

واکاوی آماری - همدیدی توفان‌های تندری سواحل جنوبی ایران

جعفر معصوم‌پور سماکوش^{۱*}، مرتضی میری^۲ و مجتبی رحیمی^۳

۱. استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

۲. دانش‌آموخته دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

۳. دانشجوی دکتری، گروه اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۴/۱۱/۲۶، پذیرش نهایی: ۹۵/۷/۲۷)

چکیده

هدف از تحقیق حاضر، بررسی آماری، ترمودینامیکی و همدیدی توفان‌های تندری سواحل جنوبی کشور طی دوره ۱۹۹۵-۲۰۱۴ است. بدین منظور از داده‌های ایستگاه‌های همدید استان‌های بوشهر و هرمزگان استفاده شد. به‌منظور تحلیل همدیدی از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، مؤلفه u ، v و فشار سطح دریا استفاده شد. برای تحلیل شرایط ترمودینامیکی نیز داده‌های جو بالا با شاخص‌هایی نظیر LI ، $CAPE$ ، TT بررسی شد. نتایج روشن ساخت که روند مکانی این پدیده از غرب به شرق کاهش می‌یابد و پتانسیل رخداد آن در استان بوشهر بیش از هرمزگان است. از نظر زمانی، بیشترین رخداد این پدیده در پاییز با ۴۵ و زمستان با ۴۳ درصد ثبت شده است. در مقیاس ساعتی تفاوت قابل توجهی در ساعت‌های متفاوت مشاهده نمی‌شود و امکان رخداد آن در همه ساعت‌ها به‌ویژه به هنگام صبح محلی وجود دارد. نتایج همدیدی حاکی از نفوذ بادهای غربی تا جنوب عربستان و قرارگیری ناحیه واگرایی و منطقه فرارفت تاوایی مثبت روی منطقه مورد بررسی است که شرایط ناپایداری و صعود هوا را ایجاد می‌کند. این گسترش بادهای غربی یا ناشی از شکل‌گیری سامانه‌های بندالی در تراز میانی جو و یا ناشی از وزش نصف‌النهاری آنها و فرارفت هوای سرد از اروپا یا شمال آسیا روی شرق مدیترانه است. مقادیر حاصل از شاخص‌های ترمودینامیکی نشان داد که در این منطقه، همرفت و ناپایداری‌های ایجاد شده تحت‌تأثیر شرایط محلی، عامل اصلی رخداد این پدیده نیستند و در صورت فراهم شدن شرایط مناسب در ترازهای بالایی جو، همرفت درحکم عامل تشدیدکننده این پدیده محسوب می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: شاخص‌های ناپایداری، Raob، سامانه بندالی، فرارفت، توفان تندری.

۱. مقدمه

تشکیل یک توفان تندری به حساب می‌آید (دالدن، ۲۰۰۱). در رخداد این پدیده هرچند فرایندهای دینامیکی نقش مهمی در صعود و ایجاد همرفت دارند، اما گردش همدیدی جو در پیوند با فرایندهای میان‌مقیاس، اغلب برای تجزیه و تحلیل علت رخداد توفان تندری در نظر گرفته می‌شوند (چرنسکی و همکاران، ۲۰۱۵). رخداد این پدیده تهدیدی مهم برای مناطق تحت‌تأثیر آن است، زیرا وقوع پدیده توفان و حوادث شدید مرتبط به آن همچون بارش‌های سنگین، تگرگ و تندبادها، موجب خسارت قابل توجهی به کشاورزی، ساختمان‌ها یا امکانات و تأسیسات زیربنایی می‌شود (کانز و همکاران، ۲۰۰۹). از این رو شناسایی ویژگی‌های این پدیده همواره مورد توجه پژوهشگران در نقاط گوناگون جهان قرار

توفان‌های تندری عمدتاً سامانه‌های محلی تا متوسط‌مقیاسی هستند که وسعت اثرگذاری آن‌ها متناسب با اندازه ابر کومه‌ای است (آدلکان، ۱۹۹۸). سازوکار دقیق رخداد توفان‌های تندری بسیار پیچیده است و هنوز به‌طور کامل درک نشده است (کانز و همکاران، ۲۰۰۹)، زیرا عوامل متعددی در رخداد این پدیده اثرگذارند که شرایط ترمودینامیکی و همدیدی جو، توپوگرافی، پوشش زمین، پیکربندی سواحل و گردش جو مهم‌ترین آن‌ها هستند (چرنسکی و همکاران، ۲۰۱۵). با وجود این می‌توان گفت ناپایداری پتانسیل (که با کاهش دمای معادل پتانسیل و افزایش ارتفاع نمایان می‌شود)، رطوبت زیاد در لایه مرزی و نیروی صعود، سه عنصر اساسی برای ایجاد همرفت عمیق به‌مثابه سازوکار اصلی

داشته است. گوشین و سیکسن (۱۹۸۵) روشن ساختند که توفان‌های تندری شرق چین متأثر از شرایط شرق و غرب ناوه توسعه می‌یابند. ناپایداری همرفتی در الگوی اول نتیجهٔ تقابل هوای مرطوب و خشک (فرارفت هوای خشک از پشت ناوه یا غرب پُرفشار جنب‌حاره و فرارفت هوای مرطوب از قسمت جنوب غرب) و در الگوی دوم نتیجهٔ تقابل هوای سرد و گرم است (فرارفت هوای سرد از شمال غرب پشت ناوه و فرارفت هوای گرم از غرب). کاستا و همکاران (۲۰۰۱)، با تحلیل همدیدی و ترمودینامیکی توفان‌های تندری شمال ایتالیا (درهٔ پو) بیان کردند که در آن ارتباط بین جریان‌های همدید و شیب دامنه‌های آلپ، عاملی کلیدی برای ایجاد گردش میان‌مقیاس منجر به رخداد انواع توفان‌های شدید است. کریستن و همکاران (۲۰۰۳) روشن ساختند که بیشترین فراوانی توفان‌های تندری در خشکی‌های حاره‌ای افریقا، جنوب امریکا، اندونزی و مالزی رخ می‌دهد. جایی که توفان تندری تقریباً روزانه اتفاق می‌افتد. پیسمانیس و همکاران (۲۰۰۶) مهم‌ترین عامل همدیدی رخداد توفان‌های تندری تابستانهٔ شهر تسالونیک را فرارفت هوای سرد به شمال یونان معرفی کردند. داوولی و همکاران (۲۰۰۷) با شبیه‌سازی رخداد بارش همرفتی شدید طی ۸-۹ سپتامبر ۲۰۰۲ در جنوب شرق فرانسه، علت وقوع این رخداد را سامانهٔ همرفتی میان‌مقیاس، پیش از نزدیکی جبهه سرد بیان کرده‌اند. چندری و میدی (۲۰۱۴) با مقایسهٔ ویژگی‌های توفان‌های تندری از جنبهٔ دینامیکی و ترمودینامیکی در عرض‌های میانه و حاره‌ای بیان کردند که توده‌ها و فعالیت جبهه‌ای باعث ایجاد سامانهٔ همرفتی شدید حتی با انرژی همرفتی کم روی دنور (ایستگاه معرف عرض میانه) می‌شود. این درحالی است که سازوکار تحریک رطوبت و دینامیک جو بالا، توفان‌های تندری شدید را در کلکاتا (ایستگاه معرف عرض حاره‌ای) ایجاد می‌کند. چرنزسکی و همکاران (۲۰۱۵) نتیجه گرفتند که توفان‌های شبانهٔ قطب، اغلب هنگام تشدید فرارفت تودهٔ هوای گرم و مرطوب جنوبی

با فاز مثبت نوسان‌های اطلس شمالی و قطب شمال رخ می‌دهند. توفان‌های روزهای قطبی نیز زمانی که تودهٔ هوای گرم از شمال شرق قارهٔ اروپا به قطب شمال حرکت و شرایط ناپایداری را ایجاد می‌کند، اتفاق می‌افتد. همچنین می‌توان به تحقیقات دالدن (۲۰۰۱)، غیبی و همکاران (۲۰۰۳)، پینیدا و همکاران (۲۰۰۷)، ترنمن و همکاران (۲۰۰۹)، ابلش و همکاران (۲۰۱۰)، می‌کو و همکاران (۲۰۱۲)، تاجبخش و همکاران (۲۰۱۲)، فلاح قالهری و شاکری (۲۰۱۵) نیز اشاره کرد.

تنوع در شرایط اقلیمی و ویژگی‌های جغرافیایی ایران (علیچانی، ۱۳۸۵)، سبب شده است که پدیده توفان تندری، هر ساله در نقاط گوناگون آن گزارش شود. در تحقیقات گوناگونی از جمله جلالی و همکاران (۱۳۸۵)، خوشحال و قویدل رحیمی (۱۳۸۶)، جلالی و جهانی (۱۳۸۷)، جوانمرد و همکاران (۱۳۹۰)، توزیع مکانی و زمانی توفان‌های تندری در ایران بررسی شده است. بیشترین رخداد سالانهٔ این پدیده در شمال غرب، غرب و جنوب غرب ایران مشاهده می‌شود و روند مکانی آن از غرب به شرق کاهش می‌یابد. از نظر توزیع زمانی، فصل بهار و به‌ویژه ماه مه بیشترین فراوانی رخداد را دارد. تمرکز بررسی‌های دینامیکی و همدیدی این پدیده (خوشحال دستجردی و علیزاده (۱۳۸۹)، لشکری و آقاسی (۱۳۸۹)، خالدی و همکاران (۱۳۹۰)، محمدی و همکاران (۱۳۹۱)، رحیمی و همکاران (۱۳۹۱)، معصوم‌پور و همکاران (۱۳۹۲a)، امیدوار و همکاران (۱۳۹۲)، معصوم‌پور و همکاران (۱۳۹۲b)، صالحی و عالی‌جهان (۱۳۹۴))، عمدتاً معطوف به نواحی است که فراوانی رخداد زیادی دارند و کمتر به نواحی ساحلی ایران توجه شده است. از طرف دیگر براساس یک نمونهٔ خاص تحلیل همدیدی یا ترمودینامیکی صورت گرفته است. از این رو تحقیق حاضر سعی بر این دارد تا با استفاده از دید ترکیبی آماری، شاخص‌های ترمودینامیکی و الگوهای همدیدی، ویژگی‌های توفان‌های تندری سواحل جنوبی ایران را بررسی و تحلیل کند.

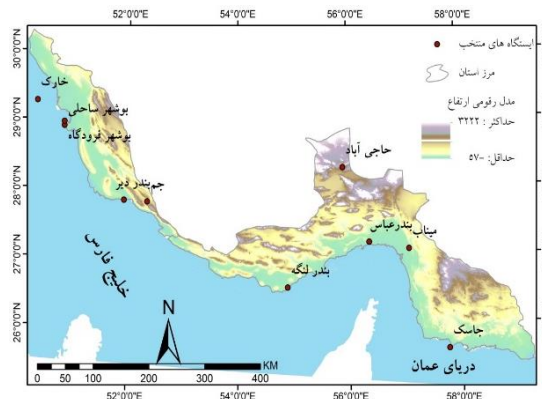
۲. داده‌ها و روش

در پژوهش حاضر از گداهای هوای حاضر و داده‌های بارش روزانه ۱۰ ایستگاه همدیدی استان‌های هرمزگان و بوشهر طی دوره ۱۹۹۵-۲۰۱۴ استفاده شده است. از این رو در ابتدا با مراجعه به بایگانی سازمان هواشناسی کل کشور داده‌های ساعتی پدیده‌های جوئی و بارش روانه ۱۰ ایستگاه همدید با پراکنش مناسب در سواحل جنوبی ایران (شکل ۱) طی دوره مشترک ۲۰ ساله دریافت و پردازش شد. در ادامه با پردازش پدیده‌های جوئی و داده‌های بارش در مقیاس ساعتی (۸ بار در روز) در محیط نرم‌افزاری SPSS، روزهای همراه با پدیده توفان تندری (کدهای ۹۱ تا ۹۹) از سایر پدیده‌های جوئی استخراج و توزیع مکانی زمانی آنها در مقیاس‌های سالیانه، فصلی، ماهانه و ساعتی مورد بررسی قرار گرفت. همچنین انواع توفان‌های تندری براساس میزان بارش آنها در چهار گروه بارشی کمتر از ۰/۱، ۰/۱ تا ۴/۹، ۵ تا ۱۰ و بیش از ۱۰ میلی‌متر بررسی شد.

پس از بررسی آماری توفان‌های تندری و مقادیر بارش حاصل از آنها به منظور بررسی ویژگی‌های ترمودینامیکی توفان‌های تندری رخ داده، از داده‌های جوئی بالای (داده‌های رادیوسوند) قابل دسترس در تارنمای دانشگاه وایومینگ استفاده شد (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). این داده‌ها در دو بازه زمانی ۰۰ و ۱۲ به وقت گرینویچ ثبت می‌شوند. در منطقه مورد بررسی ایستگاه‌های بندرعباس و بوشهر دارای داده رادیوسوندی هستند که البته فقط داده‌های ایستگاه بوشهر در تارنمای وایومینگ بارگذاری شده است. پس از دریافت داده‌های جوئی بالا، با استفاده از شاخص‌های

انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی (CAPE)، شاخص شولتر (SI)، شاخص کی (KI)، شاخص بالاروی (LI) و شاخص مجموع (TT) (معصوم‌پور و همکاران، ۱۳۹۲a) و رسم نمودار اسکیتی در محیط نرم‌افزار RAOB، ویژگی‌های ترمودینامیکی توفان‌های تندری بررسی شد. این شاخص‌ها وضعیت ناپایداری، همرفت و انرژی قابل دسترس برای ایجاد همرفت را نشان می‌دهند. در نهایت برای تعیین الگوهای همدیدی مؤثر در ایجاد توفان‌های تندری، رخداد‌های مشترک در هر دو استان مورد بررسی قرار گرفت.

با توجه به اینکه رخداد توفان‌های تندری بین دو استان از نظر زمانی تطابق مناسبی نداشت و در برخی موارد حتی در ایستگاه‌های نزدیک به هم نیز مشاهده نشد، از این رو توفان‌های تندری با میزان بارش بیش از ۵ میلی‌متر در هر دو استان بررسی شد. بررسی داده‌های بارشی نیز بیانگر نبود تطابق زمانی بین ایستگاه‌های منطقه مورد بررسی بود. از این رو برای استخراج الگوهای همدیدی، روزهایی که حداقل در دو ایستگاه رخداد توفان تندری با بارش ۵ میلی‌متر و بیشتر همراه بود انتخاب شد. با توجه به تعداد محدود نمونه‌های مورد بررسی، شناسایی الگوهای همدیدی به روش دستی صورت گرفت. نقشه‌های مورد نیاز با استفاده از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل متر در ترازهای ۱۰۰۰ الی ۵۰۰ هکتوپاسکالی، مؤلفه‌های u و v باد، فشار سطح دریا حاصل از تارنمای NCEP/NCAR اخذ و در محیط نرم‌افزار GrADS تهیه شد. قابل ذکر است که در این تحقیق از داده‌های بازکاوی شده نسخه ۲ تارنمای NCEP/NCAR با قدرت تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه جغرافیایی استفاده شده است.



شکل ۱. نقشه ارتفاعی و موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های منتخب در سواحل جنوبی ایران

جدول ۱. فراوانی سالانه توفان‌های تندری سواحل جنوبی ایران (۱۹۹۵-۲۰۱۴)

| سال | بوشهر | بوشهر ساحلی | بندر دیر | جزیره خارک | جم | بندرعباس | بندرلنگه | حاجی‌آباد | جاسک | میناب | مجموع سالانه |
|---------------|-------|-------------|----------|------------|----|----------|----------|-----------|------|-------|--------------|
| ۱۹۹۵ | ۵ | ۵ | ۸ | ۰ | ۷ | ۳ | ۳ | * | * | ۱ | ۳۲ |
| ۱۹۹۶ | ۱۰ | ۱۰ | ۸ | ۰ | ۸ | ۶ | ۳ | * | * | ۴ | ۴۹ |
| ۱۹۹۷ | ۱۷ | ۱۴ | ۱۱ | ۰ | ۸ | ۳ | ۱ | * | * | ۶ | ۶۰ |
| ۱۹۹۸ | ۶ | ۶ | ۳ | ۰ | ۵ | ۳ | ۲ | * | * | ۲ | ۲۷ |
| ۱۹۹۹ | ۷ | ۷ | ۶ | ۰ | ۲ | ۳ | ۴ | ۱ | ۱ | ۳ | ۳۴ |
| ۲۰۰۰ | ۹ | ۴ | ۷ | ۰ | ۳ | ۲ | ۲ | ۱ | * | * | ۲۸ |
| ۲۰۰۱ | ۷ | ۹ | ۷ | ۰ | ۳ | ۱ | ۱ | ۴ | * | * | ۳۲ |
| ۲۰۰۲ | ۹ | ۱۴ | ۹ | ۰ | ۲ | ۲ | ۱ | ۱ | * | ۴ | ۴۲ |
| ۲۰۰۳ | ۷ | ۱۱ | ۹ | ۰ | ۳ | ۳ | ۱ | ۶ | * | ۱ | ۴۱ |
| ۲۰۰۴ | ۱۳ | ۱۸ | ۱۳ | ۰ | ۷ | * | * | * | ۱ | ۱ | ۵۳ |
| ۲۰۰۵ | ۱۱ | ۱۲ | ۷ | ۰ | ۳ | ۲ | * | ۳ | ۳ | ۳ | ۴۴ |
| ۲۰۰۶ | ۵ | ۶ | ۷ | ۰ | ۰ | ۷ | ۱ | ۲ | ۴ | ۲ | ۳۴ |
| ۲۰۰۷ | ۴ | ۴ | ۵ | ۲ | ۴ | ۳ | ۱ | ۴ | * | ۲ | ۲۹ |
| ۲۰۰۸ | ۴ | ۵ | ۲ | ۱ | ۰ | ۵ | * | ۱ | ۳ | ۱ | ۲۲ |
| ۲۰۰۹ | ۱۲ | ۹ | ۸ | ۵ | ۴ | ۶ | ۶ | ۵ | ۴ | ۸ | ۶۷ |
| ۲۰۱۰ | ۲ | ۲ | ۳ | ۰ | ۰ | ۲ | * | ۳ | * | ۴ | ۱۶ |
| ۲۰۱۱ | ۱۰ | ۸ | ۶ | ۴ | ۴ | ۸ | ۲ | * | ۱ | ۲ | ۴۵ |
| ۲۰۱۲ | ۱۲ | ۱۳ | ۶ | ۵ | ۱ | ۱ | ۴ | ۱ | * | ۲ | ۴۵ |
| ۲۰۱۳ | ۶ | ۹ | ۸ | ۵ | ۵ | ۲ | ۲ | ۲ | * | ۱ | ۴۰ |
| ۲۰۱۴ | ۸ | ۵ | ۱۰ | ۳ | ۱ | * | * | * | * | * | ۲۷ |
| مجموع ایستگاه | ۱۶۴ | ۱۷۱ | ۱۴۳ | ۲۵ | ۷۰ | ۶۲ | ۳۴ | ۳۴ | ۱۷ | ۴۷ | ۷۶۷ |

۳. نتایج و بحث

۳.۱. بررسی آماری

بررسی فراوانی سالانه رخداد توفان‌های تندری با گداهای گوناگون در سواحل جنوبی کشور طی دوره آماری مشترک در جدول (۱) نشان داده شده است. براساس نتایج به دست آمده مشخص شد که رخداد این پدیده در ایستگاه‌های استان بوشهر نسبت به استان هرمزگان فراوانی بیشتری دارد. علاوه بر این در استان بوشهر رخداد توفان‌های تندری نظم زمانی بهتری دارند و تقریباً در همه سال‌های دوره مشترک رخداد، این پدیده ثبت شده است. در حالی که برای ایستگاه‌های استان هرمزگان به جز ایستگاه بندرعباس توالی زمانی در رخداد این پدیده وجود ندارد. از این رو می‌توان گفت که رخداد توفان‌های تندری در سواحل غربی جنوب کشور نسبت به نواحی

مرکزی و شرقی آن فراوانی بیشتری دارد و پتانسیل لازم در این ناحیه بیشتر فراهم می‌شود.

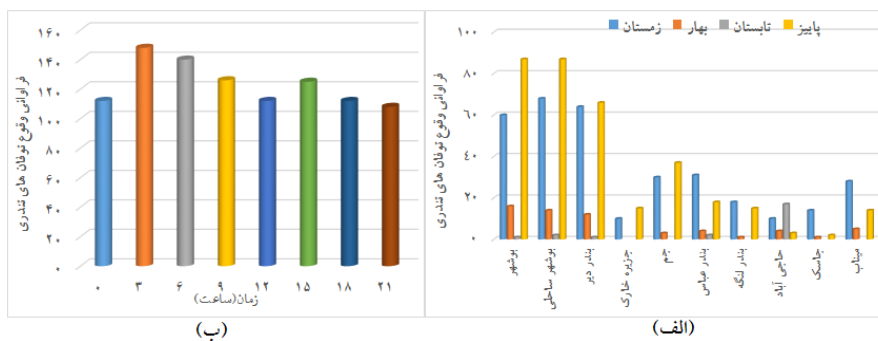
در مقیاس فصلی بیشترین رخداد توفان تندری به ترتیب برای فصل‌های پاییز با ۴۵ و زمستان با ۴۳ درصد ثبت شده است. همچنین فصل تابستان با ۳ درصد کمترین رخداد توفان‌های تندری در سواحل جنوبی را دارد؛ بنابراین در این منطقه از کشور توفان‌های تندری و شرایط لازم برای تشکیل آنها بیشتر در دوره سرد امکان‌پذیر است. این شرایط به جز در ایستگاه حاجی‌آباد در سایر ایستگاه‌های منتخب سواحل جنوبی کشور به خوبی مشاهده می‌شود (شکل ۲-الف). شرایط متفاوت ایستگاه حاجی‌آباد ممکن است ناشی از موقعیت جغرافیایی و فاصله داشتن از سواحل جنوبی کشور باشد. در مقیاس ماهانه نیز به پیروی از شرایط فصلی، بیشترین رخداد این

نمونه‌های مشترک برای بررسی همدیدی و ترمودینامیکی بسیار مشکل است. از این رو برای شناسایی الگوهای همدیدی و ویژگی‌های ترمودینامیکی آنها، توفان‌های تندری رخ داده در هر دو استان براساس میزان بارش آنها در ۴ طبقه بارش‌های کمتر از ۰/۱، ۰/۱ تا ۴/۹، ۵ تا ۱۰ و بیش از ۱۰ میلی‌متر طبقه‌بندی شد. این تقسیم‌بندی امکان مقایسه توفان‌های تندری از لحاظ میزان بارش و انتخاب روزهای مناسب برای بررسی همدیدی و ویژگی‌های ترمودینامیکی با میزان بارندگی متفاوت را فراهم می‌آورد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که طی دوره آماری مشترک ۲۰ ساله، توفان‌های تندری با میزان بارش کمتر از ۰/۱ میلی‌متر در ایستگاه‌های استان بوشهر کمترین فراوانی را دارند و اختلاف فراوانی وقوع این گروه با گروه‌های بارشی دیگر قابل توجه است. این درحالی است که برای استان هرمزگان این گروه بارشی از فراوانی خوبی دارد. همچنین مشخص شد که در صورت وقوع توفان‌های تندری همراه با بارش، توفان‌های تندری با میزان بارش بیش از ۰/۱ الی ۵ میلی‌متر و گروه بارشی بیش از ۱۰ میلی‌متر به ترتیب بیشترین فراوانی را دارند (شکل ۳). این شرایط تقریباً در همه ایستگاه‌های موردبررسی مشاهده می‌شود.

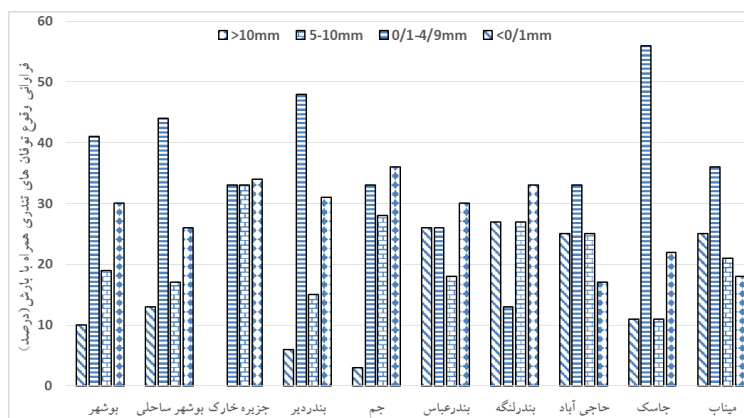
در ادامه برای بررسی همدیدی و ترمودینامیکی توفان‌های تندری منطقه مورد بررسی، رخدادهایی با میزان بارش ۵ میلی‌متر و بیشتر و ثبت حداقل در دو ایستگاه انتخاب شد. بر این اساس در مجموع ۳۹ رخداد در ایستگاه‌های منتخب ثبت شد. الگوهای همدیدی این نمونه‌ها به‌طور دستی طبقه‌بندی و مشخص شد که دو الگوی سامانه بندالی و ناوه بادهای غربی شرایط همدیدی لازم برای رخداد این پدیده را فراهم می‌آورند. به‌منظور جلوگیری از تعدد نقشه‌ها و نمونه‌های مورد بررسی، از هر الگو یک روز درحکم نماینده مورد واکاوی همدیدی قرار گرفت. در روزهای نماینده، برای اکثر ایستگاه‌ها توفان تندری همراه با بارش به ثبت رسیده است که بیشینه آن متعلق به دو ایستگاه جم و بندر دیر است.

پدیده با گداهای گوناگون مربوط ماه‌های دوره سرد سال است. در ایستگاه‌های هرمزگان ماه‌های نوامبر، دسامبر و ژانویه، و در ایستگاه‌های بوشهر ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس فراوانی بیشتری دارند. از این رو هرچند در حالت کلی رخداد توفان‌های تندری در مقیاس فصلی و ماهانه بیشتر در دوره سرد سال برای هر یک از ایستگاه‌های سواحل جنوبی ثبت شده است، اما همانند مقیاس سالانه، تطابق زمانی بین ایستگاه‌های استان بوشهر و هرمزگان وجود ندارد. کمترین رخداد نیز برای دوره گرم سال و به‌ویژه ماه‌های ژوئن و سپتامبر ثبت شده است. بررسی داده‌های این پدیده در مقیاس ساعتی تفاوت قابل توجهی در ساعت‌های متفاوت شبانه‌روز نشان نمی‌دهد و امکان رخداد آن در همه ساعت‌ها وجود دارد؛ زیرا اختلاف بین بیشینه و کمینه رخداد ساعتی توفان تندری در سواحل جنوبی کشور کمتر از ۳۰ مورد است و از طرف دیگر در هشت زمان برداشت این پدیده، بیش از ۱۰۰ مورد ثبت شده است. باوجود این در حالت کلی، بیشینه رخداد توفان‌های تندری برای ساعت‌های اولیه صبح به وقت محلی است (شکل ۲-ب). بررسی ساعتی این پدیده به‌طور جداگانه برای هر یک از ایستگاه‌ها نیز بیانگر تقریباً شرایط مشابهی باحالت کلی است؛ هرچند ممکن است برخی از ایستگاه‌ها همانند حاجی‌آباد به‌صورت موردی باحالت کلی متفاوت باشند. به‌طور کلی می‌توان گفت در ساعت‌های نیمه‌شب و به‌ویژه صبح که از شدت انرژی خورشیدی در سواحل جنوب کشور کاسته شده است، شرایط بهتری برای رخداد این پدیده فراهم می‌شود. همچنین بررسی وضعیت رخداد هر یک از گداهای مربوط به ثبت توفان‌های تندری نشان داد که در همه ایستگاه‌های مورد بررسی، رخداد توفان تندری با گد ۹۵ (رعدوبرق توأم با باران یا برف) نسبت به سایر گد‌ها بیشتر و اختلاف فراوانی رخداد آن با گد‌های دیگر قابل توجه است. پس از گد ۹۵، به‌ترتیب گد ۹۷ و ۹۱ بیشترین فراوانی وقوع را در بین ایستگاه‌های منتخب استان‌های بوشهر و هرمزگان دارند.

پس از بررسی فراوانی وقوع توفان‌های تندری و انواع آن مشخص شد که تطابق زمانی بسیار کمی بین رخدادهای استان بوشهر و بندرعباس وجود دارد و تعیین



شکل ۲. توزیع فراوانی وقوع توفان تندری برای ایستگاه منتخب در سواحل جنوبی ایران طی دوره آماری ۱۹۹۵-۲۰۱۴؛ (الف) فراوانی فصلی و (ب) فراوانی ساعتی



شکل ۳. درصد فراوانی توفان‌های تندری همراه با شدت‌های متفاوت بارش

هوا از شرایط بسیار مناسبی برای صعود دینامیک هوا و ناپایداری جوّی برخوردار است. با توجه به موقعیت پُراتفّاع جنب‌حاره و اتصال زبانه‌های آن به مرکز پُراتفّاع بندال از راه پاکستان و افغانستان، گردش ساعت‌گرد هوا در این سامانه سبب فرارفت رطوبت از دریای عرب و عمان به داخل ناوه و تقویت بیشتر این سامانه شده است. وضعیت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز منطبق با شرایط تراز میانی جوّ و حاکی از تداوم عمودی ناپایداری و گسترش اُمگای منفی روی منطقه مورد بررسی است. در نقشه تراز دریا نیز (شکل ۴-ب) زبانه مرکز کم‌فشار شکل‌گرفته روی عربستان با گسترش شمال‌سوی خود از راه منطقه مورد بررسی به زبانه‌های کم‌فشار دینامیکی مستقر روی ایران- ناشی از واگرایی شدید ترازهای بالایی جوّ - پیوسته است و منطقه کم‌فشار گسترده‌ای در جنوب غرب آسیا توسعه یافته است که سبب همگرایی هوای سطحی و متعاقب آن ناپایداری و

۲.۳. بررسی همدیدی

۱.۲.۳. الگوی بندالی

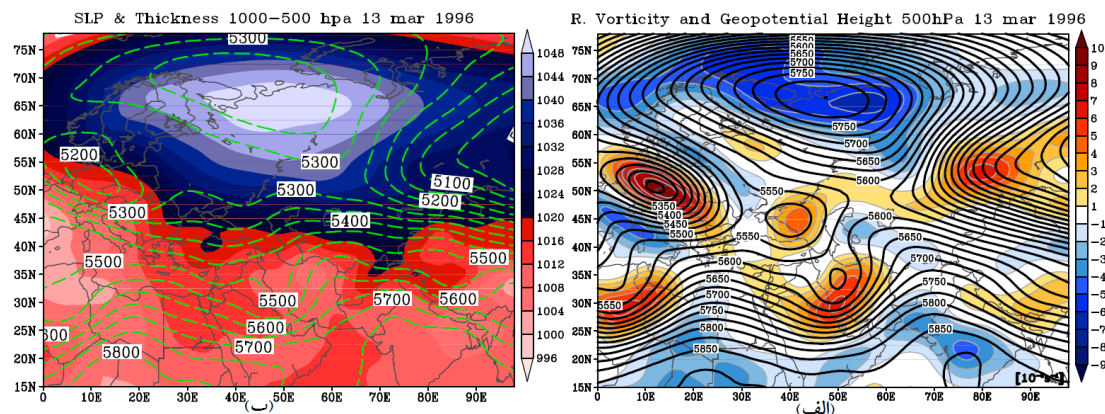
بررسی نقشه‌های همدیدی در تراز میانی جوّ (شکل ۴-الف) نشان‌دهنده شکل‌گیری سامانه بندالی اُمگا شکل در شمال اوراسیا است که پُراتفّاع این سامانه، شمال شرق اروپا، آسیای شمالی و بخش‌هایی از آسیای مرکزی، ناوه غربی آن غرب و جنوب اروپا و شرق مدیترانه و ناوه شرقی آن شرق روسیه، مغولستان، بخش‌هایی از چین و قزاقستان را تحت تأثیر قرار می‌دهد. با توجه به گستردگی قابل توجه این سامانه، ناوه غربی این بندال با جهت‌گیری شمال غرب جنوب شرق از غرب اروپا تا سواحل جنوبی خلیج فارس را متأثر کرده است. فرارفت هوای سرد اروپا در پشت این سامانه، شرایط گسترش و پیشروی بادهای غربی تا جنوب عربستان و شکل‌گیری ناوه شرقی چندسلولی را فراهم کرده است. منطقه مورد بررسی به‌واسطه قرار گرفتن در زیر ناحیه تاوایی مثبت و واگرایی

از جریان‌های شمال غربی سبب تقویت و عمیق شدن ناوهٔ بادهای غربی و گسترش آن تا عرض‌های ۲۰ درجهٔ شمالی شده است. با توجه به موقعیت محور ناوه و قرارگیری کشور ایران و منطقه مورد بررسی زیر ناحیهٔ تاوایی مثبت و واگرایی هوا، زمینهٔ صعود دینامیکی هوا و ناپایداری فراهم است. با توجه به موقعیت مرکز پُرارتفاع جنب‌حاره و قرارگیری آن در شرق عربستان، شاررطوبت با زبانه‌هایش در جلوی ناوهٔ بادهای غربی، سبب تقویت بیشتر این سامانه نیز شده است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال شکل‌گیری مرکز کم‌ارتفاعی روی دریای خزر و گسترش زبانه‌های آن به طرف جنوب و توسعهٔ آن تا جنوب عربستان و قرارگیری منطقهٔ مورد بررسی زیر یال شرقی آن (ناحیهٔ واگرایی بالایی هوا) شرایط ناپایداری هوا را فراهم کرده است. چرخش ساعت‌گرد هوا در سلول پُرارتفاع (جنب‌حاره‌ای) شرق عربستان نیز سبب فرارفت رطوبت و تقویت بیشتر ناوه روی ایران شده است. در نقشهٔ تراز دریا (شکل ۵-ب) مراکز کم‌فشاری در زیر یال شرقی ناوهٔ بادهای غربی شکل گرفته است و گسترش زبانهٔ کم‌فشار مستقر بر جنوب عربستان به سمت شمال و پیوستن به زبانه‌های کم‌فشار شکل گرفته در ایران، کمربندی کم‌فشار در سطح ایران و منطقه بررسی ایجاد کرده که باعث همگرایی هوا و صعود آن شده است. گسترش زبانه‌های پُر فشار روی دریای عرب و جنوب شرق ایران نیز سبب انتقال رطوبت به زبانه‌های کم‌فشار شده است.

صعود هوا شده است. واگرایی سطحی هوا در پُر فشار دریای عرب و گردش ساعت‌گرد آن باعث انتقال رطوبت به داخل زبانه‌های کم‌فشار عربستان و همچنین عبور زبانه‌های آن از روی خلیج فارس سبب فرارفت مقدار مناسبی از رطوبت به سواحل جنوبی ایران شده و زمینه را برای رخداد توفان تندری (میزان زیاد رطوبت در لایهٔ مرزی و نیروی صعود) مهیا کرده است. داده‌های رادیوسوند ایستگاه بندرعباس برای بررسی شاخص‌های ترمودینامیکی ثبت نشده است.

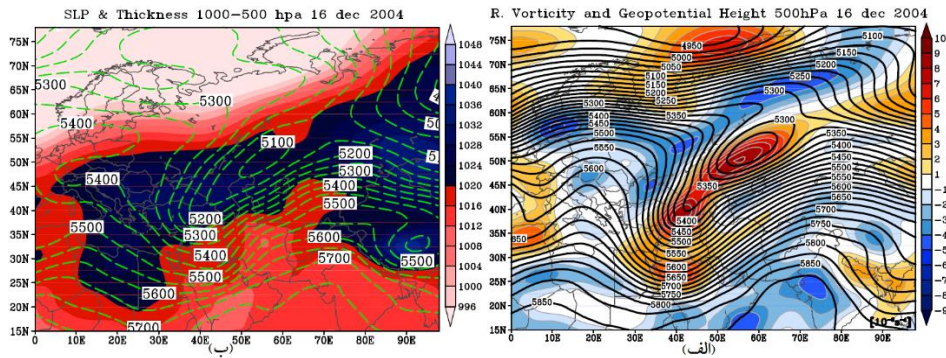
۳.۲.۲. الگوی ناوه

حرکت قطب‌سوی تودهٔ هوا با افزایش تاوایی زمین، کاهش تاوایی هوا و گردش واچرخندی و حرکت استواسوی آن در نهایت منجر به افزایش تاوایی هوا و گردش چرخندی آن می‌شود (علیچانی، ۱۳۸۵). در پی این سازوکار، بادهای غربی موجی شکل حرکت می‌کنند و به تناوب پشته و ناوه‌های هوایی به وجود می‌آید که نقش عمده‌ای در هوای سطح زمین دارند. با توجه به نقشهٔ تراز میانی جو (شکل ۵-الف) به واسطهٔ جهت‌گیری نصف‌النهاری مرکز پُرارتفاع جنب‌حاره‌ای شمال افریقا، پشتهٔ وسیعی بر سراسر اروپا حاکمیت دارد که سبب تاوایی منفی، گردش ساعت‌گرد و ریزش هوا به سمت عرض‌هایی پایین و متعاقب آن شکل‌گیری ناوه‌ای در آسیای میانه و شرق مدیترانه شده است. ریزش هوای سرد

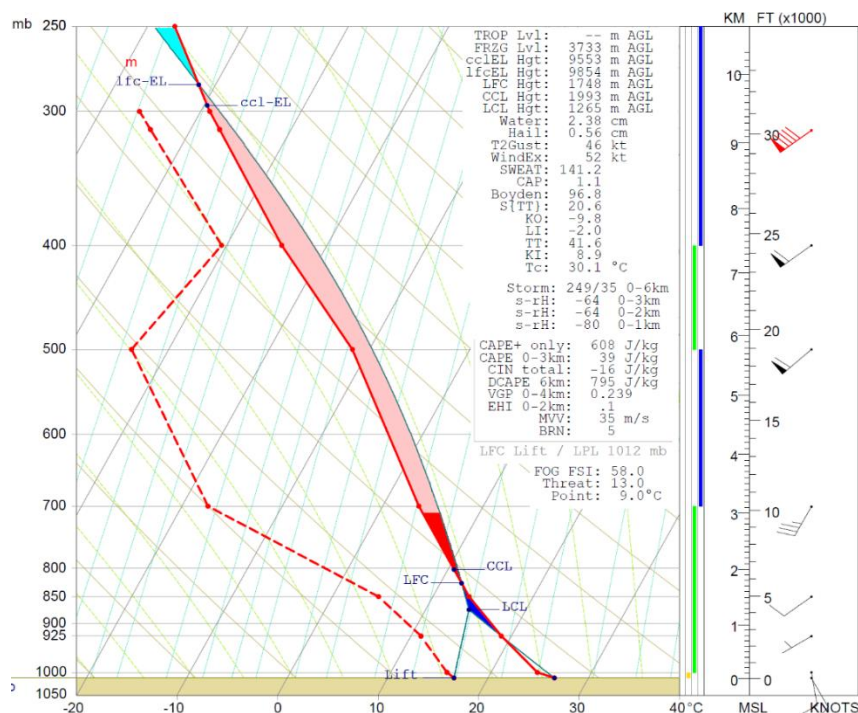


شکل ۴. الف) میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (10^{-5}) و ب) فشار سطح دریا و ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰

هکتوپاسکال در تاریخ ۱۳ مارس ۱۹۹۶



شکل ۵. (الف) میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ($10^{-5} s^{-1}$) و (ب) فشار سطح دریا و ضخامت ۱۰۰۰-۵۰۰ هکتوپاسکال در تاریخ ۱۶ دسامبر ۲۰۰۴



شکل ۶. نمودار اسکوتی جو بالا در ایستگاه همدید بندرعباس ساعت ۱۲/۰۰ UTC در تاریخ ۱۶ دسامبر ۲۰۰۴

میزان شاخص KI برای این ایستگاه نشان می‌دهد که در بیش از ۶۰ درصد از توفان‌های تندری رخ داده پتانسیل همرفتی متوسط (۲۶ تا ۳۹) و در بقیه، فعالیت همرفتی بسیار اندک است و احتمال نبود همرفت وجود دارد. پردازش و بررسی شاخص‌های ناپایداری (CAPE, LI, SI) برای ایستگاه بندرعباس روشن ساخت که میزان ناپایداری در بیشتر توفان‌های تندری رخ داده، در گروه ناپایداری ضعیف و مشروط قرار می‌گیرد؛ زیرا برای بیشتر توفان‌های تندری رخ داده مقادیر شاخص CAPE بین ۰ تا ۱۵۰۰ قرار می‌گیرد. اگرچه مقدار این شاخص مثبت است، ولی زمانی که بین ۲۰۰۰-۳۵۰۰

بررسی داده‌های رادیوسوند ایستگاه بندرعباس و محاسبه شاخص‌های ترمودینامیکی نشان می‌دهد که شرایط همرفتی و ناپایداری محلی به تنهایی شرایط لازم برای رخداد این پدیده در سواحل جنوبی کشور را فراهم نمی‌کند. مقادیر شاخص‌های همرفتی (KI, TT) نشان‌دهنده این است که در این ایستگاه هم‌زمان با رخداد توفان‌های تندری، بیشترین فعالیت‌های همرفتی در گروه متوسط قرار می‌گیرد. محاسبه درصد کلی میزان شاخص TT نشان می‌دهد که بیش از ۷۰ درصد از توفان‌های تندری رخ داده در این ایستگاه دارداتی احتمال رخداد همرفت (۴۴ تا ۵۰) هستند. همچنین محاسبه درصد کلی

است. تطابق زمانی رخداد این پدیده در سواحل جنوبی کشور بسیار ضعیف است و حتی بعضی مواقع در ایستگاه‌های هم‌جوار نیز مشاهده نمی‌شود. این ممکن است ناشی از پیچیدگی سامانه توفان‌های تندری و ویژگی‌های محلی باشد.

با توجه به فراهم بودن شرایط رطوبتی در سواحل جنوبی ایران، رخداد توفان‌های تندری در این منطقه بیشتر نیازمند صعود شدید هوا است. بررسی‌های همدیدی نشان داد که حرکت‌های شدید نصف‌النهاری بادهای غربی در تراز میانی جو؛ در اثر حاکمیت دو الگوی کلی ناوه ناشی از سامانه بندالی و ناوه عمیق بادهای غربی سبب ایجاد ناپایداری و صعود دینامیکی هوا در منطقه مورد بررسی می‌شود. در انواع گوناگون این الگوها، قرارگیری ناحیه واگرایی و منطقه فرارفت تاوایی مثبت روی منطقه مورد بررسی، شرایط ناپایداری و صعود هوا را ایجاد می‌کند. در الگوهای بندالی دوقطبی که در شرق اروپا و شمال خزر تشکیل می‌شوند، قرارگیری کم‌ارتفاع شاخه جنوبی این سامانه در شرق مدیترانه و غرب ایران و گسترش زبانه‌های آن تا عربستان، شرایط رخداد توفان تندری را در سواحل جنوب ایران فراهم می‌آورد. در الگوهای بندالی امگاشکل، قرارگیری مرکز پُراارتفاع روی شمال خزر سبب نفوذ زبانه‌های ناوه شرقی و قرارگیری روی اروپا سبب نفوذ زبانه‌های ناوه غربی آن روی منطقه مورد بررسی و ایجاد شرایط ناپایداری و صعود دینامیکی هوا می‌شود. در الگوی ناوه بادهای غربی، قرارگیری یال شرقی آن (ناحیه واگرایی هوا) روی منطقه مورد بررسی، زمینه لازم را برای ناپایداری دینامیکی هوا به وجود می‌آورد. تقویت و گسترش زبانه‌های این ناوه تا جنوب عربستان در برخی مواقع ناشی از هجوم هوای سرد کم‌ارتفاع شمال اروپا و مواقعی نیز ناشی از قرارگیری سامانه پُراارتفاع روی اروپا و در نتیجه ریزش هوای سرد در امتداد زبانه‌های کم‌ارتفاع شمال آسیا به سمت عرض‌های پایین است. قرارگیری واچرخند جنب‌حاره روی دریای عرب و عمان و گردش ساعت گرد هوا با این سامانه نیز باعث فرارفت رطوبت به داخل ناوه بادهای

باشد، احتمالاً مناسب‌ترین موقعیت برای رخداد توفند فراهم می‌شود که البته فقط به صورت موردی میزان CAPE وسیع و فوق‌العاده (بیش از ۲۵۰۰) قابل مشاهده است. همچنین بررسی شاخص (SI) نیز روشن ساخت که در این ایستگاه هم‌زمان با رخداد توفان‌های تندری شرایط ناپایداری چندان مهیا نبوده است، چراکه در محاسبه درصد کلی میزان شاخص SI برای بیش از ۸۰ درصد از توفان‌های تندری رخ داده، میزان شاخص (SI > 0) یعنی شرایط پایدار و برای کمتر از ۲۰ درصد ناپایداری مشروط ثبت شده است. محاسبه کلی شاخص LI نیز نشان می‌دهد که برای بیش از نیمی از توفان‌های تندری این ایستگاه، مقادیر شاخص بالاروی کمتر از صفر (شرایط پایدار) است و در موارد محدودی شرایط ناپایداری فراهم می‌شود.

۴. نتیجه‌گیری

بررسی توفان‌های تندری سواحل جنوبی ایران از دیدگاه ترکیبی آماری، ترمودینامیکی و همدیدی روشن ساخت که از نظر آماری، رخداد این پدیده در سواحل غربی جنوب کشور نسبت نواحی مرکزی و شرقی آن فراوانی بیشتری دارد و پتانسیل لازم در این ناحیه بیشتر است. در مقیاس فصلی، بیشترین رخداد این پدیده به ترتیب در فصل‌های پاییز و زمستان ثبت شده است. در مقیاس ساعتی تفاوت قابل توجهی در ساعت‌های متفاوت شبانه‌روز مشاهده نمی‌شود و امکان رخداد آن در همه ساعت‌ها وجود دارد. در بین انواع توفان‌های تندری برای همه ایستگاه‌های مورد بررسی، رخداد این پدیده با کُد ۹۵؛ که از نظر شدت ملایم و متوسط است، نسبت به سایر کدها بیشترین ثبت را دارد. بیشتر توفان‌های تندری رخ داده در منطقه مورد بررسی، بارشی بین ۴/۹-۰/۱ میلی‌متر دارند. گروه بارشی بیش از ۱۰ میلی‌متر نیز فراوانی قابل توجهی دارد. براین اساس توفان‌های تندری منطقه می‌توانند در مدت کوتاهی منجر به سیل و خسارات شوند. این شرایط نشان‌دهنده اهمیت رخداد این پدیده در مدیریت منابع آب و همچنین مخاطرات محیطی

غربی و تأمین رطوبت و تقویت بیشتر سامانه‌ها می‌شود. در تراز دریا، ورود زبانه چرخندهای مدیترانه و دریای سرخ و در بعضی مواقع، تقابل این زبانه‌های کم‌فشار با زبانه‌های پُرفشار نیمه شمالی کشور (زبانه‌های ادغامی سبیری و پُرفشار محلی ایران) سبب گرادیان شدید فشار و ناپایداری هوا می‌شود. با توجه به انطباق شرایط تراز میانی در ترازهای پایین‌تر، صعود و ناپایداری هوا در ضخامت قابل‌توجهی برقرار است و زمینه برای شکل‌گیری توفان‌های تندری و بارش فراهم می‌شود. نتایج هم‌دید به دست آمده با نتایج تحقیقاتی نظیر لشکری و حجتی (۱۳۹۱) در جنوب غرب ایران، لشکری و آقاسی (۱۳۸۹) در تبریز، صالحی و عالی جهان (۱۳۹۴) در اردبیل همسو است. محاسبه شاخص‌های (LI, SI, KI, TT), روی نمودار اسکویوتی برای توفان‌های تندری دارای داده رادیوسوند روشن ساخت که فعالیت‌های همرفتی و ناپایداری‌های محلی نقش زیادی در رخداد توفان‌های تندری این منطقه ایفا نمی‌کنند. زیرا شاخص‌های همرفتی (LI, SI) هم‌زمان با رخداد این پدیده برای بیشتر نمونه‌ها، پتانسیل همرفت برای ایجاد توفان متوسط و یا اندک است. همچنین محاسبه هم‌زمان شاخص‌های ناپایداری مانند (SI, LI, CAPE) نشان داد که میزان ناپایداری ایجاد شده در هنگام رخداد توفان‌های تندری ثبت شده، بیشتر از صفر و یا در محدوده بین صفر الی منفی ۲ بوده است. این محدوده نشان‌دهنده پایدار بودن و یا ناپایداری بسیار ضعیف جو منطقه است. بررسی شاخص CAPE که نقش مهمی در شکل‌گیری یک توفان ایجاد می‌کند نیز نشان‌دهنده مقادیر مثبت (۱-۱۵۰۰) این شاخص برای نمونه‌های مورد بررسی است. این محدوده از شاخص انرژی پتانسیل در دسترس، برای ایجاد یک توفان مناسب نیست و به مقادیری بیشتر از 2000 J/kg نیاز است. در نهایت با توجه به ویژگی‌های خاص جغرافیایی منطقه و نتایج این تحقیق پیشنهاد می‌شود که بر تعداد ایستگاه‌های جو بالای منطقه افزوده و داده‌های ایستگاه بوشهر نیز بارگذاری شود تا بتوان

نقش عوامل محلی منطقه را در رخداد پدیده‌های جوئی همچون توفان تندری که با خسارت‌های احتمالی زیادی نیز همراه است با دقت بیشتر بررسی کرد و نتایج حاصل را با صحت بیشتری مورد استفاده قرار داد.

تشکر و قدردانی

این مقاله برگرفته از طرح پژوهشی با عنوان "تحلیل هم‌دید - دینامیکی توفان‌های تندری جنوب ایران" می‌باشد که با استفاده از اعتبارات ویژه (گرنِت) معاونت پژوهشی دانشگاه رازی کرمانشاه تهیه شده است.

مراجع

- امیدوار، ک.، صفرپور، ف. و زنگنه اینالو، ا.، ۱۳۹۲، بررسی و تحلیل هم‌دید سه رخداد تگرگ شدید در استان فارس، جغرافیا و توسعه، ۳۰، ۱۵۷-۱۷۸.
- جلالی، ا. و جهانی، م.، ۱۳۸۷، بررسی پراکنش مکانی بارش‌های تندری شمال غرب ایران، فضای جغرافیایی، ۲۳، ۳۵-۵۸.
- جلالی، ا.، رسولی، ع. ا. و ساری صراف، ب.، ۱۳۸۵، توفان‌های تندری و بارش‌های ناشی از آن در محدوده ی شهر اهر، جغرافیا و برنامه ریزی، ۲۴، ۱۹-۳۳.
- جوانمرد، س.، گلستانی، س. و عابدینی، ی.، ۱۳۹۰، مطالعه و بررسی توزیع زمانی و مکانی نرخ بارش‌های همرفتی و پوششی روی ایران با استفاده از داده‌های ماهواره TRMM-TMI، مقاله نامه فیزیک ایران، ۲۷۱۹-۲۷۱۶.
- خالدی، ش.، خوش اخلاق، ف. و خزایی، م.، ۱۳۹۰، تحلیل هم‌دید توفان‌های تندری سیلاب ساز استان کرمانشاه، م. چشم انداز جغرافیایی، ۱۳، ۱۲-۳۲.
- خوشحال دستجردی، ج. و علیزاده، ت.، ۱۳۸۹، بررسی هم‌دید و ترمودینامیک رگبار موجد سیلاب ۸۸/۶/۲۴ استان خراسان رضوی، برنامه ریزی و آمایش فضا، ۴، ۸۷-۱۰۹.
- خوشحال دستجردی، ج. و قویدل رحیمی، ی.، ۱۳۸۶، شناسایی ویژگی‌های سوانح محیطی منطقه شمال غرب

- ایران (نمونه مطالعاتی): خطر توفانهای تندری در تبریز، مدرس علوم انسانی، ۱۱(۵۳)، ۱۰۱-۱۱۵.
- رحیمی، د.، میرهاشمی، ح. و عابدی، ف.، ۱۳۹۱، تحلیل ترمودینامیک و سینوپتیکی سیلاب‌های لحظه‌ای مناطق خشک (حوضه زاینده رود)، علوم و مهندسی آبیاری، ۳، ۵۹-۶۸.
- صالحی، ب. و عالی جهان، م.، ۱۳۹۴، استخراج و تحلیل الگوهای همید منجر به توفان‌های تندری دشت اردبیل، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۷(۳)، ۳۳۳-۴۹۸.
- علیجانی، ب.، ۱۳۸۵، آب و هواشناسی همید، چاپ دوم. انتشارات سمت، تهران.
- لشکری، ح. و آقاسی، ن.، ۱۳۸۹، تحلیل همید توفان تندری تبریز در فاصله زمانی (۱۹۹۶-۲۰۰۵)، جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۴۵، ۲۰۳-۲۳۴.
- لشکری، ح. و حجتی، ز.، ۱۳۹۱، تحلیل سینوپتیکی - thunderstorms in Western Europe, Atmos. Res., 56, 89-110.
- Fallah Ghalhari, G. A. and Shakeri, F., 2015, an Assessment of temporal and spatial distribution of thunder storms in Iran, J. GIS, 7, 95-109.
- Gheiby, A., Sen, N., Puranik, D. and Karekar, R., 2003, Thunderstorm identification from AMSU-B data using an artificial neural network, Meteorol. Applicat., 10, 329-336.
- Guoxiang, Y. and Cixun, Sh., 1985, Large scale environmental conditions for thunderstorm development, Adv. atmos. Sci., 4, 508-521.
- Kunz, M., Sander, J. and Kottmeier, Ch., 2009, Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany, Int. J. Climatol, 29, 2283-2297.
- Miku, S. P., Prtenjak, M. T. and Mahović, N. S., 2012, Analysis of the convective activity and its synoptic background over Croatia, Atmos. Res., 104-105, 139-153.
- Pineda, N., Rigo, T., Bech, J. and Soler, X., 2007, Lightning and precipitation relationship in summer thunderstorms: case studies in the North Western Mediterranean region, Atmos. Res., 85(2), 159-170.
- Pissimanis, D. K., Notaridou, V. A. and Spyrou, C. K., 2006, Main characteristics of synoptic weather conditions associated with thunderstorm activity during the months of July and August in the city of Thessaloniki (Northern Greece), Theor. Appl. Climatol., 83, 153-167.
- Tajbakhsh, S., Ghafarian, P. and Sahraian, F., 2012, دینامیکی توفان‌های تندری در جنوب غرب کشور، سپهر، ۲۱(۸۲)، ۱۴-۲۱.
- محمدی، ح.، فتاحی، ا.، شمسی پور، ع. ا. و اکبری، م.، ۱۳۹۱، تحلیل دینامیکی سامانه‌های سودانی در رخداد بارش سنگین در جنوب غرب ایران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۲۴، ۷-۲۴.
- معصوم‌پور سماکوش، ج.، میری، م.، ذوالفقاری، ح. و یاراحمدی، د.، ۱۳۹۲a، تعیین سهم بارش‌های همرفتی شهر تبریز براساس شاخص‌های ناپایداری، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۳۱، ۲۲۷-۲۴۵.
- معصوم‌پور سماکوش، ج.، میری، م. و فتح‌نیا، ا.، ۱۳۹۲b، شبیه‌سازی نقش عوامل همرفتی در توفان‌های تندری نمونه موردی: ایستگاه مهرآباد، دومین کنفرانس بین‌المللی مخاطرات محیطی، دانشگاه خوارزمی، تهران.
- Abhilash, S., Mohan Kumar, K., Shankar Das, S. and Kishore, K., 2010, Vertical structure of tropical mesoscale convective systems: observations using VHF radar and cloud resolving model simulations, Meteorol Atmos Phys, 109, 73-90.
- Adelekan, I. O., 1998, Spatio-temporal variations in thunderstorm rainfall over Nigeria, Int. J. Climatol, 18, 1273-1284.
- Chaudhuri, S. and Middey, A., 2014, Comparison of tropical and midlatitude thunderstorm characteristics anchored in thermodynamic and dynamic aspects, A-P J. Atmos Sci, 50, 179-189.
- Christian, H., Blakeslee, H., Boccippio, R., Boeck, D., Buechler, W., Driscoll, D., Goodman, K. and Stewart, M., 2003, Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, J Geophys Resea, 108, 1-14.
- Costa, S., Mezzasalma, P., Levizzani, V., Alberoni, P. and Nanni, P., 2001, Deep convection over Northern Italy: synoptic and thermodynamic analysis, Atmos. Res., 56, 73-88.
- Czernecki, B., Taszarek, M., Kolendowicz, L. and Szyga-Pluta, S., 2015, Atmospheric conditions of thunderstorms in the European part of the Arctic derived from sounding and reanalysis data, Atmos. Res., 154, 60-72.
- Davolio, S., Buzzi, A. and Malguzzi, P., 2007, High resolution simulations of an intense convective precipitation event, Meteorol. Atmos. Phys., 95, 139-154.
- Delden, A. V., 2001, The synoptic setting of

- Instability indices and forecasting thunderstorms: the case of 30 April 2009, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 403-413.
- Trentmann, J., Keil, C., Salzmann, M., Barthlott, C., Bauer, H. S., Schwitalla, T., Lawrence, M. G., Leuenberger, D., Wulfmeyer, V., Corsmeier, U., Kottmeier, C. and Wernli, H., 2009, Multi-model simulations of a convective situation in low-mountain terrain in central Europe, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 103, 95-103.

Statistical-synoptic analysis of thunderstorm in the Southern Coast of Iran

Masoompour Samakosh, J.^{1*}, Miri, M.² and Rahimi, M.²

1. Assistant professor in climatology, Department of Geography, Razi University, Kermanshah, Iran

2. PhD. Students, Department of Climatology, Faculty of Geography, University of Tehran, Iran

(Received: 15 Feb 2016, Accepted: 18 Oct 2016)

Summary

Thunderstorms are regarded not only as a significant weather event but also as a key element in water and electricity cycles of the atmosphere. Generally, researchers consider the intense weather instability as a result of convection in lower levels of the atmosphere with high levels enough of humidity. Usually statistic instability, the humidity of lower levels of the atmosphere and lifting mechanisms near the ground are the main factors leading to convection. Moreover, the combination of three factors, instability, humidity and convergence in lower levels of the atmosphere plays an important role in increasing the possibility of thunderstorms. Accompanying phenomena like lightning, tornado, hail, winds, heavy precipitations (Changnon, 2001 and 1925) and hazardous atmospheric phenomena like turbulence, freezing, and wind sheering make considerable irrecoverable damages to natural and human environments, therefore recognizing the features of these phenomena have always been attracting the attention of researchers. The present study aims at recognizing statistic of thermodynamic, and synoptic features of thunderstorms of southern coasts of Iran. Referring to the archive of National Meteorological Organization, hourly data of atmospheric phenomena of 10 synoptic stations during a common twenty-year period (1995- 2014) were extracted. The data were processed in temporal scales of year, season and month. The data of upper atmosphere (radio-sound data), available in the website of Wyoming University, were applied to investigate the thermodynamic features of the occurred thunderstorms. The thermodynamic features include KI, SI, TT, LI, CAPE indices and skew- T chart in RAOB software. The days with the occurrence of thunderstorms had 5 mm or more at least in two stations that were selected to find synoptic patterns. As the samples were limited, synoptic patterns were done manually. The required maps were prepared using the data of geopotential height in 1000 - 500 hPa levels. Besides wind components u and v and sea level pressure, extracted from NCEP/ NCAR website, were mapped by GrADS software. Checking yearly frequency of thunderstorm occurrence in the southern coasts of Iran showed that the frequency of occurrence of storms in Booshehr station was more than its frequency in Hormozgan station. Moreover, the thunderstorms of Booshehr have a better chronological order as it occurs during all common years. However, except for BandarAbbas, there is no chronological order for this phenomena. Therefore, it can be said that the occurrence of thunderstorm in the western coasts of the south of Iran has higher frequency than the central and the eastern regions, making it a potential area in this region for storm formation. The largest number of thunderstorm occurrence in seasonal scale is recorded for fall with 45% and winter with 43% respectively. Following seasonal conditions, the largest number of thunderstorm occurrence in monthly scale is recorded for cold months. In Hormozgan station, November, December, and January have more frequencies, while in Booshehr station January, February and March have more frequencies. Analyzing the applied instability indices showed that there was a slight extreme and great CAPE (more than 2500) in Bandarabas station. Besides the values of convection indices TT and KI for most of the thunderstorms suggested the possibility of convection occurrence. Instability indices LI and SI for the occurred thunderstorms reveals conditions of limited instability. Synoptic analysis shows not only the dominance of the westerly winds extending to the south of Saudi Arabia but also the location of divergent region and positive vorticity advection region in the studied region, making instability conditions raising air. The spread of the westerly winds is either due to formation of blocking system in the atmospheric middle level or their meridional blowing and cold air advection from Europe or the north of Asia to the east of Mediterranean. Statistical findings reveal that the occurrence of thunderstorms of western coasts of the Persian Gulf, have higher potential, and more frequency than the central and eastern regions. In seasonal scale, the largest number of occurrences is recorded for fall and winter respectively, while there is no substantial difference in different hours of day and night in hourly scale. As a matter of fact, they are possible to happen all the times. Synoptic analyses show that there is the dominance of two patterns of blocking systems and westerlies trough in the middle of atmosphere leading to instability and rising air in the studied region. The divergent region and positive vorticity advection region in the studied regions make instability condition and hence rising air. Based on the findings of thermodynamic indices, it can be said that convective activities and local instabilities are rarely responsible for thunderstorm occurrence in the region. Also for the occurrence of severe convective activities and relatively high instability, extreme instability and extreme severe instability is coincident with limited thunderstorm occurrences.

Keywords: Instability indices, RAOB, Blocking system, Advection, Thunderstorm.