

تحلیل سینوپتیکی - دینامیکی توفان‌های تندری در جنوب غرب کشور

دکتر حسن لشکری
عضو هیأت علمی دانشگاه شهید بهشتی

زهرا حجتی
کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی

چکیده

به منظور بررسی شرایط سینوپتیکی-دینامیکی که در جنوب غرب کشور موجب ایجاد توفان‌های رعد و برق می‌گردد، داده‌های مربوط به ۱۶ ایستگاه سینوپتیک جنوب غرب ایران در دوره آماری ۱۰ ساله (۲۰۰۵-۱۹۹۶) استخراج گردید که با برازش با داده‌های بارندگی، شش نمونه از نوع توفان‌های شدید شناسایی گردید. با مطالعه روی سامانه‌های استخراج شده، دو نوع الگوی کلی برای ایجاد توفان‌های رعدوبرق همراه با بارش شدید تشخیص داده شد. الگوی نوع اول از الگوی سامانه‌های ادغامی پیروی می‌کند، به طوری که قرارگیری یک پشته از شمال غرب آفریقا تا اسکاندیناوی موجب ریزش هوای سرد بر روی دریای مدیترانه و عمیق شدن ناوه دریای مدیترانه می‌گردد که باعث تقویت مرکز کم ارتفاع شرق مدیترانه می‌گردد. ریزش مداوم هوای سرد به داخل این مرکز چرخندی ضمن افزایش شیو فشار در منطقه شرق مدیترانه نفوذ ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را تا قسمت‌های میانی دریای سرخ میسر ساخته است. افزایش شیو حرارتی بر روی شمال آفریقا و دریای سرخ، موجب تقویت سامانه سودانی شده و ضمن حرکت رو به شمال این سامانه، با کم فشار مدیترانه‌ای ادغام شده و موجب ایجاد ناپایداری بر روی غرب و جنوب غرب ایران گردیده است. الگوی نوع دوم از نوع الگوی کم فشار سودان می‌باشد. کم فشار اسکاندیناوی هوای سرد عرض‌های جنب قطبی را به عرض‌های پایین‌تر ریزش می‌نماید و اچرخند آזור که بر روی شمال آفریقا بسته شده با گردش و اچرخندی هوای سرد را بر روی شمال آفریقا منتقل می‌کند و موجب تشدید ناپایداری و تقویت سامانه سودانی و ایجاد خط جبهه می‌گردد. دسترسی به هوای گرم و مرطوب لازمه توفان‌های رعد و برق می‌باشد که با توجه به نزدیکی به دریاهای گرم جنوبی این رطوبت به منطقه مورد مطالعه تزریق می‌گردد. واژه‌های کلیدی: توفان تندری، سامانه، و اچرخند، ناپایداری، جنوب غرب.

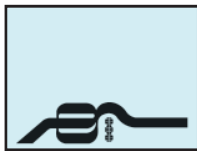
مقدمه

شاید بتوان توفان تندری را جزو اولین پدیده‌های هواشناسی دانست که توجه انسان را به خود جلب نموده است. یک توفان رعدوبرق ماشین ترمودینامیکی است که در آن انرژی پتانسیل از گرمای نهان حاصل از تراکم در شرایط رطوبتی یا ناپایداری جابه‌جایی قائم هوا به سرعت به انرژی جنبشی تبدیل می‌شود. [۱] به دلیل همراهی توفان تندری با رگبارهای باران برف و طوفان‌های تگرگ و نقش مؤثر آن در ایجاد سیل‌های ناگهانی هم از جنبه کشاورزی هم از نظر خسارات مالی و جانی این پدیده همواره مورد توجه محققان بوده است.

ماکزیمم فعالیت توفان تندری در جنوب غرب ایران در دسامبر و ژانویه می‌باشد. نفوذ زبانه پرفشار سرد سیبری از سمت شمال شرق و گسترش بر روی ایران تا سواحل جنوبی و بالا بودن دمای پتانسیل سطح دریا در این مناطق موجب این ناپهنجاری می‌گردد. در این زمان اگر با مکانیسم صعودی همراه گردد می‌تواند بارش‌های خوبی در منطقه به وجود آورد. این مکانیسم صعود در جلو جبهه سرد کم فشارهایی که به این منطقه وارد می‌گردند فراهم می‌شود.

به دلیل اهمیت این نوع توفان‌های کوتاه مدت مطالعاتی در زمینه مکانیسم تشکیل و رشد آن در کشورهای مختلف جهت پیش‌بینی این توفان‌ها انجام گرفته است. منجمله در یونان با به کار بردن روش‌های آماری و آزمون انواع شاخص‌های ناپایداری در چند منطقه از این کشور سعی بر بدست آوردن نتایج مطلوب و استفاده از این شاخص‌ها در پیش‌بینی هواشناسی شده است. [۱۳] بررسی که در ایسلند بر روی فراوانی توفان انجام شده است ماکزیمم این توفان‌ها در زمستان شناسایی شده است. هنگامی که توده هوای قطبی بر روی دریاهای گرم در جهت ایسلند حرکت می‌کند. [۱۴] آدم و همکاران توسعه توفان تندری را در آفریقای جنوبی ناشی از گرادیان شدید دما و فشار و دمای نقطه شبنم می‌دانند. که مدل ۶ ETA و ۳ ساعته و همچنین استفاده از آنالیز میان مقیاس داده‌های راداری می‌تواند زمان واقعی توسعه و جابه‌جایی توفان تندری را پیش‌بینی نماید [۱۵]. کالالدو و پاسکال با استفاده از مدل‌ها و طرح‌ها به بررسی توفان همرفتی بر روی دریای مدیترانه پرداخته‌اند. فراوانی توفان تندری رادر منطقه کاتالونیا در اواخر بهار و تابستان به کوهستان محلی و تأثیرات دریایی نسبت داده‌اند. همچنین، کوهستان در ایجاد منطقه همگرایی محلی و کانالیزه کردن نسیم‌های دریایی نقش دارد. اتحاد بین نسیم دریا و فرا دره‌ای نیز باعث افزایش رطوبت در لایه پایینی جو و فراوانی توفان تندری می‌گردد. [۱۶]

پریستری و همکاران محاسباتی با دو مدل عددی مختلف که یکی مدل ایزوتروپیک جریان هوا بر رو و اطراف آلپ و دیگری یک مدل ابری برای توسعه توفان یک خط توفانی می‌باشد به مطالعه‌ی سیمای شروع همرفت و سیر تکامل آن در دماغه آلپ شمالی پرداخته‌اند. [۱۷] چارلز و دالسون به ارائه روش‌های علمی برای پیش‌بینی‌های بسیار کوتاه توفان‌های شدید آمریکا پرداخته‌اند. آن‌ها معتقدند که توجه به همه‌ی عوامل ایجاد وقایع هوایی ویژه و شدید باعث تمرکز و دقت بیشتری در فرایند پیش‌بینی می‌شود. [۱۸] در ایران نیز مطالعاتی در زمینه سیستم‌هایی که با رعد و برق همراه هستند صورت گرفته است. بهرام صناعی (۱۳۶۹) با جمع‌آوری اطلاعات و استفاده از شاخص‌های ناپایداری، حدود ضرایب ناپایداری TT, CT, VT, K و ارتفاع



سازمان هواشناسی جهانی که شامل کدهای ۹۹-۹۵ می‌گردد، در دوره آماری ۱۰ ساله برای ایستگاه‌های جنوب غرب ایران، فراگیرترین توفان‌ها شناسایی شده، با استخراج آمار بارندگی در طی روزهای مذکور، شدیدترین نوع توفان‌ها که منجر به ایجاد بارش‌های سنگین و تگرگ گردیده انتخاب شد. از بین نمونه‌ها با در نظر گرفتن دسترسی به داده‌های جو بالا دو نمونه توفان (۲۰۰۴/۱/۷) و (۲۰۰۵/۳/۱۱) انتخاب گردید. با استخراج داده‌های جو بالای ایستگاه منطقه مورد مطالعه (اهواز) شاخص‌های ناپایداری روزهای مذکور محاسبه گردید. سپس با استفاده از نقشه‌های سینوپتیک روزهای فوق مربوط به ترازهای سطح زمین، ۷۰۰، ۸۵۰، ۱۰۰۰ هکتوپاسکال که از سایت www.ncepncar.com استخراج شد، الگوی سینوپتیکی سامانه‌های که منجر به توفان‌های تندی در جنوب غرب می‌گردند مورد بررسی قرار گرفت. پس از آن با استخراج داده‌های جو بالای ایستگاه‌های منطقه شاخص‌های ناپایداری روزهای مذکور محاسبه گردید.

بحث و تحلیل

برای توسعه توفان تندی نیاز به هوای گرم و مرطوب است. زمانی که هوا صعود کند گرمای نهان آزاد شده و در اثر تغییر فاز رطوبت موجود در محیط نیروی لازم برای نگهداری و تشدید این حرکت صعودی فراهم می‌آید. فرآیندهای مختلفی منجر به آغاز این حرکت صعودی و ناپایداری می‌شود که عبارتند از:

۱- صعود توده هوا بر روی سطوح جبهه‌ای . ۲- صعود توسط همگرایی. ۳- صعود توده هوا روی شیب کوه یا سایر موانع رو به باد. معمولاً تندرهای جبهه‌ای که در نزدیکی و جلو جبهه سرد به وجود می‌آیند شدیدتر از تندرهای توده هوا هستند، زیرا در محل جبهه‌ها سطح زمین به علت آسمان صاف جلو جبهه سرد خیلی گرم می‌شود و در اتمسفر نزدیک به سطح زمین نیز مکانیسم صعود در مقیاس سینوپتیک وجود دارد. از طرف دیگر چون با افزایش ارتفاع سرعت باد افزایش می‌یابد ابرهای کومولوس ایجاد شده به جلو رانده می‌شوند و بارش در قسمت پیشین سلول همرفتی نه در داخل آن رخ می‌دهد. بنابراین بارش از حرکت صعودی آن نمی‌کاهد و در نتیجه هم بر حرکت صعودی افزوده می‌شود و هم عمر تندر طولانی‌تر می‌شود. برخلاف توفان‌های جبهه سرد که زمان نفوذ آن‌ها به منطقه در روی نقشه‌های سینوپتیک قابل مشاهده است، معمولاً توفان‌های رعد و برق توده هوا که ناشی از ناپایداری محلی است بر روی نقشه‌های سینوپتیک قابل مشاهده و پیش بینی نیستند.

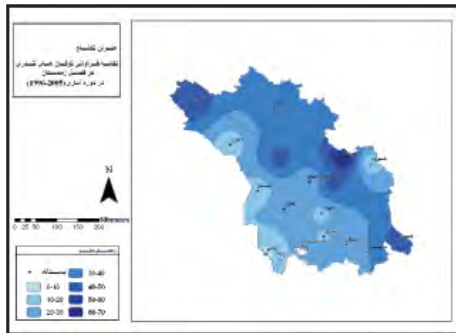
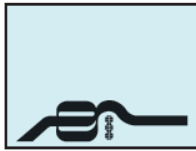
باگردآوری آمار مربوط به ۱۶ ایستگاه سینوپتیک در جنوب غرب کشور فراوانی وقوع این توفان‌ها در چهار فصل سال مورد بررسی قرار گرفت. با جمع‌آوری داده‌های مربوط به توفان تندی در ایستگاه‌های فوق در دوره آماری ۱۰ ساله فراوانی وقوع این توفان‌ها در چهار فصل سال ترسیم گردید. نقشه‌های پراکنش فضایی نشان می‌دهد که ماکزیمم توفان تندی در جنوب غرب ایران در پاییز و زمستان است و این به دلیل عقب‌نشینی پرفشار حاره و ورود سامانه‌های باران‌زا از جنوب غرب به این منطقه می‌باشد. هرچه از جنوب غرب منطقه مورد مطالعه به طرف شمال و شمال شرق پیش رویم،

سطح یخبندان را در ارتباط با ناپایداری‌ها در تهران مورد بررسی قرار داده است. [۲]

خسرو حقیقت کاشانی (۱۳۷۹) با بررسی تکرار توفان‌ها در یک منطقه و بررسی‌های انجام شده در ایستگاه‌های مختلف از نظر فصل و فعالیت توفان تندی و با توجه به اینکه علت تشکیل توفان تندی دو عامل رطوبت و همرفت در نظر گرفته شده، دلیل انحراف توفان تندی، صرف نظر از تغییر روش دیده‌بانی به تغییر اقلیم نسبت داده شده است که یا به صورت طبیعی دوره‌ای می‌باشد و یا تحت تأثیر فعالیت‌های انسانی موجب کاهش یا افزایش فرکانس توفان تندی می‌گردد. [۱۳] در گزارش پژوهشکده هواشناسی دو فصل توفان تندی را در ایران که یکی فصل انتقالی گرم شامل مارس و آوریل و می و دیگری انتقالی سرد شامل اکتبر و نوامبر می‌باشد، شناسایی کرده و نتیجه‌گیری نموده که ایستگاه‌های جنوب غرب دارای بیشینه‌ای در دسامبر و ژانویه می‌باشد. [۴] سید باقر حسینی (۱۳۷۹) همجواری کویر خشک و صاف بودن هوا، افزایش تابش خورشیدی و همچنین حاکمیت هوای سرد قبل از عبور جبهه سرد را باعث ایجاد خط ناپایداری بر روی تهران می‌داند. خط ناپایداری موجب توسعه ابرهای باران کومه‌ای می‌گردد که معمولاً با توفان تندی و رگبار می‌باشد. [۵] لیلا امینی (۱۳۷۹) با بررسی انرژی پتانسیل در دسترس یک سیستم همرفتی نشان داده که در مکان‌های مرطوب آزاد شدن انرژی پتانسیل نسبت به حالت خشک بیشتر است و مقداری از آن به انرژی جنبشی تبدیل می‌شود که درصد بیشتر آن به صورت گرمای نهان می‌باشد. زیرا به جای مصرف در جهت مؤلفه‌های افقی باد در جهت افزایش سرعت قائم، تولید ابر و ایجاد بارش مصرف می‌شود. [۷] عزتیان (۱۳۸۲) نقش فرایندهای فیزیکی را در تشدید ناپایداری‌های جوئی مورد مطالعه قرار داده است. رشد عمودی ابر ناشی از تلاطم متوسط ابر، وجود رطوبت مناسب از سطح زمین تا لایه‌های میانی به دلیل بارش‌های پراکنده روزهای قبل، صعود ملایم هوا که سبب آزاد شدن گرمای نهان و تولید انرژی برای حرکات صعودی و نزولی قطرک‌های درون ابر می‌باشد. دینا عبد منافی (۱۳۸۳) در مطالعه بارش تگرگ در منطقه تهران با بررسی تغییرات باد با ارتفاع و محاسبه شاخص‌های ناپایداری و همچنین تحلیل سینوپتیکی به این نتیجه رسیده است که این پدیده بر اثر ناپایداری همرفتی توده هوا و یا بر اثر عبور جبهه سرد به وقوع می‌پیوندد. همچنین هنگام بارش تگرگ بارش زیاد بوده است. [۹] شهرزاد قندهاری (۱۳۸۵) با استفاده از مدل MM5 بارش‌های رگباری شدید را شبیه‌سازی نموده و نفوذ زبانه پر فشار سرد سیبری از سمت شمال شرق همچنین تأثیر زبانه‌های کم فشار و گرم آفریقا بر روی جنوب غرب کشور را دلیل بارش‌های رگباری شدید در منطقه می‌داند. [۱۰]

روش کار

بر اساس توافق سازمان جهانی هواشناسی هرگاه صدای تندر شنیده شود، توفان تندی گزارش می‌گردد که در این مقاله سعی شده است شدیدترین توفان‌ها که همراه با بارش رگباری شدید و تگرگ همراه بوده شناسایی شود. بدین منظور با استخراج کدهای اختصاص یافته از طرف



نگاره ۵: فراوانی وقوع
توفان تندری در
زمستان

بنابر این انرژی

کمتری برای آزاد شدن ناپایداری لازم است و سطح منفی انرژی نیز کمتر می شود. این انرژی در ایستگاههایی مثل کوه رنگ، شهرکرد، یاسوج، ایلام و خرم آباد که کوهستانی هستند توسط پشته کوهستانی که دمای بیشتری را می گیرد و هم خود کوه که شرایط مساعدی را برای صعود توده هوا دارد، فراهم می شود. بنابراین در این ایستگاهها ما شدیدترین نوع توفانها را می توانیم مشاهده کنیم. در جایی که ارتفاع نداریم، انرژی مورد نیاز برای ناپایداری فقط توسط گرم شدن لایه زیرین ایجاد می گردد که در طی فرآیند صعود تا رسیدن به سطح تراکم انرژی بیشتری مصرف می کند، بنابر این از شدت ناپایداری این نوع توفانها کاسته شده به طوری که در ایستگاههایی مثل آبادان، بستان، بندر ماهشهر کمترین نوع شدت و فراوانی توفانها را مشاهده می کنیم. در شمال و شمال شرق منطقه مورد مطالعه، ماکزیمم فعالیت توفانها در بهار دیده می شود و این به دلیل بارشهای مرطوبی می باشد که به منطقه وارد شده و در برخورد با موانع کوهستانی صعود کرده و ناپایداریهای محلی را به وجود می آورند.

شاخص های ناپایداری

پایداری حجم توده هوا بستگی زیادی به توزیع رطوبت و دما در لایه زیرین تروپوسفر دارد که پایداری و ناپایداری توسط یک عدد از کاوشگر به دست می آید مشخص می گردد. که این اعداد را شاخص پایداری گویند. اکثر شاخصها رابطه ای بین دماهای پایین ولایه های بالاتر تروپوسفر و یا این که اختلاف بین دمای نقطه شبنم لایه های زیر با لایه های سطوح اواسط ورد سپهر می باشند. استفاده از شاخص های ناپایداری جهت پیش بینی توفان های تندری توده هوا می باشند که امروزه در جهان مورد توجه بسیاری از هواشناسان قرار گرفته اند. که از جمله این شاخصها می توان شاخص های زیر را نام برد:

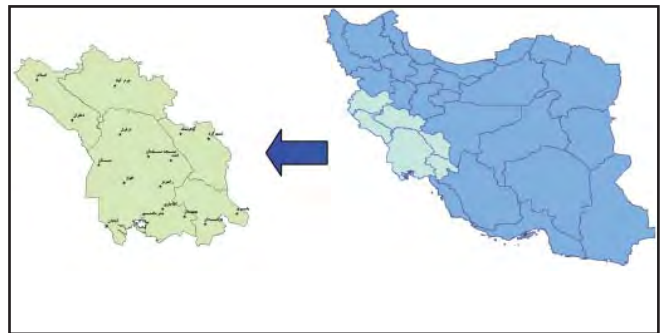
۱- شاخص شوالتر: این شاخص که بر مفهوم ناپایداری پتانسیل پایه گذاری شده است بر رابطه بین دمای خشک و نقطه شبنم ۸۵۰ میلی باری و دمای خشک ۵۰۰ میلی باری گذارده شده است.

$$ST = T_{500} - T$$

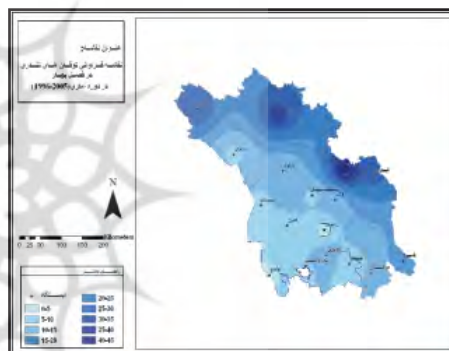
که هر اندازه کمیت این شاخص منفی تر باشد شدت ناپایداری بیشتر خواهد شد. با وجود این که شاخص ST شاخص خوبی برای نشان دادن ناپایداری جو می باشد ولی اگر رطوبت سطوح پایین تا سطح ۸۵۰ میلی باری گسترش بیابد این شاخص کارایی لازم را ندارد.

۲- شاخص صعود: که این شاخص همانند شاخص شوالتر و در واقع تصحیح

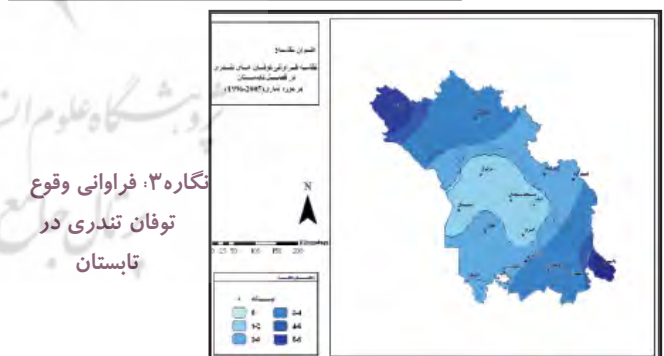
به علت عملکرد همزمان سامانه های سینوپتیک جوی حاکم و فاکتورهای فیزیوگرافیک منطقه بر شدت و تعدد توفانها افزوده شده است. به طوری که ارتفاع کم برای ایجاد و گسترش سامانه تندری مناسب نمی باشد. هر اندازه سطح تراکم همرفتی^۱ (CCL) و سطح تراکم صعود^۲ (LCL) به سطح زمین نزدیکتر باشد از طریق فرآیند تراکم مقدار زیادی انرژی آزاد می شود.



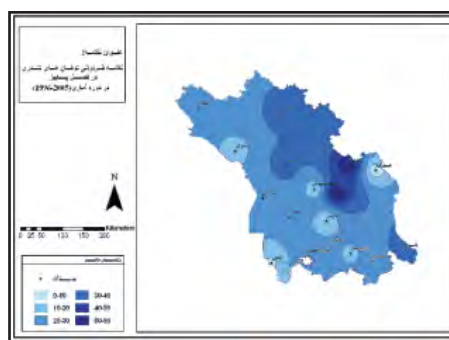
نگاره ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه



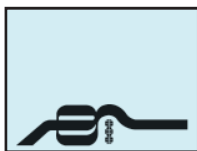
نگاره ۲: فراوانی وقوع
توفان تندری در بهار



نگاره ۳: فراوانی وقوع
توفان تندری در
بستان



نگاره ۴: فراوانی وقوع
توفان تندری در پاییز



جدول ۱: ۱۶ ایستگاه سینوپتیک جنوب غرب کشور

ارتفاع بر حسب متر	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	دوره آماری	نام ایستگاه
۶/۶	۴۸ ۱۵	۳۰ ۲۲	۱۹۵۱-۲۰۰۵	آبادان
۲۷	۴۹ ۴۰	۳۰ ۴۶	۱۹۸۴-۲۰۰۵	امیدیه اغاجاری
۵/۲۲	۴۸ ۴۰	۳۱ ۲۰	۱۹۵۱-۲۰۰۵	اهواز
۷۶۷	۴۹ ۵۲	۳۱ ۵۱	۱۹۹۳-۲۰۰۵	ایذه
۳۱۳	۵۰ ۱۴	۳۰ ۳۶	۱۹۹۳-۲۰۰۵	بهبهان
۱۴۳	۴۸ ۲۳	۳۲ ۲۴	۱۹۶۱-۲۰۰۵	دزفول
۱۵۰/۵	۴۹ ۳۶	۳۱ ۱۶	۱۹۸۷-۲۰۰۵	رامهرمز
۳۲۰/۵	۴۹ ۱۷	۳۱ ۵۶	۱۹۸۵-۲۰۰۵	مسجد سلیمان
۷/۸	۴۸ ۰	۳۱ ۴۳	۱۹۸۶-۲۰۰۵	بستان
۱۳۶۳/۴	۴۶ ۲۵	۳۳ ۳۸	۱۹۸۶-۲۰۰۵	ایلام
۲۳۲	۴۷ ۱۶	۳۲ ۴۱	۱۹۸۷-۲۰۰۵	دهلران
۱۱۲۵	۴۸ ۲۲	۳۳ ۲۹	۱۹۵۱-۲۰۰۵	خرم آباد
۲۰۶۱/۴	۵۰ ۵۱	۳۲ ۲۰	۱۹۵۵-۲۰۰۵	شهرکرد
۲۲۸۵	۵۰ ۷	۳۲ ۲۶	۱۹۸۷-۲۰۰۵	کوهرنگ
۱۸۳۷	۵۱ ۳۵	۳۰ ۴۰	۱۹۸۷-۲۰۰۵	یاسوج
۶/۲	۴۹ ۰۹	۳۰ ۳۳	۱۹۸۷-۲۰۰۵	بندر ماهشهر

مشخص می‌کنند که از رابطه زیر مشخص می‌گردد:

$$VT = T_{850} - T_{500}$$

۶- شاخص ناپایداری CT: مجموع مایل عبارت است از اندازه گیری پایداری جو با توجه به رطوبت لایه زیرین. محاسبه این شاخص عبارتست از جمع جبری دمای ۵۰۰ میلی باری از دمای نقطه شبنم ۸۵۰ میلی باری.

$$TT = T_{d850} - T_{500}$$

۷- مجموع مجموعه‌ها: عبارت است از اندازه‌گیری پایداری جو با توجه به دما و رطوبت. در واقع این شاخص مجموع دو شاخص VT و CT می‌باشد:

$$TT = (T_{850} + T_{d850}) - 2T_{500}$$

در بررسی ناپایداری به کمک این شاخص باید دو نکته را در نظر گرفت: الف: در موقعیت‌هایی که رطوبت در سطوح پایین یعنی زیر سطح ۸۵۰ میلی باری موجود باشد، این شاخص نشان دهنده ناپایداری نمی‌باشد. ب: در وضعیت‌هایی که در جو وارونگی موجود باشد علی‌رغم مقدار TT بالا از همرفت جلوگیری می‌شود. با این حال، هرچه مقدار TT بزرگتر باشد احتمال وقوع توفان تندی شدیدتر است.

۸- شاخص دلنا T یا لیس ریت ۷۰۰ الی ۵۰۰ متری: اگر در منطقه ای شیب آهنگ افت قائم هوا ۷۰۰ الی ۵۰۰ متری زیاد باشد موجب همرفت شدید می‌گردد. که شاخص دلنا T از اندازه گیری اختلاف دما بین دو سطح فشار قراردادی (۷۰۰ و ۵۰۰ میلی باری) به دست می‌آید و شبیه به مجموع‌های قائم یا عمودی است.

۹- شاخص همرفتی عمیق DCI: شاخص همرفتی عمیق از ترکیب ویژگی‌های

این شاخص می‌باشد که در انتخاب لایه زیرین و مجاور جو متفاوت می‌باشد.

$$LI = T_{500} - T$$

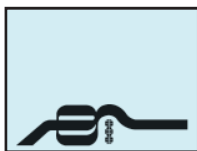
هر چه این شاخص کوچکتر باشد شدت ناپایداری بیشتر است. همچنین انتظار می‌رود مقدار کمی LI کمتر از SI باشد.

۳- شاخص ناپایداری ویتینگ (k): شاخص k شاخصی است که با استفاده از آن می‌توان پتانسیل توفان تندی را بر اساس لیس ریت قائم دما و میزان وسعت قائم رطوبت در سطوح پایین جو سنجید. که براساس رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700}$$

جمله اول این عبارت، آهنگ کاهش دما بین سطوح ۸۵۰، ۵۰۰ میلی باری می‌باشد که اگر یک مقدار مثبت بزرگ باشد نشانه ای از ناپایداری است. جمله دوم رطوبت در سطح ۸۵۰ میلی باری است، که اگر این جمله زیاد باشد تأثیر آن در ناپایداری زیاد است. جمله سوم خشکی هوا در سطح ۷۰۰ میلی باری اندازه گرفته که اگر مقدار آن زیاد باشد، هوا در آن سطح خشک بوده و تأثیر این جمله در ناپایداری منفی است. بنابر این اگر جو رطوبت زیاد داشته باشد و آهنگ کاهش دما بزرگ باشد شاخص k بزرگ بوده و احتمال وقوع توفان تندی زیاد است.

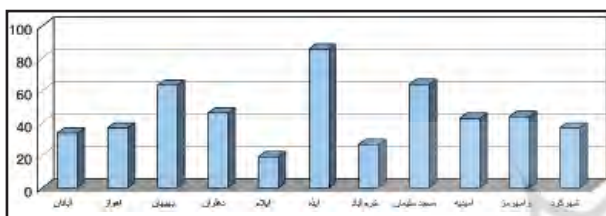
۵- شاخص دیگر مجموع عمودی یا مجموع مایل و مجموع مجموعه نامیده می‌شود. منظور از مجموع عمودی عبارت است از اندازه‌گیری پایداری عمودی بدون در نظر گرفتن رطوبت که این شاخص را به صورت VT



بارش ناشی از این سیستم در این روز مقدار ۳۷ میلی متر به صورت باران می‌باشد. در نمودار ۲ نمونه بارش چند ایستگاه در روز ۷ ژانویه ۲۰۰۴ آورده شده است.



نمودار ۱: داده‌های بارش در روز ۱۱ مارس ۲۰۰۵

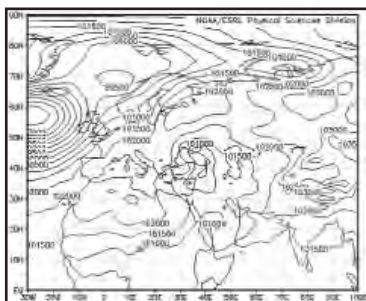


نمودار ۲: داده‌های بارش در روز ۷ ژانویه ۲۰۰۴

تحلیل الگوی سینوپتیکی توفان تندی (نمونه توفان ۲۰۰۴/۱/۷)

در این الگو سامانه سودانی و مدیترانه‌ای دو یا سه روز قبل از شروع توفان بر روی شرق مدیترانه ادغام شده و سپس با حرکت شرق سو و دریافت رطوبت از دریاهای گرم جنوبی انرژی پتانسیل قابل توجهی را پیدا می‌کنند. در این الگو سامانه سودانی با حرکت رو به شمال از روی لیبی وارد مدیترانه شده و به دلیل برخورداری از دمای پتانسیل بالا، از پتانسیل رطوبت پذیری بالایی برخوردار است. در مقابل سیکلون‌های انتقالی از غرب مدیترانه با ترکیب با سامانه‌های سودانی و برخورداری از شرایط ترمودینامیکی مناسب و تداوم تغذیه هوای گرم و مرطوب از عرض‌های جنوبی از شدت ناپایداری قابل توجهی برخوردار می‌شود.

نگاره ۶، شرایط سینوپتیکی حاکم در تراز دریا برای یک نمونه از توفان‌های تندی بر روی جنوب غرب ایران را در الگوی ادغامی نشان می‌دهد.



نگاره ۶: آرایش سامانه‌ها بر روی نقشه سطح زمین در الگوی ادغامی

همان طور که ملاحظه می‌شود زبانه‌ای در امتداد جنوب به شمال از روی سودان و عربستان و نیمه غربی ایران تا مدیترانه شرقی را تا شمال جمهوری آذربایجان در بر گرفته است. مرکز کم فشار بسته این ناوه با دو منحنی بسته

دمای پتانسیل معادل Q_p در سطح ۸۵۰ میلی باری با ناپایداری به دست می‌آید و به صورت زیر می‌باشد:

$$DCT = T_{850} - T_{d850} - LI \quad (\text{۵۰۰ - سطح زمین})$$

LI نشان‌دهنده مقدار شاخص صعود از سطح زمین تا سطح ۵۰۰ میلی باری است. هر چه مقدار DCI برابر یا بزرگتر از ۳۰ باشد نشانه‌ی پتانسیل لازم برای توفان تندی قوی خواهد بود.

۱۰- شاخص سوات (Sweat): بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که پارامترهای تغییرات زاویه چرخش باد با ارتفاع، اختلاف سرعت باد در لایه‌های ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری، دمای نقطه شبنم و شاخص مجموع مجموعه‌ها عوامل مهمی در وقوع پدیده‌های ناپایداری شدید است. بنابر این شاخصی که بتواند عوامل فوق را در بر بگیرد شاخص مناسبی برای تشخیص مناطق ناپایدار خواهد بود. که شاخص سوات می‌تواند بهترین و مناسبترین شاخص در این زمینه باشد. فرمول این شاخص به صورت زیر می‌باشد:

$$SWEAT = 12(T_{d850}) + 20(TT - 49) + 2F_8 + F_5 + 125(S + 0.2)$$

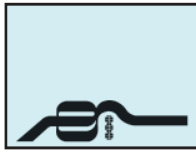
که TT نشان‌دهنده مقدار شاخص مجموع مجموعه‌هاست. F_8 و F_5 نشان دهنده سرعت باد در سطح ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری بر حسب نات می‌باشند و (جهت باد در ۸۰۰ میلی باری - جهت باد در ۵۰۰ میلی باری) $S = \sin$ می‌باشد. حد این شاخص برای توفان تندی شدید از ۳۰۰ به بالا می‌باشد.

در این مطالعه با توجه به منطقه مورد مطالعه از داده‌های جو بالای ایستگاه اهواز استفاده نمودیم. پراکنندگی داده‌های جو بالای این ایستگاه و یا حتی نبود اطلاعات جو بالا منجر به بررسی دو نمونه از توفان‌هایی شد که در ادامه تحلیل همدیدی گردیده‌اند.

داده‌های جو بالا از این دو نمونه توفان استخراج گردیده که در جدول زیر این داده‌ها آورده شده‌اند. همانگونه که جداول (۲) و (۳) نشان می‌دهند در روزهای وقوع توفان رطوبت قابل ملاحظه‌ای در ترازهای مختلف و حتی در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود که شرایط لازم برای ناپایداری و وقوع توفان‌های تندی فراهم می‌نماید.

برای نشان دادن ناپایداری در جو معمولاً از دو شاخص شولتر و شاخص ویتینگ (k) برای نشان دادن ناپایداری استفاده می‌کنند. شاخص شولتر نشان دهنده میزان ناپایداری جو و شاخص ویتینگ (k) نشان دهنده میزان رطوبت قابل دسترس برای ایجاد یک توفان تندی می‌باشد. در حقیقت این دو شاخص را همزمان باید به کار برد، به طوری که هرچه قدر (SI) کوچکتر باشد کوچک بودن K (۲۰ تا ۲۵) را جبران کرده و بر عکس اگر (SI) مثبت باشد، زیاد بودن K (بیش از ۲۵) آن را جبران نموده و در دو حالت باید ناپایداری شدید در نظر گرفت.

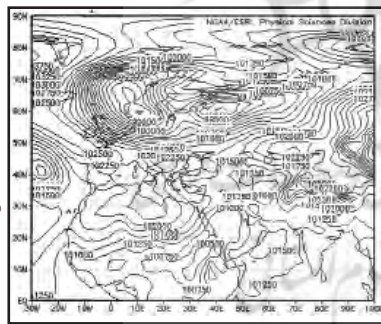
همان طوری که در جدول ۴ مشاهده می‌شود روز قبل از توفان را با روز توفان مقایسه کردیم. شدیدترین توفان با توجه به توضیحات ارائه شده، روز ۲۰۰۵/۳/۱۱ می‌باشد. به طوری که کمترین میزان شاخص شولتر و بیشترین میزان شاخص ویتینگ (k) ملاحظه می‌گردد. نمودار ۱ میزان بارش را در این روز در ایستگاه‌های نمونه نشان می‌دهد. روز ۲۰۰۴/۱/۷ به نسبت نمونه قبلی از شدت کمتری برخوردار است.



الگوی نوع سودانی (نمونه توفان ۱۱/۳/۲۰۰۵)

این نوع الگو که از الگوی سیستم‌های سودانی می‌باشد نمونه دیگر از توفان تندری در جنوب غرب ایران را توجیه می‌کند. همان‌طور که در نگاره ۹ ملاحظه می‌شود در روز اول سلول کم فشاری که بر روی سودان تشکیل شده در راستای شمال شرقی - جنوب غربی بر روی دریای سرخ گسترده شده که زبان‌های این کم فشار بر روی جنوب غرب ایران قرار می‌گیرد. سلول پرفشار سیبری نیز بر روی فلات تبت تشکیل گردیده است که زبان‌های آن تا قسمت‌های شرقی ایران و اقیانوس هند قرار گرفته است و علاوه بر افزایش گرادیان حرارتی بر روی ایران با توجه به حرکت واپرخندی آن موجب انتقال گرما و رطوبت بر روی جنوب غرب ایران می‌گردد. دو سلول کم فشار که یکی بر روی اسکاندیناوی و دیگری بر روی روسیه تشکیل شده است، ادغام زبان‌های این دو سلول کم فشار و حرکت چرخندی خود موجب ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر به قسمت جلو سلول پرفشاری که بر روی قسمت شمالی آفریقا تشکیل شده می‌شود.

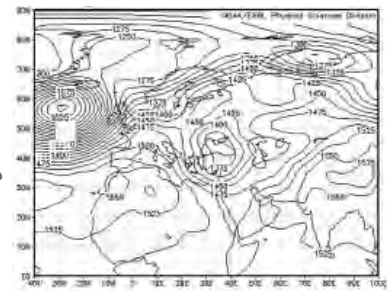
سلول پرفشار آזור که بر روی شمال آفریقا با فشار مرکزی ۱۰۲۰ هکتوپاسکال تشکیل گردیده تمام قسمت‌های شمالی آفریقا را در بر گرفته است و با حرکت واپرخندی خود هوای سرد ریخته شده در جلوی این سلول را به قسمت‌های شرقی مدیترانه، شمال عربستان و شمال دریای سرخ منتقل می‌نماید. بنابراین فرا رفت هوای گرم و مرطوب بر روی قسمت‌های جنوب و جنوب غربی و فرو رفت هوای سرد بر روی شمال عربستان، ترکیه موجب افزایش گرادیان حرارتی و تقویت سلول کم فشار سودان و ایجاد خط جبهه‌ای بر روی جنوب غرب ایران می‌گردد.



نگاره ۹: آرایش سامانه‌ها بر روی نقشه سطح زمین در الگوی نوع دوم

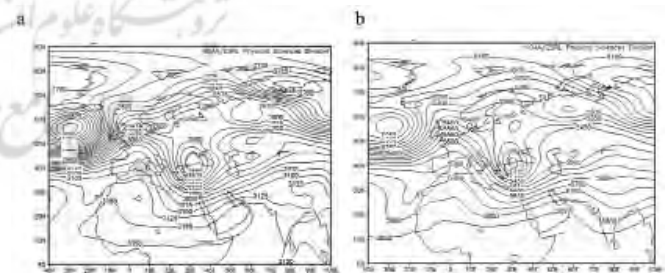
در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال همان‌طور که در نگاره ۱۰ ملاحظه می‌شود سلول پر ارتفاعی با ارتفاع مرکزی ۱۵۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی فلات تبت شکل گرفته که زبان‌های آن در راستای شمال شرقی - جنوب غربی بر روی قسمت‌های جنوب شرقی ایران و اقیانوس هند گسترده شده است که زبان‌های ۱۵۲۰ ژئوپتانسیل متر در جهت غربی - شرقی پس از عبور از اقیانوس هند وارد شاخ آفریقا شده و سپس در آنجا تغییر مسیر داده و با جهت شمالی - جنوبی وارد عربستان شده و از قسمت بوشهر وارد ایران می‌گردد. انتقال هوای گرم و مرطوب در این تراز بر روی جنوب و جنوب غرب ایران توسط این زبان‌ها صورت می‌گیرد. دو کم ارتفاع دینامیکی که بر روی اسکاندیناوی و روسیه قرار گرفته اند موجب تشکیل ناوه گسترده از ۲۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی گردیده است که انتهای این ناوه در این تراز

و با فشار مرکزی ۱۰۰۵ هکتوپاسکال بر روی شمال عراق و ترکیه بسته شده است. منحنی هم فشار ۱۰۱۵ هکتوپاسکال با امتداد شرقی - غربی از روی دریای عرب تا شمال یمن امتداد یافته سپس با امتداد جنوبی - شمالی وارد استان بوشهر و از آنجا با تمایل به شرق بخش اعظم ایران را در بر گرفته و در امتداد استان‌های خراسان از کشور خارج شده است. به این ترتیب فرارفت هوای گرم و مرطوب دریاهای گرم جنوبی بر روی منطقه مورد مطالعه در حال انجام است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (نگاره ۷) مرکز پر ارتفاعی با منحنی ۱۵۷۵ ژئوپتانسیل دکامتر بر روی تبت بسته شده است که زبان‌های آن بخش جنوب شرق ایران را تا شرق استان بوشهر در بر می‌گیرد. به این ترتیب فرا رفت گرم و مرطوب تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال تداوم دارد. بر روی دریای سیاه مرکز کم ارتفاع بریده‌ای با سه منحنی بسته و با ارتفاع مرکزی ۱۳۷۵ ژئوپتانسیل دکامتر بسته شده است که ناوه سرد آن تا شمال عربستان نفوذ پیدا کرده است.



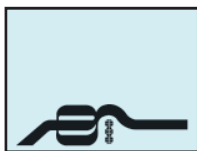
نگاره ۷: آرایش سامانه‌ها بر روی نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در الگوی ادغامی

همان‌طور که در نگاره ۸a و ۸b ملاحظه می‌شود در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز چنین شرایطی حاکم شده است. در هر دو تراز مرکز کم ارتفاع بریده‌ای با سه منحنی بسته و به ترتیب با ارتفاع مرکزی ۲۸۵۰ و ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی دریای سیاه بسته شده و ناوه سرد آن تا جنوب سودان را فرا گرفته است.



نگاره ۸a: آرایش سامانه‌ها در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نگاره ۸b: آرایش سامانه‌ها در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در الگوی نوع اول

به این ترتیب نفوذ یک توده هوای سرد در ترازهای زیرین جو بر روی مدیترانه شرقی و استقرار یک هسته هوای بسیار سرد در این ترازها بر روی دریای سیاه و ترکیه گرادیان حرارتی شدیدی را بر روی جنوب غرب ایران حاکم کرده است. ریزش هوای سرد در ترازهای بالا فرا رفت هوای گرم و مرطوب عرض‌های جنوبی در لایه زیرین شرایط ناپایدار شدیدی را بر روی منطقه حاکم کرده است.



جدول ۲: داده‌های جو بالا مربوط به توفان ۲۰۰۴/۱/۷

فشار (hpa)	ارتفاع (m)	دما (c)	دمای نقطه شبنم (c)	رطوبت نسبی (%)
۱۰۱۱	۲۲	۱۸/۶	۱۶	۸۵
۱۰۰۰	۱۲۳	۱۸/۴	۱۴/۵	۷۸
۸۵۰	۱۵۰۴	۱۲/۴	۰/۴	۴۴
۷۰۰	۳۰۹۲	-۱/۷	-۷/۷	۶۴
۵۰۰	۵۷۰۰	-۱۶/۱	-۲۰	۷۲
۴۰۰	۷۳۵۰	-۲۶/۷	-۳۰/۷	۶۹

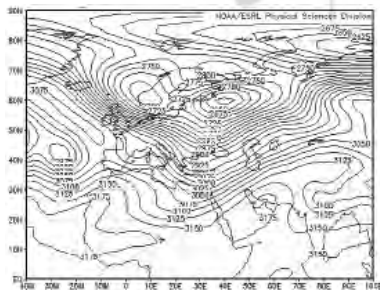
جدول ۳: داده‌های جو بالا مربوط به توفان ۲۰۰۵/۳/۱۱

فشار (hpa)	ارتفاع (m)	دما (c)	دمای نقطه شبنم (c)	رطوبت نسبی (%)
۱۰۱۲	۲۲	۱۹/۸	۱۴/۸	۷۳
۱۰۰۰	۱۱۹	۱۹/۸	۱۴/۸	۷۳
۸۵۰	۱۵۱۶	۱۷	۷	۵۲
۷۰۰	۳۱۳۴	۳/۸	-۱/۲	۷۰
۵۰۰	۵۷۹۰	-۱۱/۵	-۱۶/۵	۶۶
۴۹۸	۵۸۱۸	-۱۱/۷	-۱۶-۷	۶۶

جدول ۴: شاخص‌های ناپایداری مربوط به روزهای توفانی و روز قبل از توفان در ایستگاه اهواز

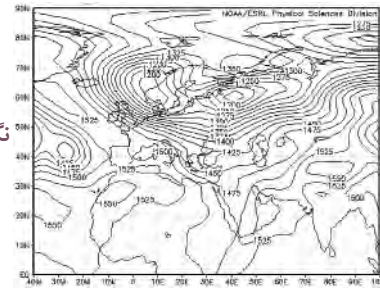
شاخص TT	شاخص VT	شاخص CT	شاخص K	شاخص شوالتر	شاخص‌ها	تاریخ وقوع توفان
۴۶/۲۰	۲۸/۱۰	۱۸/۱۰	۲۵/۱۰	۴/۰۵		۲۰۰۴/۱/۶
۴۵	۲۸/۵۰	۱۶/۵۰	۲۲/۹۰	۴/۲۴		۲۰۰۴/۱/۷
۴۱/۴۰	۲۷/۷۰	۱۳/۷۰	۲۲/۳۰	۵/۴۴		۲۰۰۵/۳/۱۰
۴۷	۲۸/۵۰	۱۸/۵۰	۳۰/۵۰	۱/۵۱		۲۰۰۵/۳/۱۱

غربی موجب افزایش ناپایداری بر روی منطقه مورد مطالعه می‌گردد. در این تراز فرارفت هوای گرم و مرطوب توسط حرکت و اچرخندی سلول پراارتفاعی با ارتفاع مرکزی ۳۱۷۵ ژئوپتانسیل بر روی تنگه هرمز قرار گرفته است انجام می‌گیرد. (نگاره ۱۱)



نگاره ۱۱: آرایش سامانه‌ها بر روی نقشه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در الگوی نوع دوم

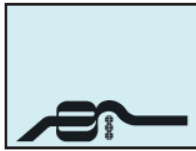
بر روی دریای مدیترانه و شمال عربستان قرار می‌گیرد که موجب ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر بر روی این مناطق می‌گردد و در این تراز نیز افزایش گرادیان حرارتی را بر روی قسمت‌های جنوب و جنوب غرب ایران و شمال عربستان و ترکیه را موجب می‌گردد.



نگاره ۱۰: نحوه آرایش سامانه‌ها بر روی نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

یکی از شروط اساسی برای ایجاد توفان رعد و برق وجود رطوبت کافی تا ترازهای بالای جو می‌باشد و همان‌طور که ملاحظه شد با توجه به جهت حرکت سیستم‌ها و عبور از روی دریاهای گرم و پتانسیل بالای رطوبت پذیری سیستم‌ها تزریق رطوبت تا این تراز به خوبی بر روی جنوب غرب

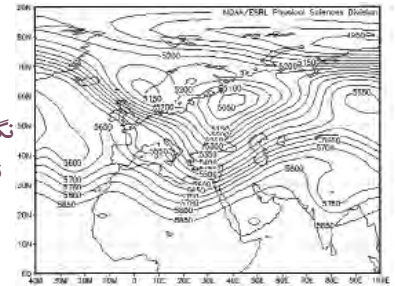
در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز دو مرکز کم ارتفاع دینامیکی ترازهای پایین‌تر نیز در این تراز دیده می‌شود که انتهای ناوه تشکیل شده بر روی دریای مدیترانه در این تراز تا عرض ۱۷ درجه شمالی پایین آمده و قسمت جلو ناوه بر روی ایران قرار گرفته است که شارش‌های جنوب-جنوب



ایران صورت می‌گیرد.

می‌کند. همزمانی این الگو با ناوه بسیار عمیقی که به صورت یکپارچه از اوکراین و بعضاً مسکو تا جنوب مصر و شمال سودان تداوم می‌یابد، باعث ترمودینامیکی شدن سامانه سودانی شده و به دلیل استقرار سلول واچرخندی بر روی دریای غرب و شرق عربستان، هوای گرم و مرطوب دریای عرب به جنوب غرب ایران انتقال می‌یابد

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز منطقه جنوب غرب ایران در قسمت جلو ناوه شمال آفریقا قرار گرفته است که شارش‌های ناپایدار جنوب غربی موجب افزایش تاوایی مثبت و تشدید ناپایداری در این منطقه می‌گردد. (نگاره ۱۲)



نگاره ۱۲: آرایش سامانه‌ها بر روی نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در الگوی نوع دوم

نتیجه‌گیری

همان‌طور که ملاحظه شد توفان‌های تندری در جنوب غرب کشور دارای ماکزیمی در دوره سرد سال می‌باشد که همزمان با ورود سامانه‌هایی باران‌زا در جنوب غرب کشور می‌باشند. این سامانه‌ها در برخورد با موانع فیزیکی منطقه، موجب صعود اجباری و ناپایداری همرفتی می‌گردد که در شدت توفان‌ها تأثیر گذاشته به طوری که در مناطق کوهستانی منطقه مورد مطالعه بیشترین فراوانی توفان‌های همراه با رعدوبرق مشاهده می‌گردد. همچنین دسترسی به هوای گرم و مرطوب دریاهای جنوب، موجب تقویت سامانه‌هایی شده که به این منطقه وارد می‌شوند. وجود رطوبت و گرمای کافی در جلو جبهه سرد موجب ایجاد خط تندر شده که بارش‌های ناشی از این توفان‌ها خسارت‌های هنگفتی را به بار می‌آورد.

به‌طور کلی این توفان‌ها از دو الگوی محلی پیروی می‌کنند. الگوی نوع اول از الگوی نوع ادغامی سودانی-مدیترانه‌ای می‌باشد. همان‌طور که ملاحظه شد در این الگو در ترازهای میانی (۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال) از قبل از شروع بارش ناوه عمیقی بر روی مدیترانه غربی شکل گرفته و جنوب صحرای آفریقا گسترش می‌یابد. به دلیل ریزش هوای سرد عرض‌های بالا بر روی آب‌های نسبتاً گرم مدیترانه، سیکلون مدیترانه‌ای تقویت می‌شود. از طرفی با انتقال هوای سرد جنب قطبی بر روی صحرای آفریقا و ایجاد شیو حرارتی شدید بر روی آفریقا سامانه سودانی نیز تقویت شده و با انتقال ناوه به سمت شرق باعث حرکت رو به شمال این سامانه می‌گردد. این دو سامانه بر روی مدیترانه شرقی ادغام شده و به دلیل غلبه جریانات جنوبی بر روی عربستان و انتقال هوای گرم و مرطوب جنوبی به درون سامانه ادغام شده، ناپایداری شدیدی را بر روی جنوب غرب ایران ایجاد کرده و در دامنه‌های جنوب زاگرس با تشدید صعود همرفتی باعث ایجاد توفان‌های تندری بر روی منطقه می‌شود.

در الگوی نوع دوم سامانه سودانی به تنهایی عمل کرده است. در این الگو سلول کم فشار اسکاندیناوی با فشار مرکزی کمتر از ۹۷۰ هکتوپاسکال بر روی اروپای غربی استقرار پیدا کرده و زبانه جنوبی آن تا شمال مدیترانه را در برمی‌گیرد. در این حالت با انتقال هوای سرد جنب قطبی بر روی مدیترانه و حرکت شرق سوی واچرخند آזור و استقرار آن بر روی شمال آفریقا هوای سرد عرض‌های جنب قطبی را بر روی شمال آفریقا منتقل

منابع

- ۱- جعفرپور، ابراهیم- اقلیم‌شناسی سینوپتیک- انتشارات دانشگاه تهران، (۱۳۸۱).
- ۲- صنایعی ابراهیم- بررسی ضرایب ناپایداری در تهران- سازمان هواشناسی کشور- (۱۳۷۹).
- ۳- حقیقت کاشانی، خسرو- فرکانس توفان تندری در ایران- پایان‌نامه کارشناسی ارشد- مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران- (۱۳۷۹).
- ۴- پژوهشکده هواشناسی- بررسی وقوع پدیده‌های بهمن، توفان تندری و تگرگ در مناطق مختلف ایران- گزارش سوم- جلد اول- تعیین پتانسیل وقوع بلاای جوی و اقلیمی کشور.
- ۵- حسینی، سید باقر- مطالعه سینوپتیکی توفان‌های شدید در تهران- پایان‌نامه کارشناسی ارشد- دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۷۹).
- ۶- امینی، لیلیا- بررسی انرژی پتانسیل در یک سیستم همرفتی- پایان‌نامه کارشناسی ارشد- مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (۱۳۷۹).
- ۷- عزتیان، ویکتوریا- نقش فرآیندهای فیزیکی در تشدید ناپایداری‌های جوی- کنفرانس ژئوفیزیک ایران- (۱۳۸۲).
- ۸- عبدمنافی، دینا- بررسی شاخص‌های ناپایداری و برش قائم و وضعیت رطوبتی هنگام نزول تگرگ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد- دانشگاه علوم و فنون دریایی دانشگاه آزاد- (۱۳۸۲).
- ۹- قندهاری، شهرزاد- بررسی امکان شبیه‌سازی بارش‌های شدید حاصل از سلول همرفتی با استفاده از مدل MM5 و مقایسه نتایج به صورت موردی- دانشگاه آزاد واحد علوم تحقیقات- (۱۳۸۵).
- ۱۰- علیجانی، بهلول- مبانی آب و هواشناسی- انتشارات سمت.
- ۱۱- حجازی زاده، زهرا- بررسی توفان‌های توأم با رعد و برق در غرب کشور- نشریه دانشکده ادبیات و علوم انسانی- دانشگاه تربیت معلم تهران- (۱۳۷۰).
- ۱۲- قائمی، هوشنگ- ناپایداری و توفان‌های رعد و برق- انتشارات آموزش سازمان هواشناسی- (۱۳۶۸).
- 13- Marinaki, A. Spiliotopoulos, M and Michalopoulou, H. Atmospheric instability indicates in Greece. *Advances in Geosciences*- 7.131-135. (2006)
- 14- Olafsson, H. Arason, P. Jonsson, T. Seasonal and interannual variability of thunderstorms in Island and the origin of air masses in the storm. (2004)
- 15- Coning, Ede. Adam, B.F. Bantiz, L. A severe weather event on 29 December 1997: synoptic and mesoscale pre. (1999)
- 16- Callo, A and Pascual, R. Diagnosis and modeling of a summer convective storm Mediterranean Pyrenees. (2005)
- 17- Periteri, Maria. Ulrich, Wolfgang. Smith, Roger K. Genesis condition for thunderstorm growth and the development of a squall line in the northern Alpine foreland. (1999)
- 18- A, Charles. C, A, Doswell. Scientific Approaches for very short range forecasting of severe convective storms in the United States of America. Internet. (1993)

پی‌نوشت

- 1- Convection Condensation Level
- 2- Lifting Condensation Level