

بررسی علل تفاوت عملکرد مدل عددی WRF در پیش‌بینی بارش سامانه‌های جوی مختلف از دیدگاه دینامیکی: مطالعه موردی

سکینه خان‌سالاری^{۱*}، عباس رنجبر سعادت آبادی^۲

۱- استادیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو

۲- دانشیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو

(تاریخ دریافت: ۹۸/۰۵/۱۷، تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۲۰)

چکیده

یکی از چالش‌های اساسی پیش‌بینی عددی وضع هوا، پیش‌بینی صحیح بارش به ویژه برای بارش‌های همرفتی بهاری می‌باشد. شناخت دینامیکی «عوامل مولد بارش»، ما را به سوی انتخاب «طرح‌واره‌های مناسب‌تر» جهت پیش‌بینی دقیق‌تر بارش رهنمون می‌شود. مدل میان‌مقیاس پیش‌بینی عددی وضع هوا (WRF) دارای طرح‌واره‌های پارامترسازی فیزیکی گسترده‌ای است که انتخاب هر گروه از این طرح‌واره‌ها می‌تواند در نتایج پیش‌بینی مدل تأثیر قابل ملاحظه داشته باشد. اما گاهی علیرغم به کارگیری طرح‌واره‌های مختلف، بهبود کافی در دقت پیش‌بینی حاصل نمی‌شود. بنابراین لازم است با توجه به عوامل مولد بارش، گزینه‌های مناسب انتخاب شوند. بر این اساس، به منظور بررسی تأثیر عوامل دینامیکی مسبب ناپایداری و بارش بر انتخاب طرح‌واره‌های فیزیکی مناسب، شبیه‌سازی و مطالعه دو سامانه جوی در فصل بهار با عوامل دینامیکی متفاوت انتخاب گردید. در مورد اول پیش‌بینی نادرست بارش شدید منجر به سیل در مناطق مرکزی کشور و در مورد دوم عدم پیش‌بینی بارش سنگین در این مناطق، سبب مدیریت نامناسب دستگاه‌های مرتبط، به دلیل نبود هشدارهای لازم، شده است. ابتدا این دو سامانه از دیدگاه دینامیکی مورد مطالعه قرار گرفته و سپس با مدل میان‌مقیاس WRF با ۹ پیکربندی مختلف شبیه‌سازی شده‌اند. در ادامه با توجه به عوامل دینامیکی و مقایسه برونداد مدل با مقادیر دیدبانی برای هر نوع سامانه جوی پیکربندی مناسب استخراج شده است. نتایج نشان می‌دهد که نوع طرح‌واره همرفتی در پیش‌بینی مقدار بارش تأثیر قابل توجهی دارد و این طرح‌واره به شدت به عامل ایجاد ناپایداری که برخاسته از «ترازهای زیرین یا زیرین جو» باشد وابسته است. طرح‌واره همادی Grell-Freitas که همرفت روزانه را بهتر پیش‌بینی می‌کند برای پیش‌بینی و شبیه‌سازی بارش سنگین همرفتی‌ای که عامل اصلی ایجاد ناپایداری ناشی از ترازهای زیرین جو و همرفت روزانه است، مناسب‌تر است.

کلمات کلیدی: بارش سنگین، همرفت، مدل میان‌مقیاس WRF، مناطق مرکزی ایران.

مقدمه

تغییرپذیری بسیار زیاد عوامل مسبب بارش و همچنین پیچیدگی توپوگرافی و عوامل سطحی، به خوبی پیش‌بینی نمی‌شوند و بنابراین آسیب‌پذیری ناشی از این بارش‌ها قابل توجه است. برای امکان تهیه پیش‌بینی بهتر در شبیه‌سازی‌ها، بسته به عوامل مختلف از جمله فصل، موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی، عوامل سطحی موثر و نوع سامانه جوی ضرورت دارد طرح‌واره‌های بهینه انتخاب شود. بنابراین انتظار می‌رود که با توجه به تغییر عامل اصلی دینامیکی یا ترمودینامیکی مسبب ناپایداری و بارش، طرح‌واره‌های فیزیکی برای شبیه‌سازی مناسب‌تر، تغییر نمایند و کاربست یک پیکربندی واحد در سامانه‌های جوی مختلف مناسب نباشد. از کارهای انجام شده در ارتباط با مدل‌های پیش‌بینی عددی میان‌مقیاس می‌توان به پژوهش جانکو و همکاران [۱۳] اشاره کرد که اثر پارامترسازی‌های فیزیکی متفاوت در مدل WRF را بر بارش‌های همرفتی میان‌مقیاس در فصل گرم بررسی نمودند.

عوامل موثر بر بارش از دو دیدگاه دینامیکی و ترمودینامیکی قابل بررسی است. با توجه به فراوانی رخداد بارش‌های سنگین در منطقه آلپ اروپا، مطالعات زیادی در زمینه عوامل موثر بر بارش‌های این منطقه صورت گرفته است. برای نمونه، در برنامه میان‌مقیاس آلپ، به بررسی اثر کشانه تاوایی پتانسیلی (PV streamer) در ایجاد بارش‌های سنگین پرداخته شده است. نتایج این طرح و مطالعات موردی بسیار زیادی، حاکی از آن است که اغلب رویدادهای بارشی سنگین به واسطه بی‌هنجاری‌های مثبت تاوایی پتانسیلی در ترازهای زیرین وردسپهر رخ می‌دهند ([۵]، [۲۰] و [۲۱]). اما توجه به عوامل فوقانی جو نباید توجه ما را از اهمیت عوامل ترازهای زیرین جو در بارش‌های همرفتی غافل نماید. در بسیاری از موارد پیش‌بینی بارش به‌خصوص بارش همرفتی شدید در مناطق خشک و نیمه خشک (مانند بخش وسیعی از ایران) به علت

می‌دهد. به تدریج این مراکز کم‌فشار و پرفشار تقویت شده و شیو فشاری در منطقه افزایش یافته است. همچنین رطوبت لازم برای فعالیت این سامانه (شکل ۱ ب)، با فرارفت رطوبت از دریای مدیترانه و دریای سرخ تامین شده است. بررسی میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۱ الف؛ خطوط آبی‌رنگ)، فعالیت ناوهای عمیق با محور شمال‌شرقی - جنوب‌غربی و با رفتار واچرخندی (Life Cycle 1: LC1) (بر اساس مقاله [۱۸]) را نشان می‌دهد. همراه با فعالیت این ناوه عمیق، نفوذ هوای سرد و خشک پوشش سپهری همراه با تاوایی پتانسیلی بیشتر از ۱.۵ PVU، در ترازهای بالای وردسپهر مشاهده می‌شود که بیان‌گر فعالیت عوامل مولد ناپایداری از سطوح زیرین وردسپهر است (شکل ۱ ج).

سامانه بارش‌زای دوم در روز پنجم مه ۲۰۱۷ (۱۵ اردیبهشت ۱۳۹۶) منجر به بارش سنگین و وقوع سیل در جنوب استان قم و مناطق مرکزی استان مرکزی با مقدار بیشینه بارش ۴۳ میلی‌متر شده است که ۲۶ میلی‌متر از این مقدار بارش در مدت ۳ ساعت (۱۸ تا ۲۱ UTC) رخ داده است. در این روز الگوی فشار سطح دریا (شکل ۲ د؛ خطوط سیاه رنگ) استقرار سامانه کم‌فشار را در منطقه ایران نشان می‌دهد که با فعالیت این سامانه کم‌فشار و عبور امواج کم‌دامنه (شکل ۲ د؛ خطوط آبی رنگ) در ترازهای میانی جو، حرکات صعودی و شرایط ناپایدار جو در منطقه حاکم شده و منجر به بارش قابل توجه در منطقه شده است که در این سامانه رطوبت لازم به میزان قابل توجهی با فرارفت رطوبت از دریای مدیترانه و دریای سرخ (شکل ۲ ه) تامین شده است. بررسی میدان تاوایی پتانسیلی در منطقه مورد مطالعه مقادیر ناچیزی را حتی تا تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد (شکل ۲ و).

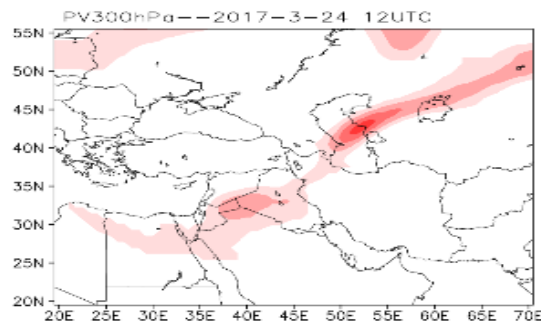
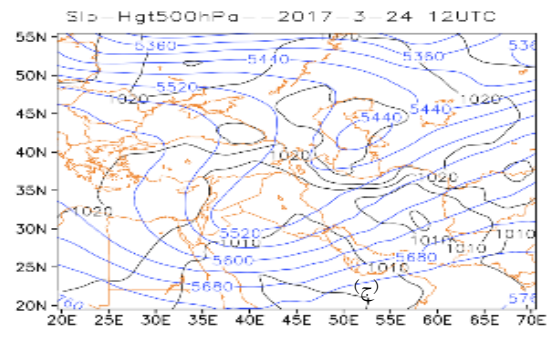
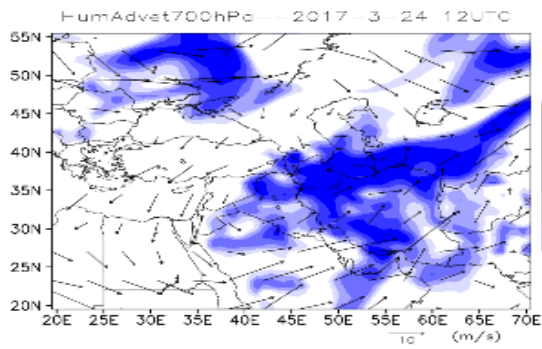
آنها با استفاده از ۱۸ پیکربندی مختلف نشان دادند که تغییرات در پیش‌بینی بارش در اثر استفاده از طرح‌واره‌های مختلف همرفتی، لایه مرزی و خردفیزیک قابل توجه است، ولی بیشترین تغییرپذیری پیش‌بینی بارش مربوط به انتخاب طرح‌واره‌های همرفت است. پژوهش‌های فراوانی نیز وجود دارد که بر اساس نتایج این مطالعات اعمال دقت بیشتر در انتخاب طرح‌واره‌های همرفتی و لایه مرزی با توجه به عوامل دینامیکی موثر، مقدار بارش را بهتر می‌توان پیش‌بینی نمود ([۱] و [۲]). بر این اساس در این پژوهش دو سامانه بارش‌زا با عوامل دینامیکی متفاوت که به درستی نیز پیش‌بینی نشده‌اند مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته‌اند.

روش تحقیق و تحلیل همیدی سامانه‌های بارشی منتخب

به منظور بررسی تاثیر عوامل دینامیکی مسبب ناپایداری و بارش بر انتخاب طرح‌واره‌های فیزیکی مناسب، شبیه‌سازی و مطالعه دو سامانه جوی با عوامل دینامیکی متفاوت انتخاب گردید. شرایط همیدی سامانه بارش‌زای اول (روز ۲۴ مارس ۲۰۱۷ - چهارم فروردین ۱۳۹۶) که در منطقه مورد بررسی شامل استان‌های تهران، قم، مرکزی، همدان و غرب اصفهان منجر به بارش متوسط تا سبک شده است و بیشترین بارش دیدبانی شده در ارتفاعات مرکزی تهران با مقدار ۲۰ میلی‌متر رخ داده است در شکل ۱ (الف، ب و ج) نشان داده شده است. الگوی فشار سطح دریا (شکل ۱ الف؛ خطوط سیاه رنگ) استقرار مرکز پرفشار ۱۰۲۰ هکتوپاسکال بر روی دریای خزر و مرکز کم‌فشار ۱۰۱۰ بر روی مناطق مرکزی و جنوبی ایران و دریای سرخ و وجود شیو فشاری قابل توجهی را در مناطق شمالی ایران به‌خصوص بر روی ارتفاعات رشته‌کوه البرز نشان

(ب)

(الف)

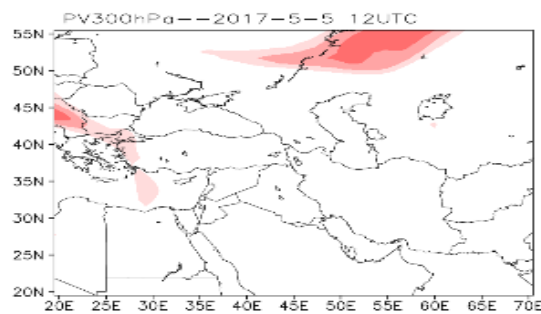
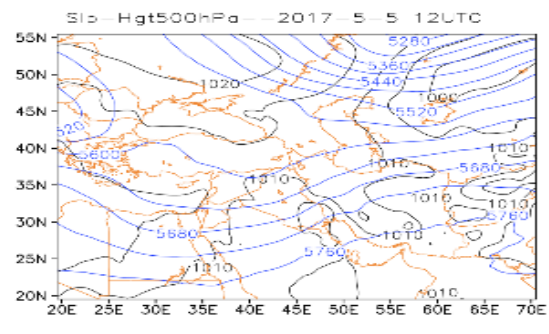
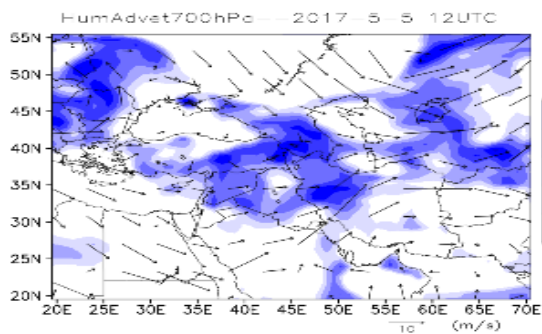


(ج)

شکل ۱- (الف) و (د): فشار سطح دریا (بر حسب هکتوپاسکال، خطوط سیاه رنگ)، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب ژئوپتانسیل متر، خطوط آبی رنگ)؛ (ب) و (ه): رطوبت نسبی و میدان باد افقی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب متر بر ثانیه)؛ (ج) و (و): تاوایی پتانسیلی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب PVU)؛ مربوط به روز ۲۴ مارس ۲۰۱۷

(ه)

(د)



(و)

شکل ۲- مانند شکل ۱ اما مربوط به روز پنجم مه ۲۰۱۷

بردار Q بهتر است ترازوی در نظر گرفته شود که خیلی نزدیک به سطح زمین نباشد تا اثرات اصطکاک و تابش و گرمای محسوس وارد شود و در عین حال به اندازه کافی عمیق باشد تا تغییرات قائم فرارفت تاوایی و همچنین مقدار فرارفت دمایی تراز پایین در نظر گرفته شود. بر این اساس به منظور بررسی کامل تر و تعیین نوع عامل ایجاد ناپایداری و بارش که در زمان حضور حرکات صعودی و رطوبت کافی در منطقه رخ می‌دهد فرارفت تاوایی مطلق و دما هر کدام به تفکیک محاسبه و ترسیم گردیده است و در کنار الگوهای واگرایی-همگرایی بردار Q مطالعه شده است. همچنین با توجه به معادله امگا نه تنها برای وقوع حرکات صعودی فرارفت مثبت تاوایی مطلق لازم است بلکه این مقادیر با ارتفاع نیز باید افزایش یابد. بنابراین اگر فرارفت تاوایی مطلق با ارتفاع افزایش یابد حرکات صعودی و اگر فرارفت تاوایی با ارتفاع کاهش یابد حرکات نزولی رخ خواهد داد. البته تقویت حرکات صعودی مستلزم آن است که جو ناپایدار باشد.

بررسی نتایج مطالعه دینامیکی سامانه‌های بارشی

منتخب و شبیه‌سازی آنها با مدل عددی WRF

بر خلاف سامانه بارش‌زای اول، در سامانه بارش‌زای دوم در روز پنجم مه ۲۰۱۷ (۱۵ اردیبهشت ۱۳۹۶) که بیشتر عوامل ترمودینامیکی در آن دخالت داشته‌اند و نفوذ هوای پوشش سپهری همراه با تاوایی پتاسیلی قابل توجه در این مشاهده نشده است (شکل ۲ ج)، بررسی مقادیر فرارفت تاوایی مطلق در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۳) و فرارفت دما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۴) در این بازه زمانی مقادیر مثبت را در مناطقی که بارش بیشتری رخ داده است، نشان می‌دهد. بیشترین بارش از ساعت ۱۸ UTC تا اواخر وقت این روز رخ داده است که دقیقاً منطبق با زمان رخداد بیشینه فرارفت مثبت تاوایی مطلق و دما بوده است.

بر اساس معادله گرایش ژئوپتانسیل رابطه (۱)، فرارفت تاوایی مطلق و فرارفت دما از عواملی هستند که سبب تغییرات دامنه ارتفاع ژئوپتانسیل با زمان هستند. به عبارت دیگر بر اساس این معادله در حالتی که فرارفت تاوایی مطلق و فرارفت دما مثبت باشد ناوه با زمان تقویت می‌شود و بالعکس زمانی که فرارفت این دو کمیت منفی باشد پشته با زمان تقویت می‌شود [۹].

$$\left[\nabla^2 + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] X = -f_0 V_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi + f \right) - \frac{\partial}{\partial p} \left[-\frac{f_0^2}{\sigma} V_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \right] \quad (1)$$

که در رابطه (۱)، ∇^2 مشتق دوم در راستای افق، $\frac{\partial}{\partial p}$ مشتق در راستای قائم فشاری، f_0 پارامتر کوریولیس مرجع، f پارامتر کوریولیس، σ برابر با $2.5 \times 10^{-7} m^2 Pa^{-2} s^{-2}$ گرایش ژئوپتانسیل و V_g مولفه افقی باد زمینگرد را نشان می‌دهد. در رابطه (۱) فرارفت تاوایی مطلق و فرارفت دما از روابط (۲) و (۳) حاصل می‌شوند:

$$absolute\ vorticity\ advection = (u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + (2)$$

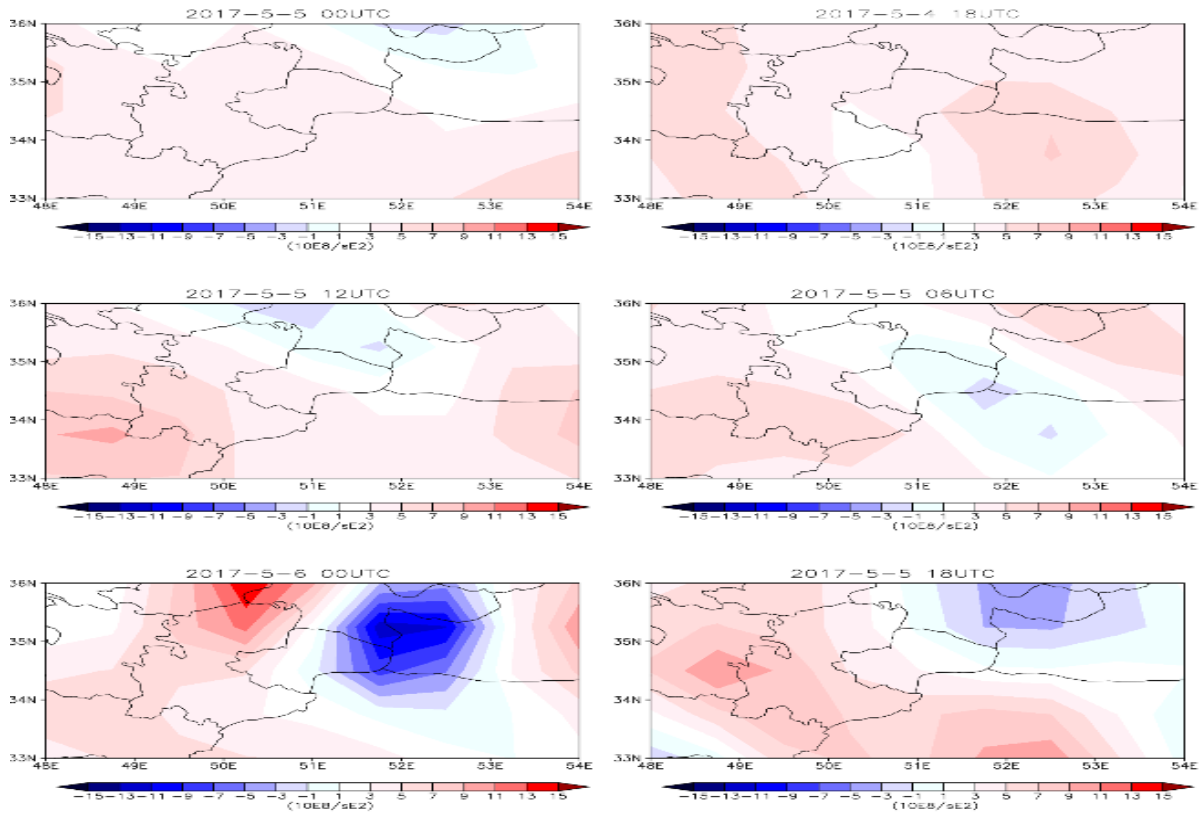
$$v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + w \frac{\partial \zeta}{\partial z}) + v\beta$$

با آنکه $w \frac{\partial \zeta}{\partial z}$ یک مرتبه بزرگی $(10^{-1})*$ از سایر جملات کوچکتر است در محاسبات آورده شده است. فرارفت دما:

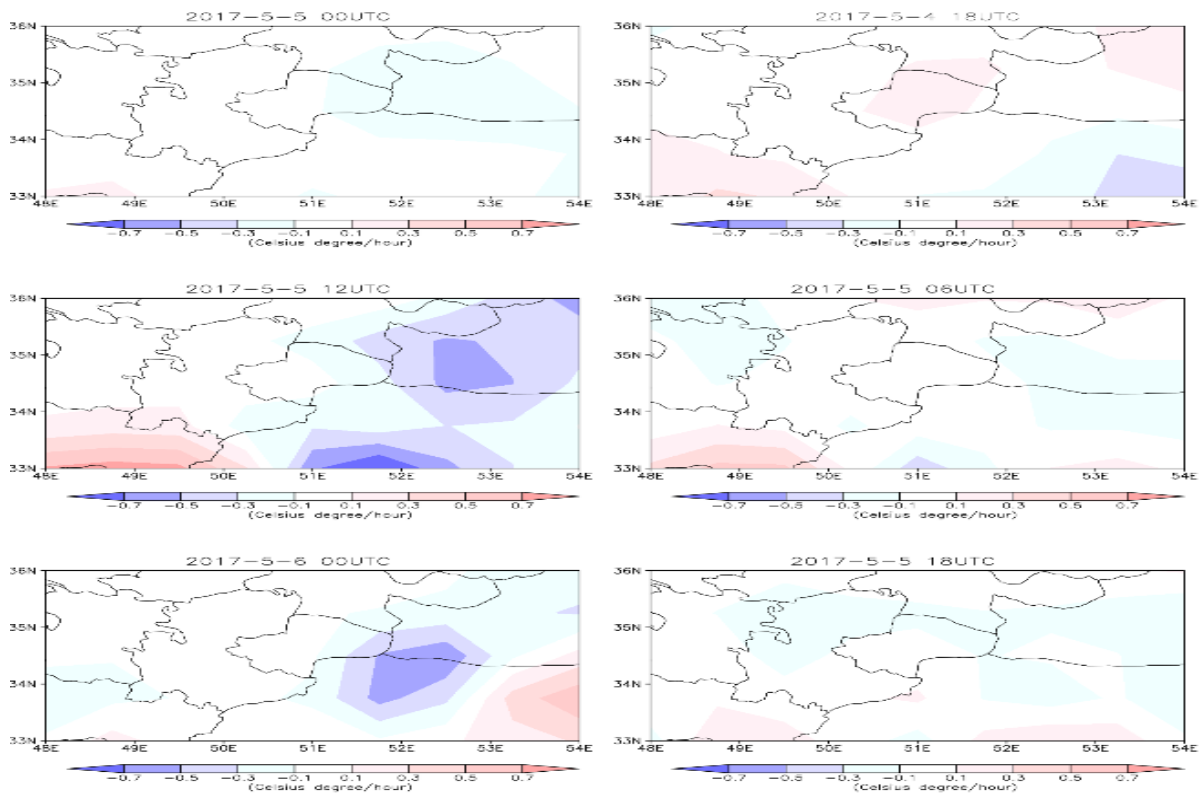
$$Temperature\ advection = (u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + (3)$$

که در روابط (۲) و (۳)، u و v و w مولفه‌های مداری، نصف‌النهاری و قائم سرعت، ζ تاوایی نسبی، $\beta = \frac{df}{dy}$ و T دما را نشان می‌دهد.

همچنین در معادله امگا [۹] سه عامل واداشت حرکات صعودی نیز شامل فرارفت مثبت تاوایی، فرارفت مثبت دما و گرمایش دررو بیان شده است. بر طبق این معادله در جلوی محور ناوه ژئوپتانسیلی و ناوه دمایی به ترتیب حرکات صعودی و نزولی رخ می‌دهد. بنابراین به منظور تعیین برآیند تاثیر این دو عامل از بردار Q استفاده می‌شود. بر این اساس اگر همگرایی بردار Q داشته باشیم ($-\nabla \cdot Q > 0$) حرکات صعودی و اگر واگرایی این بردار رخ دهد حرکات نزولی وجود دارد. به منظور بررسی



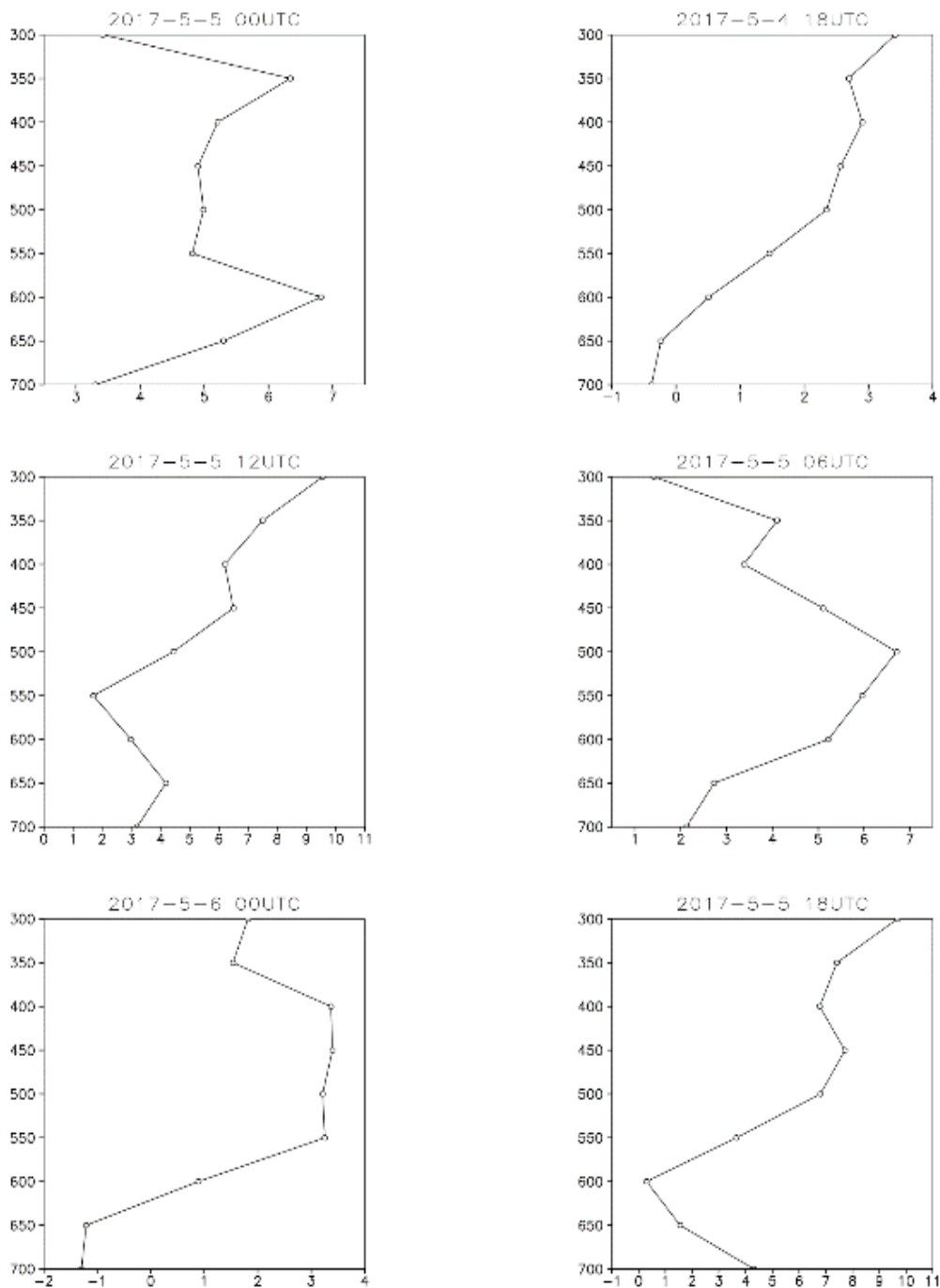
شکل ۳- فرارفت ناوایی مطلق در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به روز پنجم مه ۲۰۱۷



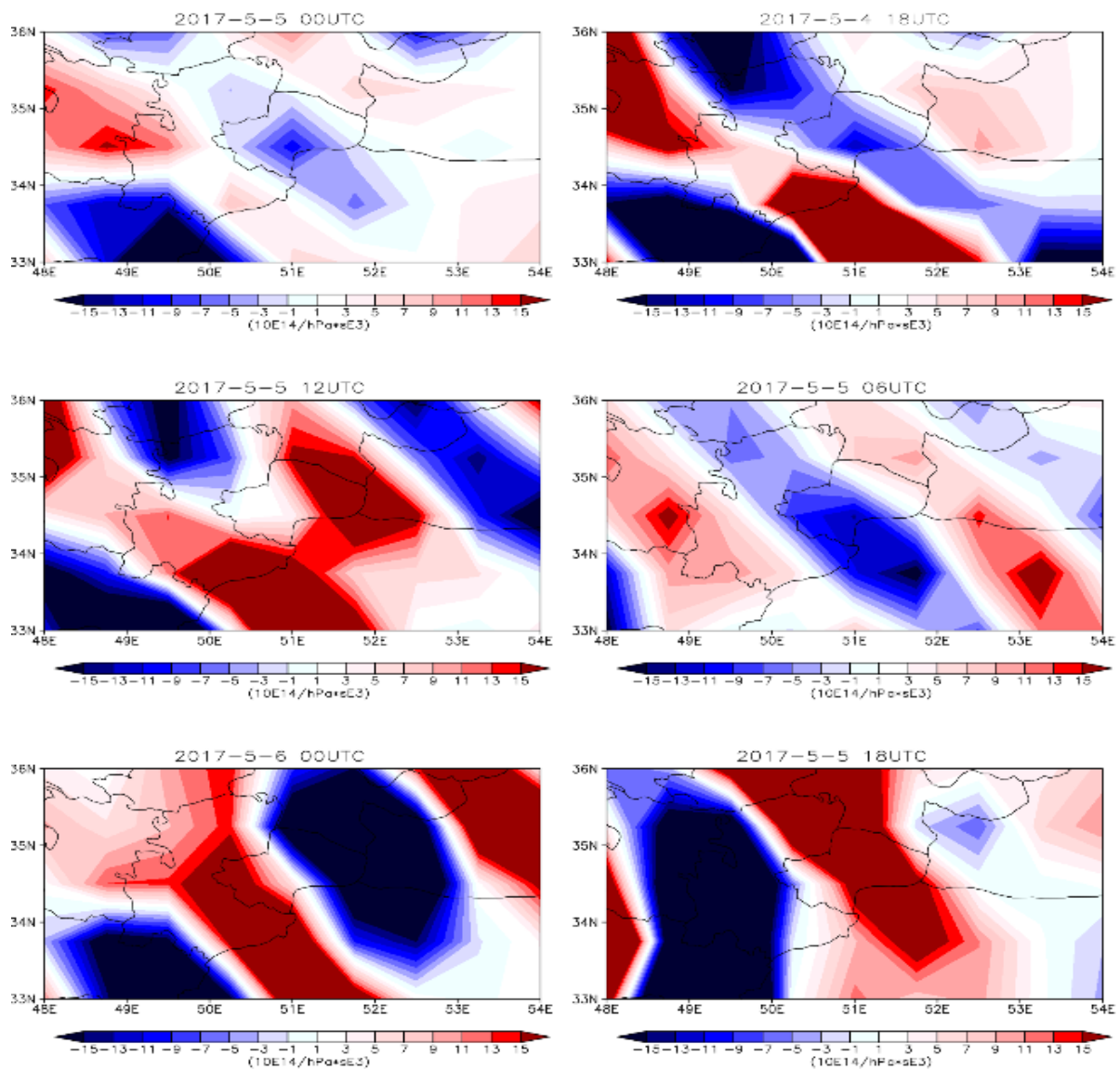
شکل ۴- فرارفت دما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس بر ساعت مربوط به روز پنجم مه ۲۰۱۷

بررسی ساختار قائم فرارفت تاوایی مطلق (شکل ۵) تقریباً در تمام ترازها مقدار فرارفت تاوایی مطلق را مثبت نشان می‌دهد و با ارتفاع مقدار این کمیت افزایش می‌یابد. الگوی همگرایی-واگرایی بردار Q در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز در مناطق سیل زده، همگرایی بردار Q و در نتیجه حرکات صعودی را بخصوص از بعدازظهر به بعد نشان می‌دهد (شکل ۶). بنابراین با

وجود رطوبت کافی و حرکات صعودی، شرایط برای بارندگی قابل توجه مهیا می‌باشد. همانطور که بیان شد در این مورد، نفوذ کشته تاوایی پتانسیلی در منطقه ایران وجود نداشته است و بارش این روز کمتر به عوامل ترازهای زیرین و در سپهر مربوط است و سازوکار اصلی بارش در این روز، بیشتر ناشی از عوامل سطح زمین و همرفت روزانه بوده است.



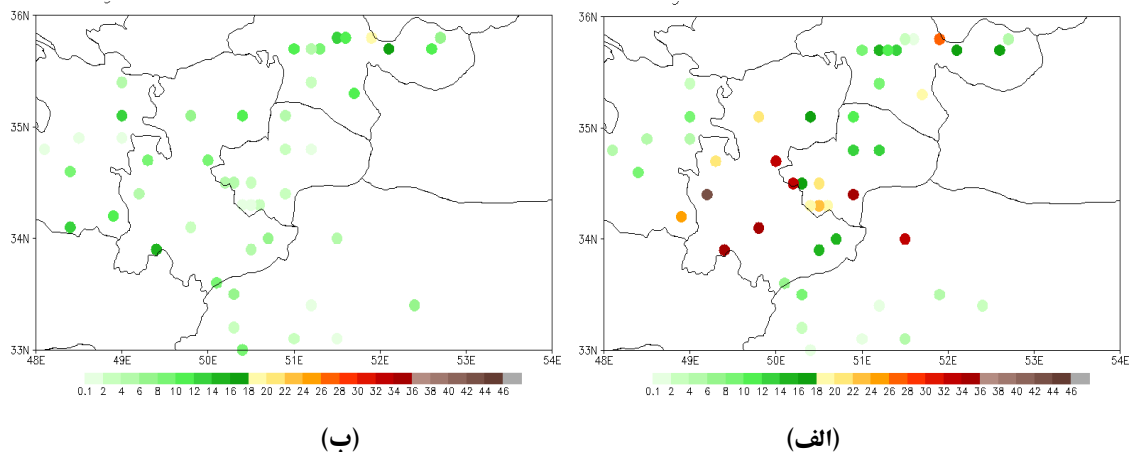
شکل ۵- ساختار قائم فرارفت تاوایی مطلق (بر حسب 10^6) در لایه ۷۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال مربوط به روز پنجم مه ۲۰۱۷



شکل ۶- الگوی همگرایی-واگرایی بردار Q (بر حسب $\frac{10^{14}}{hPa\sigma^3}$) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به روز پنجم مه ۲۰۱۷

جغرافیایی ۳۳ تا ۳۶ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۸ تا ۵۴ درجه شرقی می‌باشد که در شکل‌های ۷ الف و ب به ترتیب مقادیر دیدبانی شده بارش روزانه ۲۴ مارس و پنجم مه ۲۰۱۷ نشان داده شده است.

به منظور شبیه‌سازی بارندگی حاصل از دو سامانه ذکر شده با مدل میان‌مقیاس WRF، از داده‌های ERA-Interim [۴] استفاده شده است. شبیه‌سازی در دو حوزه تو در تو و به ترتیب با تفکیک افقی ۴۵ و ۱۵ کیلومتر و با ۹ پیکربندی (جدول ۱) انجام شد. محدوده مورد بررسی در این تحقیق شامل عرض



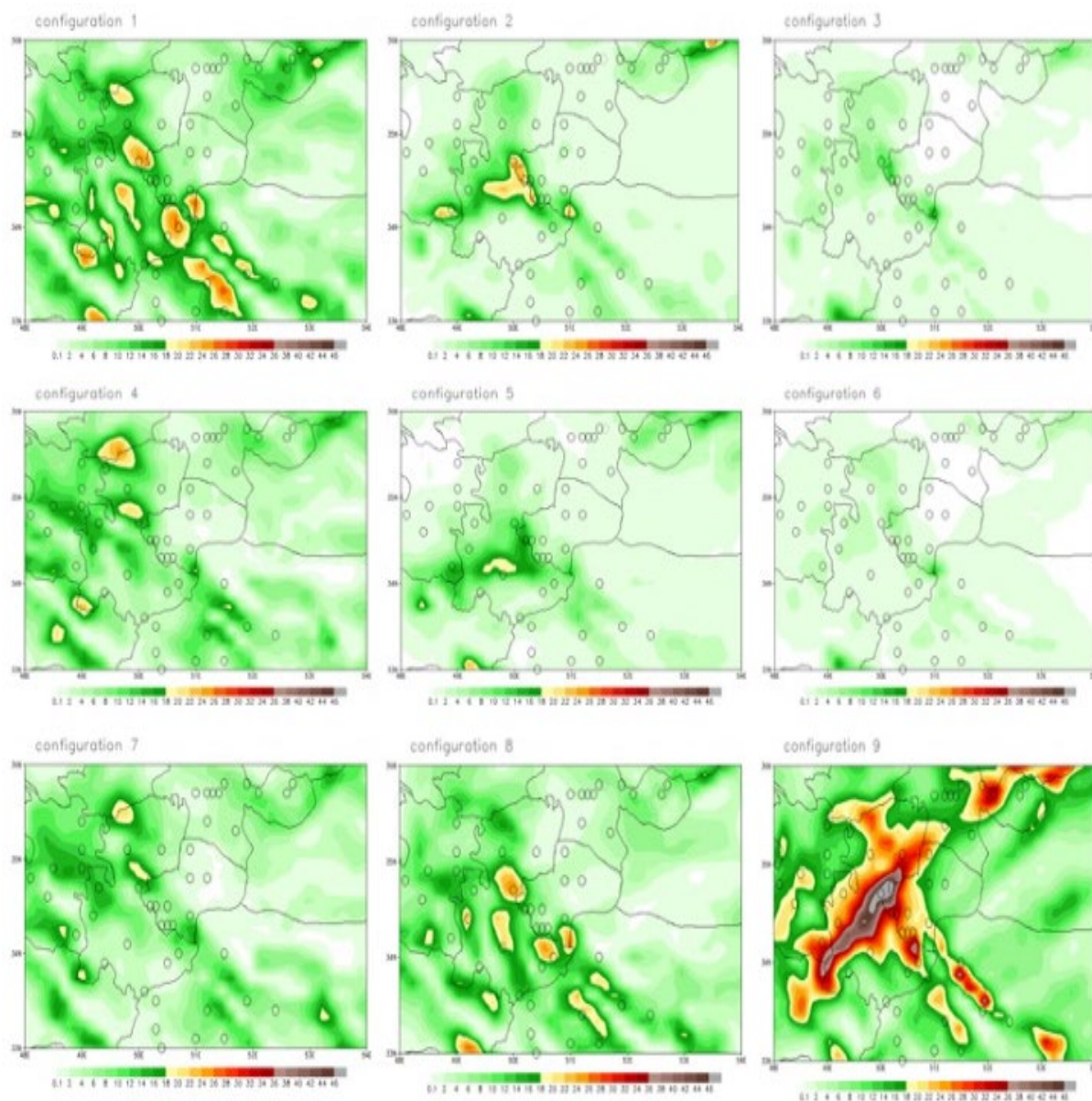
شکل ۷- بارش ۲۴ ساعته دیدبانی شده (بر حسب میلی‌متر)، (الف): روز ۲۴ مارس ۲۰۱۷ و (ب): روز ۵ مه ۲۰۱۷، محور افقی طول جغرافیایی و محور قائم عرض جغرافیایی

شرق استان تهران و جنوب استان قم و مناطق مرکزی استان مرکزی شده است (شکل ۷ب)، بر اساس برون‌داد مدل (شکل ۸) مشاهده می‌شود مقادیر پیش‌بینی شده در تمام هشت پیکربندی اول، بسیار کمتر از مقادیر واقعی است. از آنجا که طرح‌واره Grell-Freitas همرفت روزانه را بهتر پیش‌بینی می‌کند و در این روز بیشتر عوامل همرفتی مولد بارش و ناپایداری بوده‌اند، پیش‌بینی بارش سنگین را برخلاف سایر طرح‌واره‌ها به‌درستی صادر نموده است.

بررسی خروجی شبیه‌سازی بارش ۹ پیکربندی مختلف برای سامانه بارش‌زای اول (شکل آورده نشده است) که عوامل مسبب ناپایداری بیشتر ناشی از عوامل فوقانی وردسپهر است نشان می‌دهد که طرح‌واره همرفتی Tiedtke و طرح‌واره خردفیزیک Kessler مقدار و توزیع مکانی بارش را نسبت به سایر طرح‌واره‌ها بهتر نشان می‌دهد. در حالی که سایر طرح‌واره‌ها مقدار بارش را بیشتر از واقعیت پیش‌بینی کرده‌اند و پیکربندی ردیف ششم جدول ۱ بهترین خروجی را دارد. همچنین در ارتباط با سامانه دوم که منجر به بارش سنگین در

جدول ۱- پیکربندی‌های مختلف مورد استفاده در اجرای مدل WRF، پیکربندی ردیف ۶ در شبیه‌سازی سامانه جوی ۲۴ مارس ۲۰۱۷ و پیکربندی ردیف ۹ در سامانه جوی پنجم مه ۲۰۱۷ بهتر عمل کرده است

طرح‌واره همرفتی	طرح‌واره لایه مرزی	طرح‌واره خردفیزیک	ردیف
KF (1) [۱۴]	MYJ (2) [۵]	Lin (2) [۳]	۱
Tiedtke (6) [۱۹]	MYJ TKE	Lin (2) [۳]	۲
Tiedtke	MYJ TKE	Kessler (1) [۱۵]	۳
KF	MYJ TKE	Kessler	۴
Tiedtke	MYJ TKE	WDM (16) [۱۶]	۵
Tiedtke	YSU (1) [۱۱]	Kessler	۶
KF	YSU	Kessler	۷
Grell-3(5) [۷] و [۶]	MYJ TKE	Goddard (7) [۱۷]	۸
Grell-Freitas (3) [۸]	GFS (3) [۱۰]	Lin	۹



شکل ۸- بارش ۲۴ ساعته شبیه‌سازی شده (بر حسب میلی‌متر)، در ۹ پیکربندی مختلف در روز ۵ می ۲۰۱۷، محور افقی طول جغرافیایی و محور قائم عرض جغرافیایی، دایره‌های مشخص شده در هر شکل مربوط به مکان جغرافیایی ایستگاه‌های دیدبانی است که مقدار بارش دیدبانی شده در این ایستگاه‌ها در شکل ۷ آورده شده است.

ناشی از نفوذ کشانه تاوایی پتانسیلی (PV streamer) به ترازهای زیرین و ردسپهر است طرح‌واره همرفتی Tiedtke و طرح‌واره خردفیزیک Kessler مقدار و الگوی مکانی بارش را نسبت به سایر طرح‌واره‌ها بهتر نشان می‌دهد و سایر طرح‌واره‌ها مقدار بارش را بیشتر از واقعیت نشان می‌دهند. در سامانه دوم نفوذ کشانه تاوایی پتانسیلی به ترازهای زیرین و ردسپهر مشاهده نمی‌شود. اما بررسی فرارفت تاوایی مطلق و ساختار قائم آن و همچنین فرارفت دما و الگوی همگرایی-واگرایی بردار Q ، بیان‌گر حرکات صعودی قوی در مناطق سیل‌زده است. وقوع

نتیجه‌گیری

در این پژوهش به منظور بررسی حساسیت برون‌داد مدل به سازوکار اصلی بارش بر اساس کاربست پیکربندی‌های مختلف به‌خصوص طرح‌واره همرفتی به بررسی دو سامانه جوی منجر به بارش با عوامل دینامیکی مختلف پرداخته شده است. با شبیه‌سازی دو سامانه مذکور با انتخاب ۹ پیکربندی مختلف در مدل میان مقیاس WRF، پیکربندی مناسب جهت پیش‌بینی دقیق‌تر مقدار و توزیع مکانی بارش گزینش شده است. بر اساس نتایج حاصل، در مورد سامانه اول که عامل اصلی بارش

- 8- Grell, G. A., and S.R. Freitas, 2014, A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(10), 5233-5250. doi:10.5194/acp-14-5233-2014
- 9- Holton, J.R., 2004, *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Fourth Edition. Academic Press, San Diego, California, 535pp.
- 10- Hong, S., and H. Pan, 1996, Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. *Monthly Weather Review*, 124(10), 2322-2339. doi:10.1520.1175-0493(1996)124<2322:nblvdi>2.0.co;2
- 11- Hong, S., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006, A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, 134(9), 2318-2341. doi:10.1175/mwr3199.1
- 12- Janjic, Z. I., 1994, The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. *Monthly Weather Review*, 122(5), 927-945. doi:10.1520.1175-493(1994)122<0927:tsmecm>2.0.co;2
- 13- Jankov, I., W. A., Jr. Gallus, M. Segal, B. Shaw, and S. E. Koch, 2005, The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. *Amer. Meteor. Soc.*, 20, 1048-1060.
- 14- Kain, J. S., 2004, The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 170-181. doi:10.1520.1175-0450(2004)043<0170:tkcpau>2.0.co;2
- 15- Kessler, E., 1969, On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations*, 1-84. doi:10.978.1007-1-935704-36-2_1
- 16- Lim, K. S., and S. Hong, 2010, Development of an Effective Double-Moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models. *Monthly Weather Review*, 138(5), 1587-1612. doi:10.2009.1175mwr2968.1
- 17- Tao, W., J. Simpson, and M. McCumber, 1989, An Ice-Water Saturation Adjustment. *Monthly Weather Review*, 117(1), 231-235. doi:10.1520.1175-0493(1989)117<0231:aiwsa>2.0.co;2
- 18- Thorncroft, C. D., B. J. Hoskins, and M. E. McIntyre, 1993, Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119, 17-56.
- این بارش‌های شدید منجر به سیل با سازوکار اصلی همرفت روزانه در ۸ پیکربندی اول (جدول ۱) به هیچ وجه پیش‌بینی نشده است. تنها پیکربندی نهم که شامل طرح‌واره همرفتی Grell-Freitas بوده است، بدلیل پیش‌بینی مناسب‌تر همرفت روزانه در این طرح‌واره، این پیکربندی رخداد بارش سنگین را پیش‌بینی نموده است.

منابع

- 1- Argüeso, D., J. M. Hidalgo-Muñoz, S. R. Gámiz-Fortis, M. J. Esteban-Parra, and J. Dudhia, Y. Castro-Diez, 2011, Evaluation of WRF parameterizations for climate studies over Southern Spain using a multistep regionalization. *J. Clim.*, 24:5633-5651.
- 2- Chawla, I., Osuri, K. K., Mujumdar, P. P., and Niyogi, D., 2018, Assessment of the Weather Research and Forecasting (WRF) model for simulation of extreme rainfall events in the upper Ganga Basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(2), 1095-1117.
- 3- Chen, S.H. and W.Y. Sun, 2002, A one-dimensional time dependent cloud model. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 80(1), 99-118. doi:10.2151/jmsj.80.99
- 4- Dee, D. P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, ... F. Vitart, 2011, The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597. doi:10.1002/qj.828
- 5- Funatsu, B. M., and D. W. Waugh, 2008, Connections between potential vorticity intrusions and convection in the eastern tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 65, 987-1002.
- 6-Grell, G. A., 1993, Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations. *Monthly Weather Review*, 121(3), 764-787. doi:10.1520.1175-0493(1993)121<0764:peoaub>2.0.co;2
- 7- Grell, G. A., and D. Devenyi, 2002, A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 38-1-38-4. doi:10.2002.1029gl015311

- 20- Twitchett, A., 2012, Predictability and dynamics of potential vorticity streamers and connections to high impact weather. PhD Thesis. University of Leeds.
- 21- Wiegand, L., A. Twitchet, C. Schwierz, P. Knippertz, 2011, Heavy precipitation at the Alpine south side and Saharan dust over central Europe: A predictability study using TIGGE. *Wea. and Forecasting*, 26, 958-974.
- 19- Tiedtke, M., 1989, A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*, 117(8), 1779-1800. doi:10.1520.1175-0493(1989)117<1779:acmfsf>2.0.co;2