

واکاوی عوامل دینامیکی و ترمودینامیکی مؤثر بر پیدایش چرخندهای حاره‌ای در

دریای عرب و عمان طی دوره ۲۰۱۶-۲۰۰۷

فائزه شجاع^۱، محمود خسروی*^۲، علی اکبر شمسی پور^۳^۱ دکتری اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان^۲ استاد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان^۳ دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران، تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۵/۱۵ ، تاریخ پذیرش: ۹۷/۷/۲۸

چکیده

در این تحقیق عوامل محیطی بزرگ مقیاس مرتبط با وقوع چرخندهای حاره‌ای در محدوده دریای عرب و عمان طی دوره زمانی ۱۰ ساله (۲۰۰۷-۲۰۱۶) مورد بررسی قرار گرفته است. برای این منظور، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، نم نسبی، دما و فشار سطح دریا و همچنین پارامترهای دمای هوا و نم ویژه از داده‌های دوباره آنالیز شده مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان مدت وضع هوا (ECMWF) با قدرت تفکیک ۰/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی استخراج شدند. با استفاده از این داده‌ها مقادیر متغیرهای دینامیکی تاوایی مطلق، برش عمودی باد و متغیرهای ترمودینامیکی رطوبت نسبی و شدت پتانسیلی (PI) چرخند محاسبه گردید. آمار و اطلاعات مربوط به چرخندهای حاره‌ای نیز از مرکز مشترک هشدار توفان نیروی هوایی و دریایی استخراج گردیدند. برای رسیدن به هدف مطالعه، ابتدا میانگین ماهانه متغیرهای دینامیکی و ترمودینامیکی یاد شده در طول ۱۰ سال برای ماه‌های مونسون، قبل و بعد مونسون در محیط نرم افزارهای GRADS و MATLAB محاسبه شد و نتایج در قالب نقشه ارائه گردید. سپس چند نمونه از قوی‌ترین چرخندهای رخ داده در این ماه‌ها انتخاب و مؤلفه‌های دینامیکی و ترمودینامیکی در زمان وقوع این توفان‌ها در منطقه تحلیل شدند. نتایج نشان داد نواحی شمالی دریای عرب به مختصات ۱۵-۲۲ درجه عرض شمالی و ۶۲-۷۵ درجه طول شرقی در ماه ژوئن وضعیت محیطی بسیار مناسبی برای وقوع چرخندهای حاره‌ای دارند که با توجه به مهیا بودن مقادیر پارامترهای محیطی بزرگ مقیاس در این ماه در دریای عمان، این رویدادها تهدیدی جدی برای سواحل جنوب شرق ایران محسوب می‌شوند. اما منطقه بالقوه تشکیل طی ماه‌های می، اکتبر، نوامبر و دسامبر به عرض‌های جنوبی کشیده می‌شود. در سپتامبر نیز اگر چه شرایط برخی پارامترها در شمال دریای عرب برای تشکیل چرخند فراهم است اما شدت پتانسیلی و رطوبت نسبی بسیار پایین بوده و در دریای عمان نیز تاوایی مطلق مقادیر بسیار کمی را نشان می‌دهد. محاسبه‌ی میانگین روزانه کمیت‌ها در مدت زمان فعالیت قوی‌ترین توفان‌ها نیز تأثیر پذیری چرخندهای حاره‌ای از مؤلفه‌های محیطی را تأیید می‌کند.

کلمات کلیدی: چرخند حاره‌ای، منطقه بالقوه تشکیل، مؤلفه‌های محیطی بزرگ مقیاس، دریای عرب و عمان

تحلیل ارتباط بین عوامل محیطی بزرگ مقیاس و توزیع فضایی فعالیت چرخندهای حاره‌ای (شامل پیدایش، توسعه، شدت و فراوانی) هم از نقطه نظر علمی و هم اجتماعی-اقتصادی مهم است به این دلیل که این رویدادها تحت شرایط دینامیکی و ترمودینامیکی خاصی شکل گرفته و توسعه پیدا می‌کنند و هرگونه تغییر در این وضعیت‌ها منجر به نوسانات قابل توجه در شکل‌گیری آن‌ها می‌گردد. باوجود پیشرفت‌های زیادی که در زمینه‌ی تعیین عوامل کلیدی تأثیرگذار در شکل‌گیری چرخندهای حاره‌ای صورت گرفته اما هنوز دانش محققین مبنی بر اینکه چگونه وضعیت‌های دینامیکی و ترمودینامیکی جوی در مقیاس وسیع می‌توانند فراوانی چرخندهای حاره‌ای را در طول فصل اوج (فعالیت) تعیین کنند محدود است (شارمیلا و والش^۱، ۲۰۱۷). این مسئله بیش از هر چیز به حساسیت چرخندها به برخی عوامل در درون توفان و محیط اطراف آن برمی‌گردد. به عنوان مثال چرخندها به تغییرات برش عمودی باد در محیط بسیار حساس هستند (زیر^۲، ۲۰۰۳؛ فرانک و ریچی^۳، ۱۹۹۶؛ دی‌ماریا^۴، ۲۰۰۳). همچنین نوسانات ناچیز در دمای سطح دریا یا محتوی گرمای اقیانوس می‌تواند باعث افزایش شدت چرخند گردیده و در یک دوره زمانی کوتاه آن را چند طبقه براساس مقیاس سفیر-سیمپسون^۵ جابجا کند (وو^۶ و همکاران، ۲۰۱۲).

بدین ترتیب می‌توان گفت چرخندزایی یا تشکیل چرخند حاره‌ای فرایندی است که تحت شرایط و ویژگی‌های محیطی مشخصی در مقیاس متوسط یا بزرگ در نواحی حاره اتفاق می‌افتد (مک‌گالی^۷، ۲۰۱۲). اولین بار گری^۸ (۱۹۶۸) به نقل از بریگل و فرانک^۹ (۱۹۹۷) پیرامون اقلیم‌شناسی پیدایش چرخندهای حاره‌ای،

چندین وضعیت محیطی مطلوب برای رخداد این پدیده را شناسایی کرد که شامل دو گروه شرایط ترمودینامیکی (دمای سطح دریا، ناپایداری شرطی و رطوبت نسبی سطوح میانی جو) و دینامیکی (پارامتر کوریولیس، برش عمودی باد و تاوایی نسبی در سطوح پایین جو) می‌شدند، هرچند این شرایط برای رخداد چرخندهای حاره‌ای لازم است اما کافی نبوده و عوامل دیگری همچون اثرات میان مقیاس و ویژگی‌های تاوه درونی نیز بر چرخندزایی حاره‌ای تأثیر می‌گذارند که از موردی به مورد دیگر تغییر می‌کنند (پگاه‌فر و غفاریان، ۱۳۹۵).

چونگ^{۱۰} (۲۰۰۴) تغییرات پارامترهای دمای سطح دریا، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، رطوبت نسبی، انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی و واگرایی سطوح پایینی جو را در ارتباط با ۴۰۵ چرخند حاره‌ای در شمال غربی اقیانوس آرام مورد مطالعه قرار داد و با تکیه بر توزیع فضایی مقادیر پارامترها، محدوده‌ای را به عنوان مکان پیدایش چرخند تعریف کرد. نولان و همکاران (۲۰۰۷) همبستگی بسیار نزدیکی بین میزان توسعه چرخند حاره‌ای و حداکثر شدت پتانسیلی چرخند پیدا کردند. در همین راستا نولان و راپین^{۱۱} (۲۰۰۸) به افزایش حساسیت چرخندزایی حاره‌ای نسبت به برش عمودی باد در محیط‌های با SST^{۱۲} بالاتر اشاره کردند که این مسئله حاکی از اهمیت نسبی شرایط دینامیکی و ترمودینامیکی مطلوب (نامطلوب) برای پیدایش چرخند است که ممکن است تحت وضعیت‌های اقلیمی مختلف و تغییرات زمین تغییر کند. تیپیت^{۱۳} و همکاران (۲۰۱۱) نیز نشان دادند که تاوایی چرخندی به عنوان مؤلفه‌ی مهم در پیدایش چرخند حاره‌ای در عرض‌های بسیار کم و در نواحی که نیروی کوریولیس ضعیف است، پدیدار می‌گردد. نولان (۲۰۱۱) روش جدیدی جهت ارزیابی وضعیت‌های محیطی مطلوب برای توسعه چرخندهای حاره‌ای ارائه داد. واکاوی ارتباط بین رطوبت نسبی محیط با شدت چرخندهای حاره‌ای در حوضه اقیانوس اطلس شمالی طی دوره ۹ ساله

10- Cheung

11- Nolan & Rappin

12- Sea Surface Temperature

13- Tippet

1- Sharmila & Walsh

2- Zehr

3- Frank & Ritchie

4- DeMaria

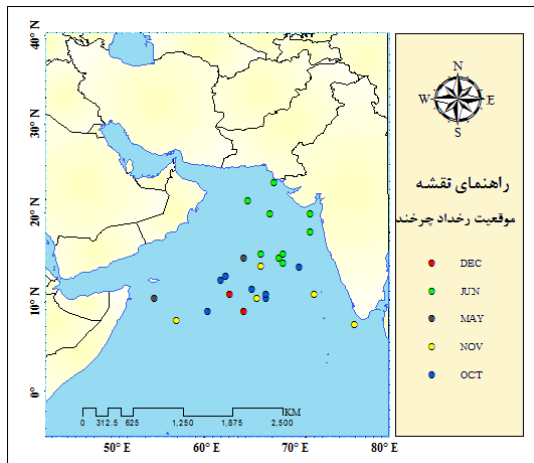
5- Saffir-Simpson scale

6- Wu

7- McGauley

8- Gray

9- Briegel & Frank



شکل ۱: توزیع فضایی و زمانی چرخندهای حاره‌ای در محدوده مورد مطالعه (۲۰۰۷-۲۰۱۶)

باعث خسارات فراوانی چون تخریب ساحل، سازه‌ها و تاسیسات ساحلی، کشتی‌ها و حتی سکونتگاه‌های شهری کنار ساحل گردد. با توجه به اینکه پیرامون نقش و اهمیت عوامل محیطی بزرگ مقیاس در ارتباط با چرخندهای حاره‌ای در محدوده دریای عرب و مخصوصاً دریای عمان مطالعه‌ای جامع انجام نگرفته، تحقیق پیش رو در پی پاسخ دادن به این پرسش‌ها است که:

- ۱- فراوانی پیدایش چرخندهای حاره‌ای در طول فصل تشکیل در دریای عرب تا چه میزان به تغییرات پارامترهای محیطی بزرگ مقیاس وابسته است؟
- ۲- نواحی شمالی دریای عرب و محدوده‌ی دریای عمان در چه ماه‌هایی از سال شرایط محیطی مطلوب‌تری برای وقوع چرخندهای حاره‌ای دارند؟

ویژگی‌های محدوده‌ی مورد مطالعه

حوضه‌های اقیانوسی که مکانی جهت پیدایش، تکوین و توسعه‌ی توفان‌های حاره‌ای هستند، از نظر توزیع زمانی- مکانی شکل‌گیری این رویدادهای آب و هوایی متفاوت می‌باشند، منطقه مورد مطالعه در پژوهش حاضر بخشی از حوضه‌ی شمالی اقیانوس هند بوده که نواحی دریای عرب و عمان از ۰ تا ۳۰ درجه عرض شمالی و ۴۰ تا ۸۰ درجه طول شرقی را دربر می‌گیرد (شکل ۱). حوضه‌ی شمالی اقیانوس هند در بین ۷ حوضه‌ی

(۲۰۰۲-۲۰۱۰) حاکی از این بود که مقادیر این پارامتر با افزایش شدت چرخندها افزایش پیدا می‌کند و نزدیک سطح تقریباً ثابت می‌ماند (وو و همکاران، ۲۰۱۲). توری^{۱۴} و همکاران (۲۰۱۳) معتقد هستند که احتمال پیدایش چرخندهای حاره‌ای در نواحی اقیانوسی که رطوبت نسبی و تاوایی چرخندی مقادیر بزرگی دارند، بیشتر است. یان^{۱۵} و همکاران (۲۰۱۷) با تأکید بر اینکه مطالعه‌ی چرخندهای حاره‌ای در دوره‌های گذشته در حوضه شمال غربی آرام به درک بهتر رفتار آن‌ها در آینده کمک خواهد کرد، متغیرهای محیطی بزرگ مقیاس مؤثر در پیدایش را در طول هزاره‌های گذشته با استفاده از روش‌های پالئوکلیمایی مدل‌سازی کردند. از معدود مطالعات انجام گرفته در ایران پیرامون ارتباط بین پارامترهای محیطی و چرخندهای حاره‌ای می‌توان به تحقیق پگاه‌فر و غفاریان (۱۳۹۵) اشاره کرد که فراسنج‌های سطوح زیرین و زبرین وردسپهر شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی، دمای پتانسیلی، دمای سطح آب، تاوایی نسبی، وردایست و چینش قائم باد را در دوره‌ی عمر چرخند حاره‌ای هیان مورد بررسی قرار دادند. در مطالعه‌ی دیگر پگاه‌فر و همکاران (۱۳۹۵) با محاسبه شاخص شدت پتانسیلی برای چرخند حاره‌ای هیان به این نتیجه رسیدند که مقادیر به دست آمده از شاخص یاد شده با شدت باد مشاهده شده در چرخند حاره‌ای متفاوت بوده و بنابراین استفاده از این شاخص به تنهایی برای پیش‌بینی شدت چرخند ناکارآمد است. قوبدل رحیمی و همکاران (۱۳۹۷) نیز با واکاوی شرایط همدیدی جو، هم‌زمان با رخداد چرخند حاره‌ای در تاریخ ۵ ژوئن ۱۹۴۸ به این نتیجه رسیدند که اندرکنش بین زبانه‌های پرفشار جنب حاره بر روی عربستان، تبت و ایران و چرخند حاره‌ای مذکور زمینه‌ی فعالیت و جابه‌جایی آن را فراهم نموده است.

از آنجایی که سواحل جنوبی ایران تحت تأثیر توفان‌های حاره‌ای حوضه‌ی شمال اقیانوس هند قرار دارند، چنانچه اثر باد و امواج ناشی از این رویدادها، دریای عمان و سواحل این منطقه از جمله مکران را دربر بگیرد، می‌تواند

14- Tory
15- Yan

جدول ۱: طبقه‌بندی سیستم‌های کم‌فشار در شمال اقیانوس هند (منبع: کریشناموهان و موهان کومار، ۲۰۱۳)

طبقه	سرعت باد
Depression	۲۱-۵۰ km/h
Deep Depression	۵۱-۶۲ km/h
Cyclonic Storm	۶۳-۸۸ km/h
Severe Cyclonic Storm	۸۹-۱۱۷ km/h
Very Severe Cyclonic Storm	۱۱۸-۱۶۵ km/h
Extremely Severe Cyclonic Storm	۱۶۶-۲۲۰ km/h
Super Cyclonic Storm	≥۲۲۱ km/h

۲۰۰۹). چرخند فوق‌العاده قوی گونو در سال ۲۰۰۷ نیز خسارت‌های سنگینی را در سواحل شمالی و جنوبی عمان به وجود آورد. به طور کلی چرخندهای حاره‌ای در شمال اقیانوس هند براساس حداکثر سرعت باد به ۷ گروه عمده تقسیم می‌شوند (کریشنا موهان و موهان کومار، ۲۰۱۳) (جدول ۱).

مواد و روش‌ها

الف: منابع داده‌ها

جهت رسیدن به هدف تحقیق از داده‌های دو پایگاه مختلف استفاده شده است: بدین ترتیب که آمار و اطلاعات مربوط به چرخندهای حاره‌ای طی دوره زمانی ۲۰۱۶-۲۰۰۷ از مرکز مشترک هشدار توفان نیروی هوایی و دریایی (JTWC^{۲۰}) آمریکا اخذ گردید. این گروه داده‌ها که در فاصله‌های زمانی ۶ ساعته هستند، سرعت و شدت باد، کمینه فشار مرکزی، موقعیت رخداد و مسیر حرکت چرخند از زمان شکل‌گیری تا خاتمه‌ی آن را شامل می‌شوند. JTWC اطلاعات جامعی از توفان‌ها را در سامانه‌ای به نام ردیابی بهینه^{۲۱} ذخیره کرده و مناطقی که این سامانه را پوشش می‌دهند دربرگیرنده‌ی توفان‌های منطقه شمال غرب اقیانوس آرام (WNP) شمال اقیانوس هند (NIO) و نیمکره‌ی جنوبی (HS) هستند (مزرعه فراهانی و همکاران، ۱۳۹۴).

پارامترهای جوی- اقیانوسی مورد نیاز نیز از داده‌های دوباره آنالیز شده مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان مدت وضع هوا (ECMWF)، به نام ERA-Interim استخراج گردید. در پژوهش حاضر داده‌های ماهانه و روزانه این پایگاه با قدرت تفکیک مکانی ۰/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی برای بازه زمانی ۲۰۰۷-۲۰۱۶ مورد استفاده قرار گرفته است. این داده‌ها شامل مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد (ترازهای ۲۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال)، نم نسبی (تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال)، دمای سطح دریا، فشار سطح دریا و همچنین پارامترهای دمای هوا و نم ویژه در

اقیانوسی شکل‌گیری توفان‌های حاره‌ای از نظر فراوانی وقوع، نسبت به حوضه‌های اطلس و آرام در رتبه‌ی پایین‌تری قرار دارد. این محدوده به دو بخش تقسیم می‌شود: خلیج بنگال و دریای عرب. خلیج بنگال موقعیت مناسب‌تری جهت تشکیل چرخندهای حاره‌ای نسبت به دریای عرب دارد و فعالیت چرخندزایی در این منطقه ۴ بار بیشتر از دریای عرب است (دوب^{۱۶} و همکاران، ۱۹۹۷). باین‌حال این ناحیه با میانگین رخداد ۴ تا ۶ توفان در سال، غیرفعال‌ترین حوضه‌ی چرخندزایی در دنیا است. در مقیاس جهانی ۷ درصد از چرخندهای حاره‌ای در شمال اقیانوس هند تشکیل می‌شوند (گری، ۱۹۷۵) که این مسئله در ارتباط با دوره زمانی حداکثر دمای سطح دریا، موقعیت ITCZ^{۱۷} و یا هر دوی این‌ها است (کریشناموهان و موهان کومار^{۱۸}، ۲۰۱۳). اوان^{۱۹} و همکاران (۲۰۱۲) به این نتیجه رسیدند که حدود ۹۰ درصد از چرخندهای حاره‌ای دریای عرب از اواسط می تا اواسط ژوئن اتفاق می‌افتند.

اگرچه فعالیت چرخندهای این حوضه نسبت به نواحی دیگر ضعیف است اما مرگ‌بارترین چرخندهای حاره‌ای دنیا در اینجا تشکیل شده‌اند که به طور نمونه می‌توان به توفان حاره‌ای بولا (Bhola) در سال ۱۹۷۰ اشاره کرد که ۵۰۰۰۰۰ نفر کشته شدند (فریتز و همکاران،

16- Dube
17 - Inter Tropical Convergence Zone
18- Krishna Mohan &Mohanakumar
19- Evan

۲۳ سطح فشار (ترازهای ۱، ۲، ۳، ۵، ۷، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۵۰، ۷۰، ۱۰۰، ۱۵۰، ۲۰۰، ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۷۷۵، ۸۵۰، ۹۲۵، ۱۰۰۰ هکتوپاسکال) می‌باشند.

ب: محاسبه پارامترها

در مطالعه‌ی حاضر از ۴ عامل تاوایی مطلق سطوح پایین جو، برش عمودی باد، رطوبت نسبی سطوح میانی جو و حداکثر شدت پتانسیلی چرخند استفاده شده که نقش حیاتی و بسیار مهمی در تشکیل چرخند حاره‌ای دارند (سونگ^{۲۲} و همکاران، ۲۰۱۵). در این میان تاوایی مطلق و برش عمودی باد به طور معناداری در ارتباط با عوامل دینامیکی بوده و رطوبت نسبی و شدت پتانسیلی از اجزای ترمودینامیکی جو محسوب می‌شوند (سونگ و همکاران، ۲۰۱۵) در ادامه جزئیات مربوط به پارامترها توضیح داده می‌شود:

η = تاوایی مطلق تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (s^{-1}):
تاوایی مطلق از جمع تاوایی نسبی و پارامتر کوریولیس به دست می‌آید که یک متغیر بسیار ضروری برای پیدایش چرخند است و در مقادیر مثبت تاوایی مطلق، همبستگی مثبت قابل توجهی بین پیدایش چرخندها و مقدار تاوایی وجود دارد (تیبیت و همکاران، ۲۰۱۱).
 RH = رطوبت نسبی تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال (%):
مقادیر بالای رطوبت نسبی تروپوسفر میانی برای تشدید سریع و دستیابی به حداکثر شدت چرخند ضروری است (وو و همکاران، ۲۰۱۱) که در این مورد برطبق نظر گری (۱۹۷۵) حداقل آستانه رطوبت نسبی در تروپوسفر میانی برای توسعه‌ی چرخند حاره‌ای باید ۴۰ درصد باشد. جذب هوای نسبتاً خشک محیط، نزدیک مرکز سیستم منجر به کاهش رطوبت تروپوسفر پایینی و میانی شده و در نتیجه سیستم تضعیف می‌گردد.

V_{pot} = شدت پتانسیلی (ms^{-1}): V_{pot} از دمای سطح دریا، فشار سطح دریا و پروفایل عمودی دما و رطوبت در تمام سطوح جو بدست می‌آید. این شاخص بیانگر حداکثر شدت پتانسیلی چرخند حاره‌ای است که

از طریق معادله‌ی (۱) محاسبه می‌شود (امانول^{۲۳}، ۱۹۸۶، ۱۹۸۸، ۲۰۰۰ به نقل از کامارگو و همکاران، ۲۰۰۷). شدت پتانسیلی، مرز بالایی شدتی که چرخند حاره‌ای ممکن است تحت شرایط و وضعیت‌های مناسب دینامیکی و ترمودینامیکی به آن مرحله برسد را نشان می‌دهد. در روش امانول بیشینه شدت پتانسیلی $82.8 ms^{-1}$ تعیین شده است که این یک محیط کاملاً فراهم برای چرخندزایی است (امانول، ۱۹۸۸، ۱۹۹۹ به نقل از مک گالی، ۲۰۱۲).

$$V_{pot}^2 = C_p(T_S - T_O) \frac{T_S C_K}{T_O C_d} (\ln \theta_e^* - \ln \theta_e) \quad (1)$$

در معادله‌ی ۱، $C_p = 1000 J K^{-1} kg^{-1}$ گرمای مخصوص هوای خشک در فشار ثابت، $T_S = 25$ دمای سطح اقیانوس، $T_O = 26$ میانگین دمای خروجی سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال، $C_K = 27$ ضریب تغییرات انتالپی،^{۲۸} C_d = ضریب کشال، $\ln \theta_e^* = 29$ دمای پتانسیل معادل اشباع در سطح اقیانوس، $\ln \theta_e = 30$ دمای پتانسیل معادل لایه مرزی هستند.

در معادله‌ی فوق نسبت ضریب تغییرات انتالپی به ضریب کشال، مقدار ۰/۹ در نظر گرفته شده است (بیستر^{۳۱} و امانول، ۲۰۰۲؛ بالاگورو^{۳۲} و همکاران، ۲۰۱۵). θ_e و θ_e^* نیز به ترتیب از طریق معادله‌ی ۲ و ۳ به دست می‌آیند (کشی^{۳۳}، ۲۰۱۲):

$$\theta_e = \theta_{exp} \left(\frac{L_v r}{c_p T} \right) \quad (2)$$

23 - Emanuel

24 - Specific heat of dry air, constant pressure

25 - Ocean surface temperature

26 - Mean Outflow temperature

27 - Exchange coefficient for enthalpy

28 - Drag coefficient

29 - Saturation equivalent potential temperature at the ocean surface

30 - Saturation equivalent potential temperature at the ocean surface

31 - Bister

32 - Balaguru

33 - Cathey

بزرگ مقیاس با موقعیت شکل‌گیری چرخندها، برای هر یک از ماه‌های رخداد توفان، یک مورد چرخند حاره‌ای قوی انتخاب و مؤلفه‌های دینامیکی و ترمودینامیکی در زمان وقوع آن‌ها تحلیل گردید.

از آنجایی که هدف اصلی پژوهش حاضر مطالعه‌ی میزان تأثیرگذاری رویدادهای حاره‌ای در محدوده دریای عمان و سواحل جنوب شرق ایران است، توفان‌های شکل گرفته در نواحی شمالی دریای عرب بسیار حائز اهمیت هستند، به همین دلیل، محدوده‌ای به مختصات ۲۲-۱۵ درجه عرض و ۶۲-۷۵ درجه طول جغرافیایی انتخاب شد و میانگین پارامترهای محیطی برای ماه‌های مختلف در این محدوده محاسبه و مقایسه گردید تا مشخص گردد که چرخندهای حاره در کدام ماه‌ها برای جنوب شرق ایران مخاطره آمیز خواهند بود.

نتایج و بحث

تحلیل آماری چرخندها در طول دوره‌ی مورد مطالعه براساس آمار و اطلاعات ردیابی بهینه چرخندهای حاره‌ای، در طول دوره‌ی مورد مطالعه در مجموع ۲۵ مورد چرخند حاره‌ای در منطقه اتفاق افتاده که سال‌های ۲۰۱۵ و ۲۰۱۱ به ترتیب با ۵ و ۴ مورد، بیش‌ترین تعداد رخدادها را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۲، الف)، همچنین بر پایه طبقه‌بندی سیستم‌های کم‌فشار در شمال اقیانوس هند، ۴ مورد از چرخندها در رده‌ی توفان حاره‌ای بسیار شدید^{۳۷} قرار گرفته و یک مورد به سوپر چرخند حاره‌ای^{۳۸} تبدیل گردید (شکل ۲، ب).

شکل ۱ توزیع زمانی و مکانی چرخندهای حاره‌ای را طی سال‌های ۲۰۰۷-۲۰۱۶ در محدوده‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهد. مطابق نقشه، ماه ژوئن با ۹ مورد رویداد، بالاترین فراوانی را در این مدت به خود اختصاص داده و ماه‌های اکتبر و نوامبر در رتبه‌های بعدی قرار می‌گیرند. همچنین رویدادهای ماه ژوئن بیشتر در شمال شرق و شمال دریای عرب به چشم می‌خورند که پراکنش

$$\theta_e^* = \theta \exp\left(\frac{L_V r^*}{c_p T}\right) \quad (3)$$

در اینجا L_V گرمای نهان تبخیر، T دمای هوا در سطح تراکم هوای بالارونده و r^* و r نیز به ترتیب نسبت مخلوط و نسبت مخلوط اشباع هستند.

$V_{shear}^{۳۴}$ = اندازه برش عمودی باد بین ۲۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال (ms^{-1}) (کئی، ۲۰۱۲). (معادله ۴):

$$V_{shear} = \sqrt{(u_{200} - u_{850})^2 + (v_{200} - v_{850})^2} \quad (4)$$

که در این معادله u_{850} و u_{200} مؤلفه‌های مداری باد در ترازهای ۲۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال بوده و v_{200} و v_{850} مؤلفه‌های نصف‌النهاری باد در این سطوح می‌باشند.

لازم به ذکر است که مراحل مختلف محاسبه‌ی پارامترهای مورد استفاده در تحقیق حاضر به کمک نرم‌افزارهای GRADS و MATLAB انجام گرفته است.

ج: روش پژوهش

مطالعات انجام گرفته در نواحی مختلف دنیا حاکی از این است که چرخندهای حاره‌ای در حوضه‌هایی تشکیل می‌شوند که شرایط محیطی مطلوبی در آنجا وجود داشته باشد. با توجه به اینکه متغیرهای برش عمودی باد، تاوایی مطلق، حداکثر شدت پتانسیلی و رطوبت نسبی مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده‌ی وقوع چرخند حاره‌ای هستند (فنگ^{۳۵} و همکاران، ۲۰۱۴)، میانگین مقادیر این پارامترها طی ماه‌های رخداد توفان در دوره‌ی پیش از مونسون، مونسون و بعد مونسون محاسبه و نتایج در قالب نقشه ارائه گردید تا فضاهای مناسب که تحت عنوان منطقه بالقوه تشکیل چرخند (FPA^{۳۶}) نامیده می‌شوند (چونگ، ۲۰۰۴)، در هر ماه مشخص گردد. سپس به‌منظور واکاوی ارتباط بین تغییرات مکانی مقادیر مطلوب پارامترهای

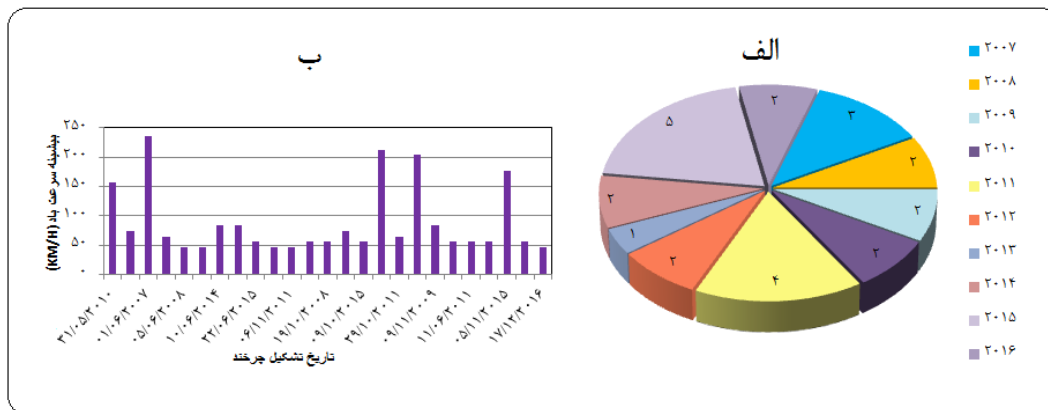
34 - Vertical wind shear

35- Feng

36 - Formation Potential Area

37- Very Severe Cyclonic Storm

38- Super Cyclonic Storm



شکل ۲: فراوانی رخداد (الف) و بیشینه سرعت چرخندهای حاره‌ای دریای عرب (ب) در طول سال‌های مورد مطالعه (۲۰۰۷-۲۰۱۶)

محدوده ۲۰-۳۰ درجه نیز کمینه مقادیر این متغیر را نشان می‌دهند، به طوری که در محدوده‌ی دریای عمان برش عمودی باد بسیار ضعیف شده و پهنه‌ی ۳-۶ متر بر ثانیه تمام نواحی دریای عمان تا جنوب پاکستان را دربر گرفته است. این وضعیت‌ها در ماه‌های بعد مونسون کاملاً متفاوت از دوره گرم سال است، به عبارتی برش عمودی قوی باد، تمام محدوده‌ی شمال دریای عرب و عمان را در نوامبر و دسامبر پوشش داده و کمینه این پارامتر در جنوب دریای عرب مشاهده می‌گردد (شکل ۳).

ب: تاوایی مطلق سطوح پایین جو

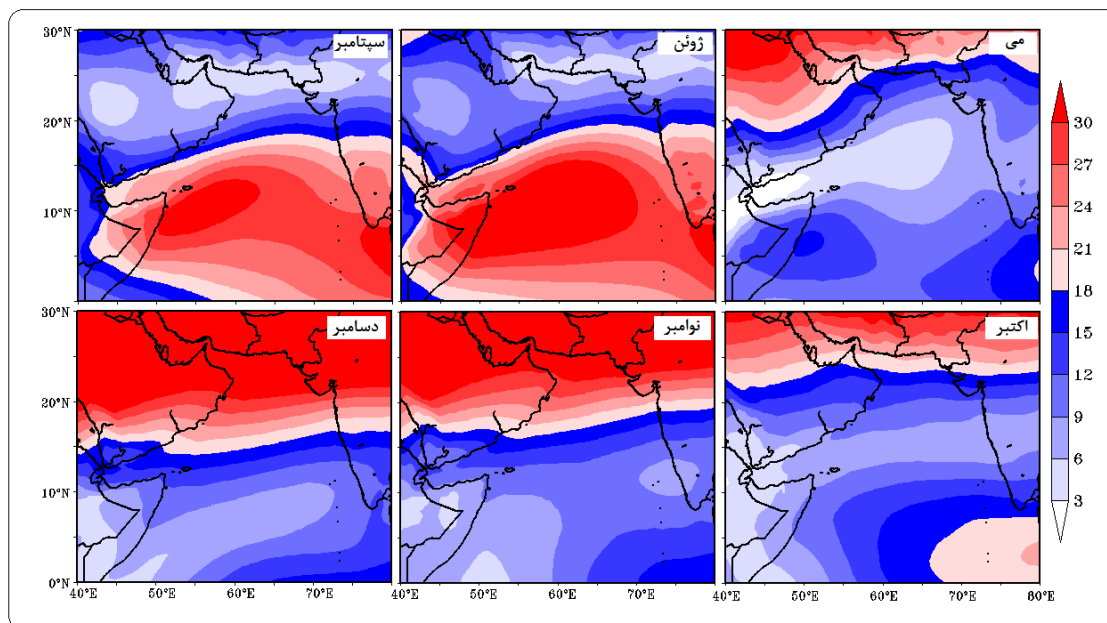
چرخندهای حاره‌ای در نواحی تشکیل می‌شوند که مقدار تاوایی مطلق بیش از صفر باشد (امانول، ۲۰۰۳). براساس شکل ۴ بیشینه‌ی تاوایی مطلق در تمام ماه‌های مورد مطالعه در بخش‌های شمالی دریای عرب و مخصوصاً محدوده‌ی دریای عمان و خلیج فارس مشاهده می‌گردد که بر روی خشکی‌های جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان افزایش قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد. در ماه می علاوه بر نواحی ذکر شده مقادیر این متغیر در محدوده خلیج عدن به بیش از ۰/۰۰۰۰۵ واحد می‌رسد. در ژوئن نیز در غرب دریای عرب همچنین نواحی دریای سرخ و خلیج عدن مقادیر ۰/۰۰۰۱ واحد مشاهده می‌گردد که به صورت نواری تا شمال دریای عرب کشیده شده است. متغیر تاوایی مطلق در این ماه بیش‌ترین مقادیر را نسبت

آن‌ها در محدوده‌ی ۱۵-۲۰ درجه عرض شمالی است و چرخندهای حاره در سایر ماه‌ها به صورت پراکنده بین ۵-۱۵ درجه شمالی قرار گرفته‌اند.

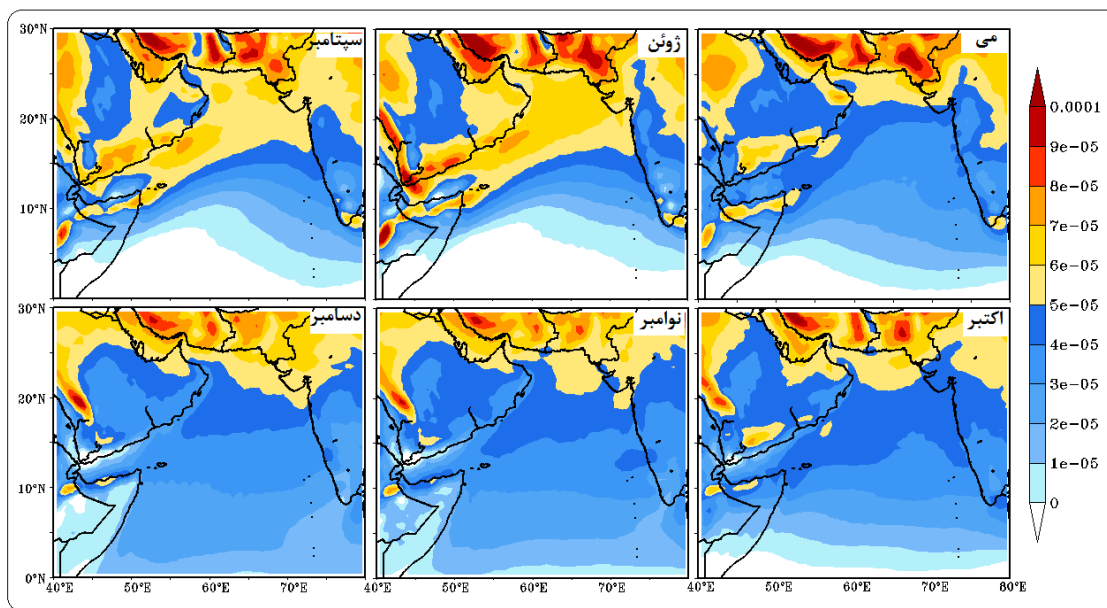
تحلیل پارامترهای محیطی بزرگ مقیاس

الف: برش عمودی باد

برش عمودی باد همیشه در طول حیات چرخند با مقادیر مختلفی وجود دارد و یکی از مهم‌ترین عوامل محیطی کنترل کننده‌ی تغییرات ساختار شدت و پیدایش چرخندها است (مک براید و زحر^{۳۹}: ۱۹۸۱، گرای، ۱۹۶۷ به نقل از مک گالی، ۲۰۱۲). مقادیر این متغیر در حوضه‌های مختلف متفاوت است، اوان و کامارگو (۲۰۱۱) نشان دادند که چرخندزایی در حوضه‌ی دریای عرب طی ماه‌های ژوئن و سپتامبر در شرایطی اتفاق می‌افتد که میانگین برش عمودی باد بین ۱۲-۲۵ متر بر ثانیه باشد. پهنه‌بندی برش عمودی باد طی دوره‌ی مورد مطالعه حاکی از آن است که کمترین مقادیر آن مربوط به ماه می و محدوده ۱۰-۲۰ درجه عرض شمالی است، در این زمان پهنه‌ی هم مقدار ۶-۹ متر بر ثانیه قسمت‌های مرکزی دریای عرب را پوشانده و به سمت نواحی شمالی و دریای عمان مقادیر تا 18 m s^{-1} افزایش پیدا می‌کند. وضعیت این متغیر برای ماه ژوئن و سپتامبر بسیار مشابه بوده و عرض‌های ۰ تا ۱۰ درجه حاکی از برش قوی باد و



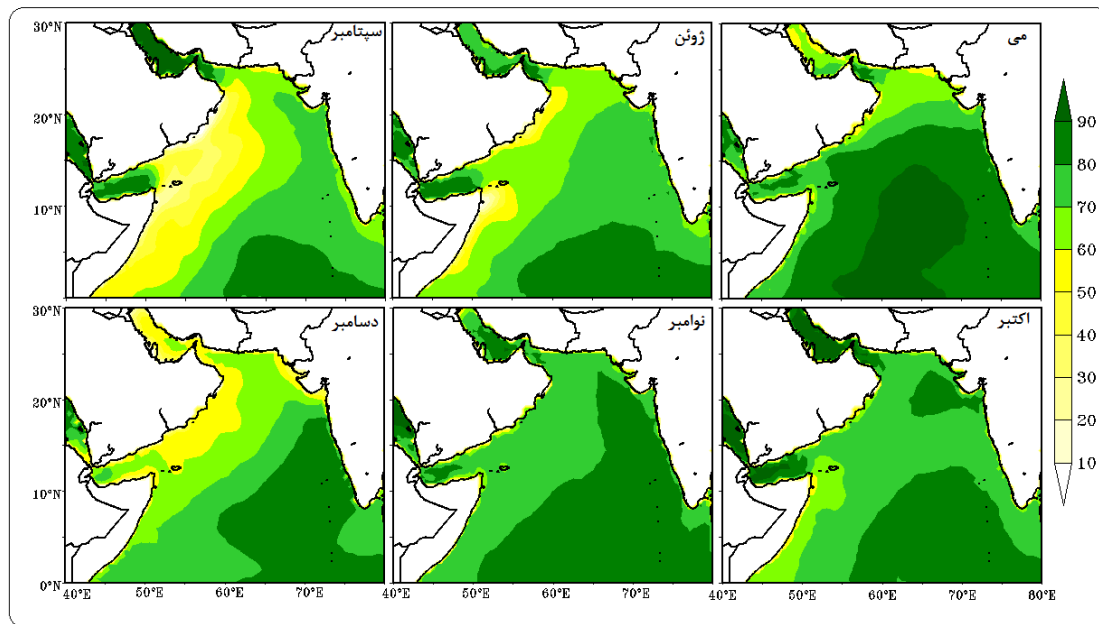
شکل ۳: میانگین مقادیر متغیر برش عمودی باد در طول دوره مورد مطالعه (۲۰۰۷-۲۰۱۶)



شکل ۴: میانگین مقادیر متغیر تاوایی مطلق تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در طول دوره مورد مطالعه (۲۰۰۷-۲۰۱۶)

طول ماه‌های بعد مونسون (اکتبر، نوامبر و دسامبر) مقدار تاوایی در عرض‌های شمالی دریای عرب نسبت به ماه‌های قبل مونسون و مونسون تا حدودی کاهش و در نواحی جنوبی افزایش پیدا کرده است. وضعیت‌های یاد شده در

به سایر ماه‌های مورد مطالعه دارد. وضعیت‌های تاوایی در ماه سپتامبر تا حدودی مشابه ژوئن است با این تفاوت که در نواحی مرکزی و شمالی و همچنین شرق دریای عرب مقادیر آن تا 0.0005 واحد کاهش یافته است. در



شکل ۵: میانگین مقادیر متغیر شدت پتانسیلی چرخند در طول دوره مورد مطالعه (۲۰۰۷-۲۰۱۶)

همکاران، ۲۰۱۴؛ شجاع و همکاران، ۱۳۹۷).

شکل ۴ به خوبی قابل مشاهده است.

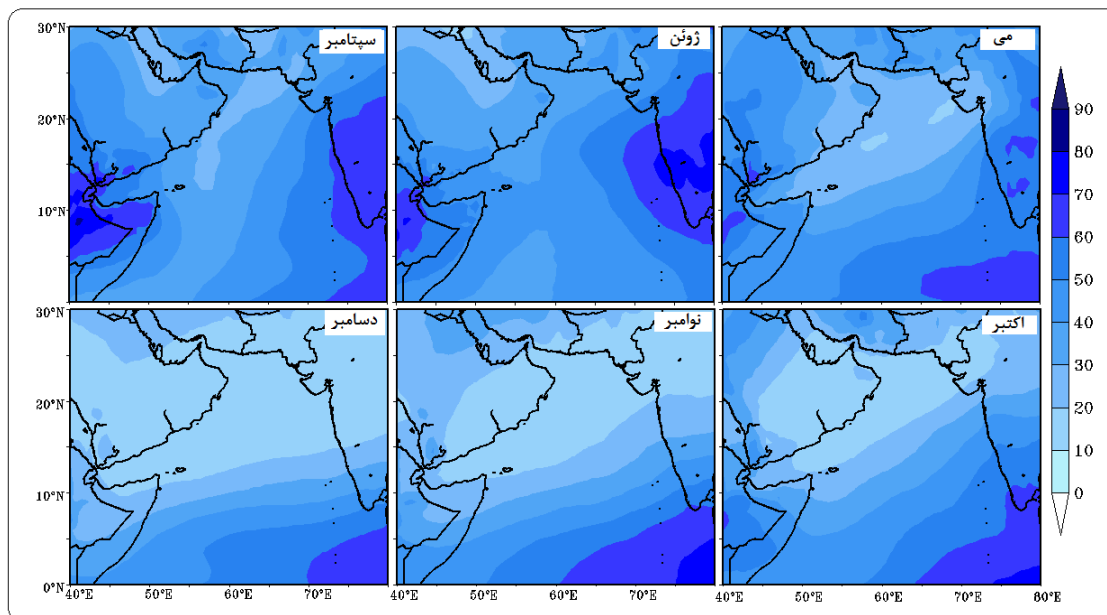
د: رطوبت نسبی سطوح میانی جو

همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌گردد، رطوبت نسبی تفاوت‌های قابل ملاحظه‌ای را بین ماه‌های مختلف وقوع چرخند حاره‌ای در محدوده مورد مطالعه نشان می‌دهد، در ماه‌های بعد مونسون مقادیر این پارامتر در محدوده ۱۵-۲۰ درجه شمالی تا ۱۰ درصد کاهش یافته و در همین زمان در گوشه‌ی جنوب شرقی منطقه به بیش از ۷۰ درصد نیز می‌رسد. در ماه می شرایط تا حدودی مشابه ماه‌های بعد مونسون است، از این لحاظ که عرض‌های شمالی‌تر رطوبت کمتری را نسبت به جنوب دارا هستند، هرچند در نواحی شمالی دریای عرب میزان رطوبت، نسبت به ماه‌های بعد مونسون کمی افزایش پیدا کرده و تا ۳۰ درصد نیز رسیده است اما پهنه‌های رطوبتی ۵۰ درصد در جنوب دریای عرب و نواحی جنوبی شبه قاره‌ی هند مشاهده می‌شوند. در ژوئن بیشینه نم نسبی بر روی شبه قاره‌ی هند مستقر گردیده که تمام نواحی شرقی دریای عرب را نیز پوشش می‌دهد و پهنه‌های هم

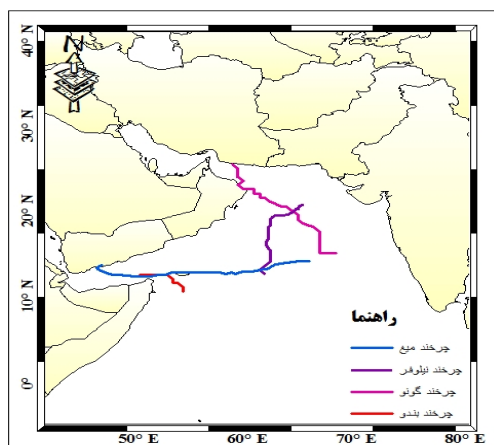
ج: شدت پتانسیلی

شدت پتانسیلی که از ۴ پارامتر دمای سطح دریا، فشار سطح دریا، دمای هوا و نم ویژه بدست می‌آید حاکی از این است که محدوده ۶۰-۷۵ درجه طول شرقی در تمام ماه‌های رخداد توفان، مقادیر بیش از 70 m s^{-1} را نشان می‌دهد. در مجموع مقادیر شاخص در جنوب دریای عرب نسبت به نواحی شمالی بالاتر بوده و بیشینه آن در ماه می و محدوده‌ی ۲۰-۳۰ درجه عرض شمالی مشاهده می‌گردد. همچنین به جز دسامبر، در سایر ماه‌ها میزان این متغیر در نواحی مرکزی دریای عمان از 80 m s^{-1} بیشتر است (شکل ۵).

مطابق نظر امانوئل (۱۹۸۷) در منطقه‌ی حاره در ازای هر درجه سانتیگراد افزایش دمای دریا میزان PI به طور تخمینی تا $3/5$ متر بر ثانیه افزایش می‌یابد. بنابراین بالا بودن مقادیر شدت پتانسیلی در نواحی مختلف دریای عرب و مخصوصاً دریای عمان را می‌توان به روند افزایشی دمای سطح دریا طی دهه‌های اخیر نسبت داد (رانا و



شکل ۶: میانگین مقادیر مؤلفه‌ی نم نسبی تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در طول دوره مورد مطالعه (۲۰۰۷-۲۰۱۶)



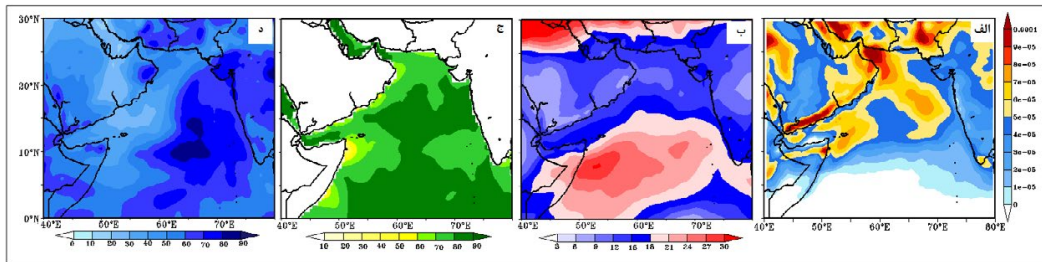
شکل ۷: مسیر حرکت چرخندهای حاره‌ای گونو، بندو، نیلوفر و میغ

مقدار ۵۰ درصد تا مرکز و شمال دریای عرب کشیده شده است. حداکثر رطوبت نسبی دریای عمان مربوط به همین ماه بوده که مقادیر آن از ۳۰ تا ۵۰ درصد متغیر هستند. شرایط سپتامبر تا حدودی شبیه ژوئن است اما میزان رطوبت این ماه نسبت به ژوئن کمتر است، به طوری که بیشترین مقدار آن در شرق دریای عرب بین ۵۰-۶۰ درصد بوده و در دریای عمان به کمتر از ۳۰ درصد می‌رسد.

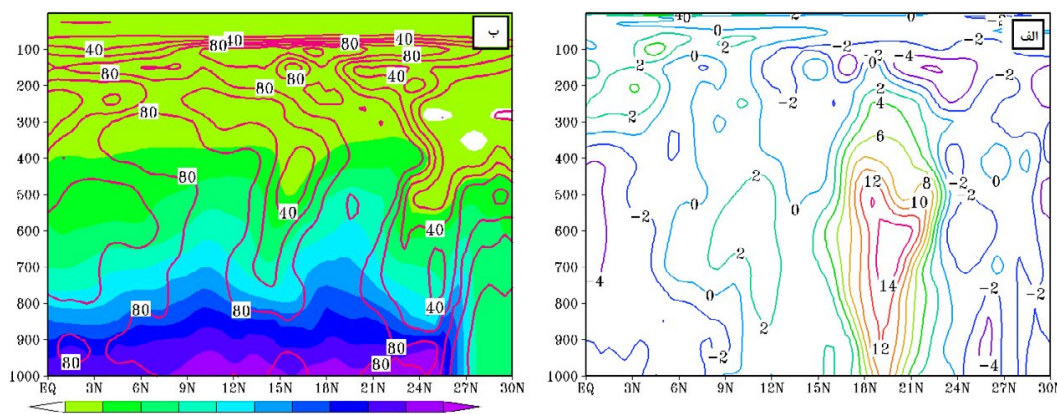
مقایسه موردی چرخندهای قوی در محدوده‌ی مطالعه شده از نظر تغییرات پارامترهای محیطی

شکل ۷ مسیر حرکت چرخندهای حاره‌ای گونو، بندو، نیلوفر و میغ را طی ماه‌های مختلف دوره زمانی مورد مطالعه نشان می‌دهد. مطابق آمار و اطلاعات پایگاه ردیابی بهینه، چرخند گونو (Gonu) در ۱ ژوئن ۲۰۰۷ در مختصات ۱۵ درجه شمالی و ۶۸ درجه شرقی در مرکز دریای عرب شکل گرفت. همان‌طور که در شکل ۷ قابل مشاهده است به خاطر گسترش قابل ملاحظه‌ی این چرخند، منطقه بالقوه تشکیل، قسمت‌های وسیعی از

نواحی دریای عرب، مخصوصاً بخش‌های شمالی را پوشش می‌دهد. در طول دوره فعالیت گونو در نیمه غربی دریای عرب و همچنین دریای عمان مقادیر بالایی از چرخندگی مثبت به چشم می‌خورد، بیشینه‌ی این متغیر به طور کامل بر محدوده‌ی تحت تأثیر توفان منطبق بوده و این نواحی مقادیر بیش از ۰/۰۰۰۰۶ واحد را نشان می‌دهند. شاخص شدت پتانسیلی در محل وقوع توفان به بیش از ۸۰ متر بر ثانیه رسیده و در سایر قسمت‌ها از ۷۰-۸۰



شکل ۸: پراکنش مکانی پارامترهای محیطی بزرگ مقیاس در زمان وقوع چرخند حاره‌ای گونو
الف: تاوایی مطلق، ب: برش عمودی باد، ج: شدت پتانسیلی، د: رطوبت نسبی



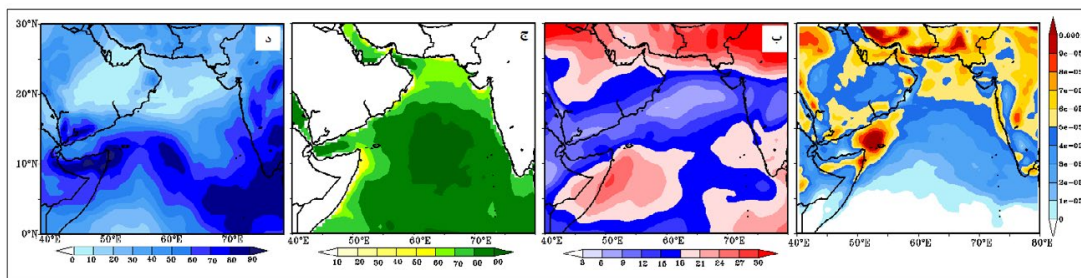
شکل ۹: نیمرخ عمودی تاوایی نسبی (الف) و مقادیر نم ویژه و نم نسبی (ب): خطوط پر بیانگر مقادیر نم نسبی به درصد و شبکه‌های رنگی تغییرات نم ویژه را بر حسب گرم بر کیلوگرم نشان می‌دهند. محور افقی، عرض جغرافیایی و محور قائم ترازهای فشاری بر حسب هکتوپاسکال هستند.

که در این محدوده توفان به حداکثر سرعت خود طی روزهای ۳-۵ ژوئن می‌رسد. این شرایط تا تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال ادامه دارد (شکل ۹، الف). شکل ۹، ب، نیز که پراکنش عمودی نم نسبی و نم ویژه را در سرتاسر جو نشان می‌دهد حاکی از این است که منحنی‌هایی رطوبت نسبی بیش از ۷۰ درصد در عرض‌های ۶-۱۲ و ۱۷-۲۱ درجه شمالی از تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال شروع شده و تا ترازهای بالایی جو (۳۰۰ هکتوپاسکال) ادامه پیدا کرده است. حال آنکه بیشینه‌ی نم ویژ در ترازهای پایینی جو (۱۰۰۰ - ۹۰۰ هکتوپاسکال) به چشم می‌خورد که تمام محدوده‌ی دریای عرب در طول ۶۴ درجه‌ی شرقی را پوشش می‌دهد. مقادیر نم ویژه در این نواحی به بیش از ۱۸ گرم بر کیلوگرم می‌رسد (شکل ۹، ب). چرخند حاره‌ای بندو (Bandu) ۱۹ می ۲۰۱۰ در

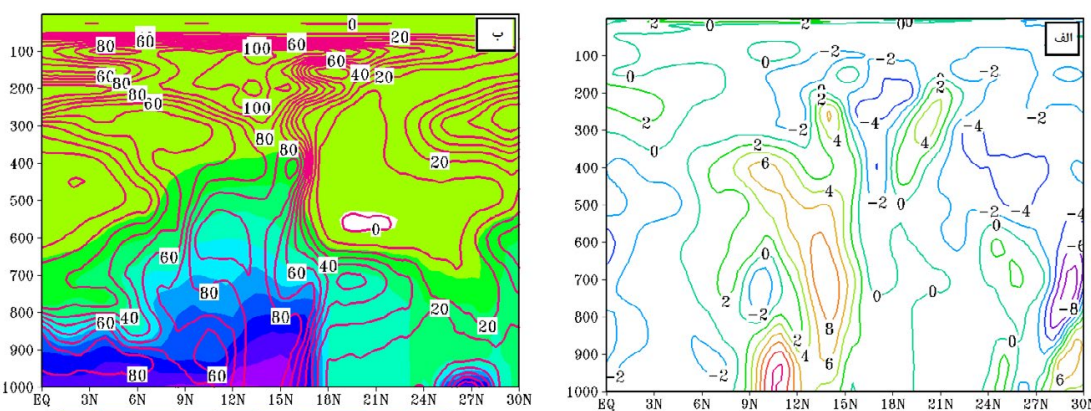
متر بر ثانیه متغیر است، میانگین کمینه برش عمودی باد در شمال دریای عرب دیده می‌شود و در نیمه جنوبی مقادیر نسبتاً بالای این متغیر غالب هستند. میزان رطوبت نسبی نیز در نواحی شرقی و شمالی دریای عرب از ۵۰-۹۰ درصد متفاوت است و در محدوده غربی مقدار آن کاهش یافته است (شکل ۸).

به منظور درک بهتر ساختار جو در زمان وقوع توفان‌ها، نمودار هوف مولر پارامترهای نم نسبی، نم ویژه و تاوایی نسبی در امتداد عرض ۰ تا ۳۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی محل شکل‌گیری هر چرخند ترسیم گردید.

نیمرخ عمودی تاوایی نسبی در زمان چرخند گونو نشانگر این است که بیش‌ترین مقادیر این متغیر در عرض جغرافیایی ۱۸-۲۱ درجه شمالی متمرکز گردیده



شکل ۱۰: پراکنش مکانی پارامترهای محیطی بزرگ مقیاس در زمان وقوع چرخند حاره‌ای بندو
الف: تاوایی مطلق، ب: برش عمودی باد، ج: شدت پتانسیلی، د: رطوبت نسبی

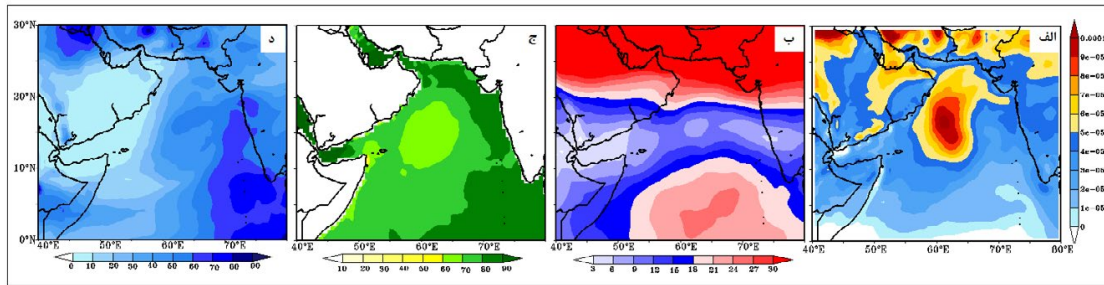


شکل ۱۱: نیمرخ عمودی تاوایی نسبی (الف) و مقادیر نم ویژه و نم نسبی (ب): خطوط پر بیانگر مقادیر نم نسبی به درصد و شبکه‌های رنگی تغییرات نم ویژه را بر حسب گرم بر کیلوگرم نشان می‌دهند

بالا، مؤلفه‌های محیطی آستانه‌ی مطلوب جهت تشکیل چرخند را از دست می‌دهند.

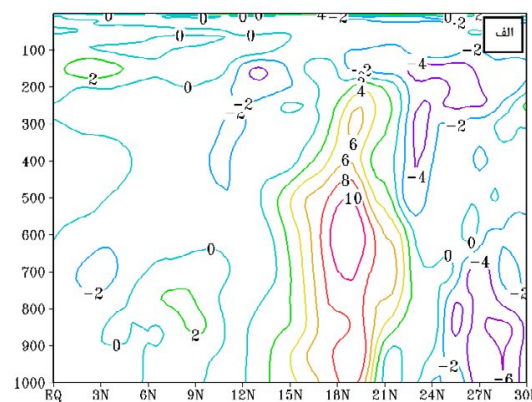
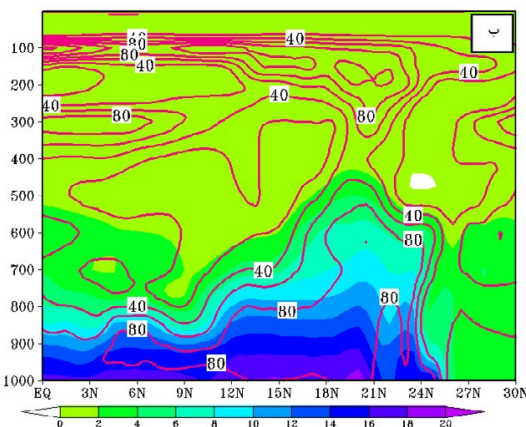
نمودارهای هوف مولر (شکل ۱۱) تغییرات تاوایی نسبی، نم ویژه و نم نسبی را در زمان وقوع توفان حاره‌ای بندو در طول جغرافیایی ۵۱ درجه شرقی نشان می‌دهند. مطابق شکل ۱۱، الف، حداکثر مقادیر تاوایی نسبی منطبق بر نواحی تحت حاکمیت توفان بوده و گسترش قائم آن تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به چشم می‌خورد. منحنی‌های هم مقدار رطوبت نسبی ۸۰ درصد نیز به صورت نواری از سطح زمین در محدوده‌ی رخداد توفان شروع شده و تا ارتفاعات بالای جو را دربرمی‌گیرند، به طوریکه هسته‌های مرکزی آن با مقادیر ۹۰ و ۱۰۰ درصد در ترازهای ۶۰۰ و ۱۵۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌گردند، بیشینه نم ویژه همچنان محدود به ترازهای زیرین جو

محدوده‌ی ۱۰/۵ درجه عرض شمالی و ۵۴ درجه طول شرقی با بیشینه سرعت ۷۴ کیلومتر بر ساعت شکل گرفت و در ۲۳ می در سواحل سومالی، در غرب دریای عرب مضمحل گردید (شکل ۷). مطابق شکل ۱۰ میانگین نم نسبی تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال طی مدت زمان فعالیت چرخند بندو در محل رخداد این توفان به بیش از ۸۰ درصد رسیده و بیشینه آن منطبق بر محدوده‌ای است که توفان در آنجا میرا می‌گردد. این وضعیت برای متغیر تاوایی نیز به همین شکل است و هسته‌های حداکثر آن در محل تشکیل چرخند مشاهده می‌شوند. در این نواحی برش عمودی باد از ۱۵-۲۱ متر بر ثانیه متغیر است و شدت پتانسیلی نیز حدود ۶۰-۷۰ متر بر ثانیه می‌باشد. شکل ۱۰ نشان می‌دهد که با فاصله گرفتن از منطقه بالقوه تشکیل و به سمت عرض‌های جغرافیایی



شکل ۱۲: پراکنش مکانی پارامترهای محیطی بزرگ مقیاس در زمان وقوع چرخند حاره‌ای نیلوفر

الف: تاوایی مطلق، ب: برش عمودی باد، ج: شدت پتانسیلی، د: رطوبت نسبی

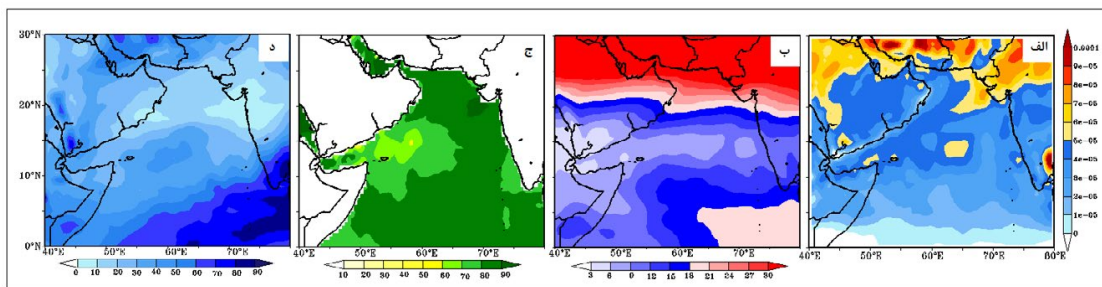


شکل ۱۳: نیمرخ عمودی تاوایی نسبی (الف) و مقادیر نم ویژه و نم نسبی (ب): خطوط پر بیانگر مقادیر نم نسبی به درصد و شبکه‌های رنگی تغییرات نم ویژه را بر حسب گرم بر کیلوگرم نشان می‌دهند.

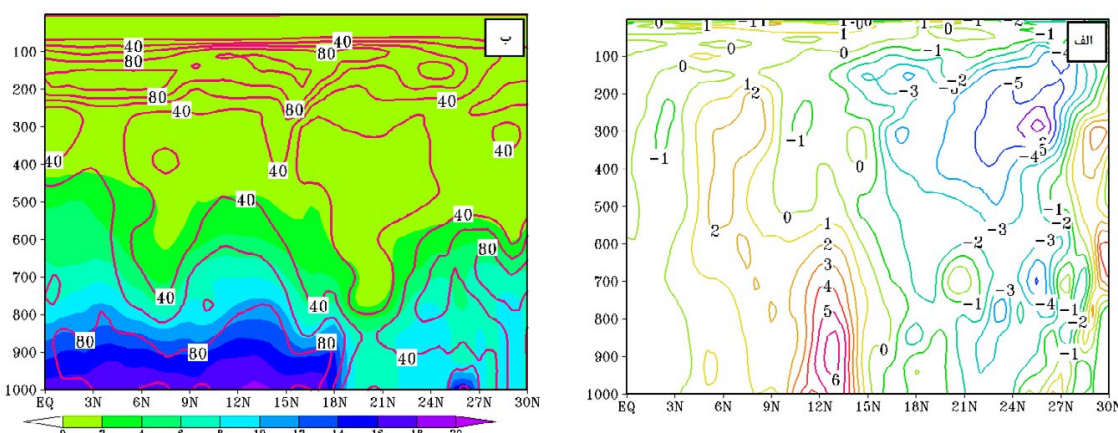
متر بر ثانیه بوده و نسبت به نواحی شرقی کمتر است. همچنین مختصات ۸۰-۶۰ درجه طول شرقی در سرتاسر دریای عرب، میزان قابل قبولی از پارامتر رطوبت نسبی را نشان می‌دهند.

بررسی کمیت تاوایی نسبی در راستای قائم جو در زمان حاکمیت چرخند نیلوفر نشان می‌دهد که شدیدترین گردش‌های چرخندگی و مقادیر مثبت تاوایی در طول جغرافیایی ۶۱/۸ درجه شرقی، در محدوده‌ی عرض ۱۷ تا ۲۰ درجه شمالی متمرکز گردیده است (شکل ۱۳، الف). در این محدوده بیشینه سرعت طوفان به ۲۰۳/۷ کیلومتر بر ساعت می‌رسد. شکل ۱۳، ب، نشان دهنده‌ی تجمع حداکثر مقادیر نم ویژه در ترازهای زیرین جو و منطبق بر ناحیه رخداد طوفان است و رطوبت نسبی

بوده که در عرض‌های جغرافیایی ۱۰ تا ۱۶ درجه شمالی به بیش از ۱۸ گرم بر کیلوگرم می‌رسد (شکل ۱۱، ب). نیلوفر (Nilofar) در ۲۵ اکتبر ۲۰۱۴ از یک منطقه‌ی کم‌فشار بین هند و شبه جزیره‌ی عرب به صورت یک اغتشاش حاره‌ای منشأ گرفت (شکل ۷). مطابق شکل ۱۲ محدوده‌ی وقوع چرخند نیلوفر را با توجه به پراکنش مکانی میانگین مقادیر پارامترهای محیطی بزرگ مقیاس در مدت زمان فعالیت این توفان به خوبی می‌توان تشخیص داد، به طوری که در زمان رخداد توفان مؤلفه‌های محیطی منطبق بر محل تشکیل، مناسب‌ترین وضعیت را نشان می‌دهند. این شرایط در مورد تاوایی مطلق و برش عمودی باد به خوبی صدق می‌کند، هرچند شدت پتانسیلی، در محدوده شکل‌گیری توفان ۶۰-۷۰



شکل ۱۴: پراکنش مکانی پارامترهای محیطی بزرگ مقیاس در زمان وقوع چرخند حاره‌ای میغ
الف: تاوایی مطلق، ب: برش عمودی باد، ج: شدت پتانسیلی، د: رطوبت نسبی



شکل ۱۵: نیمرخ عمودی تاوایی نسبی (الف) و مقادیر نم ویژه و نم نسبی (ب): خطوط پر بیانگر مقادیر نم نسبی به درصد و شبکه‌های رنگی تغییرات نم ویژه را بر حسب گرم بر کیلوگرم نشان می‌دهند.

شده و در عرض‌های ۲۰-۳۰ درجه مقادیر به بیش از 27 m s^{-1} می‌رسند. بیشینه رطوبت نسبی نیز در جنوب شرقی دریای عرب متمرکز گردیده و منطبق بر محدوده‌ی تحت تأثیر توفان، میزان رطوبت نسبی از ۳۰-۵۰ درصد متفاوت است، در نواحی شمالی نیز مقادیر رطوبت نسبی به کمتر از ۳۰ درصد می‌رسند (شکل ۱۴).

نیمرخ قائم تاوایی نسبی برای طول جغرافیایی ۵۵/۵ درجه شرقی نشان دهنده‌ی حاکمیت قوی جریان‌ات چرخندی در محدوده ۱۰ تا ۱۴ درجه عرض شمالی، از سطح زمین تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است (شکل ۱۵، الف). مطابق نقشه‌های رطوبتی نیز بیش‌ترین میزان نم ویژه در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و عرض ۱۴ درجه شمالی مشاهده می‌گردد، همچنین بیشینه‌ی مقادیر

نیز در محدوده‌ی ۱۵ تا ۲۴ درجه عرض شمالی در تمام ترازهای فشاری مقادیر بالایی را نشان می‌دهد.

چرخند میغ (Megh) در تاریخ ۵ نوامبر ۲۰۱۵ در محدوده‌ی عرض جغرافیایی ۱۴/۱ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۶۶ درجه شرقی شکل گرفت و با سرعت ۱۷۶ کیلومتر بر ساعت به طرف غرب دریای عرب حرکت کرد. در زمان رخداد میغ مقادیر تاوایی مطلق در محدوده‌ی تحت تأثیر توفان به بیش از $0/00004$ واحد می‌رسند. شدت پتانسیلی در بیشتر قسمت‌های دریای عرب مقادیر ۸۰-۹۰ متر بر ثانیه را نشان می‌دهد و در محل فروپاشی چرخند میغ مقدار آن تا ۶۰ متر بر ثانیه کاهش می‌یابد. کمینه برش عمودی باد در طول دوره فعالیت توفان در محدوده ۱۰-۱۵ درجه عرض شمالی مشاهده

جدول ۲: میانگین مقادیر مؤلفه‌های دینامیکی و ترمودینامیکی در محدوده ۱۵-۲۲ درجه عرض شمالی و ۶۲-۷۵ درجه طول شرقی

ماه‌ها	مؤلفه‌ها	تاوایی مطلق (s^{-1})	رطوبت نسبی (%)	شدت پتانسیلی (ms^{-1})	برش عمودی باد (ms^{-1})
می	۰/۰۰۰۰۵۴	۲۹/۰۳	۸۲/۷۶	۲۲/۱۱	
ژوئن	۰/۰۰۰۰۶۲	۵۵/۵۱	۷۲/۴۷	۲۰/۱۷	
سپتامبر	۰/۰۰۰۰۵۸	۴۵/۴۲	۶۴/۸۱	۱۷/۲۷	
اکتبر	۰/۰۰۰۰۵۶	۲۷/۵۱	۷۹/۳۱	۱۰/۱۴	
نوامبر	۰/۰۰۰۰۵۳	۱۹/۱۰	۸۰/۴۱	۱۹/۱۶	
دسامبر	۰/۰۰۰۰۵۵	۱۳/۴۵	۷۰/۴	۲۴/۰۵	

که مقادیر PI بالاتر از ۶۵ متر بر ثانیه بوده است (مک گالی، ۲۰۱۲).

جمع‌بندی

در این پژوهش سعی بر این بوده تا با واکاوی عوامل دینامیکی و ترمودینامیکی مؤثر در وقوع چرخند حاره‌ای، منطقه یا مناطق بالقوه تشکیل در نواحی مختلف دریای عرب، طی ماه‌های رخداد توفان مشخص گردد. بدین منظور ۴ پارامتر مهم دینامیکی و ترمودینامیکی شامل تاوایی مطلق سطوح پایین جو (تراز ۸۵۰ ه.پ)، برش عمودی باد، رطوبت نسبی سطوح میانی جو (تراز ۶۰۰ ه.پ) و حداکثر شدت پتانسیلی چرخند که در شکل‌گیری توفان‌های حاره‌ای نقش مهم و حیاتی دارند انتخاب و مقادیر آن‌ها در نواحی مختلف دریای عرب محاسبه گردید. نتایج نشان‌دهنده این بود که منطقه‌ی بالقوه تشکیل در دوره مونسون با ماه‌های قبل و بعد مونسون کاملاً متفاوت است. طی دوره سرد سال (اکتبر، نوامبر و دسامبر) نواحی جنوبی دریای عرب و عرض‌های ۱۰-۱۴ درجه شمالی محل رخداد چرخندهای حاره‌ای است، در این زمان کمینه برش عمودی باد، بیشینه تاوایی مطلق و رطوبت نسبی در این مناطق متمرکز شده و در مجموع شرایط چرخندزایی در نواحی جنوبی دریای عرب بسیار مناسب است. وضعیت‌های چرخندزایی و منطقه‌ی بالقوه

رطوبت نسبی در عرض‌های ۰-۱۷ درجه شمالی متمرکز شده که تا تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال ادامه پیدا می‌کند، میانگین نم نسبی در این محدوده به بیش از ۷۰ درصد می‌رسد (شکل ۱۵، ب).

جدول ۲ میانگین مقادیر پارامترهای دینامیکی و ترمودینامیکی را در طول دوره ۱۰ ساله در محدوده‌ی ۱۵-۲۲ درجه عرض شمالی و ۶۲-۷۵ درجه طول شرقی نشان می‌دهد. مقادیر به‌دست آمده در محدوده‌ی ذکر شده بیانگر این است که ماه ژوئن با میانگین رطوبت نسبی ۵۵/۵۱ درصد و مقدار تاوایی ۰/۰۰۰۰۶۲ واحد و همچنین آستانه‌های مطلوب شدت پتانسیلی و برش عمودی باد، شرایط بسیار مناسبی را برای چرخندزایی در نواحی شمالی دریای عرب فراهم کرده است. در سپتامبر نیز اگرچه مقادیر متغیرهای تاوایی و برش عمودی باد مطلوب هستند اما رطوبت نسبی و شدت پتانسیلی مقادیر نسبتاً پایینی را نشان می‌دهند. در همین زمینه چونگ (۲۰۰۴) به این نتیجه رسید که میانگین رطوبت نسبی در حوضه‌ی شمال غربی اقیانوس آرام در ماه آگوست که بالاترین فراوانی رخداد چرخندهای حاره‌ای را به خود اختصاص داده به بیش از ۶۰ درصد می‌رسد. همچنین پراکنش فضایی شاخص شدت پتانسیلی در حوضه‌ی اطلس طی دوره زمانی ۱۹۹۸-۲۰۰۸ حاکی از این بود که بیش‌ترین تعداد چرخندها در نواحی اتفاق افتاده

همچنین برش عمودی باد که از اجزای تشکیل دهنده شاخص GPP^{43} محسوب می‌شوند، نواحی چرخندزایی را در شمال اقیانوس هند شناسایی کردند، نتایج این مطالعه حاکی از این بود که ارزش‌های بالای شاخص GPP ، پتانسیل بیشتر چرخندزایی را در منطقه فراهم کرده است. در این مطالعه نیز علاوه بر نادیده گرفتن نقش شاخص شدت پتانسیلی، تعمیم نتایج تنها براساس چهار نمونه از چرخندهای رخ داده در سال ۲۰۱۰ بوده و تغییرات عوامل محیطی در محدوده‌ی دریای عرب مطالعه نشده است.

در تحقیق حاضر پارامترهای محیطی مؤثر در چرخندزایی حاره‌ای در طول یک دهه مورد بررسی قرار گرفتند که با توجه به اهمیت موضوع، مطالعه‌ی این عوامل در طول دوره‌های گذشته و مقایسه آن‌ها با یکدیگر می‌تواند دید جامع‌تری نسبت به تغییرات نواحی بالقوه تشکیل به‌دست دهد.

منابع

- ۱- پگاه فر، ن.، قزابلو، م. و غفاریان، پ.، ۱۳۹۵. بررسی شاخص شدت پتانسیلی برای چرخند حاره‌ای هیان قوی (مطالعه موردی)، هجدهمین همایش صنایع دریایی، جزیره کیش.
- ۲- پگاه فر، ن. و غفاریان، پ.، ۱۳۹۵. بررسی فراسنج‌های هواشناختی در وردسپهر زیرین و زبرین در دوره عمر چرخند حاره‌ای هیان. نشریه اقیانوس‌شناسی، سال هفتم، شماره ۲۶، صفحات ۶۷-۵۵.
- ۳- شجاع، ف.، خسروی، م. و شمسی‌پور، ع.ا.، ۱۳۹۷. واکاوی اثردهای سطح دریای عرب و عمان بر فعالیت چرخندهای حاره‌ای و رطوبت نواحی ساحلی جنوب شرق ایران، دومین کنفرانس ملی آب و هواشناسی ایران، مشهد.
- ۴- قویدل رحیمی، ی.، عباسی، ا. و فرج زاده، م.، ۱۳۹۷. واکاوی دینامیک و ترمودینامیک شدیدترین چرخند حاره‌ای مؤثر بر سواحل جنوبی ایران. نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال پنجم، شماره ۱، صفحات ۹۷-۱۱۲.
- ۵- مزرعه فراهانی، م.، احمدی، م. و ثقفی، م. ع.، ۱۳۹۴. 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. فیزیک زمین و فضا، شماره ۲، صفحات ۲۸۰-۲۷۳.
- 6- Briegel, L. M., & Frank, W. M., 1997. Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the western North Pacific. *Monthly Weather Review*, 125(7), 1397-1413.
- 7- Balaguru, K., Foltz, G. R., Leung, L. R., Asaro, E. D., Emanuel, K. A., Liu, H., & Zedler, S. E. (2015). Dynamic Potential Intensity: An improved representation of the ocean's impact on tropical cyclones. *Geophysical Research Letters*, 42(16), 6739-6746.
- 8- Bister, M., & Emanuel, K. A. (2002). Low

تشکیل در می‌نیز شباهت زیادی به ماه‌های بعد مونسون دارد و چرخندهای رخ داده در این ماه، بیشتر در نواحی مرکزی و جنوبی دریای عرب به چشم می‌خورند. نتایج همچنین بیانگر این بود که در طول ماه‌های ژوئن و سپتامبر چرخندهای حاره‌ای در نواحی شرقی، شمالی و مرکزی دریای عرب شکل گرفته و ماه ژوئن با میانگین رطوبت نسبی ۵۵/۵۱ درصد، مقدار تاوایی $0/00062$ واحد، شدت پتانسیلی $72/47$ متر بر ثانیه و برش عمودی باد $20/17$ متر بر ثانیه مناسب‌ترین شرایط را برای وقوع چرخندزایی حاره‌ای در عرض‌های $15-22$ درجه شمالی ایجاد کرده است. واکاوی مسیر چند نمونه از چرخندهای قوی در ماه‌های مورد مطالعه نیز حاکی از این بود که رخداد توفان‌های حاره‌ای در بخش‌های مختلف دریای عرب انطباق خوبی با وضعیت پارامترهای محیطی بزرگ مقیاس دارد. در همین راستا وود و ریچی^{۴۰} (۲۰۱۴) عوامل و فرایندهای محیطی بزرگ مقیاس مرتبط با تضعیف چرخندهای حاره‌ای را در حوضه شمال شرقی اقیانوس آرام مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که مهم‌ترین عامل در تضعیف چرخند، کاهش رطوبت نسبی ترازهای میانی جو است، به عبارتی جذب هوای خشک در تروپوسفر میانی نقش قابل توجهی در تضعیف شدت چرخند حاره‌ای دارد. سادورام و منیشا^{۴۱} (۲۰۱۶) نیز نشان دادند که تاوایی سطوح پایین جو و رطوبت نسبی نقش غالبی را در وقوع چرخندهای حاره‌ای طی دوره بعد مونسون بر روی خلیج بنگال ایفا می‌کنند.

تفاوت مطالعه حاضر با تحقیق اوان و کامارگو (۲۰۱۱) علاوه بر پایگاه داده‌های مورد استفاده و قدرت تفکیک مکانی آن‌ها این است که ایشان به تغییرات شاخص شدت پتانسیلی به عنوان عاملی مهم در چرخندزایی در طول ماه‌های مختلف اشاره‌ای نکردند. کوتال و بشاریا^{۴۲} (۲۰۱۳) نیز با آنالیز برخی پارامترهای محیطی مؤثر بر پیدایش چرخندها شامل تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، رطوبت نسبی و ناپایداری سطوح میانی جو

40- Wood & Ritchie

41- Sadhram & Maneesha

42 - Kotal & Bhattacharya

- frequency variability of tropical cyclone potential intensity 2. *Climatology for 1982–1995. Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D22), ACL-5.
- 9- Camargo, S. J., Emanuel, K. A., & Sobel, A. H., 2007. Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis. *Journal of Climate*, 20(19), 4819–4834.
 - 10- Cathey S. C., 2012. Tropical cyclogenesis factors in a warming climate; master of science, Texas A & M University.
 - 11- Cheung, K. K., 2004. Large-scale environmental parameters associated with tropical cyclone formations in the western North Pacific. *Journal of climate*, 17(3), 466-484.
 - 12- Datasets, ECMWF. (2016, August 10). Retrieved from <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets>.
 - 13- DeMaria, M., 1996. The effect of vertical shear on tropical cyclone intensity change. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(14), 2076-2088.
 - 14- Dube, S. K., Rao, A. D., Sinha, P. C., Murty, T. S., & Bahulayan, N., 1997. Storm surge in the Bay of Bengal and Arabian Sea: the problem and its prediction.
 - 15- Evan, A. T., & Camargo, S. J., 2011. A climatology of Arabian Sea cyclonic storms. *Journal of Climate*, 24(1), 140–158.
 - 16- Evan, A. T., Kossin, J. P., Chung, C., & Ramanathan, V. (2012). Intensified Arabian Sea tropical storms. *Nature*, 2012, E2-E3.
 - 17- Emanuel, K. A. (1987). The dependence of hurricane intensity on climate. *Nature*, 326(6112), 483-485.
 - 18- Emanuel, K. (2003). Tropical cyclones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 75-104.
 - 19- Feng, T., Chen, G. H., Huang, R. H., & Shen, X. Y., 2014. Large-scale circulation patterns favourable to tropical cyclogenesis over the western North Pacific and associated barotropic energy conversions. *International Journal of Climatology*, 34(1), 216-227.
 - 20- Frank, W. M., & Ritchie, E. A., 2001. Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes. *Monthly weather review*, 129(9), 2249-2269.
 - 21- Fritz, H. M., Blount, C. D., Thwin, S., Thu, M. K., & Chan, N., 2009. Cyclone Nargis storm surge in Myanmar. *Nature Geoscience*, 2(7), 448.
 - 22- Gray, W. M., 1975. Tropical cyclone genesis. *Atmospheric Science Paper*; No. 234.
 - 23- Joint Typhoon Warning Center (JTWC). (2016, August 10). Retrieved from <http://www.metoc.navy.mil/jtwc/jtwc.html>.
 - 24- Kotal, S. D., & Bhattacharya, S. K. (2013). Tropical cyclone genesis potential parameter (GPP) and its application over the North Indian Sea. *Mausam*, 64(1), 149-170.
 - 25- Krishna Mohan, K. S., Mohanakumar, K., 2013. Environmental Influences on the Frequency and Intensity of North Indian Ocean Tropical Cyclones, PhD dissertation, Cochin University Of Science And Technology.
 - 26- McGauley, M. G., 2012. Understanding environmental favorability for tropical cyclogenesis by analysis of threshold parameters. University of Miami.
 - 27- Nolan, D. S., 2011. Evaluating environmental favorableness for tropical cyclone development with the method of point-downscaling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 3(3).
 - 28- Nolan, D. S., & Rappin, E. D., 2008. Increased sensitivity of tropical cyclogenesis to wind shear in higher SST environments. *Geophysical Research Letters*, 35(14).
 - 29- Nolan, D. S., Rappin, E. D., & Emanuel, K. A., 2007. Tropical cyclogenesis sensitivity to environmental parameters in radiative–convective equilibrium. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 133(629), 2085-2107.
 - 30- Rana, A. S., Zaman, Q., Afzal, M., & Haroon, M. A. (2014). Characteristics of sea surface temperature of the Arabian Sea Coast of Pakistan and impact of tropical cyclones on SST. *Pakistan Journal of Meteorology*, 11(21).
 - 31- Sadhuram, Y., & Maneesha, K. (2016). Relationship between summer monsoon rainfall and cyclogenesis over Bay of Bengal during post-monsoon (October–December) season. *Journal of Earth System Science*, 125(7), 1473-1479.
 - 32- Sharmila, S & Walsh, K. J. E. (2017). Impact of Large-Scale Dynamic versus Thermodynamic Climate Conditions on Contrasting Tropical Cyclone Genesis Frequency, *Journal of Climate*, Vol. 30, No. 22
 - 33- Song, Y., Wang, L., Lei, X., & Wang, X., 2015. Tropical cyclone genesis potential index over the western North Pacific simulated by CMIP5 models. *Advances in Atmospheric Sciences*, 32(11), 1539–1550.
 - 34- Tippet, M. K., Camargo, S. J., & Sobel, A. H., 2011. A Poisson regression index for tropical cyclone genesis and the role of large-scale vorticity in genesis. *Journal of Climate*, 24(9), 2335-2357.
 - 35- Tory, K. J., Dare, R. A., Davidson, N. E., McBride, J. L., & Chand, S. S., 2013. The importance of low-deformation vorticity in tropical cyclone formation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(4), 2115-2132.
 - 36- Wood, K. M., & Ritchie, E. A. (2014). Large-scale moisture and thermodynamic properties associated with rapid weakening in the eastern North Pacific. In *Preprints, 31st Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc.
 - 37- Wu, L., Zong, H., & Liang, J., 2011. Observational analysis of sudden tropical cyclone track changes in the vicinity of the East China Sea. *Journal of the Atmospheric Sciences*,

- 68(12), 3012–3031.
- 38- Wu, L., Su, H., Fovell, R. G., Wang, B., Shen, J. T., Kahn, B. H., ... & Jiang, J. H., 2012. Relationship of environmental relative humidity with North Atlantic tropical cyclone intensity and intensification rate. *Geophysical research letters*, 39(20).
- 39- Yan, Q., Wei, T., & Zhang, Z., 2017. Variations in large-scale tropical cyclone genesis factors over the western North Pacific in the PMIP3 last millennium simulations. *Climate Dynamics*, 48(3-4), 957-970.
- 40- Zehr, R. M., 2003. Environmental vertical wind shear with Hurricane Bertha (1996). *Weather and forecasting*, 18(2), 345-356.

Analysis of Dynamic and Thermodynamic Factors Affecting the Occurrence of Tropical Cyclones in the Arabian Sea and the Gulf of Oman during the Period (2007-2016)

Faeze Shoja¹, Mahmood Khosravi^{2*}, Ali Akbar Shamsipour³

¹ Ph.D. in Climatology, Department of Physical Geography, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan

² Professor in Climatology, Department of Physical Geography, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan

³ Associate professor in Climatology, Department of Physical Geography, University of Tehran, Teheran

*Corresponding Author Email: Khosravi@Gep.usb.ac.ir

Received: 06 August 2018, accepted: 20 October 2018

ABSTRACT

The purpose of this study is to investigate the large scale environmental factors associated with the occurrence of tropical cyclones (TCs) in the Arabian Sea and the Gulf of Oman in the recent 10 years' period of 2007-2016. Therefore, the meridional and zonal winds, relative humidity, sea surface temperature, sea level pressure, as well as parameters of air temperature and specific humidity were extracted from the ECMWF reanalysis database by the spatial resolution of 0.5°x0.5° longitude and latitude. Then by using these data, the values of dynamic factors such as absolute vorticity, vertical wind shear as well as thermodynamic factors, including relative humidity and potential intensity were calculated. Moreover, tropical cyclones' data and information were extracted from the Joint Typhoon Warning Center. In order to achieve the objectives of the study, at the first step, the monthly mean of absolute vorticity, vertical wind shear, potential intensity, and relative humidity during monsoon, pre and post-monsoon were calculated by using GRADS and MATLAB software for a 10 year period and the results were presented in the form of maps. On the next step, some of the most powerful cyclones occurred in these months (monsoon, pre and post-monsoon) were selected and dynamic and thermodynamic components of them at the time of the storms in the region were analyzed. The results showed that the northern parts of the Arabian Sea, at 15-22°N and 62-75 °E in June had a favorable environmental condition for the occurrence of TCs. Considering the availability of large scale environmental parameter values in the Gulf of Oman in June, these events are a serious threat in the southeastern coastal area of Iran. The Formation Potential Area (FPA) expands to southern latitudes in May, October, November, and December. In September, there are some favorable conditions for cyclone formation in the north of the Arabian Sea, but potential intensity and the relative humidity are very low as well as the absolute vorticity is low in the Gulf of Oman. The calculation of the average daily quantities in the duration of activity of the strongest storms also approves the effect of environmental elements on for the formation of tropical cyclones.

Keywords: Tropical Cyclone, Formation Potential Area, Large-Scale Environmental Parameters, Arabian Sea and the Gulf of Oman.

HOW TO CITE THIS ARTICLE

Shoja, F.; Khosravi, M.; Shamsipour, A.K., (2018). Analysis of Dynamic and Thermodynamic Factors Affecting the Genesis of Tropical Cyclones in the Arabian Sea and the Gulf of Oman during the Period of 2007-2016. *J. Meteorol. Atmos. Sci.*, 1(3): 226-243

COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

