

ارزیابی نیروهای مؤثر بر تشکیل و تقویت توفان حاره‌ای گونو با استفاده از مدل تحلیلی کیو و بررسی عملکرد مدل‌های عددی در تعیین شدت آن

مجید مزرعه فراهانی^{۱*}، مرضیه احمدی^۲ و محمدعلی ثقفی^۳

۱. استادیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. دانشجوی دکتری، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، ایران

۳. دانش‌آموخته کارشناس ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۳/۲/۸، پذیرش نهایی: ۹۳/۱۱/۲۸)

چکیده

شدت چرخند حاره‌ای با سرعت باد در دیواره چشم چرخند یا فشار سطح دریا در چشم آن تعیین می‌شود. به این منظور دو مدل عددی میان‌مقیاس ARPS (Advance Regional Prediction System) و WRF (World Research Forecasting) در بازه زمانی و مکانی فعالیت چرخند حاره‌ای گونو (Gonu) اجرا شد. برون‌داد اجرای این دو مدل با پیکربندی‌های به کار برده شده با داده‌های پردازش شده ماهواره‌ای داده‌های مرکز اخطار تایفون نیروی دریایی و هوایی ایالات متحده (JTWC, Joint Typhoon Warning Center) مقایسه شد. برون‌داد مدل WRF در مقایسه با داده‌های JTWC، شدت توفان گونو را با دقت نشان نمی‌دهد، اما مدل ARPS در این مورد به‌طور نسبی موفق‌تر عمل کرده و ابرچرخندی آن را از رده پنج پیش‌یابی کرده است. برای تعیین سازوکار دینامیکی این توفان، بزرگی نیروهای گریز از مرکز، کوریولیس و اصطکاک در هنگام فعالیت توفان گونو محاسبه می‌گردد و شدت چرخند حاره‌ای در زمان‌های مختلف بررسی و با مقادیر مشابه به‌دست‌آمده از مدل تحلیلی کیو (Kiue) مقایسه می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که نیروی گریز از مرکز، بیشترین سهم را در کاهش فشار چشم چرخند حاره‌ای گونو داشته است. در چهارم ژوئن که چرخند گونو در بیشینه فعالیت و شدت خود (رده پنجم) قرار داشت، سهم سه نیروی گریز از مرکز، اصطکاک و کوریولیس در کاهش فشار چشم گونو به ترتیب ۵۱/۶۱، ۴۱/۶۸ و ۴/۳۲ هکتو پاسکال به‌دست آمد. در نتیجه توفان‌های با سرعت مماسی بزرگ‌تر باعث کاهش بیشتر فشار در مرکز توفان می‌شوند و نیز سطوح ناصاف‌تر نقش بیشتری در کاهش فشار هسته مرکزی توفان دارند.

واژه‌های کلیدی: چرخند حاره‌ای گونو، مدل تحلیلی کیو-چن، مدل عددی ARPS، مدل عددی WRF

۱. مقدمه

مناطق یاد می‌شود که به سبب نبود ایستگاه یا فعالیت توفان امکان اندازه‌گیری وجود ندارد. با وجود پژوهش‌های فراوان، دانش ما درباره روابط و فرایندهای دینامیکی که چرخندها از آن پیروی می‌کنند، ناچیز است و به فعالیت بیشتر در این زمینه نیاز است. ابهامات فراوان در شناخت سازوکار دینامیکی چرخندها وجود دارد؛ از جمله اینکه چرا برخی چرخندها با داشتن شرایط شناخته شده تا حدودی یکسان، سریع‌تر دچار کاهش فشار در مرکز خود می‌شوند؟ همچنین سهم مشارکت نیروها در رشد یا افول شدت چرخند که می‌تواند با کاهش فشار در مرکز چرخند ارزیابی شود، چگونه است؟ علت اصلی نبود چنین شناختی می‌تواند مربوط به پیچیدگی‌های فراوان معادله‌های دینامیکی توصیف‌کننده

چرخندهای حاره‌ای از مخرب‌ترین پدیده‌های هواشناختی هستند. میزان تخریب و ویرانی و تلفات جانی و مالی یک توفان با شدت آن رابطه مستقیم دارد. تصاویر مادون قرمز و فنون ماهواره‌ای در پیدا کردن شدت چرخندهای حاره‌ای، کارایی بسیاری دارند و می‌توانند شدت توفان‌ها را با دقت به نسبت قابل قبولی تعیین کنند. اولین بار دوراک (۱۹۷۵) با استفاده از تصاویر و اطلاعات ماهواره‌ای روشی برای به‌دست آوردن شدت توفان معرفی کرد. بر اساس یافته‌های او چرخندهای حاره‌ای با شدت یکسان دارای خصوصیات مشخص و ویژه‌ای هستند و با شدت گرفتن چرخند، روند تغییرات پیش‌بینی‌پذیر است. از این مطالعه و نتایج آن به‌عنوان سنگ بنای تخمین شدت توفان و تندی باد در توفان‌ها در

تحولات درون چرخندها باشد که ما را از دستیابی به توصیفی تحلیلی از شرایط دینامیکی در طول مرحله افزایش یا کاهش شدت چرخند حاره‌ای باز می‌دارد.

جهت گریز از پیچیدگی‌های موجود در روابط ریاضی می‌توان با فرض‌های منطقی، معادله‌های مربوطه را ساده‌سازی و به روش تحلیلی حل کرد. ژانگ و همکاران (۱۹۹۹) فرایند تغییر باد و فشار سطح دریا را هنگام برخورد توفان با ساحل دوباره بررسی کردند. این بررسی در پاسخ به چالشی انجام شد که توسط پاول و هیوستون (۱۹۹۹) دربارهٔ اختلاف بین مقدار باد سطحی شبیه‌سازی شده توسط مدل و مقدار دیدبانی شده آن مطرح شده بود. اولین بار هارپر (۲۰۰۲) سعی کرد ارتباط بین کاهش فشار در مرکز چرخند و سرعت باد در چرخند را نشان دهد. هلند (۲۰۰۸) رابطهٔ فشار سطح دریا و سرعت باد در مورد توفان آروایزد را بررسی و تحلیل کرد. در این راستا کیو و ژانگ (۲۰۰۹) به حل تحلیلی معادله‌های بسط با فرض داشتن نمایهٔ سرعت قائم پرداختند و با استفاده از رابطهٔ بین کمیتهٔ فشار سطح دریا و بیشینهٔ سرعت باد سطحی، سرعت شدت‌یافتگی توفان (وابسته به زمان) را در چرخندهای حاره‌ای به دست آوردند. با فرض مشخص بودن سرعت قائم، فرایندهای ترمودینامیکی که به صورت متغیرهای ترمودینامیکی در روابط دینامیکی حضور دارند، حذف شده و رشد و شدت چرخند تنها بر اساس متغیرهای دینامیکی چرخشی بیان می‌شوند. کیو و همکارانش (۲۰۱۰)، با استفاده از معادلهٔ تکانه و فرض پیروی سرعت باد افقی از مدل تاوۀ رنکین (Rankine) رابطه‌ای بین فشار سطح دریا و سرعت باد افقی به دست آوردند. از آنجا که باد در اغلب مدل‌های دینامیکی معرفی شده، با در نظر گرفتن فرضیهٔ باد گرادیان معرفی شده بود و با توجه به اینکه فرضیهٔ باد گرادیان در لایهٔ مرزی جو با حضور نیروی اصطکاک و تأثیر این نیرو بر جریان‌های مماسی و شعاعی در توفان‌ها فرضیهٔ قابل اتکایی نیست، اعتبار معادله‌های مورد استفاده در آن‌ها سؤال برانگیز است. در این تحقیق از مدل تحلیلی معرفی شده توسط کیو و همکاران در سال ۲۰۱۰ (از این به بعد مدل کیو نامیده می‌شود) برای بررسی شدت و

نسبت بین نیروهای واداشتی در معادلات دینامیکی به کاررفته در مدل‌های عددی، شامل نیروهای گریز از مرکز، کوریولیس و اصطکاک در تغییرات فشار مرکز چرخند و برای مورد توفان حاره‌ای گونو استفاده می‌شود. به دلیل نبود مقادیر اندازه‌گیری شدهٔ متغیرها در مناطق فعالیت چرخندها به‌طور عام و در مورد چرخند گونو به‌طور خاص و به‌ویژه در چشم توفان، برای راستی‌آزمایی نتایج از مقادیر به‌دست آمده از شبیه‌سازی‌ها با مدل‌های شناخته‌شدهٔ ARPS (URL-1) و WRF (URL-2) استفاده می‌کنیم. تعیین شدت چرخند حاره‌ای نیز با استفاده از نتایج همین شبیه‌سازی‌ها انجام می‌شود.

۲. داده‌ها

داده‌های مورد استفاده عبارتند از بیشینهٔ سرعت باد سطحی و کمیتهٔ فشار سطح دریا در روزهای فعالیت توفان گونو در منطقهٔ فعالیت آن. این داده‌ها از مرکز مشترک اخطار توفان (Center, Joint Typhoon Warning) (JTWC) (URL-3) تهیه شده است. همچنین به دلیل کم بودن تفکیک افقی داده‌های در دسترس از مراکز ارائه‌دهندهٔ داده، از داده‌های برون‌داد مدل ARPS و WRF که در روزها و منطقهٔ فعالیت توفان اجرا شده‌اند، برای مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد سطحی استفاده می‌شود. در واقع با این روش از فرایند درون‌یابی این مدل‌ها برای به‌دست آوردن مقادیر با تفکیک افقی بیشتر استفاده می‌کنیم.

مرکز مشترک اخطار توفان نیروی هوایی و دریایی (JTWC)، اطلاعات جامعی از توفان‌ها ارائه می‌کند که آن‌ها را در سامانه‌ای به نام «رهبایی بهینه یا Best Tracking» (کروک و همکاران، ۲۰۰۸) ذخیره کرده است. مناطقی که این سامانه پوشش می‌دهد، دربرگیرندهٔ توفان‌های منطقهٔ شمال غرب اقیانوس آرام (WP)، شمال اقیانوس هند (IO) و نیم‌کرهٔ جنوبی (HS) است. این اطلاعات در گزارش‌های سالانهٔ توفان‌های حاره‌ای JTWC نیز منتشر می‌شوند. اطلاعات سامانهٔ رهبایی بهینهٔ چرخندهای حاره‌ای دربرگیرندهٔ موقعیت و شدت توفان (بیشینهٔ سرعت باد مماسی) و شعاع بیشینهٔ سرعت در

در مدل کیو و دیگری ارزیابی نتایج این دو مدل. دنبال کردن هدف دوم به این دلیل است که رخداد توفان گونو از مواردی است که مدل WRF یا نسخه قبلی و عملیاتی آن در سازمان هواشناسی کشور یعنی MM5، در پیش‌بینی درست مسیر حرکت توفان موفق عمل نکرد. در نتیجه با توجه به آماده‌بودن مردم و مسئولان برای مقابله با این توفان، این مسئله سبب افزایش خسارت در سواحل جنوب ایران شد. هر دو مدل میان‌مقیاس WRF و ARPS از ۳ تا ۷ ژوئن ۲۰۰۷ با خروجی‌های ۶ ساعته اجرا شدند. پیکربندی و تنظیم ثابت‌های مشترک لازم برای اجرای هر دو مدل به شرح زیر است:

- ابعاد شبکه: تعداد نقاط شبکه در راستای x ، y و z به ترتیب ۱۲۰، ۱۰۰ و ۳۰ نقطه شبکه‌ای است.
- مرکز شبکه: مرکز ۲۱ درجه شمالی و ۶۴ درجه شرقی گزینش شده است.
- فاصله شبکه‌ای: فاصله نقطه‌های شبکه در راستای x و y ، ۲۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است.
- شرایط مرزی: مرزهای جانبی از برون‌داد مدل GFS با فواصل ۶ ساعته، مرز بالایی مرز باز و مرز پایینی مرز سخت در نظر گرفته شده است.
- لایه مرزی: طرح‌واره Mellor-Yamada-Janjic (تلاطم لایه مرزی همرفتی) بر اساس انرژی جنبشی تلاطمی TKE فرض شده است.
- مدل ابر: طرح‌واره خرد فیزیک ابر لین انتخاب شده است.
- همرفت: طرح‌واره پارامترسازی کومه‌ای کین فریتچ به کار برده شده است.
- تابش موج بلند: طرح‌واره تابش طول موج بلند RRTM1 استفاده شده است.
- تابش موج کوتاه: طرح‌واره تابش طول موج کوتاه Goddard استفاده شده است.
- شرایط آغازین: داده‌های مدل GFS به عنوان داده‌های اولیه به کار برده شده است.
- در شکل ۳ تغییرات زمانی بیشینه سرعت باد سطحی در دوره فعالیت توفان نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، مدل WRF نتوانسته است تغییرات با

فاصله‌های زمانی ۶ ساعته است. منبع اصلی محاسبه شدت توفان‌ها مدل دوراک است که بسیاری از مرکزهای پیش‌بینی و اعلام خطر توفان از آن بهره می‌برند. شایان ذکر است که همه داده‌ها در درگاه اینترنتی این مرکز موجود است (URL شماره ۵). مقادیر بیشینه سرعت باد سطحی برای توفان گونو بر اساس داده‌های JTWC، در بازه زمانی ۳ تا ۷ ژوئن ۲۰۰۷، در شکل ۱ نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود در ساعت ۱۲ UTC چهارم ژوئن، سرعت باد به بیشینه مقدار خود در دوره فعالیت توفان می‌رسد.

از آنجا که یکی از متغیرهای مورد استفاده در مدل کیو، شعاع باد بیشینه است، این پارامتر با توجه به داده‌های JTWC، ۳۴ کیلومتر محاسبه شد. همچنین مسیر طی شده توفان که با استفاده از محل قرارگیری چشم توفان تعیین شد یا همان طول و عرض جغرافیایی مرکز توفان در جدول ۱ آمده است.

همچنین شکل ۲، تغییرات فشار سطح دریا را در مرکز چرخند گونو (چشم توفان) با استناد به داده‌های مرکز JTWC نشان می‌دهد.

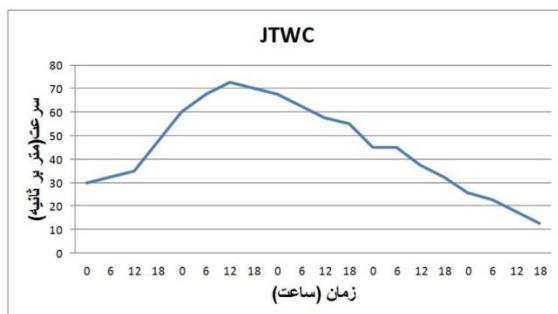
همان‌طور که در شکل‌های ۱ و ۲ مشاهده می‌شود و با توجه به مقادیر سرعت باد، چرخند حاره‌ای گونو یک ابرچرخند از درجه ۵ با بیشینه سرعت باد سطحی ۷۲/۵ متر بر ثانیه و کمینه فشار ۸۹۸ هکتوپاسکال است. همچنین در ساعت ۱۲ UTC چهارم ژوئن، هرچند سرعت باد بیشینه است، ولی مشاهده می‌شود که مقدار فشار سطحی دارای افت و خیزی با دامنه کوتاه است که به علت بازه زمانی ثبت داده‌ها (۶ ساعت) اطلاعات کاملی از ۱۲ ساعت طلایی (اوج فعالیت) فعالیت توفان، یعنی از ساعت ۶ تا ۱۸ چهارم ژوئن در دست نیست و احتمال کاهش فشار در مرکز توفان در این فاصله زمانی وجود دارد، هر چند با افت و خیز همراه است.

۲.۱. اجرای مدل‌های عددی WRF و ARPS

توفان گفته‌شده با مدل میان‌مقیاس WRF و ARPS شبیه‌سازی می‌شود. این شبیه‌سازی‌ها به دو منظور صورت می‌گیرد: یکی تهیه داده‌های لازم برای برخی محاسبات

که ضعیف‌ترین نوع چرخند حاره‌ای است، ارتقا نیافته است و این موضوع در اعلان هشدار در مناطق فعالیت توفان تأثیرگذار بوده است. به عبارت دیگر با تنظیم‌های صورت گرفته برای مدل WRF، مقادیر شبیه‌سازی شده (مقادیر پیش‌بینی در زمان رخداد توفان)، رضایت‌بخش نیستند و باعث اعلان نشدن هشدار شده است. در شبیه‌سازی دیگری با استفاده از مدل ARPS، بیشینه سرعت باد سطحی ۸۲ متر بر ثانیه به دست آمد (شکل ۴).

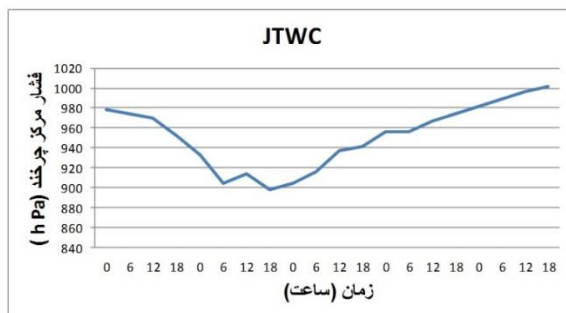
دامنه بزرگ سرعت باد را شبیه‌سازی کند. افت‌وخیزهای با دامنه کوتاه حضور دارند، ولی از نظر بزرگی، بیشینه باد با مقدار واقعی فاصله زیادی دارد. بیشینه سرعت باد سطحی حاصل از اجرای مدل WRF در دوره فعالیت چرخند حاره‌ای گونو، ۱۹ متر بر ثانیه است و این بیشینه در ساعت ۶ سوم ژوئن رخ داده است که با مقدار ثبت شده ۷۲/۵ متر بر ثانیه که در چهارم ژوئن اتفاق افتاده است، خطای زمانی و دامنه‌ای قابل توجهی دارد. خروجی این مدل نشان می‌دهد که توفان گونو حتی به رده یک



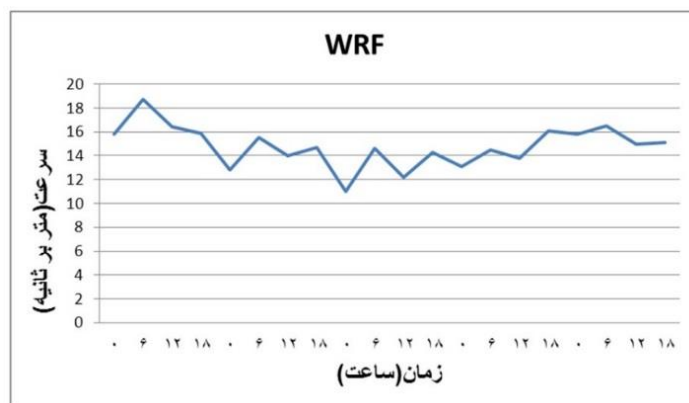
شکل ۱. تغییرات بیشینه سرعت باد سطحی از ۳ تا ۷ ژوئن در فاصله‌های ۶ ساعته برای توفان گونو با استفاده از داده‌های JTWC.

جدول ۱. طول و عرض جغرافیایی (بر حسب درجه) مرکز چرخند حاره‌ای گونو، برگرفته از JTWC.

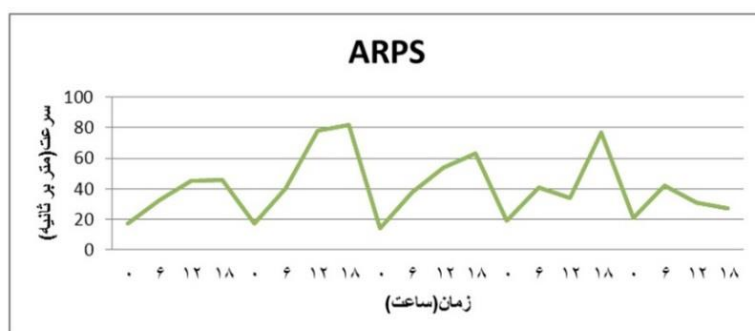
۱۸UTC		۱۲UTC		۰۶UTC		۰۰UTC		تاریخ
عرض	طول	عرض	طول	عرض	طول	عرض	طول	
۱۸	۶۶/۱	۱۷/۵	۶۶/۸	۱۶/۹	۶۷/۶	۱۶	۶۷/۵	۲۰۰۷/۶/۳
۲۰/۵	۶۳/۳	۱۹/۹	۶۴/۱	۱۹/۲	۶۴/۹	۱۸/۶	۶۵/۵	۲۰۰۷/۶/۴
۲۲	۶۰/۶	۲۱/۶	۶۱/۱	۲۱/۲	۶۱/۷	۲۰/۸	۶۲/۵	۲۰۰۷/۶/۵
۲۴/۵	۵۸/۹	۲۳/۸	۵۹/۲	۲۳/۱	۵۹/۵	۲۲/۶	۶۰	۲۰۰۷/۶/۶
۲۵/۵	۵۸/۱	۲۵/۱	۵۸/۲	۲۴/۹	۵۸/۳	۲۴/۸	۵۸/۴	۲۰۰۷/۶/۷



شکل ۲. فشار سطح دریا در مرکز چرخند گونو از ۳ تا ۷ ژوئن ۲۰۰۷ و در فاصله‌های ۶ ساعته.



شکل ۳. تغییرات بیشینه سرعت باد سطحی توفان گونو با زمان، از ۳ تا ۷ ژوئن ۲۰۰۷، با استفاده از برون‌داد مدل WRF.



شکل ۴. تغییرات مقدار سرعت باد سطحی بیشینه (۶ ساعته (UTC))، از ۳ تا ۷ ژوئن ۲۰۰۷ با استفاده از برون‌داد مدل ARPS.

فشار در مرکز چرخند را نسبت به سرعت باد افقی سطحی به دست آوردند. در منطقه هسته داخلی، بزرگی مؤلفه‌های مماسی و شعاعی سرعت باد با شعاع، افزایش خطی دارد و در منطقه خارجی، تندی باد تابعی از معکوس شعاع است.

مدل ساده تاوه رنگین، به‌ویژه در منطقه خارجی تا اندازه‌ای شرایط واقعی را در بر نمی‌گیرد و کمبودهایی دارد؛ از جمله شیب ملایم‌تر کاهش سرعت باد با فاصله از مرکز توفان در منطقه خارجی هسته توفان. در صورتی که شعاع چرخند بسیار بزرگ نباشد، این تطابق‌نداشتن با واقعیت به تفاوت چشمگیری بین مقدار محاسباتی کاهش فشار و مقدار واقعی آن منجر نخواهد شد. به همین دلیل کاربرد رابطه پیشنهاد شده در توفان ویلما (Wilma) (۲۰۰۵) نتایج موفقیت‌آمیزی در پی داشته است. زمانی که مقدار کاهش فشار در منطقه خارجی در مقایسه با منطقه هسته داخلی چشمگیر باشد، تاوه رنگین را به‌گونه‌ای باید ویرایش کرد که کاهش فشار ناشی از

با مقایسه شکل‌های ۱ و ۴ می‌توان نتیجه گرفت که هر چند سرعت باد سطحی شبیه‌سازی شده با مدل ARPS، روند شکل‌گیری مورد انتظار چرخند گونو را به‌خوبی توصیف نمی‌کند، بیشینه سرعت باد و شدت توفان را با دقت بیشتری در مقایسه با مدل WRF برآورد کرده و به مقدار واقعی نزدیک‌تر است. نتایج اجرای مدل ARPS، چرخند گونو را در مقیاس سفیر-سیمپسون از رده ۵ نشان می‌دهد. مقدار به‌دست آمده برای سرعت باد، می‌تواند کاربر را در اعلان هشدار به مراکز ذی‌نفع یاری کند. به این ترتیب مدل ARPS قادر است که شدت چرخند و قدرت تخریب آن را برآورد کند، اما در مقایسه با داده‌های JTWC نمی‌تواند شدت لحظه‌ای چرخند را در همه ساعت‌ها به‌درستی پیش‌بینی کند.

۳. مدل تحلیلی کیو

کیو و همکارانش (۲۰۱۰)، با استفاده از معادله تکانه و با فرض پیروی سرعت باد افقی از مدل تاوه رنگین، تغییرات

که در آن، U بیشینه سرعت باد شعاعی و V بیشینه سرعت باد مماسی سطحی در شعاع R یا دیواره چشم چرخند است. جمله‌های اول تا سوم سمت راست در رابطه ۴ به ترتیب جمله تأثیر نیروی گریز از مرکز، کوریولیس و اصطکاک را بر تغییرات فشار نشان می‌دهد.

۱.۳. بررسی نسبت نیروها در مدل تحلیلی کیو

در جدول ۲، اندازه پارامترهای به کاررفته در محاسبه کاهش فشار در مرکز چرخند حاره‌ای گونو با استفاده از رابطه ۴ ارائه شده است.

کمینه فشار محاسباتی روزانه، زمانی که چرخند دارای بیشینه سرعت سطحی است، با توجه به داده‌های سرعت باد JTWC، با بهره‌گیری از رابطه مدل تحلیلی کیو و همکاران (۲۰۱۰) محاسبه و در جدول ۳ نمایش داده شده است.

با در نظر گرفتن مقادیر به دست آمده برای سرعت باد و نیز فشار مرکز توفان، بزرگی جمله‌های مختلف عامل تغییرات فشار (کاهش) محاسبه و به این ترتیب سهم هر یک از نیروهای گریز از مرکز، کوریولیس و اصطکاک در این کاهش فشار محاسبه شد و در جدول شماره ۴ نشان داده شده است.

جدول ۲. ثابت‌ها و پارامترهای به کاررفته در محاسبه کاهش فشار در مرکز چرخند با استفاده از مدل کیو.

مقدار	شرح	پارامتر
۳۴ (Km)	شعاع بیشینه سرعت مماسی	R
۱۰۰۰ (Km)	شعاع منطقه آرام	R_∞
۱۰۱۰ (hPa)	فشار سطح دریا در منطقه آرام پیرامون چرخند	P_e
(KgM^{-3}) (۱/۱)	چگالی هوا در منطقه آرام پیرامون چرخند	ρ_e
(M^{-1}) (۰/۰۰۰۱)	ضریب اصطکاک کششی	k

منطقه خارجی را به خوبی پوشش دهد (کیو و همکاران، ۲۰۱۰) و در توفان‌های با شعاع فعالیت بزرگ، قابل استفاده باشد.

فرایند به دست آوردن رابطه فشار مرکز چرخند با سرعت باد افقی سطحی به این صورت است که اگر مقادیر سرعت باد در دو منطقه بیرونی و داخلی هسته توفان را با روابط زیر تقریب بزنیم:

$$u = -\omega r, v = \Omega r \quad (1)$$

منطقه خارجی (محدوده دیواره چشم چرخند تا منطقه آرام):

$$u = \frac{-\gamma}{r}, v = \frac{\Gamma}{r} \quad (2)$$

که در آن‌ها، u مؤلفه شعاعی سرعت باد، v مؤلفه مماسی سرعت باد و r فاصله هر نقطه از چرخند تا مرکز آن است. ω و Ω ضریب‌های تابع ارتفاع و زمان در منطقه هسته داخلی و γ و Γ هم ضریب‌های تابع ارتفاع و در زمان‌های متفاوت در منطقه خارجی چرخند حاره‌ای هستند. در این مطالعه به دلیل اینکه بیشتر متغیرهای سطح زمین استفاده می‌شوند، این ضرایب در دو منطقه درون و برون چرخند ثابت در نظر گرفته می‌شوند.

معادله تکانه در مختصات استوانه‌ای به صورت زیر نوشته می‌شود (کیو و همکاران ۲۰۱۰):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial r} + w \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{v^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + f_v + \frac{C_D}{H} |v| u \quad (3)$$

که در آن، $V = (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}}$ ، C_D ضریب کشال و H عمق لایه آمیخته است.

اگر R فاصله دیواره چشم تا مرکز چرخند باشد، با توجه به مدل تاوه رنکین، اگر از معادله بالا نسبت به شعاع، یک بار از صفر تا R و بار دیگر از R تا R_∞ ، انتگرال‌گیری کنیم، رابطه ۴ را به دست می‌آوریم که ارتباط بین فشار مرکز چرخند با سرعت باد افقی سطحی را بیان می‌کند (کیو و همکاران، ۲۰۱۰).

$$\Delta P = \rho_e \left\{ V^2 + fVR \left[\frac{1}{2} + \ln \frac{R_\infty}{R} \right] + \frac{4k |U| R \sqrt{U^2 + V^2}}{3} \right\} \quad (4)$$

$$\times \left[1 - \frac{1}{P_e} \left\{ V^2 + fVR \left[\frac{1}{2} + \ln \frac{R_\infty}{R} \right] + \frac{4k |U| R \sqrt{U^2 + V^2}}{3} \right\} \right]$$

جدول ۳. کمینه فشار محاسباتی و اندازه گرفته شده و رده بندی چرخند حاره‌ای گونو در طول دوره فعالیت از ۳ تا ۷ ژوئن.

روز و زمان UTC	نوع	بیشینه سرعت باد سطحی (MS^{-1})	کمینه فشار سطح دریا محاسباتی (hPa)	کمینه فشار سطح دریا JTWC (hPa)
۳ ژوئن ساعت ۱۸	چرخند رده ۲	۴۷/۵	۹۶۴/۴	۹۵۲
۴ ژوئن ساعت ۱۲	فوق چرخند رده ۵	۷۲/۵	۹۰۸/۵۲	۹۱۴
۵ ژوئن ساعت ۰۰	فوق چرخند رده ۴	۶۷/۵	۹۱۹/۶۵	۹۰۴
۶ ژوئن ساعت ۰۰	چرخند رده ۲	۴۵	۹۶۷/۵۲	۹۵۶
۷ ژوئن ساعت ۰۰	توفان حاره‌ای	۲۵/۵	۹۹۴/۹۵	۹۸۲

جدول ۴. در صد نسبت محاسبه شده جمله‌های سمت راست رابطه ۴ در کاهش فشار در مرکز چرخند.

۲۰۰۷/۷/۷	۲۰۰۷/۶/۶	۲۰۰۷/۶/۵	۲۰۰۷/۶/۴	۲۰۰۷/۶/۳	اثر هر نیرو
۷/۰۴	۲۱/۳۱	۴۵/۳۹	۵۱/۶۱	۲۳/۳۴	گریز از مرکز
۲/۵۴	۳/۹۹	۵/۲۵	۴/۳۲	۲/۶۶	کورویلیس
۵/۴۱	۱۶/۵۲	۳۶/۴۸	۴۱/۶۸	۱۸/۵۹	اصطکاک

۴. نتیجه گیری

طبیعی به نظر می‌رسد. این امر نشان می‌دهد که می‌توان به رابطه ۴ که ارتباط کاهش فشار در مرکز چرخند را به سرعت بیشینه باد سطحی نشان می‌دهد، تکیه کرد. با توجه به جدول ۳، مقدار کمینه فشار محاسباتی برای توفان گونو در چهارم ژوئن، هنگامی که توفان به رده پنجم رسیده است، حدود ۹۰۸/۵ هکتوپاسکال محاسبه شد که با معادل آن در JTWC، حدود ۵/۴۸ هکتوپاسکال اختلاف دارد. برای روزهای سوم، پنجم و ششم ژوئن، مقدار محاسباتی به ترتیب ۱۲/۴، ۱۵/۶۵ و ۱۱/۵۲ هکتوپاسکال بیشتر از معادل آن در JTWC به دست آمد. به تعبیری مدل کیو مقادیر برآورد شده برای فشار کمینه را over estimate محاسبه می‌کند.

همچنین با توجه به جدول ۴، نیروی گریز از مرکز، بیشترین سهم را در کاهش فشار مرکز چرخند دارد، به گونه‌ای که سرعت باد ۷۲/۵ متر بر ثانیه در چهارم ژوئن، باعث کاهش فشاری حدود ۵۲ هکتوپاسکال می‌شود. پس از آن بیشترین سهم، مربوط به اثر نیروی اصطکاک است و مقدار کاهش فشار ناشی از اثر نیروی کورویلیس اندک است، اما نمی‌توان آن را نادیده گرفت.

اجرای مدل پیش‌بینی WRF نشان داد که بیشینه سرعت باد سطحی، نمی‌تواند روند شکل‌گیری توفان را نشان داده و شدت توفان را به درستی برآورد کند. بیشینه سرعت باد سطحی از اجرای مدل، حدود ۱۹ متر بر ثانیه به دست آمد؛ بنابراین پیش‌بینی مدل WRF گویای آن است که گونو به یک چرخند حاره‌ای تبدیل نشده و در اندازه یک کم‌فشار حاره‌ای باقی مانده است.

با اجرای مدل میان‌مقیاس ARPS، بیشینه سرعت باد سطحی، حدود ۸۲ متر بر ثانیه به دست آمد. هر چند که این مقدار با بیشینه سرعت باد JTWC، برای توفان گونو حدود ۹/۵ متر بر ثانیه اختلاف دارد، اما نشان می‌دهد که توفان گونو به یک ابرچرخند رده پنج رسیده است و از این سو، مدل ARPS موفق‌تر است.

همچنین با مقایسه کمینه فشار محاسباتی از مدل تحلیلی کیو-چن با معادل آن از JTWC، درستی رابطه فشار-باد (رابطه ۴) تأیید شد. مقدار اختلاف‌ها به‌طور میانگین حدود ۱۰ هکتوپاسکال است که در مقایسه با ۱۰۰ هکتوپاسکال کاهش فشار در مرکز چرخند گونو

مراجع

- Dvorak, V., 1975, Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery, *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420-430.
- Harper, B. A., 2002, Tropical cyclone parameter estimation in the Australian region: Wind–pressure relationships and related issues for engineering planning and design, Energy Ltd., SEA Rep. J0106-PR003E, 83 pp.
- Holland, G., 2008, Arevised hurricane pressure–wind model, *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3432-3445.
- Kieu, C. Q. and Zhang, D.-L., 2009, An analytical model for the rapid intensification of tropical cyclones, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135, 1336-1349.
- Kieu, C. Q., Hua C. and Zhang, D.-L., 2010, An Examination of the Pressure–Wind Relationship for Intense Tropical Cyclones, *Wea. Forecasting*, 25, 895-907.
- Kruk, M. C., Knapp, K. R., Levinson, D. H. and Kossin, J. P., 2008, Data stewardship of global tropical cyclone best tracks, Preprints, 28th Conf. on hurricanes and Tropical Meteorology, Orlando, FL, Amer. Meteor. Soc., 2A. 12, [Available online at <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/138396.pdf>.]
- Powell, D. M. and Houston, S. H., 1999, Comments on “a multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992), Part I: Explicit simulation and verification”, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1706-1710.
- Zhang, D.-L., Liu, Y. and Yau, M. K., 1999, Surface winds at landfall of Hurricane Andrew (1992)—A reply, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1711-1721.
- URL-1:(<http://www.caps.ou.edu/ARPS>)
- URL-2:(<http://www.wrf-model.org>)
- URL-3:(<http://www.pdc.org/weather/index.php/tag/jtwc>)