

تحلیل زمانی - مکانی توفان‌های تندری در ایران

فیروز مجرد^{۱*}، جعفر معصوم‌پور^۲، سمیرا کوشکی^۳، مرتضی میری^۴

^۱دکترای اقلیم‌شناسی، دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه

^۲دکترای اقلیم‌شناسی، استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه

^۳دانشجوی دوره دکتری اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه

^۴دکترای اقلیم‌شناسی، فارغ‌التحصیل گروه جغرافیا، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۶/۲/۷؛ تاریخ پذیرش: ۹۶/۶/۱۲

چکیده

توفان‌تندر یک مخاطره مهم آب‌وهوایی است که خسارات زیادی به بخش‌های مختلف وارد می‌کند. از این رو بررسی زمانی- مکانی آن می‌تواند کمک زیادی به شناخت قانونمندی‌های وقوع و تعیین پتانسیل مناطق مختلف نماید. این مطالعه با هدف تحلیل زمانی- مکانی توفان‌های تندری در ایران بر اساس جدیدترین آمار ساعتی به انجام رسیده است. به این منظور داده‌های ساعتی هوای حاضر مربوط به توفان‌های تندری ۴۲ ایستگاه سینوپتیک کشور در ۷ کد (وضعیت) متفاوت، از بدون بارش گرفته تا همراه با گردوغبار و تگرگ سنگین، در ۸ نوبت از شبانه‌روز در یک دوره ۳۷ ساله (۱۹۸۰ تا ۲۰۱۶) از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. سپس با روش تحلیل خوشه‌ای سطح کشور بر پایه فراوانی‌های وقوع به چهار منطقه تقسیم و رخداد پدیده در هر منطقه تحلیل شد. آنگاه با استفاده از سه آزمون من-کندال، رگرسیون خطی و تخمینگر شیب سن روند زمانی وقوع پدیده در کشور بررسی گردید. نتایج تحقیق نشان داد بیشترین توفان‌های تندری در شمال‌غرب و غرب کشور حوالی ایستگاه‌های ارومیه، تبریز، خوی، خرم‌آباد، و نیز جنوب کشور حوالی ایستگاه بوشهر رخ می‌دهد. در مقیاس‌های فصلی و ماهانه، بیشترین فراوانی رخداد پدیده، مربوط به فصل بهار با حداکثر ماه می است. در فصل بهار شمال‌غرب، تابستان سواحل شمالی و شمال‌غرب، پاییز مناطق جنوب‌غرب و غرب و زمستان سواحل جنوب و جنوب‌غرب کشور شاهد رخداد توفان‌تندر بیشتری است. در مقیاس ساعتی مشخص شد که وقوع توفان با توجه به دمای هوای مناطق به تأخیر می‌افتد؛ به طوری که در مناطق گرم در بامداد و اوایل صبح و در مناطق سرد در هنگام غروب و اوایل شب اتفاق می‌افتد. اما به طور کلی بیشترین رخدادها مربوط به ساعت ۲۱:۳۰ محلی و سپس با اندکی اختلاف، ساعت ۱۸:۳۰ است. در اکثر ایستگاه‌ها روندهای زمانی تعداد توفان‌های تندری افزایشی است.

واژه‌های کلیدی: توفان‌تندر، ایران، تحلیل مکانی، روند زمانی

مقدمه

روند افزایشی داشته باشد (بابائیان و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۳۶). از این رو، شناخت رفتار پدیده‌های حدی از طریق ارزیابی تغییرات زمانی و مکانی و روند آنها در یک دوره بلندمدت، تصویر روشنی از تغییرات رفتار داده‌ها و نوع و زمان احتمالی آنها ارائه خواهد داد. «بدون شناخت و آگاهی از وضعیت اقلیمی حال و آینده، مدیران و برنامه‌ریزان قادر به اجرای برنامه‌های مختلف نخواهند بود» (فلاح قالمهری و شاکری، ۱۳۹۴: ۱۰۰). از بین پدیده‌های حدی جوی، توفان‌های تندری با توجه به تأثیرات گسترده‌ای که در مناطق مختلف به خصوص مناطق گرم و مرطوب به جا

در گذشته تغییرات آب‌وهوایی الگوی زندگی انسان‌ها را تغییر می‌داد. اما امروزه چنین به نظر می‌رسد که این انسان‌ها هستند که با فعالیت‌هایشان موجب تغییرات آب‌وهوای جهانی می‌شوند (سبحانی و فاطمی‌نیا، ۱۳۹۳: ۳۱۱). مهم‌ترین تبعات این تغییرات، تأثیرگذاری آن بر پدیده‌های حدی جوی و اقلیمی نظیر توفان، سیل، تگرگ، خشکسالی، امواج گرمایی و سرماهای ناهینگام خواهد بود. به طوری که انتظار می‌رود پدیده‌های حدی در طی دهه‌های آینده

بررسی پراکنش جغرافیایی، تغییرات ده‌ساله و توزیع سالانه و فصلی روزهای تندری پرداختند. آنان به این نتیجه رسیدند که در عرض‌های جغرافیایی یکسان، فراوانی رخداد در بالای کوه‌ها و فلات‌ها بسیار بیشتر از دشت‌هاست. سیسیل^۱ و همکاران (۲۰۱۵: ۶۵۳۶) به بررسی ویژگی‌های آب‌وهوایی توفان‌های تندری جهان و میزان برق‌های آذرخش با استفاده از سنسورهای عکس‌رعدوبرق در ماهواره TRMM پرداختند و بیان کردند که این پدیده بیشتر در شرق آفریقای مرکزی رخ می‌دهد. بر اساس مطالعه آنان بیشترین میزان رعدوبرق‌ها در نواحی برون‌حاره، با حداکثر مکانی آرژانتین، مرکز ایالات متحده، پاکستان، چین شرقی و سواحل شرقی استرالیا اتفاق می‌افتد.

مطالعاتی که در ایران صورت گرفته است، محدود به مناطق خاصی است. حجازی‌زاده (۱۳۷۹: ۵)، رسولی و همکاران (۱۳۸۶: ۱۵۵)، و جلالی و جهانی (۱۳۸۷: ۳۵) پدیده توفان تندری را در مناطق غرب و شمال‌غرب کشور بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که بیشترین رخداد این پدیده در فصل بهار اتفاق می‌افتد و فراوانی آن در شمال‌غرب نسبت به جنوب‌غرب کشور بیشتر است. رسولی (۱۳۸۴: ۱) در تبریز، صلاحی (۱۳۸۹: ۱۲۹) در استان اردبیل و میراحمدی (۱۳۹۱: ۱) در کوه‌رنگ بختیاری نیز به این نتیجه رسیدند که بیشترین رخداد این توفان‌ها در فصل بهار است. رسولی و جوان (۱۳۹۱: ۱۱۱) در مطالعه‌ای به تحلیل روند وقوع توفان‌های رعدوبرقی در نیمه غربی ایران با کاربرد آزمون‌های ناپارامتری پرداختند. نتایج نشان داد که با توجه به گسسته‌بودن مشاهدات جمع‌آوری‌شده، روش‌های آماری من-کندال و شاخص سن، کارایی مناسبی برای تحلیل روند پدیده رعدوبرق دارند. معصوم‌پور و همکاران (۱۳۹۲: ۲۲۷) با بررسی سهم بارش‌های شهر تبریز بر اساس شاخص‌های ناپایداری طی یک دوره ۲۶ ساله بیان کردند که نقش عامل همرفت در رخداد بارش‌های گرم منطقه بسیار ناچیز است. خالصی (۱۳۹۳: ۴۷) به واکاوی زمانی توفان‌های تندری در ایران پرداخت و

می‌گذارد، مورد توجه ویژه بوده است. «توفان‌های تندری تهدید بزرگی برای زندگی و مایملک انسان به حساب می‌آید. سالانه حدود ۳۶۵۰۰۰ توفان تندری در سراسر جهان رخ می‌دهد و چند هزار نفر بر اثر آن جان خود را از دست می‌دهند» (Klotzsche, 2013: 3). به دلیل همراهی توفان‌تندر با رگبارهای باران، برف و توفان‌های تگرگ و نقش مؤثر آن در ایجاد سیل‌های ناگهانی، هم از نظر خسارات مالی در بخش‌های مختلف به خصوص بخش‌های شهری و کشاورزی و هم از نظر تلفات جانی، بررسی زمانی-مکانی و تحلیل رفتار این مخاطره اهمیت زیادی پیدا می‌کند. از این رو ویژگی‌های مهم آن در مطالعات پیشین داخلی و خارجی مورد تحقیق و کنکاش قرار گرفته است.

استنلی و چانگنون^۱ (۱۹۸۵: ۶۱۸۱) در آمریکای شمالی، گرانث^۲ (۱۹۹۲: ۱۸۲۱۵) در آفریقای جنوبی و اروپا، و کانتز^۳ و همکاران (۲۰۰۹: ۲۲۸۳) در آلمان، افزایش فراوانی وقوع توفان‌های تندری را به اثبات رسانده‌اند. ریپ^۴ (۱۹۹۱: ۳۰۹) در بررسی توزیع زمانی و مکانی و پیش‌بینی توفان‌های تندری در آلاسکا، رسولی^۵ و همکاران (۲۰۱۵: ۹۷۳) در «نیو ساوت‌ولز» استرالیا، هورگان^۶ و همکاران (۲۰۰۶، ۱۰۳۱) در شرق کوه‌های راکی، و رتنام^۷ و همکاران (۲۰۱۳: ۲۱) در مناطق حاره‌ای هند به این نتیجه رسیدند که بیشترین رخداد این پدیده در بعدازظهر و آغاز غروب اتفاق می‌افتد. فلورین^۸ (۲۰۱۰: ۴۰۷) تغییرات فعالیت و فراوانی رخداد توفان‌های تندری را در واسلوی رومانی بررسی کرد و دریافت که زمان شروع توفان‌های تندری از ۱۷ آوریل تا ۲۸ ماه می متغیر است. لینلین^۹ و همکاران (۲۰۱۰: ۱۸۱) به کمک داده‌های ۵۱۷ ایستگاه هواشناسی در چین به

1 Stanley & Changnon

2 Grandt

3 Kunz

4 Reap

5 Rasuli

6 Horgan

7 Ratnam

8 Florin

9 vaslui

10 in-Lin

سرعت به انرژی جنبشی تبدیل می شود (لشکری و حجتی، ۱۳۹۱: ۱۴). ویژگی‌های بارز یک توفان تندری مثل باد شدید، تگرگ، رعدوبرق و بارش‌های سنگین و سیل‌آسا نتیجه تشکیل یک سلول همرفتی بزرگ در اتمسفر است. تندررها معمولاً یا بر اثر گرم‌شدن زیاد سطح زمین در داخل توده‌های هوایی و یا در جبهه‌های هوا به‌ویژه در جبهه سرد بوجود می‌آیند. بنابراین، تندر یا ناشی از توده هواست و یا منشأ جبهه‌ای دارد (احمدی و همکاران، ۱۳۹۴: ۸۸). در تندرهای توده هوا، اگرچه گرم‌شدن سطح زمین نقش عمده‌ای دارد، وجود یک مکانیسم صعود، هر چند خیلی ضعیف، در سطح بالا ضروری است تا اثر ناپایداری طبقات پایین اتمسفر را تکمیل و تقویت کند. تندرهای توده هوا، در زمستان بر اثر عبور هوای سرد قطبی از روی دریاها گرم و در تابستان به علت تابش شدید خورشید بر روی خشکی‌ها به وجود می‌آیند. این نوع تندررها، در دامنه آفتابگیر کوهستان‌ها هم، بر اثر همرفت دامنه‌ای، در بهار ایجاد می‌شوند. تندرهای جبهه‌ای که معمولاً در نزدیکی و جلوی جبهه سرد به وجود می‌آیند، شدیدتر از تندرهای توده هوا هستند؛ زیرا در محل جبهه‌ها، سطح زمین به علت آسمان صاف جلوی جبهه سرد خیلی گرم می‌شود و در اتمسفر نزدیک به سطح زمین نیز مکانیسم صعود در مقیاس سینوپتیک وجود دارد. حرکت صعودی آنقدر شدید است که ابرهای کومولونیمبوس تا کیلومترها در استراتوسفر نفوذ می‌کنند (علیچانی و کاویانی، ۱۳۹۵: ۳۲۵-۳۲۲).

روش تحقیق

در این پژوهش، داده‌های هوای حاضر (WW) توفان تندری در ۷ کد یا وضعیت متفاوت در ۸ نوبت شبانه‌روز برای ۴۲ ایستگاه سینوپتیک کشور از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید و پس از پردازش‌های لازم، در مقیاس‌های زمانی سالانه، فصلی، ماهانه و ساعتی مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. این داده‌ها مربوط به دوره زمانی ۳۷ ساله (۲۰۱۶-۱۹۸۰) است. کدهای مورد استفاده طبق استانداردهای جهانی در جدول ۱ ذکر شده است.

فراوانی رخداد این پدیده را در مقیاس‌های ماهانه و ساعتی محاسبه کرد. قویدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۴: ۱۸۵) در مطالعه روند تغییرات زمانی مخاطره توفان‌های تندری در ایران به این نتیجه رسیدند که روند تغییرات در تمام بازه‌های زمانی ماهیانه، فصلی و سالانه، افزایشی بوده است. معصوم‌پور و فجاد (۱۳۹۴: ۲۲۷) با استفاده از نرم‌افزار RAOB و شاخص‌های ناپایداری به بررسی آماری-ترمودینامیکی توفان‌های تندری در ایران طی یک دوره ۱۹ ساله پرداختند و به این نتیجه رسیدند که بیشینه این توفان‌ها در فصل بهار و ماه‌های آوریل و می اتفاق می‌افتد. فلاح قالمهری و شاکری (۱۳۹۴: ۹۷) روند فراوانی وقوع توفان‌های تندری را در ایران طی دوره ۱۳۷۹-۲۰۱۳ با استفاده از آزمون تی و من-کندال بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که در ۳۹ ایستگاه روند افزایشی و در ۱۱ ایستگاه روند کاهش‌ی وجود دارد. برخی از تحقیقات داخلی نیز به تحلیل هم‌دید پدیده‌های زبان‌بار مرتبط با توفان‌های تندری پرداخته‌اند. از جمله، خوشحال دستجردی و همکاران (۱۳۹۵: ۲۲۵) الگوی هم‌دید واقعه تگرگ سال ۱۳۸۹ شهر گرگان را به عنوان پدیده‌ای که از ابرهای کومولونیمبوس و توفان‌های تندری نشأت می‌گیرد، بررسی نموده‌اند.

با توجه به این که در اغلب مطالعات پیشین داخلی، مناطق خاصی از ایران مد نظر قرار گرفته و در هر کدام به بررسی تغییرات زمانی، مکانی و یا بررسی روند توفان‌های تندری پرداخته شده است، در این مطالعه سعی گردیده است تا علاوه بر بررسی روند وقوع پدیده توفان‌های تندری با استفاده از روش‌های آماری، به تحلیل توزیع زمانی-مکانی و آگاهی از شدت و ضعف آن از طریق بررسی کدهای هوای حاضر در سراسر کشور در دوره زمانی طولانی‌مدت با استفاده از تکنیک‌های سیستم اطلاعات جغرافیایی پرداخته شود.

مفاهیم و مبانی نظری

یک توفان تندری ماشین ترمودینامیکی است که در آن انرژی پتانسیل از گرمای نهان حاصل از تراکم در شرایط رطوبتی یا ناپایداری جابه‌جایی قائم هوا، به

جدول ۱: کدهای توفان‌های تندری و حالات آن

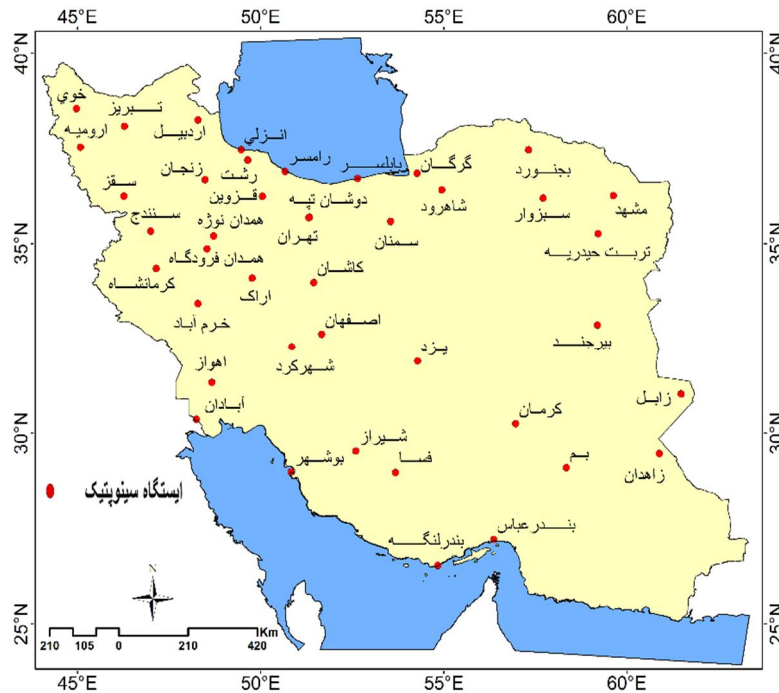
| ردیف | کد | حالت یا وضعیت هوا |
|------|----|---|
| ۱ | ۱۷ | توفان تندری بدون بارش |
| ۲ | ۲۹ | توفان تندری بدون بارش یا همراه با بارش |
| ۳ | ۹۵ | توفان تندری ملایم و آرام و بدون تگرگ، اما در برخی از اوقات همراه با برف و باران |
| ۴ | ۹۶ | توفان تندری ملایم و آرام، همراه با تگرگ |
| ۵ | ۹۷ | توفان تندری متلاطم، بدون تگرگ، اما همراه با برف و باران |
| ۶ | ۹۸ | توفان تندری ترکیبی از شن و گردوغبار |
| ۷ | ۹۹ | توفان تندری سنگین، همراه با تگرگ |

نمی‌کنند، اشاره کرد. اثرپذیری ناچیز این روش از مقادیر حدی که در برخی از سری‌های زمانی مشاهده می‌شود، از دیگر مزایای استفاده از این روش است (پارتال و کاهیا، ۲۰۰۶: ۲۰۱۱). فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده‌ها دلالت دارد و پذیرش فرض یک دال بر وجود روند در سری داده‌هاست. در این پژوهش سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد مورد استفاده قرار گرفته است. روش سن نیز همانند روش من-کندال از تحلیل تفاوت بین مشاهدات یک سری زمانی بهره می‌گیرد. این روش بر مبنای محاسبه شیب میانه در سری زمانی و قضاوت در مورد معنی داری سطوح اطمینان مختلف استوار است (رسولی و جوان، ۱۳۹۱: ۱۱۶). برای کسب اطلاع از جزئیات و نحوه محاسبه آماره‌های این دو آزمون به پژوهش‌های ملکی‌نژاد و همکاران (۱۳۹۲: ۴۳) و رسولی و جوان (۱۳۹۱: ۱۱۶-۱۱۸) مراجعه فرمایید.

محدوده و قلمرو پژوهش

محدوده مورد مطالعه در این تحقیق، کشور ایران است. ایران یکی از کشورهای وسیع جهان است که با مساحت ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومتر مربع یا ۶۳۶۳۷۵ مایل مربع در آسیای غربی و منطقه خاورمیانه در محدوده ۲۵°۰۳' تا ۳۹°۴۷' عرض شمالی و ۴۴°۰۵' تا ۶۳°۱۸' طول شرقی واقع شده است. نقشه ایران و موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه در شکل ۱ مشاهده می‌شود.

تنظیم و محاسبه فراوانی‌ها با نرم‌افزار SPSS، رسم نمودارها با صفحه‌گسترده Excel و نقشه‌های پهنه‌بندی با نرم‌افزار ArcGIS انجام شده است. برای انجام پهنه‌بندی، چهار روش کریجینگ، IDW، نزدیک‌ترین همسایه^۱ و اسپلاین آزمون شد که با توجه به میزان خطای کمتر و پهنه‌های درست‌تر، از روش IDW استفاده شد. پس از مرتب کردن داده‌ها و ایجاد پایگاه اطلاعاتی، سری‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه برای هر ایستگاه به دست آمد. سپس بر پایه فراوانی‌های سالانه توفان تندری در هر ایستگاه یک ماتریس ۲×۴۲ تشکیل شد که یک ستون آن ایستگاه‌های مطالعاتی و ستون دیگر فراوانی سالانه توفان تندری در هر ایستگاه بود. برای پهنه‌بندی، سطح کشور با استفاده از تحلیل خوشه‌ای به روش «وارد» به چهار منطقه تقسیم و فراوانی‌ها به تفکیک هر منطقه بررسی شد. همچنین برای محاسبه روندها از آزمون پارامتری تحلیل رگرسیون خطی و دو آزمون ناپارامتری من-کندال و تخمینگر شیب سن استفاده گردید. این آزمون‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای SPSS و MINITAB انجام شد. در روش تحلیل رگرسیون خطی، عرض از مبدأ و شیب خط رگرسیون به وسیله حداقل نمودن خطا بین دو متغیر مستقل (زمان، X) و وابسته (متغیر پارامتر، Y) محاسبه می‌شود (فلاح قاهره و شاکری ۱۳۹۴: ۹۷). برای کسب اطلاع از جزئیات این آزمون به پژوهش شیرغلامی و قهرمان (۱۳۸۴: ۱۱-۱۲) مراجعه فرمایید. از نقاط قوت روش من-کندال می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی که از توزیع آماری خاصی پیروی

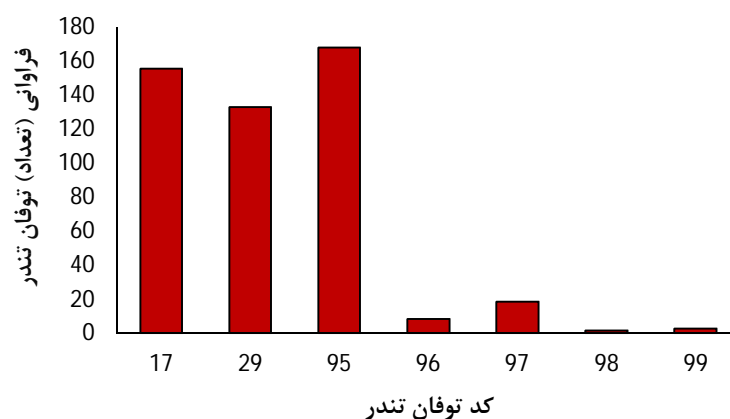


شکل ۱: موقعیت ایستگاههای مورد مطالعه در ایران

۲۹) به ترتیب بیشترین فراوانی را در سطح کشور دارند. در نگاه اول می‌توان گفت که انواع ملایم‌تر توفان‌های تندری در ایران فراوانی بیشتری دارند و انواع مخاطره‌آمیزتر، مانند آنهایی که با شن و گردوغبار و تگرگ سنگین همراهی می‌شوند، از فراوانی قابل توجهی برخوردار نیستند.

بحث اصلی

شکل ۲ میانگین فراوانی سالانه توفان‌های تندری را در ایران طی دوره مطالعاتی بر اساس کدهای جدول ۱ نشان می‌دهد. به طور کلی توفان‌های تندری ملایم و بدون تگرگ (کد ۹۵)، توفان‌های بدون بارش (کد ۱۷) و توفان‌های بدون بارش یا همراه با بارش (کد



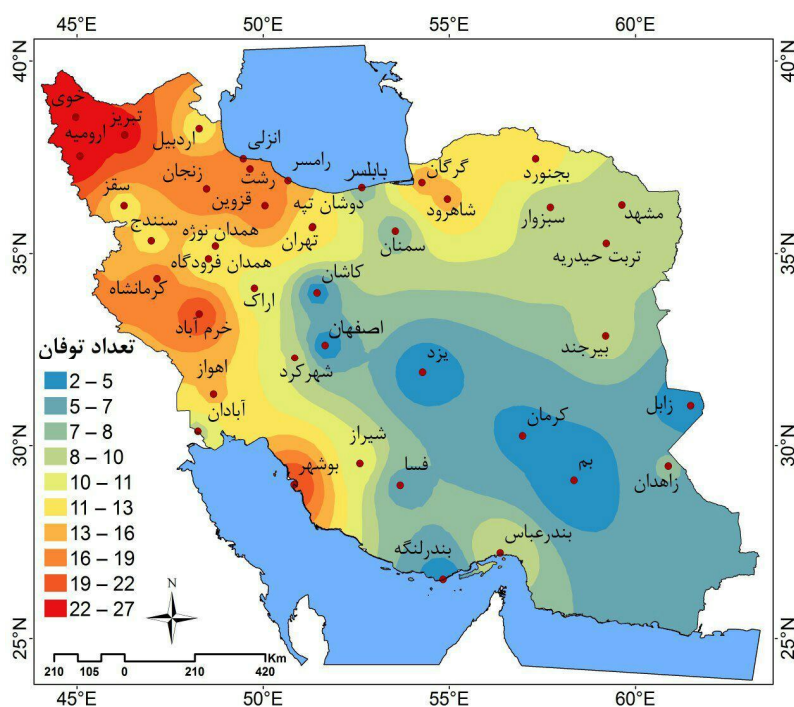
شکل ۲: فراوانی (تعداد) سالانه توفان‌های تندری در ایران (میانگین ۲۰۱۶-۱۹۸۰)

استفاده از روش درون‌یابی IDW در محیط نرم‌افزار ArcGIS رسم شد (شکل ۳). بر این اساس، میانگین

برای بررسی ویژگی‌های عمومی توفان‌های تندری در ایران، نقشه میانگین سالانه فراوانی این پدیده با

ایستگاههای تبریز، خوی و خرم‌آباد به ترتیب با میانگین ۲۴/۶، ۲۳/۵ و ۲۳/۳ رخداد بوده است. دلیل فراوانی زیاد این توفان‌ها در گوشه شمال غرب و غرب کشور این است که شرایط توپوگرافی و محلی، از جمله ارتفاع از سطح دریا، جهت ناهمواری‌ها، دوری و نزدیکی به منابع آب، نوع پوشش گیاهی و همچنین ورود سامانه‌های فشاری به این مناطق می‌تواند در ایجاد ناپایداری‌های محلی به خصوص در فصول گرم سال مؤثر واقع و باعث بروز این پدیده شود (رسولی، ۱۳۸۴: ۵۴).

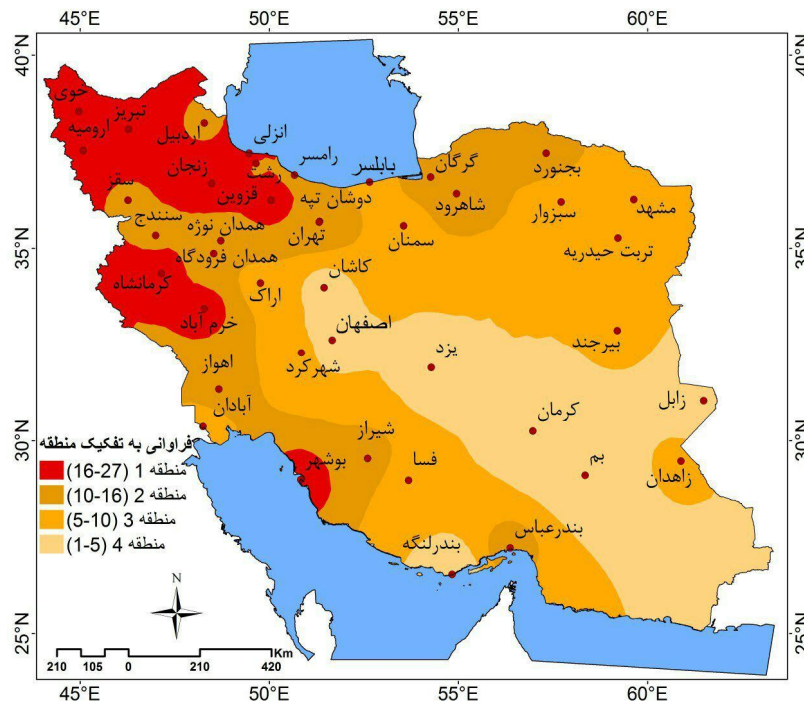
رخداد توفان‌های تندری در ایستگاه‌های کشور، از ۲ تا ۲۷ واقعه در هر سال متغیر است. تعداد روزهای همراه با توفان تندری از شمال غرب به سمت جنوب غرب کاهش می‌یابد و مناطق با حداکثر رخداد، بیشتر با قسمت‌های شمال غربی و غربی کشور منطبق است. در گوشه شمال غرب، ایستگاه‌های ارومیه و تبریز دارای بیشترین شدت رخداد این پدیده هستند. گروه دیگر با فراوانی بالا، شامل ایستگاههای قزوین، زنجان، خرم‌آباد و بوشهر است. به طور کلی در طی ۳۷ سال دوره آماری، حداکثر تعداد توفان‌های تندری در ایستگاه ارومیه با میانگین سالیانه ۲۶/۸ رخداد و سپس



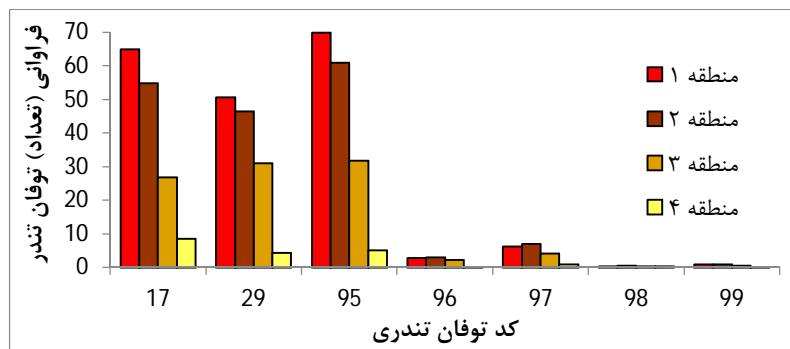
شکل ۳: میانگین سالانه تعداد توفان‌های تندری در ایران (میانگین ۱۹۸۰-۲۰۱۶)

موجب بهترین تفکیک بین ایستگاهها شد که نتیجه آن در شکل ۴ مشاهده می‌شود. مطابق با شکل، مناطق با فراوانی زیاد در شمال غرب و غرب و بخش کوچکی از جنوب غرب کشور متمرکز هستند.

به منظور طبقه‌بندی فراوانی سالانه وقوع توفان‌های تندری، از تحلیل خوشه‌ای به روش «وارد» استفاده شد. یک برش چهارخوشه‌ای از فراوانی سالانه توفان‌های تندری در کشور روی درخت خوشه‌بندی،



شکل ۴: منطقه‌بندی ایران بر پایه فراوانی (تعداد) سالانه توفان‌های تندری (میانگین ۲۰۱۶-۱۹۸۰).



شکل ۵: فراوانی سالانه انواع توفان‌های تندری در مناطق چهارگانه ایران (میانگین ۲۰۱۶-۱۹۸۰).

۱۱۷). لذا شرایط برای صعود فراهم و از این رو، رخداد توفان‌های تندری کوچک و معمولی پدیده عادی این مناطق در فصل بهار است.

توفان‌های تندری بدون بارش یا همراه با بارش (کد ۲۹) در مناطق شمال غرب، شمال و غرب کشور (مناطق ۱ و ۲) تقریباً به یک میزان رخ می‌دهد؛ اما بیشترین رخداد آنها ابتدا مربوط به زنجان و سپس قزوین است. این امر بیشتر به دلیل نزدیکی به سواحل دریای خزر و برخورداری از رطوبت مناسب آن در طول سال است که موجب رشد ابر و وقوع توفان تندر همراه با بارش می‌شود. بیشترین فراوانی رخداد

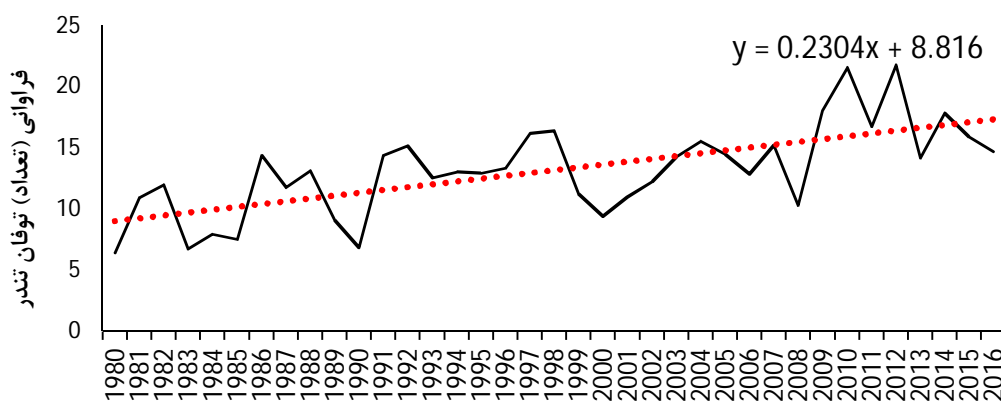
نمودار فراوانی سالانه انواع توفان‌های تندری در مناطق چهارگانه کشور (شکل ۵) نشان می‌دهد که وقوع توفان‌های تندری بدون بارش (کد ۱۷) در منطقه شمال غرب (منطقه ۱)، به خصوص در ارومیه و سپس در تبریز بیشتر از سایر مناطق است. این امر به سبب شرایط مناسب وقوع پدیده در کلیه ماه‌های فصل بهار است. در این فصل هنوز بادهای غربی از آذربایجان خارج نشده‌اند و از طرف دیگر بر اثر تابش عمودی آفتاب به دامنه‌های آفتاب‌گیر سطح زمین بسیار گرم‌تر از اتمسفر مجاور شده و در نهایت ناپایداری شدید را سبب می‌شود (علیچانی، ۱۳۸۷):

توفان همراه با گردوغبار ابتدا مربوط به ایستگاه تهران و سپس اهواز به ترتیب با ۵ و ۴ رخداد است. علاوه بر عوامل فوق، جریانات شدید، رفت و برگشت‌ها و جایگزینی توده‌های متغیر فشاری و همچنین خشکسالی‌های اخیر و خشک شدن تالاب‌ها که باعث بروز ناپایداری همرفتی به صورت بلندشدن گردوخاک می‌شود، در وقوع توفان همراه با گردوخاک و بدون بارش نقش مؤثری دارد.

روند وقوع توفان‌های تندری در کشور: محاسبه

روند با استفاده از سه آزمون رگرسیون خطی، من-کندال و تخمینگر شیب سن انجام شد. شکل ۶ روند تغییرات توفان‌های تندری را در ایران به روش رگرسیون خطی نشان می‌دهد. همانطور که از شکل بر می‌آید، صرف‌نظر از نوسانات عادی، سری زمانی میانگین تعداد روزهای توفان تندری در کشور در طی دوره آماری ۳۷ ساله با شیب رگرسیونی ۰/۲۳ واقع در سال (۸/۵) واقعه در دوره آماری روند افزایشی دارد.

توفان‌های تندری ملایم (کد ۹۵) نیز در منطقه شمال غرب و غرب با حداکثر خرم‌آباد و سپس کرمانشاه مشاهده می‌شود. عامل رطوبتی دریا‌های مجاور، مانند دریای عرب و دریای مدیترانه و همچنین عامل ارتفاع، هم به دلیل آفتاب‌گیری بیشتر و هم به عنوان یک عامل برای صعود به خصوص در ایستگاه خرم‌آباد که موقعیت کوهپایه‌ای دارد، دلیل اصلی این ناپایداری‌ها و رخداد توفان تندر است. سایر انواع توفان‌های تندری (کدهای ۹۶، ۹۷، ۹۸ و ۹۹) فراوانی زیادی در سطح کشور ندارند؛ اما باز در مناطق شمال غرب و غرب بیشتر رخ می‌دهند. توفان‌های تندری همراه با شن و گردوغبار (کد ۹۸) بیشتر در نواحی بیابانی و کویری که غالباً پوشیده از شن‌های روان هستند، رخ می‌دهند. گرمایش سطح زمین سبب ناپایداری و صعود شن‌ها توسط باد می‌شود. این سامانه‌ها غالباً از رطوبت بسیار کمی برخوردارند و همین امر باعث می‌شود تا همراه با گردوخاک و بدون بارش باشند (خالصی، ۱۳۹۳: ۵۷). بیشترین رخداد



شکل ۶: میانگین سالانه فراوانی (تعداد) توفان‌های تندری در ایران به همراه خط رگرسیون

مثبت، ۱۷ ایستگاه روند منفی و ۲ ایستگاه وضعیت بدون روند مشاهده می‌شود. نتایج دو آزمون دیگر نیز تقریباً مشابه نتایج آزمون رگرسیون است.

نتایج محاسبه روند تعداد سالانه توفان‌های تندری در ایستگاه‌ها با سه یادشده در دو سطح معنی‌داری ۰/۰۵ و ۰/۰۱ در جدول ۲ ذکر شده است. بر اساس آزمون رگرسیون خطی، در ۲۳ ایستگاه روند

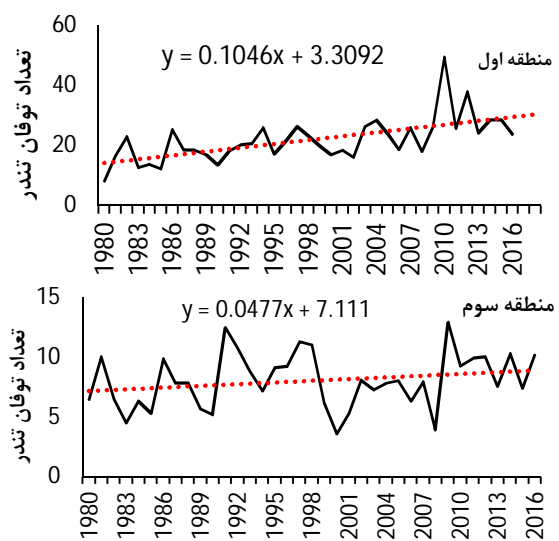
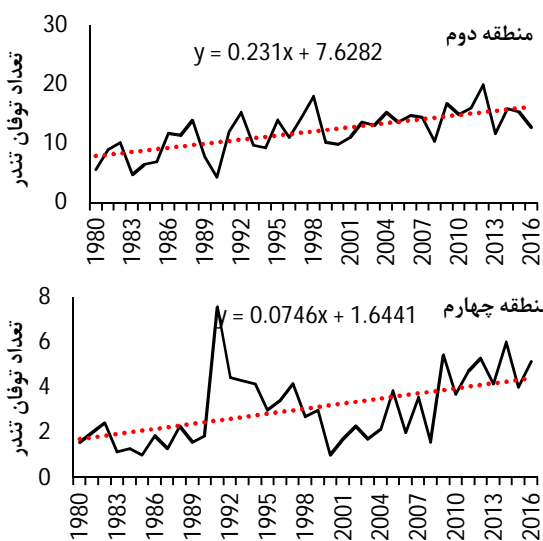
جدول ۲: نتایج روند سالانه تعداد توفان‌های تندری با آزمون‌های رگرسیون خطی، من-کنندال و تخمینگر شیب سن (۱۹۸۰-۲۰۱۶)

| نام ایستگاه | شیب خط رگرسیون | آماره Z من-کنندال | Q max سن | نام ایستگاه | شیب خط رگرسیون | آماره Z من-کنندال | Q max سن |
|---------------|----------------|-------------------|----------|-------------|----------------|-------------------|----------|
| آبادان | ۰/۰۳ | ۰/۵۸ | ۰/۰۴ | کرمانشاه | -۰/۱۶** | -۰/۷۹ | -۰/۱۸ |
| اهواز | ۰/۱۳ | ۱/۲۸ | ۰/۱۴ | خرم آباد | -۰/۲۱** | ۱/۷۷* | ۰/۷۴** |
| انزلی | ۰/۱۲ | ۰/۹۰ | ۰/۱۸ | خوی | -۰/۲۱۳** | ۲/۲۶** | ۰/۷۵** |
| اراک | -۰/۱۱ | -۱/۰۴ | -۰/۰۷ | مشهد | -۰/۳۸ | -۰/۴۵ | ۸/۰۹ |
| اردبیل | ۰/۲۴* | ۲/۴۷** | ۰/۳۰* | ارومیه | ۰/۷۸** | ۳/۵۷** | ۰/۷۰ |
| بابلسر | -۰/۰۱ | ۰/۲۰ | ۰ | رامسر | ۰/۵۱** | ۳/۸۳** | ۰/۵۹* |
| بم | ۰/۱۸ | ۲/۴۱** | ۰/۰۵ | رشت | ۰/۵۴** | ۴/۶۷** | ۰/۶۰** |
| بندرعباس | ۰/۰۸ | ۱/۰۴ | ۰/۱۳ | سبزوار | ۰/۰۶** | ۳/۳۳** | ۰/۲۵* |
| بندرلنگه | ۰ | ۰/۲۰ | ۰ | سقز | -۰/۱** | ۱/۹۴* | ۰/۱۵* |
| بیرجند | ۰/۲۰ | ۲/۸۰** | ۰/۲۰ | سنندج | -۰/۱** | ۲/۳۱** | ۰/۲۴ |
| بجنورد | ۰/۲۱* | ۲/۰۹* | ۰/۱۹ | سمنان | -۰/۰۵** | -۱/۱۱ | -۰/۰۶ |
| بوشهر | ۰/۰۳ | ۰/۲۹ | ۰ | شهرکرد | ۰/۱۵ | ۱/۸۵* | ۰/۱۴ |
| دوشان تپه | -۰/۰۴ | ۰/۸۱ | ۰/۰۹ | شاهرود | ۰/۳۸** | ۳/۷۸** | ۰/۳۸* |
| اصفهان | -۰/۰۳ | -۰/۸۷ | ۰ | شیراز | -۰/۰۳ | -۰/۱۸ | ۰ |
| فسا | ۰/۰۳ | ۰/۶۴ | ۰/۰۴ | تبریز | ۰/۷۹** | ۴/۴۳** | ۰/۷۵* |
| قزوین | ۰/۳۷** | ۲/۷۸** | ۰/۳۳ | تهران | ۰/۱۳ | ۱/۵۱ | ۰/۱۴ |
| گرگان | ۰/۶۲۵** | ۴/۸۷** | ۰/۵۸** | تربت حیدریه | -۰/۰۷** | -۰/۴۱ | ۰ |
| همدان فرودگاه | ۰/۳۱۴** | ۳/۰۲** | ۰/۲۵* | یزد | -۰/۰۲** | ۲/۴۸** | ۰/۰۶* |
| همدان نوژه | ۰/۰۷ | ۰/۷۹ | ۰/۰۸ | زابل | -۰/۰۳** | ۴/۱۵** | ۰/۱۵ |
| کاشان | ۰/۱۴۳** | ۱/۳۷ | ۰/۱۰* | زاهدان | -۰/۰۵** | ۲/۱۶* | ۰/۱۶ |
| کرمان | -۰/۰۳** | ۰/۱۳ | ۰ | زنجان | -۰/۱۸** | ۲/۱۸** | ۰/۲۴** |

*معنی‌دار در سطح ۰/۰۵، **معنی‌دار در سطح ۰/۰۱

مشخص است. بیشترین میزان روند افزایشی مربوط به منطقه دوم است.

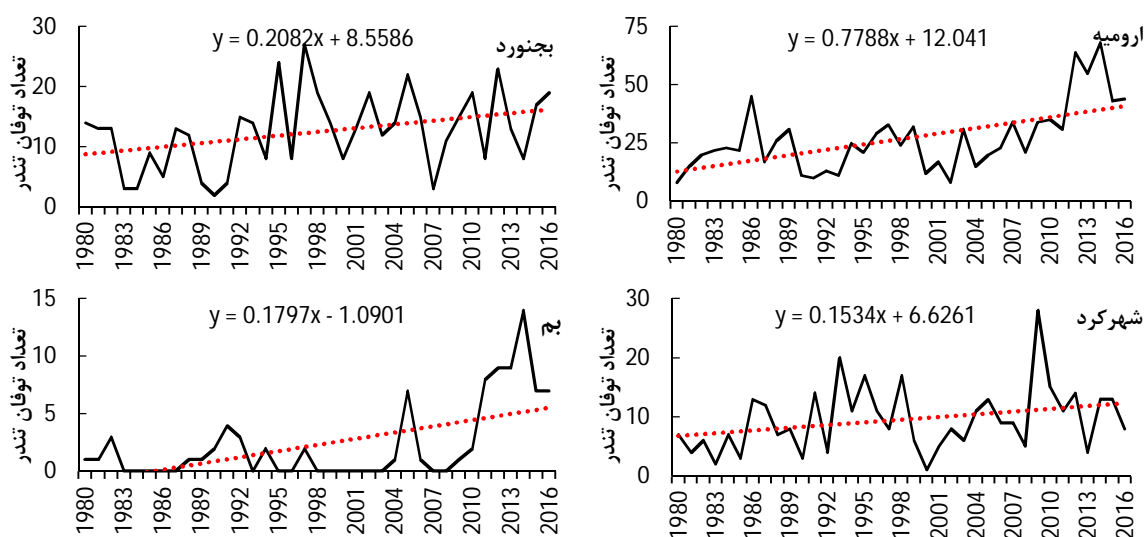
شکل ۷ روند تغییرات توفان‌های تندری را در مناطق چهارگانه ایران به روش رگرسیون خطی نشان می‌دهد. در هر چهار منطقه روند افزایشی کاملاً



شکل ۷: میانگین سالانه فراوانی (تعداد) توفان‌های تندری در مناطق چهارگانه ایران به همراه خط رگرسیون

ناهنجاری‌های مثبت و منفی شدید رخ داده است. بیشترین میزان آن در سال ۱۹۹۷ با ۲۷ رخداد و کمترین آن در سال ۱۹۹۰ با ۲ رخداد ثبت شده است. ایستگاه شهرکرد (منطقه ۳) با شیب رگرسیون ۰/۱۵ روند افزایشی ملایم‌تری را نسبت به ایستگاههای بجنورد و ارومیه دارد. در این ایستگاه در سال ۲۰۰۰ به علت ناهنجاری منفی جهش بزرگی در توفان‌های تندری رخ داده است. اما در سال‌های بعد روند افزایشی ادامه یافته است. روند تغییرات در ایستگاه بم (منطقه ۴) نیز با شیب رگرسیون ۰/۱۷ افزایشی است. تعداد توفان‌ها تا سال ۲۰۰۸ در اکثر سال‌ها تقریباً صفر بوده است. اما از سال ۲۰۰۸ به بعد با افزایش قابل توجهی روبه‌رو شده و تا پایان دوره آماری ادامه یافته است.

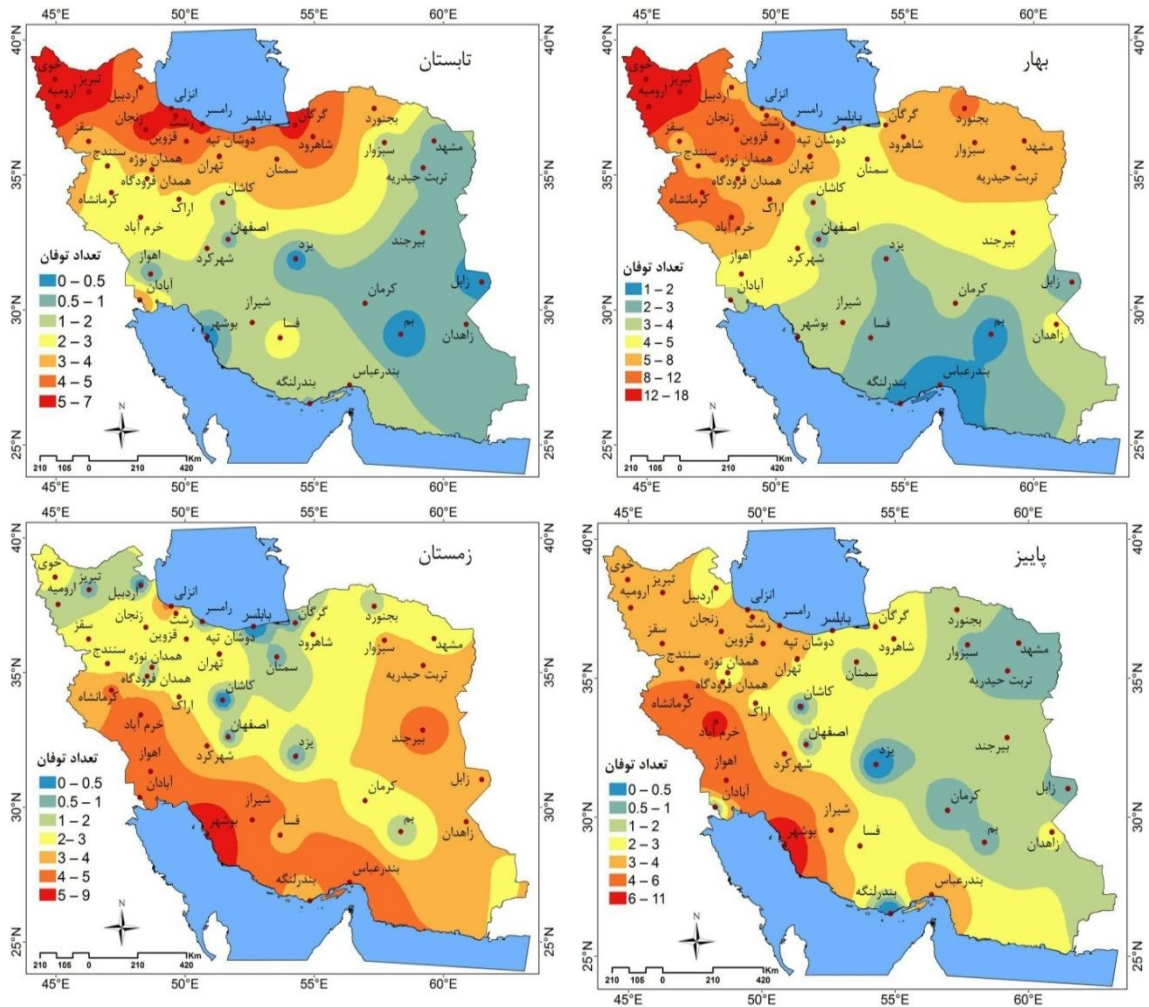
برای بررسی روندها، یک نمونه از هر منطقه مورد ارزیابی قرار گرفته است (شکل ۸). ایستگاه ارومیه (منطقه ۱) بعد از تبریز بیشترین مقدار روند افزایشی را در بین ایستگاهها داراست. این روند افزایشی در سال‌های اخیر تشدید نیز شده است. اما جهش‌های خیلی بزرگ در این ایستگاه صورت نگرفته است. بیشترین میزان آن در سال ۲۰۱۴ با ۶۳ رخداد و کمترین آن در سال‌های ۱۹۸۰ و ۲۰۰۲ با ۸ رخداد ثبت شده است. با توجه به روند معنی‌دار، به نظر می‌رسد که افزایش توفان‌های تندری در آینده نیز استمرار داشته باشد. ایستگاه بجنورد (منطقه ۲) نیز دارای روند افزایشی است و بیشترین شیب تغییرات را در بین ایستگاههای منطقه ۲ بعد از ایستگاه اردبیل دارد. در این ایستگاه جهش‌های متعدد با



شکل ۸: میانگین سالانه فراوانی توفان‌های تندری در ایستگاههای منتخب مناطق چهارگانه ایران به همراه خط رگرسیون

دوره آماری محاسبه و نقشه‌های مربوطه در شکل ۹ نشان داده شده است.

توزیع فصلی توفان‌های تندری: فراوانی رخداد توفان‌های تندری در فصول چهارگانه طی ۳۷ سال



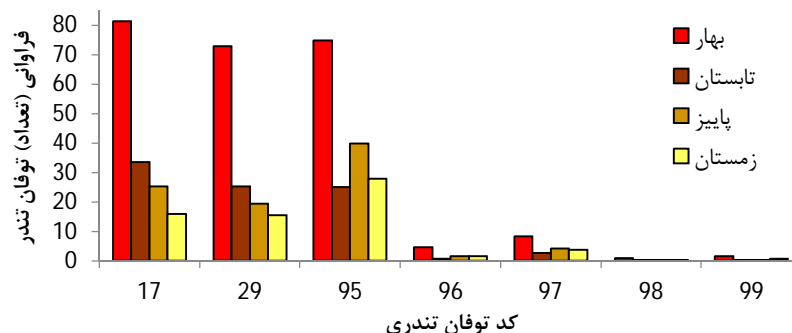
شکل ۹: میانگین فصلی تعداد روزهای توأم با توفان تندی در ایران طی دوره آماری (۱۹۸۰-۲۰۱۶)

می‌شود. از این رو به علت عملکرد تلفیقی سامانه‌های سینوپتیک و عوامل فیزیوگرافی، رخداد پدیده تشدید می‌شود. ارتفاع کم برای ایجاد و گسترش سامانه تندی مناسب نیست. هراندازه سطح تراکم همرفتی و سطح تراکم آزاد به سطح زمین نزدیک‌تر باشد، از طریق فرآیند تراکم مقداری زیادی انرژی آزاد می‌شود. بنابراین انرژی کمتری برای رخداد ناپایداری لازم است. این انرژی در ایستگاههای کوهستانی مثل خرم‌آباد، توسط پشته کوهستانی که دمای بیشتری را دریافت می‌کند و هم خود کوه که شرایط مساعدی را برای صعود توده هوا فراهم می‌کند، تأمین می‌شود. در مناطق کم‌ارتفاع، انرژی مورد نیاز فقط از طریق گرم شدن لایه‌های زیرین تأمین می‌شود و در طی فرآیند صعود تا رسیدن به سطح تراکم، انرژی بیشتری مصرف

با توجه به نقشه‌های شکل ۹، حداکثر توفان‌ها در فصل بهار در قسمت‌های شمال غربی کشور رخ می‌دهد. در فصل تابستان هسته‌های حداکثر در جنوب شرق دریای خزر متمرکز است. این امر به دلیل اختلاف دمای آب و خشکی و در نتیجه، برقراری جریان‌های دریا به خشکی و همچنین گرم شدن سطح زمین و وجود رطوبت کافی در این فصل است. در فصل پاییز نواحی با حداکثر فراوانی به قسمت‌های غرب و جنوب غرب، حوالی ایستگاههای بوشهر، اهواز و خرم‌آباد منتقل شده است. عقب‌نشینی پرفشار جنب-حاره، نفوذ زبانه پرفشار سرد سبیری از سمت شمال شرق و گسترش آن بر روی ایران تا جنوب غرب و سواحل جنوبی و همچنین بالابودن دمای پتانسیل سطح دریا در این مناطق موجب رخداد این پدیده

به سمت سواحل جنوبی کشیده شده‌اند. شکل ۱۰ نشان می‌دهد که فراوانی تمام کدها در فصل بهار بیشتر است. اما به طور کلی وضعیت‌های مخاطره‌آمیز در قزوین، تهران و سقز بیشتر رخ می‌دهد.

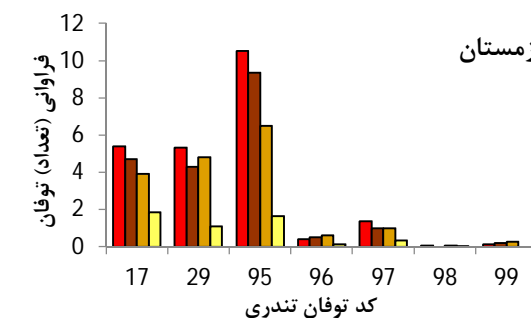
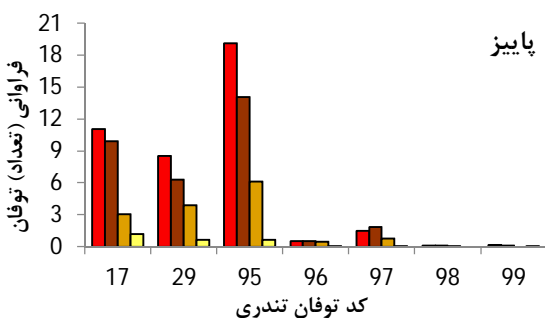
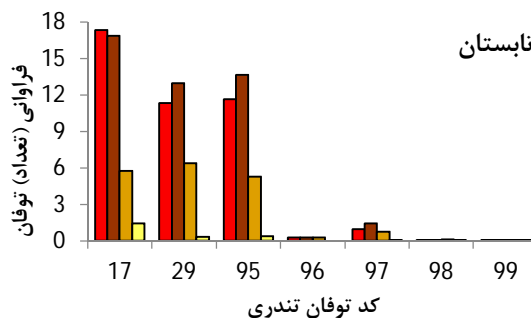
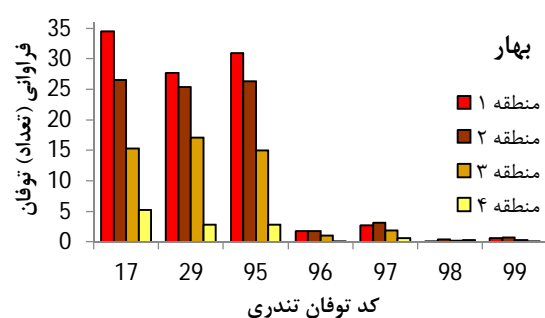
می‌شود (لشکری و حجتی، ۱۳۹۱: ۱۶). اما در ایستگاه بوشهر به علت رطوبت زیاد، زودتر به تراکم می‌رسد و بنابراین سطح پایه ابر تا سطح زمین کم است. در فصل زمستان، اوضاع تقریباً مانند فصل پاییز است؛ با این تفاوت که مناطق با فراوانی حداکثر، از غرب کشور



شکل ۱۰: فراوانی فصلی انواع توفان‌های تندی در ایران (میانگین ۱۹۸۰-۲۰۱۶)

کدهای ۹۷، ۹۸ و ۹۹ به ترتیب در قزوین، تهران و تبریز ثبت شده است. در فصل تابستان فراوانی اکثر کدها در منطقه ۲، و در پاییز و زمستان در منطقه ۱ بیشتر است.

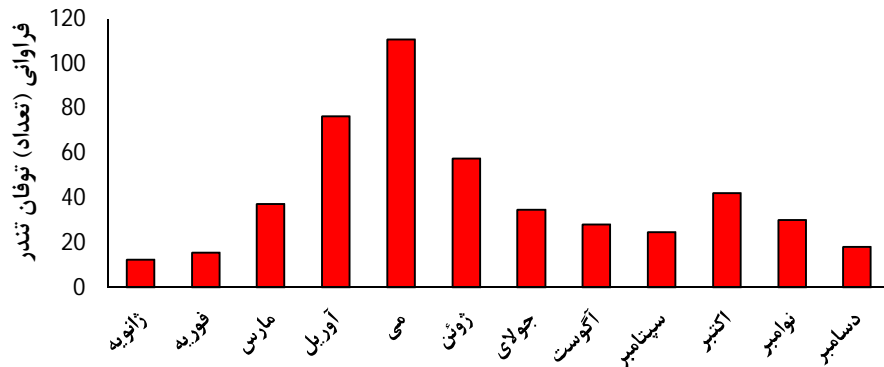
از نظر منطقه‌بندی، با توجه به شکل ۱۱ بیشترین فراوانی توفان‌های تندی در فصل بهار در منطقه ۱ مشاهده می‌شود. بیشترین فراوانی کدهای ۱۷ و ۲۹ در ارومیه، کد ۹۵ در تبریز، کد ۹۶ در سقز و زنجان، و



شکل ۱۱: فراوانی فصلی انواع توفان‌های تندی در مناطق چهارگانه ایران (میانگین ۱۹۸۰-۲۰۱۶)

کمترین آن مربوط به ماه ژانویه با ۱۲ رخداد بوده است.

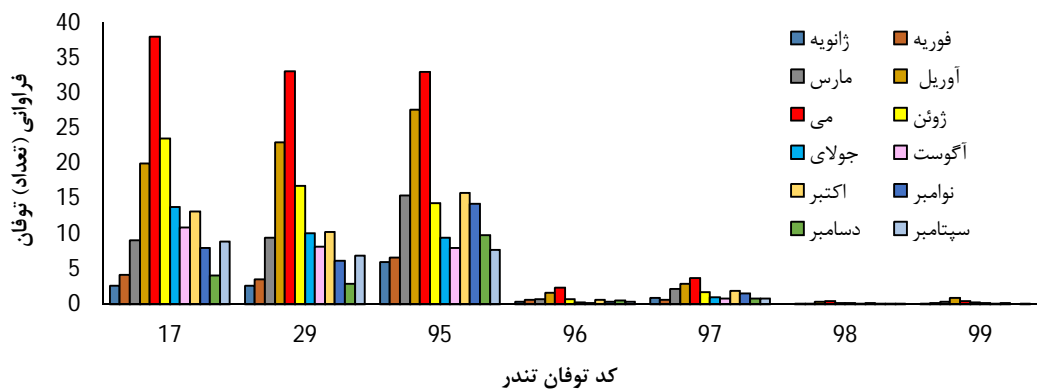
توزیع ماهانه توفان‌های تندی: بر اساس نمودار شکل ۱۲، حداکثر تعداد ماهانه توفان‌های تندی در ایران مربوط به ماه می با میانگین سالانه ۱۱۱ و



شکل ۱۲: فراوانی ماهانه رخداد توفان‌های تندی در ایران (میانگین ۲۰۱۶-۱۹۸۰)

تمام کدهای توفان تندی ابتدا مربوط به ماه می و سپس ماه‌های آوریل و ژوئن است.

بررسی فراوانی هر کدام از کدها در ماه‌های سال (شکل ۱۳) معلوم می‌کند که بیشترین فراوانی‌های



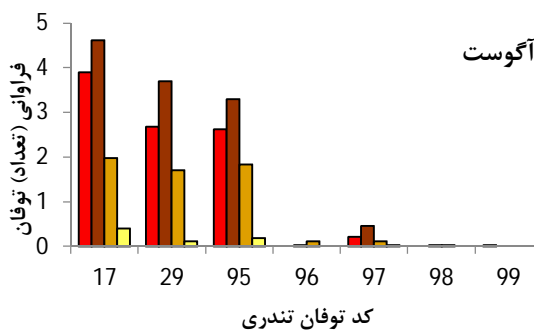
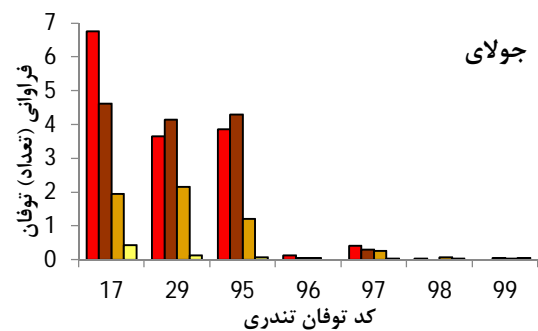
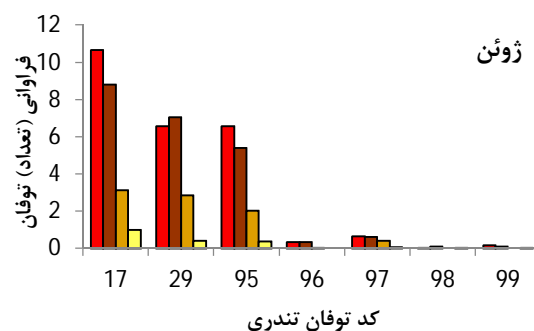
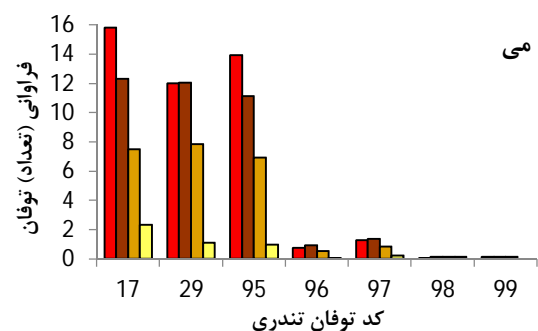
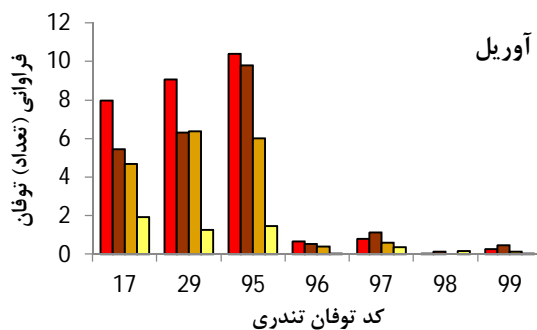
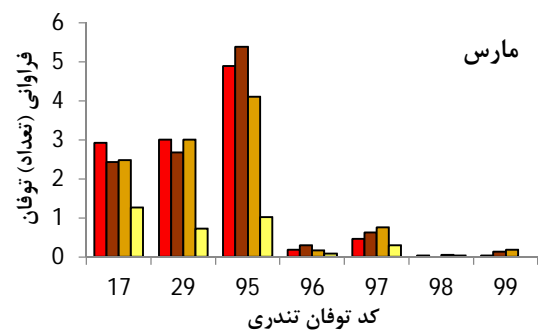
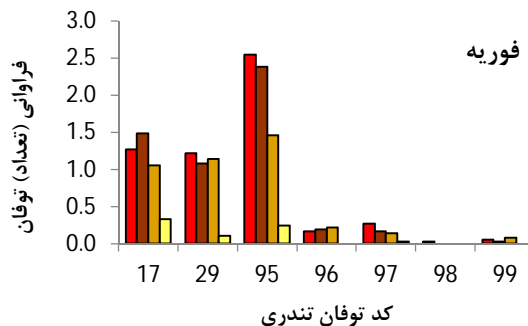
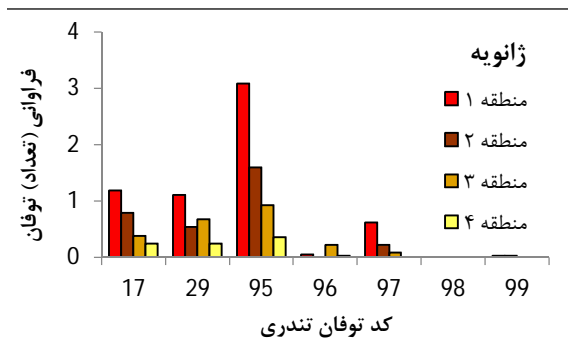
شکل ۱۳: فراوانی ماهانه رخداد انواع توفان‌های تندی در ایران (میانگین ۲۰۱۶-۱۹۸۰)

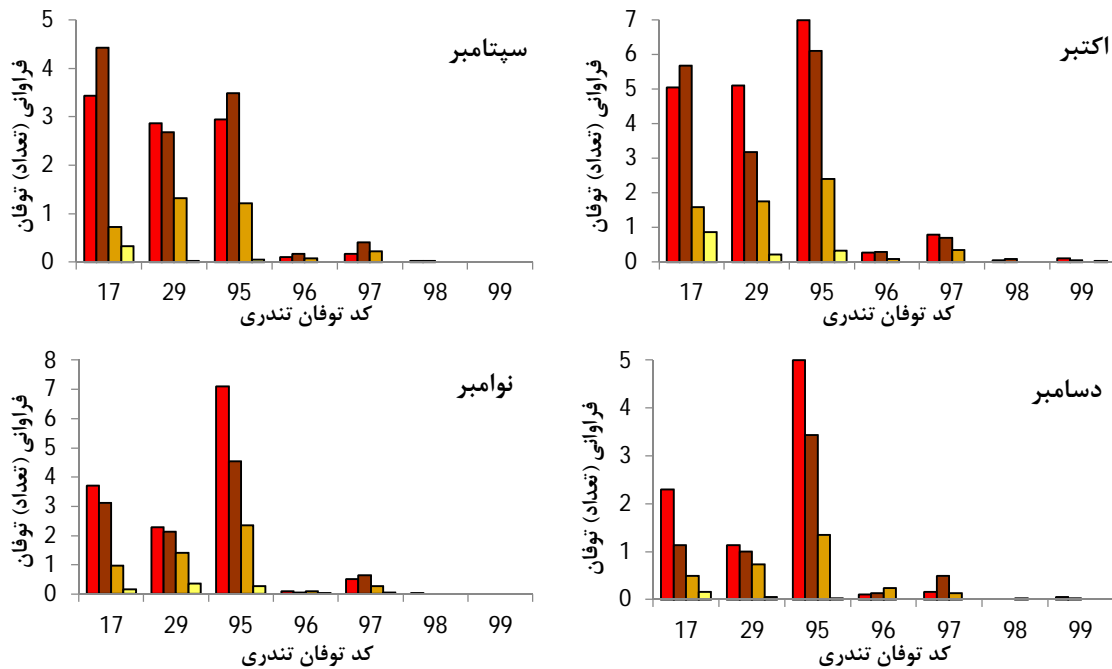
ویژه آب، تشکیل سیستم‌های فشاری متفاوت بر روی دریا و خشکی و شکل‌گیری جریانات دریا به خشکی، از اهم آنهاست. از نظر تحولات ترمودینامیکی، سواحل جنوب بسیار متأثر از تحولات دریای عرب و اقیانوس هند و شاخص IOD است. در سال‌هایی که این شاخص مثبت است، اغتشاشات بیشتری برای تراف صعود همرفت وجود دارد. بین ماه‌های مارس تا اکتبر بیشترین فراوانی رخدادها در مناطق شمال و شمال غرب کشور مشاهده می‌شود. فراوانی رخدادها از مارس تا ماه می در این مناطق افزایش می‌یابد و سپس به تدریج از میزان فراوانی در ماه‌های بعدی کاسته می‌شود. در این مدت، غرب کشور هنوز تحت تأثیر سیستم‌های مدیترانه‌ای قرار دارد. اختلاف دمای هوا در مناطق دشت و کوهستان که هنوز دارای برف

در بررسی منطقه‌ای، همانند قبل، بیشترین فراوانی وقوع ماهانه کدهای توفان‌های تندی مربوط به مناطق ۱ و ۲ است (شکل ۱۴). بیشترین آن در ماه ژانویه مربوط به بوشهر و سپس انزلی است. اما در شهرهایی مثل اردبیل، اصفهان، خوی، یزد، کرمان، سبزوار، کاشان، بجنورد در طی دوره آماری در ماه ژانویه رخدادی مشاهده نشده است. در ماه فوریه بیشترین فراوانی رخداد مربوط به بوشهر، بندرعباس و بندرانزلی است و در شهرهایی مثل اردبیل، اصفهان، خوی، یزد، کرمان، سبزوار، کاشان و بجنورد رخدادی مشاهده نشده است. دلایل زیادی برای رخداد توفان‌های تندی در ماه‌های سرد سال در مجاورت سواحل شمال و جنوب کشور می‌توان ذکر کرد. دسترسی به هوای گرم و مرطوب، بالا بودن گرمای

نوامبر و دسامبر بیشترین فراوانی مربوط به ایستگاه‌های بوشهر و خرم‌آباد است.

هستند، بسیار قابل توجه بوده و تابش عمودتری تر آفتاب در مناطق کوهستانی، شرایط را برای همرفت دامنه‌ای و صعود ناگهانی فراهم می‌نماید. در ماه‌های

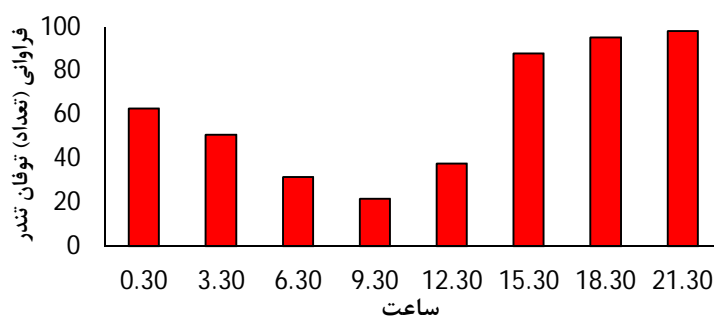




شکل ۱۴: فراوانی ماهانه انواع توفان‌های تندری در مناطق چهارگانه ایران (میانگین ۲۰۱۶-۱۹۸۰)

دورتر از منطقه منشأ شکل گیرد. تکرار شرایط شکل‌گیری در یک منطقه با وضعیت توپوگرافی و رطوبتی خاص، منجر به ایجاد یک الگو در آن منطقه می‌شود. از طرف دیگر، رژیم بارش همرفتی در یک مکان بر اساس نوع اقلیم منطقه (کوهستانی، ساحلی، بیابانی و ...) متفاوت است. مثلاً گاه در مناطق ساحلی مجاور ارتفاعات، اگر عامل صعود در سطح بالا فراهم شود، در طی شب با توجه به پسداد انرژی بیشتر خشکی، کوهستان مرکز پرفشار و دریا مرکز کم‌فشار می‌شود و جهت جریانات از کوهستان به دریا موجب رگبارهای ساحلی شبانه در مقیاس کوچک می‌شود. این نوع بارش‌ها از همرفت‌های نسیم ساحل و دریا پیروی می‌کند. در مناطق کوهستانی یا دشت‌های مجاور کوهستان، بارش همرفتی بیشتر در بعدازظهر و اوایل شب رخ می‌دهد.

توزیع ساعتی توفان‌های تندری: نتایج توزیع ساعتی توفان‌های تندری در شکل ۱۵ نشان داده شده است. به طور کلی فراوانی رخداد پدیده در ساعات ۲۱:۳۰ و ۱۸:۳۰ تقریباً یکسان است؛ اما در ساعت ۲۱:۳۰ بیشتر رخ می‌دهد. بیشترین پسداد انرژی تابشی خورشیدی مربوط به ساعات بعدازظهر و اوایل شب است. این امر از یک طرف سبب افزایش تبخیر و از طرف دیگر تسهیل شرایط صعود می‌شود. در واقع توفان‌های تندری، حاصل گرمای نهان آزادشده از طریق تراکم است که در لایه‌های فوقانی تبدیل به بارش می‌شود. در نتیجه افزایش تبخیر و صعود در اوایل شب، ابرها به تدریج حجیم‌تر می‌شوند. زمانی که رطوبت به اندازه کافی بالا باشد، امکان رخداد توفان‌های تندری در بعدازظهرها هم فراهم می‌شود. بنابراین یک توفان تندر می‌تواند تا اواخر شب نیز دوام داشته باشد و همچنین بر اساس شرایط، در منطقه‌ای



شکل ۱۵: فراوانی ساعتی توفان‌های تندری در ایران (میانگین ۱۹۸۰-۲۰۱۶)

به ساعت ۱۸:۳۰ بعدازظهر است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، تراکم و وقوع توفان با توجه به دمای هوای مناطق به تأخیر می‌افتد؛ به طوری که در بوشهر و بندرلنگه بیشتر در صبح‌ها رخ می‌دهد.

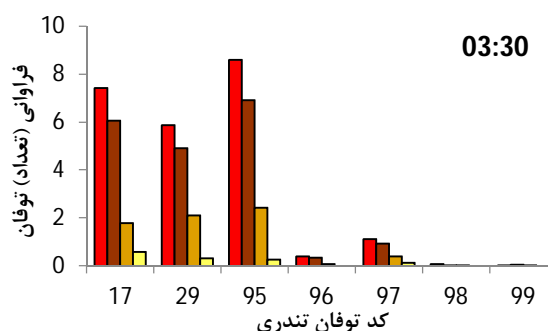
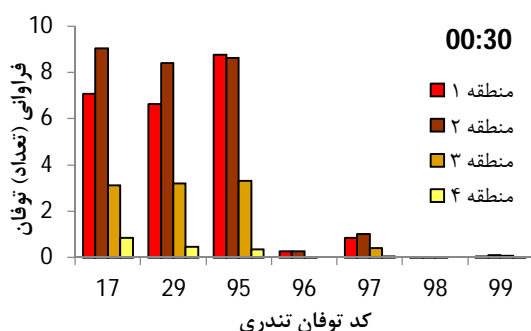
بر اساس آمار جدول ۳، در ایستگاه بوشهر بیشترین ساعات رخداد توفان تندری مربوط به ساعت ۶:۳۰ صبح با متوسط سالیانه ۴ رخداد، در ایستگاه‌های خرم‌آباد، ارومیه و تبریز مربوط به ساعت ۲۱:۳۰ شب و در ایستگاه‌های قزوین و زنجان مربوط

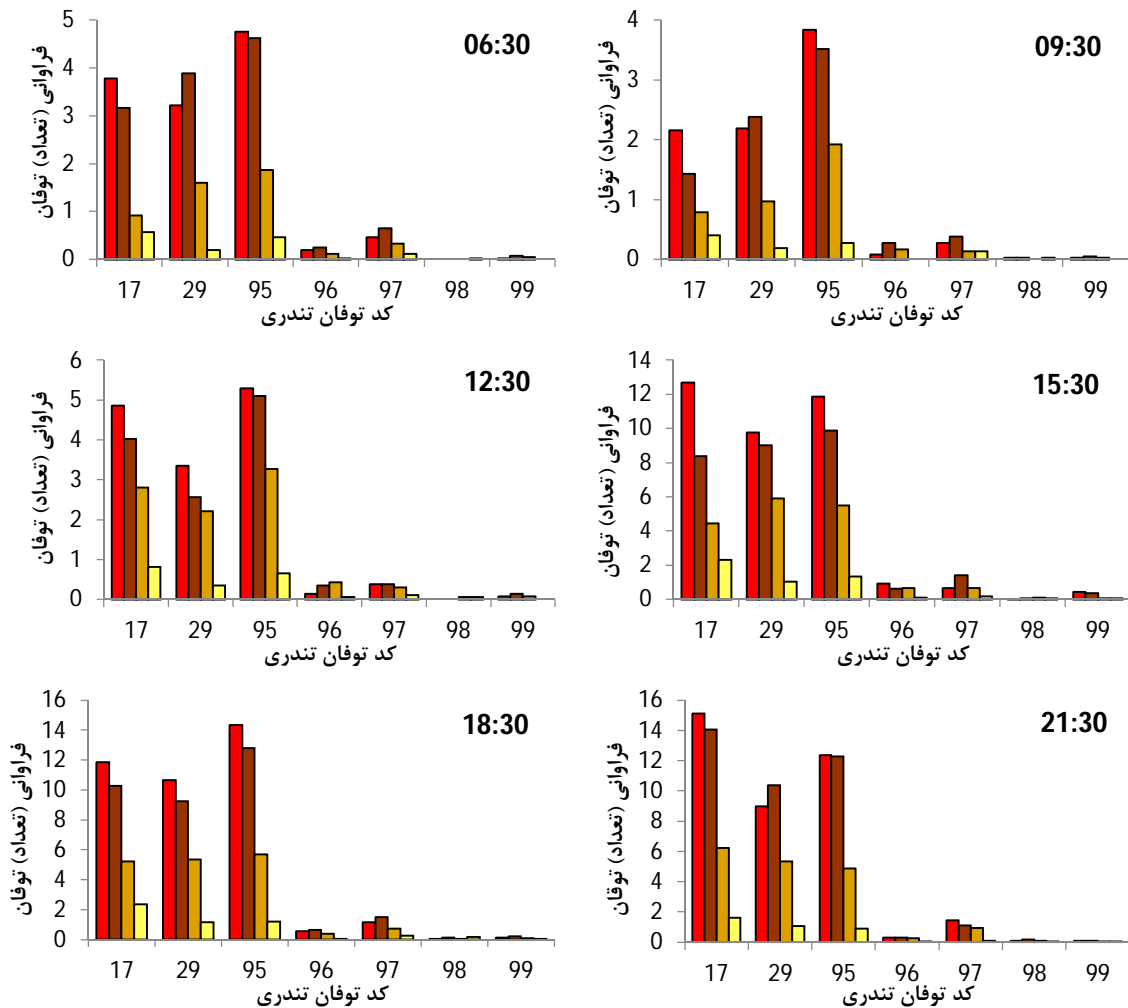
جدول ۳: ساعات حداکثر رخداد توفان‌های تندری در ایستگاه‌های ایران (میانگین ۱۹۸۰-۲۰۱۶)

| ایستگاه | ساعت |
|--|-------|
| بندرعباس | ۰۰:۳۰ |
| بندرلنگه، بوشهر | ۰۶:۳۰ |
| اراک، قزوین، کرمانشاه، کرمان، کاشان، شاهرود، بیرجند، شهرکرد، سنندج، همدان، نوزه، سقز، ارومیه، زنجان، زاهدان | ۱۵:۳۰ |
| همدان فرودگاه، فسا، اصفهان، مشهد، زابل، یزد، شیراز، خوی، بم | ۱۸:۳۰ |
| بندرانزلی، اهواز، آبادان، اردبیل، بجنورد، بابلسر، خرم‌آباد، تهران، رامسر، سمنان، تبریز، تربت‌حیدریه، گرگان، سبزوار، رشت، دوشان‌تپه | ۲۱:۳۰ |

کدها در ساعات مختلف شبانه‌روز مربوط به مناطق ۱ و ۲ است.

فراوانی ساعتی رخداد هرکدام از کدها در مناطق چهارگانه نیز در شکل ۱۶ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، باز بیشترین فراوانی





شکل ۱۶: فراوانی ساعتی رخداد انواع توفان‌های تندری در مناطق چهارگانه ایران (میانگین ۲۰۱۶-۱۹۸۰)

جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

رخداد، سپس تابستان با ۷۱ رخداد، پاییز با ۶۳ رخداد و زمستان با ۴۰ رخداد است. اما با توجه به وضعیت جغرافیایی و اقلیمی مناطق مختلف کشور، فراوانی رخدادها در مقیاس‌های فصلی، ماهانه و ساعتی وضعیت متفاوتی دارد؛ به طوری که در مناطق گرمسیر جنوب و جنوب‌غرب و بخشی از غرب، بیشترین توفان‌های تندری به دلیل عقب‌نشینی پرفشار جنب حاره و وجود شرایط مناسب برای صعود در فصول پاییز و زمستان رخ می‌دهد که تأیید نتیجه کار لشکری و حجتی (۱۳۹۱: ۱۵) است. در صورتی که در مناطق سردسیر شمال‌غرب، حداکثر رخداد این توفان‌ها مربوط به فصل بهار و ماه می است که با نتایج کار خوشحال دستجردی و قویدل رحیمی (۱۳۸۶: ۱۰۱)

مطالعه رخدادهای زبان‌بار مرتبط با توفان‌های تندری مانند تگرگ، رگبارهای باران، رعدوبرق، بادهای شدید و غیره تاکنون در طرح‌های آمایش شهری و منطقه‌ای کشور کمتر مورد توجه قرار گرفته است. گام آغازین این مطالعات، داشتن تصویری روشن از رفتار فضایی پدیده در عرصه‌های جغرافیایی است. در این پژوهش فراوانی رخداد توفان‌های تندری در مقیاس‌های زمانی ساعتی، ماهانه، فصلی و سالانه، و نیز روند سالانه آنها در ۴۲ ایستگاه سینوپتیک کشور طی دوره زمانی ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۶ بررسی و تحلیل شد. نتایج نشان می‌دهد که به طور کلی، فراوانی فصلی رخداد توفان‌های تندری ابتدا مربوط به بهار با میانگین ۲۰۷

- های تندری استان تهران. فصلنامه جغرافیای طبیعی، سال هشتم، شماره ۲۸، صص ۸۷-۱۰۰.
۲. بابائیان، ایمان. زهرا نجفی نیک و فاطمه زایل عباسی و مجید حبیبی نوخندان و حامد ادب و شراره ملبوسی. ۱۳۸۸. ارزیابی تغییر اقلیم کشور در دوره ۲۰۱۰-۲۰۳۹ میلادی با استفاده از ریز مقیاس‌نمایی داده‌های مدل گردش عمومی جو ECHO-G. جغرافیا و توسعه، دوره ۷، شماره ۱۶، صص ۱۳۵-۱۵۲.
۳. جلالی، اروج. مقصود جهانی. ۱۳۸۷. بررسی پراکنش مکانی بارش‌های تندری شمال غرب ایران. فضای جغرافیایی، سال ۸، شماره ۲۳، صص ۳۵-۵۸.
۴. حجازی‌زاده، زهرا. ۱۳۷۹. بررسی عوامل سینوپتیکی بارش و طوفان‌های توأم با رعدوبرق در غرب کشور. مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی (دانشگاه خوارزمی)، دوره ۸، شماره‌های ۲۸ و ۲۹، صص ۵-۲۶.
۵. خالصی، فریده. ۱۳۹۳. واکاوی زمانی توفان‌های تندری در ایران. دو فصلنامه آب‌وهواشناسی کاربردی، سال ۱، شماره ۱، صص ۴۷-۶۰.
۶. خوشحال دستجردی، جواد. یوسف قویدل رحیمی. ۱۳۸۶. شناسایی ویژگی‌های سوانح محیطی منطقه شمال غرب ایران (نمونه مطالعاتی: خطر توفان‌های تندری در تبریز). مدرس علوم انسانی (برنامه‌ریزی و آمایش فضا)، دوره ۱۱، شماره ۵۳، صص ۱۰۱-۱۱۶.
۷. خوشحال دستجردی، جواد. عبدالقدیر نظری و ابوطالب عبدی. ۱۳۹۵. تحلیل ترمودینامیک - همدید رخداد تگرگ روز ۲۰ مهرماه ۱۳۸۹ در شهر گرگان. آمایش جغرافیایی فضا، دوره ۶، شماره ۲۲، صص ۲۲۵-۲۴۴.
۸. رسولی، علی‌اکبر. ۱۳۸۴. مدل‌سازی بارش‌های رعدوبرقی محدوده شهر تبریز از دیدگاه ریسک وقوع سیلاب. کنفرانس بین‌المللی بلایای طبیعی، دانشگاه تبریز.
۹. رسولی، علی‌اکبر. خدیجه جوان. ۱۳۹۱. تحلیل روند وقوع توفان‌های رعدوبرقی در نیمه غربی ایران با کاربرد آزمون‌های ناپارامتری. فضای جغرافیایی، سال ۱۲، شماره ۳۸، صص ۱۱۱-۱۲۶.
۱۰. رسولی، علی‌اکبر. جواد بداق جمالی و اروج جلالی. ۱۳۸۶. توزیع زمانی بارش‌های رعدوبرقی منطقه شمال غرب ایران. مجله پژوهشی علوم انسانی دانشگاه اصفهان، دوره ۲۲، شماره ۱، صص ۱۷۰-۱۵۵.
۱۱. سبحانی، بهروز. فخری‌سادات فاطمی‌نیا. ۱۳۹۳. مدل‌سازی فراسنج‌های اقلیمی استان خراسان جنوبی.

مطابقت دارد. در ایستگاه‌های غرب کشور مانند کرمانشاه با توجه به اهمیت رخداد تگرگ برای محصولات کشاورزی بیشترین میزان کد ۹۶ در ماه می رخ می‌دهد که این یافته با یافته میرموسوی و همکاران (۱۳۹۲: ۸۳) همخوانی دارد. بررسی نتایج در مقیاس ساعتی نشان می‌دهد که به طور کلی فراوانی رخداد در ساعت ۲۱:۳۰ محلی و سپس به ترتیب در ساعات ۱۸:۳۰، ۱۵:۳۰، ۱۰:۳۰، ۳:۳۰، ۶:۳۰ بیشتر است و کمترین میزان نیز در ساعت ۹:۳۰ محلی رخ می‌دهد. حداکثر فراوانی رخداد ساعتی در ایستگاهها با توجه به دمای هوای ایستگاهها به تأخیر می‌افتد. تحلیل روند فراوانی در ایستگاهها نیز نشان‌دهنده روندهای افزایشی در بیشتر ایستگاههاست که این روند افزایشی و زیاد شدن رخداد توفان‌های تندری در سال‌های اخیر به دلیل گرمایش جهانی و افزایش دماها بوده است (Klotzsche, 2013: 3). فلاح قاله‌ری و شاکری (۱۳۹۴: ۹۷) نیز در بررسی روند توفان‌های تندری با آزمون‌های متفاوت به نتایجی مشابه پژوهش حاضر رسیدند. اما در مواردی نیز مقادیر روند و سطح معنی‌داری با نتایج پژوهش حاضر متفاوت است.

پیشنهادها

- برای رسیدن به نتایج بهتر در پژوهش‌های آینده، موارد زیر پیشنهاد می‌شود:
- ۱- تفکیک انواع توفان‌های تندری (توده‌هوایی، جبهه-ای) و بررسی رفتار زمانی و مکانی هر کدام در سطح کشور
 - ۲- انجام مطالعات در مقیاس‌های بزرگ‌تر (مناطق محدودتر) در سطح کشور
 - ۳- تلفیق نتایج مطالعه با الگوهای سینوپتیک منطقه-ای و سیاره‌ای
 - ۴- مطالعه دینامیک توفان‌های تندری با شاخص‌های ناپایداری

منابع

۱. احمدی، محمود. یوسف قویدل رحیمی و محدثه جانثاری. ۱۳۹۴. تحلیل زمانی- مکانی سالانه توفان-

۲۲. میراحمدی، اکبر. ۱۳۹۱. بررسی ویژگی‌های آماری توفان‌های تندری در کوه‌رنگ بختیاری. همایش ملی انتقال آب بین‌حوضه‌ای (چالش‌ها و فرصت‌ها)، شهرکرد.
۲۳. میرموسوی، سیدحسین. مسعود جلالی و حدیث کیانی. ۱۳۹۲. تحلیل زمانی- مکانی احتمال وقوع بارش تگرگ در استان کرمانشاه. فضای جغرافیایی، سال ۱۳، شماره ۴۳، صص ۸۳-۹۸.
24. Cecil, D.J., Buechler, D.E., and Blakeslee, R.J. 2015. TRMM LIS Climatology of Thunderstorm Occurrence and Conditional Lightning Flash Rates. *Journal of Climate*, 28(16): 6536-6547.
25. Florin Nacula, M. 2010. Recent Changes in Thunderstorm Activity in Vaslui. *Present Environment and Sustainable Development*, 4: 407-414.
26. Grandt, C. 1992. Thunderstorm Monitoring in South Africa and Europe by Means of Very Low Frequency Sferics. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, Issue D16, pp. 18215-18226.
27. Horgan, K.L., Schultz, D.M., Hales, J.E., Corfidi, S.F., and Johns, R.H. 2006. A Five-Year Climatology of Elevated Severe Convective Storms in the United States East of the Rocky Mountains. *Weather and Forecasting*, 22: 1031-1044.
28. Klotzsche, S. 2013. Changes of Meteorological Parameters that Influence Tornadoes and Thunderstorms in Climate Simulations with Models from the Fifth Phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5), M.Sc. Thesis in Meteorology, advisor: J. Quaas.
29. Kunz, M., Sander, J., and Kottmeier, Ch. 2009. Recent Trends of Thunderstorm and Hailstorm Frequency and Their Relation to Atmospheric Characteristics in Southwest Germany. *International Journal of Climatology*, 29(15): 2283-2297.
30. Lin-Lin, Z., Jian-Hua, S., and Jie, W. 2010. Thunder Events in China 1980-2008. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 3(4): 181-188.
- پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۶، شماره ۳، صص ۳۱۱-۳۳۲.
۱۲. شیرغلامی، هادی. بیژن قهرمان. ۱۳۸۴. بررسی روند تغییرات دمای متوسط سالانه در ایران. نشریه علوم آب و خاک (علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی)، سال ۹، شماره ۱، صص ۹-۲۴.
۱۳. صلاحی، برومند. ۱۳۸۹. بررسی ویژگی‌های آماری و هم‌مدیدی طوفان‌های تندری استان اردبیل. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ۴۲، شماره ۷۲، صص ۱۲۹-۱۴۲.
۱۴. علیجانی، بهلول. ۱۳۸۷. آب‌وهوای ایران. چاپ هشتم، تهران، مؤسسه انتشارات دانشگاه پیام نور.
۱۵. علیجانی، بهلول. محمدرضا کاویانی. ۱۳۹۵. مبانی آب‌وهواشناسی. چاپ نوزدهم، تهران، سمت.
۱۶. فلاح قالهری، غلامعباس. فهیمه شاکری. ۱۳۹۴. شناسایی روند تغییرات فراوانی وقوع طوفان‌های تندری در ایران. تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال ۱۵، شماره ۳۸، صص ۹۷-۱۱۷.
۱۷. قویدل رحیمی، یوسف. پرستو باغبانیان و منوچهر فرج‌زاده اصل. ۱۳۹۴. روند تغییرات زمانی مخاطره توفان‌های تندری در ایران. برنامه‌ریزی و آمایش فضا، دوره ۱۹، شماره ۲، صص ۱۸۵-۲۱۰.
۱۸. لشکری، حسن. زهرا حجتی. ۱۳۹۱. تحلیل سینوپتیکی- دینامیکی توفان‌های تندری در جنوب غرب کشور. سپهر، دوره ۲۱، شماره ۸۲، صص ۱۴-۲۱.
۱۹. معصوم‌پور سماکوش، جعفر. احمد فجاد. ۱۳۹۴. واکاوی آماری- ترمودینامیکی طوفان‌های تندری ایران. جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، سال ۱۳، شماره ۲، صص ۲۴۸-۲۲۷.
۲۰. معصوم‌پور سماکوش، جعفر. مرتضی میری و حسن ذوالفقاری و داریوش یاراحمدی. ۱۳۹۲. تعیین سهم بارش‌های همرفتی شهر تبریز بر اساس شاخص‌های ناپایداری. تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال ۱۳، شماره ۳۱، صص ۲۲۷-۲۴۵.
۲۱. ملکی‌نژاد، حسین. مهدی سلیمانی مطلق و اعظم جایدری و سمیه شاطر آبشوری. ۱۳۹۲. تحلیل روند تغییرات بارندگی و خشکسالی با استفاده از آزمون‌های من-کندال و سن در استان تهران. نیوار، دوره ۳۷، شماره‌های ۸۰-۸۱، صص ۴۳-۵۴.

- Tropical Station: Comparison with Microwave Radiometer Measurements. *Atmospheric Research*, Vol. 124, pp. 21-23.
34. Reap, R.M. 1991. Climatological Characteristics and Objective Prediction of hunderstorms over Alaska. *Weather and Forecasting*, 6(3): 309-319.
35. Stanley, A., Changnon, Jr. 1985. Secular Variations in Thunder-Day Frequencies in the Twentieth Century. *Journal of Geophysical Research*, 90: 6181-6194.
31. Partal, T., and Kahya, E. 2006. Trend Analysis in Turkish Precipitation Data. *Hydrological Processes*, 20: 2011-2026.
32. Rasuly, A.A., Cheung, K.K.W., and McBurney, B. 2015. Hail Events Across the Greater Metropolitan Severe Thunderstorm Warning Area. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15: 973-984.
33. Ratnam, M.V., Santhi, Y.D., Rajeevan, M., and Rao, S.V.B. 2013. Diurnal Variability of Stability Indices Observed using Radiosonde Observations over a