

## مطالعه ناپایداری‌های تولیدکننده همرفت در یک شبیه‌سازی آرمانی امواج کژفشار

الهه بهلولی<sup>۱</sup> محمد میرزائی<sup>۲\*</sup>، فرهنگ احمدی‌گیوی<sup>۳</sup> و علیرضا محب‌الحجه<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۴/۱۰/۰۴، پذیرش: ۱۴۰۵/۰۱/۲۲)

### چکیده

سامانه‌های همدیدی عرض‌های میانه اغلب با همرفت میان‌مقیاس همراه می‌شوند که شناخت ناپایداری‌های مؤثر در شکل‌گیری آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. در پژوهش حاضر ابتدا چرخه عمر امواج کژفشار با استفاده از مدل WRF به‌صورت آرمانی با شرایط اولیه‌ای شامل یک جت متوازن مرطوب در یک کانال با ابعاد ۴۰۰۰، ۱۰۰۰۰ و ۳۰ کیلومتر به‌ترتیب در راستاهای مداری، نصف‌النه‌ای و قائم بر روی صفحه  $f_0$  و تفکیک افقی (قائم) برابر با ۲۵ کیلومتر (۲۵۰ متر) برای ۱۵ روز شبیه‌سازی شد. در ادامه با استفاده از خروجی مدل، کمیت‌های دمای پتانسیلی ( $\theta$ )، دمای پتانسیلی هم‌ارز ( $\theta_e$ )، دمای پتانسیلی هم‌ارز اشباع ( $\theta_{es}$ )، تاوایی پتانسیلی (PV)، تاوایی پتانسیلی هم‌ارز (EPV)، تاوایی پتانسیلی هم‌ارز اشباع (SEPV)، تاوایی مطلق و تابع جبهه‌زایی محاسبه شد. این کمیت‌ها برای بررسی ناپایداری مطلق (AI)، ناپایداری متقارن (SI)، ناپایداری بالقوه (PI)، ناپایداری متقارن بالقوه (PSI)، ناپایداری شرطی (CI)، ناپایداری متقارن شرطی (CSI) و ناپایداری لختی (II) ترسیم و تحلیل شدند. نتایج بررسی تحول موج کژفشار نشان داد که شکل‌گیری آن در روز پنجم شبیه‌سازی همراه با گرادیان شدید دمای افقی و تشکیل جبهه سطوح زیرین و جت سطوح زیرین وردسپهر است و اوج تقویت و میرایی آن به‌ترتیب در روزهای هشتم و دوازدهم رخ می‌دهد. همچنین در روز پنجم که شدت و مقدار بارش نسبت به بقیه روزها بیشینه است، SI، PI، PSI، CSI و II برای هر دو طرحواره خردفیزیک کسلر و WSM6 با الگویی مشابه رخ می‌دهند. علاوه‌براین موارد، CI هم برای طرحواره WSM6 آزاد می‌شود که به‌نظر می‌رسد دلیل بیشینه بارش بیشتر WSM6 نسبت به کسلر در روز پنجم، همین آزاد شدن CI و CSI به‌همراه الگوی مورب II باشد. همچنین تحول همرفت همراه با بیشینه شدت بارش و بیشینه مقادیر منفی EPV و SEPV، منطبق بر سر کاماشکل موج کژفشار در روز پنجم، برای هر دو طرحواره کسلر و WSM6 به‌وضوح قابل شناسایی است.

**کلمه‌های کلیدی:** امواج کژفشار، ناپایداری لختی، ناپایداری شرطی، ناپایداری متقارن شرطی، WRF

## ۱ مقدمه

ناپایداری کژفشار سازوکار اصلی تشکیل سامانه‌های چرخندی در عرض‌های میانی بوده و بیانگر جفت‌شدگی بین سامانه‌های جوئی در ترازهای زیرین و زیرین وردسپهر است. این ناپایداری به‌مثابه یک ناپایداری دینامیکی شناخته می‌شود که به‌علت وجود گرادیان افقی دما و چینش قائم باد افقی به‌وجود می‌آید (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳). به امواجی که در اثر ناپایداری کژفشار شکل می‌گیرند، امواج کژفشار گفته می‌شود. امواج کژفشار، به‌ویژه در عرض‌های میانی، بیانگر الگوهای کم‌فشار و پرفشار در مقیاس همدیدی بوده و در تبادل انرژی و تکانه بین نواحی حاره‌ای و عرض‌های بالا نقش مهمی ایفا می‌کنند (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳).

سامانه‌های چرخندی عرض‌های میانی اغلب با سلول‌های منفرد همرفتی یا همادی از آنها تحت عنوان سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس همراه می‌شوند. این سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس به‌طور اساسی به وجود گردش‌های بسیار بزرگ‌تر وابسته هستند که رطوبت را برای همرفت تامین کرده و می‌توانند محیط همرفتی را ناپایدار کنند (امانوئل، ۱۹۷۹). این مفهوم از ناپایداری به ناپایداری شرطی نوع دوم (CISK) معروف است که اولین بار توسط چارنی و الیاسن (۱۹۶۴) بیان شد و بعداً منجر به ارائه اولین طرحواره‌های پارامترسازی همرفت شد. با این حال درک کامل فرایندهای مؤثر در تشکیل و تحول سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در عرض‌های میانی مانند خطوط تندوزه و نوارهای ابر و بارش جبهه‌ای تنها با در نظر گرفتن دینامیک بزرگ‌مقیاس امکان‌پذیر نبوده و پیش‌بینی درست آنها را دچار مشکل می‌کند.

با توجه به تعریف و تقسیم‌بندی ناپایداری‌ها در مقاله مروری شولتز و شوماخر (۱۹۹۹)، ناپایداری‌های مرتبط با همرفت را می‌توان در سه دسته گرانشی، لختی و متقارن تقسیم کرد که نقش مهمی در شروع و گسترش

سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در عرض‌های میانی دارند. در دسته لختی می‌توان به ناپایداری لختی (Inertial Instability; II) اشاره کرد که وقوع آن به رطوبت جو وابسته نیست، اما حضور ناپایداری‌ها در دو دسته دیگر به رطوبت جو بستگی دارد که هم در جو خشک و هم در جو مرطوب غیراشباع (با نام بالقوه) و اشباع (با نام شرطی) رخ می‌دهند. وقتی دمای پتانسیلی خشک با ارتفاع کاهش می‌یابد، ناپایداری مطلق (Absolut Instability; AI) وجود دارد. درحالی‌که ناپایداری بالقوه (Potential Instability; PI) همراه با کاهش دمای پتانسیلی هم‌ارز با ارتفاع در جو مرطوب غیراشباع است و ناپایداری شرطی (Conditional Instability; CI) در جو اشباع هنگامی که دمای پتانسیلی هم‌ارز اشباع با ارتفاع کاهش یابد، رخ می‌دهد. وجود لایه‌هایی از جو با تاوایی پتانسیلی منفی (Potential Vorticity; PV) می‌تواند نشان‌دهنده رخداد ناپایداری متقارن (Symmetric Instability; SI) باشد. همچنین، ناپایداری متقارن شرطی (Conditional Symmetric Instability; CSI) و ناپایداری متقارن بالقوه (Potential Symmetric Instability; PSI) به ترتیب با مقادیر منفی تاوایی پتانسیلی هم‌ارز اشباع (Saturated Equivalent Potential Vorticity; SEPV) و تاوایی پتانسیلی هم‌ارز (EPV) قابل شناسایی هستند (شولتز و شوماخر، ۱۹۹۹). نظر به اهمیت نقش سامانه‌های چرخندی همدیدی مقیاس در عرض‌های میانی در انتقال تکانه و انرژی و همراه بودن آنها با همرفت و بارش، شناخت دینامیک فرایندهای بزرگ‌مقیاس و میان‌مقیاس مؤثر بر آنها بسیار مهم است. اگرچه ناپایداری کژفشار به‌عنوان یک عامل بزرگ‌مقیاس مهم در شکل‌گیری اولیه چرخندهای عرض‌های میانی مطرح است، اما همراه شدن این چرخندها با سامانه‌های میان‌مقیاس همرفتی همچون نوارهای همرفتی و بارش جبهه‌ای، شناخت و بررسی نقش ناپایداری‌های مؤثر در تولید همرفت در طی تحول

که یک شبیه‌سازی سه‌بعدیِ نوارهای بارش جبهه‌ای و ناپایداری همرفتی در مدل ایدی ارائه دادند. همچنین نوریس و همکاران (۲۰۱۴ و ۲۰۱۷) شبیه‌سازی آرمانی امواج کُرفشار را با استفاده از مدل WRF انجام دادند. اگرچه در این پژوهش‌ها تاثیر میدان‌های سطحی مانند شارهای سطحی گرما و رطوبت، و دمای تراز دریا بر بارش‌های همرفتی در مقیاس میانی بررسی شده است، اما به مطالعه نقش انواع ناپایداری‌ها با جزئیات نپرداخته‌اند. بنابراین بررسی عوامل ناپایداری در گسترش بارش‌های میان‌مقیاس همراه با تحول امواج کُرفشار در شبیه‌سازی آرمانی ضرورت دارد و می‌تواند کمک به سزایی به درک درست این عوامل داشته باشد. برخلاف شبیه‌سازی واقعی، در شبیه‌سازی آرمانی امکان ساده‌سازی و کنترل برخی از عوامل مؤثر بر تحول موج کُرفشار و همرفت وجود دارد. برای مثال، می‌توان با تغییر شرایط اولیه، نقش انواع ناپایداری را بر همرفت با دقت بیشتر بررسی کرد. حال، با توجه به ضرورت‌های ذکر شده برای مطالعه عوامل مؤثر بر چرخندها و سامانه‌های همرفتی عرض‌های میانی، در این پژوهش به شبیه‌سازی آرمانی امواج کُرفشار پرداخته شده است. برای این منظور، ابتدا امواج کُرفشار مرطوب در یک کانال بر روی صفحه  $f$  با استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF شبیه‌سازی شده‌اند. سپس با کمک خروجی‌های مدل، عوامل مؤثر بر امواج کُرفشار و سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس همچون انواع ناپایداری‌های مرتبط با همرفت طی مراحل مختلف تحول آن مورد بررسی قرار گرفته‌اند. ساختار مقاله به این صورت است که در بخش دوم، داده‌ها و روش انجام کار بیان می‌شود. در ادامه نتایج در بخش سوم آورده می‌شود. در نهایت، جمع‌بندی نتایج و نتیجه‌گیری در بخش چهارم ارائه خواهد شد.

## ۲ داده‌ها و روش انجام کار

آنها اهمیت می‌یابد. همچنین، سامانه‌های همدیدی عرض‌های میانی سهم بزرگی از بارش‌های این مناطق همچون ایران را، به‌خصوص در فصل زمستان، به‌خود اختصاص می‌دهند و گاهی همراه با رخداد توفان‌ها و بارش‌های سنگین و فرین برف و باران می‌شوند. بنابراین مطالعه عوامل مؤثر در شکل‌گیری و تحول این سامانه‌ها در مقیاس‌های مختلف همدیدی و میانی اهمیت زیادی در پیش‌بینی درست آنها دارد. عدم شناخت درست این عوامل، به‌ویژه زمانی که با رخدادهای فرین مانند توفان‌های شدید همراه هستند می‌تواند منجر به خسارت‌های مالی و جانی فراوان شود.

در ارتباط با نقش ناپایداری‌های مؤثر در تولید همرفت در سامانه‌های همدیدی عرض‌های میانی و سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس مطالعات بسیار زیادی از سه دیدگاه مشاهداتی، شبیه‌سازی واقعی و شبیه‌سازی آرمانی انجام شده است. برخی مطالعات مشاهداتی موردی یا اقلیم‌شناختی با تمرکز بر بارش‌های سنگین حاصل از نوارهای بارش میان‌مقیاس، به بررسی نقش جبهه‌زایی و انواع ناپایداری‌های مؤثر در تولید همرفت پرداخته‌اند (برای مثال، شولتز و ناکس، ۲۰۰۷؛ نواک و همکاران، ۲۰۰۹؛ شوماخر و همکاران، ۲۰۱۰؛ گنتیز و همکاران، ۲۰۱۸). همچنین شبیه‌سازی‌های واقعی توفان‌های همرفتی همراه با بارش باران و برف سنگین با استفاده از مدل‌های میان‌مقیاس همچون WRF انجام شده است (برای مثال، نیکوزیا و گرام، ۱۹۹۹؛ نواک و همکاران، ۲۰۰۸؛ شوماخر و همکاران، ۲۰۱۰؛ قریب و همکاران، ۲۰۲۴). این شبیه‌سازی‌های واقعی با تفکیک بالا امکان بررسی نقش انواع ناپایداری‌های مؤثر در تولید همرفت در مقیاس میانی را فراهم کردند. از طرفی، برخی مطالعات با شبیه‌سازی آرمانی به بررسی تغییرپذیری بارش همراه با مناطق جبهه‌ای و نوارهای بارش پرداخته‌اند. در این ارتباط می‌توان به پژوهش ژنگ و کو (۱۹۹۵) اشاره کرد

## ۱-۲ شبیه‌سازی با مدل WRF

امواج کژفشار در عرض‌های میانی، یکی از انواع سامانه‌های جوئی هستند که در اثر ناپایداری‌های دینامیکی ایجاد شده و مانند اغتشاشی بر روی جریان بزرگ مقیاس جوئی قرار می‌گیرند. شبیه‌سازی‌های آرمانی امواج کژفشار به‌خوبی وابستگی چرخه زندگی این امواج به شرایط آغازین شبیه‌سازی را نشان می‌دهند. همچنین با ایجاد ساده‌سازی‌ها در شبیه‌سازی آرمانی، می‌توان بر روی شرایط اولیه کنترل لازم را داشته و تحت شرایط مرطوب نیز این بررسی را انجام داد (پلوگونون و اسنایدر، ۲۰۰۷).

در مطالعه چرخه زندگی امواج کژفشار، مدل‌هایی که در صفحه  $f$  یا  $\beta$  بر روی یک کانال سه‌بعدی این امواج را شبیه‌سازی می‌کنند، ابزارهای بسیار کارآمدی هستند. به‌علاوه، در فرایند شبیه‌سازی امواج، معادلات به‌صورت بسط یا شبه‌زمینگرد اغلب به‌صورت اویلری حل می‌شوند. بنابراین، انتخاب شرایط اولیه مناسب برای حل این معادلات بسیار مهم و ضروری است (اولریچ و همکاران، ۲۰۱۵). گردش‌های جوئی در منطقه برون‌حاره، کمربندی از جریانات غربی هستند که معمولاً در عرض‌های ۴۵ درجه شمالی و ۴۵ درجه جنوبی تمرکز یافته‌اند. این جریانات بزرگ‌مقیاس غربی، همواره به علت دخالت و جایگزینی آشفتگی‌های شرق‌سوی امواج کژفشار، دچار پریشیدگی شده و همین امر موجب تغییرات روزانه وضع هوای این مناطق می‌شود. به‌طور معمول، این امواج با طول موج میانگین حدود ۴۰۰۰ کیلومتر و با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه به سمت شرق منتشر می‌شوند (والاس و هابز، ۲۰۰۶).

در این پژوهش، امواج کژفشار با استفاده از مدل WRF شبیه‌سازی شده‌اند. شبیه‌سازی با در نظر گرفتن شرایط اولیه آرمانی در یک کانال با ابعاد  $L_x = 4000$  km،  $L_y = 10000$  km و  $L_z = 30$  km بر روی صفحه  $f$

انجام شده و شرایط مرزی برای حل معادلات در راستای  $x$ ، به صورت دوره‌ای و در راستای  $y$ ، متقارن است. همچنین یک لایه جذب‌کننده با میرایی رایلی  $w$  با ضریب جذب  $0.2 \text{ s}^{-1}$  در ۸ کیلومتر زیرین کانال برای جلوگیری از بازتاب قائم امواج گرانی استفاده شده است. شرایط اولیه در این شبیه‌سازی یک جت دویبعدی آرمانی همانند میرزائی و همکاران (۲۰۱۷) است که با وارون‌سازی تاوایی پتانسیلی اولیه محاسبه می‌شود. بدین منظور توزیع آرمانی یکنواخت تاوایی پتانسیلی دویبعدی با مقدار 0.4 PVU در وردسپهر و 4 PVU در پوشن سپهر در نظر گرفته می‌شود ( $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ Kkg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). ابتدا با وارون‌سازی تاوایی پتانسیلی اولیه، ارتفاع ژئوپتانسیلی اولیه محاسبه می‌شود و سپس مقادیر اولیه میدان‌های سرعت باد و دمای پتانسیلی به‌دست می‌آیند و جت متوازن دویبعدی ساخته می‌شود. با توجه به این که دما در پایین‌ترین ناحیه کانال از دمای نرمال عرض‌های میانی بیشتر است، برای واقعی‌تر کردن میدان دما، دمای پتانسیلی به‌طور یکنواخت کاهش داده شده و در نتیجه میدان سایر کمیت‌ها نظیر سرعت، فشار و چگالی نیز با استفاده از روابط توازن زمینگرد و آب‌ایستایی تنظیم شده‌اند (میرزائی و همکاران، ۲۰۱۷).

همچنین برای آماده کردن شرایط اولیه مرطوب، شکلی تصحیح شده از نیم‌رخ رطوبت نسبی آرمانی (تن و همکاران، ۲۰۰۴) استفاده می‌شود که در این حالت رطوبت نسبی هم در راستای  $y$  و هم در راستای  $z$  متغیر خواهد بود:

(۱)

$$RH(y, z) = RH_0 R(y) \begin{cases} \left[ 1 - 0.9 \left( \frac{z}{z_{RH}} \right) \right]^2 & \text{for } z \leq z_{RH} \\ 0.01 \exp \left[ - \left( \frac{z - z_{RH}}{z_0} \right) \right] & \text{for } z \geq z_{RH} \end{cases}$$

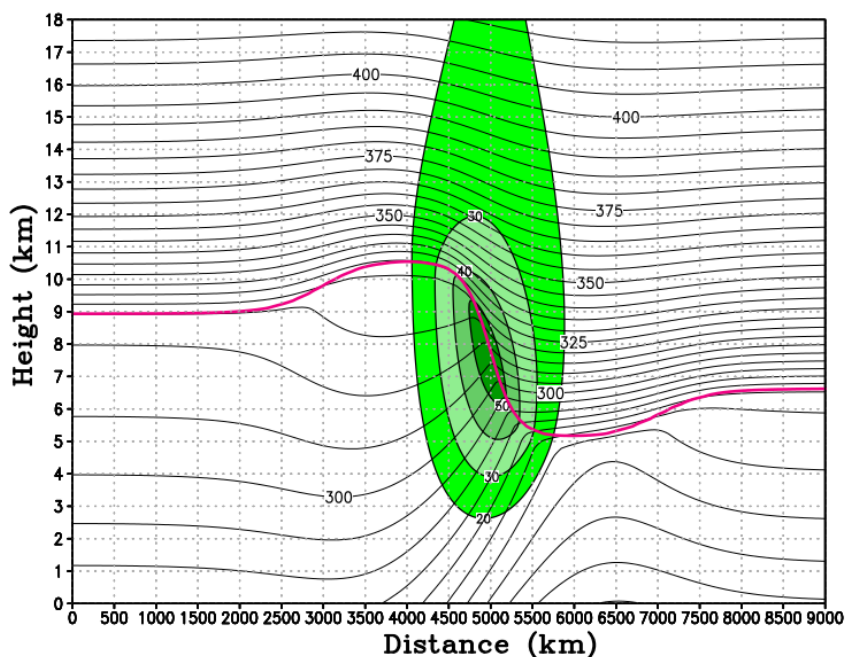
که در آن  $RH$  رطوبت نسبی،  $z_{RH} = 9000$  m،  $z_0 = 1000$  m،  $RH_0 = 0.85$  و  $R(y)$  مطابق رابطه زیر است:

نمایش می‌دهد. همچنین به منظور راه‌اندازی ناپایداری، یک پریشیدگی دما به جت سه‌بعدی اضافه شده است. در این شبیه‌سازی، مدل برای ۱۵ روز با تفکیک افقی ۲۵ کیلومتر و تفکیک قائم ۲۵۰ متر اجرا شد. همین‌طور برای خردفیزیک از دو طرحواره کسلر (کسلر، ۱۹۶۹) و WSM6 (هونگ و لیم، ۲۰۰۶) و برای همرفت از طرحواره کین-فریج (کین، ۲۰۰۴) استفاده شده و مسئله خاموش هستند. جدول ۱ شرایط اجرای مدل WRF در این پژوهش را نشان می‌دهد.

$$R(y) = \begin{cases} R_1 & \text{for } y \leq y_1 \\ R_1 + \left(\frac{y-y_1}{y_2-y_1}\right)(R_2-R_1) & \text{for } y \geq y_1 \text{ and } y < y_2 \\ R_2 & \text{for } y \geq y_2 \end{cases}$$

در اینجا  $R_1 = 0.5$ ،  $R_2 = 1.0$ ،  $y_1 = 0.6 y_c$ ،  $y_2 = 1.0 y_c$  و  $y_c = 5050 \text{ km}$  هستند (میرزائی و همکاران، ۲۰۱۷).

زیربرنامه آغازگری مدل، جت متوازن دوبعدی را به سه‌بعدی تبدیل می‌کند و در نهایت ناپایداری کژ فشار با رفتار چرخندی LC2 (تورنکرافت و همکاران، ۱۹۹۳) تولید می‌شود. شکل ۱ برش قائم جت متوازن اولیه را به همراه پربندهای هم‌دمای پتانسیلی و مکان وردایست



شکل ۱. برش قائم-نصف‌النهاری جت متوازن اولیه مورد استفاده در شبیه‌سازی آرمانی امواج کژ فشار با کمک مدل WRF شامل دمای پتانسیلی (پربندهای مشکی با فاصله پربندی ۵ کلونین)، سرعت مداری (پربندها و سایه‌روشن سبزرنگ؛ مقادیر بزرگ‌تر از ۲۰ متر بر ثانیه و با فاصله پربندی ۱۰ متر بر ثانیه) و مکان وردایست (پربند قرمز 3PVU).

جدول ۱. شرایط اجرای مدل WRF شامل طرحواره‌های خردفیزیک و همرفت، و تفکیک مدل در دو راستای افقی و قائم.

اجرای مدل	تفکیک افقی (km)	تفکیک قائم (m)	طرحواره خردفیزیک	طرحواره همرفت
مرطوب	۲۵	۲۵۰	کسلر	کین - فریج
مرطوب	۲۵	۲۵۰	WSM6	کین - فریج

حال، با استفاده از رابطه آب‌ایستایی  $\partial p/\partial z = -\rho g$  معادله (۵) را می‌توان در مختصه قائم  $z$  به صورت زیر بازنویسی کرد:

$$\text{HEPV} = -\frac{1}{\rho} \left[ \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} - \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f_k \right) \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right] \quad (6)$$

در این پژوهش، شبیه‌سازی در مختصات دکارتی و بر روی صفحه  $f$  انجام می‌شود که  $f_k = 10^{-4} \text{s}^{-1}$  در نظر گرفته شده است. زمانی که جو در شرایط کژفشاری به اشباع می‌رسد، نسبت آمیختگی جرمی با نسبت آمیختگی جرمی اشباع برابر می‌شود ( $\mu = \mu_s$ ). بنابراین با قراردادن  $\theta_{es} = \theta \exp\left(\frac{L\mu_s}{c_p T}\right)$  به جای  $\theta_e$  در معادله HEPV، تاوایی پتانسیلی هم‌ارز اشباع آب‌ایستایی (SHEPV) به دست می‌آید. به دلیل اینکه در این پژوهش صورت ناآب‌ایستایی معادلات بررسی نمی‌شود، در ادامه HEPV و SHEPV همان EPV و SEPV خوانده می‌شوند.

انواع ناپایداری‌های همرفتی میان‌مقیاس با ترسیم برش‌های قائم کمیت‌های مربوط به آنها بررسی می‌شوند. ابتدا خط برش قائم طوری رسم می‌شود که در سطح افقی ۳ کیلومتر از بیشینه مقادیر EPV و SEPV همراه با مقادیر جبهه‌زایی عبور کند و بر خطوط ضخامت عمود باشد (نیکوزیا و گرام، ۱۹۹۹). کمیت‌های مورد نیاز شامل  $\theta$ ،  $\theta_e$ ،  $\theta_{es}$ ، PV، EPV، SEPV، تاوایی مطلق و تابع جبهه‌زایی از سطح زمین تا ارتفاع ۱۰ کیلومتری ترسیم می‌شوند. سپس ناپایداری‌های واقع در دسته گرانشی شامل AI، PI و CI به ترتیب با  $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ ،  $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$  و  $\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} < 0$  ناپایداری‌های واقع در دسته متقارن شامل SI، PSI و CSI به ترتیب با  $PV < 0$ ،  $EPV < 0$  و  $SEPV < 0$  در جو خشک، مرطوب غیراشباع و مرطوب اشباع قابل شناسایی هستند. همچنین مقادیر تاوایی مطلق منفی که نشان‌دهنده وجود ناپایداری لختی است رسم می‌شود.

## ۲-۲ روش تعیین ناپایداری‌های تولیدکننده همرفت

تاوایی پتانسیلی هم‌ارز (Equivalent Potential Vorticity; EPV) کمیت مفیدی برای تشخیص ناپایداری‌های همرفتی در یک محیط کژفشار است که معادله آن به صورت زیر بیان می‌شود (مارتین و همکاران، ۱۹۹۲؛ مور و لمبرت، ۱۹۹۳):

$$\text{EPV} = g\eta \cdot \nabla \theta_e \quad (3)$$

در اینجا  $g$  شتاب گرانی،  $\eta$  بردار تاوایی مطلق سه‌بعدی و  $\nabla$  عملگر گرادیان سه‌بعدی است. کمیت  $\theta_e = \theta \exp\left(\frac{L\mu}{c_p T}\right)$  دمای پتانسیلی هم‌ارز می‌باشد که  $L$  گرمای نهان تبخیر،  $\mu$  نسبت آمیختگی جرمی بخار آب،  $c_p$  ظرفیت گرمایی ویژه هوای خشک در فشار ثابت و  $T$  دمای هوا است.

بسط معادله (۳) به صورت سه‌بعدی منجر به معادله زیر می‌شود (مک‌کن، ۱۹۹۵):

$$\text{EPV} = -g \left[ \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) \hat{i} + \left( \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} + f_j \right) \hat{j} - \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f_k \right) \hat{k} \right] \cdot \left[ \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \hat{j} - \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \hat{k} \right]$$

که  $\hat{i}$ ،  $\hat{j}$  و  $\hat{k}$  بردارهای یک‌به‌ترتیب در راستای محورهای  $x$ ،  $y$  و  $z$  سرعت قائم در مختصه قائم فشاری،  $f_j = 2\Omega \cos \phi$  و  $f_k = 2\Omega \sin \phi$  به ترتیب مولفه‌های افقی و قائم پارامتر کوریولیس ( $\Omega$  سرعت چرخش زمین) هستند. با فرض آب‌ایستایی، سهم  $\omega$  در EPV حذف و  $f_j$  در مقایسه با جملات چپینش قائم در معادله (۴) نادیده گرفته می‌شود. بدین ترتیب تاوایی پتانسیلی هم‌ارز آب‌ایستایی (HEPV) به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\text{HEPV} = g \left[ \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f_k \right) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right] \quad (5)$$

وردسپهر میانی فراهم می‌کند. همین‌طور برای بررسی اثر جریان‌جتی سطوح زیرین وردسپهر بر تحول موج کژفشار، تندی سرعت باد در ارتفاع ۱۱ کیلومتر نشان داده شده است.

بررسی نتایج نشان می‌دهد پربندهای هم‌دما، هم‌فشار و میدان سرعت باد افقی در روزهای نخست اجرای شبیه‌سازی، به صورت کاملاً مداری بوده و از روز سوم شبیه‌سازی، اندکی ساختار موجی شکلی در پربندها ایجاد می‌شود (شکل آورده نشده است). با گذشت زمان و در روز پنجم (شکل ۲)، گرادیان شدید دمای افقی در سطوح زیرین، تشکیل جبهه سطوح زیرین، رشد چرخندی موج کژفشار موسوم به LC2 (تورنکرافت و همکاران، ۱۹۹۳) و شروع واژگونی آن به سمت راستای نصف‌النهاری به‌خوبی مشاهده می‌شود. به‌دلیل گرادیان افقی شدید دما، طبق رابطه باد گرمایی، جریان‌جتی در تراز زیرین وردسپهر شکل گرفته و با خارج شدن از حالت مداری به سمت راستای نصف‌النهاری کج شده است. مطابق شکل ۲-الف مربوط به ساعت ۱۸ روز پنجم شبیه‌سازی، مرکز پرفشار ۹۸۰ هکتوپاسکال در راستای نصف‌النهاری از ۳۲۵۰ تا ۵۶۰۰ کیلومتر کشیده شده است. یک مرکز کم‌فشار ۹۱۰ هکتوپاسکال نیز در راستای نصف‌النهاری بین ۵۰۰۰ تا ۵۴۰۰ کیلومتر واقع است. با توجه به اینکه در این شبیه‌سازی فشار در تراز ۲۵۰ متر با فشار سطح زمین رفتار مشابهی را نشان می‌دهد، در شکل ۲-الف فشار تراز ۲۵۰ متر مدنظر قرار گرفته است. برای تعیین فرارفت دما، در شکل ۲-الف، میدان‌های دما و باد افقی در تراز ۲۵۰ متر ترسیم شده‌اند. مطابق شکل، فرارفت هوای گرم در شرق کم‌فشار و فرارفت هوای سرد در شرق پرفشار دیده می‌شود.

همچنین در شکل ۲-ب، توزیع دمای پتانسیلی در تراز ۲۵۰ متر مشابه با توزیع دما در شکل ۲-الف است که موقعیت شکل‌گیری جبهه سطوح زیرین همراه با بیشینه

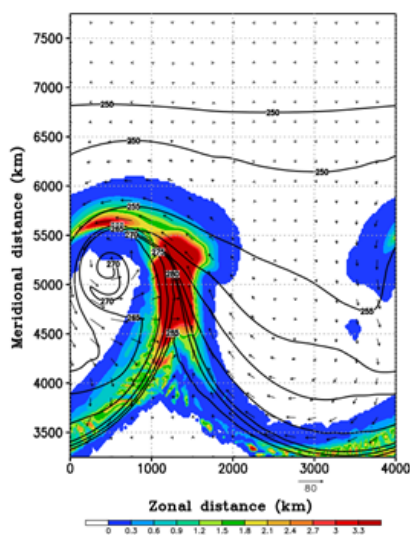
موقعیت جبهه‌زایی نیز به عنوان عامل بالابری در کنار این ناپایداری‌ها رسم و بررسی شده است. به‌علاوه، برش‌های قائم رطوبت نسبی و سرعت‌های قائم به منظور مقایسه همرفت، میزان رطوبت و عوامل بالابری در کنار دیگر برش‌های قائم ترسیم و تحلیل می‌شوند. در پایان با ترسیم نقشه‌های آب‌ابر و آب‌بارش، تغییرات همرفت در ارتفاعات مختلف برای دو طرحواره خردفیزیک کسلر و WSM6 بررسی و مقایسه می‌شود.

### ۳ نتایج

#### ۳-۱ تحول موج کژفشار

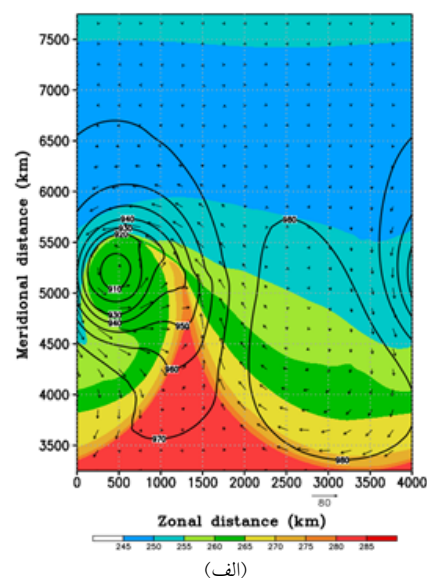
همان‌طور که در بخش ۱ گفته شد، امواج کژفشار آشفتگی‌هایی در عرض‌های میانی و در مقیاس همدیدی هستند که در اثر ناپایداری کژفشار بر روی جریان میانگین قرار گرفته، رشد و توسعه پیدا می‌کنند. این ناپایداری‌ها معمولاً در اثر جفت‌شدگی سامانه‌های جبهه سطح زمین و جبهه-جت سطوح زیرین وردسپهر شکل می‌گیرند. به‌طور کلی امواج کژفشار با گذشت زمان، سه مرحله رشد و تقویت، اوج فعالیت و در نهایت میرایی را سپری می‌کنند. از این‌رو برای مطالعه تحول زمانی موج کژفشار طی سه زمان فوق، روزهای پنجم، هشتم و دوازدهم شبیه‌سازی مورد بررسی قرار گرفته است. برای پرهیز از طولانی شدن متن، در اینجا تنها تحول این موج در روز پنجم و با کاربست طرحواره کسلر در شکل ۲ آورده شده است و به نتایج مهم دو روز دیگر اشاره می‌شود. ساختار موج کژفشار با تحلیل متغیرهای مختلف دینامیکی در سطوح زیرین، میانی و زیرین وردسپهر در شکل ۲ تعیین می‌شود. بدین منظور، میدان کمیت‌های دما و دمای پتانسیلی در تراز ۲۵۰ متر برای بررسی گرادیان افقی دما و جبهه سطوح زیرین رسم شده‌اند. نمایش کمیت فشار در ترازهای ۲۵۰ متر و ۵ کیلومتر امکان بررسی فعالیت موج را به‌ترتیب در وردسپهر زیرین و

در تراز ۲۵۰ متر، کج شدگی غرب سو با افزایش ارتفاع دیده می شود. تا زمانی که این کج شدگی غرب سو ادامه دارد یعنی سامانه در حال فعالیت است. جهت جریانات و مقادیر بیشینه تاوایی نسبی مثبت همراه با مرکز کم فشار تراز ۵ کیلومتر در شکل ۲-ج، تقویت و تشدید

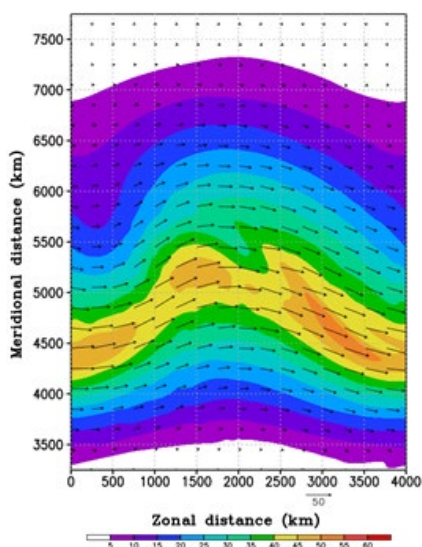


(ب)

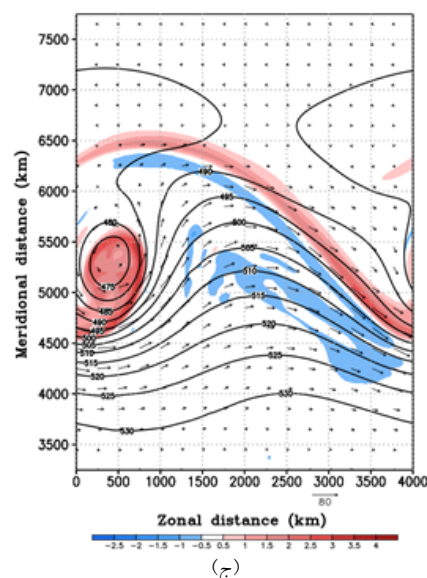
بارش شش ساعته در امتداد جبهه سرد را نمایش می دهد. حال با توجه به میدان فشار در تراز ۵ کیلومتر (شکل ۲-ج)، مشاهده می شود که ناوه عمیقی بین ۳۵۰۰ تا ۶۰۰۰ کیلومتری در راستای نصف النهاری مستقر شده است. با مقایسه موقعیت محور ناوه در تراز ۵ کیلومتر و کم فشار



(الف)



(د)



(ج)

**شکل ۲.** نقشه های مربوط به ترازهای مختلف جو در ساعت ۱۸ روز پنجم شبیه سازی با استفاده از مدل WRF و طرحواره خردفیزیک کسلر؛ (الف) دما (سایه روشن رنگی با یکای کلونین)، فشار (پریندهای مشکی با فاصله پریندی ۱۰ هکتوپاسکال) و بردار باد افقی (پیکانهای مشکی با یکای متر بر ثانیه) در تراز ۲۵۰ متر، (ب) شدت بارش شش ساعته (سایه روشن رنگی با یکای میلی متر)،  $\theta$  (پریندهای مشکی با فاصله پریندی ۵ کلونین) و بردار باد افقی (پیکانهای مشکی با یکای متر بر ثانیه) در تراز ۲۵۰ متر، (ج) تاوایی نسبی (سایه روشن رنگی با یکای  $10^{-2} s^{-1}$ )، فشار (پریندهای مشکی با فاصله پریندی ۵ هکتوپاسکال) و بردار باد افقی (پیکانهای مشکی با یکای متر بر ثانیه) در تراز ۵ کیلومتر، (د) سرعت باد افقی (سایه روشن با یکای متر بر ثانیه) و بردار باد افقی (پیکانهای مشکی با یکای متر بر ثانیه) در تراز ۱۱ کیلومتر.

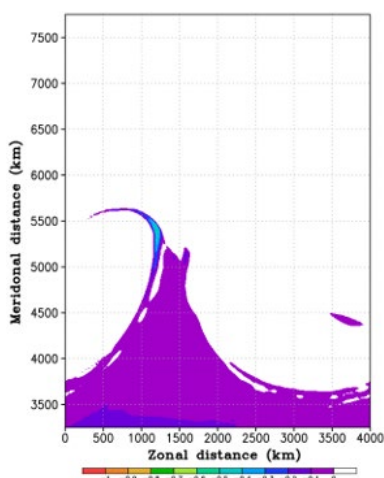
۲-۳ بررسی ناپایداری‌های مؤثر در تولید همرفت در شکل‌های ۳-الف تا ۳-ج مقایسه‌ای بین EPV، PV و SEPV در تراز ۳ کیلومتر برای ساعت ۱۸ روز پنجم ارائه شده است. لازم به ذکر است مقادیر این سه کمیت در ترازهای ۲۵۰ متر و ۱ تا ۴ کیلومتر بررسی شدند (شکل آورده نشده است) که در این میان، مقادیر تراز ۳ کیلومتر برای بررسی ناپایداری‌های مورد نظر در این پژوهش مناسب‌تر تشخیص داده شد. با توجه به شکل ۳-الف، مقادیر بسیار کم PV منفی در دو منطقه با مساحت بسیار کوچک دیده می‌شود. در شکل‌های ۳-ب و ۳-ج، EPV و SEPV تقریباً الگوی مشابهی دارند، اما در مناطقی مانند سر کاماشکل، قدر مطلق مقادیر EPV منفی نسبت به SEPV متناظر بزرگ‌تر است. با مقایسه شکل‌های ۳ و ۲ مشاهده می‌شود که بیشینه قدر مطلق مقادیر EPV و SEPV منفی در سر کاماشکل، پشت جبهه سرد و منطبق بر چرخش چرخندی موج کژفشار قرار دارند که همراه با بارش بیشینه هستند. همچنین درون منطقه کاماشکل در تراز ۵ کیلومتر (شکل ۲-ج)، بیشینه تاوایی نسبی مثبت به چشم می‌خورد که می‌تواند با ساختار ابرهای کاماشکل مربوط باشد. همان‌طور که انتظار می‌رود، جبهه‌زایی به عنوان عامل ایجاد بالابری در اطراف مقادیر EPV و SEPV در منطقه کاماشکل دیده می‌شود. در شکل ۳-د، در همین مناطق، رطوبت نسبی بیش از ۹۵ درصد و سرعت‌های قائم بالاسو حداکثر تا ۰/۱۶ متر بر ثانیه وجود دارد. مشابه شکل ۳، نقشه‌های مربوط به کاربست طرحواره WSM6 نیز ترسیم شدند (شکل آورده نشده است) و نتایج نشان داد که الگوهای EPV، SEPV، رطوبت نسبی و ضخامت در هر دو طرحواره مشابه یکدیگرند.

حال به منظور بررسی انواع ناپایداری‌های مؤثر در تولید همرفت در راستای قائم، خط AB در شکل ۳-ج به طول ۶۴۸/۶ کیلومتر طوری رسم شده است که از مقادیر

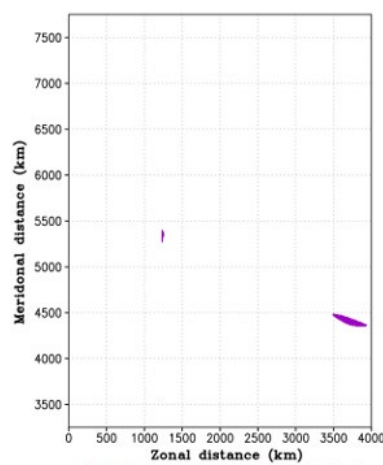
حرکت‌های صعودی را نشان می‌دهد. به‌طور کلی چرخند سطح زمین برای اینکه تقویت شود باید در پایین‌دست کم‌ارتفاع ترازهای میانی وردسپهر (شرق ناوه در نیمکره شمالی) قرار داشته باشد (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳). از این‌رو مرکز کم‌فشار در تراز ۲۵۰ متر در شکل ۲-الف همچنان در حال تقویت است. تندی سرعت باد در تراز ۱۱ کیلومتر در شکل ۲-د جریان‌جتی را نشان می‌دهد که مطابق آن، هسته مرکزی جت در راستای نصف‌النهاری از ۴۴۰۰ تا ۵۱۰۰ کیلومتر کشیده شده است. بیشینه سرعت هسته مرکزی جت در ساعت ۱۸ روز پنجم ۵۰ تا ۵۵ متر بر ثانیه است. در همین زمان، چرخند در تراز ۲۵۰ متر منطبق بر خروجی جریان‌جتی در تراز ۱۱ کیلومتر است که منجر به تشدید حرکت‌های صعودی از سطح زمین و تقویت سامانه می‌شود. به‌طور کلی شکل ۲ رشد موج کژفشار را به‌خوبی در کل ستون جو نشان می‌دهد. در روز هشتم هم مانند روز پنجم، موقعیت چرخند در تراز ۲۵۰ متر نسبت به خروجی جریان‌جتی در تراز ۱۱ کیلومتر نشان‌دهنده آن است که کم‌فشار سطح و در نتیجه حرکت‌های صعودی در حال تقویت هستند. روز هشتم، مرحله اوج رشد و تقویت کژفشاری است و با گذشت زمان وارد مرحله میرایی می‌شود. در روز دوازدهم، به وضوح می‌توان میرا شدن موج کژفشار را در ترازهای زیرین و زیرین وردسپهر به دلیل از بین رفتن سامانه چرخندی و جبهه تراز زیرین مشاهده کرد. مشابه شکل ۲ با کاربست طرحواره WSM6 نیز نقشه‌های مربوط به کمیت‌های متناظر رسم شدند (شکل‌ها آورده نشده‌اند). با مقایسه این شکل‌ها مشاهده شد که الگوی موج کژفشار دو طرحواره مشابه یکدیگر هستند، با این تفاوت که موج کژفشار با طرحواره WSM6 در راستای افقی حدود ۱۰۰ کیلومتر جلوتر است و بارش‌های بیشینه در طرحواره WSM6 شدت و گستردگی بیشتری دارند.

شده‌اند که بیانگر وجود SI می‌باشد. همچنین در شکل ۴-ب، کمیت‌های  $\theta_e$ ، EPV، تاوایی مطلق منفی و جبهه‌زایی دیده می‌شود. الگوی  $\theta_e$  در ارتفاع ۲ تا ۳ کیلومتر واقع در بالای تاوایی مطلق منفی و مقادیر جبهه‌زایی نشان‌دهنده وجود PI است. مقادیر EPV منفی با گسترش مورب از سطح زمین تا ارتفاع ۴/۵ کیلومتر، PSI را نشان می‌دهد.

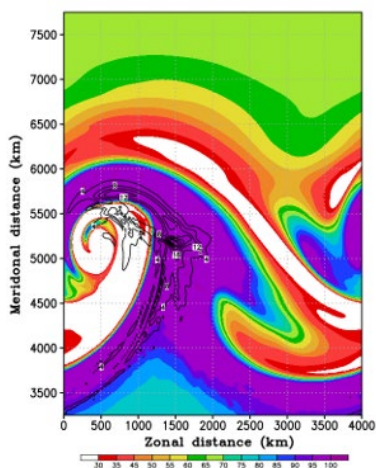
بیشینه قدر مطلق PV، EPV و SEPV منفی عبور کند و بر خطوط ضخامت (دمای میانگین جو بین ارتفاع ۲۵۰ متر تا ۶ کیلومتر) عمود باشد (نیکوزیا و گرام، ۱۹۹۹). شکل ۴ برش قائم منطبق بر خط AB در شکل ۳-ج را نشان می‌دهد. در شکل ۴-الف، برش قائم شامل کمیت‌های  $\theta$ ، PV، تاوایی مطلق منفی و جبهه‌زایی است. با توجه به الگوی  $\theta$ ، AI وجود ندارد و مقادیر PV آن از ارتفاع ۳/۵ تا ۴/۵ کیلومتر به صورت مورب کشیده



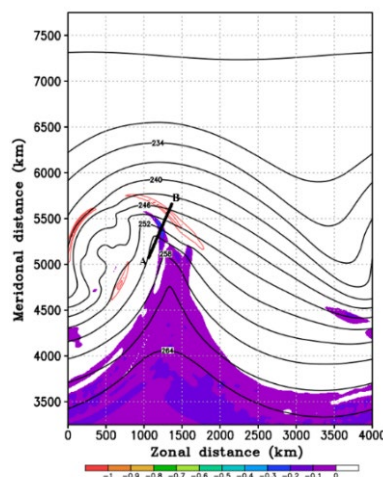
(ب)



(الف)

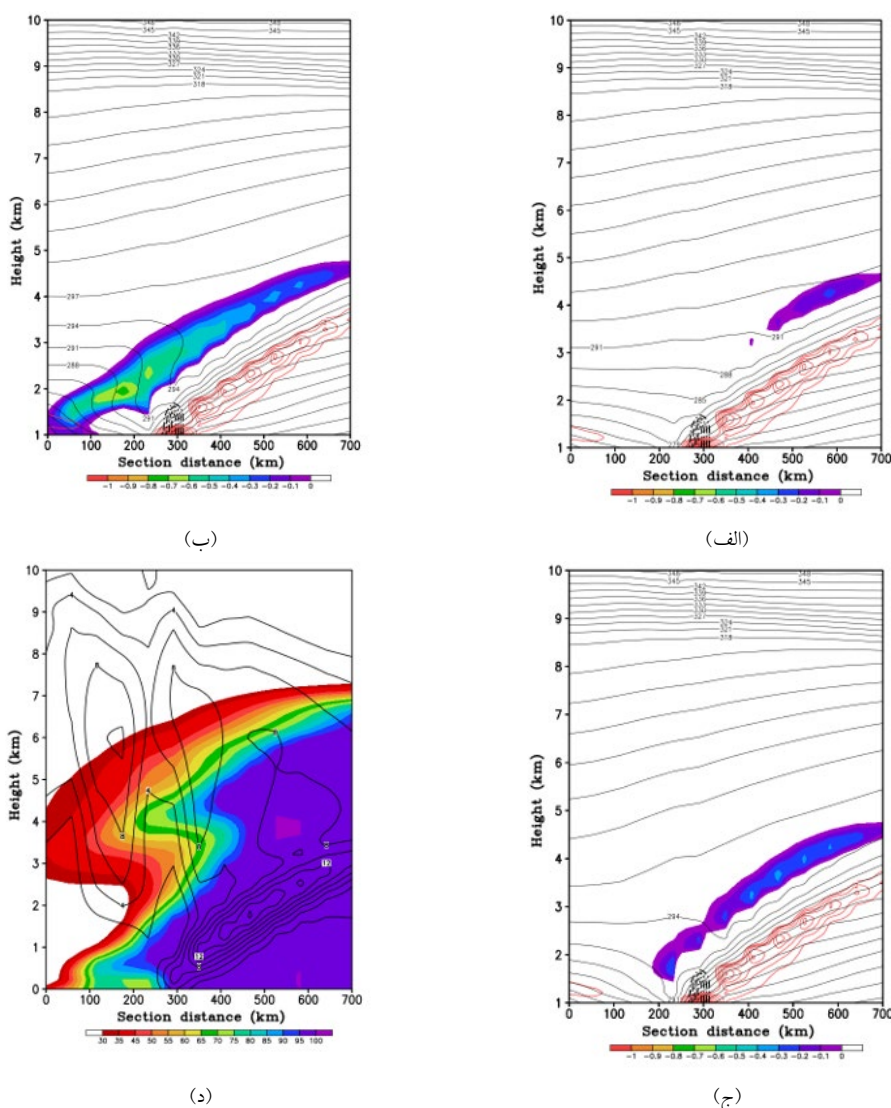


(د)



(ج)

**شکل ۳.** (الف) تاوایی پتانسیلی (PV؛ سایه‌روشن رنگی، مقادیر منفی با یکای PVU)، (ب) تاوایی پتانسیلی هم‌ارز (EPV؛ سایه‌روشن رنگی، مقادیر منفی با یکای PVU)، (ج) تاوایی پتانسیلی هم‌ارز اشباع (SEPV؛ سایه‌روشن رنگی، مقادیر منفی با یکای PVU) و دمای میانگین ستون جو بین ترازهای ۲۵۰ متر تا ۶ کیلومتر (پریندهای پررنگ مشکی با فاصله پربندی ۳ کلون)، (د) رطوبت نسبی (سایه‌روشن رنگی برحسب درصد) و سرعت قائم (پریندهای مشکی با فاصله پربندی  $10^{-2} \times 4$  متر بر ثانیه) شبیه‌سازی شده با استفاده از مدل WRF و طرحواره خردفیزیک کسلسر برای ساعت ۱۸ روز پنجم شبیه‌سازی در تراز ۳ کیلومتر. خط AB مکان ترسیم برش‌های قائم در شکل ۴ را نشان می‌دهد.



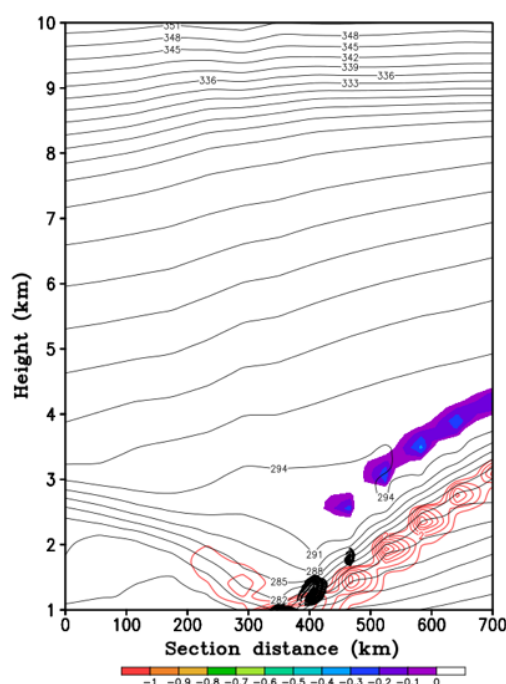
شکل ۴. برش قائم (الف) تاوایی پتانسیلی (سایه‌روشن رنگی، مقادیر منفی با یکای PVU) و دمای پتانسیلی (پربندهای مشکی با فاصله پربندی ۳ کلوین)، (ب) تاوایی پتانسیلی هم‌ارز (سایه‌روشن رنگی، مقادیر منفی با یکای PVU) و دمای پتانسیلی هم‌ارز (پربندهای مشکی با فاصله ۳ کلوین)، (ج) تاوایی پتانسیلی هم‌ارز اشباع (سایه‌روشن رنگی، مقادیر منفی با یکای PVU) و دمای پتانسیلی هم‌ارز اشباع (پربندهای مشکی با فاصله پربندی ۳ کلوین)، (د) رطوبت نسبی (سایه‌روشن رنگی برحسب درصد) و سرعت قائم (پربندهای مشکی با فاصله پربندی  $2 \times 10^{-2}$  متر بر ثانیه) بین دو نقطه A و B در شکل ۳ در ساعت ۱۸ روز پنجم شبیه‌سازی. در شکل‌های (الف) تا (ج) تابع جبهه‌زایی (پربندهای نارنجی با فاصله پربندی  $(h)^{-1} (10 \text{ K km})^{-1}$ ) و تاوایی مطلق منفی (پربندهای خط‌چین-نقطه‌چین مشکی با فاصله پربندی  $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) نیز نشان داده شده‌اند. محور افقی فاصله افقی برش و محور قائم هر دو بر حسب کیلومتر هستند.

ارتفاع ۱/۵ کیلومتر تا نزدیک به ۵ کیلومتر در شکل ۴-ج، آزاد شدن CSI قابل شناسایی است. مطابق شکل ۴-د، پربندهای سرعت قائم بالاسو منطبق بر جایی که رطوبت نسبی بیش از ۹۵ درصد است، ساختاری مورب و منطبق بر جبهه‌زایی نشان می‌دهند که موازی با مقادیر PV، EPV و SEPV هستند. به‌طور کلی در شکل ۴،

علاوه بر موارد فوق، برش قائم مقادیر SEPV منفی در شکل ۴-ج نیز حاکی از گسترده‌گی مورب آن از ارتفاع ۱/۵ تا ۴/۵ کیلومتر است. برش قائم کمیت‌های  $\theta_{es}$ ، SEPV، جبهه‌زایی و تاوایی مطلق منفی در شکل ۴-ج دیده می‌شود. با توجه به الگوی  $\theta_{es}$ ، در این شکل CI آزاد نمی‌شود؛ اما با توجه به الگوی مورب SEPV از

قرار دارد. مشابه شکل ۴-ج برای طرحواره WSM6 ترسیم شده است (شکل ۵). در این شکل، توزیع PV، EPV، SEPV، جبهه‌زایی و سرعت‌های قائم بالاسو مشابه شکل ۴-ج می‌باشد، اما توزیع  $\theta_{es}$  برخلاف شکل ۴-ج نشان‌دهنده آزاد شدن CI است. گرادیان مقادیر ناپایداری لختی در طرحواره WSM6 با الگویی مورب، شدت بیشتری نسبت به طرحواره کسلر دارد.

مورب بودن پریندهای PV، EPV، SEPV و موازی بودن آنها با مقادیر جبهه‌زایی و مقادیر سرعت‌های قائم بالاسو جلب توجه می‌کند که ممکن است از نظریه همرفت مورب ارائه شده توسط امانوئل (۱۹۸۳) پیروی کند. مقادیر تاوایی مطلق منفی که نشان‌دهنده وجود ناپایداری لختی است، از سطح زمین تا ارتفاع ۱/۷ کیلومتر مشاهده می‌شود که روی مقادیر جبهه‌زایی و زیر PI، PSI و CSI



شکل ۵. مانند شکل ۴-ج اما برای طرحواره WSM6.

شکل ۶-ب نیز نقطه‌ای به مختصات (۵۰۰۰، ۲۰۰۰) کیلومتر را نشان می‌دهد که منطبق بر بیشینه مقادیر PV، EPV و SEPV در روز هشتم شبیه‌سازی است. محور افقی با واحد نیم‌روز از ساعت ۱۸ روز چهارم تا ساعت ۱۸ روز دهم تقسیم‌بندی شده و محور قائم از سطح زمین تا ارتفاع ۱۲ کیلومتر را نمایش می‌دهد.

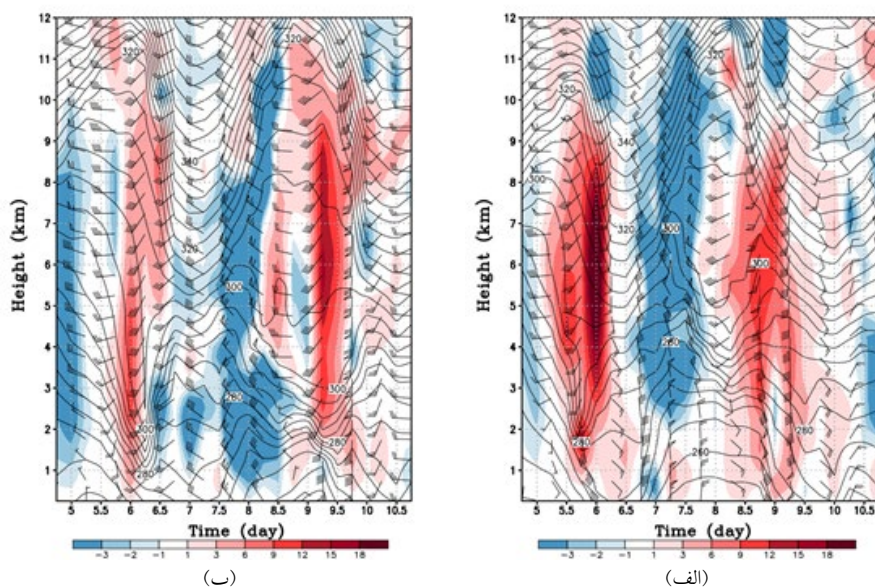
مطابق شکل ۶-الف، توزیع نیم‌رخ  $\theta_e$  بین ساعت ۱۲ روز پنجم و ساعت ۰۰ روز ششم در ارتفاع بین ۱/۵ تا ۷ کیلومتری نشان‌دهنده وجود لایه‌های پایدار بالقوه خنثی

### ۳-۳ تحول همرفت

بررسی ساختار همرفت در شبیه‌سازی مدل WRF می‌تواند بینش درستی در مورد ماهیت سامانه بارشی فراهم کند. در این راستا، شکل‌های ۶-الف و ۶-ب سطح مقطع ارتفاع-زمان  $\theta_e$ ، سرعت قائم و بردار باد افقی را در دو نقطه نشان می‌دهند. موقعیت شکل ۶-الف مربوط به نقطه‌ای به مختصات (۵۴۵۰، ۱۲۰۰) کیلومتر و منطبق بر بیشینه مقادیر EPV، SEPV، بارش و سرکاماشکل موج کثرفشار در روز پنجم شبیه‌سازی (شکل ۲) است. موقعیت

فرارفت هوای گرم رخ می‌دهد که همراه با مقادیر بزرگ سرعت‌های بالاسو نشان از فعالیت همرفت عمیق دارد. این موضوع با رفتار ناپایداری‌های بررسی شده در روز هشتم، هم‌خوان است. از ساعت ۱۲ روز نهم تا ساعت ۱۸ روز دهم، از سطح زمین تا ارتفاع ۷ کیلومتری بردارهای باد هیچ چرخشی ندارند و مقادیر سرعت‌های بالاسو کاهش یافته‌اند که این رفتار نشان از میرایی موج کژفشار دارد. در شکل ۶-الف، مقادیر سرعت‌های قائم بالاسو در روز پنجم شدت بیشتری نسبت به روز هشتم دارند و با توجه به بردارهای باد، همرفت قوی‌تر است. در نتیجه همان‌طور که مشاهده می‌شود، بارش رخ داده در روز پنجم شدیدتر است (شکل ۲-ب). الگوی  $\theta_e$  در شکل ۶-ب مشابه شکل ۶-الف است، با این تفاوت که این الگو در شکل ۶-ب از نظر زمانی جلوتر است. لایه‌های پایدار بالقوه خنثی همراه با بیشینه مقادیر سرعت‌های قائم بالاسو و فرارفت گرم در روزهای ششم و نهم دیده می‌شود.

و محتوای رطوبتی بالا می‌باشد. از ساعت ۰۰ روز پنجم تا ساعت ۱۲ روز ششم، بردارهای باد افقی که تقریباً جنوب‌شرقی هستند تا ارتفاع ۳ الی ۴ کیلومتری به صورت ساعتگرد چرخیده‌اند. چرخش ساعتگرد باد با ارتفاع (باد پیش‌گرد) منجر به فرارفت هوای گرم می‌شود (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳). با توجه به مقادیر بزرگ سرعت‌های قائم بالاسو در این بازه زمانی، می‌توان استنباط کرد که همرفت عمیق در حال فعالیت است. این امر با رفتار بررسی شده ناپایداری‌ها در روز پنجم مطابقت دارد. همچنین از ساعت ۱۲ روز ششم تا ساعت ۰۰ روز هشتم، بردارهای باد در سطح زمین که تقریباً شمالی هستند تا ارتفاع ۴ الی ۵ کیلومتری به صورت پادساعتگرد چرخیده‌اند و این چرخش پادساعتگرد باد با ارتفاع (باد پس‌گرد) منجر به فرارفت هوای سرد می‌شود. از ساعت ۰۰ روز هشتم تا ساعت ۱۲ روز نهم، بردارهای باد که جنوبی و جنوب‌شرقی بودند به صورت ساعتگرد تا ارتفاع ۳ الی ۴ کیلومتری چرخیده‌اند. بنابراین

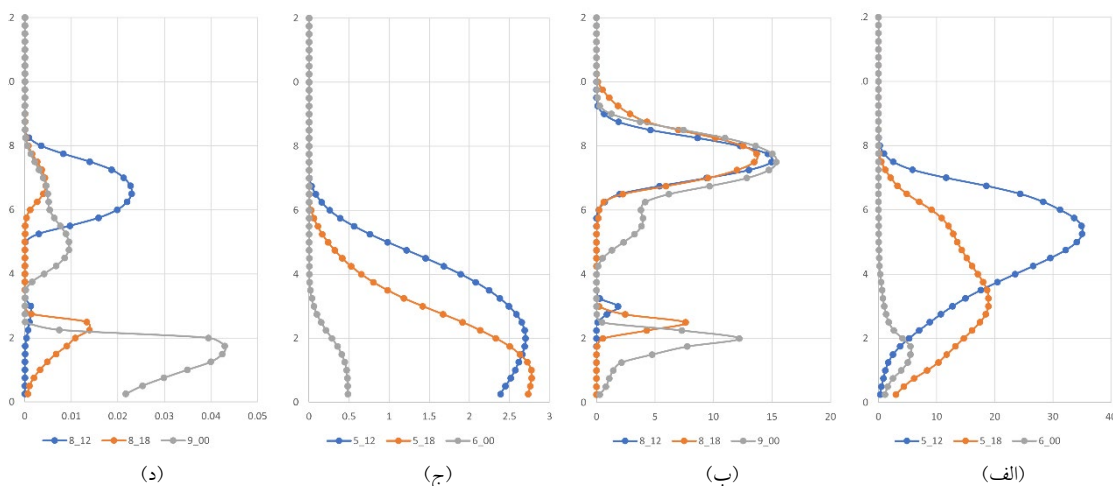


شکل ۶. سطح مقطع ارتفاع-زمان دمای پتانسیلی هم‌ارز (پریندهای مشکی با فاصله پرندهی ۴ کلونین)، سرعت قائم (سایه‌روشن رنگی با یکای  $10^{-2}$  متر بر ثانیه) و بردار باد افقی (هر خط بارب پُر برابر ۵ متر بر ثانیه) شبیه‌سازی شده با استفاده از مدل WRF و کاربست طرحواره خردفیزیک کسلر حول نقاطی به مختصات (۵۴۵۰، ۱۲۰۰) کیلومتر در (الف) و (۵۰۰۰، ۲۰۰۰) کیلومتر در (ب).

که نشان‌دهنده همرفت عمیق می‌باشد. از آنجا که همرفت عمیق منجر به بارش شدید می‌شود، آب بارش در ساعت ۱۸ روز پنجم در ارتفاع یک کیلومتر به بیشترین مقدار می‌رسد (شکل ۷-ج) که این موضوع با شدت بارش در ساعت ۱۸ روز پنجم مطابقت دارد (شکل ۲-ب). در شکل ۷-ب، در ساعت ۰۰ روز نهم، آب ابر در ارتفاع ۷/۵ کیلومتر دارای بیشترین مقدار است که نشان‌دهنده همرفت عمیق است. آب بارش در ساعت ۰۰ روز نهم در ارتفاع ۲ کیلومتر نیز دارای بیشینه مقدار است (شکل ۷-د). نکته قابل توجه آنکه مقادیر شبیه‌سازی شده آب ابر و آب بارش در روز پنجم مربوط به نقطه (۱۲۰۰، ۵۴۵۰) کیلومتر نسبت به نقطه دوم (۲۰۰۰، ۵۰۰۰) کیلومتر هم‌خوانی بیشتری با تحول موج کژ فشار دارد (شکل ۲).

برای مقایسه با مطالعات پیشین (برای مثال، هونگ و همکاران، ۲۰۰۴؛ ونکاتاراوو و همکاران، ۲۰۲۰)، نیم‌رخ‌های میانگین نسبت آمیختگی جرمی آب ابر و آب بارش در شکل ۷ آورده شده است. شکل‌های ۷-الف و ۷-ج به ترتیب آب ابر و آب بارش میانگین‌گیری شده در محدوده نقطه (۱۲۰۰، ۵۴۵۰) کیلومتر در شکل ۶-الف را نشان می‌دهند. همچنین شکل‌های ۷-ب و ۷-د به ترتیب مربوط به آب ابر و آب بارش میانگین‌گیری شده در محدوده نقطه (۲۰۰۰، ۵۰۰۰) کیلومتر در شکل ۶-ب هستند. لازم به ذکر است محدوده میانگین‌گیری شده با ابعاد ۵۰۰ در ۵۰۰ کیلومتر در اطراف نقاط مورد نظر در شکل ۶ انتخاب شده‌اند.

مطابق شکل ۷-الف، در ساعت ۱۲ روز پنجم، آب ابر در ارتفاع ۵ کیلومتر به بیشترین مقدار خود رسیده است



شکل ۷. نیم‌رخ‌های قائم میانگین‌گیری شده نسبت آمیختگی جرمی آب ابر (الف و ب) و آب بارش (ج و د) با واحد  $g/kg$   $10^{-2}$  حاصل از شبیه‌سازی مدل WRF با کاربست طرحواره خردفیزیک کسلر. میانگین‌گیری در محدوده‌ای با ابعاد ۵۰۰ در ۵۰۰ کیلومتر اطراف مکان ترسیم شکل ۶-الف در (الف) و (ج) برای زمان‌های ساعت ۱۲ روز پنجم (آبی)، ساعت ۱۸ روز پنجم (قرمز) و ساعت ۰۰ روز ششم (خاکستری)، و اطراف مکان ترسیم شکل ۶-ب در (ب) و (د)، برای ساعت ۱۲ روز هشتم (آبی)، ساعت ۱۸ روز هشتم (قرمز) و ساعت ۰۰ روز نهم (خاکستری) هستند.

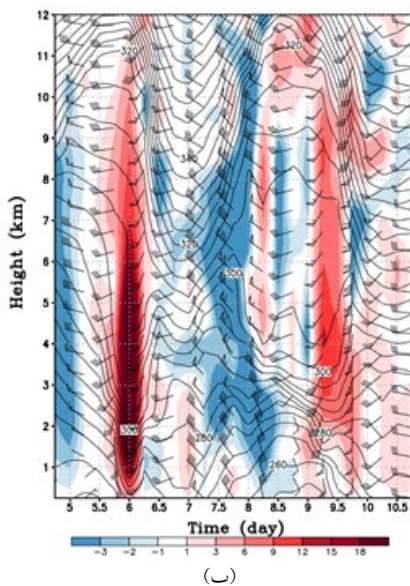
برای طرحواره WSM6 رسم شده‌اند. مطابق شکل ۸-الف، الگوی نیم‌رخ  $\theta_e$  بین ساعت ۱۲ روز پنجم تا ساعت ۰۰ روز ششم تقریباً شبیه به الگوی  $\theta_e$  در شکل ۶-الف است که نشان‌دهنده وجود لایه‌های پایدار بالقوه خنثی و

### ۳-۴ حساسیت نتایج شبیه‌سازی به طرحواره خردفیزیک

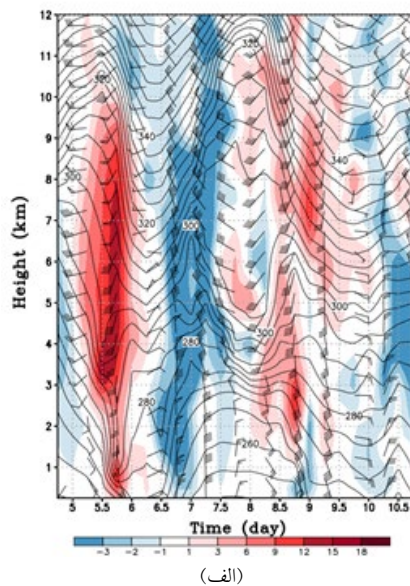
در این بخش برای بررسی حساسیت نتایج به طرحواره خردفیزیک، شکل‌های ۸ و ۹ مانند شکل‌های ۶ و ۷ ولی

موضوع با تحول موج کزفشار هم‌خوانی ندارد. شکل ۹ همانند شکل ۷ شامل نیم‌رخ‌های میانگین نسبت‌های آمیختگی با استفاده از طرحواره WSM6 است که برای مقایسه با طرحواره کسلا آورده شده است. شکل‌های ۹-الف و ۹-ج به ترتیب آب ابر و آب بارش میانگین‌گیری شده در محدوده موقعیت شکل ۸-الف را نشان می‌دهند. شکل‌های ۹-ب و ۹-د نیز به ترتیب مربوط به آب ابر و آب بارش میانگین‌گیری شده در محدوده موقعیت شکل ۸-ب هستند. مشابه شکل ۷، محدوده میانگین‌گیری شده برای هر دو موقعیت به ابعاد ۵۰۰ در ۵۰۰ کیلومتر انتخاب شده است. با توجه به شکل ۹-الف، آب ابر در ساعت ۱۲ روز پنجم در ارتفاع نزدیک به ۴ کیلومتر به بیشترین مقدار خود رسیده است که نشان‌دهنده همرفت عمیق است، در حالی که آب ابر در طرحواره کسلا در ارتفاع ۵ کیلومتر به بیشترین مقدار می‌رسد (شکل ۷-الف).

محتوای رطوبتی بالا می‌باشد. تغییر جهت بردار باد افقی به صورت ساعتگرد از سطح زمین برای طرحواره WSM6 کمتر از طرحواره کسلا در روز پنجم است، اما سرعت‌های قائم بالاسو در روز پنجم برای طرحواره کسلا از مقادیر متناظر در طرحواره WSM6 بزرگ‌ترند (مقایسه شکل‌های ۶-الف و ۸-الف). این در حالی است که طرحواره WSM6 بارش شدیدتری را نسبت به طرحواره کسلا نشان می‌دهد. الگوی شکل ۸-ب از نظر زمانی جلوتر از شکل ۶-ب ولی شبیه به یکدیگر هستند. مطابق شکل ۸-ب، سرعت‌های قائم بالاسو و بردارهای باد افقی بزرگی بیشتری نسبت به شکل ۶-ب دارند و در نتیجه همرفت در شکل ۸-ب قوی‌تر است. همچنین مقایسه دو نقطه (۱۲۰۰، ۵۴۵۰) کیلومتر و (۲۰۰۰، ۵۰۰۰) کیلومتر در نتایج طرحواره WSM6 نشان می‌دهد که سرعت‌های قائم بالاسو همراه با بردارهای باد افقی بزرگ‌تر برای نقطه (۲۰۰۰، ۵۰۰۰) کیلومتر رخ می‌دهد (شکل ۸)، اما از روز ششم مشاهده می‌شود که این

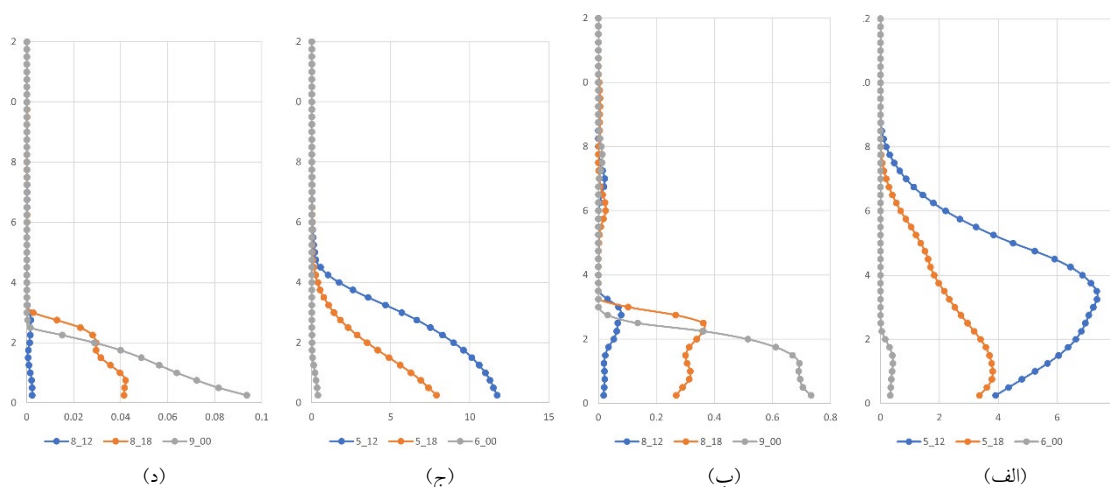


(ب)



(الف)

شکل ۸. مانند شکل ۶ اما برای طرحواره خردفیزیک WSM6.



شکل ۹. مانند شکل ۷ اما برای طرحواره خردفیزیک WSM6.

در این پژوهش با شبیه‌سازی آرمانی امواج کژفشار مرطوب به بررسی ناپایداری‌های مؤثر در تولید همرفت پرداخته شده است. در مطالعات پیشین اغلب ناپایداری‌های مؤثر بر تولید همرفت طی شبیه‌سازی واقعی (برای مثال، نیکوزیا و گرام، ۱۹۹۹؛ نوک و همکاران، ۲۰۰۸؛ شوماخر و همکاران، ۲۰۱۰؛ قریب و همکاران، ۲۰۲۴) مورد بررسی قرار گرفته‌است. معدود مطالعات شبیه‌سازی آرمانی نیز عمدتاً تمرکز آنها بر شناسایی نوارهای بارش بوده و به انواع ناپایداری‌ها نپرداخته‌اند (برای مثال، نوریس و همکاران، ۲۰۱۴). در این پژوهش تمرکز بر روی شناسایی انواع ناپایداری‌ها طی شبیه‌سازی آرمانی امواج کژفشار بوده که کمتر به آن توجه شده است. بدین منظور، امواج کژفشار مرطوب با شرایط اولیه آرمانی در یک کانال بر روی صفحه  $f$  و با استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF شبیه‌سازی شد. شرایط اولیه شامل یک جت متوازن دویبعدی است که برای راه‌اندازی ناپایداری کژفشار با رفتار چرخندی LC2 به کار می‌رود. مدل WRF با پیکربندی شامل طرحواره همرفت کین-فریچ و دو طرحواره خردفیزیک کسلر و WSM6 و بدون در نظر گرفتن طرحواره‌های سطح و لایه مرزی، با

به دلیل اینکه همرفت عمیق منجر به بارش شدید می‌شود، بارش در ساعت ۱۲ روز پنجم و در ارتفاع نزدیک به سطح زمین دارای بیشترین مقدار است (شکل ۹-ج). مقدار بارش رخ داده در طرحواره WSM6 چند برابر بارش رخ داده در طرحواره کسلر است (شکل‌های ۷-ج و ۹-ج). از طرفی مطابق شکل ۹-ب، آب ابر در ارتفاع نزدیک به سطح زمین و در ساعت ۰۰ روز نهم بیشترین مقدار را دارد که نشان‌دهنده همرفت کم‌عمق است. در شکل ۹-الف، بر خلاف شکل ۹-ب، مقادیر بیشینه آب ابر در ارتفاعات بالاتر که نشان‌دهنده همرفت عمیق است، مشاهده می‌شود. بررسی شکل ۹-د حاکی از آن است که بیشترین مقدار بارش در نزدیکی سطح زمین و در ساعت ۰۰ روز نهم رخ می‌دهد. در طرحواره کسلر نیز بیشترین مقدار بارش در همین زمان و در ارتفاع حدود ۲ کیلومتر ولی با مقدار کمتر وجود دارد (شکل ۷-د). در نتایج طرحواره WSM6، با اینکه همرفت در ارتفاع پایین‌تری نسبت به طرحواره کسلر دیده می‌شود اما بارش‌ها با مقدار و شدت بیشتری نسبت به طرحواره کسلر رخ داده‌اند.

کژفشار مرطوب با تفکیک ۲۵ کیلومتر در مطالعه میرزائی و همکاران (۲۰۱۷) همخوانی خوبی دارد.

از طرفی، نتایج نشان داد بیشینه مقدار بارش برای هر دو طرحواره کسلر و WSM6 در روز پنجم رخ می‌دهد. با اینکه رفتار موج کژفشار برای هر دو طرحواره مشابه است، اما بارش در طرحواره WSM6 شدت و گستردگی بیشتری دارد. این امر بر لزوم بررسی ناپایداری‌های مؤثر در تولید همرفت، علاوه بر عوامل دینامیکی تاکید دارد. برش‌های قائم مربوط به هر دو طرحواره کسلر و WSM6 در روز پنجم نشان داد که PV، EPV و SEPV گستردگی مورب و موازی با مقادیر جبهه‌زایی و سرعت‌های قائم بالاسو دارند. البته شدت و گستردگی این کمیت‌ها و همین‌طور رطوبت نسبی در طرحواره کسلر بیشتر است. مقادیر تاوایی مطلق منفی که نشان‌دهنده وجود ناپایداری لختی است، در طرحواره WSM6 گرادیان بیشتری نسبت به طرحواره کسلر دارد. در هر دو طرحواره، مقادیر SEPV نسبت به مقادیر EPV شدت و گستردگی کمتری نشان داد که می‌توان نتیجه گرفت بخشی از رطوبت بالقوه جو در ارتفاعات بالاتر و ردسپهر به اشباع می‌رسد و همرفت به شکل مورب رخ داده و CSI آزاد می‌شود. با توجه به رفتار  $\theta$  در هر دو طرحواره، AI در روز پنجم شناسایی نشد، اما SI با مقادیر و گستردگی کمتر در و ردسپهر میانی برای هر دو طرحواره دیده می‌شود.

بررسی الگوی  $\theta_e$  در روز پنجم در نتایج مربوط به طرحواره کسلر نشان داد PI کمی در ارتفاع بالاتر از محل رخداد ناپایداری لختی وجود دارد که منطبق بر PSI است. علیرغم وجود رطوبت نسبی بالا، جبهه‌زایی و سرعت قائم بالاسو در این منطقه، CI آزاد نمی‌شود و فقط CSI وجود دارد. این در حالی است که در نتایج طرحواره WSM6، با وجود رطوبت نسبی کمتر، CI منطبق بر CSI در فاصله افقی ۵۰۰ کیلومتر آزاد می‌شود. همچنین در

تفکیک افقی ۲۵ کیلومتر و تفکیک قائم ۲۵۰ متر به مدت ۱۵ روز اجرا شد. سپس با استفاده از خروجی مدل، ابتدا تحول موج کژفشار در سه مرحله رشد، اوج فعالیت و میرایی بررسی شد. در ادامه، انواع ناپایداری‌های همراه با سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس با ترسیم برش قائم عمود بر منطقه جبهه‌ای و به سمت هوای گرم و بررسی علامت چینش قائم  $\theta$ ،  $\theta_e$ ،  $\theta_{es}$  و علامت PV، EPV و SPEV شناسایی شدند. ناپایداری‌های در دسته گرانشی شامل AI، CI و PI، و در دسته متقارن شامل SI، CSI و PSI به ترتیب برای جو خشک، مرطوب اشباع و مرطوب غیراشباع بررسی شدند. همچنین وجود II با بررسی تاوایی مطلق در مناطقی که علامت آن منفی است، مشخص شد.

بررسی تحول زمانی موج کژفشار نشان داد که در روز پنجم شبیه‌سازی، گرادیان شدید دمای افقی و تشکیل جبهه سطوح زیرین، رشد چرخندی موج کژفشار با رفتار LC2 و شروع واژگونی آن به سمت راستی نصف‌النهاری به‌خوبی دیده می‌شود. در روز هشتم شبیه‌سازی، کم‌فشار سطح زمین تقریباً زیر محور ناوه قرار می‌گیرد که نشان می‌دهد سامانه به اوج فعالیت خود رسیده و از این به بعد وارد مرحله میرایی می‌شود. در این روز، حرکت‌های بالاسو همچنان در حال تقویت هستند. مشاهده فرارفت هوای گرم در سطوح زیرین و ردسپهر و فرارفت تاوایی مثبت در سطوح میانی و زیرین و ردسپهر، براساس معادله امگا (هولتون و حکیم، ۲۰۱۳)، می‌تواند دلیل تقویت حرکت‌های بالاسو و تقویت سامانه باشد. با اینکه الگوی بارش در نتایج مربوط به هر دو طرحواره یکسان است، اما بارش بیشینه در طرحواره WSM6 گستردگی بیشتری دارد. در روز دوازدهم نیز میرایی موج کژفشار با مداری شدن جریانات و از بین رفتن جبهه سطحی به وضوح قابل مشاهده است. نتایج تحول موج کژفشار در این مطالعه با نتایج شبیه‌سازی آرمانی امواج

کاربست هر دو طرحواره کسلر و WSM6 در دو نقطه مورد بررسی و مقایسه قرار گرفت. نقطه اول روی سر کاماشکل همراه با بیشینه مقدار بارش و بیشینه مقادیر EPV و SEPV در روز پنجم قرار داشت و نقطه دوم روی بیشینه مقادیر EPV و SEPV در روز هشتم بود. نتایج نشان داد تحول همرفت در نقطه اول مطابقت بیشتری با تحول موج کژفشار، مقدار و شدت بارش شبیه‌سازی شده توسط هر دو طرحواره دارد.

در این ارتباط می‌توان به پژوهش ژنگ و کو (۱۹۹۵) اشاره کرد که یک شبیه‌سازی سه‌بعدی نوارهای بارش جبهه‌ای و ناپایداری همرفتی در مدل ایدی ارائه دادند. همچنین نوریس و همکاران (۲۰۱۴ و ۲۰۱۷) شبیه‌سازی آرمانی امواج کژفشار را با استفاده از مدل WRF انجام دادند. اگرچه در این پژوهش‌ها تاثیر میدان‌های سطحی مانند شارهای سطحی گرما و رطوبت، و دمای تراز دریا بر بارش‌های همرفتی در مقیاس میانی بررسی شده است، اما به مطالعه نقش انواع ناپایداری‌ها با جزئیات نپرداخته‌اند.

به‌طور کلی می‌توان نتیجه گرفت با اینکه در این پژوهش انواع ناپایداری‌های مؤثر در تولید همرفت با تفکیک ۲۵ کیلومتر و استفاده از دو طرحواره خردفیزیک به‌خوبی تعیین شد، اما در این تفکیک نوارهای بارش قابل نمایش نبودند. این موضوع می‌تواند در مطالعات آینده با افزایش تفکیک افقی مدل برای شبیه‌سازی آرمانی امواج کژفشار بررسی شود تا بتوان ارتباط بین ناپایداری‌ها و نوارهای بارش را نیز تعیین کرد.

### مراجع

- Charney, J. G., & Eliassen, A. (1964). On the growth of the hurricane depression. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21, 68-75.
- Emanuel, K. A. (1979). Inertial instability and mesoscale convective systems. Part 1: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids. *Journal of the Atmospheric*

طرحواره WSM6، ناپایداری لختی رفتاری به‌صورت مورب در پایین و سمت چپ CI و CSI نشان می‌دهد، برخلاف طرحواره کسلر که ناپایداری لختی دقیقاً زیر CSI قرار دارد. مطالعات پیشین نشان داده‌اند که CSI و با شدت کمتر CI به طور مداوم بر روی ناحیه کوچکی ایجاد و آزاد می‌شوند و به شکل‌گیری نوارهای میان‌مقیاس بارش درون سر کاماشکل توفان کمک می‌کنند (برای مثال، نیکوزیا و گرام، ۱۹۹۹). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت دلیل اینکه بیشینه بارش روز پنجم در سر کاماشکل و موازی جبهه سرد، شدت و گستردگی بیشتری در طرحواره WSM6 نسبت به طرحواره کسلر دارد، مربوط به آزاد شدن هم‌زمان CI با CSI و الگوی ناپایداری لختی باشد. نتایج این پژوهش در چگونگی نمایش نوارهای بارش را می‌توان با مطالعه نوریس و همکاران (۲۰۱۴) مقایسه کرد. آنها با مدل WRF شبیه‌سازی آرمانی امواج کژفشار با دو تفکیک ۲۰ و ۴ کیلومتر انجام دادند و یک نوار بارش قابل توجه در تفکیک ۴ کیلومتر شناسایی کردند که در تفکیک ۲۰ کیلومتر ضعیف بود. نتایج پژوهش حاضر با تفکیک ۲۵ کیلومتر با نتایج نوریس و همکاران (۲۰۱۴) با تفکیک ۲۰ کیلومتر قابل مقایسه است و هر دو در نمایش نوارهای بارش، ضعیف عمل کرده‌اند. قریب و همکاران (۲۰۲۴) نیز ناپایداری‌های مؤثر در شکل‌گیری نوارهای میان‌مقیاس بارش را با مدل WRF در تفکیک ۳ کیلومتر شبیه‌سازی و با نتایج حاصل از داده‌های ERA5 با تفکیک حدود ۳۰ کیلومتر مقایسه کردند. رفتار ناپایداری‌ها و بارش شبیه‌سازی شده در پژوهش حاضر (با تفکیک ۲۵ کیلومتر) مشابه نتایج حاصل از داده‌های ERA5 در مطالعه قریب و همکاران (۲۰۲۴) است. این تفکیک پایین در هر دو پژوهش، تنها قادر به نمایش فرایندهای میان‌مقیاس  $\alpha$  بوده و در نمایش نوارهای بارش که اغلب در میان‌مقیاس  $\gamma$  رخ می‌دهند، ناتوان است. در نهایت، تحول همرفت با

- Sciences, 38, 2425-2449.
- Emanuel, K. A. (1983). The Lagrangian parcel dynamics of moist symmetric instability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, 2368-2376.
- Ganetis, S. A., Colle, B. A., Yuter, S. E., & Hoban, N. P. (2018). Environmental conditions associated with observed snowband structures within Northeast U.S. winter storms. *Monthly Weather Review*, 146, 3675-3690.
- Gharib, A., Mirzaei, M., Ahmadi-Givi, F., & Mohebalhojeh, A. R. (2024). Analysis of the mesoscale structure of moist potential vorticity during an extreme event of snowstorm in Tehran. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 107, 101479.
- Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2013). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 3rd ed., Academic Press, New York, 532 pp.
- Hong, S. Y., Dudhia, J., & Chen, S. H. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1), 103-120.
- Hong, S. Y., & Lim, J.-O. J. (2006). The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6). *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42, 129-151.
- Kain, J. S. (2004). The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 43, 170-181.
- Kessler, E. (1969). On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteorological Monographs*, 32, American Meteorological Society, 84 pp.
- McCann, D. W. (1995). Three-dimensional computations of equivalent potential vorticity. *Weather and Forecasting*, 10, 798-802.
- Martin, J. E., Locatelli, J. D., & Hobbs, P. V. (1992). Organization and structure of clouds and precipitation on the mid-Atlantic Coast of the United States. Part V: The role of an upper-level front in the generation of a rain band. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49, 1293-1303.
- Mirzaei, M., Mohebalhojeh, A. R., Zulicke, C., & Plougonven, R. (2017). On the quantification of imbalance and inertia-gravity waves generated in numerical simulations of moist baroclinic waves using the WRF model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74, 4241-4263.
- Moore, J. T., & Lambert, T. E. (1993). The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability. *Weather and Forecasting*, 8, 301-308.
- Nicosia, D. J., & Grumm, R. H. (1999). Mesoscale band formation in three major northeastern United States snowstorms. *Weather and Forecasting*, 14, 346-368.
- Norris, J., Vaughan, G., & Schultz, D. M. (2017). Precipitation cores along a narrow cold-frontal rainband in idealized baroclinic waves. *Monthly Weather Review*, 145, 2971-2992.
- Norris, J., Vaughan, G., & Schultz, D. M., (2014). Precipitation banding in idealized baroclinic waves. *Monthly Weather Review*, 142, 3081-3099.
- Novak, D. R., Colle, B. A., & Yuter, S. E. (2008). High-resolution observations and model simulations of the life cycle of an intense mesoscale snowband over the northeastern United States. *Monthly Weather Review*, 136, 1433-1456.
- Novak, D. R., Colle, B. A., & McTaggart-Cowan, R. (2009). The role of moist processes in the formation and evolution of mesoscale snowbands within the comma head of northeast U.S. cyclones. *Monthly Weather Review*, 137, 2662-2686.
- Plougonven, R., & Snyder, C. (2007). Inertia-gravity waves spontaneously generated by jets and fronts. Part 1: Different life cycles. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 2502-2520.
- Schultz, D. M., & Knox, J. A. (2007). Banded convection caused by frontogenesis in a conditionally, symmetrically, and inertially unstable environment. *Monthly Weather Review*, 135, 2095-2110.
- Schultz, D. M., & Schumacher, P. N. (1999). The use and misuse of conditional symmetric instability. *Monthly Weather Review*, 127, 2709-2732.
- Schumacher, R. S., Schultz, D. M., & Knox, J. A. (2010). Convective snowbands downstream of the Rocky Mountains in an environment with conditional, dry symmetric, and inertial instabilities. *Monthly Weather Review*, 138, 4416-4438.
- Tan, Z. M., Zhang, F., Rotunno, R., & Snyder, C. (2004). Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Experiments with parameterized convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, 1794-1804.
- Thorncroft, C. D., Hoskins, B. J., & McIntyre, M.

- E. (1993). Two paradigms of baroclinic wave life-cycle behaviour. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119, 17-55.
- Ullrich, P. A., Reed, K. A., & Jablonowski, C. (2015). Analytical initial conditions and an analysis of baroclinic instability waves in  $f$ - and  $\beta$ -plane 3D channel models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 2972-2988.
- Venkata Rao, G., Venkata Reddy, K., & Sridhar, V. (2020). Sensitivity of microphysical schemes on the simulation of post-monsoon tropical cyclones over the North Indian Ocean. *Atmosphere*, 11(12), 1297.
- Wallace, J. M., & Hobbs, P.V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey*. 2nd ed., Elsevier Academic Press, pp 483.
- Zhang, D. L., & Cho, H.-R. (1995). Three-dimensional simulation of frontal rainbands and conditional symmetric instability in the Eady-wave model, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 47, 45-61.

## Study of convection-producing instabilities in an ideal simulation of baroclinic waves

Elahe Bohlouli<sup>1</sup>, Mohammad Mirzaei<sup>2\*</sup>, Farhang Ahmadi-Givi<sup>3</sup> and Ali Reza Mohebalhojeh<sup>3</sup>

<sup>1</sup> M.Sc. of Meteorology, Institute of Geophysics, University of Tehran, , Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, , Tehran, Iran

<sup>3</sup> Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, , Tehran, Iran

(Received: 25 December 2025, Accepted: 11 April 2026)

### Summary

Baroclinic instability is the primary mechanism for the development of synoptic-scale cyclonic systems in the midlatitudes, often accompanied by mesoscale convective systems. Understanding the instabilities contributing to the formation of mesoscale convective features, such as cloud and precipitation bands that can lead to extreme weather events, is of great importance. The instabilities responsible for convection during the development of mesoscale precipitation can be investigated using idealized simulations of baroclinic waves. In this study, the life cycle of idealized baroclinic waves was simulated using the WRF model under initial conditions consisting of a balanced moist jet in a channel with dimensions of 4000 km (zonal), 10,000 km (meridional), and 30 km (vertical), on an  $f$ -plane, with horizontal (vertical) resolution of 25 km (250 m), over a period of 15 days. The model configuration included the Kessler and WSM6 microphysics schemes, the Kain–Fritsch convection scheme, and excluded land surface and planetary boundary layer schemes. Model outputs were used to compute the potential temperature ( $\theta$ ), equivalent potential temperature ( $\theta_e$ ), saturated equivalent potential temperature ( $\theta_{es}$ ), potential vorticity (PV), equivalent potential vorticity (EPV), saturated equivalent potential vorticity (SEPV), absolute vorticity, and frontogenesis function. These quantities were used to assess the absolute instability (AI), symmetric instability (SI), potential instability (PI), potential symmetric instability (PSI), conditional instability (CI), conditional symmetric instability (CSI), and inertial instability (II).

Results from the evolution of the baroclinic wave show that its formation on day 5 of the simulation was accompanied by a strong horizontal temperature gradient, the development of a surface front, and an upper-tropospheric jet. The wave reaches its maximum growth on day 8 and begins to decay by day 12. On day 5, when precipitation intensity and amount peak, SI, PI, PSI, CSI, and II occur with similar patterns in both the Kessler and WSM6 schemes. Additionally, CI is released in the WSM6 scheme, suggesting that the more intense precipitation in WSM6 compared to Kessler on day 5 is due to the release of CI in conjunction with CSI and a tilted pattern of II. By day 8, SI, PSI, CI, CSI, and II are still present for both schemes, but precipitation intensities and amounts are reduced compared to day 5. On day 12, when the wave is clearly decaying, the presence of CI and CSI with reduced intensity and the absence of II result in much less precipitation. Furthermore, the evolution of convection, the maximum precipitation intensity, and the peak negative values of EPV and SEPV aligned with the comma head of the baroclinic wave are clearly identifiable on day 5 for both the Kessler and WSM6 schemes. Finally, it can be concluded that the low-resolution (25 km) simulation is unable to adequately capture the rainbands, which are often on the meso-gamma scale. This finding is also consistent with previous studies.

**Keywords:** Baroclinic waves, inertial instability, conditional instability, conditional symmetric instability, WRF