

## تحلیل شرایط سینوپتیک رخداد سیل در بارش‌های سنگین (شهرستان کوه‌رنگ)

منوچهر فرج‌زاده<sup>۱</sup>  
سعید رجایی نجف‌آبادی<sup>۲</sup>

### چکیده

بدون شک سیلاب یک بلای طبیعی شناخته شده است. تحلیل جامع از شرایط سینوپتیکی که موجب جریان روان‌آب با حجم بالا می‌گردد شرایط را برای شناسایی مناطق با ریسک سیل بالا مناسب‌تر می‌سازد. هدف از این تحقیق مطالعه و بررسی بارش سنگین و در پی آن احتمال رویداد سیل در منطقه چهارمحال بختیاری و به صورت موردی کوه‌رنگ می‌باشد. بارش ۲۰ بهمن سال ۱۳۸۴ با ۱۵۷،۴ میلی‌متر به عنوان نمونه‌ای از بارش‌های سنگین منطقه انتخاب و نقشه‌های سینوپتیک از تراز سطح زمین تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نقشه‌های روان‌آب سطحی برای نمایش حداکثر دبی، ترسیم و تفسیر گردید. در این روز مرکز کم‌فشاری بر روی کشور یونان شکل گرفته و با عمیق شدن تا عرض‌های ۲۵ درجه کم‌فشار حرارتی واقع بر روی سودان و عربستان را تبدیل به کم‌فشار دینامیکی کرده و تا غرب کشور گسترش یافته است. براساس نقشه‌های فشار سطح زمین، ارتفاعی تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و وزش رطوبت چنین برمی‌آید که، ناپایداری شدید از سطح زمین تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال باعث صعود شدید و بارش سنگین شده است. رطوبت مورد نیاز برای این بارش از آب‌های دریای مدیترانه، سرخ و خلیج فارس تأمین گردید. با توجه به موقعیت کوهستانی منطقه مورد مطالعه، این بارش سبب جریان روان‌آب با شدت فراوان و شکل‌گیری دبی ۵،۷ متر مکعب در ثانیه در زمانی کمتر از ۶ ساعت گردید.

**واژگان کلیدی:** تحلیل سینوپتیک، پیش‌بینی سیل، بارش سنگین، پربند، کم‌ارتفاع، کوه‌رنگ.

۱- Email: farajzam@modares.ac.ir

۲- Email: rjaee\_saeed@yahoo.com

۱- دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس.

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.

## مقدمه

بارش زمانی روی می‌دهد که هوای مرطوب و عامل صعود هر دو با یک دیگر در منطقه وجود داشته باشد. به عبارت، دیگر هوای مرطوب باید تا ارتفاع معینی بالا رفته تا بارش را پدید آورد (کاویانی، ۱۳۸۰: ۲۳۹).

از مهم‌ترین کارهای صورت گرفته در این زمینه می‌توان به مطالعات (کالتنبو<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳: ۵۵-۷۵) اشاره کرد. وی نشان داد که توفان‌های تندری اتریش به ویژه در تابستان به شدت تحت تأثیر عوامل توپوگرافی بوده و معمولاً همرفت شدید زمانی توسعه می‌یابد که یک جبهه سرد از سمت غرب و یک توده هوای ناپایدار از سمت مدیترانه با جهت جنوب غربی به منطقه نزدیک گردد. در همین راستا کیتو<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۳: ۱-۴) با بررسی بارش سنگین ۱۳ ژوئیه ۲۰۰۴ در منطقه NIIGATA دریافتند که نفوذ هوای گرم و خشک در سطوح میانی و وجود هوای مرطوب در سطوح پایینی منجر به تقویت و شدت بارش می‌شود. چن<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۲: ۱-۲۹-۱۴۹) نیز در تحقیقات خود بر روی تایوان نشان دادند که بارش‌های شدید، بیشتر در مناطق کوهستانی با جهت شمالی جنوبی، و در فصل مایو زمانی که این کشور تحت تأثیر پرفشار غرب اقیانوس آرام است؛ مشاهده می‌گردد. چن، بارش‌های شدید را براساس موقعیت و امتداد پرفشار، سرعت باد و میزان رطوبت تا سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال تقسیم کردند. سیبرت<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۰۷: ۳-۱۳۹-۱۵۳) نیز هفت الگوی سینوپتیکی ایجادکننده بارش‌های سنگین در استرالیا را بر اساس ۴ ساعت مشاهداتی روزانه و منطقه وقوع پدیده شناسایی کردند. همچنین دیمیترو<sup>۵</sup> و همکاران (۲۰۰۹: ۳۰-۳۸) شرایط محیطی و متغیرهای هواشناسی بارش ۱۵۵ روز یک دوره ۴ ساله را در بلغارستان برای تشخیص نوع بارش (تگرگ یا باران) بررسی کرد و ارتباط بارش‌های تگرگی با ابرهای ناشی از همرفت پیشانی جبهه را نشان دادند.

1- Kaltenböck

2- Kato

3- Chen

4- Seibert

5- Dimitrova

ریوسالیدا<sup>۱</sup>؛ با مطالعاتی که روی بارش‌های سنگین منطقه مدیترانه انجام داد به این نتیجه رسید که بیشترین وقوع بارش‌های سنگین در منطقه مدیترانه به وسیله سیستم‌های همرفتی ایجاد می‌گردد (ریوسالیدا، ۱۹۹۰: ۱۳۵-۱۴۸). بارش‌های شدید و کوتاه‌مدت باعث وقوع سیل، فرسایش خاک، تخریب سازه‌های آبی، جاده‌ها و کاهش عمر مفید آن‌ها، همچنین هدر رفتن حجم بالای منابع آب سطحی در کوتاه مدت به ویژه در مناطق خشک می‌گردد. (چانگنون<sup>۲</sup>، ۲۰۰۱: ۵۹۷-۶۰۸)

در ایران نیز تحقیقات زیادی روی بارش‌های سنگین به ویژه در قسمت‌های غربی کشور صورت گرفته است. مفیدی و زرین، (۱۳۸۴: ۱۱۳-۱۳۶) با مطالعه بر روی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی روی بارش‌های سیل‌زا به این نتیجه رسیدند که استقرار مناسب خروجی هسته جت جنب حاره بر روی خاورمیانه به همراه استقرار و تقویت پشته‌ای در تراز میانی روی مدیترانه و زبانه پرفشاری در تراز پایین بر روی دریای غرب جهت تکوین و گسترش کم‌فشارهای سودانی نیاز است. اشجعی باشکند، (۱۳۷۹: ۹۰-۹۴) به این نتیجه دست یافت که وقوع بارش‌های سنگین در منطقه شمال غرب کشور با توجه به توپوگرافی و سایر عوامل در ماه‌های فصل بهار و پاییز بیشتر از بقیه ماه‌ها می‌باشد و بیشتر از نوع رگباری و اکثراً در ساعات بعد از ظهر و اوایل شب اتفاق می‌افتد. لشکری، (۱۳۸۲: ۱-۱۸) با بررسی تأثیر سامانه کم‌فشار سودانی بر روی بارش‌های سنگین جنوب شرق کشور ۴ الگوی سینوپتیکی را مطرح کرد. همچنین با بررسی آرایش سینوپتیکی این سامانه ۵ مسیر ورود آن به ایران را مشخص کرد. خوشحال، (۱۳۸۸: ۷-۲۸) با بررسی ۵ نمونه از بارش‌های سنگین بوشهر نشان داد که منابع تأمین این گونه بارش‌ها مناطق حاره‌ای شرق آفریقا، اقیانوس هند، دریای عرب، خلیج فارس، دریای سرخ و خلیج عدن می‌باشد. در این تحقیق به بررسی دو عامل اصلی بارش‌های سنگین یعنی رطوبت و عامل صعود از طریق نقشه‌های تراز سطح دریا تا ۵۰۰ هکتوپاسکال پرداخته شد. سبزی‌پرور، (۱۳۷۰) شرایط لازم برای تقویت سامانه

---

1- Riosalido

2- Changnon

سودانی و تأثیر آن بر روی غرب کشور را دینامیکی شدن و ادغام آن با سامانه مدیترانه‌ای، خارج شدن محور جت جنب حاره از حالت مداری و انتقال آن تا عرض‌های بیش از ۳۰ درجه، پایین آمدن محور جت قطبی و نزدیک شدن آن به جت جنب حاره و همچنین بلوکه شدن سیستم کم‌فشار شرق مدیترانه به مدت ۴ روز می‌داند.

در این مقاله با تحلیل و بررسی نقشه‌های انطباقی وزش رطوبت و جریان هوا منبع تامین رطوبت حاصل برای برای بارش فوق سنگین در منطقه مشخص گردیده است. نقشه‌های فشار تراز دریا و ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز از آن جهت ترسیم و تهیه گردیده تا مشخص گردد تنها رطوبت برای بارش سنگین کافی نمی‌باشد و باید عوامل موثر دیگر در ایجاد بارش‌های سنگین مشخص گردد. هدف از این پژوهش شناسایی و بررسی چگونگی رویداد بارش‌های سنگین در منطقه کوه‌رنگ برای مدیریت مخاطرات طبیعی در این منطقه می‌باشد.

## مواد و روش‌ها

الف: منطقه مورد مطالعه

کوه‌رنگ در استان چهارمحال و بختیاری (عرض ۳۲ درجه و ۲۶ دقیقه شمالی و طول ۵۰ درجه و ۷ دقیقه شرقی) واقع گردیده است. این ایستگاه در ارتفاع ۲۲۸۵ متری واقع شده و با متوسط بارش سالانه بیش از ۱۴۰۰ میلی‌متر جزو مناطق پر باران کشور محسوب می‌گردد. بیشترین بارش ایستگاه کوه‌رنگ مربوط به فصل سرد سال می‌باشد، به طوری که متوسط بارش آن در ماه مارس به بیش از ۵۰۰ میلی‌متر بالغ می‌گردد.



شکل (۱) موقعیت ایستگاه کوه‌رنگ استان چهارمحال و بختیاری

ب: داده‌ها و روش کار

جامعه آماری در این پژوهش دارای دو پایگاه می‌باشد. یکی پایگاه داده‌های محیطی که داده‌های مربوط به بارش روزانه واقع در سطح منطقه را که دارای آمار نزدیک به بیست سال (۱۳۶۵ تا ۱۳۸۶) می‌باشند را شامل می‌شود. این پایگاه نشان داد که روزهای همراه با بارش سنگین در میان سال‌های ۱۳۶۵ تا ۱۳۸۶ بیش از ۲۵ مورد گزارش بوده است که روز ۱۹ بهمن ۱۳۸۶ با بارشی معادل ۱۵۷،۴ میلی‌متر، به دلیل نزدیک تر بودن از نظر زمانی به زمان حال و همچنین، بارشی بی‌سابقه در مقایسه با دیگر سال‌ها؛ به عنوان مورد مطالعاتی انتخاب گردید پایگاه دیگر، داده‌های جوی می‌باشد که چگونگی جریان جوی را مشخص می‌سازد و داده‌های فشار و سطحی مربوطه را شامل می‌گردد. داده‌های جوی مربوط به این پژوهش از پایگاه داده‌های NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی اقیانوس‌شناسی ایالات متحده برداشته شده است. در این پایگاه داده‌ها، دوره زمانی ۱۹۴۸ تا کنون را در بر می‌گیرند و برای هر روز چهار دیده‌بانی در ساعات همدید (صفر، شش، دوازده و هجده) را پوشش می‌دهند. علاوه بر این میانگین روزانه و ماهانه داده‌های جوی در این پایگاه فراهم شده است.

به وسیله داده‌های اتمسفری نیز نقشه‌های جوی فشار سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای مختلف جوی، سرعت رودباد در ترازهای فوقانی جوی، وزش رطوبت و میزان آن در ترازهای مختلف جوی، و نقشه‌های زمینی مربوط به روان‌آب سطحی و دبی پیک ترسیم گردید. این نقشه‌ها از نظر اغتشاشات جوی از سطح زمین تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از نظر نوع سامانه‌های تأثیرگذار در شکل‌گیری بارش و روند تغییرات آن از ۴۸ ساعت قبل از بارش، تا پایان بارش مورد تجزیه و تحلیل واقع گردیدند.

در سطح زمین نیز داده‌های مربوط به روان‌آب سطحی و زمان تمرکز دبی، برای بررسی خطر سیل بررسی و با استفاده از فرمول تجربی سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS)<sup>۱</sup> که عبارت است از<sup>۲</sup>:

$$R = \frac{(P - 0.2s)^2}{(P + 0.8s)} \quad (1)$$

R: ارتفاع روان‌آب بر حسب اینچ، P: ارتفاع بارندگی (برحسب اینچ)، S: عامل مربوط به نگره‌داشت آب در سطح زمین که مقدار آن برابر است با:

$$S = \left( \frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (2)$$

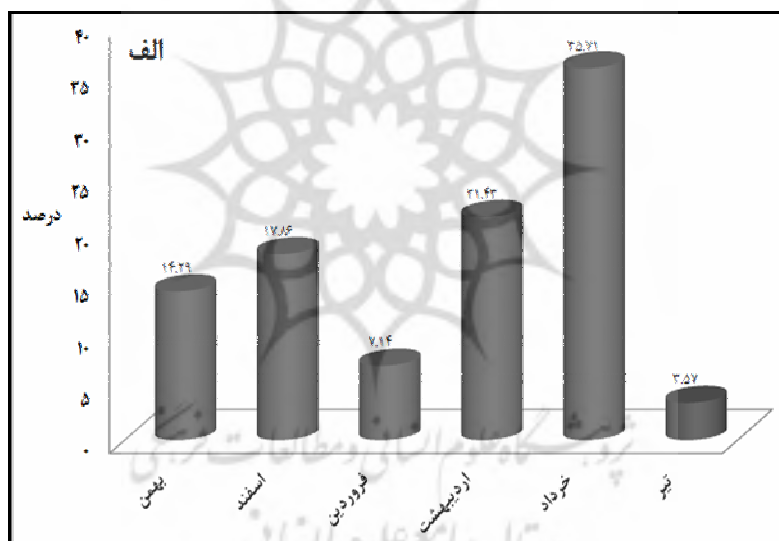
که در این قسمت CN مربوط به مقدار نفوذ آب در سطح حوضه می‌باشد؛ میزان ارتفاع روان‌آب حاصل از بارش محاسبه گردید. سپس زمان تمرکز حداکثر دبی از فرمول محاسباتی کریپچ:

$$tc = 0.0003L^{0.77} S^{-0.385} \quad (3)$$

که در واحد متریک است محاسبه گردید. در این فرمول L طول حوضه در مسیر رود اصلی برحسب متر، S شیب آبراهه اصلی (برحسب متر) و tc بر حسب متر مکعب در ثانیه می‌باشد.

## یافته‌ها و بحث

کوهرنگ در میان رشته کوه‌های زاگرس مرکزی و درست در مسیر ورود سیکلون‌های مدیترانه واقع شده است. رویداد بارش سنگین در این منطقه امری عادی تلقی گردیده و در طی دوره‌های آماری ۱۳۶۵ تا ۱۳۸۶، بیش از ۲۸ بارش با میانگین بیش از ۱۰۰ میلی‌متر به ثبت رسیده است. بارش‌های سنگین در منطقه کوهرنگ از بهمن ماه آغاز شده و در بهار به بیشترین میزان خود می‌رسد. خرداد ماه با بیش از ۳۵ درصد بارش‌های سنگین، بیشترین تعداد این پارامتر اقلیمی را در میان سال‌های مورد مطالعه به خود اختصاص داده است. (شکل شماره ۲)



شکل (۲) درصد پراکنندگی بارش در ماه‌های مختلف در ایستگاه کوهرنگ

بررسی و تحلیل نقشه‌های فشار سطح دریا

بر اساس نقشه‌های فشار سطح زمین در ۴۸ ساعت قبل از بارش، مرکز پرفشاری درست بر روی اروپای مرکزی ایجاد شده و هسته مرکزی آن با فشار ۱۰۳۰ هکتوپاسکال بسته شده است. (شکل شماره ۳- الف) درست در امتداد رو به شرق این مرکز پرفشار، مرکز پرفشار

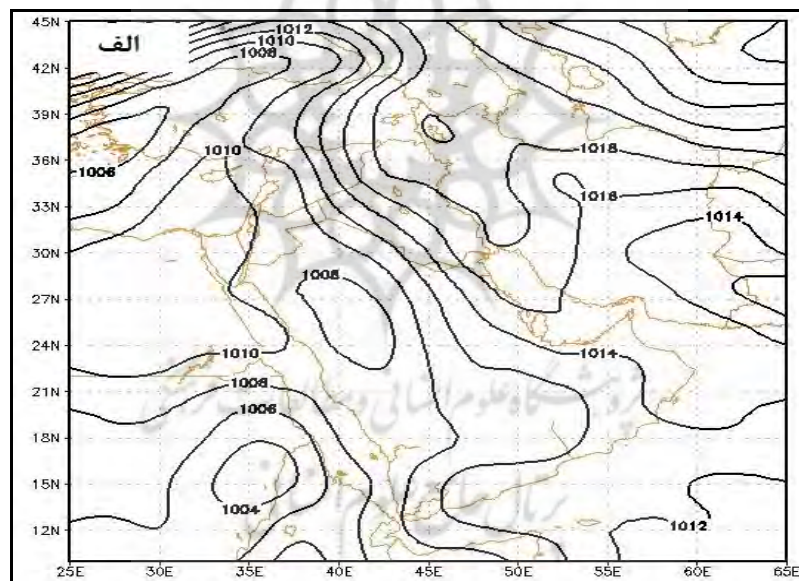
دیگری در شرق دریای خزر ایجاد گردیده که فشار در هسته مرکزی آن افزون بر ۱۰۲۸ هکتوپاسکال می‌باشد. این مرکز پرفشار نیمه شمالی کشور را تحت تأثیر خود قرار داده و در امتداد رشته کوه زاگرس به سمت جنوب روانه شده است. زبانه‌ایی از این مرکز با فشار ۱۰۱۸ هکتوپاسکال تا جنوب خوزستان امتداد یافته است.

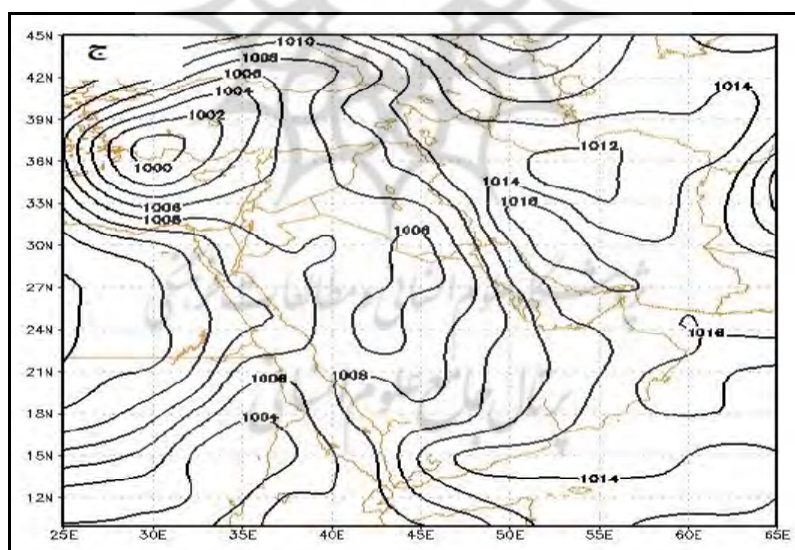
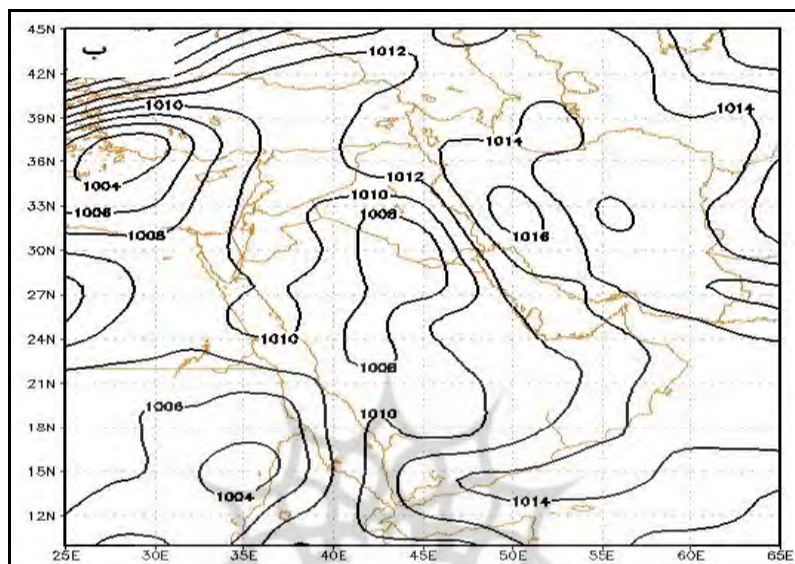
در مرکز و شرق کشور سودان نیز، در اثر دریافت انرژی خورشید، دما به بیش از ۳۰ درجه سانتی‌گراد افزایش یافته و موجب ایجاد یک مرکز کم‌فشار حرارتی با فشار مرکزی ۱۰۰۴ هکتوپاسکال گردیده است. مرکز کم‌فشار حرارتی دیگری نیز بر روی مرکز عربستان بسته شده که فشار در مرکز آن به بیش از ۱۰۰۸ هکتوپاسکال بالغ گردیده است (شکل شماره ۳- الف).

در ۲۴ ساعت قبل از بارش، فشار در مرکز پرفشار واقع در اروپای مرکزی نسبت به روز قبل ۸ هکتوپاسکال کاهش یافته است و فشار در قسمت مرکزی آن به ۱۰۲۲ هکتوپاسکال رسیده و در حال ادغام شدن با مرکز پرفشار واقع بر روی منطقه غرب آفریقا می‌باشد. از سوی دیگر مرکز پرفشاری که بر روی شرق دریای خزر قرار داشت، به سمت شرق عقب نشینی کرده و با فشار مرکزی معادل ۱۰۴۰ هکتوپاسکال، بر روی منطقه سیبری واقع شده است. این امر باعث شده ارتباط این مرکز پرفشار با قسمت‌های شمالی کشور تضعیف شده و در غرب کشور به کلی این ارتباط قطع می‌گردد. بنابراین با قطع شدن رابطه بین مرکز پرفشار شرق دریای خزر و نواحی داخلی کشور، سلولی پرفشار بر روی کوه‌های زاگرس بسته شده و فشار در قسمت مرکزی آن که بر روی ارتفاعات کهگیلویه و بویراحمد واقع گردیده است به ۱۰۱۶ هکتوپاسکال رسیده و زبانه آن با فشار ۱۰۱۴ هکتوپاسکال، نوار جنوبی کشور یعنی خوزستان، بوشهر و قسمت غربی استان هرمزگان را تحت تأثیر خود قرار داده است. در همین روز مرکز کم‌فشار حرارتی واقع بر روی سودان کمی به سمت شمال شرقی حرکت کرده و در حاشیه خود با مرکز کم‌فشار حرارتی واقع بر روی مرکز عربستان ادغام شده است. این مرکز کم‌فشار به سمت شمال حرکت کرده و با فشار ۱۰۰۸ هکتوپاسکال تا روی عراق گسترش یافته است (شکل شماره ۳- ب).



در روز بارش (روز ۱۹ بهمن ماه ۱۳۸۶)، با توجه به نقشه‌های فشار سطح زمین، مرکز پرفشاری که در روزهای قبل در شمال غرب آفریقا قرار داشت، با طی مسیر غرب به شرق، ضمن اینکه کمی نسبت به روزهای قبل تضعیف گردیده؛ فشار مرکزی آن به ۱۰۲۲ هکتوپاسکال کاهش یافته است و کم‌فشار واقع بر روی دریای مدیترانه را به سمت شرق جابجا و با کم‌فشار واقع بر روی عربستان و عراق ادغام کرده است. حاصل ادغام این مراکز پرفشار، ایجاد منطقه وسیعی از فشار کم بر روی عراق، سوریه، شمال عربستان تا قسمت مرکزی آن و شرق مدیترانه می‌باشد و با هسته پرفشار برید شده از پرفشار سیبری که بر روی نیمه غربی کشور قرار دارد؛ در سطح زمین تشکیل جبهه داده است. کوه‌رنگ در مرکز این ناپایداری واقع شده است (شکل شماره ۳ - ج).





شکل (۲) نقشه‌های فشار سطح زمین الف) فشار سطح زمین ۴۸ ساعت قبل از بارش ب) فشار سطح زمین ۲۴ ساعت قبل از بارش ج) فشار سطح زمین در روز بارش

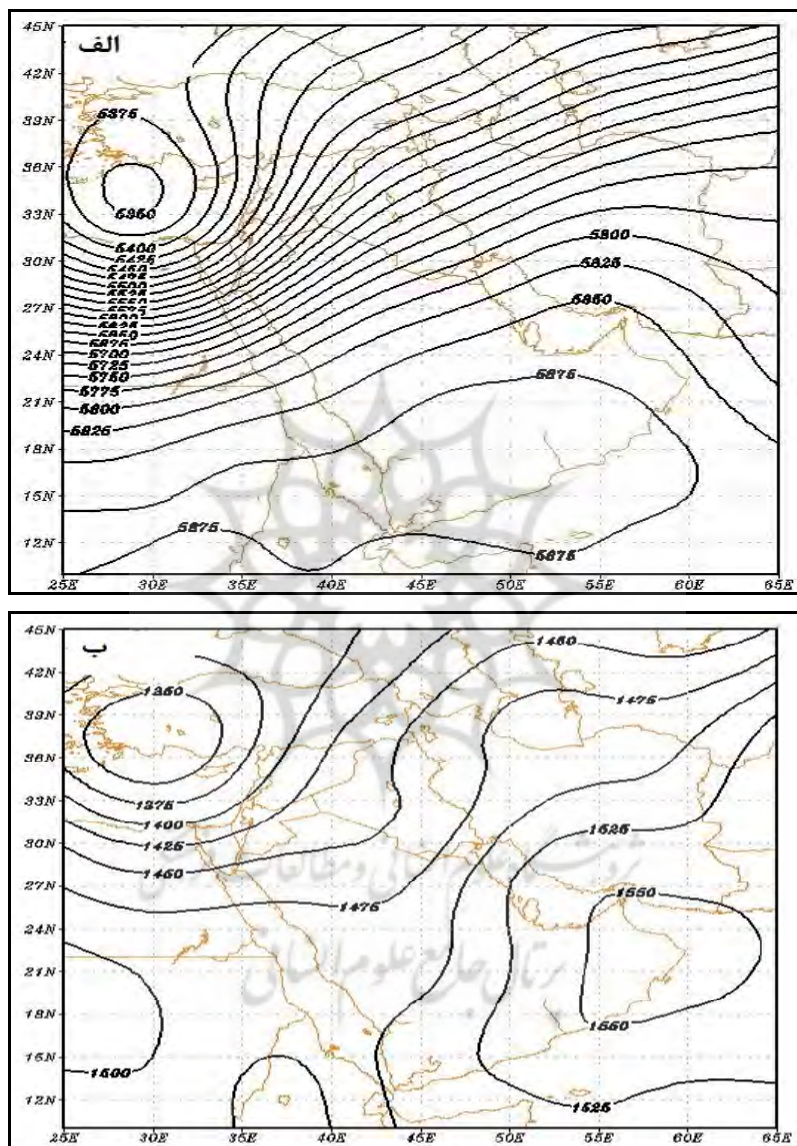
کم‌فشار حرارتی سطح زمین که از عربستان به سمت شمال جریان یافته است، رطوبت بارش را در ترازهای پایینی جو، از سوی خلیج فارس به سمت کشور هدایت کرده است.

بررسی و تحلیل نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در ۴۸ ساعت قبل از بارش، مرکز کم‌ارتفاعی با هسته مرکزی ۵۴۷۵ ژئوپتانسیل متر بر روی شرق مدیترانه و قبرس ایجاد گردیده و غرب کشور را تحت تأثیر ناپایداری‌های خفیف خود قرار داده است. در قسمت پشت این مرکز کم‌ارتفاع، هسته‌ای پربند قرار دارد که هوای سرد عرض‌های بالا را به درون این مرکز کم‌ارتفاع تزریق و آن را تقویت می‌کند. در مقابل آن مرکز پربندی با ارتفاع مرکزی ۵۹۲۵ ژئوپتانسیل متر و در منطقه جنوب عربستان، یمن، دریای عرب، دریای عمان، دریای سرخ و جنوب ایران واقع گردیده است و مانع از حرکت غرب به شرق کم‌ارتفاع دریای مدیترانه شده است.

در روز قبل از بارش مرکز پربند واقع بر جنوب کشور و عربستان، به نسبت روزهای قبل به عقب‌تر رانده شده است. همچنین مرکز کم‌ارتفاع واقع بر روی دریای مدیترانه به سمت شرق حرکت کرده و در مقایسه با روز قبل عمیق‌تر گردیده و بر میزان ناپایداری‌های کشور افزوده است.

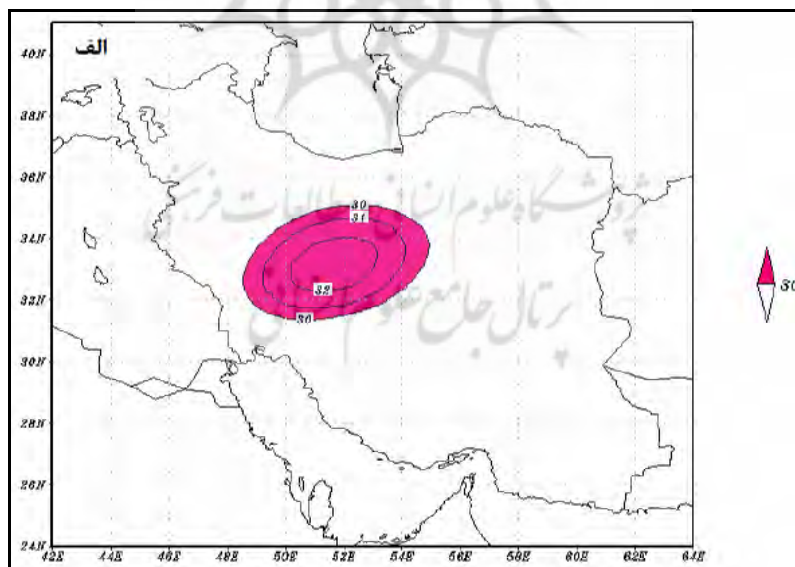
در روز بارش پربند واقع بر روی جنوب کشور در مقایسه با روزهای قبل تضعیف شده و ارتفاع در بخش مرکزی تا ۵۸۷۵ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است؛ این امر موجب عقب نشینی پربند در روز بارش و پیش‌روی مرکز کم‌ارتفاع واقع بر روی دریای مدیترانه به سمت شرق گردیده است. ناپایداری حاصل از این مرکز کم‌ارتفاع غرب ایران را تحت تأثیر خود قرار داده است (شکل شماره ۴ - الف و ب).

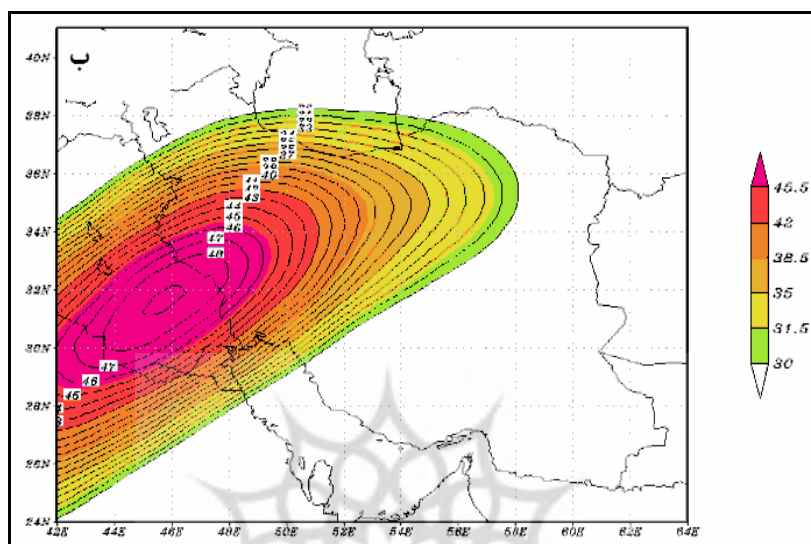


شکل (۴) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل در روز بارش الف) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ب) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

مرکز کم‌ارتفاع واقع در شرق دریای مدیترانه، به غرب حرکت کرده و تا عرض‌های پایین و ناحیه مرکزی سودان عمیق شده است، این امر موجب دینامیکی شدن مرکز کم‌فشار حرارتی واقع بر روی سودان گردیده و بر شدت ناپایداری‌ها می‌افزاید. هسته این کم‌ارتفاع، با ارتفاع مرکزی ۵۳۵۰ ژئوپتانسیل متر در شرق دریای مدیترانه قرار دارد. این هسته کم ارتفاع با هسته هوای سرد همراه بوده و پربند واقع در پشت موج، هوای سرد شمال اروپا را به مرکز سیکلون مورد مطالعه در شرق مدیترانه تزریق کرده و بر شدت ناپایداری آن می‌افزاید. در مقابل، پربندی که بر روی جنوب عربستان واقع گردیده، با توجه به ماهیت شکل‌گیری آن، دارای هوای گرم بوده، و نتیجه آن ایجاد گرادیان شدید حرارتی در تمام ترازهای جوی می‌باشد (شکل شماره ۵).

بنابر این با توجه به اختلاف ارتفاع میان پربند عربستان با ارتفاع ۵۸۷۵ ژئوپتانسیل متر و مرکز چرخندی واقع در شرق دریای مدیترانه با ارتفاع ۵۳۷۵ ژئوپتانسیل متر، شیو ارتفاعی و حرارتی شدید ایجاد شده، در نتیجه رودباد عمیق گردیده و هسته آن تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال پایین آمده است (شکل شماره ۵).

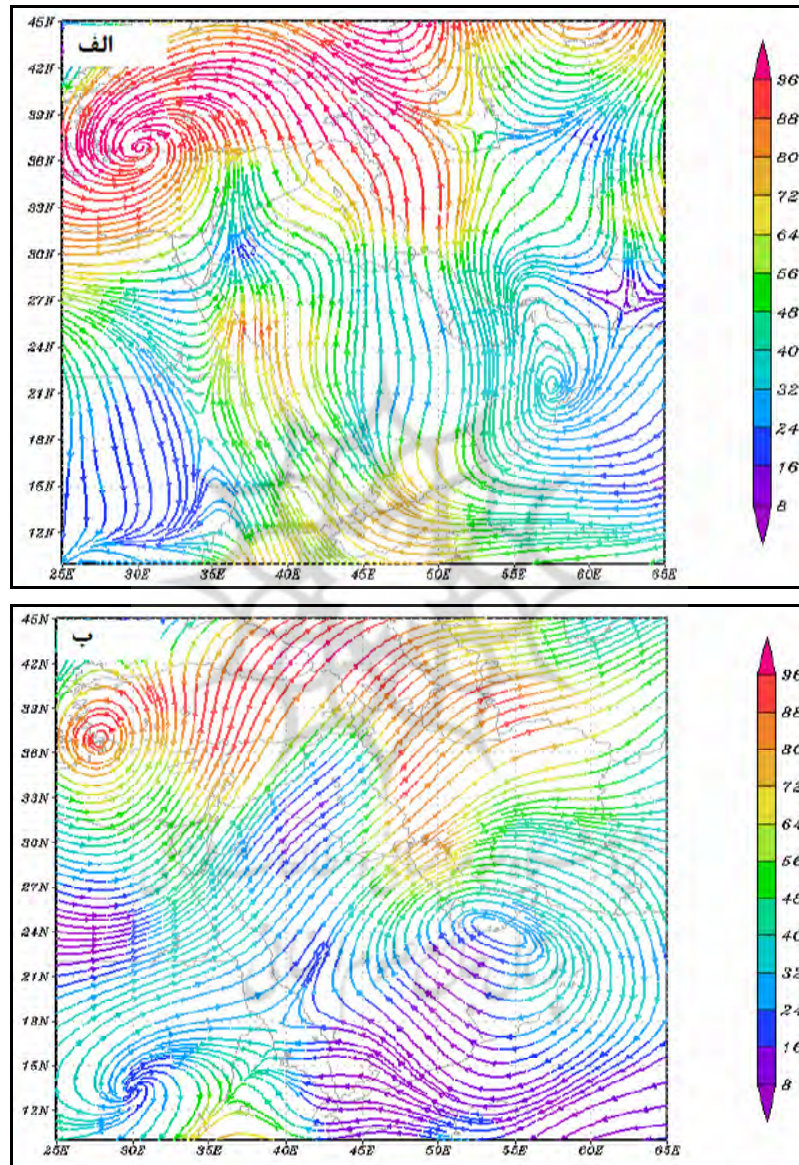




شکل (۵) نقشه رودباد در روز بارش الف) رودباد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال دکامتر ب) رودباد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دکامتر

### بررسی و تحلیل نقشه‌های رطوبت

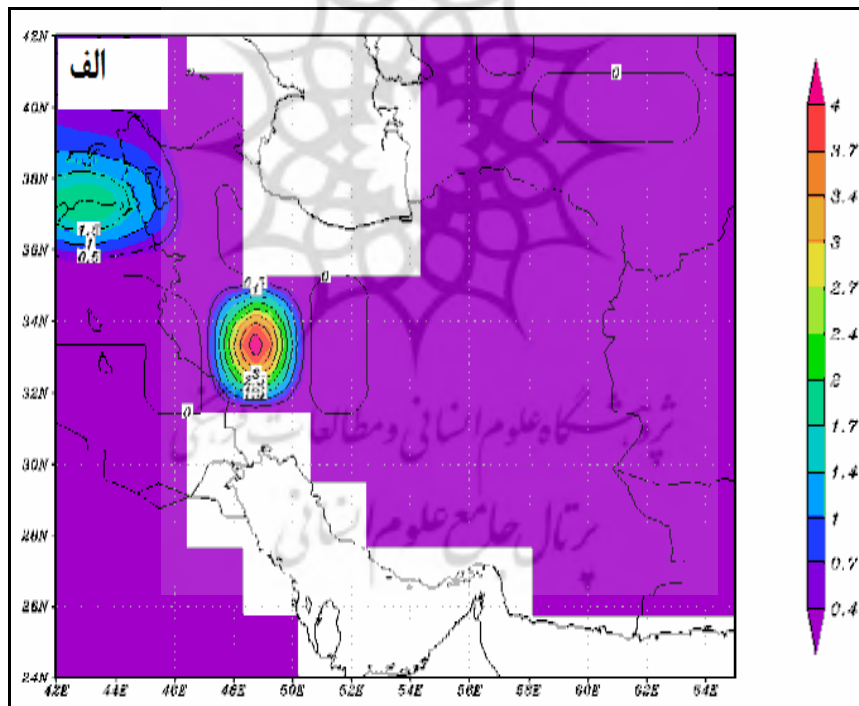
حرکت رو به شمال شرقی مرکز کم‌فشار حرارتی سودان و عربستان، بر روی دریای سرخ و خلیج فارس رطوبت کسب کرده و رطوبت بارش را در ترازهای پایین جو تأمین می‌کند. از ترازهای ۸۵۰ هکتوپاسکال تا ترازهای فوقانی جو، چرخش آنتی سیکلونی پربند واقع بر روی جنوب عربستان و همچنین چرخش سیکلونی مرکز چرخند واقع در شرق دریای مدیترانه، از مراکز رطوبتی خلیج عدن، دریای سرخ، خلیج فارس و دریای مدیترانه رطوبت جذب می‌کند. با توجه به چرخش ساعت‌گرد پربند عربستان و چرخش سیکلونی کم ارتفاع واقع بر روی دریای مدیترانه، رطوبت جذب شده به سمت ایران جریان می‌یابد. هوای مرطوب در غرب کشور تحت تأثیر صعود دینامیکی در جبهه زمینی و ناپایداری موج‌های کوتاه جو بالا، همچنین صعود مکانیکی کوه‌های زاگرس اشباع شده و در محدوده چهار محال بختیاری و کوه‌گیلویه و بویراحمر ایجاد بارش کرده است (شکل شماره ۶).



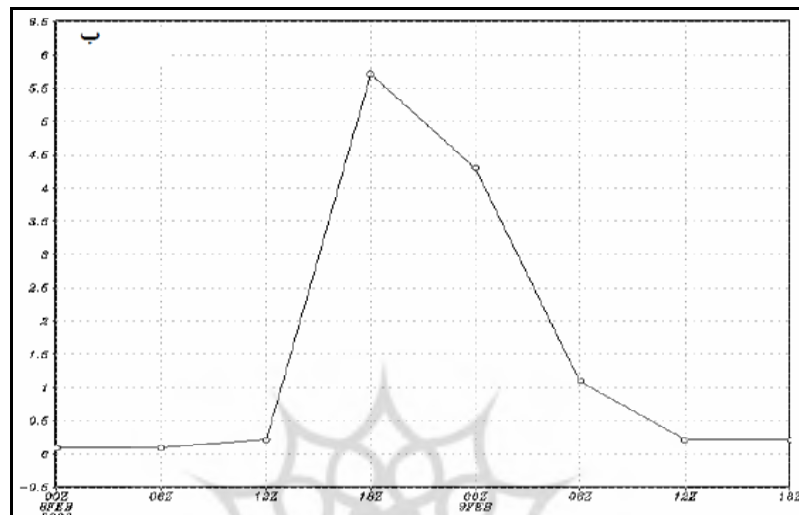
شکل (۶) وزش رطوبت در روز بارش الف) وزش رطوبت در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال ب) وزش رطوبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

### تحلیل نقشه‌های روان‌آب حاصل از بارش

منطقه حداکثر روان‌آب سطحی حاصل از این بارش نیز، در کوه‌های زاگرس مرکزی و استان‌های ایلام، کرمانشاه، لرستان، کهگیلویه و بویراحمد و چهارمحال بختیاری واقع شده است. دبی در این منطقه در مدت زمانی کمتر از ۶ ساعت پس از شروع بارش؛ به بیش از ۵.۷ مترمکعب در ثانیه افزایش یافته است. (شکل شماره ۷ - ب) با توجه به کوهستانی بودن و شیب زیاد منطقه، همچنین کوتاه بوده زهکش‌ها در این منطقه، به سرعت پس از بارش، روان‌آب سطحی جریان یافته و دبی آن به اوج رسیده است. این شرایط موجب پتانسیل بالای منطقه برای سیل و ایجاد مخاطرات طبیعی در این ناحیه گردیده است.







شکل (۷) نقشه میزان دبی (الف) نقشه مناطقی که بارش به شکل روان آب جاری شده (ب) میزان دبی حاصل از این بارش

### نتیجه‌گیری

منطقه چهارم‌حال بختیاری به دلیل واقع شدن در مسیر ورود سیکلون‌های غربی؛ به‌طور متوسط، سالانه یک مرتبه بارش سنگین را تجربه می‌کند. در این منطقه بیشتر بارش‌های سنگین در فصل بهار؛ به ویژه در خرداد ماه و تحت تأثیر سیستم دینامیکی موج بادهای غربی و سیستم مکانیکی کوهستان‌های زاگرس، که موجب همرفت و ایجاد بارش در این ناحیه می‌شود، ایجاد می‌گردد. عوامل موثر بر ایجاد بارش‌های سنگین در چهارم‌حال بختیاری و منطقه کوه‌رنگ، ایجاد یک مرکز کم‌فشار حرارتی بر فراز سودان، و همچنین شکل‌گیری یک موج همراه با هسته بلوکه شده بر فراز دریای مدیترانه می‌باشند. البته می‌بایستی خاطر نشان کرد که موج بادهای غربی واقع بر روی دریای مدیترانه موجب دینامیکی شدن مرکز کم‌فشار حرارتی در سودان می‌گردد. این ناپایداری‌های در جلوی موج به سمت ایران هدایت شده و کشور و منطقه مورد مطالعه را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد. از دیگر سو، منطقه

کوهستانی زاگرس، ناپایداری حاصل از این صعود دینامیکی را تشدید کرده و بر شدت صعود بسته هوا می‌افزاید.

در ترازهای بالایی جو، مرکز چرخندی واقع بر شرق دریای مدیترانه، با مرکز پربند واقع بر عربستان، ایجاد شیو حرارتی کرده و موجب ایجاد رودباد، و عمیق شدن این هسته سرعت هوا تا ترازهای پایینی جو می‌گردد. مرکز این هسته سرعت هوا معمولاً بر فراز قسمت شمالی خوزستان، کهگیلویه و بویراحمر و چهار محال بختیاری واقع می‌گردد. رودباد شکل گرفته بر فراز این ناحیه، هوای صعود کرده را تخلیه کرده و بر شدت ناپایداری‌های این ناحیه می‌افزاید و شرایط را برای بارش سنگین مهیاتر می‌سازد.

کوهستانی بودن ناحیه همچنین بر اشباع سریع‌تر هوای مرطوب تأثیرگذار بوده و منطقه اشباع در فصل بهار، اغلب بر فراز کوه‌های زاگرس واقع می‌گردد.

همانطور که از یافته‌های این تحقیق برمی‌آید؛ همچنین براساس طبقه‌بندی‌های صورت گرفته بر روی الگوهای ایجادکننده بارش‌های سنگین جنوب و جنوب غرب کشور (لشکری، ۱۳۸۲: ۱-۱۸) این بارش از نوع الگوی شماره یک بارش‌های سودانی بوده است. همچنین طبق مطالعات سبزی‌پرور (۱۳۷۰) محور جت جنب حاره در این روز از حالت مداری خارج شده و تا استان خوزستان پیش‌روی کرده بود. مرکز کم فشار شرق مدیترانه نیز کاملاً عمیق شده و به صورت زبانه بریده فشار طی این چند روز حرکت اندکی داشته است.

## منابع

- ۱- اشجعی‌باشکند، محمد (۱۳۷۹)، «بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته هواشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس. راهنما محمد خیراندیش، زمستان.
- ۲- خوشحال، جواد و خسروی محمود (۱۳۸۸)، «شناسایی منشاء و مسیر رطوبت بارش‌های فوق سنگین استان بوشهر»، *فصلنامه جغرافیا و توسعه*، شماره ۱۶، صفحات ۷-۲۸.
- ۳- سبزی‌پرور، علی‌اکبر (۱۳۷۰)، «بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در جنوب غرب ایران»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.
- ۴- علیزاده، امین (۱۳۸۴)، «*اصول هیدرولوژی کاربردی*»، انتشارات آستان قدس رضوی، ۹۱۲ صفحه.
- ۵- کاویانی، محمدرضا و علیجانی بهلول (۱۳۸۰)، «*مبانی آب و هواشناسی*»، انتشارات سمت، ۵۹۰ صفحه.
- ۶- لشکری، حسن (۱۳۸۱)، «مسیریابی سامانه‌های سودانی ورودی به ایران»، *مجله علوم انسانی مدرس*، شماره ۲، صفحات ۱۳۳-۱۵۰.
- ۷- لشکری، حسن (۱۳۸۲)، «مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب‌غرب ایران»، *فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۴۶، صفحات ۱-۱۸.
- ۸- مفیدی، عباس و زرین، آذر (۱۳۸۴)، «بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۷۷، صفحات ۱۱۳-۱۳۶.
- 9- Changnon, S.A (2001), "Damaging Thunderstorm Activity in the United States. Bulletin of the American", *Meteorological Society*, pp: 597608.

- 10- Chen, Ch., Lin, Ch., Chuang, Y., Yen, H. (2002), "A Study of Afternoon Heavy Rainfall in Taiwan during the Mei-yu Season", *Atmospheric Research*, pp: 129-149.
- 11- Dimitrova, T, Mitzeva, R., Savtchenko, A. (2009), "Environmental Conditions Responsible for the Type of Precipitation in Summer Convective Storms Over Bulgaria", *Atmospheric Research* , pp: 30-38.
- 12- Kaltenbock R. (2003), "The Outbreak of Severe Storms along Convergence Lines Northeast of the Alps. Case Study of the 3 August 2001 Mesoscale Convective System with a Pronounced Bow Echo", *Atmospheric Research*, pp: 55-75.
- 13- Kato T., Aranami, K. (2005), "Formation Factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui Heavy Rainfalls and Problems in the Predictions Using a Cloud-Resolving Model", *SOLA*, Vol. 1, pp: 1-4.
- 14- Riosalido, R. (1990), "Characterization of Mesoscale Convective Systems by Satellite Pictures during PREVIMET MEDITERRANEO-89", *Segundo Simposio Nacional de Prediccion, Instituto Nacional de Meteorologia, Apartado* 258, 2807, Madrid, pp 135-148.
- 15- Seibert, A. Frank, Formayer, H. (2007), "Synoptic and Regional Patterns of Heavy Precipitation in Austria", *Theor. Appl. Climatol*, 87, pp: 139-153.