نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال چهارم، شماره ۲، تابستان ۱۳۹۶

صفحات ۵۰- ۳۷

بررسی ساختار منطقه‌ای جو در زمان رخداد توفان تندری همراه با تگرگ از ۱۶ تا ۱۸ جولای ۲۰۱۶

مورد مطالعه: شمال غرب ایران

علی‌محمد خورشید دوست، استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

مهدی اسدی[۱]، دانشجوی دکتری آب و هواشناسی کشاورزی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران.

حسن حاجی‌محمدی، دانشجوی کارشناسی ارشد آب و هواشناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۸/۳۰ پذیرش نهایی: ۱۳۹۶/۰۳/۲

چکیده

به دلیل همراهی توفان‌های تندری با رگبارهای باران و توفان‌های تگرگ و نقش مؤثر آن در ایجاد سیلاب‌های ناگهانی، هم از جنبه‌ی کشاورزی و هم ازنظر خسارات مالی و جانی، این پدیده همواره موردتوجه محققان بوده است. برای این منظور ابتدا به بررسی مقادیر فشار، دمای هوا و دمای نقطه شبنم در لایه‌های مختلف جو پرداخته شد. سپس، برای بررسی دقیق‌تر شرایط جوی پارامترهای دمای هوا، فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، نم ویژه، سرعت قائم، مؤلفه باد مداری و مؤلفه نصف‌النهاری باد از تارنمای (NCEP/NCAR) اخذ شد. همچنین برای بررسی ناپایداری در سطوح مختلف جو از شاخص‌های صعود، موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی، آب قابل بارش، K و هوای توفانی استفاده شد. بررسی‌ها نشان داد که صعود سریع بسته‌هوا در منطقه با انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس بالایی همراه بوده و سبب شده تا در این سه روز هوای صعودکننده تا لایه‌های فوقانی جو پیشروی کرده و جوی مغشوش را برای منطقه به وجود آورده است. با بررسی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روز اول بارندگی مشخص شد که توفان تندری حاصل برهمکنش‌های مختلف جو بوده، بطوریکه در تراز میانی جو پشته بسیار قوی با گستره مکانی بیش از ۲۵ درجه عرض جغرافیایی بر روی دریای خزر ایجاد و تا حوالی مناطق عرض‌های قطبی گسترش‌یافته است. در روز دوم، توفان تندری در داخل پر ارتفاع تشکیل‌شده بر روی خزر هسته سرد چالی بر جانب شرق ترکیه، شمال عراق و شمال غرب ایران ایجادشده که ارتفاع مرکزی آن ۵۷۵۰ ژئوپتانسیل متر می‌باشد. در روز سوم، هسته سردچال به بریده کم‌فشاری بر روی منطقه تشکیل‌شده که بیشینه تاوایی مثبت در داخل این سیستم جوی است.

واژگان کلیدی: توفان تندری، بارش، تگرگ، شرایط جوی، شمال غرب.

[۱]. نویسنده مسئول

Email: asadimehdi۱۱@yahoo.com

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

مقدمه

توفان تندری جزء اولین پدیده‌های هواشناسی است که توجه انسان را به خود جلب نموده است. به دلیل همراهی توفان‌های تندری با رگبارهای باران و توفان‌های تگرگ و نقش مؤثر آن در ایجاد سیلاب‌های ناگهانی، هم از جنبه‌ی کشاورزی و هم ازنظر خسارات مالی و جانی، این پدیده همواره موردتوجه محققان بوده است. تگرگ بارندگی گلوله‌های یا تکه‌های یخ است که به علت صعود بسیار شدید هوا همراه با پدیده‌های الکتریکی به وجود می‌آید (خالدی، ۱۳۷۵: ۳۱). معمولا این پدیده با گرمایش سطحی و صعود سریع بسته هوا در امتداد جبهه جبهه سرد ظهور می کند(جعفرپور، ۱۳۸۵: ۹۵). تمام خصوصیات بارز یک طوفان تندری مانند رویت برق، صدای رعد، وزش باد شدید، نزول تگرگ و بارش های رگباری خفیف تا بسیار شدید تماما حاصل تولید چرخه حیات سلول های همرفتی کوچک و بزرگ در جو زمین است(علیزاده و همکاران، ۱۳۸۴: ۱۴۵). تگرگ از دانه یا تکه‌های یخ به قطر ۵ تا ۵۰ میلی‌متر و گاهی بیشتر تشکیل‌شده است. رشد شدید تگرگ حاصل حرکات عمودی شدید و مکرر هوا در ابرهای کومولونیمبوس است و این امر باعث می‌شود که نطفه‌های تگرگ قطرات آب را به دور خود جذب کنند و سبب انجماد آن‌ها شوند (علیجانی و کاویانی، ۱۳۸۷: ۲۶۴). تعداد کمی از توفان‌های تندری تگرگی به زمین می‌رسند و بسیاری از آن‌ها، حتی در مناسب‌ترین قسمت ابر، بدون تگرگ‌اند (بنی هاشم و همکاران، ۱۳۷۷: ۴۲۸). ایجاد و ریزش تگرگ، وجود هوای گرم و مرطوب در پایین جو و صعود ابرهای انباشته با ارتفاع و سرمای زیاد توأم با تداوم شرایط حداکثر ناپایداری هواست. به دلیل اهمیت رخداد تگرگ، مطالعاتی در زمینه‌ی تشکیل و رشد آن در کشورهای مختلف جهت پیش‌بینی آن‌ها انجام‌گرفته است. در ارتباط با تگرگ و توفان‌های تگرگ زا تحقیقات بسیاری انجام‌شده که می‌توان به کار، کاستا و همکارانش (Costa and et al, ۲۰۰۱) اشاره کرد، که شاخص‌های ناپایداری را برای سه‌طبقه‌ی مهم از توفان‌هایی که از سال ۱۹۹۹-۱۹۹۷ در شمال ایتالیا رخ‌داده بود، محاسبه کردند.

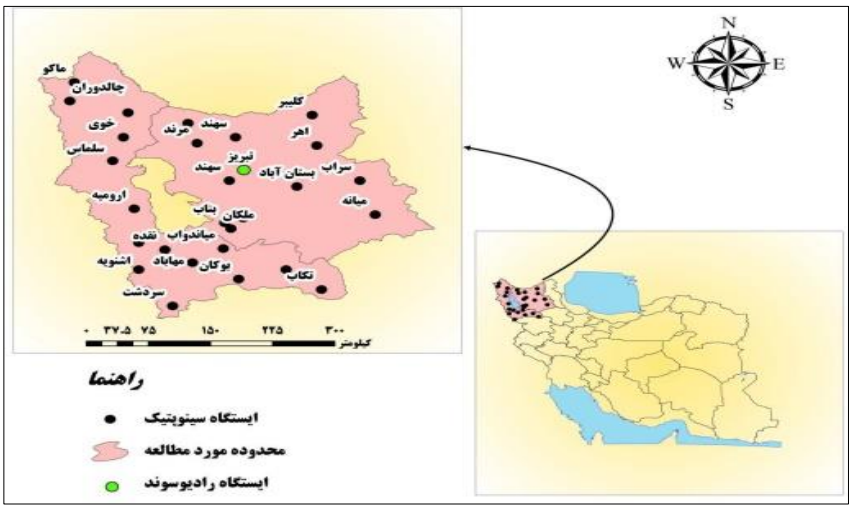
سیمونوف و گئورگیوف (Simonov and Gergiev, ۲۰۰۳) بر روی توفان‌های شدید باد و تگرگ رخ‌داده در صوفیه بلغارستان تحقیقی انجام داده و شاخص‌های ناپایداری برای این توفان‌ها را محاسبه کردند. وایتمن (Whiteman, ۲۰۰۳) با روش تحلیل همدیدی، پدیده‌های اقلیم کوهستانی به‌ویژه توفان‌های رعدوبرقی، تگرگ و روزهای توأم با بارش‌های سنگین را مطالعه کرد. استرلینگ (Sterling, ۲۰۰۳) از توفان‌های تندری به‌عنوان معضل مهم آمریکا در قرن بیستم یادکرده و پیامدهای محیطی و اقتصادی ناشی از توفان‌های تندری و پدیده‌های مربوط به آن (تگرگ، سیل و باد شدید) را بر اقتصاد قشر کشاورز آمریکا بررسی کرده است. در ایران نیز مطالعاتی درزمینه‌ی تگرگ و توفان‌های تندری صورت گرفته است. بهراد (۱۳۶۲) خسارات وارده از سرما، تگرگ و یخبندان به باغات انگور کشور و روش‌های مقابله با آن را موردمطالعه قرار داده است. برودتی (۱۳۸۱) به شناخت و راه‌های مقابله با خسارت تگرگ پرداخته است. صناعی و همکاران (۱۳۸۲) در ارتباط با کاهش خسارت تگرگ، از بررسی مدل آماری استفاده کرده‌اند. آن‌ها برای اولین بار فراوانی رخداد تگرگ را در سطح استان‌های کشور شناسایی کردند. این مطالعه مشخص نمود که بیشترین فراوانی بارش تگرگ در محدوده‌ی غرب و شمال غرب ایران و کمترین آن در نیمه‌ی شرقی کشور است. عبدمنافی (۱۳۸۳) در مطالعه‌ی بارش تگرگ در منطقه‌ی تهران با بررسی تغییرات باد با ارتفاع و محاسبه‌ی شاخص‌های ناپایداری و تحلیل همدیدی، به این نتیجه رسیده که این پدیده براثر ناپایداری همرفتی توده‌ی هوا و یا براثر عبور جبهه‌ی سرد به وقوع می‌پیوندد. در این زمینه می‌توان به مطالعات دیگری همچون خورشیددوست و قویدل (۱۳۸۵)، میر موسوی (۱۳۸۷)، خالدی (۱۳۸۹)، صلاحی (۱۳۸۹)، قویدل رحیمی (۱۳۹۰)، خورشیددوست و

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

همکاران (۱۳۹۲)، خزایی (۱۳۹۳)، خورشیددوست و همکاران (۱۳۹۴)، خورشیددوست و همکاران (۱۳۹۴) و خورشیددوست و همکاران (۱۳۹۵) نیز اشاره کرد. مشاهده می‌شود که به دلیل اهمیت رخداد این پدیده در مناطق مختلف در سال‌های اخیر تحقیقات فراوانی از جنبه‌های مختلف در این زمینه صورت پذیرفته تا هم از جنبه‌های هوا شناختی و هم از نظر رفتاری پدیده توفان تندری مورد کاوش قرار گیرد. هدف از این تحقیق بررسی ساختار منطقه‌ای جو در زمان رخداد توفان تندری در شمال غرب ایران با استفاده از داده‌های همدید می‌باشد.

داده‌ها و روش کار

بنا به گزارش سازمان هواشناسی در روزهای ۱۶ تا ۱۸ جولای ۲۰۱۶ مصادف با ۲۶ تا ۲۸ تیرماه ۱۳۹۵، توفان تندری همراه با تگرگ فراگیر بخش‌های شمال غرب کشور، به‌خصوص مناطق آذربایجان غربی و شرقی را تحت تأثیر خود قرارداد که بیشینه شدت آن در استان آذربایجان شرقی بود. طبق گزارش این سازمان، با ریزش شدید باران و به همراه آن بارش تگرگ شدید، سبب شد تا در مناطق شهری با آب‌گرفتگی معابر و خرد شدن شیشه‌ها و در سایر مناطق با طغیان رودخانه‌ها همراه گردید (گزارش سازمان هواشناسی، ۱۳۹۵). شکل ۱ موقعیت نسبی منطقه مورد مطالعه به همراه ایستگاههای مورد بررسی را نشان می‌دهد.



شکل ۱: موقعیت نسبی منطقه مورد مطالعه به همراه ایستگاه_های مورد بررسی

به‌منظور بررسی توفان تندری و تگرگ‌های به وقوع پیوسته در منطقه، اقدام به بررسی شرایط جوی شد. این امر ابتدا با بررسی مقادیر فشار، دمای هوا و دمای نقطه شبنم در لایه‌های مختلف جو که توسط رادیو سوند اندازه‌گیری شده است، بررسی و تفی‌گرام پلات شده موردنظر از سایت NOAA اخذ گردید. در مرحله بعد برای بررسی دقیق‌تر شرایط جوی پارامترهای دمای هوا (Air)، فشار تراز دریا (SLP)، ارتفاع ژئوپتانسیل (Hgt)، نم ویژه (Shum)، سرعت قائم (Omega) مؤلفه باد مداری (Uwnd) و مؤلفه نصف‌النهاری باد (Vwnd) از تارنمای متعلق به مرکز ملی و پیش‌بینی محیطی/علوم جو (NCEP/NCAR) اخذ شد. برای بررسی ناپایداری در سطوح مختلف جو از شاخص‌های ناپایداری زیر استفاده گردید.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

- **شاخص صعود (LI)**[۱]

شاخص صعود توسط گالوی (Galway, ۱۹۵۶) با انجام اصلاحاتی در شاخص شوالتر معرفی شد. ازاین‌رو بانام شاخص گالوی نیز شناخته می‌شود. این شاخص که به شاخص صعود معروف است و برحسب درجه سلسیوس بیان می‌شود، برای اندازه‌گیری ناپایداری جو زمانی که اختلاف بین دمای ذره بالارونده و محیط در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال موجود باشد، بکار برده می‌شود (مرادی، ۱۳۸۵). این شاخص به شیوه شاخص شوالتر محاسبه می‌شود با این تفاوت که صعود بسته‌هوا به‌صورت بی‌دررو اشباع، از سطح تراکم صعود (LCL) مربوط به سطح زمین صورت می‌گیرد؛ و به کمک رابطه ۱ تعریف می‌شود (Galway, ۱۹۵۶):

رابطه ۱: $$LI = T_{۵۰۰} - TD$$

در این رابطه LI (°C) معرف شاخص بالابری برای تعیین ناپایداری، (°C) $T_{۵۰۰}$ دمای محیط در تراز ۵۰۰ میلی‌باری و (°C) $T_{D۵۰۰}$ دمای نقطه شبنم بسته‌هوا در تراز ۵۰۰ میلی باری است که به‌صورت بی‌درروی خشک از سطح زمین تا تراز LCL و سپس به‌صورت بی‌درروی مرطوب تا تراز ۵۰۰ میلی‌باری صعود کرده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که احتمال وقوع توفان بر اساس این شاخص را می‌توان به کمک جدول ۱ برآورد کرد:

جدول ۱: مقادیر آستانه شروع ناپایداری و وقوع توفان بر اساس شاخص LI (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰، ۱۹۲)

ردیف	وضعیت وقوع توفان	آستانه مقادیر
۱	احتمال وقوع رگبارهای باران و برف	۰ تا ۲ -
۲	احتمال وقوع توفان	کمتر از ۲- تا ۵-
۳	احتمال وقوع توفان شدید	کمتر از ۵- تا ۶-
۴	احتمال وقوع تورنادو (دیوباد)	کمتر از ۶- تا ۷-

- **شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی** (CAPE)[۲]

این شاخص نشان‌دهنده‌ی بیشینه انرژی جنبشی ممکن بسته‌هوای ناپایدار، بدون در نظر گرفتن اثر بخارآب و آب متراکم شده در اثر صعود، می‌باشد. محاسبه‌ی این شاخص با فرض عدم اختلاط بسته‌هوا با محیط در هنگام صعود و انطباق فشار آن با فشار محلی محیط صورت می‌گیرد (Holton, ۱۹۹۳). مقدار شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی در حقیقت برابر مساحت ناحیه مثبت بین دمای بسته‌هوا و دمای محیط است که با انتگرال‌گیری عمودی از نیروی شناوری بسته‌هوا، از سطح همرفت آزاد (FCL) تا سطح تعادل (EL)[۳] و با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود (McIlveen, ۱۹۹۲):

رابطه ۲: $$CAPE = g\int_{FCL}^{EL} \frac{\theta_p - \theta_E}{\theta_E} d_z$$

در این رابطه CAPE شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی (ژول بر کیلوگرم)، g شتاب جاذبه (متر بر مجذور ثانیه)، θ_p دمای پتانسیل بسته‌هوا (درجه سانتی‌گراد)، θ_E دمای پتانسیل محیط (درجه سانتی‌گراد) و d_z ارتفاع صعود بسته‌هوا (متر) می‌باشد (McIlveen, ۱۹۹۲). به‌طورکلی مقادیر مثبت این شاخص، نشان‌دهنده‌ی وجود ناپایداری است و هر چه مقدار آن

۱- Lifted Index
۲ - Convective Available Potential Energy
۳ - Equilibrium Level

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

زیاد باشد اختلاف دمای بسته‌هوا با دمای محیط بیشتر شده و درنتیجه نیروی شناوری آن قوی‌تر بوده و بنابراین شتاب بالارو بیشتر خواهد بود (Moncrieff and Green, ۱۹۷۲؛ Miller, ۱۹۷۲).

- **آب قابل بارش** (PW[۱])

بنا به تعریف، مقدار آب چگالیده شده موجود در یک ستون هوای نمناک را آب قابل بارش می‌نامند که برحسب سانتی‌متر یا میلی‌متر بیان می‌شود. برای مثال اگر یک ستون هوای نمناک ۳ سانتی‌متر آب قابل بارش داشته باشد، بدین معنی است که در ستون هوایی با سطح مقطع یک سانتی‌متر مربع، مقدار ۳ گرم آب به‌صورت بخار وجود دارد که اگر به طریقی متراکم شود و به شکل آب تغییر شکل دهد، ارتفاع آن از کف ستون ابر بالغبر ۳ سانتی‌متر خواهد شد. بایستی در نظر داشت که بنا به نظر موردقبول راجز و یو، هیچ سازوکاری در طبیعت وجود ندارد که بتواند کل بخارآب موجود در هوا را به‌صورت باران متراکم سازد (Rogers and Yau, ۱۹۹۶). درواقع آب قابل بارش به‌صورت جرم بخارآب موجود در ستونی از هوا به سطح مقطع S از سطح زمین تا انتهای تروپوسفر یا بین هر دو سطح فشاری دلخواه در نظر گرفته می‌شود. مقدار آب قابل بارش از راه‌های متفاوت قابل‌محاسبه است (Manzato, ۲۰۰۳). برای محاسبه آب قابل بارش در نقش شاخصی برای پیش‌بینی فعالیت همرفتی از رابطه ۳ به شرح زیر استفاده کرده است (Manzato, ۲۰۰۳):

رابطه ۳:
$$PW = \left(\frac{۱}{g}\int_{P_{CCL}}^{P_{EL}} \bar{r}\, dP\right) \times ۱۰^{-۱}$$

در معادله فوق، مقدار متوسط نسبت اختلاط بین سطوح فشاری P_{CCL} و P_{EL} (فشار در پایه و قله ابر) هستند. معادله ۳ را می‌توان به‌صورت معادله ۴ نیز نوشت (Manzato, ۲۰۰۳):

رابطه ۴:
$$Pw = g^{-۱}\int_{P_{۵۰۰}}^{P_{۰}} q dP$$

در این رابطه PW برحسب گرم بر سانتی‌متر مربع، g شتاب جاذبه برحسب متر بر مجذور ثانیه و q رطوبت ویژه P_o. فشار سطح زمین، $P_{۵۰۰}$ فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشند. باید توجه داشت که اگر در محاسبه آب قابل بارش وارونگی دما بین دولایه فشاری در بالای پایه ابر وجود داشته باشد، مقدار rdp برای آن لایه با علامت منفی در نظر گرفته می‌شود. چون با افزایش دما، پتانسیل پذیرش رطوبت بسته‌هوا افزایش می‌یابد، کمبود اشباع ایجاد می‌شود و تبخیر در اثر این افزایش دما نیز نمی‌تواند این کمبود اشباع را جبران کند (صادقی حسینی و رضاییان، ۱۳۸۵).

مقدار این کمیت در عرض‌های میانی از نیم اینچ (حدود ۱۰ میلی‌متر) در محتوای رطوبتی بسیار پایین تا ۲ اینچ (حدود ۵۰ میلی‌متر) در محتوای رطوبتی بسیار بالا نوسان دارد (مرادی، ۱۳۸۵). دماهای پایین، مقدار این شاخص را محدود می‌کند؛ بنابراین در سوندینگ‌های زمستانی باوجود آب قابل بارش پایین، هنگام شرایط اشباع و صعود، احتمال بارش قابل‌توجه نیز وجود دارد.

- **شاخص** K (KINX)[۲]

مقدار این شاخص با استفاده از ارتباط زیر به دست می‌آید (Derubertis, ۲۰۰۵):

۱ - Precipitable Water
۲ -K Index

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

رابطه ۵:

$$KINX = (T_{۸۵۰} - T_{۵۰۰}) + T_d - (T_{۷۰۰} - T_{d۷۰۰})$$

در این رابطه، T و T_d به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه سانتی‌گراد) در سطوح ذکرشده است. جمله اول آهنگ کاهش دما بین سطوح ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال ۵۰۰ است که اگر یک مقدار مثبت و بزرگ باشد، نشانه‌ای از ناپایداری است. جمله دوم رطوبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را بیان کرده که اگر این جمله زیاد باشد، تأثیر آن در ناپایداری زیاد است. جمله سوم (با علامت منفی) خشکی هوا را در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال اندازه گرفته که اگر مقدار درون پرانتز زیاد باشد، هوا در آن سطح خشک بوده و تأثیر این جمله در ناپایداری منفی است. بنابراین اگر جو رطوبت زیاد داشته و آهنگ کاهش دما بزرگ باشد، شاخص K نیز بزرگ بوده و احتمال وقوع توفان تندری توده‌هوا زیاد است. در جدول ۲ ارتباط بین شاخص K و احتمال وقوع توفان تندری توده‌هوا نشان داده‌شده است.

جدول ۲: شاخص K (Derubertis, ۲۰۰۵)

احتمال وقوع توفان تندری (درصد)	شاخص K
نزدیک به صفر	<۱۵
۲۰	۱۵ تا ۲۰
۲۰ تا ۴۰	۲۱ تا ۲۵
۴۰ تا ۶۰	۲۶ تا ۳۰
۶۰ تا ۸۰	۳۱ تا ۳۵
۸۰ تا ۹۰	۳۶ تا ۴۰
نزدیک ۱۰۰	>۴۰

- **شاخص هوای توفانی** (SWEAT)[۱]

این شاخص برای برآورد توفان‌های سهمگین کاربرد دارد و مقدار آن با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید McInthosh and Thom, ۱۹۶۹؛ McIlveen, ۱۹۹۲):

رابطه ۶:

$$SWEST = ۱۲(T_{d۸۵۰}) + ۲۰(TT - ۴۹) + (۲F_{۸۵۰} + F_{۵۰۰}) + ۱۲۵[\sin(WD_{۵۰۰} - WD_{۸۵۰})]$$

که در آن $T_{d۸۵۰}$ دمای نقطه شبنم در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال (درجه سانتی‌گراد)، F سرعت باد در سطوح ذکرشده (نات)، WD جهت باد در سطوح ذکرشده (درجه) و TT شاخص مجموع مجموع‌ها بوده و از رابطه زیر به دست می‌آید:

رابطه ۷:

$$TT = (T_{۸۵۰} - T_{۵۰۰}) + (T_{d۸۵۰} - T_{d۵۰۰})$$

در این رابطه نیز T و T_d به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه سانتی‌گراد) در سطوح ذکرشده هستند. در مورد این شاخص، مقادیر کمتر از ۳۰۰ نشان‌دهنده ناپایداری ضعیف، ۳۰۰ تا ۳۹۹ ناپایداری متوسط، ۴۰۰ تا ۵۹۹ ناپایداری زیاد و بیشتر از ۶۰۰ ناپایداری خیلی زیاد می‌باشد (McInthosh and Thom, ۱۹۶۹؛ McIlveen, ۱۹۹۲).

۱ - Storm Weather

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

- **جبهه‌زایی**

برای شناسایی بهتر توده هواهایی که در رخداد توفان تندری نقش داشته‌اند، از تابع جبهه‌زایی استفاده شد. هر فرآیندی که منجر به افزایش بزرگی ∇T شود، فرآیند جبهه‌زا و چنین عملی را جبهه‌زایی می‌نامند. تابع جبهه‌زایی را می‌توان با رابطه زیر بیان کرد (مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲۰۸-۲۱۱):

رابطه ۸:
$$\mathfrak{J} = \frac{d\left|\nabla_p \theta\right|}{dt}$$

این عبارت مبین آهنگ لاگرانژی تغییر بزرگی $\nabla_p \theta$ (شیو دمای بالقوه روی سطح هم‌فشار) است. می‌توان معادله ۸ را در فضای یک‌بعدی در نظر گرفت و شناخت بیشتری از ماهیت جبهه‌زایی به دست آورد؛ بنابراین به کمک رابطه زیر به بررسی فرآیندهایی پرداخته شد که بزرگی تباین دما در راستای محور x را تغییر می‌دهند.

رابطه ۹:
$$\mathfrak{J}_x = \frac{d}{dt}\left(\frac{\partial \theta}{\partial x}\right)$$

اگر

رابطه ۱۰:
$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \omega\frac{\partial}{\partial p}$$

آنگاه

رابطه ۱۱:
$$\mathfrak{J}_x = \frac{d}{dt}\left(\frac{\partial}{\partial x}\right) = \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{d\theta}{dx}\right) - \frac{\partial u}{\partial x}\frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial \theta}{\partial y} - \frac{\partial \omega}{\partial x}\frac{\partial \theta}{\partial p}$$

طبق معادلات یادشده چهار فرآیند فیزیکی که در غالب چهار جمله سمت راست معادله ۱۱ آمده‌اند در افزایش $\partial\theta/\partial x$ نقش دارند. اولین فرآیند اثر شیوهای گداری جبهه بر گرمایش بادررو است که با $\partial/\partial x(d\theta/dt)$ نمایش داده‌شده است. اگر صعود هوا در جناح گرم منجر به آزادسازی گرمای نهان شود آنگاه شیو گداری دمای بالقوه بزرگ می‌شود و $\partial/\partial x(d\theta/dt)>0$ خواهد شد. درنتیجه اگر آزادسازی گرمای نهان از چنین پراکنشی برخوردار باشد منجر به جبهه‌زایی می‌شود.

- **شار رطوبت**

به‌منظور شناسایی منابع رطوبتی تأمین‌کننده بارش‌های مذکور و نحوه شارش آن به منطقه از تابع همگرایی شار رطوبتی استفاده گردید. بناکوس و شولز (Banacos and Schulta, ۲۰۰۴) به معرفی روش‌های مناسب جهت محاسبه همگرایی شار رطوبت[۱] پرداخته‌اند که صورت‌برداری معادله‌ی مزبور به‌صورت زیر است:

رابطه ۱۲:
$$MFC = -\nabla.\left(q\vec{V}_h\right) = -\vec{V}_h.\nabla q - q\nabla.\vec{V}_h,$$
$$MFC = -u\frac{\partial q}{\partial x} - v\frac{\partial q}{\partial y} - q\left(\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y}\right)$$

۱- Moisture Flux Convergence (MFC)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

$-\nabla.(q\vec{V}_h)$: همگرایی شار رطوبت، $-\vec{V}_h.\nabla q$: وزش رطوبتی، $q\nabla.\vec{V}_h$: همگرایی رطوبت، q: رطوبت ویژه، x و y: متغیرهای مستقل مکانی، u و v: مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد می‌باشد. مقادیر به‌دست‌آمده حاصل از معادله فوق به‌صورت مثبت (همگرایی) و منفی (واگرایی) شار رطوبتی است.

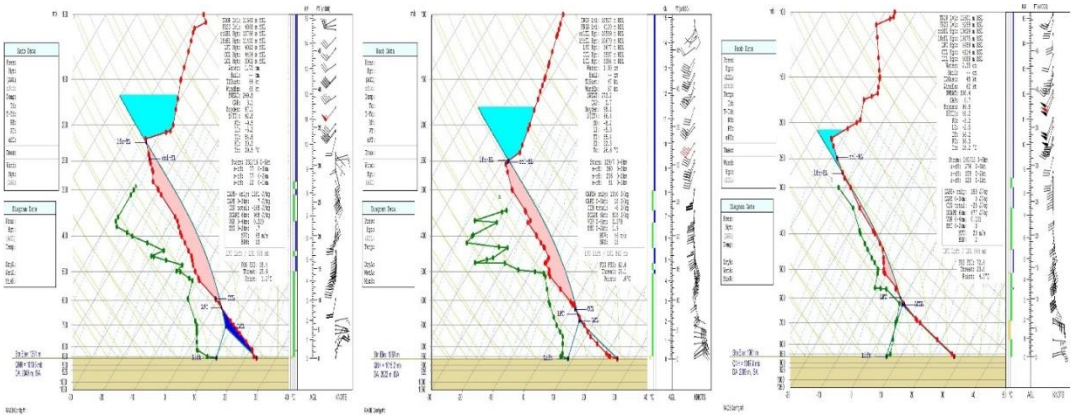
شرح و تفسیر نتایج

بر اساس تعریف، میزان مقاومت یک توده هوا در مقابل حرکات صعودی را درجه پایداری توده هوا می‌نامند. لذا، مقدار و شدت صعود توده هوا در یک منطقه معین را می‌توان با پارامتر پایداری یا ناپایداری تعریف نمود. در بحث پایداری یا ناپایداری بسته هوا رابطه بین اُفت‌آهنگ قائم دما و اُفت‌آهنگ بی‌دررو (فرآیندهایی که طی آن تبادل حرارتی با محیط صورت نمی‌گیرد) در داخل توده‌های هوا، مهم‌ترین نقش را در پایداری و ناپایداری توده هوا ایفا می‌کنند. در همین راستا بررسی شاخص‌های ناپایداری نشان داد که در روز اول مقادیر شاخص صعودی (LI) ۲- بوده که در دو روز بعدی به مقدار آن افزوده‌شده است. این شرایط گویای این امر است که تشدید اغتشاشات اتمسفری در روزهای بعد بیش از روز اول می‌باشد. با بررسی ضخامت جو بر روی منطقه آذربایجان مشاهده می‌شود که ضخامت آن در روز ۱۶ جولای ۵۷۸۵ ژئوپتانسیل متر بوده که در روز بعد با کاهشی ۵۱ ژئوپتانسیل متر همراه بوده است. نتایج حاصل از محاسبه مقادیر آب قابل بارش‌شو جو نیز نشان داد که به ترتیب در سه روز مورد نظر مقدار شاخص ۱۷، ۱۸ و بیش از ۲۳ میلی‌متر در روز می‌باشد. با بررسی وضعیت شاخص هوای توفانی (SWEA) و K مشخص شد که از زمان رخداد توفان تندری در منطقه که از روز ۱۶ جولای شروع‌شده، با نزدیک شدن به‌روزهای پایانی به مقدار شاخص‌های یادشده افزوده‌شده که نشان می‌دهد تقویت توفان و سازوکار تخریبی آن در روز انتهایی بیش از سایر روزها بوده است. با بررسی نمودارهای ترمودینامیکی نیز وضعیت مقطع قائم جو مورد تحلیل قرار گرفت. بررسی‌ها نشان داد که صعود سریع بسته‌هوا در منطقه با انرژی پتانسیل همرفتی بالایی همراه بوده و سبب شده تا در این سه روز هوای صعودکننده تا لایه‌های فوقانی جو پیشروی کرده و جوی مغشوش را برای منطقه به وجود بیاورد. در نمودارهای تهیه‌شده، میانگین تشکیل لایه‌های LCL، CCL و LFC مابین ترازهای ۸۰۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. این شرایط بر این امر دلالت دارد که وجود ناپایداری در لایه‌های زیرین جو با تحریکات و اغتشاشات جوی ترازهای فوقانی جو همراه گشته و سبب شده تا در کمتر از چند ساعت بسته‌هوا با سرعتی قابل‌ملاحظه عروج یابد (شکل ۲).

جدول ۳: مقادیر به‌دست‌آمده شاخص‌های ناپایداری

زمان (ساعت ۱۲ زولو)	LI	CAPE	Thickness(meter)	Perceptible water	SWEA	K index
۱۶ جولای ۲۰۱۶	-۲/۰۱	۲۱۷/۰۳	۵۷۸۵	۱۷/۴۱	۲۴۹/۸۱	۳۰/۳۰
۱۷ جولای ۲۰۱۶	-۲/۹۹	۲۶۸/۰۷	۵۷۳۴	۱۸/۰۷	۲۷۳/۱۹	۳۲/۳۰
۱۸ جولای ۲۰۱۶	-۳/۰۹	۳۸۰/۹۹	۵۸۰۱	۲۳/۵۹	۳۰۸/۳۸	۳۶/۳۰

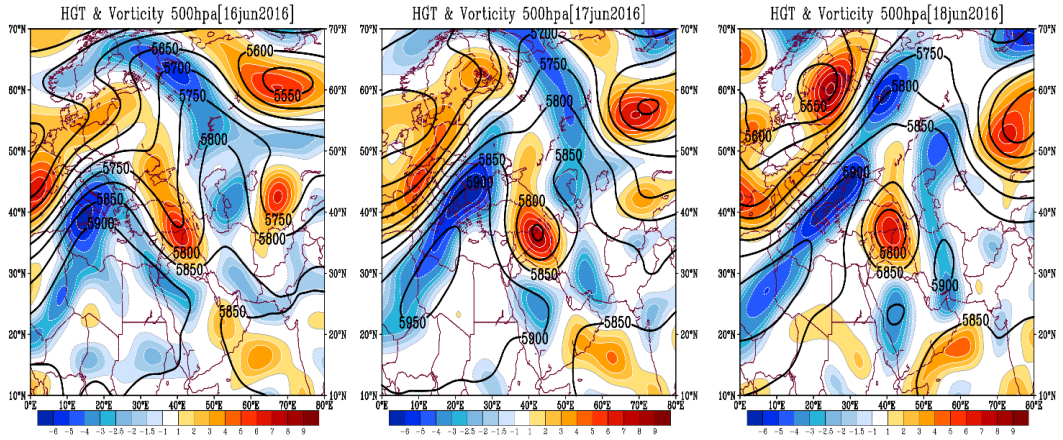
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۲: نمودارهای Skew-t تهیه‌شده برای سه روز همراه با توفان تندری برای ایستگاه جو بالا تبریز

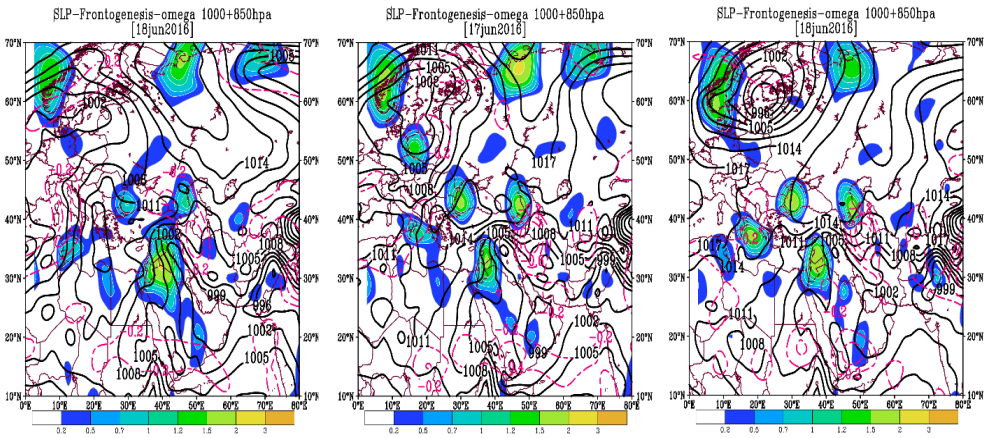
- **بررسی نقشه‌های همدید در زمان رخداد توفان تندری**

با بررسی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روز اول بارندگی مشخص شد که توفان تندری به وجود آمده، حاصل برهمکنش‌های مختلف جو بوده، به‌طوری‌که در تراز میانی جو پشته بسیار قوی با گستره مکانی بیش از ۲۵ درجه عرض جغرافیایی بر روی دریای خزر ایجاد و تا حوالی عرض‌های قطبی گسترش‌یافته است. این وضعیت سبب شده تا به‌مانند یک سد در مقابل جریانات غربی قرارگرفته و مانع از پیشروی حرکت شرق سوی جریانات گردد. در طرف دیگر با حرکت شمال سوی پر ارتفاع جنب‌حاره‌ای بر روی شمال آفریقا جریان ساعت‌گرد قوی در منطقه مذکور ایجاد گردیده است. این شرایط باعث شده تا در شرق این سامانه ناوه عمیق مابین دو پر ارتفاع بوجود آید که در عمیق‌تر شدن آن نیز نقش چشمگیری را بر عهده دارند. به این جهت که با ایجاد جریان ساعت‌گرد و ریزش هوا به داخل ناوه و درنهایت تشکیل جریان پادساعت‌گرد در داخل این سیستم شرایط برای صعود سریع هوا فراهم آمده است. در روز دوم در دل پر ارتفاع تشکیل‌شده بر روی خزر هسته سرد چالی بر جانب شرق ترکیه، شمال عراق و شمال غرب ایران ایجادشده که ارتفاع مرکزی آن ۵۷۵۰ ژئوپتانسیل متر می‌باشد. در روز سوم مشاهده می‌گردد که هسته سردچال به بریده کم‌فشاری بر روی منطقه تشکیل‌شده که بیشینه تاوایی مثبت در داخل این سیستم جوی است. با تشکیل و استقرار چندروزه این سامانه شرایط برای ناپایداری‌های بیش‌ازپیش در نواحی شمال غربی کشور فراهم‌شده است (شکل ۳).



شکل ۳: نقشه وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای سه روز همراه با توفان تندری در شمال غرب

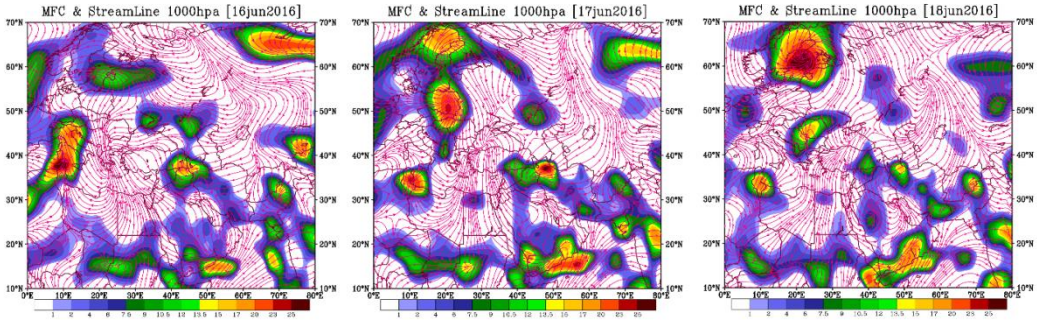
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۴: نقشه وضعیت فشار تراز دریا، جبهه‌زایی و سرعت قائم برای سه روز همراه با توفان تندری در شمال غرب کشور

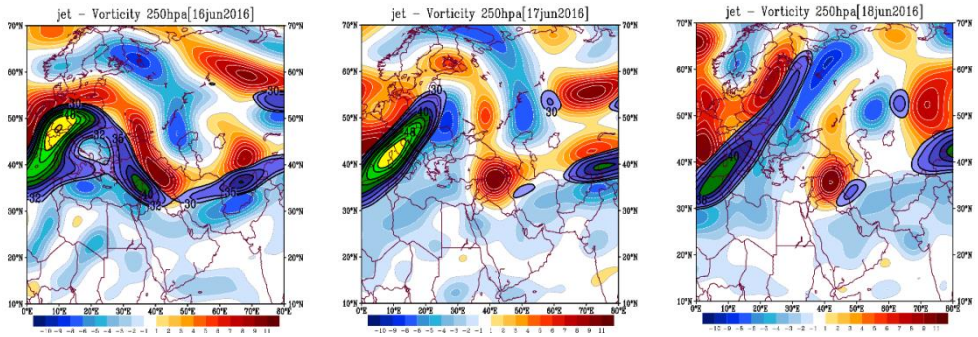
شرایط در سطح زمین نیز به‌گونه‌ای بود که در روز اول وقوع توفان در منطقه، پربندی از کم‌فشار بسیار قوی تشکیل‌شده در شمال شرق عربستان تا غرب و شمال غرب کشور کشیده شده است. در مقابل از دو سو یکی بر جانب دریای مدیترانه و دیگری شمال روسیه، پربندی از این دو پرفشار به منطقه خاورمیانه واردشده است. کم‌فشار تشکیل‌شده بر روی شبه‌جزیره عربستان با کم‌فشار سطحی ایران مرکزی تلفیق‌شده و تقویت یافته‌اند که این مورد در تحقیق لشکری و همکاران (۱۳۹۴) نیز اشاره شده است. از طرفی پرفشارهای یادشده با ریزش هوای سرد در منطقه از سوی نواحی شمالگان همراه شده‌اند. با ایجاد چنین شرایطی محدوده جبهه‌زایی بسیار قوی از غرب خزر تا شمال عربستان ایجاد گشته که بیشینه آن بر غرب عراق با مقدار ۳ درجه کلوین در روز حاکمیت دارد. همچنین مشاهده می‌شود که منطبق بر پیشانی جبهه، یک هسته‌ی قوی از جریان بالاسو با سرعت ۰/۲- پاسکال بر ثانیه در ترازهای زیرین جو (۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال) بوجود آمده که دارای دو هسته می‌باشد، اولی در شرق دریای سیاه و دیگری بر مناطق شمال غربی ایران مستقر هستند. در روز دوم با حرکت شمال سوی کم‌فشار سطحی سه هسته جداگانه در منطقه تشکیل‌شده که دو هسته در ایران مرکزی و دیگری بر روی عراق می‌باشد. این شرایط باعث شده تا پرفشار واردشده از مناطق شمالی و غربی عقب‌نشینی نمایند به‌گونه‌ای که با گسترش کم‌فشار و عقب‌نشینی پرفشار سطحی جبهه‌زایی نیز به مناطق دورتر کشور انتقال‌یافته است. این وضعیت در غرب دریای خزر با هسته جداگانه به مقدار ۱/۵ الی ۲ درجه کلوین جبهه بوجود آمده و دیگری به شمال دریای سرخ انتقال‌یافته است. در این روز دو هسته جداگانه سرعت قائم در نواحی شمال غرب کشور با یکدیگر ادغام و تبدیل به یک سلول بسیار ناپایدار شده که بیشینه سرعت در آن نزدیک به ۰/۹- پاسکال بر ثانیه می‌رسد. روز سوم با گسترش پایین‌سوی پربند پرفشار قطبی به داخل کشور همراه گشته است. در طرف دیگر کم‌فشار عربستان نیز تا جنوب ترکیه نفوذ کرده و در منطقه شمال غرب ایران گرادیان شدید فشاری ایجادشده است. به‌موازات گرادیان شدید فشاری جبهه‌زایی بر روی ارمنستان و جمهوری آذربایجان نیز تقویت و مقدار آن نزدیک به ۲ درجه کلوین بر روز رسیده است. این وضعیت با جریانات بالاسوی قوی همراه بوده که در پیشانی این جبهه سرد با سرعت ۰/۶- پاسکال بر ثانیه می‌رسد (شکل ۴).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۵: نقشه وضعیت همگرایی شار رطوبت برای سه روز همراه با توفان تندری در شمال غرب کشور

به‌منظور بررسی شار رطوبت به منطقه جهت تأمین انرژی موردنیاز برای صعود بسته‌هوا و ریزش‌های جوی از تابع همگرایی شار رطوبتی استفاده گردید. بررسی‌ها نشان داد که در روز اول دو جریان جداشده از جریانات پادساعت‌گردی، یکی در نواحی شمالگان و دیگری در شمال دریای مدیترانه به سمت منطقه روانه شده‌اند که در مسیر خود، شاخه‌ای از جریان شمالگان از روی دریای خزر عبور و وارد منطقه شده است. از طرفی جریان جداشده از آنتی سیکلون تشکیل‌شده در منطقه مدیترانه دوشاخه شده، یکی از روی دریای سیاه و دیگری از روی مدیترانه عبور و در مناطق شمال غرب ایران و شرق ترکیه همگرا شده‌اند. این همگرایی سبب شده تا مقدار عظیمی از رطوبت از سه منبع رطوبتی به‌سوی منطق شارش یابد. به‌طوری‌که مقادیر شار رطوبتی در هسته تشکیل‌شده نزدیک به ۲۰ گرم بر کیلوگرم می‌رسد. در روز دوم جریانات مدیترانه دیگر وارد منطقه نشده و بیشتر جریان‌های عبوری از روی دریاهای خزر و سیاه به‌سوی نواحی شمال غربی ایران روانه شده‌اند. از طرفی شاخه‌ای دیگر از جریان واردشده به کشور از جانب جنوب کشور از روی خلیج‌فارس طی یک جریان برگشتی به شمال غرب کشور وارد و همگرا شده‌اند. این امر سبب گردیده تا مقادیر شار رطوبتی در شمال غرب کشور به بیش از ۲۵ گرم بر کیلوگرم برسد. در روز سوم با مهاجرت پایین‌سوی پرفشار جنب قطبی به سمت عرض‌های پایین‌تر سبب شده تا اصلی‌ترین جریان ورودی به منطقه، شاخه جنوبی جداشده از پرفشار مذکور به منطقه باشد. از طرفی جریانات مدیترانه و سیاه با ورود به کشور در جنوب غرب و شمال عربستان همگرا شده و هسته‌های جدای همگرایی بوجود آورده‌اند. مقدار رطوبت شارش یافته به مناطق شمال غربی کشور در این روز بین ۱۳/۵ تا ۱۵ گرم بر کیلوگرم در روز می‌باشد (شکل ۵).



شکل ۶: نقشه وضعیت رودباد و تاوایی تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال برای سه روز همراه با توفان تندری در شمال غرب کشور

با بررسی شرایط سطوح فوقانی جو مشخص شد که در روز نخست جریان جت در شمال مدیترانه جهتی شمال سو پیدا کرده که این وضعیت با تاوایی مثبت در قسمت شمالی رودباد و جریان تاوایی منفی در قسمت زیرین آن همراه بوده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

با سرازیر شدن جت با جهت شمال غرب- جنوب شرق، یک هسته بیشینه سرعت بر روی کشور عراق بوجود آورد است که این وضعیت با تشکیل هسته بیشینه تاوایی مثبت بر جانب مناطق شرقی ترکیه و شمال غرب کشور همراه می‌باشد. در روز دوم جریان رودباد بیشتر به غرب مدیترانه و شرق اروپا معطوف شده ولی در مناطق غربی یک هسته سرعت بیش از ۳۰ متر برثانیه بوجود آمده که در قسمت شمالی این هسته سرعت، جریان تاوایی مثبتی ایجاد شده که این امر در صعود شدید و ناگهانی بسته هوا نقش مهمی را برعهده دارد. در روز سوم سرعت هسته رودباد واقع در مناطق غربی ایران افزایش یافته که به تبع آن جریان تاوایی مثبت نیز افزایش یافته و به یک هسته مجزا بر روی منطقه تغییر شکل داده است (شکل ۶).

نتیجه‌گیری

در این پژوهش برای بررسی دقیق‌تر شرایط جوی پارامترهای دمای هوا، فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، نم ویژه، سرعت قائم، مؤلفه باد مداری و مؤلفه نصف‌النهاری باد از تارنمای (NCEP/NCAR) اخذ شد. همچنین برای بررسی ناپایداری در سطوح مختلف جو از شاخص‌های صعود، موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی، آب قابل بارش، K و هوای توفانی استفاده شد. بررسی نمودارهای ترمودینامیکی نشان داد که صعود سریع بسته‌هوا در منطقه باانرژی پتانسیل همرفتی در دسترس بالایی همراه بوده و سبب شده تا در این سه روز هوای صعودکننده تا لایه‌های فوقانی جو پیشروی کرده و جوی مغشوش را برای منطقه به وجود آورده است. همچنین با بررسی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روز اول بارندگی مشخص شد که توفان تندری حاصل برهمکنش‌های مختلف جو بوده، بطوریکه در تراز میانی جو پشته بسیار قوی با گستره مکانی بیش از ۲۵ درجه عرض جغرافیایی بر روی دریای خزر ایجاد و تا حوالی مناطق عرض‌های قطبی گسترش‌یافته است. در روز دوم، توفان تندری در داخل پر ارتفاع تشکیل‌شده بر روی خزر هسته سرد چالی بر جانب شرق ترکیه، شمال عراق و شمال غرب ایران ایجادشده که ارتفاع مرکزی آن ۵۷۵۰ ژئوپتانسیل متر می‌باشد. در روز سوم، هسته سردچال به بریده کم‌فشاری بر روی منطقه تشکیل‌شده که بیشینه تاوایی مثبت در داخل این سیستم جوی است.

شرایط در سطح زمین نیز به‌گونه‌ای بود که در روز اول وقوع توفان در منطقه، پربندی از کم‌فشار بسیار قوی تشکیل‌شده در شمال شرق عربستان تا غرب و شمال غرب کشور کشیده شده است. در مقابل از دو سو یکی بر جانب دریای مدیترانه و دیگری شمال روسیه، پربندی از این دو پرفشار به منطقه خاورمیانه واردشده است. کم‌فشار تشکیل‌شده بر روی شبه‌جزیره عربستان با کم‌فشار سطحی ایران مرکزی تلفیق‌شده و تقویت یافته‌اند که در بررسی تگرگ‌های فراگیر شمال غرب توسط خوش‌اخلاق و همکاران (۱۳۹۱) به تاثیر کمفشارهای وارد شده از جنوب غرب خاورمیانه به مناطق شمال غربی کشور در زمان رخداد تگرگ و توفان تندری نیز اشاره شده است.

منابع

اسکورو، ژیزل. ۱۳۷۵. *آب و هواشناسی علمی*. ترجمه شهریار خالدی. نشر قومس. تهران.

بایرز، هاریس رابرت. ۱۳۷۷. *هواشناسی عمومی*. ترجمه تاج‌الدین بنی‌هاشم، بهروز حاجبی و علیرضا بهروزیان. انتشارات مرکز نشر دانشگاهی. تهران.

برودتی، مجید. ۱۳۸۱. شناخت و راه‌های مقابله با خسارات تگرگ. *مجله مزرعه*. **۶۲**: ۲۵-۳۷.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

بهراد، عبدالاحد. ۱۳۶۲. خسارات وارده از سرما و تگرگ و یخبندان به باغات انگور کشور و روش‌های مقابله با آن. *مجله زیتون*. **۲۴**.

خالدی، شهریار؛ فرامرز، خوش‌اخلاق و مهدی، خزایی. ۱۳۸۹. تحلیل همدیدی توفان‌های تندری سیلاب ساز استان کرمانشاه. *مجلهٔ چشم‌انداز جغرافیایی*. **۱۳**: ۴۱-۲۱.

خزایی، مهدی؛ احسان، مدیری و مهدی، مدیری. ۱۳۹۳. تحلیل همدیدی توفان‌های تندری مخاطره‌آمیز اصفهان. *دانش مخاطرات*. **۲**: ۲۰۳-۲۱۵.

خورشید دوست، علی محمد؛ کامران، خلیل ولیزاده و جواد، عباس‌نژاد. ۱۳۹۲. مطالعه زمانی مکانی بارش تگرگ به منظور مکانیابی بهینه استفاده از دستگاه ضد تگرگ (مطالعه موردی شهرستان ماکو). پایان نامه کارشناسی ارشد. *دانشگاه تبریز*، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی.

خورشید دوست، علی محمد؛ یوسف، قویدل رحیمی. ۱۳۸۵. کاربست نرم افزار Digital Atmosphere ۲۰۰۰ در تحلیل فضایی پدیده های اقلیمی ایران. *جغرافیای سرزمین*. **۱**: ۴۸-۵۸.

خورشید دوست، علی‌محمد؛ جواد، عباس‌نژاد و فاطمه، سرافروزه. ۱۳۹۴. بررسی توزیع زمانی – مکانی و تحلیل همدید پدیده بارش تگرگ در استان آذربایجان شرقی. *کنفرانس ملی هواشناسی*. کد مقاله: ۸۵۹۴۹۱.

خورشید دوست، علی‌محمد؛ جواد، عباس‌نژاد و فاطمه، سرافروزه. ۱۳۹۴. بررسی توزیع زمانی و تحلیل همدید پدیده تگرگ ماکو. *کنفرانس ملی هواشناسی*. کد مقاله: ۱۳۱۹۹۹.

خوش اخلاق، فرامرز؛ محمدی، حسین؛ شمسی پور، علی اکبر. ۱۳۹۱. واکاوی همدید بارش تگرگ فراگیر در شمال غرب ایران. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*.**۲**: ۵۵-۶۹.

رسولی، علی‌اکبر؛ علی محمد، خورشیددوست و مجتبی، فخاری واحد. ۱۳۹۵. بررسی شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی توفان تندری منجر به سیل شدید ۲۸ تیر ماه سال ۱۳۹۴ در البرز مرکزی. *جغرافیا و مخاطرات محیطی*. **۲**.

صادقی حسینی، علیرضا؛ مهتاب، رضاییان. ۱۳۸۵. بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان. *مجله فیزیک زمین و فضا*. **۲**: ۸۳-۹۸.

صلاحی، برومند. ۱۳۸۹. بررسی ویژگی‌های آماری و همدیدی توفان‌های تندری استان اردبیل. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*. **۷۲**: ۱۴۱-۱۲۹.

صناعی، بهرام؛ خداداد، باستانی و فاطمه، رفیع بخش. ۱۳۸۲. بررسی مدل آماری پدیده تگرگ در ایران، *مجله نیوار*. **۴۹-۴۸**: ۷-۲۰.

عبدمنافی، دینا. ۱۳۸۲. بررسی شاخص‌های ناپایداری و برش قائم و وضعیت رطوبتی هنگام نزول تگرگ. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. *دانشگاه علوم و فنون دریایی*.

قویدل رحیمی، یوسف. ۱۳۹۰. کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز. *فصلنامه علمی پژوهشی فضای جغرافیایی*. **۳**: ۲۰۸-۱۸۲.

کاویانی محمدرضا؛ بهلول، علیجانی. ۱۳۸۷. *مبانی آب و هواشناسی*. انتشارات سمت. تهران.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

لشکری، حسن؛ فرشاد، پژوه و محمد، بیتار. ۱۳۹۴. تحلیل همدید بارش تگرگ فراگیر در غرب ایران. *فصلنامه علمی پژوهشی فضای جغرافیایی اهر*. **۵۰**: ۸۳-۱۰۵.

مرادی، حمیدرضا. ۱۳۸۵. پیش‌بینی وقوع سیلاب‌ها بر اساس موقعیت‌های سینوپتیکی در ساحل دریای خزر. *پژوهش‌های جغرافیایی*. **۵۵**: ۱۰۹-۱۳۱.

مسعودیان، ابوالفضل. ۱۳۸۸. *دینامیک جو در عرض‌های میانه*. مارتین، جاناتان ای. چاپ اول. دانشگاه اصفهان. اصفهان.

میرموسوی، سید حسین؛ اکبرزاده، یون. ۱۳۸۹. مطالعه زمانی مکانی بارش تگرگ در فصل رشد گیاهان؛ مطالعه موردی: استان آذربایجان شرقی. *نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی دانشگاه تبریز*. **۳۳**: ۱۷۵-۱۹۰.

Banacos. P. G. D. M. Schulta. ۲۰۰۴. Moisture Flux Convective Initiation Forcasting, www.ams.confex.com.

Costa, S. Mezzasalam, p, Levizzani, V, able. P. P, and Nanni, S. ۲۰۰۱. Deep convection over northern Italy: synoptic and thermodynamic analysis. Atmos. Res, **۵۶**, ۷۳, ۸۸.

Derubertis, D. ۲۰۰۵. Recent Trends in for Common Stability Indices Derived from U.S Radiosonde Observations, Bulletin of the American Meteorological Society. **۳**. ۳۰۹-۳۲۳.

Galway, J. G. ۱۹۵۶. The lifted index as a predictor of latent instability. Bulletin of the American Meteorological Society. **۳۷**: ۵۲۸–۵۲۹.

Holton, J. R. ۱۹۹۳. An introduction to dynamic meteorology: ۳rd edition, Academic Press, ۵۱۱ pp.

Manzato, A. ۲۰۰۳. A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giula soundings, using three different methods", Atmos, Res, **۶۸**: ۴۱۷-۴۵۴.

McIlveen R. ۱۹۹۲. Fundamentals of Weather and Climate, published by Chapman & Hall, ۲-۶ oundary Row, London SE۱ ۸HN, UK, ۴۹۷ pp.

McInthosh D. H. and Thom A. S. ۱۹۶۹. Essentials of Meteorology, wykeham publications (London) LTD, ۲۳۹ pp.

Miller, R. C. ۱۹۷۲. Notes on Analysis and Severe Storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rept. ۲۰۰(R). Headquarters. Air Weather Service.USAF.۱۹۰ pp.

Moncrieff, M. W. and Green, J. S. A. ۱۹۷۲. The propagation of steady convective overturning in shear. Q. J. Roy. Meteor. Soc. **۹۸**: ۳۳۶-۳۵۲.

Rogers, R. R. and Yau, M. K. ۱۹۹۶. A Short Course in Cloud Physics: Third edition, Butterworth-Heinemann.

Simonov, p, and Gergiev, C. G. ۲۰۰۳. Severe wind/hail storms over Bulgaria in ۱۹۹۹-۲۰۰۱ period: synoptic and mesoscale factors for generation: atmosphere. **۶۸**: ۶۲۹-۶۴۳.

Sterling, R. ۲۰۰۳. Trend in U.S. climate during the twentieth century; consequences, Vol.۲.

Whiteman, C.D. ۲۰۰۳. Mountain meteorology; oxford university press.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]