد (هانسن و همکاران، ۱۹۷۸؛ سلف و کینگ، ۱۹۹۶؛ سف و رامپینو، ۲۰۱۲). بسته به مدت بقای ذرات در جو میزان تاثیر بر میانگین دمای جهانی از چند دهم درجه سلسیوس (۰،۳-۰،۴ درجه سلسیوس) تا تشکیل دوره‌های کوچک یخچالی متفاوت است (تائو و همکاران، ۲۰۲۰). بر اساس مشاهدات و برآوردهای حاصل از اطلاعات ماهواره‌ای به دلیل فعالیت‌های آتشفشانی اخیر ایچیچون و پیناتوبو میزان انرژی خورشیدی رسیده به زمین حدود ۳ وات بر متر مربع کاهش داشته است (عزیزی، ۱۳۸۳).

مطالعات درباره تاثیر فوران‌های آتشفشانی بر آب و هوا تا حدودی با دشواری همراه می‌باشد زیرا این که تعیین کردن داده‌های اقلیمی تاریخی و یا اینکه کدام یک از فوران‌ها تاثیر جهانی را داشته اند سخت به نظر می‌رسد. آتشفشان‌هایی که فوران آنها باعث ایجاد ستون‌های انفجاری می‌شود که می‌توانند تا عمق تروپوپوز (۹ تا ۱۷ کیلومتری) نفوذ کرده و منجر به کاهش دمای شدید و تغییرپذیری در کاهش عبور انرژی خورشید به داخل اتمسفر شوند تحت عنوان آتشفشان‌های $VEI \geq 5$ طبقه‌بندی. بهر حال همزمانی رخداد این آتشفشان‌ها با وسایل مدرن جهت اندازه‌گیری دما همپوشانی ندارد. بطوری که از سال ۱۹۰۱ تا ۲۰۱۲ می‌توان به ۱۰ آتشفشان با بزرگی $VEI \geq 5$ اشاره نمود (نیوهال و سلف، ۱۹۸۲). بنابراین محققان از ابزار مختلفی مثل مطالعه حلقه‌های درختی و یا اسناد و شواهد تاریخی به بررسی و مدل‌سازی اثرات کاهش دمای این فوران‌ها پرداخته‌اند. در عین حال اثر خنک‌کنندگی بعد از فوران آتشفشان‌ها بر روی دمای سطح زمین توسط محققین مختلفی مورد ارزیابی و مطالعه قرار گرفته شده است (کول-دای، ۲۰۱۰؛ کلوز و همکاران، ۲۰۱۵؛ سانچز و همکاران، ۲۰۱۸). در مطالعات نیمکره‌ای مشخص شده که کاهش دما بعد از فوران‌ها بین ۰ تا ۰،۴- کاهش داشته است که غالباً این برآوردها بر مبنای حلقه‌های درختی بوده است (لوف و فریتس، ۱۹۸۷، سانچز و همکاران، ۲۰۲۰؛ آلمن و همکاران، ۲۰۲۱). از طرف دیگر بر مبنای کارهای انجام شده مشخص می‌شود که سیگنال‌های کاهش دما برای تابستان‌ها از شدت بیشتری برخوردار می‌باشد و این قدرت خنک‌کنندگی فوران‌ها برای نواحی شمال اروپا قوی‌تر از نواحی عرض‌های پایین‌تر می‌باشد (فیشر و همکاران ۲۰۰۷، هگرل و همکاران ۲۰۱۱). به‌عنوان نمونه در مطالعه ای، ایسپر و همکاران (۲۰۱۳) به بررسی پاسخ دمای تابستان اروپا به فوران‌های آتشفشانی سالانه در طول نه قرن گذشته پرداختند. آنها در مطالعه خود به این نتیجه رسیدند که بیشینه اثر خنک‌کنندگی بعد از فوران‌های آتشفشانی برای ماه‌های ژوئن تا آگوست، با

گرینلند گسترش می یابد (درو و همکاران، ۲۰۰۴). از جمله مطالعات دیگر می توان به کار رانو و همکاران (۲۰۱۷) در خصوص اثرگذاری فوران‌های آتشفشانی بر ساختار هیدروکلیمایی اروپا و مدیترانه برای نیم میلیون سال اخیر اشاره کرد. نتایج این تحقیق نشان داد که در غرب مدیترانه، شرایط مرطوب اقلیمی در همزمان و تا ۳ سال بعد فوران آتشفشان تجربه شده است. برعکس، برای شمال غرب اروپا و جزایر انگلیس در پاسخ به فوران‌های آتشفشانی، کمینه مقدار رطوبت و عبارتی دوره‌های خشکی را در ۲ و ۳ سال پس از فوران‌ها تجربه می کنند. بگونه ای که این فرایند شبیه فاز منفی الگوی آتلانتیک شرقی می‌باشد. بنابراین بوضوح مشخص گردید که اثر فوران‌های آتشفشانی حاره ای، منجر به شکل گیری واکنش‌های متنوعی در سامانه اقلیمی برای اروپا و مدیترانه بوده است. بهر حال شاید کاهش بارش جهانی با توجه به افزایش فعالیت‌های آتشفشانی صورت گیرد. زیرا این فعالیت‌ها منجر به تراکم آئروسول‌ها در جو، کاهش ورودی نور خورشید و کاهش سطح تبخیر می‌شود. بگونه ای که این عوامل می‌تواند شرایط خنک و باثبات تری را بدنبال داشته باشد (ایلز و هگرل، ۲۰۱۴).

براساس تحقیقات سیبرت و همکاران (۲۰۱۵) این نتایج استحصال گردید که هواویزهای آتشفشانی که توسط فوران‌های انفجاری به استراتوسفر تحتانی تزریق می‌شوند آشفتگی قابل توجهی را در تعادل تابشی به وجود می آورند که باعث گرم و سرد شدن استراتوسفر در همان زمان می‌شود. پراکندگی بسیار شدید تشعشعات خورشیدی وارده باعث خنک کردن سالانه جهانی در سطح زمین می‌شود که به‌طور معمول دو الی سه سال به طول می‌انجامد (رابوک و همکاران، ۱۹۹۵؛ مان و همکاران، ۱۹۹۸؛ کرولی و همکاران، ۱۹۹۹؛ هگرل و همکاران، ۲۰۰۳). فوران‌های آتشفشانی بزرگ می‌توانند دی اکسید گوگرد را به داخل لایه استراتوسفر تزریق کند جایی که به سولفوریک اسید هواویز تبدیل می‌شود. این هواویزه‌ها می‌تواند در لایه استراتوسفر برای چندین سال باقی بماند که تشعشعات خورشیدی را جذب و منعکس می‌کنند، با این وجود هواویزها دمای سطح

مقدار $0.05 \pm 0.52^\circ\text{C}$ برای نواحی شمال اروپا و با تاخیر زمانی دو سال بعد از فوران رخ داده است. حال آنکه برای نواحی مرکزی اروپا اثر خنک کنندگی آتشفشان‌ها بسیار کمتر و در حدود $0.07 \pm 0.18^\circ\text{C}$ است که بعد از یک سال از فوران رخ می‌دهد. از سوی دیگر نتایج این کار این محققان نشان می‌دهد که اثر خنک کنندگی آتشفشان‌ها بعد از دو سال قابل مشاهده نمی باشد. از طرف دیگر آنها اعتقاد دارند که با توجه به نتایج کارشان، اثر سازوکاری آتشفشان‌ها بر تغییر سیستم آب و هوا و در نهایت رخنمون یک دوره طولانی مدت از خنک شدن آب و هوا زیر سوال می رود. کارهای پیشین دیگری تغییرات دما را با استفاده از مدل‌های CGCMs مورد بررسی قرار داده اند که بر مبنای یافته‌های آنها مشخص گردید که ابرهای استحصال شده در استراتوسفر بواسطه فوران‌های بزرگ، عامل اساسی و مهمی در رخداد عصر یخبندان کوچک برای قرن هفدهم تا اوایل قرن نوزدهم بوده است (کرولی ۲۰۰۰؛ هگرل و همکاران، ۲۰۱۱). در مطالعه ای شناسایی اثرگذاری ۱۵ فوران آتشفشانی بر زمستان و تابستان نیمکره شمالی برای نیم میلیون سال اخیر انجام گرفته شد. نتایج این تحقیق نشان داد که اثرگذاری این آتشفشان‌ها منجر به خنک شدن و خشک تر شدن اروپای مرکزی شده است. از طرف دیگر اندرکنش این فوران‌ها موجب تغییرپذیری در سامانه اقلیمی و شکل گیری یک فاز مثبت NAO با شرایط گرم و مرطوب تر برای سرتاسر اروپای شمالی شده است (فیشر و همکاران، ۲۰۰۷). در پژوهشی دیگر، اثر دینامیکی اقلیم زمستان به فوران‌های بزرگ آتشفشان‌های حاره‌ای از سال ۱۶۰۰ میلادی بر تغییرپذیری دمای کره زمین مورد ارزیابی قرار گرفته شد. نتایج این تحقیق نشان داد که اثر این آتشفشان‌ها منجر به شکل گیری ناهنجاری‌های گرم در سراسر شمال اوراسیا شده، در حالی که ناهنجاری‌های خنک در شمال آفریقا و خاورمیانه تا محدوده سرزمین چین گسترش یافته است. همچنین در آمریکای شمالی، قسمت شمالی این قاره سرد می‌شود و ناهنجاری‌ها از دریای لابرادور و جنوب

به هر حال همانطور که در ادبیات تحقیق ملاحظه گردید، اثرگذاری زمانی-مکانی آتشفشان‌ها بر تغییرات دمای نقاط مختلف کره زمین متفاوت می‌باشد. به رغم فعالیت‌های مهم از تاثیر فوران‌های آتشفشانی عظیم در جهان تا مقیاس اقلیم منطقه‌ای، هنوز مطالعه شایان توجهی برای ایران انجام نشده است. لذا این ضرورت ایجاد گردید تا پژوهشی در خصوص اثرگذاری فعالیت‌های آتشفشانی بر تغییرات دمای ایران برای چند دهه ی اخیر انجام گیرد.

مواد و روش‌ها

ایران در منطقه خاورمیانه واقع و بین عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۴ تا ۶۳/۵ درجه شرقی قرار دارد. مساحت کشور حدود ۱/۶۴ میلیون کیلومترمربع و شامل ۳۱ استان می‌باشد. موقعیت جغرافیایی، دوری از آب‌های آزاد و تسلط سامانه پرفشار جنب حاره در بسیاری از مواقع سال، موجب شده تا آب و هوای ایران خشک باشد؛ اما به دلیل وسعت زیاد، وجود عوارض مختلف مانند کوهستان‌های بلند در شمال و غرب، مجاورت با دریای خزر و خلیج فارس و اقیانوس هند باعث تنوع‌های اقلیمی متنوعی در ایران شده است. از طرف دیگر نوسانات اقلیمی زیادی برای پهنه‌های مختلف کشور وجود دارد که این می‌تواند متاثر از اندرکنش ساز و کارهای مختلفی منجمله فعالیت‌های آتشفشانی باشد. لذا در مطالعه حاضر دگرگونی و نوسانات دمایی ایستگاه‌های منتخب (جدول ۱) بعد از فوران‌های بزرگ آتشفشانی بررسی شده است. لازم به توضیح است که دوره آماری سالهای ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۹ می‌باشد و متغیرهای مورد مطالعه شامل نه مورد به ترتیب زیر هستند: میانگین دمای سالانه، میانگین دمای حداکثر سالانه، میانگین دمای تابستان، میانگین دمای حداکثر تابستان، میانگین دمای زمستان، میانگین دمای حداکثر زمستان، میانگین دمای حداقل زمستان.

کره زمین را خنک و لایه استراتوسفر زمین را گرم نگه می‌دارند (رابوک، ۲۰۰۰). یافته‌های علمی نشان می‌دهند که فوران‌های عظیمی که در مناطق استوایی و عرض‌های بالای جغرافیایی رخ داده‌اند می‌تواند محرک اصلی تغییرات دمایی بین چندین دهه و حتی سالانه در نیم‌کره شمالی برای ۲۵۰۰ سال گذشته باشند. به‌طور کلی خنک سازی متناسب با شدت نیروی آتشفشانی می‌تواند پس از انفجارهای عظیم دمای کره زمین را تا ده سال تحت تاثیر قرار دهد (اسجولته و همکاران، ۲۰۲۱). بیش از دویست سال پیش بنیامین فرانکین استدلال کرد که مواد ناشی از فوران یک آتشفشان عظیم در ایسلند توانسته است، تابش خورشیدی را به فضا منعکس کند و سبب سرمای غیر عادی زمستان ۱۷۸۳-۱۷۸۴ شود. شاید قابل توجه ترین دوره سرد مرتبط با آتشفشان «سال بدون تابستان» باشد که بعد از فوران ۱۸۱۵ کوه کامبورا در اندونزی رخ داد. نمونه خفیف تر آن نیز در آتشفشان ۱۸۸۳ کوه کراکاتوا اندونزی قابل مشاهده است (عزیزی، ۱۳۸۳). در مطالعه ای فخرالدینی و همکاران در سال ۱۳۹۱ به بررسی تأثیر آتشفشان بیدخوان بر شرایط آب و هوایی نواحی پیرامون پرداختند. نتایج آنها در این مطالعه نشان داد که آتشفشان بیدخوان موجب ایجاد هوای سردتر و مرطوب تر شده است و ارتفاعات ناشی از فعالیت آتشفشان حدود ۱۳ میلیون مترمکعب در سال به بارندگی منطقه افزوده است و دما حدود ۴ درجه سانتی گراد کاهش داشته است. بعلاوه این آتشفشان موجب تأثیر بر سایر پارامترهای آب و هوایی از جمله تغییر در جهت و سرعت باد، افزایش رطوبت نسبی و تعداد روزهای یخبندان و افزایش ریزش جوی از نوع برف شده است و به صورت غیر مستقیم باعث افزایش میزان فرسایش، افزایش پوشش گیاهی، تکوین یافتگی خاک، ایجاد رودخانه فصلی و استقرار سکونتگاه‌ها در کنار رودخانه شده است (فخرالدینی و همکاران، ۱۳۹۱). پیشرفت دانش علمی در زمینه انفجارهای آتشفشانی و تاثیر آنها بر آب و هوا به منظور آزمایش و بهبود الگوهای پیشگویی اقلیمی از اهمیت زیادی برخوردار می‌باشد.

جدول ۱- مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه

ردیف	ایستگاه	ارتفاع به متر	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ردیف	ایستگاه	ارتفاع به متر	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
۱	تبریز	۱۳۶۱	۳۸,۰۵	۴۶,۱۷	۹	بوشهر	۹	۲۸,۵۹	۵۰,۵۰
۲	همدان	۱۶۷۹	۳۵,۱۲	۴۸,۴۳	۱۰	بندرعباس	۱۰	۲۷,۱۳	۵۶,۲۲
۳	کرمانشاه	۱۳۱۸	۳۴,۲۱	۴۷,۰۹	۱۱	زاهدان	۱۳۷۰	۲۹,۲۸	۶۰,۵۳
۴	خرم آباد	۱۱۴۷	۳۳,۲۶	۴۸,۱۷	۱۲	سبزوار	۹۷۷	۳۶,۱۲	۵۷,۴۳
۵	اصفهان	۱۵۵۰	۳۲,۳۷	۵۱,۴۰	۱۳	مشهد	۹۹۹	۳۶,۱۶	۵۹,۳۸
۶	یزد	۱۲۳۷	۳۱,۵۴	۵۴,۱۷	۱۴	گرگان	۰	۳۶,۵۱	۵۴,۱۶
۷	اهواز	۲۲	۳۱,۲۰	۴۸,۴۰	۱۵	بابلسر	-۲۱	۳۶,۴۳	۵۲,۳۹
۸	شیراز	۱۴۸۴	۲۹,۳۲	۵۲,۳۶	۱۶	بندر انزلی	-۲۴	۳۷,۲۸	۴۹,۲۸

داخل استراتوسفر می‌شود. در صورتی که ذرات بسیار زیاد سولفات وارد استراتوسفر شود می‌تواند منجر به تغییر اقلیم شود؛ بدین صورت که ابرهای حاصل از آن برای چندین سال دوام آورده و باعث بازگشت نور خورشید و سرمایه‌ش سطح زمین می‌شود (روبوک، ۲۰۱۵).

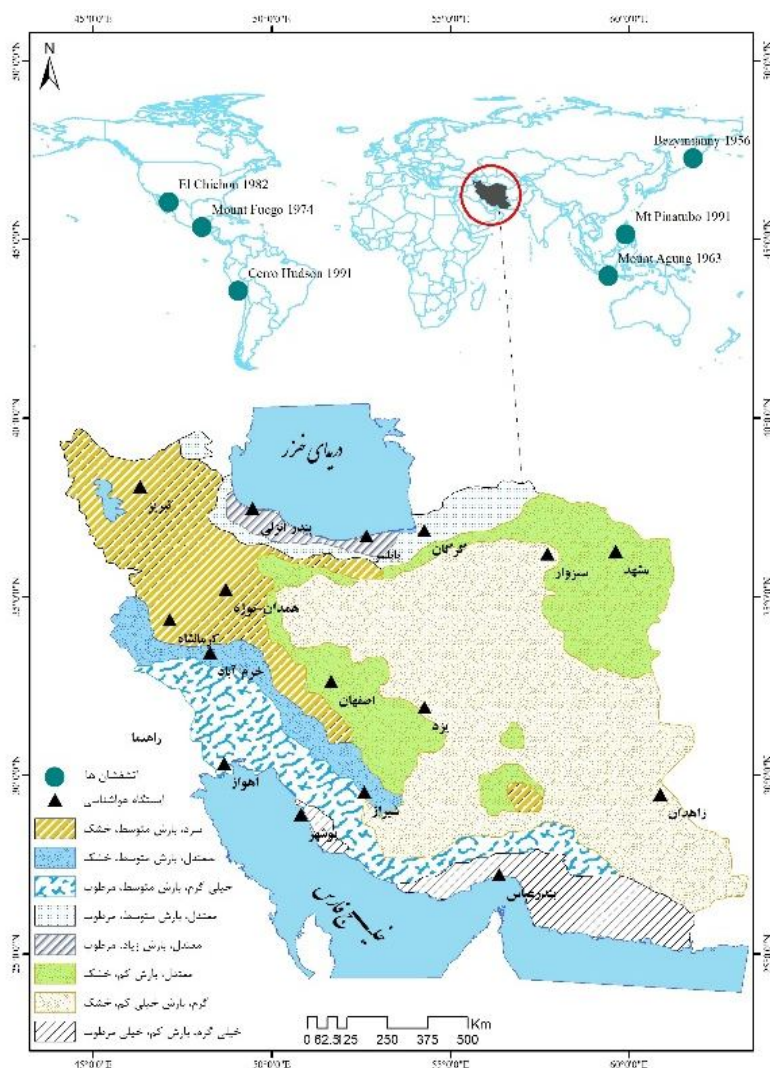
در مطالعات مربوطه معمولاً آتشفشان‌هایی که شاخص VEI بزرگ تر مساوی ۴ و شاخص DVI بیشتر از ۱۰۰ داشته باشند به عنوان آتشفشان‌های عمده انتخاب می‌شوند (فیشر و همکاران، ۲۰۰۷، گانگی و همکاران، ۲۰۱۷). انتشار جهانی ذرات خارج شده از آتشفشان به عواملی همچون ارتفاع، عرض جغرافیایی و فصل وقوع آتشفشان بستگی دارد (نیمایر و تیمرک، ۲۰۱۵). طور خاص آتشفشان‌های حاره ای میل به انتشار سریع در دو نیمکره دارند در حالی که آتشفشان‌های عرض‌های بالا میل به باقی ماندن در نیمکره ای دارند که در آن آتشفشان به وقوع پیوسته است (اومن و همکاران، ۲۰۰۵). از این رو برای انتخاب آتشفشان‌ها در راستای مطالعه تاثیر آنها بر روی دما در ایران از دو شرط استفاده شد: اولین شرط اینکه آتشفشان‌های با شاخص VEI بزرگ تر مساوی ۴ یا شاخص DVI بیشتر از ۱۰۰ باشد و شرط دوم اینکه سعی گردید غالب آتشفشان‌های عمده ای که مربوط به منطقه ی حاره ای و نیمکره شمالی باشند استفاده گردد (جدول ۲ و شکل ۱).

در این پژوهش برای انتخاب آتشفشان‌ها و تاثیر آنها بر روی دما از شاخص‌های VEI و DVI استفاده شده است. شاخص انفجاری آتشفشانی^۱ (VEI) توسط نوهال و سلف^۲ (۱۹۸۲) ایجاد و بسط داده شد. از این شاخص اغلب برای تعیین میزان بزرگی انفجارهای آتشفشانی استفاده می‌شود (لاک وود و هازلت، ۲۰۱۰). در واقع میزان کاهش دما بعد از وقوع آتشفشان‌ها به زمان وقوع آن بستگی ندارد بلکه به بزرگی آتشفشان ربط دارد (مرونن، ۲۰۱۲). آتشفشان‌های بزرگ اغلب دارای VEI بزرگ تر مساوی ۴ هستند (برنامه جهانی آتشفشانی، ۲۰۱۳، پیکاس و گرب، ۲۰۲۰). شاخص VEI که برای اندازه گیری بزرگی آتشفشان‌ها استفاده می‌شود، مقیاسی بین صفر تا ۸ دارد. این مقیاس به روشی مشابه مقیاس ریشتر برای زمین لرزه‌ها عمل می‌کند، بدین صورت که هر بازه از نظر ارزش نشان‌دهنده ده برابر افزایش اندازه است. اکثر قریب به اتفاق فوران‌های آتشفشانی VEI بین ۰ تا ۲ دارند. در این مطالعه از این شاخص برای انتخاب آتشفشان‌ها استفاده شده اما به دلیل برخی نواقص اطلاعاتی باید از شاخص‌هایی به عنوان مکمل نیز استفاده کرد. بنابراین از شاخص دیگری به نام شاخص پوشش غباری^۳ (DVI) نیز در کنار آن استفاده شده است (پیکاس و گرب، ۲۰۲۰). همچنین وقوع انفجارهای آتشفشانی باعث ورود غبارها، خاکستر و به خصوص دی اکسید گوگرد به

1. Volcanic Explosivity Index
2. Newhall and Self
3. Dust Veil Index

جدول ۲- آتشفشان‌های عمده انتخاب شده بر اساس فیلترهای اعمال شده (روبوک، ۲۰۱۵، اسپر و همکاران، ۲۰۱۳، فیشر و همکاران، ۲۰۰۷، گاگن و همکاران، ۲۰۱۷).

سال وقوع	آتشفشان	موقعیت	VEI	DVI
۱۹۹۱	Cerro Hudson	شیلی	۵+	-
۱۹۹۱	Mt Pinatubo	فیلیپین	۶	۱۰۰۰
۱۹۸۲	El Chichon	مکزیک	۵	۸۰۰
۱۹۷۴	Mount Fuego	گوآتمالا	۴	-
۱۹۶۳	Gunung Agung	اندونزی	۵	۸۰۰
۱۹۵۶	Bezymianny	روسیه	۵	-



شکل ۱- پراکنش آتشفشان‌های منتخب بر روی نقشه ی کره ی زمین به همراه موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی مورد نظر در سطح ایران

SEA^۱ در قالب نرم افزار FHAES استفاده شد که کاربرد آن ارزیابی اثر آتش سوزی‌های بزرگ و

شایان ذکر است که برای انجام این مطالعه از نرم افزارهای مختلفی همچون SPSS، FHAES و ArcGIS استفاده شد. در واقع برای سنجش تاثیر فعالیت‌های آتشفشانی بر روی تغییرات دما از تکنیک

1. Superposed Epoch Analysis

در این پژوهش سعی شد تا نقش عواملی همچون طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع ایستگاهها نیز بر تاثیرگذاری فعالیت‌های آتشفشانی مورد سنجش قرار گیرد که برای تحلیل این بخش، از تکنیک رگرسیون خطی چند گانه بهره برده شد. در این بخش دما به عنوان متغیر وابسته و متغیرهای ارتفاع، عرض جغرافیایی و طول جغرافیایی به عنوان متغیرهای مستقل در نظر گرفته شدند.

رگرسیون خطی چندگانه روشی است که با استفاده از آن می توان به تحلیل و بررسی توام چندین متغیر مختلف پرداخت. تحلیل رگرسیون این فرصت را به می دهد تا تغییرات متغیر وابسته را از طریق متغیر مستقل پیش بینی کرده و سهم هر یک از متغیرهای مستقل را در تبیین متغیر وابسته تعیین کنیم (کلانتری، ۱۳۸۹). تحلیل رگرسیون از مهم ترین روش‌ها در مسائل مدل سازی، پیش بینی و کنترل است. این مدل‌ها بر پایه ی مشاهدات مربوط به متغیرهای مستقل و وابسته، تابعی به منظور پیش بینی و کنترل متغیر وابسته بنا می کند (زراعتی نیشابوری و همکاران، ۱۳۹۹). رگرسیون رابطه ی نزدیک با ضریب همبستگی داشته و برای انجام آن باید ابتدا این ضریب را سنجید. هر چقدر ضریب همبستگی بین متغیرها قوی تر باشد، پیش بینی‌ها بهتر و تبیین رابطه بین آنها قابل اعتمادتر خواهد بود (مظفری و همکاران، ۱۳۹۱). رگرسیون خطی چندگانه در حقیقت ارتباط یک سری از متغیرهای مستقل را با یک متغیر وابسته بیان می کند. در صورت وجود متغیرهای مستقل X_1, X_2, \dots, X_n اگر ارتباط خطی بین آنها و متغیر y که وابسته به آنها است ایجاد گردد، رابطه (۱) حاصل خواهد شد (صمدیان فرد و اسماعیلی، ۱۳۹۶؛ جعفری و دین پژوه، ۱۳۹۶):

رابطه (۱)

$$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_n x_n + \epsilon$$

که در آن a_0 عرض از مبدا و a_1, a_2, \dots, a_n ضرایب رگرسیونی هستند.

همچنین فوران‌های آتشفشانی بر تغییرات دمایی است. نرم افزار FHAES می‌تواند برای محاسبه تاثیر رویدادهایی که تاثیرات منحصر به فردی در سری‌های زمانی دارند همچون محاسبه اثرات سرمایشی ناشی از فوران آتشفشان‌ها مورد استفاده قرار گیرد (ساترلند، ۲۰۱۵).

تکنیک SEA شرایط آب و هوایی را در طول سال‌های رخداد آتشفشان‌ها با شرایط آب و هوایی غالب در طی یک بازه زمانی مشخص که وقایع رخ می دهند، مقایسه می کند. SEA از حالت تصادفی مونت کارلو استفاده می کند تا وقفه‌های زمانی قابل اعتمادی از آب و هوا در طول تجزیه و تحلیل ایجاد کند. سپس میانگین و واریانس آب و هوا در سال‌های وقوع آتشفشان با این وقفه‌ها مقایسه می‌شود. SEA مقادیر سال وقوع رخدادها و سال قبل از رخدادها را برای هر آتشفشان جمع آوری می کند و یک ماتریس ایجاد می کند که در آن میانگین و واریانس در تمام سال‌های همزمان با رخداد رویداد و همچنین سال‌های پیشین نیز محاسبه می‌شود (ساترلند، ۲۰۱۵). تکنیک SEA به دو نوع داده نیاز دارد؛ یکی سری زمانی پیوسته و دوم لیستی از رویدادها و وقایع اصلی می باشد. در این پژوهش داده‌های پیوسته، داده‌های بلند مدت دما هستند و رویدادها نیز آتشفشان‌ها می باشند که در جدول ۲ آورده شده اند. تکنیک SEA یک روش آماری است که برای ارزیابی روابط زمانی بین رخدادهای خاص و مقادیر متغیر در یک سری زمانی از اطلاعات مرتبط با آن رویداد استفاده می‌شود. از این تکنیک برای ارزیابی ارتباط بین فوران‌های آتشفشانی و تغییرات دما بسیار استفاده شده است؛ به عنوان مثال به کار راتو و همکاران (۲۰۱۷) اشاره نمود که از تکنیک SEA برای ارزیابی تاثیر فوران‌های آتشفشانی بر روی شاخص‌های آب و هوایی سالانه، با تاخیر زمانی چند ساله، استفاده کردند. همچنین مطالعات دیگری تاثیر فوران‌های آتشفشانی را بر روی دما با استفاده از این تکنیک بررسی کرده اند که می توان به این موارد اشاره کرد (پیکاس و گرب، ۲۰۲۰، واهل و همکاران، ۲۰۱۴، جی ای او، ۲۰۱۷).

یافته‌های تحقیق

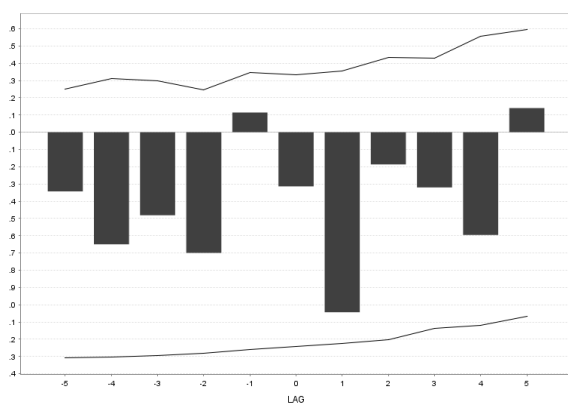
تأثیرپذیری دما از فوران‌های آتشفشانی با

تاخیرهای زمانی مختلف: در ابتدا خروجی‌های مدل SEA ارائه شده که با استفاده از آن تغییرات سالانه و فصلی دما بعد از فوران‌های آتشفشانی با تاخیر صفر تا پنج ساله پس از وقوع آتشفشان‌ها، بررسی شده است. شکل ۲ شامل ۹ نمودار است که از تاخیر زمانی ۵- تا ۵+ را شامل می‌شود و در هر شکل میزان کاهش دمای استخراج شده بر اساس مدل SEA به صورت میله ای آورده شده است. در این شکل‌ها خط افقی نشان دهنده ی سطح اطمینان ۹۵٪ است و اگر هر میله که مربوط به یک تاخیر زمانی است، آن را قطع کند نشان‌دهنده معنادار بودن اثر فوران آتشفشانی بر کاهش یا افزایش دما بعد از وقوع آن است. برای هر ۱۷ ایستگاه مورد مطالعه این ۹ نمودار تولید و بررسی شده و به دلیل حجم بالای آنها به صورت موردی فقط نمودارهای ایستگاه کرمانشاه آورده شده است و نتایج مدل SEA برای بقیه ایستگاه‌ها در چند جدول خلاصه سازی شده است.

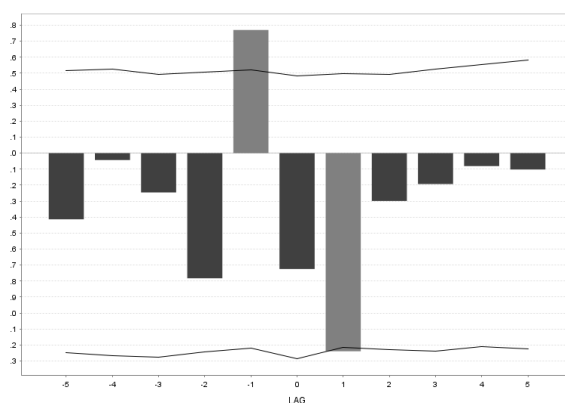
اما در ابتدا می‌توان به نتایج مربوط به ایستگاه کرمانشاه اشاره نمود. بطوری که یافته‌ها نشان می‌دهند، در تمامی ۵ سال بعد از وقوع آتشفشان‌ها، میانگین حداکثر دمای سالانه کرمانشاه کاهش یافته است که فقط در سال اول بعد از وقوع معنادار بوده و

به مقدار ۱,۲۴- درجه سلسیوس کاهش یافته است. در میانگین حداقل دمای سالانه کرمانشاه به جز سال پنجم بعد از وقوع آتشفشان اثر کاهشی مشاهده شده است که در هیچ کدام مقدار کاهش معنادار نیست اما باز هم بیشترین اثر کاهشی مربوط به سال اول بعد از وقوع آتشفشان است. همین حالت را برای میانگین دمای سالانه کرمانشاه نیز می‌توان مشاهده کرد با این تفاوت که میزان کاهش دما برای سال اول بعد از فوران معنادار و میزان کاهش دما ۱,۵ درجه سلسیوس بوده است (شکل ۲ الف، ب، پ).

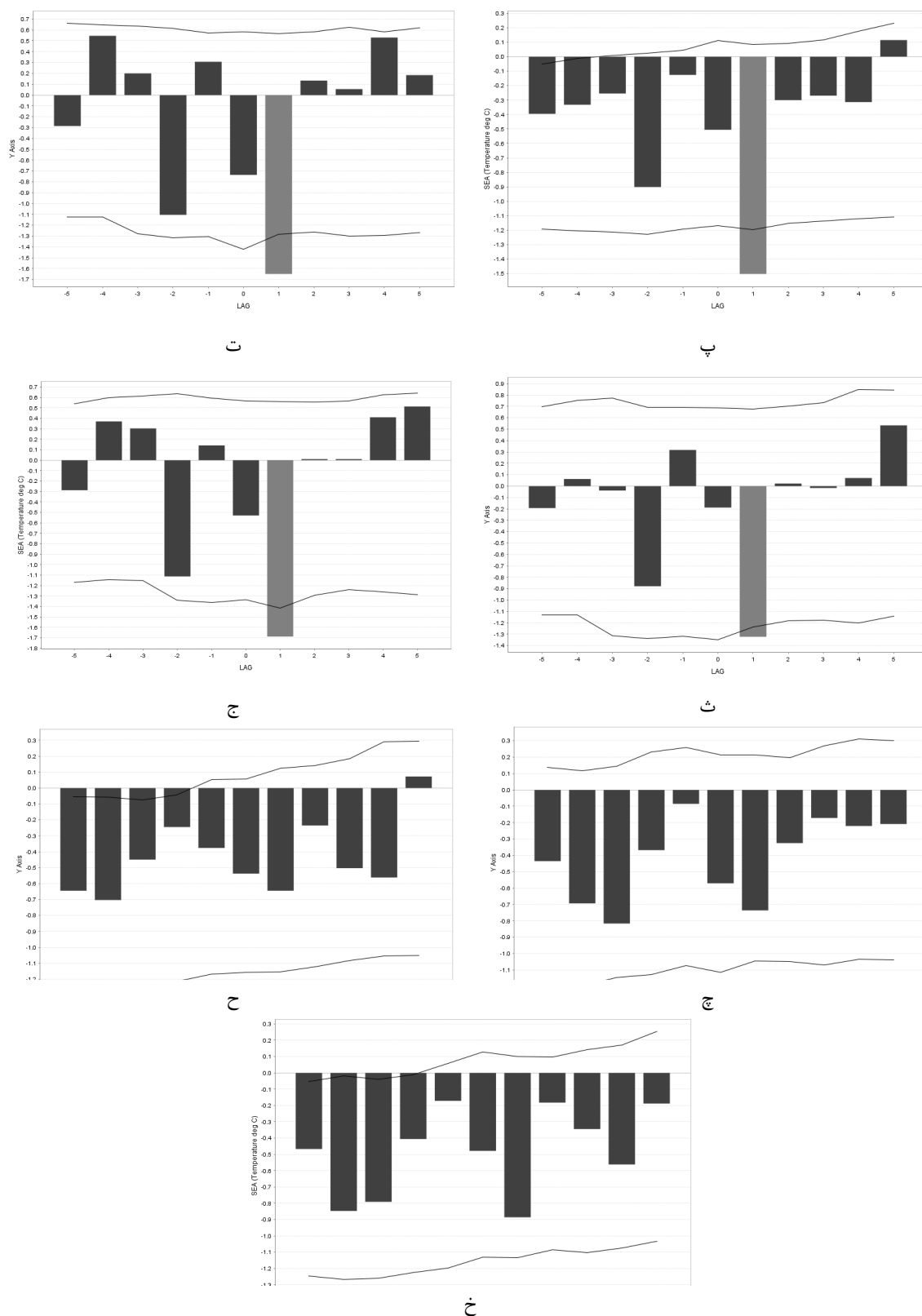
در مورد فصل زمستان قضیه متفاوت است و فقط در سال صفر (سال وقوع آتشفشان) و سال اول بعد از وقوع آتشفشان اثر کاهشی مشاهده شده است که در مورد هر سه متغیر میانگین حداکثر و میانگین حداقل و میانگین دمای زمستان، میزان کاهش دمای سال اول بعد از فوران معنادار بوده است (شکل ۲ ت، ث، ج). در مورد دمای تابستان هیچ مورد معناداری وجود ندارد ولی به جر سال پنجم میانگین دمای حداقل همه تاخیرهای زمانی برای هر سه متغیر مورد بررسی اثر کاهشی مشاهده شده است (شکل ۲ چ، ح، خ). در واقع می‌توان گفت که اثر کاهشی دما بعد از وقوع آتشفشان‌های عمده در فصل تابستان بیشتر از زمستان مشاهده شده است اما شدت آن کمتر از زمستان بوده است.



ب



الف



شکل ۲- واکاوی اثر گذاری فعالیت‌های آتشفشانی با تاخیرهای زمانی صفر تا پنج سال بر روی تغییرات دمای (الف، ب، پ: میانگین حداکثر و میانگین حداقل و متوسط دمای سالانه، ت، ث، ج: میانگین حداکثر و میانگین حداقل و متوسط دمای زمستانه، چ، ح، خ: میانگین حداکثر، میانگین حداقل و متوسط دمای تابستان) ایستگاه کرمانشاه

سال دوم پس از وقوع آن می‌توان آثار آن را مشاهده کرد. بیشترین اثر کاهشی دما در سال اول بعد از فوران مشاهده شده است به گونه‌ای که ۸ ایستگاه کاهش معنادار دما داشته‌اند و در تاخیر زمانی یک ساله فوران آتشفشانی به طور میانگین باعث کاهش ۱- درجه سلسیوسی دما در سطح ایستگاه‌های مورد مطالعه شده است؛ بعد از آن میانگین کاهش دما در سال وقوع آتشفشان‌ها ۰٫۶۷- درجه سلسیوس در رتبه دوم و در تاخیر زمانی دو ساله میانگین کاهش دما ۰٫۴۷- درجه سلسیوس در رتبه سوم قرار دارد (جدول ۳).

بررسی میانگین دمای سالانه نشان داد که بعد از فوران‌های آتشفشانی عمده، می‌توان اثرات کاهشی دما را با تاخیر زمانی صفر، یک و دو ساله مشاهده کرد؛ به گونه‌ای که از ۱۶ ایستگاه مورد مطالعه به جز اهواز در تاخیر زمانی یک و دو ساله و همچنین خرم آباد در تاخیر زمانی دو ساله، در بقیه ایستگاه‌ها اثر کاهشی دما مشاهده شده است. از سال سوم به بعد در برخی ایستگاه‌ها کاهش و در برخی افزایش دما (حتی معنادار) دیده می‌شود که نشان دهنده‌ی عدم تاثیر فوران‌های آتشفشانی بعد از تاخیر زمانی سه ساله است. در واقع می‌توان گفت اثر فوران‌های آتشفشانی بر روی دما کاهشی بوده و در سال وقوع، سال اول و

جدول ۳- خروجی مدل SEA برای دمای میانگین سالانه با تاخیر صفر تا پنج ساله

ردیف‌های هایلایت شده در سطح ۹۵٪ معنادار هستند، به جهت معناداری توجه کنید

ایستگاه/تأخیر زمانی	۰	۱	۲	۳	۴	۵
اصفهان	-۰٫۶۰۲	-۱٫۱۵۶	-۰٫۳۱۲	۰٫۹۳	-۰٫۴۱۳	-۰٫۳۳۳
اهواز	-۰٫۵۱	۰٫۰۸۷	۰٫۲۵	-۰٫۱۹۲	۰٫۲۱۵	۰٫۱۳۵
بابلسر	-۰٫۹۶۱	-۰٫۸۷۶	-۰٫۹۴۸	-۰٫۳۹۶	-۰٫۲۱۳	-۰٫۰۴۹
بندر انزلی	-۰٫۷۵۵	-۰٫۶۲۲	-۱٫۰۲	-۰٫۵۲۸	-۰٫۱۷۵	۰٫۰۶۲
بندر عباس	-۰٫۴۶۵	-۰٫۷۸۵	-۰٫۳۶۷	۰٫۲۲	۰٫۰۰۵	-۰٫۱۴۹
بوشهر	-۰٫۹۶۳	-۱٫۳۵۸	-۰٫۵۴۵	-۰٫۲۰۷	-۰٫۳۷۱	۰٫۴۲۲
تبریز	-۰٫۹۱۲	-۱٫۱۵۶	-۰٫۶۸۳	۰٫۰۲۴	-۰٫۱۳۶	۰٫۳۷۵
خرم آباد	-۰٫۴۸۱	-۰٫۸۰۱	۰٫۰۶۳	۰٫۳۶۷	۰٫۱۶۵	۰٫۳۹۴
زاهدان	-۰٫۸۱۶	-۱٫۳۰۲	-۰٫۶۹۴	۰٫۱۸۶	-۰٫۱۲	-۰٫۵۳۴
سبزوار	-۰٫۴۸۷	-۱٫۰۳۲	-۰٫۶۵	۰٫۲۹۲	-۰٫۲۴۶	-۰٫۱۵۹
شیراز	-۰٫۶۸۴	-۱٫۴۳۴	-۰٫۵۲۶	۰٫۲۹۷	-۰٫۲۳	-۰٫۲۷
کرمانشاه	-۰٫۵۰۵	-۱٫۵۰۳	-۰٫۳	-۰٫۲۷	-۰٫۳۱۴	۰٫۱۱۵
گرگان	-۰٫۳۲۵	-۰٫۲۷۹	-۰٫۲۶	۰٫۰۲۵	۰٫۲۹۷	۰٫۱۸۷
مشهد	-۰٫۰۹	-۰٫۹۹۲	-۰٫۶۲۴	-۰٫۱۶۸	-۰٫۴۱۹	-۰٫۰۶۶
همدان	-۰٫۶۴۲	-۱٫۷۵۶	-۰٫۱۵۶	۰٫۵۵۶	۰٫۰۸۳	۰٫۱۷۲
یزد	-۰٫۷۸۱	-۱٫۱۰۷	-۰٫۷۴۶	-۰٫۰۴۸	-۰٫۷۱۵	-۰٫۶۲۳
میانگین	-۰٫۶۷	-۱	-۰٫۴۷	۰٫۰۷	-۰٫۱۶	-۰٫۰۲

بررسی دمای میانگین حداکثر سالانه نیز نتایج مشابه با دمای میانگین سالانه را دارد. بدین صورت که اثرات کاهشی فقط در سال اول وقوع و تاخیر زمانی یک و دو ساله مشاهده شد و از آن به بعد اثرات کاهشی و افزایشی توأمان مشاهده می‌شود. در این

در ادامه نتایج خروجی مدل SEA برای دمای میانگین حداکثر سالانه و دمای میانگین حداقل سالانه گزارش می‌شود ولی با توجه به اینکه ۹ متغیر مورد بررسی قرار گرفته و قرار دادن تمامی جدول مقدور نیست از ارائه جدول‌های مربوطه خودداری شده است.

کاهش دما در متغیر حداقل دما را کمتر از دو متغیر دیگر دانست و دوم اینکه تقریباً در تمامی پنج سال پس از وقوع آتشفشان در اکثر ایستگاه‌ها می‌توان اثر کاهشی را مشاهده کرد در حالی که در دو متغیر دیگر پس از سال دوم وقوع آتشفشان اثر کاهشی بسیار کم رنگ می‌شود. اگر به ارقام میانگین دمای میانگین حداقل سالانه توجه کنید در تاخیر زمانی صفر تا دو ساله مقدار کاهشی دما کمتر از دمای میانگین حداکثر سالانه است اما از تاخیر زمانی سه ساله به بعد بیشتر شده است. می‌توان اینگونه نتیجه گرفت که در دمای میانگین حداقل سالانه شدت کاهش دما در اثر فوران‌های آتشفشانی کمتر بوده اما مدت زمان تاثیر پذیری آن بیشتر بوده است (جدول ۴).

متغیر نیز ۸ ایستگاه در تاخیر زمانی یک ساله معناداری در سطح ۹۵٪ را نشان می‌دهند و بیشترین اثر کاهشی با مقدار ۰,۹۹- مربوط به سال اول بعد از وقوع فوران‌های آتشفشانی است. تفاوت این متغیر با دمای میانگین در این است که در سال وقوع آتشفشان دو ایستگاه اهواز و بندرعباس در سطح ۹۰٪ و ۹۵٪ معنادار شده‌اند (جدول ۴).

بررسی دمای میانگین حداقل سالانه دو تفاوت عمده با متغیر میانگین حداکثر سالانه و میانگین سالانه نشان می‌دهد که شامل: اول اینکه شدت کاهش دما کمتر از دو متغیر دیگر بوده است و فقط در تاخیر زمانی یک ساله و در ایستگاه اصفهان مقدار کاهش دما معنادار بوده است. در واقع می‌توان اثر

جدول ۴- خروجی مدل SEA برای دمای میانگین حداکثر سالانه و دمای میانگین حداقل سالانه با تاخیر صفر تا پنج ساله

تاخیر زمانی	۰	۱	۲	۳	۴	۵
میانگین حداکثر سالانه	-۰,۷۳	-۰,۹۹	-۰,۴۳	۰,۱	-۰,۱۵	۰,۰۷
میانگین حداقل سالانه	-۰,۴۴	-۰,۸۶	-۰,۳۵	-۰,۰۱	-۰,۲۶	-۰,۰۳

حداکثر زمستانه کاهش معنادار دما داشته‌اند که نشان می‌دهد دمای میانگین حداکثر زمستانه از نظر شدت، اثر بیشتری از فوران‌های آتشفشانی نسبت به دمای میانگین زمستانه پذیرفته است به گونه‌ای که بیشترین مقدار اثر کاهشی در همین تاخیر زمانی و در دمای میانگین حداکثر زمستانه با مقدار ۱,۰۷- ثبت شده است. مشابه متغیر دمای میانگین زمستانه در این متغیر نیز فقط تاخیر زمانی صفر تا دو سال اثر کاهشی از فوران‌های آتشفشانی پذیرفته‌اند و تاخیر زمانی سه تا پنج ساله مقادیر مثبت را ثبت کرده‌اند (جدول ۴).

در دمای میانگین حداقل زمستانه فقط چهار ایستگاه در سطح ۹۵٪ و در تاخیر زمانی یک ساله معنادار شده‌اند که نشان دهنده‌ی اثر پذیری کمتر این متغیر از فوران‌های آتشفشانی در مقایسه با دمای میانگین حداکثر زمستانه است. مقایسه این متغیر را با دمای میانگین حداقل سالانه نشان داد که در دمای میانگین حداقل سالانه شدت اثر پذیری کمتر ولی فراوانی بیشتر است و در تمامی پنج تاخیر زمانی مقادیر منفی ثبت شده است اما در دمای میانگین

بررسی میانگین دمای زمستان تا حدودی نتایج مشابهی با دمای میانگین سالانه نشان داد. در میانگین دمای زمستان نیز اثر کاهشی دما فقط در تاخیر زمانی صفر تا دو سال مشاهده شد ولی در تاخیرهای زمانی سه تا پنج سال بعد از فوران آتشفشان‌ها، اکثر ایستگاه‌ها مقادیر مثبت دارند که یعنی میزان اثر کاهشی دما در این تاخیرهای زمانی کمتر از میانگین دمای سالانه است. در این متغیر ایستگاه اهواز در تاخیر زمانی صفر معنادار شده و در تاخیر زمانی یک ساله نیز ۷ ایستگاه مقدار کاهش دمای معنادار داشته‌اند. مقایسه میانگین کاهش دما بین حالت زمستانه با سالانه نشان می‌دهد که در زمستان در تاخیر زمانی یک ساله، میزان کاهش دما شدت بیشتری داشته است به گونه‌ای که میانگین آن ۱,۰۳- در برابر ۱- در میانگین دمای سالانه است ولی در بقیه تاخیرهای زمانی میزان کاهش دما در حالت سالانه بیش از زمستان است (جدول ۵).

در تاخیر زمانی یک ساله شش ایستگاه در سطح ۹۵٪ و چهار ایستگاه در سطح ۹۰٪ در دمای میانگین

صفر تا دو ساله مقدار منفی محاسبه شده است (جدول ۶). می‌توان گفت که اثر پذیری دمای حداکثر از فوران‌های آتشفشانی بیشتر از دمای حداقل است.

حداقل زمستانه هم شدت (به استثناء تاخیر زمانی یک ساله) و هم فراوانی کمتر شده است به گونه‌ای که در حالت سالانه تمامی تاخیرهای زمانی مقادیر منفی را ثبت کرده ولی در حالت زمستانه فقط تاخیر زمانی

جدول ۵- خروجی مدل SEA برای دمای میانگین زمستانه با تاخیر صفر تا پنج ساله

ردیف‌های هایلایت شده در سطح ۹۵٪ معنادار هستند، به جهت معناداری توجه کنید

ایستگاه/تأخیر زمانی	۰	۱	۲	۳	۴	۵
اصفهان	-۰٫۶۴	-۱٫۲۶۶	-۰٫۱۶۶	۰٫۱۶۷	۰٫۳۲۹	۰٫۲۶۸
اهواز	-۱٫۰۴۵	۰٫۰۶۹	۰٫۳۸۲	۰٫۱۹۶	۰٫۷۹	۰٫۱۴۳
بابلسر	-۰٫۶۷۱	-۰٫۹۹۳	-۰٫۶۰۱	-۰٫۳۵۶	۰٫۲۴۷	۰٫۵۱۶
بندر انزلی	-۰٫۳۲۶	-۰٫۵۹۲	-۰٫۴۳۵	-۰٫۴۵۹	۰٫۲۴۲	۰٫۶۶۴
بندر عباس	-۰٫۲۴۲	-۱٫۱۵۷	-۰٫۲۷۳	۰٫۳۹۵	۰٫۱۷۸	-۰٫۲۷۳
بوشهر	-۰٫۶۴۷	-۱٫۵۴۱	-۰٫۴۳	-۰٫۱۶۸	-۰٫۱۰۵	۰٫۶۷۱
تبریز	-۰٫۵۰۱	-۱٫۲۰۴	-۰٫۲۶۹	۰٫۱۰۱	۰٫۴۴۴	۰٫۸۲۷
خرم‌آباد	-۰٫۵۴۶	-۱٫۱۸۳	۰٫۲۴	۰٫۴۲۵	۰٫۵۱۹	۰٫۶۱۵
زاهدان	-۰٫۴۹۹	-۰٫۸۶۲	-۰٫۳۷۸	۰٫۰۴۷	-۰٫۱۱۷	-۰٫۰۵۹
سبزوار	-۰٫۴۹	-۰٫۹۲۸	-۰٫۲۹۷	۰٫۰۲۲	-۰٫۱۶۶	۰٫۳۴۸
شیراز	-۰٫۷۱۲	-۱٫۵۵۸	-۰٫۱۷۸	۰٫۰۱	۰٫۰۷۵	۰٫۱۸۱
کرمانشاه	-۰٫۵۲۹	-۱٫۶۸۸	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۴۱۱	۰٫۵۱۴
گرگان	-۰٫۰۵۴	-۰٫۲۸	۰٫۰۳۱	۰٫۰۷۱	۰٫۶۳۵	۰٫۵۶۹
مشهد	-۰٫۶۳۶	-۰٫۷۸۵	-۰٫۳۳۶	-۰٫۲۲۵	۰٫۰۲	۰٫۳۷۱
همدان	-۰٫۵۴۱	-۱٫۳۱۷	۰٫۱۳۶	۰٫۳۴۴	۰٫۶۹۱	۰٫۴۶۶
یزد	-۰٫۸۲۳	-۱٫۱۶۵	-۰٫۶۰۲	-۰٫۲۱۳	-۰٫۰۵۶	۰٫۰۶۴
میانگین	-۰٫۵۶	-۱٫۰۳	-۰٫۲۰	۰٫۰۲	۰٫۲۸	۰٫۳۷

جدول ۶- خروجی مدل SEA برای دمای میانگین حداکثر زمستانه و دمای میانگین حداقل زمستانه با تاخیر صفر تا پنج ساله

تأخیر زمانی	۰	۱	۲	۳	۴	۵
میانگین حداکثر زمستانه	-۰٫۶۰	-۱٫۰۷	-۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۳۷	۰٫۴۰
میانگین حداقل زمستانه	-۰٫۳۴	-۰٫۹۴	-۰٫۱۵	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۲۸

فوران‌های آتشفشانی در زمستان بیشتر از تابستان تاثیر گذار بوده است. تفاوت دوم حالت تابستانه در مقایسه با زمستانه در این است که بیشترین تاثیر کاهش دما در تاخیر زمانی صفر و سپس یک ساله بوده است در حالی که در هر دو حالت زمستانه و سالانه تاخیر زمانی یکساله بیشترین اثر پذیری را نشان می‌دهد. تفاوت سوم را در فراوانی‌ها باید جست و جو کرد به گونه‌ای که در حالت زمستانه از تاخیر

بررسی مقادیر دمای میانگین تابستانه تفاوت اساسی با حالت زمستانه و حتی سالانه نشان می‌دهد. در شرایط تابستانه فقط ایستگاه یزد در تاخیر زمانی پنج ساله مقدار معنادار کاهش را ثبت کرده است و ایستگاه اهواز در تاخیر زمانی صفر و یک ساله مقدار مثبت دارد که نشان می‌دهد در حالت تابستانه شدت اثر گذاری فوران‌های آتشفشانی نسبت به حالت زمستانه به شدت کاهش یافته است. در واقع

در واقع می توان گفت با وجود شدت اثر پذیری کمتر در تابستان ولی فراوانی بیشتر است (جدول ۷).

زمانی سه ساله تا پنج ساله مقادیر میانگین دما مثبت شده اند اما در حالت تابستانه در تمامی تاخیرهای زمانی مقادیر میانگین دما منفی محاسبه شده است.

جدول ۷- خروجی مدل SEA برای دمای میانگین تابستانه با تاخیر صفر تا پنج ساله

ردیف‌های هایلایت شده در سطح ۹۵٪ معنادار هستند، به جهت معناداری توجه کنید

ایستگاه/تأخیر زمانی	۰	۱	۲	۳	۴	۵
اصفهان	-۰,۲۶۲	-۰,۲۰۷	-۰,۰۹۷	۰,۶۸۳	-۰,۳۷۱	-۰,۶۰۹
اهواز	۰,۰۲	۰,۰۹۳	-۰,۱۰۲	-۰,۳۰۷	۰,۱۴۷	۰,۰۹۸
بابلسر	-۰,۸۶۹	-۰,۴۰۸	-۰,۶۶۵	-۰,۵۲۲	-۰,۶۱۲	-۰,۳۷۸
بندر انزلی	-۰,۶۵۵	-۰,۴۲۱	-۰,۷۰۳	-۰,۳۴۹	-۰,۶۴۷	-۰,۴۶۲
بندر عباس	-۰,۶۲۹	-۰,۳۴۹	-۰,۳۵۹	-۰,۲۴۹	-۰,۰۰۶	۰,۴۶۹
بوشهر	-۰,۸۳۵	-۰,۶۰۵	-۰,۷۱۶	-۰,۶۰۵	-۰,۵۰۳	۰,۳۵۶
تبریز	-۰,۷۲۴	-۰,۵۴۵	-۰,۴۱۴	-۰,۲۱۹	-۰,۶۳۱	۰,۰۰۹
خرم آباد	-۰,۴۵۱	-۰,۶۷۳	-۰,۰۱۶	-۰,۱۵۱	۰,۰۸۱	۰,۳۳۲
زاهدان	-۰,۸۷۶	-۰,۵۸۸	-۰,۵۵۲	۰,۳۰۵	۰,۲۹۸	-۰,۶۳۱
سبزوار	-۰,۲۱	-۰,۲۶۲	-۰,۳۹۳	۰,۵۱۵	-۰,۱۳۸	-۰,۲۶۹
شیراز	-۰,۳۵۷	-۰,۵۸۴	-۰,۷۰۲	۰,۶۱۱	-۰,۲۱۸	-۰,۶۸۷
کرمانشاه	-۰,۴۷۸	-۰,۸۸۶	-۰,۱۸۳	-۰,۳۴۴	-۰,۵۶۲	-۰,۱۸۸
گرگان	-۰,۴۸۱	-۰,۵۰۲	-۰,۲۸۸	-۰,۱۶۶	-۰,۲۹۵	-۰,۳۰۹
مشهد	-۰,۸۶۵	-۰,۵۲۶	-۰,۳۶۵	-۰,۰۶۴	-۰,۴۸۹	-۰,۳۳۸
همدان	-۰,۳۷۶	-۰,۶۴۵	-۰,۳۴۶	۰,۳۱۸	-۰,۴۸۱	-۰,۴۳۶
یزد	-۰,۳۲۴	-۰,۱۸۶	-۰,۵۸۳	۰,۱۸۳	-۰,۶۸۷	-۰,۹۶۸
میانگین	-۰,۵۲	-۰,۴۶	-۰,۴۱	-۰,۰۲	-۰,۳۲	-۰,۲۵

تابستانه دوباره فقط ایستگاه یزد در تاخیر زمانی پنج ساله مقدار معنادار کاهشی داشته است و در حالت حداقل تابستانه، فقط ایستگاه اصفهان در تاخیر زمانی چهار ساله معنادار بوده است که تایید کننده شدت اثر پذیری کم این فصل از فوران‌های آتشفشانی است (جدول ۸).

در مورد دمای میانگین حداقل و حداکثر تابستانه هم تفاوت اساسی بین با حالت زمستانه و سالانه وجود دارد. در حالت زمستانه و سالانه دمای حداکثر اثر کاهشی شدیدتری را نسبت به دمای حداقل پذیرفته بود اما در حالت تابستانه این قضیه برعکس شده و در تابستان، دمای حداقل اثر کاهشی بیشتری را از فوران‌های آتشفشانی پذیرفته است. در دمای حداکثر

جدول ۸- خروجی مدل SEA برای دمای میانگین حداکثر زمستانه و دمای میانگین حداقل زمستانه با تاخیر صفر تا پنج ساله

تأخیر زمانی	۰	۱	۲	۳	۴	۵
میانگین حداکثر تابستانه	-۰,۴۱	-۰,۲۹	-۰,۲۸	۰,۱۰	-۰,۳۶	-۰,۳۰
میانگین حداقل تابستانه	-۰,۵۰	-۰,۴۰	-۰,۳۸	-۰,۰۸	-۰,۳۳	-۰,۲۳

آتشفشانی از مدل رگرسیون خطی چند گانه استفاده گردیده است. در این بخش ۵۴ مرتبه مدل رگرسیون خطی چند گانه بین متغیرهای مستقل و خروجی مدل SEA برای حالت‌های مختلف زیر اجرا شد:
- برای تاخیرهای زمانی صفر تا ۵ سال (شش تکرار)

ارزیابی اثر فاکتورهای جغرافیای طبیعی در تاثیر پذیری دمای ایستگاهها از فوران‌های آتشفشانی: به منظور واکاوی اثر فاکتورهای جغرافیای طبیعی (ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی) بر شدت کاهش دمای ایستگاه‌ها پس از وقوع فعالیت‌های

کمتر باشند بهتر است و باید کمتر از ۰,۰۵ باشند. حال آنکه کوچک بودن ضریب F از ۰,۰۵، معنادار بودن مدل را نشان می‌دهد و کمتر بودن ضریب P از ۰,۰۵، همبستگی معنادار بین متغیر وابسته و مستقل را تأیید می‌کند. همانطور که در جدول ۹ مشاهده می‌شود در بین متغیرهای مستقل تنها ارتفاع دارای ارزش P کمتر از ۰,۰۵ است. بنابراین می‌توان گفت در بین متغیرهای مستقل در حالت دمای متوسط سالانه با تاخیر یک ساله، تنها ارتفاع دارای اثرگذاری معناداری بر روی کاهش دما در ارتباط با فوران‌های آتشفشانی است و به ازاء هر یک متر افزایش ارتفاع به میزان ۰,۰۰۰۵ مقدار SEA کاهش یافته است؛ یا می‌توان گفت با افزایش هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع ۰,۵ درجه سلسیوس کاهش دما در ارتباط با فوران‌های آتشفشانی وجود دارد. به گونه دیگر می‌توان گفت که مناطق مرتفع نسبت به مناطق پست واکنش بیشتری به فوران‌های آتشفشانی نشان داده و کاهش دمای بیشتری را تجربه کرده‌اند.

- برای دمای متوسط، میانگین حداقل و میانگین حداکثر (سه تکرار)

- برای حالت‌های سالانه، زمستانه و تابستانه (سه تکرار)

که از بین ۵۴ حالت اجرا شده مدل رگرسیون خطی فقط شش حالت مدل معنادار بود که در حالت سالانه فقط در دمای میانگین و دمای میانگین حداکثر در تاخیر زمانی یک ساله معنادار شد. از طرف دیگر در حالت تابستانه هیچ کدام از مدل‌ها معنادار نشد و در حالت زمستانه دمای میانگین حداکثر با تاخیر زمانی صفر و یک ساله و دمای میانگین حداقل با تاخیر زمانی صفر و یک ساله معنادار شدند.

در مدل رگرسیون متوسط دمای سالانه با تاخیر یک ساله، مقدار ضریب تعیین ۰,۵۴ به دست آمده است که این ارزش گویای این بوده که فقط ۵۴ درصد داده‌ها در مدل رگرسیون برازش داده شده است. با توجه به اینکه مقدار F در این مدل ۰,۰۳ به دست آمده است؛ بنابراین می‌توان به نتایج مدل اعتماد کرد. ضریب F و ضریب P بر خلاف ضریب تعیین هر چقدر

جدول ۹- گزارش آماره‌های مدل رگرسیون متوسط دمای سالانه با تاخیر زمانی یک سال پس از رخداد آتشفشان‌ها

Regression Statistics					
Multiple R					0.74
R Square					0.54
Adjusted R Square					0.42
Standard Error					0.37
	df	SS	MS	F	Significance F
Regression	3	1.75	0.58	4.34	0.030
Residual	11	1.48	0.13		
Total	14	3.22			
	Coefficients	Standard Error	t Stat	P-value	
Intercept	-1.45	1.69	-0.85	0.41	
عرض جغرافیایی	0.02	0.029	0.80	0.44	
طول جغرافیایی	0.002	0.022	0.11	0.92	
ارتفاع	-0.0005	0.0001	-3.57	0.004	

و مقدار ضریب تعیین گویای این است که ۷۰ درصد داده‌ها در مدل رگرسیون برازش داده شده‌اند. دلیل افزایش این ضریب نسبت به متوسط دمای سالانه نیز در معنادار شدن دو متغیر مستقل عرض جغرافیایی و

با هدف کاستن از حجم خروجی‌های مدل رگرسیون، تمامی شش حالت معنادار در یک جدول خلاصه سازی شد (جدول ۱۰). مدل رگرسیون دمای میانگین حداکثر سالانه با تاخیر یک ساله معنادار شده

همانطور که از مدل رگرسیونی استخراج شده مشخص است به ازاء هر یک متر افزایش ارتفاع به میزان $0,0003$ مقدار SEA کاهش یافته، به ازاء هر یک درجه افزایش عرض جغرافیایی شاخص SEA به اندازه $0,086$ افزایش یافته و به ازاء هر یک درجه افزایش طول جغرافیایی شاخص SEA به اندازه $0,046$ افزایش یافته است (جدول ۱۰). در واقع می توان گفت که برای دمای میانگین حداکثر زمستانه رابطه معکوس بین ارتفاع و خروجی SEA وجود دارد و مناطق مرتفع تاثیر کاهشی بیشتری را در ارتباط با فوران‌های آتشفشانی می پذیرند؛ اما در ارتباط با عرض جغرافیایی و طول جغرافیایی این ارتباط مستقیم است. یعنی مناطق با عرض جغرافیایی پایین تر و غربی تر در ایران تاثیر کاهشی بیشتری را در ارتباط با فوران‌های آتشفشانی می پذیرند.

در مدل رگرسیون دمای میانگین حداکثر زمستانه با تاخیر زمانی صفر، 77 درصد داده‌ها در مدل رگرسیون برازش داده شده اند. در این حالت متغیر مستقل ارتفاع و عرض جغرافیایی دارای اثرگذاری معنادار بر روی کاهش دما هستند و به ازاء هر یک متر افزایش ارتفاع به میزان $0,00015$ مقدار SEA کاهش یافته، همچنین به ازاء هر یک درجه افزایش عرض جغرافیایی شاخص SEA به اندازه $0,041$ واحد افزایش یافته است (جدول ۱۰). در واقع می توان گفت که برای دمای میانگین حداکثر زمستانه با تاخیر صفر نیز رابطه معکوس بین ارتفاع و خروجی SEA و رابطه مستقیم با عرض جغرافیایی وجود دارد.

در مدل رگرسیون دمای میانگین حداقل زمستانه با تاخیر زمانی یک ساله ضریب تعیین ضعیف شده و فقط 54 درصد داده‌ها در مدل رگرسیون برازش داده شده اند. دلیل ضعیف شدن ضریب تعیین در این است که فقط متغیر طول جغرافیایی معنادار شده و دو متغیر دیگر در این حالت معنادار نشدند. با توجه به اینکه مقدار F در این مدل $0,03$ به دست آمده است تا حدودی می توان به نتایج مدل اعتماد کرد. در این حالت فقط طول جغرافیایی دارای اثرگذاری معنادار بر روی کاهش دما در رابطه با فوران‌های آتشفشانی است.

ارتفاع است در حالی که در مدل متوسط دمای سالانه فقط ارتفاع معنادار شده بود. همانطور که در جدول ۱۰ مشاهده می شود در بین متغیرهای مستقل ارتفاع و عرض جغرافیایی دارای ارزش P کمتر از $0,05$ است. بنابراین می توان گفت در بین متغیرهای مستقل در حالت دمای میانگین حداکثر سالانه با تاخیر یک ساله، ارتفاع و عرض جغرافیایی دارای اثرگذاری معناداری بر روی کاهش دما در ارتباط با فوران‌های آتشفشانی هستند. به ازاء هر یک متر افزایش ارتفاع به میزان $0,0004$ مقدار SEA کاهش یافته است و به ازاء هر یک درجه افزایش عرض جغرافیایی شاخص SEA به اندازه $0,055$ افزایش یافته است. در واقع می توان گفت که برای متوسط حداکثر دمای سالانه رابطه معکوس بین ارتفاع و خروجی SEA وجود دارد و مناطق مرتفع تاثیر کاهشی بیشتری را در ارتباط با فوران‌های آتشفشانی می پذیرند؛ اما در خصوص عرض جغرافیایی این ارتباط مستقیم است. یعنی مناطق با عرض جغرافیایی پایین تر در ایران تاثیر کاهشی بیشتری را در ارتباط با فوران‌های آتشفشانی می پذیرند.

اجرای مدل رگرسیون برای تابستان نشان داد که فوران‌های آتشفشانی در فصل گرم تاثیر معناداری بر دما در ایران نداشته اند. به گونه‌ای که اجرای مدل رگرسیون تابستان برای هیچ کدام از تاخیرهای زمانی صفر تا ۵ سال و در حالت میانگین، میانگین حداکثر و میانگین حداقل معنادار نبود.

در مدل رگرسیون دمای میانگین حداکثر زمستانه با تاخیر زمانی یک ساله، 79 درصد تغییرات متغیر وابسته توسط متغیرهای مستقل تعریف می شوند. دلیل افزایش ضریب تعیین نسبت به دو حالت قبل در معنادار شدن هر سه متغیر مستقل عرض جغرافیایی، طول جغرافیایی و ارتفاع است. مقدار F در این مدل $0,0045$ به دست آمده است که معناداری مدل را تایید می کند. در حالت دمای متوسط حداکثر زمستانه با تاخیر یک ساله، ارتفاع، طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی دارای اثرگذاری معناداری بر روی کاهش دما در ارتباط با فوران‌های آتشفشانی هستند.

زمستانه با تاخیر زمانی صفر، عرض جغرافیایی دارای اثرگذاری معناداری بر روی کاهش دما در ارتباط با فوران‌های آتشفشانی است و به ازاء هر یک درجه افزایش عرض جغرافیایی شاخص SEA به اندازه 0.039 واحد می‌توان گفت که برای دمای متوسط حداقل زمستانه با تاخیر زمانی صفر رابطه معکوس معنادار با عرض جغرافیایی وجود دارد؛ یعنی مناطق با عرض جغرافیایی بالاتر در ایران تاثیر کاهشی بیشتری از فوران‌های آتشفشانی پذیرفته‌اند. هر چند این حالت فقط در مورد دمای میانگین حداقل زمستانه دیده شد و در سایر مدل این رابطه مستقیم بود.

و به ازاء هر یک درجه افزایش طول جغرافیایی شاخص SEA به اندازه 0.062 واحد افزایش یافته است (جدول ۱۰). در واقع می‌توان گفت که برای دمای میانگین حداقل زمستانه با تاخیر یک ساله، رابطه مستقیم با طول جغرافیایی وجود دارد؛ یعنی مناطق غربی در ایران تاثیر کاهشی بیشتری از فوران‌های آتشفشانی پذیرفته‌اند.

در مدل رگرسیون دمای میانگین حداقل زمستانه با تاخیر زمانی صفر نیز 55 درصد داده‌ها در مدل رگرسیون برازش داده شده‌اند. همانطور که در جدول ۱۰ مشاهده می‌شود متغیر مستقل عرض جغرافیایی دارای ارزش $P = 0.009$ است. بنابراین می‌توان گفت در بین متغیرهای مستقل در حالت دمای میانگین حداقل

جدول ۱۰: خروجی مدل رگرسیون خطی چند گانه

Coefficients	P-value	ضریب P	ضریب F	ضریب تعیین	متغیر
0.231	0.440	ضریب P عرض جغرافیایی			دمای میانگین سالانه با تاخیر زمانی یک ساله
0.024	0.917	ضریب P طول جغرافیایی	0.03	0.54	
-0.005	0.004	ضریب P ارتفاع			
0.553	0.011	ضریب P عرض جغرافیایی			دمای میانگین حداکثر سالانه با تاخیر زمانی یک ساله
0.091	0.542	ضریب P طول جغرافیایی	0.003	0.70	
-0.004	0.002	ضریب P ارتفاع			
0.860	0.0004	ضریب P عرض جغرافیایی			دمای میانگین حداکثر زمستانه با تاخیر زمانی یک ساله
0.461	0.0059	ضریب P طول جغرافیایی	0.0005	0.79	
-0.003	0.0053	ضریب P ارتفاع			
0.414	0.0005	ضریب P عرض جغرافیایی			دمای میانگین حداکثر زمستانه با تاخیر زمانی صفر
0.134	0.0772	ضریب P طول جغرافیایی	0.0008	0.77	
-0.002	0.0041	ضریب P ارتفاع			
0.414	0.090	ضریب P عرض جغرافیایی			دمای میانگین حداقل زمستانه با تاخیر زمانی یک ساله
0.615	0.005	ضریب P طول جغرافیایی	0.03	0.54	
0.0003	0.802	ضریب P ارتفاع			
-0.390	0.009	ضریب P عرض جغرافیایی			دمای میانگین حداقل زمستانه با تاخیر زمانی صفر
0.005	0.959	ضریب P طول جغرافیایی	0.026	0.55	
0.001	0.097	ضریب P ارتفاع			

ایستگاه‌های مورد مطالعه اثر کاهشی دما بعد از فوران آتشفشان‌های عمده مشاهده شده است. به طور میانگین در سال اول بعد از فوران آتشفشان‌های عمده کاهش 1 - درجه سلسیوسی دما، در سال وقوع آتشفشان‌ها میزان کاهش 0.67 - درجه سلسیوس و در تاخیر زمانی دو ساله میانگین کاهش دما 0.47 - درجه سلسیوس مشاهده شد. از این رو می‌توان تایید کرد که

نتیجه‌گیری

بر اساس سوالات مطرح در این پژوهش ابتدا باید پاسخ این سوال را داد که آیا فوران‌های آتشفشانی بر دمای ایران تاثیر گذار بوده‌اند؟ بررسی‌ها نشان داد که بعد از فوران‌های آتشفشانی عمده، می‌توان اثرات کاهشی دما را با تاخیر زمانی صفر، یک و دو ساله مشاهده کرد؛ به گونه‌ای که تقریباً در تمامی

مختلف فقط در شش حالت مدل معنادار شد که سه مورد مربوط به دمای میانگین حداکثر است که نشان می‌دهد دمای حداکثر بیشتر از دمای میانگین و دمای میانگین حداقل از فوران‌های آتشفشانی تاثیر کاهشی پذیرفته است. می‌توان گفت که اثر پذیری دمای حداکثر از فوران‌های آتشفشانی بیشتر از دمای حداقل است.

بررسی مقادیر دمای میانگین تابستانه تفاوت اساسی با حالت زمستانه و حتی سالانه نشان می‌دهد. خروجی مدل SEA در حالت تابستانه مقادیر معنادار کاهش دما فقط در یک مورد دیده شد و حتی ایستگاه اهواز در تاخیر زمانی صفر و یک ساله مقدار مثبت ثبت کرد که نشان می‌دهد در طی تابستان شدت اثر گذاری فوران‌های آتشفشانی نسبت به زمستان به شدت کاهش یافته است. تفاوت دیگر را در فراوانی‌ها باید جست و جو کرد به گونه‌ای که در طی زمستان از تاخیر زمانی سه ساله تا پنج ساله مقادیر متوسط دما مثبت شده اند اما در شرایط تابستانه در تمامی تاخیرهای زمانی صفر تا پنج سال بعد از وقوع آتشفشان‌ها مقادیر میانگین دما منفی محاسبه شده است. اجرای مدل رگرسیون فصلی نیز نشان داد که فصل سرد تاثیر کاهشی شدیدتری از فوران‌های آتشفشانی می‌پذیرد؛ به گونه‌ای که در اجرای مدل رگرسیون خطی چند گانه برای زمستان چهار حالت زیر معنادار شد: دمای میانگین حداکثر زمستان با تاخیر صفر و دمای میانگین حداکثر زمستان با تاخیر یک ساله و همچنین دمای میانگین حداقل با تاخیر صفر و دمای میانگین حداقل با تاخیر زمانی یک ساله؛ ولی در طی تابستان هیچ کدام از ۱۸ مدل اجرا شده معنادار نبود. در واقع می‌توان گفت با وجود شدت اثر گذاری فعالیت‌های آتشفشانی در تابستان نسبت به زمستان کمتر است ولی این تاثیرات را تا پنج سال بعد از وقوع نیز می‌توان مشاهده کرد در حالی که در زمستان بعد از سال دوم وقوع دیگر اثر کاهشی قابل مشاهده نیست.

فوران آتشفشان‌های عمده بر روی دمای ایران تاثیر گذار بوده و باعث کاهش دما در ایران می‌شود.

در مورد مدت زمان تاثیر گذاری فعالیت‌های آتشفشانی بر روی دمای ایران باید گفت که حداکثر سه سال تاثیر گذاری آن بر روی دما در ایران دیده می‌شود زیرا در خروجی مدل SEA فقط در سال وقوع آتشفشان و سال اول و دوم بعد از آتشفشان، اثرات کاهشی مشاهده شده است و در خروجی مدل رگرسیون خطی چند گانه نیز فقط در سال وقوع آتشفشان و سال اول بعد از آتشفشان اثرات کاهشی مشاهده شد. هر چند باید این نکته را اضافه کرد که بیشترین شدت تاثیر گذاری آتشفشان‌ها به سال اول بعد از وقوع بر می‌گردد. در این سال اثرات کاهشی آنقدر زیاد شده که میزان کاهش در مدل‌ها معنادار شده است.

مقایسه سه متغیر دمای متوسط دما، میانگین حداقل و حداکثر دما نشان داد که شدت کاهش دما در میانگین حداقل کمتر از دو متغیر دیگر بوده است زیرا مقادیر معنادار کاهشی دما در این متغیر بسیار کم شده است. تفاوت بارز متغیر میانگین حداقل با دو متغیر دیگر در این است که تقریباً در تمامی پنج سال پس از وقوع آتشفشان در اکثر ایستگاه‌ها می‌توان اثر کاهشی را در میانگین حداقل مشاهده کرد در حالی که در دو متغیر دیگر پس از سال دوم وقوع آتشفشان اثر کاهشی بسیار کم رنگ می‌شود. می‌توان اینگونه نتیجه گرفت که در دمای میانگین حداقل شدت کاهش دما در اثر فوران‌های آتشفشانی کمتر بوده اما مدت زمان تاثیر پذیری آن بیشتر بوده است.

مقایسه پارامترهای حداقل و حداکثر دما نشان داد که دمای حداکثر تاثیر پذیری بیشتری از فعالیت‌های آتشفشانی پذیرفته است به گونه‌ای که تعداد ایستگاه‌های با کاهش معنادار دما در دمای میانگین حداکثر افزایش و در دمای میانگین حداقل نیز کاهش می‌یابد. بیشترین مقادیر کاهشی دما نیز در دمای میانگین حداکثر و در تاخیر زمانی یک ساله ثبت شده است. از ۵۴ مدل رگرسیونی اجرا شده برای حالت‌های

- eruptions reduce landfalling tropical cyclone activity: Evidence from tree rings. *Science of The Total Environment*, 775, 145-899.
11. Bradley, M.M., and Hughes, M.K. (1998). Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392, 779- 787.
 12. Bradley, R.S., and Jones, P.D. (1992). *Records of explosive volcanic eruptions over the last 500 years*. In: *Climate Since, AD 1500*. Routledge, London, pp. 606-622.
 13. Chaochao, G.A.O., Yujuan, G.A.O., Zhang, Q. and Chunming, S.H.I. (2017). Climatic Aftermath of the 1815 Tambora Eruption in China. *J. Meteor. Res.* 31(1), 28–38.
 14. Cole-Dai, J. (2010). Volcanoes and climate. *Wiley Interdisciplinary Reviews. Climate Change*, 1(6), 824–839.
 15. Colose, C.M., LeGrande, A.N., and Vuille, M. (2015). The influence of tropical volcanic eruptions on the climate of South America during the last millennium. *Climate of the Past*, 11, 3375–3424.
 16. Crowley, T.J., and Kim, K.Y. (1999). Modeling the temperature response to forced climate change over the last six centuries. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1901–1904.
 17. Crowley, T.J. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289, 270–277.
 18. Esper, J., Schneider, L., Krusic, P.J., Luterbacher, J., Büntgen, U., and Timonen, M. (2013). European summer temperature response to annually dated volcanic eruptions over the past nine centuries. *Bulletin of Volcanology*, 75(7), 736.
 19. Esper, Jan, Lea Schneider, Paul J. Krusic, Jürg Luterbacher, Ulf Büntgen, Mauri Timonen, Frank Sirocko, Eduardo Zorita, (2013). European summer temperature response to annually dated volcanic eruptions over the past nine centuries, *Bull Volcanol.* 75: 736, 2-14, DOI: 10.1007/s00445-013-0736-z.
 20. Fischer, E.M., Luterbacher, J., Zorita, E., Tett, S.F.B., Casty, C. and Wanner, H. (2007). *European climate response to*
- منابع**
۱. صمدیان فرد، سعید. اسدی، اسماعیل. ۱۳۹۶. پیش‌بینی نمایه خشکسالی SPI به روش‌های رگرسیون بردار پشتیبان و خطی چندگانه. نشریه حفاظت منابع آب و خاک، سال ششم، شماره چهارم، ۱۶-۱.
 ۲. مظفری، غلامعلی. میرموسوی، سید حسین. خسروی، یونس. ۱۳۹۱. ارزیابی روش‌های زمین‌آمار و رگرسیون خطی در تعیین توزیع مکانی بارش. جغرافیا و توسعه، شماره ۲۷، ۷۶-۶۳.
 ۳. کلانتری، خلیل. ۱۳۸۹. پردازش و تحلیل داده‌ها در تحقیقات اجتماعی-اقتصادی با استفاده از نرم افزار. SPSS نشر شریف، ۳۸۸.
 ۴. زراعتی نیشابوری، سپیده. پوررضا بیلندی، محسن. خاشعی سیوکی، عباس. شهیدی، علی. ۱۳۹۹. مقایسه مدل رگرسیون فازی امکانی و رگرسیون کمترین مربعات فازی در پیش‌بینی تراز سطح ایستابی آبخوان دشت نیشابور. علوم و مهندسی آبیاری، جلد ۴۳، ۱۳۱-۱۴۳.
 ۵. جعفری، مجید. دین پژوه، یعقوب. ۱۳۹۶. ارزیابی کاربرد رگرسیون چند متغیره تیغه‌ای در برآورد تبخیر از تشت، علوم و مهندسی آبیاری. جلد ۴۰، شماره ۱، ۸۳-۹۷.
 ۶. عزیزی، قاسم. ۱۳۸۳. تغییر اقلیم. تهران. انتشارات قومس. چاپ اول.
 ۷. شیخ فخرالدینی، سارا. عباس نژاد، احمد. شیخ فخرالدینی، مهدی. ذهاب ناظوری، سمیه. شاهی، علی. ۱۳۹۱. بررسی تاثیر آتشفشان بر شرایط آب و هوایی یک منطقه: مطالعه موردی آتشفشان بیدخوان. ششمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور.
 8. Alfaro-Sánchez, R., Camarero, J.J., Querejeta, J.I., Sagra, J., Moya, D., and Rodríguez-Trejo, D.A. (2020). Volcanic activity signals in tree-rings at the treeline of the Popocatepetl, Mexico. *Dendrochronologia*, 59, 125663.
 9. Alfaro-Sánchez, R., Nguyen, H., Klesse, S., Hudson, A., Belmecheri, S., Köse, N., and Trouet, V. (2018). Climatic and volcanic forcing of tropical belt northern boundary over the past 800 years. *Nature Geoscience*, 11(12), 933–938.
 10. Altman, J., Saurer, M., Dolezal, J., Maredova, N., Song, J.S., Ho, C.H., and Treydte, K. (2021). Large volcanic

29. Jessica, P., and Stefan, G. 2020. Potential impacts of major nineteenth century volcanic eruptions on temperature over Cape Town, South Africa: 1834–1899. *Climatic Change*, <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02678-6>.
30. Global Volcanism Program. 2013. *Volcanoes of the world*, v. 4.7.4. Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 30 October 2018. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>.
31. Lockwood, J.P., and Hazlett, R.W. (2010). *Volcanoes – Global Perspectives*. Wiley-Blackwell, West Sussex.
32. Lough, J.M., and Fritts, H.C. 1987. An assessment of the possible effects of volcanic eruptions on North American climate using tree-ring data, 1602 to 1900 A.D. *Climatic Change*, 10, 219–239.
33. Madden-Nadeau, A.L., Cassidy, M., Pyle, D.M., Mather, T.A., Watt, S.F.L., Engwell, S.L., Abdurrachman, M., Nurshal, M.E.M., Tappin, D.R., and Ismail, T. (2021). The magmatic and eruptive evolution of the 1883 caldera-forming eruption of Krakatau: Integrating field- to crystal-scale observations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 411, 107176.
34. Man, W., Zhou, T., and Jungclaus, J.H. (2014). Effects of Large Volcanic Eruptions on Global Summer Climate and East Asian Monsoon Changes during the Last Millennium: Analysis of MPI-ESM Simulations. *Journal of Climate*, 27(19), 7394–7409.
35. Meronen, H., Henriksson, S.V., Raisanen, P.R., and Laaksonen, A. (2012). Climate effects of northern hemisphere volcanic eruptions in an Earth System Model. *Atmospheric Research*, 114–115, 107–118.
36. Newhall, C.G., and Self, S. (1982). The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J Geophys Res*, 87, 1231–1238.
37. Newhall, C.G., and Self, S. (1982). The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of explosive magnitude for *tropical volcanic eruptions over the last half millennium*. *Geophysical Research Letters*, 34(5) Washington, D.C. American Geophysical Union, 10.1029/2006GL027992
21. Fischer, E.M., Luterbacher, J., Zorita, E., Tett, S.F.B., Casty, C., and Wanner, H. (2007). European climate response to tropical volcanic eruptions over the last half millennium, *Journal of Geophysical Research LETTERS*, 34, 1-6, L05707.
22. Gagné, M.-E., Kirchmeier-Young, M.C., Gillett, N.P., and Fyfe, J.C. (2017). Arctic sea ice response to the eruptions of Agung, El Chichón, and Pinatubo. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 8071–8078.
23. Gil, Guirado, S., Olcina, Cantos, J., and Pérez, Morales, A. (2020). The blessing of the “year without summer”: Climatic and socioeconomic impact of the Krakatoa eruption (1883) in the south-east of the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 41(4): (2279-2300).
24. Hansen, J.E., Wang, W.-C., and Lacis, A.A. (1978). Mount Agung eruption provides a test of a global climatic perturbation. *Science*, 199, 1065–1068
25. Hegerl, G., Luterbacher, J., González-Rouco, F., Tett SFB, Crowley, T.J., Xoplaki, E (2011). Influence of human and natural forcing on European seasonal temperatures. *Nat Geosci* 4:99–103
26. Hegerl, G., Luterbacher, J., González-Rouco, F., Tett, S.F.B., Crowley, T.J., and Xoplaki, E. (2011). Influence of human and natural forcing on European seasonal temperatures. *Nat Geosci*, 4, 99–103
27. Hegerl, G.C., Crowley, T.S., Baum, S.K., Kim, K.-Y., and Hyde, W.T. (2003). Detection of volcanic, solar and greenhouse gas signals in pale reconstructions of Northern Hemispheric temperature. *Geophys Res Lett* 30. DOI:10.1029/2002GL016635.
28. Iles, C.E., and Hegerl, G.C. 2014. The global precipitation response to volcanic eruptions in the CMIP5 models. *Environ. Res. Lett.*, 9(10), 104012.

- emissions of the 1963 eruption of Gunung Agung, Bali, Indonesia. *Bull Volcanol*, 58, 263–285.
47. Self, S., and Rampino, M.R. 2012. The 1963–1964 eruption of Agung volcano (Bali, Indonesia). *Bull Volcanol*, 74, 1521–1536
48. Shindell, D. T., Schmidt, G. A., Mann, M.E., and Faluvegi, G. 2004. Dynamic winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 109, D05104,
49. Sigl, M., Winstrup, M., McConnell, J.R., Welten, K.C., Plunkett, G., Ludlow, F., and Woodruff, T.E. 2015. Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. *Nature*, 523(7562), 543–549.
50. Sjolte, J., Adolphi, F., Guðlaugsdóttir, H., and Muscheler, R. 2021. Major Differences in Regional Climate Impact Between High and Low Latitude Volcanic Eruptions. *Geophysical Research Letters*, 48, 8.
51. Sutherland, E.K., Brewer, P.W., Falk, D.A. and Velasquez, M.E., 2015. Fire History Analysis and Exploration System (FHAES) user manual. [compiled on 01/03/2018]. <http://www.fhaes.org>. pp68.
52. Tao, H., Qiu, Z., Lu, B., Liu, Y., and Qiu, J. 2020. Volcanic activities triggered the first global cooling event in the Phanerozoic. *Journal of Asian Earth Sciences*, 194, 104074.
53. Wahl, Eugene R. Henry F. Diaz, Smerdon, J.E., and Ammann, C.M. 2014. Late winter temperature response to large tropical volcanic eruptions in temperate western North America: Relationship to ENSO phases. *Global and Planetary Change*, 122, 238–250.
- historical volcanism. *J Geophys Res*, 87, 1231–1238.
38. Niemeier, U., and Timmreck, C. (2015). What is the limit of climate engineering by stratospheric injection of SO₂? *Atmos Chem Phys*, 15(16), 9129–9141.
39. Oman, L., Robock, A., Stenchikov, G., Schmidt, G.A., and Ruedy, R. (2005). Climatic response to high-latitude volcanic eruptions. *J Geophys Res*, 110:D13103.
40. Rao, M.P., Cook, B.I., Cook, E.R., D'Arrigo, R.D., Krusic, P.J., Anchukaitis, K.J., LeGrande, A.N., Buckley, B.M., Davi, N.K., Leland, C., Griffin, K.L. (2017). European and Mediterranean hydroclimate responses to tropical volcanic forcing over the last millennium 44 (10):5104 *Geophysical Research Letters*.
41. Robock, A. (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38(2), 191–219.
42. Robock, A. (2015). Climatic impacts of volcanic eruptions, Chapter 53 in *Encyclopedia of Volcanoes*, Second Edition, Haraldur Sigurdsson (editor-in-chief), Bruce Houghton, Stephen R. McNutt, Hazel Rymer and John Styx (editors) (Elsevier, Amsterdam), 935–942.
43. Robock, A. (1981). A latitudinally dependent volcanic dust veil index, and its effect on climate simulations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 11, 67–80.
44. Robock, A., and Mao, J. (1995). The volcanic signal in surface temperature observations. *J Clim.* 8, 1086–1103
45. Robock, A., and Mao, J. (1995). The Volcanic Signal in Surface Temperature Observations. *Journal of Climate*, 8(5), 1086–1103.
46. Self, S., and King, A.J. (1996). Petrology and sulfur and chlorine