

بررسی عوامل مؤثر بر بارش‌های تابستانی در یک ناحیه با توپوگرافی پیچیده (مطالعه موردی: سیل استان گلستان ۸ تیر ۱۳۹۱)

امیر شبانیان چالش‌تری^۱، محمدعلی نصرافهانی^{۲*} و فروزان اركیان^۳

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، ایران

۲. استادیار، گروه مهندسی آب، دانشگاه شهردکد، ایران

۳. استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، ایران

(دریافت: ۹۳/۱۲/۲۷، پذیرش نهایی: ۹۴/۳/۱۲)

چکیده

در این مطالعه عوامل مؤثر بر بارش‌های شدید و سیل آسا در استان گلستان با استفاده از مدل WRF بررسی شده است. برای شناسایی نقش عوامل طبیعی در رخداد این بارش‌ها، سه آزمایش مختلف طراحی شد. این آزمایش‌ها شامل حذف اثر توپوگرافی رشته‌کوه البرز، شارهای گرمایی و رطوبتی دریای خزر و حذف همزمان این دو برای سامانه منتخب بوده است. سپس برخی کمیت‌های هواشناسی مهم و مؤثر بر بارش از قبیل فرارفت دما و تاوایی، شار قائم و افقی گرمایی و رطوبتی و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی (CAPE) محاسبه و تحلیل شدند. نتایج نشان داد که بارش‌ها در مناطق مختلف استان گلستان ساز و کار متفاوتی دارند. به این صورت که بارش‌ها در دامنه‌های شمالی البرز در اثر صعود واداشتی هوا بر دامنه‌های رشته‌کوه البرز رخ می‌دهد. بارش‌های شدید در جنوب شرق دریای خزر که منشأ سیل بوده، به سبب همگرایی شار گرمایی افقی، شار قائم فراسو و ناپایداری همرفتی در منتهالیه جنوب شرقی دریای خزر بوده است. ناپایداری همرفتی ناشی از فرارفت هوای گرم در ترازهای پایین جو و فرارفت هوای سرد در میانه و رده‌سپهر است. شروع حرکت‌های فراسو و بارش‌ها به دلیل فرارفت تاوایی مثبت در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بوده که به شدت متأثر از رشته‌کوه البرز است.

واژه‌های کلیدی: بارش سیل آسا، توپوگرافی، دریای خزر، شار، شبیه‌سازی، ناپایداری

۱. مقدمه

عامل مؤثر بر رخداد سیل در استان گلستان، وجود رشته‌کوه‌های البرز و تأثیر زیاد آن در شارش جو و در نتیجه پیچیده‌شدن بیشتر موضوع است. عواملی نظیر ارتفاع و پهنای ناهمواری و نحوه برهم‌کنش جریان‌ها با رشته‌کوه البرز، در مقدار و چگونگی تأثیرگذاری عامل کوهستان بر بارش‌های سنگین این منطقه مؤثر است. درباره ارتباط عوامل طبیعی با رخداد بارش، مطالعات گوناگونی در خارج و داخل کشور صورت گرفته است. برای رعایت اختصار در این جا به چند مورد با تکیه بر پژوهش‌های داخلی پرداخته می‌شود. سلطان زاده و همکاران (۱۳۸۶) در یک بازه سه ماهه با به‌کارگیری مدل اقلیمی منطقه‌ای RegCM، نقش رشته‌کوه زاگرس بر سامانه‌های جوی عبوری از ایران را مطالعه کردند. آن‌ها به این نتیجه دست یافتند که با

کشور ایران سرزمین پهناوری است که ویژگی‌های خاص جغرافیای و آب و هوایی کاملاً متفاوت دارد. در هر سال در چندین نوبت، بارش‌های شدید و کوتاه‌مدت در نواحی مختلف سواحل جنوبی دریای خزر موجب طغیان رودخانه‌ها و به‌راه‌افتادن سیلاب‌های مخرب می‌شود. هرچه شدت این بارش‌ها بیشتر باشد سیلاب‌ها مخرب‌تر و خسارت‌ها سنگین‌تر می‌شود. در سال‌های گذشته رخداد بارش‌های شدید سیل آسای تابستانه در منطقه گلستان قابل ملاحظه بوده که گاهی خسارات جانی و مالی زیادی در پی داشته است. دریای خزر با داشتن سطح و عمقی مناسب با کشیدگی شمالی-جنوبی و دمایی نسبتاً ثابت برای دوره زمانی دو تا سه روزه و در نتیجه برخورداری از پتانسیل گرمایی و رطوبتی بالا، تأثیر زیادی در تغذیه سامانه‌های جوی دارد. دیگر

عددی با حذف گرادیان دمای سطح دریا و دشت گیلان، بارش های تجمعی ۱۰ روزه در حدود ۶۰ درصد کاهش می یابد.

برخی پژوهشگران مانند کریچاک و همکاران (۱۹۹۷)، آلپرت و کریچاک (۱۹۹۶)، چن و همکاران (۲۰۰۴) و دوران و کلمپ (۱۹۸۳) با حل تحلیلی و شبیه سازی عددی معادلات حرکت، باد فراشیب و امواج کوهستان را در حالت های متفاوت بررسی کرده اند. برخی دیگر نیز نحوه برهم کنش کوهستان با رژیم بارندگی و چرخندزایی پس کوه را در رشته کوه های پهن و مرتفع بررسی کرده اند که از آن ها می توان به پژوهش های توسی و فانتینی (۱۹۸۲) و چن و همکاران (۲۰۰۵) اشاره کرد. کول (۲۰۰۳) بخش بادسوی کوه را با ارتفاع و پهنای کوهستان بررسی کرد و نتیجه گرفت که بیشینه بارش، تابعی از شیب کوه، پهنای آن و تندی باد است؛ به طوری که برای تندی باد ضعیف، بارش بیشینه تابعی از شیب کوه است. او همچنین روشن ساخت که در بخش بادسوی یک مانع کوهستانی کوتاه و باریک در مقایسه با یک مانع کوهستانی بلند و پهن، بارش بیشینه بیشتر است و هنگامی که تندی باد افزایش می یابد، بارش در روی کوه های پهن و مرتفع نیز بیشتر می شود. همچنین جانگ و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از مدل WRF و قدرت تفکیک $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ ، اثر توپوگرافی و دمای سطح دریا بر بارش برف سنگین در منطقه Yeongdong را بررسی کرد و نشان داد که از دشت ساحلی تا کوهستان که بیشترین مقدار برف باریده است نیز یک منطقه همگرایی است. علاوه بر این اثر توپوگرافی تمایل به زیر و بم کردن جریانات دارد که این ناشی از حرکت فراسوی هوا به صورت مکانیکی روی کوهستان است. به همین علت اثر آن در توزیع بارش نقش بسزایی دارد. از سوی دیگر با تغییر دمای سطح دریا (SST) به صورت منفی یا مثبت مقدار بارش و توزیع آن به طور محسوسی تغییر خواهد کرد. همچنین در مطالعه دیگری ایوانکان پیک و همکاران (۲۰۱۴) سازوکار بارش های سنگین در جنوب شرق ناحیه

حذف زاگرس، مقدار بارش در مناطق مرکزی و شرقی ایران افزایش می یابد اما مقدار آن در کل محدوده شبیه سازی ثابت می ماند. مرادی و همکاران (۱۳۷۶) با حذف ارتفاعات زاگرس بسیاری از کمیت های ترمودینامیکی و دینامیکی نظیر محتوای آب ابر، فرارفت دما و سرعت قائم را مطالعه کرد و نشان داد در صورت نبود زاگرس، در مناطق کویری ایران مرکزی بارش بیشتری ریزش می کرد. جریان های مرطوب، سبب افزایش بارش در مناطق غربی خود می شود. علیزاده چوبری (۱۳۸۵) در مطالعه چرخندزایی در منطقه شمال دشت کویر با استفاده از مشاهدات و یک مدل عددی، نقش رشته کوه البرز بر چرخندزایی در دشت کویر را بررسی کرده و نشان می دهد که چرخندزایی ناشی از رشته کوه البرز در منطقه بادپناه آن چندان بارز نیست، اما نقش رشته کوه البرز در عدد فرود و کمیت های دمای پتانسیل، میدان سرعت قائم و بارش قابل توجه است. فراهانی و همکاران (۱۳۷۶) معتقد است شبیه سازی توفان ها باید در مقیاس های متفاوتی صورت گیرد؛ بدین معنی که هم بتوان تأثیرات محیط اطراف (بزرگ مقیاس) و هم تأثیرات محلی و تغییرات درون توفان (میان و خرد مقیاس) را بررسی کرد. درخشان (۱۳۷۹) در مطالعه موردی نقش دریای خزر در دینامیک و تغذیه رطوبتی سامانه های جوی مؤثر بر سواحل جنوبی آن را مطالعه کرد و نشان داد که مقادیر شارش های سطحی در فصل تابستان تقریباً ۵ برابر مقدار آن در فصل زمستان است. با حذف شارش های سطحی، بارش کلی و به ویژه بارش همرفتی در انتهای تابستان بیش از ۶۵ درصد کاهش می یابد. رنجبر سعادت آبادی و امینی (۱۳۸۹) در مطالعه بارش های شدید فصل تابستان استان گلستان (۱۳۸۰-۱۳۸۶) نشان داد که نیروهای واداشتی همدیدی ناشی از امواج کم دامنه تراز میانی و نفوذ زبانه پرفشار بر روی دریای خزر نقش مؤثری در ایجاد این بارش های شدید تابستانه داشته است. بالالان فرد (۱۳۹۲) در مطالعه تأثیر توپوگرافی و دمای دریای خزر در بارش سنگین استان گیلان در ژانویه ۲۰۰۷ نشان داد که در شبیه سازی مدل

۴۵ هستند. طرحواره‌های‌های فیزیکی انتخاب شده پس از راست‌آزمایی مدل WRF بر روی پارامتر بارش شامل طرحواره میکروفیزیکی WSM5، طرحواره تابش طول موج بلند RRTM، طرحواره تابش طول موج کوتاه Dudhia، طرحواره لایه مرزی YUS و پارامترسازی کومولوس Kian-Fritsch هستند.

برای بررسی نقش شارهای قائم سطحی و اثر رشته‌کوه البرز بر شدت بارش در سامانه منتخب، چهار آزمایش شبیه‌سازی با این مدل انجام شد که در آزمایش کنترل (CTL)، مدل با فیزیک کامل اجرا شد. در آزمایش دوم ارتفاعات رشته‌کوه البرز حذف گردید (NTO)، در آزمایش سوم شار قائم رطوبت و گرمایی دریای خزر (NFL) و در آزمایش چهارم ارتفاعات رشته‌کوه البرز و شار قائم رطوبت و گرمایی دریای خزر همزمان حذف شده (BOT) و نتایج آن با آزمایش اول (کنترل) مقایسه شده است. برای حذف توپوگرافی، ارتفاع تمام نقاط شبکه‌ای داخل واقع در دامنه داخلی برابر با ۱۱۵ متر (ارتفاع متوسط دشت گرگان) قرار داده شد. با استفاده از خروجی مدل، برخی کمیت‌های مؤثر در بارندگی‌های سیل‌آسا نظیر فرارفت دما، انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس و فرارفت تاوایی در شبیه‌سازی‌های مختلف محاسبه و تحلیل شدند.

۳. توصیف همدیدی

توصیف همدیدی بر اساس داده‌های آنالیز GFS که همان داده‌های واقعی است، انجام گرفته است که با توجه به اینکه بیشترین فعالیت بارشی سامانه منتخب در ۱۷ جون سال ۲۰۱۲ بوده است، در این قسمت به تحلیل نقشه همدیدی در ساعت ۱۲ گرینویچ این روز که همزمان با بارش یا کمی قبل تر از آن است، پرداخته می‌شود. فشار تراز دریا برای ساعت ۱۲۰۰ گرینویچ روز ۱۷ جون در شکل ۱-الف نشان داده شده است. با توجه به شکل، زبانه‌های پرفشار روی دریای خزر به چشم می‌خورد. جریان‌های شمالی با عبور از دریای خزر

آدریاتیک را بررسی کردند. آن‌ها نتیجه گرفتند بارش سنگین منتخب در این ناحیه به دلیل فرارفت هوای گرم و فرارفت تاوایی مثبت در تراز میانی جو بوده است. توپوگرافی منطقه اگرچه نقش مهمی در ایجاد بارش بیشینه داشته است ولی در ایجاد بارش نقش اساسی بازی نکرده است.

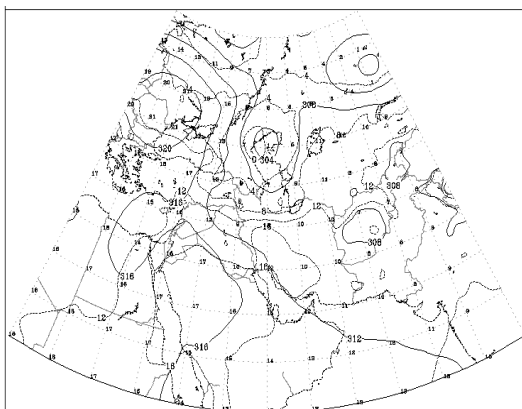
در مطالعات انجام گرفته در داخل کشور، تکیه بر رشته‌کوه‌ها بوده است و سازوکارهای دیگر احیاناً مهم هستند بررسی نشده است. همچنین بارش‌های تابستانه موضوع این مطالعات نبوده‌اند و از آنجا که معمولاً این بارش‌ها به صورت ناگهانی به وجود می‌آیند، به‌سختی پیش‌بینی می‌شوند. بنابراین در این مطالعه تلاش شده است به سازوکارهای بارش تابستانه از جمله نقش رشته‌کوه البرز در استان گلستان پرداخته شود تا زمینه‌ای برای پیش‌بینی بهتر آن‌ها فراهم شود.

۲. روش کار

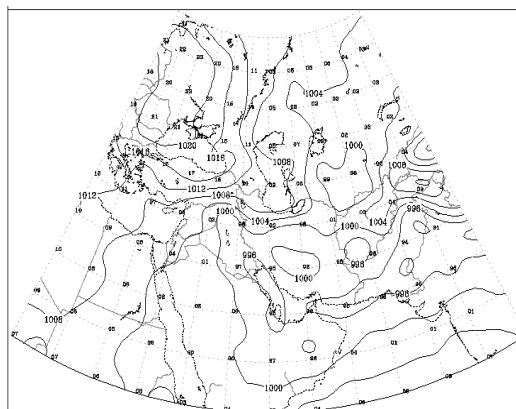
در این پژوهش ابتدا با استفاده از آمار بارندگی ایستگاه‌های هواشناسی منطقه مورد مطالعه در طول ۱۱ سال (۱۳۸۰-۱۳۹۱)، یک سامانه با بارش قابل توجه در فصل تابستان انتخاب شده است. بیشترین مقدار بارندگی تجمعی ۲۴ ساعته طی فعالیت این سامانه از روز ۱۶ تا ۱۷ جون ۲۰۱۲ در لیوان شرقی، ۱۱۱ میلی‌متر گزارش شده است. در شبیه‌سازی سامانه مورد نظر از مدل میان‌مقیاس WRF استفاده شده است. از داده‌های GFS نیم‌درجه برای شرایط اولیه و شرایط مرزی اجرای مدل استفاده شده است که هر سه ساعت یک بار به دست آمده و داده‌های کاربری زمین و توپوگرافی از مرکز USGS گرفته شده است. شبکه به‌کاررفته در راستای قائم ۳۰ تراز سیگما دارد. برای اجرای مدل از سه دامنه تودرتو با تفکیک افقی ۹۰، ۳۰ و ۱۰ کیلومتر در دو جهت طول و عرض جغرافیایی استفاده شده است. مرکز ناحیه در نظر گرفته شده در طول جغرافیایی ۱۵-۵۴ و عرض جغرافیایی ۵۱-۳۵ قرار دارد. تعداد نقاط شبکه‌ای هریک از دامنه‌ها به ترتیب 27×27 ، 31×43 و $34 \times$

است. با توجه به اینکه پربند دمایی $+7$ درجه سانتی‌گراد از استان گلستان عبور کرده است و با توجه به جهت جریانات در این تراز فرارفت هوای سرد دیده می‌شود. نقشه مربوط به تراز 500 هکتوپاسکال (شکل ۱-ج) نشان می‌دهد که ناوه حاصل از مرکز کم‌ارتفاع 577 دکامتر به سمت عرض‌های پایین حرکت کرده است (شکل نشان داده نشده است) و پربند 570 دکامتر روی نوار شمالی کشور قرار گرفته است. با توجه به اینکه استان گلستان در قسمت جریان‌سوی این ناوه قرار گرفته است، شرایط برای ایجاد ناپایداری در این منطقه با توجه به شرایط سطوح فوقانی و سطح زمین کاملاً برقرار است.

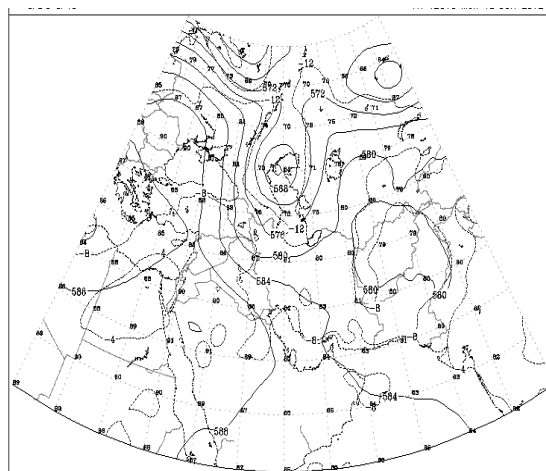
شرایط را برای تغذیه رطوبتی سواحل جنوبی دریای خزر مساعد کرده است. همچنین با نفوذ کم‌فشار گرمایی هند و پاکستان به نیمه جنوبی کشور، گرادیان فشار در منطقه گلستان تشدید شده است. شکل ۱-ب الگوی تراز 600 هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. بر اساس این شکل مرکز کم‌ارتفاع با ارتفاع مرکزی 304 دکامتر در شمال دریای خزر بسته شده است. در مقایسه با ساعات قبل پربند دمایی 10 درجه سانتی‌گراد کاهش یافته و ناوه نیز به عرض‌های پایین‌تر حرکت کرده است (شکل نشان داده نشده است) به طوری که استان گلستان در جریان‌سوی محور ناوه واقع شده است و باعث تشدید گرادیان دما در سواحل جنوبی دریای خزر شده



(ب)



(الف)



(ج)

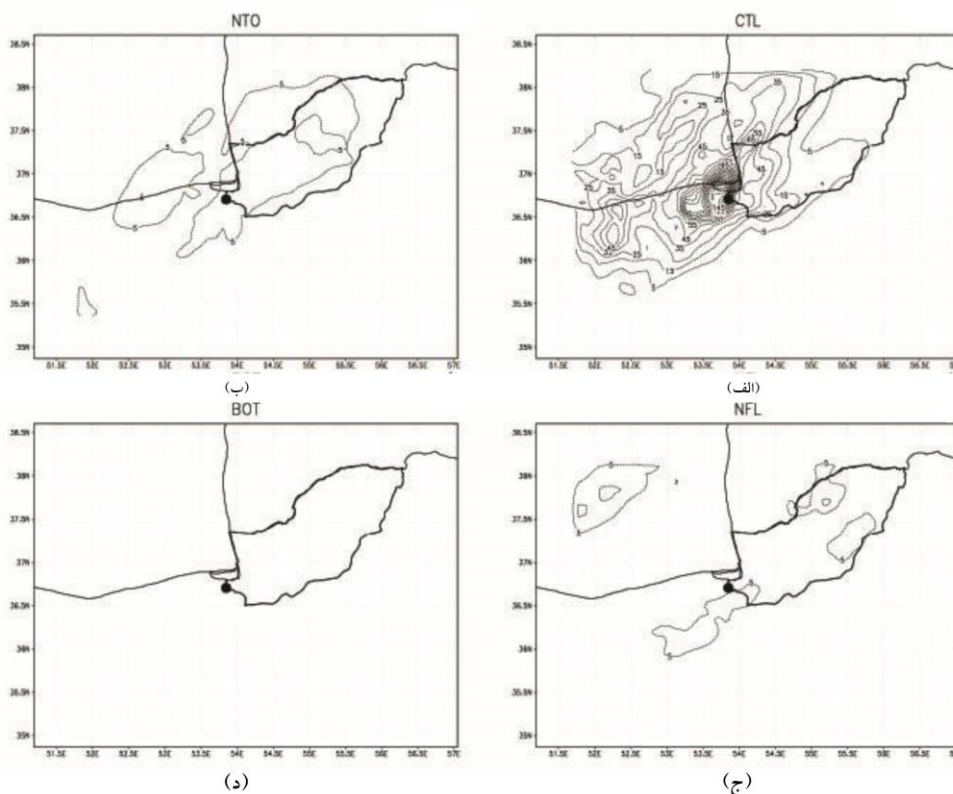
شکل ۱. الگوی فشار تراز دریا؛ (الف) با بازه پربندی 4 هکتوپاسکال، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی در ترازهای 700 هکتوپاسکال (ب) و 500 هکتوپاسکال (ج) در ساعت $12:00$ گریبونچ روز 17 جون 2012 . در شکل‌های (ب) و (ج) ارتفاع با خط پیوسته با بازه پربندی 4 دکامتر و دما با بازه پربندی 4 درجه سانتی‌گراد با خط چین نمایش داده شده است.

۴. نتایج

شکل ۲ بارش تجمعی ۱۲ ساعته شبیه‌سازی شده را از ساعت ۱۸ گرینویچ روز ۱۸ جون تا ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۱۹ جون برای زیر شبکه سوم شامل استان گلستان و نواحی اطراف آن نشان می‌دهد. شکل‌های ۲-الف تا ۲-د به ترتیب به آزمایش‌های CTL، NTO، NFL و BOT مربوط است. موقعیت جغرافیایی ایستگاه باران‌سنجی لیوان شرقی به عنوان ایستگاه شاهد در این شکل‌ها با مربع توپر مشخص شده است. مقدار بارش پیش‌بینی شده مدل در ۲۴ ساعت برای این ایستگاه در آزمایش CTL، ۱۱۰ تا ۱۲۰ میلی‌متر بارندگی است که با مقدار بارش واقعی آن (۱۱۱ میلی‌متر) مطابق است. شکل ۲-ب نشان می‌دهد که مقدار بارندگی آن با حذف اثر توپوگرافی البرز بین ۵ تا ۱۵ میلی‌متر است که تقریباً ۹۵ درصد کاهش یافته است. با حذف توپوگرافی شدت نقطه‌ای بارش‌ها کاهش یافته، ولی گسترش مکانی آن

بیشتر شده است.

با توجه به شکل ۲-ج مقدار بارندگی با حذف شارهای گرمایی و رطوبتی دریای خزر در ایستگاه باران‌سنجی لیوان شرقی کمتر از ۵ میلی‌متر برآورد شده است. این مقدار در مقایسه با آزمایش CTL حدود ۱۰۰ تا ۱۰۵ میلی‌متر کاهش یافته است که بیش از ۹۵ درصد کاهش را نشان می‌دهد. شبیه‌سازی اخیر از تأثیر درخور ملاحظه شارهای گرمایی و رطوبتی دریای خزر بر بارندگی‌های بیشتر منطقه مورد مطالعه حکایت دارد. شکل ۲-د بارش تجمعی ۲۴ ساعته حاصل از شبیه‌سازی BOT را برای استان گلستان نشان می‌دهد. با توجه به شکل مقدار بارندگی برای ایستگاه باران‌سنجی لیوان شرقی صفر است که کاهش ۱۰۰ درصدی را نشان می‌دهد. به طور کلی با حذف این دو اثر بارش‌های پیش‌بینی شده در تمام نقاط شبکه ناچیز شده است و بارش قابل ملاحظه‌ای به چشم نمی‌خورد.



شکل ۲. بارش تجمعی ۱۲ ساعت شبیه‌سازی شده از ساعت ۱۸ گرینویچ روز ۱۸ جون تا ساعت ۰۶ روز ۱۹ جون ۲۰۱۲. (الف) آزمایش کنترل، (ب) شبیه‌سازی بدون رشته‌کوه البرز، (ج) شبیه‌سازی بدون شارهای سطحی و (د) شبیه‌سازی بدون اثر همزمان هر دو.

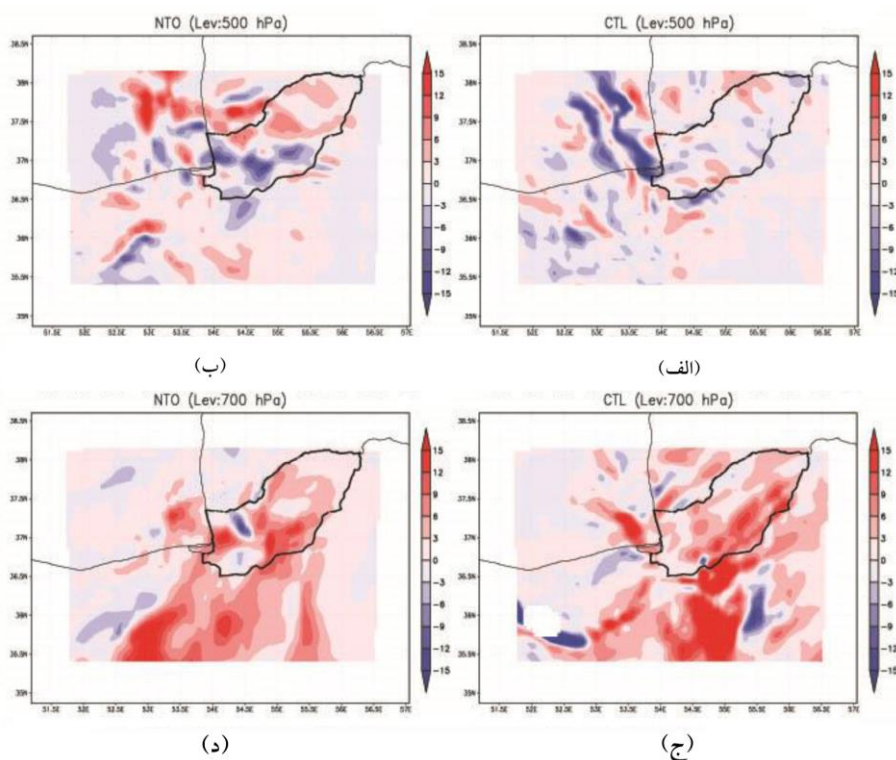
همراه است (بولشتاین، ۱۹۹۲). از آنجا که لازمه رخداد بارش‌های سنگین در یک ناحیه وقوع حرکت‌های فراسوی شدید است، ارتباط فرارفت تاوایی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش‌های رخ داده بررسی شده است. اگرچه باید گفت فرارفت تاوایی مثبت بزرگ‌مقیاس خود به تنهایی نمی‌تواند منجر به حرکت‌های شدید فراسو شود، ولی به نظر می‌رسد برای شروع آن لازم است. از این رو در اینجا این مسئله بررسی شده است.

شکل ۴ فرارفت تاوایی و ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۲۱ روز ۱۸ جون را برای چهار شبیه‌سازی نشان می‌دهد. در آزمایش کنترل (شکل ۴-الف) مشاهده می‌شود که فرارفت تاوایی در ساحل دریای خزر مثبت است و با هسته توزیع بارش تقریباً مطابقت دارد (در نواحی‌ای که فرارفت تاوایی منفی وجود دارد بارش کمتری دیده می‌شود). با این الگو به نظر می‌رسد شروع و جرقه بارندگی‌های سیل آسا در جنوب شرق دریا با فرارفت تاوایی بوده است. در آزمایش شبیه‌سازی NTO (شکل ۴-ب) الگوی مشابهی را می‌توان مشاهده کرد که شدت فرارفت تاوایی در آن کمتر است. مقایسه این دو شکل نشان می‌دهد که رشته‌کوه البرز به‌طور محسوسی بر الگوی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مؤثر است؛ به طوری که با حذف این رشته‌کوه، گرادیان و انحنای خطوط نیز کاسته شده است (بولشتاین، ۱۹۹۲).

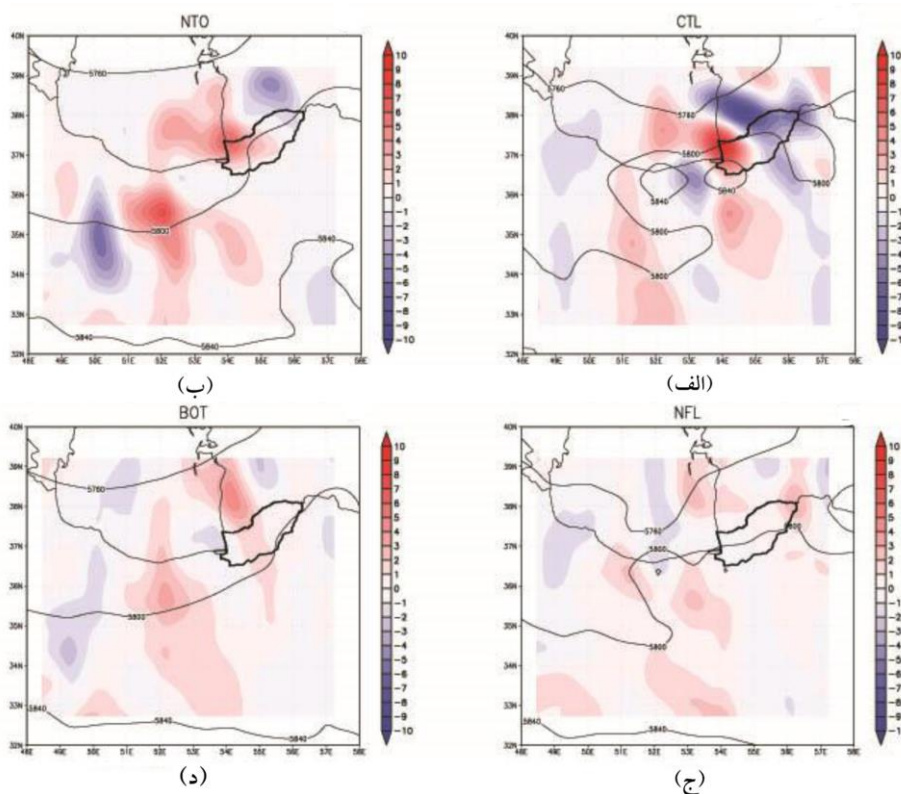
در آزمایش شبیه‌سازی NFL (شکل ۴-ج) ضمن اینکه مشاهده می‌شود فرارفت تاوایی مثبت بسیار ضعیف شده است، هسته بارش نیز با فرارفت تاوایی مثبت منطبق نیست. با این حال حذف شار سبب نشده است که الگوی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در مقایسه با آزمایش کنترل تغییر زیادی کند و الگوی مشابهی در شکل‌های ۴-الف و ۴-ج دیده می‌شود. در آزمایش BOT (شکل ۴-د) نیز مشاهده می‌شود که الگوی فرارفت تاوایی تقریباً با شکل ۴-ب (شبیه‌سازی NTO) مشابه است.

شکل ۳ فرارفت دما را برای دو شبیه‌سازی CTL و NTO در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۲۱ روز ۱۸ جون نشان می‌دهد. با توجه به حذف شار قائم دما منبع گرمای جو حذف می‌شود و بنابراین فرارفت دما در دو شبیه‌سازی دیگر مقادیر قابل ملاحظه‌ای را نشان نداد و برای خلاصه نویسی در این جا آورده نشده‌اند. نکته مهمی که از مقایسه این دو شبیه‌سازی می‌توان دریافت، غالب بودن فرارفت سرد در ترازهای میانی جو (شکل ۳-الف) و فرارفت گرم (شکل ۳-ج) در ترازهای پایین جو است. در شکل ۳-ج در منطقه مورد مطالعه، فرارفت هوای گرم به مقدار ۰ تا ۲۰ کلوین بر شش ساعت در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. در جنوب شرق دریا که بیشینه بارش ناشی از سامانه اتفاق افتاده است، در این تراز، فرارفت گرم قابل ملاحظه‌ای وجود دارد؛ برعکس در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فرارفت سرد بیشتر به چشم می‌خورد که مقدار آن بین صفر تا ۲۰ کلوین بر شش ساعت بوده و مقدار بیشینه آن در جنوب شرق دریای خزر دیده می‌شود. مقایسه شکل‌های ۳-الف و ۳-ج نشان می‌دهد که در موقعیت مکانی بیشینه بارش، در ترازهای پایین جو فرارفت گرم و در ترازهای بالای جو فرارفت سرد وجود دارد. شبیه‌سازی بدون رشته‌کوه البرز (شکل‌های ۳-ب و ۳-د) نشان می‌دهد که اگرچه همچنان در تراز میانی جو فرارفت سرد و در تراز زیرین جو فرارفت گرم وجود دارد، ولی از گستردگی و شدت فرارفت سرد تراز میانی جو کاسته شده است که علت آن می‌تواند این باشد که رشته‌کوه البرز همانند سدی در مقابل نفوذ هوای گرم در دامنه‌های جنوبی آن عمل می‌کند؛ به صورتی که می‌توان گفت رشته‌کوه البرز با تغییر الگوی جریان و دما بر الگوی فرارفت ترازهای میانی و بالایی جو هم مؤثر است.

طبق معادله امگا فرارفت تاوایی دیفرانسیلی چرخندی سبب حرکت‌های فراسو است و فرارفت تاوایی دیفرانسیلی و چرخندی با حرکت‌های فرسو



شکل ۳. مقادیر فرارفت دما برحسب کلومین بر شش ساعت در زیر شبکه ۳ در ساعت ۲۱ روز ۱۸ جون ۲۰۱۲ در ترازهای ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل‌های بالا) و ۷۰۰ هکتوپاسکال (شکل‌های پایین). شکل‌های سمت راست برای شبیه‌سازی CTL و شکل‌های سمت چپ برای شبیه‌سازی NTO است.



شکل ۴. مقادیر فرارفت تاوایی نسبی ساعت ۲۱ روز ۱۸ جون ۲۰۱۲ تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر بر مجذور شش ساعت در زیر شبکه ۱ (سایه-روشن) و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (خطوط پریند) برحسب ژئوپتانسیل متر. (الف) شبیه‌سازی CTL، (ب) شبیه‌سازی NTO، (ج) شبیه‌سازی NFL و (د) شبیه‌سازی BOT.

محسوب می‌شوند. همچنین یک منطقه همگرایی وسیع گرما در امتداد ساحل با شدت کمتر از آزمایش کنترل و مناطق داخلی آن به وجود آمده است که نشان‌دهنده تأثیر رشته کوه البرز در همگرایی جریان‌های گرمایی است. همچنان بارش‌های جنوب شرق دریای خزر با منطقه همگرایی شار گرمایی با وجود ضعیف شدن همگرایی و بارش‌ها تطابق دارد. جهت جریان‌ها روی دریا همانند آزمایش کنترل است و تغییر زیادی نکرده است؛ به طوری که در هر دو حالت جهت غالب شار گرمایی از روی دریا به سوی خشکی است. با این حال جهت شار که در آزمایش کنترل پس از برخورد به رشته کوه البرز به سوی استان گلستان بود، در این آزمایش تغییر کرده و گرما با شدت بیشتری به سوی مناطق جنوبی‌تر منتقل می‌شود.

همچنین در آزمایش NFL (شکل ۵-ج) مشاهده می‌شود که بر روی دریای خزر همچنان چشمه‌های گرمایی ضعیفی وجود دارد. با مقایسه این شکل با آزمایش کنترل (شکل ۵-الف) مشاهده می‌شود که منابع گرما روی دریای خزر بسیار ضعیف‌تر شده ولی رشته کوه البرز همچنان چشمه گرمایی مهمی است. دلیل آن وجود دامنه‌های جنوبی و روبه آفتاب رشته کوه البرز است که در طول روز انرژی خورشید را جذب کرده و در شب آن را پس می‌دهد. جهت جریان‌ها همچنان از دریا به سوی ساحل است، ولی کمی به سوی جنوب شرق تغییر کرده است و با آزمایش کنترل هماهنگ است که اثر رشته کوه البرز را نشان می‌دهد. با این حال مراکز همگرایی شار در ساحل در مقایسه با آزمایش CTL بسیار ضعیف شده و همگام با آن بارشی هم وجود نداشته است. همچنین ناحیه همگرایی وسیعی در داخل سواحل دیده می‌شود که بیانگر انتقال گرما از دریا به سوی ساحل است.

در شکل ۵-د مشاهده می‌شود که روی منطقه مورد نظر چشمه و چاه گرمایی وسعت کمی پیدا کرده‌اند. از مقایسه آن با آزمایش کنترل (شکل ۵-الف) می‌توان

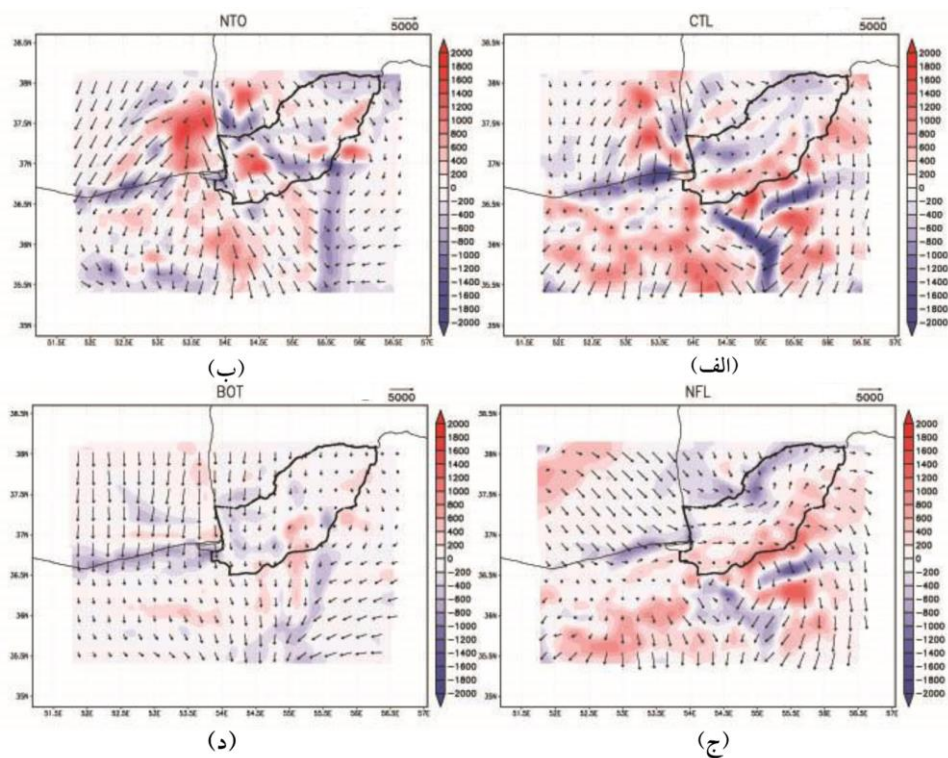
شکل ۵ شار گرمایی افقی و واگرایی آن را (سایه روشن) در سطح زمین در ساعت ۱۸ روز ۱۸ جون نشان می‌دهد. در آزمایش کنترل (شکل ۵-الف) بردارهای شار نشان می‌دهند که انرژی گرمایی از عرض‌های شمالی به سمت عرض‌های جنوبی‌تر منتقل می‌شود. این انتقال به‌ویژه در جنوب شرق دریای خزر کاملاً مشهود است. به طوری که واگرایی شار و بردار آن در جنوب شرق دریا به‌خوبی انتقال گرما به سوی ساحل را نشان می‌دهند. در نوار ساحلی رنگ‌های آبی نشانگر همگرایی شار و چاه گرما بوده و با بارش‌های ساحل کاملاً هماهنگ است. این تطابق به‌ویژه در منتهای جنوب شرقی دریا که بیشترین مقدار بارش نیز در آنجا اتفاق افتاده است، جالب توجه است. با این حال برای بارش‌هایی که درون خشکی رخ داده‌اند اگرچه همچنان همگرایی شار (مقادیر منفی) دیده می‌شود ولی از شدت همگرایی و انطباق آن با توزیع مکانی بارش به مراتب کاسته شده است. این نکته بیانگر این موضوع است که بارش‌های درون ساحل تحت تأثیر عوامل دیگری قرار دارند. نکته جالب توجه دیگری که دیده می‌شود، تغییر مسیر بردارهای شار به سمت استان گلستان پس از برخورد به رشته کوه البرز است.

در آزمایش NTO (شکل ۵-ب) مشاهده می‌شود که چشمه گرمایی وسیعی که در آزمایش کنترل در جنوب شرق دریا قرار داشت به سوی شرق جابه جا شده است و منطقه وسیع‌تری را پوشش داده است. ناحیه همگرایی ساحلی که در آزمایش کنترل در نوار ساحل جنوب وجود دارد و چاه گرما محسوب می‌شود، با حذف رشته کوه البرز به شدت ضعیف شده و هماهنگ با آن در شکل ۲-ب دیده می‌شود که مقدار بارش نیز کاهش چشمگیری یافته است. نکته جالبی که از مقایسه شکل ۵-ب با شکل ۵-الف مشاهده می‌شود، این است که با حذف رشته کوه البرز چشمه‌های گرمایی ضعیف شده‌اند. علت این امر می‌تواند حذف دامنه‌های جنوبی البرز باشد که با توجه به زاویه تابش خورشید، منبع گرما

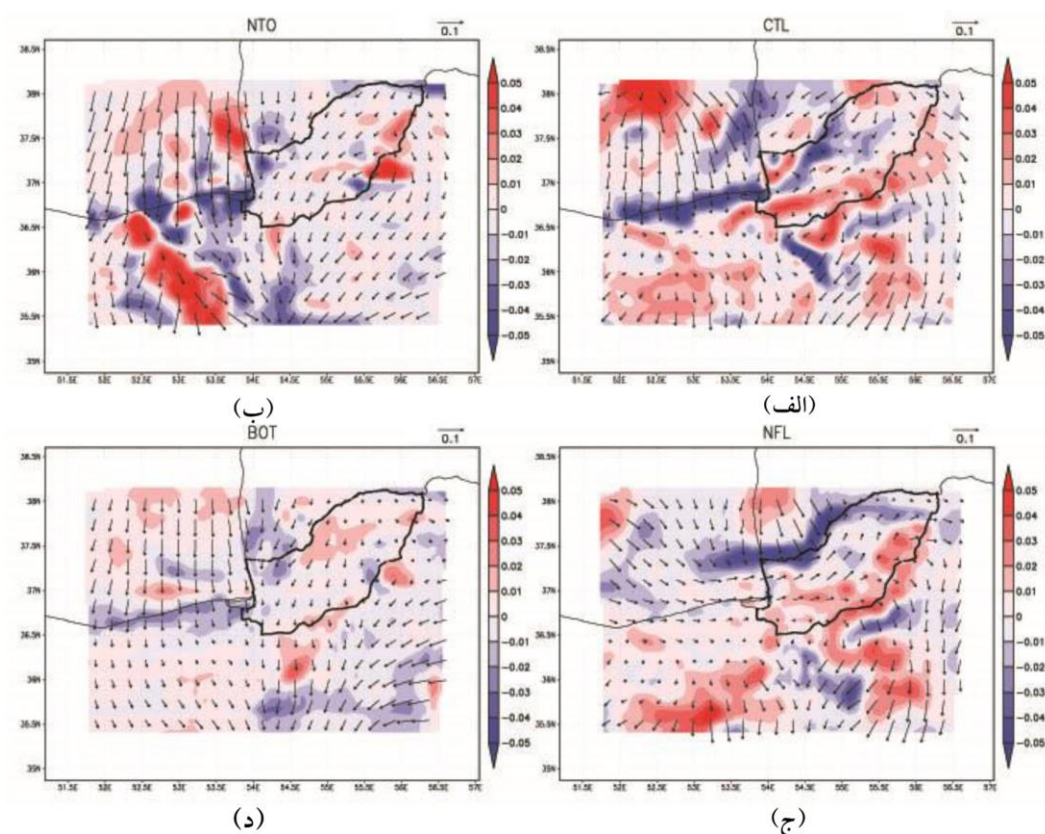
تفاوت نیروی اصطکاک روی دریا و خشکی است. در آزمایش NTO (شکل ۶-ب) مشاهده می‌شود که بر روی دریای خزر چشمه‌های رطوبتی ضعیف‌تر شده و در نوار ساحلی آن چاه‌های رطوبتی وجود دارد. شدت این چاه‌ها در مقایسه با آزمایش کنترل تغییری نکرده است، ولی به درون ساحل نیز کشیده شده‌اند که نشان‌دهنده امکان نفوذ بیشتر بادهای دریا به خشکی به درون مناطق ساحلی است. این بادهای همراه خود رطوبت بیشتری به داخل ساحل می‌آورند. در آزمایش NFL (شکل ۶-ج) با حذف شارهای رطوبتی دریای خزر مشاهده می‌شود که چشمه‌های رطوبتی روی رشته‌کوه البرز وجود دارد، در حالی که روی دریای خزر این چشمه‌ها تضعیف شده‌اند. با حذف همزمان در آزمایش BOT (شکل ۶-د) مشاهده می‌شود که چشمه‌های رطوبتی در مقایسه با آزمایش کنترل وسعت و شدت کمتری پیدا کرده‌اند. مناطق همگرایی رطوبت در نوار ساحلی و مناطق واگرایی رطوبت در جنوب رشته‌کوه‌های البرز نیز به چشم می‌خورد.

دید که منابع گرمایی روی دریای خزر و رشته‌کوه البرز از بین رفته‌اند. جهت شار گرمایی از سوی دریا به سوی ساحل بوده و در امتداد نوار ساحل یک منطقه همگرایی شار به چشم می‌خورد. ناحیه ناچیز بارشی در این آزمایش با ناحیه واگرایی روی دریای خزر منطبق است.

شکل ۶ شار افقی رطوبت (بردارها) و همگرایی و واگرایی در سطح زمین را به ترتیب برای هر چهار آزمایش شبیه‌سازی نشان می‌دهد. در آزمایش کنترل جهت بردار شار رطوبت از انتقال قابل ملاحظه رطوبت از مرکز دریای خزر به سوی نوار ساحلی حاکی است؛ به طوری که ناحیه همگرایی در طول نوار ساحلی دریای خزر کاملاً مشهود است. این نوار همگرایی به خوبی با توزیع مکانی بارندگی در این ناحیه هماهنگ است. بیشینه این نوار همگرایی در نوار ساحلی واقع شده است و هرچه که به سمت داخل ساحل حرکت کنیم از شدت آن کاسته می‌شود. با این حال همچنان هماهنگی بین بارش و همگرایی کاملاً مشهود است که ناشی از



شکل ۵. مانند شکل ۳ ولی برای شار گرمایی افقی در سطح زمین. بردارها، شار افقی گرمایی را برحسب Km/s و سایه روشن همگرایی (مقادیر منفی) و واگرایی (مقادیر مثبت) شار را بر حسب K/s نشان می‌دهند.



شکل ۶. مانند شکل ۳ ولی برای شار افقی رطوبت بر حسب $g\text{m}/g\text{r}\text{s}$ است.

شکل ۷-الف توزیع افقی CAPE برای ساعت ۱۸ روز ۱۸ جون ۲۰۱۲ نمایش داده شده است. برای تشخیص جریان‌های همرفتی از شاخص‌های بسیاری استفاده می‌شود که شاخص CAPE از مهم‌ترین آن‌هاست. شاخص CAPE عبارت از میانگین حالت ناپایداری جو و مقدار انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس است که مقدار بالای آن بیانگر ناپایداری شدید در رخداد توفان تندری و رعد و برق است. مقدار لازم CAPE برای رخداد ناپایداری زیاد ۲۵۰۰ تا ۳۵۰۰ ژول بر کیلوگرم است. در این شکل به خوبی تطابق مقادیر بیشینه انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس با مقادیر بیشینه بارش در جنوب شرق دریا و بارش‌های مربوط به نوار ساحلی قابل مشاهده است. این شکل نشان‌دهنده ناپایداری متوسط هوا (۱۰۰۰ تا ۲۵۰۰ ژول بر کیلوگرم) در زمان وقوع بارش است.

در شکل ۷ بر برخی کمیت‌های هواشناختی حاصل

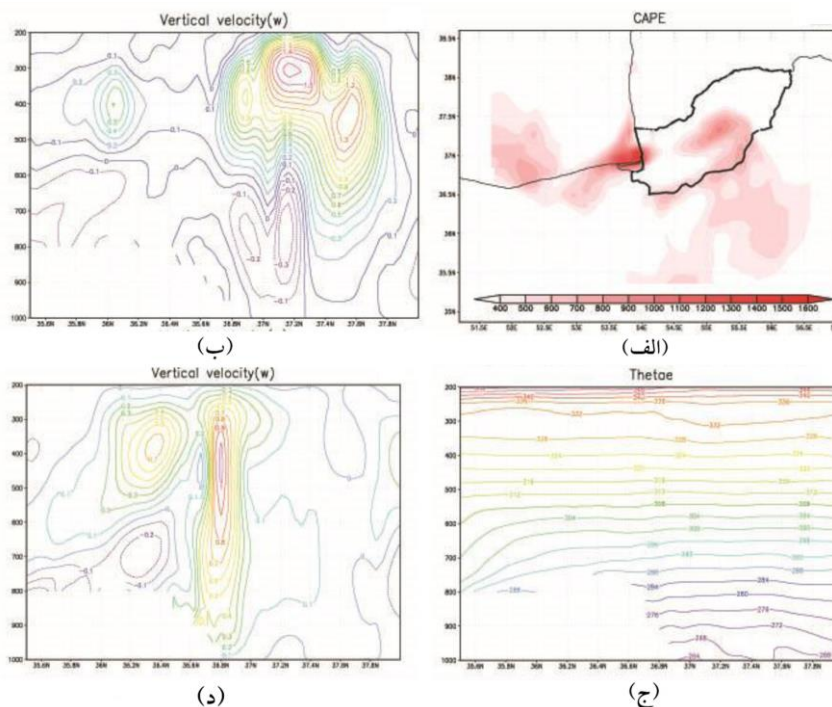
نکته مهمی که از مقایسه شکل‌های ۶-الف تا ۶-ب مشاهده می‌شود، این است که با حذف شارهای قائم جهت بردارهای شار در نوار ساحلی تغییر کرده و یک ناحیه همگرایی در نواحی شمالی‌تر به وجود می‌آید. در واقع ناچیز شدن شیو دما بین ساحل و دریا (شکل نشان داده نشده است) در آزمایش NFL سبب می‌شود که بادهای دریا به خشکی از بین بروند و با توجه به شرایط دینامیکی جو یک ناحیه همگرا یا چاهه رطوبت در مناطق شمالی‌تر شکل بگیرد. اما حذف رشته کوه البرز در آزمایش BOT موجب می‌شود که جریان‌های شمالی روی دریای خزر که ناشی از شرایط بزرگ مقیاس جو است، اجازه نفوذ به ساحل را پیدا کند. تفاوت نیروی اصطکاک بین خشکی و دریا در نوار ساحلی منجر به شکل‌گیری منطقه همگرایی ضعیفی می‌شود.

شکل ۷ سطح مقطع قائم بعضی از کمیت‌های مرتبط با ناپایداری جو را در زمان وقوع بارش نشان می‌دهد. در

منفی دارد. در ساعت ۲۱ (شکل ۷-د) ناحیه حرکت‌های فراسو به ساحل کشیده شده و در این شکل می‌توان نقش رشته کوه البرز را در ایجاد حرکت‌های فراسو در ترازهای زیرین جو دید؛ به طوری که حرکت‌های صعودی از سطح زمین تا بالای وردسپهر ادامه پیدا کرده است.

شکل ۷-ج سطح مقطع قائم دمای پتانسیل معادل را نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که در جنوب شرق دریای خزر این کمیت در ترازهای پایین وردسپهر با افزایش ارتفاع، تقریباً ثابت بوده و در ترازهای بالاتر با افزایش ارتفاع، افزایش می‌یابد. این موضوع از ناپایداری هوا در ترازهای پایین وردسپهر نشان دارد (هولتون، ۲۰۰۴). چنانکه در شکل ۷-ب دیده می‌شود، در همین ناحیه حرکت‌های فراسوی ضعیفی در ترازهای پایین وجود دارد. وجود ناپایداری یا پایداری ضعیف در ترازهای بالاتر (به دلیل کوچک بودن شدت پارامتر پایداری) سبب می‌شود که عوامل واداشت مؤثر بر حرکت‌های قائم جو تأثیر بیشتری داشته باشند (هولتون، ۲۰۰۴).

از خروجی آزمایش کنترل در زمان وقوع بارش تکیه شده است. شکل ۷-ب و ۷-د سطح مقطع قائم مؤلفه قائم سرعت را در ۵۴ درجه شرقی در ساعت‌های ۱۸ و ۲۱ گریجویچ نشان می‌دهد. در این شکل دو بیشینه W در ترازهای ۳۰۰ و ۴۰۰ هکتوپاسکال بین ۳۷ تا ۳۸ درجه شمالی دیده می‌شود. مقایسه آن با شکل ۴-الف (فرافت تاوایی) و وقوع مقدار بیشینه W در ترازهای بالای وردسپهر نشان می‌دهد که عامل اصلی و اولیه این حرکت‌های فراسو، فرافت تاوایی مثبت در ترازهای بالای وردسپهر و آزاد شدن گرمای نهان ناشی از میعان است. در واقع به نظر می‌رسد از تأثیر آغازین فرافت تاوایی برای ایجاد حرکت‌های قائم لازم برای بارش نباید غافل شد. مقادیر مثبت کوچک W در پایین وردسپهر نشان می‌دهد که حرکت‌های واداشتی کوهستانی در این ساعت نقش زیادی در ایجاد حرکت‌های فراسو ندارد. حرکت‌های فراسوی شدیدی که در وردسپهر پایین در حدود عرض ۳۷ درجه شمالی دیده می‌شود، می‌تواند به دلیل تبخیر قطرات باران و سرمایش ناشی از آن باشد که بر حرکات صعودی نقش



شکل ۷. (الف) انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس (CAPE) برای ساعت ۱۸ روز ۱۸ جون ۲۰۱۲ بر حسب ژول بر کیلوگرم. شکل‌های (ب) و (د) سطح مقطع نصف‌النهاری مؤلفه قائم باد برای طول ۵۴ درجه شرقی در ساعت‌های ۱۸ و ۲۱ روز ۱۸ جون و شکل (ج) سطح مقطع دمای پتانسیل معادل برای ۵۴ درجه شرقی در ساعت ۱۸ روز ۱۸ جون را نشان می‌دهد.

۵. نتیجه گیری

در این پژوهش تلاش شده است با شبیه‌سازی یک سامانه بارش‌زای تابستانی در استان گلستان، عوامل مؤثر بر آن مطالعه شود. این کار با استفاده از مدل هواشناسی عددی WRF انجام گرفت و طی آن چهار آزمایش طراحی شد. این شبیه‌سازی‌ها شامل آزمایش کنترل، شبیه‌سازی بدون رشته‌کوه البرز، حذف شارهای قائم گرما و رطوبت دریای خزر و حذف همزمان هر دو است. نتایج این تحقیق نشان داد که سازوکار بارش‌هایی که در خط ساحلی دریای خزر و در دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز رخ داده‌اند، با یکدیگر متفاوت است. بررسی‌ها نشان داد بارش‌هایی که در خط ساحلی دریای خزر رخ داده، با همگرایی رطوبت و گرما در سطح زمین همراه است که ناشی از تفاوت نیروی اصطکاک روی دریا و خشکی است؛ به طوری که با حذف رشته‌کوه البرز هنوز در خط ساحلی بارندگی وجود دارد.

دلیل اصلی بارش‌های شدیدی که در جنوب شرق دریای خزر رخ داده‌اند، شار افقی گرما و رطوبت و ناپایداری همرفتی است. این ناپایداری همرفتی به دلیل فرارفت گرم در سطح زمین و فرارفت هوای سرد در ترازهای میانی و رده‌سپهر است. چشمه رطوبتی این سامانه در نواحی شمالی‌تر و روی دریای خزر دیده می‌شود. بارش‌هایی که در دامنه شمالی البرز اتفاق افتاده است، در اثر صعود و اداشتی هواست که در این حالت هوای مرطوب با رشته‌کوه البرز برخورد کرده و پس از صعود متراکم می‌شود. گرمای نهان آزادشده به ادامه این صعود کمک کرده و بارش صورت می‌گیرد. در این مطالعه مشخص شد که برای رخداد منتخب، تفاوت فرارفت دما در ترازهای مختلف جو، عاملی اصلی برای ایجاد ناپایداری همرفتی و تشدید بارش‌ها بوده است؛ ضمن اینکه وجود فرارفت تاوایی مثبت برای آغاز حرکت‌های صعودی لازم است، ولی کافی نیست.

با توجه به توپوگرافی منطقه، این مطالعه نشان داد

که شروع بارندگی‌های سیل‌آسا در جنوب شرق دریا تحت تأثیر مستقیم کوهستان نیست و شروع حرکت‌های فراسو برای سامانه مذکور به دلیل فرارفت مثبت تاوایی در تراز میانی جو و ناپایداری جو در ادامه بوده است. با حذف رشته‌کوه البرز الگوی جریان در تراز میانی جو کاملاً تغییر کرده؛ به طوری که فرارفت تاوایی نیز متأثر می‌شود. نکته دیگری که باید به آن توجه داشت، نقش بادهای دریا به خشکی است که رطوبت قابل ملاحظه‌ای را به ساحل می‌آورد و در غیاب رشته‌کوه البرز این رطوبت تا فاصله زیادی درون ساحل نیز می‌تواند نفوذ کنند. از این رو یکی از دلایل گسترش مکانی بارش‌ها در غیاب رشته‌کوه البرز می‌تواند همین موضوع باشد.

مراجع

سلطانزاده، ا. احمدی گیوی، ف. و ایران‌نژاد، پ.، ۱۳۸۶، بررسی سه ماهه تأثیر رشته کوه‌های زاگرس بر جریان‌های میان مقیاس منطقه شرق زاگرس با استفاده از مدل منطقه ای RegCM، م. فیزیک زمین و فضا، ۳۳(۱)، ۳۱-۵۰.

بالالان فرد، ع.، ۱۳۹۲، بررسی اثر ارتفاعات شمالی و دمای سطح آب دریا در رخداد برف سنگین سال ۲۰۰۷ گیلان مطالعه موردی با استفاده از مدل پیش بینی عددی WRF، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

درخشان، م.، ۱۳۸۷، مطالعه موردی نقش دریای خزر در دینامیک و تغذیه رطوبتی سامانه‌های جوی مؤثر بر سواحل جنوبی آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

رنجبر سعادت‌آبادی، ع. و امینی، ن.، ۱۳۸۹، مطالعه بارش‌های شدید فصل تابستان استان گلستان (۱۳۸۰-۱۳۸۶)، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۱، ۵۹-۷۶.

علیزاده چوبری، ا.، آزادی، م. و علی‌اکبری بیدختی، ع.، ۱۳۸۷، بررسی نقش رشته کوه البرز در تقویت

- Alpert, P. and Krichak, S. O., 1996, The relative roles of lateral boundaries, initial conditions, and topography in Mesoscale simulations of Lee Cyclogenesis, *J. Appl. Meteor.*, 35, 1091-1099.
- Bluestein, H., 1992, *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitude*, Oxford university press, 608pp.
- Chen, C. C., Durran, D. R. and Hakim, G. J., 2005, Mountain-wave momentum flux in an evolving synoptic-scale flow, *J. Atmos. Sci.*, 62, 3213-3231.
- Cole, B. A., 2003, Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries, an idealized modeling precipitation, *J. Atmos. Sci.*, 61, 588-606.
- Durran, D. R. and Klemp, J. B., 1983, A compressible model for the simulation of moist mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, 111, 2341-4032.
- Holton, J. R., 2004, *An introduction to dynamic meteorology*, Elsevier Academic Press, 535pp.
- Ivanc̃an-Picek, B., Horvath, K., Strelec Mahovic, N. and Gajic´-C̃apka, M., 2014, Forcing mechanisms of a heavy precipitation event in the southeastern Adriatic area, *Nat. Hazards*, 72, 1231-1252.
- Krichak, S. O., Alpert, P. and Krishnamurti, T., 1997, Interaction of topography and سامانه‌های همدیدی، م. فیزیک زمین و فضا، ۳۴(۱)، ۹-۲۴.
- فراهانی، م.، احمدنیا، م. و علیزاده، ا.، ۱۳۸۷، کاربرد مدل پیش‌بینی عددی ARPS برشیه‌سازی توفان برف بهمن ۱۳۷۳ در تهران، م. فیزیک زمین و فضا، ۳۴(۴)، ۱۵۵-۱۷۵.
- مرادی، م.، مشکواتی، ا. ح.، آزادی، م. و علی‌اکبری بیدختی، ع.، ۱۳۸۷، شبیه‌سازی عددی نقش کوهستان دریک سامانه بارش زا روی ایران، م. فیزیک زمین و فضا، ۳۴(۱)، ۲۵-۴۴.
- tropospheric flow possible generator for the red sea trough, *Mete. Atmos. Phys.*, 63, 149-158.
- Jung S. H., Im, E. S. and Han S. O., 2012, The effect of topography and sea surface temperature on heavy snowfall in the Yeongdong Region a case study with high resolution WRF simulation, *Asia-Pacific, J. Atmos. Sci.*, 48(3), 259-273.
- Tosi, E. and Fantini, M., 1982, Numerical experiments on orographic cyclogenesis: relationship between the development of the lee cyclone and the basic flow characteristics, *Mon. Weather. Rev.*, 111, 799-814.