

تأثیر گذار برون حاره‌ای چرخند چاپالا بر توسعه سامانه‌های جوّی عرض‌های میانی: توسعه و پشته‌زایی بر روی جریان جتی

محمود صفر^۱، سرمد قادر^{۲*}، فرهنگ احمدی‌گیوی^۲، علیرضا محب‌الحجه^۲، و مجید مزرعه‌فراهانی^۲

^۱ دانشجوی دکتری، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲ دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۰۵، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۰/۲۶)

چکیده

چرخند حاره‌ای چاپالا بعد از توفان گونو دومین توفان حاره‌ای قوی منطقه شمالی اقیانوس هند بوده است. در خصوص توفان گونو باید گفت که این توفان تأثیر مستقیم بر بارش سواحل جنوب شرقی ایران داشته است، حال آنکه هدف پژوهش حاضر بررسی تأثیر غیرمستقیم توفان چاپالا در بارش‌های بسیار شدید غرب ایران است. همچنین این موضوع مورد مطالعه قرار گرفته است که آیا این تأثیر غیرمستقیم به دلیل گذار برون حاره‌ای توفان از طریق شبه‌جزیره عربستان و توسعه جریان جتی عرض‌های میانی است؟ برای رسیدن به این هدف، شبیه‌سازی‌هایی مبتنی بر مدل عددی WRF انجام شده و مسیر حرکت بسته هوای نمونه فرضی نیز با استفاده از مدل ناپابای HYSPLIT مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج حاصل به‌روشنی انتقال جرم و انرژی از سطوح پایین وردسپهر عرض‌های حاره‌ای به سطوح بالای وردسپهر در عرض‌های میانی را نشان می‌دهد.

نحوه تأثیر این چرخند حاره‌ای بر سامانه‌های فعال در عرض‌های میانی شامل جدا شدن مقادیر کوچک تاوایی پتانسیلی از مرکز چرخند چاپالا و صعود آن بر روی خط هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون تا منطقه وردایست در عرض‌های میانی، انتقال جرم به‌صورت رطوبت نسبی بر روی صحرای خشک شبه‌جزیره عربستان از مرز منطقه کُزفشاری و حاره‌ای با همرفت مورّب و همچنین افزایش سرعت مرکز جت و جابه‌جایی آن به عرض‌های جغرافیایی شمالی‌تر بوده است.

واژه‌های کلیدی: چرخند حاره‌ای، توسعه جریان جتی، گذار برون حاره‌ای، تاوایی پتانسیلی، مدل WRF

۱ مقدمه

تأثیر متقابل سامانه‌های بزرگ‌مقیاس جوئی یکی از زمینه‌های مطالعاتی اخیر بوده است. این مطالعات در مقیاس‌های مکانی متنوع مانند مقیاس‌هایی در حد قاره‌ای مثل تأثیر انسو و یا نوسان اطلس شمالی بر پارامترهای جوئی مناطق مختلف کره زمین و یا در چمقیاس‌های کوچک‌تر مانند تأثیر مکان پرفشار جنب‌حاره‌ای بر جریان‌های جوئی عرض‌های میانی و حتی در مقیاس‌های میانی (لشکری و محمدی، ۱۳۹۳) همانند تأثیر نفوذ پرفشار سبیری بر بارش‌ها و پدیده‌هایی مانند خشک‌سالی در مناطق مرکزی ایران (احمدی گیوی و همکاران، ۱۳۸۹) انجام شده است. یکی از حوزه‌های مورد بررسی، نحوه تأثیر جریان‌های غرب‌سوی حاره‌ای بر روی جریان‌های شرق‌سوی عرض‌های جغرافیایی میانی و پژوهش در مورد سازوکار نحوه برهم‌کنش این دو جریان جوئی مختلف است که اولی با مشخصات گرمایی و همرفتی قوی و دوئی با ناحیه ناپایداری کثرفشار از هم متمایز می‌شوند. در این راستا، بررسی‌هایی در مورد انتقال جرم و انرژی از سطوح پایین چرخندهای حاره‌ای به سطوح بالای منطقه گذار به کثرفشاری عرض‌های میانی صورت گرفته است (کلین و همکاران، ۲۰۰۲).

این انتقال جرم و انرژی که به گذار برون‌حاره‌ای معروف است، می‌تواند بر جریان‌های در مقیاس سیاره‌ای نیز تأثیرگذار باشد (هار و دی، ۲۰۰۹). پیش‌بینی عددی این انتقال انرژی و بنابراین توسعه بی‌هنجار جریان‌های عرض‌های میانی تا حد زیادی به مدت‌زمان این انتقال برون‌حاره‌ای بستگی دارد که خود یکی از چالش‌های پیش روی متخصصان هواشناسی است (گرمس و همکاران، ۲۰۱۳). علت آن، عدم امکان تشخیص صریح تأخیر چند روزه از زمان تقلیل قدرت چرخند حاره‌ای است. هرچند بررسی‌های متنوع به اتفاق نمایانگر شارش قطب‌سوی انرژی و جرم چرخندهای میرای استوایی هستند

(آگوستی-پاناردا و همکاران، ۲۰۰۴؛ مکتناگارت-کوان و همکاران، ۲۰۰۴)، اما تأثیر این انتقال بر جریان‌های واقع در عرض‌های میانی خود مستلزم وجود شرایط مستعد در این جریان‌های قطب‌سواست (هار و همکاران، ۲۰۰۰).

فرارفت هوای گرم و مرطوب حاره‌ای ناشی از تضعیف چرخندهای حاره‌ای به پرفشار منطقه گذار در عرض‌های بالاتر باعث پشته‌زایی و افزایش ارتفاع وردیست درست در پایین‌دست شارش در عرض‌های میانی می‌شود (آتالا و بوسارت، ۲۰۰۳). در این زمینه، وجود همبستگی معنی‌دار بین وقوع بارش جبهه‌ای در منطقه کثرفشاری و دامنه پشته تشکیل شده در خروجی شبیه‌سازی‌های همادی تأییدکننده این تحلیل است (تورن، ۲۰۱۰). روند گذار برون‌حاره‌ای در چرخندهای شکل-گرفته در اقیانوس اطلس (دیمگو و بوسارت، ۱۹۸۲؛ تورنکرافت و جونز، ۲۰۰۰؛ هارت و ایوانز، ۲۰۰۱)، شمال غرب اقیانوس آرام (سکیوکا، ۱۹۵۶؛ هار و السبری، ۲۰۰۰؛ هار و همکاران، ۲۰۰۰؛ کلین و همکاران، ۲۰۰۰)، جنوب غرب اقیانوس آرام (سینکلایر، ۲۰۰۲) و جنوب اقیانوس هند (فولی و هانستران، ۱۹۹۴) بررسی شده است.

توفان‌های حاره‌ای که به صورت مستقیم بر ایران تأثیر مخرب گذاشته‌اند، محدود به توفان‌های شمال اقیانوس هند است. نمونه بارز آن ورود توفان حاره‌ای گونو به سواحل جنوب شرق ایران و تأثیر آن بر استان‌های سیستان و بلوچستان، هرمزگان و حتی کرمان بود که در این زمینه پژوهش‌هایی از لحاظ دینامیکی و فیزیکی (مشهدی و همکاران، ۱۳۹۲؛ گلشنی و تائبی، ۱۳۸۷؛ فراهانی و همکاران، ۲۰۱۶) انجام شده است. تحقیقات جدید امکان پیش‌بینی توفان گونو با استفاده از شبیه‌سازی همادی مدل WRF به صورت مطلوب، به خصوص در مورد سرعت باد در سطح دریا را نشان می‌دهد (قادر و همکاران، ۲۰۱۶). تاکنون بررسی جامعی از تأثیر غیرمستقیم این توفان‌های حاره‌ای بر جریان‌های جوئی ایران از طریق انتقال

برون‌حاره‌ای جرم و انرژی انجام نگرفته است.

توفان حاره‌ای چاپالا (رخ‌داده در ۲۸ اکتبر الی ۳ نوامبر ۲۰۱۵) دارای یکی از طولانی‌ترین مسیرهای توفان در اقیانوس هند بوده است که در نهایت در سواحل یمن و در منطقه شرق رشته‌کوه تهامه میرا گردید. پس از آن، انتقال انرژی چرخند تضعیف‌شده حاره‌ای به عرض‌های میانی از طریق مناطق کم‌ارتفاع دشت خشک شبه‌جزیره عربستان، در مقیاس‌های مکانی و زمانی بسیار بزرگ‌تری بر جریان‌های پایین‌دست مناطق شمالی‌تر تأثیر گذاشت. وقوع بارش‌های فرین تا میزان ۴۰۰ میلی‌متر در روز در مناطقی از استان ایلام در روز ۶ نوامبر حاصل این تأثیرگذاری دو طرفه است. در این پژوهش با استفاده از یک شبیه‌سازی صریح، نحوه گذار برون‌حاره‌ای و توسعه جت در پایین‌دست این شارش بررسی می‌شود.

۱-۱ چرخند حاره‌ای چاپالا

چرخند چاپالا در صبح روز ۲۸ اکتبر به صورت یک منطقه کم‌فشار در جنوب شرق دریای عرب شکل گرفت و با حرکت به سمت شمال - شمال غرب تا بعد از ظهر همان روز تقویت شد. در ساعت‌های اولیه روز ۲۹ اکتبر به یک چرخند قوی تبدیل و تا نیمه‌شب همان روز به تقویت خود ادامه داد و در صبح روز ۳۰ اکتبر طبق مقیاس‌بندی سافیر سیمپسون (Saffir-Simpson) در دسته توفان‌های چرخندی بسیار قوی قرار گرفت. با حفظ شدت و حرکت به سمت غرب تا روز اول نوامبر، تضعیف تدریجی این توفان شروع شد. در روز سوم نوامبر توفان وارد سواحل یمن شده و در نهایت در روز چهارم نوامبر میرا گردید. این توفان قوی‌ترین توفانی است که از سال ۱۹۶۰ سواحل یمن را درنوردیده و طول عمر آن از شروع شکل‌گیری بیش از ۷ روز تعیین شده است که از حد متوسط عمر توفان‌های حاره‌ای بیشتر است. بیشترین سرعت ثبت شده در چرخه زندگی این توفان ۲۱۵ کیلومتر بر ساعت و

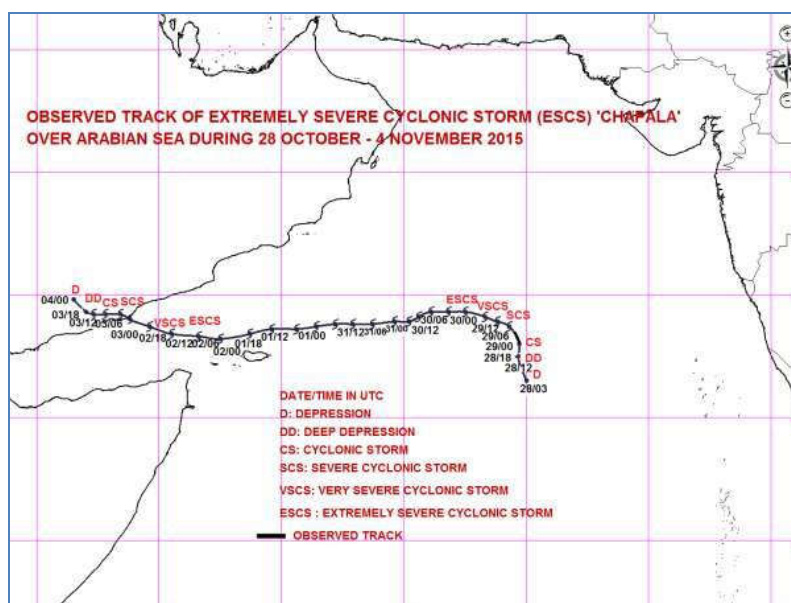
کمترین فشار سطح دریای ثبت شده برابر با ۹۴۰ هکتو پاسکال است. توفان چاپالا در هنگام ورود به سواحل یمن دارای سرعت بیش از ۱۲۰ کیلومتر بر ساعت بود.

بعد از توفان فت (Phet) در سال ۲۰۱۰، توفان چاپالا دارای طولانی‌ترین مسیر پویش به میزان ۲۲۴۸ کیلومتر است. انرژی تجمعی چرخندی (ACE) این توفان همانند توفان حاره‌ای فت برابر با 18.29×10^4 (knot)³ (طبق گزارش Indian Meteorological Department یا IDM، ۲۰۱۵) بوده که بسیار بزرگ‌تر از مقدار میانگین آن به میزان 0.8×10^4 (knot)³ برای فصل مونسون در دریای عرب در بازه ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۳ است. شاخص اتلاف توان (Power Dissipation Index) توفان چاپالا نیز برابر با 17.92×10^6 (knot)³ بوده که بسیار شدیدتر از میانگین آن به میزان 0.4×10^6 (knt)³ برای فصل مونسون در بازه سال‌های ۱۹۹۳-۲۰۱۳ است (گزارش IDM، ۲۰۱۵). این توفان بعد از توفان حاره‌ای گونو شدیدترین توفان شکل‌گرفته در شمال اقیانوس هند تاکنون می‌باشد. شکل ۱ مراحل شکل‌گیری، تقویت و تضعیف توفان چاپالا را نشان می‌دهد.

یکی از نکات شایان توجه در مورد این توفان حاره‌ای محل ورود به ساحل آن است. ورود به ساحل در شرق رشته‌کوه‌های تهامه (Tihama) با راستای شمالی - جنوبی واقع در غرب شبه‌جزیره عربستان صورت گرفته است. ورود توفان چاپالا به بادپناه این رشته‌کوه و انتقال انرژی به صحرای عربستان که دارای ارتفاعات چندان بلندی نیست، در انتقال برون‌حاره‌ای انرژی و جرم توفان به جریان‌های پایین‌دست در عرض‌های میانی بی‌تأثیر نبوده است.

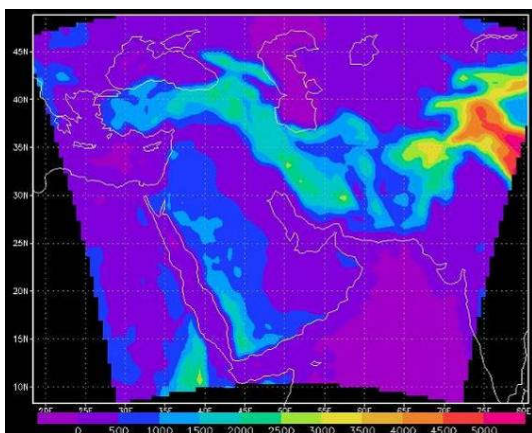
۲-۱ شرایط شبیه‌سازی انتقال برون‌حاره‌ای توفان

هدف پژوهش حاضر، بررسی گذار برون‌حاره‌ای توفان حاره‌ای چاپالا و اثر آن بر روی جریان پایین‌دست در



شکل ۱. مراحل توسعه توفان حاره‌ای چاپالا (IDM, ۲۰۱۵).

طرحواره‌های فیزیکی به کار رفته در جدول ۱ نشان داده شده است. هدف استفاده از این طرحواره‌ها بررسی کیفی توزیع جرم و انرژی در محدوده شبیه‌سازی است. از آنجا که این شبیه‌سازی برای مدت ۱۰ روز است، به دلایل فنی و همچنین ماهیت مدل عددی مورد نظر به عنوان یک مدل عددی منطقه‌ای وضع هوا، شبیه‌سازی به صورت ده اجرای ۲۴ ساعته و با در نظر گرفتن دوازده ساعت زمان تنظیم (spin up) قبل از ساعت 0000UTC هر روز انجام شده است (لو و همکاران، ۲۰۰۸؛ قادر و همکاران، ۲۰۱۶).



شکل ۲. منطقه شبیه‌سازی عددی توفان چاپالا به همراه کوهساری.

عرض‌های میانی و همچنین اثر این انتقال بر تحول و توسعه سامانه‌های فعال در عرض‌های میانی است. با توجه به این هدف، شبیه‌سازی توفان فوق با استفاده از مدل عددی (Weather, Research and Forecasting) WRF در منطقه جغرافیایی ارائه شده در شکل ۲ انجام گرفته است. بدین منظور، مدل به صورت صریح، با صرف نظر از دقت کمی خروجی‌های آن، فقط با یک پیکربندی مشخص از طرحواره‌های فیزیکی اجرا شده است. فاصله شبکه‌ای افقی در اجراهای مدل ۴۵ کیلومتر، تعداد نقاط شبکه‌ای در راستای طول جغرافیایی ۱۱۵ و در راستای عرض جغرافیایی ۱۰۰ و تعداد ترازهای قائم در مختصات سیگما ۲۸ بوده است. به علاوه، از داده‌های سطح و کوهساری (توپوگرافی) با تفکیک مکانی ده ثانیه و داده‌های تحلیل نهایی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی (NCEP/FNL) با تفکیک یک درجه در دو راستای طول و عرض جغرافیایی برای تأمین شرایط اولیه و مرزی استفاده شده است.

این شبیه‌سازی از ساعت 0000UTC روز اول نوامبر الی ساعت 0000UTC روز ۱۱ نوامبر ۲۰۱۵ انجام شده و

جدول ۱. طرحواره‌های فیزیکی مورد استفاده برای اجرای مدل WRF.

لایه مرزی	همرفت	فیزیک سطح	لایه خاک	تابش موج کوتاه	تابش موج بلند	خردفیزیک ابر
YSU scheme	Kain-Fritsch	Noah-MP	MM5	Dudhia scheme	RRTM scheme	WSM 3-class simple ice scheme

۲ روش کار

در بررسی نحوه تأثیرگذار برون‌حاره‌ای چرخند حاره‌ای چاپالا از چند کمیت مهم هواشناختی استفاده شده است. در مرحله اول، تأثیر تاوایی پتانسیلی در پشت‌زایی جت در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال واقع در پایین‌دست ورود توفان چاپالا در عرض‌های میانی مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای این منظور، پس از ورود توفان به فاز میرایی در سواحل یمن، انتشار تاوایی پتانسیلی در سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون و تأثیر آن بر توسعه هسته جت سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال بررسی شده است. علت انتخاب سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون شیب آن از لبه پایینی جریان جتی در تراز فشاری ۲۵۰ هکتوپاسکال در عرض‌های میانی تا ارتفاع سطح فشاری ۶۰۰ هکتوپاسکال در لبه جنوبی شبکه شبیه‌سازی است. بدین ترتیب به‌خوبی می‌توان انتقال جرم و انرژی در این تراز و تأثیر آن را بر روی جریان جتی مطالعه کرد. در مرحله دوم، با برش عرضی در عمق وردسپهر، میانگین میدان‌های باد و رطوبت بین دو طول جغرافیایی ۴۵ و ۵۰ درجه شرقی در نمودارهای ارتفاع-عرض جغرافیایی در زمان‌های مشخص، بررسی شده تا ضمن تفکیک منطقه حاره‌ای از منطقه پرفشار عرض‌های میانی، نحوه انتقال جرم و انرژی از توفان چاپالا به منطقه پرفشار مورد ارزیابی قرار گیرد. علت میانگین‌گیری در این بازه طول جغرافیایی، انتقال شمال‌سوی جرم و انرژی در این بازه است. در مرحله سوم، مانند مرحله دوم، انتقال تاوایی پتانسیلی بر روی سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون بررسی می‌شود تا نحوه انتقال انرژی از وردسپهر زیرین در عرض‌های

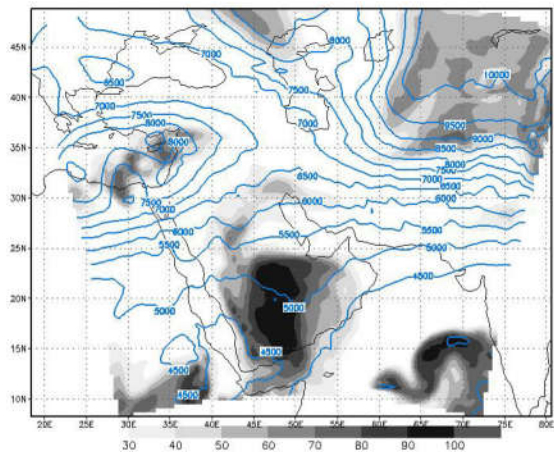
حاره‌ای به وردسپهر زیرین و وردایست در عرض‌های میانی و همچنین تأثیر بر روی جت عرض‌های میانی تعیین شود. به‌علاوه، برای بررسی بهتر انتقال جرم و انرژی از مناطق حاره‌ای به عرض‌های میانی از شبیه‌سازی مسیر پویس با استفاده از روش‌های لاگرانژی استفاده شده است.

۲-۱ تاوایی پتانسیلی و توسعه جت

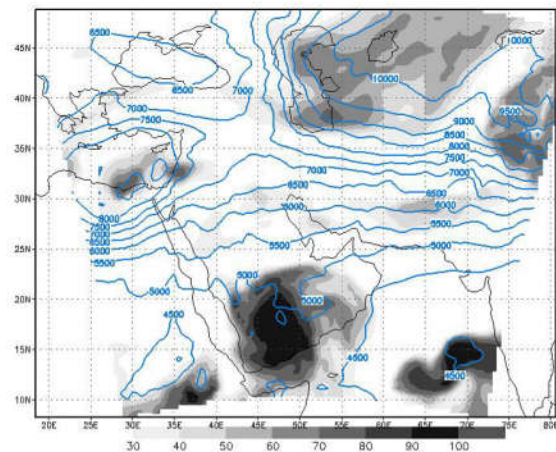
شکل ۴ وضعیت جت در تراز فشاری ۲۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی پتانسیلی سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون را برای ساعت 0000UTC روزهای اول تا سوم نوامبر سال ۲۰۱۵ نشان می‌دهد. با توجه به نیمرخ قائم و شیب سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون از عرض‌های جنوبی به سمت عرض‌های میانی و این موضوع که این سطح در عرض‌های میانی تا حد خوبی با تراز فشاری لبه پایینی جریان جتی هم‌ارتفاع می‌باشد، انتخاب تراز فشاری ۲۰۰ هکتوپاسکال و سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون بررسی انتقال انرژی و جرم از عرض‌های جنوبی و وردسپهر زیرین به عرض‌های میانی و تراز جت در وردسپهر زیرین را ممکن می‌کند. در شکل ۴ مرکز جت با سرعت‌های بالاتر از ۲۵ متر بر ثانیه نشان داده شده و برای همان زمان، میدان برداری باد نیز در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و در کل حوزه رسم شده است. تاوایی پتانسیلی به‌صورت پرندهای هم‌مقدار آبی‌رنگ می‌باشد. در شکل ۴-الف، چرخند قوی چاپالا در شمال دریای عرب با شیو (گرادیان) شدید تاوایی پتانسیلی و با دایره‌های هم‌مرکز مشخص بوده و چینش تاوایی پتانسیلی در شمال جت عرض‌های میانی نیز تقریباً مداری است. هم‌زمان مرکز جت با سرعتی در

به وضعیت ۲۴ ساعت قبل، مطابق شکل ۱ به حداکثر سطح فعالیت خود رسیده است. بر اساس شکل‌های ۲ و ۳ که انتقال رطوبت بر روی سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون را پس از ۷۲، ۸۴، ۹۶ و ۱۰۸ ساعت از شروع شبیه‌سازی نشان می‌دهد، می‌توان نتیجه گرفت که رشته‌کوه تهمامه با واداشت مکانیکی، باعث انتقال انرژی به سمت مناطق داخلی شبه‌جزیره عربستان شده است.

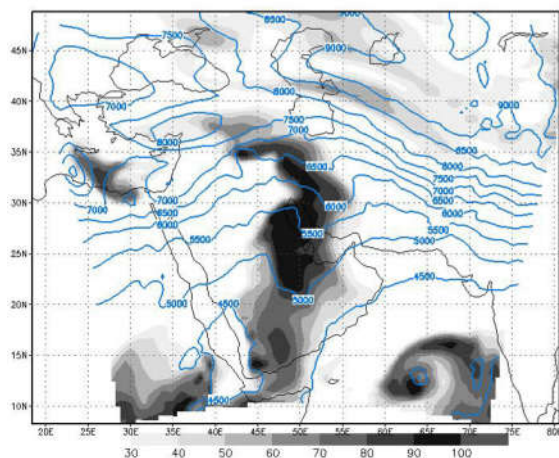
حدود ۶۰ متر بر ثانیه واقع در منطقه غرب خاورمیانه و با گسترش تقریباً مداری دیده می‌شود. در ساعت 0000UTC روز دوم نوامبر، هسته جریان جتی تحت تأثیر فعالیت سامانه عرض‌های میانی در قسمت شمالی آن قرار گرفته و شاهد افزایش شیو تاوایی پتانسیلی هستیم. همچنین هسته جت به سمت شرق تغییر مکان داده و بر روی عراق و غرب ایران قرار دارد. چرخند چاپالا با انحراف به سمت غرب، به سواحل یمن نزدیک شده و ضمن تقویت نسبت



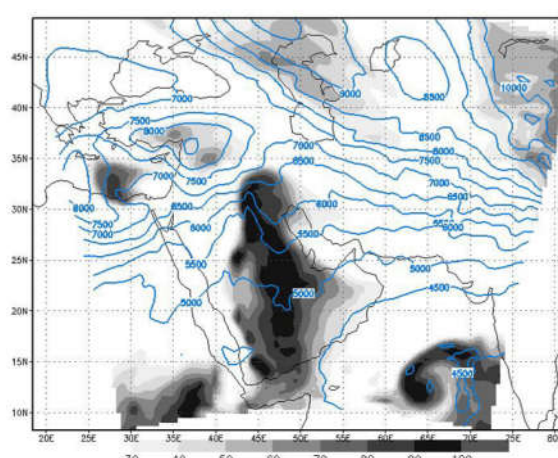
(ب)



(الف)



(د)

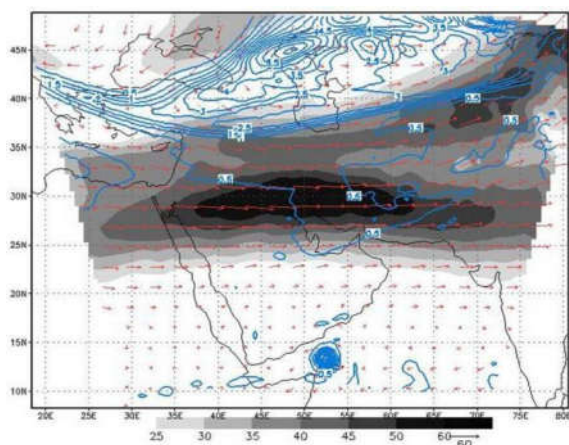


(ج)

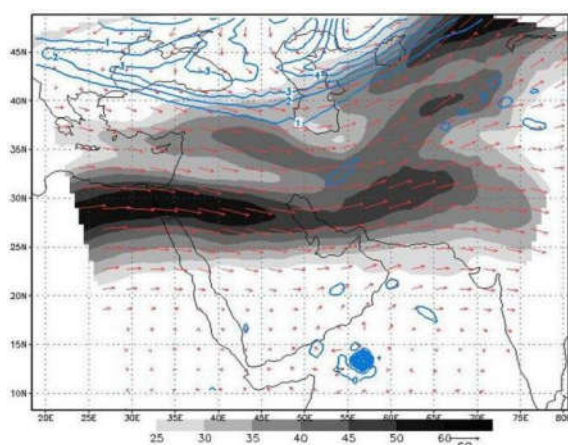
شکل ۳. نیمرخ رطوبت نسبی در سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون (نواحی سایه‌دار برحسب درصد) همراه با پربندهای ارتفاع از سطح دریای سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون (برحسب ژئوپتانسیل متر) پس از (الف) ۷۲، (ب) ۸۴، (ج) ۹۶ و (د) ۱۰۸ ساعت از شروع شبیه‌سازی.

روزهای چهارم الی ششم نوامبر را نشان می‌دهد. در ساعت 0000UTC روز ۴ نوامبر (شکل ۵-الف)، چرخند چاپالا به‌طور کامل وارد خشکی شده و پربندهای تاوایی پتانسیلی به سمت شمال در حال گسترش هستند، اما همچنان تقارن دایره‌ای خود را حفظ کرده‌اند. این سامانه در بخش شرقی رشته‌کوه تهامه با راستای تقریباً شمالی-جنوبی که در نوار غربی شبه‌جزیره عربستان قرار دارد، وارد یمن شده است. در ساعت 1200UTC همان‌روز، پربند تاوایی پتانسیلی ۰/۵ PVU تا عرض‌های ۲۰ درجه شمالی کشیده شده و به مرز جنوبی جریان جتی نزدیک شده است (شکل ۵-ب).

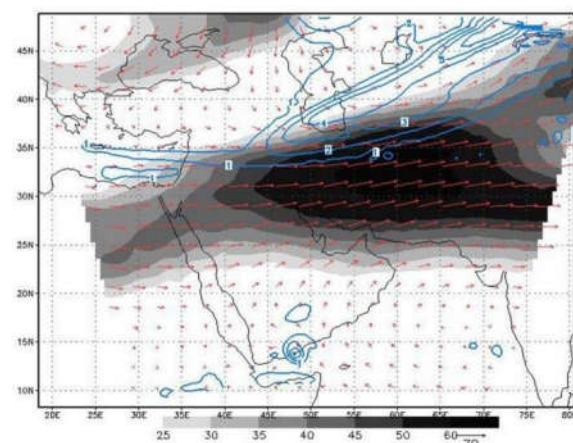
در ساعت 0000UTC روز سوم نوامبر (شکل ۴-ج)، چرخند چاپالا تقریباً وارد سواحل یمن شده و در شمال این منطقه، جدایش مرکز بسته تاوایی پتانسیلی در سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون و حرکت آن به سمت شمال دیده می‌شود. همچنین میدان باد سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال در مرکز شبه‌جزیره عربستان از حالت مداری ضعیف غربی به میزان قابل توجهی به صورت جنوب غربی تغییر یافته است. در عرض‌های میانی، هسته جریان جتی به سمت شرق متمایل شده و شیو تاوایی پتانسیلی در شمال جریان جتی کاهش یافته است. شکل ۵ تحول زمانی جریان جتی و میدان تاوایی پتانسیلی مربوط به چرخند چاپالا در طی



(ب)

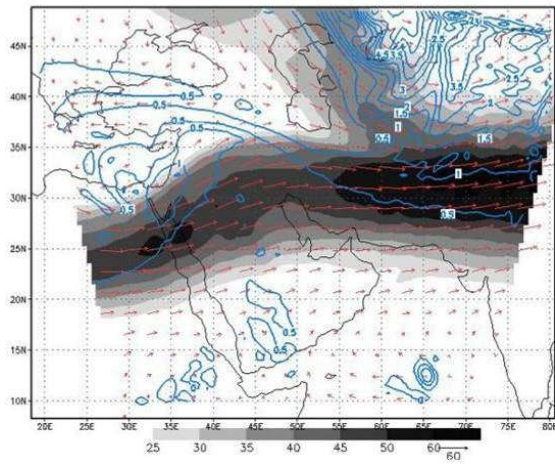


(الف)

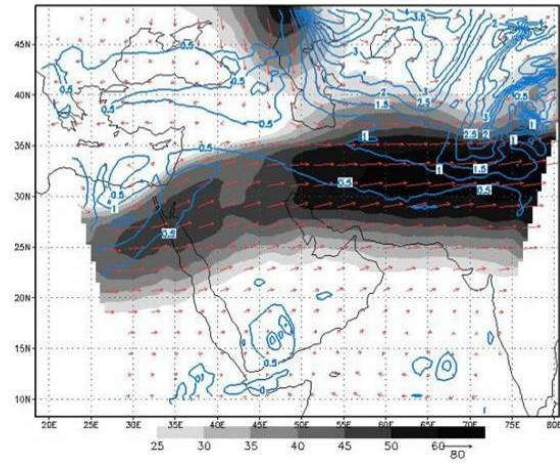


(ج)

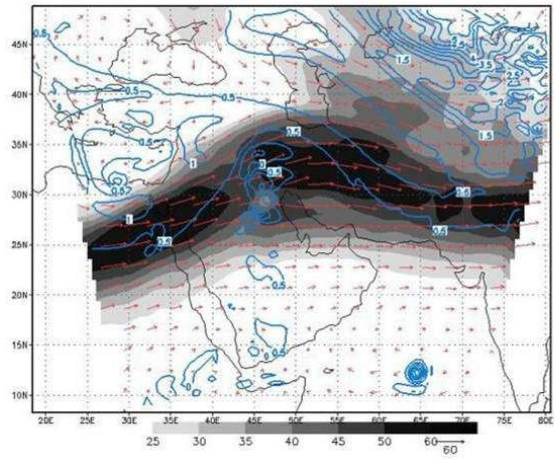
شکل ۴. جریان جتی در سطح فشاری ۲۰۰ هکتوپاسکال (نواحی سایه‌دار برحسب متر بر ثانیه) و پربندهای تاوایی پتانسیلی در سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون (برحسب PVU) به ترتیب برای ساعت‌های 0000UTC روزهای اول تا سوم نوامبر ۲۰۱۵. در پایین هر شکل مقیاس سرعت جت نشان داده شده است.



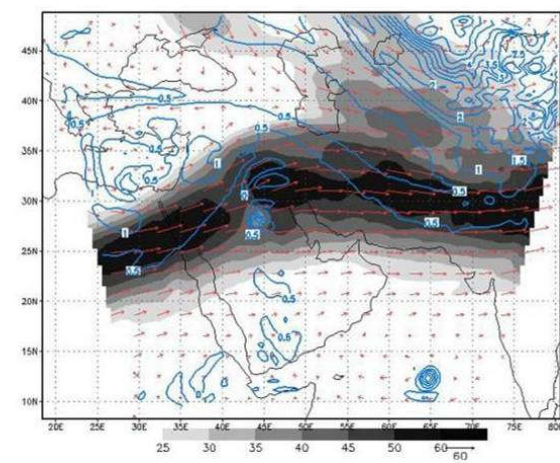
(ب)



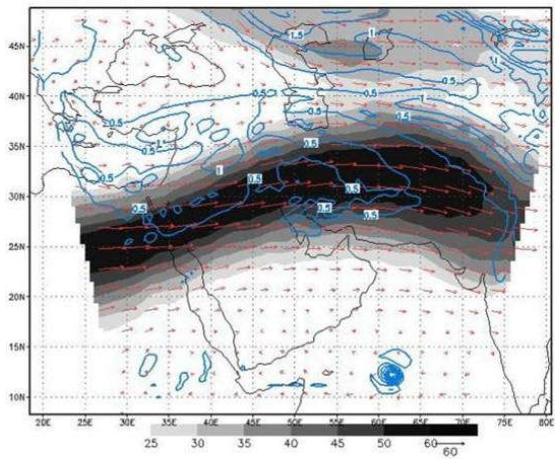
(الف)



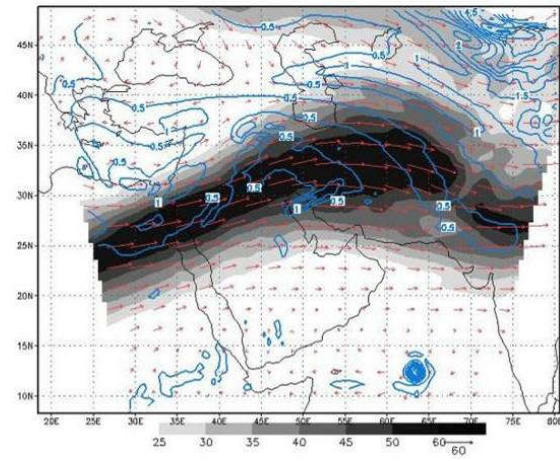
(د)



(ج)



(و)



(ه)

شکل ۵. همانند شکل ۴ ولی برای (الف) 0000UTC روز چهارم، (ب) 1200UTC روز چهارم، (ج) 0000UTC روز پنجم، (د) 0400UTC روز پنجم، (ه) 1600UTC روز پنجم، (و) 0400UTC روز ششم نوامبر سال ۲۰۱۵.

نوامبر نیز حاکی از ورود سامانه چاپالا به بازه طول جغرافیایی مورد بررسی است.

وجود مقادیر مثبت (منفی) همگرایی افقی در وردسپهر زیرین (زبرین) واقع در شمال عرض جغرافیایی ۱۳ درجه در ساعت 0000UTC روز اول نوامبر تأییدی بر ماهیت چرخندی سامانه وارد شده به منطقه مورد مطالعه است (شکل ۶-الف). از سویی انتقال رطوبت نسبی به وردسپهر زبرین و همچنین دو شاخه شدن آن در وردایست می‌تواند ناشی از شکل‌گیری همرفت و تقارن سامانه چاپالا در منطقه ورود به این حوزه جغرافیایی باشد. کشیدگی مورب میانگین رطوبت نسبی بین عرض‌های جغرافیایی ۲۵ الی ۳۰ درجه نیز بیانگر رخداد احتمالی ناپایداری متقارن در گذار از منطقه جنب‌حاره‌ای به کژفشاری است (گرمس و همکاران، ۲۰۱۳).

در شکل ۷، تأثیر انتقال جرم و از بین رفتن تقارن هسته جریان جتی دیده می‌شود. در شکل ۷-ب، ورود توده هوای مرطوب و گرم حاره‌ای به مناطق کژفشاری قابل مشاهده است. نکته قابل توجه ایجاد پربشیدگی در ساختار گسترش مؤلفه باد مداری هم‌زمان با انتقال شمال‌سوی جرم است که با گذر زمان و جابه‌جایی بیشتر به سمت شمال، دامنه این پربشیدگی تا نزدیکی هسته جت نیز توسعه می‌یابد (شکل‌های ۷-ج تا ۷-ه). این روند هم‌زمان با ایجاد پشته در جریان جتی، ایجاد سامانه‌های همرفتی و رخداد احتمالی همرفت مورب در اثر ناپایداری متقارن، همگرایی در جنوب و واگرایی در شمال منطقه بر مبنای جهت و بزرگی میدان برداری باد در صفحه نصف‌النهار، فرارفت رطوبت نسبی هم‌زمان با شکل‌گیری کوژی خطوط هم‌سرعت جت، تبدیل و انتقال انرژی همرفتی به جریان میانگین مداری در جنوب جریان جتی را نشان می‌دهد. در این مرحله، علاوه بر افزایش سرعت هسته جت (شکل ۷-ه)، مقدار سرعت‌های نصف‌النهاری شمال‌سو نیز افزایش داشته است. از دیگر نکات بارز در این شکل‌ها، جابه‌جایی

در ساعت 0000UTC روز ۵ نوامبر (شکل ۵-ج)، بسته-موج‌های تاوایی پتانسیلی در مرز جنوبی جریان جتی گسترش یافته و جریان جتی نیز در آن منطقه دارای کوژی (تحدب) است. از لحاظ جغرافیایی، محل پشته‌زایی جریان جتی درست در شرق طول جغرافیایی ورود چرخند چاپالا به شبه‌جزیره عربستان و در واقع در مکان توسعه پایین-دست در طی گذار برون‌حاره‌ای قرار دارد. این روند طی چهار ساعت بعد شدت بیشتری به خود گرفته (شکل ۵-ه) و شرایط را برای ایجاد و یا تقویت سامانه بارشی شدید در مناطق غربی ایران و شرقی عراق فراهم کرده است. توسعه این روند باعث رسیدن هسته جریان جتی به مقادیری بیش از ۶۰ متر بر ثانیه بر فراز ایران و عراق شده و افزایش شیو تاوایی پتانسیلی در مرز جنوبی جریان جتی تا ساعت‌های بعدی نیز ادامه داشته است.

۲-۲ انتقال جرم و توسعه جت

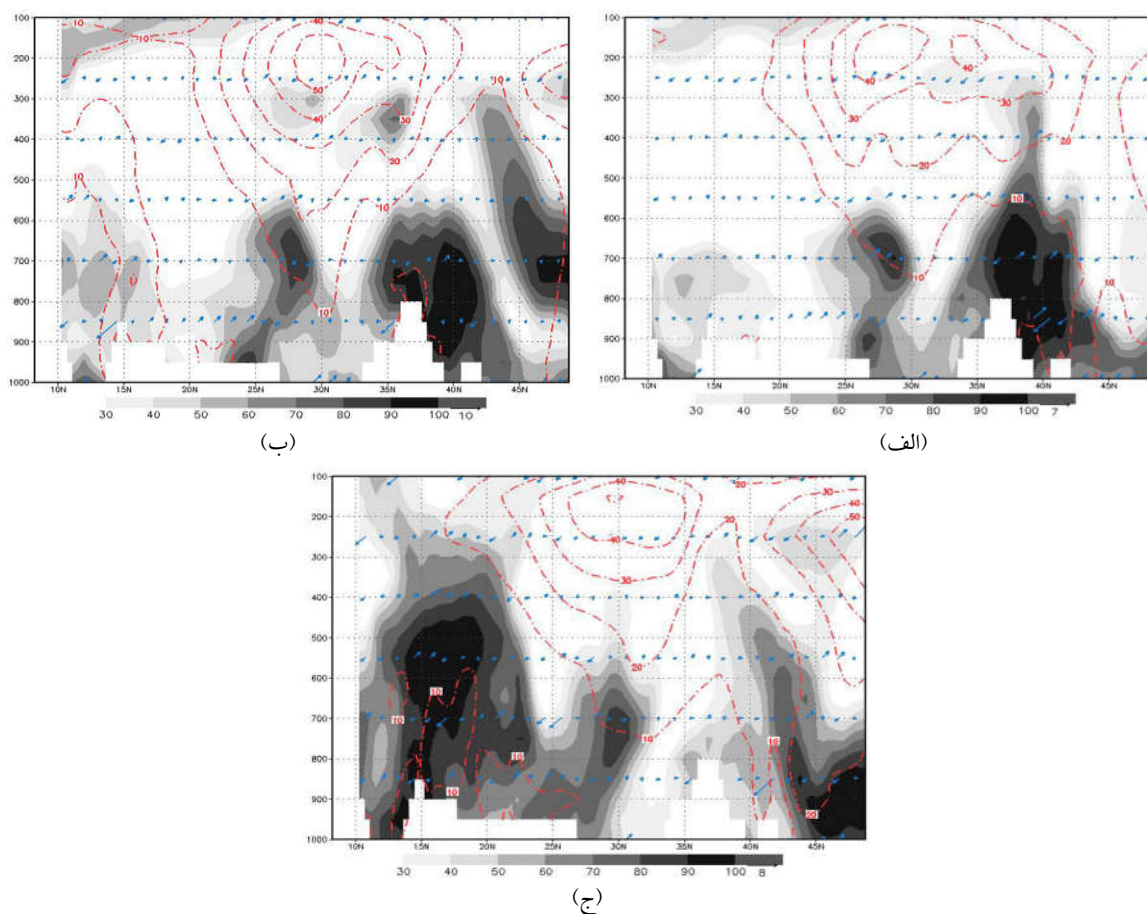
برای بررسی نحوه انتقال جرم از چرخند حاره‌ای چاپالا به منطقه عرض‌های میانی از نمایش در صفحه فشار- عرض جغرافیایی استفاده شد. در این نمایش‌ها میانگین رطوبت نسبی بالای ۴۰ درصد، سرعت مداری باد و همچنین سرعت در صفحه نصف‌النهاری بین طول‌های جغرافیایی ۴۵ و ۵۰ درجه شرقی محاسبه و رسم شده است (شکل ۶). علت انتخاب مقادیر میانگین در این بازه طول جغرافیایی آن است که ورود به ساحل چرخند چاپالا و پشته‌زایی بر جت عرض‌های میانی محدود به این بازه بوده است. همان‌گونه که در شکل ۶ دیده می‌شود، می‌توان پربند هم‌مقدار سرعت مداری صفر در جنوب مرکز جت را به‌عنوان گذار از فشار وردی منطقه حاره‌ای به کژفشاری عرض‌های میانی در نظر گرفت. وجود جریان‌های شرقی در جنوب این پربند و جریان‌های غربی در شمال آن بیانگر منطقه گذار مذکور است. روند افزایشی میانگین رطوبت نسبی در جنوب این پربند از روز اول تا روز سوم

عرض‌های جغرافیایی میانی است، این دو کمیت نیز به کار رفته است. در شکل ۸، همانند شکل‌های ۴ و ۶، نیمرخ‌های حاصل از میانگین‌گیری برای ۴۸ ساعت اول شبیه‌سازی نمایش داده شده است. شیب پربند هم‌دمای پتانسیلی معادل (Θ_e) ۳۲۰ کلوین در حدود عرض‌های جغرافیایی ۲۷ درجه شمالی محل جدایش منطقه جنب‌حاره‌ای از منطقه پرفشار عرض‌های میانی را نشان می‌دهد (گرمس، ۲۰۱۳). گسترش مقادیر بالای تاوایی پتانسیلی در عرض‌های جغرافیایی جنوبی (شکل ۸-ج) و افزایش سرعت‌های نصف‌النهاری بیانگر ورود چرخند چاپالا به حوزه شبیه‌سازی است.

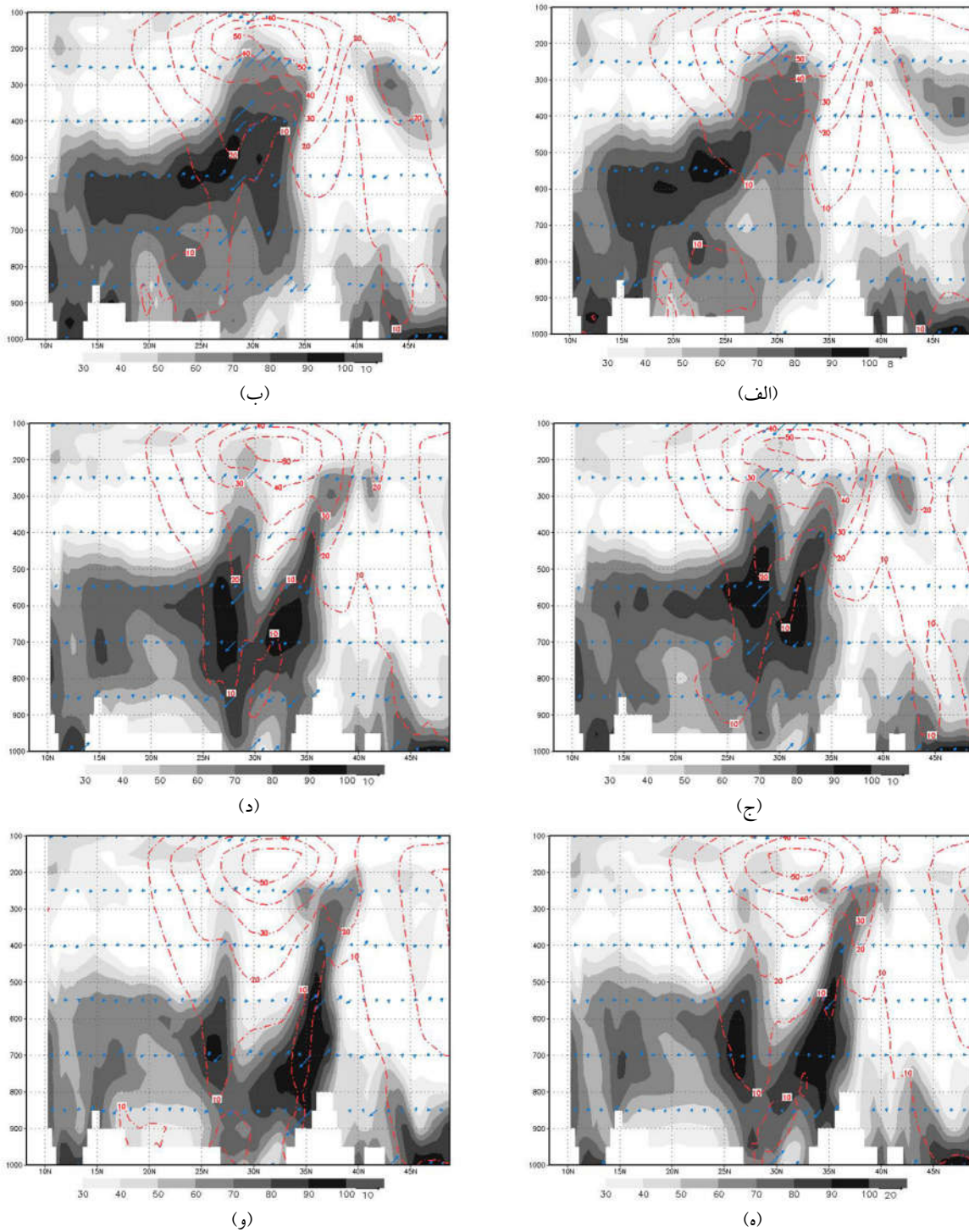
هسته جریان جتی به سمت شمال و افزایش سرعت هسته جت در روز ۵ نوامبر است (شکل ۷-ه).

۲-۳ دمای پتانسیلی و تاوایی پتانسیلی

در این بخش نحوه تأثیر تاوایی پتانسیلی بر رفتار و توسعه جریان جتی و فعالیت سامانه‌های واقع در عرض‌های میانی بررسی می‌شود. برای این کار از نیمرخ در صفحه فشار - عرض جغرافیایی و میانگین مکانی میدان‌های دمای پتانسیلی، بردار باد، تاوایی پتانسیلی و همچنین مؤلفه نصف‌النهاری باد به صورت مجزا استفاده شده است. با فرض اینکه سطح هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلوین و یا سطح تاوایی پتانسیلی ۲ PVU بیانگر تراز وردایست در



شکل ۶. میانگین رطوبت نسبی (نواحی سایه‌دار برحسب درصد) و مؤلفه مداری باد (پربندهای نارنجی برحسب متر بر ثانیه) بین طول‌های جغرافیایی ۴۵ و ۵۰ درجه شرقی همراه با میانگین میدان بردار باد در صفحه نصف‌النهاری (پیکان‌های آبی‌رنگ) در همان ساعت‌های شکل ۴.



شکل ۷. مانند شکل ۶ ولی برای ساعت‌های (الف) ۰۰۰۰ UTC، (ب) ۰۴۰۰ UTC، (ج) ۰۸۰۰ UTC، (د) ۱۲۰۰ UTC، (ه) ۱۶۰۰ UTC، (و) ۲۰۰۰ UTC روز ۴ نوامبر ۲۰۱۵.

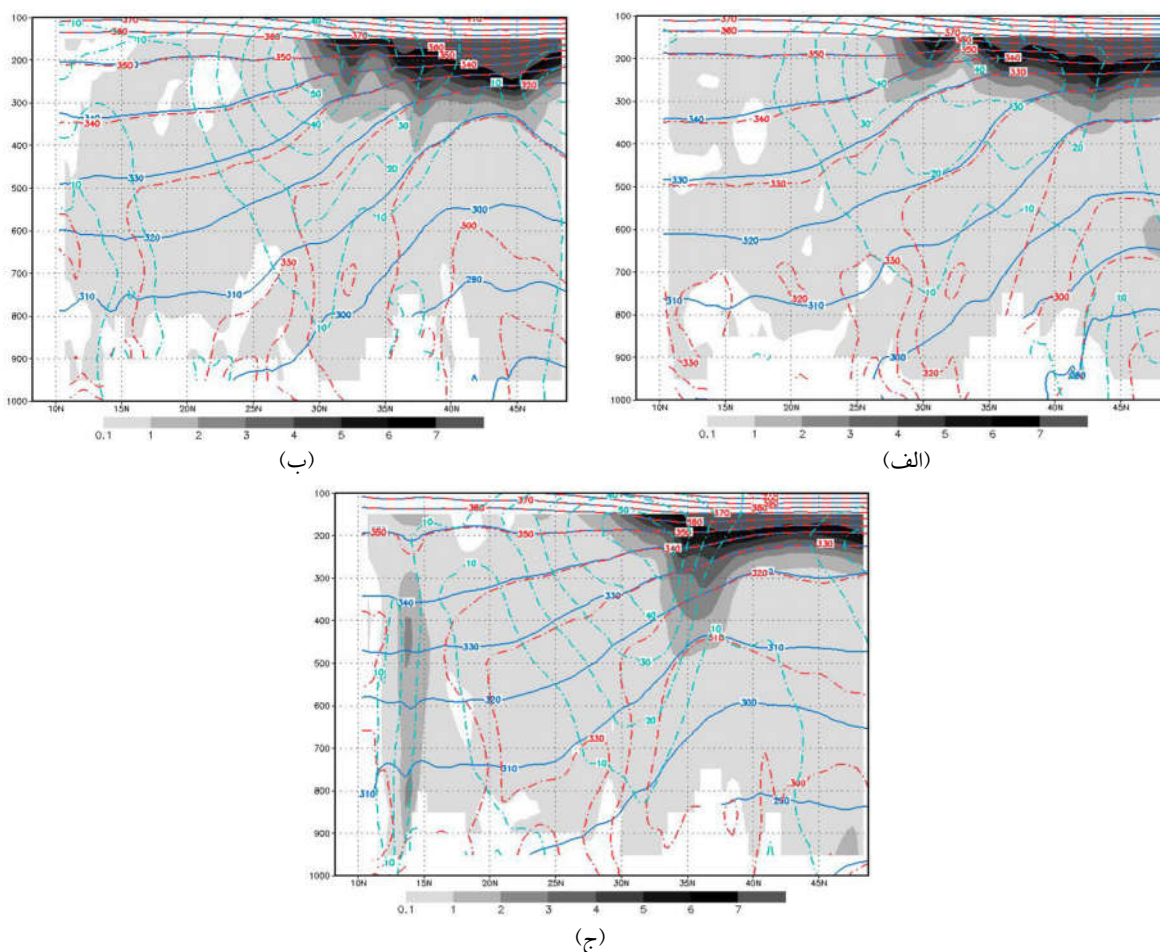
پتانسیلی ۳۲۰ کلون مشاهده می‌شود که این روند در شکل ۹ نیز ادامه دارد. منطبق با شکل ۵، صعود بسته هوا

در شکل ۸-ج، جدایش بسته هوا با تاوایی پتانسیلی کمتر از ۰/۱ PVU و حرکت بر روی پریند هم‌دمای

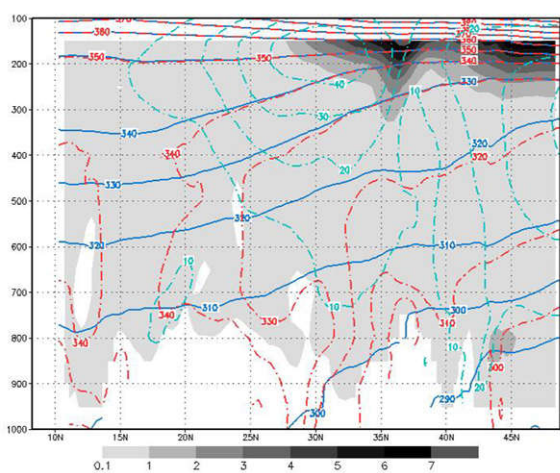
۲-۴ بررسی مسیر پویش

برای بررسی بهتر انتقال جرم از وردسپهر زیرین در عرض‌های پایین به وردسپهر زیرین در عرض‌های میانی و در واقع نحوه تأثیر جرم و انرژی سطحی جو در عرض‌های حاره‌ای و جنب‌حاره‌ای بر توسعه جت‌های وردسپهر زیرین در عرض‌های میانی، از تعقیب لاگرانژی بسته‌های هوا بهره برده‌ایم. برای انجام این شبیه‌سازی‌ها از مدل HYSPLIT به‌عنوان یک مدل پخش ذرات و مسیر جریان ناپایا استفاده شده است. این مدل توانایی پیش‌بینی ترابرد

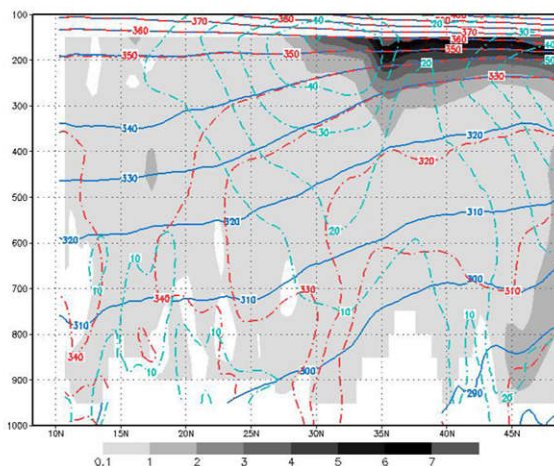
با تاوایی پتانسیلی کم و افزایش ارتفاع طبق شیب پربند هم‌دمای پتانسیلی ۳۲۰ کلون و ایجاد پشته بر روی جت در عرض‌های میانی، انتقال انرژی و جرم از وردسپهر زیرین حاره‌ای به وردسپهر زیرین در عرض‌های میانی را تأیید می‌کند. افزایش سرعت میانگین هسته جت و همچنین افزایش میانگین مؤلفه نصف‌النهار باد در جنوب بسته هوای جدا شده مورد بررسی، به‌خوبی مراحل جابه‌جایی مرکز جت به سمت عرض‌های شمالی و در نتیجه پشته‌زایی آن را نشان می‌دهد.



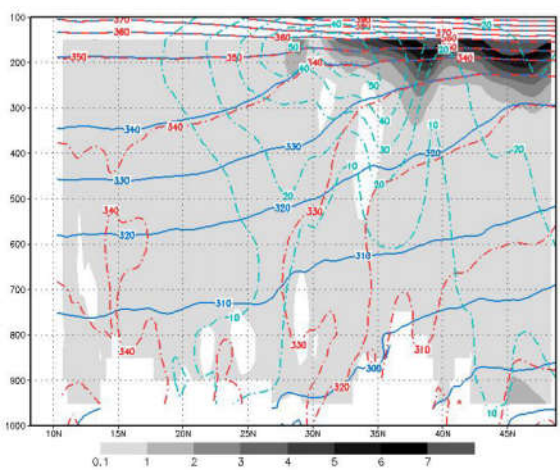
شکل ۸ میانگین تاوایی پتانسیلی (نواحی سایه‌دار برحسب PVU)، دمای پتانسیلی (پریندهای آبی پر رنگ برحسب کلون)، دمای پتانسیلی هم‌ارز (پریندهای خط‌چین قرمز رنگ برحسب کلون) و باد نصف‌النهاری (پریندهای خط‌چین آبی کم‌رنگ) بین طول‌های جغرافیایی ۴۵ الی ۵۰ درجه شرقی در همان ساعت‌های شکل ۴.



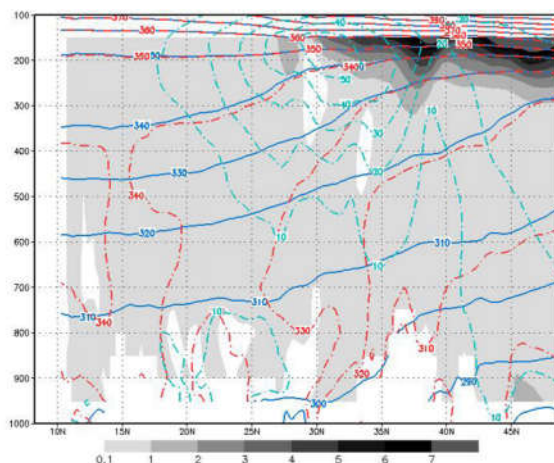
(ب)



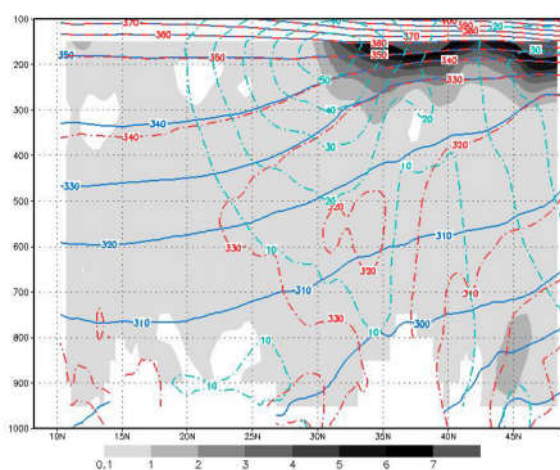
(الف)



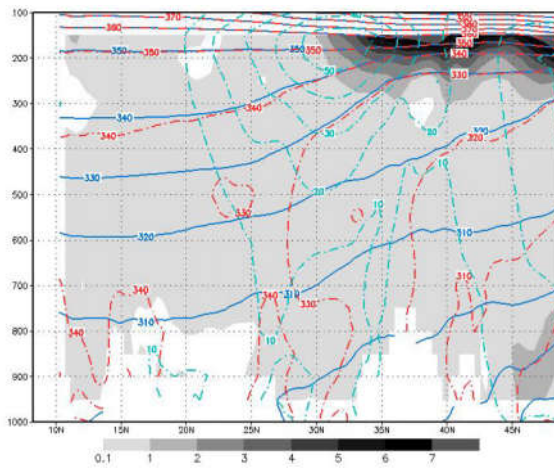
(د)



(ج)



(و)



(ه)

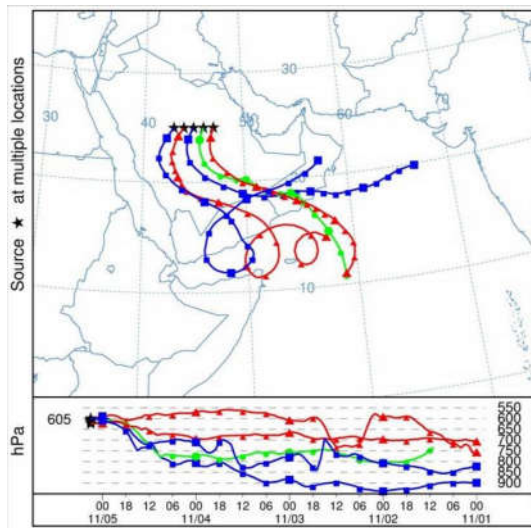
شکل ۹. مانند شکل ۸ ولی برای ساعت‌های شکل ۵.

فرضی، ارتفاعات نزدیک به سطح در اقیانوس هند شمالی تشخیص داده شده است که بسته هوای مورد نظر با طی یک مسیر چرخندی در مناطق حاره‌ای و افزایش تدریجی ارتفاع به نقطه آزمون فرضی رسیده است. افزایش ارتفاع این مسیر پویش در دو بازه زمانی دارای آشفتگی است. اولین آشفتگی بین ساعت‌های UTC ۱۸۰۰ روز اول نوامبر الی UTC ۱۲۰۰ روز دوم نوامبر به علت چرخش مسیر پویش بین ارتفاعات ساحلی و دریاست. دومین آشفتگی بین ساعت‌های UTC ۰۰۰۰ الی UTC ۱۲۰۰ روز ۳ نوامبر رخ داده است. با بررسی مسیر پویش این‌گونه استنباط می‌شود که عامل آشفتگی دوم، افزایش ارتفاع ناشی از واداشتهای مکانیکی رشته‌کوه تهمه در نوار غربی شبه‌جزیره عربستان است. بدون توجه به این دو آشفتگی، مسیر پویش از سطح فشاری ۸۵۰ هکتوپاسکال به سطح فشاری ۶۰۰ هکتوپاسکال ارتفاع گرفته است.

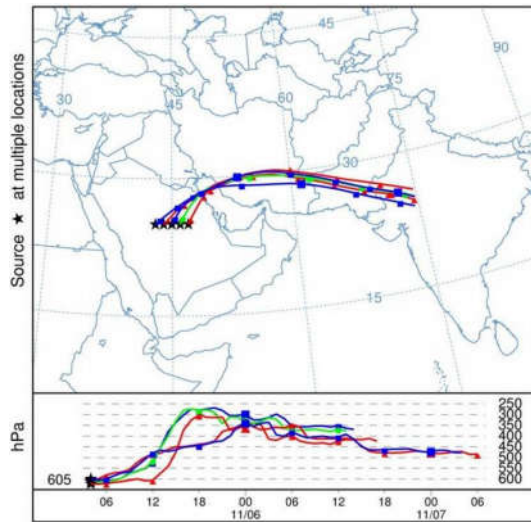
در آزمون مسیر پیش‌رو در زمان (شکل ۱۰-ب)، مشاهده می‌شود که مسیر پویش هماهنگ با شکل‌گیری پشته‌ای بر روی جریان جتی در شکل ۶، به‌صورت پشته‌ای از جنوب ایران گذر کرده و از لحاظ ارتفاع نیز تا سطح فشاری ۳۵۰ هکتوپاسکال، یعنی لبه پایینی جت، ارتفاع گرفته است. دو شکل ۶ و ۱۰ باهم نحوه انتقال جرم و انرژی را از لحاظ مسیر پویش در گذار برون‌حاره‌ای توفان حاره‌ای چاپالا نشان می‌دهند. در مرحله بعد، برای بررسی دقیق‌تر این روش ۵ مسیر پویش در امتداد عرض جغرافیایی ۲۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۳ الی ۴۷ درجه شرقی و ارتفاع ۳۵۰۰ متری از سطح زمین مورد ارزیابی قرار گرفت (شکل ۱۱). طبق شکل ۱۱-الف، ۴ شاخه از ۵ مسیر پویش رسیده به عرض جغرافیایی ذکر شده ناشی از فعالیت سامانه حاره‌ای در شمال اقیانوس هند است. این شاخه‌ها باعث انتقال جرم و انرژی از ارتفاعات

مواد، خاکسترهای آتش‌فشانی، دود حاصل از آتش‌سوزی و آلاینده‌های ناشی از منابع آلودگی ساکن و متحرک در جو را دارد. مدل طی چهار مرحله توسعه یافته و استفاده از داده‌های شبکه‌ای حاصل از مدل‌های عددی هواشناسی به-عنوان ورودی امکان‌پذیر است (دراکسلر و تیلور ۱۹۸۲؛ دراکسلر و استاندر ۱۹۸۸؛ دراکسلر، ۱۹۹۰ و ۱۹۹۲؛ دراکسلر و هس، ۲۰۰۴). از کاربردهای این مدل که توسط توسعه‌دهندگان آن و سایر محققین بررسی شده است، می‌توان به کارهای دراکسلر و هس (۱۹۹۸)، دراکسلر و همکاران (۱۹۹۷)، دراکسلر و هس (۱۹۹۸)، دراکسلر (۱۹۹۹ و ۲۰۰۶) و چالا و همکاران (۲۰۰۸) اشاره کرد. توسعه‌دهندگان مدل علاوه بر انجام آزمایش‌های درستی‌سنجی مدل، تعدادی آزمایش‌های اعتبارسنجی نیز با استفاده از داده‌های مشاهداتی انجام داده‌اند که نتایج نشان از توانایی مناسب مدل دارد (دراکسلر، ۱۹۹۶؛ دراکسلر و هس ۱۹۹۸).

در این قسمت از پژوهش با تقسیم کل مدت‌زمان اجرای مدل به دو بخش شامل ورود چرخند حاره‌ای چاپالا به مناطق برون‌حاره‌ای در شبه‌جزیره عربستان و همچنین تأثیر آن بر جت عرض‌های میانی، مسیر پویش بسته هوا به‌صورت پیش‌رو در زمان برای بخش اول و پیش‌رو در زمان برای بخش دوم شبیه‌سازی شده است. طبق شکل ۱۰، برای اولین آزمون یک نقطه پیش‌فرض در عرض جغرافیایی ۲۴ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۲ درجه شرقی و ارتفاع ۳۵۰۰ متری از سطح زمین معادل تقریبی تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال (تراز ناواگرا) در نظر می‌گیریم. آزمون برای زمان میانه شبیه‌سازی یعنی ساعت ۱۰۰ انجام شده است (کل زمان شبیه‌سازی به مدت ۲۰۰ ساعت از روز اول نوامبر ۲۰۱۵ می‌باشد). در آزمون پیش‌رو (شکل ۱۰-الف)، در زمان مبدأ این بسته هوای



(الف)



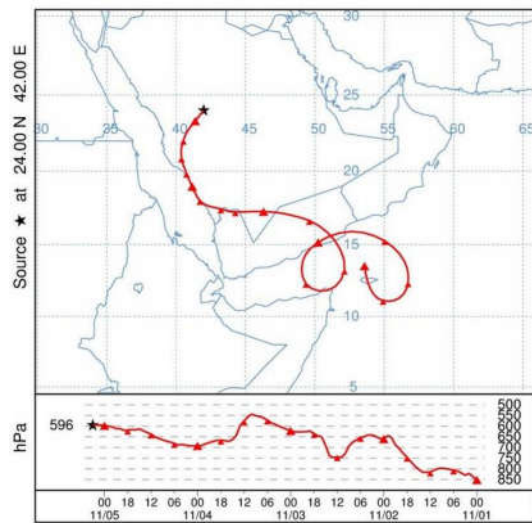
(ب)

شکل ۱۱. مانند شکل ۱۰ ولی برای پنج نقطه ارزیابی.

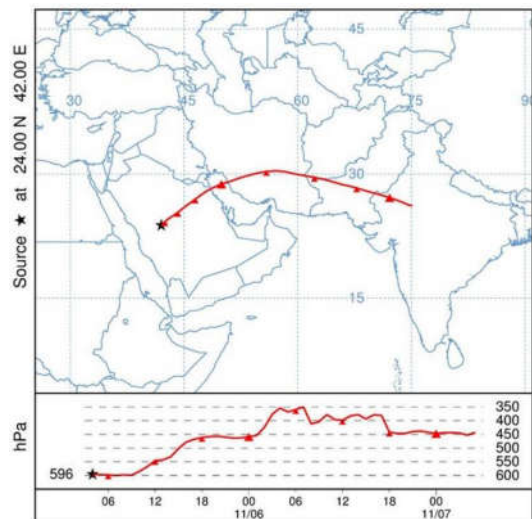
۳ نتیجه‌گیری

در این پژوهش نشان داده شد که گذار برون‌حاره‌ای توفان چاپالا با یک تأخیر زمانی دو روزه باعث گسترش و توسعه جت در عرض‌های میانی شده است. این توسعه جت از طریق انتقال جرم و انرژی از وردسپهر زیرین در مناطق حاره‌ای به وردسپهر زیرین در عرض‌های میانی بوده است. بررسی رفتار جو در حین گذار از وجود همرفت در منطقه حاره‌ای در شبه‌جزیره عربستان با ماهیت خشک به کثرت‌سازی عرض‌های میانی نشان می‌دهد که انتقال رطوبت

پایین‌تر به ارتفاع بالاتر در عرض‌های جنب‌حاره‌ای شده و در عرض‌های میانی نیز تا سطح فشاری ۲۵۰ هکتوپاسکال ارتفاع گرفته‌اند. با توجه به بررسی نیمرخ تاوایی پتانسیلی و رطوبت نسبی و همچنین شکل مربوط به مسیر پویس‌ها، می‌توان انتقال جرم و انرژی و تأثیر گذار برون‌حاره‌ای را بر توسعه جت عرض‌های میانی در پایین‌دست منطقه ورود توفان حاره‌ای نتیجه گرفت.



(الف)



(ب)

شکل ۱۰. شبیه‌سازی مسیر پویس برون‌حاره‌ای بسته‌های فرضی در توفان حاره‌ای چاپالا. مسیر پویس در شکل (الف) به صورت پسر و در شکل (ب) به صورت پیش‌رو در زمان شبیه‌سازی شده است.

- transition of hurricane Irene (1999): A potential-vorticity perspective: : Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **130**, 1047–1074.
- Atallah, E. H. and Bosart, L. F., 2003, The extratropical transition and precipitation distribution of hurricane Floyd (1999): Monthly Weather Review, **131**, 1063–1081.
- Challa, V. S., Indrcanti, J., Baham, J. M., Patrick, C., Rabarison, M. K., Young, J. H., Hughes, R., Swanier, S. J., Hardy, M. G., and Yerramilli, A., 2008, Sensitivity of atmospheric dispersion simulations by HYSPLIT to the meteorological predictions from a meso-scale model: Environmental Fluid Mechanics, **8**, 367–387.
- DiMego, G. J., and Bosart, L. F., 1982a, The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Part I: The observed fields and vertical motion computations: Monthly Weather Review, **110**, 385–411.
- DiMego, G. J., and Bosart, L. F., 1982b, The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Part II: Moisture, vorticity, and kinetic energy budgets: Monthly Weather Review, **110**, 412–433.
- Draxler, R. R., and Taylor, A. D., 1982, Horizontal dispersion parameters for long-range transport modeling: Journal of Applied Meteorology and Climatology, **21**, 367–372.
- Draxler, R. R., and Stunder, B. J. B., 1988, Modeling the CAPTEX vertical tracer concentration profiles: Journal of Applied Meteorology and Climatology, **27**, 617–625.
- Draxler, R. R., 1990, The calculation of low-level winds from the archived data of a regional primitive equation model Journal of Applied Meteorology and Climatology, **29**, 240–248.
- Draxler, R. R., 1992, Hybrid single-particle Lagrangian integrated trajectories (HYSPLIT). Version 3.0, User's guide and model description: NOAA Technical Memorandum ERL ARL-195, 26 pp.
- Draxler, R. R., 1996, Trajectory optimization for balloon flight planning: Weather and Forecasting, **11**, 111–114.
- Draxler, R. R., and Hess, G. D., 1997, Description of the HYSPLIT_4 modeling system. NOAA Tech. Memo. ERL ARL-224: NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 24 pp.
- Draxler R. R., Jean, M., Hicks, B., and Randerson, D., 1997, Emergency transition of hurricane Irene (1999): A potential-vorticity perspective: : Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **130**, 1047–1074.
- نسبی به عرض‌های میانی منشأ حاره‌ای دارد. منطقه گذار میان منطقه‌های حاره‌ای و برون‌حاره‌ای با گسترش قائم رطوبت نسبی که بیشتر رفتاری مشابه ناپایداری نسبی و همرفت مورب دارد، کاملاً تفکیک شدنی است.
- از دیگر نتایج آن که جدا شدن بی‌هنجاری منفی تاوایی پتانسیلی از هسته دایره‌ای شکل چرخند چاپالا بر روی وردایست در عرض‌های میانی و ایجاد پشته بر روی جریان جتی و در نتیجه تقویت سامانه پایین‌دستی فعال بر روی عراق و ایران، به‌خوبی نحوه تأثیرگذار برون‌حاره‌ای توفان چاپالا را نشان می‌دهد. بررسی مسیرهای پویش بر مبنای مدل ناپایای لاگراژی نیز علاوه بر تأیید منشأ ذرات منتقل شده به مکان جغرافیایی چرخند چاپالا و توسعه آن، حاکی از انتقال بسته‌های هوا به ارتفاعات بالاتر وردسپهر و عرض‌های میانی است.
- ### منابع
- احمدی‌گیوی، ف؛ ایران‌نژاد، پ.، و محمدنژاد، ع.، ۱۳۸۹، اثر پرفشارهای جنب‌حاره و سیبری بر خشک‌سالی‌های غرب ایران: چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ۲۱–۲۳ اردیبهشت.
- گلشنی، ع.، و تائبی، س.، ۱۳۸۷، مدل‌سازی عددی توفان حاره‌ای گونو و امواج ناشی از آن در دریای عمان: نشریه مهندسی دریا، ۴، ۸، ۳۴–۲۵.
- لشکری، ع.، و محمدی، ز.، ۱۳۹۳، اثر موقعیت استقرار پرفشار جنب‌حاره‌ای عربستان بر سامانه‌های بارشی در جنوب و جنوب غرب ایران: پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۴۷، ۱، ۹۰–۷۳.
- مشهدی، ل.، حاجی‌زاده ذاکر، ن.، سلطان‌پور، م.، و مقیمی، س.، ۱۳۹۲، شبیه‌سازی عددی امواج و مد ناشی از توفان گونو در خلیج چابهار: نشریه مهندسی دریا، ۹، ۱۷، ۵۰–۳۷.
- Agusti-Panareda, A., Thorncroft, C. D., Craig, G. C., and Gray, S. L., 2004, The extratropical

- characteristics: *Monthly Weather Review*, **128**, 2634–2653.
- Harr, P., and Dea, J., 2009, Downstream development associated with the extratropical transition of tropical cyclones over the Western North Pacific *Monthly Weather Review*, **137**, 1295–1319.
- Hart, R. E., and Evans, J. L., 2001, A climatology of extratropical transition of Atlantic tropical cyclones: *Journal of Climate*, **14**, 546–564.
- India Meteorological Department, Cyclone Warning Division, 2015, Extremely Severe Cyclonic Storm, CHAPALA over the Arabian Sea (28 October – 4 November, 2015): A Report.
- Klein, P. M., Harr, P. A., and Elsberry, R. L., 2000, Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage: *Weather and Forecasting*, **15**, 373–396.
- Klein, P. M., Harr, P. A., and Elsberry, R. L., 2002, Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: Midlatitude and tropical cyclone contributions to reintensification: *Monthly Weather Review*, **130**, 2240–2259.
- Lo, J. C. F., Yang, Z. L., and Pielke Sr, R. A., 2008, Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Research and Forecasting (WRF) model: *Journal of Geophysical Research*, **113**, D09112.
- McTaggart-Cowan, R., Gyakum, J. R., and Yau, M. K., 2001, Sensitivity testing of extratropical transitions using potential vorticity inversions to modify initial conditions: Hurricane Earl case study: *Monthly Weather Review*, **129**, 1617–1636.
- McTaggart-Cowan, R., Gyakum, J. R., and Yau, M. K., 2004, The impact of tropical remnants on extratropical cyclogenesis: Case study of hurricane Danielle and Earl (1998): *Monthly Weather Review*, **132**, 1933–1951.
- Sekioka, M., 1956, A hypothesis on complex of tropical and extratropical cyclones for typhoon in the middle latitudes. I: Synoptic structure of typhoon Marie over the Japan Sea: *Journal of the Royal Meteorological Society Japan*, **34**, 42–53.
- Sinclair, M. R., 2002, Extratropical transition of southwest Pacific tropical cyclones. Part I: Climatology and mean structure changes: *Monthly Weather Review*, **130**, 590–609.
- preparedness-regional specialized meteorological centers at Washington and Montreal: *Radiation Protection Dosimetry*, **73**(1-4), 27–30.
- Draxler, R. R., and Hess, G. D., 1998, An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition: *Australian Meteorological Magazine*, **47**, 295–308.
- Draxler, R. R., 1999, HYSPLIT4 user's guide. NOAA Technical Memorandum ERL ARL-230. NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- Draxler, R. R., and Hess, G. D., 2004, Description of the HYSPLIT_4 modeling system. NOAA Technical Memorandum ERL ARL-224. NOAA Air Resources Laboratory, 25 pp.
- Draxler, R. R., 2006, The use of global and mesoscale meteorological model data to predict the transport and dispersion of tracer plumes over Washington DC.: *Weather and Forecasting*, **21**, 383–394.
- Farahani, M. M., Khansalari, S., and Azadi, M., 2016, Evaluation of helicity generation in the tropical storm Gonu: *Meteorology and Atmospheric Physics*, doi:10.1007/s00703-016-0465-x.
- Foley, G. R., and Hanstrum, B. N., 1994, The capture of tropical cyclones by cold fronts off the west coast of Australia: *Weather and Forecasting*, **9**, 577–592.
- Ghader, S., Yazgi, D., Haghshenas, S. A., Razavi Arab, A., Jedari Attari, M., Bakhtiari, A., and Zinaszboroujerdi, H., 2016, Hindcasting tropical storm events in the Oman Sea: *Journal of Coastal Research*, **75**, 1087–1091.
- Grams, C. M., Jones, S. C., Davis, C. A., Harr, P. A., and Weissmann, M., 2013, The impact of typhoon Jangmi (2008) on the midlatitude flow. Part I: Upper-level ridge building and modification of the jet: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **139**, 2148–2164.
- Harr, P. A., and Elsberry, R. L., 2000, Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process: *Monthly Weather Review*, **128**, 2613–2633.
- Harr, P. A., Elsberry, R. L., and Hogan, T. F., 2000, Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part II: The impact of midlatitude circulation

Torn, R. D., 2010, Diagnosis of the downstream ridging associated with extratropical transition using short-term ensemble forecasts: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67**, 817–833.

Thorncroft, C., and Jones, S. C., 2000, The extratropical transitions of Hurricanes Felix and Iris in 1995: *Monthly Weather Review*, **128**, 947–972.

The extratropical transition of the Cyclone Chapala and its impact on the Mid latitude weather systems: ridge development over the Jet Stream

Mahmoud Safar¹, Sarmad Ghader^{2*}, Farhang Ahmadi-Givi², Alireza Mohebalhojeh², and Majid Mazraeh-Farahani²

¹Ph. D. student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 26 September 2016, Accepted: 15 January 2017)

Summary

The cyclone Chapala was the second strongest tropical cyclone among the cyclones that has been formed and recorded over the Arabian Sea. On October 28, 2015, the cyclone Chapala developed over western India from the monsoon trough. After reaching its peak intensity on October 30, 2015, it started to move toward the Yemeni island of Socotra. Then, on November 2, 2015, the cyclone entered the Gulf of Aden and became the strongest cyclone ever developed in that water area. The cyclone Chapala was finally decayed on November 4, 2015.

The present work is devoted to the study of the extratropical transition of the cyclone Chapala and its impact on the development of mid-latitude disturbances and, in particular, the jet stream over the western part of Iran. In fact, the main objective of the current work is to find out whether there is any link between the extreme rainfall over western Iran and the cyclone Chapala via the extratropical transition of the cyclone and its impact on the development of mid-latitude weather systems including the jet stream. To this end, the Weather Research and Forecasting (WRF) model is used to simulate the cyclone Chapala during its lifetime from the development stage to the decay stage. The advanced research WRF model is a fully compressible, non-hydrostatic mesoscale numerical weather prediction model. This model has been developed at National Center for Atmospheric Research (NCAR). For the ARW dynamical core, an Arakawa-C horizontal grid is used, and for temporal integration of governing equations, a Runge–Kutta scheme with a smaller time step for fast waves (such as sound waves) is used. The WRF model simulations are performed for the period 1 to 11 November 2015. To perform the WRF model simulations, the NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis data, which are available operationally every six hours, are used to prepare the initial and lateral boundary conditions. In this study, the ARW dynamical core of the WRF model is used. The WRF model is configured with one nest and 45 km horizontal grid resolution in a Lambert projection. The computational domain of the WRF model covers Iran, the Persian Gulf, the Oman Sea and the Arabian Sea. In addition, the following physical parametrizations are used: the WSM3 scheme for the microphysics, the RRTM scheme for the longwave radiation, the Dudhia scheme for the shortwave radiation, the MM5 method for the surface layer, the Noah method for the land surface, the YSU scheme for the planetary boundary layer, and the Kain–Fritsch scheme for the cumulus convection. Further, to simulate the air parcel trajectories, the Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model (HYSPLIT) is used. The HYSPLIT model can be used for numerical simulation of air parcel trajectories as well as the complex transport, dispersion, chemical transformation, and deposition simulations. Here, the HYSPLIT is coupled with the WRF model to carry out forward and backward simulations of air parcel trajectories over Iran during the period of the activity of the cyclone Chapala.

The diagnostics like potential vorticity, as computed and presented based on the WRF numerical model results and the air parcel trajectory simulations by the HYSPLIT model, point to a clear transfer of mass and energy from the tropical lower troposphere to the upper troposphere in midlatitudes during the extratropical transition of the cyclone Chapala. The marked effect of the cyclone on the weather systems leading to the extreme precipitation in the southwest of Iran is confirmed.

Keywords: tropical cyclone, jet stream, potential vorticity, WRF model

*Corresponding author:

sghader@ut.ac.ir