

## واکاوی شرایط همدید رخدادهای تندباد و توفان گرد و غبار شیراز - اسفند ۱۳۹۹

اشرف اسدی\*

استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۴/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۹/۱۶

### چکیده

با نزدیک شدن به فصول گذار در انتهای فصل زمستان، تغییر در شرایط الگوهای حرکت و تندی باد در عرض‌های میانه پدیده‌ای اجتناب ناپذیر است که گاهاً می‌تواند مدیریت بحران و رفت و آمد در معابر شهری را با مشکل مواجه کند و منجر به تهدید امنیت زیست‌محیطی گردد. هدف این پژوهش بررسی شرایط همدید شکل‌گیری تندباد و توفان گرد و غبار شهر شیراز در روز ۲۲ اسفند ۱۳۹۹ است. برای رسیدن به این هدف با رویکرد محیطی به گردشی از داده‌های روزانه بارش، سرعت باد و گرد و غبار سازمان هواشناسی و داده‌های دمای هوا، ارتفاع ژئوپتانسیل، فشار تراز دریا، باد مداری، باد نصف‌النهاری، رطوبت ویژه و امگا از پایگاه داده NCEP/NCAR جهت بررسی تراز فوقانی جو استفاده شده است. با استفاده از این داده‌ها الگوهای نقشه‌ای ناهمواری ارتفاع ژئوپتانسیل، فرآیند جبهه‌زایی، فرارفت تاوایی، رطوبت، الگوی ضخامت، الگوهای فشار سطح زمین، رودباد، امگا و نمودارهای هوف مولر نوع سوم رودباد و امگا در ترازهای مختلف جو، جهت شناسایی دلایل رویداد پدیده ترسیم گردید. نتایج نشان داد که قرارگیری منطقه مورد مطالعه در زیر ناحیه فرارفت تاوایی مثبت در شرق ناوه بادهای غربی که منجر به واگرایی بالایی و همگرایی پایینی می‌گردد، برقراری شیو دما و جبهه‌زایی و به‌ویژه فرود رودباد جبهه قطبی تا ترازهای پایین جو، شرایط همدید برای رخداد صعود شدید هوا و شکل‌گیری تندبادهای شدید ناشی از آن را در روز مورد مطالعه فراهم کرده است. این پژوهش می‌تواند با شناسایی عوامل تأثیرگذار بر رخداد تندبادها مبنای علمی مطلوبی، برای حفاظت و بهبود شرایط سکونت‌گاه‌های انسانی باشد.

**واژگان کلیدی:** ناهمواری ارتفاع ژئوپتانسیل، جبهه‌زایی، فرارفت تاوایی، رودباد جبهه قطبی، شیراز.

### مقدمه

سیاره زمین از ابتدای پیدایش، دستخوش مخاطرات طبیعی گوناگونی بوده است. در سال‌های اخیر مخاطرات آب و هوایی به‌صورت پی‌درپی در سطح جهان در حال وقوع است که برخی مواقع خسارت‌های جانی و مالی فراوانی را ایجاد می‌کند. در برخی مناطق جهان مانند خاورمیانه و ایران به دلیل شرایط جغرافیایی ویژه، توفان‌های تندری، توفان‌های گرد و غبار و

تندبادها فراوانی وقوع بالایی دارند. تکرار زمانی و گستره مکانی این پدیده در بیشتر مناطق ایران سبب توجه پژوهشگران و سیاستمداران به این پدیده گردیده است. بادهای شدید تحت عنوان توفان نام‌گذاری می‌شوند این توفان‌ها با شکل‌های متفاوت و سرعت زیاد برای مدت کوتاهی می‌وزند و هوای ناپایدار دارند. اگر این هوای ناپایدار با رطوبت همراه باشد توفان رعد و برق و اگر خشک باشد توفان گرد و غبار را به وجود می‌آورد (احمدی و همکاران، ۱۳۹۴، ۸۷). بر اساس استانداردهای جهانی و دستورالعمل‌های کدها و روش‌های دیده‌بانی، گزارش توفان، به بادهای با سرعت بیش از ۳۰ نات، تقریباً معادل ۵۴ کیلومتر در ساعت گفته می‌شود (فرج زاده، ۱۳۹۲، ۱۷۱).

تندبادها یکی از آشفتگی‌های اتمسفری است که از اختلال شدید هوا ناشی می‌شود، این جریان شدید خساراتی را به همراه دارد که باعث افتادن درختان، فرو ریختن ساختمان‌ها، شکستن شیشه‌ها و درهم کوبیدن مناطق وسیعی می‌شود. توفان‌ها بعد از سیل، حدود ۳۰ درصد از بلایای طبیعی جهان را به خود اختصاص می‌دهند (طاووسی و همکاران، ۱۳۹۳، ۳۹). به‌طور میانگین، سالانه حدود ۹۰۲۷ نفر در ایران از توفان خسارت می‌بینند (فرج زاده، ۱۳۹۲، ۱۹). عوامل بسیاری در ایجاد این توفان‌ها نقش دارند، اما گردش جو و شرایط سطحی زمین از عوامل اصلی ایجاد این پدیده است. توفان گرد و خاک با تمرکز سنگین غبار در یک توده هوای آشفته تعریف می‌شود که اغلب با جبهه سرد همراهی می‌گردد (استرالر و استرالر، ۱۹۹۲، ۵۹۶). این پدیده بیشتر در سرزمین‌های خشک و نیمه‌خشک کره زمین رخ می‌دهد که با ماهیت و ویژگی‌های اقلیمی این مناطق پیوند دارد (منگ و ژانگ، ۲۰۰۷، ۱ و دنگ و همکاران، ۲۰۰۷، ۶۳۲). اهمیت بررسی پدیده بادهای شدید و توفان‌های گرد و غبار به دلیل پیامدهای زیانباری است که می‌تواند در جوامع انسانی ایجاد کند. پیامدهایی مانند کاهش دید رانندگان، کاهش میزان شنوایی، فشارهای روانی و برهم خوردن تمرکز و تغییر رفتار رانندگان، کاهش یا افزایش سرعت خودرو، خاموش شدن خودرو به دلیل ورود ماسه و گرد و غبار به داخل کاربراتور، افزایش مصرف سوخت، شکسته شدن شیشه خودروها و از بین رفتن رنگ وسایل نقلیه، واژگون شدن خودروها، انسداد جاده‌ها و راه‌بندان، تشدید سایر عوامل آب و هوایی مانند کاهش مهم دما و بارندگی و جابجایی برف از جمله آن‌ها می‌تواند باشد (عبادی نژاد و اصائلو، ۱۳۸۹، ۹۴).

بخشی از پژوهش‌های اقلیمی تندبادها و توفان‌های گرد و غبار بررسی شرایط همدید شکل‌گیری آن‌ها است. مطالعه توفان‌های ماسه دشت یزد - اردکان توسط امیدوار بیانگر تأثیر کم‌فشارهای دینامیکی دارای جبهه سرد و عبور یا نزدیک شدن ناوه بادهای غربی در غرب منطقه سبب فرارفت شدید هوای سرد و افزایش گرادیان فشار در سطح زمین است (امیدوار، ۱۳۸۵، ۴۳). لشکری و کیخسروی (۱۳۸۷، ۱۷) با بررسی شرایط سینوپتیکی توفان‌های گرد و غبار خراسان رضوی، شرایط مساعد گردش جو حاصل از شیو فشار به وجود آمده از کم‌فشار مرز ایران - افغانستان و پرفشار مستقر روی دریای خزر را دلیل ایجاد گرد و غبار می‌دانند. جعفری (۱۳۸۷، ۵۸۳) با بررسی نوسان‌های وقوع باد و روزهای توفانی طی نیم‌قرن گذشته در منطقه خزری نشان داده است که روند وقوع تعداد روزهای بادی همراه با تندر در این منطقه تغییر کرده و نرخ افزایشی داشته است. فرج زاده و رازی (۱۳۹۰، ۲۱) پس از بررسی توزیع زمانی و مکانی بادهای شدید در ایران نشان

دادند که ماه مارس بیشترین میانگین روزهای توفانی را با ۱۲ روز در سال داشته است. نتایج پژوهش مفیدی و جعفری (۱۳۹۰، ۱۷) با عنوان نقش گردش منطقه‌ای جو بر روی خاورمیانه در وقوع توفان‌های گرد و غباری تابستانه در جنوب غرب ایران با استفاده از پایگاه داده NCEP/NCAR بیانگر آن است که پرفشار عربستان و زبانه کم‌فشار زاگرس بیش از هر مؤلفه گردشی دیگری در شکل‌گیری توفان‌های میان مقیاس منطقه‌ای در منطقه خلیج فارس و جنوب غرب ایران نقش دارند. کیانی و ابوالفتحی (۱۳۹۴، ۴۷) الگوهای حرکتی جریان بادهای غالب و پیامدهای محیط‌زیستی آن‌ها در ارتباط با استقرار ساختمان‌ها و معابر شهری نهبوند در غرب ایران را بررسی نموده و بیان می‌کنند که بیشترین فراوانی بادهای در منطقه از غرب بوده و شدیدترین بادهای در ماه مارس اتفاق افتاده است. پروین (۱۳۹۶، ۴۰) تغییرات تراز میانی جو مؤثر بر توفان‌های حوضه آبریز زاب را با استفاده از پایگاه داده NCEP/NCAR بررسی نمود و بیان می‌کند که تغییرات تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در محور شمال آفریقا - خاورمیانه تا شمال روسیه بیشترین تأثیر را در ایجاد توفان‌های این حوضه داشته است. کیخسروی و حاصلی (۱۳۹۶، ۵۹) پس از بررسی ۲ نمونه از توفان‌های گرد و غبار شدید در کرمانشاه بیان نمودند که عامل اصلی ناپایداری‌های جوی منجر به توفان گرد و غبار در لایه پایین ورد سپهر و در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال است که منجر به شکل‌گیری کم ارتفاع بر روی شمال عربستان و گسترش غرب سوی زبانه آن تا کم‌فشار پاکستان شده است. نامداری و همکاران (۱۳۹۶، ۱۰۳) در تحلیل الگوی رفتاری توفان‌های گرد و خاک استان‌های غرب و جنوب غرب ایران و ارتباط آن با توفان‌های گرد و خاک خاورمیانه دریافتند که افزایش فعالیت ناوه مدیترانه، فعالیت بیشتر رودبادهای در ترازهای فوقانی، به همراه افزایش سرعت وزش باد موجب تشدید قابل ملاحظه فعالیت توفان‌های گرد و خاک در ژئوسفر ۲۰۰۹ شده است. مرادی و همکاران (۱۳۹۶:۸۹) ارزیابی موردی چینش قائم باد سطوح بالا را با استفاده از داده‌های فشار سطح متوسط دریا، ارتفاع و باد در ترازهای معیار از پایگاه داده NCEP/NCAR بررسی نموده و بیان کردند که چینش قائم سطوح بالا توانایی تعیین مسیر سامانه‌های چرخندی عرض‌های میانه را دارا است. نوری (۱۳۹۷، ۵۰) با تحلیل و طبقه‌بندی بادهای توفنده شهرستان اردبیل در دو دهه گذشته بر اساس مؤلفه مبنا بیان می‌کند که فرارگیری منطقه مورد مطالعه در جلوی فرود منطقه وزش چرخندگی افقی مثبت، واگرایی بالایی و همگرایی پایینی و منطقه فرارفت تاوایی مثبت یکی از علل ناپایداری، اغتشاش و توربولانس در منطقه است و همچنین بیشترین عامل ایجاد بادهای با سرعت بالا مراکز فشار حرارتی سطح زمین هستند که با ایجاد اختلاف دمایی و جبهه‌زایی شرایط سینوپتیک را برای رخداد بادهای شدید امکان‌پذیر می‌کند و وجود رودبادهای قوی از دیگر عوامل ایجاد بادهای توفنده می‌داند. رحیمی و همکاران (۱۳۹۸، ۱۴۵) با تحلیل آماری - همدید بادهای توفنده زمستانه و تابستانه شهرستان‌های اردبیل، پارس‌آباد و خلخال در بازه زمانی ۱۹۹۲-۲۰۱۲ تعداد ۱۰ الگوی گردشی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را به‌عنوان عوامل مؤثر بر رخداد این وقایع شناسایی نمودند. به اعتقاد خوش‌اخلاق و ماهوتچی (۱۳۹۸، ۲۳۵) واکاوی همدیدی بارش‌های تندری مخرب مشهد از دو الگوی کلی پیروی می‌کند و به وجود هوای مرطوب در مجاورت سطح زمین (مثلاً نم ویژه ۱۰ گرم بر کیلوگرم و بیشتر) و وجود ناپایداری در لایه‌های میانی ورد سپهر بستگی دارد. کیخسروی و همکاران (۱۳۹۹، ۶۱) با بررسی ساز و کار پدیده گرم باد در رشته

کوه‌های البرز غربی با استفاده از پایگاه داده NCEP/NCAR نشان دادند که فراوانی وقوع فون در بین ایستگاه‌ها در دوره سرد سال افزایش قابل توجهی دارد و ۳ گروه از مراکز و اچرخندی بر شکل‌گیری این پدیده مؤثر است. رئیس پور و همکاران (۱۳۹۹، ۸۹) با واکاوی تغییرات زمانی - مکانی سرعت باد سطحی در گستره جغرافیایی ایران بیان نمودند که بیشترین میانگین سرعت باد در ماه‌های ژوئن، جولای و آگوست و کمترین میزان مربوط به اکتبر، نوامبر، دسامبر و ژانویه است و به لحاظ مکانی نیز بیشترین شدت و تداوم جریان باد در شرق و ایران مرکزی است.

هاکر و بازارا (۲۰۰۷، ۷۶۵) با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی، مسیر وزش توفان‌های اوکلاهما را مورد مطالعه قرار دادند. کولندویز (۲۰۱۲، ۱) با استفاده از شاخص فراوانی توفان‌های تندی، الگوهای سینوپتیک مرتبط با توفان‌های تندی در لهستان را شناسایی و بررسی نمود. دلدن (۲۰۰۱، ۸۹) سطح بالای ناپایداری پتانسیل، خطوط همگرایی مرتبط با سیکلون زایی و جبهه‌زایی و فرارفت چرخندگی پتانسیل ترازهای بالا را عوامل مؤثر بر رخداد توفان‌های تندی غرب اروپا می‌داند. لین و همکاران (۲۰۱۱، ۴۴) بادهای سطح زمین، دما و دمای نقطه شبنم قبل از وقوع توفان‌های تندی بعد از ظهر فصول گرم را در جزیره تایوان و تفاوت مقدار آن‌ها در ترازهای ۷۵۰ و ۵۵۰ هکتوپاسکال را عامل مهم در شکل‌گیری توفان‌های تندی می‌دانند. حمیدی و همکاران (۲۰۱۳، ۲۷۹) پس از بررسی همیدید ۱۲ توفان گرد و غبار، استقرار جبهه و باد شمال را عامل توفان‌های فراگیر گرد و غبار در خاورمیانه می‌دانند. چوی و همکاران (۲۰۲۱، ۵۵۳) با مطالعه تغییرات روند بلند مدت باد سطحی بیان نمودند که در سال‌های اخیر روند کاهشی در سرعت باد در سواحل کره تجربه شده است. العباسی و همکاران (۲۰۲۲، ۳) پس از بررسی ویژگی‌های همیدید و تغییرپذیری توفان‌های گرد و غبار بهاری در عربستان سعودی، سامانه‌های جبهه‌ای را در شمال، ناوه دریای سرخ را در غرب و سامانه‌های کم‌فشار حرارتی را در نواحی شرقی عربستان عامل شکل‌گیری این پدیده معرفی نمودند. بائو و همکاران (۲۰۲۲، ۱) جهت بررسی منابع و مسیر حرکت توفان‌های گرد و غبار در بهار در چین و مغولستان به این نتیجه رسیدند که از نظر زمانی در اوایل آوریل و می این رخداد بیشتر مشاهده می‌شود و از نظر مکانی حدود ۶۰ درصد توفان‌ها از ناحیه بادگیر در شمال غرب مغولستان شروع می‌شود و سپس چین را متأثر می‌نماید. شاین و همکاران (۲۰۲۲، ۱) با مدل‌سازی الگوهای همیدید در مقیاس متوسط عامل شکل‌گیری توفان‌های باد در کره را به ترتیب ناشی از تیپ اول کم‌فشار در شمال و پرفشار در جنوب ویژه بهار، تیپ دوم پرفشار در غرب و کم‌فشار در شرق برای زمستان و تیپ سوم را کم‌فشار قوی در حال عبور از بخش‌های شمالی کره می‌دانند. لورنز و همکاران (۲۰۲۲، ۱) با بررسی سهم تغییرات الگوهای گردشی بزرگ مقیاس در تغییرات سرعت باد در سوئد بیان می‌کنند که در کل سوئد روند کاهشی و سکون مشاهده شده است. وی سی و همکاران (۲۰۲۲، ۱۰۹۷) پس از مطالعه ساختار همیدید توفان‌های باد و کم‌فشارها در قطب شمال دریافتند که در تابستان همراه با ناهنجاری دما در پوش سپهر پایین و شکل‌گیری کم‌فشار هسته سرد در جو باروکلینیک در وردسپهر، شرایط آب و هوایی خطرناک و مخرب طولانی مدت در قطب شمال شکل می‌گیرد.

این پژوهش با هدف تحلیل همیدید جو برای ارزیابی توفان تندری روز ۲۲ اسفند ۱۳۹۹ شیراز که موجب وزش تندباد و گرد و غبار شدید گردید، انجام شده است. وقوع این توفان منجر به مصدومیت ۱۸ نفر از شهروندان (از این تعداد ۱۴ نفر راهی مراکز درمانی و ۴ نفر به صورت سرپایی در محل درمان شدند)، قطعی گسترده برق، لغو تمام پروازهای شیراز به علت وزش باد شدید، تغییر ناگهانی جهت وزش باد و کاهش دید افقی در فرودگاه بین‌المللی شهید دستغیب، خسارت قابل توجه به دو اثر ثبت جهانی فارس، باغ ارم (از ریشه در آمدن سه درخت سرو با قدمتی بین ۲۵ تا ۴۵ سال) و تخت جمشید (شکستن شیشه‌های محافظتی، قطع برق و شکستن درختان در این مجموعه) و آسیب توفان به ۱۵۰ تا ۲۰۰ درخت در مناطق یازده‌گانه شهر شیراز گردید (شکل ۱).



مأخذ: نگارنده

شکل ۱: تصاویر نمونه‌ای از آثار ناشی از تندباد در شهر شیراز در تاریخ ۲۲ اسفند ۱۳۹۹

### محدوده مورد مطالعه

شیراز مرکز استان فارس بر اساس آخرین سرشماری رسمی در سال ۱۳۹۵ با جمعیت بالغ بر ۱۵۶۵۵۷۲ نفر در ارتفاع ۱۴۸۶ متری از سطح دریا و  $32^{\circ}29'$  عرض شمالی و  $52^{\circ}36'$  طول شرقی در منطقه کوهستانی زاگرس قرار دارد (شکل ۲).



مأخذ: نگارنده

شکل ۲: نقشه موقعیت استان فارس و شهر شیراز در ایران

## داده‌ها و روش‌ها

متوسط بارش ایستگاه شیراز ۳۱۸ میلی‌متر و دمای متوسط آن ۱۸ درجه سانتی‌گراد است. در زمان رویداد پدیده مورد بررسی (۲۲ اسفند ۱۳۹۹) سرعت باد در ایستگاه شیراز به ۶۵ کیلومتر در ساعت رسید. شروع وزش باد از ساعت ۱۳ شروع و در ساعت ۱۹ به اوج رسید و تا بخشی از شب ادامه داشت. مقدار بارش باران گل‌آلود حاصل از این توفان نیز ۱/۷ میلی‌متر گزارش شد. این توفان در سایر نقاط استان فارس نیز با شدت تندی متفاوت روی داد.

آب و هواشناسی همدید، آب و هوای منطقه را بر اساس الگوهای گردش هوا تبیین می‌کند. الگوهای گردش هوا روی نقشه‌های هوا، در سطح زمین و در سطوح بالای اتمسفر مشاهده می‌شوند (علیچانی، ۱۳۸۱، ۹۷). در آب و هواشناسی همدید از دو رویکرد گردش به محیطی و محلی استفاده می‌شود. در این پژوهش از رویکرد محیطی به گردش استفاده شده است. به این معنی که ابتدا روزهای مورد نظر با توجه به مخاطره محیطی انتخاب شد و سپس شرایط منجر به این رویداد مورد شناسایی و بررسی قرار گرفت. داده‌های روزانه ایستگاه همدید شیراز به‌عنوان داده‌های محیطی و جهت بررسی الگوهای همدید و بررسی جو فوقانی منجر به این رویداد از داده‌های بازکاوی شده مؤلفه‌های فشار تراز دریا (برحسب هکتوپاسکال HPa)، ناهمواری ارتفاع ژئوپتانسیل (برحسب متر m)، باد مداری و باد نصف‌النهاری (برحسب متر بر ثانیه ms)، رطوبت ویژه (برحسب گرم بر کیلوگرم)، دما (برحسب کلوین) و امگا (سرعت عمودی باد برحسب پاسکال) که از پایگاه داده سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده NCEP/NCAR به‌صورت دیده‌بانی ۶ ساعته اخذ گردید، استفاده شده است. نقشه‌ها در روز و ساعات مورد نظر بر اساس نوع الگوی مورد بررسی در قلمروی گسترده‌تر از کشور ایران در ترازهای ۱۰۰۰، ۷۰۰، ۵۰۰، ۲۰۰ و برخی تا تراز ۱۰۰ هکتوپاسکال برای ردیابی عوامل مؤثر بر پدیده از طریق برنامه نویسی در محیط نرم‌افزار GrADS ترسیم گردید تا امکان شناخت و بررسی بهتر الگوهای گردش همدید مؤثر فراهم شود. الگوهای گردش مورد بررسی در این پژوهش شامل ناهمواری ارتفاع ژئوپتانسیل، الگوی ضخامت جو، تاوایی پتانسیل، محل و تراز قرارگیری جبهه، رطوبت ویژه، امگا، سرعت و جهت باد، رودباد، فشار تراز دریا و نمودار هوف مولر جهت تهیه نیمرخ عمودی از جو است.

ارتفاع یک نقطه‌ی معین از جو نسبت به تراز دریا که متناسب با انرژی پتانسیل واحد جرم (ژئوپتانسیل) در همان ارتفاع باشد. در دستگاه SI رابطه‌ی میان ارتفاع ژئوپتانسیل Z و ارتفاع هندسی به‌قرار زیر است:

$$Z = \frac{1}{g} \int_{z_0}^z g \, dz \quad \text{رابطه ۱:}$$

g شتاب گرانی است. در بسیاری از کاربردهای هواشناختی ارتفاع ژئوپتانسیل و ارتفاع هندسی را می‌توان به‌جای هم بکار برد. یک ژئوپتانسیل متر برابر ۰/۹۸ ارتفاع دینامیکی است (مارتین، ۱۳۸۸، ۳۸۸).

تاوایی پتانسیل یکی از اساسی‌ترین کمیت‌هایی است که به‌صورت یک ابزار افزایشی در فهم دینامیک پدیده‌های جوی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در عرض‌های میانه در مقیاس سینوپتیک، ویژگی‌های دینامیک مهم آن‌هایی هستند که مربوط به چرخش ذرات هوا می‌شوند. این چرخش هم به چرخش زمین و هم به مؤلفه حرکت باد مربوط می‌شود. تاوایی یا

چرخندگی دوران هوا یا باد به حول محور مرکزی است که موجب تولید نیرو در امتداد محور دوران می‌شود. نیروی موافق با حرکت وضعی زمین تاوایی مثبت و نیروی تاوایی مخالف با حرکت وضعی زمین تاوایی منفی نامیده می‌شود. نیروی تاوایی مثبت در نیمکره شمالی منجر به صعود هوا و تاوایی منفی یا آنتی سیکلونی موجب فرونشینی یا سوبسیدانس هوا می‌شود (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹، ۱۵۹). برای محاسبه تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم دمای پتانسیل، ابتدا تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم فشاری طبق رابطه زیر محاسبه می‌گردد (بلوشتاین، ۱۹۹۲، ۵۹۴):

$$PV = -g(fk + \nabla p \times V) \cdot \nabla P\theta \quad \text{رابطه ۲:}$$

که  $g$  شتاب گرانشی،  $p$  فشار،  $f$  پارامتر کوریولیس تابعی از عرض جغرافیایی،  $V$  مؤلفه‌های افقی سرعت و  $\theta$  دمای پتانسیل است. در این پژوهش برای محاسبه تاوایی پتانسیل بر روی سطوح هم درگاشت با استفاده از داده‌های شبکه‌بندی شده ارتفاع ژئوپتانسیل، دمای هوا، نم ویژه و مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد در محیط نرم‌افزار GrADS برنامه‌نویسی شد.

برای شناسایی بهتر توده‌های هوا و عوامل مؤثر بر صعود هوا از تابع جبهه‌زایی استفاده شد. هر فرآیندی که منجر به افزایش بزرگی  $\nabla T$  شود، فرآیند جبهه‌زا و چنین عملی را جبهه‌زایی می‌نامند. تابع جبهه‌زایی را می‌توان با رابطه زیر بیان کرد (مارتین، ۱۳۸۸، ۲۳۹):

$$\zeta = \frac{d|\nabla p|}{dt} \quad \text{رابطه ۳:}$$

این عبارت مبین آهنگ لاگرانژی تغییر بزرگی  $\theta$  ( $\nabla p$  شبیه دمای بالقوه روی سطح هم‌فشار) است. می‌توان معادله را در فضای یک بعدی در نظر گرفت و شناخت بیشتری از ماهیت جبهه‌زایی به دست آورد. بنابراین به کمک رابطه زیر به بررسی فرآیندهایی پرداخته می‌شود که بزرگی تباین دما در راستای محور  $X$  را تغییر می‌دهند.

$$\zeta_x = \frac{d}{dt} \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad \text{رابطه ۴:}$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \quad \text{اگر رابطه ۵:}$$

آنگاه

$$\zeta_x = \frac{d}{dt} \left( \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} \right) - \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial p}; \quad \text{رابطه ۶}$$

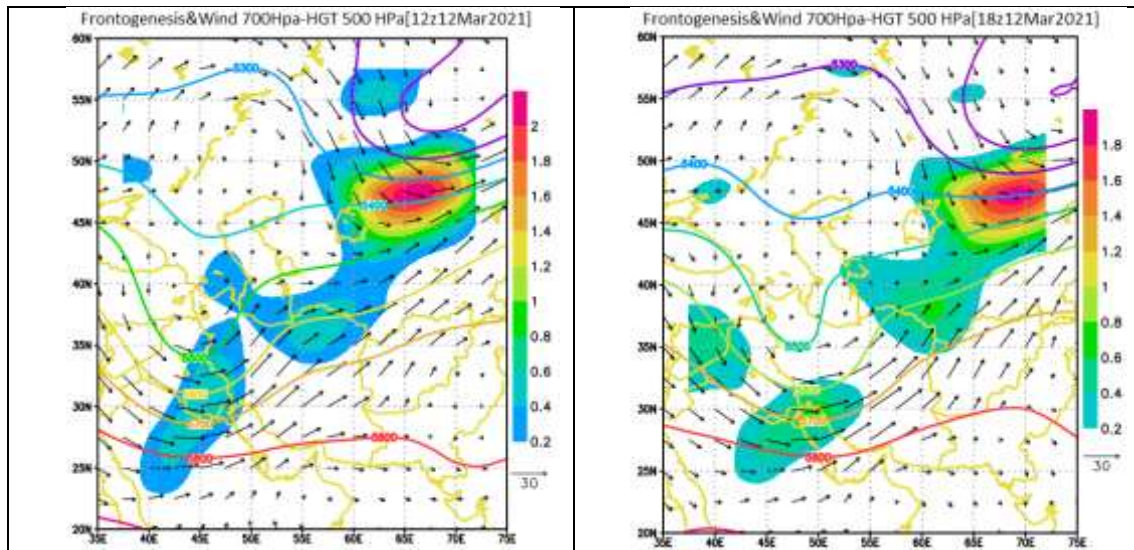
نقشه‌های ضخامت یکی از مشتقات ترسیمی ارتفاع ژئوپتانسیل است که برای نشان دادن ضخامت جو بین تراز ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال به کار برده می‌شود. ضخامت لایه‌های جو در شرایط جوی سرد، کاهش و در شرایط گرم، ضخیم‌تر می‌شود. این الگوها، جابجایی توده‌های هوای سرد و گرم، زبان‌های کم‌فشار و پرفشار و نوع وزش را هم نشان می‌دهد (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹، ۱۲۰). یکی دیگر از ابزار مورد استفاده در این پژوهش نمودارهای هوف مولر است. از این نمودارها در اغلب مطالعات هم‌دید برای نشان دادن تغییرات و ردیابی پدیده‌های جوی در ابعاد طول و عرض جغرافیایی و زمان استفاده می‌شود. این نمودارها در واقع نیمرخ عمودی پدیده‌ها در جو را نشان می‌دهد و در ۶ نوع قابل ترسیم است. در این

پژوهش جهت بررسی شرایط صعود هوا در جو نمودار نوع سوم رودباد و اُمگا ترسیم گردید. در نمودار نوع سوم طول و عرض جغرافیایی ثابت بوده اما سطوح جوی و زمان متغیر است.

## بحث و یافته‌ها

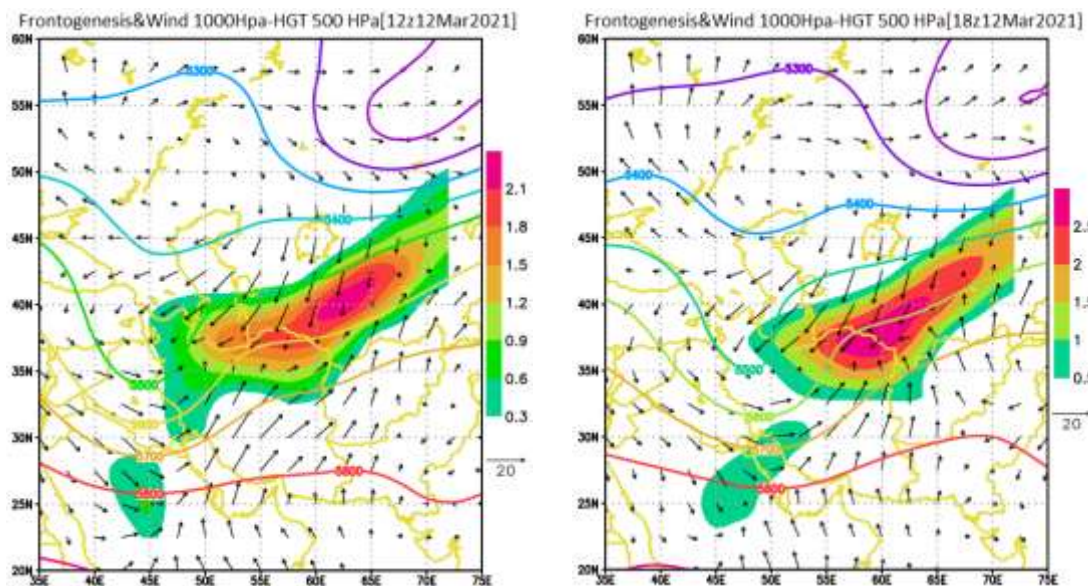
شرایط اولیه تشکیل ابرهای کومولونیمبوس که به رخداد توفان تندری منجر می‌شود عبارت است از: وجود هوای مرطوب در ضخامت قابل ملاحظه‌ای از جو در سطوح پایین، افت دما با ارتفاع یا ناپایداری و وجود مکانیسم صعودی قوی برای بالا بردن هوا به سطوح جو مانند همگرایی در سطوح پایین. واداشت برای صعود هوا توسط فرایندهای مختلفی مانند صعود کوهستانی، جبهه‌ای، همگرایی، تابش خورشیدی و غیره فراهم می‌شود. توفان‌ها دو دسته هستند: توفان‌های داخل یک توده هوا مانند توفان‌های همرفتی و توفان‌های جبهه‌ای. تفاوت آن‌ها فقط در مکانیسم و روش صعودی برای بالا بردن هوا به سطوح بالا است. از آنجا که الگوی جریان‌های جوی و عوامل مختلف در ارتباط با یکدیگر در ترازهای مختلف نقش تعیین‌کننده‌ای در ایجاد وزش بادهای شدید دارد در این پژوهش با توجه به نوع پدیده ترازهای متفاوتی از جو فوقانی مورد بررسی قرار گرفته است. بر طبق اصل پیوستگی جرم، مقدار هوای صعودی در محل قرارگیری جبهه باید برابر با مقدار هوای نزولی باشد. صعود هوای گرم در مقایسه با نزول هوای سرد شدیدتر و در بعد افقی محدودتر است. به همین دلیل در جبهه سرد هوای گرم به‌صورت تنوره‌ای باریک و با شدت صعود می‌کند و نوارهای باریکی از ابر و بارش ایجاد می‌کند در حالی که نزول هوای سرد گسترده‌تر و آرام‌تر است (مارتین، ۱۳۸۸: ۲۷۸) فرایند جبهه‌زایی و استقرار جبهه در ۳ تراز ۵۰۰، ۷۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در روز مورد مطالعه به‌صورت ۶ ساعته ترسیم گردید. نتایج نشان داد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جبهه‌زایی در منطقه وجود ندارد؛ اما در ساعت ۱۸ زولو (۲۱:۳۰ به‌وقت رسمی ایران) جبهه‌ای که در ساعت ۱۲ زولو در غرب ایران قرار گرفته بود بر فراز منطقه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال مستقر شده است. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز جبهه‌ای که در عرض‌های بالاتر قرار گرفته بود در ساعت پایانی روز به عرض‌های پایین‌تر کشیده شده و بر روی منطقه مستقر شده است؛ بنابراین در عصرگاه روز مورد بررسی بر فراز استان فارس جبهه در ترازهای ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال مستقر شده است و می‌تواند به‌عنوان یکی از عوامل مؤثر در تلاطم جو نقش مهمی ایفا کند. بررسی الگوهای ناهمواری ارتفاع ژئوپتانسیل نیز نشان می‌دهد که ناوه‌ای که در ابتدای روز محور آن در غرب ایران قرار دارد، در ساعت پایانی روز بر فراز جو استان فارس قرار گرفته است. بررسی الگوهای باد نیز وزش جنوب غربی همراه با گردش سیکلونی و پاد ساعت‌گرد در امتداد ناوه را نشان می‌دهد (شکل‌های ۳ و ۴). به دلیل نزدیکی ساعات ۱۲ و ۱۸ زولو (۱۵:۳۰ و ۲۱:۳۰ به‌وقت محلی ایران) به رویداد پدیده در استان فارس و شهر شیراز، نقشه‌های این ساعات در متن مقاله قرار گرفته است.





ماخذ: نگارنده

شکل ۳: الگوهای جبهه‌زایی و باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به همراه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

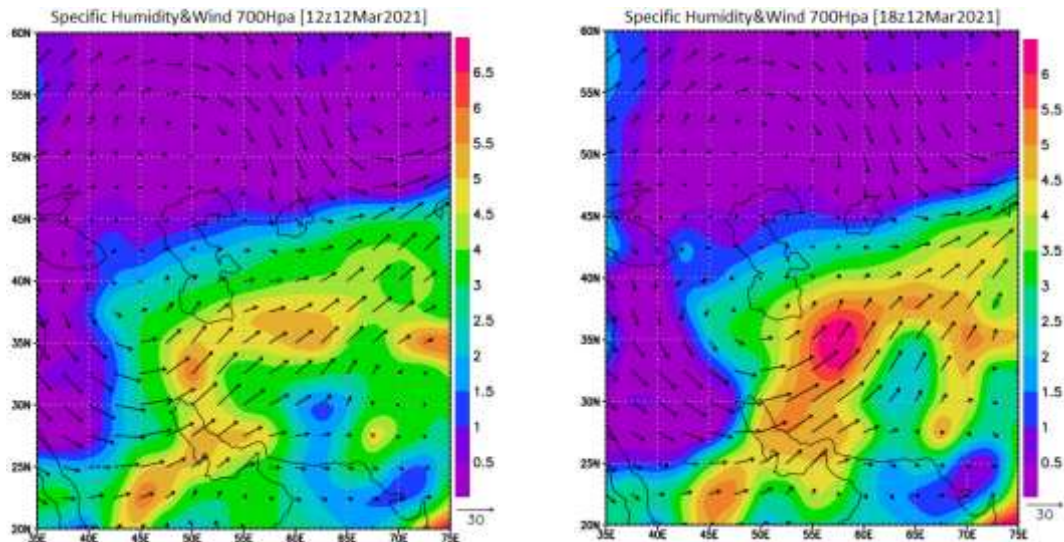


ماخذ: نگارنده

شکل ۴: الگوهای جبهه‌زایی و باد تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به همراه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

رطوبت ویژه عبارت از وزن بخار آب موجود در هر کیلوگرم هوای مرطوب است. محاسبه این نمایه در تفسیر همدید پدیده‌های هیدروکلیمایی بسیار کاربردی است. با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه در روز مورد بررسی ابرناکی و بارش جزئی باران نیز روی داده است، این نمایه مورد بررسی قرار گرفت. مقدار رطوبت ویژه که در ابتدای روز نزدیک به ۴ گرم بر کیلوگرم بوده است، در ساعت پایانی روز به ۵ گرم بر کیلوگرم رسیده است؛ که این مقدار بسیار ناچیز و جزئی است؛ بنابراین در نیمه جنوبی کم‌فشار و شرق ناوه مستقر بر منطقه، رطوبت اندکی که از خلیج فارس و دریای سرخ با خود به همراه آورده است مشاهده می‌شود؛ به عبارت دیگر علیرغم شرایط و مهیایی مکانیسم‌های صعود جوی، به دلیل کمبود

رطوبت، فقط بارشی اندک روی داده و نیروی حاصل از این شرایط منجر به افزایش سرعت باد و گرد و غبار شده است (شکل ۵). برای شرایط بارش‌های مناسب و مطلوب رطوبت ویژه باید بیش از ۱۰ گرم بر کیلوگرم باشد (خوش‌اخلاق و ماهوتچی، ۱۳۹۸: ۲۳۵).



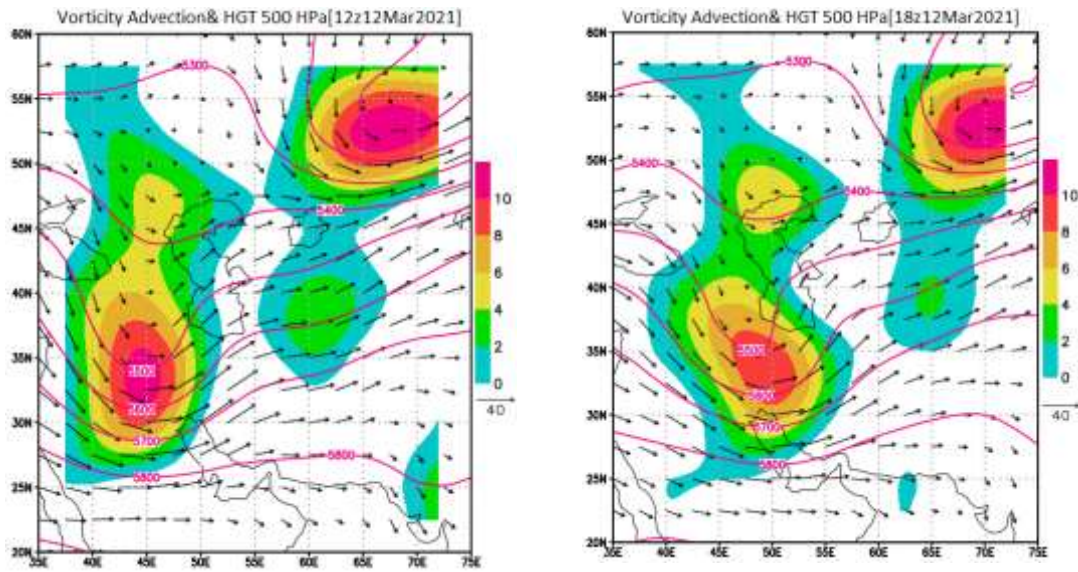
مآخذ: نگارنده

شکل ۵: الگوهای رطوبت ویژه به همراه باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

نیروی تاوایی مثبت در نیمکره شمالی، منجر به صعود هوا می‌گردد. محلی که محور ناوه در جو بالا به‌ویژه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از آن عبور می‌کند، مرکز قرارگیری بیشینه تاوایی است. در یک موج غربی جریان هوا به‌گونه‌ای است که از محور پشته به سمت محور ناوه و حد فاصل بین پشته اولی تا محور ناوه دارای کمینه وزش تاوایی و از محور ناوه تا پشته دومی محل بیشینه وزش تاوایی است. بیشینه وزش تاوایی موجب جریان واگرایی در سطوح فوقانی جو و صعود هوا می‌شوند (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹: ۱۶۵). وزش تاوایی منفی (NVA) به گسترش تاوایی در عقب ناوه و وزش تاوایی مثبت (PVA) نیز به گسترش تاوایی مثبت در جلو ناوه اطلاق می‌گردد. در روز مورد مطالعه در ساعت صفر زولو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مرکز تاوایی همراه با محور ناوه در شرق مدیترانه بر روی کشورهای سوریه و لبنان قرار گرفته است. این مرکز در ساعت ۶ زولو به غرب عراق و شمال عربستان منتقل شده است. پس از تحت پوشش قرار دادن نیمه غربی کشور در ساعت ۱۲ مرکز این بیشینه تاوایی مثبت در ساعت ۱۸ کاملاً بر روی نیمه غربی و مرکزی از شمال تا جنوب کشور مستقر شده است (شکل ۶).

<sup>1</sup> -Negative Vorticity Advection

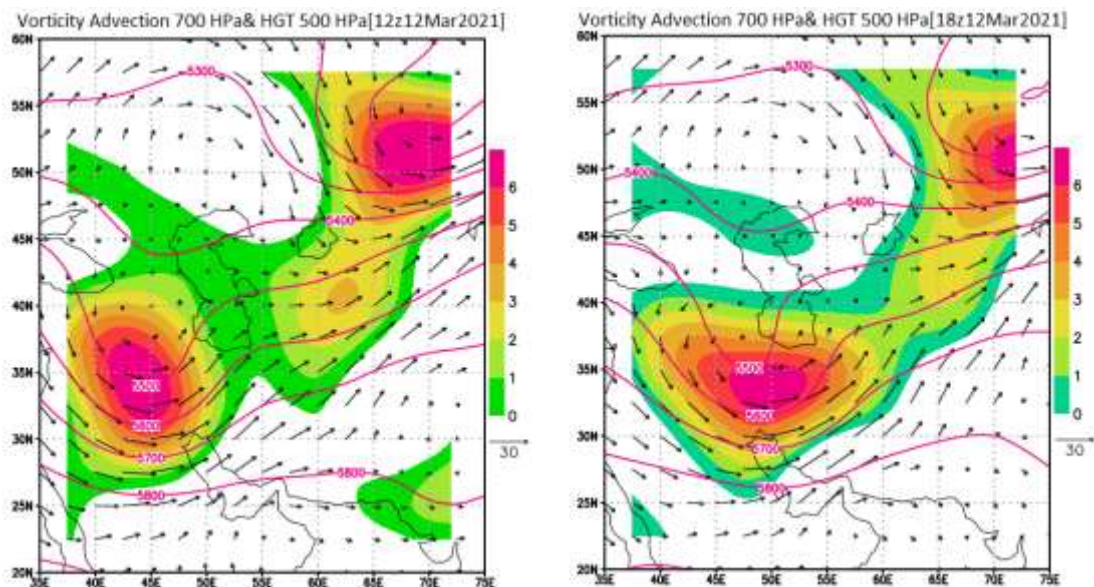
<sup>2</sup> - Positive Vorticity Advection



مأخذ: نگارنده

شکل ۶: فرارفت تاوایی به همراه ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۵۰۰ هکتوپاسکال

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز فرارفت تاوایی مثبت به عنوان عامل صعود در ساعات پایانی روز بر فراز جو منطقه دیده می‌شود. البته در این تراز شدت نیروی فرارفت تاوایی کمتر از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. فرارفت باد نیز در ساعات پایانی روز به صورت پادساعت‌گرد در دوسوم از ایران مستقر شده است (شکل ۷).

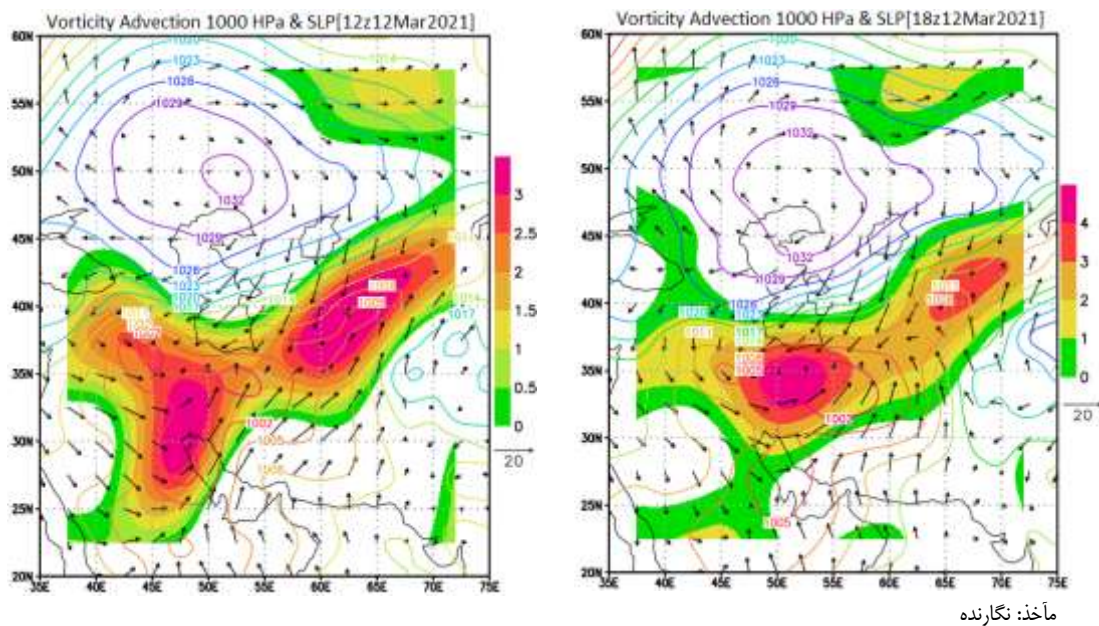


مأخذ: نگارنده

شکل ۷: فرارفت تاوایی به همراه ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۷۰۰ هکتوپاسکال

در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال فرارفت تاوایی مثبت که در دو هسته در شمال غرب و شمال شرق ایران قرار گرفته و در ساعات پایانی روز به صورت یک هسته ادغامی در مرکز ایران مستقر شده است. دامنه و زبانه‌های آن تا شمال و مرکز

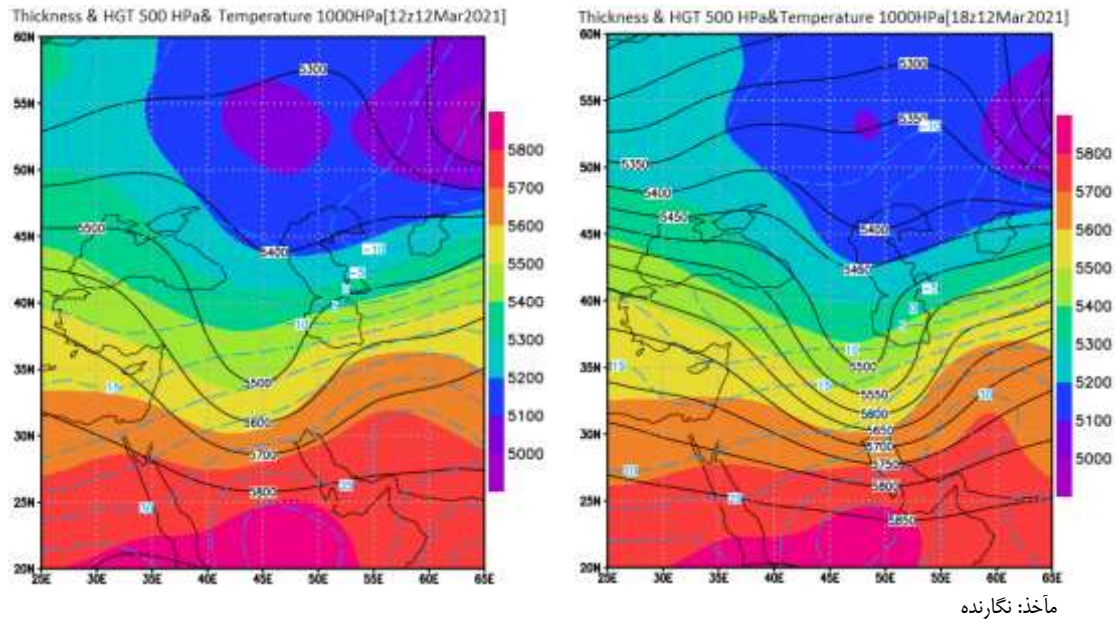
استان فارس نیز مشاهده می‌شود. شدت و سرعت بادهای در ساعات پایانی روز گسترش بیشتری یافته است. بررسی نقشه هم‌فشار سطح دریا همراه با فرارفت تاوایی مثبت در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال گویای جابجایی پرفشار ساعت اولیه روز با یک کم‌فشار دینامیک در عصرگاه روز مورد بررسی می‌باشد. هسته بیشینه فرارفت تاوایی مثبت در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال با مرکز کم‌فشار دینامیک همراه با ناوه در بعد از ظهر بر یکدیگر منطبق شده است. بررسی این ۳ تراز بیانگر گسترش صعود شدید در نتیجه همگرایی پایینی و واگرایی بالایی هوا ناشی از وزش تاوایی مثبت در تمام ضخامت جو می‌باشد (شکل ۸).



مأخذ: نگارنده

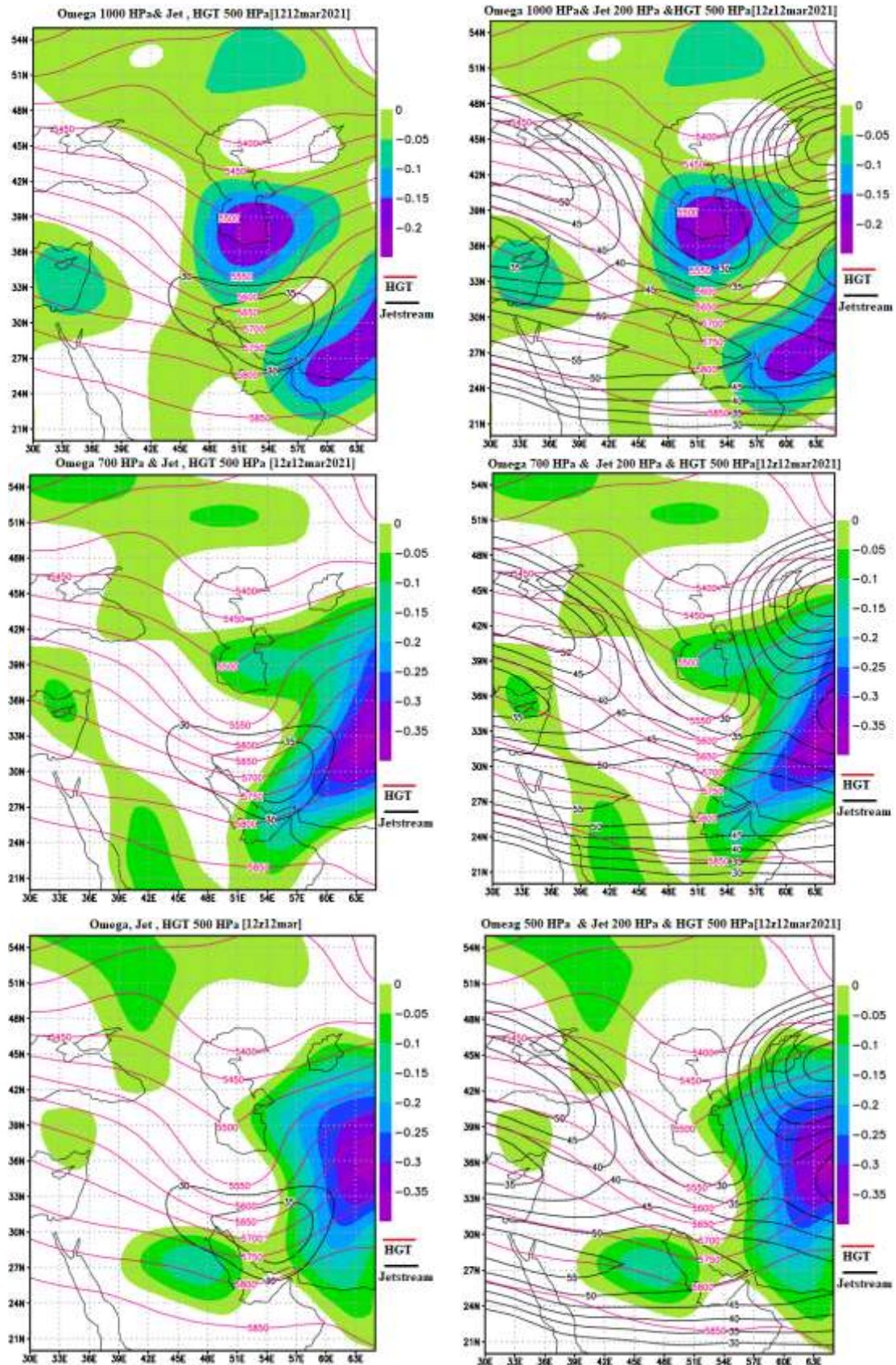
شکل ۸: فرارفت تاوایی به همراه ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

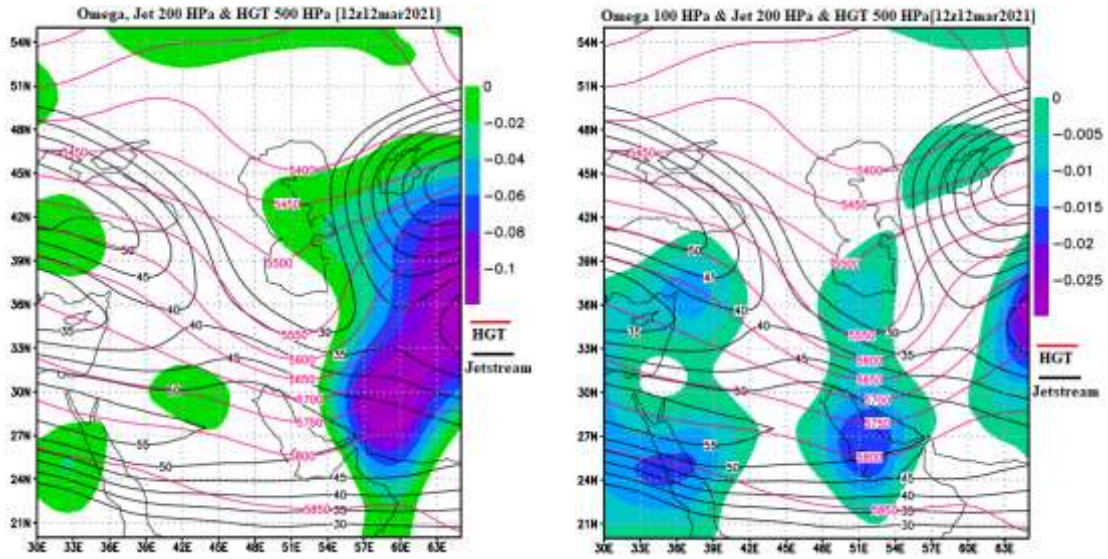
بررسی نقشه‌های ضخامت بیانگر برقراری وزش گرم، استقرار کم‌فشار در سطح زمین در ساعات پایانی روز بر فراز جو منطقه می‌باشد. تغییر ناگهانی منحنی‌های هم‌ضخامت بیانگر محل جبهه، صعود هوا و وزش باد شدید در شرق ناوه است. همراه با تغییر الگوی ناهمواری ارتفاع ژئوپتانسیل فشرده شدن جو در ساعات پایانی روز نیز قابل مشاهده است (شکل ۹).



شکل ۹: الگوهای ضخامت جو و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ به همراه دما در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

بررسی نقشه اُمگا یا برقراری شرایط صعود هوا در جو نیز نشان می‌دهد که در تمام ساعات روز و در تمام ضخامت ورودی صعود هوا وجود داشته است. در آغازین ساعات روز تا بعد از ظهر شدت صعود هوا بیشتر بوده است. تأثیر اقلیمی رودبادها به‌ویژه در رودباد قطبی، از طریق حرکات عمودی در زیر هسته آن‌ها صورت می‌گیرد (کاوایانی و علیجانی، ۱۳۷۹: ۲۹۵). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال رودباد در ساعت ۱۲ زولو برابر با ۱۵:۳۰ به وقت ایران دقیقاً بر فراز منطقه مورد مطالعه و در عمق ناوه و محور آن قرار گرفته است. هسته بیشینه صعود هوا یا اُمگا نیز منطبق بر منطقه وزش تاوایی مثبت یعنی نیمه شرقی ناوه و هسته رودباد قرار گرفته است. تمام کشور ایران در این ساعت در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در زیر یک رودباد گسترده قرار گرفته که تونل صعودی و مکش ناشی از آن تا سطح زمین گسترده شده است. سلول‌های بسته این روبات در تراز ۵۰۰ هکتوسکال در ساعت ۱۲ تا نیمه جنوبی ایران پایین آمده است. شدت صعود هوا بر فراز منطقه مورد مطالعه در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بیش از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است، اما در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مجدداً صعود شدت یافته است. فرایند صعود هوا و تنوره آن تا تراز ۱۰۰ هکتوپاسکالی یعنی تا حدود ۱۶ کیلومتری جو و لایه پوش سپهر نیز مشاهده می‌شود. این فرآیند منجر به مکش هوا به صورت تنوره‌ای از سطح زمین تا سطوح فوقانی جو گردیده است. نقشه‌های ساعت ۱۲ زولو رود باد و اُمگا در ترازهای مختلف در ادامه قرار داده شده است (شکل ۱۰).

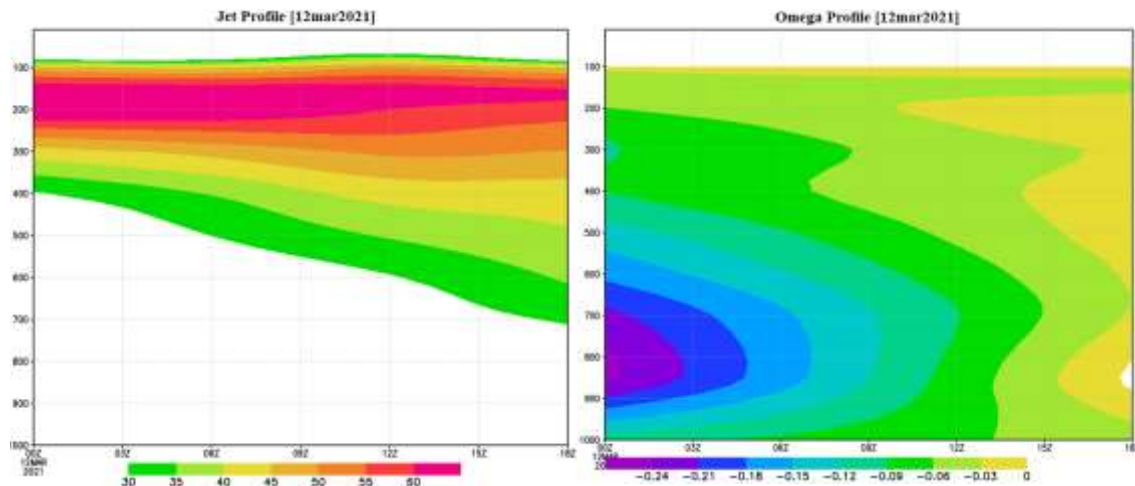




مأخذ: نگارنده

شکل ۱۰: الگوهای اُمگا و رودباد در ترازهای مختلف در ساعت ۱۲ زولو

جهت بررسی و مشاهده نیمرخ جو در منطقه مورد مطالعه نمودارهای هوف مولر نوع سوم برای رودباد و اُمگا ترسیم گردید. در ترسیم این نمودار رودباد و اُمگا برای طول جغرافیایی ۵۲/۵ درجه و عرض جغرافیایی ۳۲/۵ درجه در سطوح فوقانی جو محدوده بین ترازهای ۱۰۰۰ تا ۱۰ هکتوپاسکال و بازه زمانی صفر تا ۱۸ زولو روز ۱۲ مارس ۲۰۲۱ برابر با ۲۲ اسفند ۱۳۹۹ ترسیم شده است. بررسی نمودار رودباد نشان می‌دهد که در تمام ساعات روز در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال (ارتفاع ۷ کیلومتری جو) به بالا رودباد مستقر شده است، اما از ساعت ۹ و نیم صبح تا نزدیک ۳ بعد از ظهر به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (۵ و نیم کیلومتری جو) و از ساعت ۴ بعد از ظهر به تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی (ارتفاع ۳ کیلومتری جو) و گاهی پایین‌تر آمده است. نمودار نیمرخ جوی اُمگا نیز نشان می‌دهد که در تمام ساعات روز و در تمام لایه‌های جوی حرکات صعودی در موقعیت ایستگاه شیراز روی داده، اما شدت این حرکات در لایه‌های پایینی جو و در ساعات ابتدایی روز بیشتر بوده است (شکل ۱۱).



مأخذ: نگارنده

شکل ۱۱: نمودار هوف مولر رودباد و أمگا در روز ۲۲ اسفند در موقعیت ایستگاه شیراز

## نتیجه گیری

الگوهای حرکتی و سرعت باد در روز ۲۲ اسفند ۱۳۹۹ منجر به پیامدهای زیست‌محیطی زیادی از قبیل مصدومیت برخی شهروندان، گرد و غبار شدید، تندباد شدید، بارش جزئی گل‌آلود باران، لغو پروازها، قطع برق، قطع برخی درختان در شهر شیراز گردید. بدین جهت در این پژوهش شرایط همدید جو به شیوه‌های گوناگون مورد بررسی قرار گرفت تا عوامل منجر به این رویداد شناسایی گردد. بر اساس یافته‌های این پژوهش عمیق شدن ناوه مدیترانه‌ای در ساعات پایانی روز منجر به افزایش ناپیوستگی شیو دما و شیو چگالی شد، نتیجه این فرآیند جبهه‌زایی گسترده در ترازهای پایینی جو، فرارفت تاوایی مثبت در نیمه پایینی ورد سپهر، فشردگی جو و فرود روباد قطبی تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در زیر این ناوه بود. استقرار این عوامل منجر به تقویت کم‌فشار دینامیک سطح زمین و فشردگی جو شد که به همراه سایر عوامل ترازهای فوقانی جو منجر به ایجاد ناپایداری و اغتشاش در دیواره‌های شرقی زاگرس جنوبی و استان فارس در روز مورد مطالعه گردید. اگر چه این ناوه در نیمه شمالی ایران به دلیل تغذیه رطوبت از دریای خزر و دریای سیاه منجر به بارش باران و برف قابل توجه گردید، اما در نیمه جنوبی کشور به دلیل فقر رطوبتی فقط منجر به تندباد و توفان گرد خاک شد. ایستگاه همدید شیراز بر طبق پژوهش فرج زاده و رازی (۱۳۹۰، ۲۱) جزء نواحی است که کمتر تحت تأثیر بادهای شدید قرار می‌گیرد اما شکل‌گیری این‌گونه تندبادها در ماه مارس بر اساس پژوهش ایشان و همین‌طور کیانی و ابوالفتحی (۱۳۹۴:۴۷) فراوانی بیشتری دارد. این پژوهش نشان داد که استفاده از نمودارهای هوف مولر و بررسی جبهه‌زایی در فراسنج‌های مرتبط با تندبادها نیز می‌تواند در پژوهش‌های مرتبط راهگشا باشد. با استفاده از یافته‌های این پژوهش می‌توان جهت پیش‌آگاهی و هشدارهای سازمان هواشناسی جهت اطلاع‌رسانی به ساکنین و انجام اقدامات حفاظتی در نواحی تحت پوشش این‌گونه سامانه‌ها اقدام کرد.



## منابع

- ۱- احمدی، محمود، قویدل رحیمی، یوسف، جانثاری، محدثه (۱۳۹۴): تحلیل زمانی - مکانی سالانه توفان‌های تندری استان تهران، فصل نامه جغرافیای طبیعی، سال هشتم، شماره ۲۸، تابستان ۱۳۹۴، صص ۱۰۰-۸۷.
- ۲- امیدوار، کمال (۱۳۸۵): بررسی و تحلیل سینوپتیکی طوفان‌های ماسه در دشت یزد - اردکان، فصل نامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۲۱، شماره ۲، شماره پیاپی ۸۱، صص ۴۳-۵۸.
- ۳- پروین، نادر (۱۳۹۶): بررسی تغییرات تراز میانی جو مؤثر بر توفان‌های حوضه آبریز زاب، فصل نامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۳۲، شماره ۲، شماره پیاپی ۱۲۵، صص ۴۰-۵۱.
- ۴- جعفری، مصطفی (۱۳۸۷): نوسان‌های وقوع باد و روزهای توفانی طی نیم قرن گذشته در منطقه خزری، فصل نامه تحقیقات جنگل و صنوبر ایران، جلد ۱۶، شماره ۴، صص ۵۹۸-۵۳۸.
- ۵- خوش اخلاق، فرامرز، ماهوتچی، محمدحسن (۱۳۹۸): واکای همدیدی بارش‌های تندری مخرب مشهد، نشریه علوم و تکنولوژی محیط‌زیست، دوره بیست و یکم، شماره ۱۲، اسفند ۹۸، صص ۲۳۵-۲۴۵.
- ۶- رحیمی، نفیسه، جهانبخش اصل، سعید، صلاحی، برومند (۱۳۹۸): تحلیل آماری - همدید بادهای توفنده زمستانه و تابستانه شهرستان‌های اردبیل، پارس‌آباد و خلخال در بازه زمانی ۱۹۹۲-۲۰۱۲، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۲۳، شماره ۷۰، صص ۱۶۷-۱۴۵.
- ۷- رئیس پور، کوه زاد، فهیمی، هلاله، پورکریم، رؤیا (۱۳۹۹): واکای توزیع زمانی - مکانی سرعت باد سطحی در گستره‌ی جغرافیایی ایران با استفاده از مدل MERRA-2، فصل نامه جغرافیای طبیعی، شماره ۴۸، صص ۸۹.
- ۸- فرج زاده اصل منوچهر، رازی، مهین (۱۳۹۰): بررسی توزیع زمانی و مکانی طوفان‌ها و بادهای شدید در ایران، پژوهش‌های آبخیزداری، شماره ۹۱، صص ۲۱.
- ۹- فرج زاده اصل منوچهر (۱۳۹۲): مخاطرات اقلیمی ایران، چاپ اول، تهران، انتشارات سمت، صص ۱۷۱.
- قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۸۹): نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم‌افزار Grads، تهران، انتشارات سها دانش، صص ۱۵۹.
- ۱۰- قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۹۰): کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز، فصلنامه فضای جغرافیایی دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، سال یازدهم، شماره ۴۳، صص ۲۰۸-۱۸۲.
- ۱۱- طاووسی، تقی، خسروی، محمود، لطفی پور، زینب (۱۳۹۳): بررسی احتمال رخداد توفان‌های فرین در دریاهای ساحلی مورد: کرانه‌های شبه‌جزیره بوشهر، مجله زیست‌شناسی دریا، سال ششم، شماره ۲۱، صص ۵۰-۳۹.
- ۱۲- عبادی نژاد، سید علی، اصانلو، علی (۱۳۸۹): بررسی تأثیر باد بر ایمنی حمل و نقل، فصل نامه مطالعات مدیریت ترافیک، سال پنجم، شماره ۱۸، صص ۹۴.
- ۱۳- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱): اقلیم‌شناسی سینوپتیک، چاپ اول، تهران، انتشارات سمت، صص ۹۷.
- ۱۴- کاویانی، محمدرضا، علیجانی، بهلول (۱۳۷۹): مبانی آب و هواشناسی، چاپ هفتم، تهران، انتشارات سمت، صص ۲۵۹.
- ۱۵- کیانی، مهرداد، ابوالفتحی، داریوش (۱۳۹۴): الگوهای حرکتی جریان بادهای غالب و پیامدهای محیط‌زیستی آن‌ها در ارتباط با استقرار ساختمان‌ها و معابر شهری نهبوند در غرب ایران، فصلنامه انسان و محیط‌زیست، شماره ۳۲، بهار ۹۴، صص ۵۷-۴۷.
- ۱۶- کیخسروی، قاسم، حاصلی، محبوبه (۱۳۹۶): شبیه‌سازی خط سیر چند نمونه از طوفان‌های گرد و غبار شدید استان کرمانشاه از دیدگاه همدید و مدل HYSPLIT، فصل نامه جغرافیای طبیعی، شماره ۳۷، صص ۵۹.
- ۱۷- کیخسروی، قاسم؛ خالدی، شهریار، یحیوی، آمنه (۱۳۹۹): بررسی ساز و کار پدیده گرم باد در رشته‌کوه‌های البرز غربی، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال هفتم، شماره ۳، صص ۷۸-۶۱.
- ۱۸- لشکری، حسن، کیخسروی، قاسم (۱۳۸۷): تحلیل آماری سینوپتیکی توفان‌های گرد و غبار استان خراسان رضوی در فاصله زمانی (۲۰۰۵-۱۹۹۳)، مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۰، شماره ۶۵، صص ۳۳-۱۷.
- ۱۹- مارتین، جان‌تان ای (۱۳۸۸)، دینامیک جو در عرض میانه، ترجمه سید ابوالفضل مسعودیان، تهران، انتشارات سمت، چاپ اول، صص ۲۳۹.

- ۲۰- مرادی، محمد، سلیقه زاده، مهرنوش، ارکیان، فروزان (۱۳۹۶): ارزیابی موردی چینش قائم باد سطوح بالا، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، سال هشتم، شماره ۳۱ و ۳۲، زمستان ۱۳۹۶، صص ۸۹-۱۰۲.
- ۲۱- مفیدی، عباس، جعفری، سجاد (۱۳۹۰): بررسی نقش گردش منطقه‌ای جو بر روی خاورمیانه در وقوع توفان‌های گرد و غباری تابستانه در جنوب غرب ایران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال دوم، شماره پنجم، پاییز ۱۳۹۰، صص ۴۵-۱۷.
- ۲۲- نامداری، سودابه، کریمی، نعمت‌ا...، محمدی، غلام حسن (۱۳۹۶): تحلیل الگوی رفتاری توفان‌های گرد و خاک استان‌های غرب و جنوب غرب ایران و ارتباط آن با توفان‌های گرد و خاک خاورمیانه، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، سال ۸، شماره ۳۱ و ۳۲، پاییز و زمستان ۱۳۹۶، صص ۱۲۲-۱۰۳.
- ۲۳- نوری افسوران، شیرین (۱۳۹۷): تحلیل و طبقه‌بندی بادهای توفنده شهرستان اردبیل در دو دهه گذشته بر اساس مؤلفه مینا، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه محقق اردبیلی، استاد راهنما برومند صلاحی.

- 24- Al-Abbasi, K. A. Labban, A. H. Awad, A. M. (2022): Synoptic Characteristics Of The Spatial Variability Of Spring Dust Storms Over Saudi Arabia, *Atmósfera*, Vol 39, Pp 1.
- 25- Bao, C. Yong, M. Bueh, C. Bao, Y. Jin, E. Bao, Y. Purevjav, G. (2022): Analyses Of The Dust Storm Sources, Affected Areas, And Moving Paths In Mongolia And China In Early Spring. *Remote Sens*, Vol 14, Pp 1-17.
- 26- Bluestein, H.R. (1992): Synoptic – Dynamic Meteorology In Midlatitude: Vol. II. Oxford University Press, Pp 594.
- 27- Choi, Y. Park, C. Son, S.W, Kim, H. (2021): Long-Term Trend Of Surface Wind Speed In Korea: Physical And Statistical Homogenizations, *Journal Of The Korean Meteorological Society*, Vol 31. Pp 553-562.
- 28- Delden. A. V (2001): The Synoptic Setting Of Thunderstorms In Western Europe, *Atmospheric Research*, Vol 56, Pp89-110.
- 29- Deng, F; Xou, X; Liu, H. Chen, W. (2007): Evector Of Dust Storm PM 2.5 On Cell Proliferation An Cell Cycle In Human Lunny Wbroblasts: Toxicology In Virto: Vol 21, Pp 632-638.
- 30- Hamidi, M. Kavianpour, M. Shao, Y. (2013): Synoptic Analysis Of Dust Storms In The Middle East, *Asia-Pacific Journal Of Atmospheric Sciences*, Vol 49, Pp 279-286.
- 31- Hoker, James, Basara, Jeffrey B. (2007): A 10-Year Spatial Climatology Of Squall Line Storm Across Oklahoma, *International Journal Of Climatology*, Vol 28, Pp765-775.
- 32- Kolendowicz.L. (2012): Synoptic Patterns Associated With Thunderstorms In Poland, *Meteorologsche Zeitschrift, Fast Track*, April 2012, Pp 1-12.
- 33- Lin Pin-Fang, Chang Pao-Liang, Jou Ben Jong-Dao, Wilson James W, Roberts Rita.D. (2011): Warm Season Afternoon Thunderstorm Characteristics Under Weak Synoptic-Scale Forcing Over Taiwan Island, *Weather And Forecasting*, Vol 26, Pp44-60.
- 34- Lorenzo, M. Lönn, J. Azorin-Molina, C. Zhou, C. Angstrom, E. Wern, L.T, Hailstorm, S. Zhang, G. Shen, C. Pezzoli, A. Chen, D. (2022): The Contribution Of Large-Scale Atmospheric Circulation To Variations Of Observed Near-Surface Wind Speed Across Sweden Since 1926, Vol 10, Pp 1-25.
- 35- Meng, Z. Zhang, Q. (2007): Damage Efect Of Dust Storm PM2.5 On DNA In Alveolar Macrophages And Lung Cells Of Rats; *Food And Chemical Toxicology*; XXX: Pp 1-7.
- 36- Shin, Y. Kim, J.H. Chun, H.Y. Jang, W. Son, S.W. (2022): Classification Of Synoptic Patterns With Mesoscale Mechanisms For Downslope Windstorms In Korea Using A Self-Organizing Map, *Journal Of Geophysical Research: Atmospheres*, Vol 127, Pp 1.
- 37- Strahler, A. H. Srahlr, A. N. (1992): *Modern Physical Geography*. 4th Edition: Von Hoffman Press. Pp 596.
- 38- Vessey, A.F. Hodges, K.I. Shaffrey, L.C. Day, J. J. (2022): The Composite Development And Structure Of Intense Synoptic-Scale Arctic Cyclones, *Weather Clim. Dynam.* Vol 3, Pp1097-1112.