

واکاوی ترمودینامیکی بارش‌های سنگین ناشی از پدیده سردچال در نواحی مرکزی و جنوب غرب ایران (مطالعه موردی: رخداد بارش ۱۱ آذر ۱۳۸۷)

دکتر کمال امیدوار^۱ - دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه یزد، یزد، ایران

سعید الفتی - کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی دانشگاه یزد، یزد، ایران

فریبا اقبالی‌بابادی - کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی دانشگاه یزد، یزد، ایران

خدیجه مرادی - دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۷/۲۲ تاریخ تصویب: ۱۳۹۲/۴/۹

چکیده

در این تحقیق یکی از سنگین‌ترین بارش‌های نواحی جنوب غرب و مرکز ایران (۸۷/۹/۱۱) طی چهار سال اخیر (۱۳۸۷ تا ۱۳۹۰) که دلیل رخداد آن پدیده سردچال بوده است، مورد بررسی قرار گرفته و نیز به واکاوی ترمودینامیکی این بارش‌های چشمگیر و کم‌سابقه پرداخته شده است. ابتدا آمار بارش روزهای بارندگی از سازمان هواشناسی اخذ و سپس نقشه پهنه‌بندی بارش تهیه گردید. جهت تحلیل ترمودینامیکی این رویداد، با استفاده از ۸ شاخص ناپایداری به محاسبه میزان ناپایداری برای دو ایستگاه شاخص شیراز و اهواز اقدام شد. سپس نقشه‌های سطح دریا، سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، نقشه نم ویژه، نمودار هاف-مولر و تاوایی نسبی برای روزهای مورد مطالعه ترسیم گردید. نتایج حاصل از محاسبه شاخص‌ها نشان می‌دهد میزان ناپایداری در حد قابل توجهی برای ایجاد بارش سنگین بوده است. همچنین نقشه نم ویژه بیانگر آن بود که در روز بارش شدید، نم ویژه از میزان بالایی برخوردار بوده است که از طریق واچرخند مستقر بر روی عربستان، رطوبت دریای سرخ، دریای عرب و خلیج عدن به جنوب غرب و نواحی مرکزی ایران، تزریق و رطوبت این بارش‌ها را تامین کرده است. میزان قابل توجه تاوایی نسبی نیز حاکی از آن است که موقعیت قرارگیری محور ناوه بر روی خلیج فارس و جنوب عربستان و مقادیر کمیت تاوایی نسبی با یکدیگر منطبق هستند.

کلید واژه‌ها: تحلیل ترمودینامیک، سردچال، بارش شدید، نواحی جنوب غرب و مرکز، ایران.

مقدمه

مطالعه اقلیم‌شناسی بارش، ضمن شناخت پویه و رفتار بارش، امکان برنامه‌ریزی مبتنی بر آن را فراهم می‌سازد. این‌گونه توجه به بارش، به ویژه در نواحی مختلف سرزمین کم‌آبی نظیر ایران که منابع آب آن متکی بر بارش و با تقاضای روزافزون جمعیت رو به رشد همراه بوده، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (عساکره و رزمی، ۱۳۹۰: ۱۳۸). شاخص‌های ارزیابی پایداری که به شاخص‌های ناپایداری معروف اند، روابطی هستند که به کمک آن‌ها می‌توان میزان ناپایداری همرفتی مناطق مختلف جو را در جهت مطالعه و پیش‌بینی بارش‌ها بررسی کرد، این شاخص‌ها در پیش‌بینی فعالیت‌های همرفتی به کار می‌روند و عمدتاً به کمک نمودارهای ترمودینامیک و داده‌های رادیو سوند بررسی می‌شوند (حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵). وقوع بارش‌های شدید و رگباری از جمله ویژگی‌های آب و هوایی نواحی خشک و نیمه خشک است که موجب بروز سیل می‌شود. در سطح ایران و جهان مطالعات متعددی با نگرش‌ها و اهداف مختلف در ارتباط با تحلیل دینامیکی و ترمودینامیکی و سینوپتیکی بارش‌های شدید انجام شده که بیانگر نقش و اهمیت آن در زندگی انسان است. از جمله آن‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

روبرت (۱۹۹۸) رابطه شرایط جو بالا با رخداد بارش‌های سنگین تابستان در ایالت یوتا را بررسی نمود و نتیجه گرفت که انتقال رطوبت از اقیانوس اطلس در ایجاد بارش‌های سنگین تابستان در ایالت یوتا را بررسی نمود و نتیجه استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای داده‌های فشار و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را طبقه‌بندی و ارتباط تیپ-های هوای حاصله را با بارش‌های مدیترانه بررسی کرد. کوستا^۲ و همکارانش (۲۰۰۱) شاخص‌های ناپایداری را برای سه طبقه مهم از طوفان‌ها که طی سال‌های ۱۹۹۷-۱۹۹۹ در شمال ایتالیا رخ داده بود محاسبه کردند. کان^۳ و همکاران (۲۰۰۴) در «تفسیر و بررسی تغییرات بارش‌های سنگین ساعتی در توکیو از ۱۸۹۰ تا ۱۹۹۹» به این نتیجه رسیدند که در دهه ۱۹۴۰ و ۱۹۹۰ بارش‌های سنگینی رخ داده است. کریشنا^۴ (۲۰۰۸) در «مطالعه شدت طوفان سیکلونی گونو با استفاده از مشاهدات ماهواره» به بررسی طوفان ماه ژوئن ۲۰۰۷ و واکنش دمای سطح دریا در طول طوفان پرداخته است و به این نتیجه رسیده که تصاویر ماهواره دو روز قبل از طوفان افزایش دمای سطح دریا را نشان داده اند. مولر^۵ و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از شاخص‌های دینامیک و ترمودینامیک منتخب در یک دوره ۴۴ ساله (۱۹۵۸-۲۰۰۲) به بررسی متغیرهای هواشناسی به عنوان شاخص‌های تعیین رخداد بارش‌های سنگین در جمهوری چک پرداختند.

قربانی (۱۳۸۵) به منظور تحلیل و بررسی پدیده تگرگ از داده‌های جو بالا حاصل از رادیو سوند استفاده و شاخص‌های ناپایداری را محاسبه کرد. امیدوار (۱۳۸۶) در تحلیل بارش‌های منطقه شیرکوه نشان داد که الگوی کم فشار

۱ Littmann

۲ Costa

۳ Kahan

۴ Krishna

۵ Muller

سودانی مستقر بر روی عربستان و سیستم‌های ترکیبی سودانی - مدیترانه‌ای به دلیل تغذیه خوب رطوبت و دما از پهنه‌های جنوبی کشور و شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی جوی مناسب‌تر، بارش بیشتری را نسبت به سیستم‌های مدیترانه‌ای در این منطقه ایجاد می‌کند. ثنایی نژاد و همکاران (۱۳۸۸) به منظور بررسی وضعیت ناپایدار جو در ۶ مرداد ۱۳۸۸ مشهد با استفاده از داده‌های جو بالا به ترسیم نمودارهای اسکیتی پرداخته و شاخص‌های ناپایداری را محاسبه کردند. نتایج حاصل از شاخص‌های ناپایداری بیانگر احتمال بالای وقوع ناپایداری در این روز بودند. امیدوار و همکاران (۱۳۸۹) به مطالعه تاثیر سردچال‌ها بر وقوع بارش‌های شدید در نواحی جنوب غرب و مرکز ایران پرداختند. برای تحلیل این پدیده از آمار بارش روزانه ایستگاه‌های واقع در جنوب غرب و مرکز کشور و نقشه سطح دریا و سطوح ۵۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال استفاده کردند. نتایج مطالعه نشان می‌دهد که عامل اصلی ایجاد بارش نفوذ و استقرار سامانه پرفشار سیبری و تشکیل سردچال وسیع بر روی جنوب دریای خزر و مرکز ایران بوده است. گندمکار (۱۳۸۹) عامل اصلی بروز بارش‌های شدید و سیل‌زا در نواحی جنوبی استان بوشهر را سامانه کم فشار سودانی می‌داند که اگر با ورود سیستم‌های مدیترانه‌ای همراه باشد بارش‌های شدیدتری را ایجاد می‌کند. قویدل رحیمی (۱۳۹۰) با به کارگیری تعدادی از شاخص‌های ناپایداری به ارزیابی توفان تندی روز ۵ اردیبهشت ۸۹ در تبریز پرداخت و نشان داد که وقوع توفان تندی و بارش در روز مذکور بر اثر ورود جبهه هوای سرد و عوامل دینامیکی صورت گرفته و عوامل محلی در ایجاد آن نقشی نداشته است. محمدی و همکاران (۱۳۹۱) بارش‌های سیل‌آسای جنوب غرب ایران، ناشی از سامانه سودانی مورد مطالعه قرار دادند و نشان دادند که در توفان‌های منتخب دو مرکز بیشینه تلاوایی نسبی تراز میانی، یکی در شرق دریای مدیترانه و دیگری در غرب دریای سرخ روی کشور سودان شکل گرفته‌اند.

هدف این پژوهش آن است به بررسی ترمودینامیکی سنگین‌ترین بارش طی چهار سال اخیر که ساز و کار آن به دلیل وجود پدیده سردچال بوده است، پردازد.

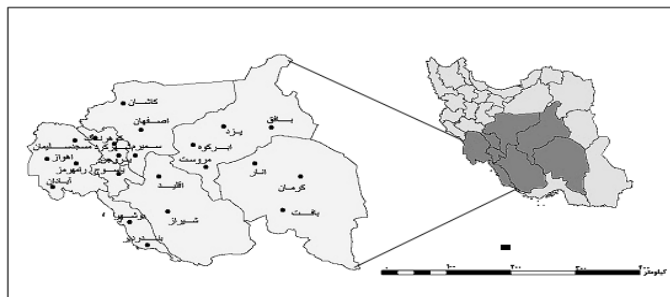
مواد و روش‌ها

ابتدا وضعیت اقلیمی و توپوگرافی منطقه مورد بررسی قرارگرفت و سپس بر اساس آن، برای داشتن پوشش نسبتاً کاملی از بارش‌های منطقه و اطلاعات دقیق‌تر، مشخصات اکثر ایستگاه‌های سینوپتیک و باران-سنجی تهیه گردید. با توجه به اینکه دلیل بارش شدید در روز ۱۱ آذر سال ۱۳۸۷ حضور یک سیستم سردچال بوده بارش‌های شدید ناشی از این پدیده طی ۴ سال شناسایی شد و آمار میزان بارش تاریخ‌های مورد نظر از سایت هواشناسی کشور تهیه گردید. از آنجا که میزان بارش در تاریخ مورد نظر از مقدار بالاتری نسبت به دیگر تاریخ‌ها در محدوده مورد مطالعه برخوردار بود، به عنوان مورد تحقیق برگزیده شد (جدول ۱) و اقدام به پهنه‌بندی بارش در محدوده مورد مطالعه گردید (شکل ۲). همچنین برای داشتن دید روشنی از ساختار این بارش نسبت به تهیه نقشه‌های سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین در روز بارش در محیط

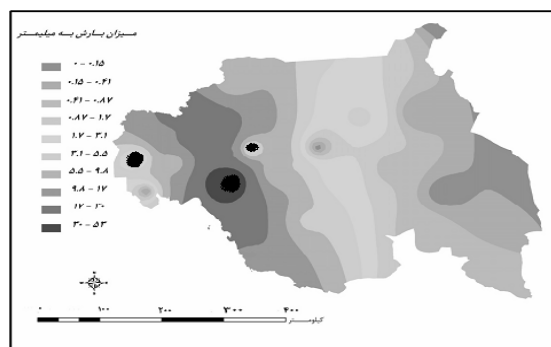
Grads اقدام شد. نمودارهای ترمودینامیکی موسوم به اسکوتی (Skew-T) برای تاریخ مورد نظر از سایت دانشگاه وایومینگ مورد استفاده شد. برای واکاوی میزان ناپایداری، از ۸ شاخص ناپایداری در ۲ ایستگاه شیراز و اهواز در محدوده مورد مطالعه استفاده گردید که در ادامه به معرفی و نتیجه بررسی آنها در این پژوهش خواهیم پرداخت. همچنین برای نشان دادن میزان چرخندگی، نقشه تاوایی نسبی آن ترسیم گردید. نقشه نم ویژه و نمودار هاف-مولر نیز برای نشان دادن مقاطع قائم فرارفت افقی نم ویژه ترسیم شد.

جدول ۱ بارش رخ داده در ایستگاه‌های جنوب غرب و مرکزی کشور از سال ۱۳۸۷ تا ۱۳۹۰

ایستگاه	ارتفاع (متر)	طول (شرقی)		عرض (شمالی)		بارش روز	بارش روز ۸۷/۱۱/۱۲	بارش روز ۸۷/۱۲/۷	بارش روز ۸۸/۹/۲۰	بارش روز ۱۳۸۹/۲/۱۴
		درجه	دقیقه	درجه	دقیقه					
شیراز	۱۴۸۴	۳۶	۵۲	۲۹	۳۲	۳۱/۷	۷/۸	۳/۲	۰/۵	۷/۳
یاسوج	۱۸۳۱	۴۱	۵۱	۳۰	۵۰	۵۳/۳	۳۰/۲	۲۴	۷	۲۶/۳
اهواز	۲۲/۵	۴۰	۴۸	۲۰	۳۱	۲۴/۳	۱۰	۰/۱	۰/۵	۱/۴
رامهرمز	۱۳۴	۳۴	۴۹	۳۱	۱۶	۶/۱	۸/۶	۱	۰/۳	۱۳
آبادان	۶/۶	۱۵	۴۸	۲۲	۳۰	۰	۰/۲	۰/۲	۲/۵	۱/۲
مسجد سلیمان	۴۳۸	۱۹	۴۹	۳۱	۵۶	۱۵/۷	۱۸	۴	۱۰	۳۵
شهر کرد	۲۰۴۸	۵۱	۵۰	۳۲	۱۷	۳۰/۹	۲۰/۱	۱۵/۳	۲/۲	۰/۴
کوه‌رنگ	۱۹۴۶	۵۴	۵۰	۳۲	۲۷	۳۰	۴۰/۳	۳۳/۳	۱۸/۲	۳۹/۲
بروجن	۲۱۹۷	۱۸	۵۱	۳۱	۵۷	۱۷/۸	۱۸	۷	۲/۶	۰/۱
بندر دیر	۴	۵۶	۵۱	۲۷	۵۰	۱۴/۵	۱۱/۱	۰/۱	۱۲	۰/۳
بوشهر	۱۹/۶	۵۰	۵۰	۲۸	۵۹	۳۰/۵	۲۴	۰/۱	۰	۰/۲
سمیرم	۲۳۸۷	۳۴	۵۱	۳۱	۲۴	۳۴/۳	۲۵/۲	۲۳/۲	۱۳/۴	۲۴/۸
اقلید	۲۳۰۰	۳۸	۵۲	۳۰	۵۴	۳/۸	۷/۶	۱۳/۱	۰	۷/۲
کرمان	۱۷۵۹	۳	۵۷	۳۰	۱۶	۰/۰۱	۱	۳	۱۳/۴	۱/۱
انار	۱۴۰۷	۱۶	۵۵	۳۰	۵۲	۰/۶	۰	۰	۱/۲	۲
بافت	۲۲۶۶	۳۶	۵۶	۲۹	۱۳	۰/۷	۰	۲۴/۷	۳۴/۶	۲/۱
کاشان	۹۴۰	۲۶	۵۱	۳۳	۵۹	۶/۲	۳/۳	۵	۶/۱	۶/۵
ابركوه	۹۲۷	۲۹	۵۳	۳۰	۳۱	۰/۷	۰	۰/۵	۲	۰
بافق	۸۴۵	۳۹	۵۳	۳۱	۲۸	۰	۰	۰/۸	۱	۰
یزد	۹۰۰	۴۳	۵۴	۳۱	۴۰	۳/۴	۲	۱	۱	۰
مروست	۱۰۵۰	۵۱	۵۳	۲۹	۳۵	۲/۳	۱/۳	۰/۸	۰/۵	۰/۱
		مجموع بارش روزانه				۳۰/۶/۲	۲۲۸/۷	۱۶۰/۹	۹۹	۱۶۸/۲



شکل ۱ نقشه محدوده مورد مطالعه

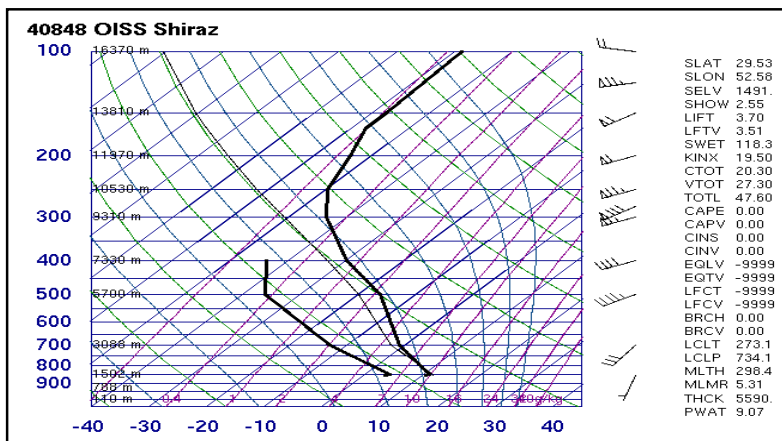


شکل ۲ نقشه پهنه‌بندی بارش در روز ۱۱ آذر ۱۳۸۷

شاخص شولتر (SI): اساس این شاخص رابطه‌ای است که بین دمای خشک و نقطه شبنم ۸۵۰ و دمای خشک سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برقرار است. آنچه در شاخص شولتر مهم است این که ناپایداری در بین تراز ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ می‌دهد. هرچه مقدار شاخص شولتر به سمت منفی می‌رود میزان ناپایداری بالاتر می‌رود (جدول ۲)؛ به عبارتی می‌توان گفت مقادیر منفی نشان‌دهنده آن است که شناوری مثبت تا ارتفاع بیشتری ادامه یافته و باعث صعود بیشتر توده هوا شده است (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵). معادله زیر این رابطه را نشان می‌دهد:

$$SI = T_1 - T_2$$

در این معادله، SI، شاخص شولتر، T_1 ، دمای واقعی هوا، T_2 ، دمای توده هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. برای نشان دادن این مطلب، نمودار اسکویوتی می‌تواند بهتر و دقیق‌تر به ما کمک کند. در این نمودار از LCL (فشار سطح تراکم جابجایی آزاد) سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال خطی به موازات خطوط افتاهنگ بی‌دررو اشباع رسم می‌شود تا خط فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال را در نقطه B قطع کند (شکل ۳).



شکل ۳ نمودار اسکویوتی شیراز در ساعت صفر گرینویچ روز ۱۱ آذر ۱۳۸۷

جدول ۲ مقادیر شاخص ناپایداری شولتر (خوشحال دستجردی و علیزاده، ۱۳۸۹)

ارزش شاخص شولتر SI	میزان ناپایداری
۰ تا -۴	ناپایداری متوسط
-۴ تا -۷	ناپایداری شدید
-۸ و کمتر	ناپایداری خیلی شدید

شاخص KI: این شاخص برای محاسبه و آشکارسازی ناپایداری و همرفت در سطح فوقانی جو مورد استفاده قرار می‌گیرد و بر حسب درجه سانتیگراد طبق معادله زیر بدست می‌آید (زاهدی و چوبدار، ۱۳۸۶؛ قویدل رحیمی، ۱۳۹۰):

$$KI = (T_{850} + T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$$

T_{850} : دمای ۸۵۰ هکتوپاسکال به درجه سانتیگراد، T_{700} : دمای سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال به درجه سانتیگراد، T_{500} : دمای نقطه شبنم سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به درجه سانتیگراد. این معادله از سه بخش تشکیل شده است: بخش اول: افت دما در حرکت بالا رو، بخش دوم: رطوبت اولیه و بخش سوم: تفاضل T_{700} و Td_{700} که نشان‌دهنده کمبود اشباع هوا در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی است که هرچه میزان یا اندازه بخش اول و بخش دوم بیشتر باشند و از طرف دیگر بخش سوم کمتر باشد، شدت ناپایداری افزایش می‌یابد. همچنین هر چه KI بالاتر باشد، میزان بارش در ایستگاه‌های زمینی افزایش می‌یابد (خوشحال دستجردی و علیزاده، ۱۳۸۹).

جدول ۳ مقادیر شاخص ناپایداری KI (خوشحال دستجردی و علیزاده، ۱۳۸۹)

میزان ناپایداری و حرکات همرفتی	ارزش شاخص KI
همرفت پتانسیل کم	۲۵-۱۵
همرفت پتانسیل متوسط	۳۹-۲۶
همرفت پتانسیل زیاد	۴۰ و بیشتر

شاخص TTI: این شاخص یکی از شاخص‌های مرسوم برای سنجش ناپایداری به حساب می‌آید و از رابطه زیر میزان آن محاسبه می‌گردد:

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

در معادله بالا، $T_{۸۵۰}$: دمای ۸۵۰ هکتوپاسکال به درجه سانتیگراد، $T_{۵۰۰}$: دمای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به درجه سانتیگراد و T_d : دمای نقطه شبنم است. این شاخص بیانگر تفاضل دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای توده هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است (میلر، ۱۹۷۲).

جدول ۴ مقادیر شاخص ناپایداری TTI (خوشحال دستجردی و علیزاده، ۱۳۸۹)

وضعیت	ارزش شاخص LI
احتمال کم حرکات همرفتی	تا ۴۴
احتمال تندر همراه توفان و رعد و برق	۴۴ تا ۵۵
احتمال توفان تندری شدید	۵۰ تا ۵۲
توفان تندری حتمی	۵۲ تا ۵۶
توفان تندری شدید	بیش از ۵۶

شاخص LI: در نمودارهای اسکمیوتی از LCL (محل تلاقی خطوط افتاهنگ بی‌دررو خشک و نسبت اختلاط) ارتفاع ۵۰۰ متری سطح زمین خطی به موازات افتاهنگ بی‌دررو اشباع رسم می‌شود تا در نقطه‌ای تحت عنوان D خط فشار ۵۰۰ هکتوپاسکال را قطع کند (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰). مقدار این شاخص از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$LI = T_{۵۰۰} - T_d$$

در این رابطه T_d دمای نقطه D به درجه سانتیگراد است.

جدول ۵ مقادیر شاخص ناپایداری LI (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰)

وضعیت	ارزش شاخص TTI
احتمال وقوع رگبارهای باران و برف	بین ۰ تا -۲
احتمال وقوع توفان	بین -۲ تا -۵
احتمال توفان شدید	بین -۵ تا -۶
احتمال وقوع تورنادو	بین -۶ تا -۷

شاخص CAPE: در سال‌های اخیر استفاده از شاخص CAPE (انرژی جابجایی قابل دسترس) برای ارزیابی پتانسیل جابجایی اتمسفر رایج شده است، CAPE شاخص پیوستگی قائم جو است و میزان انرژی مترکم شناور در سطح تراکم آزاد (LFC) از سطح تراکم آزاد (LFC)، سطحی که در آن دمای بسته هوا از دمای محیط تجاوز می‌کند و نسبت به محیط حالت ناپایدار پیدا می‌کند) تا سطح تعادل (el، سطحی که در آن دمای محیط از دمای بسته هوا تجاوز می‌کند و بسته هوا نسبت به محیط حالت پایدار پیدا می‌کند) را بیان می‌کند (زاهدی و چوبدار، ۱۳۸۶).

$$CAPE = g \int_{z_{LFC}}^{z_{el}} \frac{\theta - \theta_s}{\theta_s} dz$$

در معادله بالا CAPE بر حسب J/kg محاسبه می‌گردد. g : نیروی جاذبه، el : سطح تعادل بسته هوا، LFC : سطح آزاد همرفتی، θ : دمای بالقوه محیط، θ_s : دمای بالقوه توده هوا می‌باشد. در واقع این معادله بیانگر آن است که برای محاسبه این شاخص، نیمرخ دمای محیط و دمای توده هوای صعود کننده بین دو سطح (LFC) جایی که توده هوا شروع با بالا رفتن می‌کند و ناپایداری هوا را به دنبال دارد و تراز (el) جایی که حرکات همرفتی به پایداری یا تعادل می‌رسند محاسبه می‌شود. مقادیر بالای شاخص CAPE بیان‌کننده اختلاف هرچه بیشتر دمای بسته هوای صعودکننده و دمای محیط است. هرچه این مقدار میزان بالاتری نشان دهد نیروی شناوری قوی‌تر و در نتیجه شتاب بالارو بیشتر است. این شاخص حداکثر انرژی ممکن بسته هوای ناپایدار را صرف نظر از بخار آب و آب چگالیده شده در شناوری نشان می‌دهد (ویلیامز و کلمپ، ۱۹۸۶). جدول شماره ۱۰ مقادیر شاخص مذکور و میزان ناپایداری را نشان می‌دهد.

جدول ۶ مقادیر شاخص ناپایداری CAPE (زاهدی و چوبدار، ۱۳۸۶)

میزان ناپایداری	CAPE (j/kg)
ناپایداری متوسط	۱-۱۵۰۰
ناپایداری شدید	۱۵۰۰-۲۵۰۰
ناپایداری خیلی شدید	بیشتر از ۲۵۰۰

شاخص PW یا آب قابل بارش: آب قابل بارش به صورت جرم بخار موجود در هوا از سطح زمین تا انتهای تروپوسفر یا بین هر دو سطح فشار دلخواه در نظر گرفته می‌شود (بایرز، ۱۳۷۷). با توجه به آنکه میزان حداکثر رطوبتی که می‌تواند در حجم معینی از هوا وجود داشته باشد، به میزان دمای آن وابسته است و با آن نسبت مستقیم دارد، توده هوای مرطوب در اثر صعود فشار آن کم و در اثر انبساط سرد می‌گردد در نتیجه، دمای هوا ابتدا به نقطه شبنم رسیده و پس از آن قسمتی از رطوبت کم که نمی‌تواند به صورت بخار باقی بماند، متراکم می‌شود و به بارندگی تبدیل می‌گردد (قائمی، ۱۳۸۶: ۳۰۶). میزان آب قابل بارش از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$pw = \int_{p_0}^{p_0} \frac{p_0}{p} q dp$$

در این رابطه، g : نیروی جاذبه، q : رطوبت ویژه، P_0 : فشار سطح زمین و $P_{0.0}$: فشار سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. این شاخص، مقدار آب چگالیده شده و یا بخار آب را در هنگام وقوع بارش شدید نشان می‌دهد.

شاخص SOI: این شاخص را شاخص صعود می‌گویند و در واقع میزان و اندازه بالاروی ابرهای همرفتی را نشان می‌دهد که با استفاده از داده‌های ارتفاع بین ۱۵۲۴ و ۶۰۹۶ متری و بر اساس رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$SOI = (T_{800} - T_{500}) + (T_{800} - T_{d_{800}}) + T_{d_{800}}$$

شاخص SOI برای ارزیابی و پیش‌بینی احتمال وقوع توفان‌های تندری بر اساس جدول زیر طبقه‌بندی می‌گردد.

جدول ۷ طبقه بندی احتمال وقوع توفان تندری بر اساس شاخص SOI (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰)

مقدار شاخص SOI	وقوع توفان تندری
کمتر از ۱۰-	احتمال وقوع خیلی کم
بین ۱۰- تا ۵	احتمال وقوع متوسط
بین ۵ تا ۲۰	احتمال وقوع زیاد
بیشتر از ۲۰	احتمال وقوع خیلی زیاد

شاخص SWEAT: این نمایه بیشتر جهت ارزیابی بالقوه شدت توفان‌ها و خطرات ناپایداری‌های جوی مورد استفاده قرار می‌گیرد (جدول ۸). این شاخص از طریق فرمول زیر محاسبه می‌گردد.

$$SW = 20 \cdot (tt - 49) + 12 \cdot D_{800} + 2 \cdot v_{800} + v_{500} + 125 [\sin(\Delta v_{500} - 800) + 0.7]$$

در این رابطه، tt : شاخص مجموع بوده و چنانچه میزان آن کمتر از ۴۹ باشد، مقدار آن منفی می‌شود. D_{850} : دمای نقطه شبنم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، V : تفاوت سرعت باد در ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال. ΔV : اختلاف جهت باد در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال است که بر حسب درجه نشان داده می‌شود. با توجه به اینکه مقادیر این معادله همواره مثبت بوده مقادیر بیش از ۳۰۰ احتمال توفان را افزایش و مقادیر بیش از ۴۰۰ احتمال وقوع تورنادو را بیان می‌کند (میلر، ۱۹۷۲).

جدول ۸ مقادیر شاخص ناپایداری SWEAT (تاجبخش و همکاران، ۱۳۸۸)

میزان خطر	شدت توفان	مقدار شاخص SWEAT
بدون خطر	بدون توفان	کمتر از ۲۷۲
خطر کم	توفان‌های ضعیف	۲۷۲ تا ۲۹۹
خطر متوسط	وقوع توفان تندی	۳۰۰ تا ۴۰۰
خطر زیاد	احتمال وقوع تورنادو	۴۰۱ تا ۶۰۰
خطر بسیار بالا	توفان در حد تورنادو	۶۰۱ تا ۸۰۰

بحث و نتایج

بررسی شاخص‌های ناپایداری

شاخص شولتر: عدد ۴/۲۸- محاسبه شده برای ایستگاه اهواز و عدد ۵/۴۳- برای ایستگاه شیراز بیان‌کننده آن است که در این مناطق ناپایداری شدید به وقوع پیوسته است و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دمای توده هوا از محیط اطرافش بیشتر است. همان‌گونه که در شکل ۳ دیده می‌شود نمودار اسکویوتی نشان‌دهنده آن است که بیشترین چگالش رطوبت در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به وقوع می‌پیوندد.

شاخص TTI: ایستگاه شیراز با میزان شاخص ۱۹ همرفت با پتانسیل کم را نشان می‌دهد و ایستگاه اهواز نیز با میزان شاخص ۱۶ همرفت با پتانسیل کم را نشان می‌دهد که نشان از حرکات همرفتی است.

شاخص KI: ایستگاه شیراز با میزان شاخص ۴۷ احتمال دارد یک تندر همراه با توفان رعد و برق رخ داده باشد و ایستگاه اهواز نیز با میزان شاخص ۴۰ احتمال کم حرکات همرفتی را نشان می‌دهد که نشان از وقوع بارش دارد.

شاخص LI: طبق جدول ۹ ایستگاه شیراز با میزان شاخص ۳- از احتمال وقوع توفان حکایت دارد حال آنکه ایستگاه اهواز با میزان شاخص ۱- احتمال وقوع رگبارهای باران و برف را نشان می‌دهد که نشان از وقوع احتمالی بارش دارد.

شاخص CAPE: با توجه به مقدار محاسبه شده، مقدار شاخص CAPE برای ایستگاه شیراز ۱۸۵۰ ژول بر کیلوگرم بوده است. در این زمان، مقدار شاخص مورد نظر، نشان‌دهنده نیروی مثبت بالارو و ناپایداری تقریباً زیاد (۱۸۵۰ و ۱۵۹۰) در دو ایستگاه، گویای ناپایداری متوسط از تراز تعادل تا تراز همرفتی است.

شاخص Pw: با توجه به میزان بالای مقدار شاخص k در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و میزان آب قابل بارش ۲۹/۵۴ در اهواز و ۳۴/۱ در شیراز و ریزش بارش ۳۱/۷ میلیتر در ایستگاه شیراز، ۲۴/۳ میلیتر در اهواز، ۵۳/۳ در یاسوج، ۳۹ میلیتر در کوهرنگ می‌تواند گواه ناپایداری قابل توجه و حرکات همرفتی در ایستگاه‌های فوق باشد.

شاخص SOI: مقادیر محاسبه شده برای شاخص SOI گویای حرکات همرفتی متوسط در ایستگاه‌های مورد نظر است و احتمال وقوع توفان تندی در حد متوسط داشته است.

شاخص SWEAT: بنابر میزان محاسبه شده برای شاخص SWEAT برای ایستگاه‌های شیراز و اهواز، در این تاریخ این دو در قسمت توفان‌های ضعیف با خطر کم جای می‌گیرند.

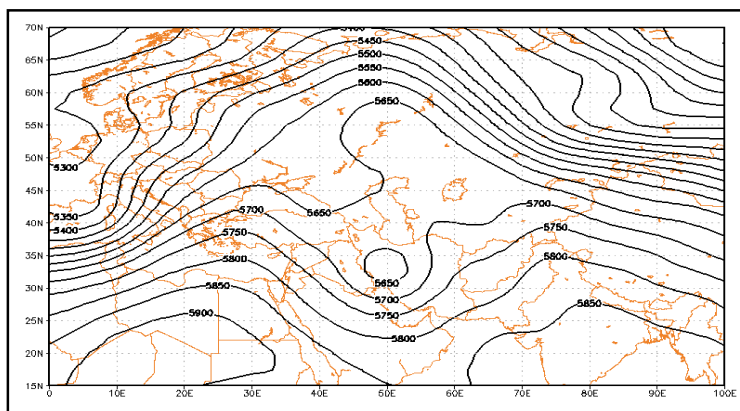
جدول ۹ مقادیر شاخص ناپایداری برای ایستگاه‌های اهواز و شیراز

ایستگاه	اهواز	شیراز
شاخص شولتر	-۴/۲۸	-۵/۴۳
شاخص KI	۱۶	۱۹
شاخص TTI	۴۰	۴۷
شاخص LI	-۱	-۳
شاخص CAPE	۱۵۹۰	۱۸۵۰
PW(mm)	۲۹/۵۴	۳۴/۱
شاخص SOI	۲	۵
شاخص SWEAT	۲۷۵	۲۹۳

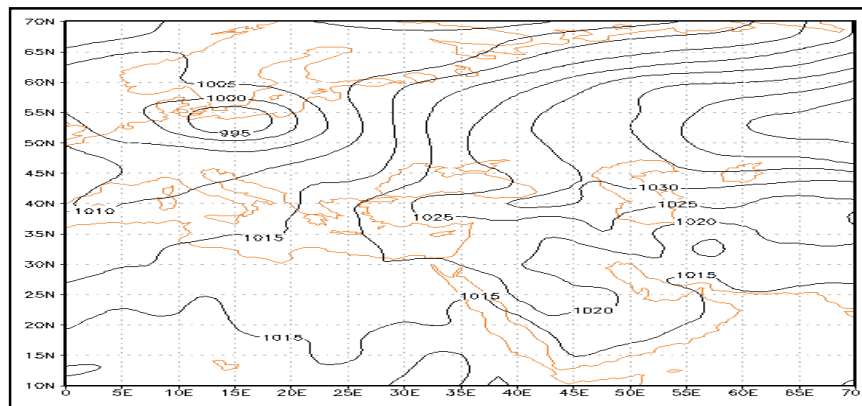
تحلیل نقشه‌های هوا

در روز یازدهم آذر ۱۳۸۷ مرکز کم‌ارتفاعی که روزهای قبل در غرب ایران قرار داشته، از منشا خود جدا شده و به صورت یک کم‌فشار بریده درآمد. این کم‌فشار بریده کم‌کم به داخل کشور پیشروی کرده و تا عرض جغرافیایی ۳۲ درجه شمالی پایین آمده است. نقشه سطح دریا نیز نشان می‌دهد که وجود کم‌فشار بریده (سردچال) باعث حرکت کند سامانه‌های جنوبی و جنوب‌غربی روی ایران شده و سبب ادامه بارش‌ها

شده است. سامانه پرفشاری که بر روی شمال دریای خزر و روسیه مستقر بود، قوی‌تر شده و به علت همراهی یک پشته در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، فشار مرکز آن به ۱۰۴۵ هکتوپاسکال رسیده و زبانه‌های آن نواحی غربی و مرکزی ایران را در بر گرفته است (شکل ۴). همچنین در این روز کم‌فشار ۱۰۱۵ هکتوپاسکال روز قبل، کاملاً در مرکز ایران مستقر شده و سبب ریزش‌های قابل توجهی شده است. به طوری که یاسوج ۵۳/۳ میلیمتر، شهرکرد ۳۰/۹ میلیمتر، بوشهر ۳۰/۵ میلیمتر، کوهرنگ ۳۰ میلیمتر و سمیرم ۳۴/۳ میلیمتر بارش داشته‌اند. قوی‌تر شدن مرکز پرفشار واقع بر روی سبیری تا ۱۰۵۰ هکتوپاسکال، باعث ریزش هوای سرد بر روی نیمه شرقی و شمال شرق ایران شده است (شکل ۵).



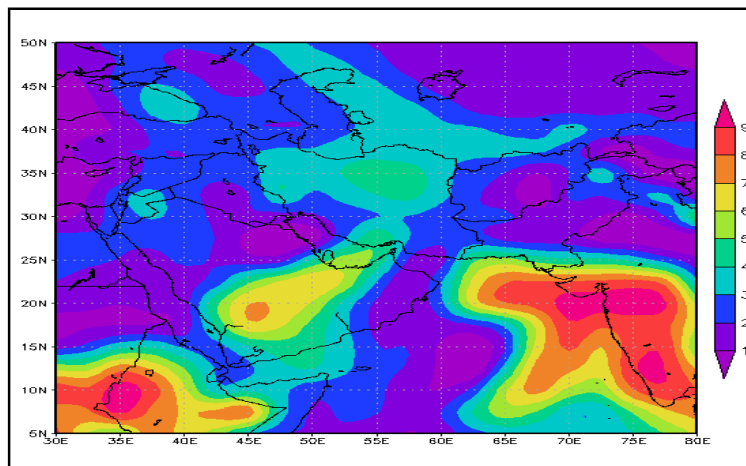
شکل ۴ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، تاریخ ۱۳۸۷/۹/۱۱ (ساعت صفر گرینویچ)



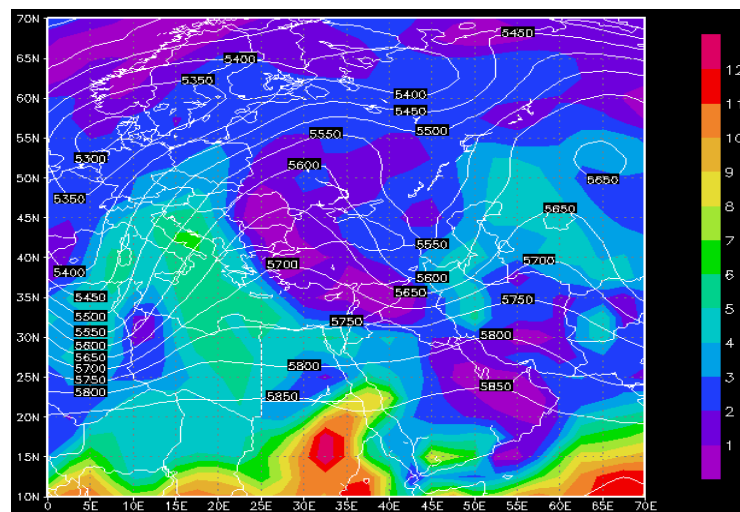
شکل ۵ نقشه فشار سطح دریا، تاریخ ۱۳۸۷/۹/۱۱ (ساعت صفر گرینویچ)

از آنجا که نم ویژه با افزایش ارتفاع، به شدت کاهش می‌یابد، از این رو بررسی این کمیت در ترازهای بالاتر از ۵۰۰ هکتوپاسکالی ضرورت چندانی ندارد (محمدی و همکاران، ۱۳۹۱). در این تحقیق نیز سعی شده است به

بررسی مقادیر نم ویژه در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در رابطه با موقعیت این سیستم بارش‌زا پرداخته شود. بررسی نقشه‌های نم ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که بیشینه نم ویژه بر روی کشور سودان و تقریباً جنوب دریای سرخ واقع شده است و با چرخش به شمال و شمال‌شرق جریان هوا در یال غربی پرفشار جنوب عربستان در حقیقت منبع اصلی رطوبتی این بارش شدید دریای عرب و دریای سرخ بوده است. آنتی سیکلون تشکیل شده بر روی عربستان به طرف شرق حرکت کرده و با گردش هوا از روی خلیج عدن و دریای سرخ، رطوبت را از طریق تنگه هرمز و دریای عرب به ایران وارد کرده است (اشکال ۶، ۷ و ۸).

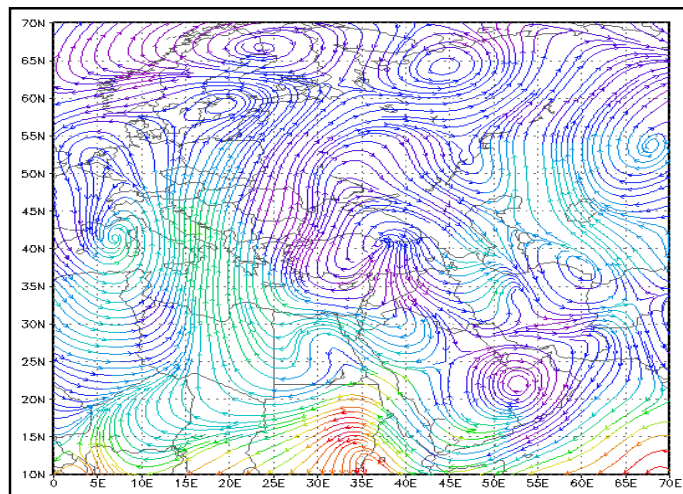


شکل ۶ میزان نم ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (گرم بر کیلوگرم) ساعت صفر گرینویچ روز ۱۱ آذر ۱۳۸۷



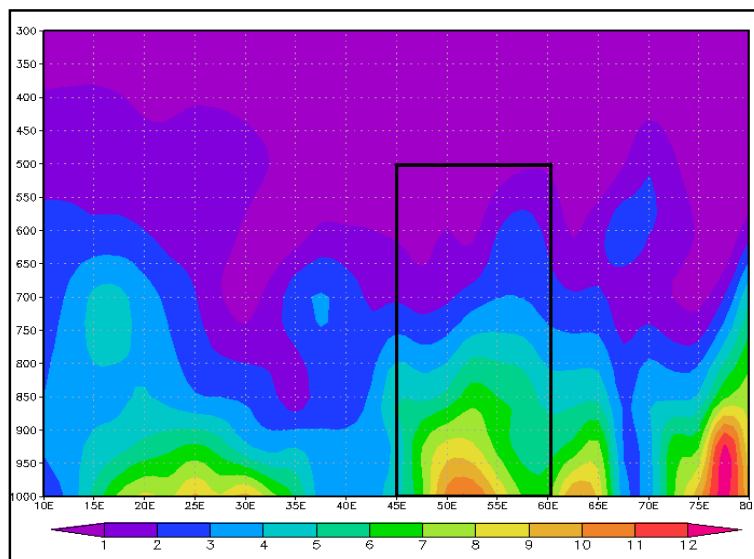
شکل ۷ نقشه ترکیبی خطوط جریان تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و میزان نم ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (گرم

بر کیلوگرم) ساعت صفر گرینویچ روز ۱۱ آذر ۱۳۸۷



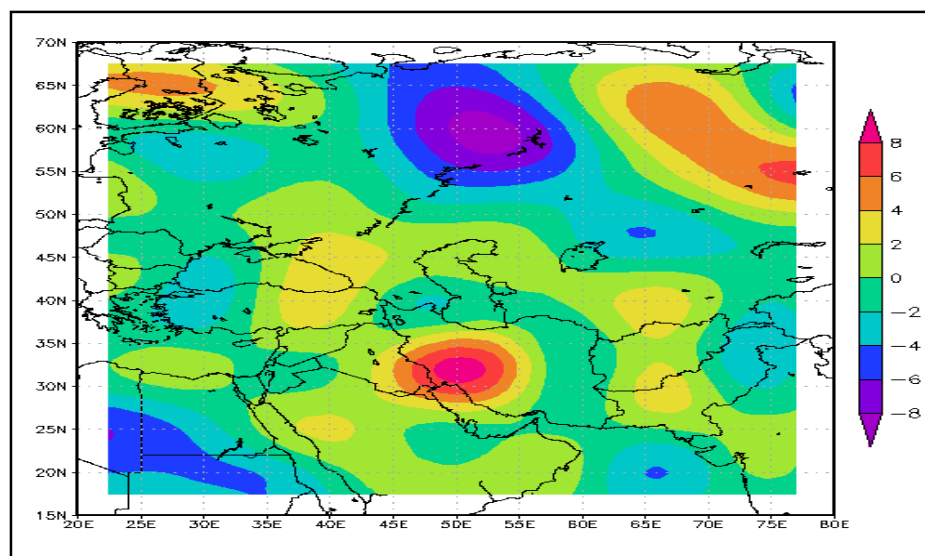
شکل ۸ نقشه خطوط جریان (streamline) ساعت صفر گرینویچ روز ۱۱ آذر ۱۳۸۷

به منظور بررسی اثر متقابل مقادیر بیشینه رطوبت و بزرگی باد، نمودار هاف - مولر ترسیم گردید (شکل ۹). این نمودار به منظور نشان دادن فرارفت افقی نم ویژه به صورت نیمرخ قائم از تراز ۱۰۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکالی، در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی و در زمان رخداد بارش شدید تولید شده است. در این نمودار مقدار فرارفت رطوبت در منطقه مطالعاتی (بین طولهای ۴۸ تا ۵۵ درجه شرقی) میزان قابل توجهی را نشان می‌دهد که همزمان با بارندگی بوده است.

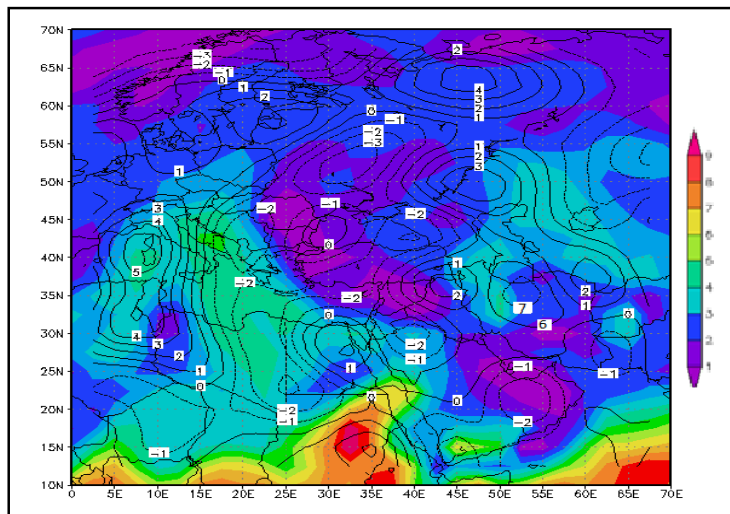


شکل ۹ نمودار هاف - مولر نشان‌دهنده مقاطع قائم فرارفت افقی نم ویژه ساعت صفر گرینویچ روز ۱۱ آذر ۱۳۸۷

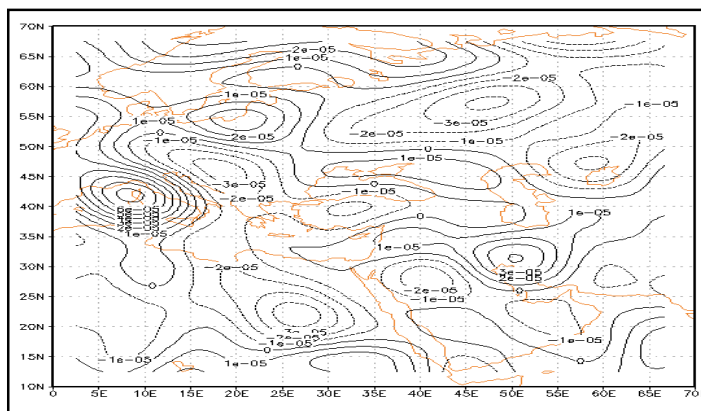
در این پژوهش سعی شده است با توجه به اینکه در محاسبات تاوایی نسبی مقدار نم ویژه مورد توجه و محاسبه قرار می‌گیرد و این مقوله در محاسبات تاوایی پتانسیلی مورد نظر نیست، بجای تاوایی پتانسیلی از تاوایی نسبی استفاده شود. بررسی نقشه‌های تاوایی نسبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال گویای آن است که موقعیت قرارگیری محور ناوه بر روی خلیج فارس و جنوب عربستان و مقادیر کمیت تاوایی نسبی با یکدیگر منطبق هستند؛ بگونه‌ای که مقادیر بیشینه تاوایی نسبی ترازهای میانی با بخش شرقی ناوه این تراز که بر روی جنوب، جنوب‌غرب و نواحی مرکزی ایران قرار گرفته است انطباق دارند. مقادیر کمیت تاوایی نسبی در قسمت ذکر شده قابل توجه بوده و بیشترین میزان را در روز رخداد بارش به خود اختصاص داده است. نقشه چرخندگی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در روز یازدهم نشان می‌دهد که ناهنجاری در این تراز در غرب اروپا مثبت است و به طرف شرق، یعنی شرق مدیترانه و شمال دریای سرخ ناهنجاری منفی را نشان می‌دهد. این منطقه که بر منطقه چرخندگی مثبت سردچال منطبق است، دارای بیشترین ناپایداری و بارش می‌باشد (اشکال ۱۱، ۱۰ و ۱۲). نیمرخ چرخندگی در عرض ۳۰ درجه شمالی حاکی از ناهنجاری مثبت قوی در طول ۴۵ تا ۵۵ درجه شرقی در تمامی ترازهای جو به ویژه ترازهای بالاتر از ۷۰۰ هکتوپاسکال است (شکل ۱۳). همچنین نیمرخ چرخندگی ترسیم شده برای طول ۵۳ درجه شرقی در این روز ناهنجاری مثبت را از عرض ۲۵ درجه تا ۳۵ درجه شمالی در بالاتر از تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد و بارش‌های قابل توجه در این روز بر این امر گواه است (شکل ۱۴).



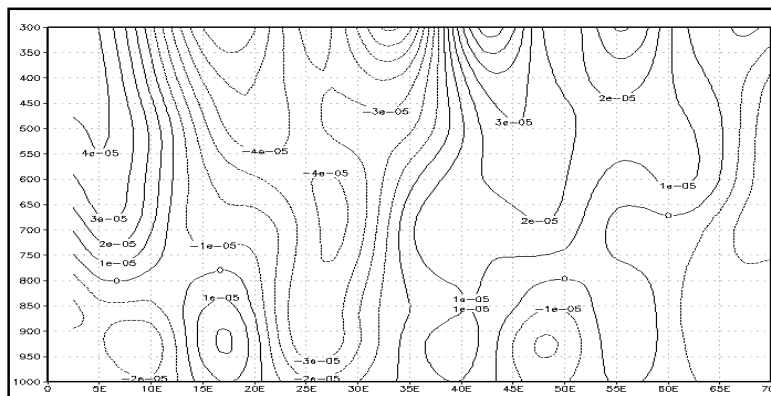
شکل ۱۰ تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در زمان رخداد بارش ساعت صفر گرینویچ روز ۱۱ آذر ۱۳۸۷



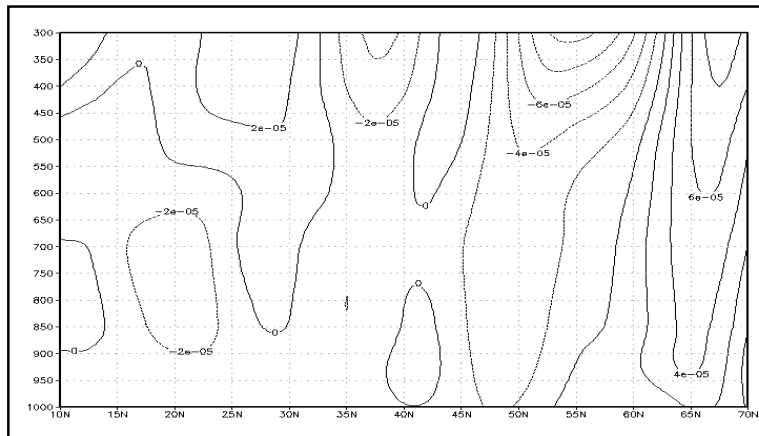
شکل ۱۱ نقشه نم ویژه و تاوایی نسبی در زمان رخداد بارش ساعت صفر گرینویچ روز ۱۱ آذر ۱۳۸۷



شکل ۱۲ نقشه چرخندگی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، تاریخ ۱۳۸۷/۹/۱۱



شکل ۱۳ نیمرخ چرخندگی برای عرض ۳۰ درجه شمالی، تاریخ ۱۳۸۷/۹/۱۱



شکل ۱۴ نیمرخ چرخندگی برای طول ۵۳ درجه شرقی، تاریخ ۱۳۸۷/۹/۱۱

نتیجه‌گیری

وقوع بارش‌های سنگین در برخی مواقع موجب خساراتی در بخش‌های مختلف می‌گردد. اما در برخی مواقع می‌توان با کنترل و استفاده از این بارش‌ها از آنها در تامین و ذخیره‌سازی آب استفاده کرد. شاخص‌های ناپایداری جوی ابزار علمی بسیار سودمندی در جهت درک ماهیت و پیش‌بینی مخاطرات جوی و این نوع بارش‌ها به شمار می‌رود. نتایج حاصل از واکاوی ترمودینامیکی بارش شدید به وقوع پیوسته در تاریخ ۱۱ آذر ماه ۱۳۸۷ که با استفاده از ۸ شاخص ترمودینامیک، نمودار اسکیتوی، نقشه‌های نم و ویژه، نمودار هاف - مولر، نقشه تاوایی نسبی، نقشه سطح دریا و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال انجام گرفت نشان داد که بارش‌های شدید به گونه‌ای به وقوع حرکات قائم همرفتی در ترازهای پایین‌تر از ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز بستگی دارد. همچنین نیروی شناور مثبت و نسبتاً قوی در زمان وقوع این بارش حاکم بوده است. علت این ناپایداری قوی را می‌توان ریزش هوای سرد عرض‌های بالا و ایجاد یک ناوه عمیق و جدا شدن از سیستم اصلی و به صورت یک سردچال درآمدن است. این فرایند موجب شده است که دمای بسته هوا از محیط اطراف گرم‌تر شود و تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال صعود کند، با توجه به مقدار نم تقریباً قابل توجه و میزان آب قابل بارش ۲۴/۱ و ۱۹/۵۴ میلی متری در جو زمینه برای تراکم و تخلیه رطوبت فراهم شود. بررسی تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در مورد بارش مورد مطالعه نشان می‌دهد که در هنگام رخداد بارش مرکز بیشینه این کمیت بر روی جنوب غرب ایران بوده است. همچنین همراه شدن جریان‌های باد با هسته‌های بیشینه نم و ویژه بر روی کشور سودان و جنوب دریای سرخ، رطوبت لازم را برای وقوع این بارش که از طریق واچرخند تشکیل شده بر روی عربستان به جنوب و جنوب‌غرب ایران کشیده شده است، فراهم کند.

منابع و مأخذ

- امیدوار، کمال، و همکاران؛ ۱۳۸۹. تحلیل همدمیدی اثرهای سردچال در وقوع بارش‌های شدید در مرکز و جنوب غرب ایران. مجله برنامه ریزی و آمایش فضا. دوره ۱۴. شماره ۴. صص ۱۶۱-۱۸۹.
- امیدوار، کمال؛ ۱۳۸۶. بررسی و تحلیل شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی رخداد بارش در منطقه شیرکوه. پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۵۹. صص ۸۱-۹۸.
- بایرز هریس، رابرت؛ ۱۳۷۷. هواشناسی عمومی. ترجمه تاج‌الدین بنی‌هاشم. تهران: مرکز نشر دانشگاهی.
- تاج‌بخش، سحر و همکاران؛ ۱۳۸۸. روشی برای پیش‌بینی رخداد توفان‌های تندری با طرح دو بررسی موردی. مجله فیزیک زمین و فضا. دوره ۳۵. شماره ۴. صص ۱۶۶-۱۴۷.
- ثناپی نژاد، سید حسین و همکاران؛ ۱۳۸۸. تحلیل سینوپتیکی و دینامیکی پدیده‌های همرفتی محلی به منظور بهبود پیش‌بینی آنها. چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران. تهران. اردیبهشت ۱۳۸۸. صص ۲۳۴-۲۳۷.
- خوشحال‌دستجردی، جواد و علیزاده، تیمور؛ ۱۳۸۹. بررسی همدید و ترمودینامیک رگبار موجد سیلاب ۸۸/۶/۲۴ در استان خراسان رضوی. مجله برنامه ریزی و آمایش فضا. دوره ۱۴. شماره ۴. صص ۱۰۹-۱۰۶.
- صادقی‌حسینی، سید علیرضا و رضائیان، مهتاب؛ ۱۳۸۵. بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارور سازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان. مجله فیزیک زمین و فضا. جلد ۳۲. شماره ۲۰. صص ۹۸-۸۳۸۷.
- عساکره، حسین، و رزمی، رباب؛ ۱۳۹۰. اقلیم‌شناسی بارش شمال‌غرب ایران. مجله جغرافیا و توسعه. شماره ۲۵. صص ۱۵۸-۱۳۷.
- قربانی، اعظم؛ ۱۳۸۵. تحلیل و بررسی پدیده تگرگ و طبقه بندی ابر با استفاده از RS&GIS در حوضه زاینده رود. پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت معلم، استاد راهنما: زهرا حجازی زاده، تهران.
- قوبدل رحیمی، یوسف؛ ۱۳۹۰. کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز. مجله فضای جغرافیایی اهر. سال یازدهم. شماره ۳۴. صص ۱۸۲-۲۰۸.
- قائمی، هوشنگ؛ ۱۳۸۶. هواشناسی عمومی تهران: انتشارات سمت.
- زاهدی، مجید، و چوبدار، اصغر؛ ۱۳۸۶. مقایسه شاخص‌های ناپایداری جوی حوضه آبریز آجی چای با استانداردهای ناپایداری جوی و تعیین الگو برای این حوضه. مجله جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای. شماره ۹. صص ۴۴-۴۱.
- گندمکار، امیر؛ ۱۳۸۹. بررسی همدمیدی بارش‌های شدید در نواحی جنوبی استان بوشهر. مجله چشم انداز جغرافیایی. سال چهارم. شماره ۱۰.
- محمدی، حسین و همکاران؛ ۱۳۹۱. تحلیل دینامیکی سامانه‌های سودانی در رخداد بارش سنگین در جنوب غرب ایران. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی. سال ۱۲. شماره ۲۴. بهار ۹۱.
- Costa, S., Mezzasalam, P., Levizzani, V., Alberoni, P. P., and Nanni, S., 2011. Deep convection over northern Italy: synoptic and thermodynamic analysis. Atmos. Res. ۵۶, ۷۳-۸۸.

- Miller, R. C., ۱۹۷۲. Notes on Analysis and Severe Storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rept. ۲۰۰(R). Headquarters. Air Weather Service. USAF. ۱۹۰ pp.
- Muller, M, et al., ۲۰۰۹. Heavy rains and extreme rainfall-runoff events in Central Europe from ۱۹۵۱ to ۲۰۰۲, Natural Hazards and earth system Sciences ۹(۲۰۰۹), ۴۴۱-۴۵۰.
- Kahan. Ran, Ziv & Baruch. Enzel., Yahouda & Dayan. Uri., (۲۰۰۲): Synoptic Climatology of Major Floods in the Negev Desert, Israel, J: Climatol, Vol ۲۲, PP. ۸۶۷-۸۸۲.
- Krishna. K. Muni., ۲۰۰۸. Study of the Intensity of Super Cyclonic Storm GONU Using Satellite Observations, J: Applied Earth Observation and Geoinformation.
- Littmann. T., ۲۰۰۰. An empirical classification of weather types in the Mediterranean Basin and their inter relation with rainfall, journal of theoretical and applied climatology, ۶۶:۱۶۱-۱۷۱.
- Robert P, Harnack., Donald T, jansen., Goseph, R., ۱۹۹۸. investigation of upper – air conditions occurring with heavy summer rain in Utah, International journal of climatology.
- Weisman, M. L. and J. Klemp., ۱۹۸۶. Characteristics of Isolated Convective storms. Mesoscale. *Meteorology and Forecasting*. P. S. Ray. Ed. Amer. Meteor. Soc. ۳۳۱-۳۵۸.