

تحلیل شرایط همدید چرخندهای حاره‌ای ساگار و میکونو در دریای عرب – سال ۲۰۱۸

فائزه شجاع^۱

محمود خسروی^۲

علی اکبر شمسی پور^۳

تاریخ دریافت مقاله: ۹۷/۱۰/۲۵

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۸/۱۲/۰۹

چکیده

در بازه زمانی ۲۷-۱۶ می سال ۲۰۱۸ دو چرخند حاره‌ای بسیار قوی به نام‌های ساگار^۴ و میکونو^۵ جنوب غرب و غرب دریای عرب را به شدت تحت تأثیر قرار دادند. در این تحقیق سعی شده تا نقش پارامترهای جوئی بزرگ مقیاس مؤثر در چرخندزایی، مدت زمان فعالیت این دو توفان مورد واکاوی قرار گیرد. بنابراین آمار و اطلاعات مربوط به چرخندها از گزارش تهیه شده توسط اداره هواشناسی هند دریافت و پارامترهای جوئی- اقیانوسی مورد نیاز از داده‌های دوباره آنالیز شده پایگاه ECMWF به صورت روزانه و با قدرت تفکیک مکانی ۰/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی اخذ گردید. برای رسیدن به هدف تحقیق، مقادیر مؤلفه‌های دینامیکی و ترمودینامیکی و همچنین شاخص پتانسیل پیدایش^۶ با استفاده از نرم افزارهای GRADS و MATLAB محاسبه شد و نقشه‌های مورد نظر ترسیم و مورد تحلیل قرار گرفت. نتایج نشان داد، مسیر حرکت توفان‌ها انطباق کاملی با نواحی بیشینه نم نسبی و تاوایی مطلق دارد، توزیع فضایی متغیرهای جوئی دما، فشار سطح دریا و برش عمودی باد نیز بیانگر این بود که مقادیر مطلوب این پارامترها، در نواحی تحت تأثیر چرخندها، در هر سه زمان شکل‌گیری، شدت و خاتمه آن‌ها متمرکز گردیده و مقدار شاخص شدت پتانسیلی^۷ به تبعیت از نواحی حداکثر دمای سطح دریا، تا ۲۰ درجه عرض شمالی، به بیش از ۷۰ متر بر ثانیه رسیده است. بررسی تغییرات مکانی شاخص GPI از چند روز قبل از وقوع چرخندها نیز نشان دهنده ارتباط قوی بین توزیع مکانی مقادیر شاخص با رخداد چرخندهای مورد مطالعه بود. بدین ترتیب تمام پارامترهای جوئی بزرگ مقیاس، مطلوب‌ترین شرایط چرخندزایی را در نواحی تحت تأثیر توفان‌ها فراهم کرده بودند و در عرض‌های شمالی دریای عرب و مخصوصاً دریای عمان پارامترهای یاد شده وضعیت مناسبی را نشان ندادند. از طرفی تحلیل نقشه‌های ناهنجاری حاکی از این بود، مؤلفه‌های دمای سطح دریا و رطوبت نسبی در محدوده تحت تأثیر چرخندها نسبت به میانگین بلند مدت افزایش و فشار سطح دریا و برش عمودی باد کاهش یافته‌اند که این مسئله بیانگر تشدید وضعیت‌های چرخندزایی در این نواحی است.

واژه‌های کلیدی: عوامل دینامیکی و ترمودینامیکی، چرخندزایی حاره‌ای، دریای عرب و عمان، شاخص پتانسیل پیدایش، ناهنجاری.

۱- دکتری اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان Faeze.shoja@yahoo.com

۲- استاد اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان (نویسنده مسئول) Khosravi@Gep.usb.ac.ir

۳- دانشیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران، تهران shamsipr@ut.ac.ir

4- Sugar

5- Mekunu

6- Genesis Potential Index (GPI)

7-potential intensity (PI)

۱- مقدمه

در سطح اطمینان ۹۹٪ نشان می‌دهد در حالی که افزایش در اغتشاشات حاره‌ای و چرخندها از نظر آماری معنی‌دار نیست (موهانتی^۴ و همکاران، ۲۰۱۲). در تحقیقی دیگر اوآن^۵ و همکاران (۲۰۱۲) نشان دادند که چرخندهای حاره‌ای در دریای عرب از سال ۱۹۹۷، طی فصل پیش از مونسون (می - ژوئن) به دلیل کاهش قابل ملاحظه در متغیر برش عمودی باد در وردسپهر، قوی‌تر شده‌اند. نتایج مطالعه‌ی موراکامی^۶ و همکاران (۲۰۱۷) نیز حاکی از افزایش فراوانی چرخندهای فوق‌العاده قوی در دریای عرب در سال‌های اخیر است.

با نگاهی به آمار و اطلاعات ثبت شده در سامانه ردیابی بهینه‌ی چرخندهای حاره‌ای می‌توان دریافت که از سال ۲۰۱۴ تا ۲۰۱۸ تعداد ۶ چرخند در نواحی مختلف دریای عرب اتفاق افتاده (Best Track, 2018) که با توجه به تغییرات ناگهانی مسیر حرکت تعدادی از این توفان‌ها و همچنین قدرت قابل توجه برخی دیگر، این مسئله می‌تواند یک تهدید جدی برای سواحل جنوب شرق ایران محسوب گردد، در چنین شرایطی پیش‌بینی و واکنش عوامل محیطی مؤثر در وقوع این توفان‌ها به منظور کاهش خسارت‌های احتمالی ناشی از آنها از اهمیت فوق‌العاده‌ی برخوردار خواهد بود.

چندین وضعیت محیطی مطلوب برای رخداد چرخند حاره‌ای وجود دارد، گری (۱۹۷۵) یک شاخص پیدایش چرخندزایی را پیشنهاد کرد که این شاخص می‌توانست تغییرات فصلی و منطقه‌ای تشکیل چرخندهای حاره‌ای را نشان دهد. پارامترهای جوئی به کار رفته در شاخص گری در دو گروه شرایط دینامیکی (تاوایی مطلق محیط و میانگین برش عمودی باد) و همچنین عوامل ترمودینامیکی (پایداری جو، رطوبت نسبی و دمای سطح آب بالاتر از ۲۶ درجه سلسیوس) طبقه‌بندی می‌شدند. طبق نظر محققین بعدی انتخاب دمای ۲۶ درجه سلسیوس به عنوان دمای بحرانی

محدوده‌ی اقیانوس هند شمالی، شامل خلیج بنگال و دریای عرب یکی از اقیانوس‌های حاره‌ای گرم است که از این نظر برای شکل‌گیری توفان‌های حاره‌ای بسیار مساعد می‌باشد و در مقیاس جهانی، تقریباً ۷ درصد از چرخندهای حاره‌ای در این ناحیه تشکیل می‌شوند (گری، ۱۹۸۵). با وجود اینکه فعالیت چرخندها در این حوضه نسبت به سایر حوضه‌های اقیانوسی کمتر است ولی رخداد توفان‌ها در آنجا بسیار فاجعه‌آمیز و مصیبت‌بار هستند، ترکیبی از دشت‌های ساحلی کم عمق به همراه وضعیت‌های ترمودینامیکی مطلوب اجازه می‌دهد تا چرخندها در زمان ورود به خشکی، بادهای سطحی بالا، بارش‌های سیلابی و امواج مرتفع قابل توجهی را ایجاد کنند، از طرف دیگر تراکم جمعیت زیاد همراه با شرایط اجتماعی و اقتصادی ضعیف در منطقه سبب شده که تعداد زیادی از چرخندهای حاره‌ای در این محدوده هنگام ورود به خشکی به فاجعه‌های طبیعی ویرانگر تبدیل گردند (بلنگ، ۲۰۱۲).

یافته‌های اخیر حاکی از این است که فعالیت توفان‌های حاره‌ای در بیشتر حوضه‌های اقیانوسی مانند اطلس شمالی و شمال غربی اقیانوس آرام افزایش داشته است (بالاجی^۳ و همکاران، ۲۰۱۸)، برای رسیدن به شواهدی مشابه در حوضه اقیانوس هند، بالاجی و همکاران (۲۰۱۸) متغیرهای جوئی دمای سطح دریا، ظرفیت گرمایی اقیانوس، شاخص پتانسیل پیدایش و انرژی انباشته شده چرخند را طی بازه زمانی ۱۹۸۱ تا ۲۰۱۴ با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که فراوانی و استمرار چرخندهای شدید (سرعت باد > ۱۱۸ کیلومتر بر ساعت) در این محدوده افزایش قابل توجهی پیدا کرده است. تحلیل آماری چرخندهای حاره‌ای در دوره گرمایش فعلی در حوضه‌ی شمالی اقیانوس هند طی فصل چرخندزایی نیز یک روند افزایشی ۴۶ درصدی را در توفان‌های شدید

4- Mohanty

5- Evan

6 - Murakami

1- Gray

2- Belange

3- Balaji

گرفته در ایران پیرامون ارتباط بین پارامترهای جوی و چرخندهای حاره‌ای می‌توان به تحقیق خسروی و پودینه (۱۳۸۶) اشاره کرد که با تحلیل پارامترهای دمای هوا، ارتفاع ژئوپتانسیل، رطوبت و تغییرات امگا در ترازهای مختلف جو، اثرات اقلیمی چرخند گونو بر جنوب شرق ایران را مورد مطالعه قرار دادند. لشکری و کیخسروی (۱۳۸۹) نیز نشان دادند که اندرکنش چند سامانه در ترازهای زیرین و میانی جو شرایطی را فراهم ساخته تا در بازه زمانی ۵ تا ۸ ژوئن ۲۰۰۷ قوی‌ترین تندباد ۳۰ سال اخیر، سیل عظیمی رادر بخش‌های جنوبی ایران پدید آورد. تحلیل مخاطرات توفان حاره‌ای نیلوفر حاکی از این بود که عمیق شدن ناهه تراز ۵۰۰ میلی‌بار با محور جنوب غربی-شمال شرقی یک کم ارتفاع بریده را بر روی دریای عرب پدید آورده که در پی آن یک منطقه همگرایی قوی در ترازهای زیرین جو و بر روی سطح دریا شکل گرفته است (تویدل رحیمی و همکاران، ۱۳۹۴).

پگاه فر و غفاریان (۱۳۹۵) نیز فراسنج‌های سطوح زیرین و زبرین وردسپهر شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی، دمای پتانسیلی، دمای سطح آب، تاوایی نسبی، وردایست و چینش قائم باد را در دوره عمر چرخند حاره‌ای هیان مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که برهمکنش مثبت میان سطوح زیرین و زبرین به تقویت چرخند حاره‌ای تا دسته ۵ کمک کرده است.

با توجه به مطالب ذکر شده، در تحقیق حاضر سعی بر این است تا تغییرات پارامترهای دینامیکی و ترمودینامیکی مؤثر در پیدایش چرخندهای حاره‌ای در زمان وقوع دو توفان میکونو و ساگار مورد واکاوی قرار گرفته و وضعیت چرخندزایی در نواحی مختلف دریای عرب و مخصوصاً دریای عمان تحلیل گردد.

برای پیدایش چرخندهای حاره از محدودیت‌های شاخص گری بود (نولان، ۲۰۱۱). پس از آن شاخص‌های متعددی به کار گرفته شد تا ارتباط بین فاکتورهای جوی و پیدایش چرخندهای حاره‌ای را نشان دهند که یکی از گسترده‌ترین شاخص‌های پیشنهاد شده در این زمینه شاخص پتانسیل پیدایش امانوئل و نولان^۲ (۲۰۰۴) است. هدف شاخص پتانسیل پیدایش (GPI) بررسی تأثیر نیروهای محیطی روی چرخندزایی حاره‌ای است، بنابراین فاکتورهای جوی مؤثر در پیدایش چرخندها مانند تاوایی سطوح پایین جو، برش عمودی باد، رطوبت نسبی سطوح میانی جو و تغییرات دما و فشار سطح دریا را خلاصه می‌کند، چنین شاخصی توزیع فضایی و زمانی اقلیم‌شناسی پیدایش چرخندهای حاره‌ای را نشان می‌دهد و سهم نسبی هرکدام از پارامترهای جوی مؤثر در پیدایش را که در زمان‌ها و نواحی مختلف ممکن است متفاوت باشند، مشخص می‌نماید (سونگ^۳ و همکاران، ۲۰۱۵). کامارگو^۴ و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از شاخص پتانسیل پیدایش نقش انسور را در وقوع چرخندهای حاره‌ای مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که رطوبت نسبی و برش عمودی باد در سال‌های النینو تأثیر مهمی در کاهش چرخندزایی حوضه‌ی اطلس دارند و رطوبت نسبی و تاوایی باعث حرکت رو به شرق موقعیت چرخندزایی در اقیانوس آرام غربی هستند. کاربرد شاخص‌های GP و CGI^۵ در مطالعه تنوع فراوانی سالانه چرخندهای اطلس شمالی حاکی از این بود که این شاخص‌ها قابلیت خوبی در برآورد تغییرات فصلی چرخندها دارند (برویر^۶ و همکاران، ۲۰۱۲). تسوبی^۷ و همکاران (۲۰۱۶) نیز ویژگی‌های محیطی مناسب پیدایش چرخندهای حاره‌ای را در شمال اقیانوس هند تحلیل و ارزیابی کردند. از محدود پژوهش‌های انجام

1- Nolan
2-- Emanuel & Nolan
3- Song
4- Camargo
5 - Cyclone Genesis Index
6- Bruyere
7- Tsuboi

۲- داده‌ها و روش‌شناسی پژوهش

برای انجام تحقیق حاضر آمار و اطلاعات مربوط به توفان‌های مورد بررسی، شامل موقعیت، مسیر حرکت،

شده و دما نیز به عنوان عامل مهم تأثیرگذار در شکل‌گیری چرخندهای حاره‌ای شناخته می‌شود، منطقی است که آن را به عنوان یک پیش‌بینی‌کننده‌ی مناسب در پژوهش‌های حال و آینده آب و هوا به کار گرفت (برویر و همکاران، ۲۰۱۲). شاخص پتانسیل پیدایش از طریق معادله‌ی (۱) محاسبه می‌شود (امانوئل و نولان، ۲۰۰۴):

$$\text{GPI} = |10^5 \eta|^{3/2} \left(\frac{\text{RH}}{50}\right)^3 \left(\frac{V_{\text{pot}}}{70}\right)^3 (1 + 0.1V_{\text{shear}})^{-2} \quad \text{معادله (۱)}$$

که در این معادله:

η = تاوایی مطلق تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (s^{-1}): تاوایی مطلق از مجموع چرخندگی نسبی به همراه چرخندگی زمین (پارامتر کوریولیس) بدست می‌آید (معادله ۲) (علیچانی، ۱۳۸۵).

معادله (۲)

$$\eta = \zeta + f$$

RH = رطوبت نسبی تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال (%)
 V_{pot} = شدت پتانسیلی چرخند حاره (ms^{-1}): حداکثر شدت پتانسیلی چرخند حاره از دمای سطح دریا، فشار سطح دریا و پروفایل عمودی دما و رطوبت در تمام سطوح جو به دست می‌آید (معادله ۳) (امانوئل، ۱۹۸۱، ۱۹۸۸ و ۲۰۰۰ به نقل از کامارگو و همکاران، ۲۰۰۷).

معادله (۳)

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

که در این معادله:

C_p = گرمای مخصوص هوای خشک در فشار ثابت T_S ،
 T_O = میانگین دمای خروجی C_k ،
 C_d = ضریب تغییرات انتالپی C_d ،
 $\ln \theta_e^*$ = ضریب کشال $\ln \theta_e^*$ ،

کمینه فشار مرکزی و بیشینه سرعت باد از گزارش تهیه شده توسط بخش هشدار توفان‌های حاره‌ای در اداره هواشناسی هند دریافت شده است (Best Track, 2018).

جهت تحلیل شرایط همدید جو در زمان وقوع چرخندهای حاره‌ای می‌کونو و ساگار نیز از داده‌های باز تحلیل پایگاه ECMWF، به نام ERA-Interim تولید شده به وسیله مرکز پیش‌بینی‌های میان مدت اروپا استفاده گردید. 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 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) هستند که به صورت روزانه و با قدرت تفکیک مکانی ۰/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی استخراج گردیدند (Datasets, ECMWF, 2018).

برای رسیدن به هدف تحقیق براساس نتایج مطالعات چونگ^۱ (۲۰۰۴)، کوتال^۲ و همکاران (۲۰۱۴)، فنگ^۳ و همکاران (۲۰۱۴)، موراگامی و همکاران (۲۰۱۴)، سونگ و همکاران (۲۰۱۵) و یان^۴ و همکاران (۲۰۱۷) که متغیرهای تاوایی سطوح پایین جو، برش عمودی باد، رطوبت سطوح میانی جو و حداکثر شدت پتانسیلی چرخند را به عنوان پارامترهای جو بسیار مهم و حیاتی در تشکیل چرخندهای حاره‌ای برشمردند، ابتدا مقادیر پارامترهای یاد شده در طول دوره‌ی فعالیت چرخندها بدست آمد و نقشه‌های مربوطه در محیط نرم‌افزار GrADS ترسیم و تحلیل گردید، سپس با محاسبه مقادیر شاخص پتانسیل پیدایش در قسمت‌های مختلف دریای عرب از چند روز قبل از وقوع توفان، محدوده‌ی احتمالی رخداد چرخند، پیش‌بینی شد. از آنجایی که شاخص GPI از چندین متغیر جو تشکیل

5 - Camargo

6 - Specific heat of dry air, constant pressure (1000 J K⁻¹ kg⁻¹)

7 - Ocean surface temperature

8 - Mean outflow temperature

9 - Exchange coefficient for enthalpy

10 - Drag coefficient

1 - Cheung

2 - Kotal

3 - Feng

4 - Yan

وضعیت‌ها منجر به تغییرات قابل توجه در موقعیت رخداد و توسعه چرخندها می‌گردد (شارمیل و والش^۴، ۲۰۱۷). شاخص پتانسیل پیدایش امانوئل و نولان که توسعه یافته شاخص گری (۱۹۷۹) است (یانگ^۵ و همکاران، ۲۰۱۷) به خوبی این وضعیت‌های دینامیکی و ترمودینامیکی را پوشش می‌دهد. به طوریکه در این شاخص تاوایی مطلق و برش عمودی باد در ارتباط با عوامل دینامیکی بوده و رطوبت نسبی و شدت پتانسیلی از اجزای ترمودینامیکی جو محسوب می‌شوند (سونگ و همکاران، ۲۰۱۵). در ادامه تغییر مقادیر این پارامترها در زمان رخداد چرخندهای ساگار و میکونو مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۳-۱- خلاصه‌ای از طول دوره‌ی فعالیت توفان‌های حاره‌ای ساگار و میکونو

الف: توفان حاره‌ای ساگار^۶: ۲۰-۱۶ می سال ۲۰۱۸
 ساگار اولین چرخند حاره‌ای در فصل چرخندزایی شمال اقیانوس هند در سال ۲۰۱۸ بود که از یک منطقه کم‌فشار در محدوده جنوب غرب دریای عرب در ۱۴ می ۲۰۱۸ منشأ گرفت (نگاره ۱). این مرکز کم فشار در ۱۵ می مشخص‌تر گردید و در روز شانزدهم تحت شرایط محیطی مطلوب به حالت اغتشاش حاره‌ای^۷ درآمد و بر روی خلیج عدن متمرکز گردید چرخند با حرکت به سمت غرب و جنوب غرب شدت گرفت و تبدیل به یک اغتشاش حاره‌ای عمیق^۸ شد.

طی روزهای بعد در ۱۸ می ۲۰۱۸ بر روی خلیج عدن به شکل توفان حاره‌ای^۹ درآمد و ساگار نام گرفت. پس از آن با عبور از ساحل سومالی نزدیک عرض ۱۰/۶۵ درجه شمالی و طول ۴۴ درجه شرقی به نقطه اوج خود رسید که در این شرایط، بیشینه سرعت باد تا ۸۵ کیلومتر بر ساعت می‌رسید.

4- Sharmila & Walsh
 5- Yang
 6- Cyclonic Storm Sagar
 7- Depression
 8- Deep Depression
 9- cyclone storm

دمای پتانسیل معادل اشباع در سطح اقیانوس^۱ و $\ln\theta_e =$
 دمای پتانسیل معادل لایه مرزی^۲ است.

Vertical wind shear = V_{shear} : اندازه برش عمودی باد
 بین ترازهای ۲۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال (ms^{-1}) (معادله ۴)
 (کشی^۳، ۲۰۱۲).
 (معادله ۴)

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

 در این معادله نیز u_{200} و u_{850} مؤلفه‌های مداری باد در ترازهای ۲۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال بوده و v_{200} و v_{850} مؤلفه‌های نصف‌النهاری باد در این سطوح هستند (کشی^۳، ۲۰۱۲).

در پایان مقادیر پارامترهای جوئی مؤثر در چرخندزایی طی دوره فعالیت توفان‌ها، در ماه می ۲۰۱۸، نسبت به میانگین بلند مدت (۱۹۸۰-۲۰۱۵) مورد ارزیابی قرار گرفتند که بدین منظور از نقشه‌های ناهنجاری استفاده گردید. ناهنجاری بدین معنی است که میانگین ماهانه یا فصلی یک پارامتر چه مقدار نسبت به نرمال همان دوره تغییر کرده است. بنابراین ناهنجاری‌ها از اختلاف بین مقادیر مشاهده شده‌ی دمای سطح دریا، فشار سطح دریا، نم نسبی و برش عمودی باد در دوره فعالیت چرخند و متوسط بلندمدت هر یک از آن‌ها به دست آمد. ناهنجاری منفی نشان دهنده‌ی این است که مقدار پارامتر در ماه مورد بررسی از میانگین درازمدت آن کمتر بوده و ناهنجاری مثبت بیانگر افزایش پارامتر نسبت به متوسط بلند مدت در آن ماه است.

لازم به ذکر است که مقادیر معادلات ذکر شده با استفاده از نرم‌افزارهای GrADS و MATLAB محاسبه شده و نقشه‌ها نیز در در محیط نرم‌افزار GrADS ترسیم گردیده‌اند.

۳- نتایج و بحث

چرخندهای حاره‌ای تحت شرایط دینامیکی و ترمودینامیکی خاصی شکل می‌گیرند که هر گونه تغییر در این

1 - Saturation equivalent potential temperature at the ocean surface
 2 - Boundary layer equivalent potential temperature
 3- Cathey

جدول ۱: مشخصات چرخندهای حاره‌ای ساگار و میکونو از زمان تشکیل تا خاتمه

زمان رخداد	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	کمینه فشار مرکزی	بیشینه سرعت باد	طبقه چرخند
توفان حاره‌ای ساگار					
۲۰۱۸/۰۵/۱۶	۵۰	۱۳	۱۰۰۱	۴۶	D (Depression)
۲۰۱۸/۰۵/۱۷	۴۹	۱۳/۲	۹۹۹	۵۵/۵۶	DD (Deep Depression)
۲۰۱۸/۰۵/۱۸	۴۶/۶	۱۲/۴	۹۹۶	۸۳/۳۴	CS (Cyclonic Storm)
۲۰۱۸/۰۵/۱۹	۴۴/۸	۱۱/۱	۹۹۴	۸۳/۳۴	CS (Cyclonic Storm)
۲۰۱۸/۰۵/۲۰	۴۲/۹	۱۰	۱۰۰۳	۴۶	D (Depression)
توفان حاره‌ای بسیار شدید میکونو					
۲۰۱۸/۰۵/۲۱	۵۸/۵	۸/۵	۱۰۰۴	۴۶	D (Depression)
۲۰۱۸/۰۵/۲۲	۵۶/۸	۱۰/۲	۹۹۸	۶۴/۸۲	CS (Cyclonic Storm)
۲۰۱۸/۰۵/۲۳	۵۵/۹	۱۱/۴	۹۸۰	۱۱۱	SCS (Severe Cyclonic Storm)
۲۰۱۸/۰۵/۲۴	۵۵/۳	۱۳/۷	۹۷۰	۱۴۸	VSCS (Very Severe Cyclonic Storm)
۲۰۱۸/۰۵/۲۵	۵۴/۱	۱۶/۴	۹۶۰	۱۷۶	ESCS (Extremely Severe Cyclonic Storm)
۲۰۱۸/۰۵/۲۶	۵۲/۹	۱۸/۵	۹۹۴	۶۴/۸۲	CS (Cyclonic Storm)
۲۰۱۸/۰۵/۲۷	۵۲/۶	۱۹	۱۰۰۰	۲۵	D (Depression)

چرخند یاد شده با نزدیک شدن به خط ساحلی غربی خلیج عدن ضعیف‌تر شد و در روز ۱۹ می در شهر ساحلی Lughaya در شمال غرب سومالی به خشکی نشست. ساگار در ۲۰ می کاملاً ضعیف شد و به شکل یک مرکز کم فشار در شرق اتیوپی تبدیل گردید. طبق گزارش مرکز پیش‌بینی هشدار طوفان (JTWC) ساگار قوی‌ترین چرخند حاره‌ای بود که با طول دوره ۸۷ ساعت فعالیت، به سواحل سومالی برخورد کرد (گزارش تهیه شده توسط اداره هواشناسی هند، ژوئن ۲۰۱۸). مشخصات چرخند حاره‌ای ساگار در جدول شماره ۱ درج شده است.

بود منشأ گرفت (نگاره ۱)، این ناحیه کم‌فشار طی ساعاتی بعد در ۲۱ می در محدوده جنوب غربی دریای عرب کاملاً مشخص گردید و به حالت یک اغتشاش حاره‌ای درآمد که با حرکت به سمت غرب - شمال غرب (شبه جزیره عربستان) شدت آن افزایش پیدا کرد و در صبح روز ۲۲ می تبدیل به یک اغتشاش عمیق گردید، در ادامه با تغییر مسیر به سمت شمال - شمال غرب و افزایش سرعت، چرخند حاره‌ای میکونو نامیده شد.

سرعت میکونو و طی روزهای بعد همچنان رو به افزایش بود و در صبح روز ۲۵ می (ساعت UTC ۰۳:۰۰) با حداکثر سرعت ۱۷۰-۱۸۰ کیلومتر بر ساعت، نزدیک عرض ۱۶/۸۵ و طول ۵۳/۷۵ درجه جغرافیایی از سواحل جنوبی عمان عبور کرد و به یک چرخند بسیار قوی تبدیل شد که در رده ۳ مقیاس سفیر - سیمپسون^۳ قرار گرفت.

ب: توفان حاره‌ای فوق‌العاده شدید میکونو: ۲۷ - ۲۱ می سال ۲۰۱۸
 چرخند فوق‌العاده قوی میکونو در ۲۰ می ۲۰۱۸ از یک مرکز کم‌فشار که در جنوب شرقی دریای عرب تشکیل شده

1- Joint Typhoon Warning Center

2-Extremely Severe Cyclonic Storm Mekunu

3 - Saffir-Simpson scale

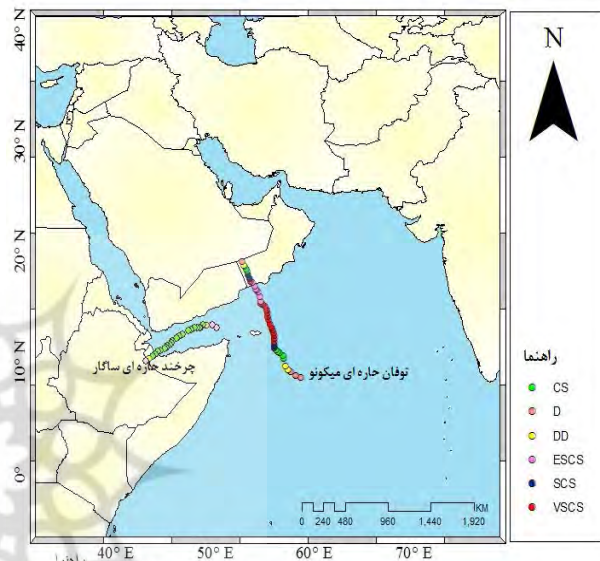
میزان رطوبت نسبی به بیش از ۸۰ درصد می‌رسد (محل چرخند در نگاره ۲، الف، ب و ج با علامت + مشخص گردیده است). در این زمان مقادیر رطوبت در قسمت‌های جنوبی دریای عرب از ۵۰ تا ۸۰ درصد متغیر بوده و نواحی مرکزی و شمالی در محدوده ۱۵ تا ۲۵ درجه شمالی میزان نسبتاً پایین‌تری از این پارامتر را نشان می‌دهند. با شدت گرفتن چرخند ساگار در روز ۱۸ می بیشینه رطوبت نسبی به سمت جنوب غربی کشیده شده و حداکثر مقادیر آن بر روی خلیج عدن متمرکز می‌گردد (نگاره ۲، ب). در زمان خاتمه چرخند نیز بالاترین مقادیر نم نسبی علاوه بر عرض‌های جنوبی دریای عرب در محل فروپاشی چرخند به چشم می‌خورد (نگاره ۲، ج).

تغییرات مکانی رطوبت نسبی در زمان استقرار چرخند میکونو در نگاره ۳ نشان داده شده و محل قرارگیری چرخند در روزهای تشکیل (الف)، شدت (ب) و خاتمه (ج) با علامت + مشخص گردیده است. همانطور که در نگاره ۳ نمایان است مسیر حرکت توفان انطباق کاملی با نواحی حداکثر نم نسبی دارد، در روز ۲۱ می ۲۰۱۸ بیش‌ترین مقدار رطوبت در محدوده ۰ تا ۱۰ درجه عرض شمالی و ۵۰ تا ۸۰ درجه طول شرقی دیده می‌شود. در این روز در برخی قسمت‌های شمالی دریای عرب میزان رطوبت نسبی به کمتر از ۱۰ درصد می‌رسد، با حرکت توفان به سمت عرض‌های شمالی‌تر، میزان رطوبت نیز افزایش یافته به طوری که در روز ۲۷ می در بخش‌هایی از محدوده دریای عمان ارزش‌های ۴۰ درصد نیز مشاهده می‌گردد.

۳-۲-۲- تغییرات دما و فشار سطح دریا در مدت زمان حاکمیت چرخند ساگار

بررسی تغییرات میانگین دمای دریا^(SST) در طول دوره‌ی فعالیت چرخند ساگار حاکی از این است که علاوه بر نواحی مرکزی دریای عرب که بالاترین مقادیر SST را نشان می‌دهند، در محدوده خلیج عدن نیز ارزش‌های دما به بیش از ۳۰ درجه سلسیوس می‌رسد، این در حالی است که قسمت‌های شمالی

توفان با ادامه حرکت به سمت شمال- شمال غرب طی روزهای بعد ضعیف‌تر شد و در ۲۷ می به شکل یک مرکز کم‌فشار درآمد و در نهایت در استان ظفار^۱ کشور عمان به خشکی نشست (گزارش تهیه شده توسط اداره هواشناسی هند، ژوئن ۲۰۱۸). جدول ۱ مشخصات میکونو را از زمان آغاز تا خاتمه نشان می‌دهد.

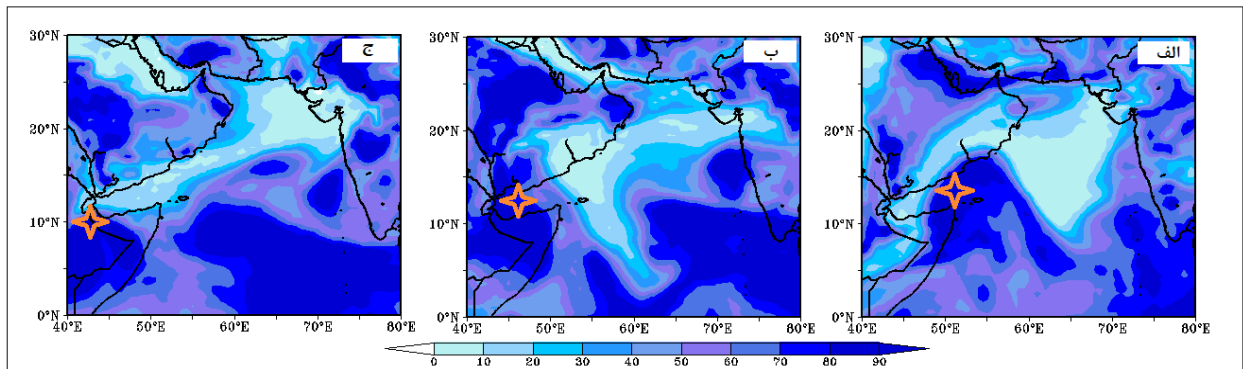


نگاره ۱: موقعیت شکل‌گیری چرخندهای مورد مطالعه در دریای عرب

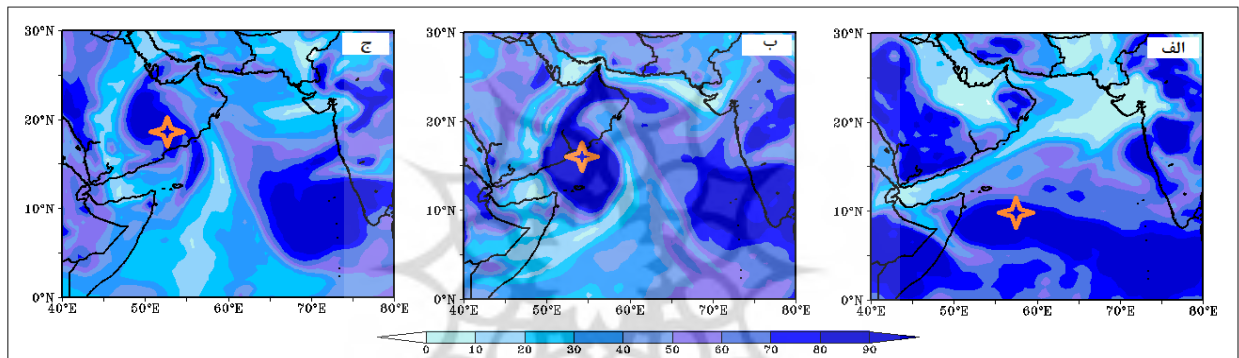
۳-۲-۳- تحلیل همدید پارامترهای ترمودینامیکی جو ۳-۲-۱- رطوبت نسبی تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال

طبق نظر گری (۱۹۷۵) حداقل آستانه ۴۰ درصد رطوبت وردسپهر میانی برای چرخندزایی حاره‌ای لازم است، سطوح خشک وردسپهر میانی مانع فعالیت گسترده چرخندهای حاره می‌شود. همچنین جذب هوای نسبتاً خشک محیط نزدیک مرکز سیستم، منجر به کاهش فشار و رطوبت وردسپهر میانی شده و در نتیجه سیستم ضعیف می‌گردد.

در نگاره ۲ بالاترین مقادیر نم نسبی در مسیر عبور توفان مشاهده می‌شود. در روز ۱۶ می ۲۰۱۸ بیشینه رطوبت نسبی در محدوده ۵۰ تا ۶۰ درجه طول شرقی و ۱۰ تا ۱۵ درجه عرض شمالی متمرکز شده و منطبق بر محل شکل‌گیری چرخند ساگار



نگاره ۲: مقادیر رطوبت نسبی (%) در زمان: شکل گیری (الف)، شدت (ب) و خاتمه (ج)، چرخند حاره‌ای ساگار روزهای ۱۸-۱۶ و ۲۰ می ۲۰۱۸

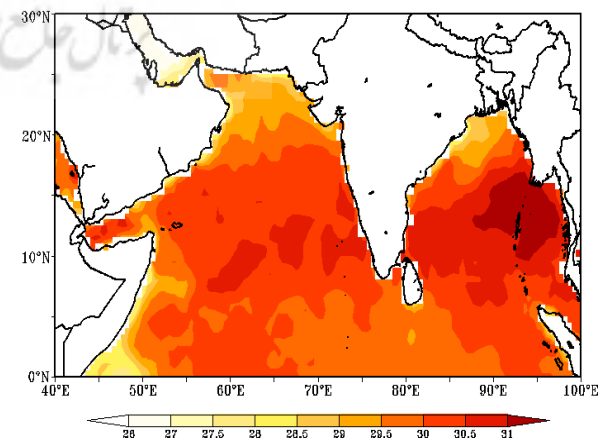


نگاره ۳: مقادیر رطوبت نسبی (%) در زمان: شکل گیری (الف)، شدت (ب) و خاتمه (ج)، چرخند حاره‌ای می‌کونو روزهای ۲۵-۲۱ و ۲۷ می ۲۰۱۸

دریای عرب و همچنین دریای عمان مقدار SST از ۲۷ تا ۲۹/۵ درجه سلسیوس متغیر است (نگاره ۴).

حاکمیت کم فشار پاکستان در شمال شرق دریای عرب و کم فشار حاکم بر روی دریای سرخ باعث شده کمینه فشار سطح دریا مربوط به این مناطق باشد، به طوریکه بخش‌های داخلی شبه قاره هند فشار مرکزی ۹۹۶ میلی‌بار را نشان می‌دهند، به سمت نواحی داخلی دریای عرب میزان فشار افزایش پیدا کرده و مجدداً در محدوده خلیج عدن تا ۱۰۰۴ میلی‌بار کاهش می‌یابد (نگاره ۵).

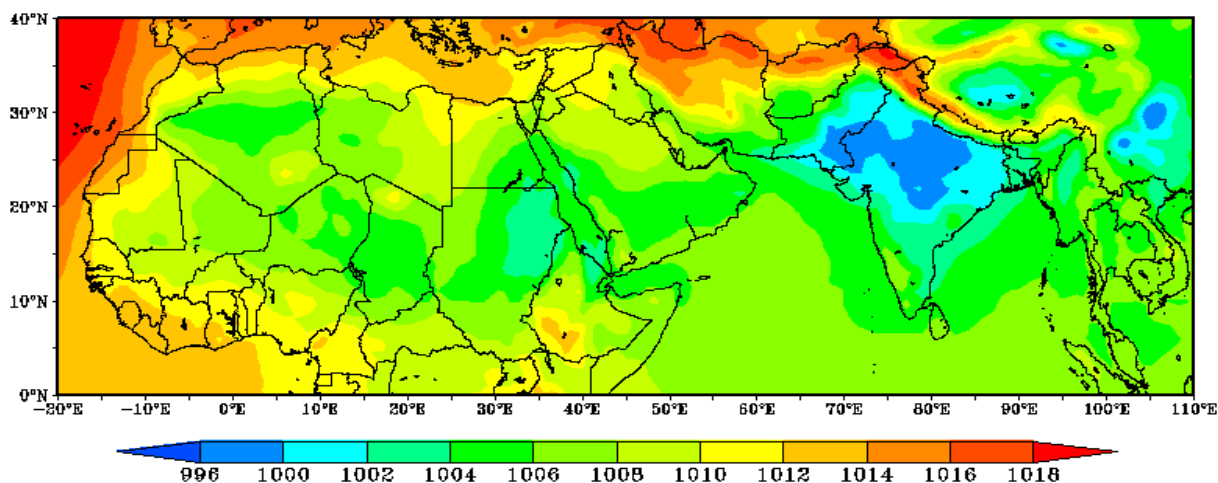
دریای عرب و همچنین دریای عمان مقدار SST از ۲۷ تا ۲۹/۵ درجه سلسیوس متغیر است (نگاره ۴).



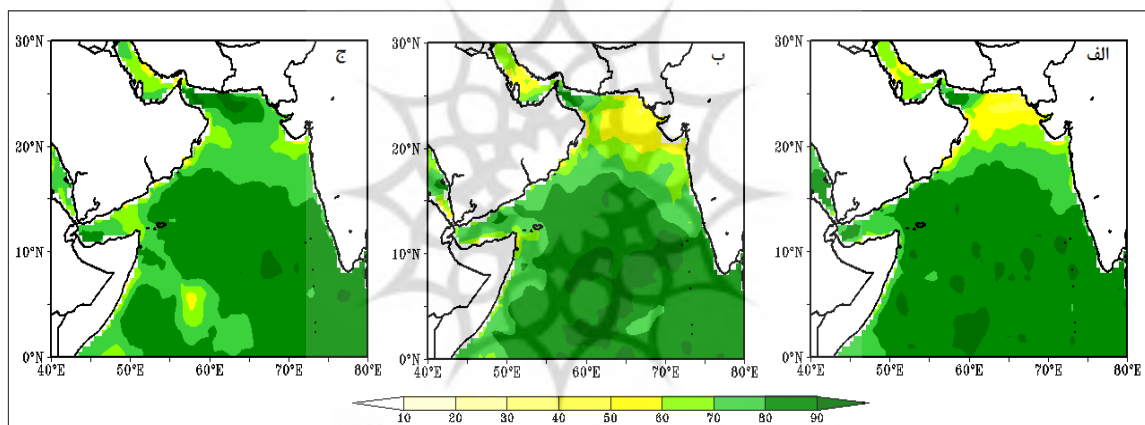
نگاره ۴: میانگین دمای سطح دریا (°C) در مدت زمان فعالیت چرخند ساگار

۳-۲-۳- شدت پتانسیلی چرخند حاره در زمان استقرار چرخند ساگار

حداکثر شدت پتانسیلی (MPI) یک چرخند بستگی به میزان SST، دمای ورود سپهر بالایی و ساختار ترمودینامیک



نگاره ۵: میانگین فشار سطح دریا (Mb) در مدت زمان فعالیت چرخند ساگار



نگاره ۶: شدت پتانسیلی ($m s^{-1}$) چرخند حاره‌ای ساگار در زمان: شکل‌گیری (الف)، شدت (ب) و خاتمه (ج)

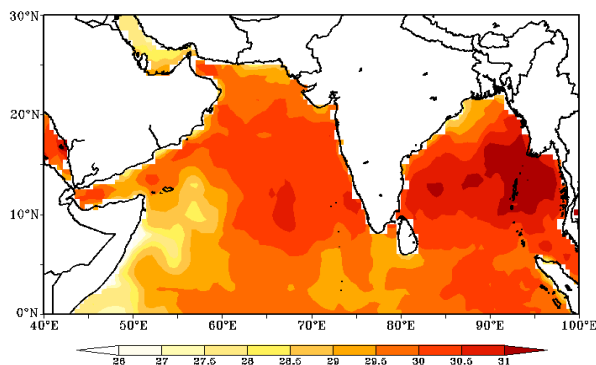
جو دارد (کریشناموهان و موهان کومار، ۲۰۱۳). امانوئل (۲۰۰۴) در طول دوره فعالیت چرخند ساگار از زمان شکل‌گیری تا نشان داد که افزایش دو درجه سلسیوس در دمای سطح دریا در منطقه حاره، میزان MPI را تقریباً تا ۱۰ درصد افزایش خواهد داد.

از روز ۱۶ تا ۱۸ می بیشینه شاخص مربوط به عرض‌های جنوبی بوده و در روز ۲۰ می از شدت شاخص MPI در عرض‌های جنوبی و محدوده خلیج عدن کاسته شده و به سمت نواحی مرکزی بیشتر می‌شود. با توجه به اینکه چرخند بسیار قوی میکونو در روز ۲۱ می شکل گرفته است افزایش شدت پتانسیلی در نواحی مرکزی دریای عرب می‌تواند هشدار برای رخداد این توفان باشد.

السنر^۲ و همکاران (۲۰۰۹) نیز به این نتیجه رسیدند که افزایش در دمای اقیانوس باعث افزایش شدت پتانسیلی چرخند حاره‌ای خواهد شد. بنابراین با توجه به تغییرات دمای سطح دریا می‌توان این گونه استنباط کرد که بیشینه شدت پتانسیلی چرخند حاره با نواحی حداکثر دمای سطح دریا همخوانی دارد. نگاره ۶ بیانگر این است که مقدار MPI

1- Krishna Mohan & Mohanakumar

2-Elsner



نگاره ۷: میانگین دمای سطح دریا (°C) در مدت زمان فعالیت چرخند میکونو

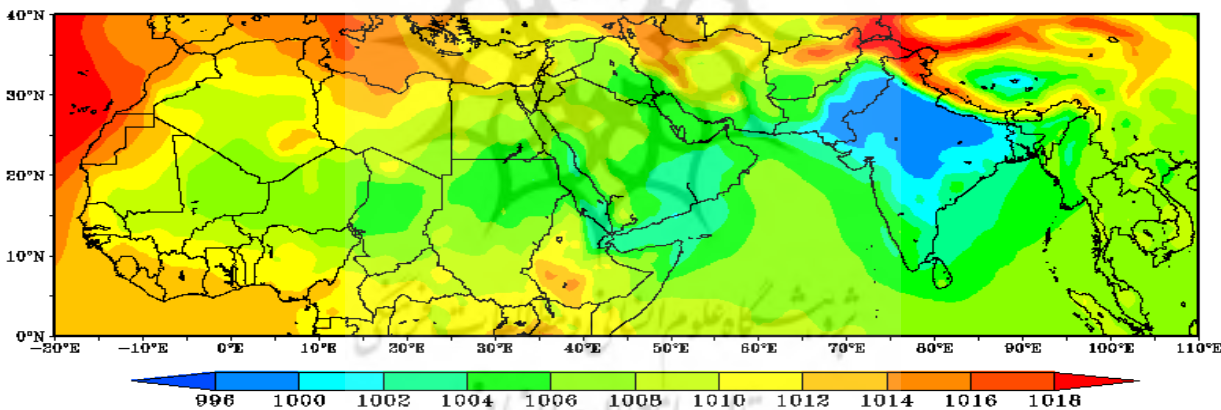
۳-۲-۴- تغییرات دما و فشار سطح دریا در مدت زمان حاکمیت چرخند میکونو

در زمان استقرار چرخند قوی میکونو طی روزهای ۲۱ تا ۲۷ می ۲۰۱۸ میانگین دمای سطح دریا در محدوده ۶۰-۷۰ درجه طول شرقی و ۱۰-۲۰ درجه عرض شمالی به بیش از ۳۰ درجه سلسیوس می‌رسد. در نواحی مرکزی دریای عمان نیز مقادیر SST بالا بوده ولی در سایر قسمت‌ها بین ۲۷ تا ۲۹ درجه سلسیوس متغیر است.

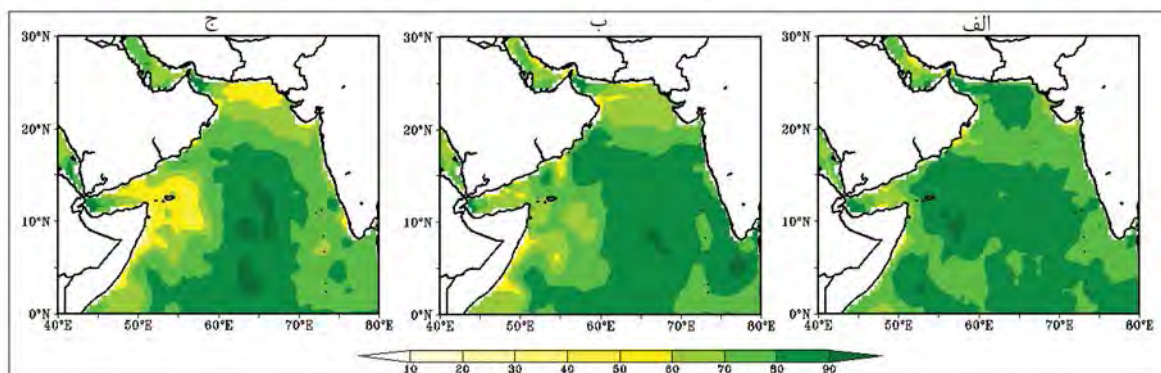
تغییرات فشار سطح دریا نیز بیانگر کاهش فشار تا ۱۰۰۲ میلی‌بار در غرب دریای عرب است، به طوری که کم‌فشار دریای سرخ گسترش پیدا کرده و تا جنوب دریای عمان کشیده شده است، بنابراین نواحی تحت سیطره چرخند دمای بالا و فشار سطحی پایینی را تجربه می‌کنند (نگاره‌های ۷ و ۸).

۳-۲-۵- شدت پتانسیلی چرخند حاره در زمان استقرار چرخند میکونو

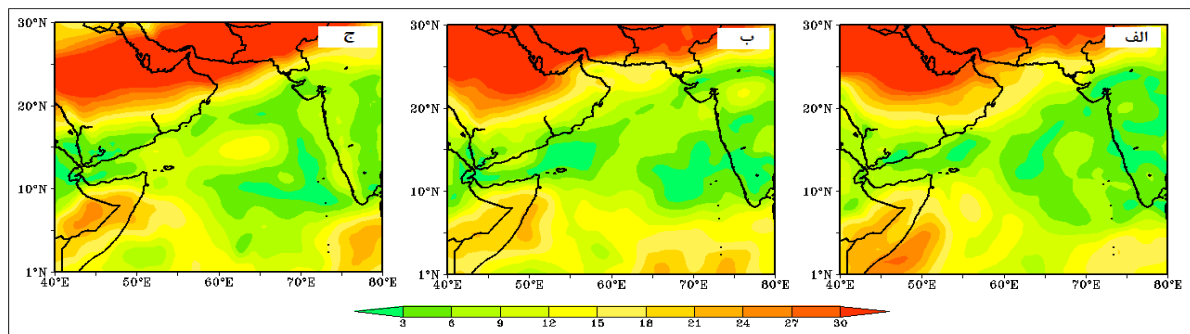
نگاره ۹ نیز گویای این است که بیشینه شاخص MPI از زمان شکل‌گیری میکونو تا زمان رسیدن به نقطه اوج



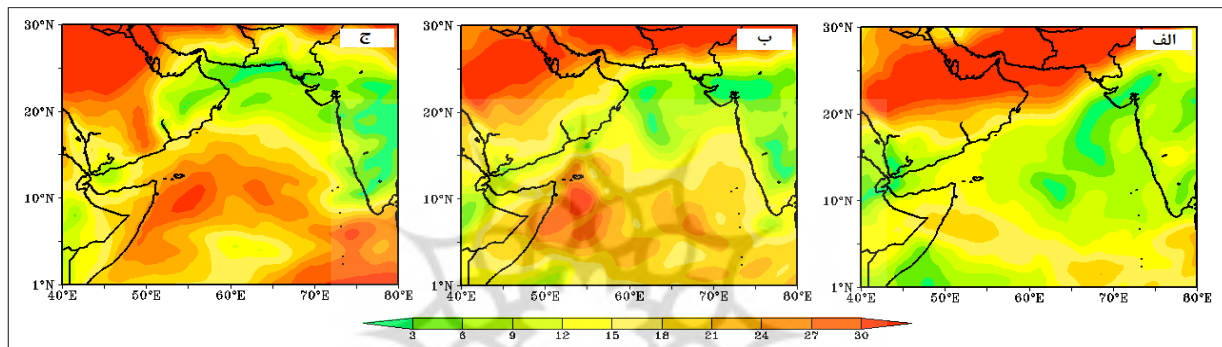
نگاره ۸: میانگین فشار سطح دریا (Mb) در مدت زمان فعالیت چرخند میکونو



نگاره ۹: شدت پتانسیلی ($m s^{-1}$) چرخند حاره‌ای میکونو در زمان: شکل‌گیری (الف)، شدت (ب) و خاتمه (ج)



نگاره ۱۰: تغییرات برش عمودی باد ($m s^{-1}$) در زمان: شکل‌گیری (الف)، شدت (ب) و خاتمه (ج) چرخند حاره‌ای ساگار



نگاره ۱۱: تغییرات برش عمودی باد (ms^{-1}) در زمان: شکل‌گیری (الف)، شدت (ب) و خاتمه (ج) چرخند حاره‌ای میکونو

در جنوب، مرکز و غرب دریای عرب ثبت گردیده است (نگاره ۹، الف و ب). بدین ترتیب که از ۲۱ تا ۲۵ می، نواحی تحت سیطره توفان مقادیر ۸۰ متر بر ثانیه را نشان می‌دهند، اما با کم شدن سرعت توفان طی روزهای پایانی، مقدار شاخص نیز به مرور کاهش یافته و در محدوده‌ای که چرخند در آنجا میرا می‌گردد به کمتر از ۷۰ متر بر ثانیه می‌رسد.

حاصل از تراکم در فضای بزرگتری پراکنده می‌گردد (راکچا و سیگ، ۲۰۰۹). اگرچه مقادیر بحرانی برش عمودی باد در حوضه‌های اقیانوسی مختلف متفاوت است، اما به طور کلی برش عمودی کمتر از ۱۲ متر بر ثانیه باعث افزایش قدرت چرخند می‌شود (دماریا و کپلان، ۱۹۹۴؛ زیحر، ۱۹۹۴ به نقل از کریشناموهان و موهان کومار، ۲۰۱۳).

همانطور که در نگاره ۱۰ مشخص است برش عمودی باد از زمان شروع تا خاتمه چرخند ساگار تغییرات قابل توجهی را در نواحی مختلف دریای عرب نشان نمی‌دهد. در طول مدت فعالیت چرخند، کمترین مقادیر آن مربوط به محدوده خلیج عدن بوده که علاوه بر آن در نواحی غربی و جنوب غربی شبه‌قاره هند نیز ارزش‌های این متغیر از ۳- ۶ متر بر ثانیه متفاوت است، اما عرض‌های جغرافیایی ۲۰

۳-۳- تحلیل همدید پارامترهای دینامیکی جو

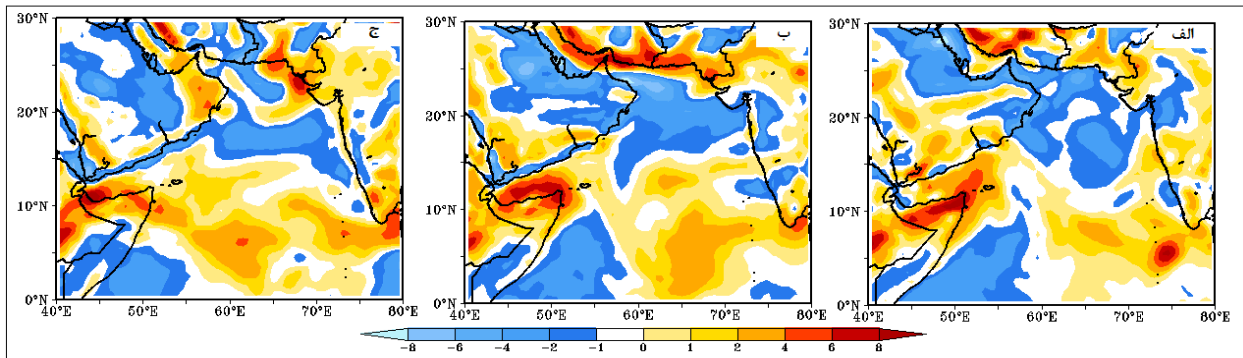
۳-۳-۱- برش عمودی باد

برش عمودی باد به معنای مقدار تغییر در جهت یا سرعت باد با افزایش ارتفاع است. وقتی برش عمودی باد ضعیف است، گرمای نهان حاصل از تراکم به داخل هوای در حال صعود آزاد می‌گردد و به رشد و توسعه توفان کمک می‌کند اما در شرایطی که برش عمودی قوی باد وجود داشته باشد، توفان انحنای بیشتری پیدا می‌کند و گرمای نهان

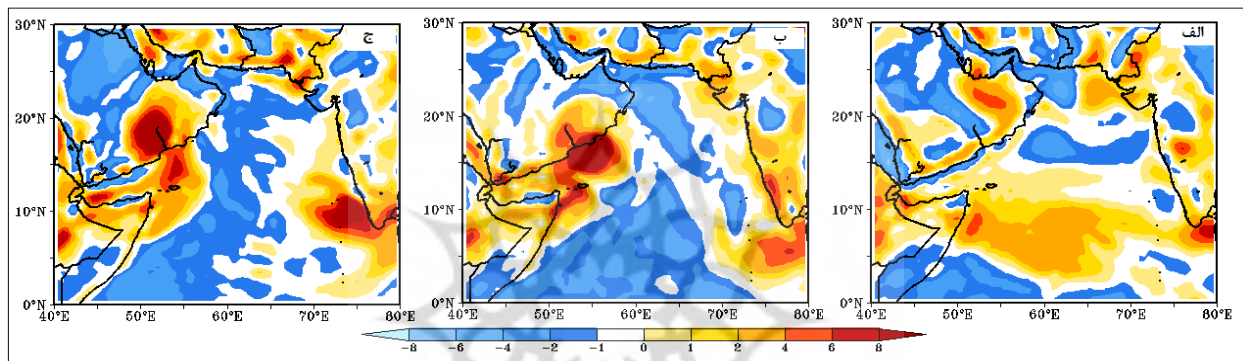
1-Rakhecha and Singh

2-Demaria & Kaplan

3- Zehr



نگاره ۱۲: مقادیر تاوایی مطلق (s^{-1}) در زمان: شکل گیری (الف)، شدت (ب) و خاتمه (ج) چرخند حاره‌ای ساگار



نگاره ۱۳: مقادیر تاوایی مطلق (s^{-1}) در زمان: شکل گیری (الف)، شدت (ب) و خاتمه (ج) چرخند حاره‌ای میکونو

مشخص شده است) ارزش‌ها از ۶ تا ۱۲ متر بر ثانیه متفاوت هستند (نگاره ۱۱، ب). هرچند که در روز ۲۷ می در محدوده فروپاشی چرخند، برش عمودی باد ضعیف است، اما با نزدیک شدن به ماه ژوئن مقادیر آن در عرض‌های جنوبی افزایش یافته و نواحی شمالی دریای عرب و دریای عمان حداقل مقادیر را تجربه می‌کنند (نگاره ۱۱، ج).

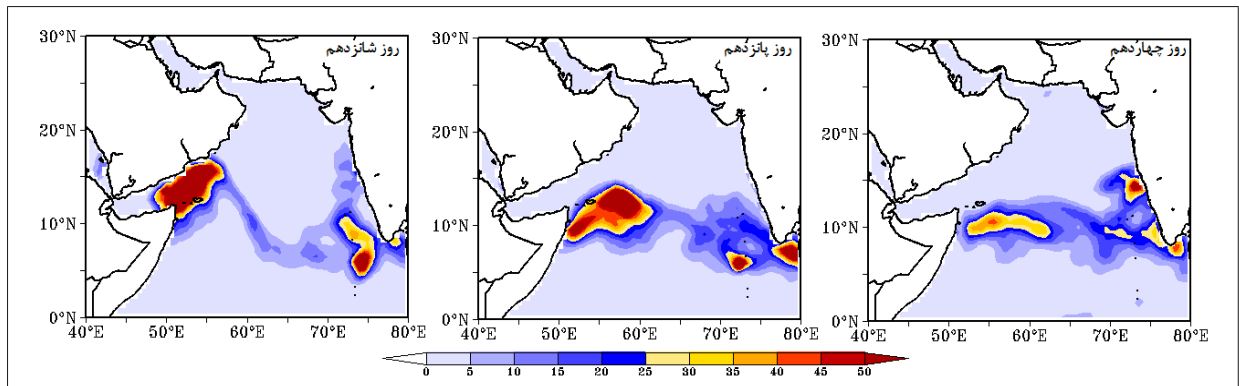
۳-۲- تاوایی مطلق سطوح پایین جو

از آنجا که مقادیر بالای تاوایی، پتانسیل بیشتری برای پیدایش چرخندهای حاره‌ای دارند، این رویدادها تنها در نواحی تشکیل می‌شوند که تاوایی سطوح پایین جو، ارزش‌های مثبت بالایی را نشان دهند (موهاپاترا و ساباده، ۲۰۱۷). نگاره ۱۲، الف بیانگر این است که مناطق تحت سیطره چرخند ساگار با نواحی بیشینه تاوایی مطلق همخوانی دارند، به عبارتی بیشترین مقادیر تاوایی در محدوده خلیج

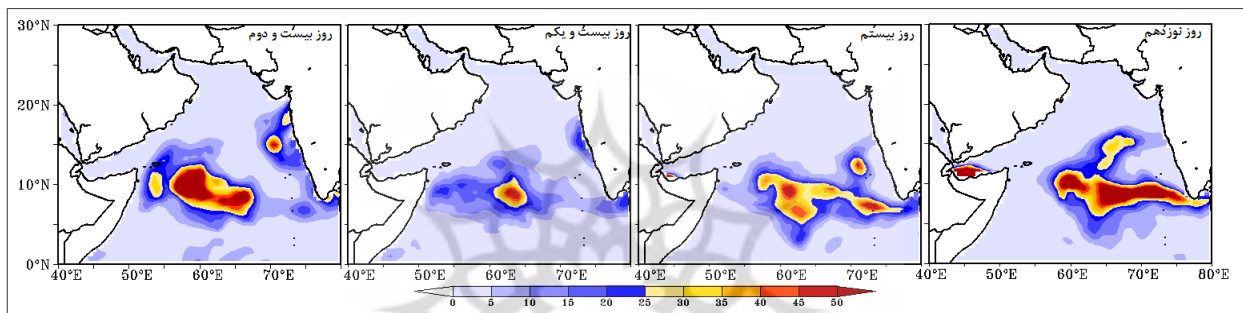
۳۰- درجه شمالی و مخصوصاً محدوده دریای عمان مقادیر بالای برش عمودی باد را تجربه می‌کنند که در روز ۲۰ می به بیش از ۳۰ متر بر ثانیه نیز می‌رسد (نگاره ۱۰، ج). با توجه به اینکه چرخند میکونو ۲۱ می شکل گرفته است، برش باد در عرض‌های شمالی دریای عرب و مخصوصاً دریای عمان تا حدودی مشابه روز فروپاشی چرخند ساگار است (نگاره ۱۱، الف). در این روز کمینه این متغیر با دو هسته مرکزی در نواحی داخلی دریای عرب قرار گرفته که یکی در محدوده عرض ۱۱ و طول ۶۴ درجه جغرافیایی و دیگری به صورت نوار باریکی از سمت شمال شرق به داخل شبه‌قاره هند کشیده شده است.

با شدت گرفتن چرخند در ۲۵ می، مقادیر کمینه برش عمودی باد به سمت عرض‌های شمالی جابجا می‌شود و در دریای عمان به کمتر از ۱۵ متر بر ثانیه می‌رسد در این روز در غرب دریای عرب و مسیر حرکت توفان (که با علامت +

فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (ص ۱۰۵)
 تحلیل شرایط همدید چرخندهای حاره‌ای ساگار و میکونو ... / ۱۰۵



نگاره ۱۴: تحلیل وضعیت شاخص GPI از ۱۴ - ۱۶ می ۲۰۱۸ در دریای عرب (قبل از وقوع چرخند ساگار)



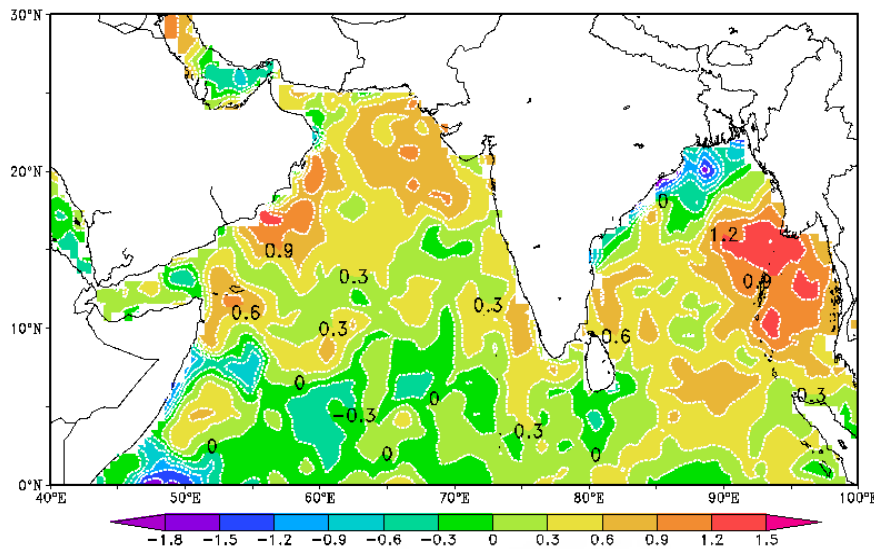
نگاره ۱۵: تحلیل وضعیت شاخص GPI از ۱۹ - ۲۲ می ۲۰۱۸ در دریای عرب (قبل از وقوع چرخند میکونو)

۳-۴- واکاوی مسیر حرکت چرخندهای حاره‌ای مورد مطالعه

شاخص پتانسیل پیدایش از نظر اقلیم‌شناسی ارتباط قوی با پیدایش چرخندهای حاره‌ای دارد (یانگ و مکاران، ۲۰۱۷). تغییرات این شاخص اطلاعات مفیدی درباره‌ی اینکه چگونه وضعیت‌های اقلیمی مناسب باعث شکل‌گیری چرخندها و تقویت آن‌ها می‌شود، ارائه می‌دهد (کو و بریلی، ۲۰۱۵).

با نگاهی به نحوه گسترش و افزایش مقادیر شاخص GP در دریای عرب می‌توان مسیر تقریبی حرکت چرخندهای مورد مطالعه را از قبل تخمین زد (نگاره‌های ۱۴ و ۱۵). همانطور که در نگاره ۱۴ قابل مشاهده است، تغییرات در پراکنش مکانی شاخص GP از ۳ روز قبل از وقوع توفان ساگاریانگر این است که در روز ۱۴ می، بیشینه شاخص در محدوده ۷ تا ۱۱ درجه عرض شمالی، به شکل پهنه نواری شکلی گسترش داشته است. طی روزهای بعد مقدار شاخص

عدن که محل شکل‌گیری چرخند ساگار است به چشم می‌خورد. در روز ۱۸ می نیز اگرچه محدوده شمال دریای عمان مقادیر بالایی از این متغیر را نشان می‌دهند (نگاره ۱۲، ب)، اما پهنه حداکثری آن همچنان در خلیج عدن مشاهده می‌گردد. این شرایط تا زمان خاتمه چرخند ادامه دارد (نگاره ۱۲، ج). مقادیر منفی تاوایی در مرکز و شمال دریای عرب گویای این است که چرخند شرایط گسترش به سمت عرض‌های جغرافیایی بالا را ندارد. در روز شکل‌گیری چرخند میکونو (۲۱ می) در محدوده ۵-۱۲ درجه شمالی تاوایی از ۱ تا ۶ متغیر است (نگاره ۱۳، الف)، اما با افزایش قدرت چرخند طی روزهای بعد، پهنه‌های حداکثری تاوایی به خوبی محدوده استقرار چرخند را نشان می‌دهند. از روز ۲۵ (روز حداکثر شدت) تا ۲۷ می که چرخند میکونو از بین می‌رود، به غیر از ضلع غربی و شرقی، در بیشتر قسمت‌های دریای عرب مقادیر پایین و منفی تاوایی غالب هستند (نگاره ۱۳، ب و ج).



نگاره ۱۶: تغییرات ناهنجاری‌های ایجاد شده در مؤلفه‌ی SST طی دوره‌ی فعالیت چرخنده‌های حاره‌ای ساگار و میکونو نسبت به شرایط نرمال اقلیمی (۱۹۸۰-۲۰۱۵)

افزایش قابل توجهی پیدا کرده و به سمت غرب دریای عرب در حال پیشروی است و در روز شانزدهم می حداکثر مقدار شاخص در محدوده خلیج عدن که محل شکل‌گیری چرخند است قرار می‌گیرد. با توجه به اینکه در روز ۱۹ می هنوز چرخند ساگار در منطقه حاکمیت دارد (نگاره ۱۵)، بنابراین علاوه بر نواحی مرکزی دریای عرب، محدوده خلیج عدن نیز مقادیر بالایی از شاخص GP را نشان می‌دهد. از روز بیستم، شاخص به سمت غرب در حال افزایش است و در روز ۲۱ می منطبق بر محل رخداد میکونو (که با علامت + مشخص شده است) مقدار شاخص GP به بیش از ۲۵ می‌رسد. هر چند از روز ۲۰ می، شاخص پتانسیل پیدایش در شرق دریای عرب نیز افزایش داشته اما همانطور که در نگاره ۱۵ نمایان است، شدت و گسترش آن در نواحی غربی بیشتر است.

در بیشتر نواحی تشکیل چرخنده‌های حاره چند دهم درجه سلسیوس در طول چند دهه گذشته افزایش یافته و از آنجایی که اقیانوس‌ها منبع اصلی تأمین انرژی جهت تشدید چرخند حاره‌ای هستند، تغییرات در این محیط‌ها می‌تواند تا حدود زیادی به تغییر در فعالیت چرخنده‌ها منجر گردد (سان‌ا و همکاران، ۲۰۱۷).

با توجه به نتایج به دست آمده از تحقیق حاضر و مطالعه شجاع (۱۳۹۷) محدوده‌ی جغرافیایی حاکمیت چرخنده‌های حاره‌ای در ماه می عرض‌های ۵ تا ۲۰ درجه‌ی شمالی است که بیشینه‌ی شاخص GPI نیز در این نواحی متمرکز گردیده است. بنابراین به منظور رسیدن به این هدف که پارامترهای جو‌ی بزرگ مقیاس در ماه می نسبت به شرایط نرمال اقلیمی تا چه میزان تغییر کرده‌اند، تحلیل نقشه‌های ناهنجاری در پهنه مورد بحث ضروری به نظر می‌رسد.

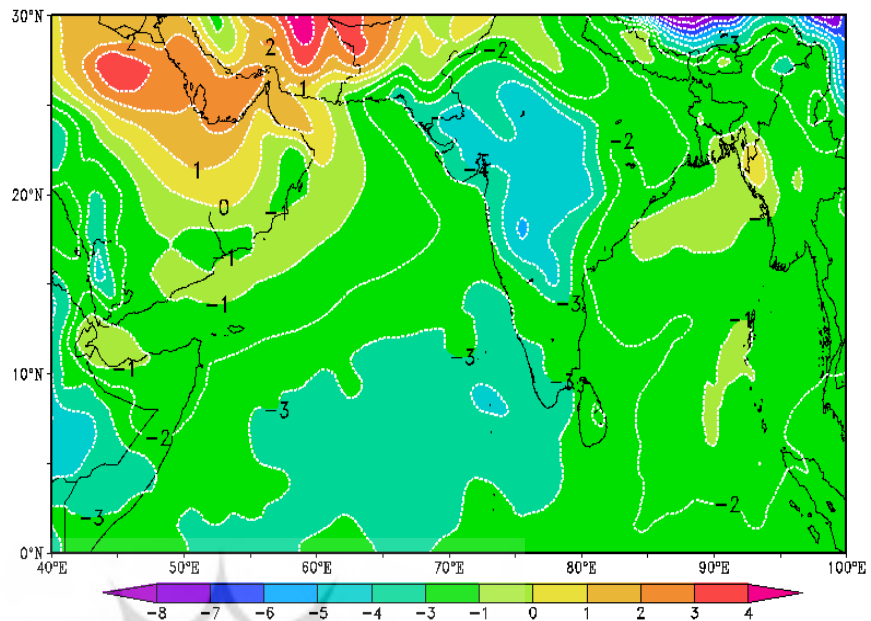
نگاره ۱۶ که تغییرات ناهنجاری SST را در شمال اقیانوس هند نشان می‌دهد گویای این است که دمای سطح دریا در نیمه شمالی دریای عرب (محدوده‌ی جغرافیایی ۱۰ تا ۲۲ درجه شمالی) نسبت به شرایط نرمال، روند افزایشی داشته که این تغییرات از $+0/3$ تا بیش از $1/2$ درجه سلسیوس متغیر است. هسته‌ی بیشینه ناهنجاری را می‌توان در غرب دریای عرب مشاهده نمود و مقادیر مثبت ناهنجاری

۳-۵- بررسی ناهنجاری‌های ایجاد شده در پارامترهای جو‌ی طی دوره‌ی فعالیت چرخنده‌ها نسبت به میانگین بلند مدت (۱۹۸۰-۲۰۱۵)

۳-۵-۱- ناهنجاری‌های دمای سطح دریا (SST)

تأثیر دمای سطح دریا بر پیدایش و شدت چرخند حاره‌ای از مدت‌ها قبل شناخته شده است (شنگیان و همکاران، ۲۰۱۹). مطابق نتایج مطالعات بسیاری از محققین، مقادیر

نگاره ۱۷: تغییرات ناهنجاری‌های
 ایجاد شده در مؤلفه‌ی فشار سطح
 دریا طی دوره‌ی فعالیت چرخندهای
 حاره‌ای ساگار و میکونو نسبت به
 شرایط نرمال اقلیمی (۱۹۸۰-۲۰۱۵)



پس از آن در جنوب دریای عرب پهنه‌ی ناهنجاری قوی منفی مشاهده می‌گردد که از جنوب غرب دریای عرب تا جنوب شبه قاره‌ی هند را پوشش می‌دهد و هسته مرکزی آن با حداکثر ناهنجاری ۵- میلی‌بار در محدوده‌ی ۶ درجه عرض و ۷۵ درجه طول جغرافیایی واقع گردیده است. بدین ترتیب در زمان فعالیت چرخندهای حاره‌ای ساگار و میکونو در محدوده‌ی تحت سیطره‌ی این رویدادها مقادیر ناهنجاری فشار از ۵- تا ۱- میلی‌بار متغیر می‌باشد و در واقع می‌توان گفت فشار سطح دریا در این دوره در تمام قسمت‌های دریای عرب نسبت به میانگین بلند مدت کاهش یافته است (نگاره ۱۷).

۳-۵-۳- ناهنجاری‌های رطوبت نسبی

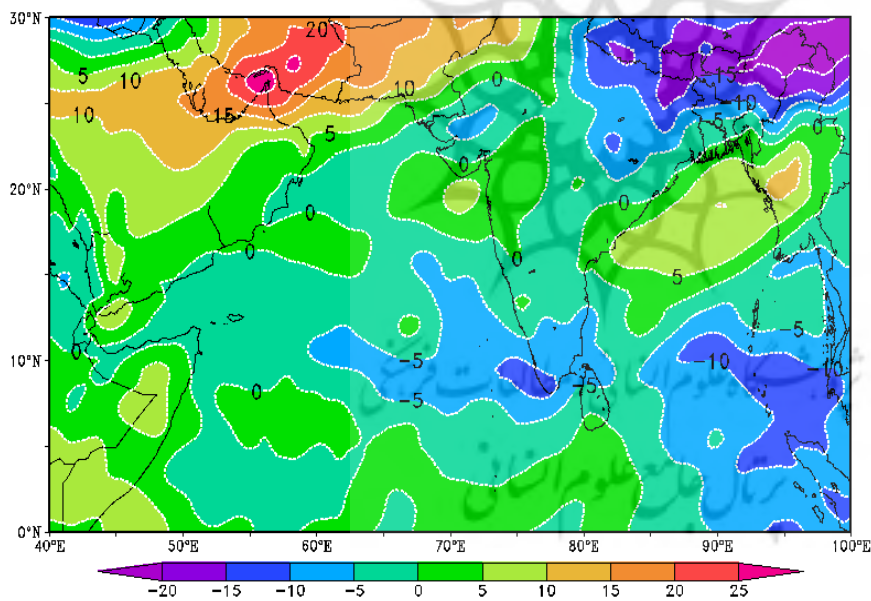
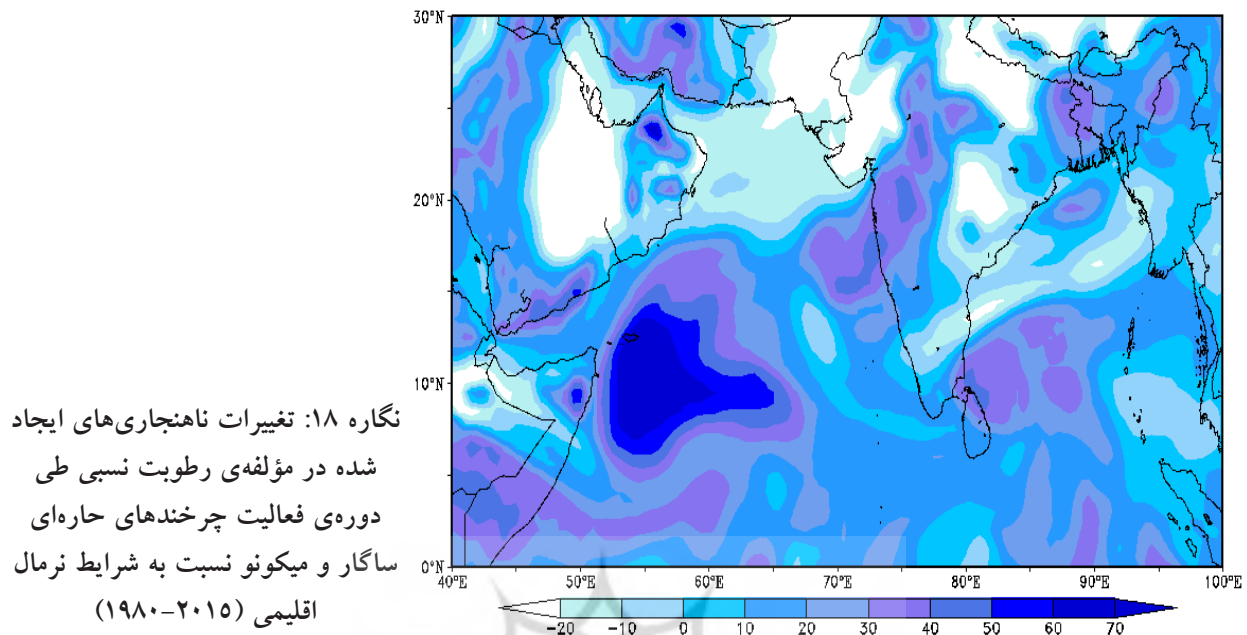
بررسی نقشه‌ی ناهنجاری رطوبت نسبی در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال بیانگر شکل‌گیری یک مرکز ناهنجاری مثبت بسیار قوی در در جنوب غربی دریای عرب است که هسته‌ی مرکزی ناهنجاری رطوبت در این محدوده به بیش از ۶۰ واحد می‌رسد (نگاره ۱۸). بنابراین در ترازهای میانی جو، نم نسبی افزایش قابل ملاحظه‌ای نسبت به شرایط نرمال اقلیمی نشان می‌دهد.

در منطقه‌ی تحت حاکمیت چرخند حاره‌ای میکونو نشان‌دهنده‌ی افزایش چشمگیر SST نسبت به متوسط بلند مدت در این نواحی است. اگر چه در حوضه‌ی خلیج عدن و محدوده‌ی استقرار چرخند ساگار پهنه‌ی ناهنجاری منفی ضعیفی مشاهده می‌گردد اما در مجموع پارامتر SST در این نواحی نیز نسبت به شرایط نرمال اقلیمی بین ۰/۳ تا ۰/۶ درجه سلسیوس افزایش داشته است.

در جنوب دریای عمان و همچنین جنوب پاکستان کانون بسیار ضعیفی از ناهنجاری‌های منفی مشاهده می‌گردد اما مقادیر ناهنجاری در بخش‌های شمالی و شمال شرقی دریای عرب نیز از روند افزایشی قابل توجه دما در این نواحی حکایت دارد.

۳-۵-۲- ناهنجاری‌های فشار سطح دریا

حداکثر شدت ناهنجاری منفی فشار سطح دریا را در این دوره می‌توان بر روی شبه قاره‌ی هند مشاهده نمود که با هسته‌ی بیشینه‌ی ۶- میلی‌بار، به صورت زبانه‌ای تا جنوب پاکستان کشیده شده است اما در نواحی مرکزی دریای عمان ناهنجاری فشار به صفر رسیده و به مقادیر نرمال اقلیمی نزدیک می‌گردد.



۳-۵-۴- ناهنجاری‌های برش عمودی باد مطابق نگاره ۱۹، نقشه‌ی ناهنجاری برش عمودی باد نیز نشان می‌دهد که در نواحی مرکزی و جنوب شرقی دریای عرب متغیر یاد شده نسبت به میانگین بلند مدت کاهش قابل ملاحظه‌ای داشته و تغییرات آن از -۱۰ تا -۵ واحد متفاوت می‌باشند که این مهم نشان دهنده‌ی ضعیف‌تر شدن برش عمودی باد در این مناطق است.

پهنه‌های ناهنجاری مثبت رطوبت نسبی در جنوب دریای عرب تا ۲۰ درجه عرض جغرافیایی به خوبی قابل مشاهده هستند و مقدار این ناهنجاری‌ها از ۱۰ تا ۶۰ درصد در این نواحی متغیر می‌باشد. در قسمت‌های شمالی دریای عرب (۲۰-۲۵ درجه عرض شمالی) تغییرات رطوبت نسبی نسبت به میانگین ۳۶ ساله منفی بوده و در این محدوده مقادیر این پارامتر کاهش یافته است (نگاره ۱۸).

ترتیب که در زمان استقرار چرخند ساگار، پراکنش مکانی پارامترهای جوّی رطوبت نسبی، دما و فشار سطح دریا، برش عمودی باد و تاوایی مطلق انطباق بسیار مناسبی با گسترش توفان داشتند، به عبارتی چرخند به سمتی پیشروی کرده بود که پارامترهای جوّی در آن نواحی بهترین آستانه‌ها را نشان می‌دادند. این وضعیت برای چرخند میکونو نیز به همین شکل بود و توزیع فضایی تاوایی و رطوبت نسبی، محدوده‌ی تقریبی گسترش توفان را نشان می‌دادند. اگرچه مقادیر بیشینه MPI به طور کامل منطبق بر مسیر حرکت چرخندها نبود، اما نواحی جنوبی دریای عرب تا ۲۰ درجه عرض شمالی ارزش‌های بیش از ۷۰ متر بر ثانیه را نشان می‌دادند. تغییرات مکانی مقادیر شاخص GPI در دریای عرب نیز نشان دهنده ارتباط قوی این شاخص با رخداد چرخندهای مورد مطالعه بود. همچنین تحلیل نقشه‌های ناهنجاری مربوط به پارامترهای جوّی مؤثر در چرخندزایی حاره‌ای طی دوره فعالیت چرخندهای ساگار و میکونو نسبت به شرایط نرمال اقلیمی نشان داد که در محدوده‌ی تحت تأثیر این رویدادها دمای سطح دریایه میزان ۰/۳ تا ۰/۹ درجه سلسیوس و رطوبت نسبی بین ۲۰ تا ۶۰ درصد نسبت به میانگین بلند مدت افزایش پیدا کرده و از طرف دیگر مقادیر فشار سطح دریا بین ۱ تا ۵ میلی بار و برش عمودی باد نیز حدود ۵ متر بر ثانیه کاهش یافته‌اند. این مسئله بیانگر این است که شرایط وقوع چرخندهای حاره در دریای عرب نسبت به گذشته فراهم‌تر شده است.

با توجه به نتایج به‌دست آمده از تحقیق حاضر و همچنین پژوهش شجاع (۱۳۹۷) می‌توان اینگونه استنباط کرد که در طول ماه می، پارامترهای دینامیکی و ترمودینامیکی بزرگ مقیاس و همچنین شاخص GPI در نواحی جنوبی و مرکزی دریای عرب شرایط بسیار مساعدی برای چرخندزایی حاره‌ای دارند و چرخندهایی که در این محدوده شکل می‌گیرند به علت نامساعد بودن متغیرهای جوّی در عرض‌های شمالی دریای عرب و مخصوصاً دریای عمان توانایی حرکت و گسترش به آن نواحی را

این وضعیت‌ها منطبق بر محل شکل‌گیری چرخندهای حاره‌ای ساگار و میکونو است. به طوریکه برش عمودی باد در این نواحی به میزان ۵ متر بر ثانیه نسبت به میانگین بلند مدت کاهش داشته است. در غرب دریای عرب و همچنین محدوده‌ی فروپاشی چرخندهای حاره‌ای مورد مطالعه از شدت ناهنجاری‌های منفی کاسته شده و در سواحل عمان و یمن برش عمودی باد به شرایط نرمال اقلیمی نزدیک می‌گردد. مقادیر مثبت ناهنجاری در عرض‌های شمالی دریای عرب به خصوص جنوب پاکستان و حوضه دریای عمان بیانگر افزایش متغیر مورد بررسی نسبت به میانگین بلند مدت است (نگاره ۱۹).

۴- نتیجه‌گیری

تنوع در فاکتورهای دینامیکی و ترمودینامیکی مؤثر در پیدایش چرخندهای حاره‌ای در فراوانی و موقعیت رخداد چرخندها تأثیر زیادی دارد (یانگ و همکاران، ۲۰۱۷). در پژوهش حاضر سعی شده تا از یک طرف با واکاوی تغییرات پارامترهای دینامیکی و ترمودینامیکی جوّ در مدت زمان استقرار چرخندهای ساگار و میکونو، وضعیت گسترش و توسعه این دو چرخند در دریای عرب مورد تحلیل و ارزیابی قرار گیرد و از طرف دیگر با محاسبه مقادیر شاخص پیدایش چرخندزایی از چند روز قبل از وقوع توفان‌ها، نواحی مخاطره‌آمیز در دریای عرب مشخص گردد. برای این هدف پارامترهای مهم دینامیکی و ترمودینامیکی شامل تاوایی سطوح پایین جو (تراز ۸۵۰ ه.پ)، برش عمودی باد، رطوبت سطوح میانی جو (تراز ۶۰۰ ه.پ)، دمای سطح دریا، فشار سطح دریا و حداکثر شدت پتانسیلی چرخند که در شکل‌گیری توفان‌های حاره‌ای نقش مهم و حیاتی دارند انتخاب و مقادیر این متغیرها در سه زمان شکل‌گیری چرخند، اوج قدرت و زمان خاتمه مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاکی از این بود که تمام پارامترهای دینامیکی و ترمودینامیکی مطلوب‌ترین وضعیت‌های چرخندزایی را در نواحی تحت سیطره‌ی توفان‌ها فراهم کرده‌اند، بدین

۲۰۱۶؛ هولند^۶ و پرویر، ۲۰۱۴).

در نتیجه‌ی گرمایش جهانی و تغییرات دمای سطح اقیانوس‌ها احتمال هدایت چرخندهای حاره‌ای به سمت شمال دریای عرب و عمان بیشتر خواهد شد. بنابراین با تحلیل و واکاوی تغییرات پارامترهای جوّی بزرگ مقیاس در طول سال در نواحی مختلف دریای عرب می‌توان به این نتیجه دست پیدا کرد که شرایط چرخندزایی در عرض‌های شمالی دریای عرب و مخصوصاً دریای عمان در چه ماه‌هایی از سال فراهم است که در صورت وقوع چرخند حاره در این محدوده، این مهم نقش قابل ملاحظه‌ای در کاهش خسارت‌های احتمالی ناشی از آن‌ها در سواحل جنوب شرق کشور خواهد داشت.

۵- منابع و مأخذ

۱. پگاه‌فر، غفاریان؛ نفیسه، پروین. (۱۳۹۵). بررسی فراسنج‌های هواشناختی در وردسپهر زیرین و زیرین در دوره عمر چرخند حاره‌ای هیان، نشریه اقیانوس‌شناسی، ۷(۲۶)، ۶۷-۵۵.
۲. خسروی، پودینه؛ محمود، محمدرضا. (۱۳۸۹). تحلیلی بر تأثیرات اقلیمی چرخند حاره‌ای گونو (خرداد ۱۳۸۶) بر جنوب شرق ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۲(۷۲)، ۷۲-۵۳.
۳. شجاع، فائزه (۱۳۹۷). واکاوی شرایط پیدایش چرخندهای حاره‌ای در دریای عرب و عمان تحت سناریوهای تغییر اقلیم، رساله دکتری، آب و هواشناسی، استاد راهنما: دکتر محمود خسروی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان.
۴. قویدل رحیمی، عباسی، فرج‌زاده؛ یوسف، اسماعیل، منوچهر (۱۳۹۴). واکاوی سازوکار و مخاطرات توفان حاره‌ای نیلوفر، دانش مخاطرات، ۲(۱)، ۳۴-۲۱.
۵. کاویانی، علیجانی؛ محمدرضا، بهلول (۱۳۸۵). مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت، چاپ دوازدهم.

ندارند اما در اواخر می، همانگونه که در روزهای پایانی چرخند میکونو نیز قابل مشاهده بود پارامترهای جوّی به سمت عرض‌های شمالی مقادیر مطلوب‌تری را نشان دادند. در همین راستا کوتال^۱ و همکاران (۲۰۱۴) به منظور مقایسه رشد و توسعه دوچرخند ویارو^۲ و فیلین^۳ در خلیج بنگال، متغیرهای دینامیکی و ترمودینامیکی شامل ضخامت جو، فشار سطح دریا، برش عمودی باد، تاوایی پتانسیل، رطوبت نسبی و ردسپهر میانی و سرعت قائم جو (تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال) را تحلیل و بررسی کردند. در تحقیقی دیگر یاناس^۴ و همکاران (۲۰۱۰) پارامترهای جوّی بزرگ مقیاس مؤثر بر رخداد چرخند نرگس^۵ را تحلیل کردند و با محاسبه مقادیر شاخص پتانسیل پیدایش در نواحی تحت حاکمیت چرخند به این نتیجه رسیدند که توسعه چرخند نرگس با کاهش برش عمودی باد و افزایش تاوایی وردسپهر پایینی مرتبط بوده است. شجاع (۱۳۹۷) نیز با واکاوی تغییرات پارامترهای جوّی بزرگ مقیاس و همچنین محاسبه مقادیر شاخص پتانسیل پیدایش طی دوره ۲۰۱۶-۱۹۸۰ در دریای عرب و عمان به این نتیجه رسید که بیشینه مقادیر شاخص GP در ماه می در نواحی مرکزی و جنوبی دریای عرب متمرکز شده و رخداد چرخندهای حاره نیز با بیشینه شاخص چرخندزایی همخوانی دارد. بررسی تغییرات روند دمای سطح دریا در محدوده خلیج فارس و دریای عمان نشان داد که متوسط تغییرات سالانه SST در تمام قسمت‌های خلیج فارس و دریای عمان احتمالاً تا سال ۲۱۰۰ حدود ۲/۲ درجه سلسیوس افزایش یابد (نوری و همکاران، ۲۰۱۹). از طرف دیگر در پژوهش‌های متعدد به افزایش فعالیت چرخندهای حاره‌ای بسیار شدید در شرایط گرمایش جهانی در حوضه شمال اقیانوس هند اشاره شده است (بالاجی و همکاران، ۲۰۱۸؛ والش و همکاران،

1-Kotal
2- Viyaru
3- Phailin
4- Yanase
5- Nargis

2012. Intensified Arabian Sea tropical storms. *Nature*, 2012:E2-E3.

18. 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.

19. Gray, W. M. 1975. Tropical cyclone genesis. *Atmospheric science paper*; no. 234.

20. Gray, W. M. 1985. Tropical cyclone global climatology. WMO Technical Document WMO/TD, 72(1), 3-19.

21. Holland, G., & Bruyère, C. L. 2014. Recent intense hurricane response to global climate change. *Climate Dynamics*, 42(3-4), 617-627.

22. India Meteorological Department. (2018, September 12). Retrieved from <https://from www.rsmcnewdelhi.imd.gov>.

23. Koh, J. H., & Brierley, C. M. 2015. Tropical cyclone genesis potential across palaeoclimates. *Climate of the Past*, 11(10), 1433.

24. Kotal, S. D., Bhattacharya, S. K., Bhowmik, S. R., & Kundu, P. K. 2014. Growth of cyclone Viyaru and Phailin—a comparative study. *Journal of earth system science*, 123(7), 1619-1635.

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. Mohanty, U. C., Osuri, K. K., Pattanayak, S., & Sinha, P. 2012. An observational perspective on tropical cyclone activity over Indian seas in a warming environment. *Natural hazards*, 63(3), 1319-1335.

27. Murakami, H., Sugi, M., & Kitoh, A. 2014. Future Changes in Tropical Cyclone Activity in the North Indian Ocean Projected by the New High-Resolution MRI-AGCM. In *Monitoring and Prediction of Tropical Cyclones in the Indian Ocean and Climate Change* (pp. 65-71). Springer, Dordrecht.

28. Murakami, H., Vecchi, G. A., & Underwood, S. 2017. Increasing frequency of extremely severe cyclonic

۶. لشکری، کیخسروی؛ حسن، قاسم (۱۳۸۹). تحلیل سینوپتیکی توفان گونو و اثرات آن بر جنوب شرق ایران، *مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، ۲۱(۳)، ۲۰-۱.

7. Balaji, M., Chakraborty, A., & Mandal, M. 2018. Changes in tropical cyclone activity in north Indian Ocean during satellite era (1981–2014). *International Journal of Climatology*, 38(6), 2819-2837.

8. Belanger, J. I., Webster, P. J., Curry, J. A., & Jelinek, M. T. 2012. Extended prediction of North Indian Ocean tropical cyclones. *Weather and Forecasting*, 27(3), 757-769.

9. Best Track. (2018, September 5). Retrieved from http://www.rsmcnewdelhi.imd.gov.in/index.php?option=com_content&view=article&id=48&Itemid=194&lang=en

10. Bruyère, C. L., Holland, G. J., & Towler, E. 2012. Investigating the use of a genesis potential index for tropical cyclones in the North Atlantic basin. *Journal of Climate*, 25(24), 8611–8626.

11. 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.

12. 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.

13. Datasets, ECMWF. (2018, September 5). Retrieved from <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets>.

14. Elsner, J. B., & Jagger, T. H. 2009. *Hurricanes and climate change*. New York: Springer.

15. Emanuel, K. 2004. Response of tropical cyclone activity to climate change: theoretical basis. In: Murnane RJ, Liu K-B (eds) *Hurricanes and typhoons: past, present and future*. Columbia University Press, New York, pp. 395–407.

16. Emanuel, K., & Nolan, D. S. 2004. Tropical cyclone activity and the global climate system. In *26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*.

17. Evan AT, Kossin JP, Chung C, Ramanathan, V.

- Balachandran, S., Camargo, S. J., Holland, G., ...& Sugi, M. 2016. Tropical cyclones and climate change. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 7(1), 65-89.
40. 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.
41. Yanase, W., Taniguchi, H., & Satoh, M. 2010. The genesis of tropical cyclone Nargis (2008): Environmental modulation and numerical predictability. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 88(3), 497-519.
42. Yang, Y., Yang, L., & Wang, F. 2017. Analyzing the influences of two types of El Niño on tropical cyclone genesis with a modified genesis potential index. *Chinese journal of oceanology and limnology*, 35(2), 452-465.
- storms over the Arabian Sea. *Nature Climate Change*, 7(12), 885.
29. 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).
30. Rakhecha, P. R., & Singh, V. P. 2009. Tropical storms and hurricanes. In *Applied Hydrometeorology* (pp. 126-162). Springer, Dordrecht.
31. Noori, R., Tian, F., Berndtsson, R., Abbasi, M. R., Naseh, M. V., Modabberi, A., ...& Kløve, B. (2019). Recent and future trends in sea surface temperature across the Persian Gulf and Gulf of Oman. *PloS one*, 14(2), 43.
32. RSMC, New Delhi. (2018, September 12). Retrieved from <http://www.rsmcnewdelhi.imd.gov>
33. Sabade, B., & Mohapatra, M. 2017. Very Severe Cyclonic Storm MADI over Bay of Bengal, 6-13 December 2013: A Diagnostic Study. In *Tropical Cyclone Activity over the North Indian Ocean* (pp. 117-130). Springer, Cham.
34. Sharmila, K.J.E Walsh. 2017. Impact of Large-Scale Dynamic versus Thermodynamic Climate Conditions on Contrasting Tropical Cyclone Genesis Frequency, *Journal of Climate*, Vol. 30, No. 22.
35. Shengyan, Y., Juncheng, Z., & Subrahmanyam, M. V. (2019). Sea surface temperature cooling induced by Tropical cyclone Hudhud over Bay of Bengal.
36. 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.
37. Sun, Y., Zhong, Z., Li, T., Yi, L., Hu, Y., Wan, H., ...& Li, Q. (2017). Impact of ocean warming on tropical cyclone size and its destructiveness. *Scientific reports*, 7(1), 1-10.
38. Tsuboi, A., Takemi, T., & Yoneyama, K. 2016. Seasonal environmental characteristics for the tropical cyclone genesis in the Indian Ocean during the CINDY2011/DYNAMO field experiment. *Atmosphere*, 7(5), 66.
39. Walsh, K. J., McBride, J. L., Klotzbach, P. J.,