مجله مخاطرات محیط طبیعی، سال ششم، شماره یازدهم، بهار ۱۳۹۶
تاریخ دریافت مقاله: ۹۵/۰۵/۳۱
تاریخ پذیرش مقاله: ۹۵/۱۲/۰۸
صفحات: ۶۸-۴۷

تحلیل و بررسی موقعیت رودبادهای مرتبط با بارش فرین و شار رطوبت در مناطق غربی ایران

غلامعلی مظفری[۱]*، احمد مزیدی[۲]، شهاب شفیعی[۳]

چکیده

هدف از این پژوهش شناسایی و تحلیل موقعیت رودبادهای مرتبط با بارش فرین و شار رطوبت در مناطق غربی ایران در دوره زمانی (۱۹۶۱-۲۰۱۰)، با استفاده از روش همدید است، که چهار الگو در این زمینه شناسایی شد. برای تشخیص اهمیت رودبادها در شکل‌گیری بارش های فرین، از داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای این روزها، از سری داده های دوباره بازکاوی شدهٔ NCEP/NCAR با استفاده از نرم‌افزار GrADS استخراج شد و در ادامه اقدام به بررسی مجموع همگرایی و واگرایی شار رطوبت از تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تا تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال، برای هر یک از الگوهای چهارگانهٔ سینوپتیکی یادشده، به منظور شناسایی منابع تغذیه کنندهٔ رطوبتی چنین بارش‌هایی و همینطور شناسایی میزان گسترش ارتفاعی ترازهای تغذیه کنندهٔ رطوبت به درون این سامانه بارشی در منطقه شد. نتایج نشان داد که اختلاف دمای شدید بین سطح زمین و ترازهای بالا در فصل سرد، ناشی از حضور پرفشار قطبی عرض‌های شمالی و فعالیت بادهای غربی (همراه با ایجاد و انتقال سردچال‌ها و فرودهای عمیق ناوه‌ها) است. بنابراین در ایجاد شرایط ناپایداری غرب، حضور یک هسته کم فشار در سطوح بالا و جریان سریع هوای گرم و مرطوب در سطوح پایین مؤثر بوده است. صعود همرفتی شدید سطوح پایین ناشی از فعالیت بادهای غربی به همراه جبهه‌های قطبی بوده است. بدین طریق که رودبادهای قطبی، فرود بادهای غربی را با سرعت بیش از ۶۰ متر بر ثانیه همراهی می‌کنند. در ناحیه خروجی چپ هسته رودباد (ربع دوم) که منطبق بر جو غرب ایران بوده، انحنای مسیر بادها به سمت قطب شمال باعث کاهش چرخندگی انحنایی توده هوا و افزایش مساحت آن خواهد شد. در نتیجه با انبساط توده هوا در سطوح بالا حرکت صعودی و ناپایداری درون توده هوا شکل خواهد گرفت. همچنین انحنای نصف‌النهاری رودبادها به سمت قطب وزش دمایی گرم در جلو محور فرود را بوجود می‌آورد.

واژگان کلیدی: بارش حدی، رودباد، شار رطوبت، غرب ایران

۱- دانشیار گروه جغرافیا دانشگاه یزد (نویسنده مسئول) yazdmozafari@gmail.com
۲- دانشیار گروه جغرافیا دانشگاه یزد mazidi@yazd.ac.ir
۳- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه یزد shafieshahab@gmail.com

مقدمه

در فرهنگ واژگان هوا و اقلیم به بادهای افقی بسیار شدید با سرعت بیش از ۵۰ گره یا حدود ۲۶ متر بر ثانیه که در بالاتر از بادهای سیاره‌ای می‌وزند، رودباد اطلاق می‌شود (گیر[1]، ۱۹۶۱). سرعت هسته‌های رودباد نیز از مرکز هسته به اطراف کاهش می‌یابد که این کاهش به طرف قطب، چرخندگی یا مثبت و به طرف استوا، واچرخندگی یا منفی است. هسته‌های سرعت یکی در حاشیه استوایی بادهای غربی و دیگری بر روی جبهه قطبی منطقه برون حاره بیش از نواحی دیگر حرکت می‌کنند؛ در نتیجه، دو بستر نسبتا متمایز را به وجود می‌آورند که رودباد جبهه قطبی و رودباد جنب حاره‌ای نامیده می‌شوند(کاویانی و علیجانی،۱۳۷۹). رودباد جبهه قطبی در عرض‌های میانه و بالا در محل جبهه قطبی و در ارتفاع ۹ تا ۱۲ کیلومتری و رودباد جنب حاره در فاصله مداری ۲۰ تا ۳۰ درجه در ارتفاع ۱۲ تا ۱۴ کیلومتری حلقه‌های ناپیوسته‌ای را به دور کره زمین تشکیل می‌دهند (مسعودیان،۱۳۹۰). محل تشکیل رودباد منطبق بر کمربند حداکثر شیب ورودیست است؛ یعنی منطبق بر محلی است که شیو دما و همچنین انتقال انرژی از استوا به قطب به حداکثر می‌رسد (حلبیان و حسینعلی پورجزی،۱۳۹۳). موقعیت رودبادها، تنظیم‌کننده و مبدل جریان‌های جوی در همه سطوح بین دو منطقه حاره و برون‌حاره است (کیت‌بوشر،۱۳۸۵). این امر سبب شده است تا مطالعه و بررسی این پدیده اهمیت پیدا کند. در رابطه با بررسی چگونگی رخداد رودباد در جهان پژوهش‌های متعددی از ابعاد مختلف صورت گرفته است. در این ارتباط، التانتایی[2] (۱۹۶۰) ضمن بررسی نقش رودباد جنب حاره در شکل‌گیری ابرهای تراز بالا در منطقه خاورمیانه به این نتیجه رسید که ارتباط آشکار و معنی‌داری میان موقعیت رودباد جنب حاره و شکل‌گیری ابرها در این گسترهٔ جغرافیایی وجود دارد. هرون[3] و تولستوی[4] (۱۹۶۸) در پژوهشی با عنوان مسیریابی رودبادها با استفاده از سیگنال‌های فشار سطح زمین، متوجه همبستگی میان فشارهای ثبت شده با جهت و سرعت باد در رودبادها شدند. وینرت (۱۹۶۸) نیز با مطالعه آماره‌های رودباد جنب حاره بر روی استرالیا آشکار ساخت که موقعیت رودباد مزبور در میانگین درازمدت، بین مدارهای ۲۶ تا ۳۲ درجه جنوبی بوده است. دایان و آبرامسکی[5] (۱۹۸۳) نیز رخداد بارش‌های سنگین منطقه خاورمیانه را حاصل موقعیت غیرمتعارف رودبادها و انحنای واچرخندی رودباد تلقی کردند. جانسون و دانیل[6] (۲۰۰۶) در پژوهشی با عنوان، بارش‌های مرتبط با رودبادها، به این نتیجه رسیدند که توزیع میانگین بارش در چهار ایستگاه انگلستان، متأثر از رودبادهاست و تاوایی در قسمت ورودی و واتاویی در قسمت خروجی رودباد، دریافت متفاوت بارش را به همراه خواهد داشت. استرانگ و دیویس[7] (۲۰۰۷) نیز تغییرپذیری در موقعیت و شدت هسته‌های رودباد زمستانه را در ارتباط با شاخص‌های پیوند از دور نیمکره شمالی بررسی کردند. به نظر آنان فراوانی و موقعیت رودبادها ارتباط آشکاری با شاخص نوسان اطلس شمالی دارد. فرجزاده و همکاران (۲۰۰۸) ارتباط بین موقعیت رودبادها و چرخندهای غرب ایران را در دوره زمانی ۱۹۹۹-۱۹۸۵ مطالعه

---

1 -Geer
2 -Eltantawy
3 -Herron
4 -Tolstoy
5 - Dayan and Abramski
6 -Jhonson and Danials
7 -Strong and Davis

نمودند. نتایج پژوهش آنها آشکار ساخت که رخداد بارش سنگین در هنگام انحنای چرخندی مسیر رودباد و رویداد بارش‌های سبک در زمان انحنای واچرخندی مسیر رودباد، میسر شده است. جیاکان یان و همکاران[1] (۲۰۱۱) ارتباط بین رودباد اطلس شمالی و فرارفت حاره‌ای روی هند و اقیانوس آرام غربی را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که در مقیاس زمانی دهه‌ای افزایش عمده‌ای در فراوانی رخداد بارش طی سال‌های ۱۹۵۸ تا ۱۹۷۹ و ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۱ بر روی اقیانوس آرام غربی بروز کرده است. اندروهال و همکاران[2] (۲۰۱۲) الگوی اصلی بارش‌های اقیانوس هند را طی دوره سرد سال (از نوامبر تا آوریل ۲۰۰۸-۱۹۷۹) در دو مقیاس زمانی فصلی و سالانه با بهره‌گیری از تحلیل توابع متعامد تجربی و شاخص پیوند از دور بررسی کرده و به این نتیجه رسیدند که الگوی بارش در مقیاس زمانی سالانه با نوسان مادن جولیان و در مقیاس زمانی فصلی با نوسان جنوبی ال‌نینو مرتبط است. در بخش منابع داخلی نیز فرج-زاده و همکاران (۱۳۸۴) ضمن تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور، به این نتیجه رسیدند که هسته‌های سرعت در روزهای آغاز و حداکثر بارش در دو قسمت متمرکز شده‌اند. مسعودیان و محمدی (۱۳۹۰) به تحلیل رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران پرداخته‌اند، نتیجه بررسی آنها نشان داد که هرچند رودبادها در خلیج فارس و در جنوب غرب ایران دارای فراوانی قابل ملاحظه‌ای هستند؛ اما بخش‌های شمالی عربستان محل اصلی استقرار و تمرکز رودباها در زمان رخداد بارش‌های ابرسنگین و فراگیر ایران بوده است. پروین (۱۳۹۲)، ارتباط موقعیت مکانی رودباد در ارتباط با وقوع سیل در حوضهٔ دریاچهٔ ارومیه را به روش خوشه‌بندی مطالعه کرد و در نهایت ۷ الگو را شناسایی کرد، به طوری که هنگام وقوع سیلاب‌های فراگیر محور تراف‌ها به سمت عرض‌های جغرافیای پایین عمیق شده و حدود ۷۰ درصد رودبادها در راستای جنوب‌غربی- شمال‌شرقی و بین مدارات ۲۵ تا ۳۵ درجهٔ شمالی بر بالای دریای مدیترانه تا شمال‌شرق ایران مستقر بوده‌اند. عساکره و همکاران (۱۳۹۲) به تحلیل فضایی رودباد جنب‌حاره در مناطق بیابانی خاورمیانه و شمال آفریقا با تأکید بر ایران پرداختند، نتایج تحقیق آنها بیانگر رخداد مرکز متوسط سالانه رودباد جنب‌حاره بر فراز شمال آفریقا، دریای سرخ و شمال عربستان در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال است. حلبیان و حسینعلی پورجزی (۱۳۹۳) به تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر پرداختند، نتایج بررسی آنها نشان داد که رودبادها از نظر زمانی به جز در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال که در ساعت ۰۶:۰۰ فراوانی بالایی را نشان می‌دهند؛ در ترازهای ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال عمدتا در ساعت ۱۸:۰۰ بر روی منطقه مطالعاتی نمودی آشکار دارند. آروین و همکاران (۱۳۹۴) به بررسی تأثیر رودباد جنب‌حاره‌ای بر بارش‌های روزانهٔ بیش از ده میلی‌متر در حوضهٔ زاینده‌رود پرداختند. الگوی غالب در رخداد بارش بیش از ده میلی‌متر، قرارگیری چپ خروجی رودباد جنب‌حاره‌ای بر روی دامنه فرازش موج کوتاه باد غربی است. رفعتی و همکاران (۱۳۹۵) تاثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در جنوب‌غرب ایران را بررسی کردند، نتایج تحقیق آنها نشان داد که در تمام ماه‌های مورد بررسی، عمدهٔ سامانه‌های

[1] -Jiacan Yuan and et al
[2] -Andrew Hoell and et al

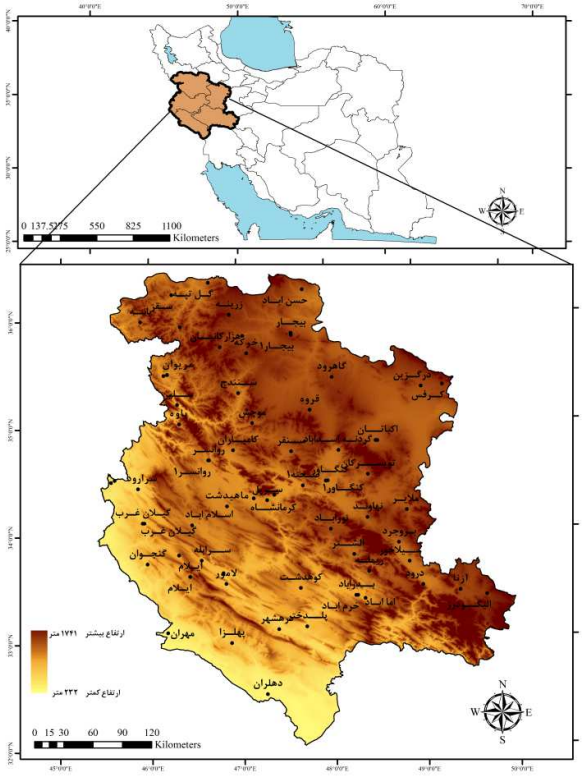
همرفتی میان‌مقیاس در شرایطی تشکیل شد که رودباد سطح پایین در منطقه حضور داشته و هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین‌تر را به منطقه مورد مطالعه تزریق و همگرایی سطح پایین را تشدید کرده است.

از آنجایی که الگوی پراکنش جغرافیایی بارش و شدت آن در مقیاس سیاره‌ای، علاوه بر الگوهای سامانه‌ای فشار، محل استقرار کمربند همگرایی حاره‌ای، جریان‌های اقیانوسی متأثر از آرایش رودبادها، موقعیت و گسترش آنها نیز هست، در این پژوهش نیز بنا به میزان تأثیر رودبادها در رخداد بارش به مطالعهٔ مکان گزینی و نحوهٔ آرایش رودباهای مرتبط با بارش‌های فرین غرب پرداخته شده است.

روش تحقیق

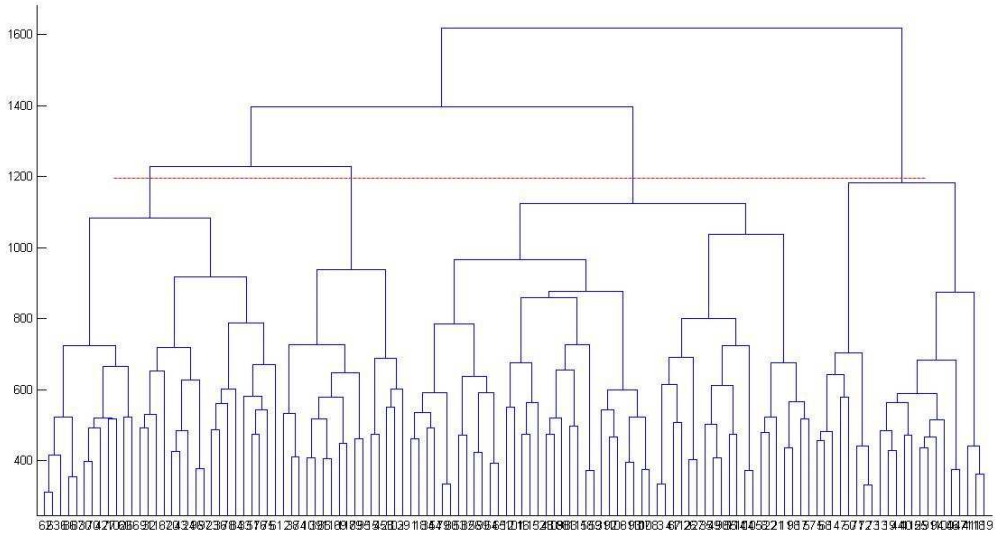
در این پژوهش برای شناسایی و استخراج رخداد بارش فرین، از توزیع مقادیر فرین تعمیم یافته استفاده گردید گردید و روزهایی که بارش آنها برابر یا بیش‌تر ۲۲ میلی‌متر بوده و ۳۰ درصد یاخته‌ها را پوشش داده به عنوان بارش‌های فرین فراگیر انتخاب شدند، که در طول دوره آماری مورد مطالعه ۱۱۹ بارش فرین انتخاب شد. در این پژوهش پهنه جغرافیایی مورد مطالعه مناطق غربی ایران می باشد (شکل۱). پایگاه داده‌های این پژوهش که رویکردی محیطی به گردشی دارد شامل دو گروه متغیر می باشد. ابتدا داده‌های بارش روزانه ۶۹ ایستگاه سینوپتیک و اقلیم‌شناسی غرب ایران (استان‌های همدان، کردستان، کرمانشاه، ایلام و لرستان) در بازهٔ زمانی ۲۰۱۰-۱۹۶۱ به عنوان پایگاه داده رویداد محیطی از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. به دلیل اینکه تمام ایستگاه دارای طول دوره آماری یکسانی نبودند بارش روزانه غرب ایران در ۱۸۶۲۴روز با بهره‌گیری از روش کریجینک[1] میان‌یابی شد.

[1] -Kriging



شکل۱: موقعیت جغرافیایی منطقه و ایستگاه‌های هواشناسی مورد مطالعه در پژوهش.

پس از آن از داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای این روزها، از سری داده های دوباره بازکاوی شدهٔ NCEP/NCAR در محدودهٔ ۱۰ تا ۸۰ درجهٔ طول شرقی و ۰ تا ۷۰ درجهٔ عرض شمالی در ۱۳۴۶۰ یاختهٔ ۲/۵ × ۲/۵ درجه، با استفاده از نرم‌افزار GrADS استخراج شد. این داده‌های شبکه-ای فشار، ۱۱۹ الگوی سینوپتیکی را به نمایش گذاشت و برای مشخص کردن الگوهای اصلی این بارش‌ها اقدام به گروبندی داده‌های شبکه‌ای یادشده با استفاده از آزمون آماری تحلیل خوشه‌ای و یا محاسبهٔ فواصل اقلیدوسی وارد در نرم‌افزار متلب شد (شکل۲).



شکل ۲: نمودار درخت خوشه‌بندی روزهای بارش فرین همراه با خط نقطه چین ادغام خوشه ها

در ادامه به منظور انتخاب روزهای نماینده گروه‌های حاصل از طبقه‌بندی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز دریا از روش لوند استفاده شده است. به این ترتیب در انتخاب روز نمایندهٔ هر گروه، روزی که بیش‌ترین شباهت را با غالب افراد گروه داشته باشد، انتخاب می‌گردد. ضریب همبستگی معرف درجه همانندی الگوهای دو نقشه با یکدیگرند. در روش پیشنهادی لوند از روش همبستگی گشتاوری پیرسون استفاده می‌شود (مسعودیان،۱۳۸۵). به همین منظور مقدار ۰/۵ به عنوان ضریب همبستگی آستانه انتخاب گردید. بنابراین نماینده هر طبقه با ضریب همبستگی ۰/۵ و بیش‌تر، که با بیش‌ترین افراد آن طبقه شبیه می‌باشد؛ شایستگی نمایندگی گروه را خواهد داشت (جدول۱). در نهایت چهار الگوی سینوپتیکی مؤثر در نحوهٔ آرایش رودبادها در چهار تراز ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و نحوهٔ ارتباط و اثرگذاری آنها در بارش‌های فرین منطقه بررسی شدند.

جدول۱: روزهای نماینده حاصل از همبستگی لوند

گروه‌ها	سال	ماه	روز	درصد
روز نماینده گروه اول	۱۹۹۸	۳	۱۷	۳۱/۹
روزنماینده گروه دوم	۲۰۰۰	۱	٦	۳۲/۷
روز نماینده گروه سوم	۲۰۰۹	۲	۱۱	۲۰/۳
روز نماینده گروه چهارم	۲۰۰۳	۳	۲٦	۱۵/۱

در ادامه اقدام به بررسی مجموع همگرایی و واگرایی شار رطوبت از تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تا تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال، برای هر یک از الگوهای چهارگانهٔ سینوپتیکی یادشده، به منظور شناسایی منابع تغذیه کنندهٔ رطوبتی چنین بارش-هایی و همینطور شناسایی میزان گسترش ارتفاعی ترازهای تغذیه کنندهٔ رطوبت به درون این سامانه بارشی در منطقه شد. بدین منظور واگرایی شار رطوبت در منطقه با استفاده از داده‌های مؤلفهٔ باد مداری و نصف النهاری همچنین، داده‌های شبکه‌ای نم ویژه از سری داده های در ترازهای دوباره بازکاوی شدهٔ NCEP/NCAR مختلف

اتمسفری به صورت برنامه‌نویسی در نرم‌افزار GrADS انجام گرفت. واگرایی شار رطوبت، تغییرات جزئی مقادیر نم ویژه (q) و مؤلفه‌های باد مداری (u) و نصف‌النهاری (v) در جهات X,Y (طول و عرض جغرافیایی) به وسیلهٔ رابطهٔ زیر که موسوم به رابطهٔ واگرایی افقی شار رطوبت است، محاسبه می‌شود (معادلهٔ ۱):

$$HFD_{ij} - -\left[u_{ij}\frac{q_i 1_i - q_i 1_j}{X_i 1_j - X_i 1_j} + V_{ij}\frac{q_i 1_i + q_{ij} 1}{y_{ij} + 1 - y_{ij}\,1} + q_{ij}\frac{u_i + 1_j - u_i 1_j}{X_{ij} + 1_j - X_{ij}\,1_j} + q_{ij}\frac{v_{ij} + 1 - v_{ij} 1}{y_{ij} + 1 - y_{ij}\,1}\right] \quad (۱)$$

HFD[1] واگرایی افقی شار رطوبت (علامت – برای مثبت کردن مقدار همگرا شده است)، X و y فاصله در جهات طول و عرض جغرافیایی است و مقادیر مثبت، همگرایی شار رطوبت و مقادیر منفی، واگرایی شار رطوبت را آشکار می‌کنند. مقادیر واگرایی افقی محاسبه شده از تغییرات مؤلفه‌های باد به همراه رطوبت در جهات شمال- جنوب و شرق – غرب نقطهٔ مورد نظرند. بدین معنی که برای نقطه‌ای معلوم (در داده‌های شبکه‌بندی شده، هر یک از شبکه‌ها می‌تواند آن نقطهٔ مورد نظر باشد) تفاضل مقدار نم ویژهٔ ماقبل و نقطهٔ بعد از آن در جهات y، x و تفاضل مقدار u همانند بالا در جهت x و تفاضل مقدار v در جهت y ضرب در مقادیر اولیه به منزلهٔ مقدار واگرایی افقی شار رطوبت برای آن نقطه منظور می‌شود. مقادیر محاسبه شده مختص هر تراز است و برای به‌دست آوردن مقادیر واقعی شار رطوبت نیاز به محاسبهٔ مجموع قائم آن در جهت قائم است. به این منظور از رابطهٔ زیر استفاده می‌شود (معادلهٔ۲):

$$Q_{vi} = 1/g.\int_{p1}^{p^2} vq.dp \quad (۲)$$

Vq همان HDF است، Q_{vi} مجموع قائم شار رطوبت $P^1,(g.kg^{-1}.s^{-1})$ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز پایین و p^2 ارتفاع ژئوپتانسیل تراز بالایی برای محاسبه است. به طوری که این محاسبات به صورت جداگانه برای حدفاصل ترازهای مختلف اتمسفری شامل ۴۰۰-۵۰۰ و ۵۰۰-۶۰۰، ۶۰۰-۷۰۰، ۷۰۰-۸۵۰، ۸۵۰-۹۲۵، ۹۲۵-۱۰۰۰ هکتوپاسکال انجام گرفت. باید توجه داشت که محاسبهٔ مذکور برای زمانی خاص است. همان گونه که بیان شد این معادله‌ها در نرم‌افزار GrADS محاسبه و اندازه‌گیری شدند و به صورت ترسیم نقشه در ادامه آورده شده‌اند.

نتایج و بحث

پس از آزمون خوشه‌بندی روی داده‌های شبکه‌ای، ارتفاع ژئوپتانسیل برای بارش‌های سنگین منطقهٔ مورد مطالعهٔ چهار خوشه تشخیص داده شد و نقشه‌های ژئوپتانسیل و رودباد ترازهای ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال همچنین، در ادامه وزش دمایی و همگرایی و واگرایی شار رطوبت هر یک از این الگوها بصورت نقشه آورده شده اند.

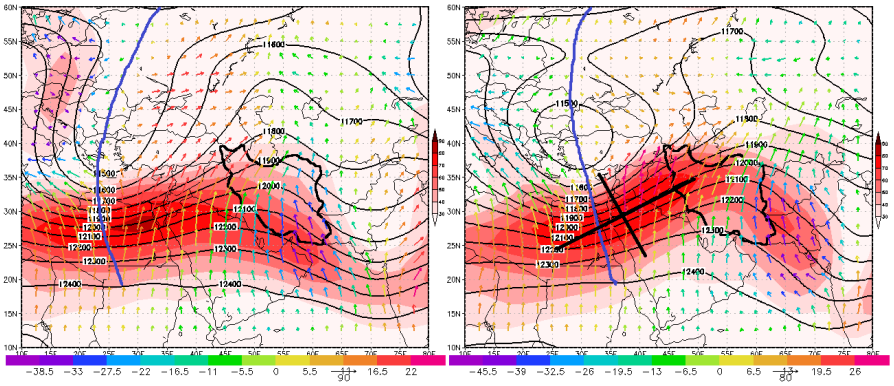
الگوی اول، رخداد بارش حدی، روز هفدهم مارس سال ۱۹۹۸

[1] - Horizontal Flux Divergence

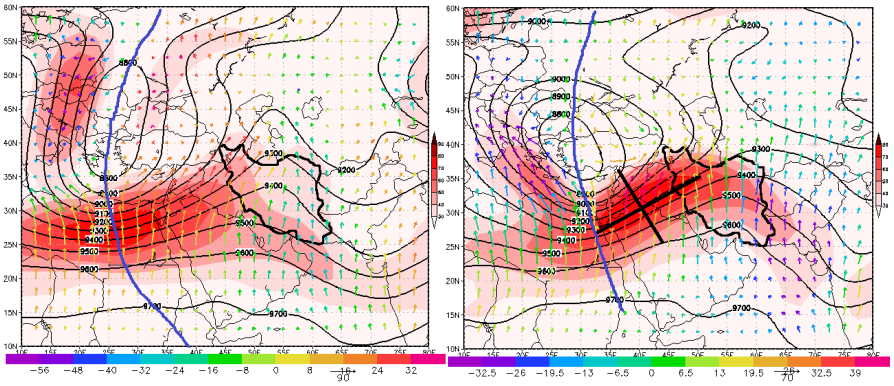
در روز ۱۷ مارس ۱۹۹۸ در هر چهار تراز ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال فرود عمیقی از بادهای غربی روی دریای مدیترانه قرار گرفته است. به طوری که این فرود به صورت سردچالی بالایی در نقشه‌های این روز نمایان است. که در ساعت z ۱۲ محور این فرود به سمت شرق مدیترانه حرکت کرده و تا دریای سرخ نیز امتداد داشته است (شکل ۳، الف، ب، پ، ت، ج، چ، ح و خ). در واقع همواره سیستم‌های سینوپتیک منطقه برون حاره به سوی شرق به حرکت در می‌آیند (کاویانی و علیجانی، ۱۳۷۹؛ ۲۷۵). رودباد جبهه قطبی نیز این فرود را همراهی می‌کند و در هر چهار تراز یاد شده، غرب ایران در ناحیه خروجی چپ هسته رودباد (ربع دوم) قرار دارد (علیجانی، ۱۳۸۸). به دلیل قرارگیری هسته اصلی رودبادها در تراز ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال، در این جا نیز ربع دوم رودباد در دو تراز یاد شده نسبت به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، به طور مشخص‌تری بر فراز آسمان غرب ایران قرار گرفته است. در تمامی ترازهای مورد بررسی پیشروی هسته رودباد به سمت غرب ایران در ساعت z ۱۲ به اوج خود رسیده و تمام غرب را در بر گرفته که متوسط سرعت این هسته‌ها در این ساعت، ۷۰ متر بر ثانیه می‌باشد.

نکته حائز اهمیت دیگر آن است که هسته رودباد جبهه قطبی در این منطقه انحنای نصف النهاری به خود گرفته که این موضوع سبب وزش دمایی گرم در منطقه شده است، به صورتی که در ساعت z ۱۲، بادهای با جهت جنوب غربی با دمای ۱۵ تا ۲۵ (c°) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳، خ)؛ ۱۰/۵ تا ۳۲/۵ (c°) در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳، چ)؛ ۱۹/۵ تا ۳۹ (c°) در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳، ت) و نیز ۶/۵ تا ۲۶ (c°) با جهت جنوبی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳، ب) نیمه غربی ایران را در بر گرفته‌اند. در حالی که در همان عرض‌های جغرافیایی در شرق دریای مدیترانه دمای هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا ۱۰- (c°)، در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال به ۱۹/۵- (c°)، در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به ۲۶- (c°) و در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال به ۱۳- (c°) نیز می‌رسد. همین موضوع شرایط همرفت و صعود بیش‌تر هوا را فراهم می‌کند، از سوی دیگر، چرخندگی رودباد در ناحیه خروجی چپ هسته آن (ربع دوم)، حاصل چرخندگی جزئی برشی شیب سرعت است که با جهت گیری نصف النهاری هسته رودباد در این ناحیه، چرخندگی جزئی انحنایی که حاصل انحنای خطوط جریان باد در این منطقه است نیز بدان افزوده می‌شود و شرایط صعود شدید هوا را فراهم می‌کند که سبب رخداد یک روز بارشی سنگین در غرب ایران شده است. بنابراین در جایی که مسیر بادها به طرف قطبین متمایل شود، به تدریج از چرخندگی انحنایی توده هوا کاسته و بر مساحت آن افزوده می‌شود. در نتیجه توده هوا در سطوح بالا منبسط می‌شود و این وضعیت به حرکت صعودی و ایجاد ناپایداری درون توده هوا منجر می‌شود. حال اگر اثر حاصل از این دو چرخندگی (برشی و انحنایی) بر یکدیگر منطبق شوند، سرعت صعود و ناپایداری شدیدتر می‌شود؛ مانند آن‌چه که در نقشه‌های شکل ۳ به ویژه در ترازهای ۴۰۰، ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود و منطقه چپ خروجی هسته رودباد (ربع دوم) که روی غرب ایران قرار گرفته، هم زمان دچار انحنای نصف النهاری به سوی قطب شمال نیز دیده شده است. بنابراین رودبادهای با انحنای نصف النهاری به سوی قطبین، مؤثرتر و ناپایدارتر از رودبادهای گسترش یافته در امتداد مدارها هستند و در این حالت اثر حرارتی ناشی از وزش دمایی گرم بادهای جنوبی و جنوب غربی که شرایط همرفت و صعود بیش‌تر را فراهم می‌آورند نیز به چرخندگی برشی و انحنایی ربع دوم رودباد افزوده می‌شوند. بنا بر آنکه هسته اصلی رودباد غالباً در تراز ۳۰۰

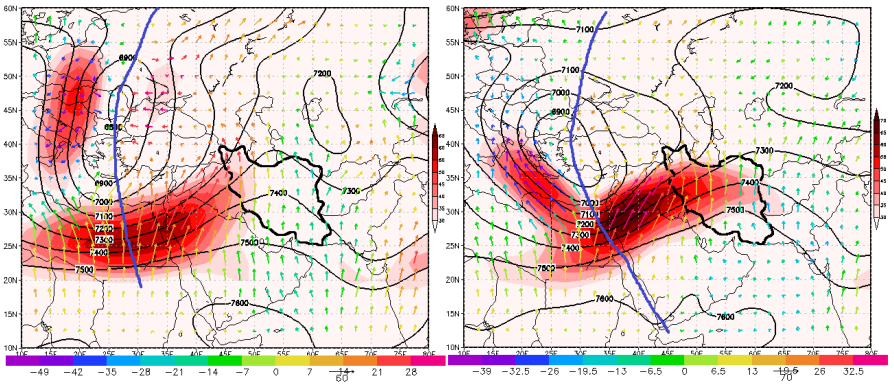
هکتوپاسکال به بالا قرار می‌گیرد، در شکل ۳، نقشه‌های ب و ت نیز موقعیت ربع‌های چهارگانه رودباد مشخص شده است.



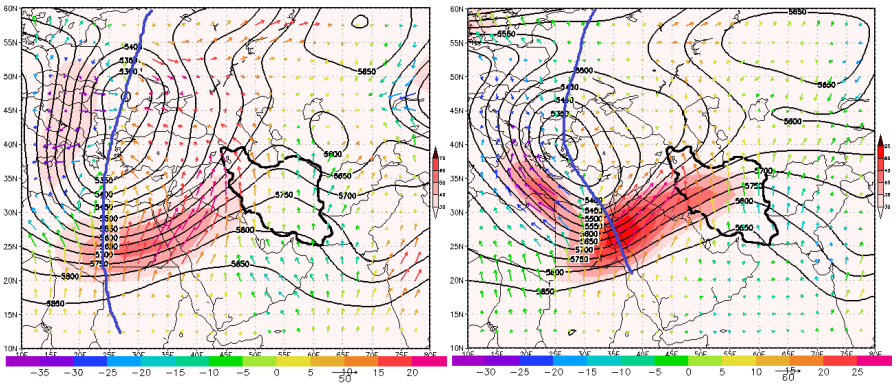
الف- سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال، ساعت۱۲ Z ب- سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰



پ- سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال، ساعت Z ۰۰ت- سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲Z



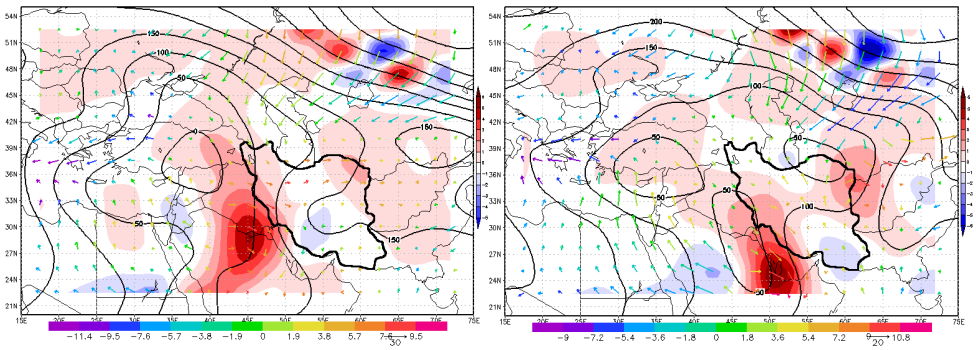
ج- سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال، ساعت Z۰۰ چ- سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲Z



ح- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰z خ- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲z

شکل ۳: نقشه هسته‌های رودباد (m/s)، ارتفاع ژئوپتانسیل(m) و وزش دمایی(c°) در سطوح مختلف جو در ساعت‌های ۰۰z و ۱۲ z، ۱۷مارس ۱۹۹۸، موقعیت ناوه در سطوح مختلف با خطوط آبی ضخیم.

میانگین شار رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰ z نشان دهنده همگرایی (دریافت کننده رطوبت) رطوبت در ناحیه‌ای به صورت جنوب غربی- شمال شرقی بر روی دریای سرخ، سپس با امتداد جنوبی- شمالی بر روی شبه جزیره عربستان، عراق و ترکیه است. در این ساعت طول جغرافیایی ۳۵ درجه شرقی را می‌توان مرز بین همگرایی شار جنوبی (دریاهای سرخ و خلیج فارس) با شار رطوبت شرق دریای سیاه در نظر گرفت (شکل ۴، الف). در ساعت z ۱۲، مرز هسته رطوبت به طرف شرق حرکت نموده و تقریباً در جنوب خلیج فارس مستقر گردیده است. این هسته رطوبت گسترده رطوبت خود را از چندین منبع تأمین می‌کند: خلیج فارس، دریای سرخ و در درجه بعدی دریای مدیترانه و سیاه. که با افزایش گرمایش روزانه در ساعت z ۱۲ از دریای سرخ رطوبتی دریافت نمی‌شود، و نیز تأثیر دریای سیاه و مدیترانه بر تأمین رطوبت مورد نیاز بارش این روز بیش‌تر شده است. هسته واگرایی (فرستنده رطوبت) در مرکز شبه جزیره عربستان و دریای سرخ شکل گرفته است (شکل ۴، ب).



ب- ساعت ۱۲ z الف- ساعت ۰۰Z

شکل ۴: نقشه همگرایی و واگرایی شار رطوبت (10^{-5} $g.kg^{-1}.s^{-1}$) سطح ۸۵۰ ه.پ، ارتفاع ژئوپتانسیل (**m**) و وزش دمایی (**c°**) سطح ۱۰۰۰ ه.پ، ۱۷ مارس ۱۹۹۸

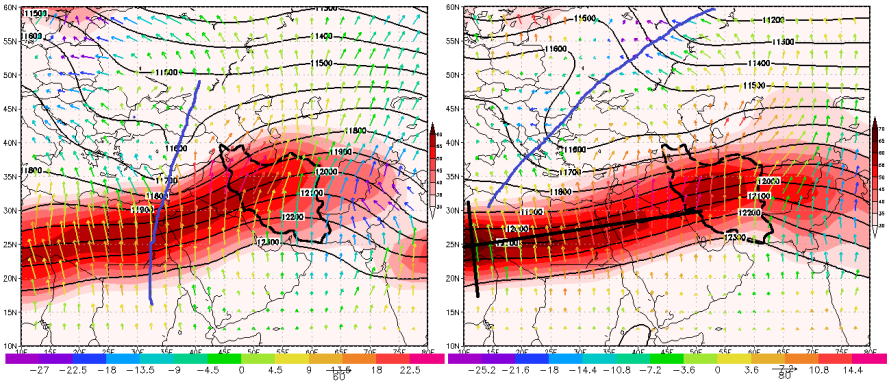
نکته مهمی را که در خصوص نقشه‌های همگرایی و واگرایی رطوبت جو بایستی مورد توجه قرار داد و نکته بسیار مهم و کلیدی در تفاسیر دینامیک و سینوپتیک اقلیم محسوب می‌شود، این است که همگرایی، تاوایی چرخندی را و

واگرایی، تاوایی واچرخندی را تقویت می‌کند (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹؛ ۱۷۷). بنابراین در روز ۱۷ مارس ۱۹۹۸ همان‌طور که مشاهده شد هسته گسترده همگرایی در غرب کشور شرایط ناپایداری جو را فراهم نموده و با وزش دمایی گرم و افزایش سرعت در جریان‌های جوی (با بیش از ۲۰متر بر ثانیه در مرکز هسته همگرایی رطوبت) به صعود همرفتی جو و نهایتاً بارش‌های سنگین این روز منجر گشته است. لازم به ذکر است که میزان میانگین شار رطوبت در ترازهای پایینی جو در مناطق همگرایی رطوبت $g.kg^{-1}.s^{-1}$ ۵×۱۰-۵ در ساحل غربی خلیج فارس بوده است، بعد از آن دریای سرخ با $g.kg^{-1}.s^{-1}$ ۲×۱۰-۵، و نیز دریای مدیترانه و شرق دریای سیاه با $g.kg^{-1}.s^{-1}$ ۱×۱۰-۵ بالاترین مقدار را دارد. همچنین بیش‌ترین میزان واگرایی شار رطوبت را مرکز شبه جزیره عربستان با $g.kg^{-1}.s^{-1}$ ۲×۱۰-۵-، سپس دریای سرخ با $g.kg^{-1}.s^{-1}$ ۱×۱۰-۵- داشته‌اند (شکل ۴، الف و ب).

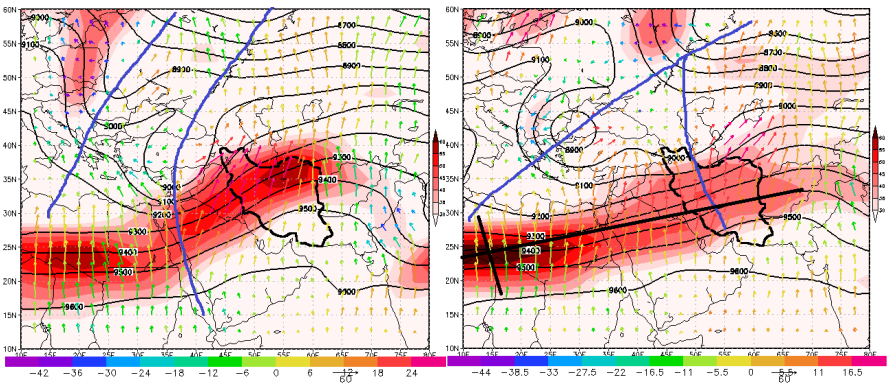
الگوی دوم، رخداد بارش حدی، روز ششم ژانویه سال ۲۰۰۰

فرود عمیق بادهای غربی در ۶ ژانویه سال ۲۰۰۰، در هر چهار تراز ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بیان کننده این مطلب می‌باشد که در غرب ایران، واقع در جلو محور این فرود، شرایط ناپایداری جو وجود داشته است. در ترازهای پایین‌تر ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال این فرود عمیق به صورت سردچال بالایی بر روی دریای سیاه شکل گرفته است (شکل ۵، ج و ح). امتداد این محور فرود تا دریای سرخ ادامه داشته است که در ساعت z ۱۲ این محور فرود به سمت غرب، دور از مرزهای ایران و نیز عرض‌های بالاتر شمالی جابجا شده است (شکل ۵، چ و خ، خطوط آبی ضخیم). بنا بر این می‌توان انتظار بارش‌های شدید در ساعات اولیه روز ذکر شده را داشت. رودباد جبهه قطبی همراه این فرود در ناحیه خروجی چپ هسته رودباد (ربع دوم)، غرب ایران را تحت تأثیر خود قرار داده است که در ترازهای ۲۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال به طور مشخص بر جو غرب ایران نمایان شده است (شکل ۵، ب و ت). همان طور که در نقشه‌های شکل ۵، مشاهده می‌شود هسته رودباد جبهه قطبی در امتداد محور فرودش انحنای نصف النهاری داشته که منجر به وزش گرم در منطقه غرب ایران شده است. به طوری که در ساعت z ۰۰، بادهای با جهت جنوب غربی با دمای ۱۲ تا ۲۰ (c°) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵، ح)؛ ۱۱ تا ۲۷/۵ (c°) در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵، ج)؛ ۶ تا ۲۴ (c°) در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵، پ) و نیز ۹ تا ۲۲/۵ (c°) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال نیمه غربی ایران را فرا گرفته است. با این وجود در غرب دامنه فرود مستقر بر شرق دریای مدیترانه دمای بادها با جهت جنوب شرقی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به ۲۰- (c°)، در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال به ۲۷/۵- (c°)، در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به ۳۰- (c°) و در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال به ۱۸- (c°) نیز می‌رسد. بنابر این در روز یاد شده در تمامی ترازهای جو منطقه وزش دمایی گرم در جلو محور فرود نصف النهاری رودباد جبهه قطبی شکل گرفته شده است. این شرایط همرفت و صعود هوا با چرخندگی رودباد در ناحیه خروجی چپ هسته آن (ربع دوم) شدیدتر شده و در نهایت سبب بارش شدید منطقه مورد مطالعه شده است. با توجه به نقشه‌های موجود در شکل ۵، نمایان گشت که منطقه چپ خروجی هسته رودباد (ربع دوم) که روی غرب ایران قرار گرفته، دچار انحنای نصف النهاری به سوی قطب شمال را نیز داشته است. بنابراین انطباق یافتن همزمان چرخندگی برشی، ناشی از تضاد حرارتی در دو طرف محور فرود و

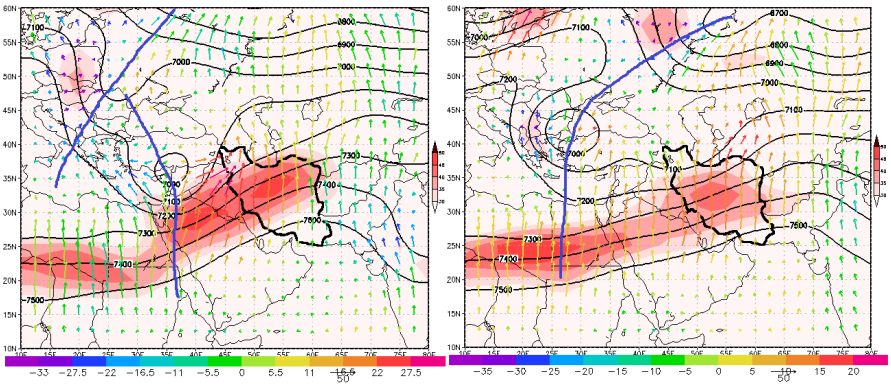
چرخندگی انحنایی، ناشی از انحنای نصف النهاری به سمت قطب شمال و نیز اثر حرارتی وزش دمایی گرم بادهای جنوب غربی شرایط همرفت و صعود بیش‌تر و شدیدتری را برای ایجاد بارش‌های شدید در غرب ایران فراهم نموده است.



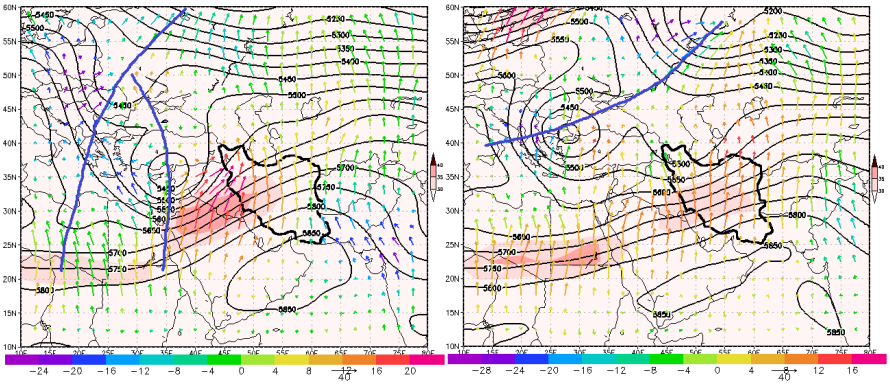
الف- سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰Z ب- سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲Z



پ- سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰Z ت- سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲Z



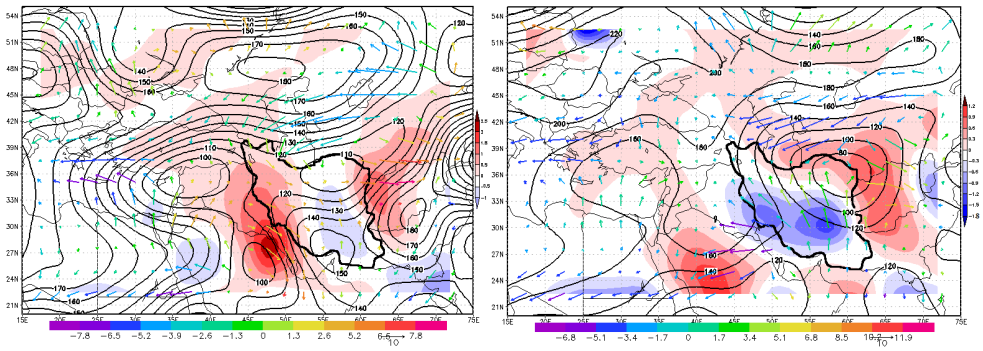
ج- سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰Z چ- سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲Z



ح- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰z خ- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲z

شکل ۵: نقشه هسته‌های رودباد (m/s)، ارتفاع ژئوپتانسیل(m) و وزش دمایی(c°) در سطوح مختلف جو در ساعت‌های ۰۰z و ۱۲ z، ۶ ژانویه ۲۰۰۰، موقعیت ناوه در سطوح مختلف با خطوط آبی ضخیم.

نقشه الف شکل ۶، به خوبی بیانگر شکل گیری همگرایی رطوبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ساعت ۰۰ z در امتداد نصف النهار ۴۵ درجه طول شرقی منطبق بر غرب ایران بوده است. گستردگی این هسته تقریباً نیمه غربی کشور، عراق، ترکیه، شرق دریای سیاه، سوریه، خلیج فارس و سواحل غربی شبه جزیره عربستان را فراگرفته است. تاوایی چرخندی در این مرکز همگرایی رطوبت، موجب اغتشاش جو منطقه شده است. بدین صورت که با وزش دمایی گرم و افزایش سرعت وزش باد در مرکز همگرایی رطوبت (با ۱۰ متر بر ثانیه)؛ صعود همرفتی جو و بارش شدید این ساعت از روز ۶ ژانویه سال ۲۰۰۰ را فراهم نموده است. میانگین شار رطوبت در ترازهای پایینی جو در ممناطق همگرایی رطوبت $g.kg^{-1}.s^{-1}$ ۲/۵×۱۰-۵ در سواحل غربی خلیج فارس و $g.kg^{-1}.s^{-1}$ ۱/۵×۱۰-۵ در غرب کشور بالاترین مقدار را دارد. میانگین شار رطوبتی سایر مناطق همگرایی رطوبت برابر با $g.kg^{-1}.s^{-1}$ ۰/۵×۱۰-۵ بوده است. در ساعت در ساعت ۱۲ z غرب ایران از سلطه هسته همگرایی رطوبت خارج شده و در مرکز، جنوب غربی آن دو هسته واگرایی شکل گرفته است. با تقویت یافتن تاوایی واچرخندی در این مناطق، غرب ایران نیز تحت تأثیر این هسته قرار گرفته و رطوبت این مناطق به اطراف فرستاده می‌شود. نواحی دارای همگرایی رطوبت به سمت غرب پسروی داشته و بر روی دریای سرخ، مدیترانه و سیاه مستقر شده‌اند. بیش‌ترین میزان واگرایی شار رطوبت در مرکز با $g.kg^{-1}.s^{-1}$ ۱/۵×۱۰-۵- داشته است (شکل ۶، ب).



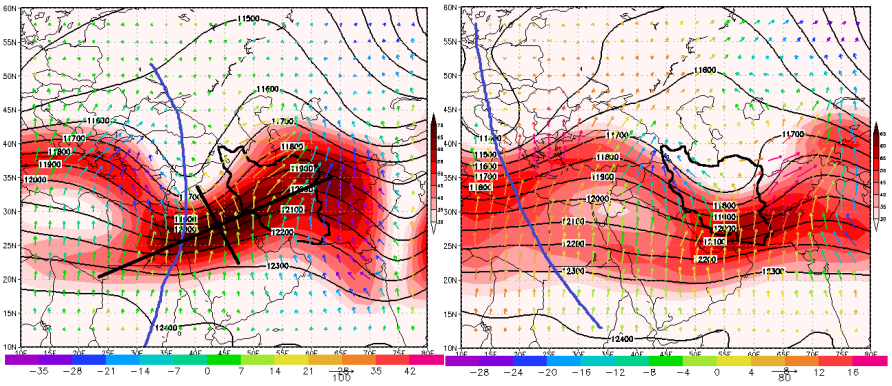
الف- ساعت ۰۰z ب- ساعت ۱۲z

شکل ۶: نقشه همگرایی و واگرایی شار رطوبت ($g.kg^{-1}.s^{-1}$ 10^{-5}) سطح ۸۵۰ ه.پ، ارتفاع ژئوپتانسیل (**m**) و وزش دمایی (**c°**) سطح ۱۰۰۰ ه.پ، ۶ ژانویه ۲۰۰۰

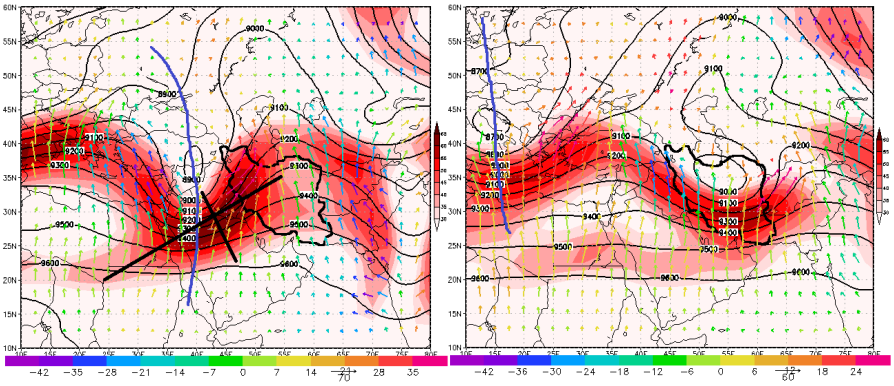
الگوی سوم، رخداد بارش حدی، روز یازدهم فوریه سال ۲۰۰۹

روز یازدهم فوریه ۲۰۰۹، ساعت z ۰۰ در هر چهار تراز ۲۰۰، ۳۰۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بادهای غربی فرودی بر دریای سیاه، سواحل شرقی دریای مدیترانه داشته است که محور فرود تا دریای سرخ نیز امتداد دارد. در ساعت z ۱۲ محور فرود عمیق به سمت شرق حرکت داشته و در نیمه شرقی ایران مستقر شده است. فرود دیگری نیز در غرب دریای مدیترانه رخ داده است که به دلیل مسافت طولانی بر غرب ایران اثری نداشته است. وجود رودباد جبهه قطبی در فرود بادهای غربی همواره تنش و ناپایداری را برای محل فرود به همراه می‌آورد. محل فرود ساعت z ۰۰، موجب قراگیری غرب ایران در ناحیه خروجی چپ هسته رودباد (ربع دوم) بوده است. که ربع دوم هسته رودباد در ترازهای ۲۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال به طور مشخصی بر فراز آسمان غرب ایران قرار گرفته است (شکل ۷، الف و پ). هسته‌های رودباد با متوسط سرعت ۷۷ متر بر ثانیه با کسب رطوبت و تضاد حرارتی منجر به شکل گیری کم‌فشارهای دینامیکی در جلو محور فرود شده و باعث اغتشاش و نا آرامی مناطق تحت نفوذ خود می‌شوند. با توجه به شکل ۴۵ هسته رودباد جبهه قطبی در محل فرود سرد چال جوی انحنای نصف النهاری به خود گرفته که منجر به تضاد حرارتی در دو سمت محور فرود با وزش گرم در جلو محور فرود شده است. بدین شکل که در ساعت z ۰۰، بادهای جنوب غربی با دمای ۱۰ تا ۲۵ (c°) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷، ح)؛ ۱۳ تا ۳۲/۵ (c°) در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷، ج)؛ ۱۴ تا ۳۵ (c°) در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۷، پ) و در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال بادها با جهت جنوب غربی و جنوبی با دمای ۱۴ تا ۳۵ (c°) (شکل ۴۵، الف) نیمه غربی ایران را تحت تأثیر خود قرار داده‌اند. در حالی که در بخش پشت محور فورد در همان عرض جغرافیایی وزش سرد وجود داشته است. بدین ترتیب که دمای هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا ۲۵- (c°)، در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال تا ۲۶- (c°)، در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال تا ۳۵- (c°)و در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال تا ۲۸- (c°) کاهش دما رخ داده است. بنابراین با وجود تضاد حرارتی و وزش دمایی گرم بادهای جنوب غربی در جلو محور فرود منطبق بر نیمه غربی ایران صعود همرفتی شدیدی رخ داده است. علاوه بر این شرایط ناپایداری در جلو محور فرود، همراهی چرخندگی برشی شیب سرعت رودباد ناحیه خروجی چپ هسته

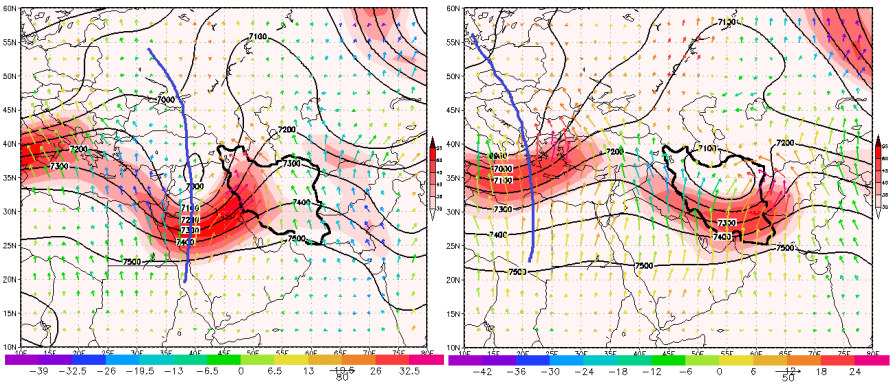
رودباد با جهت گیری نصف النهاری به سمت قطبین و چرخندگی انحنایی خطوط جریان باد این واگرایی فرود باد غربی را تشدید و تقویت نموده و هوای ناپایدار و بالا رونده‌ایی را بر فراز آسمان غرب ایران حاکم نموده‌اند و در نهایت بارندگی سنگینی در روز یازدهم فوریه ۲۰۰۹ ایجاد کرده‌اند.



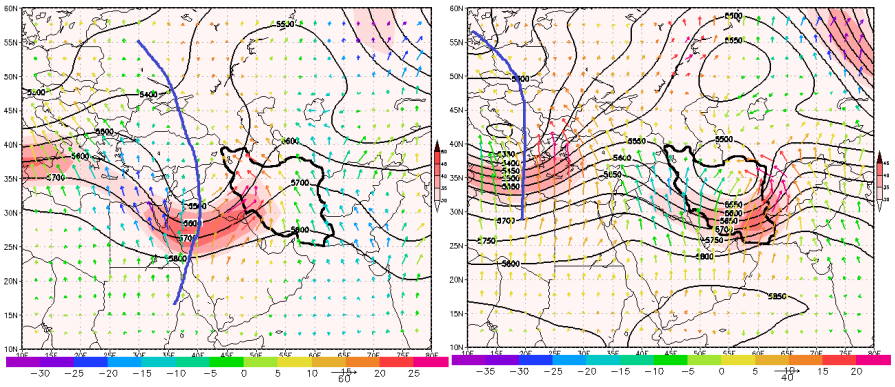
الف- سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰z ب- سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲z



پ- سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰z ت- سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲z



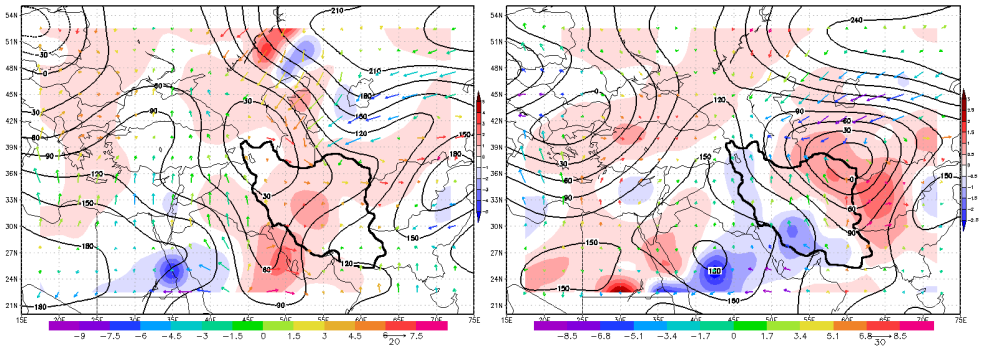
ج- سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰z چ- سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲z



ح- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰z خ- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲z

شکل ۷: نقشه هسته‌های رودباد (m/s)، ارتفاع ژئوپتانسیل(m) و وزش دمایی(c°) در سطوح مختلف جو در ساعت‌های ۰۰z و ۱۲z، ۱۱ فوریه ۲۰۰۹، موقعیت ناوه در سطوح مختلف با خطوط آبی ضخیم.

میانگین شار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰ z نشان دهنده یک هسته همگرایی رطوبت (دریافت کننده رطوبت) در غرب خلیج فارس به میزان ۲×۱۰-۵ g.kg-۱.s-۱ بوده است. همچنین بجز نیمه‌های شمال غربی، جنوب شرقی و بخشی از منطقه غرب، جو سایر نواحی ایران دریافت کننده رطوبت بوده است (شکل ۸، الف). در ساعت ۱۲ z هسته واگرایی (فرستنده رطوبت) با امتداد جنوب غربی- شمال شرقی به سمت جنوب غرب ایران حرکت نموده و زبانه‌ایی از این سیستم در جهت جنوبی- شمالی وارد غرب ایران شده است (شکل ۸، ب). بارندگی یازدهم فوریه ۲۰۰۹ رطوبت مورد نیاز خود را از هسته همگرایی رطوبت ساعت ۰۰ z تأمین نموده است. سیستم‌های ناپایدار این روز به همراه وزش دمایی گرم با جریان باد به سرعت ۲۰ متر بر ثانیه در مرکز هسته همگرایی رطوبت، صعود همرفتی شدید و بارندگی شدیدی را بر جو غرب ایران حاکم نموده است.



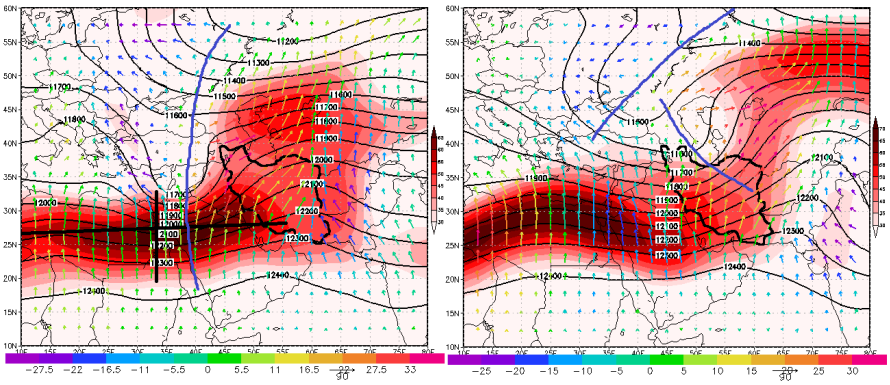
الف- ساعت ۰۰z ب- ساعت ۱۲z

شکل ۸: نقشه همگرایی و واگرایی شار رطوبت (10^{-5} $g.kg^{-1}.s^{-1}$) سطح ۸۵۰ ه.پ، ارتفاع ژئوپتانسیل (m) و وزش دمایی (c°) سطح ۱۰۰۰ ه.پ، ۱۱ فوریه ۲۰۰۹

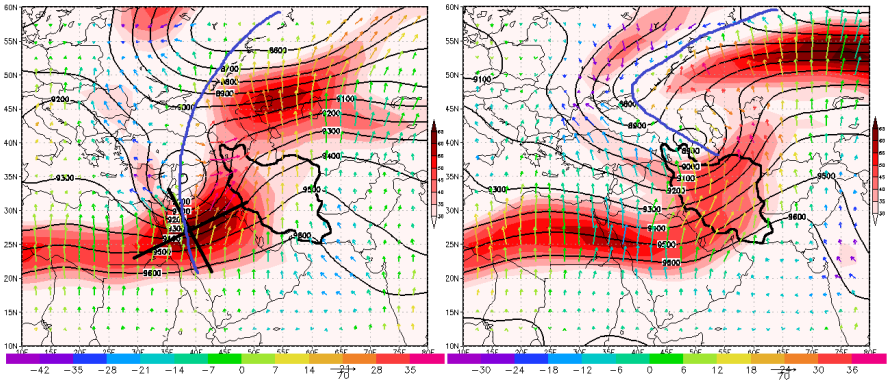
الگوی چهارم، رخداد بارش حدی، روز بیست و ششم مارس سال ۲۰۰۳

با توجه به شکل ۹، موج کوتاه عمیق و دارای هسته رودباد در سطح بالا، موجب شکل گیری سیکلون در روز بیست و ششم مارس ۲۰۰۳ شده است. علاوه بر آن وجود مناطق جبهه‌زا به همراه تضاد حرارتی توده‌های هوا و تراکم بخار آب موجود در اتمسفر تقویت و تداوم این سیکلون‌ها در غرب ایران بوده است. به مانند روزهای قبلِ مورد بررسی، فرود عمیقی از بادهای غربی روی شرق دریای سیاه و مدیترانه قرار گرفته است. به طوری که در تراز ۴۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به شکل سردچالی بالایی در جو غربِ جو منطقه مورد مطالعه ظاهر شده است. در ساعت z ۰۰ محور این فرود در بخش شرقی دریای سیاه و مدیترانه قرار گرفته و تا دریای سرخ نیز امتداد داشته است (شکل ۹، الف، پ، ج و ح، خطوط ضخیم آبی رنگ). هسته رودباد در تراز ۲۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال به طور مشخصی بر فراز اتمسفر غرب ایران قرار گرفته است (شکل۹، الف و پ). همچنین رودباد جبهه قطبی به همراه این فرود، غرب ایران را در ناحیه خروجی چپ هسته رودباد (ربع دوم) تحت تأثیر خود قرار می‌دهد. در ساعت z ۱۲ محور فرود این سیستم ناپایدار از غرب ایران دور شده است. با این وجود فعالیت آن، منطقه را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد. اوج اغتشاشات این پدیده در ساعت z ۰۰ بوده که ادغام شدن سیستم نا آرام سطح بالا با پتانسیل‌های مورد نیاز برای تداوم حیات خود، به مانند تضاد حرارتی و رطوبت، شرایط ناپایدار جو منطقه را فراهم نموده است. متوسط سرعت این هسته‌ها در این ساعت، ۶۰ متر بر ثانیه می‌باشد. در این روز نیز به مانند روزهای بارانی مورد بررسی دیگر، تضاد حرارتی و رطوبت موجود در جو شرایط تداوم و تقویت پدیده‌های ناپایدار موجود در بادهای غربی؛ به مانند جبهه‌های قطبی و سیکلون‌ها مهیا بوده است. بدین صورت که هسته رودباد جبهه قطبی در محل فرود سرد چال جو در شرق دریای مدیترانه انحنای نصف النهاری به خود گرفته که منجر به وزش دمایی گرم در جلو محور فرود شده است. در ساعت z ۰۰، بادهای جنوب غربی و در غرب ایران به شکل غرب با دمای ۱۱ تا ۳۳ (c°) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۹، ح)؛ ۱۳ تا ۳۹ (c°) در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۹، ج)؛ ۷ تا ۳۶ (c°) در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل۹، پ) و در نهایت ۱۱ تا ۳۳ (c°) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۹، الف) نیمه غربی ایران را فرا گرفته‌اند. در مقابل در پشت محور فرود در همان عرض جغرافیایی دمای هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تا ۲۲- (c°)، در تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال تا ۲۶- (c°)، در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال تا ۲۸- (c°) و در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال تا ۲۲- (c°) کاهش دما وجود داشته است.

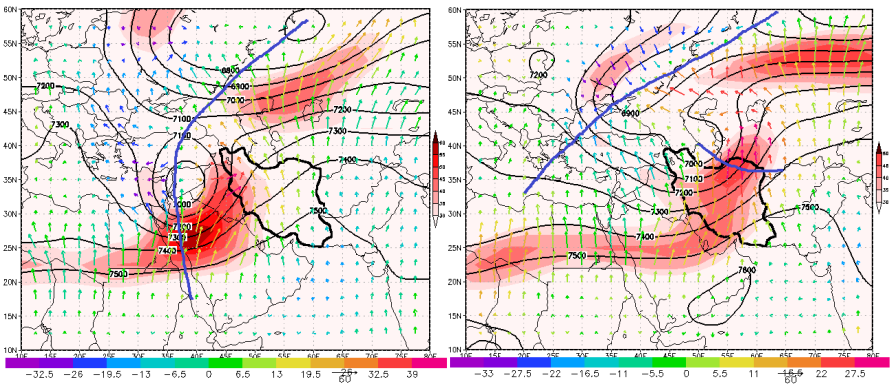
تضاد حرارتی موجود در دو طرف محور فرود بادهای غربی، به همراه وزش دمایی گرم بادهای جنوب غربی در جلو محور فرود واگرایی شدیدی را در این بخش که منطبق بر غرب ایران نیز می‌باشد ایجاد نموده است. علاوه بر آن چرخندگی برشی شیب سرعت رودباد در ناحیه خروجی چپ هسته رودباد (ربع دوم) با جهت گیری نصف النهاری هسته رودباد در این ربع به سمت قطب شمال، بر چرخندگی انحنایی خطوط جریان باد افزوده شده که صعود شدید هوا و بارندگی شدیدی را منجر شده است.



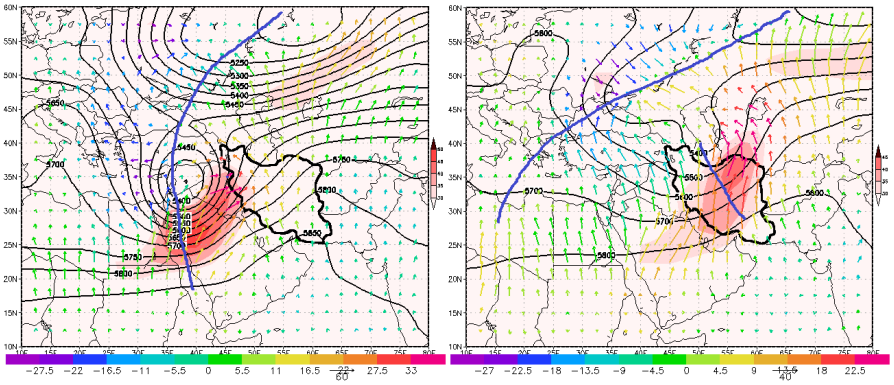
الف- سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰Z ب- سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲Z



پ- سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰Z ت- سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲Z



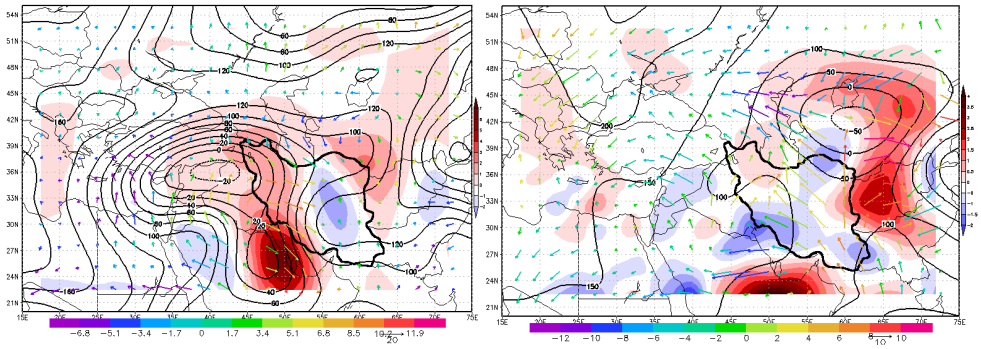
ج- سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰Z چ- سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲Z



ح- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۰۰z خ- سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، ساعت ۱۲z

شکل ۹: نقشه هسته‌های رودباد (m/s)، ارتفاع ژئوپتانسیل(m) و وزش دمایی(c°) در سطوح مختلف جو در ساعت‌های ۰۰z و ۱۲ z، ۲۶ مارس ۲۰۰۳، موقعیت ناوه در سطوح مختلف با خطوط آبی ضخیم.

با توجه به شکل ۱۰، می‌توان بیان نمود که در ساعت ۰۰ z بیست ششم مارس ۲۰۰۳ رطوبت مناسبی برای تغذیه‌ی سیستم‌های ناپایدار موجود بر فراز آسمان غرب ایران وجود داشته است. میانگین شار رطوبتی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در این ساعت نشان دهنده همگرایی رطوبت شدید (دریافت کننده رطوبت) به میزان s^{-1}. $g.kg^{-1}$ ۵-۱۰×۷ در امتداد نصف النهار ۴۵ إلی ۵۵ درجه شرقی بر روی غرب خلیج فارس شکل گرفته که زبانه‌های ضعیفی از آن به میزانs^{-1}. $g.kg^{-1}$ ۵-۱۰×۲ به سمت غرب ایران فرستاده شده است (شکل ۱۰-، الف). در ساعت ۱۲ z هسته واگرایی فرستنده رطوبت) در جنوب غرب ایران پیشروی داشته و باعث عقب راندن هسته همگرایی خلیج فارس به عرض‌های پایین شده است (شکل ۱۰، ب). بدین ترتیب هسته همگرایی رطوبت ساعت ۰۰ z به همراه وزش دمایی گرم و افزایش سرعت جریان باد (با بیش از ۲۰ متر بر ثانیه در مرکز هسته همگرایی رطوبت) شرایط صعود همرفتی شدید به همراه بارش‌های سنگین در جو نیمه غربی ایران فراهم نموده است.



الف- ساعت ۰۰z ب- ساعت ۱۲z

شکل ۱۰: نقشه همگرایی و واگرایی شار رطوبت (s^{-1}. $g.kg^{-1}$ 10^{-5}) سطح ۸۵۰ ه.پ، ارتفاع ژئوپتانسیل (m) و وزش دمایی (c°) سطح ۱۰۰۰ ه.پ، ۲۶ مارس ۲۰۰۳

نتیجه‌گیری

در این پژوهش برای بارش‌های فرین غرب ایران چهار الگوی سینوپتیکی تشخیص داده شد، به طوری که آرایش سیستم‌های سینوپتیکی در این الگوها بسیار شبیه یکدیگر است، در تمامی این الگوها هستهٔ اصلی رودباد جبهه‌قطبی که در مواردی با رودباد جنب حاره ادغام شده روی شبه جزیرهٔ عربستان قرار دارد. نتایج بررسی الگوهای مورد مطالعه نشان داد، که مهم‌ترین منبع رطوبتی برای بارش این روزها دریای مدیترانه، سیاه و در درجه بعدی دریای سرخ بوده است. سرعت قائم بالا سو در ترازهای مختلف- واقع بر قسمت‌های شرق و جنوب شرق فرودهای ترازهای فوقانی که منطبق بر کم فشار سطح زمین است- نشان دهنده‌ی شرایط ناپایداری در منطقه بوده است. همچنین قرارگیری بریده‌های کم فشار (سردچال‌ها) ناشی از فعالیت‌های بادهای غربی با فرارفت‌های هوای گرم و مرطوب در سطح زمین و هوای سرد سطوح فوقانی عامل اصلی ناپایداری‌های شدید جو غرب کشور بوده است.

وزش دمایی سرد یا منفی در ترازهای فوقانی موجب ریزش دمای سرد عرض‌های شمالی به منطقه شده و منجر به اختلاف دمای شدید بین سطح زمین و ترازهای بالا شده که صعود توده هوای سطح زمین را به دنبال داشته است. در واقع قراگیری سردچال جوی با تراف بسیار عمیق (دارای هوای بسیار سرد عرض‌های بالا) و رطوبت دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریای سرخ بر روی منطقه مورد مطالعه در فصل سرد و نیز اختلاف دمای شدید بین سطح زمین و ترازهای بالا منجر به صعود شدید توده هوای سطح زمین و شکل گیری ابرهای باران‌زای کومولونیمبوس[1] گشته است. تشکیل چرخندها با هسته‌های کم فشار بر روی مدیترانه ضمن کسب رطوبت لازم، ناپایداری و رطوبت را به سمت منطقه هدایت کرده است. که گاهاً با نفوذ فرود بادهای غربی تا دریای سرخ دریافت رطوبت به بالاترین میزان خود رسیده و سیستم ناپایدار قوی به سمت غرب ایران حرکت نموده است. جهت وزش باد از روی جبهه‌های موجود بر روی نقشه‌های مورد بررسی نیز نشانگر نقش برجسته‌تر جبهه‌های سرد روی مدیترانه و دریای سیاه و در درجه بعد دریای سرخ در بارش سنگین غرب کشور می‌باشد. طبق بررسی انجام شده اختلاف دمای شدید بین سطح زمین و ترازهای بالا در فصل سرد، ناشی از حضور پرفشار قطبی عرض‌های شمالی و فعالیت بادهای غربی (همراه با ایجاد و انتقال سردچال‌ها و فرودهای عمیق ناوه‌ها) است. بنابراین در ایجاد شرایط ناپایداری غرب، حضور یک هسته کم فشار در سطوح بالا و جریان سریع هوای گرم و مرطوب در سطوح پایین مؤثر بوده است. صعود همرفتی شدید سطوح پایین ناشی از فعالیت بادهای غربی به همراه جبهه‌های قطبی بوده است. بدین طریق که رودبادهای قطبی، فرود بادهای غربی را با سرعت بیش از ۶۰ متر بر ثانیه همراهی می‌کنند. در ناحیه خروجی چپ هسته رودباد (ربع دوم) که منطبق بر جو غرب ایران بوده، انحنای مسیر بادها به سمت قطب شمال باعث کاهش چرخندگی انحنایی توده هوا و افزایش مساحت آن خواهد شد. در نتیجه با انبساط توده هوا در سطوح بالا حرکت صعودی و ناپایداری درون توده هوا شکل خواهد گرفت. همچنین انحنای نصف النهاری رودبادها به سمت قطب وزش دمایی گرم در جلو محور فرود را بوجود می‌آورد. بنابراین، این مطالعه نتایج تحقیق (آروین و همکاران،۱۳۹۴)، مبنی بر وجود رابطه نزدیک زمان

[1] Cumulonimbus

وقوع بارش‌های بیش از ۱۰ میلیمتر در حوضه آبریز زاینده رود که هسته رودباد جنب حاره‌ای بر روی ناوه بادهای غربی بر روی دریای سرخ است را تایید می‌کند.

منابع:

آروین، ع، سجادیان، م، قانقرمه، ع و حیدری، ج، (۱۳۹۴). تأثیر رودباد جنب‌حاره‌ای بر بارش‌های روزانهٔ بیش از ده میلی‌متر در حوضهٔ زاینده رود، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۷ شماره۱، صص ۱۴۲-۱۲۵.

پروین، ن. (۱۳۹۲). بررسی ارتباط موقعیت مکانی رودبادهای تراز میانی جو و وقوع سیل در حوضهٔ آبریز دریاچهٔ ارومیه، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۱۳، صص ۲۵۰-۳۲۵.

حلبیا، ا.، حسینعلی پورجزی، ف. (۱۳۹۳). تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر، فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۱۲، صص ۲۲۰-۲۰۵.

رفعتی، س، فتحنیا، ا و کریمی، م (۱۳۹۵). تأثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در جنوب‌غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۸، شماره ۱، صص ۸۲-۶۹.

عساکره، ح، قائمی، ه و بیرانوند، آ. (۱۳۹۲). تحلیل فضایی رودباد جنب‌حاره در مناطق بیابانی خاورمیانه و شمال آفریقا با تأکید بر ایران، کاوش‌های جغرافیایی مناطق خشک، شماره دوم، صص ۱۲۱-۱۰۳.

علیجانی، ب. (۱۳۸۸). اقلیم‌شناسی سینوپتیک،چاپ سوم، تهران: سمت، ۲۵۷.

فرجزاده اصل، م، لشکری، ح، و خوارانی، ا. (۱۳۸۴). تحلیل موقعیت رودباد در رابطه با سامانه‌های بارشی غرب کشور، فصلنامه مدرس علوم انسانی ویژه جغرافیا، صص ۲۵۶-۲۳۹.

قویدل رحیمی، یوسف، ۱۳۸۹، نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم افزار GrADS، چاپ اول، تهران، سها دانش، ۲۰۷-۱.

کاویانی، محمدرضا؛ علیجانی، بهلول. (۱۳۷۹). مبانی آب و هواشناسی، تهران: انتشارات سمت، ۵۷۶.

کیت، بوشر، (۱۳۸۵)، آب و هوای کره زمین (جلد اول)، ترجمه هوشنگ قائمی، انتشارات سمت.

مسعودیان، ا. (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی همدید، اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان، ۲۱۸.

مسعودیان، ا.، محمدی، ب. (۱۳۹۰). تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران، مجله تحقیقات منابع آب ایران، شمارهٔ ۲، صص ۱۵۴-۱۳۱.

Andrew Hoell, Mathew Barlow, and Roop Saini (2012); The Leading Pattern of Intrapersonal and Internal Indian Ocean Precipitation Variability and its Relationship with Asian Circulation During the Boreal Cold Season, AMS Journals Online, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00572.1.

Dayan.U; Abramski. R. (1983); Heavy Rain in the Middle East related to unusual Jet Stream Properties, Bulletin American Meteorological Society, Vol. 64, No.10, October 1983, pp.1138-1140.

Eltantawy.A.I. (1960); Jet Stream clouds in the Middle East, Pure and Applied Geophysics, Volume 46, Number 1/May, 1960,pp.352-359.

Farajzadeh. M; et al. (2008); The Relation Between Jet Stream Location and Cyclones Over the Western Iran, American Journal of Applied Sciences, 5(10):pp. 1308-1312.

Geer, I.W; et al. (1996); Glossary of weather and Climate, American Meteorological Society, Boston..272p.

Herron. T. J. and Tolstoy. I. (1968); Tracking Jet Stream winds from ground level Pressure Signals, Journal of the atmospheric Sciences. Vol 26, pp. 266-269.

Jhonson. D. H, Danials. S.M, (2006); Rainfall in Relation to the Jet Stream, Journal of the Royal meteorological, Vol 80, Issue 344, pp. 212-217.

Strong. C., and Davis. R.E, (2007); Variability in the Position and Strength of Winter Jet Stream Cores Related to Northern Hemisphere Teleconnections, Journal of Climate, Vol 21, pp 584-592.

Weinert. R. A. (1968); Statistics of the subtropical Jet Stream Over the Australian, Central Office, Bureau of Meteorology, Melbourne, Manuscript received November 1998.

Yuan, Jiacan, Steven B. Feldstein, Sukyoung Lee, Benkui Tan, (2011); The Relationship between the North Atlantic Jet and Tropical Convection over the Indian and Western Pacific Oceans. J. Climate, 24, 6100–6113.

Analysis of the position of jet streams and moisture flux associated with extreme rainfall in the western regions of Iran

Gholamali Mozafari*[1], Ahmad Mazidi[2], Shahab Shafie[3]
1- Associate Professor of Climatology, Yazd University
Email: yazdmozafari@gmail.com
2- Associate Professor of Climatology, Yazd University
3- PhD student of Climatology Yazd University

Received: 2016.08.21 Accepted: 2017.02.26

Abstract
The aim of this study is to identify and analyze the position of the jet streams and moisture flux associated with extreme rainfall in the western regions of Iran during the period (1961-2010), using synoptic method, that four models were discovered in this area. To recognize the importance of jet streams in the formation of extreme precipitation, Network data levels in heights of 200, 300, 400 and 500 hp for these days, a series of data re-induction of protein NCEP / NCAR, was extracted by using the GrADS software and then proceed to check the total moisture flux convergence and divergence of the balance of 1000 hPa to 400 hPa levels, for each of the four synoptic patterns discussed above. To identify sources of nourishing the moisture such as rain, as well as identify the extent of nourishing the high levels of moisture into this system, rainfall in the region this work was done. Results showed that extreme temperature difference between the surface and high levels in the cold season is due to the presence of polar high-latitudes of the northern and western winds activities (Along with the creation and transfer cold holes and deep trough landing). So, in a situation of instability west, the presence of a low pressure core at high levels and rapid flow of warm and moist air at low levels is effective. Severe convective low-level rise has been caused by western winds along the polar front. In this way, the polar jet streams accompany landing of western winds with speeds of more than 60 meters per second along. Left Out in the core jet stream (second quarter) that matches the atmosphere of the West, the curvature of the winds into the Arctic air mass will cause decrease in curved volubility and increase in its area. As a result of the expansion of the air mass at high levels upside and unstable air mass will form.The curvature of the meridian wind jet streams toward the poles cause warm temperatures at the front axle of landing?

Keywords: Precipitation extent, jet stream, moisture flux, West of Iran.