

H. Nouri
H. Ghayoor
S. A. Masoodian
M. Azadi

E-mail: hamidwatershed@yahoo.com

حمید نوری، استادیار دانشکده منابع طبیعی دانشگاه ملایر
حسنعلی غیور، استاد گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه اصفهان
سید ابوالفضل مسعودیان، استاد گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه اصفهان
مجید آزادی، استادیار پژوهشکده هواشناسی کشور
شماره مقاله: ۹۰۷
صفحه: ۲۳۸-۲۱۵
پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۱۵
وصول: ۱۳۹۱/۲/۷

بررسی الگوهای همدید - دینامیک رویدادهای بارشی سنگین همرفت و غیر همرفت سواحل جنوبی خزر با استفاده از مدل عددی پیش‌بینی هوا (WRF)

چکیده

مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا در سال‌های اخیر، کاربردهای گسترده‌ای در زمینه‌های مختلف، به ویژه پیش‌آگاهی از وقایع فرین و شناخت ساختار دینامیک پدیده‌های جوی داشته‌اند. این پژوهش با استفاده از مدل پیش‌بینی عددی WRF ساختارهای دینامیک و ترمودینامیک رویدادهای بارشی سنگین موجود در الگوهای مختلف همدیدی سواحل جنوبی خزر را بررسی می‌کند. پایگاه داده رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر تشکیل و با در نظر گرفتن ۲۵ و ۵۰ درصد احتمال وقوع رخداد آن‌ها، رویدادهای بارشی فوق سنگین و سنگین منطقه فراهم شد. سپس با استفاده از تحلیل خوش‌های به روش ادغام وارد، الگوهای اصلی فشار تراز دریا برای هر کدام از گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین ترسیم شد. مجموعه داده‌های مورد نیاز برای اجرای مدل WRF (داده‌های جو بالا و سطح زمین) از سایت www.dss.ucar.edu استخراج و برای الگوهای مختلف همدید فشار تراز دریا (۱۶ الگ) در سه مرحله (WPS، WRFV۳ و ARWpost) اجرا و سرانجام برای مدل‌های مناسب‌تر از نظر پیش‌بینی مقدار بارش و الگوی مکانی بارش، نقشه متغیرهای مختلف جوی، ترسیم، مقایسه و تحلیل شد. برخی از نتایج نشان داد که به طور میانگین سرعت باد روی دریا در گروه بارشی فوق سنگین و در الگوهای همدید پر فشار کمتر از ۱۲ متر در ثانیه و در الگوهای همدید کم فشار، بیش از ۱۵ متر بر ثانیه است. سرعت باد در گروه بارشی سنگین، در الگوهای پر فشار کمتر از ۱۰ متر بر ثانیه و در الگوهای کم فشار بیشتر از ۱۰ متر بر ثانیه است. در زمان استقرار سامانه‌های پر فشار، با توجه به دمای مناسب سطح دریا و کمتر بودن دمای ۲ متری هوا نسبت به آن، مقدار گرمای محسوس روی دریاچه خزر افزایش یافته؛ به طوری که در بارش‌های سنگین به طور میانگین به ۲۰۰ وات بر متر مربع و در بارش‌های فوق سنگین به ۳۵۰ تا ۴۰۰ و در فرین ترین بارش‌های سنگین منطقه به بیش از ۹۵۰ وات بر متر مربع می‌رسد. مدل WRF در پیش‌بینی مقدار و الگوی مکانی بارش‌های ناشی از الگوهای همدید پر فشار ضعیف‌تر از الگوهای همدید کم فشار عمل می‌کند.

واژه‌های کلیدی: بررسی دینامیک، رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین، سواحل جنوبی خزر، مدل WRF

مقدمه

مدل‌های پیش‌بینی عددی جو که وضعیت هوای آینده را پیش‌بینی می‌کنند، با هدف پیش‌آگاهی از ناهنجاری‌های شدید اقلیمی، بلایای طبیعی و مدیریت پدیده‌های مخاطره آمیز ایجاد شدند. جمع آوری داده‌های فشار، دما و رطوبت هوای نیز سرعت و جهت باد در ترازهای مختلف جوی با استفاده از ایستگاه‌های خودکار پیش‌بینی هوای شناورهای آبی، رادارها و ماهواره‌های هواشناسی، نخستین قدم در پیش‌بینی وضعیت هواست. در گام بعدی اطلاعات فعلی هوای را دریافت می‌کنند، به طراحی و ترسیم نمودارها و نقشه‌های آن می‌پردازند و برای مدت زمانی مشخص، وضعیت جو در آینده را پیش‌بینی می‌کنند. از ایی که خروجی اطلاعات، اغلب خام هستند، قبل از انتشار و در آخرین مرحله، از طریق روش‌ها و فنون آماری پس پردازش و ویرایش می‌شوند. مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوای در سال‌های اخیر، کاربردهای گسترده‌ای در زمینه‌های مختلف، به ویژه پیش‌آگاهی از واقعیت فرین و مدیریت اقتصادی، اجتماعی و فنی آن داشته‌اند، اما یکی از کاربردهای دیگر این مدل‌ها، شناخت ساختار دینامیک و ترمودینامیکی است که در ترازهای مختلف باعث رخداد پدیده‌های جوی می‌شوند. تاکنون محققان در پژوهش‌های زیادی از مدل‌های عددی هوای در تحلیل علل رخداد بارش‌ها، به ویژه بارش‌های سنگین استفاده کرده‌اند. تعاریف مختلفی برای بارش‌های سنگین در جهان ارائه شده و معیارهایی مانند رویدادهای بیش از ۵۰ یا ۱۰۰ میلیمتر یا احتمال رخداد کمتر از ۱۰، ۲۰، ۲۵ و ... درصد معرفی شدند. لاسات^۱ و همکاران به بررسی حوضچه‌های هوای سرد^۲ و سردچال‌ها^۳ و نقش آنها در بارش‌های سنگین اسپانیا پرداختند. آنها برای نشان دادن بهتر تأثیر این پدیده‌ها بر روی بارش‌های سنگین، یک نمونه از حوضچه‌هایی که در سال ۱۹۷۱ بر روی کاتالونیا^۴ اتفاق افتاده بود و ۴۰۰ میلیمتر بارش را موجب شده بود، به کمک مدل MM5 همراه با داده‌های واکاوی ERA-40 تحلیل نمودند. نتایج نشان داد که نقش حوضچه‌های هوای سرد در رویداد بارش‌های سنگین عمده‌است. این گردش عمود بر ساحل و رشته کوه‌های ساحلی و در هوای بسیار گرم و مرطوبی که استعداد دینامیکی است. این ناپایداری را دارد، ایجاد می‌شود. در مناطقی که وزش هوای گرم و مرطوب در ترازهای پایین به اندازه وزش گرم و مرطوب بر روی مدیترانه نیست، عامل ناپایداری گرمایی که ناشی از وجود هوای سرد در لایه‌های میانی و بالایی جو است، نقش مهمتری ایفا می‌کند (ласات و همکاران، ۲۰۰۷: ۴۳). وایدا و کولکارنی^۵ با استفاده از یک مدل میان مقیاس، بارش سنگین ۹۴/۴ سانتیمتری را که از ZTUTZ ۰۳ روز ۲۶ ژوئیه تا ZTUTZ ۰۳ روز ۲۷ ژوئیه سال ۲۰۰۵ در سانتاکروز، بمبئی رخ داده بود، همانندسازی کردند (وایدا و کولکارنی، ۲۰۰۷: ۲۰۰). در این پژوهش، آنها به تحلیل پارامترهای دینامیکی در مکان بارش سنگین پرداخته، پارامترهایی مانند واگرایی، توابی، سرعت عمودی و رطوبت را در مراحل مختلف رویداد بارش سنگین بررسی نمودند و نشان دادند که بیشینه همگرایی و توابی پیش از مرحله بلوغ^۶ و بیشینه سرعت عمودی پس از آن بوده است. شبیه‌سازی‌ها حاکی از آن است که طی مرحله بلوغ، ابرها تا ۱۵ کیلومتری رشد کرده بودند. در آغاز مرحله بلوغ سرعت عمودی قوی برای جنوب شرق سامانه شبیه‌سازی شد. مدل در شبیه‌سازی ۳۸/۱ سانتیمتر بارش که

- Lasat
- cold air pool
- cut-off low
- Catalonia
- Vaidya and Kulkarni
- Mature Stage

فرض شده به دلیل تند بارش بوده، ناموفق بوده، و این نشان داد که برای شبیه‌سازی این پدیده به مدل سه بعدی ابر^۷ نیاز است (همان منبع، ۱۱). کومار^۸ و همکاران بارش سنگین ۲۶ ژولای سال ۲۰۰۵ بهبیش^۹ هندوستان را به کمک مدل عددی تحقیق و پیش‌بینی هوا (WRF)^{۱۰} بررسی کردند. بارش این روز ایستگاه بهبیش ۹۴۴ میلیمتر بود. نتایج نشان داد که این مدل عددی قادر است رویداد بارش سنگین و شرایط دینامیکی و ترمودینامیکی آن را بازسازی کند. آزمون‌هایی که بر روی این مدل انجام شد، نشان داد که این رویداد محلی، نتیجه اندرکنش سامانه‌های هوای همدید مقیاس، میان مقیاس و اراضی ساحلی بوده است. همچنین، حرکات صعودی بزرگ مقیاس روی منطقه بهبیش دلیل همدیدی داشته است. این مدل، هسته‌های همرفتی قوی، اما کوتاه مدتی را در درون حرکات صعودی کلان مقیاس شبیه‌سازی کرد. تحلیل این هسته‌ها که بر روی بهبیش شکل گرفته بود نشان داد که رطوبت این سامانه همرفت به وسیله جریان‌های شمال و شمال- غربی و از دریای عرب تامین شده است. تحلیل مدل پس از تغییر در کاربری اراضی منطقه با جایگزینی آب به جای خشکی‌ها و حذف توپوگرافی نتایج جدیدی به همراه داشته، به طوری که وضعیت جریان‌های هوای همگرایی رطوبت و در پی آن محل و شدت بارش بیشینه تغییر کرده است (کومار و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۸۹۷). لندرینک^{۱۱} و همکاران با استفاده از روش‌های آماری و مدل‌های اقلیمی^{۱۲}، نقش دمای سطح دریا روی سنگین ترین بارش‌های ساحلی هلند را طی سال‌های ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۶ مطالعه کردند. نتایج نشان داد که با افزایش هر درجه سانتیگراد دمای سطح دریا، ۱۵ درصد به مقدار بارش اضافه می‌شود (لندرینک و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۹). به طور کلی، مطالعات گذشته در سطح Yoshikado, ۱۹۹۲: ۱۱۴۶–۱۱۶۴; Boguslavsky and et al., ۱۹۹۶: ۳۸۱–۳۸۸; Harnack and et al., ۲۰۰۲: ۸۶۷– ۷۰۱–۷۲۲؛ Jansa and et al., ۲۰۰۱: ۴۳–۵۶؛ Plaut and et al., ۲۰۰۱: ۲۸۵–۳۰۲؛ Kahana and et al., ۲۰۰۲: ۸۶۷– ۸۸۲؛ Benestad and Melsom, ۲۰۰۲: ۶۷–۷۹؛ Hand and et.al., ۲۰۰۴: ۵–۳۱؛ Rudari and et al., ۲۰۰۴: ۶۰۱– ۶۱۴؛ Hellstrom, ۲۰۰۵: ۶۳۱–۶۴۸؛ Mohapatra and Mohanty, ۲۰۰۵: ۱۷–۳۶؛ Persson and et al., ۲۰۰۵: ۱۱۷۵–۱۱۹۸؛ Islam and et al., ۲۰۰۵: ۲۱–۳۹؛ Jessen and et al., ۲۰۰۵: ۳۳۷–۳۴۶؛ Kato and Aranami, ۲۰۰۵: ۱–۴؛ Kawai and Wada, ۲۰۰۷: ۷۲۱–۷۴۴؛ Kobayashi and et al., ۲۰۰۷: ۴۱–۵۲؛ Lana and et al., ۲۰۰۷: ۲۷– ۳۱۳–۳۳۳؛ Kyou and et al., ۲۰۰۸: ۳۲؛ Zarin and et al., ۲۰۰۸: ۱۳۷۹؛ Laskrki, ۱۳۷۵ و ۱۳۸۲؛ Mafidi, عباس و زرین، آذر ۱۳۸۳ و ۱۳۸۴؛ مسعودیان، سید ابوالفضل ۱۳۸۷؛ محمدی، ۱۳۸۸) بدون استفاده از مدل‌های عددی وضع هوا نشان دادند که برخی الگوهای همدیدی در عرض‌های جغرافیایی مختلف باعث وقوع بارش‌های سنگین می‌شوند. چرخندها، جبهه‌ها، فرودها، رودبارها، حوضچه‌های هوای سرد و همرفت‌های قوی، اثر SST دریاها و اقیانوس‌ها در زمان عبور یا استقرار الگوهای مختلف فشار، سبب رخداد ناهنجری‌های جوی و در نتیجه بارش‌های سنگین تر می‌شوند. در سواحل جنوبی خزر، شیوه حاصل از برخورد پرفسنارهای شمالی و کم فشارهای داخل ایران، تقویت نسیم دریا و خشکی و اثر دمای سطح دریا و اختلاف دمای سطح دریا و هوای روی آن از مهم‌ترین دلایل بارش‌های سنگین شناخته

- Three Dimensional cloud Model
 - Kumar
 - Mumbai
 - Weather Forecasting Research
 -Lenderink
 -RACMO

شده‌اند (قشقایی، ۱۳۷۵؛ خوشحال، ۱۳۷۶؛ حسینجانی، ۱۳۸۳؛ علیجانی، ۱۳۸۱؛ مرادی، ۱۳۸۳ و مسعودیان، ۱۳۸۷). این پژوهش با بهره گیری از مدل‌های پیش‌بینی عددی هوا در شناخت این ساختارها و استفاده از مدل WRF، به تحلیل علل وقوع رویدادهای بارشی سنگین تر منطقه در میان الگوهای همدید منطقه پرداخته، شرایط دینامیک و ترمودینامیک این رویدادها و الگوهای همدید پدید آورنده آن‌ها را بررسی و مقایسه می‌کند.

پایگاه داده‌ها و روش شناسی

این پژوهش با شیوه محیطی به گردشی انجام شد. بر اساس بارش روزانه ۴۶ ایستگاه همدید، اقلیم شناسی و باران سنگی شمال ایران در سال‌های ۱۳۸۵ تا ۱۳۶۰، پایگاه داده رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر تشکیل و با در نظر گرفتن ۲۵ و ۵۰ درصد احتمال وقوع رخداد آن‌ها، رویدادهای بارشی فوق سنگین و سنگین منطقه، آماده شد. سپس داده‌های فشار تراز دریا (بر حسب هکتوپاسکال) از سایت www.cdc.noaa.gov به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته استخراج گردید. با استفاده از تحلیل خوش‌های^{۱۳} به روش ادغام وارد^{۱۴}، الگوهای اصلی فشار تراز دریا در محدوده ۲۰ درجه طول غربی تا ۱۲۰ درجه طول شرقی و ۰ تا ۸۰ درجه عرض شمالی با فواصل ۲/۵ درجه، برای هر کدام از گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین، شناسایی و برای هر الگو نقشه‌ی ترکیبی آن ترسیم شد. از سوی دیگر مراکز پیش‌بینی گروهی اصلی دنیا ECMWF در اروپا و NCEP در آمریکا هستند. در این پژوهش، از مدل پیش‌بینی عددی WRF که از داده‌های مرکز پیش‌بینی NCEP است، استفاده می‌شود. مجموعه داده‌های مورد نیاز در مدل WRF (داده‌های جو بالا و سطح زمین) با تفکیک مکانی ۲/۵ درجه، تفکیک زمانی ۶ ساعته و در ۱۷ تراز از سایت www.dss.ucar.edu استخراج شد. مدل WRF که مدلی فیزیکی (معادلات هم‌رفت، تابش...) و دینامیکی (معادلات تکانه، پیوستگی...) است، در سه مرحله اجرا گردید. مرحله اول (WPS) نوعی پیش‌پردازش است که وظایف اصلی آن تعریف قلمرو^{۱۵} اجرای مدل و اجرای مدل جهانی^{۱۶} است. قلمرو اول با تفکیک ۴۵ کیلومتردر خاور میانه و قلمرو با تفکیک ۱۵ کیلومتر در ایران اجرا شد. مدل جهانی با در نظر گرفتن توپوگرافی و کاربری اراضی، با تفکیک مکانی ۱ درجه و تفکیک زمانی ۳ ساعت و به مدت ۵ روز (روز قبل از رویداد مورد نظر و ۴ روز پس از آن) اجرا گردید. مرحله دوم (WRFV۳) اجرای منطقه‌ای مدل است. در این مرحله از مدل، خروجی حاصل از اجرای جهانی مدل در قلمروهای تعریف شده مدل، به صورت منطقه‌ای اجرا شد؛ به طوری که ابتدا درون یابی قائم^{۱۷} و سپس مدل اصلی^{۱۸} اجرا گردید. در مرحله سوم مدل (ARWpost) می‌توان فایل نمایشی و کنترل^{۱۹} آن را ساخت. این فایل‌ها در نرم افزارهای مانند گرادس^{۲۰} قابل رویت است. در خروجی مدل WRF متغیرهای متنوعی محاسبه شد. نسبت اختلاط بخار آب، آب موجود در ابر و آب باران، رطوبت و دمای خاک، رواناب سطحی و زیرزمینی، دمای سطح دریا، بارش تجمعی هم‌رفت و غیر

-
- Cluster analysis
 - Ward Linkage
 - Domain
 - Global
 - real.exe
 - wrf.exe
 - .ctl
 - Grads

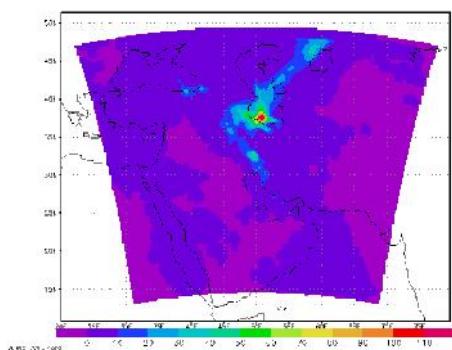
همرفت، تاوایی و انواع متغیرهای فشار، از جمله متغیرهای محاسباتی هستند. در این مرحله برای هر کدام از الگوهای فشار تراز دریا، ۵ رویداد نماینده انتخاب و مدل WRF برای رویدادهای نماینده الگوهای همدید منطقه ۹ الگوی فشاری برای بارش‌های سنگین و ۶ الگوی فشاری برای بارش‌های فوق سنگین) اجرا شد (۷۰ رویداد). به این دلیل که مدت شبیه سازی هر کدام از مدل‌ها ۵ روز انتخاب گردید، مجموع روزهایی که شبیه سازی گردید، ۳۵۰ روز است. در این میان، مدل‌هایی که پیش‌بینی مناسب‌تری از نظر مقدار بارش و الگوی مکانی بارش داشتند (۲۰۰ روز) انتخاب و نقشه متغیرهای مختلف جوی مانند دما، رطوبت، باد و بارش ترسیم و شرایط دینامیک و ترمودینامیک منطقه مقایسه و تحلیل شدند.

یافته‌های تحقیق

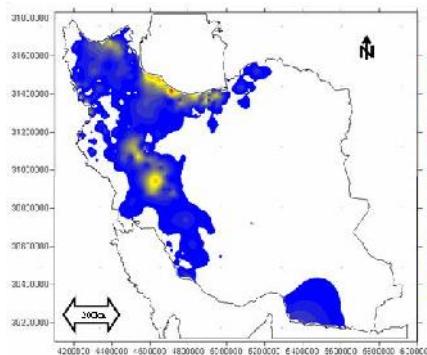
نتیجه حاصل از تحلیل فشار تراز دریا نشان می‌دهد که ۱۶ الگوی اصلی در گروههای بارشی سنگین منطقه (سنگین و فوق سنگین) وجود دارند. به ترتیب حدود ۹۵ و ۸۲ درصد از بارش‌های فوق سنگین و سنگین سواحل جنوبی خزر حاصل استقرار سامانه‌های پر فشار به صورت مستقل یا با همکاری سامانه‌های کم فشار هستند. این بارش‌ها حاصل استقرار الگوهای اول تا پانزدهم بارش‌های فوق سنگین و سنگین با منشأ همرفت و غیر همرفت سواحل جنوبی خزر است. بقیه این رویدادهای بارشی تنها ناشی از عبور یک سامانه کم فشار از روی دریا هستند (الگوی شانزدهم). بنابراین، با مشاهده نقشه‌های خروجی مدل WRF و ترکیب برخی از الگوهای همدید فشاری به وجود آورده بارش‌های سنگین و فوق سنگین منطقه چهار الگوی کلی برگزیده شد. الگوی (الف)، الگوی همدید پرفشاری است که در آن پرفشار اروپایی، آسیایی یا ادغامی با استقرار در شمال، شمال غرب یا شمال شرق خزر، دریای خزر را تحت تاثیر خود قرار می‌دهد. این وضعیت تقریباً در ۱۲ الگو از ۱۶ الگوی شناخته شده مشاهده می‌شود و می‌تواند بارش‌های سنگین و هم بازش‌های فوق سنگین با منشأ همرفت یا غیر همرفت تولید نماید. الگوی (ب)، الگوی کم فشاری است که معمولاً از روی دریای سیاه یا مدیترانه سرچشمه می‌گیرد، به سوی دریای خزر حرکت کرده و از روی آن عبور می‌کند (الگوی شانزدهم). این الگو می‌تواند بارش‌های سنگین و فوق سنگین با منشأ همرفت و به ویژه غیر همرفت ایجاد کند. الگوی (ج) الگوی همدید پرفشار- کم فشار است که معمولاً به صورت پرفشار شمالی و کم فشار جنوبی دیده می‌شود و آن الگویی است که در آن، یک سامانه پرفشار اروپایی یا آسیایی یا ادغامی در عرض‌های شمالی تر استقرار دارد و کم فشار مهاجری از داخل کشور عبور کرده، سواحل جنوبی خزر را تحت تاثیر قرار می‌دهد. این الگو می‌تواند به صورت الگوی پرفشار غربی- کم فشار شرقی یا بالعکس هم رخ دهد (الگوی د). الگوی مذکور قادر است گروههای مختلف بارشی، به ویژه با منشأ غیر همرفت را به وجود آورد. بنابراین، در این مرحله از پژوهش، برای تحلیل دینامیکی و ترمودینامیکی جو در رویدادهای بارشی سنگین، چهار الگوی همدید کلی معرفی و تحلیل شد.

اولین الگو، الگوی همدید کم فشار است. برای مثال، مدل WRF در طی سه روز ۲۶ تا ۲۸ آبان ۱۳۸۰ تا ۱۷ نوامبر ۲۰۰۱، که بارش‌های فراگیر فوق سنگین و سنگین متعددی در ایستگاههای مختلف سواحل جنوبی خزر (سواحل غربی، میانی و شرقی و نیز نواحی کوهستانی منطقه) ثبت شده است، اجرا گردید. از دیدگاه منطقه‌ای، بارش روزهای ۲۶ و ۲۸ سنگین و بارش روز ۲۷ آبان، فوق سنگین منطقه‌ای هستند. در این سه روز، یکی‌سینه منطقه‌ای بارش به ترتیب ۵۹/۲ و ۱۰۶/۱ و ۵۷/۳ میلیمتر، میانگین منطقه‌ای بارش به ترتیب ۶/۱، ۲۰ و ۹/۸ میلیمتر و فراگیری منطقه‌ای بارش ۷۲/۹

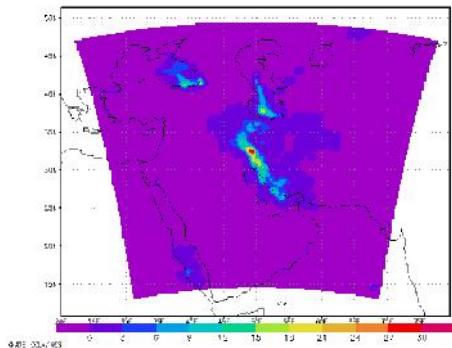
۹۳/۷ و ۸۷/۶ درصد بود. در طول این مدت، ابتدا جنوب غربی خزر و شمال غرب ایران، سپس غرب، شمال و جنوب ایران زیر پوشش بارش قرار گرفتند. بارش از جنوب شرقی دریای سیاه و جنوب غربی خزر شروع شده و به سایر بخش‌های منطقه گسترش یافته است. مقایسه نقشه‌های بارش خروجی مدل WRF در قلمروهای مختلف و بارش مشاهده شده نشان می‌دهد که همانگی خوبی بین آن‌ها وجود دارد. به عبارت دیگر، این مدل به خوبی مقدار و به ویژه الگوی مکانی بارش‌های منطقه را پیش‌بینی کرده است. در روز ۲۶ آبان، بارش در شمال ایران، غیر همرفت و در غرب ایران همرفت است. در این روز کم فشار مدیترانه‌ای به غرب ایران رسیده و منطقه مورد مطالعه در شرق فرود عمیق شرق مدیترانه قرار گرفته است. با وجود شرایط نسبتاً خوب دمای سطح دریای خزر در ایجاد رطوبت سطحی، سرعت نسبتاً بالای باد در سطح دریا که گاه به ۲۲ متر در ثانیه می‌رسد و نیز هوای نسبتاً گرم خارج شده از حرکت پاد ساعتگرد آن در کم فشار غرب کشور، مانع از دریافت رطوبت پیش‌تر به وسیله هوای عبوری روی آن و ایجاد بارش فوق سنگین منطقه شده است. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجرای نشان می‌دهد که ارتفاع پایه ابرها در شمال و غرب ایران پایین تر از سایر مناطق کشور و زیر ۲۰۰۰ متر است. در روز ۲۷ آبان، بارش غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر و غرب ایران در حدود ۲ تا 3^3 برابر بارش همرفت آن است؛ هر چند پیش‌ترین بارش (حدود ۱۶۰ میلیمتر) روی دریای خزر روی داده است (شکل‌های ۱ تا ۷). در این روز کم فشار مذکور از روی خزر عبور می‌کند (شکل ۸) و منطقه مورد مطالعه درسمت راست فرود بسیار عمیق شرق مدیترانه قرار گرفته است (شکل ۱۶). با وجود سرعت نسبتاً بالای باد در سطح دریا که گاه به ۲۰ متر در ثانیه می‌رسد (شکل ۱۵)، اما به دلیل شرایط خوب دمای سطح دریای خزر در ایجاد رطوبت سطحی (اشکال ۹ تا ۱۲)، هوای عبوری روی دریا رطوبت پیش‌تری دریافت کرده، سبب ایجاد یک بارش فوق سنگین در منطقه می‌شود. برای مثال، مقدار پیشینه گرمای نامحسوس دریای خزر نسبت به روز ۱۷ نوامبر به دو برابر افزایش یافته و به ۸۰۰ واحد بر متر مربع می‌رسد. علاوه بر آن، وسعت ناحیه ایجاد گرمای نامحسوس و محسوس منطقه هم افزایش می‌یابد. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجرای (شکل‌های ۱۳ و ۱۴) نشان می‌دهد که ارتفاع پایه ابرها در نیمه جنوبی خزر و جنوب ایران پایین تر از سایر مناطق کشور و زیر ۲۰۰۰ متر است. در روز ۲۸ آبان، بارش در شرق ایران، پیش‌تر غیر همرفت، در جنوب فقط همرفت و در سواحل جنوبی خزر هم به صورت همرفت و هم غیر همرفت است. در این روز پیش‌ترین بارش (حدود ۶۰ میلیمتر) روی دریای خزر روی داده است. در این روز کم فشار مهاجر که در شرق خزر قرار دارد، در جهت شمال شرقی حرکت کرده و از روی دریاچه خوارزم عبور می‌کند. عمق فرود و سرعت باد در سطح دریا کاهش یافته، به ۱۰ متر در ثانیه می‌رسد و با توجه به شرایط نسبتاً خوب دمای سطح دریای خزر در ایجاد رطوبت سطحی، هوای عبوری روی دریا رطوبت نسبتاً خوبی دریافت کرده، سبب ایجاد یک بارش سنگین همرفت روی دریا و سواحل شرقی و میانی منطقه می‌شود. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجرای نشان می‌دهد که ارتفاع پایه ابرها در نیمه جنوبی خزر زیر ۲۰۰۰ متر است.



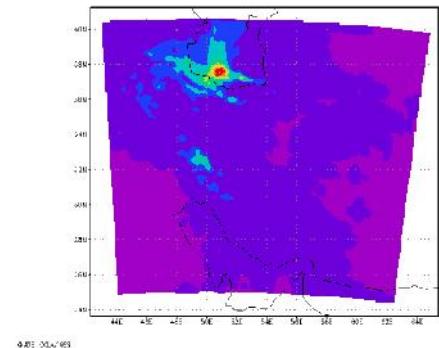
شکل ۲) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰)



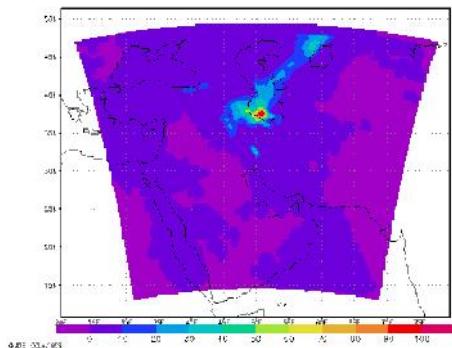
شکل ۱) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



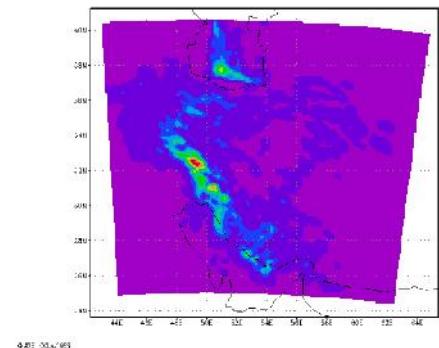
شکل ۴) نقشه هم بارش همفتی مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



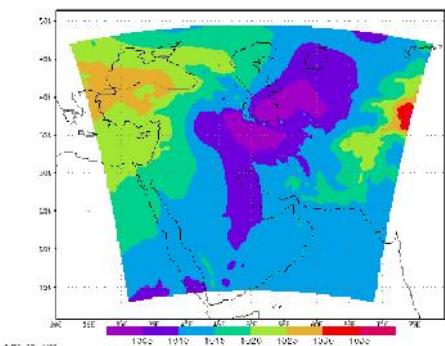
شکل ۳) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



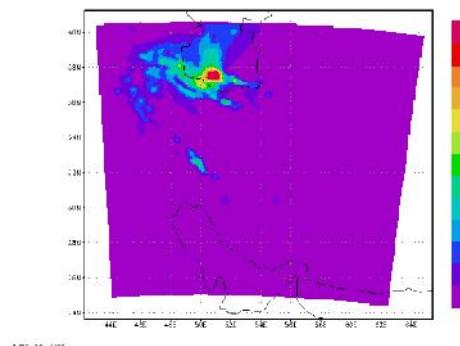
شکل ۶) نقشه هم بارش غیر همفتی مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



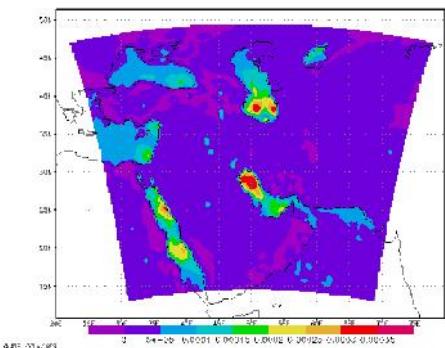
شکل ۵) نقشه هم بارش همفتی مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



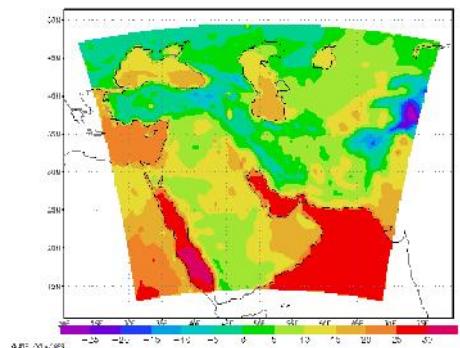
شکل ۸) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



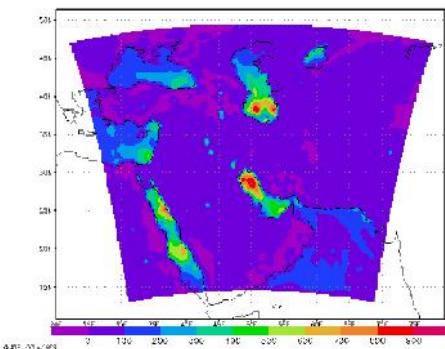
شکل ۷) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



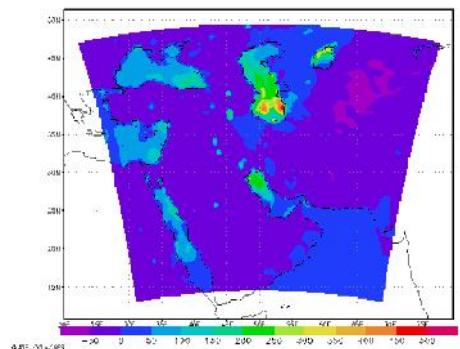
شکل ۱۰) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



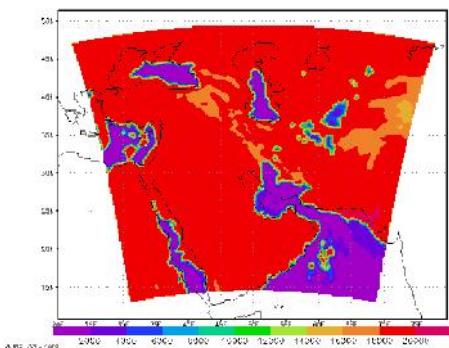
شکل ۹) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



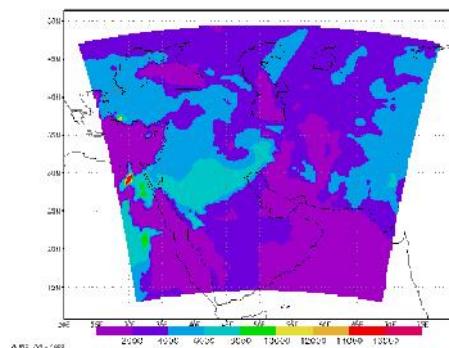
شکل ۱۲) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



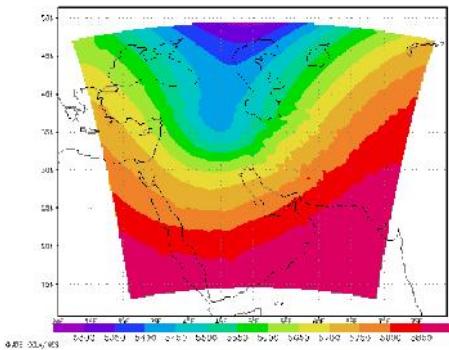
شکل ۱۱) نقشه جریان گرمای سطحی روبه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۳۸۰ آبان ۲۷)



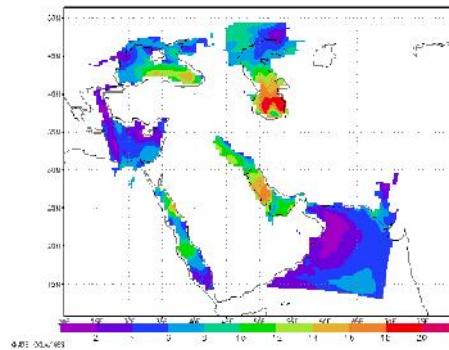
شکل ۱۴) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه (متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۲ آبان ۱۳۸۰)



شکل ۱۵) نقشه سطح تراکم همفت منطقه (متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۲ آبان ۱۳۸۰)



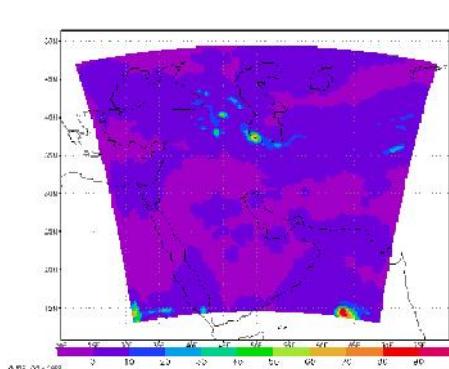
شکل ۱۶) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل منطقه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۲ آبان ۱۳۸۰)



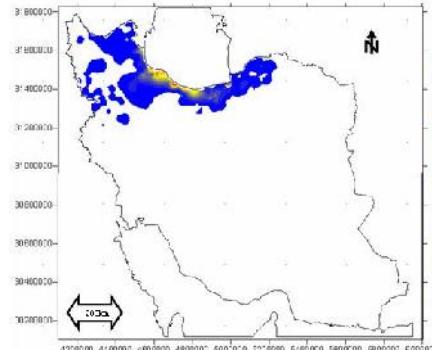
شکل ۱۷) نقشه سرعت باد در سطح زمین (متر بر ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۲ آبان ۱۳۸۰)

الگوی دوم الگوی همدید پرسشار است. برای مثال، مدل WRF در طی پنج روز ۷ تا ۱۱ مهر ۱۳۷۹ (۲۸ سپتامبر تا ۲ اکتبر ۲۰۰۰) که بارش‌های فراگیر فوق سنگین و سنگین متعددی در ایستگاه‌های مختلف سواحل جنوبی خزر (سواحل غربی، میانی و شرقی و نیز نواحی کوهستانی منطقه) ثبت شده است، اجرا گردید. در این پنج روز، بیشینه منطقه‌ای بارش به ترتیب $۱۳۹/۴$ ، ۷۰ ، ۲۴ ، ۱ و $۳۵/۱$ میلیمتر، میانگین منطقه‌ای بارش به ترتیب $۲/۵$ ، $۲/۵$ ، $۳/۲$ ، $۱۳/۳$ و $۸/۵$ میلیمتر و فراگیری منطقه‌ای بارش $۶/۷۲$ ، $۸/۹$ ، $۴/۹۷$ و $۵/۹۴$ درصد بود. استقرار یک سامانه پرسشار اروپایی و تغییرات شکل، مقدار فشار مرکزی و نزدیکی آن به سواحل جنوبی خزر عامل رخداد و تغییرات مقدار و الگوی مکانی بارش در این دوره بارشی فوق سنگین منطقه بود. در طول این مدت با وزش هوای سرددتر عرض‌های شمالی تر به صورت گردش ساعتگرد، ابتدا غرب و جنوب غربی خزر، سپس همه شمال و شمال شرق ایران زیر پوشش بارش قرار می‌گیرند. بررسی نحوه وقوع و توسعه بارش در منطقه نشان می‌دهد که منبع اصلی بارش مذکور رطوبت دریاچه خزر است. مقایسه

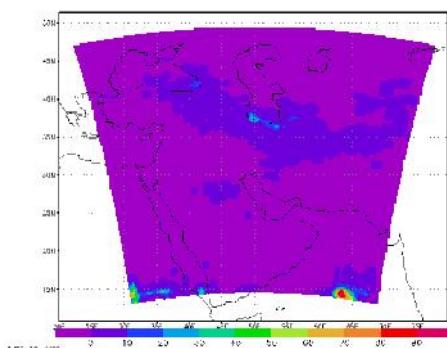
نقشه‌های بارش خروجی مدل WRF (شکل‌های ۱۸ و ۱۹) در قلمروهای مختلف و بارش مشاهده شده (شکل ۱۷) نشان می‌دهد که هماهنگی خوبی بین آنها وجود دارد. به عبارت دیگر، این مدل به خوبی مقدار و به ویژه الگوی مکانی بارش‌های منطقه را پیش‌بینی کرده است. در روز ۱۰ مهر ۱۳۷۹ که سنگین‌ترین بارش منطقه در این دوره بارشی روی داد، بارش در سواحل غربی به صورت غیر هم‌رفت و در سواحل شرقی به صورت هم‌رفت بود. در بخش غربی و روی دریا بارش هم به صورت هم‌رفت و هم غیر هم‌رفت باریده است (شکل‌های ۲۰ تا ۲۳). در این روز پرفشار اروپایی مستقر در اطراف دریای سیاه با تغییر شکل از حالت کشیده به صورت مدور و نزدیک شدن به سواحل جنوبی خزر تاثیر زیادی بر افزایش بارش منطقه می‌گذارد. (شکل‌های ۲۴ و ۲۵). در این وضعیت، منطقه مورد مطالعه درسمت راست فرود عمیق شرق مدیترانه قرار می‌گیرد (شکل ۲۶). با توجه به دمای مناسب سطح دریا و اختلاف آن با دمای هوای ۲۰ متری که به طور میانگین حدود ۵ درجه سانتی گراد است (شکل‌های ۲۷ تا ۳۰) و شرایط ترمودینامیک خوب جو و دریا مانند افزایش گرمای نامحسوس روی نیمه جنوبی خزر (بیش از ۳۰۰ وات بر متر مربع و در بیشینه حدود ۵۰۰ وات بر متر مربع)، رطوبت جو و ناپایداری افزایش یافته (شکل‌های ۳۱ تا ۳۳) و با در نظر گرفتن شرایط دینامیک مناسب جو در سطوح فوقانی چندین بارش فوق سنگین و سنگین در ایستگاه‌های منطقه ثبت شده است. این رویداد یک بارش فوق سنگین منطقه‌ای و برای کل سواحل جنوبی خزر هم محسوب می‌شود. سرعت باد در سطح دریا به زیر ۱۰ متر در ثانیه می‌رسد (شکل‌های ۳۷ و ۳۸)، کم بودن سرعت باد نیز به هوای عبوری از روی دریا فرصت کافی برای جذب بیشتر رطوبت را می‌دهد. نقشه‌های سطح تراکم هم‌رفت و اجرای نشان می‌دهد که ارتفاع پایه ابرهای هم‌رفت در شمال ایران زیر ۱۰۰۰ متر و سطح تراکم اجرای زیر ۲۰۰۰ متر است (شکل‌های ۳۵ و ۳۶).



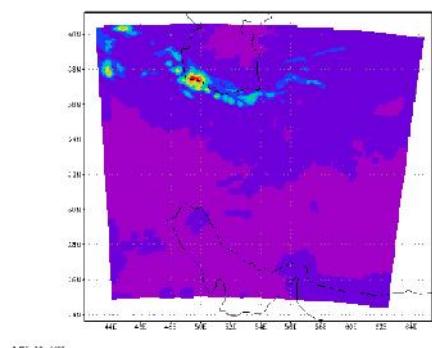
شکل ۱۸) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



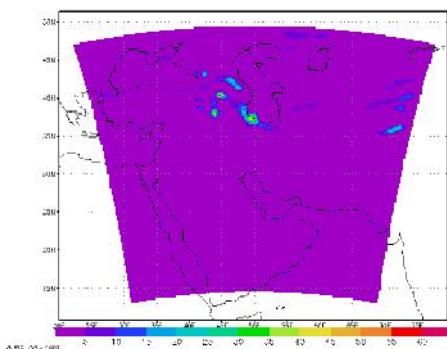
شکل ۱۷) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



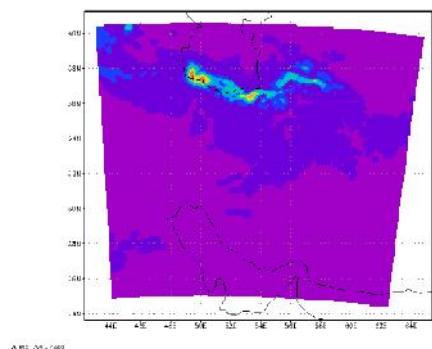
شکل ۲۰) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



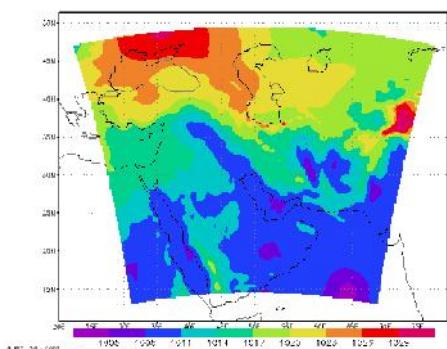
شکل ۱۹) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



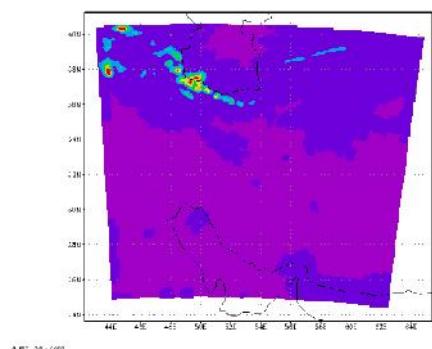
شکل ۲۲) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



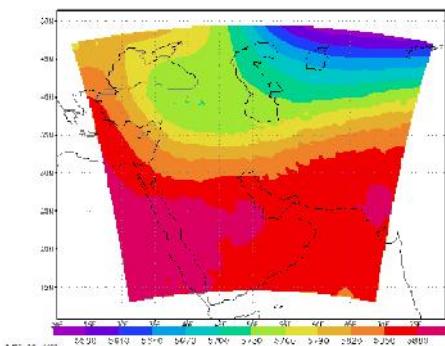
شکل ۲۱) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



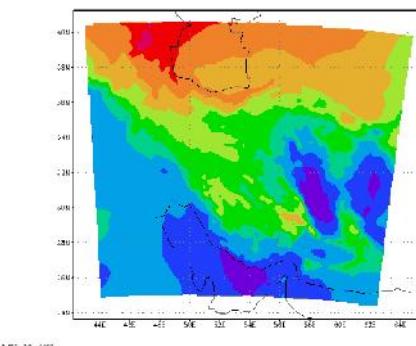
شکل ۲۴) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



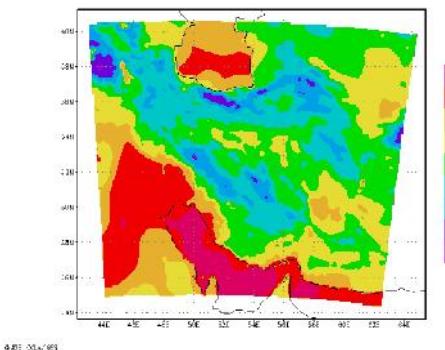
شکل ۲۳) نقشه هم بارش غیرهمرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



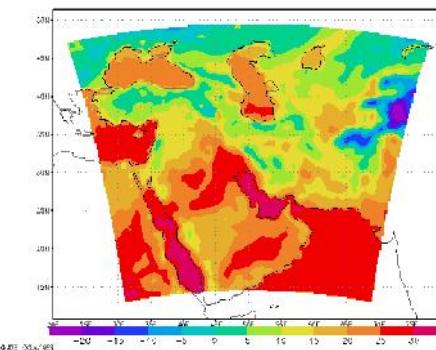
شکل ۲۶) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



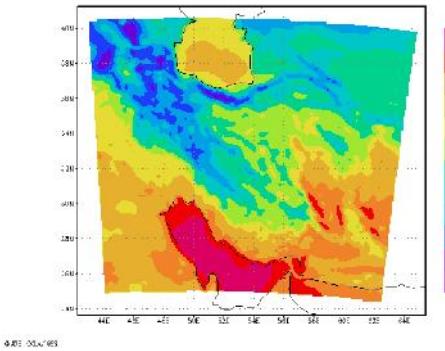
شکل ۲۵) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



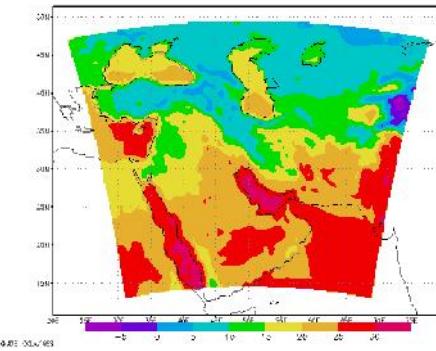
شکل ۲۸) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



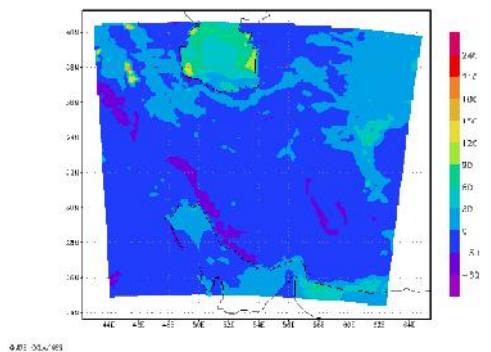
شکل ۲۷) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



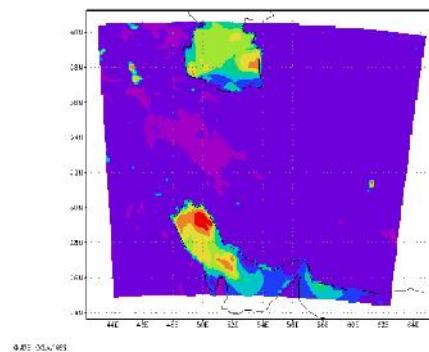
شکل ۳۰) نقشه دمای ۲ متری هوای خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



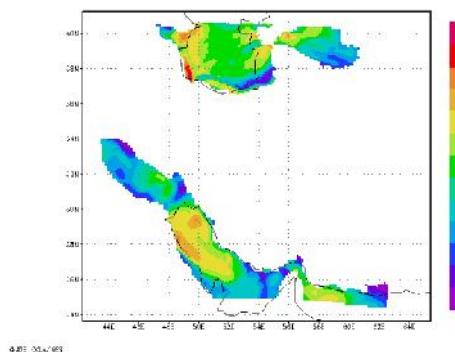
شکل ۲۹) نقشه دمای ۲ متری هوای خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



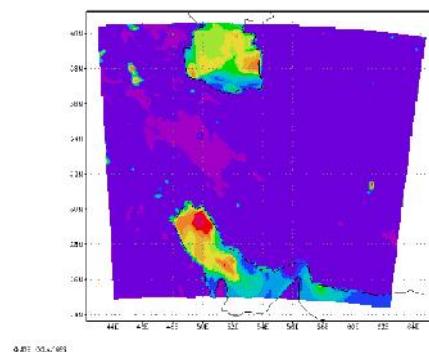
شکل (۳۲) نقشه جریان گرمای سطحی رو به بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



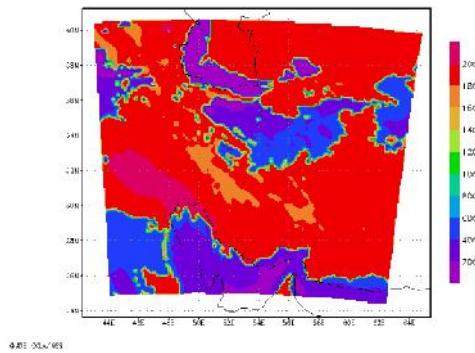
شکل (۳۱) نقشه جریان رطوبت سطحی رو به بالا (کیلو گرم بر متر مربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



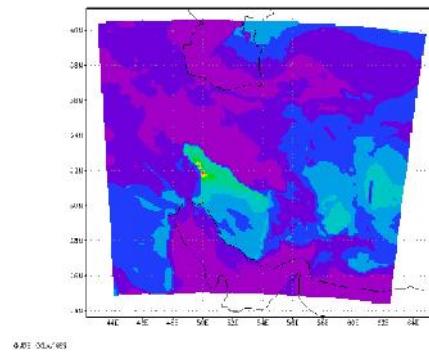
شکل (۳۴) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین (متر بر ثانیه)، قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



شکل (۳۳) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



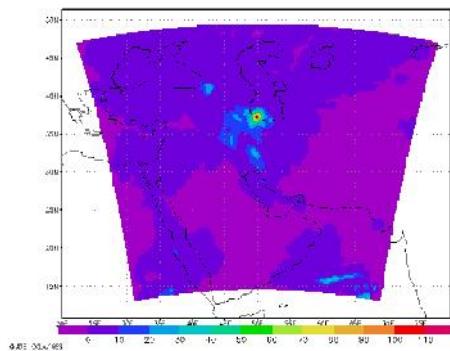
شکل (۳۶) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه (متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



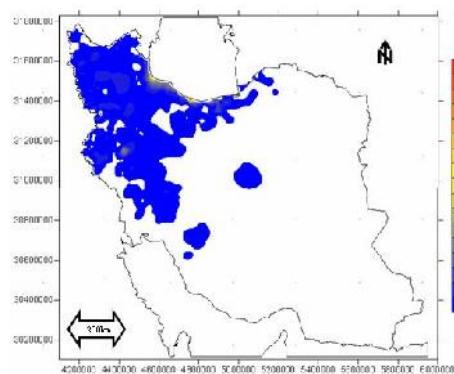
شکل (۳۵) نقشه سطح تراکم همرفت منطقه (متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ آکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

الگوی سوم الگوی پرفشار شمالی و کم فشار جنوبی است. برای مثال، مدل WRF در طی سه روز ۳ تا ۵ آذر ۱۳۸۱ (۲۶ نوامبر ۲۰۰۱) که بارش‌های فرآگیر فوق سنگین و سنگین متعددی در ایستگاه‌های مختلف سواحل جنوبی خزر (سواحل غربی، میانی و شرقی و نیز نواحی کوهستانی منطقه) ثبت شده است، اجرا گردید. در این سه روز، بیشینه منطقه‌ای بارش به ترتیب $46/9$ ، $47/8$ ، $46/9$ و $65/6$ میلیمتر، میانگین منطقه‌ای بارش به ترتیب $2/9$ ، $2/5$ و $12/7$ میلیمتر و فرآگیری منطقه‌ای بارش $92/2$ ، $93/9$ درصد بود. روز ۴ آذر یک بارش فوق سنگین منطقه‌ای روی داده است. در طول این چند روز ابتدا در شرق دریای مدیترانه و جنوب دریای سیاه بارش آغاز شده، سپس این بارش به سمت غرب، شمال غرب و شمال ایران گسترش یافته است. مقایسه نقشه‌های بارش خروجی مدل WRF (شکل‌های ۳۸ و ۳۹) در قلمروهای مختلف و بارش مشاهده شده (شکل ۳۷) نشان می‌دهد که هماهنگی خوبی بین آنها وجود دارد. به عبارت دیگر، این مدل به خوبی مقدار و الگوی مکانی بارش‌های منطقه را پیش‌بینی کرده است. در روز ۳ آذر، بارش در شمال و غرب ایران بیشتر غیر همرفت است. در این روز، دو هسته کم فشار از روی دریای سیاه و شرق مدیترانه ضمن ادغام به غرب ایران رسید و منطقه مورد مطالعه در شرق فرود عمیق شرق مدیترانه قرار گرفت. نقشه‌های دمای ۲ متری هوا و دمای سطح دریای خزر نشان می‌دهد که شرایط مناسبی برای ایجاد رطوبت سطحی روی دریای خزر وجود ندارد و این کم فشار بخش اصلی نم خود را از طریق دریای سیاه و مدیترانه تامین می‌کند. وجود گرمای نامحسوس ۵۰ تا ۱۰۰ وات بر مترمربع روی بخش وسیعی از دریای خزر در کنار سایر نقشه‌ها به خوبی این موضوع را تایید می‌کند. سرعت نسبتاً بالای باد در سطح دریا که گاه به ۲۲ متر در ثانیه می‌رسد و نیز هوای نسبتاً گرم خارج شده از حرکت پاد ساعتگرد آن در کم فشار غرب کشور، مانع از دریافت رطوبت بیشتر به وسیله هوای عبوری روی آن و ایجاد بارش فوق سنگین منطقه شده است. در روز ۴ آذر، بارش در سواحل جنوبی خزر بیشتر غیر همرفت و هم غیر همرفت است (شکل‌های ۴۰ تا ۴۳). در این روز، کم فشار غرب ایران به مرکز ایران و نزدیکی کوهستان البرز رسید و پرفشار اروپایی اطراف دریای سیاه، روی دریای خزر مستقر شد (شکل ۴۴). از سوی دیگر، منطقه مورد مطالعه همچنان در سمت راست فرود عمیق شرق مدیترانه قرار گرفته بود (شکل ۵۲). در این حالت، یک جبهه قوی در سواحل جنوبی خزر سبب تقویت ناپایداری در منطقه شده است. نقشه‌های دمای ۲ متری هوا و دمای سطح دریای خزر نشان می‌دهد که با ریزش هوای سرد تر عرض‌های جغرافیایی بالاتر به وسیله پرفشار شمالی، شرایط ترمودینامیکی مناسبی برای ایجاد رطوبت سطحی روی دریای خزر وجود دارد. وجود گرمای نامحسوس ۶۵۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع روی جنوب غربی دریای خزر در کنار ناحیه وقوع بیشینه رویداد بارشی فوق سنگین سواحل جنوبی خزر و نیز گرمای نامحسوس ۳۰۰ تا ۶۵۰ وات بر مترمربع در بخش وسیعی از نیمه غربی آن در کنار سایر نقشه‌ها به خوبی این موضوع را تایید می‌کند (اشکال ۴۵ تا ۴۸). سرعت کم تر باد در سطح دریا که در بخش وسیعی در غرب خزر به 10 تا 18 متر در ثانیه می‌رسد (شکل ۵۱) باعث افزایش دریافت رطوبت و ایجاد بارش فوق سنگین منطقه شده است. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری (شکل‌های ۴۹ و ۵۰) نشان می‌دهد که ارتفاع پایه ابرها در شمال و غرب ایران پایین تر از سایر مناطق کشور و به ترتیب زیر 1000 و 2000 متر است. در روز ۵ آذر، بارش در شمال ایران بیشتر غیر همرفت است. در این روز، کم فشار مذکور در سمت شرق خزر قرار گرفته و پرفشار شمالی هم چنان بر دریای خزر مستقر است و منطقه مورد مطالعه در سمت راست فرود نسبتاً عمیق شرق مدیترانه قرار گرفت. نقشه‌های دمای ۲ متری هوا و دمای سطح دریای خزر نشان می-

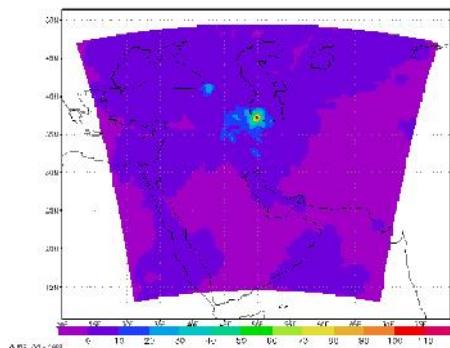
دهد که با وجود وضعیت ضعیف تر ترمودینامیک جو و دریا نسبت به روز ۴ آبان، ریزش هوای سرد تر عرضهای شمالی به وسیله پرفشار مستقر بر دریای خزر، شرایط نسبتاً مناسبی برای ایجاد رطوبت سطحی روی دریای خزر وجود دارد. وجود گرمای نامحسوس ۱۵۰ تا ۳۰۰ وات بر مربع روی بخش وسیعی از دریای خزر در کنار سایر نقشه‌ها به خوبی این موضوع را تایید می‌کند. سرعت باد هم در سطح دریا به زیر ۱۲ متر در ثانیه می‌رسد.



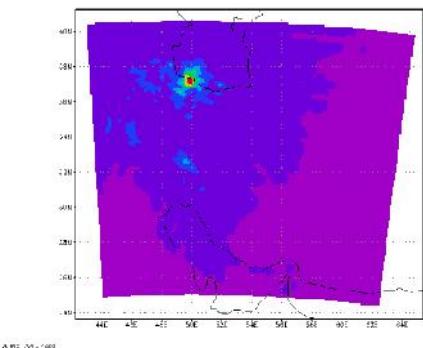
شکل ۳۸) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



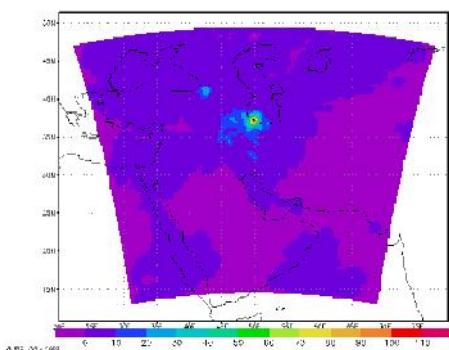
شکل ۳۷) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



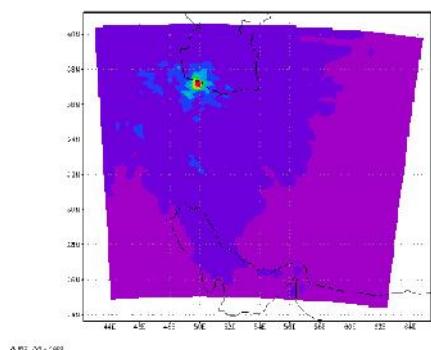
شکل ۴۰) نقشه هم بارش همفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



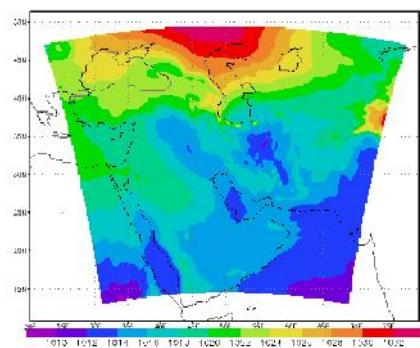
شکل ۳۹) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



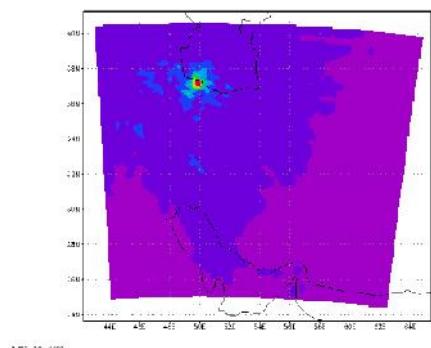
شکل ۴۲) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد
مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در
خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر
(۱۳۸۱)



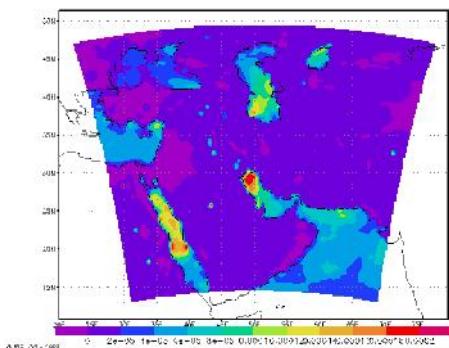
شکل ۴۳) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد
مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در
ایران) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



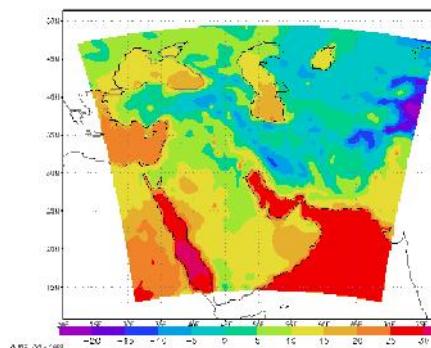
شکل ۴۴) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل
WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵
نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



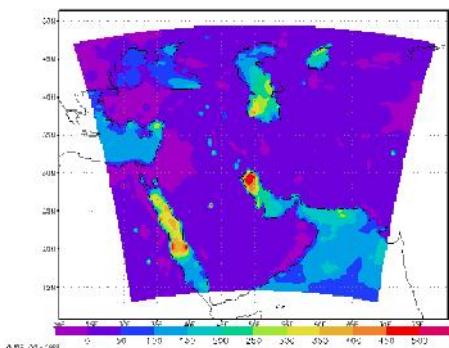
شکل ۴۳) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد
مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در
ایران) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



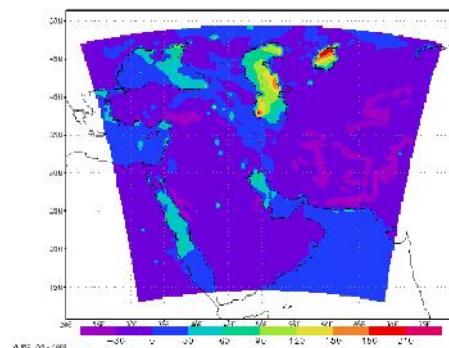
شکل ۴۶) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا
(کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل
WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵
نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



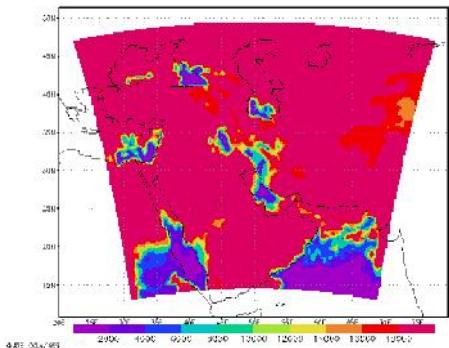
شکل ۴۵) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل
WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵
نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



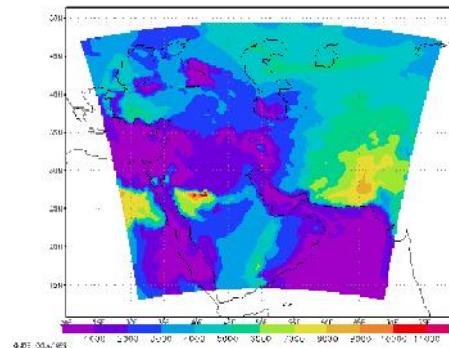
شکل ۴۸) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



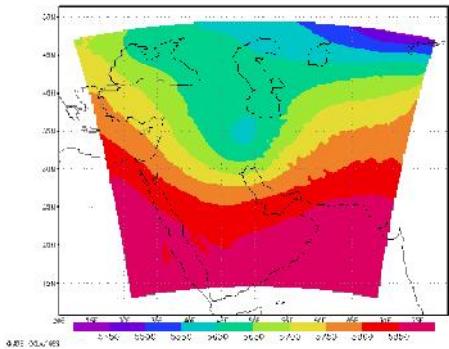
شکل ۴۷) نقشه جریان گرمای سطحی رویه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



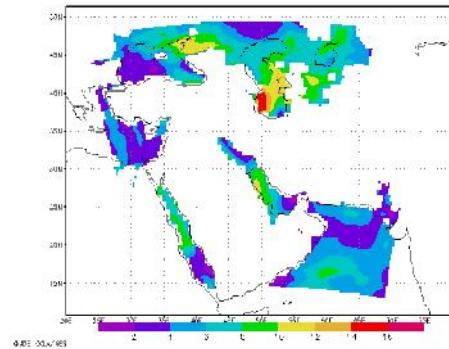
شکل ۵۰) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه(متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



شکل ۴۹) نقشه سطح تراکم همفت منطقه(متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)

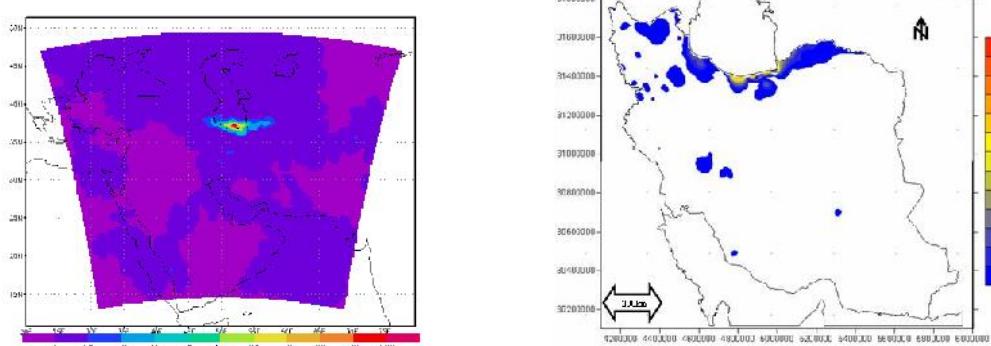


شکل ۵۲) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل منطقه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)

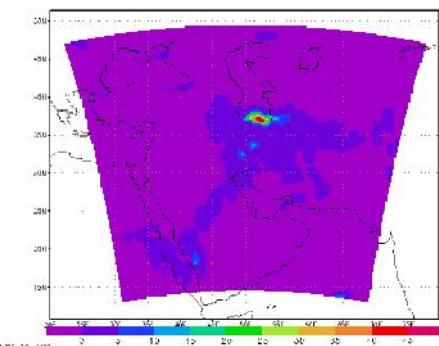


شکل ۵۱) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین(متر بر ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)

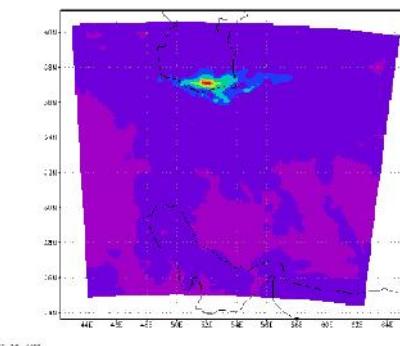
الگوی چهارم، الگوی همدید پرفشار غربی-کم فشار شرقی و بالعکس است. برای مثال، مدل WRF در روزداد بارشی ۲۹ و ۳۰ مهر ۱۳۸۱ که یک روزداد فوق سنگین منطقه‌ای است و در آن بخش‌های وسیعی از شمال کشور بارش‌های سنگین و فوق سنگین متعددی را ثبت کرده‌اند، اجرا گردید. روز ۲۹ مهر با بارش بیشینه ۱۶۲/۳ میلیمتر به علت عبور عبور یک کم فشار از روی دریا روى داده است که از نوع الگوی اول یا الگوی کم فشار است. در این روز رطوبت کم فشاری که از دریای سیاه به سوی خزر می‌آید، با رطوبت خزر ادغام شده، بارش فوق سنگینی در منطقه روی می‌دهد. اما در روز ۳۰ مهر ۱۳۸۱ (۲۰۰۲ اکتبر ۱۴۲۲)، یک بارش فوق سنگین منطقه‌ای دیگر روی می‌دهد (شکل‌های ۵۵ تا ۵۷) که سهم بارش همراه و غیر همراه در ایجاد این بارش در سواحل جنوبی خزر تقریباً برابر است (شکل‌های ۵۶ تا ۵۹). به طور عمده، عامل این بارش فوق سنگین را باید در حرکت ساعتگرد هوا در پرفشار اروپایی مستقر بر خزر و به صورت همراه حرکت هوا در کم فشار شرق خزر جستجو کرد. در این روز بخش غربی و میانی سواحل جنوبی خزر تحت تاثیر پرفشار اروپایی و سواحل شرقی آن تحت نفوذ کم فشار شرق خزر، به ویژه در ابتدای روز است. این وضعیت به خوبی در نقشه‌های هم فشار سطحی منطقه، به ویژه در قلمرو دوم قابل مشاهده است (شکل‌های ۶۰ و ۶۱). نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال هم نشان می‌دهد که سواحل جنوبی خزر در سمت راست فرود شرق مدیترانه قرار دارند (شکل ۶۲). دمای مناسب سطح دریا و شرایط ترمودینامیک خوب جو و دریا به علت ریزش هوای سردتر عرض‌های شمالی روی دریاچه خزر باعث افزایش رطوبت جو و گرمای نا محسوس آن شده، به طوری که در بیشینه خود به بیش از ۹۰۰ وات بر متر مربع می‌رسد (شکل‌های ۶۳ تا ۶۷). سرعت باد در جنوب شرقی دریا (۲۰ متر در ثانیه) به علت گردش پاد ساعتگرد هوا در کم فشار شرق خزر بیشتر از جنوب و جنوب غربی آن است (۱۰ متر بر ثانیه). شکل ۶۸ نقشه سرعت باد را در سطح زمین در قلمرو اول نشان می‌دهد. ارتفاع پایه ابر هم در سواحل شرقی به زیر ۵۰۰ متر و در سواحل جنوبی و جنوب غربی به زیر ۱۰۰۰ متر می‌رسد (شکل‌های ۶۹ و ۷۰).



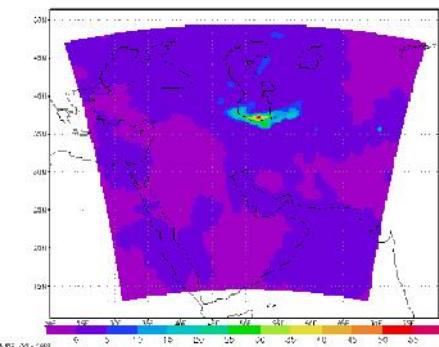
شکل ۵۳) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در روز ۲۲ اکتبر ۱۴۲۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱) مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۳۰ اکتبر ۱۴۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



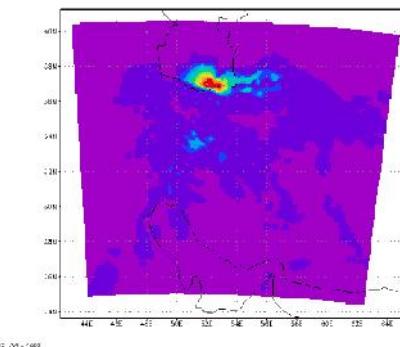
شکل ۵۶) نقشه هم بارش همروفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۲۲ آکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



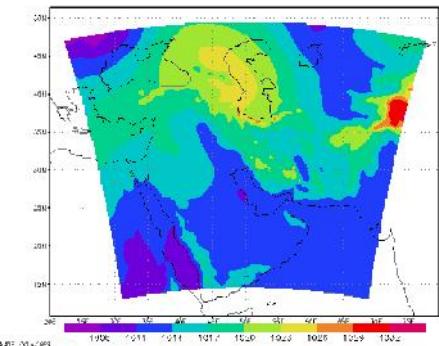
شکل ۵۵) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۲۲ آکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



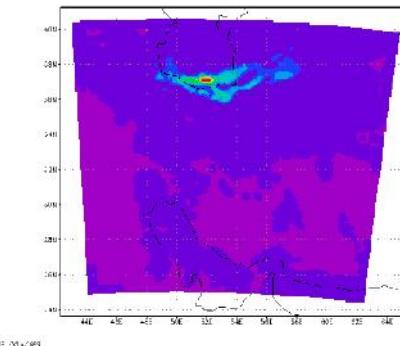
شکل ۵۸) نقشه هم بارش غیر همروفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۲۲ آکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



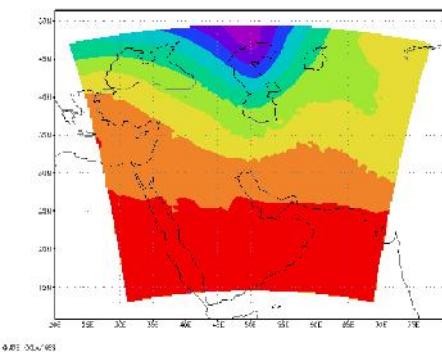
شکل ۵۷) نقشه هم بارش همروفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۲۲ آکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



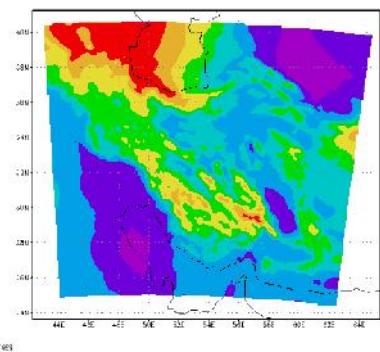
شکل ۶۰) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۲۲ آکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



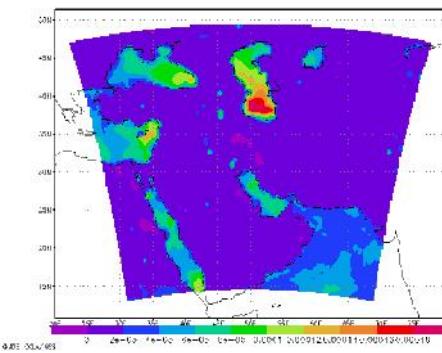
شکل ۵۹) نقشه هم بارش غیر همروفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۲۲ آکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



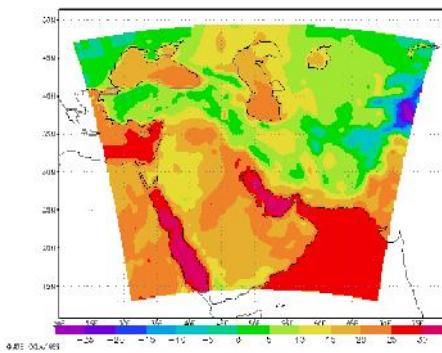
شکل ۶۲) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



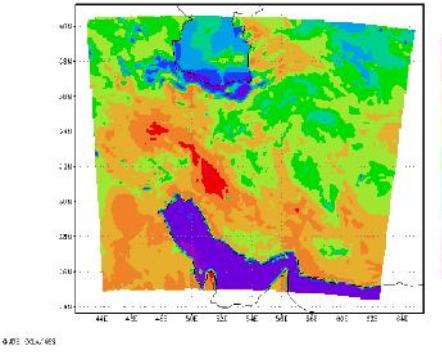
شکل ۶۱) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



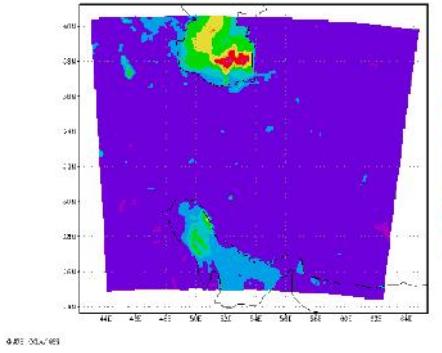
شکل ۶۴) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



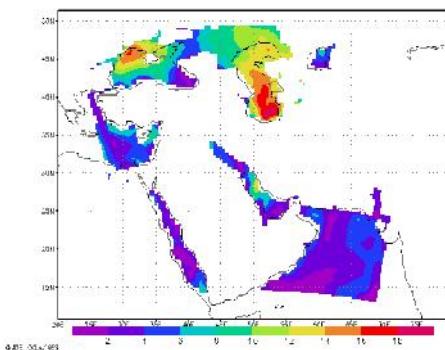
شکل ۶۳) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



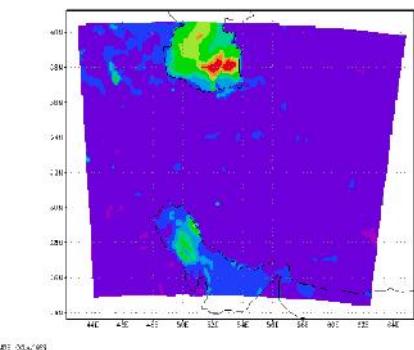
شکل ۶۶) نقشه جریان گرمای سطحی روبه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۳۰ مهر ۱۳۸۱



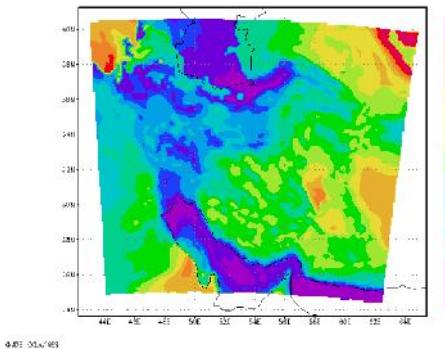
شکل ۶۵) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



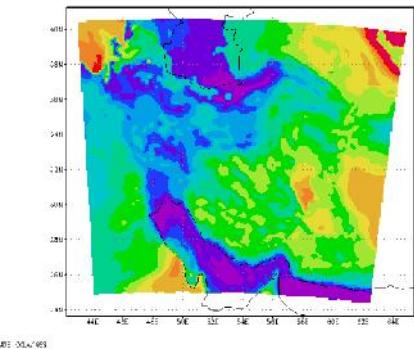
شکل (۶۸) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین(متر بر ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل (۶۷) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل (۷۰) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه(متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل (۶۹) نقشه سطح تراکم همرفت منطقه(متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)

بحث و نتیجه گیری

به طور کلی، مقایسه بین شرایط ترمودینامیک و دینامیک جو و دریا برای ایجاد بارش‌های سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر در الگوهای همدید پرسشار مستقل، پرسشار - کم فشار (پرسشار شمالی - کم فشار جنوبی یا پرسشار غربی - کم فشار شرقی) و کم فشار عبوری نشان می‌دهد که:

- سرعت بیشتر باد در هوای خروجی از کم فشارها روی دریای خزر، از دریافت رطوبت بیشتر هوای بارش‌های فوق سنگین منطقه جلوگیری می‌کند. در این الگو بارش‌های سنگین متعددی در سواحل جنوبی خزر رخ می‌دهد.
- با ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی و افزایش اختلاف دمای سطح دریا و دمای هوای ۲ متری (به طور میانگین در سطح دریای خزر، بالاتر از ۳ درجه سانتیگراد) و کاهش سرعت باد، مقدار رطوبت دریافتی و در نتیجه مقدار بارش منطقه افزایش یافته، بارش‌های فوق سنگینی در منطقه روی می‌دهد. این وضعیت اغلب در الگوی پرسشار و به طور دقیق در الگوی دوم از الگوهای شانزده گانه فشار تراز دریا (پرسشار اروپایی به شکل مدور، مستقر در اطراف دریای خزر و دریای سیاه) با فراوانی ۱۵ تا ۳۶ درصد به ترتیب در بارش‌های فوق سنگین با منشأ همرفت و غیر همرفت دیده می‌شود.

- به طور میانگین، سرعت باد روی دریا در گروه بارشی فوق سنگین و در الگوهای همدید پرفشار کمتر از ۱۲ متر در ثانیه و در الگوهای همدید کم فشار، بیش از ۱۵ متر بر ثانیه است. سرعت باد در گروه بارشی سنگین، در الگوهای پرفشار کمتر از ۱۰ متر بر ثانیه و در الگوهای کم فشار بیش تر از ۱۰ متر بر ثانیه است. در صورت وجود همزمان سامانه‌های کم فشار و پرفشار به صورت شمالی - جنوبی یا شرقی - غربی در کنار همدیدگر سرعت باد روی دریای خزر عموماً از سامانه‌های کم فشار کمتر و از پرفشار بیشتر می‌شود.

- در زمان استقرار سامانه‌های پرفشار، با توجه به دمای مناسب سطح دریا و کمتر بودن دمای ۲ متری هوا نسبت به دمای سطح دریا، مقدار گرمای محسوس روی دریاچه خزر افزایش یافته، به طوری که در بارش‌های سنگین به طور میانگین به ۲۰۰ وات بر متر مربع و در بارش‌های فوق سنگین به ۳۵۰ تا ۴۰۰ وات بر متر مربع می‌رسد. در زمان رخداد بارش‌های سنگین تر وسعت عملکرد گرمای نامحسوس بیشتر است و اغلب نیمه جنوبی دریاچه خزر را در بر می‌گیرد. در سنگین ترین بارش‌های منطقه، مقدار این گرما به بیش از ۹۵۰ وات بر متر مربع می‌رسد.

- بیشینه بارش‌های سنگین و به ویژه فوق سنگین شمال کشور در هر چهار الگوی کم فشار، پرفشار و پرفشار-کم فشار به صورت شمالی - جنوبی یا شرقی - غربی، اغلب روی دریا یا در مرزین ساحل و دریا روی می‌دهد. به ندرت بیشینه این نوع بارش‌ها در مناطق مرتفع دیده می‌شود.

- در الگوی کم فشار، در ماه‌های شهریور تا آذر (سپتامبر تا دسامبر)، سامانه کم فشار روی خزر با حرکت پاد ساعتگرد هوای روی دریا سبب انتقال هوای سرد تر عرض‌های شمالی تر به روی دریا شده و با توجه به شرایط مناسب دمای سطح دریا باعث دریافت رطوبت و ناپایداری و رخداد بارش‌های سنگین تر به ویژه فوق سنگین می‌شود. روزهای قبل و بعد از روز مذکور که سامانه کم فشار در شرق یا غرب خزر قرار دارد، اغلب بارش‌ها از گروه سنگین هستند. در بقیه ماه‌های سال به دلیل دما و آرایش نامناسب دمای سطح دریا به ندرت امکان رخداد چنین وضعیتی وجود دارد. در الگوی پرفشار، به دلیل موقعیت جغرافیایی سامانه‌های پرفشاری که اغلب در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از خزر هستند، حرکت ساعتگرد هوای سردتری نسبت به گردش پاد ساعتگرد هوای در الگوی کم فشار می‌شود. این موضوع در ماه‌های شهریور تا آذر که دما و آرایش دمای سطح دریا مناسب است، باعث اختلاف زیاد تر دمای هوای ۲ متری و دمای سطح دریا و جذب رطوبت بیشتر و در صورت شرایط مناسب دینامیکی جو و ناپایداری بیش تر جو باعث رخداد بارش‌های سنگین تر به ویژه فوق سنگین می‌شوند.

- در الگوی همدید پرفشار-کم فشار شرقی- غربی، موقعیت جغرافیایی و فاصله از خزر و نیز مقدار فشار مرکزی سامانه کم فشار و پرفشار می‌توانند با توجه به شرایط ترمودینامیک و دینامیک جو و دریا باعث تغییراتی در مقدار بارش و الگوی مکانی بارش شوند.

- مدل WRF در پیش‌بینی بارش‌های سواحل جنوبی خزر وقی که منشأ آنها یک الگوی همدید کم فشار است، بسیار بهتر و دقیق تر از زمانی که منشأ آنها الگوی همدید پرفشار است، عمل می‌کند.

- در مدل پیش‌بینی وضع هوای WRF، پیش‌بینی روز سوم بهتر از روزهای دیگر است. پیش‌بینی روز اول هم در اغلب موارد در الگوی مکانی، به ویژه مقدار بارش ضعیف‌تر از سایر روزهای پیش‌بینی است.

منابع

- ۱- اشجاعی باشکند، محمد. (۱۳۷۹). بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران، استاد راهنمای: دکتر محمد خیر اندیش، استاد مشاور: مهندس احمد نوحی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۲- حسینجانی، لیلا. (۱۳۸۳). شناسایی تیپ‌های هوای موثر بر بارش سواحل جنوبی خزر (گرگان- بندرانزلی) برای دوره ۱۹۹۱- ۲۰۰۰، استاد راهنمای: دکتر بهلول علیجانی، استاد مشاور: زهرا حجازی داده، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، گروه اقلیم و برنامه ریزی محیطی.
- ۳- خوشحال دستجردی، جواد. (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه مدل سینوپتیکی کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، استاد راهنمای: دکتر هوشنگ قائمی، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۴- علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). اقلیم شناسی سینوپتیک، تهران: انتشارات سمت.
- ۵- قشقایی، قاسم. (۱۳۷۵). بررسی اثر فربار سبیری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی دریای خزر، استاد راهنمای: دکتر بهلول علیجانی، استاد مشاور: زهرا حجازی زاده، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، گروه جغرافیا، گرایش اقلیم و برنامه ریزی محیطی.
- ۶- لشکری، حسن. (۱۳۷۵). الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، استاد راهنمای: دکتر هوشنگ قائمی، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۷- لشکری، حسن. (۱۳۸۲). «مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران»، پژوهش‌های جغرافیایی، ش ۴۶، صص ۳۱-۴۶.
- ۸- محمدی، بختیار. (۱۳۸۸). تحلیل همدید بارش‌های ابر سنگین ایران، استاد راهنمای: دکتر ابوالفضل مسعودیان و دکتر محمد رضا کاویانی، پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۹- مرادی، حمیدرضا. (۱۳۸۳). «نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور»، مجله علوم دریایی ایران، دوره ۳، ش ۲ و ۳، صص ۶۹-۷۸.
- ۱۰- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ کاویانی، محمدرضا. (۱۳۸۷). اقلیم شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- ۱۱- مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۸۷). شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های ابر سنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع ایران، ۲۳ ایام ۲۵ مهرماه ۱۳۷۸، دانشگاه تبریز.
- ۱۲- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر. (۱۳۸۳). «اقلیم شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل زا با منشا منطقه دریایی سرخ در خاور میانه»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۷۵، صص ۲۷-۴۵.
- ۱۳- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر. (۱۳۸۴). «بررسی سینوپتیکی تاثیر سامانه‌های کم فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل زا در ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۷۷، صص ۵۸-۷۷.
- ۱۴- Benestad RE, Melsom A., ۲۰۰۲, Is there a link between unusually wet autumns in southeastern Norway and sea-surface temperature anomalies? Clim Res ۲۳:۶۷-۷۹.

- ۱۵- Boguslavsky, S., Kaminsky, S. and Ivashchenko, I., ۱۹۹۶, The impact of Black Sea on the local thermal and baric processes in the atmosphere, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. ۵, No. ۵, PP.۳۸۱-۳۸۸.
- ۱۶- Hand, W., Fox, N. and Collier, C., ۲۰۰۴, A study of twentieth-century extreme rainfall events in the United Kingdom with implications for forecasting, *Meteorol.Appl.*, ۱۱, ۱۵-۳۱.
- ۱۷- Harnack, R., Jensen, D. and Cermak, J., ۱۹۹۸, Investigation of upper air conditions occurring with heavy summer rain in Utah, *Int.J. Climatol.* ۱۸: ۷۰۱-۷۲۲.
- ۱۸- Hellstrom, C., ۲۰۰۵, Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in Sweden, *Int. J. Climatol.* ۲۵:۶۳۱-۶۴۸.
- ۱۹- Islam, M., Terao, T., Uyeda, H., Hayashi, T., Kikuchi, K., ۲۰۰۵, Spatial and Temporal Variations of Precipitation in and around Bangladesh, *J Meteorol Soc Jpn*, V.۸۳, PP. ۲۱-۳۹.
- ۲۰- Jansa, A., Genoves, A., Picornell, M., Angeles, C., Joan, R. and Carretero, O., ۲۰۰۱, Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part ۲: Statistical approach, *Meteoral. Appl.* ۸, ۴۳-۵۶.
- ۲۱- Jessen, T., Einfalt., M., Stoffer, T., Bernd., M., ۲۰۰۵, Analysis of heavy rainfall events in North Rhine-Westphalia with radar and rain gauge data, *Atmospheric Research* ۷۷, ۳۳۷-۳۴۶.
- ۲۲- Kahana, R., Ziv, B., Enzel, Y., Dayan, U., ۲۰۰۲, Synoptic climatology of major floods in the Negev desert, *Int. J. Climatol.* ۲۲:۸۶۷-۸۸۲.
- ۲۳- Kato, T. and Aranami, K., ۲۰۰۵, Formation Factors of ۲۰۰۴ Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a Cloud-Resolving Model, *SOLA*, Vol. ۱, ۰۰۱-۰۰۴.
- ۲۴- Kawai, Y., Wada, A., ۲۰۰۷, Diurnal sea surface temperature variation and its impact on the atmosphere and ocean: a review, *J. Oceanogr.*, ۶۳, ۷۲۱-۷۴۴.
- ۲۵- Kobayashi, F., Sugawara, H., Ogawa, Y., Kanda, M., Ishii, K., ۲۰۰۷, Cumulonimbus generation in Tokyo metropolitan area during mid-summer days, *J. Atmos. Electr.*, ۲۷, ۴۱-۵۲.
- ۲۶- Kumar, A., Dudhia, J., Rotunno, R., Niyogi, D. and Mohanty, U., ۲۰۰۸, Analysis of the ۲۶ July ۲۰۰۵ heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting(WRF), *Q.J.R. Meteorol. Soc.* ۱۳۴:۱۸۹۷-۱۹۱۰.
- ۲۷- Kyou, L., Gyun, P. and Wan, K., ۲۰۰۸, Heavy rainfall events lasting ۱۸ days from July ۳۱ to August ۱۷, ۱۹۹۸, over Korea, *J. of the Meteorological Society of Japan*, Vol. ۸۶, NO. ۲, PP.۳۱۳-۳۳۳.
- ۲۸-Lana, A., Campins, J., Genovés, A. and Jans, A., ۲۰۰۷ Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, *Advances in Geosciences*, ۱۲, ۲۷-۳۲.

- ۲۹- Lasat, M., Mart, F. and Barrera. A., ۲۰۰۷, From the concept of "Kaltlufttropfen"(cold air pool) to the cut-off low. The case of September ۱۹۷۱ in Spain as example of their role in heavy rainfalls, Meteorol Atmos Phys ۹۶, ۴۳-۶۰.
- ۳۰- Lenderink, G., van Meijgaard, E., Selten, F., ۲۰۰۹, Intense coastal rainfall in the Netherlands in response to high sea surface temperatures: analysis of the event of August ۲۰۰۹, from the perspective of a changing climate, Clim Dyn ۳۲:۱۹-۲۳, DOI ۱۰.۱۰۰۷/s۰۰۳۸۲-۰۰۸-۰۳۶۹-x
- ۳۱- Mohapatra, M. and Mohanty, U., ۲۰۰۵, Some characteristics of very heavy rainfall over Orissa during Summer monsoon season, J. Earth Syst.Sci., ۱۱۴, No. ۱, Febrary ۲۰۰۵, PP. ۱۷-۳۶.
- ۳۲- Persson P., Neiman P., Walter B., Bao J-W., Ralph FM., ۲۰۰۵, Contributions from California coastal-zone surface fluxes to heavy coastal precipitation: a CALJET Case Study during the strong El Niño of ۱۹۹۷. Mon Weather Rev ۱۳۳:۱۱۷۵-۱۱۹۸
- ۳۳- Plaut, G., Schuepbach, E. and Doctor, M., ۲۰۰۱, Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the linkswith large-scale circulation, ۱۹۷۱-۱۹۹۵, Climate Research, Vol. 17:۲۸۵-۳۰۲.
- ۳۴- Rudari. R., Entekhabi, D. and Roth, G., ۲۰۰۴, Large- scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation events in Northwestern Italy, Advances in Water Resources ۲۸, ۶۰۱-۶۱۴.
- ۳۵- Vaidya, S. and Kulkarni, J., ۲۰۰۷, Simulation of heavy precipitation over Santacruz, Mumbai on ۲۶ July ۲۰۰۵, using Meseoscale model, Meteorol Atmos Phys, DOI ۱۰.۱۰۰۷/s۰۰۳۸-۰۰۶-۰۲۳۳-۴.
- ۳۶-Yoshikado, H., ۱۹۹۲, Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breezes, J. Appl. Meteorol., ۳۱, ۱۱۴۶-۱۱۶۴.