

مطالعه‌ی وضعیت ناپایداری هوا و الگوهای سینوپتیکی مؤثر بر وقوع توفان‌های گرد و خاک (مطالعه‌ی موردی : مشهد)

محمد موسوی بایگی (دانشیار هواشناسی گروه مهندسی آب دانشگاه فردوسی مشهد، نویسنده مسؤول)

mousavi500@yahoo.com

بتول اشرف (دانشجوی دکتری هواشناسی کشاورزی گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد)

چکیده

توفان‌های گرد و خاک رخدادهای طبیعی هستند که در مناطق خشک و نیمه خشک جهان رخ می‌هند. در این پژوهش به منظور بررسی توفان‌های گرد و خاک به وقوع پیوسته در مشهد، طی سی سال آماری (۸۸-۱۳۵۹) ابتدا تعداد روزهای درگیر با این پدیده (روزهایی با سرعت باد بیشتر از پانزده متر بر ثانیه و دید افقی کمتر از هزار متر) شناسایی و شمارش شده و از مجموع آن‌ها مقادیر ماهانه برای هر سال و در نهایت، میانگین سی ساله تعداد روزهای توفانی هر ماه به دست آمد. سپس شدیدترین روز توفانی در این دوره‌ی آماری، به عنوان نمونه انتخاب شده و مقادیر فشار، دما و دمای نقطه‌ی شبنم متعلق به این روز و نیز روز قبل آن، که توسط رادیوسوند در لایه‌های مختلف جو ثبت شده، با استفاده از نرم افزار Digital Atmosphere روی تفی‌گرام پلات شده و نمایه‌ی قائم دما و دمای نقطه شبنم برای این روزها ترسیم گردید و کلیه‌ی محاسبات مربوط به شاخص‌های مهم ناپایداری جو روی این نمودارها انجام شد. در نهایت، برای تأیید تحلیل‌های صورت گرفته توسط تفی‌گرام، تحلیل نقشه‌های سینوپتیکی نیز با استفاده از نقشه‌های هم ژئوپتانسیل سطح زمین و نیز نقشه‌های هم دما برای این روزها صورت گرفت. نتایج نشان داد که بیشتر توفان‌های مشهد در شروع فصل تابستان (خرداد ماه) و در هنگام ورود توده‌های هوای گرم به منطقه رخ داده و ماه‌های آذر و دی، کم‌ترین میزان وقوع توفان گرد و خاک را دارند. مقادیر شاخص‌های ناپایداری محاسبه شده، همگی نشان دهنده‌ی ناپایداری متوسط هوا در صبح روز قبل از توفان و نیز بعدازظهر روز رخداد توفان و ناپایداری شدید

هوا در ساعات وقوع توفان می‌باشد. به عنوان مثال مقدار شاخص SWEAT که مهمترین شاخص در ارتباط با توفان است، در روز وقوع توفان برابر ۴۳۱/۷ بوده که نشان از شدت بسیار بالای توفان مذکور به نسبت پتانسیل منطقه‌ی مورد مطالعه دارد. بررسی الگوهای سینوپتیکی روز وقوع توفان و روز قبل از آن نیز مؤید تحلیل نمایه‌ی قائم جو بوده و نشان داد که تقابل هوای گرم جنوبی با هوای سرد شمالی در روی منطقه، موجب تشکیل جبهه‌ی هوا و وقوع ناپایداری شدید و توفان گرد و خاک شده است.

کلیدواژه‌ها: تفی گرام، توفان گرد و خاک، سامانه‌های فشاری، شاخص SWEAT، نمایه‌ی قائم جو.

درآمد

توفان‌های گرد و خاک، رخداد‌های طبیعی هستند که در مناطق خشک و نیمه خشک جهان رخ می‌دهند. بارندگی اندک، فقر پوشش گیاهی، کاهش رطوبت خاک سطحی، افزایش حساسیت خاک به فرسایش بادی، بادهای شدید و تبدیل اراضی زراعی به اراضی بایر، از عوامل شکل‌گیری توفان‌های گرد و خاک هستند. با وجود این که این پدیده‌ی طبیعی در آسیای مرکزی به صورت گسترده رخ می‌دهد، ولی تا قبل از دهه‌ی ۱۹۶۰، مطالعه‌ی جامع و عمیقی در این خصوص صورت نگرفته بود. در سال ۱۹۶۱، رومانو براساس مشاهده‌های داده‌های هواشناسی قزاقستان در یک دوره‌ی پنج ساله به مطالعه‌ی توفان‌های گرد و خاک در این کشور پرداخت و بادهای شمالی، شمال غربی و شمال شرقی را عامل اصلی وقوع آن‌ها عنوان نمود. در سال ۱۹۷۸ نقشه‌های تشخیص روزهای با توفان گرد و خاک در کشور قزاقستان، به وسیله‌ی سمنوف و تولینا تهیه شد. دایان نیز در سال ۱۹۸۶، مسیریابی توفان‌های گرد و خاک را برای سرزمین فلسطین اشغالی انجام داد. چن (۱۹۹۶) در مطالعه‌ی چین بیان نمود که با افزایش رطوبت خاک، میزان توفان‌های شدید گرد و خاک به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد. فنگ و همکاران (۲۰۰۲) تأثیر توفان‌های خاک بر سلامتی و تنفس انسان را بررسی کرده و نشان دادند که ارتباط معناداری بین آن‌ها وجود دارد. اورلوسکی (۲۰۰۲) خشک شدن دریاچه آرال را عامل اصلی شکل‌گیری توفان‌های گرد و خاک در آسیای مرکزی بیان نمود. همچنین اورلوسکی و دوردیو در سال ۲۰۰۵ توزیع زمانی و مکانی توفان‌های گرد و خاک ترکمنستان را مورد مطالعه قرار داده و دو فصل بهار و تابستان را دارای

بیشترین فراوانی رخداد این پدیده دانسته و منطقه‌ی بیابانی قره قوم را به عنوان عامل اصلی رخداد توفان در این کشور معرفی نمودند.

ایران نیز به دلیل قرارگرفتن روی کمربند جهانی بیابان زایی و فرسایش بادی، از نواحی مستعد وقوع توفان های گرد و خاک به شمار می رود و چنانچه مشاهده شده است در سال های اخیر با توجه به رخداد خشکسالی های متناوب، وقوع این پدیده در نقاط مختلف کشور افزایش یافته و موجب خسارات فراوان شده است. با توجه به اهمیت این موضوع، مطالعاتی هرچند اندک در ارتباط با این پدیده‌ی مخرب در کشور صورت گرفته که می توان موارد زیر را ذکر نمود. مرجانی در سال ۱۳۷۲ با استفاده از تحلیل نقشه های سینوپتیکی به بررسی علل وقوع این توفان ها در منطقه خراسان بزرگ پرداخت و حرکت سامانه‌ی پرفشار سیبری در زمستان و پرفشار جنب حاره در تابستان را، به عنوان عامل اصلی وقوع توفان در این منطقه مطرح نمود. حسینی در سال ۱۳۷۹ با تحلیل شاخص های ناپایداری و نقشه های سینوپتیکی، توفان های شدید تهران را مطالعه کرده و عوامل اصلی ایجاد آن ها را حاکمیت هوای سرد قبل از عبور جبهه سرد، وجود ناپایداری، همجواری بودن با منطقه کویر و وجود مرکز کم فشار بسته شده ۱۰۰۴ هکتوپاسکالی دانست. امیدوار در سال ۱۳۸۷ با استفاده از داده های سرعت باد و دید افقی و تحلیل نقشه های سینوپتیکی در یک دوره‌ی آماری بیست ساله، توفان های گرد و خاک استان یزد را مورد مطالعه قرار داد. وی در تحقیق خود مشاهده نمود که بیش از ۵۰ درصد توفان های این منطقه در دو ماه فروردین و اردیبهشت رخ داده و عبور یک سامانه‌ی کم فشار با جبهه سرد و خشک از سمت شمال غرب همراه با وجود ناوه در ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال و ناپایداری های محلی را مهمترین علل بروز این توفان های شدید در منطقه دانست. میری و همکاران (۱۳۸۸) نیز وقوع توفان های گرد و خاک در منطقه سیستان را پس از رخداد خشکسالی های تناوبی بررسی کرده و مشاهده نمودند که وقوع توفان های این منطقه پس از خشکسالی های سال ۱۳۷۸ به طور چشمگیری افزایش یافته است. همچنین این محققین بیان نمودند که ماه های خرداد، تیر، مرداد و شهریور بیشترین فراوانی وقوع توفان گرد و خاک در منطقه سیستان را داشته اند.

با توجه به خسارات فراوان توفان های گرد و خاک و تأثیر مستقیم آن بر زندگی روزمره بشر، شناخت علل وقوع این پدیده در تمامی مناطق مستعد آن برای ارائه یک الگوی کاربردی منبراساس با این نوع

شرایط جوی در جهت ایجاد آمادگی لازم برای مقابله و جلوگیری از خسارات احتمالی آن امری ضروری و لازم بوده و هدف از این پروژه نیز قرار گرفته است.

مواد و روش‌ها

در این تحقیق از داده‌های ایستگاه سینوپتیک شهر مشهد در استان خراسان رضوی واقع در طول جغرافیایی ۵۹ درجه و ۳۸ دقیقه شرقی، عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۱۶ دقیقه شمالی و ارتفاع ۹۹۹/۲ متر از سطح دریا، استفاده شده است. شهر مشهد به دلیل موقعیت جغرافیایی خاص که در منطقه مرزی بین شمال و جنوب خراسان قرار دارد و همچنین تداخل جبهه‌های مختلف آب و هوایی دارای آب و هوا و خصوصیات ویژه اقلیمی است. در مجموع این شهر دارای آب و هوای متغیر اما معتدل و متمایل به سرد و خشک است. میانگین ساعات آفتابی سالانه‌ی مشهد ۲۸۹۲ ساعت در سال و میانگین سالانه تابش رسیده به سطح زمین تقریباً ۱۹۵ وات بر متر مربع است (موسوی بایگی و اشرف، ۱۳۸۹). در شکل ۱ موقعیت جغرافیایی شهر مشهد در استان خراسان رضوی نشان داده شده است.

شکل ۱. موقعیت جغرافیایی شهر مشهد در استان خراسان رضوی



به منظور بررسی توفان های گرد و خاک به وقوع پیوسته در مشهد در طی سی سال آماری (۸۸-۱۳۵۹)، لازم است که روزهایی که با این پدیده روبرو بوده اند، مشخص شوند. براساس تعریف سازمان هواشناسی کشور به روزهایی که سرعت باد بیشتر از پانزده متر بر ثانیه (۳۰ نات) و دید افقی کمتر از هزار متر باشد، روزهای با توفان گرد و خاک گفته می شود. بنابراین ابتدا داده های روزانه سرعت باد و دید افقی ایستگاه هواشناسی سینوپتیک مشهد از بخش خدمات ماشینی سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. در بخش خدمات ماشینی روی این داده ها کنترل کیفی صورت گرفته و کلیه ی آزمون های همگنی، استقلال و کفایت داده ها انجام شده است. تنها در برخی موارد، خلأ داده ها با استفاده از ایستگاه های مجاور و به روش نسبت ها برطرف شده است. پس از پردازش و مرتب سازی داده ها، براساس تعریف ذکر شده در بالا، روزهای دارای توفان گرد و خاک در کل دوره ی آماری، شمارش شده و از مجموع آن ها مقادیر ماهانه تعداد روزهای روبرو شده با این پدیده برای هر سال به دست آمد. در نهایت میانگین سی ساله تعداد روزهای توفانی هر ماه جهت وضوح بیشتر محاسبه شد که نتایج در جدول ۱ نشان داده شده است. با توجه به کثرت این روزها و عدم امکان بررسی شرایط ناپایداری هوا و الگوهای سینوپتیکی حاکم بر منطقه در همه روزهای روبرو شده با این پدیده، تصمیم گرفته شد که شدیدترین روز توفانی مشهد طی سی سال آماری تحت مطالعه، به عنوان نمونه مورد بررسی قرار گیرد و بر این اساس، روز ۱۲ خرداد ۱۳۸۷ (۱ ژوئن ۲۰۰۸) با سرعت باد بیست متر بر ثانیه و دید افقی پانصد و پنجاه متر مورد انتخاب قرار گرفت. براساس گزارشات موجود، شدت این توفان که از حوالی ساعت ۳ صبح محلی آغاز شده و هفت ساعت به طول انجامیده، به گونه ای بوده که علاوه بر وارد آمدن خسارات سنگین به بخش کشاورزی، موجب قطع شبکه برق در برخی مناطق و کشته و مصدوم شدن چند تن شده است. با توجه به این که هدف از این تحقیق، ارائه ی یک الگوی کاربردی در جهت ایجاد آمادگی برای مقابله با این پدیده مخرب می باشد، لازم است که روز قبل از وقوع این توفان (۱۱ خرداد ۱۳۸۷) نیز به منظور شناخت شرایط حاکم بر منطقه، قبل از اوج فعالیت سامانه های جوی مورد بررسی قرار گیرد. بنابراین جهت بررسی شرایط ناپایداری هوا در شدیدترین روز توفانی و نیز روز قبل از آن ابتدا مقادیر فشار، دما و دمای نقطه شبنم در لایه های مختلف جو که توسط رادیوسوند در ساعات صفر و ۱۲ گرینویچ روزهای مذکور اندازه گیری شده است، مورد نیاز بود که این داده ها نیز از طریق سازمان هواشناسی کشور به دست آمده و پس از آن توسط

نرم افزار Digital Atmosphere بر روی تفی گرام پلات شده و بدین ترتیب نمایه‌ی قائم دما و دمای نقطه‌ی شبنم برای این روزها ترسیم گردید (شکل ۲) و سپس کلیه‌ی محاسبات مربوط به شاخص‌های مهم ناپایداری جو به صورتی، که در ادامه خواهد آمد، بر روی این نقشه‌ها انجام شد که اطلاعات استخراجی از این محاسبات در شکل ۲ و نیز جدول ۲ نشان داده شده است. در نهایت، جهت تأیید تحلیل‌های صورت گرفته توسط تفی گرام، تحلیل نقشه‌های سینوپتیکی نیز با استفاده از نقشه‌های هم ژئوپتانسیل سطح زمین (شکل ۳) و نیز نقشه‌های هم دما (شکل ۴) برای روزهای مورد مطالعه که در ساعات منبراساس با نقشه‌های تفی گرام (صفر و ۱۲ گرینویچ) از سایت سازمان ملی (NOAA)^۱ اخذ شده اند، صورت گرفت.

شاخص‌های ناپایداری جو

پایه ابر فرارفتی (LCL)^۲

منظور از پایه ابر فرارفتی، ارتفاعی است که اگر هوای سطحی به صورت آزاد یا واداشته صعود کند، در آن ارتفاع به نقطه‌ی شبنم خود رسیده و بنابراین اشباع خواهد شد. این ارتفاع به خودی خود دارای کاربرد خاصی نیست ولی در تعیین سایر پارامترهای جوی مؤثر، نقش بسزایی را ایفا می‌کند. با رسم خط دمای پتانسیل برای دمای سطحی و نیز خط میزان اختلاط مربوط به دمای نقطه شبنم و به دست آوردن محل تلاقی آن‌ها این ارتفاع به دست خواهد آمد (موسوی بایگی و اشرف، ۱۳۸۹).

سطح فرارفت آزاد (FCL)^۳

این سطح، سطحی است که اگر هوا تحت هر شرایطی (آزاد یا واداشته) به آن برسد، از آن پس آزادانه صعود خواهد کرد، زیرا انرژی لازم برای صعود را به صورت پتانسیل در خود داراست. به گونه‌ای که هر چه بالاتر می‌رود، پتانسیل انرژی آن افزایش می‌یابد. این صعود تا وقتی که انرژی نهفته‌ی ناشی از تراکم بخار آب و رها شدن گرمای نهان تبخیر، به دلیل افت رطوبت جو کاهش یابد، ادامه خواهد داشت. برای

1. National Oceanic and Atmospheric Administration
2. lifting Condensation Level
3. Free Convection Level

تعیین این سطح باید از سطح LCL در امتداد خط دمای پتانسیل اشباع، حرکت نمود تا جایی که این خط نمایه قائم دمای هوا را قطع کند (موسوی بایگی و اشرف، ۱۳۸۹).

شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی (CAPE)^۱

این شاخص، نشان دهنده‌ی بیشینه انرژی جنبشی ممکن بسته هوای ناپایدار، بدون در نظر گرفتن اثر بخار آب و آب متراکم شده در اثر صعود، می باشد. محاسبه‌ی این شاخص با فرض عدم اختلاط بسته هوا با محیط در هنگام صعود و انطباق فشار آن با فشار محلی محیط صورت می گیرد (هولتون، ۱۹۹۳). مقدار شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی در حقیقت برابر مساحت ناحیه مثبت بین دمای بسته هوا و دمای محیط است که با انتگرال گیری عمودی از نیروی شناوری بسته هوا، از سطح همرفت آزاد (FCL) تا سطح تعادل (EL)^۲ و با استفاده از رابطه‌ی زیر محاسبه می شود:

$$CAPE = g \int_{FCL}^{EL} \frac{\theta_p - \theta_E}{\theta_E} dz \quad (1)$$

که در این رابطه: $CAPE$ شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی (ژول بر کیلوگرم)، g شتاب جاذبه (متر بر مجذور ثانیه)، θ_p دمای پتانسیل بسته هوا (درجه سانتی گراد)، θ_E دمای پتانسیل محیط (درجه سانتی گراد) و dz ارتفاع صعود بسته هوا (متر) می باشد (مک کلونین، ۱۹۹۲). به طور کلی مقادیر مثبت این شاخص، نشان دهنده‌ی وجود ناپایداری است و هر چه مقدار آن زیادتر باشد اختلاف دمای بسته هوا با دمای محیط پیش تر شده و در نتیجه نیروی شناوری آن قوی تر بوده و بنابراین شتاب بالارو نیز بیش تر خواهد شد (میلر، ۱۹۷۲؛ مانچیف و گرین، ۱۹۷۲).

شاخص شوالتر (SHOW)^۳

این شاخص توسط شوالتر (۱۹۵۳) و به صورت ارتباط زیر بیان شده است :

1. Convective Available Potential Energy
2. Equilibrium Level
3. Showalter Index

$$SHOW = T_{E500} - T_{p500} \quad (2)$$

در این رابطه $SHOW$ شاخص شوالتر (درجه سانتی گراد)، T_{E500} دمای محیط در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی (درجه سانتی گراد) و T_{p500} دمای بسته هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی (درجه سانتی گراد) است به شرط آن که بسته‌ی هوای اولیه از سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی شروع به صعود کرده باشد. به طور کلی مقادیر صفر تا (-۳) این شاخص نشان دهنده ناپایداری کم و (-۴) تا (-۷) گویای ناپایداری زیاد می باشد و در صورتی که مقادیر محاسبه شده کمتر از (-۸) باشد، ناپایداری خیلی شدید وجود خواهد داشت و در نتیجه‌ی بسته هوا بیشتر صعود خواهد کرد (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵).

شاخص K (KINX) ^۱

مقدار این شاخص با استفاده از ارتباط زیر به دست می آید:

$$KINX = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (3)$$

که در آن T و T_d به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه‌ی سانتی گراد) در سطوح ذکر شده هستند. در صورتی که مقدار این شاخص کمتر از ۱۵ باشد، هوا کاملاً پایدار است و در حقیقت مقادیر بالای ۱۵ این شاخص، گویای ناپایداری هوا است، به گونه‌ای که مقادیر ۱۵ تا ۲۰ ناپایداری بسیار کم، ۲۱ تا ۲۵ ناپایداری کم، ۲۶ تا ۳۰ ناپایداری متوسط، ۳۱ تا ۳۵ ناپایداری زیاد و ۳۶ تا ۴۰ ناپایداری بسیار زیاد را نشان می دهند و مقادیر بزرگتر از ۴۰ نشان دهنده‌ی هوای کاملاً ناپایدار است (جرج، ۱۹۶۰).

شاخص هوای مخرب (SWEAT) ^۲

این شاخص بیش تر در مناطقی که در معرض توفان های سهمگین قرار دارند، کاربرد دارد و مقدار آن با استفاده از ارتباط زیر به دست می آید:

$$SWEAT = 12(T_{d850}) + 20(TT - 49) + (2F_{850} + F_{500}) + 125[\sin(WD_{500} - WD_{850})] \quad (4)$$

1. K Index
2. Storm Weather

که در آن T_{d850} دمای نقطه شبنم در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی (درجه سانتی گراد)، F سرعت باد در سطوح ذکر شده (نات)، WD جهت باد در سطوح ذکر شده (درجه) و TT شاخص مجموع مجموع ها بوده و برابر است با:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{d500}) \quad (5)$$

در این ارتباط نیز T و T_d به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه‌ی سانتی گراد) در سطوح ذکر شده هستند. در مورد این شاخص، مقادیر کمتر از ۳۰۰ نشان دهنده ناپایداری ضعیف، ۳۰۰ تا ۳۹۹ ناپایداری متوسط، ۴۰۰ تا ۵۹۹ ناپایداری زیاد و بیشتر از ۶۰۰ ناپایداری خیلی زیاد می باشد. (مک ایتاش و تام، ۱۹۶۹؛ مک کلونین، ۱۹۹۲).

یافته‌های تحقیق

در جدول ۱ تعداد روزهای دارای توفان گرد و خاک مشهد در دوازده ماه سال در یک دوره آماری سی ساله (۸۸-۱۳۵۹) نشان داده شده است.

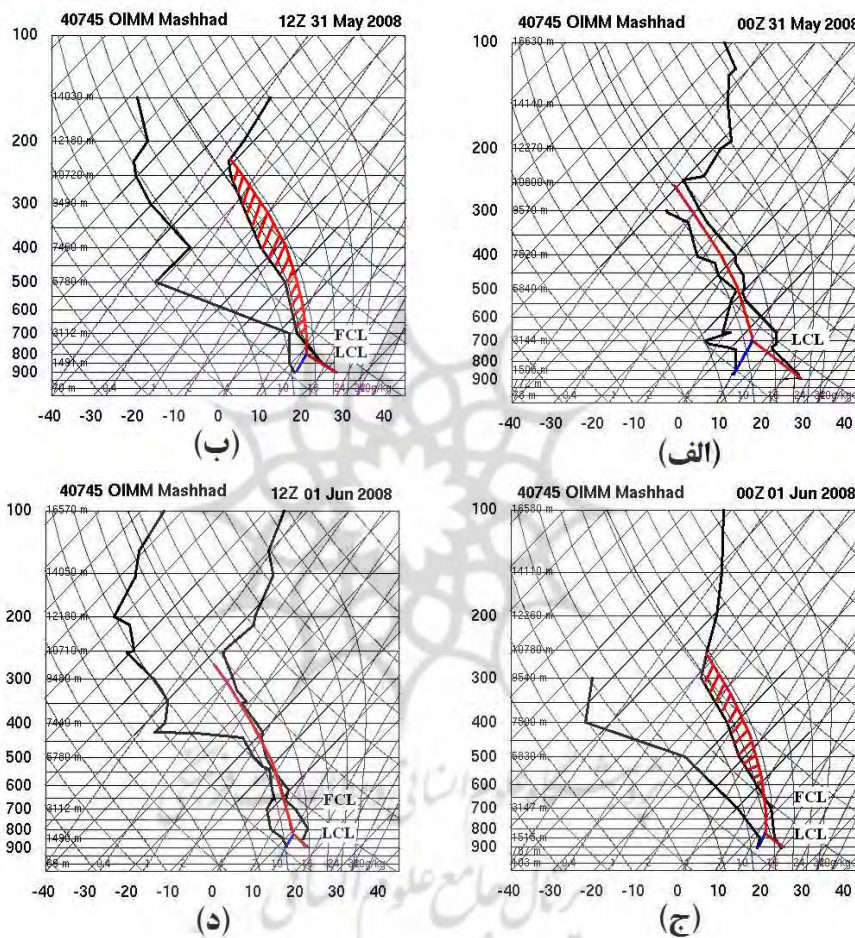
جدول ۱. تعداد روزهای دارای توفان گرد و خاک در ماه‌های مختلف دوره‌ی آماری سی ساله مشهد

سال	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
۱۳۵۹	۷	۵	۹	۱۳	۳	۸	۱	۳	۲	۱	۱	۴
۱۳۶۰	۰	۳	۴	۵	۴	۶	۰	۰	۱	۰	۲	۵
۱۳۶۱	۹	۳	۳	۴	۴	۴	۲	۱	۰	۷	۱	۳
۱۳۶۲	۵	۳	۰	۱	۴	۰	۱	۰	۰	۰	۲	۱
۱۳۶۳	۳	۴	۳	۱	۳	۱	۵	۵	۰	۰	۱	۲
۱۳۶۴	۱	۷	۷	۴	۸	۶	۱۰	۵	۵	۵	۵	۱۰
۱۳۶۵	۱	۳	۴	۴	۱	۰	۴	۰	۰	۰	۰	۰
۱۳۶۶	۹	۲	۵	۸	۳	۲	۳	۳	۰	۳	۰	۴
۱۳۶۷	۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۱۳۶۸	۱	۰	۰	۰	۰	۱	۲	۰	۰	۰	۰	۰

۱	۰	۰	۱	۰	۴	۲	۵	۳	۶	۱	۲	۱۳۶۹
۱	۱	۱	۱	۰	۴	۴	۳	۸	۱	۲	۲	۱۳۷۰
۱	۲	۱	۰	۰	۳	۱	۷	۰	۸	۲	۶	۱۳۷۱
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۴	۱	۷	۸	۲	۴	۱۳۷۲
۰	۰	۱	۰	۰	۰	۲	۴	۰	۸	۱	۲	۱۳۷۳
۰	۱	۰	۰	۳	۰	۷	۰	۲	۱	۲	۴	۱۳۷۴
۲	۰	۰	۰	۰	۱	۲	۶	۰	۱	۲	۰	۱۳۷۵
۱	۲	۱	۰	۶	۵	۰	۳	۳	۲	۰	۲	۱۳۷۶
۳	۰	۰	۰	۱	۸	۳	۹	۹	۱۶	۹	۶	۱۳۷۷
۲	۶	۰	۳	۰	۸	۵	۱۲	۱۳	۱۶	۴	۶	۱۳۷۸
۰	۱	۱	۱	۱	۳	۲	۷	۲	۱۲	۷	۲	۱۳۷۹
۳	۲	۴	۲	۱	۰	۴	۶	۲	۹	۶	۷	۱۳۸۰
۳	۱	۱	۴	۳	۱	۳	۷	۷	۳	۴	۰	۱۳۸۱
۱	۰	۰	۲	۱	۵	۴	۶	۸	۱۷	۲	۱	۱۳۸۲
۷	۰	۰	۲	۳	۳	۸	۱۲	۹	۸	۱۳	۴	۱۳۸۳
۰	۰	۰	۱	۲	۱	۱۰	۷	۶	۶	۶	۲	۱۳۸۴
۱	۱	۱	۰	۵	۳	۲	۲	۶	۳	۱	۳	۱۳۸۵
۰	۰	۰	۱	۳	۱	۵	۳	۱	۰	۳	۱	۱۳۸۶
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۶	۱	۳	۳	۲	۱۳۸۷
۱	۱	۱	۱	۳	۰	۴	۳	۱۱	۸	۷	۰	۱۳۸۸
۱/۸۶	۱	۰/۹۳	۰/۹	۱/۶۳	۲/۶	۳/۴	۴/۶	۴/۶	۵/۷	۳/۵۶	۳/۲	میانگین

چنان چه ملاحظه می شود بیشترین آمار وقوع توفان ها در دوره مورد مطالعه، مربوط به خرداد ماه و کمترین آن‌ها متعلق به ماه‌های آذر و دی است. این موضوع تأیید می کند که بیشتر توفان‌ها در شروع فصل تابستان و در هنگام ورود توده‌های هوای گرم به منطقه رخ می دهند و در واقع در فصل سرد سال که هوا سرد و سنگین است، سکون نسبی هوا مانع از وقوع چنین توفان‌هایی می شود.

شکل ۲. نقشه های تفی گرام در (الف) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز قبل از توفان، (ب) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز قبل از توفان، (ج) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز توفان و (د) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز توفان



با توجه به فراوانی وقوع توفان‌های رخ داده در منطقه‌ی مورد مطالعه، چنان چه قبلاً ذکر شد بررسی همه آن‌ها در این مقاله پذیر نبوده و تنها اطلاعات مربوط به شدیدترین توفان رخ داده طی سی سال آماری گذشته در ادامه ارائه می‌شود. در شکل ۲، نمایه‌ی قائم دمای هوا و دمای نقطه شبنم روز قبل و روز وقوع توفان منتخب، نشان داده شده است. همچنین تراز FCL و LCL نیز در این شکل مشخص

شده است. چنانچه در چهار نمودار شکل ۲ مشاهده می‌شود، ناپایداری هوا از نیمه‌های شب روز قبل از توفان، آغاز شده (نمودار ۲- ب) و تا پایان روز توفان (نمودار ۲- ج) ادامه یافته است. موقعیت تراز LCL و FCL و نزدیکی این سطوح در این شکل، بیانگر ناپایداری شدید هوا طی همین مدت است. شاخص-های ناپایداری جوی محاسبه شده با استفاده از این نمودارها در جدول ۲ نشان داده شده است.

جدول ۲. مقادیر شاخص‌های ناپایداری محاسبه شده با استفاده از نقشه‌های تفی گرام در روزهای مورد مطالعه

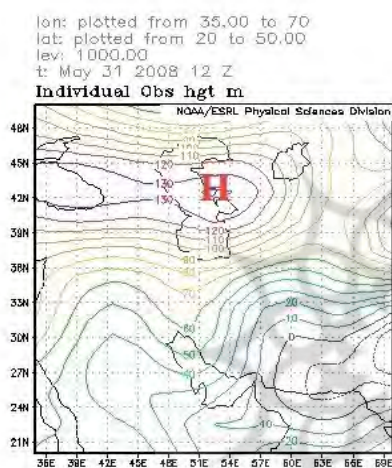
زمان	ساعت	LCL	FCL	CAPE	SHOW	KINX	SWEAT
روز قبل از توفان	۰	۶۹۸/۴	-	۱۲۴/۵	-۲/۳۳	۲۷/۱۱	۲۴۴/۸
روز توفان	۱۲	۷۶۵/۸	۷۳۱	۳۷۵/۸	-۳/۷۹	۳۵/۳	۳۳۷/۲
روز قبل از توفان	۰	۸۱۶/۳	۶۰۷/۸	۳۵۳/۴	-۴/۸۴	۴۱/۸	۴۳۱/۷
روز توفان	۱۲	۸۱۰	۶۶۱/۴	۱۸۷/۷	-۱/۷	۳۰/۹	۲۰۰/۲

مقایسه‌ی مقادیر شاخص‌های ناپایداری موجود در جدول بالا با مقادیر مرجع ارائه شده در بخش قبل، همگی حاکی از ناپایداری متوسط هوا در صبح روز قبل از توفان و نیز بعد از ظهر روز رخداد توفان و ناپایداری شدید هوا در ساعات وقوع توفان می‌باشد. در میان شاخص‌های ارائه شده در این جدول، مهم-ترین آن‌ها در ارتباط با توفان، شاخص هوای منخرب (SWEAT) می‌باشد، البته همان طور که قبلاً ذکر شد بیش‌تر برای مناطق با توفان‌های سهمگین کاربرد دارد. با این وجود اگرچه منطقه مشهد در زمره این مناطق قرار نمی‌گیرد، اما چنان چه مشاهده می‌شود، شاخص مذکور در روز وقوع توفان منتخب با مقدار ۴۳۱/۷ نشان دهنده ناپایداری زیاد هوا (حتی در مقیاس مناطق ذکر شده) بوده و این مطلب بیانگر شدت بسیار بالای توفان مذکور به نسبت پتانسیل منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

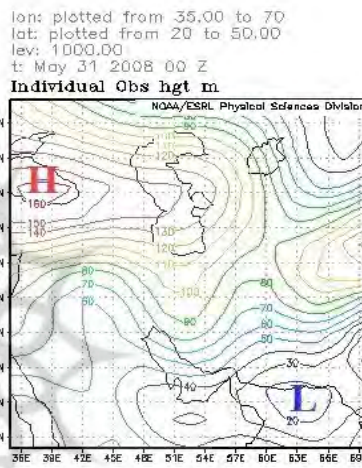
بررسی نقشه‌های هم ژئوپتانسیل (شکل ۳) و هم دمای (شکل ۴) روز وقوع توفان و روز قبل از آن نیز مؤید مطالعه‌ی نمایه قائم جوی و تحلیل نمودارهای تفی گرام است. چنان چه در شکل (۳- الف) مشاهده می‌شود، دو سامانه‌ی کم فشار و پرفشار به ترتیب در جنوب شرقی و شمال غربی ایران در صبح روز قبل

از توفان مستقر بوده است. سامانه پرفشار مذکور در بعد از ظهر همان روز به سمت شرق در حرکت بوده (شکل ۳-ب) و به این ترتیب هوای سرد را به سمت منطقه‌ی مورد مطالعه رانده است.

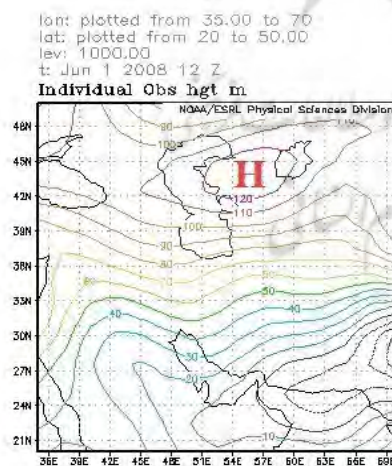
شکل ۳. نقشه‌های هم ژئوپتانسیل در (الف) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز قبل از توفان، (ب) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز قبل از توفان، (ج) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز توفان و (د) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز توفان



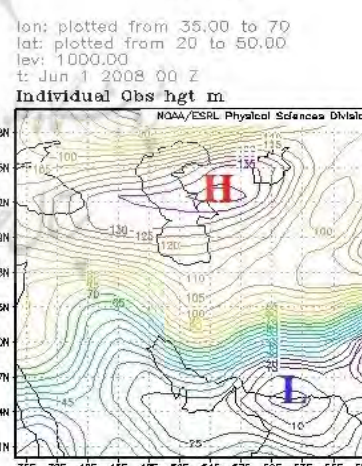
(ب)



(الف)

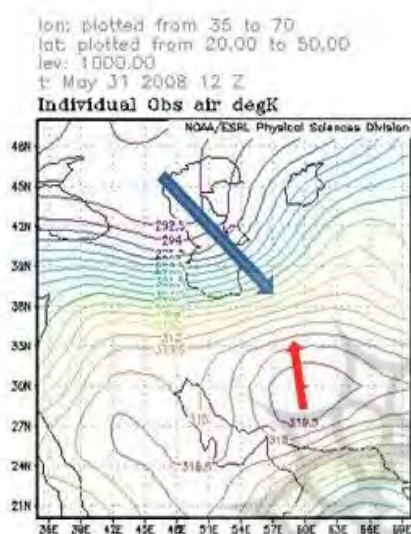


(د)

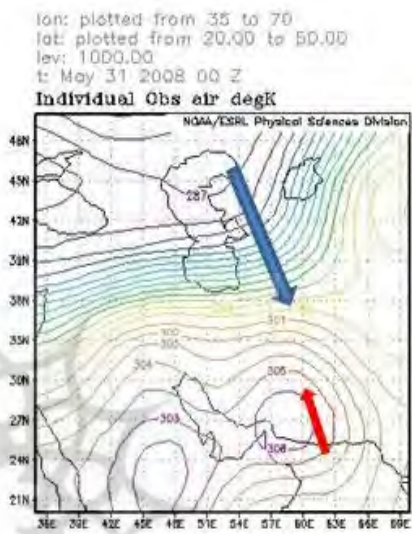


(ج)

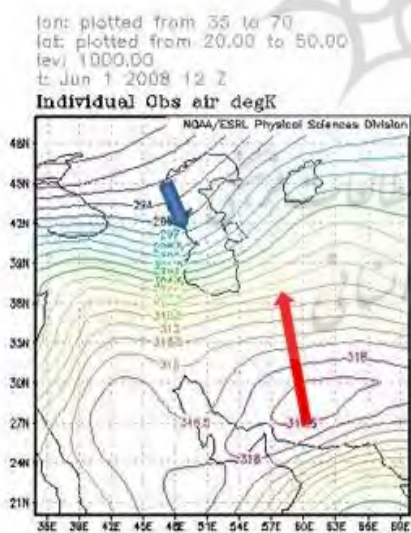
شکل ۴. نقشه‌های هم‌دما در (الف) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز قبل از توفان، (ب) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز قبل از توفان، (ج) ساعت صفر گرینویچ (۳/۵ صبح محلی) روز توفان و (د) ساعت ۱۲ گرینویچ (۳/۵ بعدازظهر محلی) روز توفان



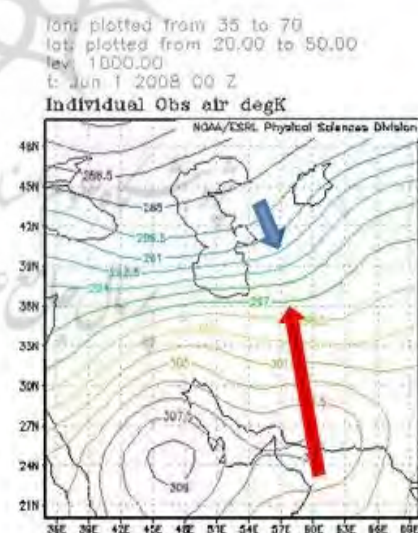
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

این مطلب روی نقشه‌ی هم دمای مربوط به این زمان (شکل ۴-الف و ب) نیز به خوبی مشهود است. در روز وقوع توفان، سامانه پرفشار از منطقه عقب نشینی کرده و فرصت نفوذ را برای سامانه‌ی کم فشار جنوب شرقی که حامل هوای گرم و خشک بوده، فراهم نموده است (شکل ۳-ج و د). انتقال هوای گرم از عرض های پایین و عقب نشینی هوای سرد نیز به خوبی در شکل (۴-ج) و (د) ملاحظه می شود. در حقیقت تقابل هوای گرم جنوب شرقی با هوای سرد شمالی روی منطقه مورد مطالعه، موجب ناپایداری شدید هوا و ایجاد توفان گرد و خاک شده است. این شرایط اگر در فصل سرد سال اتفاق می افتاد، احتمالاً موجب بارندگی های قابل توجهی می شد. همچنین اگر هوای گرم جنوبی در همین ایام نیز از رطوبت کافی برخوردار می بود، باز هم وقوع بارندگی دور از انتظار نبود. اما با توجه به شرایط منطقه و گرمی نسبی هوا در خرداد ماه و خلأ رطوبت، ناپایداری شدید حاکم، صرفاً موجب ایجاد گرد و خاک شدید شده است.

قدردانی و سپاس

نگارندگان مقاله بدین وسیله از حمایت و همکاری معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد، برای انجام این تحقیق در قالب طرح تحقیقاتی شماره ۱۶۷۵۲/۲، قدردانی و سپاسگزاری می نمایند.

کتابنامه

۱. امیدوار، ک. (۱۳۸۷). «تحلیلی از رژیم های بادهای شدید و توفانی یزد». فصلنامه ی مدرس علوم انسانی. دوره ی چهاردهم. شماره ۱. ص ۸۳ تا ۱۰۵.
۲. حسینی، س. ب. (۱۳۷۹). «مطالعه ی سینوپتیکی توفان های شدید در تهران». پایان نامه ی کارشناسی ارشد هواشناسی. دانشگاه تربیت مدرس.
۳. صادقی حسینی، ع و رضائیان، م. (۱۳۸۵). «بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری ابرهای همرفتی اصفهان». دوازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ۳۲ (۲). ص ۸۳ تا ۹۸.
۴. مرجانی، س. ص. (۱۳۷۲). بررسی سینوپتیکی بادهای شدید بیش از ۱۵ متر بر ثانیه در خراسان. پایان نامه ی کارشناسی ارشد هواشناسی. دانشگاه تهران.
۵. موسوی بایگی، م. و اشرف، ب. (۱۳۸۹). «مقایسه ی روش تجربی بهینه برای برآورد تابش با مقیاس های زمانی مختلف در ناحیه ی اقلیمی مشهد». مجله ی جغرافیا و توسعه ی ناحیه ای. شماره ی چهاردهم. ص ۱۶۷ تا ۱۸۱.

۶. موسوی بایگی، م. و اشرف، ب. (۱۳۸۹). «بررسی و مطالعه‌ی نمایه قائم هوای منجر به بارندگی های مخرب تابستانه (مطالعه‌ی موردی: مشهد)». مجله‌ی آب و خاک. جلد ۲۴. شماره‌ی ۵. ص ۱۰۳۶ تا ۱۰۴۸.

۷. میری، ع. پهلوانروی، ا. و مقدم نیا، ع. (۱۳۸۸). «بررسی وقوع توفان های گرد و خاک در منطقه‌ی سیستان پس از وقوع خشکسالی های تناوبی». فصلنامه‌ی تحقیقات مرتع و بیابان ایران. جلد ۱۶. شماره‌ی ۳. ص ۳۲۹ تا ۳۴۲.

8. Chen, W., (1996), Wind tunnel test of the influence of moisture on the erodibility of loessial sandy loam soil by wind, *Journal of Arid Environments*, Vol. 34, 66-82.
9. Dayan, U., (1986), Climatology of back-trajectories from Israel based on synoptic analysis; *J. Climate Appl Meteor*, Vol. 25, 291-302.
10. Feng, Q., Endo, M., Cheng, K.N., (2002), Dust storm in China: A case study of dust storm Variation and dust characteristics, *Bull Eng Geol Env* 61, 55-68.
11. George J. J., (1960), *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, New York, 673 pp.
12. Holton J. R., (1993), *An introduction to dynamic meteorology*. 3rd edition, Academic Press, 511 pp.
13. McIlveen R., (1992), *Fundamentals of Weather and Climate*, published by Chapman & Hall, 2-6 Boundary Row, London SE1 8HN, UK, 497 pp.
14. McInthosh D. H., and Thom A. S., (1969), *Essentials of Meteorology*, wykeham publications (London) LTD, 239 pp.
15. Miller R.C., (1972), Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Report 200(R), Headquarters, Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL 62225, 190 pp.
16. Moncrieff M. W., and Green J. S., (1972). The propagation of steady convective overturning in shear. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 98: 336-352.
17. Orlovsky, N.S. and Durdyev, A., (2005), Dust storms in Turkmenistan. *Journal of Arid Environments*. 60, 83-97.
18. Orlovsky, N. and Orlovsky, L. (2002), White sand storms in Central Asia. In: Yang Youlin, Squires, V., Lu Qi (Eds.), *Global Alarm: Dust and Sand Storms from the World's Drylands*. UNCCD, Bangkok, pp.169-201.
19. Petterssen, S., (1956), *Weather Analysis and Forecasting*. McGRAW-HILL Book Company, 267 pp.
20. Romanov, N., (1961), *Dust storms in Central Asian*. Tashkent, 198PP.
21. Showalter A. K., (1953), A stability index for thunderstorm forecasting. *B. Am. Meteorol. Soc*, 34: 250-252.
22. WWW.ESRL.NOAA.GOV.