فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۲، شماره پیاپی ۱۰۹

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
مجیدآزادی، استادیار پژوهشکده هواشناسی کشور

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

E-mail: hamidwatershed@yahoo.com

شماره مقاله: ۹۰۷ **صص: ۲۳۸-۲۱۵**
وصول: ۱۳۹۱/۲/۷ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۱۵

بررسی الگوهای همدید- دینامیک رویدادهای بارشی سنگین همرفت و غیر همرفت سواحل جنوبی خزر با استفاده ازمدل عددی پیش بینی هوا (WRF)

چکیده

مدل‌های پیش بینی عددی وضع هوا در سال‌های اخیر، کاربردهای گسترده ای در زمینه‌های مختلف، به ویژه پیش آگاهی از وقایع فرین و شناخت ساختار دینامیک پدیده‌های جوی داشته اند. 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 می کند. 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 فشارتراز دریا(۱۶ الگو) در سه مرحله (WPS، WRFV۳ و ARWpost) اجرا و سرانجام برای مدل‌های مناسب‌تر از نظر پیش بینی 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 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 کم تر از ۱۰ متر برثانیه و در الگوهای کم فشار بیش‌تر از ۱۰ متر بر ثانیه است. در زمان استقرار سامانه‌های پرفشار، 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 می رسد. مدل WRF در پیش بینی مقدار و الگوی مکانی بارش‌ها ی 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.

* نویسنده مسوول:

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

مقدمه

مدل‌های پیش بینی عددی جو که وضعیت هوای آینده را پیش بینی می کنند، با هدف پیش آگاهی از ناهنجاری‌های شدید اقلیمی، بلایای طبیعی و مدیریت پدیده‌های مخاطره آمیز ایجاد شدند. جمع آوری داده‌های فشار، دما و رطوبت هوا و نیز سرعت و جهت باد در ترازهای مختلف جوی با استفاده از ایستگاه‌های خودکار پیش بینی هوا، شناورهای آبی، رادارها و ماهواره‌های هواشناسی، نخستین قدم در پیش بینی وضعیت هواست. در گام بعدی اطلاعات فعلی هوا را دریافت می کنند، به طراحی و ترسیم نمودارها و نقشه‌های آن می پردازند و برای مدت زمانی مشخص، وضعیت جو در آینده را پیش بینی 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 می شوند. مدل‌های پیش بینی عددی وضع هوا در سال‌های اخیر، کاربردهای گسترده ای در زمینه‌های مختلف، به ویژه پیش آگاهی از وقایع فرین و مدیریت اقتصادی، اجتماعی و فنی آن داشته اند، 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 هوا در تحلیل علل رخداد بارش‌ها، به ویژه بارش‌های سنگین استفاده کرده اند. تعاریف مختلفی برای بارش‌های سنگین در جهان ارائه شده و معیارهایی مانندرویدادهای 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 MM۵ همراه با داده‌های واکاوی ERA-۴۰ تحلیل نمودند. نتایج نشان داد که نقش حوضچه‌های هوای سرد در رویداد بارش‌های سنگین عمدتاً دینامیکی است. این گردش عمود بر ساحل و رشته کوه‌های ساحلی و در هوای بسیار گرم و مرطوبی که استعداد 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 (لاسات و همکاران، ۲۰۰۷: ۴۳). وایدا و کولکارنی[۵] با استفاده از یک مدل میان مقیاس، بارش سنگین ۹۴/۴ سانتیمتری را که از ۰۳UTZ روز ۲۶ ژوئیه تا ۰۳UTZ روز ۲۷ ژوئیه سال ۲۰۰۵ در سانتاکروز، بمبئی رخ داده بود، همانندسازی کردند (وایدیا و کولکارنی، ۲۰۰۷). در این پژوهش، آنها به تحلیل پارامترهای دینامیکی در مکان بارش سنگین پرداخته، پارامترهایی مانند واگرایی، تاوایی، سرعت عمودی و رطوبت را در مراحل مختلف رویداد بارش سنگین بررسی نمودند و نشان دادند که بیشینه همگرایی و تاوایی 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 جنوب‌شرق سامانه شبیه‌سازی شد. مدل در شبیه‌سازی ۳۸/۱ سانتیمتر بارش که

۱- Lasat
۲- cold air pool
۳- cut-off low
٤- Catalonia
٥- Vaidya and Kulkarni
٦- Mature Stage

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

فرض شده به دلیل تند بارش بوده، ناموفق بود، 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 بمبئی[۹] هندوستان را به کمک مدل عددی تحقیق و پیش‌بینی هوا(WRF)[۱۰] بررسی کردند. بارش این روز ایستگاه بمبئی 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 بمبئی 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 بمبئی 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 هوا و 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 می شود (لندرینک و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۹). به طور کلی، مطالعات گذشته در سطح جهان(Yoshikado, ۱۹۹۲: ۱۱۴۶–۱۱۶۴; Boguslavsky and et al., ۱۹۹۶: ۳۸۱–۳۸۸; Harnack and et al., ۱۹۹۸: ۷۰۱–۷۲۳; 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: ۲۷–۳۲; Kyou and et al., ۲۰۰۸: ۳۱۳–۳۳۳;) و در ایران زمین(اشجعی، ۱۳۷۹؛ لشکری، ۱۳۷۵ و۱۳۸۲؛ مفیدی، عباس و زرین، آذر ۱۳۸۳و ۱۳۸۴؛ مسعودیان، سید ابوالفضل۱۳۸۷؛ محمدی، ۱۳۸۸) بدون استفاده از مدل‌های عددی وضع هوا نشان دادند که برخی الگوهای همدیدی در عرض‌های جغرافیایی مختلف باعث وقوع بارش‌های سنگین می شوند. چرخندها، جبهه‌ها ، فرودها، رودبادها، حوضچه‌های هوای سرد و همرفت‌های قوی، اثر SST دریاها و اقیانوس‌ها در زمان عبور یا استقرار الگوهای مختلف فشار، سبب رخداد ناهنجاری‌های جوی و در نتیجه بارش‌های سنگین تر می شوند. در سواحل جنوبی خزر، شیو حاصل از برخورد پرفشارهای 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

۷- Three Dimensional cloud Model
۸- Kumar
۹- Mumbai
۱۰- Weather Forecasting Research
۱۱-Lenderink
۱۲-RACMO۲

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

شده‌اند (قشقایی، ۱۳۷۵; خوشحال، ۱۳۷۶; حسینجانی، ۱۳۸۳; علیجانی، ۱۳۸۱; مرادی، ۱۳۸۳ و مسعودیان، ۱۳۸۷). این پژوهش با بهره گیری از مدل‌های پیش بینی 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 می کند.

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 سنجی شمال ایران در سال‌های ۱۳۶۰ تا ۱۳۸۵، 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(برحسب 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 پیش بینی گروهی اصلی دنیا ECMWF در اروپا و NCEP در آمریکا هستند. در این پژوهش، از مدل پیش بینی عددی WRF که از داده‌های مرکز پیش بینی 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...) و دینامیکی (معادلات تکانه، پیوستگی و...) است، در سه مرحله اجرا گردید. مرحله اول (WPS) نوعی پیش پردازش 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 وکاربری 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 منطقه ای مدل است. در این مرحله از مدل، خروجی حاصل از اجرای جهانی مدل در قلمروهای تعریف شده مدل، به صورت منطقه ای اجرا شد؛ به طوری که ابتدا درون یابی قائم[۱۷] و سپس مدل اصلی[۱۸] اجرا گردید. در مرحله سوم مدل(ARWpost) می توان فایل نمایشی وکنترل[۱۹] آن را ساخت. این فایل‌ها در نرم افزارهایی 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

۱۳- Cluster analysis
۱٤- Ward Linkage
۱۵-Domain
۱٦-Global
۱۷-real.exe
۱۸-wrf.exe
۱۹-.ctl
۲۰-Grads

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

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

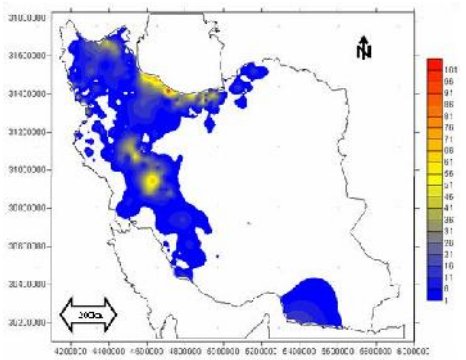
نتیجه حاصل از تحلیل فشار تراز دریا نشان می دهد که ۱۶ الگوی اصلی در گروه‌های بارشی سنگین منطقه (سنگین و فوق سنگین) وجود دارند. به ترتیب حدود ۹۵ و ۸۲ درصد از بارش‌های فوق سنگین و سنگین سواحل جنوبی خزر حاصل استقرار سامانه‌های پر فشار به صورت مستقل یا با همکاری سامانه‌های کم فشار هستند. این بارش‌ها حاصل 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 مدلWRF و ترکیب برخی از الگوهای همدید فشاری به وجود آورنده 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 می دهد. این وضعیت تقریبا در ۱۲ الگو از ۱۶ الگوی شناخته شده مشاهده می‌شود و می تواند بارش‌های سنگین و هم بارش‌های فوق سنگین با منشأ همرفت یا غیر همرفت تولید نماید. الگوی (ب)، الگوی کم فشاری است که معمولا از روی دریای سیاه یا مدیترانه سرچشمه می گیرد، به سوی دریای خزر حرکت کرده و از روی آن عبور می کند(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 معمولا 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 می دهد. این الگو می تواند 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 همدیدکم فشار است. برای مثال، مدل WRF در طی سه روز ۲۶ تا ۲۸ آبان ۱۳۸۰ (۱۷ تا ۱۹ 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 منطقه ای، بارش روزهای ۲۶ و ۲۸ سنگین و بارش روز ۲۷ آبان، فوق سنگین منطقه ای هستند. در این سه روز، بیشینه منطقه ای بارش به ترتیب ۵۹/۲، ۱۰۶/۱ و ۵۷/۳ میلیمتر، میانگین منطقه ای بارش به ترتیب ۶/۱، ۲۰ و ۹/۸ میلیمتر و فراگیری منطقه ای بارش ۷۲/۹،

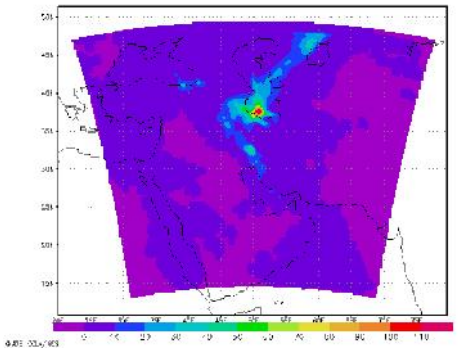
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

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 قرارگرفتند. بارش از جنوب شرقی دریای سیاه و جنوب غربی خزر شروع شده و به سایر بخش‌های منطقه گسترش یافته است. مقایسه نقشه‌های بارش خروجی مدلWRF در قلمروهای مختلف و بارش مشاهده شده نشان می دهد 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 ۲۶ آبان، بارش در شمال ایران، غیر همرفت و در غرب ایران همرفت است. در این روز کم فشار مدیترانه ای به غرب ایران رسیده و منطقه مورد مطالعه در شرق فرود عمیق شرق مدیترانه قرار گرفته است. با وجود شرایط نسبتا خوب دمای سطح دریای خزر در ایجاد رطوبت سطحی، سرعت نسبتا بالای باد در سطح دریا که گاه به ۲۲ متر در ثانیه می رسد و نیز هوای نسبتا گرم خارج شده از حرکت پاد ساعتگرد آن درکم فشار غرب کشور، مانع از دریافت رطوبت بیش‌تر به وسیله هوای عبوری روی آن و ایجاد بارش فوق سنگین منطقه شده است. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری نشان می دهد 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 درسواحل جنوبی خزر و غرب ایران در حدود ۲ تا ۳ برابر بارش همرفت آن است؛ هر چند بیش‌ترین بارش (حدود ۱۶۰ میلیمتر) روی دریای خزر روی داده است (شکل‌های۱ تا ۷). در این روز کم فشار مذکور از روی خزر عبور می کند (شکل۸) و منطقه مورد مطالعه درسمت راست فرود بسیارعمیق شرق مدیترانه قرار گرفته است (شکل۱۶). با وجود سرعت نسبتا بالای باد در سطح دریا که گاه به ۲۰ متر در ثانیه می رسد (شکل۱۵)، اما به دلیل شرایط خوب دمای سطح دریای خزر در ایجاد رطوبت سطحی (اشکال۹ تا ۱۲)، هوای عبوری روی دریا رطوبت بیش‌تری دریافت کرده، سبب ایجاد یک بارش فوق سنگین در منطقه می شود. برای مثال، مقدار بیشینه گرمای نامحسوس دریای خزر نسبت به روز ۱۷ نوامبر به دو برابر افزایش یافته و به ۸۰۰ وات بر متر مربع می رسد. علاوه بر آن، وسعت ناحیه ایجاد گرمای نامحسوس و محسوس منطقه هم افزایش می یابد. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری (شکل‌های۱۳ و ۱۴) نشان می دهد 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، بیش‌تر غیر همرفت، در جنوب فقط همرفت و در سواحل جنوبی خزر هم به صورت همرفت و هم غیر همرفت است. در این روز بیش‌ترین بارش (حدود ۶۰ میلیمتر) روی دریای خزر روی داده است. در این روز کم فشار مهاجرکه در شرق خزر قرار دارد، در جهت شمال شرقی حرکت کرده و از روی دریاچه خوارزم عبور می کند. عمق فرود و سرعت باد در سطح دریا کاهش یافته، به ۱۰ متر در ثانیه می رسد و با توجه به شرایط نسبتا خوب دمای سطح دریای خزر در ایجاد رطوبت سطحی، هوای عبوری روی دریا رطوبت نسبتا خوبی دریافت کرده، سبب ایجاد یک بارش سنگین همرفت روی دریا و سواحل شرقی و میانی منطقه می شود. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری نشان می دهد که ارتفاع پایه ابرها در نیمه جنوبی خزر زیر ۲۰۰۰ متر است.

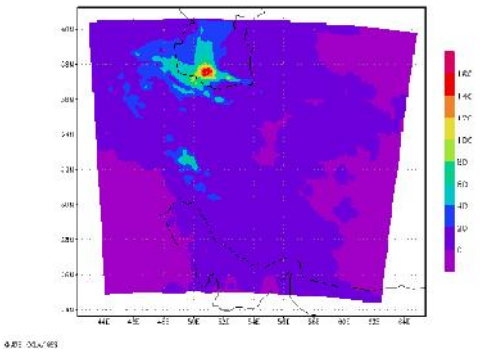
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



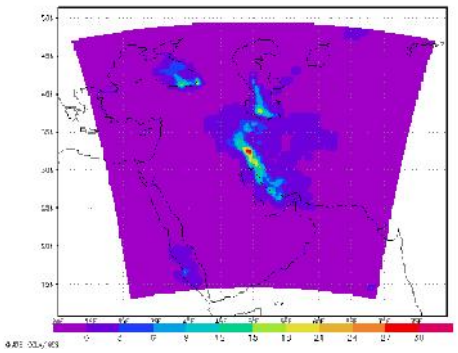
شکل۱) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



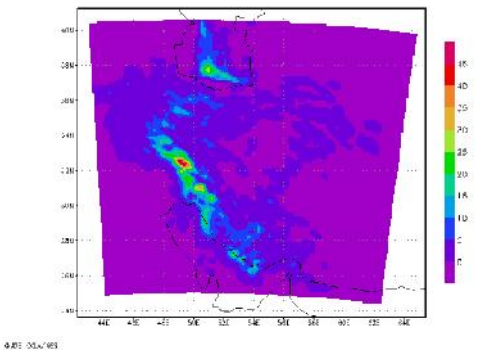
شکل۲) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



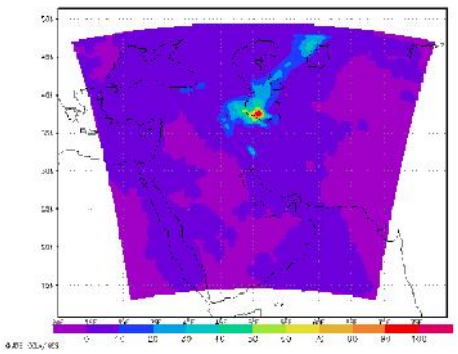
شکل۳) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



شکل٤) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)

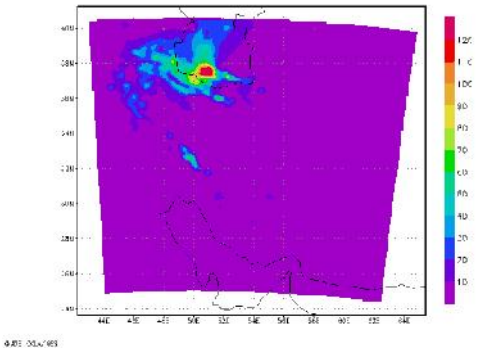


شکل٥)نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)

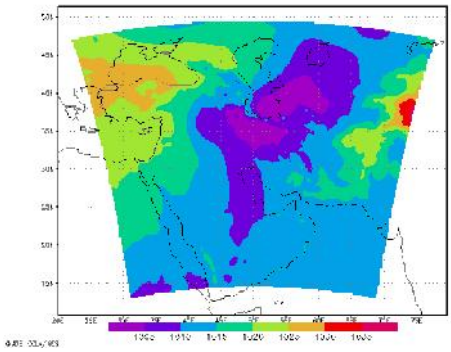


شکل٦) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)

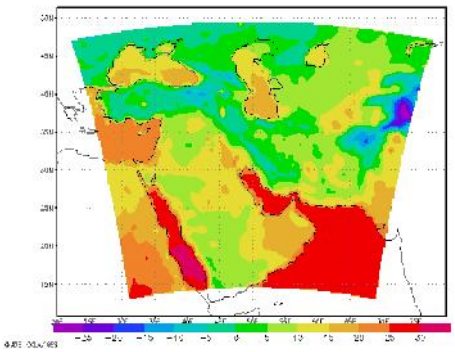
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



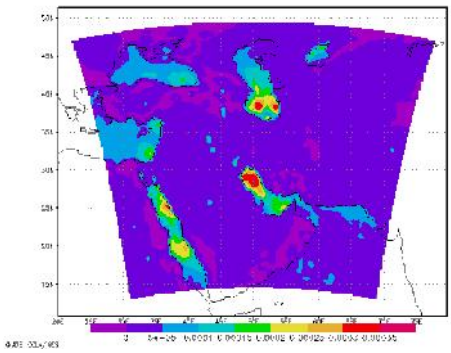
شکل۷) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



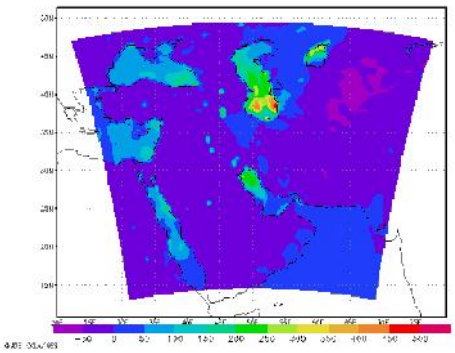
شکل۸) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



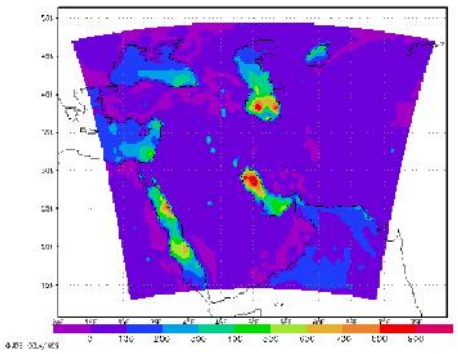
شکل۹) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



شکل۱۰) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)

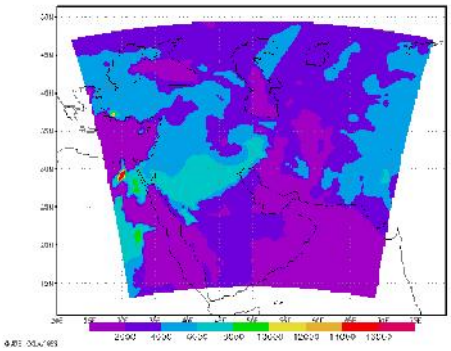


شکل۱۱) نقشه جریان گرمای سطحی روبه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)

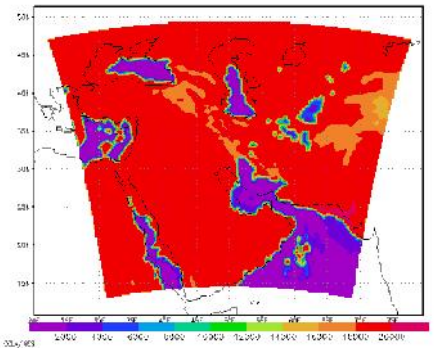


شکل۱۲) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)

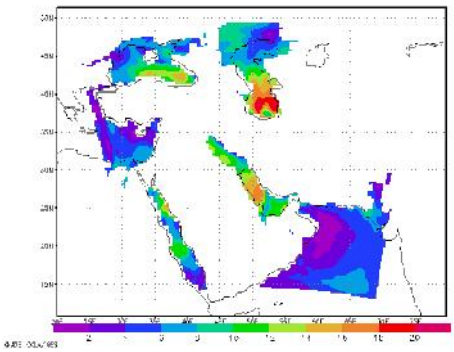
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



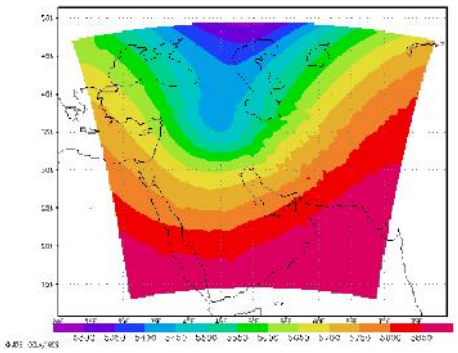
شکل۱۳)نقشه سطح تراکم همرفت منطقه(متر) ، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



شکل۱٤) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه(متر) ، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



شکل۱۵) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین (متر بر ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)

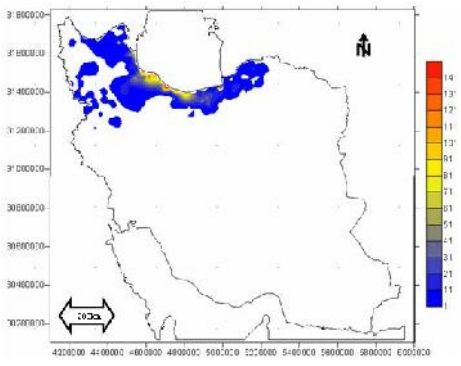


شکل۱٦) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل منطقه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)

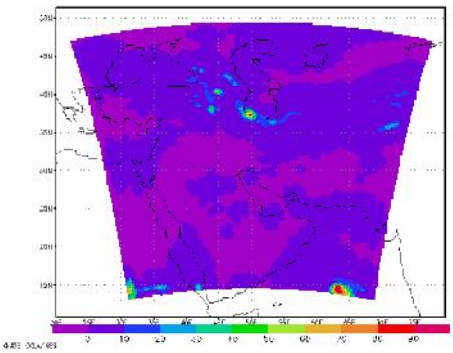
الگوی دوم الگوی همدید پرفشار است. برای مثال، مدل WRF در طی پنج روز۷ تا ۱۱ مهر۱۳۷۹ (۲۸ سپتامبر تا ۲ اکتبر ۲۰۰۰) که بارش‌های فراگیر فوق سنگین و سنگین متعددی در ایستگاه‌های مختلف سواحل جنوبی خزر(سواحل غربی، میانی و شرقی و نیز نواحی کوهستانی منطقه) ثبت شده است، اجرا گردید. در این پنج روز، بیشینه منطقه ای بارش به ترتیب۸۹، ۲۴، ۷۰، ۱۳۹/۴ و ۳۵/۱ میلیمتر، میانگین منطقه ای بارش به ترتیب ۲/۵، ۳/۲، ۷/۳، ۱۳/۳ و ۸/۵ میلیمتر و فراگیری منطقه ای بارش ۷۲/۶، ۷۹/۸، ۸۹/۹، ۹۷/۴ و ۹۴/۵ درصد بود. استقرار یک سامانه پرفشار 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 سردتر عرض‌های شمالی تر به صورت گردش ساعتگرد، ابتدا غرب و جنوب غربی خزر، سپس همه شمال و شمال شرق ایران زیر پوشش بارش قرار می گیرند. بررسی نحوه وقوع و توسعه بارش در منطقه نشان می دهد که منبع اصلی بارش مذکور رطوبت دریاچه خزر است. مقایسه

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

نقشه‌های بارش خروجی مدل WRF (شکل‌های۱۸ و۱۹) در قلمروهای مختلف و بارش مشاهده شده(شکل ۱۷) نشان می دهد که هماهنگی خوبی بین آنها وجود دارد. به عبارت دیگر، این مدل به خوبی مقدار و به ویژه الگوی مکانی بارش‌های منطقه را پیش بینی کرده است. در روز ۱۰ مهر ۱۳۷۹ که سنگین ترین 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 می گذارد. (شکل‌های۲۴ و۲۵). در این وضعیت، منطقه مورد مطالعه درسمت راست فرود عمیق شرق مدیترانه قرار می گیرد (شکل۲۶). با توجه به دمای مناسب سطح دریا و اختلاف آن با دمای هوای ۲متری که به طور میانگین حدود ۵ درجه سانتی گراد است (شکل‌های۲۷ 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(شکل‌های۳۱ 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 منطقه ای و برای کل سواحل جنوبی خزر هم محسوب می شود. سرعت باد در سطح دریا به زیر ۱۰ متر در ثانیه می رسد(شکل‌های ۳۷ و ۳۸)، کم بودن سرعت باد نیز به هوای عبوری از روی دریا فرصت کافی برای جذب بیش تر رطوبت را می دهد. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری نشان می دهد که ارتفاع پایه ابرهای همرفت در شمال ایران زیر ۱۰۰۰ متر و سطح تراکم اجباری زیر ۲۰۰۰ متر است((شکل‌های۳۵ و ۳۶).

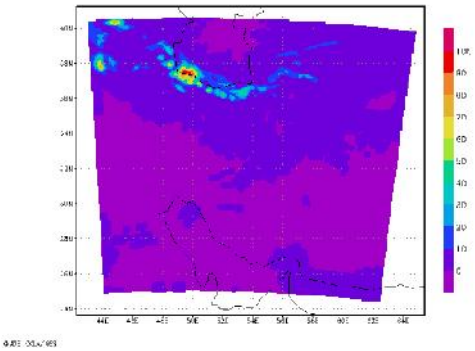


شکل۱۷) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در روز ۱۱اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

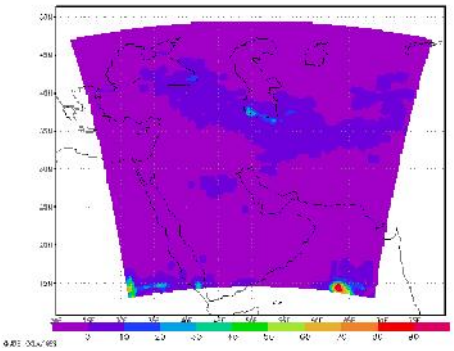


شکل۱۸) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

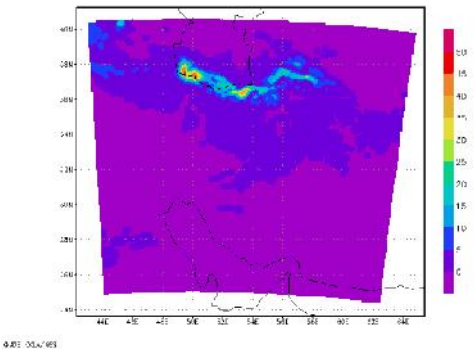
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



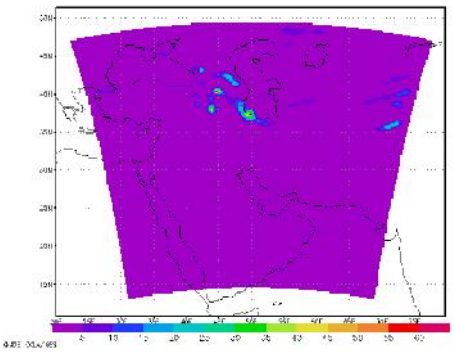
شکل۱۹) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



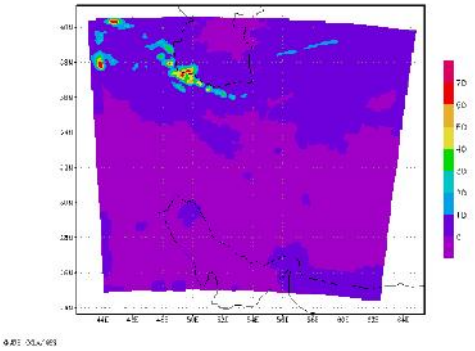
شکل۲۰) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



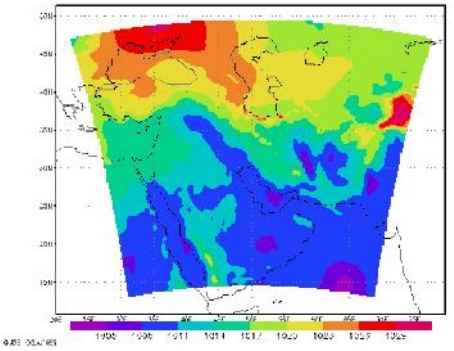
شکل۲۱) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



شکل۲۲) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

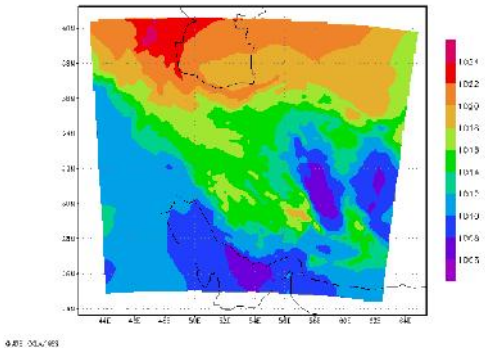


شکل۲۳) نقشه هم بارش غیرهمرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

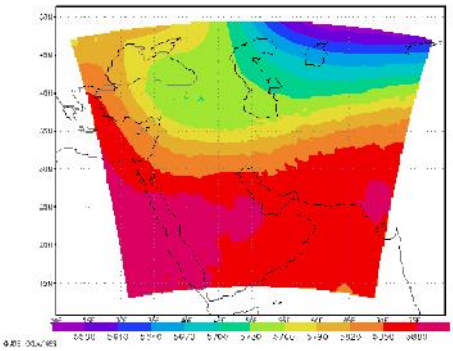


شکل۲٤) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

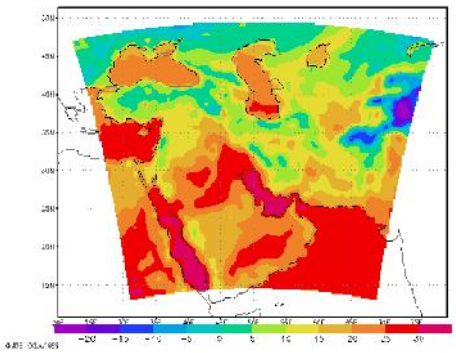
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



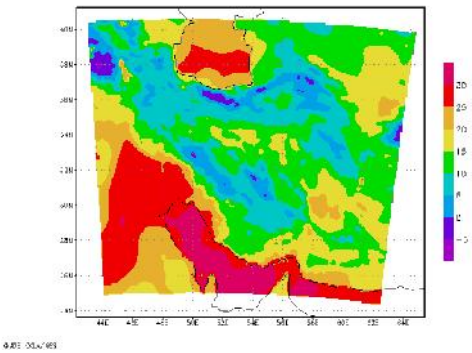
شکل۲۵) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



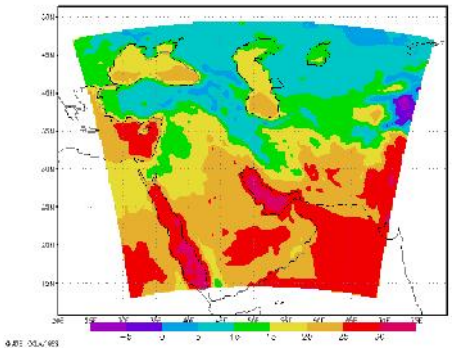
شکل۲۶) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



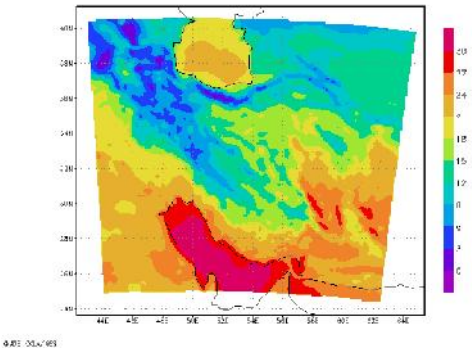
شکل۲۷) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



شکل۲۸) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

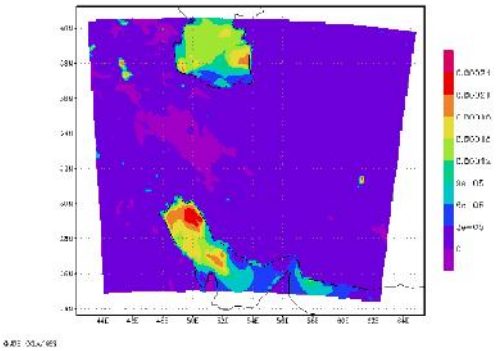


کل۲۹) نقشه دمای ۲ متری هوا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

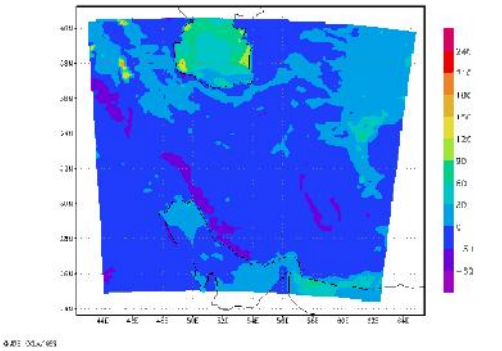


کل۳۰) نقشه دمای ۲ متری هوا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

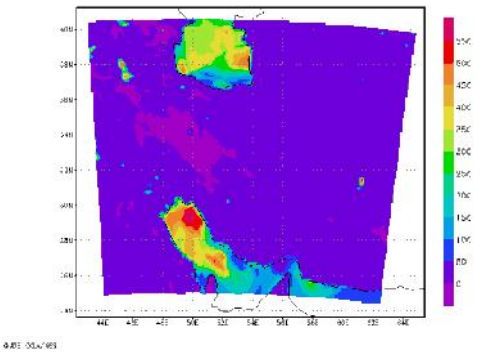
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



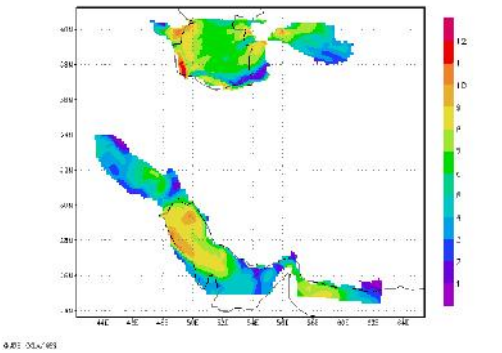
شکل۳۱) نقشه جریان رطوبت سطحی رو به بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



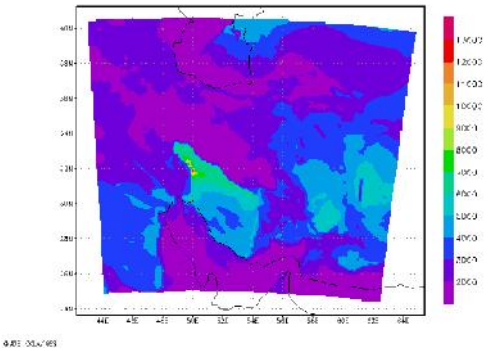
شکل۳۲) نقشه جریان گرمای سطحی روبه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



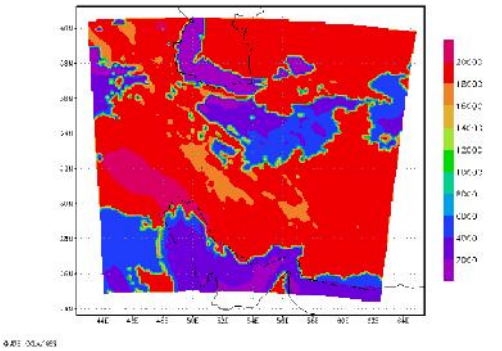
شکل۳۳) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



شکل۳٤) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین(متر بر ثانیه)، (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



شکل۳۵)نقشه سطح تراکم همرفت منطقه(متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



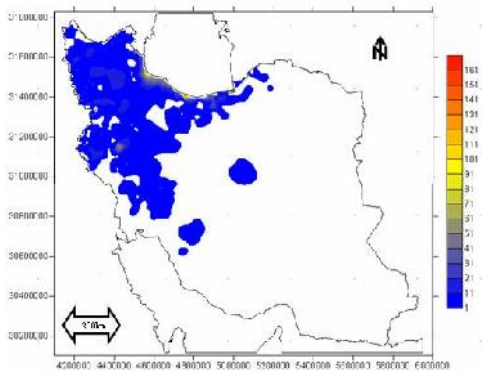
شکل۳٦) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه(متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

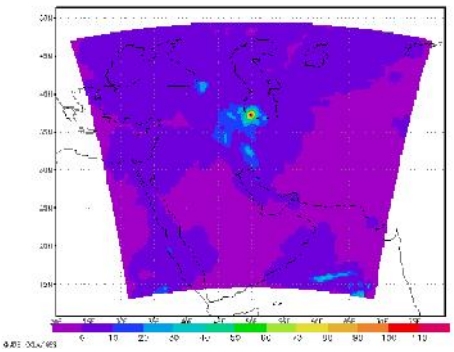
الگوی سوم الگوی پرفشار شمالی و کم فشار جنوبی است. برای مثال، مدل WRF در طی سه روز۳ تا ۵ آذر ۱۳۸۱ (۲۴ تا ۲۶ نوامبر ۲۰۰۱)که بارش‌های فراگیر فوق سنگین و سنگین متعددی در ایستگاه‌های مختلف سواحل جنوبی خزر(سواحل غربی ، میانی و شرقی و نیز نواحی کوهستانی منطقه) ثبت شده است، اجرا گردید. در این سه روز، بیشینه منطقه ای بارش به ترتیب ۴۶/۹، ۱۶۶/۹ و ۶۵/۶ میلیمتر، میانگین منطقه ای بارش به ترتیب۲/۹، ۱۲/۵ و ۱۲/۷ میلیمتر و فراگیری منطقه ای بارش۴۷/۸، ۹۲/۲ و ۹۳/۹ درصد بود. روز ۴ آذر یک بارش فوق سنگین منطقه ای 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(شکل‌های۳۸ و ۳۹) در قلمروهای مختلف و بارش مشاهده شده(شکل ۳۷) نشان می دهد که هماهنگی خوبی بین آنها وجود دارد. به عبارت دیگر، این مدل به خوبی مقدار و الگوی مکانی بارش‌های منطقه را پیش بینی 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 می دهد 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 می کند. وجود گرمای نامحسوس ۵۰ تا ۱۰۰ وات بر مترمربع روی بخش وسیعی از دریای خزر درکنار سایر نقشه‌ها به خوبی این موضوع را تایید می کند. سرعت نسبتا بالای باد در سطح دریا که گاه به ۲۲ متر در ثانیه می رسد و نیز هوای نسبتا گرم خارج شده از حرکت پاد ساعتگرد آن درکم 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 درغرب ایران هم همرفت و هم غیر همرفت است (شکل‌های۴۰ 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 (شکل۴۴). از سوی دیگر، منطقه مورد مطالعه همچنان در سمت راست فرود عمیق شرق مدیترانه قرار گرفته بود (شکل۵۲). 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 می دهد 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 متر مربع در بخش وسیعی از نیمه غربی آن درکنار سایر نقشه‌ها به خوبی این موضوع را تایید می کند (اشکال۴۵ تا ۴۸). سرعت کم‌تر باد در سطح دریا که در بخش وسیعی در غرب خزر به ۱۰ تا ۱۸ متر در ثانیه می رسد(شکل۵۱) باعث افزایش دریافت رطوبت و ایجاد بارش فوق سنگین منطقه شده است. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری(شکل‌های۴۹و۵۰) نشان می دهد که ارتفاع پایه ابرها در شمال و غرب ایران پایین تر از سایر مناطق کشور و به ترتیب زیر۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ 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 نسبتا عمیق شرق مدیترانه قرار گرفت. نقشه‌های دمای ۲ متری هوا و دمای سطح دریای خزر نشان می

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

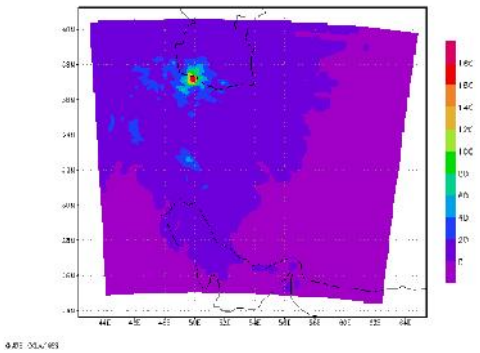
دهد که با وجود وضعیت ضعیف تر ترمودینامیک جو و دریا نسبت به روز ۴ آبان، ریزش هوای سرد تر عرض‌های شمالی به وسیله پرفشار مستقر بر دریای خزر، شرایط نسبتا مناسبی برای ایجاد رطوبت سطحی روی دریای خزر وجود دارد. وجود گرمای نامحسوس ۱۵۰ تا ۳۰۰ وات بر مربع روی بخش وسیعی از دریای خزر درکنار سایر نقشه‌ها به خوبی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



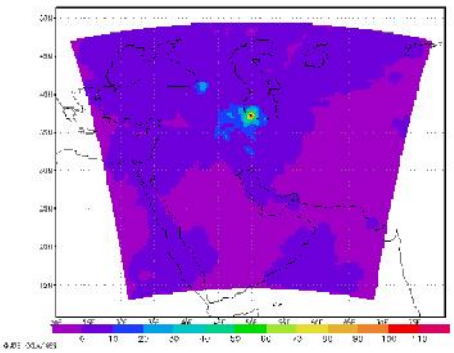
شکل۳۷) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)



شکل۳۸) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)

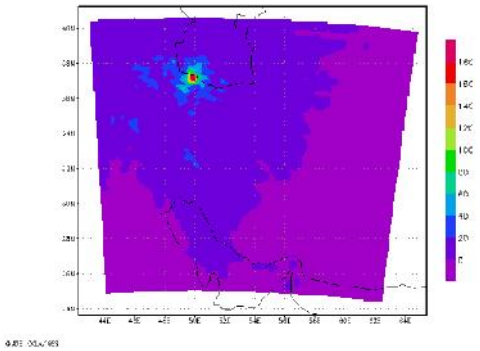


شکل۳۹) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)

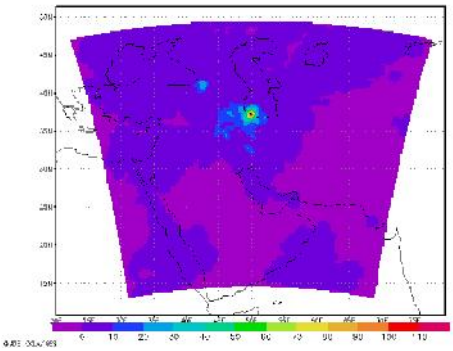


شکل٤۰) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)

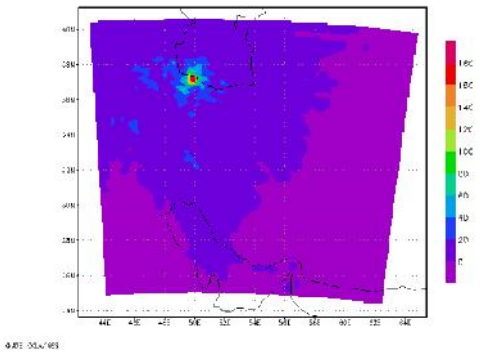
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



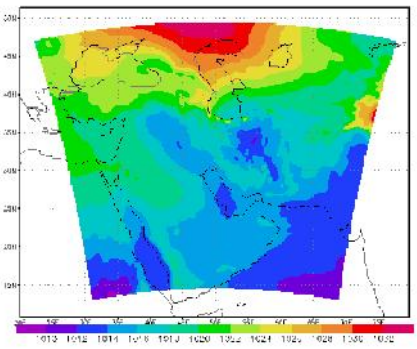
شکل۴۱) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)



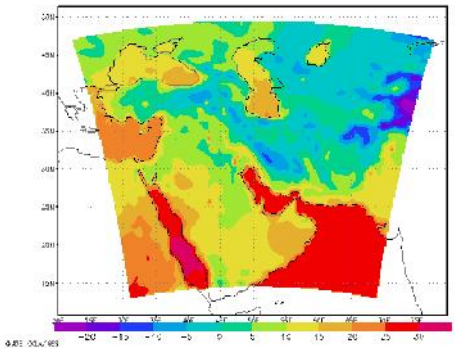
شکل۴۲) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)



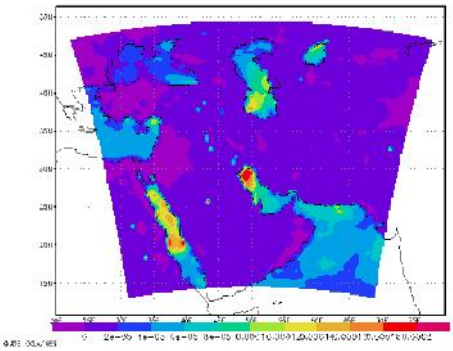
شکل۴۳) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)



شکل٤٤) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)

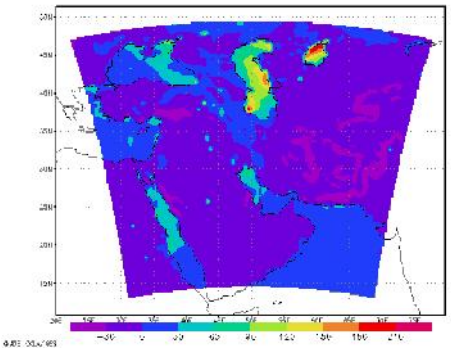


شکل٤٥) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)

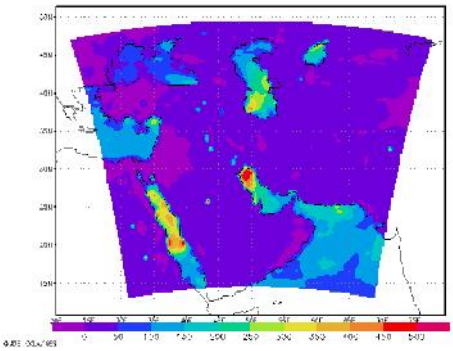


شکل٤٦) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)

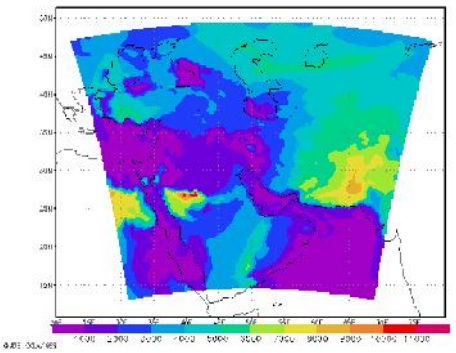
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



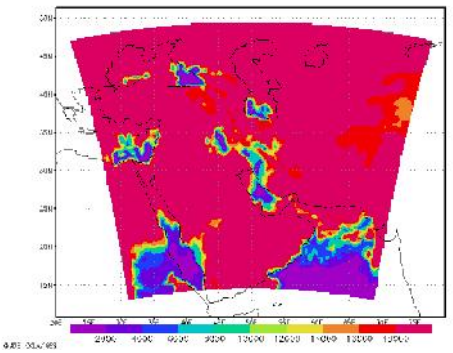
شکل۴۷) نقشه جریان گرمای سطحی روبه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)



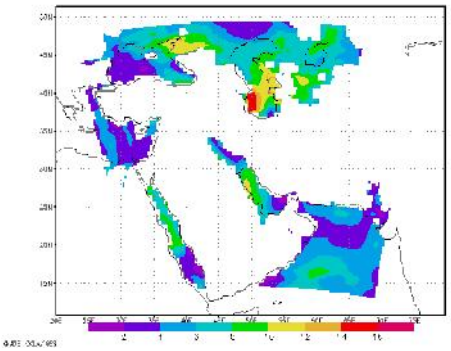
شکل٤٨) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)



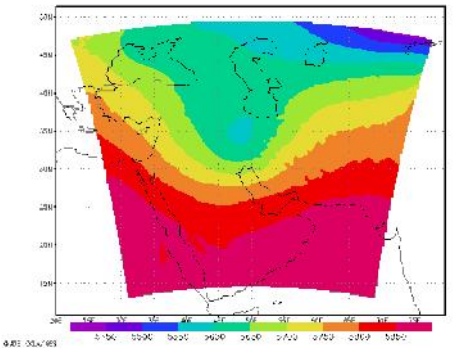
شکل٤٩) نقشه سطح تراکم همرفت منطقه(متر) ، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)



شکل۵۰) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه(متر) ، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)



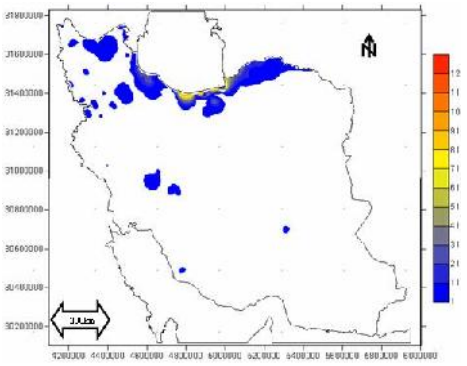
شکل۵۱) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین(متر بر ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)



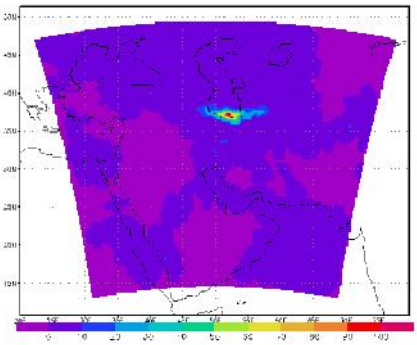
شکل۵۲) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل منطقه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (٤ آذر ۱۳۸۱)

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

الگوی چهارم، الگوی همدید پرفشار غربی-کم فشار شرقی و بالعکس است. برای مثال، مدل WRF در رویداد بارشی ۲۹ و ۳۰ مهر ۱۳۸۱ که یک رویداد فوق سنگین منطقه ای است و در آن بخش‌های وسیعی از شمال کشور بارش‌های سنگین و فوق سنگین متعددی را ثبت کرده اند، اجرا گردید. روز ۲۹ مهر با بارش بیشینه ۱۶۲/۳ میلیمتر به علت عبور عبور یک کم فشار از روی دریا روی 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 می آید، با رطوبت خزر ادغام شده، بارش فوق سنگینی در منطقه روی می دهد. اما در روز ۳۰ مهر ۱۳۸۱(۲۲ اکتبر ۲۰۰۲)، یک بارش فوق سنگین منطقه ای دیگر روی می دهد (شکل‌های۵۳ تا ۵۵) که سهم بارش همرفت و غیر همرفت در ایجاد این بارش در سواحل جنوبی خزر تقریبا برابر است(شکل‌های۵۶ 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 هوای پادساعتگرد 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 می دهد که سواحل جنوبی خزر در سمت راست فرود شرق مدیترانه قرار دارند (شکل۶۲). 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 می رسد (شکل‌های۶۳ تا ۶۷). سرعت باد در جنوب شرقی دریا (۲۰ متر درثانیه) به علت گردش پاد ساعتگرد هوا در کم فشار شرق خزر بیشتر از جنوب و جنوب غربی آن است (۱۰ متر بر ثانیه). شکل۶۸ نقشه سرعت باد را در سطح زمین در قلمرو اول نشان می دهد. ارتفاع پایه ابر هم در سواحل شرقی به زیر ۵۰۰ متر و در سواحل جنوبی و جنوب غربی به زیر ۱۰۰۰ متر می رسد (شکل‌های۶۹ و ۷۰).

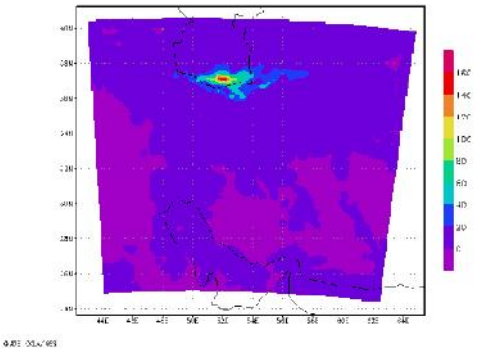


شکل۵۳) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)

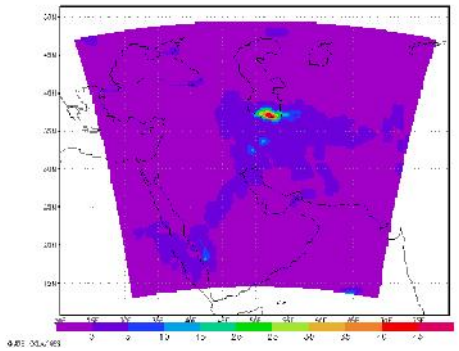


شکل٥٤)نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)

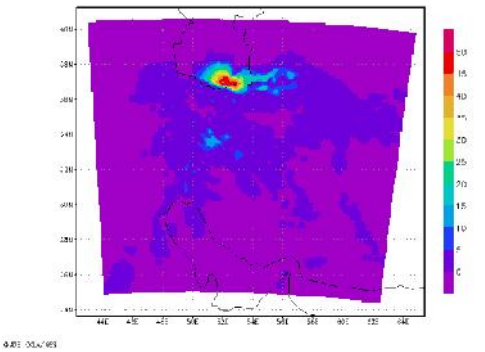
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



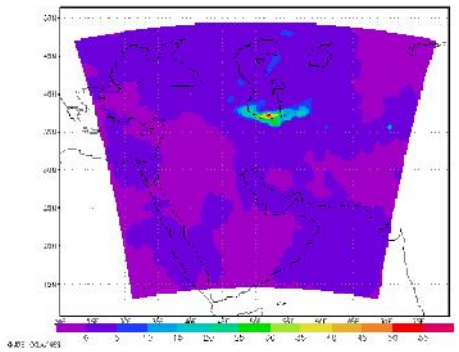
شکل۵۵)نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



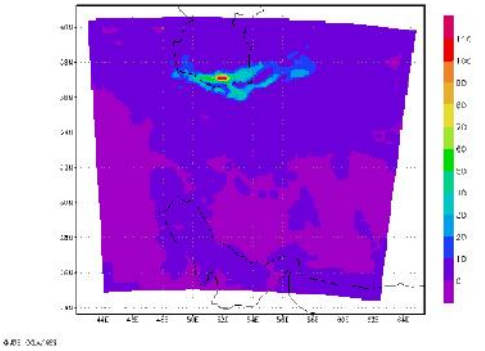
شکل۵۶)نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



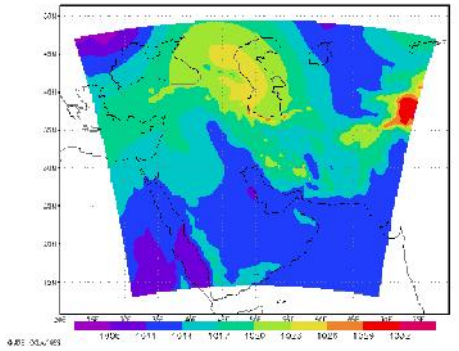
شکل۵۷) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل۵۸) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)

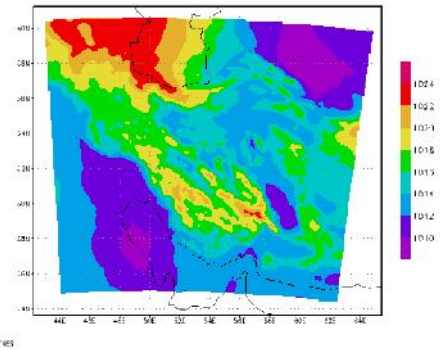


شکل۵۹) نقشه هم بارش غیرهمرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)

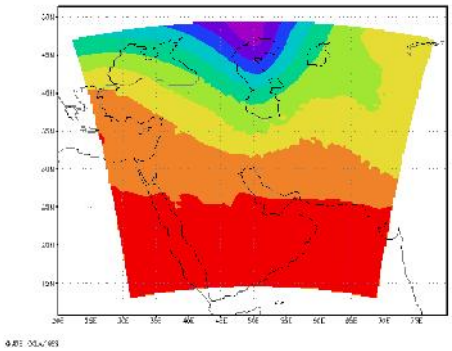


شکل۶۰) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)

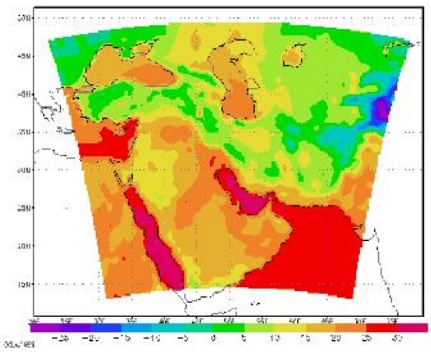
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



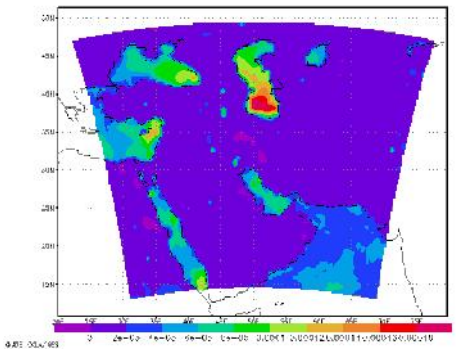
شکل٦١) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



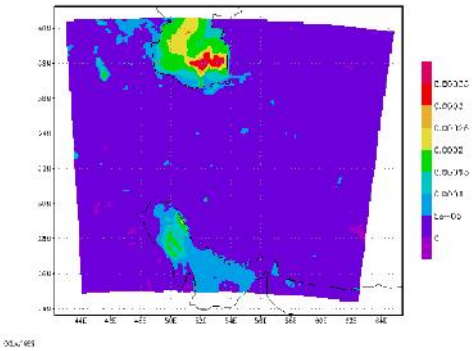
شکل٦٢) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



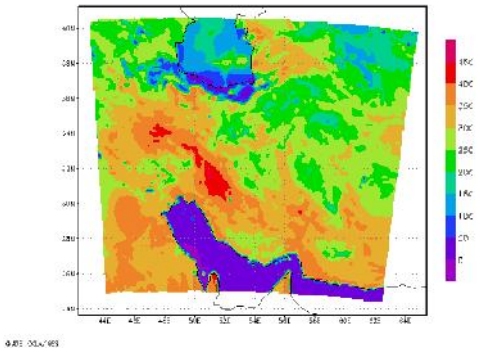
شکل٦٣) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل٦٤) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)

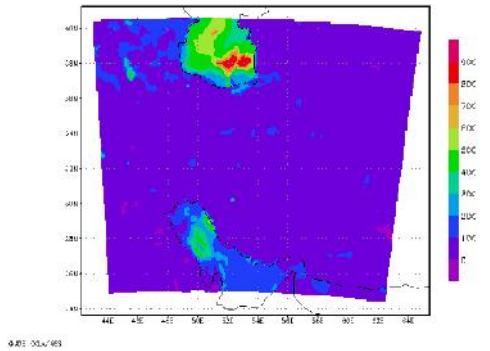


شکل٦٥) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)

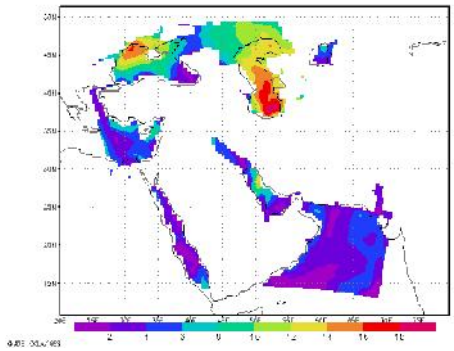


شکل٦٦) نقشه جریان گرمای سطحی روبه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۳۰ مهر ۱۳۸۱

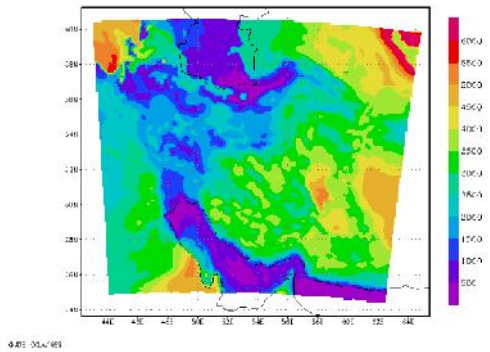
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]



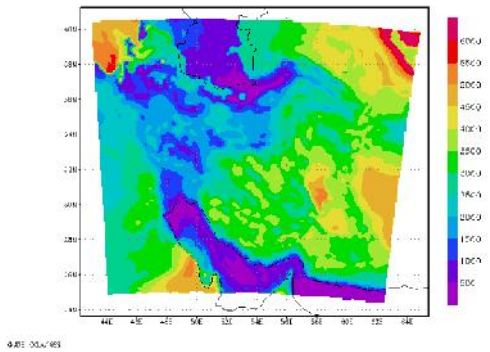
شکل٦٧) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل٦٨) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین(متر بر ثانیه) ، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل٦٩) نقشه سطح تراکم همرفت منطقه(متر) ، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل۷۰) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه(متر) ، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)

بحث و نتیجه گیری

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

- سرعت بیشتر باد در هوای خروجی از کم فشارها روی دریای خزر، از دریافت رطوبت بیشتر هوا و 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) وکاهش سرعت باد، مقدار رطوبت دریافتی و در نتیجه مقدار بارش منطقه افزایش یافته، بارش‌های فوق سنگینی در منطقه روی می دهد. این وضعیت اغلب در الگوی پرفشار و به طور دقیق در الگوی دوم از الگوهای شانزده گانه فشار تراز دریا (پرفشار 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 می شود.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

– 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 برثانیه 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 همدیگر سرعت باد روی دریای خزر معمولا از سامانه‌های کم فشار کمتر و از پر فشار بیشتر می شود.

– 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 می رسد. در زمان رخداد بارش های سنگین تر وسعت عملکرد گرمای نامحسوس بیشتر است و اغلب نیمه جنوبی دریاچه خزر را در بر می گیرد. در سنگین ترین بارش‌های منطقه، مقدار این گرما به بیش از ۹۵۰ وات بر متر مربع می رسد.

– 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 مرز بین ساحل و دریا روی می دهد. به ندرت بیشینه این نوع بارش‌ها در مناطق مرتفع دیده می شود.

– در الگوی کم فشار، در ماه‌های شهریور تا آذر (سپتامبر تا دسامبر)، سامانه کم فشار روی خزر با حرکت پادساعتگرد هوای روی دریا سبب انتقال هوای سرد تر عرض‌های شمالی تر به روی دریا شده و باتوجه به شرایط مناسب دمای سطح دریا باعث دریافت رطوبت و ناپایداری و رخداد بارش‌های سنگین تر به ویژه فوق سنگین می شود. 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 پر فشاری که اغلب در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از خزر هستند، حرکت ساعتگرد هوا باعث انتقال هوای سردتری نسبت به گردش پاد ساعتگرد هوا در الگوی کم فشار می شود. این موضوع در ماه‌های شهریور تا آذر که دما و آرایش دمای سطح دریا مناسب است، باعث اختلاف زیاد تر دمای هوای ۲متری 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 می شوند.

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

– مدلWRF در پیش بینی بارش‌های سواحل جنوبی خزر وقتی که منشأ آنها یک الگوی همدید کم فشار است، بسیار بهتر و دقیق تر از زمانی که منشأ آنها الگوی همدید پر فشار است، عمل می کند.

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

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

منابع

۱- اشجعی باشکند، محمد. (۱۳۷۹). بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران، استاد راهنما: 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 راهنما: 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 راهنما: 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 فرابار سیبری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی دریای خزر، استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی، استاد مشاور: زهرا حجازی‌زاده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، گروه جغرافیا، گرایش اقلیم و برنامه‌ریزی محیطی.

۶- لشکری، حسن. (۱۳۷۵). الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، استاد راهنما: 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 راهنما: دکتر ابولفضل 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 ۶۹-۸۷

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 الی ۲۵ مهرماه ۱۳۷۸، دانشگاه تبریز.

۱۲- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر. (۱۳۸۳). «اقلیم شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل زا با منشا منطقه دریای سرخ در خاور میانه»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش۷۵، صص۲۷-۴۵.

۱۳- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر. (۱۳۸۴). «بررسی سینوپتیکی تاثیر سامانه‌های کم فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل زا در ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش۷۷، 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.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

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. ۷, 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: ۷۰۱-۷۲۳.

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. Part۲: 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 wit 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. Meteoral. 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 Meteorogical Society of Japan, Vol, ۸۶, NO.۲, PP.۳۱۳-۳۳۳.

۲۸-Lana, A., Campins, J., Genov´es, A. and Jans, A., ۲۰۰۷ Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, Advances in Geosciences, ۱۲, ۲۷-۳۲.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]

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 ۲۰۰۶, from the perspective of a changing climate, Clim Dyn۳۲:۱۹–۳۳, DOI ۱۰,۱۰۰۷/s۰۰۳۸۲–۰۰۸–۰۳۶۶-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, Feburary 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 Nin˜o of ۱۹۹۸. 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. ۱۷:۲۸۵–۳۰۲.

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 Santascruz, Mumbai on ۲۶ July ۲۰۰۵, using Meseoscale model, Meteorol Atmos Phys, DOI ۱۰,۱۰۰۷/s۰۰۷۰۳–۰۰۶–۰۲۳۳–۴.

۳۶-Yoshikado, H., ۱۹۹۲, Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breezes, J. Appl. Meteorol., ۳۱, ۱۱۴۶–۱۱۶۴.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-10-06]