

واکاوی ترمودینامیک و همدید بارش‌های استثنایی بهاره و نقش ارتفاع ابر در رخداد بارش‌ها در شیراز

کمال امیدوار^۱، مهدی نارنگی فرد^{۲*}، مهدی محمودآبادی^۳، مجتبی فخاری واحد^۴

^۱ استاد گروه جغرافیا طبیعی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

^۲ دانشجوی دوره دکترا آب و هواشناسی دانشگاه یزد، یزد، ایران

^۳ دانشجوی دوره دکترا آب و هواشناسی دانشگاه یزد، یزد، ایران

^۴ دانشجوی دوره دکترا آب و هواشناسی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

سازوکار بارش‌های بهاره عمدتاً ناشی از فرآیندهای همرفتی است و رخداد این بارش‌ها همراه با سایر پدیده‌های آب و هوایی، نظیر پدیده سردچال شرایط را برای رویداد بارش‌های سنگین فراهم می‌سازد. در این پژوهش نخست بارش‌های سنگین بهاره (بارش‌های بیش از ۳۰ میلی‌متر با بیش‌ترین مجموع بارش در بازه زمانی ۱۳۳۵-۱۳۹۱) شهر شیراز مورد بررسی و سپس دو مورد از شدیدترین آن‌ها شناسایی گردید. به منظور تحلیل رخداد بارش‌ها داده‌های نمایه‌های ناپایداری مختلف و داده‌های فشار سطح دریا و ارتفاع سطح پانصد هکتوپاسکال، مولفه‌ی مداری و نصف‌النهاری باد، امگا و داده‌های ارتفاع ابر (بالای ابرهای بالا، میانه و پایین و پایین ابرهای بالا، میانه و پایین)، بررسی گردید. نتایج نشان می‌دهد عامل اصلی ایجاد بارش‌های سنگین در منطقه مورد مطالعه، تقویت فرود خاور مدیترانه در تروپوسفر میانی و همچنین تشکیل پدیده سردچال است، بنابراین در هر دو مورد امواج غربی به سمت عرض‌های پایین‌تر منتقل شده، در نتیجه سامانه‌های غربی با حرکت خود از روی آب‌های گرم جنوبی، رطوبت زیادی را کسب کرده و سبب ریزش بارش‌های سنگین و قابل توجهی در منطقه می‌گردد. همچنین نتایج نمایه‌های ناپایداری بیانگر احتمال توفان تندری، توفان و رعد و برق می‌باشد، مقادیر مثبت تاوایی و منفی امگا نشان از حرکات شدید صعودی در زمان رخداد بارش‌هاست؛ اما بررسی رابطه مابین ضخامت ابر و بارش‌های شدید نشان داد ارتفاع بالای ابر بالا در روز اوج بارش و پایین ابر پایین، به پایین‌ترین ارتفاع، در مقابل بالای ابر میانه و پایین به بالاترین ارتفاع خود رسیده است.

کلید واژه‌ها: بارش بهاره، نمایه‌های ناپایداری، ارتفاع ابر، شیراز

مقدمه

بارش‌های ابرسنگین اغلب بر روی قلمروهای کوچک رخ می‌دهند با این حال ممکن است این رویدادها درون سامانه‌های بزرگ مقیاس لانه کرده باشند و همچنین انرژی و رطوبتشان را از مناطق دور دست دریافت کنند (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹: ۴۸). بارش و آب قابل بارش دو مفهوم مجزا از هم هستند. از لحاظ تعریف، بارش هرگونه رطوبت متراکم شده‌ای است که به سطح زمین فرو می‌ریزد؛ بنابراین بارش در واقع تراکم و میعان ذرات ریز بخار آب در هوا می‌باشد. اما آب قابل بارش به این مفهوم است که اگر با توجه به نسبت آمیزه تحت شرایطی دمای هوا کمتر از دمای نقطه شبنم شود، پیش‌بینی شود که چه مقدار از کل رطوبت ستون اتمسفر به قطرات ریز مایع تبدیل می‌شود که بر حسب ارتفاع ایستایی آب بیان می‌شود آب قابل بارش الزاماً به مفهوم نزولات جوی نخواهد بود (مباشری و همکاران، ۱۳۸۹: ۱۰۹). از طرفی شاخص‌های ناپایداری روابطی هستند که به کمک آن‌ها می‌توان، ناپایداری همرفتی مناطق مختلف جو را بررسی کرد. این شاخص‌ها در پیش‌بینی فعالیت‌های همرفتی به کار می‌روند و عمدتاً به کمک نمودارهای ترمودینامیکی و داده‌های رادیوسوند محاسبه می‌شوند (صادقی و رضائیان، ۱۳۸۵: ۸۳). در عین حال معیارهای گوناگونی جهت تعیین بارش‌های سنگین بر اساس مناطق مختلف آب و هوایی توسط پژوهشگران ارائه گردیده از آن جمله: هلستروم بارش‌های بیش از ۴۰ میلی‌متر برای بارش‌های سنگین (Hellstrom, 2005: 631) و جنسا نیز معیار ۶۰ میلی‌متر را برای بارش سنگین و ۱۰۰ میلی‌متر را برای انتخاب بارش‌های ابرسنگین (Jansa et al, 2001: 46) و لانا نیز معیار بارش روزانه ۶۰ میلی‌متر (Lana et al, 2007: 27) را به عنوان بارش سنگین مورد مطالعه قرار دادند. لیجی^۱ و همکاران (۲۰۱۰) بارش‌های مداوم سنگین، با ماندگاری حداقل سه روزه و بارش روزانه مساوی یا بیشتر از ۵۰ میلی‌متر را معیار انتخاب این نوع از بارش‌ها قرار می‌دهد (نظری‌پور و دیگران، ۱۳۹۰: ۴۱). تغییرات بارش ناشی از تغییرات عوامل تولیدکننده آن است. بی‌نظمی موجود در عوامل ایجاد بارش به توزیع مکان و زمانی بارش منجر می‌شود، که شامل عوامل صعود، هوای مرطوب و هستک‌های چگالش است که توسط گردش عمومی هواسپهر فراهم می‌شود (امیدوار و ترکی، ۱۳۹۱، ۱۳۶)؛ ابرها از مهم‌ترین عناصر اقلیمی تاثیرگذار بر سامانه‌های اقلیمی سطحی کره زمین به شمار می‌آیند، چرا که از یک طرف در مجموعه سامانه‌های همدید، باعث انتقال مقادیر متناهی از رطوبت اقیانوس‌ها به خشکی‌های سطح زمین می‌گردند و از طرف دیگر نقش تعیین‌کننده‌ای در توزیع این رطوبت به صورت بارش در سطح زمین دارند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۲: ۸۸). بررسی میزان تأثیرگذاری فرآیند تکامل و تحول ابر بر رخداد بارش به ویژه بارش‌های سنگین کمک موثری در پیش‌بینی وقوع این چنین رویدادها می‌نماید. از این رو شناخت دقیق پراکندگی مکانی بارش و پی بردن به علل آن ضروری به نظر می‌رسد.

در میان پژوهش‌های صورت گرفته می‌توان به موارد زیر اشاره کرد. برمود^۲ و پویتین^۳ (۱۹۹۳) پیش‌بینی کوتاه مدت بارش‌های سنگین را با استفاده از داده‌های راداری جهت اهداف هیدرولوژیکی مورد بررسی قرار دادند.

^۱ Liji

^۲ Bremaud

^۳ Pointin

روبرت^۱ (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 اهمیت فوق‌العاده‌ای دارد. لیتمن^۲ (۲۰۰۰) با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای داده‌های فشار و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پانصد هکتوپاسکال را طبقه‌بندی و ارتباط تیپ‌های هوای حاصله را با بارش‌های مدیترانه بررسی کرد. کوستا^۳ و همکاران (۲۰۰۱) شاخص‌های ناپایداری را برای سه طبقه مهم از توفان‌ها که طی سال‌ها ۱۹۹۷-۱۹۹۹ در شمال ایتالیا رخ داده بود محاسبه کردند. رسول^۴ و همکاران (۲۰۰۴) در پژوهشی با بکارگیری داده‌های NCEP همراه با تصاویر رادار و ماهواره‌ای دلایل بارش سنگین در دو شهر اسلام‌آباد و راولپندی مورد بررسی قرار دادند؛ ناچامکین^۵ و همکاران (۲۰۰۵) به برآورد و پیش‌بینی بارش‌های سنگین با استفاده از روش ترکیبی در آمریکا پرداختند. کاسپار^۶ و مولر^۷ (۲۰۱۰) جهت تشخیص الگوهای همدیدی باران سنگین بر اساس روش خوشه‌بندی سلسله مراتبی، همچنین ارزیابی کمی شرایط ترمودینامیکی باران مداوم و سنگین در جمهوری چک را مطالعه کردند. ژائو^۸ (۲۰۱۲) به شبیه‌سازی رخداد بارش سنگین با استفاده از مدل (WRF)^۹ در مرکز چین پرداخت. در ایران نیز امیدوار (۱۳۸۶) در تحلیل بارش‌های منطقه شیرکوه نشان داد که الگوی کم فشار سودانی مستقر بر روی عربستان و سامانه‌های ترکیبی سودانی - مدیترانه‌ای به دلیل تغذیه مناسب رطوبت و دما از پهنه‌های جنوبی کشور و شرایط همدید و ترمودینامیکی جوی مناسب‌تر، بارش بیشتری را نسبت به سامانه‌های مدیترانه‌ای در این منطقه ایجاد می‌کند. زاهدی و چوبدار (۱۳۸۶) با مقایسه هفت شاخص ناپایداری جوی در حوضه آبریز آجی چای مربوط به ۷۱ مورد رخداد سیل در این حوضه پرداختند. امیدوار و همکاران (۱۳۸۹) در پژوهشی تأثیر سردچال‌ها را بر وقوع بارش‌های شدید در نواحی جنوب باختری و مرکز ایران را مورد بررسی قرار دادند؛ نتایج نشان داد که عامل اصلی ایجاد بارش‌های شدید در منطقه مورد مطالعه، نفوذ و استقرار سامانه پرفشار سیبری و تشکیل سردچالی گسترده بروی جنوب دریای مازندران و مرکز ایران بوده است. قویدل (۱۳۹۰) با به کارگیری نمایه‌های ناپایداری به ارزیابی توفان تندی ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ در تبریز پرداخت و نشان داد که رخداد 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. امیدوار و همکاران (۱۳۹۲) با محاسبه هشت نمایه ناپایداری بارش سنگین ناشی از پدیده سردچال در نواحی مرکزی و جنوب غرب ایران در تاریخ ۱۱ آذر ۱۳۸۷ بررسی کردند. نتایج حاصل از محاسبه شاخص‌ها نشان داد میزان ناپایداری در حد قابل توجهی برای ایجاد بارش سنگین مهیا بوده است. صالحی و همکاران (۱۳۹۳) در پژوهشی نمایه‌های ناپایداری هنگام رخداد پدیده‌های آب و هوایی مخرب در شهر مشهد را مورد بررسی قرار دادند که ترکیب نمایه صعود، انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی و نمایه صعود و سطح تعادل به عنوان بهترین نمایه‌های ترکیبی معرفی شدند. هدف از این نوشتار، بررسی ترمودینامیکی و همدید

¹ Robert

² Littmann

³ Costa

⁴ Rasul

⁵ Nachamkin

⁶ Kaspar

⁷ Muller

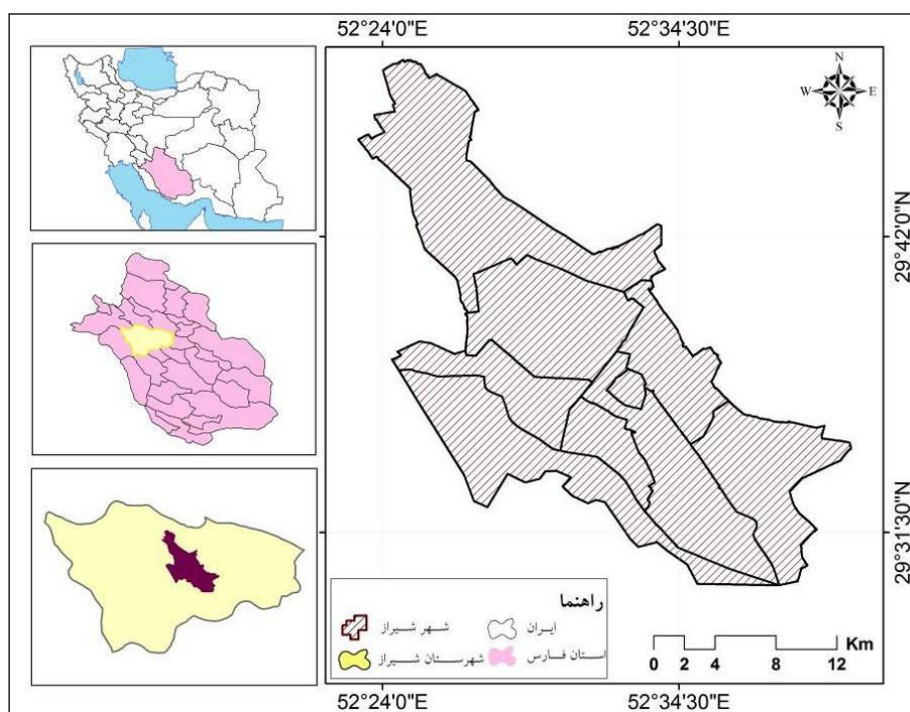
⁸ Zhao

⁹ Weather Research and Forecasting

بارش‌های سنگین بهاره به همراه بررسی رابطه بارش‌ها با ارتفاع ابرهای بالای ابر بالا، میانه و پایین و پایین ابرهای بالا، میانه و پایین و بکارگیری نمایه‌های ناپایداری در بازه زمانی مورد مطالعه در استان فارس می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه شهر شیراز مرکز استان فارس در عرض جغرافیایی ۲۹ درجه و ۳۶ دقیقه شمالی و ۵۲ درجه ۳۳ دقیقه طول شرقی واقع شده است. میانگین ارتفاع این شهر ۱۵۰۰ متر، میزان میانگین بارش سالانه ۳۳۰ میلی‌متر و میانگین سالانه دما ۱۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. موقعیت منطقه مورد مطالعه نیز در (شکل ۱) نشان داده شده است. از لحاظ آب و هوایی شهر شیراز دارای هفت گونه هوای از هم جدا شامل: گونه هوای بسیار سرد و نیمه مرطوب، با فراوانی رخداد ۵/۵ درصد؛ گونه هوای سرد و کم بارش، با فراوانی رخداد بیش از ۹ درصد؛ گونه هوای نیمه سرد و بارشی، که فراوانی رخداد این گونه هوا ۱۲/۴ درصد است؛ گونه هوای بسیار بارش‌مند، فراوانی رخداد این گونه هوا در میان گونه هواها کم است ۷/۶ درصد، اما با حاکمیت خود احتمال رخداد بارش به ۸۷ درصد می‌رسد که بیشترین بارش ایستگاه همدید شیراز در زمان رخداد این گونه هوا است. گونه هوای معتدل و کم بارش، فراوانی رخداد این گونه هوا در طول سال به بیش از ۱۴/۱ درصد می‌رسد؛ گونه هوای گرم و نیمه‌خشک، این گونه هوا با فراوانی رخداد سالانه ۱۵/۳ درصد در رتبه‌ی در مقایسه با سایر گونه هواها قرار می‌گیرد. گونه هوای بسیار گرم، خشک و بادی، این گونه هوا با بیشترین فراوانی رخداد ۳۵/۸ درصد برخوردار است (مسعودیان و همکاران، ۱۳۹۱، ۱۲۷).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

در گام نخست داده‌های بارش روزانه ایستگاه همدید شیراز از طریق سازمان هواشناسی استان فارس تهیه شد. سپس بارش‌های بیش از ۳۰ میلی‌متر در فصل بهار ایستگاه همدید شیراز در بازه زمانی ۵۷ سال (۱۳۳۵-۱۳۹۱) استخراج گردید. در گام دوم نمایه‌های ناپایداری شوالتر، ویتینگ، مجموع مجموعه‌ها، بالاروی، آب قابل بارش و تهدید آب و هوای سخت مستخرج از نمودارهای ترمودینامیکی Skew-T^۱ ساعت صفر روزهای منتخب ایستگاه شیراز استفاده گردید. در ادامه با بررسی داده‌های مربوط فشار روزانه سطح دریاهای آزاد و ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، مولفه‌ی مداری و نصف‌النهاری باد، امگا و داده‌های ارتفاع ابر (بالای ابر بالا^۲، میانه^۳ و پایین^۴ و پایین ابر بالا^۵، میانه^۶ و پایین^۷) روزهای مورد نظر در محدوده عرض جغرافیایی ۱۵ تا ۶۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۱۵ تا ۷۵ خاوری، جهت تحلیل همدید از تارنمای^۸ مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های هواشناسی (NCEP/NCAR)^۹ دریافت گردید و سپس در محیط نرم افزار GRADS نقشه‌ها ترسیم و مورد پردازش قرار گرفت.

ارزیابی نمایه‌های ناپایداری:

الف: نمایه شوالتر^{۱۰}، این نمایه بر اساس خواص سطوح ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی‌باری به وسیله رابطه (۱) محاسبه می‌گردد.

$$SI = T(500mb) - T'(500mb) \quad \text{رابطه (۱)}$$

که در آن ST نمایه ناپایداری، T دمای هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (که کاوشگر دریافت شده است)، T' دمای هوای صعود کننده در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد (لشکری، ۱۳۹۰: ۸۹). ارزش نمایه ناپایداری شوالتر در (جدول ۱) آورده شده است.

جدول ۱: مقادیر نمایه ناپایداری شوالتر

شدت ناپایداری	احتمال ناپایداری وجود ندارد	احتمال ناپایداری ضعیف است	احتمال ناپایداری زیاد	احتمال ناپایداری شدید
ارزش نمایه	SI > 3	1 < SI < 3	-3 < SI < 1	SI < -3
			است	دارد

ب: نمایه K^{۱۱}: این نمایه یک مقیاس پایه برای پتانسیل توفان تندری روی افتاهنگ عمودی درجه حرارت و مقادیر و وسعت عمودی رطوبت در سطوح پایین هواسپهر می‌باشد که از رابطه (۲) بدست می‌آید.

^۱ داده‌های مربوطه از تارنمای دانشگاه ایومینگ بریتانیا <http://weather.uwyo.edu> دریافت گردید.

^۲ High Cloud Top (HCT)

^۳ Middle Cloud Top (MCT)

^۴ Low Cloud Top (LCT)

^۵ High Cloud Bottom (HCB)

^۶ Middle Cloud Bottom (MCB)

^۷ Low Cloud Bottom (LCB)

^۸ www.cdc.noaa.gov

^۹ National Center Environmental Prediction / National Center Atmospheric Research

^{۱۰} Showalter Index (SI)

^{۱۱} K Index

$$K = T(850\text{mb}) + T_d(850\text{mb}) - T(850\text{mb}) - D(700) \quad \text{رابطه (۲)}$$

که در آن، T: دمای هوا؛ T_d : دمای نقطه شبنم بر حسب درجه سانتی‌گراد؛ DD: کاهش دمای نقطه شبنم (DD) ($700(700) - T(700)$) و K: بر حسب درجه سانتی‌گراد در سطح مذکور است (جعفری، ۱۳۸۶، ۸۳). ارزش نمایه ناپایداری ویتینگ در (جدول ۲) آورده شده است.

جدول ۲: نمایه K

احتمال وقوع توفان‌های تندی	نمایه K
امکان وقوع توفان تندی همراه با باران سنگین و هوای سخت بالای ۵۰٪	اگر $K < 30$ باشد
امکان وقوع توفان تندی خیلی زیاد و بهترین پتانسیل لازم برای وقوع توفان‌های تندی همراه با باران سنگین و هوای سخت است بالای ۸۰٪	اگر $K > 30$ باشد
امکان وقوع توفان‌های تندی همراه با باران خیلی سنگین بسیار زیاد است بالای ۹۵٪	اگر $K = 30$ باشد

پ: نمایه مجموع، مجموع‌ها (TT^1)، در این روش برای اندازه‌گیری پایداری هواسپهر با در نظر گرفتن دما و رطوبت، از رابطه (۳) استفاده می‌شود (لشکری، ۱۳۹۰: ۸۸). ارزش نمایه ناپایداری مجموع مجموعه‌ها در (جدول ۳) آورده شده است.

$$TT = (T_{850} + T_{d850}) - 2T_{500} \quad \text{رابطه (۳)}$$

جدول ۳: مقادیر نمایه مجموع مجموعه‌ها

میزان ناپایداری	حرکات همرفتی با میزان کم	احتمال توفان و رعد و برق	احتمال توفان شدید	توفان پراکنده و گسترده	توفان شدید و پراکنده
ارزش نمایه TT	کمتر از ۴۴	۴۴-۵۰	۵۱-۵۲	۵۳-۵۶	بیش از ۵۶

ت: نمایه بالاروی (LI^2)، بر مبنای استفاده از ویژگی‌های رطوبت و درجه حرارت میانگین در لایه مرزی سیارهای استفاده می‌شود رابطه (۴):

$$LI = T(500\text{mb}) - T'(500\text{mb}) \quad \text{رابطه (۴)}$$

که LI بر حسب درجه سانتی‌گراد که در آن T دمای محیطی در سطح ۵۰۰ میلی بار و T' دمای بسته هوا در سطح ۵۰۰ میلی بار است (جعفری، ۱۳۸۶، ۸۵). ارزش نمایه ناپایداری بالاروی در (جدول ۴) آورده شده است.

¹ Total Totals Index (TTI)

² Lifted Index (LI)

جدول ۴: نمایه LI

شرایط	نمایه LI
پایدار است اما امکان همرفتی ضعیف برای $LI = 1,3$ می باشد اگر صعود قوی وجود داشته باشد	اگر $LI > 0$ باشد
ناپایداری حاشیه‌ای وجود دارد	اگر $LI = 0, -3$ باشد
ناپایداری متوسط است	اگر $LI = -3, -6$ باشد
بسیار ناپایدار است	اگر $LI = -6, -9$ باشد
شدیداً ناپایدار است	اگر $LI < -9$ باشد

ج: نمایه آب قابل بارش (PWC)^۱، مقدار آب چگالیده شده موجود در یک ستون هوای نمناک، آب قابل بارش نامیده و بر حسب سانتی متر یا میلی متر بیان می شود (صادقی و رضائیان، ۱۳۸۳: ۸۵). به عبارت دیگر اگر تمامی حالات آب موجود در داخل یک ستون هوای جو به شکل باران از آن خارج شود، ژرفای آب در سطح زمین، مقدار آب قابل بارش است که از رابطه (۵) به دست می آید:

$$d_w = \frac{r_T}{g \cdot \rho_{liq}} (p_B - p_T) \quad \text{رابطه (۵)}$$

r_T میانگین نسبت آمیزه کل آب، P_B و P_T فشار هوای محیط در بالا و پایین قطعه ستون، $g = 9.8 \text{ m.s}^{-2}$ شتاب گرانش و $\rho_{liq} = 100 \text{ kg.m}^{-3}$ چگالی آب مایع است (فلاح قالهری، ۱۳۹۰: ۳۲۴).
د: نمایه تهدید آب و هوای سخت (SWEAT)^۲، این نمایه جهت احتمال وقوع توفان شدید یا دیو بادها به کار می رود. که از رابطه (۶) محاسبه می گردد.

$$\text{SWEAT} = 12 (\text{Td}850) + 20 (\text{TT}-49) + 2 (\text{FF}850) + \text{FF}500 + 125 (\text{SINWIN} + 0.2) \quad \text{رابطه (۶)}$$

در این رابطه $\text{Td}850$ دمای نقطه شبنم در تراز ۸۵۰ میلی بار، TT شاخص مجموع مجموعه‌ها و معادل $\text{T}850 + (2 \text{ T}500 - \text{d}850)$ است. ($\text{T}500$ و $\text{T}850$ دمای تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ میلی باری را نشان می دهد)، $\text{FF}500$ و $\text{FF}850$ به ترتیب سرعت باد در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی باری (بر حسب نات) را معرفی می کند، SINWIN عبارت است از $\text{SIN} (\text{DD}500 - \text{DD}850)$ که DD معرف جهت باد در ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ میلی باری (بر حسب نات) هستند (تاجبخش و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۵۶). ارزش نمایه ناپایداری تهدید آب و هوای سخت در (جدول ۵) آورده شده است.

جدول ۵: ارزش شاخص ناپایداری SWEAT ماخذ: (خوشحال و علیزاده، ۱۳۸۹: ۹۹)

میزان ناپایداری و وقوع توفان	ضعیف	متوسط	قوی و احتمال تورنادو
ارزش SWEAT	۳۰۰-۱۵۰	۴۰۰-۳۰۰	بیش از ۴۰۰

^۱ - Precipitable water of cloud (PWC)

^۲ - Severe Weather Threat Index (SWEAT)

یافته‌های تحقیق

یافته‌ها در این پژوهش شامل سه بخش، واکاوی همدید، میزان ۶ نمایه ناپایداری (شوالتر، ویتینگ، مجموع مجموعه‌ها، بالاروی، آب قابل بارش و تهدید آب و هوای سخت)، ارتفاع ابرهای (بالای ابر بالا، میانه و پایین و پایین ابر بالا، میانه و پایین) روزهای ۲۸ مارس سال ۲۰۰۷ (۱۳۸۶/۱/۸) و ۳۰ مارس سال ۲۰۰۹ (۱۳۸۸/۱/۱۰) می‌باشد. بررسی آماری داده‌های بارش رخ داده در فصل بهار در بازه زمانی مورد مطالعه نشان داد از مجموع ۳۹۲ روز بارشی (بارش بیش از ۱ میلی‌متر) ۱۱ مورد بارش بیش از ۳۰ میلی‌متر در این فصل رخ داده است که پس از مطالعه موارد بارشی، با توجه به حجم مقاله به صورت موردی و خلاصه از میان گزینه‌های موجود، دو مورد از بارش‌های شدید رخ داده در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفت است.

روز نخست: ۲۸ مارس ۲۰۰۷

سری زمانی؛ آمار مربوط به میزان بارش ایستگاه‌های همدید شیراز در بازه زمانی ۲۵ مارس تا ۲۹ مارس سال ۲۰۰۷ در (جدول ۶) نشان داده شده است. بر اساس آن روز ۲۸ مارس سال ۲۰۰۷ با ۴۲/۸ میلی‌متر روز اوج بارش تعیین گردید. واکاوی همدید و نمایه‌های ناپایداری؛ بررسی نمایه‌های ناپایداری در تاریخ ۲۸ مارس ۲۰۰۷ ایستگاه شیراز نشان داد که نمایه ویتینگ با مقدار ۳۲ احتمال توفان تندی، نمایه مجموع مجموعه‌ها احتمال توفان و رعد و برق، اما نمایه شوالتر، بالاروی و تهدید آب و هوای سخت نشان از همرفت ضعیف دارد (جدول ۷).

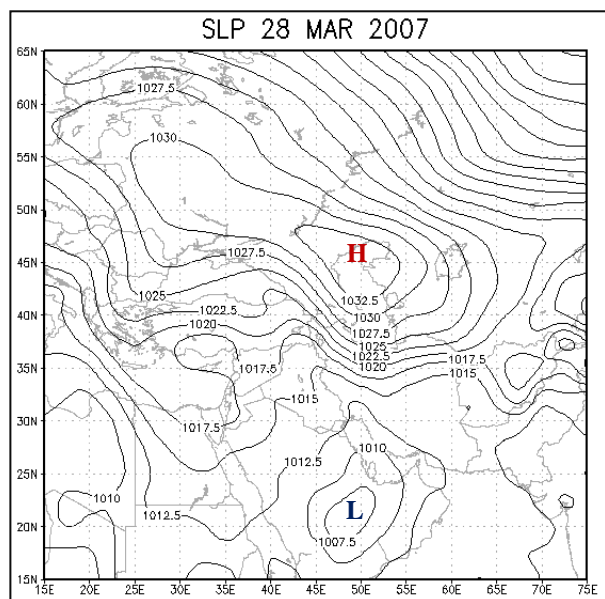
جدول ۶: میزان بارش ایستگاه‌ها مورد مطالعه به میلی‌متر (۲۵ مارس الی ۲۹ مارس ۲۰۰۷)

شهر	۲۵ مارس ۲۰۰۷	۲۶ مارس ۲۰۰۷	۲۷ مارس ۲۰۰۷	۲۸ مارس ۲۰۰۷	۲۹ مارس ۲۰۰۷	مجموع
شیراز	۰	۱/۹	۱۳/۵	۴۲/۸	۰/۱	۵۸/۳

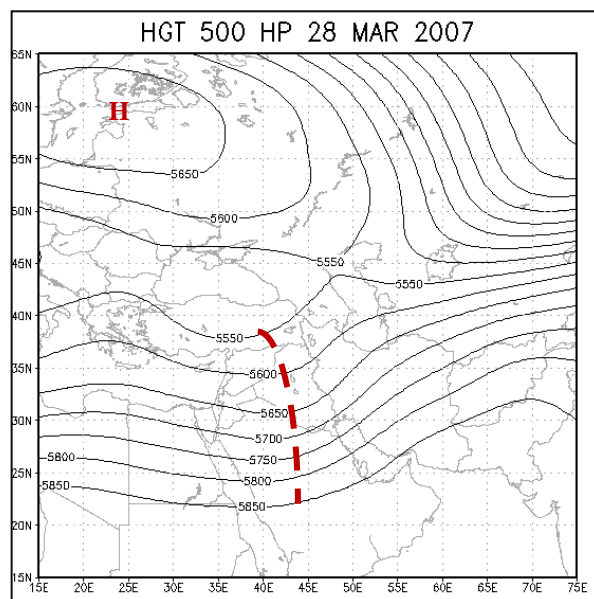
جدول ۷: مقادیر نمایه‌های ناپایداری ایستگاه همدید شیراز در تاریخ: ۲۸ مارس ۲۰۰۷

ایستگاه/نمایه	شوالتر	KI	TTI	LI	PW	SWEAT
شیراز	۱/۸۹	۳۲/۵	۴۵/۸	۱/۱۷	۲۳/۲۵	۱۸۹
وضعیت	احتمال ناپایداری ضعیف	توفان تندی	احتمال توفان و رعد و برق	همرفت ضعیف	-	ضعیف

در نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تشکیل ناوهای با امتداد شمال - جنوب بر روی ترکیه و امتداد آن تا جنوب عربستان سبب قرارگیری منطقه مورد مطالعه در جلوی ناوه مذکور شده است که در نتیجه باعث تقویت واگرایی و همچنین حرکات بالا سو را افزایش داده است (شکل ۲). در این روز در نقشه سطح دریا یک مرکز پرفشار شمال دریای مازندران مستقر و دامنه فشار زیاد آن شمال ایران کشیده شده است؛ همچنین مرکز کم فشاری با پربند بسته ۱۰۰۷/۵ هکتوپاسکال بروی عربستان شکل گرفته و دامنه آن منطقه جنوب باختری ایران را در بر گرفته است (شکل ۳).

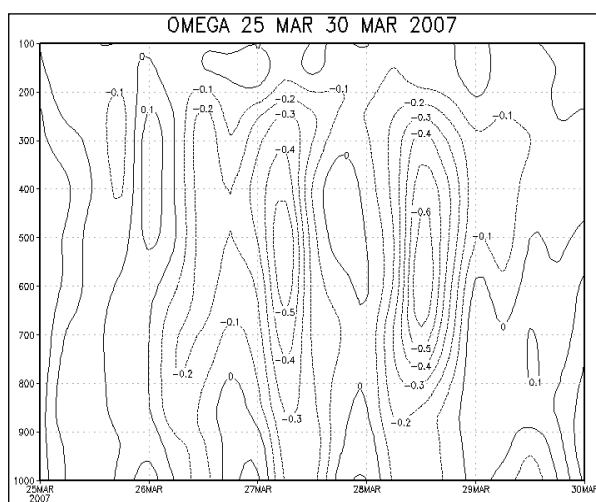


شکل ۳: نقشه فشار تراز دریا در ۲۸ مارس ۲۰۰۷



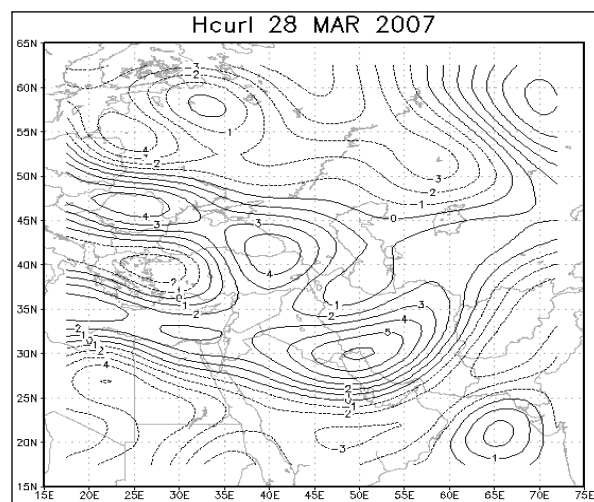
شکل ۲: نقشه تراز پانصد هکتوپاسکال ۲۸ مارس ۲۰۰۷

نقشه تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ در (شکل ۴) قابل مشاهده است. مقادیر مثبت تاوایی در جلو ناوه و هسته بیشینه تاوایی منطقه جنوب باختری ایران را فراگرفته است. با توجه به اینکه مناطق با شرایط چرخندی با کاهش فشار، افزایش حرکات بالاسو و افزایش تاوایی همراه است، این سه کمیت در روز اوج بارش با هم منطبق می‌باشد. حرکات قائم بالا سو سنج‌های برای اندازه گیری قدرت چرخند و تشکیل ابر است، این فراسنج برای تشخیص حرکت قائم از روی باد حرارتی و تاوایی، از دینامیک زمینگردوار بهره می‌برد. با توجه به اینکه سرعت بزرگ‌تر در جایی رخ می‌دهد که فرارفت بزرگ‌تری از تاوایی زمینگرد چرخندی (مثبت) از طریق باد حرارتی وجود دارد، در (شکل ۵) در روزهای ۲۷ و ۲۸ مارس مقادیر منفی امگا به طور کامل در ترازهای مختلف قابل مشاهده است.



شکل ۵: نقشه امگا تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ از ۲۵ الی ۳۰

مارس ۲۰۰۷



شکل ۴: نقشه تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ در ۲۸

مارس ۲۰۰۷

ارتفاع ابر؛ ابرها را علاوه بر نوع یا دیگر ویژگی‌هایی فیزیکی و شیمیایی، بر اساس معیار ارتفاع کف و قله ابر از سطح زمین نیز می‌توان تقسیم‌بندی کرد (امیدوار، ۱۳۸۱: ۴۲). ابرها گستره‌ای از تراز دریا تا بلندای وردایست^۱ را شامل می‌شود. که به سه اشکوب بالا، میانه و پایین تقسیم می‌شود. با وجود همپوشانی اشکوب‌ها، با عرض جغرافیایی تغییر می‌کنند، حدود تقریبی آن در (جدول ۸) نشان داده شده است (بایرز، ۱۳۷۷: ۴۷۶).

جدول ۸: حدود اشکوب‌ها

اشکوب‌ها	مناطق قطبی	مناطق معتدل	مناطق حاره
بالا	۳-۸ کیلومتر	۵-۱۳ کیلومتر	۶-۱۸ کیلومتر
میانه	۲-۴ کیلومتر	۲-۷ کیلومتر	۲-۸ کیلومتر
پایین	سطح زمین تا ۲ کیلومتر	سطح زمین تا ۲ کیلومتر	سطح زمین تا ۲ کیلومتر

ابرها جدا از اینکه اثرهای گسترده‌ای بر روی موازنه انرژی در سطح زمین دارند، تغییرات شدید جوی را در راستاهای قائم و افقی نیز باعث می‌شوند. این تغییرات ناشی از عوامل مختلفی مانند گردش‌های جوی گوناگونی که در نواحی اقیانوسی و یا بر روی خشکی‌ها ممکن است اتفاق بیافتد می‌باشد که نتیجه‌ی آن ترکیبات و شکل‌های گوناگونی از ابر است. همچنین عوامل دیگری مانند هسته‌های مختلف تراکم نیز، بسته به منطقه‌ی شکل‌گیری ابر در تعیین شکل و حالت ابرها دخیل می‌باشند (مباشری و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۶۶). ابرهای پوششی^۲، ابرهای لایه لایه‌ای هستند که در هوای پایدار ایستا تشکیل و از نظر دینامیکی غیر فعال محسوب می‌شود. این نوع از ابرها با فزاینده‌های سطح زمین در ارتباط نیستند، بلکه از طریق فرارفت هوای مرطوب از منابع رطوبتی دور دست تامین می‌گردند. در (شکل ۶) ارتفاع بالای ابر بالا نشان داده شده است، که ارتفاع ابر در منطقه مورد مطالعه ۲۱۵۰۰ پاسکال و ارتفاع پایین ابر بالا ۳۵۰۰۰ پاسکال (شکل ۷) می‌باشد. ابرها از نوع پرسا^۳، پرسا کومه‌ای^۴ و پرساپوشنی^۵ که در جلو جبهه گرم قرار دارند و در روز اوج بارش تقریباً از منطقه خارج شدند. ابرهای میانه از ۳۹۰۰۰ پاسکال (بالای ابر میانه) (شکل ۸) تا ۶۳۰۰۰ پاسکال (پایین ابر میانه) (شکل ۹) در روز ۲۸ مارس کل منطقه را فرا گرفته است. ابرهای فراز کومه‌ای^۶ و فراز پوشن^۷ در این دسته قرار گرفته‌اند.

^۱ Tropopause

^۲ Stratiform

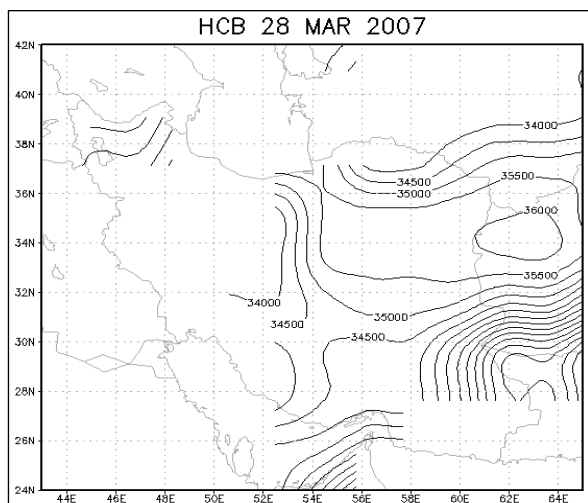
^۳ Cirrus

^۴ Cirrocumulus

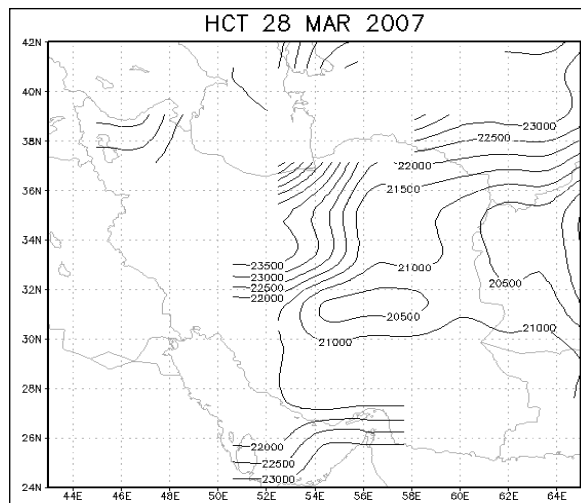
^۵ Cirrostratus

^۶ Altocumulus

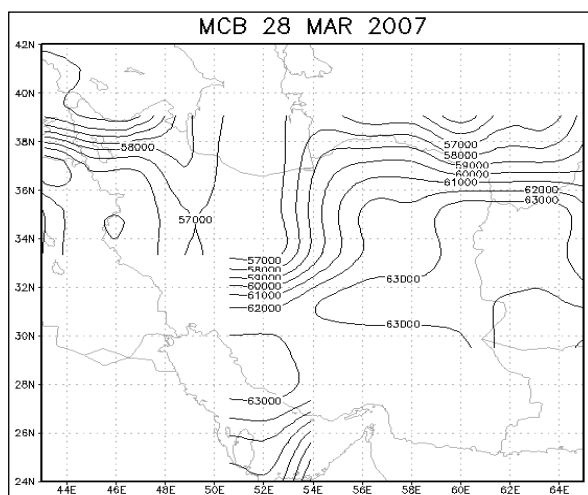
^۷ Altostratus



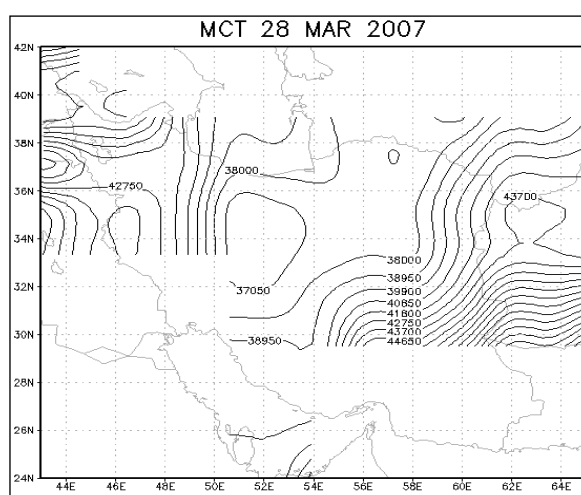
شکل ۷: بالای ابر پایین ۲۸ مارس سال ۲۰۰۷



شکل ۶: بالای ابر بالا ۲۸ مارس سال ۲۰۰۷



شکل ۹: پایین ابر میانه ۲۸ مارس سال ۲۰۰۷



شکل ۸: بالای ابر میانه ۲۸ مارس سال ۲۰۰۷

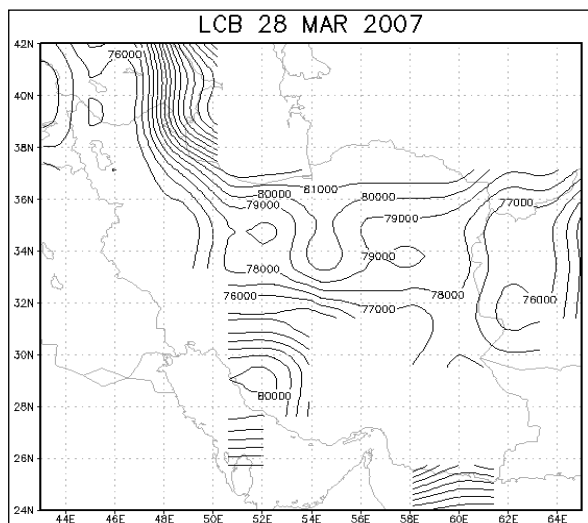
ابره‌های پایین عامل اصلی بارش می‌باشند، ارتفاع بالای ابر پایین ۶۴۵۰۰ پاسکال (شکل ۱۰) و پایین ابر پایین ۸۰۰۰۰ پاسکال (شکل ۱۱) در روز اوج بارش در ۲۸ مارس ۲۰۰۷ می‌باشد. ابرهای پوشنی^۱، پوشن کومه‌ای^۲، کومه‌ای^۳ و کومه‌ای باران^۴ جز این دسته قرار می‌گیرند. بارش همرفتی به ابرهایی از نوع همرفتی مثل کومه‌ای باران نسبت داده شده‌اند (حجازی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳: ۴۶).

¹ Stratus

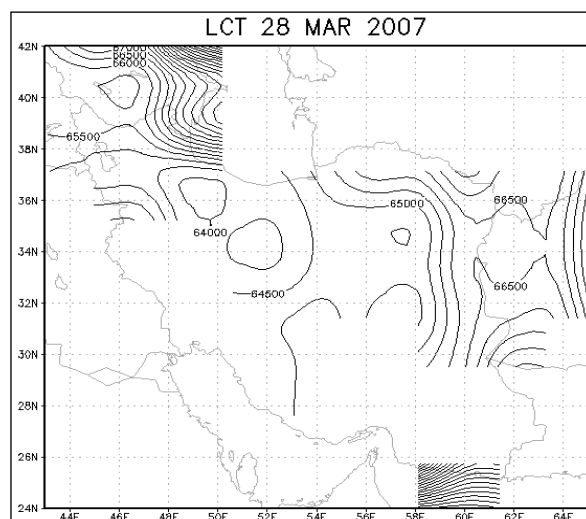
² Stratocumulus

³ Cumulus

⁴ Cumulonimbus

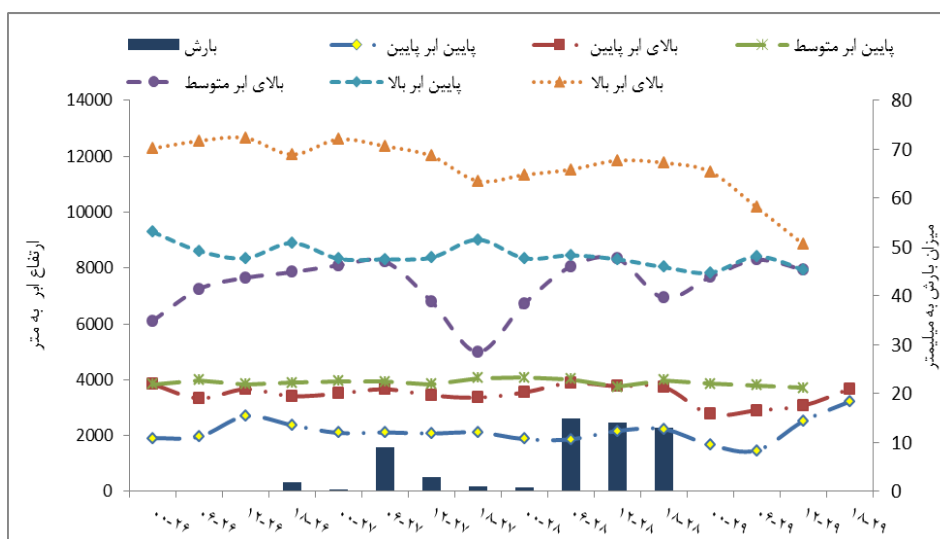


شکل ۱۱: پایین ابر پایین ۲۸ مارس سال ۲۰۰۷



شکل ۱۰: بالای ابر پایین ۲۸ مارس سال ۲۰۰۷

ارتفاع ابرهای بالای ابرهای بالا، میانه و پایین و پایین ابرهای بالا، میانه و پایین به متر و همچنین میزان بارش در روزهای ۲۵ الی ۲۹ مارس سال ۲۰۰۷ در (شکل ۱۲) نمایش داده شده است.



شکل ۱۲: ارتفاع ابر (متر) و میزان بارش (میلی‌متر) در تاریخ ۲۶ الی ۲۹ مارس سال ۲۰۰۷

روز دوم: ۳۰ مارس ۲۰۰۹

سری زمانی؛ آمار مربوط به میزان بارش ایستگاه‌های همدید شیراز در بازه زمانی ۲۸ مارس تا ۱ آوریل سال ۲۰۰۹ در (جدول ۹) نشان داده شده است. بر اساس جدول زیر روز ۳۰ مارس سال ۲۰۰۹ با ۳۱/۵ میلی‌متر روز اوج بارش تعیین گردید. بررسی نمایه‌های ناپایداری در تاریخ ۳۰ مارس ۲۰۰۹ ایستگاه شیراز نشان داد که نمایه ویتینگ با مقدار ۳۲ احتمال توفان تندی، نمایه مجموع مجموعه‌ها احتمال توفان و رعد و برق، اما نمایه بالاروی و تهدید آب و هوای سخت نشان از همرفت ضعیف دارد (جدول ۱۰).

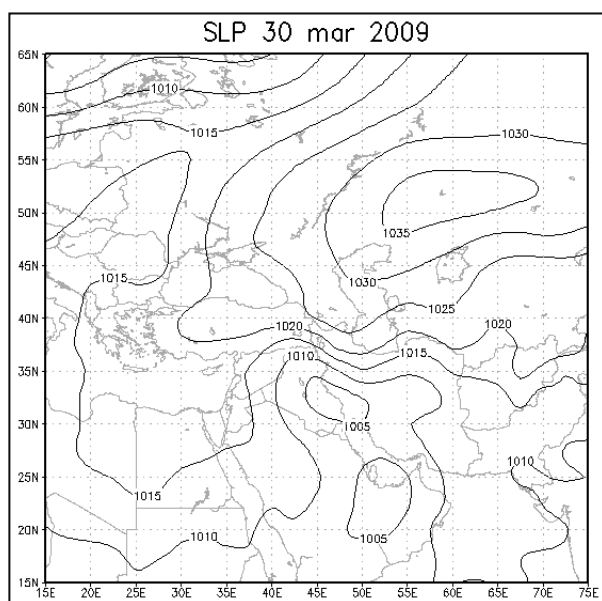
جدول ۹: میزان بارش ایستگاه همدید شیراز به میلی‌متر (۲۸ مارس الی ۱ آوریل ۲۰۰۹)

شهر	۲۸ مارس ۲۰۰۹	۲۹ مارس ۲۰۰۹	۳۰ مارس ۲۰۰۹	۳۱ مارس ۲۰۰۹	۱ آوریل ۲۰۰۹	مجموع
شیراز	۰	۶/۱	۳۱/۵	۰/۳	۰	۳۷/۹

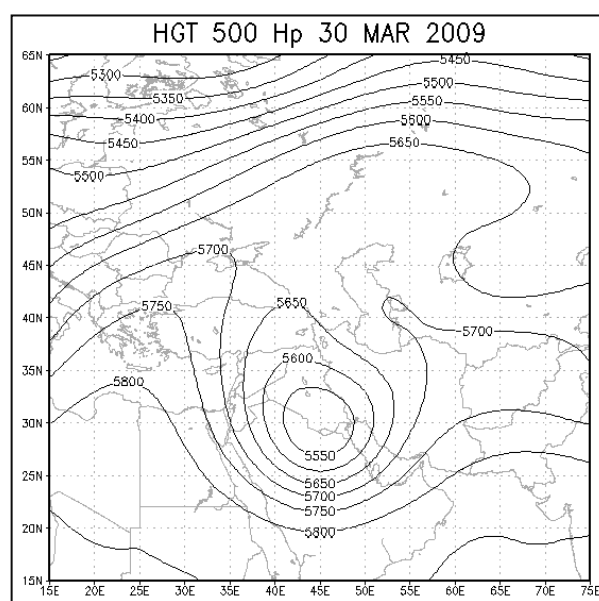
جدول ۱۰: مقادیر نمایه‌های ناپایداری ایستگاه همدید شیراز در تاریخ: ۳۰ مارس ۲۰۰۹

ایستگاه / نمایه	شوالتر	KI	TTI	LI	PW	SWEAT
شیراز	۱/۴۲	۳۲/۰۶	۵۱/۲۲	۱/۳۲	۱۵/۹۱	۲۹۱/۵
وضعیت	احتمال ناپایداری ضعیف	توفان تندری	احتمال توفان و رعد و برق	همرفت ضعیف	-	ضعیف

در نقشه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال یک مرکز کم ارتفاع بریده (سردچال) در جنوب کشور عراق با پربند بسته ۵۵۵۰ ژئوپتانسیل قابل مشاهده است. با توجه به آرایش الگوی مذکور، امواج غربی در برخورد با این سامانه به عرض‌های جنوبی‌تر منتقل شده و از منابع رطوبتی جنوب کشور به نحو مطلوبی استفاده می‌کنند (شکل ۱۳). در این روز سامانه پرفشاری بر روی شمال دریا مازندران و روسیه با پربند بسته ۱۰۳۵ هکتوپاسکال مستقر و دو هسته کم فشار با پربند بسته ۱۰۰۵ هکتوپاسکال در جنوب باختری ایران و جنوب خلیج فارس واقع شده است (شکل ۱۴).



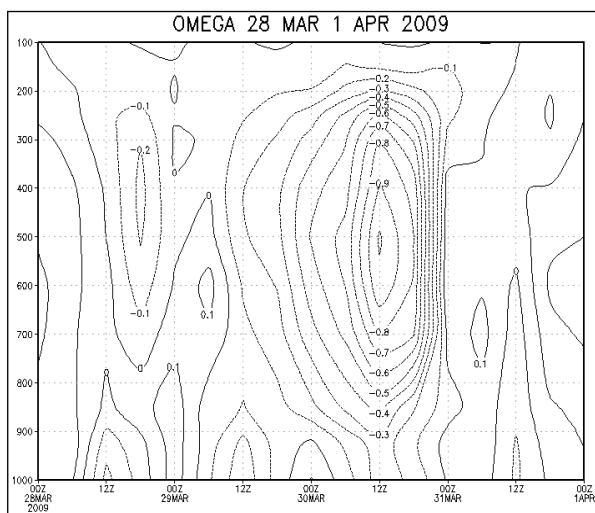
شکل ۱۴: نقشه فشار سطح زمین در ۳۰ مارس ۲۰۰۹



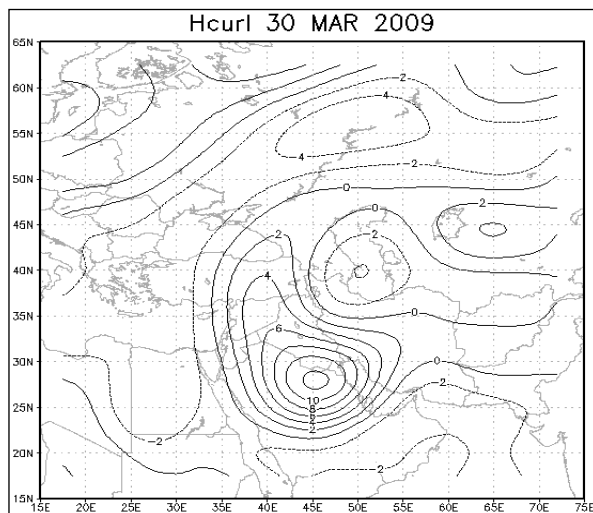
شکل ۱۳: نقشه تراز پانصد هکتوپاسکال ۳۰ مارس ۲۰۰۹

نقشه تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ در (شکل ۱۵) نشان داده شده است. مقادیر مثبت قوی تاوایی (۱۲) منطبق بر مرکز کم فشار بریده در جنوب باختری ایران مستقر می‌باشد که با امگای منفی (حرکات بالا سو) از سطح زمین تا ترازهای بالای جو همراهی دارد (شکل ۱۶). مقادیر منفی امگا از تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال تا ۲۰۰ هکتوپاسکال نشان دهنده

جریانات شدید صعودی در روز اوج بارش می‌باشد. وجود یک هسته منفی سرعت قائم در ترازهای ۵۰۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکال، با مقدار ۱- پاسکال بر ثانیه، شدت حرکات قائم در این تراز را نشان می‌دهد.

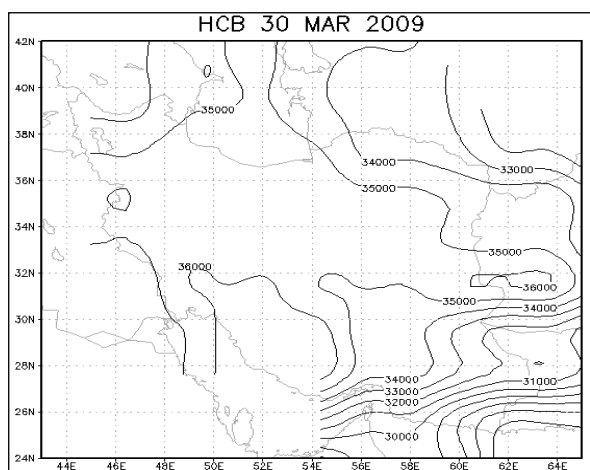


شکل ۱۶: نقشه امگا تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ از ۲۸ مارس الی ۱ آوریل ۲۰۰۹

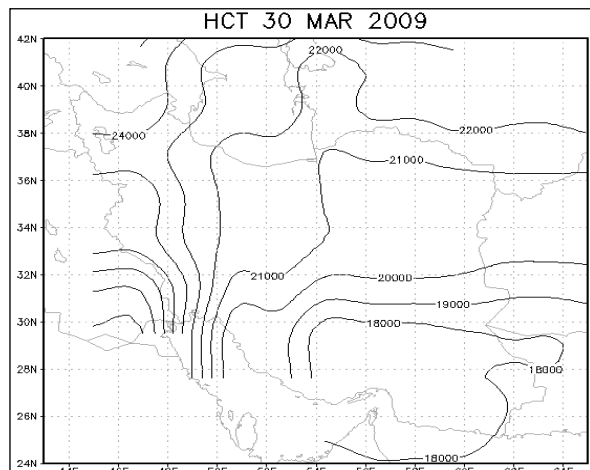


شکل ۱۵: نقشه تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ در ۳۰ مارس ۲۰۰۹

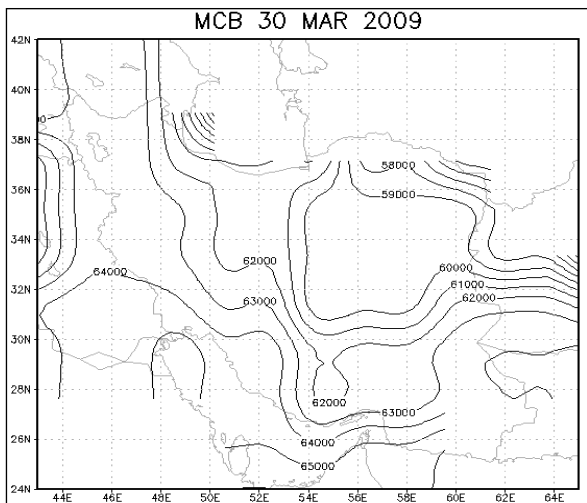
با توجه به (شکل ۱۷) ارتفاع بالای ابر بالا در منطقه مورد مطالعه ۲۰۰۰۰ تا ۲۱۰۰۰ پاسکال و ارتفاع پایین ابر بالا ۳۶۰۰۰ پاسکال (شکل ۱۸) می‌باشد. ارتفاع بالا و پایین ابرهای میانه در اشکال (۲۳) و (۲۴) قابل مشاهده است، برابر این اشکال ابرهای میانه از ۳۷۵۰۰ پاسکال (بالای ابر میانه) (شکل ۱۹) تا ۶۴۰۰۰ پاسکال (پایین ابر میانه) (شکل ۲۰) در روز ۳۰ مارس سال ۲۰۰۹ کل منطقه را فرا گرفته است. ارتفاع بالای ابر پایین در روز ۳۰ مارس سال ۲۰۰۹، ۶۴۸۰۰ پاسکال (شکل ۲۱) و پایین ابر پایین ۸۲۵۰۰ پاسکال (شکل ۲۲) می‌باشد.



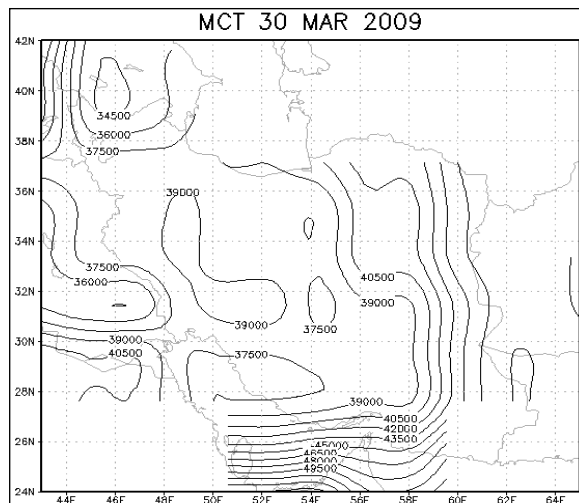
شکل ۱۸: بالای ابر پایین ۳۰ مارس سال ۲۰۰۹



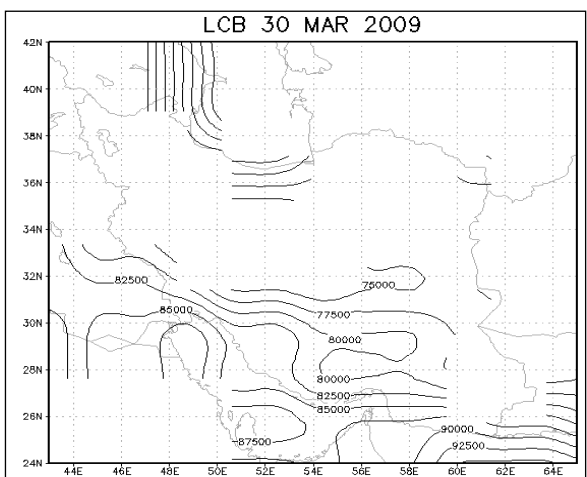
شکل ۱۷: بالای ابر بالا ۳۰ مارس سال ۲۰۰۹



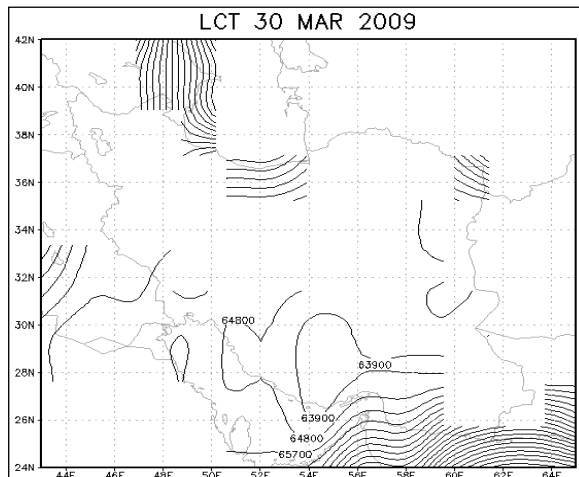
شکل ۲۰: پایین ابر میانه ۳۰ مارس سال ۲۰۰۹



شکل ۱۹: بالای ابر میانه ۳۰ مارس سال ۲۰۰۹

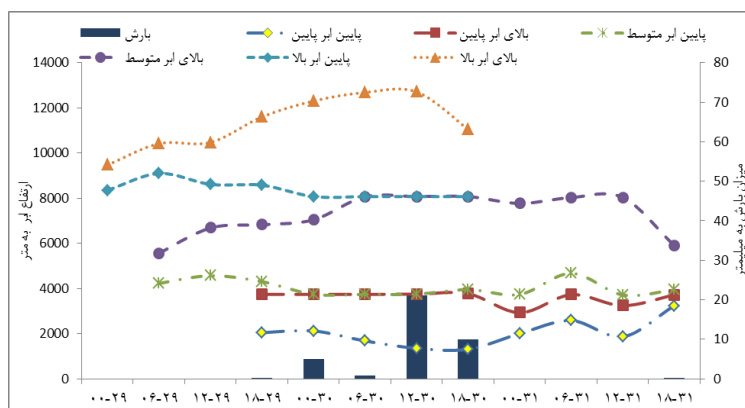


شکل ۲۲: پایین ابر پایین ۳۰ مارس سال ۲۰۰۹



شکل ۲۱: بالای ابر پایین ۳۰ مارس سال ۲۰۰۹

ارتفاع ابرهای بالای ابرهای بالا، میانه و پایین و پایین ابرهای بالا، میانه و پایین به متر و همچنین میزان بارش در روزهای ۲۸ مارس الی ۵ آوریل سال ۲۰۰۹ در (شکل ۲۳) نمایش داده شده است. بر اساس این شکل پایین ابر پایین در زمان اوج بارش به پایین ترین سطح خود در بازه زمانی مورد مطالعه رسیده است.



شکل ۲۳: ارتفاع ابر (متر) و میزان بارش (میلی‌متر) در تاریخ ۲۹ الی ۳۱ مارس سال ۲۰۰۹

بحث و نتیجه‌گیری

بارش‌های بهاره نقش پراهمیتی بر منابع آبی و کشاورزی دیم به ویژه در مناطق نیمه خشک و خشک ایفا می‌نماید، بدین جهت بررسی شرایط آب و هوایی حاکم بر این بارش‌ها حائز اهمیت می‌باشد. نتایج این پژوهش نشان داد که در زمان رخداد بارش‌های استثنایی بهاره، منطقه مورد مطالعه در جلو ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قرار گرفته و همچنین در تراز دریا در جنوب و جنوب باختری ایران یک کم فشار استقرار دارد. استقرار سامانه کم فشار در سطح و استقرار ناوه در ترازهای میانی باعث ایجاد همگرایی در سطح و واگرایی در ترازهای بالایی می‌شوند و در نتیجه باعث صعود هوای مرطوب همگرا شده در سطح می‌گردد. در هر دو نمونه بررسی شده، نمایه ناپایداری ویتینگ و مجموع مجموعه‌ها احتمال توفان تندری با رعد و برق را نشان می‌دهد و نمایه شوالتر، بالا روی و تهدید آب و هوای سخت وضعیت همرفت ضعیف را نشان می‌دهند. این شرایط حاکی از آن است که عامل همرفت در ایجاد این بارش‌ها در در نمونه‌های بررسی شده نقش کمی دارد. اما از آنجا که مقدار امگای منفی در روزهای ۲۸ مارس ۲۰۰۷ و ۳۰ مارس ۲۰۰۹ به ترتیب برابر با $-۰/۹$ و $-۰/۶$ پاسکال بر ثانیه است، به نظر می‌رسد که این بارش‌ها بیشتر تحت تاثیر عامل جبهه‌ای ریزش کرده‌اند. بررسی ضخامت ابرهای بالا، پایین و متوسط نیز نشان داد که در زمان شروع بارش بالای ابرهای پایین بر کف ابرهای متوسط منطبق می‌شود و به همراه ابرهای بالا یک ابر با ضخامت زیاد را در منطقه ایجاد می‌کند که در زمان اوج بارش دارای بیشترین ضخامت است. بررسی نیمرخ قائم امگای منفی نیز حاکی از آن است که این امگای منفی در زمان اوج بارش از سطح زمین تا تراز ۲۰۰ هکتوپاسکالی کشیده شده است و همه ترازهای جوی را تحت تاثیر قرار داده است. به تناسب این امگای منفی، یک لایه ابر ضخیم از لایه‌های نزدیک سطح زمین تا ارتفاع تقریبی ۱۲ کیلومتری ایجاد شده است که باعث ایجاد بارش شدید در روز اوج بارش شده است. همچنین بررسی نقشه‌های تاوایی و امگا نشان داد، مقادیر مثبت تاوایی و منفی امگا، باعث تقویت واگرایی و حرکات بالاسو در ترازهای جوی شده است. ریزش هوای سرد عرض‌های بالا و ایجاد یک ناوه ژرف و جدا شدن از سامانه اصلی به صورت یک کم‌فشار بریده شرایط مناسب را جهت صعود هوا فراهم کرده است. پایش ارتفاع ابرها و آگاهی از خصوصیات آنها در مکان‌ها و زمان‌های مختلف، از جمله مهم‌ترین مسائل موجود در مطالعاتی همچون بررسی تغییرات جوی (مانند ردیابی اثرات گازهای گلخانه‌ای) و بررسی نقش آنها در تغییراتی همانند گرم شدن کره‌ی زمین محسوب می‌شود. یکی از مهم‌ترین دلایل بررسی ابرها و خصوصیات فیزیکی آنها، آگاهی از میزان اثرگذاری دخالت‌های انسانی و طبیعی بر روی جو و در نتیجه بر روی ابر به عنوان یکی از مهم‌ترین اجزای آن است (مباشری و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۶۶). در همین جهت در این پژوهش بررسی رابطه ارتفاع ابر با میزان بارش در روز ۲۸ مارس ۲۰۰۷ نشان داد ارتفاع بالای ابر بالا در روز اوج بارش و پایین ابر پایین، به پایین‌ترین ارتفاع در مقابل بالای ابر میانه و پایین به بالاترین ارتفاع در بازه زمانی مورد مطالعه رسیده است. به عبارت دیگر در روز اوج بارش ابر پایین و ابر میانه با بیش‌ترین ضخامت همراه بوده است. همچنین ابرهای بالا و میانه پس از روز اوج بارش محو گردیده است.

منابع

- ۱- امیدوار، کمال، ۱۳۸۶، بررسی و تحلیل شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی رخداد بارش در منطقه شیرکوه، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۹، صص ۸۱-۹۸.
- ۲- امیدوار، کمال، ۱۳۸۱، برخی ویژگی‌های اقلیم شناسی ابر در ارتفاعات جنوبی کرمان به منظور ارزیابی امکان اجرای پروژه‌های افزایش بارش، مدرس علوم انسانی، دوره ۶، شماره ۴، صص ۳۷-۴۹.
- ۳- امیدوار، کمال، الفتی، سعید، اقبالی بآبادی، فریبا و خدیجه مرادی، ۱۳۹۲، واکاوی ترمودینامیکی بارش‌های سنگین ناشی از پدیده سردچال در نواحی مرکزی و جنوب غرب ایران (مطالعه موردی: رخداد بارش ۱۱ آذر ۱۳۸۷)، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره پنجم، صص ۱-۱۹.
- ۴- امیدوار، کمال، ترکی، مسلم، ۱۳۹۱، شناسایی الگوهای ریزش بارش‌های سنگین در استان چهارمحال بختیاری، مجله مدرس علوم انسانی - برنامه‌ریزی و آمایش فضا، سال ۱۶، شماره ۴، صص ۱۳۵-۱۶۲.
- ۵- امیدوار، کمال، صفرپور، فرشاد، محمودآبادی، مهدی و سعید الفتی، ۱۳۸۹، تحلیل هم‌مدیدی اثرهای سردچال در وقوع بارش‌های شدید در نواحی مرکز و جنوب غرب ایران، مدرس علوم انسانی - برنامه‌ریزی و آمایش فضا، دوره چهاردهم، شماره ۴، صص ۱۶۱-۱۸۹.
- ۶- بایرز هریس، رابرت، ۱۳۷۷، هواشناسی عمومی، ترجمه تاج‌الدین بنی‌هاشم، بهروز حاجبی، علیرضا بهروزیان، چاپ اول، تهران، مرکز نشر دانشگاهی، صفحات ۵۱۱.
- ۷- تاجبخش، سحر، غفاریان، پروین و ابراهیم میرزایی، ۱۳۸۸، روشی برای پیش‌بینی رخداد توفان‌های تندی با طرح دو بررسی موردی، فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۴، صص ۱۴۷-۱۶۶.
- ۸- جعفری، غلام‌حسین، ۱۳۸۶، نمایه‌های ارزیابی پایداری و ناپایداری در جو، علوم و فنون هوایی، شماره ۲، صص ۸۱-۹۱.
- ۹- حجازی‌زاده، زهرا، کریمی، مصطفی، ضیایان، پرویز و سمیه رفعتی، ۱۳۹۳، بررسی سامانه‌های همرفتی میان مقیاس (MCSS) با استفاده از تصاویر دمای درخشندگی در جنوب غرب ایران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال چهاردهم، شماره ۳۲، صص ۴۵-۶۹.
- ۱۰- خوشحال‌دستجردی، جواد و تیمور علیزاده، ۱۳۸۹، بررسی هم‌مدید و ترمودینامیک رگبار موجد سیلاب استان خراسان رضوی، برنامه‌ریزی و آمایش فضا، دوره ۱۴، شماره ۴، صص ۸۸-۱۰۹.
- ۱۱- رسولی، علی‌اکبر، جهانبخش، سعید، و احمدرضا قاسمی، ۱۳۹۲، بررسی تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر در ایران، تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸، شماره ۳، صص ۸۷-۱۰۴.
- ۱۲- زاهدی، مجید و اصغر چوبدار، ۱۳۸۶، مقایسه شاخص‌های ناپایداری جوی حوضه آبریز آجی‌چای با استانداردهای ناپایداری جوی و تعیین الگو برای این حوضه، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۹، صص ۲۳-۴۳.
- ۱۳- صادقی حسینی، علیرضا و مهتاب رضائیان، ۱۳۸۵، بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان، فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۲، شماره ۲، صص ۸۳-۹۸.

- ۱۴- صالحی، حسن، ثنائی‌نژاد، حسین و محمد موسوی بایگانی، ۱۳۹۳، بررسی شاخص‌های ناپایداری هنگام وقوع پدیده‌های آب و هوای مخرب در مشهد، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۹، صص ۱۱۳-۱۲۳.
- ۱۵- فلاح قاله‌ری، غلام عباس، ۱۳۹۰، اصول و مبانی هواشناسی، چاپ اول، انتشارات پژوهشکده اقلیم شناسی، مشهد، صفحات ۸۰۶.
- ۱۶- قویدل رحیمی، یوسف، ۱۳۹۰، کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز، فضای جغرافیایی اهر، سال یازدهم، شماره ۳۴، صص ۱۸۲-۲۰۸.
- ۱۷- لشکری، حسن، ۱۳۹۰، اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- ۱۸- مباشری، محمدرضا، پورباقرکردی، مهدی، فرج زاده اصل، منوچهر و علی صادقی نائینی، ۱۳۸۹، برآورد آب قابل بارش کلی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS و داده‌های رادیوساونند: ناحیه تهران، مدرس علوم انسانی، دوره ۱۴، شماره ۱، صص ۱۰۷-۱۲۶.
- ۱۹- مباشری، محمدرضا، فرج زاده اصل، منوچهر و نعمت‌اله کریمی، (۱۳۹۲)، روشی سریع برای تعیین فشار بالای ابر (FAST CTP) در تصاویر ماهواره MODIS، جغرافیا و توسعه، شماره ۳۱، صص ۱۶۵-۱۸۲.
- ۲۰- محمدی، بختیار و ابوالفضل مسعودیان، ۱۳۸۹، تحلیل همدید بارش‌های سنگین ایران مطالعه موردی: آبان ماه ۱۳۷۳، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۹، صص ۴۷-۷۰.
- ۲۱- مسعودیان، ابوالفضل، صفرپور، فرشاد، هاشمی‌نسب، سادات، پنجه‌کوبی، پرویز، حاتمی بهمن بیگلو، خداکرم، حیدری، مهران، کیخسروی کیانی، محمد، زهرایی، اکبر، ۱۳۹۱، شناسایی گونه‌های هواهای ایران، طرح پژوهشی دانشگاه اصفهان، اصفهان: صص ۱-۱۸۵.
- ۲۲- نظری‌پور، حمید، خسروی، محمود و ابوالفضل مسعودیان، ۱۳۹۰، الگوی فضایی اهمیت تداوم بارش ایران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، شماره ۳، صص ۳۷-۵۸.
- 23- Bremaud, P.J, & Pointin, Y.B. 1993, Forecasting heavy rainfall from rain cell motion using radar data; Journal of Hydrology, Vol 142: 373-389.
- 24- Costa, S.; Mezzasalam, P. Levizzani, V. Alberoni. P.P. & Nanni, S., 2001, Deep convection over northern Italy: synoptic and thermodynamic analysis; Atmos. Res. Vol 56 : 73-88
- 25- Hellstrom, C. 2005, Atmospheric Conditions during Extreme and No Extreme Precipitation Events in SWEDEN; Vol 25: 631-648.
- 26- <http://weather.uwyo.edu>
- 27- <http://www.cdc.noaa.gov>
- 28- Jansa, Agustin Ana Genoves, M Angeles Picornell, Joan Campins, Ricardo Riosalido and Olinda Carretero 2001, Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach, Meteorol, No 8, Pp 43-56.
- 29- Kaspar, Marek., Muller, Miloslav 2010, Variants of synoptic-scale patterns inducing heavy rains in the Czech Republic; Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, Vol 35,:477-483.
- 30- Lana, J. A. Campins, Genoves, A. & Jans, A. 2007, Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands; Advances in Geosciences, No 12, : 27-32.
- 31- Littmann, T. 2000, an empirical classification of weather types in the Mediterranean Basin and their inter relation with rainfall; journal of theoretical and applied climatology, 66:161-171.

- 32- Nachamkin, J. E. Chen, S. & Schmidt, J. 2005, Evaluation of Heavy Precipitation Forecasts Using Composite-Based Methods: A Distributions-Oriented Approach; Monthly Weather Review, No 8, Pp 2163-2177.
- 33- Rasul, G. Chaudhry, Q.Z. Sixiong, Zhao. & Qingcun, Z. 2004, A diagnostic study of record heavy rain in twin cities Islamabad-Rawalpindi; Advances in Atmospheric Sciences. Vol 21: 976-988.
- 34- Robert, P. Harnack. D. Jansen. T. & Goseph, R. 1998, Investigation of upper – air conditions occurring with heavy summer rain in Utah; International journal of climatology.
- 35- Zhao, Y. 2012, Numerical investigation of a localized extremely heavy rainfall event in complex topographic area during midsummer, Vol 113, Pp 22-39.

