

بررسی اثر داده‌گواری داده‌های رادار هواشناسی در شبیه‌سازی خط تندوزه

مهناز کریم‌خانی^۱، مجید آزادی^{۲*}، امیرحسین مشکوتی^۳ و عباس رنجبر سعادت‌آبادی^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ دانشیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

^۳ دانشیار گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۴ دانشیار پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۱/۱۳، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۰۵)

چکیده

یکی از پدیده‌های جوی همراه با طوفان‌های تندری خط تندوزه است که پیش‌بینی آن بسیار چالشی است. خط تندوزه‌ای در ۱۹ مارس ۲۰۱۷ در جنوب غرب ایران در ایستگاه بندر دیر ثبت شده است. در این مطالعه ویژگی‌های خط تندوزه شامل زمان تشکیل، رشد و نابودی سلول‌های همرفتی و همچنین بارش همراه با آن به دو حالت با داده‌گواری (3DVAR) و بدون داده‌گواری (اجرای مرجع: CTRL) برای ساعت ۱۸ UTC روز ۱۸ مارس ۲۰۱۷ در دو حوضه با تفکیک افقی ۲۷ و ۹ کیلومتر شبیه‌سازی شده است. در این پژوهش، برای شبیه‌سازی خط تندوزه با هدف به‌روزرسانی شرایط اولیه و مرزی از طریق داده‌گواری وردشی سه‌بعدی در مدل WRF، از داده‌های رادار هواشناسی بوشهر (شامل بازتاب و سرعت شعاعی) و داده‌های دیدبانی سطح زمین و جو بالا در دامنه مورد مطالعه استفاده شده است. برای اعتبارسنجی نتایج، ویژگی‌های همراه با خط تندوزه شامل سرعت باد، میانگین فشار سطح دریا، دما و رطوبت نسبی و همچنین سری زمانی بازتاب و رشد قائم سلول‌های همرفتی شبیه‌سازی شده با داده‌های دیدبانی متناظر مقایسه شدند. جهت اعتبارسنجی بارش شبیه‌سازی شده، منحنی امتیاز مهارتی کسری برای آستانه‌های بارشی مختلف ترسیم شده است. نتایج نشان داد که داده‌گواری تأثیر زیادی در اصلاح نتایج شبیه‌سازی خط تندوزه دارد. شبیه‌سازی با داده‌گواری در پیش‌بینی ویژگی‌های همراه با خط تندوزه به داده‌های دیدبانی متناظر نزدیک‌تر است به گونه‌ای که مقدار خطا در شبیه‌سازی با داده‌گواری نسبت به CTRL برای سرعت باد، دما، فشار و رطوبت نسبی به ترتیب حدود ۲۷٪، ۷٪، ۱۸٪ و ۱۰٪ کاهش داشته است. زمان تشکیل و رشد سلول‌های همرفتی، توزیع افقی، ساختار قائم و زمان نابودی آنها در شبیه‌سازی با داده‌گواری نسبت به CTRL به داده‌های دیدبانی متناظر نزدیک‌تر است. همچنین در اختلاف بارش تجمعی شش ساعته پیش‌بینی و دیدبانی در هشت ایستگاه هم‌دید استان بوشهر، در 3DVAR نسبت به CTRL کاهش چشمگیری مشاهده شده است.

واژه‌های کلیدی: خط تندوزه، بندر دیر، مدل WRF، داده‌گواری وردشی سه‌بعدی، داده‌های حجمی رادار

۱ مقدمه

بسیاری از فعالیت‌های اجتماعی و اقتصادی انسان‌ها به شرایط جوی و اقلیمی بستگی دارد. یکی از پدیده‌های مؤثر در تولید رواناب و سیلاب در بیشتر عرض‌های جغرافیایی، رخداد طوفان‌های تندری در مقیاس محلی تا منطقه‌ای است. یکی از انواع طوفان‌های تندری، خط تندوزه است. خط تندوزه سامانه همرفتی میان مقیاس خطی یا شبه‌خطی است که می‌تواند بارش‌های سنگین، بادهای مخرب، تگرگ و گهگاه پیچندهایی را تولید کند (منگ و همکاران، ۲۰۱۲).

پیش‌بینی کمی بارش یک مشکل چالش‌برانگیز است (فریچ و کاربن، ۲۰۰۴) و تلاش‌های بسیاری برای افزایش دقت آن انجام شده و همچنان در حال بهبود است. مهارت در پیش‌بینی کمی بارش، که در فصل‌های مختلف متفاوت است، در فصل تابستان به‌طور درخور توجهی کمتر از فصل زمستان است. مهارت کم و فقدان نسبی پیشرفت برای پیش‌بینی کمی بارش در فصل گرم می‌تواند به میزان زیادی به ضعف مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا در پیش‌بینی بارش‌های سنگین همرفتی مربوط باشد (سان و ژانگ، ۲۰۰۷). مطالعه طوفان‌های تندری نشان می‌دهد که مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا (Numerical Weather Prediction Model) توانایی متوسطی برای شبیه‌سازی رخداد‌های همرفتی دارند (داس و همکاران، ۲۰۰۹؛ باسنایاک و همکاران، ۲۰۱۰؛ داس و همکاران، ۲۰۱۰؛ لیتا و همکاران، ۲۰۱۲ و اکثر و ایشیکاوا، ۲۰۱۴). در مجموع، بیشتر مدل‌ها در پیش‌بینی دقیق زمان و مکان طوفان‌های تندری به دلیل تولید نشدن ناپایداری همرفتی، تولید نشدن نیروی دینامیکی فرارفتی و تولید نشدن فرایند تحریک (triggering mechanism) ناتوان هستند (داس و همکاران، ۲۰۱۲). یک دلیل برای این نارسایی، ممکن است نبود مشاهدات کافی و کیفی در میان مقیاس باشد. این مشکل را می‌توان با گوارد

(assimilation) داده‌های رادار داپلر (Doppler weather radar) هواشناسی کاهش داد (موهان و همکاران، ۲۰۱۵). رادارهای پیشرفته، تجهیزات مهمی برای هم‌بینی (nowcasting) طوفان‌های شدید محلی دارند. استفاده از داده‌های راداری نه تنها شکل کلی و ابعاد پدیده‌های جوی در مقیاس‌های زمانی-مکانی را مشخص می‌کند، بلکه اطلاعات کاملی را از مرحله شکل‌گیری، شدت و ساختار آنها برای بهبود پیش‌بینی‌ها مهیا می‌کند. جداسازی مناطق بارشی همرفتی از بارش‌های پوششی با کمک داده‌های راداری و با استفاده از شیوه‌های پردازش متنوع صورت می‌گیرد (صفر و همکاران، ۱۳۹۱). نمونه‌ای از این روش-ها، بررسی گرادیان شعاعی برگشت‌پذیری راداری، تحلیل نمایه برگشت‌پذیری و همچنین اندازه‌گیری ضخامت لایه ابر و تعیین خط همدمای صفر درجه درون ابر است (رزنفلد و آمیتای، ۱۹۹۲؛ اشتاینر و هوز، ۱۹۹۴ و بیگراستف و لیستما، ۱۹۹۹). داده‌های فراهم‌شده به این روش، برای استفاده در مدل‌های عددی میان‌مقیاس به‌منظور پیش‌بینی دقیق‌تر شرایط آب‌وهوایی به‌کار می‌رود (صفر و همکاران، ۱۳۹۱). در فرایند گوارد داده‌های رادار از کمیت‌های باد شعاعی و بازتاب استفاده می‌شود. با وجود اهمیت داده‌های رادار هواشناسی در استفاده برای هشدار در زمان رخداد‌های شدید بارشی، تلاش‌های محدودی در استفاده از داده‌گواری مدل‌های پیش‌بینی هواشناسی جهت کاربردهای عملیاتی انجام می‌شود (داس و همکاران، ۲۰۰۶) و اغلب مراکز کاربردی هنوز از تحلیل‌های بزرگ‌مقیاس برای سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس و کوچک‌مقیاس استفاده می‌کنند (شانو و سان، ۲۰۰۶). مدل WRF که نسل جدید سامانه پیش‌بینی عددی میان‌مقیاس وضع هوا محسوب می‌شود، برای خدمت در زمینه پیش‌بینی کاربردی و نیازهای پژوهشی جوی طراحی شده است. این مدل برای طیف گسترده‌ای از کاربردها در مقیاس‌های مختلف از چند متر تا چند هزار

کارلین و همکاران، ۲۰۱۶؛ وندرانکو و همکاران، ۲۰۱۶؛ لی و همکاران، ۲۰۱۷؛ ریدال و داهبوم، ۲۰۱۷ و بچمن و همکاران، ۲۰۱۹) نشان می‌دهد اگر بتوان به‌طور موفقیت‌آمیزی داده‌های رادار داپلر را در مدل‌های پیش‌بینی عددی داده‌گواری کرد، شرایط اولیه سامانه‌های همرفتی در مدل اصلاح می‌شود و پیش‌بینی زمان و مکان سامانه‌های همرفتی و مهارت پیش‌بینی کمی بارش به‌طور چشمگیری بهبود می‌یابد.

هدف این پژوهش بررسی اثر گوارد داده‌های رادار داپلر هواشناسی (شامل سرعت شعاعی و بازتاب) و داده‌های دیدبانی سطح زمین و جو بالا با استفاده از بسته نرم‌افزاری WRFDA برای پیش‌بینی خط تندوزه رخ داده در مارس ۲۰۱۷ در بندر دیر در جنوب‌غربی ایران است. در مدل WRF یک بسته اختیاری به نام بسته نرم‌افزاری WRFDA وجود دارد که در آن، داده‌گواری با وارد کردن و آماده‌سازی داده‌های شرایط اولیه، مشاهدات و خطای هم‌وردایی زمینه اجرا می‌شود. آماده‌سازی هریک از فایل‌های مورد نیاز جهت داده‌های شرایط اولیه، مشاهدات و خطای هم‌وردایی زمینه، خود مرحله‌ای کاملاً پیچیده و تخصصی دارد. در ایران تاکنون تلاش زیادی برای پیش‌بینی خط تندوزه با استفاده از بسته نرم‌افزاری WRFDA و داده‌گواری داده‌های رادارهای هواشناسی انجام نشده است؛ درحالی‌که با توجه به ماهیت پدیده و پیشرفت‌های صورت گرفته در این زمینه در سراسر دنیا در سال‌های اخیر و توسعه شبکه رادار هواشناسی کشور، انجام این پژوهش برای کشور ضروری به‌نظر می‌رسد.

۲ داده‌ها و روش‌ها

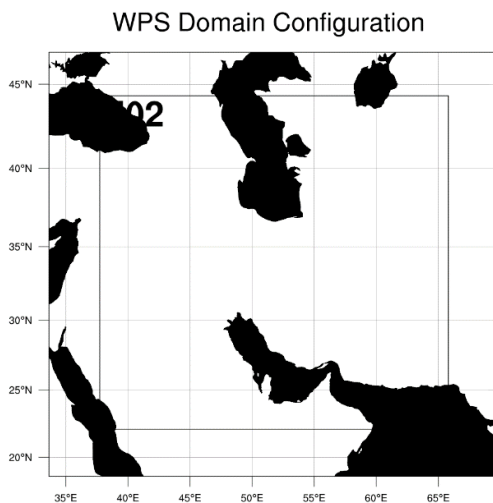
۲-۱ داده‌های دیدبانی

داده‌های دیدبانی و کنترل کیفی شده بارش در هشت ایستگاه همدید استان بوشهر برای تاریخ ۱۹ مارس ۲۰۱۷ از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد. داده‌های دیدبانی

کیلومتر مناسب است (اسکاماروک و همکاران، ۲۰۰۸). کاربردهای مدل WRF شامل پژوهش و اجرای مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا (کریم‌خانی و همکاران، ۱۳۹۶)، داده‌گواری (آزادی و همکاران، ۱۳۹۵ و ذاکری و همکاران، ۱۳۹۷)، تحقیقات فیزیک پارامترسازی شده (لایقی و همکاران، ۱۳۹۶)، ریزمقیاس‌نمایی، مدل‌سازی کیفی هوای رونده و شبیه‌سازی‌های ایدئال (پیچک‌های لایه مرزی، همرفت، امواج کژفشار) است. داده‌گواری روشی آماری برای ترکیب دیدبانی‌ها و حدس اولیه و همچنین خطای متناظر آنها در یک بازه زمانی مفروض و قوانین حاکم بر فیزیک و دینامیک جو برای تولید تحلیل است (بارکر و همکاران، ۲۰۰۴). دو روش پایه برای داده‌گواری وجود دارد: الف) گوارد متوالی که فقط مشاهدات در گذشته تا زمان تحلیل را در نظر می‌گیرد و برای سامانه‌های گوارد زمان واقعی ساخته شده است و ب) گوارد غیر متوالی یا گذشته‌نگر که در آن از مشاهدات برای آینده می‌توان استفاده کرد مانند داده‌های بازتحلیل. یکی از روش‌های داده‌گواری، داده‌گواری وردشی است. در حال حاضر مراکز محدودی که در پیش‌بینی‌های خود از گوارد داده‌های رادار داپلر هواشناسی بهره می‌گیرند، از روش‌های وردشی سه‌بعدی (لینداسکوگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ هو و همکاران، ۲۰۰۶؛ ژائو و همکاران، ۲۰۰۶؛ لی و همکاران، ۲۰۱۲ و مائیلو و همکاران، ۲۰۱۴) استفاده می‌کنند. روش داده‌گواری وردشی سه‌بعدی یکی از روش‌های امیدوارکننده در دسترس است (بارکر و همکاران، ۲۰۰۴) که به‌طور مستقیم در جهت گوارد مشاهدات میان‌مقیاس ناهمگن برای برآورد حالت اولیه مدل عمل می‌کند. مطالعات متعددی که در زمینه گوارد داده‌های رادار هواشناسی انجام شده است (شائو و سان، ۲۰۰۶؛ آبهیلاش و همکاران، ۲۰۰۷؛ سریواستاوا و همکاران، ۲۰۱۱؛ روی هومیک و همکاران، ۲۰۱۱؛ داس و همکاران، ۲۰۱۵؛

این مدل از طرح‌واره‌های انتگرال‌گیری مرتبه دوم و سوم زمانی رانگ کوتا (Runge-Kutta) و طرح‌واره‌های مرتبه دو تا شش برای فرارفت در دو راستای افقی و قائم استفاده می‌شود. این مدل از گام‌های زمانی کوچک برای مدهای صوتی (acoustic) و امواج گرانشی استفاده می‌کند. شرایط مرزی و اولیه مدل از داده‌های پیش‌بینی اجرای ساعت ۱۸ UTC سامانه مدل‌سازی تمام‌کروی موسوم به GFS (Global Forecast System) از مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی (NCEP) با تفکیک افقی ۰/۵ درجه استخراج شده است. مدل برای رخداد خط تندوزه در تاریخ ۱۹ مارس ۲۰۱۷ در دو حوضه اجرا شده است. حوضه اول با تفکیک افقی ۲۷ کیلومتر، محدوده ۳۹ تا ۶۶ درجه شرقی و ۲۰ تا ۴۵ درجه شمالی و حوضه دوم با تفکیک افقی ۹ کیلومتر، محدوده ۴۰ تا ۶۵ درجه شرقی و ۲۲ تا ۴۳ درجه شمالی را پوشش می‌دهد.

شکل ۱ حوضه‌های مختلف اجرای مدل WRF و WRFDA و جدول ۱ پیکربندی مورد استفاده در اجرای مدل را نشان می‌دهند.



شکل ۱. دو حوضه اجرای مدل WRF و WRFDA (تفکیک افقی ۲۷ و ۹ کیلومتر به ترتیب برای حوضه اول و دوم).

بارش در این ایستگاه‌ها به صورت تجمعی شش ساعته هستند.

داده‌های دیدبانی و کنترل کیفی شده سرعت باد افقی، دما، میانگین فشار سطح دریا و رطوبت نسبی برای ایستگاه همدید بندر دیر به صورت یک ساعته و داده‌های حجمی بازتاب و سرعت شعاعی رادار بوشهر در تاریخ ۱۹ مارس ۲۰۱۷ از سازمان هواشناسی کشور تهیه شدند. قبل از داده‌گذاری داده‌های رادار داپلر، انجام دادن پیش‌پردازش داده‌ها از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است. از آنجا که داده‌های خام رادار در دستگاه مختصات قطبی ارائه می‌شود، اولین گام برای پیش‌پردازش، تبدیل آن به مختصات دکارتی است. گام‌های بعدی پیش‌پردازش داده‌های رادار شامل کنترل کیفی (حذف آلاینده‌ها و آشفتگی‌های زمینی، حذف نوفه‌ها و پالایش سرعت‌های نامتجانس و منفرد) و پر کردن داده‌های از دست رفته است (براستر و همکاران، ۲۰۰۵). مراحل پیش‌پردازش داده‌های رادار مورد استفاده در پژوهش حاضر انجام شد و خروجی نهایی به صورت داده‌های بازتاب و سرعت شعاعی و خطای مربوط به آنها ارائه شده است. داده‌های دیدبانی سطح زمین و جو بالا شامل متغیرهای فشار، دما، رطوبت و باد نیز از سازمان هواشناسی کشور تهیه و سپس به قالب مناسب برنامه WRFDA موسوم به LITTLE-R تبدیل شد.

۲-۲ داده‌های پیش‌بینی

در این پژوهش از مدل WRF استفاده شد که برای کاربست در مقاصد عملیاتی پیش‌بینی عددی وضع هوا و همچنین مقاصد پژوهشی در زمینه علوم جو طراحی شده است. مدل WRF مدلی غیرهیدروستاتیک (با گزینه اختیاری هیدروستاتیک در حین اجرا) است که شبکه‌بندی افقی آن شبکه آراکوا C (Arakawa C-grid) است. در

جدول ۱. پیکربندی مورد استفاده در اجرای مدل WRF و WRFDA.

ویژگی‌های مدل	پیکربندی
تفکیک افقی	۲۷ و ۹ کیلومتر
ترازهای قائم	۳۰
دینامیک	
Time integration	Semi-implicit
گام زمانی	۹۰
Vertical differencing	Arakawa's Energy Conserving Scheme
Horizontal diffusion	Second order over quasi-pressure, surface, scale selective
فیزیک	
Cumulus	Kain-Fritsch scheme (کین و فریتز، ۱۹۹۰، ۱۹۹۳)
PBL	Yonsei University scheme
طرح‌واره لایه سطحی	Noah Land Surface Model
میکروفیزیک ابر	Lin scheme (لین و همکاران، ۱۹۸۳)
تابش	RRTM (LW), Dudhia (SW) (ملاور و همکاران، ۱۹۹۷)
Land surface process	Unified Noah Land Surface Model

۳-۲ روش کار

در ابتدا برای بررسی شرایط جوی در زمان رخداد خط تندوزه مورد مطالعه، سری زمانی سرعت باد افقی، میانگین فشار سطح دریا و دمای سطح زمین در بازه زمانی یک ساعته در ایستگاه همدید بندر دیر و همچنین نقشه‌های میانگین شش ساعته و بی‌هنجاری سی ساله ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۹۲۵ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و آب قابل بارش در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بررسی شدند. سپس جهت بررسی زمان تشکیل، رشد و نابودی سلول‌های همرفتی تشکیل‌دهنده خط تندوزه و همچنین بیشینه بازتاب (dBZ) و رشد قائم (m) سلول‌ها، سری زمانی بازتاب در زاویه ارتفاعی ۰/۵ درجه و سطح مقطع قائم آن تحلیل شد.

در ادامه، به منظور مقایسه روش کنترلی مرجع (control experiment) و گواردهای داده‌های رادار و داده‌های دیدبانی سطح زمین و جو بالا در پیش‌بینی خط تندوزه، مدل WRF و بسته WRFDA در دو حوضه و با پیکربندی ارائه‌شده در جدول ۱ اجرا می‌شوند. روش داده‌گواری استفاده‌شده در مطالعه حاضر، روش وردشی سه‌بعدی

است که در ادامه توضیح داده می‌شود.

۳-۲-۱ سامانه داده‌گواری وردشی سه‌بعدی داده‌های رادار در مدل WRF
 مبنای داده‌گواری وردشی سه‌بعدی در سامانه مدل‌سازی WRF، فرمول‌بندی افزایشی چندمتغیره است (کورتیر و همکاران، ۱۹۹۴) که در آن متغیرهای کنترلی پیش‌شرط شامل تابع جریان (stream function)، پتانسیل سرعت (velocity potential)، فشار نامتعادل (unbalanced total water) و نسبت آمیختگی کل آب (pressure mixing ratio) است (ماتیلو و همکاران، ۲۰۱۴). هدف از رویکرد وردشی سه‌بعدی، تولید بهترین برآورد بین حدس اولیه و دیدبانی با کمینه کردن تابع هزینه به‌طور مکرر است. تابع هزینه برای داده‌گواری وردشی سه‌بعدی با رابطه زیر تعریف می‌شود (داس و همکاران، ۲۰۱۵):

$$J(x) = J^b + J^o = \frac{1}{2} \{ [y^o - H(x)]^T R^{-1} [y^o - H(x)] + (x - x^b)^T B^{-1} (x - x^b) \}. \quad (1)$$

که J^b و J^o به ترتیب تابع هزینه مربوط به پس‌زمینه (background) و دیدبانی، x^b و y^o بردارهای حدس اولیه و دیدبانی و H عملگر دیدبانی است. تابع هزینه، فاصله

متغیرهای کنترلی به متغیرهای کنترلی جدید تبدیل شوند:

$$\gamma \bar{p} \frac{\partial w'}{\partial z} = \gamma p' \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} - \gamma \bar{p} \nabla \cdot \bar{v}'_h - \gamma p' \nabla \cdot \bar{v}_h - \bar{v}'_h \nabla p' + \bar{v}'_h \nabla \bar{p} + g \int_z^\infty \nabla \cdot (\rho \bar{v}'_h) dz + g \int_z^\infty (\rho' \bar{v}'_h) dz \quad (۳)$$

که w سرعت قائم، v_h بردار سرعت افقی (شامل u و v)، γ نسبت ظرفیت‌های گرمایی خاص هوا در فشار و حجم ثابت، p فشار، ρ چگالی، z ارتفاع و g شتاب گرانش است.

عملگر سرعت شعاعی v_r است که از روابط (۴)، (۵) و

(۶) محاسبه می‌شود:

$$v_r = u \frac{x-x_i}{r_i} + v \frac{y-y_i}{r_i} + (w - v_T) \frac{z-z_i}{r_i} \quad (۴)$$

$$v_T = 5.40a \cdot q_r^{0.125} \quad (۵)$$

$$a = \left(\frac{p_0}{\bar{p}} \right)^{0.4} \quad (۶)$$

که در رابطه (۴)، v_r سرعت شعاعی، (u, v, w) میدان سرعت در سه بعد، v_T سرعت ریزش پدیده‌های آبدار، r فاصله موقعیت یک نقطه از آنتن رادار، (x, y, z) موقعیت نقطه مشاهده و (x_i, y_i, z_i) موقعیت ایستگاه رادار است. در روابط (۵) و (۶)، q_r نسبت آمیختگی آب باران، a ضریب تصحیح، p_0 فشار در زمین و \bar{p} فشار حالت پایه است.

برای نشان دادن بهبود برون‌داد مدل ناشی از اصلاح شرایط اولیه، نقشه پیش‌بینی میانگین فشار سطح دریا برای حوضه دوم و نیز سری زمانی مقادیر و ریشه میانگین مربعات خطا برای داده‌های میانگین فشار سطح دریا، سرعت باد افقی، دما، رطوبت نسبی در سطح زمین و بارش تجمعی شش ساعته در مکان ایستگاه همدید دیر محاسبه و تحلیل شده است. همچنین زمان تشکیل سلول‌های همرفتی، رشد قائم، بیشینه بازتاب و زمان نابودی آنها با داده‌های بازتاب رادار متناظر مقایسه شد.

به‌منظور ارزیابی برون‌داد بارش شش ساعته CTRL و 3DVAR، از روش اعتبارسنجی امتیاز مهارتی کسری (Fractions Skill Score) FSS استفاده شده است که در

میدان x از دیدبانی و پس‌زمینه را اندازه‌گیری می‌کند. این فاصله با ماتریس R و B تعیین می‌شود که به ترتیب ماتریس هم‌وردایی خطای دیدبانی و پس‌زمینه هستند. ارزیابی صحیح هر دو ماتریس هم‌وردایی خطا برای یک تحلیل با کیفیت خوب بسیار مهم است. ماتریس R معمولاً قطری است؛ زیرا همبستگی بین ابزارهای مختلف صفر فرض می‌شود. ماتریس B گسترش اطلاعات در مکان دیدبانی و اطلاعات متعادل را در مناطق بدون داده تعیین می‌کند؛ به همین دلیل نقش مهمی در مناطق با پراکندگی داده ایفا می‌کند. یکی از روش‌های محاسبه خطای پس-زمینه روشی است که مرکز ملی هواشناسی (National Meteorological Center, NMC) معرفی کرده است (پریش و دربر، ۱۹۹۲). در بسته WRFDA از روش NMC برای محاسبه خطای پس‌زمینه استفاده می‌شود که اختلاف در زمان t_0 (مقدار پیش‌بینی‌های با زمان اعتبار یکسان) بین دو پیش‌بینی در نظر گرفته می‌شود که یکی از آنها چندین ساعت بعد از دیگری شروع شده است. برای جلوگیری از بروز هرگونه مشکل مربوط به spin-up مدل، باید زمان t_0 به اندازه کافی بزرگ باشد (بارکر و همکاران، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴). برای محاسبه ماتریس هم‌وردایی خطای پس‌زمینه در روش NMC، برای مدل‌های منطقه‌ای، اختلاف پیش‌بینی ۱۲ و ۲۴ ساعته و برای مدل‌های تمام کره‌ای، اختلاف پیش‌بینی ۲۴ و ۴۸ ساعته در نظر گرفته می‌شود (اسکاماروک و همکاران، ۲۰۰۸).

برای گوارد داده‌های رادار در بسته WRFDA فقط کمیت‌های بازتاب و سرعت شعاعی در دسترس است. از طرفی، در روش وردشی سه‌بعدی برای انجام داده‌گواهی به سرعت قائم (w') نیاز است. به بیان دیگر، بین داده‌های در دسترس و آنچه که روش‌های وردشی سه‌بعدی در بسته WRFDA نیاز دارند (سرعت قائم) اختلافی موجود است؛ بنابراین برای داده‌گواهی داده‌های رادار با روش وردشی سه‌بعدی باید طبق معادله ریچاردسون [رابطه (۳)]

مقدار i از ۱ تا N_x و j از ۱ تا N_y است که N_x تعداد ستون‌ها و N_y تعداد سطرها است. کسرها برای مقیاس‌های مکانی متفاوت با انتخاب مقدار n تولید می‌شوند و n می‌تواند هر مقداری تا $2N-1$ باشد که N تعداد نقاط در بزرگ‌ترین طول یا عرض است.

میانگین مربعات خطا، MSE (Mean Square Error)، برای کسره‌های دیدبانی و پیش‌بینی از همسایگی به طول n از رابطه (۹) به‌دست می‌آید:

$$MSE(n) = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} [O_{(n)ij} - M_{(n)ij}]^2 \quad (9)$$

مقدار MSE به خودی خود مفید نیست؛ زیرا بسیار وابسته به فراوانی رویداد است. امتیاز مهارتی MSE در مقایسه با پیش‌بینی مرجع محاسبه می‌شود (مورفی و اپستین، ۱۹۸۹). پیش‌بینی مرجع به‌طور کلی یک پیش‌بینی بدون مهارت است که به‌صورت پیش‌بینی تصادفی، مجموعه دیدبانی-های اخیر یا شرایط اقلیمی منطقه انتخاب می‌شود (مورفی، ۱۹۹۳).

امتیاز مهارتی کسری (FSS) با استفاده از مقدار MSE از رابطه زیر به‌دست می‌آید:

$$(10)$$

$$FSS(n) = \frac{MSE(n) - MSE(n)_{ref}}{MSE(n)_{perfect} - MSE(n)_{ref}} = 1 - \frac{MSE(n)}{MSE(n)_{ref}}$$

که $MSE(n)_{ref}$ مقدار MSE برای پیش‌بینی مرجع، $MSE(n)_{perfect}$ مقدار MSE برای پیش‌بینی کامل و $MSE(n)$ مقدار MSE برای پیش‌بینی در همسایگی n است. هنگامی که $MSE(n)_{perfect}$ صفر باشد، $MSE(n)$ کامل است. MSE_{ref} برای هر همسایگی n با رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$MSE(n)_{ref} = \frac{1}{N_x N_y} \left[\sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} O_{(n)ij}^2 + \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} M_{(n)ij}^2 \right] \quad (11)$$

شکل ۲ که برگرفته از روبرتز و لین (۲۰۰۸) است، تغییرات FSS با طول همسایگی n را نشان می‌دهد. میزان تغییرات از صفر تا ۱ است. امتیاز صفر به معنای نداشتن

ادامه روش محاسبه آن توضیح داده می‌شود.

۲-۳-۲ روش اعتبارسنجی امتیاز مهارتی کسری (FSS) هدف از این نوع اعتبارسنجی، به‌دست آوردن مهارت پیش‌بینی در مقیاس‌های مکانی مختلف است. برای انجام این روش از داده‌های رادار هواشناسی به‌دلیل پوشش مکانی آنها (گولدینگ، ۲۰۰۰؛ هریسون و همکاران، ۲۰۰۰ و روبرتز و لین، ۲۰۰۸) استفاده می‌شود. امتیاز مهارتی کسری در پژوهش حاضر براساس مقاله روبرتز و لین (۲۰۰۸) انجام شده است که در ادامه مراحل محاسبه آن ارائه شده است. در این روش داده‌های پیش‌بینی و دیدبانی (رادار) بارش تجمعی روی شبکه یکسان درون‌یابی می‌شوند. آستانه بارش، q ، متناسب با میزان بارش فرض می‌شود. مقادیر بارش دیدبانی، O_r ، و پیش-بینی مدل، M_r ، به میدان دودویی I_O و I_M تبدیل می‌شوند [رابطه (۷)]. برای تبدیل به میدان دودویی، روی کل نقاط شبکه، مقادیر بارش بزرگ‌تر از آستانه مقدار ۱ و سایر مقادیر مقدار صفر دارند.

$$I_O = \begin{cases} 1 & O_r \geq q \\ 0 & O_r < q \end{cases} \quad \text{and} \quad I_M = \begin{cases} 1 & M_r \geq q \\ 0 & M_r < q \end{cases} \quad (7)$$

فرایند تولید کسر، روش نزدیک‌ترین همسایگی است که تیس و همکاران (۲۰۰۵) برای به‌دست آوردن احتمالات استفاده کردند. برای هر نقطه شبکه در میدان دودویی به‌دست‌آمده از معادله (۷)، کسری از نقاط اطراف در یک مربع به طول n محاسبه می‌شود که مقدار ۱ دارند (مقادیر بزرگ‌تر از آستانه). این فرایند در معادله زیر شرح داده شده است. برای محاسبه $M_{(n)}(i,j)$ نیز از رابطه (۸) استفاده می‌شود با این تفاوت که I_M جایگزین I_O می‌شود:

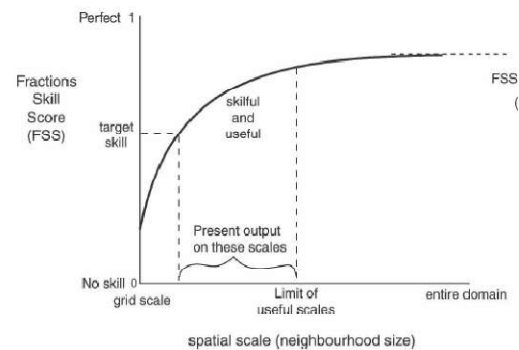
$$O_{(n)}(i,j) = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_O \left[i+k-1, j+l-1 \right] \quad (8)$$

که $O_{(n)}(i,j)$ میدان ناشی از کسره‌های دیدبانی برای مربع به طول n از میدان دودویی I_O و $M_{(n)}(i,j)$ میدان ناشی از کسره‌های پیش‌بینی از میدان دودویی I_M است.

پهنه آب محصور یا نیمه محصور تشکیل می‌شود. اصلی‌ترین لازمه تشکیل سیش آن است که پهنه آب دست‌کم تا اندازه‌ای محصور باشد تا اجازه دهد موج ایستاده شکل گیرد. در این پدیده امواج ایستاده در اثر عوامل مختلف از جمله وزش باد و عوامل هواشناسی ایجاد می‌شوند که وزش شدید و ناگهانی باد عمود بر ساحل، سبب ایجاد شیب در سطح آب دریا می‌شود و با قطع ناگهانی باد، نوسانات عمودی سطح آب و امواج سهمگین ایجاد می‌شوند (ویلسون، ۱۹۷۲).

در مطالعه حاضر، پدیده خط تندوزه به همراه پدیده سیش در ساعت ۰۴:۰۰ UTC روز ۱۹ مارس ۲۰۱۷ در ایستگاه بندر دیر در جنوب غرب ایران مشاهده شده است. جدول ۲ داده‌های دیدبانی دمای سطح زمین، سرعت باد افقی، سمت باد و میانگین فشار سطح دریا را از ساعت ۰۰:۰۰ UTC تا ۰۶:۰۰ UTC روز ۱۹ مارس ۲۰۱۷ در ایستگاه همدید بندر دیر نشان می‌دهد. مطابق با جدول ۲، دما در ساعت ۰۳:۰۰ UTC به مقدار ۲۴ درجه سلسیوس، در ساعت ۰۴:۰۰ UTC به مقدار ۲۰ درجه سلسیوس و در ساعت ۰۵:۰۰ UTC به ۲۳ درجه سلسیوس رسیده است. این تغییرات دما در سه ساعت متوالی نشان می‌دهد که در زمان رخداد خط تندوزه (۰۴:۰۰ UTC) دما به میزان ۴ درجه سلسیوس کاهش یافته و مجدداً تا یک ساعت بعد ۳ درجه افزایش داشته است. سرعت باد در ساعت‌های ۰۳:۰۰، ۰۴:۰۰ و ۰۵:۰۰ به وقت UTC به ترتیب برابر با مقادیر ۴، ۸ و ۳ متر بر ثانیه ثبت شده است که این مقادیر نشان می‌دهند که سرعت باد در زمان رخداد خط تندوزه در ایستگاه همدید بندر دیر به مقدار ۴ متر بر ثانیه افزایش داشته است و مجدداً تا یک ساعت بعد و گذشتن خط تندوزه از روی ایستگاه به اندازه ۵ متر بر ثانیه کاهش یافته است. با توجه به مقادیر سمت باد از ساعت ۰۰:۰۰ UTC تا ساعت ۰۶:۰۰ UTC مشاهده می‌شود که سمت باد از ۵۰

مهارت است. هنگامی که همسایگی فقط شامل یک نقطه شبکه باشد، مهارت کمترین مقدار ممکن را دارد. با افزایش تعداد نقاط همسایگی، مهارت افزایش می‌یابد تا به $2N-1$ برسد. اگر خطایی (bias) وجود نداشته باشد، مقدار FSS در همسایگی $2N-1$ به مقدار ۱ می‌رسد و نشان‌دهنده مهارت کامل در پیش‌بینی است.



شکل ۲. طرح کلی از تغییرات مقدار FSS با مقدار همسایگی برگرفته از روبرتز و لین (۲۰۰۸).

۳ نتایج

۳-۱ بررسی خط تندوزه ۱۹ مارس

۳-۱-۱ کمیت‌های دیدبانی

خط تندوزه به صورت تندباد شدید با شروع ناگهانی تعریف می‌شود که پس از چند دقیقه ناگهان سرعت آن کاهش می‌یابد. این پدیده اغلب به صورت یک خط از سلول‌های همرفتی، موازی با جبهه سرد و در جلوی آن ظاهر می‌شود. در اثر این پدیده جهت وزش باد موافق با حرکت عقربه‌های ساعت خواهد بود. ازدیاد سرعت ناگهانی باد نیز از عوامل این پدیده جوئی است. همچنین خط تندوزه سبب کاهش ناگهانی دما (دست‌کم چند درجه سلسیوس) و ازدیاد رطوبت نسبی هوا می‌شود (سازمان جهانی هواشناسی، ۲۰۱۴).

پدیده سیش (Seiche) یک موج ایستاده است که در

جدول ۲. دما، سمت باد، سرعت باد و فشار سطح دریا در ایستگاه همدید بندر دیر از ساعت ۰۰:۰۰ UTC تا ۰۶:۰۰ UTC روز ۱۹ مارس ۲۰۱۷

ساعت (UTC)	دما (°C)	سرعت باد (m/s)	سمت باد	فشار سطح دریا (hPa)
۰۰:۰۰	۲۳	۲	۲۸۰	۱۰۱۳
۰۱:۰۰	۱۷	۳	۵۰	۱۰۱۲
۰۲:۰۰	۱۸	۲	۳۱۰	۱۰۱۲
۰۳:۰۰	۲۴	۴	۳۴۰	۱۰۱۱/۸
۰۴:۰۰	۲۰	۸	۳۰۰	۱۰۱۳
۰۵:۰۰	۲۳	۳	۲۹۰	۱۰۱۳
۰۶:۰۰	۲۳/۲	۶	۳۴۰	۱۰۱۳/۲

با مقدار بیش از ۶۰m روی عراق و شبه جزیره عربستان (غرب ایران) است. در شکل ۳-ج ناوه عمیقی در غرب و جنوب غرب ایران در حال نزدیک شدن به ایران است.

شکل ۳-د بی‌هنجاری منفی قوی را در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰hPa در مکان ناوه شکل گرفته در جنوب ایران به وضوح نشان می‌دهد. در نقشه خطوط آب قابل بارش (شکل ۳-ه) منطقه رطوبت قوی همراه با مقادیر بیشتر از 40 kg/m^2 روی جنوب غربی ایران دیده می‌شود. آب قابل بارش نیز (شکل ۳-و) بی‌هنجاری مثبت درخور توجهی را با مقدار 15 kg/m^2 در مکان کم فشار نشان می‌دهد و مقایسه مقادیر میانگین با بی‌هنجاری بلندمدت آب قابل بارش نشان می‌دهد که مقدار آن در زمان وقوع خط تندوزه چشمگیر بوده است.

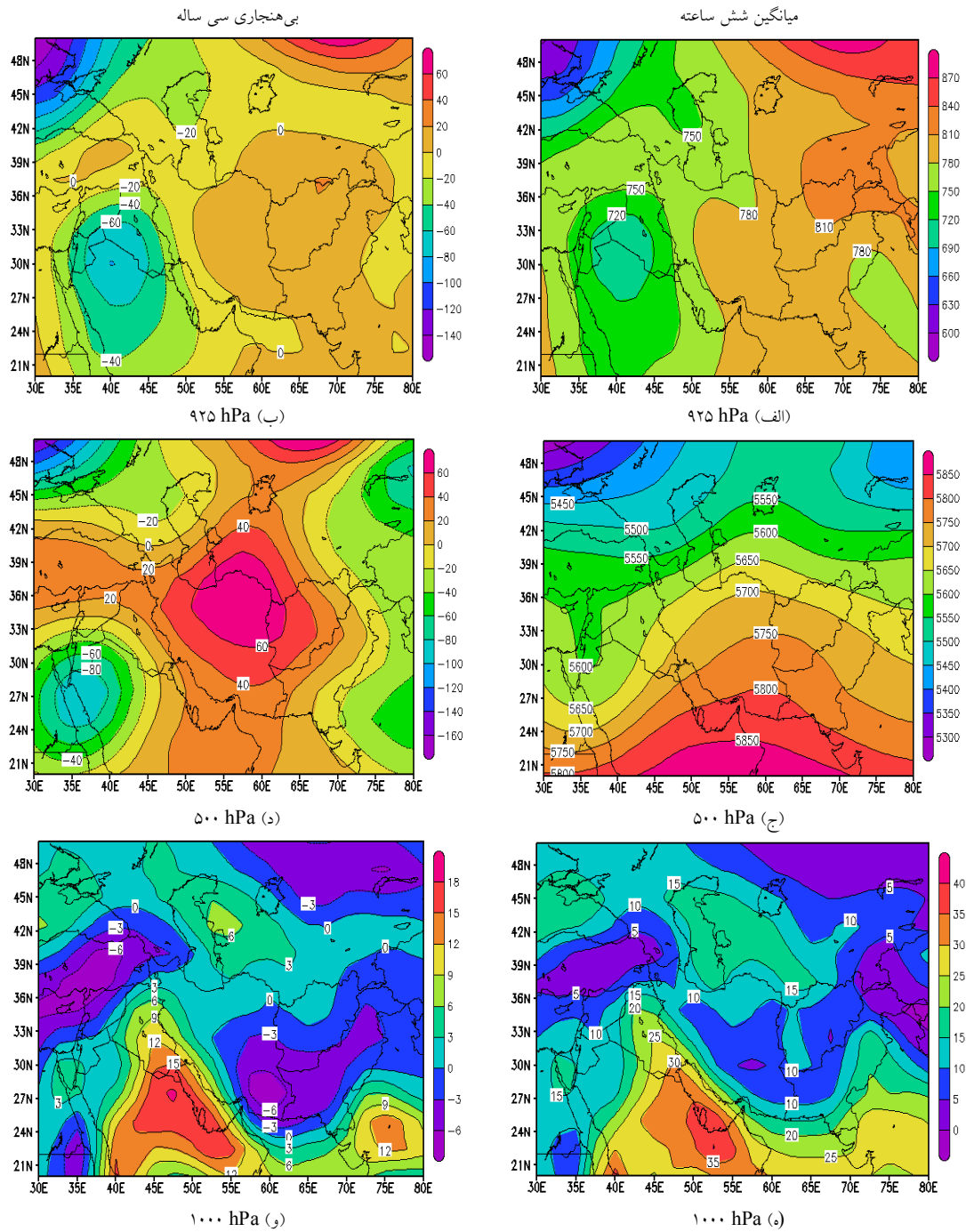
به‌طور کلی می‌توان گفت نقشه‌های تراز پایین وردسپهر بیانگر استقرار ناوه ارتفاعی با طول موج کوتاه همراه با پشته حرارتی روی منطقه بوشهر است که یکی از بهترین شرایط برای رخداد ناپایداری‌های شدید و تشکیل ابرهای همرفتی خط تندوزه است. براین اساس، وجود هوای گرم (پشته دمایی) و مرطوب (آب قابل بارش) در تراز پایین وردسپهر همراه با هوای سرد (ناوه دمایی) در تراز میانی وردسپهر شرایط مساعد را برای رخداد طوفان در منطقه بوشهر فراهم کرده است.

درجه (شمال شرقی) در ساعت ۰۱:۰۰ UTC به ۳۰۰ درجه (شمال غربی) در ساعت ۰۴:۰۰ UTC تغییر جهت داشته است. میانگین فشار سطح دریا در ساعت ۰۳:۰۰ UTC با مقدار ۱۰۱۱/۸ هکتوپاسکال کمترین مقدار خود را در شش ساعت (از ۰۰ UTC تا ۰۶ UTC) نشان داده است؛ به عبارتی، یک ساعت قبل از گذر خط تندوزه از روی ایستگاه، فشار به کمترین مقدار خود رسیده و مجدداً افزایش یافته است.

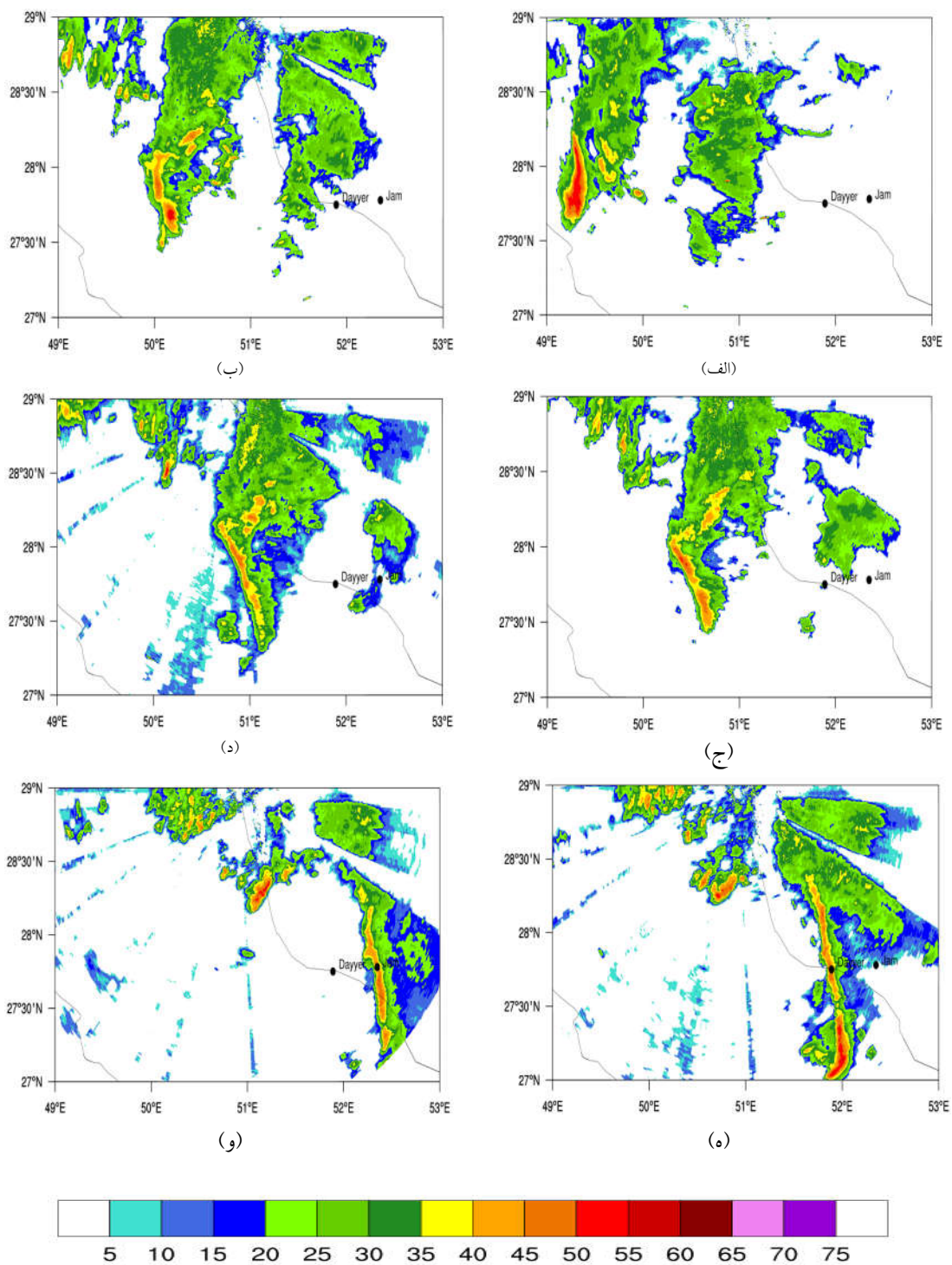
۳-۱-۲ تحلیل همدیدی

شکل ۳ میانگین شش ساعته (۰۰:۰۰ UTC تا ۰۶:۰۰ UTC) و بی‌هنجاری سی ساله مارس را برای میدان ژئوپتانسیل ترازهای ۹۲۵hPa و ۵۰۰hPa و همچنین آب قابل بارش را برای تراز ۱۰۰۰hPa در تاریخ ۱۹ مارس ۲۰۱۷ نشان می‌دهد. ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۹۲۵hPa، یک مرکز کم فشار ۷۰۵m را روی عراق و شبه جزیره عربستان نشان می‌دهد)

شکل ۳-الف). جریان جنوبی و جنوب شرقی که با کم فشار همراه است، در جنوب غربی ایران در امتداد سواحل خلیج فارس (در نزدیکی محل شکل‌گیری خط تندوزه) قرار دارد و رطوبت را از خلیج فارس به سمت ساحل منتقل می‌کند. بی‌هنجاری سی ساله در ارتفاع ژئوپتانسیل ۹۲۵hPa (شکل ۳-ب) یک بی‌هنجاری منفی



شکل ۳. (الف)، (ج) و (ه) میانگین شش ساعته و (ب)، (د)، (و) بی هنجاری سی ساله برای تاریخ ۱۹ مارس ۲۰۱۷. میدان ژئوپتانسیل در شکل های (الف) و (ب) برابر ۹۲۵hPa و در شکل های (ج) و (د) برابر ۵۰۰hPa است. شکل های (ه) و (و) آب قابل بارش (kg/m^3) را در تراز ۱۰۰۰hPa نشان می دهند.



شکل ۴. سری زمانی بازتاب مشاهده‌شده در رادار پوشهر در زاویه ارتفاعی ۰/۵ درجه برای ساعت‌های (الف) ۰۱:۰۰ (ب) ۰۲:۰۰ (ج) ۰۲:۳۰ (د) ۰۳:۰۰ (ه) ۰۴:۰۰ (و) ۰۴:۳۰ به وقت UTC در تاریخ ۱۹ مارس.

نشان می‌دهد که به‌وضوح تغییرات فشار در جنوب غرب ایران مشهود است. در روش CTRL یک مرکز بسته کم‌فشار روی جنوب غرب ایران تشکیل شده است (شکل ۵-الف). بعد از داده‌گذاری به روش 3DVAR، مراکز کم‌فشار با گرادیان فشار قوی در بخش جنوب غربی ایران و محل تشکیل خط تندوزه کاملاً مشهود است (شکل ۵-ب).

۳-۲-۲ سری زمانی کمیت‌های میانگین فشار سطح دریا، دمای سطح زمین، رطوبت نسبی سطح زمین و سرعت باد افقی

شکل ۶ تغییرات زمانی سرعت باد، میانگین فشار سطح دریا، دما و رطوبت نسبی دیدبانی‌شده، پیش‌بینی CTRL و 3DVAR را در ایستگاه همدید بندر دیر برای رخداد خط تندوزه نشان می‌دهد. مقادیر ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) در ایستگاه بندر دیر براساس داده‌های یک ساعته متار (ساعت‌های UTC ۰۰:۰۰ تا ۰۶:۰۰) و کمیت‌های سرعت باد، میانگین فشار سطح دریا، دما، رطوبت نسبی و بارش تجمعی شش ساعته محاسبه شده است. مقادیر شبیه‌سازی‌شده روی مختصات ایستگاه بندر دیر برای محاسبه RMSE درون‌یابی شده‌اند. سرعت باد در این رخداد در شبیه‌سازی CTRL به‌جز دو زمان UTC ۰۴:۰۰ و ۰۶:۰۰، بیشتر از مقدار دیدبانی‌شده

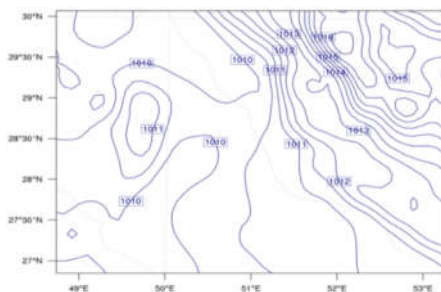
۳-۱-۳ بررسی بیشینه بازتاب رادار بوشهر

شکل ۴ توزیع زمانی و مکانی بازتاب در زاویه ارتفاعی ۰/۵ درجه مشاهده‌شده در رادار بوشهر را در ساعت‌های UTC ۰۱:۰۰ تا ۰۴:۳۰ در روز ۱۹ مارس ۲۰۱۷ (تولید، رشد و گسترش پدیده خط تندوزه) نشان می‌دهد. با توجه به شکل، سلول‌های همرفتی روی غرب خلیج فارس در ساعت ۰۰:۰۰ مشاهده شده‌اند. سپس این سلول‌ها رشد کرده و به سمت شرق حرکت کرده‌اند (شکل ۴الف و ب). در ساعت ۰۲:۳۰ (شکل ۴ج) در مرکز خلیج فارس یک خط تندوزه شکل گرفته است. خط تندوزه گفته‌شده روی بندر دیر و جم توحید در حدود ساعت‌های UTC ۰۴:۰۰ (شکل ۴ه) و UTC ۰۴:۳۰ (شکل ۴و) مشاهده می‌شود. این پدیده از ساعت ۰۵:۰۰ شروع به تضعیف می‌کند. گذر خط تندوزه، باد قوی و نشست هوای سرد روی خلیج فارس، منجر به شکل‌گیری یک موج ایستاده و پدیده سیش روی بندر دیر شده است.

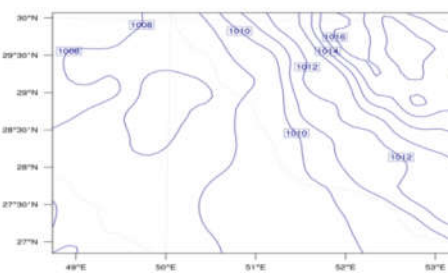
۳-۲-۳ مقایسه خروجی CTRL و 3DVAR با داده‌های دیدبانی متناظر

۳-۲-۱ اثر بر شرایط اولیه

شکل ۵ میانگین فشار سطح دریا در ساعت UTC ۰۰:۰۰ را در روز ۱۹ مارس ۲۰۱۷ با اجرای CTRL و 3DVAR

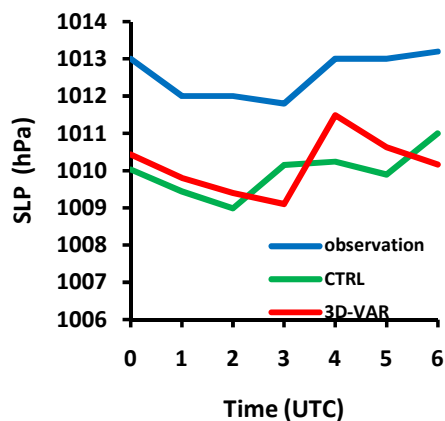


(ب)

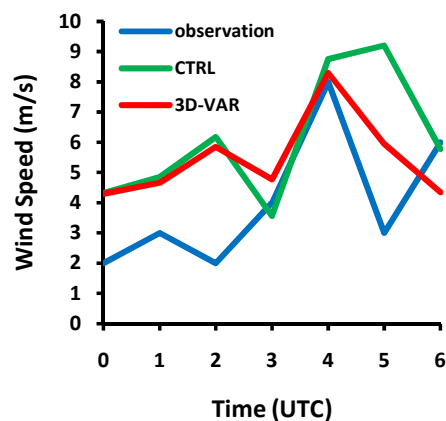


(الف)

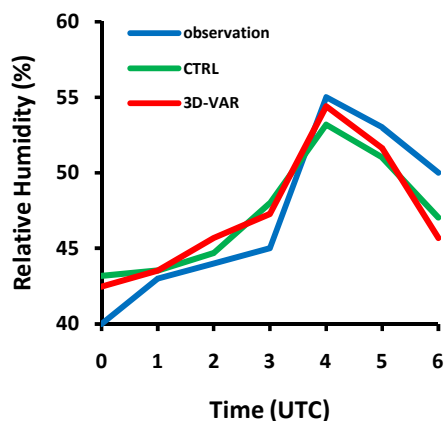
شکل ۵. فشار سطح دریا (hPa) در ساعت ۰۰:۰۰ UTC ۱۹ مارس ۲۰۱۷ برای آزمایش‌های (الف) CTRL (ب) 3DVAR.



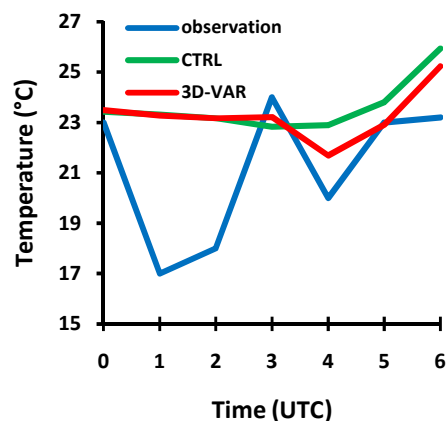
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۶. تغییرات زمانی مشاهداتی و شبیه‌سازی برای کمیت‌های (الف) سرعت باد (m/s) (ب) فشار سطح دریا (hPa) (ج) دما (°C) و (د) رطوبت نسبی (%) در روز ۱۹ مارس ۲۰۱۷ در ایستگاه همدید بندر دیزر.

ساعت ۰۴:۰۰ UTC (۸/۲۹ m/s) نشان داده است (شکل ۶-الف). مقدار RMSE سرعت باد در CTRL و 3DVAR به ترتیب مقادیر ۸/۰۹ و ۵/۹۱ هستند (جدول ۳). شبیه‌سازی 3DVAR روند افزایش و کاهش میانگین فشار سطح دریا به سبب همرفت را در تطابق با روند میانگین فشار سطح دریای دیدبانی‌شده نشان می‌دهد. میانگین فشار سطح دریا به‌دست‌آمده از شبیه‌سازی‌های CTRL و 3DVAR همیشه از مقادیر دیدبانی‌شده تبعیت نکرده است، اما شبیه‌سازی 3DVAR به دیدبانی

برآورد شده است (over-estimate). در شبیه‌سازی 3DVAR سرعت باد در ساعت ۰۶:۰۰ UTC مقدار کمتر برآورده شده را نشان می‌دهد به‌طوری‌که عدد ۶ را ۴/۳۴ متر بر ثانیه تخمین زده است، اما در بقیه ساعات پیش‌بینی، مقدار سرعت باد بیشتر از مقدار دیدبانی است. بیشترین سرعت باد در ساعت ۰۴:۰۰ UTC مشاهده شده است، درحالی‌که شبیه‌سازی CTRL بیشترین مقدار سرعت باد را در ساعت ۰۵:۰۰ UTC (۹/۲۰ m/s) و شبیه‌سازی 3DVAR بیشترین مقدار این کمیت را در

جدول ۳. ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) میان داده‌های مشاهداتی و پیش‌بینی و درصد کاهش RMSE برای پیش‌بینی 3DVAR نسبت به CTRL برای کمیت‌های سرعت باد، دما، میانگین فشار سطح دریا، رطوبت نسبی و بارش تجمعی شش ساعته از ساعت ۰۰UTC تا ۰۶UTC روز ۱۹ مارس ۲۰۱۷.

	بارش	رطوبت نسبی	فشار سطح دریا	دما	سرعت باد افقی
CTRL	۶/۰۰	۵/۹۹	۷/۰۲	۹/۱۹	۸/۰۹
3DVAR	۴/۵۲	۵/۴۴	۵/۷۸	۸/۵۹	۵/۹۱
% کاهش	۲۴/۶۶	۹/۱۸	۱۷/۶۶	۶/۵	۲۶/۹۴

3DVAR در پیش‌بینی رطوبت نسبی است (جدول ۳).

نزدیک‌تر است. کمترین مقدار میانگین فشار سطح دریا در دیدبانی، CTRL و 3DVAR به ترتیب در ساعت‌های ۰۳:۰۰UTC (۱۰۱۱/hPa)، ۰۲:۰۰UTC (۱۰۰۸/۹۹hPa) و ۰۳:۰۰UTC (۱۰۰۹/۱hPa) مشاهده شده است (شکل ۶-ب). در کل مقادیر RMSE برای کمیت میانگین فشار سطح دریا در شبیه‌سازی 3DVAR کاهش چشمگیری داشته و از مقدار ۷/۰۲ در CTRL به ۵/۷۸ رسیده است (جدول ۳).

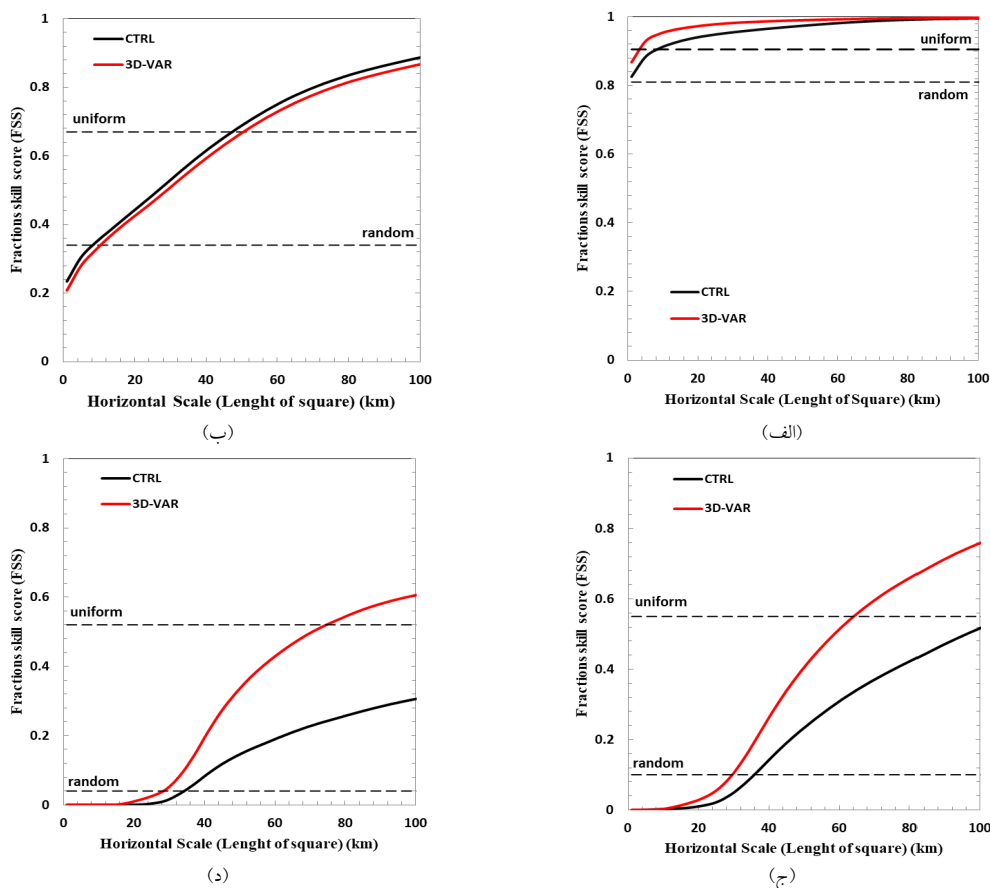
۳-۲-۳ سری زمانی بیشینه بازتاب و رشد قائم سلول‌های همرفتی

جدول ۴ جدول ۴ سری زمانی بیشینه بازتاب و رشد قائم شبیه‌سازی شده و دیدبانی شده رادار را از ساعت ۰۲:۰۰UTC تا ساعت ۰۵:۰۰UTC روز ۱۹ مارس ۲۰۱۷ نشان می‌دهد. داده‌های بازتاب رادار نشان می‌دهند که سلول‌های همرفتی تشکیل‌دهنده خط تندوزه با بیشینه بازتاب ۴۵dBZ و بیشترین رشد قائم ۱۰۷۰۰m در ساعت ۰۲:۰۰UTC تشکیل شده‌اند. خط تندوزه با گذر زمان رشد کرده به طوری که در ساعت ۰۴:۰۰UTC به بیشترین مقدار بازتاب (۶۰/۲۸dBZ) و بیشترین رشد قائم (۱۶۶۶۱m) در بندر دیر رسیده است و پس از آن تضعیف و در ساعت ۰۵:۰۰UTC نابود شده است. با توجه به جدول ۴ کاملاً واضح است که شبیه‌سازی 3DVAR مقادیر مشاهداتی سازگارتر است به طوری که سلول‌ها از ساعت ۰۲:۰۰UTC تا ساعت ۰۴:۰۰UTC رشد کرده و در ساعت ۰۴:۰۰UTC به بیشترین مقدار بازتاب و رشد

روند دما در داده‌های دیدبانی شده، ۴ درجه سلسیوس کاهش دما را در ساعت ۰۴:۰۰UTC نشان می‌دهد، اما در پیش‌بینی مدل به روش CTRL کاهش دما به اندازه ۰/۵ درجه سلسیوس در ساعت ۰۳:۰۰UTC و در شبیه‌سازی 3DVAR کاهش دما در حدود ۲ درجه سلسیوس و در ساعت ۰۴:۰۰UTC مشاهده می‌شود (شکل ۶-ج). کاهش مقدار RMSE در این کمیت در حدود ۶/۵٪ است و این کاهش در شبیه‌سازی 3DVAR دیده می‌شود (جدول ۳). الگوی مقدار رطوبت نسبی در پیش‌بینی‌های 3DVAR و CTRL با الگوی دیدبانی شده مطابقت دارد (شکل ۶-د)، اما مقدار RMSE نشان‌دهنده کمتر بودن خطا در اجرای

جدول ۴. سری زمانی بازتاب و رشد قائم از ساعت ۰۲:۰۰UTC تا ۰۵:۰۰UTC روز ۱۹ مارس ۲۰۱۷ در موقعیت خط تندوزه در رادار بوشهر.

زمان (UTC)	داده‌های دیدبانی (رادار)		CTRL		3DVAR	
	بازتاب (dBZ)	رشد قائم (m)	بازتاب (dBZ)	رشد قائم (m)	بازتاب (dBZ)	رشد قائم (m)
۰۲:۰۰	۴۵	۱۰۷۰۰	۲۰	۵۳۶۳	۴۰	۷۸۵۰
۰۳:۰۰	۵۲	۱۴۴۴۲	۳۵	۸۰۶۴	۴۵	۸۲۷۴
۰۴:۰۰	۶۰	۱۶۶۶۱	۴۵	۸۷۸۳	۵۵	۱۰۸۳۶
۰۵:۰۰	۴۴	۱۲۹۴۸	مشاهده نشد	مشاهده نشد	۳۰	۷۳۵۳



شکل ۷. منحنی امتیاز مهارتی کسری برای بارش تجمعی شش ساعته شبیه‌سازی‌شده برای آستانه‌های (الف) ۰/۵mm (ب) ۵mm (ج) ۱۰mm (د) ۱۵mm.

تفاوت دارند. جدول ۵ اختلاف بارش تجمعی شش ساعته دیدبانی‌شده و پیش‌بینی‌شده در دو آزمایش CTRL و 3DVAR را در هشت ایستگاه هم‌دید استان بوشهر نشان می‌دهد. مجموع اختلاف بارش تجمعی دیدبانی‌شده و پیش‌بینی‌شده در CTRL و 3DVAR به ترتیب ۱۲/۲۸ و ۲/۶۵ میلی‌متر است. این مقادیر نشان می‌دهند که پیش‌بینی بارش تجمعی شش ساعته پس از داده‌گواری در کل استان بوشهر بهبود چشمگیری داشته است.

۳-۲-۵ اعتبارسنجی فازی با استفاده از منحنی FSS در شکل ۷ منحنی FSS برای پیش‌بینی بارش تجمعی شش ساعته و برای آستانه‌های تجمعی ۰/۵، ۵، ۱۰ و ۱۵

قائم خود رسیده و پس از ساعت ۰۴:۰۰ UTC تضعیف شده‌اند. در شبیه‌سازی CTRL روند افزایش سلول‌های همرفتی مشاهده می‌شود، ولی میزان رشد آنها محسوس نیست.

۳-۲-۴ ارزیابی زمانی و مکانی بارش تجمعی شش ساعته

بر اساس مطالعات قبلی، بارش دیدبانی و شبیه‌سازی‌شده در توزیع زمانی و مکانی با یکدیگر تفاوت دارند (داس و همکاران، ۲۰۰۹). با این حال، مدل توانسته است بارش را در روز رخداد خط تندوزه شبیه‌سازی کند. بارش‌های شبیه‌سازی‌شده در شدت با یکدیگر و با بارش دیدبانی‌شده

نشان‌دهنده نتایج مطلوب برای هر دو شبیه‌سازی در این آستانه است (شکل ۷-ب). در آستانه ۱۰mm (شکل ۷-ج) و آستانه ۱۵mm (شکل ۷-د) در شبیه‌سازی 3DVAR، منحنی FSS به ترتیب خط FSS_{uniform} را در ۶۵km و ۷km قطع کرده، اما در این آستانه‌ها در شبیه‌سازی CTRL، منحنی FSS_{uniform} را در هیچ مقیاسی قطع نکرده است. در کل، شبیه‌سازی 3DVAR برای آستانه‌های بزرگ‌تر از ۱۰mm در پیش‌بینی بارش تجمعی را بهتر از شبیه‌سازی CTRL بوده است و بهبود چشمگیری را نشان می‌دهد.

میلی‌متر و برای شبیه‌سازی‌های مدل به روش CTRL و 3DVAR نشان داده شده است. برای کوچک‌ترین آستانه (۰/۵mm) مقادیر FSS در شبیه‌سازی CTRL و 3DVAR از مقدار FSS_{random} بزرگ‌تر است و نشان می‌دهد که هر دو شبیه‌سازی در تمام مقیاس‌ها در پیش‌بینی بارش مهارت زیادی داشته‌اند و همچنین در این آستانه در شبیه‌سازی CTRL و 3DVAR خط FSS_{uniform} را به ترتیب در ۹km و ۵km قطع کرده‌اند (شکل ۷-الف). برای آستانه ۵mm، منحنی FSS در CTRL و 3DVAR به ترتیب خط FSS_{uniform} را در ۴۹km و ۵۳km قطع کرده که

جدول ۵. اختلاف بارش تجمعی ۶ ساعته دیدبانی‌شده و شبیه‌سازی برای آزمایش‌های CTRL و 3DVAR.

ایستگاه‌های همدیدی	بارش تجمعی شش ساعته (mm)	
	CTRL	3D-VAR
بوشهر	۰/۱۱	۱/۵۸
بوشهر ساحلی	۲/۱۱	-۱/۳
بندر دیلم	۰/۷۸	-۲/۷۳
جزیره خارک	-۱/۳	-۰/۴۴
بrazجان	۰/۹۶	-۰/۱۶
جم توحید	۴/۳۳	۱/۵۴
عسلویه	۳/۱	۲/۴۸
بندر دژ	۲/۱۹	۱/۶۸
مجموع اختلاف بارش پیش‌بینی و دیدبانی ایستگاه‌ها	۱۲/۲۸	۲/۶۵

۴ نتیجه‌گیری

توجه به آن می‌توان به نتایج کلی زیر دست یافت: داده‌گواری تأثیر زیادی در شبیه‌سازی خط تندوزه دارد به گونه‌ای که می‌توان گفت بدون داده‌گواری، مدل میان‌مقیاس WRF قادر به شبیه‌سازی خط تندوزه نیست. شبیه‌سازی 3DVAR نسبت به شبیه‌سازی CTRL، در پیش‌بینی ویژگی‌های همراه با خط تندوزه به داده‌های دیدبانی‌شده بسیار نزدیک‌تر است. این مطالعه آشکار ساخت که اجرای مدل با روش 3DVAR پیش‌بینی ویژگی‌های دینامیکی از جمله تشکیل کم‌فشار و گردانان خطوط هم‌فشار را در رخداد خط تندوزه نسبت به CTRL بهبود بخشیده است. موقعیت و شدت خط تندوزه

در این مطالعه سعی شده است شبیه‌سازی رخداد خط تندوزه در مارس ۲۰۱۷ در جنوب غربی ایران و بندر دژ، با استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF و با روش کنترلی مرجع و داده‌گواری وردشی سه‌بعدی انجام شود. مدل WRF با دو حوضه تودرتو با تفکیک ۲۷km و ۹km اجرا شد. برای این منظور، دو اجرای مدل (یکی با روش CTRL و بدون داده‌گواری و دیگری با روش داده‌گواری وردشی سه‌بعدی با استفاده از داده‌های رادار و داده‌های سطح و جو بالا برای دامنه مورد مطالعه) به جهت ارزیابی اثر داده‌گواری بر شبیه‌سازی خط تندوزه انجام شد که با

منابع

آزادی، م.، صوفیانی، م.، و کیلی، غ.، قائمی، ه.، ۱۳۹۵، مطالعه موردی اثر گوارد داده‌های ایستگاه‌های دیدبانی و جوّ بالا بر برون‌داد بارش مدل WRF روی منطقه ایران: مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۰، ۱۱۰-۱۱۹.

ذاکری، ز.، آزادی، م.، قادر، س.، ۱۳۹۷، بررسی اثر داده‌گواری داده‌های ماهواره prepbuf و GPSro در پیش‌بینی باد و بارگرد و خاک در دو مورد گرد و خاک در مدل WRF-Chem: مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۲، ۱-۲۲.

صفر، م.، احمدی، ف.، محب‌الحجه، ع.، ۱۳۹۱، بررسی اثر گوارد داده‌های رادار در مدل عددی ARPS در شبیه‌سازی حاصل از سامانه همدیدی ۳۱ مارس ۲۰۰۹ در منطقه تهران: مجله ژئوفیزیک ایران، ۶، ۹۴-۱۱۲.

کریم‌خانی، م.، جمشیدی خزلی، ت.، آزادی، م.، فتاحی، ا.، ۱۳۹۶، تأثیر تفکیک افقی بر دقت پیش‌بینی بارش با استفاده از مدل WRF منطقه مورد مطالعه: حوضه‌های آبریز کرخه و کارون: مجله علمی-پژوهشی اکویولوژی تالی، ۹، ۵۵-۷۴.

لابقی، ب.، قادر، س.، علی اکبری بیدختی، ع.، آزادی، م.، ۱۳۹۶، حساسیت‌سنجی شبیه‌سازی‌های مدل WRF به پارامترسازی‌های فیزیکی در محدوده خلیج فارس و دریای عمان در زمان مونسون تابستانی: مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۱، ۱-۱۹.

Abhilash, S., Das, S., Kalsi, S. R., Das, G. M., Mohankumar, K., George, J. P., Banerjee, S. K., Thampi, S. B., and Pradhan, D., 2007, Impact of Doppler radar wind in simulating the intensity and propagation of rainbands associated with mesoscale convective complexes using MM5-3DVAR system: Pure and Applied Geophysics, **164**, 1491-1509.

Akter, F., and Ishikawa, H., 2014, Synoptic features and environmental conditions of the tornado outbreak on March 22, 2013 at Brahmanbaria in the east-central region of Bangladesh: Natural Hazards, **74**(3), 1309-1326.

شبیه‌سازی‌شده از نظر شدت بازتاب، رشد قائم، زمان تشکیل، زمان بلوغ و زمان نابود شدن سلول‌های همرفتی در 3DVAR بسیار نزدیک‌تر به دیدبانی رادار متناظر است. در اجرای 3DVAR، تغییرات ساعتی سرعت باد افقی، دمای سطح زمین، فشار سطح دریا، رطوبت نسبی سطح زمین و بارش، بهبود چشمگیری را نسبت به اجرای CTRL در پیش‌بینی خط تندوزه نشان می‌دهد به گونه‌ای که مقدار خطا در آنها در روش 3DVAR نسبت به CTRL به ترتیب به میزان ۲۷٪، ۷٪، ۱۸٪ و ۱۰٪ کاهش دارد. تشکیل و رشد سلول‌های همرفتی، توزیع افقی، ساختار قائم و زمان نابودی آنها در شبیه‌سازی 3DVAR بهتر از CTRL پیش‌بینی شده است. با استفاده از منحنی FSS می‌توان دریافت که در شبیه‌سازی 3DVAR، موفقیت زیادی در پیش‌بینی بارش تجمعی شش ساعته با آستانه بیشتر از ۱۰mm حاصل شده است. همچنین در اختلاف بارش تجمعی شش ساعته پیش‌بینی و دیدبانی‌شده در ایستگاه‌های همدید استان بوشهر در اجرای 3DVAR نسبت به CTRL کاهش چشمگیری مشاهده شده است.

یافتن پیکربندی فیزیکی و دینامیکی مناسب جهت یافتن پیش‌بینی بهتر در تولید خط تندوزه نیازمند تحقیقات گسترده‌ای در این زمینه در منطقه مورد مطالعه است که انجام آن در پژوهش‌های آینده پیشنهاد می‌شود. علاوه بر این، استفاده از سایر روش‌های پیشرفته داده‌گواری از جمله روش وردشی چهاربعدي 4DVAR و همچنین روش کالمن فیلتر همادی (EnKF) با هم‌وردایی خطای پس‌زمینه وابسته به جریان (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۱، ۲۰۱۳) در مطالعات بعدی باید مورد توجه قرار گیرد. همچنین بررسی تعداد دفعات کمینه کردن تابع هزینه در روش وردشی سه‌بعدي می‌تواند در نتیجه پیش‌بینی تأثیر داشته باشد و باید در تحقیقات آینده بررسی شود.

- Bachmann, K., Keli, C., Craig, G. C., Weissman, M., and Welzbacher, C. A., 2019, Predictability of deep convection in idealized and operational forecasts: Effects of radar data assimilation, orography and synoptic weather regime: Monthly Weather Review, Early Online Release-Posted online on 11 Sep 2019.
- Barker, D. M., Huang, W., Guo, Y. G., and Bourgeois, A., 2003, A Three-Dimensional Variational (3DVAR) Data Assimilation System For Use With MM5, NCAR Tech. Note, NCAR/TN-453+STR, UCAR Communications: Boulder, CO., 68 pp.
- Barker, D. M., Huang, W., Guo, Y. R., Bourgeois, A., and Xiao, Q., 2004, A three dimensional variational (3DVAR) data assimilation system for use with MM5: Implementation and Initial Results: Monthly Weather Review, **132**, 897–914.
- Basnayake, B., Das, M. K., Nessa, F. F., and Rahman, M. M., 2010, Nor'easters over Bangladesh and neighborhood during pre-monsoon season of 2009: observations and WRF model simulations: SAARC Meteorological Research Centre, **36**, 58-70.
- Biggerstaff, M., and Listemaa, A., 1999, An improved scheme for convective/stratiform echo classification using radar reflectivity: Journal of Applied Meteorology, **34**, 2129–2162.
- Brewster, K., Hu, M., Xue, M., and Gao, J., 2005, Efficient assimilation of radar data at high resolution for short-range numerical weather prediction: Preprints, WWRP Int. Symp. on Nowcasting and Very Short Range Forecasting: Toulouse, France, WWRP, 3.06.
- Carlin, J. T., Ryzhkov, A. V., Snyder, J. C., and Khain, A., 2016, Hydrometeor mixing ratio retrievals for storm-scale radar data assimilation: Utility of current relations and potential benefits of polarimetry: Monthly Weather Review, **144**, 2981-3001.
- Courtier, P., Thépaut, J. N., and Hollingsworth, A., 1994, A strategy for operational implementation of 4D-Var using an incremental approach: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **120**, 1367–1387.
- Das, M. K., Chowdhury, M. D., Das, S., Debsarma, S. K., and Karmakar, S., 2015, Assimilation of Doppler weather radar data and their impacts on the simulation of squall events during pre-monsoon season: Natural Hazards, **77**, 901-931.
- Das, M. K., Das, S., Chowdhury, M., Debsarma, S. K., 2010, Simulation of a severe thunderstorm event using WRF-ARW model during the SAARC STORM Pilot field experiment 2009, in Proceedings of the thirteenth Asian congress of fluid mechanics (13acfm-2010), Bangladesh, **2**, 733–736.
- Das, S., Ashrit, R., and Moncrieff, M. W., 2006, Simulation of a Himalayan Cloudburst event: Journal of Earth System Science, **115**(3), 299–313.
- Das, S., Basnayake, B., Das, M. K., Akand, M., Rahman, M. M., Sarker, M. A., and Islam, M. N., 2009, Composite characteristics of Nor'westers observed by TRMM and simulated by WRF model: SAARC Meteorological Research Centre, **25**, 44-51.
- Das, S., Dutta, S. K., Debsarma, S. K., Ferdousi, N., Nessa, F. F., 2012, Assimilation of STORM 2009 field observation in WRF model and their impact on the simulation of thunderstorm: SAARC Meteorological Research Centre, **43**, 42-53.
- Fritsch, J. M., and Carbone, R. E., 2004, Research and development of improved quantitative precipitation forecasts in the warm season: Bulletin of the American Meteorological Society, **85**, 955–965.
- Golding, B. W., 1998, Nimrod: A system for generating automated very short range forecasts: Meteorological Applications, **5**, 1–16.
- Harrison, D. L., Driscoll, S. J., and Kitchen, M., 2000, Improving precipitation estimates from weather radar using quality control and correction techniques: Meteorological Applications, **7**, 135–144.
- Hu, M., Xue, M., and Brewster, K., 2006, 3DVAR and cloud analysis with WSR-88D level-II data for the prediction of the Fort Worth, Texas, tornadic thunderstorms. Part I: Cloud analysis and its impact: Monthly Weather Review, **134**, 675–698.
- Kain, J. S., and Fritsch, J. M., 1990, A one-dimensional entraining/ detraining plume model and its application in convective parameterization: Journal of the Atmospheric Sciences, **47**, 2784-2802.
- Kain, J. S., and Fritsch, J. M., 1993, Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models, Emanuel, K. A., and Raymond, D.J., eds.: American Meteorological Society, 246 p.
- Li, Y., Wang, X., and Xue, M., 2012, Assimilation of radar radial velocity data with

- the WRF hybrid ensemble-3DVAR system for the prediction of Hurricane Ike (2008): *Monthly Weather Review*, **140**, 3507-3524.
- Li, X., Mecikalski, J. R., and Posselt, D., 2017, An ice-phase microphysics forward model and preliminary results of polarimetric radar data assimilation: *Monthly Weather Review*, **145**, 683-708.
- Lin, Y. L., Farley, R. D., and Orville, H. D., 1983, Bulk parameterization of the snow field in a cloud model: *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 1065-1092.
- Lindskog, M., Salonen, K., Jarvinen, H., and Michelson, D. B., 2003, Doppler radar wind data assimilation with HIRLAM 3DVAR: *Monthly Weather Review*, **132**, 1081-1092.
- Litta, A. J., Mohanty, U. C., Das, S., and Idicula, S. M., 2012, Numerical simulation of severe local storms over east India using WRF-NMM mesoscale model: *Atmospheric Research*, **116**, 161-184.
- Maiello, R., Ferretti, R., Gentile, S., Montopoli, M., Picciotti, E., Marzano, F.S., and Faccani, C., 2014, Impact of radar data assimilation for the simulation of a heavy rainfall case in Central Italy using WRF-3Dvar: *Atmospheric Measurement Techniques*, **7**, 2919-2935.
- Meng, Z., Yan, D., and Zhang, Y., 2012, General features of Squall lines in East China: *Monthly Weather Review*, **141**, 1629-1647.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A., 1997, Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere, RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave: *Journal of Geophysical Research*, **102**, 16663-16682.
- Mohan, K., Das, M. D., Chowdhury, A. M., Sujit, D., Debsarma, K., and Karmakar, S., 2015, Assimilation of Doppler Weather Radar Data and their impacts on the simulation of squall line events during pre-Monsoon season: *Natural Hazards*, **77**, 901-931.
- Murphy, A. H., and Epstein, E. S., 1989, Skill scores and correlation coefficients in model verification: *Monthly Weather Review*, **117**, 572-581.
- Murphy, A. H., 1993, What is a good forecast? An essay on the nature of goodness in weather forecasting: *Weather Forecasting*, **8**, 281-293.
- Parrish, D. F., and Derber, J. C., 1992, The national meteorological center's spectral statistical-interpolation analysis system: *Monthly Weather Review*, **120**, 1747-1763.
- Ridal, M., and Dahlbom, M., 2017, Assimilation of Multinational Radar Reflectivity Data in a mesoscale model: A proof of concept: *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **56**, 1739-1751.
- Roberts, N. M., and Lean, H. W., 2008, Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events: *Monthly Weather Review*, **136**, 78-97.
- Rosenfeld, D., and Amitai, E., 1992, Classification of rain regimes by the three-dimensional properties of reflectivity fields: *Journal of Applied Meteorological*, **34**, 198-219.
- RoyBhowmik, S. K., Roy, S. S., Srivastava, K., Mukhopadhyay, B., Thampi, S., Reddy, Y. K., Sing, H., Venkateswarlu, S., and Adhikary, S., 2011, Processing of Indian Doppler Weather Radar data for mesoscale applications: *Meteorology and Atmospheric Physics*, **111**, 134-147.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X. Y., Wang, W., and Powers, J. G., 2008, A description of the advanced reasearch WRF Version 3. NCAR Technical Note, TN 475+STR, 113 pp., available at: www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arwv3.pdf (last access: January 2012), 2008.
- Srivastava, K., Gao, J., Brewster, K., Bhowmik, S. K. R., Xue, M., and Gadi, R., 2011, Assimilation of Indian radar data with ADAS and 3DVAR techniques for simulation of a small scale tropical cyclone using ARPS model: *Natural Hazards*, **58**, 15-29.
- Stainer, M., and Houze, R., 1994, Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data: *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 1978-2006.
- Sun, J., and Zhang, Y., 2007, Analysis and prediction of a squall line observed during IHOP using multiple WSR-88D observation: *Monthly Weather Review*, **136**, 2364-2387.
- Theis, S. E., Hense, A., and Damrath, U., 2005, Probabilistic precipitation forecasts from a deterministic model: A pragmatic approach: *Meteorological Applications*, **12**, 257-268.
- Vendrasco, E. P., Sun, J., Herdies, D. L., and Angelis, C. F. D., 2016, Constraining a 3DVAR radar data assimilation system with large-scale analysis to improve short-range precipitation forecasts: *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**, 673-690.
- Wilson, B. W., 1972, Seiches: *Advances in Hydroscience Elsevier*, **8**, 1-94.
- WMO (World Meteorological Organization)

- (1962; 2014) Abridged final report of the third session of the commission for instruments and methods of observation. WMO-no. 116 R.P. 48, Geneva WMO (World Meteorological Organization) (2014) Manual on codes international codes. **I.1**, Part A—alphanumeric codes. WMO-no. 306, Geneva.
- Xiao, Q., and Sun, J., 2006, Multiple radar assimilation and short range quantitative precipitation forecasting of squall line observed during IHOP_2002: Monthly Weather Review, **135**, 3311-3404.
- Zhang, F., Zhang, M., and Poterjoy, J., 2013, E3DVar: coupling an ensemble Kalman filter with three-dimensional variational data assimilation in a limited-area weather prediction model and comparison to E4DVar: Monthly Weather Review, **141**, 900–917.
- Zhang, M., Zhang, F., Huang, X. Y., and Zhang, X., 2011, Intercomparison of an ensemble Kalman filter with three and four-dimensional variational data assimilation methods in a limited-area model over the month of June 2003: Monthly Weather Review, **139**, 566–572.

Impact of Assimilation of Radar Data on the Simulation of Squall Line Event

Mahnaz Karimkhani¹, Majid Azadi^{2*}, Amirhosein Meshkati³ and Abas Ranjbar Saadatabadi⁴

¹Ph.D Student, Department of earth science, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of earth science, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

⁴Associate Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

(Received: 02 February 2020, Accepted: 24 April 2020)

Summary

Accurate prediction of squall lines that accompany thunderstorms is a challenging task. A squall line was recorded in Dayyer port station over the southwest of Iran in Bushehr province, on 19 March 2017. In this study, the properties associated with the mentioned squall line including the time of formation, growth and destruction of the convective cells in terms of intensity and vertical growth, as well as the associated precipitation and other meteorological features are simulated using the WRF-ARW model with 3-dimensional variational (3DVAR) assimilation and control experiment (CTRL) for 18UTC 18 March 2017 with two domains of 27 and 9-km horizontal resolution. Radial winds and reflectivity of Bushehr Doppler Weather Radar (DWR) along with surface and upper-level observational synoptic data are used to simulate the above mentioned squall line event with the aim of updating initial and boundary conditions through 3DVAR assimilation in WRF model. In order to verify the simulated properties associated with the squall line event, the horizontal wind speed, mean sea-level pressure, surface temperature and surface relative humidity, as well as time series of reflectivity and vertical growth in the squall line location on Bushehr DWR were compared with the corresponding observational data. To assess the performance of accumulated precipitation forecasts, the fraction skill score (FSS) curves are plotted for different rainfall thresholds 0.5, 5, 10 and 15 mm/day. In general, the results showed that the radar data assimilation has a significant effect on the simulation of the characteristics accompanied with the squall line event such that without data assimilation, the WRF model is not capable of simulating the squall line thoroughly. The results of 3DVAR simulation are also much closer to the observational data in predicting the features along the squall line. The absolute value of the mean errors in simulations with assimilation for surface horizontal wind speed, surface temperature, mean sea level pressure, and surface relative humidity were decreased by 27%, 7%, 18%, and 10%, respectively, compared to those without assimilation. The formation time and growth of convective cells, their horizontal distributions, vertical structure, and their destruction time in 3DVAR simulation are closer to the verifying observational data. The 3DVAR simulation also achieved significant success in predicting 6-h accumulated precipitation with a threshold value of above 10 mm. Also, the value of error in 3DVAR simulation in 6-h accumulated precipitation at synoptic stations in Bushehr province was decreased by 33%, compared to those without assimilation.

Keywords: squall line, Dayyer port, data assimilation, volume radar data

*Corresponding author:

azadi68@hotmail.com