

اعتبارسنجی روابط پارامتری محاسبه شدت پتانسیلی برای چرخندهای حاره‌ای شمال غرب اقیانوس هند در بازه اقلیمی ۱۹۹۰-۲۰۱۹

نفیسه پگاه‌فر*

استادیار، پژوهشکده علوم جوی، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، ایران

(دریافت: ۹۹/۱۰/۲۶، پذیرش نهایی: ۱۴۰۰/۳/۴)

چکیده

شاخص تجربی شدت پتانسیلی، نشان‌دهنده بیشینه شدت محتمل یک چرخند حاره‌ای است. در این پژوهش اعتبار ۵ رابطه شدت پتانسیلی پیشنهاد شده توسط سایر محققین برای سایر حوزه‌ها، برای تمام چرخندهای حاره‌ای شکل گرفته (۴۵ مورد) در شمال غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۱۹۹۱-۲۰۱۹ ارزیابی می‌شود. این روابط با ترکیب پارامترهایی از قبیل انرژی پتانسیل همرفتی دسترس‌پذیر، آنتروپی، آنتالپی، دمای پتانسیلی، دما در سطح دریا و وردایست و برخی ثابت‌ها به‌دست آمده‌اند. بدین منظور از داده‌های مرجع اداره هواشناسی هند و داده‌های بازتحلیل نسل پنجم از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت جو استفاده شد. پارامترهای مورد نیاز در منطقه هسته درونی چرخند و محیط اطراف آن محاسبه شدند. شاخص‌های آماری اعم از سازگاری، انحراف معیار، ضریب همبستگی و خطای جذر میانگین مربعات برای تمام چرخندهای حاره‌ای با شدت‌های متفاوت محاسبه شدند. نتایج نشان داد که در منطقه مورد مطالعه رابطه پنجم که شامل اختلاف دما بین سطح دریا و وردایست و اختلاف آنتروپی بین محیط و هسته درونی چرخند بود، در ۴ دسته شدت اولیه به‌ترتیب با شاخص‌های سازگاری ۰/۷۴، ۰/۷۴، ۰/۷۳، ۰/۷۰ بالاترین کارایی را برای پیش‌بینی شدت داشته است. برای شدت‌های قوی‌تر، رابطه دوم که حاوی اختلاف آنتروپی اشباع در سطح و آنتروپی لایه مرزی بود، به‌ترتیب شاخص‌های سازگاری ۰/۷۳ و ۰/۷۵ را تولید کرد. رابطه مبتنی بر اختلاف دمای پتانسیلی هم‌ارز اشباع با دمای پتانسیل لایه مرزی و اختلاف دمای برون‌شارش با دمای درون‌شارش نیز برای دو دسته شدت ابتدایی و میانی، نتیجه‌ای مشابه تولید کرد. نهایتاً روابط پنجم و دوم دقیق‌ترین نتایج را تولید کردند.

واژه‌های کلیدی: شدت پتانسیلی، آنتروپی، آنتالپی، روابط تجربی، چرخندهای حاره‌ای شمال غرب اقیانوس هند.

۱. مقدمه

تا تمرکز خود را به روی کارآمدترین عامل‌ها قرار دهند که حداقل تأثیرپذیری را داشته باشند. بدین‌وسیله امر پیش‌بینی شدت چرخند حاره‌ای نه تنها با چالش کمتری مواجه می‌شود، بلکه حتی قدرت کنترل مدل‌های عددی و امکان اصلاح آن برای محققین میسر می‌شود. اولین گام در بیان روابط پارامتری، شناسایی عوامل تشدیدکننده و تضعیف‌کننده چرخندهای حاره‌ای است (لی و ورمن، ۲۰۰۵؛ موری و دیکسون، ۲۰۱۱a و ۲۰۱۱b؛ پدوزی و همکاران، ۲۰۱۲). از این‌رو، بسیاری از هواشناسان سعی کرده‌اند که با به‌کارگیری کمیت‌ها، پارامترهای متنوع و همچنین با استفاده از روش‌های مختلف، دقت پیش‌بینی مکان و شدت چرخندهای حاره‌ای را افزایش دهند (چائوین و همکاران، ۲۰۰۶؛ اوچی و همکاران، ۲۰۰۶).

چرخندهای حاره‌ای (Tropical Cyclone, TC) سامانه‌های پیچیده دینامیکی هستند که شدت آنها در هر زمان تحت تأثیر فرایندهای متنوع فیزیکی قرار می‌گیرد. این فرایندها یا داخلی هستند یا شامل برهم‌کنش‌های میان چرخند حاره‌ای و محیط پیرامون آن می‌باشند. ناشناخته بودن بسیاری از این فرایندها موجب شده تا برای افزایش مهارت در پیش‌بینی شدت این پدیده، نیاز بیشتری به دانش و شناخت آن به‌وجود آید. لازم به ذکر است که عوامل متعدد محیطی در ایجاد، بلوغ و میرایی چرخند حاره‌ای مؤثر است که گاه شاید شناسایی تک‌تک عوامل امکان‌پذیر باشد، اما شناسایی تأثیرگذاری و تأثیرپذیری هر متغیر از سایر متغیرها کاری بسیار پیچیده و در برخی موارد غیرقابل‌انجام است. از این‌رو محققین سعی کرده‌اند

با این حال، پیش‌بینی شدت چرخندهای حاره‌ای به‌دلیل فرایندهای فیزیکی پیچیده دخیل در این امر و وجود سازوکارهای متنوع همچون (الف) برهم‌کنش‌های روی‌داده در لایه‌های بالایی اقیانوس، (ب) دینامیک چرخند حاره‌ای و (ج) گردش جوی، با عدم قطعیت همراه است (گونی و همکاران، ۲۰۰۹؛ راپاپورت و همکاران، ۲۰۱۲). لذا، یکی از راهکارهای اتخاذ شده برای تعیین شدت، تعریف شاخص تجربی است. شاخص‌های تجربی حاوی برخی کمیت‌های متداول هواشناسی هستند. در برخی موارد این شاخص‌ها شامل پارامترهایی هستند که تأثیر عوامل بزرگ‌مقیاس محیطی را نشان می‌دهد، مانند چینش قائم باد، (امانوئل و نولان، ۲۰۰۴). از آنجایی که این گونه پارامترها گاهاً به‌طوربه‌طور متداول اندازه‌گیری نمی‌شود، بایستی به‌طوربه‌طور جداگانه و بر اساس کمیت‌های متداول هواشناسی محاسبه شوند. از آنجایی که هر پارامتر تأثیر مختلفی از محیط بر چرخندهای حاره‌ای را نمایش می‌دهد، با تعریف شاخص‌های متنوع می‌توان به الگوهای متنوعی از توسعه، ساختار، شدت، مسیر حرکت، اندازه هندسی و الگوی بارشی چرخندهای حاره‌ای دست یافت (هیل و لاکمن، ۲۰۰۹؛ ماتیس، ۲۰۱۰).

از بین تمام شاخص‌های تجربی بیان شده، می‌توان به ظهور شاخص شدت پتانسیلی (Potential Intensity, PI) با مفهوم بنیادی و نظری اشاره کرد که از سال ۱۹۸۰ تاکنون بسیار مورد توجه و بررسی قرار گرفته است. دلیل آن این است که شاخص شدت پتانسیلی از شرایط جوی و اقیانوسی و فراسنج‌های روزمره هواشناسی استفاده می‌کند تا بیشینه مقدار محتمل سرعت باد را برای یک چرخند در ساعات آتی تخمین بزند. شاخص شدت پتانسیلی بر اساس نیم‌رخ محلی فراسنج‌های ترمودینامیکی و توازن باد گرادیان تعریف می‌شود (امانوئل، ۱۹۸۸؛ ۱۹۹۵؛ ۱۹۹۷؛ هلند، ۱۹۹۷؛ بیستر و امانوئل، ۱۹۹۸؛ ونگ و وو، ۲۰۰۴؛ وچی و سودن، ۲۰۰۷). این شاخص به‌دلیل (۱) نشان دادن تأثیر تهویه بر چرخند حاره‌ای (تانگ و امانوئل، ۲۰۱۲)، (۲) کاربرد آن برای بهنجار کردن بیشینه شدت باد متقارن

و تعیین شدت بهنجار شده برای یک چرخند حاره‌ای (شوارت و همکاران، ۱۹۷۹)، (۳) کاربرد آن در بی‌بعدسازی مقادیر در توابع توزیع تجمعی (امانوئل، ۲۰۰۰) و (۴) مهارت آن در پیش‌بینی تغییرات اقلیمی و روند بسامد وقوع سالانه چرخندهای حاره‌ای (امانوئل، ۱۹۸۷) نه‌تنها برای مطالعه تک‌تک چرخندهای حاره‌ای بلکه در مطالعات اقلیمی نیز مورد توجه واقع شده است. به‌طوربه‌طور نمونه، امانوئل (۱۹۸۷) نشان داد که به‌ازای هر درجه افزایش دمای سطح آب مقدار شدت پتانسیلی سرعت باد چرخنده، تا ۳/۵ متربرثانیه افزایش می‌یابد. هندرسن - سلر و همکاران (۱۹۹۸) نشان دادند که دو برابر شدن میزان گاز دی‌اکسید کربن می‌تواند ۱۰ تا ۲۰ درصد مقدار شدت پتانسیلی را افزایش دهد. ناتسون و همکاران (۱۹۹۸) افزایش مقدار ۳ تا ۷ متر بر ثانیه را برای ۲/۲ درجه سانتی‌گراد افزایش دمای سطح آب به‌دست آوردند.

برای تعریف شاخص شدت پتانسیلی از انواع کمیت‌های متداول هواشناسی (دما و دمای نقطه شبنم در تراز ۲ متری، باد در تراز ۱۰ متری، رطوبت و فشار در سطح) و پارامترهای غیرمتداول هواشناسی (همچون آنتالپی، آنتروپی، انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی و دمای پتانسیلی) استفاده شده است. از یک طرف تنوع ترکیب (دی‌ماریا و همکاران، ۲۰۰۱) و از طرف دیگر تنوع روش‌های آماری (امانوئل و نولان، ۲۰۰۴؛ دی‌ماریا، ۲۰۰۹)، به‌همراه نقش دوگانه برخی عوامل همچون چینش قائم باد (نولان و مک‌گالی، ۲۰۱۲) و ترجیح پارامترهای ترمودینامیکی بر دینامیکی یا برعکس، موجب شده تا روابط متنوعی برای این شاخص معرفی شود. این روابط عموماً در حوزه‌های اقیانوس آرام و اقیانوس اطلس معرفی شده‌اند، اما تاکنون اعتبار آنها برای منطقه شمال‌غرب اقیانوس هند که سواحل جنوبی ایران را در بر می‌گیرد، بررسی نشده است. در حوضه شمال‌غرب اقیانوس هند، انتقال دو چرخند حاره‌ای به عرض‌های بالاتر موجب شده تا سواحل جنوبی ایران نیز در قرن ۲۱ از این پدیده تأثیر پذیرد. با توجه به احتمال افزایش شکل‌گیری و شدت‌یابی

استفاده از شاخص شدت پتانسیلی تعیین می‌شود. شاخص شدت پتانسیلی، شاخصی برای تشخیص شرایط محیطی مناسب برای حداکثر شدت یک چرخند حاره‌ای است و اولین بار توسط امانوئل (۱۹۸۶؛ ۱۹۸۸) ارائه شد. لازم به ذکر است که دقت برآورد پارامترهای به کار رفته در شاخص شدت پتانسیلی همچون دمای سطح آب، نیم‌رخ دما و رطوبت (حداقل از سطح تا تراز وردایست) در تعیین دقت آن نقش قابل توجهی دارد. در ادامه انواع روابط پارامتری تعریف شده برای برآورد این پارامتر بیان خواهد شد.

۲-۱-۱. پارامترسازی امانوئل (۱۹۹۴)

امانوئل (۱۹۹۴) برای شدت پتانسیلی رابطه زیر را پیشنهاد کرد:

$$PI = V_m^2 = \frac{T_s}{T_o} \frac{C_k}{C_D} (CAPE^* - CAPE)|_m \quad (1)$$

که در این رابطه مقدار T_s دمای سطح آب قبل از شکل‌گیری چرخند، T_o دمای برون‌شارش (با استفاده از نیم‌رخ قائم جوی)، C_k ضریب انتقال گرما (heat transfer coefficient)، C_D ضریب پسا سطحی (drag coefficient)، V_m سرعت باد در شعاع باد بیشینه، $CAPE^*$ مقدار انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی برای یک بسته هوای اشباع است که از تراز دریا و با توجه به محیط صعود کرده و $CAPE$ مقدار انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر همرفتی در لایه مرزی است. هر دو کمیت در نزدیکی شعاع باد بیشینه محاسبه می‌شود که با زیرنویس m مشخص شده است. البته توجه شود که گرمایش اتلافی در جمله T_s/T_o آمده است. برای محاسبه $CAPE^*$ ابتدا باید فشار سطحی در شعاع باد بیشینه تخمین زده شود. در ادامه رابطه ۱ با عنوان اختصاری E94 بیان می‌شود.

۲-۱-۲. پارامترسازی امانوئل (۱۹۹۵)

امانوئل (۱۹۹۵) با در نظر گرفتن این نکته که انرژی در لایه گرم اقیانوسی به سامانه اضافه می‌شود و در برون‌شارش

چرخند حاره‌ای در این منطقه در سال‌های آتی (پگه‌فر، ۲۰۲۰)، اهمیت بررسی شاخص شدت پتانسیلی در این منطقه برای کشور ایران نیز روشن می‌شود. بدین‌وسیله دستیابی به رابطه‌ای که کمترین خطا در برآورد بیشینه شدت را ارائه می‌دهد، می‌تواند در فراهم آوردن اقدامات لازم جهت تعدیل و یا کنترل ضرر و زیان‌های وارده مثمرتر باشد. در این تحقیق سعی شده است تا دقت روابط پارامتری معرفی شده برای شاخص شدت پتانسیلی برای مجموع چرخندهای حاره‌ای شکل گرفته در شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی سی ساله ۱۹۹۰ - ۲۰۱۹ ارزیابی شود. در این راستا نیاز است تا برخی از پارامترهای غیرمتداول برای محاسبه شدت پتانسیلی به‌طور به‌طور مستقل و عددی محاسبه شود. لذا در ادامه روابط تجربی استفاده شده در بخش ۲ و داده‌ها و روش کار در بخش ۳ بیان خواهد شد. تحلیل نتایج و جمع‌بندی نیز به ترتیب در بخش‌های ۴ و ۵ ارائه خواهد شد.

۲. مبانی نظری

در این بخش ابتدا شاخص شدت پتانسیلی توضیح داده می‌شود و روابط تجربی معرفی شده برای آن به همراه کاربردهای این شاخص ارائه می‌شود. در ادامه پارامترهای غیرمتداول هواشناسی که در روابط تجربی استفاده شده است، تشریح خواهند شد.

۲-۱. شاخص شدت پتانسیلی

در چرخندهای حاره‌ای مهم‌ترین فرایند، آزاد شدن گرمای نهان ناشی از تبخیر از سطح اقیانوس است. بنابراین از دید مفهومی، چرخند حاره‌ای را می‌توان مانند یک موتور گرمایی در نظر گرفت که منبع گرمای آن اقیانوس بوده و مخزن سرمایشی آن برون‌شارش در بخش زیرین چرخند حاره‌ای است. امانوئل (۲۰۰۵) نشان داد که شدت‌یابی یک چرخند حاره‌ای دارای تکامل مرحله‌ای است. بیشینه شدت حالت پایا که یک چرخند حاره‌ای می‌تواند بر حسب چرخه انرژی خود به دست بیاورد، با

۲-۱-۵. پارامترسازی تانگ و امانوئل (۲۰۱۰)

تانگ و امانوئل (۲۰۱۰) با استفاده از محاسبه آنتروپی از دو مسیر سطح میانی و مسیر سطح زیرین، ضمن تبدیل آنتالپی به آنتروپی رابطه زیر را ارائه کردند:

$$PI = |u_{PI}|^2 = \frac{T_s(T_s - \bar{T}_0) C_k}{\bar{T}_0 C_D} (S_{SST}^* - S_a). \quad (5)$$

در این رابطه متغیر \bar{T}_0 میانگین دمای برون شارش در شاخه بالایی چرخه کارنو و S_a مقدار محیطی آنتروپی مرطوب است. برای توضیحات بیشتر پیرامون دو مسیر سطح میانی و سطح زیرین و تمایز آنها به تانگ و امانوئل (۲۰۱۰) و پگاه فر و قرایلو (۲۰۱۸) رجوع شود. همانطور که رابطه اخیر نشان می‌دهد عدم توازن ترمودینامیکی میان جو و اقیانوس مهم‌ترین عامل تعیین شدت پتانسیلی است. از این به بعد این رابطه با عنوان اختصاری TE10 بیان خواهد شد.

۲-۲. پارامترهای مهم چرخنده حاره‌ای

۲-۲-۱. آنتروپی

در این تحقیق آنتروپی شبه‌بی‌دررو با استفاده از رابطه بریان (۲۰۰۸) به صورت

$$s = (c_{pd} + c_l r_t) \ln(T) - R_d \ln(p_d) + \frac{L_{v0} r_v}{T} - R_v r_v \ln(H) \\ p_d = \rho_d \times R_d \times T, \quad \rho_d = 1.2, \quad (6)$$

محاسبه شده است. در این رابطه $c_{pd} = 1005$ (J/K kg) گرمای ویژه در فشار ثابت برای هوای خشک، (J/K) $c_l = 4218$ (kg) گرمای ویژه آب مایع، T دما، p_d فشار جزئی هوای خشک، $L_{v0} = 2.55 \times 10^6$ (J/kg) گرمای نهان تبخیر، r_v نسبت اختلاط بخار آب، H رطوبت، (J/K) $R_d = 287/0.5$ (J/K/kg) و $R_v = 461/0.51$ (kg) ثابت گازها برای بخار آب و هوای خشک را نشان می‌دهد. البته مقدار L_{v0} طوری تعیین شده که اثر حذف آنتروپی بخار آب جبران شود. اگر تأثیر چینش و به‌دنبال آن کاهش آنتروپی از بین برود، موتور گرمایی چرخنده حاره‌ای به بیشینه کارایی خود رسیده و چرخنده حاره‌ای

سرد از دست می‌رود و با لحاظ کردن دینامیک منطقه چشم چرخنده حاره‌ای، بیشینه شدت محتمل را برای یک نمونه چرخنده حاره‌ای با موتور گرمایی برگشت‌ناپذیر با کاربست مدل‌های عددی و نظری بررسی کرد. وی نشان داد که شدت پتانسیلی به بیشینه اختلاف آنتروپی بین مرکز چرخنده حاره‌ای و محیط اطراف آن صریحاً وابسته است. رابطه پیشنهاد شده توسط امانوئل (۱۹۹۵) به صورت

$$PI = u_{PI}^2 \approx \frac{C_k}{C_D} (S_{SST}^* - S) \quad (2)$$

بود که در آن S آنتروپی $J/(Kkg)$ در لایه زیر ابر، S_{SST}^* آنتروپی اشباع در سطح آب و u_{PI} بیشینه مقدار سرعت باد را نشان می‌دهد. از این به بعد این رابطه با عنوان اختصاری E95 بیان خواهد شد.

۲-۱-۳. پارامترسازی بیستر و امانوئل (۱۹۹۸)

بیستر و امانوئل (۱۹۹۸) به منظور به حساب آوردن سهم دقیق‌تری از گرمایش اتلافی در شاخص شدت پتانسیلی رابطه زیر به جامعه علمی معرفی کردند:

$$PI = u_{PI}^2 = \frac{T_s - T_0}{T_0} \frac{C_k}{C_D} (k^* - k) \quad (3)$$

که در آن k و k^* به ترتیب آنتالپی اشباع در سطح آب و آنتالپی در لایه مرزی است.

۲-۱-۴. پارامترسازی بیستر و امانوئل (۲۰۰۲)

با استفاده از فرضیات شبه‌بی‌دررو رابطه

$$PI = u_{PI}^2 |m = c_p (T_s - T_0) \frac{T_s}{T_0} \frac{C_k}{C_D} (\ln \theta_e^* - \ln \theta_e) |m \quad (4)$$

توسط بیستر و امانوئل (۲۰۰۲) ارائه شد که در آن c_p ظرفیت گرمایی هوا در فشار ثابت، θ_e^* دمای پتانسیلی اشباع هم‌ارز در سطح آب، θ_e دمای پتانسیل هم‌ارز در لایه مرزی است. دو جمله آخر در رابطه بالا در شعاع باد بیشینه برآورد شده است که با زیرنویس m مشخص شده است. از این به بعد رابطه ۴ با عنوان اختصاری BE02 بیان خواهد شد.

۲-۲-۴. آنتالپی

برای محاسبه آنتالپی از رابطه زیر استفاده شد که در آن k_d آنتالپی هوای خشک، k_w آنتالپی بخار آب، x نسبت اختلاط، c_{pd} گرمای ویژه هوا در فشار ثابت $(\frac{KJ}{Kg}^{\circ}C)$ ، c_{pw} گرمای ویژه بخار آب $(\frac{KJ}{Kg}^{\circ}C)$ ، k_{we} گرمای تبخیر آب در صفر درجه سانتی‌گراد $(\frac{KJ}{Kg})$ و t دمای بخار آب است.

$$\begin{aligned} k &= k_d + xk_w \\ k_d &= c_{pd} t \\ k_w &= c_{pw} t + k_{we}. \end{aligned} \quad (10)$$

۳. داده‌ها و روش کار

در این بخش جزئیات داده‌های مورد استفاده به همراه ویژگی‌های چرخندهای مورد مطالعه در منطقه تشریح می‌شود.

۳-۱-۱. داده‌ها

داده‌های به کار رفته در این تحقیق به دو دسته داده مرجع و بازتحلیل تقسیم‌بندی می‌شود.

۳-۱-۱-۱. داده‌های بازتحلیل

یکی از مزایای روابط پتانسیلی ارزیابی شده در این تحقیق این است که با استفاده از کمیت‌های متداول هواشناسی که در داده‌های بازتحلیل (با پوشش و دسترس‌پذیری جهانی) موجود می‌باشد، قابل محاسبه هستند. داده‌های بازتحلیل مورد استفاده در این پژوهش، داده‌های نسل پنجم از مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان-مدت وضع هوا European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Weather Forecasts) به نام ERA5 می‌باشد. توان تفکیک این داده‌ها در راستای طول و عرض جغرافیایی ۰/۲۵ درجه می‌باشد. داده‌ها در ۲۶ تراز فشاری و در چهار نوبت در روز (در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و UTC ۱۸:۰۰) استفاده شده‌اند. بازه زمانی ۶ ساعته به منظور هماهنگی میان مجموعه داده‌های مورد استفاده انتخاب

تا شدیدترین حالت ممکن تقویت می‌شود (کرام و همکاران، ۲۰۰۷؛ مارین و همکاران، ۲۰۰۹؛ تانگ و امانوئل، ۲۰۱۲).

۲-۲-۲. شعاع باد بیشینه

شعاع باد بیشینه معیاری است برای تعیین بیشترین مقدار شدت چرخند حاره‌ای و یا آبکوه ناشی از آن و همچنین برای تعیین مکان رویداد بیشترین مقدار بارش. در این تحقیق برای تعیین شعاع باد بیشینه از روش پیشنهاد شده توسط نَف و همکاران (۲۰۰۷) استفاده شد که میان بیشینه مقدار سرعت باد سطحی $(V_{max}(knot))$ ، عرض جغرافیایی (φ°) و شعاع باد بیشینه $(R_{max}(km))$ رابطه

$$R_{max} = 66.785 - 0.09102 V_{max} + 1.0619(\varphi - 25) \quad (7)$$

را برقرار کردند.

۳-۲-۲. ارتفاع و فشار در پایه ابر

در این تحقیق برای تخمین ارتفاع پایه ابر و عمق لایه مرزی از رابطه

$$h_{LCL} = \left(20 + \frac{T}{5}\right) (100 - RH) \quad (8)$$

استفاده شد که T ($^{\circ}C$) و RH به ترتیب دما و رطوبت نسبی در سطح آب را نشان می‌دهند (لاورنس، ۲۰۰۵). از آنجایی که داده‌های به کار رفته در این تحقیق در مختصات فشاری بودند برای به دست آوردن فشار در پایه ابر از رابطه هلتن و حکیم (۲۰۱۲) (صفحه ۲۵ مسأله ۱-۱۶) نیز استفاده شد:

$$P_{h_{LCL}} = P_0 * \left(1 - \frac{L * h_{LCL}}{T_0 * R * L}\right)^{\frac{g * M}{R * L}} \quad (9)$$

که در آن P_0 (Pa) فشار سطح دریا، T_0 (K) دما در سطح MSLP، $L = 0.0065 (Km^{-1})$ آهنگ کاهش دمای محیط، $M = 0.029 (kg mol^{-1})$ جرم مولی هوای خشک، $R = 8.31 (J mol^{-1} K^{-1})$ ثابت جهانی گازها، $(m s^{-2})$ $g = 9.8$ شتاب گرانشی و h_{LCL} (m) ارتفاع پایه ابر است.

چرخند (طول و عرض جغرافیایی بر حسب درجه)، بیشینه مقدار تندی باد گزارش شده (Maximum Wind Speed, MWS)، کمینه مقدار فشار تراز دریا (Minimum Sea Pressure, MSP) است. این داده‌ها به‌طور منظم در بازه زمانی شش ساعته ارائه شده‌اند. البته در برخی موارد داده‌ها در بازه زمانی سه ساعته نیز به‌طور منظم ارائه شده‌اند که در این تحقیق فقط داده‌هایی که به‌طور منظم ارائه شده بودند استفاده شد. این داده‌ها در سایر تحقیقات همانند علی محمدی و همکاران (۱۳۹۸) و ویشنو و همکاران (۲۰۱۹) و بسیاری از تحقیقات دیگر استفاده شده و در جامعه جهانی معتبر می‌باشد.

۲-۳. روش‌ها

دسته‌بندی شدت برای چرخندهای حاره‌ای در این مطالعه بر اساس تعریف IMD انجام شد که در جدول ۱ فهرست شده است.

شد. محدوده مورد مطالعه نیز $30^{\circ}N-0^{\circ}N$ و $75^{\circ}E-35^{\circ}E$ بوده است. پارامترهای مستخرج از این مجموعه داده برای محاسبه انواع روابط پارامتری در سطوح فشاری، سطح وردایست و همچنین در تراز دریا عبارت‌اند از: طول و عرض جغرافیایی، مؤلفه‌های بردار باد، فشار، دما، رطوبت نسبی، دمای نقطه شبنم. برای محاسبه انواع روابط پارامتری در سطح نیز از کمیت‌های بردار باد در ارتفاع ده متری، رطوبت نسبی در ارتفاع دو متری و دما در ارتفاع دو متری استفاده شد.

۳-۱-۲. داده‌های مرجع

داده‌های مرجع مورد استفاده در این پژوهش از مجموعه داده‌های India Meteorology Department (IMD) (<http://www.rsmcnewdelhi.imd.gov.in>) برای دوره مورد نظر (تمام چرخندهای حاره‌ای در بازه ۲۰۱۹-۱۹۹۰) استخراج شد. این داده‌ها شامل موقعیت جغرافیایی چشم

جدول ۱. دسته‌بندی شدت در چرخندهای حاره‌ای توسط IMD.

ردیف	دسته	عنوان به انگلیسی و علامت اختصاری	سرعت (متر بر ثانیه)
۱	وافشاری	Depression, D	$13/5 < MWS(m/s) < 1/5$
۲	وافشاری عمیق	Deep Depression, DD	$16/5 < MWS(m/s) < 14$
۳	توفان چرخندی	Cyclonic Storm, CS	$23/5 < MWS(m/s) < 17$
۴	توفان چرخندی شدید	Sever Cyclonic Storm, SCS	$31/5 < MWS(m/s) < 24$
۵	توفان چرخندی بسیار شدید	Very Sever Cyclonic Storm, VSCS	$44/5 < MWS(m/s) < 32$
۶	توفان چرخندی بی‌نهایت شدید	Extremely Sever Cyclonic Storm, ESCS	$59/5 < MWS(m/s) < 45$

عدم سازگاری را نشان می‌دهد. این شاخص قادر به تشخیص تفاوت‌های جمعی و برافزایشی و نسبی در میانگین‌ها و انحراف معیارهای مرجع و برآورد شده می‌باشد. البته IOA به دلیل استفاده از تفاوت‌های مجذور شده به مقادیر حدی حساس است. علاوه بر این برای ارزیابی مقادیر برآورد شده نسبت به مقادیر مرجع، از شاخص‌های آماری انحراف معیار (Standard Deviation, STD)، ضریب همبستگی (Correlation Coefficient, CC) و خطای جذر میانگین مربعات (Mean Square Deviation, RMSD) نیز استفاده شده است.

۳-۳. اقلیم‌شناسی چرخندهای حاره‌ای در شمال غرب اقیانوس هند

در این پژوهش تمام چرخندهای حاره‌ای شکل گرفته در شمال غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰ بررسی شده است. با توجه به دسته‌شدت‌های بیان شده در جدول ۱، در بازه مورد بررسی ۱۶ چرخند با شدت CS، ۹ چرخند با شدت SCS، ۱۰ چرخند با شدت VSCS و ۱۰ چرخند با شدت ESCS روی داده است. از آنجایی که هر چرخند برای رسیدن به حداکثر شدت خود، از دسته‌شدت‌های کمتر نیز عبور می‌کند، فراوانی تعداد زمان‌های دسته‌شدت‌های کمتر، بیشتر می‌شود. البته قابل توجه است که بسیاری از چرخندها به‌ویژه آنهایی که تا شدت‌های قوی‌تر تقویت می‌شوند، عموماً زمان‌های کمتری (در برخی موارد حتی کمتر از شش ساعت) را در دسته‌شدت‌های ابتدایی سپری می‌کنند. فراوانی تعداد وقوع دسته‌شدت‌های بررسی شده بر حسب شدت در شکل ۱ نشان داده شده است. هر عدد در این شکل نشانه یک بازه زمانی شش ساعته است و مواردی که کمتر از شش ساعت طول کشیده‌اند در آن وارد نشده‌اند. دلیل آن این است که IMD برای تمام چرخندها به‌طور به‌طور منظم داده سه‌ساعته گزارش نکرده است.

برای محاسبه پارامترهای محاسباتی موارد زیر در نظر گرفته شده است:

- برای محاسبه آنتروپی در سطح از مقادیر سطحی کمیت‌ها استفاده شد. مقادیر اشباع هر یک از کمیت‌ها با استفاده از کمیت‌های مورد نیاز در سطح و رطوبت ۱۰۰ درصد محاسبه شد.

- برای محاسبه مقادیر در شعاع باد بیشینه، محدوده هسته درونی به صورت مربعی به ابعاد $4^\circ \times 4^\circ$ در اطراف مرکز چرخند در نظر گرفته شد (مشابه با نتایج مارین و همکاران، ۲۰۰۹؛ ژو و ونگ، ۲۰۱۰ و پگاه‌فر و قرایلو، ۲۰۲۰) و شعاع باد بیشینه در این محدوده برآورد شد. مقادیر محیطی هر پارامتر نیز با استفاده از پارامترهای مورد نیاز برای محاسبه در مربعی به ابعاد $10^\circ \times 10^\circ$ پیرامون مربع $4^\circ \times 4^\circ$ محاسبه شدند.

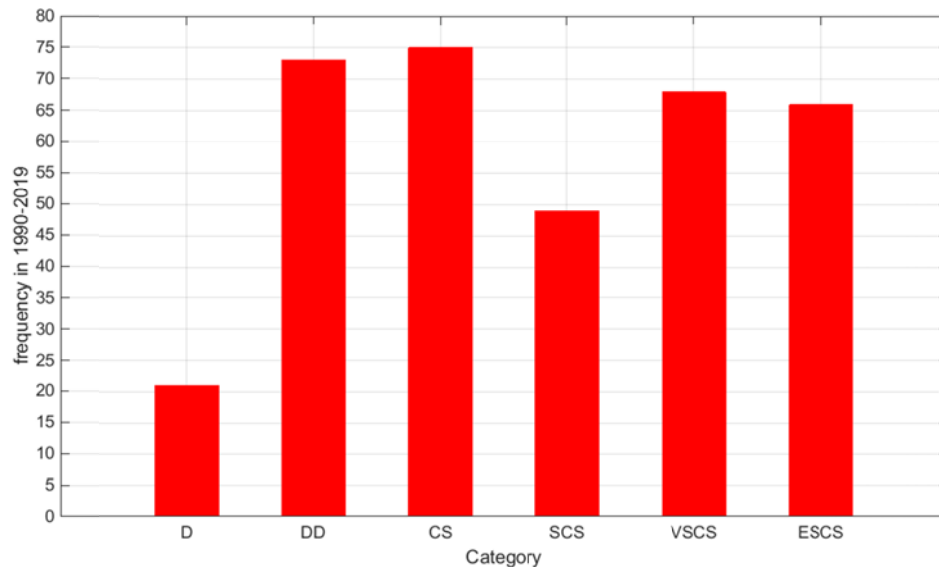
- با توجه به استفاده از داده‌های بازتحلیل، میانگین پهنه دمای برون‌شارش در مربعی به ابعاد $4^\circ \times 4^\circ$ محاسبه شده است.

- لازم به ذکر است که در هر زمان مرکز هر منطقه ($4^\circ \times 4^\circ$) برای محدوده هسته درونی و $10^\circ \times 10^\circ$ برای محیط بیرونی) در نزدیک‌ترین نقطه شبکه‌ای به مکان چشم چرخند قرار داشته است. برای جزئیات بیشتر پیرامون دلیل انتخاب فضای مربعی به پگاه‌فر و قرایلو (۲۰۲۰) رجوع شود.

- به منظور ارزیابی آماری روابط پارامتری شدت پتانسیلی، از کمیت شاخص سازگاری (index of agreement, IOA) معرفی شده توسط ویلموت (۱۹۸۱) استفاده شده است

$$IOA = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{P}|)^2}, \quad 0 \leq IOA \leq 1 \quad (13)$$

که در آن O مقادیر مرجع، P مقادیر پیش‌بینی شده و n تعداد داده به کار رفته است. این رابطه معیار استاندارد از درجه خطای پیش‌بینی ارائه می‌دهد. این کمیت نسبت مجذور خطای متوسط و پتانسیل خطا را نشان می‌دهد. مقدار $IOA=1$ بهترین تطابق و $IOA=0$



شکل ۱. فراوانی وقوع چرخند با دسته‌شدت‌های D, DD, CS, SCS, VSCS و ESCS در بازه ۱۹۹۰-۲۰۱۹ در شمال‌غرب اقیانوس هند با استفاده از شدت-های اعلام شده در گزارشات IMD. هر عدد در محور قائم نشانه یک بازه زمانی شش ساعته است.

بیان شده در بخش ۲، برای تمامی دسته‌شدت‌های رویداده در منطقه و در بازه مورد مطالعه ترسیم و تحلیل می‌شود. در انتها شاخص IOA بین مقادیر محاسبه شده و مقادیر مرجع محاسبه شده و در جدول ۲ فهرست شده است. همچنین نتایج شاخص‌های آماری انحراف معیار، ضریب همبستگی و خطای جذر میانگین مربعات در نمودار تیلور به تصویر کشیده شده است. لازم به ذکر است که محاسبات بر اساس سطح اطمینان نودوپنج درصد انجام شده است.

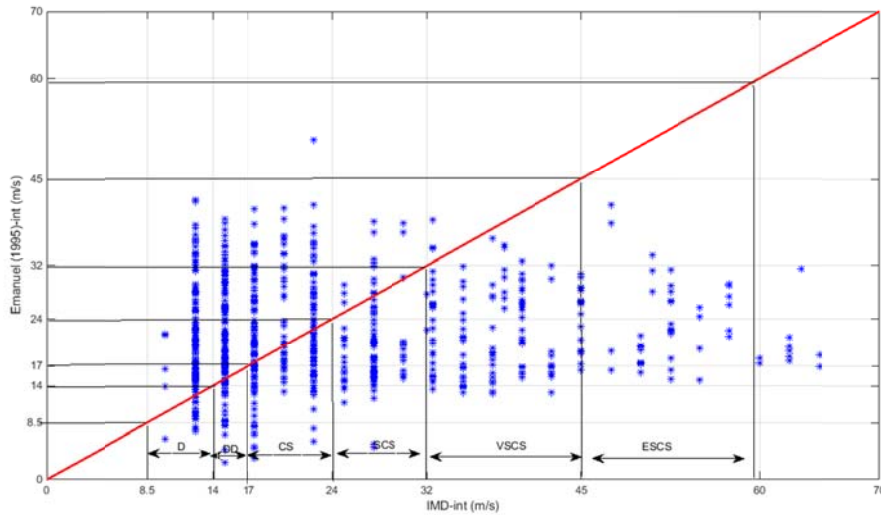
۴-۱. پارامترسازی E94

در شکل ۲ مقادیر محاسبه شده UPI با استفاده از رابطه E94 برحسب مقادیر مرجع گزارش شده توسط IMD نشان داده شده است. همان‌طور که این شکل نشان می‌دهد، رابطه E94 برای دسته‌شدت‌های VSCS و ESCS مقدار شدت را فروتخمین می‌کند. جدول ۲ نشان می‌دهد که بیشترین مقدار شاخص IOA بین مقادیر مرجع و محاسباتی با استفاده از رابطه E94 برای دسته‌شدت‌های VSCS و ESCS تولید شده است.

طبق شکل ۱ و با در نظر گرفته بازه زمانی شش ساعته در گزارش شدت چرخندها توسط IMD، شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۱۹۹۰-۲۰۱۹، ۱۲۶ ساعت وافشاری، ۴۳۸ ساعت وافشاری عمیق، ۴۵۰ ساعت توفان چرخندی، ۲۹۴ ساعت توفان چرخندی شدید، ۴۰۸ ساعت توفان چرخندی بسیار شدید و ۳۹۶ ساعت توفان چرخندی بی‌نهایت شدید را تجربه کرده است. لازم به ذکر است که حالت‌هایی که کمتر از شش ساعت طول کشیده باشند در آمار به حساب نیامده بودند. از بین موارد فوق فقط دو چرخند حاره‌ای با شدت ESCS توانسته‌اند به ترتیب در سال‌های ۲۰۰۷ (چرخند حاره‌ای گونو) و ۲۰۱۰ (چرخند حاره‌ای فیت) به‌طوربه‌طور مستقیم و غیرمستقیم سواحل جنوبی ایران را تحت‌تأثیر قرار دهند که در تحقیقات بسیاری بررسی شده است (به‌طور نمونه پگاه‌فر، ۲۰۱۹؛ پگاه‌فر، ۱۴۰۰؛ الله‌دادی و همکاران، ۲۰۱۸).

۴. نتایج و تحلیل

در این بخش نتیجه UPI محاسبه شده طبق روابط پارامتری



شکل ۲. پراکنندگی مقدار پیش‌بینی شده u_{PI} با کاربست رابطه E94 بر حسب مقادیر مرجع گزارش شده توسط IMD برای تمامی دسته‌شدت‌های شکل گرفته در شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰. دسته‌بندی شدت چرخندهای حاره‌ای طبق جدول ۱ نشان داده شده است.

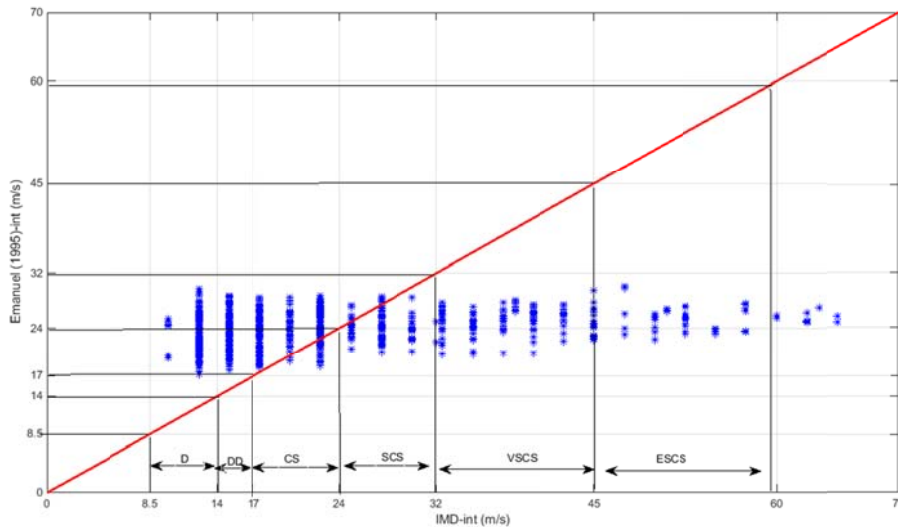
رابطه BE98 بر حسب مقادیر گزارش شده IMD به تصویر کشیده شده است. این شکل نشان می‌دهد که رابطه BE98 برای دسته‌شدت‌های D، DD و CS مقدار شدت را فراتخمین کرده و برای دسته‌شدت‌های VSCS و ESCS مقدار شدت را فراتخمین می‌کند. جدول ۲ نشان می‌دهد که کمترین شاخص IOA بین مقادیر محاسبه شده u_{PI} -BE98 و مقادیر مرجع برای دسته‌شدت SCS رخ داده است، در حالی که مقدار IOA برای سایر دسته‌شدت‌ها بیش از ۰/۷۰ است.

۲-۴. پارامترسازی E95

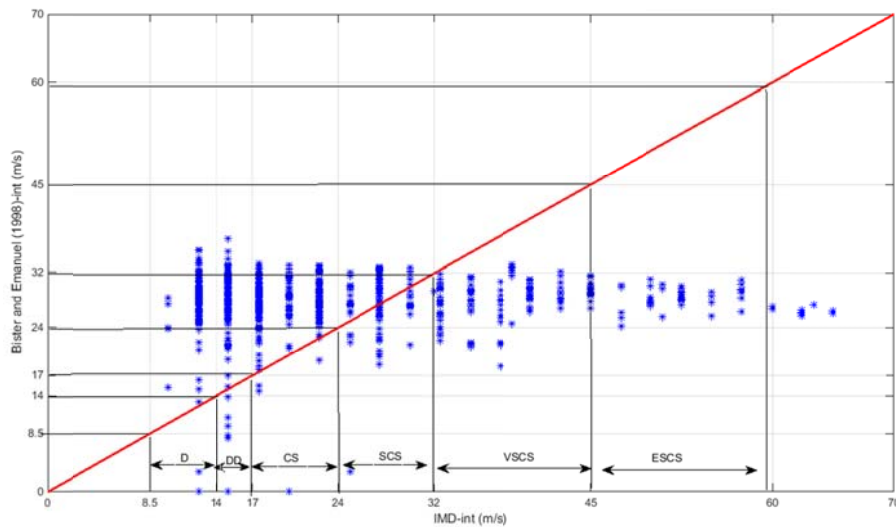
کاربست رابطه E95 برای برآورد بیشینه مقدار باد بر حسب مقادیر مرجع گزارش شده توسط IMD در شکل ۳ نشان داده شده است. شکل ۳ به‌وضوح فراتخمین رابطه E95 برای دسته‌شدت‌های ESCS و VSCS را نشان می‌دهد. طبق جدول ۲، کمترین مقدار IOA در دسته‌شدت‌های CS و SCS روی داده است.

۳-۴. پارامترسازی BE98

در شکل ۴ مقادیر پیش‌بینی شده u_{PI} با استفاده از



شکل ۳. پراکنندگی مقدار پیش‌بینی شده u_{PI} با کاربست رابطه E95 بر حسب مقادیر مرجع گزارش شده توسط IMD برای تمامی دسته‌شدت‌های شکل گرفته در شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰. دسته‌بندی شدت چرخندهای حاره‌ای طبق جدول ۱ نشان داده شده است.



شکل ۴. پراکندگی مقدار پیش‌بینی شده u_{PI} با کاربست رابطه BE98 بر حسب مقادیر مرجع گزارش شده توسط IMD برای تمامی دسته‌شدت‌های شکل گرفته در شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰. دسته‌بندی شدت چرخندهای حاره‌ای طبق جدول ۱ نشان داده شده است.

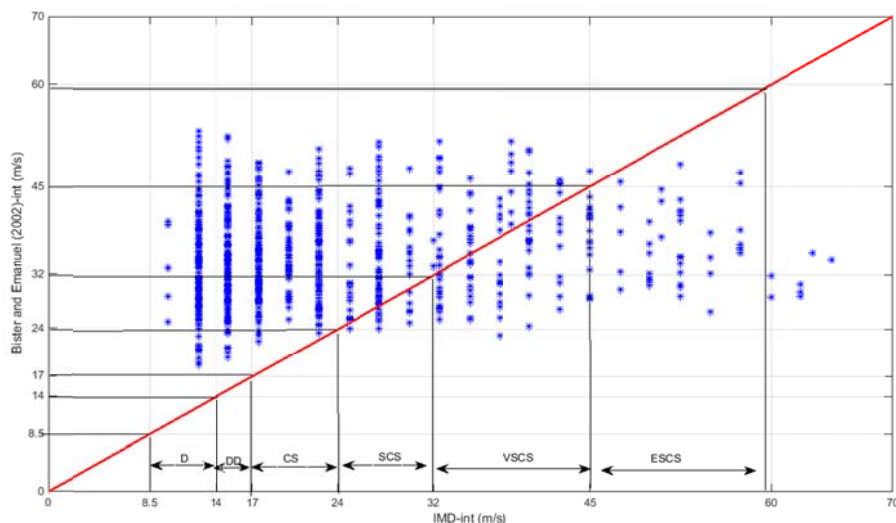
حدود ۰/۷۰ است.

۴-۴. پارامترسازی BE02

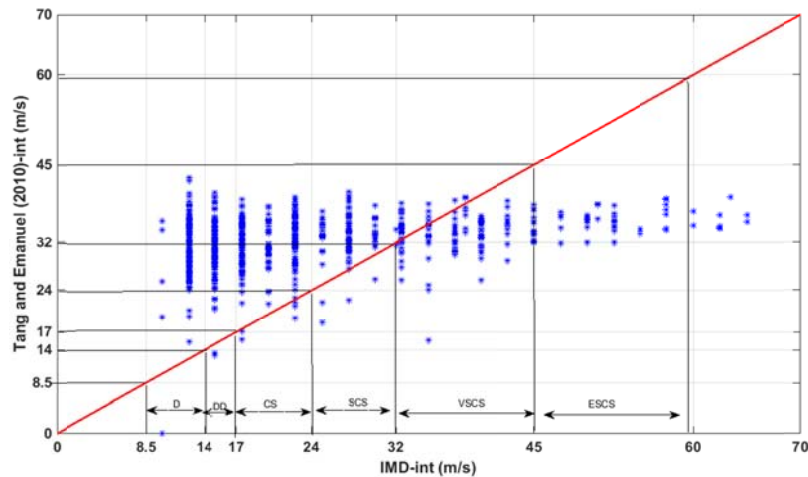
مقادیر پیش‌بینی شده u_{PI} با استفاده از رابطه BE02 بر حسب مقادیر مرجع در شکل ۵ نشان داده شده است. این شکل نشان می‌دهد که رابطه BE02 برای دسته‌شدت‌های D، DD، CS و SCS مقدار شدت را فراتخمین کرده و برای دسته‌شدت ESCS مقدار شدت را فروتخمین می‌کند. جدول ۲ نشان می‌دهد که کمترین مقدار شاخص IOA بین مقادیر محاسبه شده u_{PI} -BE98 و مقادیر مرجع برای دسته‌شدت VSCS رخ داده است، درحالی‌که مقدار IOA برای سایر دسته‌شدت‌ها در

۴-۵. پارامترسازی TE10

در شکل ۶ نتیجه u_{PI} محاسبه شده با استفاده از رابطه TE10 بر حسب مقادیر مرجع گزارش شده نشان داده شده است. رابطه TE10 سرعت باد را برای دسته‌های D، DD و CS فراتخمین می‌کند و برای دسته‌شدت ESCS فروتخمین می‌کند. شاخص IOA بین u_{PI} با کاربست رابطه TE10 و مقادیر مرجع برای تمام دسته‌شدت‌ها مقادیر قابل توجهی تولید کرده است (جدول ۲).



شکل ۵. پراکندگی مقدار پیش‌بینی شده u_{PI} با کاربست رابطه BE02 بر حسب مقادیر مرجع گزارش شده توسط IMD برای تمامی دسته‌شدت‌های شکل گرفته در شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰. دسته‌بندی شدت چرخندهای حاره‌ای طبق جدول ۱ نشان داده شده است.



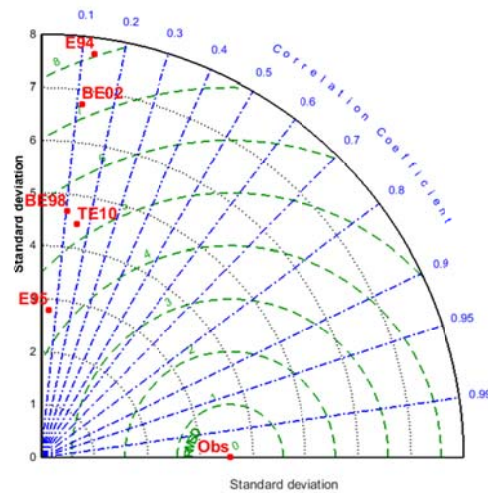
شکل ۶. پراکندگی مقدار پیش‌بینی شده u_{PI} با کاربست رابطه TE10 بر حسب مقادیر مرجع گزارش شده توسط IMD برای تمامی دسته‌شدت‌های شکل گرفته در شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰. دسته‌بندی شدت چرخندهای حاره‌ای طبق جدول ۱ نشان داده شده است.

۴-۶. ارزیابی آماری تمام پارامترسازی‌ها
 نتیجه ارزیابی آماری تمام روابط پارامتری برای تمام چرخندهای حاره‌ای شکل گرفته در شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۱۹۹۰-۲۰۱۹ به ترتیب در جدول ۲ و شکل‌های ۷ تا ۱۰ ارائه شده است. طبق نتایج ارائه شده در جدول ۲، بالاترین مقدار سازگاری برای دسته‌شدت‌های مختلف با کاربست روابط پارامتری مختلف به دست آمده است. به‌طوربه‌طور نمونه برای دسته‌شدت D روابط پارامتری TE10 و E95، برای دسته‌شدت‌های DD و CS رابطه پارامتری TE10، برای دسته‌شدت SCS روابط پارامتری TE10 و BE02 و برای دسته‌شدت‌های VSCS و ESCS رابطه پارامتری E95 بالاترین سازگاری را تولید کرده است. البته قابل توجه است که برای دسته‌شدت ESCS اختلاف IOA حاصل از کاربست روابط پارامتری TE10 و E95 در حد ۰/۱ است.
 به‌منظور بررسی دقیق‌تر، سه پارامتر آماری انحراف معیار، ضریب همبستگی و خطای میانگین مجذور مربعات بین

بیشینه مقدار سرعت باد مرجع و u_{PI} محاسبه شده با استفاده از روابط پیشنهادی برای تمام چرخندهای حاره‌ای روی داده در شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۱۹۹۰-۲۰۱۹ برای هر دسته‌شدت محاسبه شد. پارامترهای آماری محاسبه شده برای دسته‌شدت‌های CS، SCS، VSCS و ESCS به ترتیب در شکل‌های ۷ تا ۱۰ در قالب نمودار تیلور (تیلور و همکاران، ۲۰۱۲) نشان داده شده است. نتایج مربوط به دسته‌شدت‌های D و DD به دلیل مشابهت با دسته‌شدت CS نشان داده نشده است. شکل ۷ نشان می‌دهد که در دسته‌شدت CS، مقادیر u_{PI} محاسبه شده با کاربست رابطه E95 کمترین مقدار انحراف معیار (برابر ۳)، کمترین مقدار RMSD (برابر ۴/۵) و کمترین همبستگی (تقریباً صفر) را تولید کرده است، درحالی‌که رابطه TE10 علی‌رغم RMSD نزدیک به ۵، u_{PI} را با بیشترین همبستگی ایجاد کرده است. البته انحراف معیار موجود در داده‌های مرجع نیز در دسته‌شدت CS بیش از ۳ متر بر ثانیه بوده است.

جدول ۲. فهرست IOA بین u_{PI} محاسبه شده بر اساس روابط پارامتری و مقدار گزارش شده توسط IMD برای دسته‌شدت‌های

ردیف	رابطه	دسته‌شدت D	دسته‌شدت DD	دسته‌شدت CS	دسته‌شدت SCS	دسته‌شدت VSCS	دسته‌شدت ESCS
۱	BE94	۰/۶۲	۰/۵۸	۰/۳۹	۰/۶۶	۰/۷۱	۰/۷۴
۲	E95	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۷۳	۰/۷۵
۳	BE98	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۱	۰/۳۲	۰/۷۱	۰/۷۴
۴	BE02	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۰	۰/۴۵	۰/۷۰
۵	TE10	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۷۰	۰/۵۵	۰/۷۴



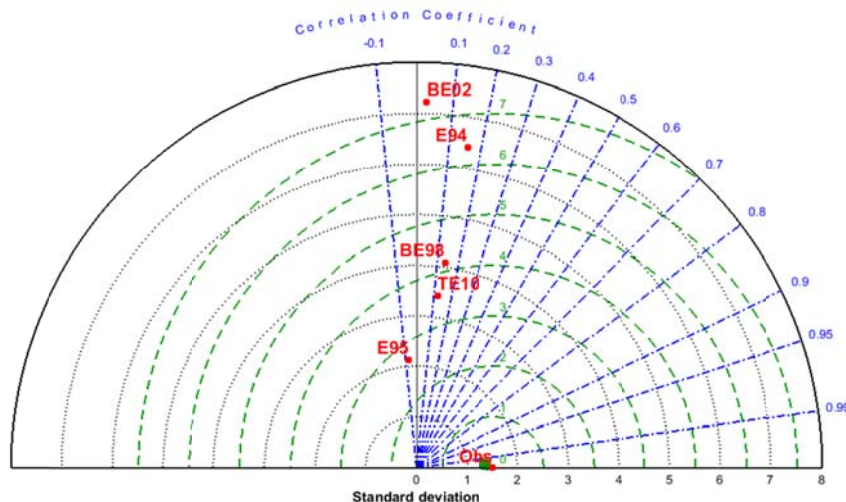
شکل ۷. نمودار پراکندگی تیلور برای بیشینه مقدار سرعت باد مرجع (Obs) و محاسباتی با استفاده از روابط پیشنهادی E95, BE98, BE02, TE10 برای دسته‌شدت CS رویداده در شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰.

RMSD (کمتر از ۴) را ایجاد کرده است. در این دسته‌شدت انحراف معیار موجود در داده‌های مرجع در حدود ۳/۴ متر بر ثانیه است.

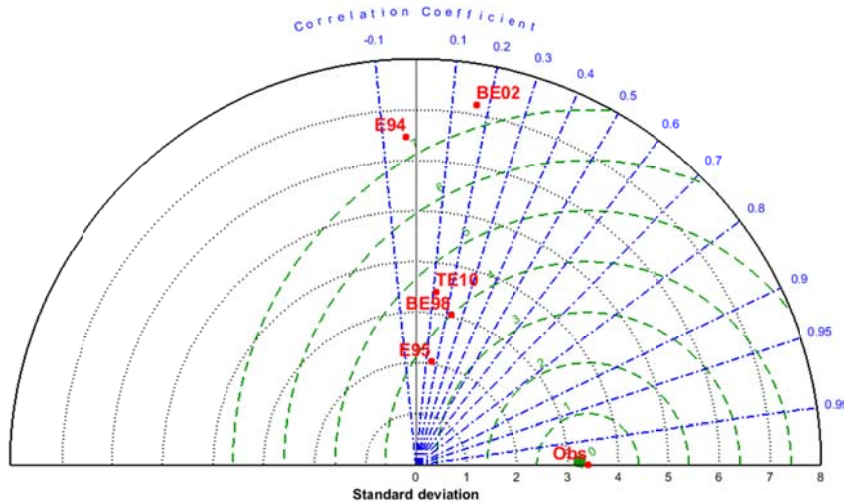
شاخص‌های آماری انحراف معیار و کمترین خطای میانگین جذر مربعات و CC در قالب نمودار تیلور برای دسته‌شدت ESCS در دوره آماری ۲۰۱۹-۱۹۹۰ روشن می‌کند که u_{PI} محاسبه شده با استفاده از رابطه TE10 کمترین انحراف معیار، بیشترین همبستگی و کمترین خطای میانگین جذر مربعات را تولید کرده است، درحالی‌که سایر روابط همبستگی نزدیک به صفر و یا حتی منفی ایجاد کرده‌اند (شکل ۱۰).

در دسته‌شدت SCS، مقادیر u_{PI} محاسبه شده با کاربست رابطه E95 همبستگی منفی تولید کرده است، درحالی‌که رابطه TE10 مقدار u_{PI} را با $RMSD < 4$ و $STD < 1$ ایجاد کرده است (شکل ۸). در این دسته‌شدت انحراف معیار موجود در داده‌های مرجع به کمتر از ۲ متر بر ثانیه کاهش یافته است.

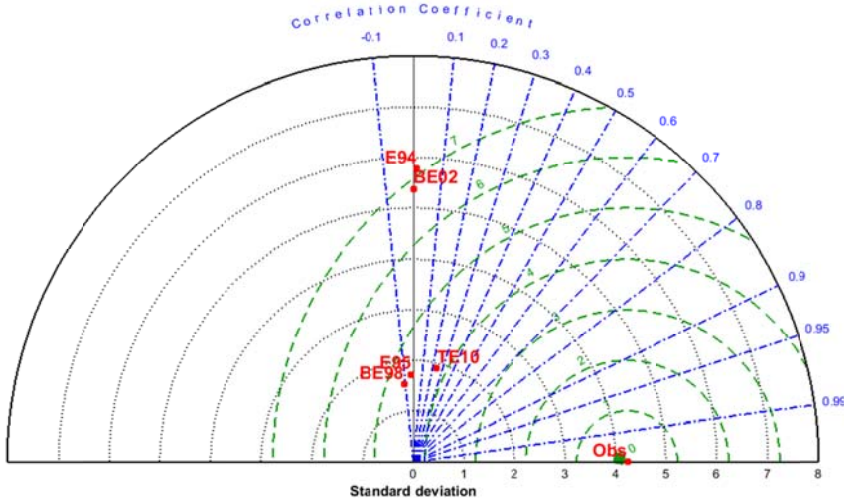
شکل ۹ نمودار تیلور را برای بیشینه مقدار سرعت باد در دسته‌شدت VSCS نشان می‌دهد. در این شکل، مقادیر u_{PI} محاسبه شده با کاربست رابطه E94 همبستگی منفی تولید کرده است. رابطه E95 با ضریب همبستگی نزدیک به ۲ کمترین انحراف معیار (کمتر از ۰/۵) و کمترین



شکل ۸. نمودار پراکندگی تیلور برای بیشینه مقدار سرعت باد مرجع (Obs) و محاسباتی با استفاده از روابط پیشنهادی E95, BE98, BE02, TE10 برای تمام دسته‌شدت‌های SCS رویداده در شمال‌غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰.



شکل ۹. نمودار پراکنندگی تیلور برای بیشینه مقدار سرعت باد مرجع (Obs) و محاسباتی با استفاده از روابط پیشنهادی E95, BE98, BE02, TE10 برای تمام دسته‌شدت‌های VSCS رویداده در شمال غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰.



شکل ۱۰. نمودار پراکنندگی تیلور برای بیشینه مقدار سرعت باد مرجع (Obs) و محاسباتی با استفاده از روابط پیشنهادی E95, BE98, BE02, TE10 برای تمام دسته‌شدت‌های ESCS رویداده در شمال غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰.

۵. جمع‌بندی

منظور علاوه بر برخی کمیت‌های متداول هواشناسی در سطح، ترازهای فشاری و تراز وردایست، برخی پارامترهای غیر متداول نیز محاسبه شدند. پارامترهای غیرمتداول عبارت بودند از: آنتروپی، آنتالپی، چینش قائم باد، ارتفاع پایه ابر و شعاع باد بیشینه. با توجه به شرایط مطرح شده برای روابط پارامتری، محاسبات در دو منطقه محیط اطراف و منطقه محدود به هسته درونی صورت گرفت. مقایسه نتایج به دست آمده حاصل از کاربرد هر رابطه پیشنهادی با مقادیر مرجع با استفاده از شاخص‌های آماری IOA، انحراف معیار، ضریب همبستگی و خطای میانگین مجذور مربعات برای هر دسته‌شدت (CS, SCS،

در این تحقیق با استفاده از مجموعه داده‌های بازتحلیل ERA5 و داده‌های مرجع گزارش شده توسط IMD، تمام چرخندهای حاره‌ای شکل گرفته در شمال غرب اقیانوس هند در بازه زمانی ۲۰۱۹-۱۹۹۰ مورد مطالعه قرار گرفت. با توجه به اهمیت شاخص تجربی شدت پتانسیلی (در بررسی چرخندهای حاره‌ای هم به صورت مجزا و هم با رویکرد اقلیمی)، این شاخص در دوره عمر تمام چرخندهای حاره‌ای در منطقه مورد مطالعه (حاوی ۴۵ مورد) و در بازه مورد بررسی با استفاده از روابط تجربی پیشنهاد شده در ادبیات موضوع محاسبه شد. برای این

دینامیک درون چرخند و جایگزینی حلقه‌های دیواره) بتواند به دست‌یابی به روابط با کارایی بیشتر منجر شود. استفاده از رابطه TE10 به صورت برون‌خط در شبیه‌سازی‌های این پدیده در شمال غرب اقیانوس هند در دستور کار محقق قرار دارد.

تشکر و قدردانی

بخش مبانی نظری به کار رفته در این تحقیق برگرفته از مبانی نظری بیان شده در طرح پژوهشی با شماره INIOAS-397-031-01-024-01 مصوب پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی می‌باشد. از آنجایی که در طرح مذکور فقط یک چرخند حاره‌ای بررسی شده است، درصد همپوشانی نتایج این مقاله و طرح مذکور یک قسمت از ۴۵ قسمت (۲ درصد) می‌باشد.

مراجع

پگاه فر، ن.، ۱۴۰۰، ارزیابی عملکرد طرحواره‌های همرفت کومه‌ای در مدل HWRF در پیش‌بینی مشخصه‌های توفان حاره‌ای، مطالعه موردی توفان حاره‌ای گونو. م. فیزیک زمین و فضا، ۴۷(۱)، ۱۴۵-۱۷۴. doi: 10.22059/jesphys.2021.310820.1007250
علی محمدی، م.، ملکوتی، ح.، راهبانی، م. و آزادی، م.، ۱۳۹۸، ارزیابی داده‌گواری وردشی سه‌بعدی در کاهش حساسیت شبیه‌سازی طوفان حاره‌ای گونو به محدوده‌های انتخابی، مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۳(۲)، ۱۹-۳۵.

Allahdadi, M. N., Chaichitehrani, N., Jose, F., Nasrollahi, A., Afshar, A. and Allahyar, M., 2018, Cyclone-generated Storm Surge in the Northern Gulf of Oman: A Field Data Analysis during Cyclone Gonu, American Journal of Fluid Dynamics, 8, 10-18.
Bister, M. and Emanuel, K. A., 1998, Dissipative heating and hurricane intensity, Meteorology and Atmospheric Physics, 65, 233-240.
Bister, M. and Emanuel, K. A., 2002, Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity. 1. Interannual to interdecadal variability, J. Geophys. Res., 107,

VSCS و ESCS) انجام شد. مقادیر به دست آمده IOA نشان داد که برای ۴ دسته اول شدت رابطه TE10 به ترتیب با شاخص‌های سازگاری ۰/۷۴، ۰/۷۴، ۰/۷۳، ۰/۷۰ بهترین نتیجه را تولید کرده است. البته برای اولین و چهارمین دسته شدت روابط E95 و BE02 نیز نتایج مشابهی تولید کرده‌اند. برای دو دسته شدت نهایی نیز E95 بهترین نتیجه را تولید کرده است. این نشان می‌دهد که در ابتدای عمر چرخند اختلاف دما بین سطح دریا و وردایست و اختلاف آنتروپی بین محیط و هسته درونی چرخند بیشترین سهم در تولید بالاترین سازگاری بین مقادیر برآورد شده و مقادیر مرجع را داشته است. در حالی که، در شدت‌های بیشتر اختلاف آنتروپی اشباع در سطح و آنتروپی لایه مرزی در دست‌یابی به بالاترین سازگاری مؤثر بوده است. بررسی نمودارهای تیلور ترسیم شده با استفاده از مقادیر مرجع و محاسبه شده توسط روابط پیشنهادی برای هر دسته شدت نشان داد که برای دسته شدت‌های CS، SCS و ESCS رابطه پیشنهاد شده توسط TE10 بهترین برآورد شدت را داشته است. برای دسته شدت VSCS نیز رابطه BE98 و TE10 به ترتیب بهترین عملکرد را داشته است. از آنجایی که رابطه TE10 اختلاف دمای برون‌شارش در ترازهای زیرین جو با دمای سطح دریا را به همراه اختلاف میان آنتروپی اشباع در سطح و آنتروپی محیط در ترازهای میانی و زیرین جو، که نماینده عدم توازن انرژی است، را در نظر می‌گیرد، توانسته مجموعه کامل‌تری از عوامل دخیل در شدت را پوشش دهد. البته امید است در نظر گرفتن فاکتورهای غیر اقیانوسی (همانند چینش قائم باد و

ACL-26.

Bryan, G. H., 2008, On the computation of pseudoadiabatic entropy and equivalent potential temperature, Monthly Weather Review, 136, 5239-5245.
Chauvin, F., Royer, J. F. and Déqué, M., 2006, Response of hurricane-type vortices to global warming as simulated by ARPEGE-Climat at high resolution, Climate Dynamics, 27, 377-399.
Cram, T. A., Persing, J., Montgomery, M. T. and Braun, S. A., 2007, A Lagrangian trajectory view on transport and mixing processes

- between the eye, eyewall, and environment using a high-resolution simulation of Hurricane Bonnie (1998). *Journal of the atmospheric sciences*, 64(6), 1835-1856.
- DeMaria, M., 2009, A simplified dynamical system for tropical cyclone intensity prediction, *Monthly Weather Review*, 137, 68-82.
- DeMaria, M., Knaff, J. A. and Connell, B. H., 2001, A tropical cyclone genesis parameter for the tropical Atlantic, *Weather and Forecasting*, 16, 219-233.
- Emanuel, K. A. and Nolan, D. S., 2004, Tropical cyclone activity and the global climate system. In *Preprints, 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc. A., 240-241.
- Emanuel, K. A., 1986, An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 585-605.
- Emanuel, K. A., 1987, The dependence of hurricane intensity on climate, *Nature*, 326, 483-485.
- Emanuel, K. A., 1988, The maximum intensity of hurricanes, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1143-1155.
- Emanuel, K.A., 1994, *Atmospheric convection*. Oxford University Press on Demand.
- Emanuel, K. A., 1995, Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 52, 3969-3976.
- Emanuel, K. A., 1997, Some aspects of hurricane inner-core dynamics and energetic, *J. Atmos. Sci.*, 54, 1014-1026.
- Emanuel, K. A., 2000, A statistical analysis of tropical cyclone intensity, *Mon. Weather Rev.*, 128, 1139-1152.
- Emanuel, K. A., 2005, Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, *Nature*, 436, 686-688.
- Goni, G., DeMaria, M., Knaff, J., Sampson, C., Ginis, I., Bringas, F., Mavume, A., Lauer, C., Lin, I.I., Ali, M.M. and Sandery, P., 2009, Applications of satellite-derived ocean measurements to tropical cyclone intensity forecasting, *National Oceanic And Atmospheric Administration Rockville Md*, 22, 190-197.
- Henderson-Sellers, A., Zhang, H., Berz, G., Emanuel, K., Gray, W., Landsea, C., Holland, G., Lighthill, J., Shieh, S.L., Webster, P. and McGuffie, K., 1998, Tropical cyclones and global climate change: A post-IPCC assessment, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 19-38.
- Hill, K. A. and Lackmann, G. M., 2009, Influence of environmental humidity on tropical cyclone size, *Monthly Weather Review*, 137, 3294-3315.
- Holland, G. J., 1997, The maximum potential intensity of tropical cyclones, *Journal of the atmospheric sciences*, 54, 2519-2541.
- Holton, J. R. and Hakim, G. J., 2012, An introduction to dynamic meteorology (vol. 88). Academic press.intensity of tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 66, 3042-3060.
- Knaff, J. A., Sampson, C. R., DeMaria, M., Marchok, T. P., Gross, J. M. and McAdie, C. J., 2007, Statistical tropical cyclone wind radii prediction using climatology and persistence, *Weather and Forecasting*, 22, 781-791.
- Knutson, T. R., Tuleya, R. E. and Kurihara, Y., 1998, Simulated increase of hurricane intensities in a CO2-warmed climate, *Science*, 279, 1018-1021.
- Lawrence, M. G., 2005, The relationship between relative humidity and the dewpoint temperature in moist air: A simple conversion and applications, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 225-233.
- Lee, W. C. and Wurman, J., 2005, Diagnosed three-dimensional axisymmetric structure of the Mulhall tornado on 3 May 1999, *J. Atmos. Sci.*, 62, 2373-2393.
- Marin, J., Raymond, D. and Raga, G., 2009, Intensification of tropical cyclones in the GFS model, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 1407-1417.
- Matyas, C. J., 2010, Associations between the size of hurricane rain fields at landfall and their surrounding environments, *Meteorology and atmospheric physics*, 106, 135-148.
- Moore, T. W. and Dixon, R. W., 2011a, Climatology Of Tornadoes Associated With Gulf Coast-Landfalling Hurricanes, *Geographical Review*, 101, 371-395.
- Moore, T. W. and Dixon, R. W., 2011b, Tropical Cyclone Tornado Casualties, *Natural Hazards*, 61, 621-634.
- Nolan, D. S. and McGauley, M. G., 2012, Tropical cyclogenesis in wind shear: Climatological relationships and physical processes, *Cyclones: Formation, Triggers, and Control*, 1-36.
- Oouchi, K., Yoshimura, J., Yoshimura, H., Mizuta, R., Kusunoki, S. and Noda, A., 2006, Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses, *J. Meteor. Soc. Japan*, 84, 259-276.
- Peduzzi, P., Chatenoux, B., Dao, H., De Bono, A., Herold, C., Kossin, J., Mouton, F. and Nordbeck, O., 2012, Global trends in tropical cyclone risk, *Nature Clim. Change*, 2, 289-294.
- Pegahfar, N. and Gharaylou, M., 2018, Sensitivity of an Axi-Symmetric Tropical Cyclone Model

- to Two External Parameters, *International Journal of Coastal and Offshore Engineering*, 2, 41-51.
- Pegahfar, N. and Gharaylou, M., 2020, Entropy evolution characteristics during an intense tropical cyclone, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 132, 461-482.
- Pegahfar, N., 2019, A synoptic-scale investigation of entropy fluxes during Tropical Cyclone Gonu, *Journal of the Earth and Space Physics*, 45, 459-472.
- Pegahfar, N., 2020, Climatic analysis of tropopause during the northwestern Indian Ocean tropical cyclones, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, accepted in *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, 101195.
- Rappaport, E. N., Jiing, J. G., Landsea, C. W., Murillo, S. T. and Franklin, J. L., 2012, The joint hurricane testbed-Its first decade of tropical cyclone research-to-operations activities revisited, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 93, 371-380.
- Schwerdt, R., Ho, F. and Watkins, R., 1979, Meteorological criteria for standard project hurricane and probable maximum hurricane windfields: Gulf and Atlantic Coasts of the United States, NOAA Tech. Rep. NWS23. 320 pp.
- Tang, B. and Emanuel, K., 2010, Midlevel Ventilation's Constraint on Tropical Cyclone Intensity, *Journal of the atmospheric sciences*, 67, 1817-1830.
- Tang, B. H. A. and Emanuel, K., 2012, A ventilation index for tropical cyclones, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 1901-1912.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J. and Meehl, G.A., 2012, An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 485-498.
- Vecchi, G. A. and Soden, B. J., 2007, Effect of remote sea surface temperature change on tropical cyclone potential intensity, *Nature*, 450, 1066-1070.
- Vishnu, S., Sanjay, J. and Krishnan, R., 2019, Assessment of climatological tropical cyclone activity over the north Indian Ocean in the CORDEX-South Asia regional climate models. *Climate Dynamics*, 53(7), 5101-5118.
- Wang, Y. and Wu, C. C., 2004, Current understanding of tropical cyclone structure and intensity changes—a review, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 87, 257-278.
- Willmott, C. J., 1981, On the validation of models, *Physical geography*, 2, 184-194.
- Xu, J. and Wang, Y., 2010, Sensitivity of tropical cyclone inner-core size and intensity to the radial distribution of surface entropy flux. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(6), 1831-1852.

Verification of potential intensity relations for the northwest Indian Ocean tropical cyclones during 1990-2019

Pegahfar, N.*

Assistant Professor, Atmospheric Science Center, Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, Tehran, Iran

(Received: 15 Jan 2021, Accepted: 25 May 2021)

Summary

Prediction of tropical cyclone (TC) intensity has been considered in numerous research studies, due to TC destructive effects. Hence, various parameters were combined in potential intensity relations to show the maximum probable intensity that a TC can achieve. The relations of potential intensity are different, since each relation has been suggested based on various factors affecting TC intensity. In this research, the validity of five potential intensity relations, defined by other researchers for the other basins, was verified for all TCs formed over the northwest of the Indian Ocean from 1990 to 2019. In this duration, sixteen cyclonic storms, nine severe cyclonic storms, ten very severe cyclonic storms and ten extremely severe cyclonic storms occurred. In this research, two sets of data reported by India Meteorological Department (IMD) and reanalysis data from the fifth generation of the European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF, ERA5) with the horizontal resolution of 0.25 degrees were used. The IMD data included position (latitude/longitude) of the TC's eye and maximum wind speed. The reanalysis data consisted of meteorological parameters from sea level to the tropopause level, including relative and specific humidity, temperature, pressure, dew point temperature and horizontal wind vector. The first relation for the potential intensity is based on the difference between convective available potential energy values at the radius of maximum wind using saturated and unsaturated air mass. The second one considers the difference between saturated entropy at sea level and environmental value of entropy. The third relation consists of the ratio of difference between upper-level and lower-level temperature to the outflow temperature and also the discrepancy between saturated and unsaturated enthalpy. The fourth relation includes difference of saturated and unsaturated values of equivalent potential temperature at the radius of maximum wind. The last relation not only uses the ratio of temperature of inflow and outflow and discrepancy between surface and boundary layer entropy, but also emphasizes on surface temperature. The ratio of the enthalpy and drag coefficients is used in the all relations, while thermodynamic efficiency is included in some recent relations. The potential intensity values achieved using the empirical relations, were evaluated using the maximum wind speed reported by IMD. The comparison was done based on some statistical indexes and the Taylor diagrams. The statistical indices include (I) index of agreement (IOA), (II) standard deviation, (III) root mean square deviation and (IV) correlation coefficient. For the intensity of depression and deep depression states, the minimum value of IOA was achieved using the first relation, while the other relations produced the close values of around 0.7. For the CS-Category intensity, the first two relations produced the lowest IOA values. For the SCS-Category the last two relations did the best performance, while for VSCS- and ESCS-Categories, the second relation produced the most consistent results. The results from IOA showed that the fifth relation produced the highest agreement with the IMD data. This showed that the discrepancy between sea surface temperature and tropopause temperature and the difference between environmental entropy and inner-core entropy played the most important role in intensification for the first four categories of intensity. However, for the last two categories of intensity the discrepancy between the saturated entropy at surface and entropy of boundary layer produced IOA of 0.73 and 0.75, respectively. It is notable that the difference between saturated equivalent potential temperature and potential temperature of boundary layer, and also difference between temperature of inflow and outflow produced the same results for the beginning state. The other statistical indices were analyzed based on the Taylor diagram focusing on all considered tropical cyclones that were intensified to the various intensities. Conclusions demonstrated that the last and the second potential intensity relations produced the best performance in the all categories for the TCs formed over the northwest of the Indian Ocean during 2019-1990.

Keywords: Potential Intensity, Entropy, Enthalpy, empirical relations, Tropical Cyclone, Northwest of the Indian Ocean.

* Corresponding author:

pegahfar@inio.ac.ir