

## شناسایی و واکاوی شرایط همزمان با رخداد توفان‌های رعد و برقی شدید ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه

اسماعیل عباسی<sup>۱</sup>

مهدی خزایی<sup>۲</sup>

### چکیده

یکی از مخرب‌ترین پدیده‌های هواشناسی که گستره فضایی و بازه زمانی آن کاملاً متغیر است و در مقیاس‌های مختلف خودنمایی می‌کند توفان‌های تندری است. پدیده‌ای که مقیاس مکانی آن زمانی که در دل چرخندهای حاره‌ای و مناطق همرفتی کمربند همگرایی بین حاره‌ای قرار می‌گیرد بسیار گسترده بوده و از سویی بسیار حیرت‌آور، زیبا و در عین زیبایی طی شرایطی خاص فوق‌العاده مخرب می‌گردد. هدف از انجام پژوهش حاضر شناسایی و تحلیل چنین توفان‌های مخرب در یک دوره زمانی ۲۵ ساله (۱۹۸۶-۲۰۱۰) در ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه می‌باشد. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق شامل داده‌های بارش روزانه و کدهای مربوط به پدیده‌های هواشناسی، پارامترهای دمای خشک، نقطه شبنم، رطوبت نسبی، جهت و سرعت باد جهت محاسبه شاخص‌های ناپایداری و پارامترهای ارتفاع ژئوپتانسیل، نم و ویژه، سرعت قائم، مولفه‌های باد مداری و نصف النهاری می‌باشد. نتایج نشان داد که طی دوره آماری مورد بررسی سه توفان تندری بسیار شدید در منطقه مورد مطالعه رخ داده است. بررسی شاخص‌های ناپایداری حاکی از قرار گرفتن این شاخص‌ها در طبقه شدید و مناسب جهت رخداد پدیده توفان تندری می‌باشد؛ همینطور وضعیت دینامیک جو همزمان با رخداد این پدیده نشان از حضور یک ناوه بسیار عمیق در غرب منطقه مورد مطالعه و قرارگیری

۱- استادیار اقلیم شناسی، گروه محیط زیست، پژوهشکده خلیج فارس، دانشگاه خلیج فارس (نویسنده مسئول)

Email: esmaeil.abbasi@pgu.ac.ir -Tel: 09177750715

۲- دانش‌آموخته دکتری اقلیم شناسی دانشگاه تهران

خروجی هسته رودباد ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ میلی‌بار بر روی منطقه مورد مطالعه را دارد که در پی این اتفاق پدیده توفان تندری با شدت زیاد همراه با شکل‌گیری ابرهای کومولوس و رعد و برق و نهایتاً بارش‌های سنگین منطقه مورد مطالعه را تحت تاثیر اثرات مخرب خود قرار داده است؛ این درحالیست که این وضعیت برای دو مورد شناسایی شده یعنی پدیده روز ۰۴ فوریه ۲۰۰۷ و ۱۲ دسامبر ۱۹۹۱ نسبت به دیگر موارد شناسایی شده یعنی پدیده روز ۱۷ آوریل ۱۹۹۱ شرایط جوی ناپایدارتری را از نظر الگوهای گردشی متوسط مقیاس تجربه نموده است.

**واژگان کلیدی:** توفان‌های تندری، شاخص‌های ناپایداری، نمودار اسکیتوی، الگوهای گردشی جو، ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه.

#### مقدمه

توفان‌های تندری و پدیده‌های ناشی از آن از مهمترین مخاطرات اقلیم‌شناختی هستند که بخش وسیعی از تحقیقات اقلیمی دنیا را به خود اختصاص داده‌اند (قویدل رحیمی، ۲۲۴:۱۳۹۱). توفان‌های تندری دارای یک چرخه عمر سه مرحله‌ای می‌باشند. مرحله در حال توسعه، مرحله بلوغ و مرحله مضمحل یا ناپدید شدن. در مرحله اول، توفان تندری از طریق ابرهای کومولوس که با صعود هوا شکل می‌گیرند قابل تشخیص می‌باشد؛ در صورت ادامه این شرایط (صعود) توفان تندری وارد مرحله بلوغ می‌شود. تگرگ، باران سنگین، رعد و برق و بادهای شدید در این مرحله شکل می‌گیرد. نهایتاً با غلبه نزول هوا بر صعود آن، توفان تندری وارد مرحله اضمحلال می‌گردد. توفان‌های تندری مولد آذرخش، تورنادو، تگرگ، بادهای شدید و بارش‌های سنگین هستند و به دلیل خسارات شدیدی که ایجاد می‌کنند، بسیار مورد توجه قرار گرفته‌اند (چنگنون، ۲۰۰۱: ۱۹۲۵). از آن جمله می‌توان به همرفت‌های عمیق شرق رشته کوه‌های آند یعنی در مناطقی از کشور آرژانتین اشاره کرد که خسارات فراوانی را همه ساله از خود به جای می‌گذارد (سانچز و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۶). بررسی توفان‌های تندری در اروپای مرکزی نشان از افزایش فراوانی رخداد این توفان‌ها طی ماه‌های سرد سال یعنی دسامبر و فوریه و به علت عبور جبهه‌های سرد بوده است (مونزر و فرانک، :

۲۰۰۳ : ۵۰۱). بررسی توفان‌های تندری شدید با بارش بیش از ۳۰ میلی‌متر در لهستان نشان می‌دهد که اغلب روزهای همراه با توفان تندری با بارش‌های شدید همراه با عبور جبهه‌های جوی (در بیشتر ایستگاه‌ها ۵۳/۸ تا ۸۱/۹ درصد) بوده است و توفان تندری توده هوا در این کشور به ندرت موجب بارش شدید شده‌اند (لوپیکاسزا و بیلک باکووسکا، ۲۰۱۲: ۲۵۵). بررسی توفان‌های تندری کشور هلند نشان می‌دهد که این توفان‌ها بویژه در نزدیکی سطح زمین، بیشتر تحت تاثیر ناپایداری نهان، سپس ناپایداری پتانسیل و کمتر تحت تاثیر ناپایداری مشروط قرار می‌گیرند (هاکلندر و ون دلدن، ۲۰۰۳: ۲۷۳). بررسی شاخص‌های ترمودینامیکی از قبیل TTI، LI، HI، RH، DEW، SWEAT DCI، KI در پیش‌بینی توفان‌های تندری پیش از فصل موسمی در کلکته طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸ بسیار مفید بوده‌اند در مقابل شاخص‌های CAPE، BRN و BI ضعیف عمل کرده بودند (تایاگی و همکاران، ۲۰۱۱: ۶۸۱).

مطالعات مربوط به بخش ترمودینامیکی توفان‌های تندری با کمک شاخص‌های ناپایداری و نمودار اسکیوتی قابل بررسی است. این شاخص‌ها ابزاری مناسب جهت پیش‌بینی فعالیت‌های همرفتی هستند و عمدتاً با کمک داده‌های رادیوسوند و نمودارهای اسکیوتی محاسبه می‌شوند. از برخی از محققین که چنین شاخص‌های ارزشمندی را ابداع کرده‌اند می‌توان به شوالتر در شاخص Si (۲۵۲-۲۵۰: ۱۹۵۳)، گالوی در شاخص Li (۵۲۹-۵۲۸ : ۱۹۵۶) جرج در شاخص K (۱۲۰: ۱۹۶۰)، میلر در شاخص TT (۶۲: ۱۹۶۷)، بایدنر در شاخص SWEAT (۲: ۱۹۷۲-۵) اشاره کرد. از آن جمله می‌توان به شاخص ناپایداری Tq اشاره کرد که بر اساس دما و دمای نقطه شبنم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای ۷۰۰ هکتوپاسکال به دست می‌آید؛ این شاخص در شناسایی همرفت‌های عمیق و ناپایداری مناسب در نیوزلند و در سطح معناداری ۲ درصد مورد تایید قرار گرفته است (هنری، ۱۹۹۹: ۲۴۹) رخداد پدیده تگرگ به عنوان یکی از شدیدترین حالات ناپایداری برای یک توفان تندری شناخته شده است. در یک توفان تندری شدید، تگرگ‌های بزرگ زمانی به وقوع می‌پیوندند که شاخص CAPE و DLS از صفر تا ۶ کیلومتری، بالا باشد (گرونمیجر و ون دلدن، ۲۰۰۶: ۴۷۳؛ روزنفلد و همکاران، ۲۰۰۸: ۱؛ پوسیک و همکاران، ۲۰۱۵: ۴۸۰۵) به

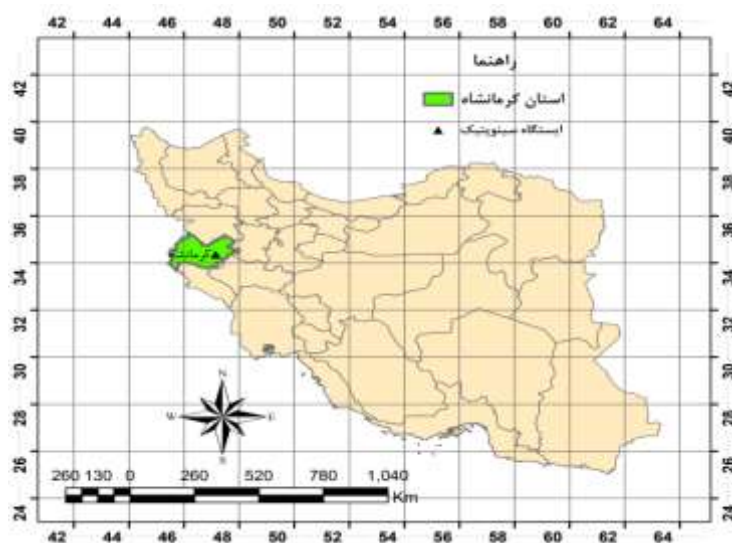
طوری که حرکات بالاسوی شدید در این توفان‌های تندری به عنوان نیروی اصلی ماندگاری بیشتر دانه‌های تگرگ در داخل ابر تندری و متعاقباً، رشد و بزرگ شدن ابعاد آن است (روزنفلد و همکاران، ۲۰۰۸: ۱). همینطور بررسی تابع شار همگرایی رطوبت در دو تراز ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال که ترازهای مناسبی برای تشکیل هسته‌های رطوبتی هستند می‌تواند جهت واکاوی چنین پدیده‌های حدی (توفان تندری) مناسب باشد (رضایی بنفشه و همکاران، ۱۳۹۳: ۱۳۳).

در کشور هم مطالعاتی در ارتباط با توفان‌های تندری و شاخص‌های ناپایداری جوی صورت گرفته است که به برخی از آن‌ها در ادامه اشاره می‌شود. در بررسی بارش‌های تندری غرب کشور مشخص شده است که در دوره سرد سال تعداد توفان‌های رعد و برق در جنوب غرب، بیش از شمال غرب کشور است و در دوره گرم سال، تعداد توفان‌های رعد و برقی در شمال غرب کشور، بیشتر از جنوب غرب کشور است که با نوسان دو پارامتر پرفشار جنب‌حاره و ورتکس قطبی ارتباط دارد (حجازی زاده، ۱۳۷۹: ۵). بیشتر بارش‌های تندری در محدوده شهرستان اهر در فصل بهار و تابستان و طی ساعات بعدظهر به وقوع می‌پیوندد و علت اصلی تکوین و تشدید این پدیده را در هر دو عامل سینوپتیک (منشاء: بیرون از منطقه) و فیزیوگرافیک (منشاء: در محل) بایستی جستجو کرد (جلالی، ۱۳۸۵: ۱۹). رخداد توفان‌های تندری شدید در برخی از مناطق کشور به ویژه در نواحی شمال غرب و غرب، به فراوانی دیده می‌شود. از آن جمله می‌توان به بارش‌های تندری سیلاب‌ساز استان کرمانشاه اشاره کرد که تماماً همراه با رعد و برق شدید بوده که منبع اصلی رطوبت خود را از دریای عرب و خلیج فارس بدست آورده‌اند (خالدی و همکاران، ۱۳۸۹: ۲۱). از بین شاخص‌های مورد مطالعه PwC، K، Si و Cape؛ بهترین شاخص برای پیش‌بینی مقدار بارش و فعالیت‌های همرفتی شدید در منطقه اصفهان، شاخص PwC شناخته شده است (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۴: ۸۳) بررسی شاخص‌های ناپایداری در تشکیل تگرگ در ایستگاه هواشناسی تبریز نشان می‌دهد که هراندازه سطح یخبندان کمتر از ۳۰۰۰ متر باشد، احتمال وقوع تگرگ کمتر و هر چقدر فاصله سطح یخبندان تا قله ابر زیاد باشد، احتمال وقوع تگرگ بیشتر خواهد بود (میرموسوی و اکبرزاده، ۱۳۸۷: ۹۵). در بررسی شاخص‌های ناپایداری

مربوط به توفان تندری ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ مشخص شد که بهترین شاخص در ارزیابی شدت توفان رخ داده در این روز، شاخص SI است (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰: ۱۸۲). پهنه‌های آبی واقع در جنوب کشور، تاثیر بسزایی در تامین رطوبت بارش‌های تندری در مناطقی از ایران از جمله تهران (مدیری و همکاران، ۱۳۹۲: ۷) اصفهان (خزایی و همکاران، ۱۳۹۳: ۲۰۳) اهواز (محمدی و همکاران، ۱۳۹۵: ۱۵۵) و بارش‌های تندری شمال غرب دارد (لشکری و آقاسی، ۱۳۹۲: ۲۰۳؛ خورشید دوست و همکاران، ۱۳۹۵: ۵۳). در این مطالعه نیز هدف تحلیل شرایط جوی هم به لحاظ دینامیک و هم به لحاظ ترمودینامیک همزمان با رخداد توفان‌های رعد و برقی شدید در طی یک دوره ۲۵ ساله در ایستگاه کرمانشاه می‌باشد.

### داده‌ها و روش‌ها

شکل یک، موقعیت ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه را نشان می‌دهد. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق را می‌توان به سه دسته کلی، شامل داده‌های بارش روزانه و کدهای مربوط به پدیده‌های هواشناسی از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ (دوره آماری ۲۵ ساله)، پارامترهای دمای خشک، نقطه شبنم، رطوبت نسبی، جهت و سرعت باد جهت محاسبه شاخص‌های ناپایداری و پارامترهای ارتفاع ژئوپتانسیل، نم و ویژه، سرعت قائم، مولفه‌های باد مداری و نصف النهاری جهت بررسی وضعیت و سامانه‌های گردشی جو منطقه مورد مطالعه در زمان رخداد پدیده، تقسیم‌بندی نمود. کدهای ۹۷ و ۹۹ به عنوان کد توفان‌های تندری شدید شناخته شده‌اند (WMO;2009:415). در طی دوره آماری فوق‌الذکر ۶۶ مورد توفان تندری با بارش بیش از ۱۰ میلی متر رخ داده است. در اغلب مواقع رخداد توفان تندری، کد ۹۵ یعنی توفان تندری ملایم یا متوسط، بدون تگرگ اما توام با باران و یا برف در زمان دیده بانی به ثبت رسیده است. بعد از شناسایی توفان‌های تندری شدید در دوره آماری مورد بررسی (جدول یک) که سه مورد مربوط به تاریخ‌های ۰۴ فوریه سال ۲۰۰۷، ۱۲ دسامبر سال ۱۹۹۱ و ۱۷ آوریل سال ۱۹۹۱ می‌باشد، اقدام به ترسیم نمودار اسکمیوتی جهت مطالعه وضعیت شاخص‌های ناپایداری گردید. و در نهایت نقشه‌های جوی پارمترهای مذکور نیز جهت تحلیل وضعیت جو همزمان با رخداد پدیده توفان تندری در منطقه مورد مطالعه ترسیم گردید.



شکل ۱- موقعیت ایستگاه سینوپتیکی کرمانشاه

جدول ۱- فراوانی وقوع توفان‌های تندی شدید ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه از سال ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰.

ردیف	روز	ماه	سال آماری	بارش (میلیمتر)	ساعت و کد وقوع پدیده
۱	۴	فوریه	۲۰۰۷	۳۹/۷	۰۳ (۹۷کد)
۲	۱۲	دسامبر	۱۹۹۱	۲۶	۰۹ (۹۹کد) ۱۲ (۹۷کد)
۳	۱۷	آوریل	۱۹۹۱	۱۵	۱۲ (۹۵کد) ۲۱ (۹۷کد)

### بحث و بررسی

نمودارهای ترمودینامیکی، از جمله نمودار اسکیتی در کنار نقشه‌های جوی به صورت بسیار مطلوبی ناپایداریهای جوی را نشان می‌دهند و تمامی روابط و حالات فیزیکی جو را به شکل یک نمودار بسیار گویا جهت تحلیل بهتر پژوهشگران علوم جوی ارائه می‌نمایند. در

ادامه به تحلیل وضعیت دینامیک و ترمودینامیک جو در زمان رخداد سه توفان تندری خیلی شدید در ایستگاه کرمانشاه طی دوره آماری مورد بررسی (۱۹۸۶-۲۰۱۰) پرداخته می‌شود.

### - توفان تندری مورخ ۰۴ فوریه ۲۰۰۷

شکل ۲ - الف) نمودار اسکیوتی ایستگاه کرمانشاه مربوط به ساعت ۰۰ روز ۰۴ فوریه ۲۰۰۷ را نشان می‌دهد. همانطور که قابل ملاحظه است در این روز مقادیر شاخص‌های ناپایداری از جمله شاخص  $k$  به ۳۱.۶،  $LI^1$  به ۲.۱ و شاخص شوالتر<sup>۲</sup> به ۰.۸ رسیده است. این مقادیر نشان از وضعیت مطلوب جو جهت شکل‌گیری توفان‌های تندری را دارد. شاخص پتانسیل‌زایی توفان ۰.۴-، هلیسیتی<sup>۳</sup> نسبی توفان از سطح زمین تا سه کیلومتری جو ۳۴۰ و سرعت باد در تراز ۵۰۰ میلی بار به ۵۶ نات می‌رسد و پارامترهای یاد شده در این تاریخ در درجه قوی قرار گرفته‌اند.  $LCL^4$  در ارتفاع ۱۹۴۵ متر و  $CCL^5$  در ارتفاع ۲۷۷۳ متری شکل گرفته است. همینطور پایه ابر کومولوس در ارتفاع ۷۵۰ میلی‌بار شکل گرفته جائیکه دمای خشک و دمای نقطه شبنم با هم برابر شده و رطوبت نسبی ۱۰۰ درصد شده و تا ارتفاع ۷۰۰ میلی‌باری قابل مشاهده است. از تراز ۷۰۰ تا ۵۹۰ میلی‌باری نیز شاهد شکل‌گیری آذرخش در پی وقوع توفان‌های تندری در منطقه مورد مطالعه می‌باشیم. شکل ۲-ب نیمرخ عمودی سرعت قائم جو و فرارفت رطوبت بر روی ایستگاه کرمانشاه را نشان می‌دهد. همانطور که قابل ملاحظه است سرعت قائم بر روی این ایستگاه از تراز ۸۵۰ میلی بار به بالا منفی شده و باعث صعود هوا در این منطقه شده است. مقدار این پارامتر با بیشینه ۰.۵- در تراز ۷۰۰ میلی بار نشان می‌دهد این ناپایداری‌ها در غرب منطقه بسیار شدیدتر بوده است؛ نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌بار و رودباد واقع در این ترازها (شکل ۲-ج و د) نشان از قرارگیری یک ناوه بسیار عمیق بر روی کشور عربستان و بخش‌هایی از کشور عراق را دارد بطوریکه منطقه مورد مطالعه در محدوده واگرایی بالایی این ناوه و خروجی هسته رودباد با

<sup>1</sup> - Lifting Index

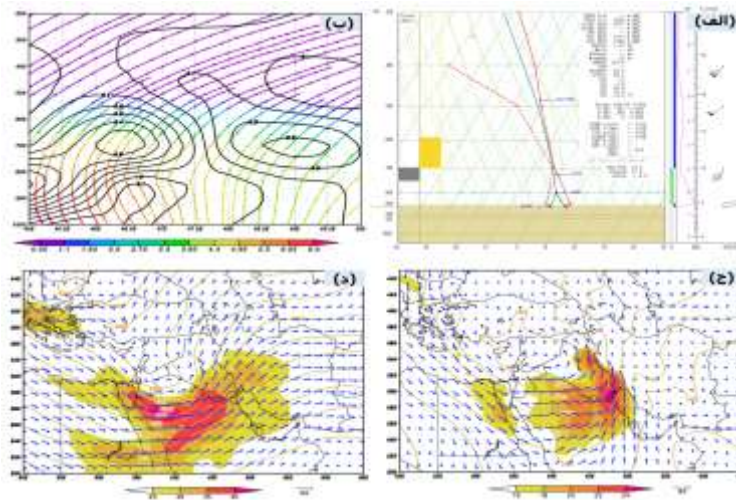
<sup>2</sup> - Showalter Index

<sup>3</sup> - Helicity

<sup>4</sup> - Lifted Condensation Level

<sup>5</sup> - Convective Condensation Level

سرعتی بالغ بر ۳۰ الی ۳۵ متر بر ثانیه واقع در تراز ۵۰۰ میلی‌بار قرار گرفته است. هسته سرعت رودباد تراز ۸۵۰ میلی‌بار نیز با سرعتی بالغ بر ۲۲ الی ۲۴ متر بر ثانیه بر روی منطقه مورد مطالعه آشفتگی‌های جوی در ترازهای زیرین را تشدید نموده است. در واقع چینش شدید باد در ترازهای مختلف جو در این روز مانع از توقف جریانات صعودی توسط فروهنج‌های سرد خروجی رخداده در سلول توفان تندی شده است. این امر سبب رخداد بارش‌های بسیار شدید در حدود ۴۰ میلی‌متر در منطقه مورد مطالعه شده است.



شکل ۲- (الف) نمودار اسکویوتی ایستگاه کرمانشاه مورخ ۰۴ فوریه ۲۰۰۷ ساعت ۰۰ UTC. (ب) نیمرخ عمودی جو برای پارامتر سرعت قائم (پاسکال بر ثانیه) و فرارفت رطوبت ۰۴ فوریه ۲۰۰۷ ساعت ۰۰ UTC (ج) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ میلی‌بار همراه با رودباد تراز پایین جو و (د) نقشه رودباد و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ میلی‌بار ۰۴ فوریه ۲۰۰۷.

### - توفان تندی مورخ ۱۲ دسامبر ۱۹۹۱:

شکل ۳- (الف) نمودار اسکویوتی ایستگاه کرمانشاه در ساعت ۰۰ روز ۱۲ دسامبر ۱۹۹۱ را نشان می‌دهد. همانطور که قابل مشاهده است در این روز شاخص جفرسن<sup>۱</sup> عدد ۳۱،

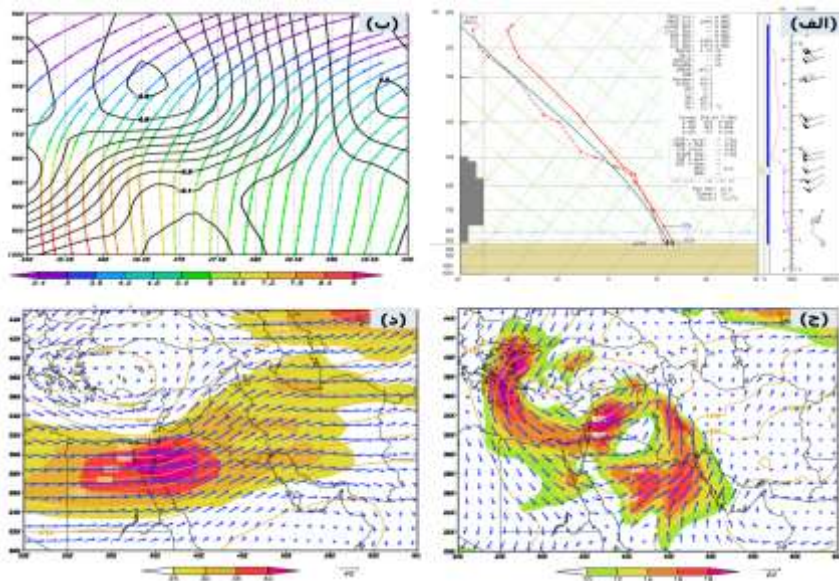
<sup>۱</sup> - Jefferson Index



شاخص K عدد ۳۰.۴، LI عدد ۲.۳، SI<sup>۱</sup> عدد ۲.۴، هلیسیتی نسبی توفان عدد ۳۳۳ بوده است. بطور کلی وزن شاخص‌های ناپایداری از نظر شدت در وضعیت بسیار مناسبی جهت شکل‌گیری توفان‌های تندری در ایستگاه و بطور کلی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است. این نمودار همچنین نشان می‌دهد که جریان هوا بصورت بی‌دروی خشک تا تراز تراکم هوای بالا رونده یعنی ۸۵۰ میلی‌بار صعود نموده و پایه ابرهای کومولونیموبوس تشکیل شده است. بطوریکه در ادامه صعود هوا بصورت بی‌دروی اشباع ادامه یافته و سبب رسیدن سقف ابر به ارتفاع ۵ کیلومتری گردیده است. جهت باد نیز در زیر تراز ۸۰۰ میلی‌بار شمال‌غربی و در زیر تراز ۷۰۰ میلی‌بار جنوبی شده و سرعت آن به حدود ۲۳ متر بر ثانیه رسیده است. از تراز ۷۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌بار جهت باد تقریباً جنوب‌غربی تا غربی و سرعت آن به حدود ۳۰ متر بر ثانیه رسیده است. بنابراین بررسی جهت و سرعت باد نشان از چینشی بسیار مساعد جهت رخداد توفان‌های تندری مخاطره آمیز در منطقه مورد مطالعه دارد. شکل ۳-ب) نیمرخ عمودی جو از پارامتر سرعت قائم و همینطور فرارفت رطوبت در روز ۱۲ دسامبر سال ۱۹۹۱ ساعت ۰۰ ایستگاه کرمانشاه را نشان می‌دهد. همانطور که قابل ملاحظه است در این روز سرعت قائم جو بر روی منطقه مورد مطالعه در تراز ۹۰۰ میلی‌بار از ۰.۱- تا ۰.۷- در تراز ۵۰۰ میلی‌بار افزایش یافته است. همینطور فرارفت رطوبت بر روی منطقه از ۶ الی ۶.۶ گرم در کیلوگرم در ترازهای ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ میلی‌بار به ۲.۴ الی ۳ گرم در کیلوگرم بر روی منطقه مورد مطالعه رسیده است. ناوه و رودباد واقع در تراز ۸۵۰ میلی‌بار (شکل ۲-ج) که منطقه مورد مطالعه در جلوی آن قرار گرفته است شرایط دینامیکی بسیار خوبی را جهت صعود هوا و شکل‌گیری توفان‌های تندری ایجاد نموده است. ناوه واقع در تراز ۵۰۰ میلی‌بار همراه با رودباد مستقر در این تراز که سرعت آن بر روی منطقه مورد مطالعه به ۳۰ الی ۳۵ متر بر ثانیه رسیده (شکل ۲-د)، توانسته است چینش، ناپایداری و نهایتاً صعود هوا و رخداد توفان تندری در ایستگاه کرمانشاه را به دنبال داشته باشد. با توجه به سوپر سلولی بودن این توفان‌های تندری و اساس شکل‌گیری آنها که در نتیجه قرارگیری در جلوی ناوه‌های ترازهای فوقانی و منطقه واگرایی بالایی که پروسه حذف جرمی در این منطقه مقادیر

<sup>1</sup> - Showalter Index

بیشینه را تجربه می‌نماید، این توفان‌ها در جهت جریان‌ات فوقانی جو بعد از ایجاد رعد و برق و ریزش باران از محدوده مورد مطالعه خارج شده‌اند.

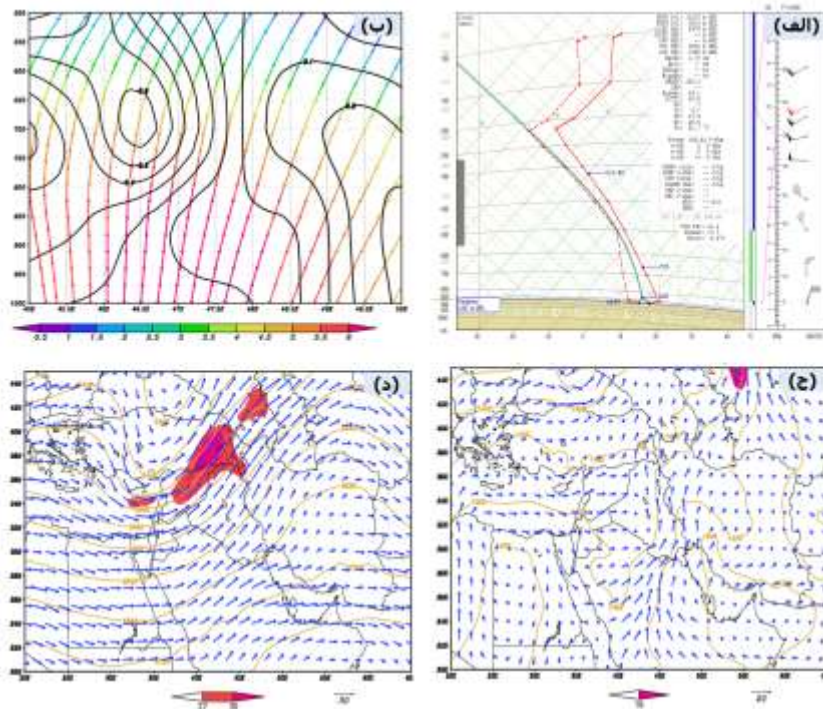


شکل ۳- (الف) نمودار اسکویوتی ایستگاه کرمانشاه مورخ ۱۲ دسامبر ۱۹۹۱ ساعت ۰۰ UTC (ب) نیمرخ عمودی جو برای پارامتر سرعت قائم (پاسکال بر ثانیه) و فرارفت رطوبت مورخ ۱۲ دسامبر ۱۹۹۱ ساعت ۰۰ UTC (ج) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ میلی بار همراه با رودباد تراز پایین جو و (د) نقشه رودباد و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ میلی بار ۱۲ دسامبر ۱۹۹۱.

### - توفان تندری مورخ ۱۷ آوریل ۱۹۹۱:

شکل ۴- (الف) نمودار اسکویوتی ایستگاه کرمانشاه مورخ ۱۷ آوریل ۱۹۹۱ ساعت را نشان می‌دهد. همانطور که قابل مشاهده است در این روز شاخص K عدد ۲۵.۵، SI عدد ۲.۴، LI عدد ۲.۱ و هلیسیتی نسبی توفان عدد ۵ را نشان می‌دهد. همینطور سطح تراکم هوای بالا رونده ارتفاع ۱۶۸۸ متر و سطح تراکم همرفتی در ارتفاع ۳۵۳۵ متری قرار گرفته است. بیشترین میزان آب قابل بارش در تراز ۸۵۰ میلی بار با ۷.۷ میلی متر وجود دارد و برای کل ستون، این پارمتر مقداری بالغ بر ۱۷ میلی متر را به ثبت رسانده است. بررسی شاخص‌هایی

مثل بازداری همرفتی در صورتیکه اساس شکل‌گیری و توسعه توفان‌های تندری حرکات و ناپایداریهای منتج از الگوهای گردشی و سامانه‌های همدیدی ترازهای فوقانی جو باشند چندان منطقی به نظر نمی‌رسد؛ لذا نمودارهای ترمودینامیکی جو در چنین مواقعی مقادیر این شاخص‌ها را ثبت و محاسبه نخواهند نمود (شکل ۴-الف). کف ابر کومولونیمبوس بر روی تراز ۵۵۰ میلی‌بار و سقف ابر در تراز ۳۵۰ میلی‌بار واقع شده است. جهت باد در زیر تراز ۵۰۰ میلی‌بار شمال تا شمال‌شرقی با سرعتی بالغ بر ۱۵.۵ الی ۲۰ متر بر ثانیه و در بالاتر از تراز مذکور تا تراز ۲۰۰ میلی‌باری جهت باد غربی شده و سرعت آن به حدود ۲۵ الی ۳۰ متر رسیده است. از این تراز به بعد شرایط وارونگی در جو حاکم شده و یک پایداری ایستایی معنادار جو منطقه مورد مطالعه را کنترل نموده است. شکل ۴-ب) نیز نیمرخ سرعت قائم و فرارفت نم ویژه در روز وقوع توفان تندری را نشان می‌دهد. همانطور که قابل مشاهده است سرعت قائم در این روز در تراز ۸۵۰ میلی‌بار بر روی منطقه مورد مطالعه از ۰.۱- و در ترازهای بالاتر مقدار آن افزایش یافته است. همینطور مقادیر نم ویژه در تراز ۱۰۰۰ میلی‌بار با بیشینه ۶ گرم در کیلوگرم و کمینه آن در تراز ۵۰۰ میلی‌بار به ۱ گرم در کیلوگرم رسیده است. شکل ۴-ج و د) نیز به ترتیب ارتفاع ژئوپتانسیل و رودباد ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌بار را نشان می‌دهد. منطقه مورد مطالعه در جلوی ناوه تراز ۵۰۰ و منطقه واگرایی بالایی این سامانه قرار گرفته است. بطوریکه منحنی ۵۶۴۰ ژئوپتانسیل متر این سامانه سینوپتیکی از روی منطقه مورد مطالعه با جهت جنوب غربی - شمال شرقی عبور می‌کند. افزایش سرعت افقی جریانات جوی با ارتفاع و همینطور تغییرات سرعت آنها و بطور کلی ایجاد چینش‌های شدید در جو سبب افزایش حرکات بالارونده در توفان تندری و ایجاد گردش‌های چرخندی در سامانه مذکور شده است و نهایتاً ایجاد بارش در منطقه مورد مطالعه در این روز شده است.



شکل ۴- (الف) نمودار اسکویوتی ایستگاه کرمانشاه مورخ ۱۷ آوریل ۱۹۹۱ ساعت ۱۲ UTC (ب) نیمرخ عمودی جو برای پارامتر سرعت قائم (پاسکال بر ثانیه) و فرارفت رطوبت مورخ ۱۷ آوریل ۱۹۹۱ ساعت ۱۲ UTC (ج) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ میلی بار و (د) نقشه رودباد و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ میلی بار مورخ ۱۷ آوریل ۱۹۹۱.

### نتیجه‌گیری

نتایج پژوهش حاضر را می‌توان در چند بند به شرح ذیل خلاصه نمود:

بررسی‌ها نشان داد که در طول کل دوره آماری ۲۵ ساله ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه سه توفان تندی خیلی شدید رخ داده است. در بین سه توفان شناسایی شده که براساس کدهای پدیده از درجه شدید برخوردار بوده، توفان مورخ ۱۷ آوریل سال ۱۹۹۱ نسبت به دو توفان ۴ فوریه سال ۲۰۰۷ و ۱۲ دسامبر سال ۱۹۹۱ از الگوهای گردشی جو کمتر تاثیر

پذیرفته و به نظر می‌رسد همرفت‌های محلی نقش پررنگی را در رخداد این پدیده ایفا نموده باشد. بنابراین از نظر درجه هر سه توفان شناسایی شده از درجه شدیدی برخوردار بوده و هیچکدام از آنها دارای ساختار یک توفان تندری معمولی نمی‌باشند. با بررسی شاخص‌های ناپایداری مشخص گردید این شاخص‌ها از نظر ایجاد توفان‌های تندری شدید و مخاطره آمیز در وضعیت مطلوبی قرار گرفته‌اند. همینطور نتایج نشان داد که سرعت چینش به‌عنوان افزایش یا کاهش ناگهانی سرعت باد در یک فاصله نسبتاً کوتاه و جهت چینش که به‌عنوان تغییر ناگهانی جهت باد در یک فاصله نسبتاً کوتاه تعریف می‌شود بر روی نمودار اسکیتوی مناسبترین وضعیت را جهت توسعه توفان‌های تندری قوی بر روی منطقه مورد مطالعه شکل داده است. این چینش مناسب باد با توجه به وجود سامانه‌های گردشی و پیچانه‌های منفی ترازهای میانی و فوقانی جو سبب انتقال تاوایی این ترازها به ترازهای زیرین خود شده است؛ که پیامد آن گردش‌های چرخندی خرد تا متوسط مقیاس در سطوح پایین و وقوع توفان‌های رعد برقی شدید در منطقه مورد مطالعه است. الگوهای گردشی جو نیز دینامیک بسیار مناسبی جهت ایجاد ناپایداریها در ترازهای زیرین و رخداد توفان‌های تندری فراهم نموده‌اند. بطوریکه ناوه تراز ۵۰۰ و ۸۰۰ میلی‌بار و همینطور رودباد واقع در این ترازها با ایجاد همگرایی در ترازهای زیرین جو باعث صعود هوای مرطوب از این ترازها به سطوح فوقانی شده که این امر ضمن تشکیل ابرهای کومولس و کومولونیمبوس، رعد و برق و بارش‌های شدیدی را به همراه داشته است. بطور کلی ناپایداریهای ایجاد شده در زیر خروجی هسته رودباد ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ میلی‌بار و همینطور قرار گرفتن منطقه مورد مطالعه در جلو و عمیقترین قسمت‌های ناوه ترازهای مذکور توانسته است نرخ صعود هوا از ترازهای زیرین به سمت مناطق میانی و فوقانی جو را بالاخص در روزهای ۴ فوریه سال ۲۰۰۷ و ۱۲ دسامبر سال ۱۹۹۱ شدت بخشد و سبب وقوع توفان رعد و برق با درجه شدید در ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه گردد.

## منابع

- جلالی، اورج، رسولی، علی اکبر، ساری صراف، بهروز (۱۳۸۵)، «توفانهای تندری و بارش‌های ناشی از آن در محدوده ی شهر اهر»، *نشریه‌ی دانشکده‌ی علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز*، شماره ۲۴، صص ۳۳ - ۱۸.
- حجازی زاده، زهرا (۱۳۷۹)، «بررسی عوامل سینوپتیکی بارش و توفان‌های توام با رعد و برق در غرب کشور»، *مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی (دانشگاه خوارزمی)*، شماره ۲۸ و ۲۹، صص ۵ - ۲۶.
- خالدی، شهریار؛ خوش اخلاق، فرامرز؛ خزایی، مهدی (۱۳۹۰)، «تحلیل هم‌مدیدی توفان‌های تندری سیلاب ساز استان کرمانشاه»، *مجله علمی پژوهشی چشم‌انداز جغرافیایی*، شماره ۱۳.
- خزایی، مهدی؛ مدیری، احسان؛ مدیری، مهدی (۱۳۹۳)، «تحلیل هم‌مدیدی توفان‌های تندری مخاطره آمیز اصفهان»، *نشریه دانش مخاطرات*، دوره ۱، شماره ۲، صص ۲۱۵ - ۲۰۳.
- خورشید دوست، علی محمد؛ مفیدی، عباس؛ رسولی، علی اکبر و آزر، کامل (۱۳۹۵) «تحلیل هم‌مدیدی سازوکار وقوع بارش‌های سنگین بهاره در شمال غرب ایران»، *مجله مخاطرات محیط طبیعی*، سال پنجم، شماره هشتم، صص ۸۲ - ۵۳.
- رضایی بنفشه، مجید، حسین‌علی پور گزی، فرشته، جعفری شندی، فاطمه، علی محمدی، مجید (۱۳۹۴)، «تحلیل هم‌مدید بارش‌های سنگین پهنه شمال غرب ایران (با تأکید بر الگوهای ضخامت جو)»، *نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی*، سال نوزدهم، شماره ۵۳، صص ۱۳۵-۱۱۷.
- صادقی حسینی، سید علیرضا، رضائیان، مهتاب (۱۳۸۴)، «بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای هم‌رفتی منطقه اصفهان»، *مجله فیزیک زمین و فضا*، جلد ۳۲، شماره ۲، صص ۸۳-۹۸.
- قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۹۰)، «کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز»، *فصلنامه علمی - پژوهشی فضای جغرافیایی*، سال یازدهم، شماره ۳۴، صص ۲۰۸ - ۱۸۲.
- قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۹۱)، «تحلیل سینوپتیک بارش‌های رعد و برقی ۴ و ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز»، *نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی*، سال شانزدهم، شماره ۴۲، صص ۲۳۸ - ۲۲۳.

- لشکری، حسن؛ آقاسی، نوشین(۱۳۹۲)، «تحلیل سینوپتیکی توفان‌های تندری تبریز در فاصله زمانی(۲۰۰۵ - ۱۹۹۶)»، *نشریه علمی - پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی*، سال ۱۷، شماره ۴۵، صص ۲۳۴ - ۲۰۳.
- محمدی، حسین؛ خزایی، مهدی؛ ماهوتچی، محمد حسن؛ عباسی، اسماعیل(۱۳۹۵)، «تحلیل هم‌دید توفان‌های تندری مخرب اهواز»، *نشریه دانش مخاطرات*، دوره ۳، شماره ۲، صص ۱۷۰ - ۱۵۵.
- مدیری، مهدی، خزایی، مهدی، مدیری، احسان(۱۳۹۲)، «واکاوی هم‌دید - ترمودینامیک توفان‌های تندری تهران»، *فصلنامه جغرافیا(برنامه‌ریزی منطقه‌ای)*، سال چهارم، شماره اول، صص ۷ - ۱۷.
- میرموسوی، سید حسین، اکبرزاده، یونس(۱۳۸۷)، «مطالعه شاخص‌های ناپایداری در تشکیل تگرگ در ایستگاه هواشناسی تبریز»، *مجله فضای جغرافیایی*، سال نهم، شماره ۲۵، صص ۹۵ - ۱۰۸.
- Bidner, A. (1970). The Air Force Global Weather Central severe weather threat (SWEAT) index-A preliminary report. Air Weather Service Aerospace Sciences Review, AWS RP, 105-2. (2-5)
- Changnon, S. A. (2001). Thunderstorm rainfall in the conterminous United States. Bulletin of the American Meteorological Society, 82(9), 1925-1940.
- Galway, J. G. (1956). The lifted index as a predictor of latent instability. Bull. Amer. Meteor. Soc, 37(10), 528-529.
- George, J. J. (1960). Weather forecasting for aeronautics, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 87, issue 371, pp. 120-120
- Groenemeijer, P. H., & Van Delden, A. (2007). Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. Atmospheric research, 83(2), 473-487.
- Henry, N. L. (2000). A static stability index for low-topped convection. Weather and forecasting, 15(2), 246-254.



- Łupikasza, E., & Bielec-Bąkowska, Z. (2012). Dependence of severe storm occurrence on circulation types in Poland. DOI 10.2478/v10116-012-0013-4, 255-279.
- Haklander, A. J., & Van Delden, A. (2003). Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. *Atmospheric Research*, 67, 273-299.
- Munzar, J., & Franc, M. (2003). Winter thunderstorms in central Europe in the past and the present. *Atmospheric research*, 67, 501-515.
- Sánchez, J. L., López, L., Bustos, C., Marcos, J. L., & García-Ortega, E. (2008). Short-term forecast of thunderstorms in Argentina. *Atmospheric Research*, 88(1), 36-45.
- Tyagi, B., Krishna, V. N., & Satyanarayana, A. N. V. (2011). Study of thermodynamic indices in forecasting pre-monsoon thunderstorms over Kolkata during STORM pilot phase 2006–2008. *Natural hazards*, 56(3), 681-698.
- Miller, R. C. (1967). Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Military Weather Warning Center. Air Weather Service (MAC), United States Air Force.
- Púčik, T., Groenemeijer, P., Rýva, D., & Kolář, M. (2015). Proximity soundings of severe and nonsevere thunderstorms in central Europe. *Monthly Weather Review*, 143(12), 4805-4821.
- Rosenfeld, D., Woodley, W. L., Lerner, A., Kelman, G., & Lindsey, D. T. (2008). Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D4).
- Showalter, A. K. (1953). A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc*, 34(6), 250-252.
- WMO (2009) manual on codes international codes, No 306, Volume 1.