Journal of Natural Environment Hazards
University of Sistan and Baluchestan
Print ISSN: 2676 - 4377 Online ISSN: 2676 - 4385
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

Journal of Natural Environmental Hazards, Vol.14, Issue 45, September 2025

Oceanic Response to Tropical Cyclones: Analyzing Sea Surface Temperature Variations During Tropical Cyclone Nivar in the Bay of Bengal

Seyedeh Nastaran Hashemi[1], Mahdi Mohammad Mahdizadeh[2*], Mohammad Akbarinasab[3]

1. Ph.D. Student of Physical Oceanography, Department of Atmospheric and Oceanographic Science (non-Biologic), Faculty of Marine Science and Technology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran
2. *Corresponding Author*, Associate Professor, Department of Atmospheric and Oceanographic Science (non-Biologic), Faculty of Marine Science and Technology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran
3. Associate Professor, Department of Marine Physics, Faculty of Marine and Environmental Sciences, University of Mazandaran, Babolsar, Iran

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:
Received: 09 October 2024
Revised: 10 December 2024
Accepted: 07 January 2025

Keywords:
Tropical Cyclone, Anomaly, Sea Surface Temperature, North Indian Ocean, ERA5.

ABSTRACT

Various phenomena can cause changes in the sea surface temperature, including freshwater influx, wind, solar radiation, ocean currents, and evaporation. This study aims to determine the sea surface temperature anomaly caused by the passage of a tropical cyclone. The Nivar tropical cyclone occurred in the Bay of Bengal between November 22 and 27, 2020. Nivars originated from a low-pressure area in the Bay of Bengal. The Nivar tropical cyclone was monitored based on reports from the Indian Meteorological Department and using data on sea surface temperature, zonal wind component, and meridional wind component from the ERA5 reanalysis products on November 21-28, 2020. The aforementioned data were obtained at a three-hour time step and a spatial resolution of 0.25° (approximately 30 km) one day before, one day after, and during the Nivar event. Given the significant role of sea surface temperature in oceanic processes and climate change, the analysis showed that with the passage of the Nivar cyclone, the temperature changed by one degree Celsius compared with the previous day. Providing a general framework for evaluating the ocean's response to cyclone changes can serve as a foundation for designing early warning systems and crisis management in coastal areas, including the southern coast of Iran.

Cite this article: Hashemi, S. N. , Mohammad Mahdizadeh, M. and Akbarinasab, M. (2025). Oceanic Response to Tropical Cyclones: Analyzing Sea Surface Temperature Variations During Tropical Cyclone Nivar in the Bay of Bengal. Journal of Natural Environmental Hazards, 14(45), 113-132. DOI: 10.22111/jneh.2025.50002.2069

© Mahdi Mohammad Mahdizadeh*
Publisher: University of Sistan and Baluchestan
DOI: 10.22111/jneh.2025.50002.2069

* Corresponding Author Email: mehdizadeh@hormozgan.ac.ir

مخاطرات محیط طبیعی
شاپا چاپی: ۲۶۷۶-۴۳۷۷ شاپا الکترونیکی: ۲۶۷۶-۴۳۸۵
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۱۴، شماره ۴۵، شماره پیاپی۳، مهر ۱۴۰۴

بررسی پاسخ اقیانوس به کم‌فشار حاره‌ای، مبتنی بر تغییرات دمای سطح دریا مطالعه موردی: کم‌فشار حاره‌ای نیوار در خلیج بنگال)

سیده نسترن هاشمی[۱]، مهدی محمدمهدیزاده[۲*]، محمد اکبری نسب[۳]

۱. دانشجوی دکتری فیزیک دریا، گروه علوم غیرزیستی جوی و اقیانوسی، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
۲. دانشیار، گروه علوم غیرزیستی جوی و اقیانوسی، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران (نویسنده مسئول)
۳. دانشیار، گروه فیزیک دریا، دانشکده علوم دریایی و محیطی، دانشگاه مازندران، بابلسر، ایران

اطلاعات مقاله

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۱۸

تاریخ ویرایش: ۱۴۰۳/۰۹/۲۰

تاریخ پذیرش : ۱۴۰۳/۱۰/۱۸

واژه‌های کلیدی:
کم‌فشار حاره‌ای، آنومالی، دمای سطح دریا، شمال اقیانوس هند، ERA5.

چکیده

پدیده‌های مختلفی می‌توانند باعث تغییر در دمای سطح دریا شوند که ازجمله آنها می‌توان به ورود آب‌های شیرین، باد، تابش خورشید، جریان‌های اقیانوسی و تبخیر اشاره کرد. هدف از این مطالعه، تعیین آنومالی دمای سطح دریا ناشی از عبور کم‌فشار حاره‌ای است. طی روزهای ۲۲ تا ۲۷ نوامبر ۲۰۲۰، کم‌فشار حاره‌ای نیوار در خلیج بنگال رخ داد. نیوار از یک منطقه کم‌فشار در خلیج بنگال سرچشمه گرفت. براساس گزارش سازمان هواشناسی هند و با استفاده از داده‌های مربوط به پارامترهای دمای سطح دریا، مولفه‌ی مداری باد و مولفه‌ی نصف‌النهاری باد از محصولات بازتحلیل ERA5 در تاریخ ۲۱ تا ۲۸ نوامبر ۲۰۲۰، به رصد کم‌فشار حاره‌ای نیوار پرداخته شد. داده‌های یادشده به‌صورت یک روز قبل، یک روز بعد و دوره زمانی رخداد نیوار، با گام زمانی سه ساعت و با قدرت تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه (تقریبا ۳۰ کیلومتر) اخذ شدند. با توجه به اینکه دمای سطح دریا نقش مهمی در فرآیندهای اقیانوسی و تغییرات آب‌وهوایی دارد، تحلیل‌ها نشان داد که با عبور کم‌فشار نیوار، دما نسبت به روز قبل یک درجه سلسیوس تغییر داشته است. ارائه یک چارچوب کلی برای ارزیابی پاسخ اقیانوس به تغییرات کم‌فشار، می‌تواند پایه‌ای برای طراحی سامانه‌های اعلام هشدار و مدیریت بحران در مناطق ساحلی، ازجمله سواحل جنوبی ایران باشد.

استناد: هاشمی، سیده نسترن ، محمدمهدیزاده، مهدی و اکبری نسب، محمد . (۱۴۰۴). بررسی پاسخ اقیانوس به کم‌فشار حاره‌ای، مبتنی بر تغییرات دمای سطح دریا مطالعه موردی: کم‌فشار حاره ای نیوار در خلیج بنگال). مخاطرات محیط طبیعی، ۱۴(۴۵)، ۱۳۲-۱۱۳.

DOI: 10.22111/jneh.2025.50002.2069

ناشر: دانشگاه سیستان و بلوچستان © سیده نسترن هاشمی، مهدی محمدمهدیزاده*، محمد اکبری نسب.

*- مهدی محمدمهدیزاده (نویسنده مسئول) Email: mehdizadeh@hormozgan.ac.ir

مقدمه

کم‌فشارهای حاره‌ای، یکی از شدیدترین برهمکنش‌های هوا و دریا هستند که بر فراز اقیانوس‌های حاره‌ای شکل می‌گیرند (سرینیواس[۱] و همکاران ۲۰۱۷) و خسارت‌های قابل‌توجهی به زندگی انسان، کشاورزی، جنگل‌داری، شیلات و زیرساخت‌ها وارد می‌کنند (ماتسوکا[۲] و همکاران ۲۰۱۸). در مقیاس جهانی، سالانه به‌طور متوسط ۹۰ کم‌فشار حاره‌ای بر روی آب‌های گرم تشکیل می‌شود (امانوئل و نولان[۳] ۲۰۰۴). بنابراین، آگاهی از شدت و ساختار کم‌فشارهای حاره‌ای، به منظور پیش‌بینی و ارزیابی، مهم تلقی می‌گردد (ماتسوکا و همکاران ۲۰۱۸).

اقیانوس منبع اصلی تامین انرژی برای کم‌فشار حاره‌ای است (امانوئل، ۱۹۹۹؛ بندر و جینیس[۴]، ۲۰۰۰؛ شای[۵] و همکاران، ۲۰۰۰؛ امانوئل و همکاران، ۲۰۰۴؛ لوید و وچی[۶]، ۲۰۱۱ و لین و همکاران، ۲۰۱۴) و تعامل دو جانبه‌ای بین این دو عامل: (اقیانوس و کم‌فشار) وجود دارد. در طول پیدایش، اقیانوس انرژی را به کم‌فشار حاره‌ای می‌رساند و باعث می‌شود تا زمانی که آب دریا به اندازه کافی گرم است، کم‌فشار شدت بگیرد. فشار پایین، بادهای شدید، اختلاط[۷] و جریان‌های واگرا در لایه‌های بالایی اقیانوس ایجاد می‌شوند که باعث توزیع مجدد آب از طریق فراجوشی[۸] می‌شود و در نتیجه لایه‌های سطحی خنک می‌گردند. خنک‌شدن سطح دریا در نزدیکی چشم طوفان منجر به کاهش کل شار گرما و تولید انرژی در اتمسفر می‌شود که تمایل به کاهش شدت طوفان را در پی دارد. ناهنجاری‌های دمای سطح دریا که توسط کم‌فشار حاره‌ای ایجاد می‌شوند، از ۱ تا ۶ درجه سلسیوس متفاوت هستند (بلک[۹]، ۱۹۸۳ و سادورام[۱۰]، ۲۰۰۴). به‌طورکلی، کم‌فشارهای حاره‌ای می‌توانند آب سردتر زیرسطحی را توسط بادهای قوی به سطح ببرند و باعث خنک‌شدن آب‌ها شوند (امانوئل، ۱۹۸۶).

دمای سطح دریا[۱۱] به‌عنوان یکی از پارامترهای مهم در مطالعات اقیانوس‌شناسی درنظر گرفته می‌شود (ذاکری‌نژاد و همکاران، ۱۴۰۱) و یک عامل فیزیکی مهم در تعامل بین اقیانوس و جو است. نظارت دقیق و پیش‌بینی توزیع زمانی و مکانی دمای سطح دریا در برخورد با تغییرات آب‌وهوایی از اهمیت زیادی برخوردار است (ژیا[۱۲] و همکاران، ۲۰۲۲). دمای سطح دریا، نقش اساسی در به‌وجودآمدن و شدت کم‌فشار حاره‌ای دارد (امانوئل[۱۳]، ۲۰۱۸؛ ماندال[۱۴] و همکاران، ۲۰۰۷؛ کوتال[۱۵] و همکاران، ۲۰۰۹؛ وحیدزمان[۱۶] و همکاران، ۲۰۲۲؛ سرینیواس و همکاران، ۲۰۱۷ و داس و دبنات[۱۷]، ۲۰۱۷). به‌عبارت‌دیگر، بالا بودن دمای سطح دریا، یک عامل ضروری برای سیکلون‌زایی[۱۸] است (یاناس[۱۹] و همکاران،

1 Srinivas
2 Matsuoka
3 Emanuel and Nolan
4 Bender and Ginis
5 Shay
6 Lloyd and Vecchi
7 Mixing
8 Upwelling
9 Black
10 Sadhuram
11 Sea Surface Temperature (SST)
12 Jia
13 Emanuel
14 Mandal
15 Kotal
16 Wahiduzzaman
17 Das and Debnath
18 Cyclogenesis
19 Yanase

۲۰۱۲). از شرایطی که برای تشکیل کم‌فشار حاره‌ای می‌توان اشاره کرد، دمای سطح دریا بیش از ۲۶/۵ درجه سلسیوس است (گری[۱]، ۱۹۶۸؛ گونرت[۲] و همکاران، ۲۰۲۱ و کوتی‌پورات[۳] و همکاران، ۲۰۲۱).

کم‌فشارها، در طول مسیر خود تأثیر قابل‌توجهی بر سطوح بالایی اقیانوس‌ها دارند. این تأثیر، شامل خنک‌شدن دمای سطح دریا[۴]، تغییرات در شوری اقیانوس‌ها و افزایش غلظت کلروفیل در سطح دریا می‌شود (پرایس[۵]، ۱۹۸۱؛ لین[۶] و همکاران، ۲۰۰۳ و واکر[۷] و همکاران، ۲۰۰۵).

فرآیندهای فیزیکی مانند اختلاط، فراجوشی (پرایس ۱۹۸۱) و دمای سطح دریا ناشی از کم‌فشار حاره‌ای، در شدت این پدیده نقش دارند (آرورا و داش[۸]، ۲۰۱۶). درک پاسخ اقیانوس به یک کم‌فشار نه تنها مهارت پیش‌بینی کم‌فشار را افزایش می‌دهد، بلکه دانش ما را در زمینه محیط اقیانوس غنی می‌سازد (ژانگ[۹] و همکاران، ۲۰۲۱). تجزیه‌وتحلیل خنک‌شدن سطحی ناشی از عبور کم‌فشار حاره‌ای، می‌تواند به مدل‌سازی‌های عددی به منظور پیش‌بینی کم‌فشارها کمک کند که می‌تواند جان میلیون‌ها انسان و اکوسیستم ساحلی را نجات دهد (کوتی‌پورات و همکاران، ۲۰۲۲).

خنک‌شدن دمای سطح دریا ناشی از کم‌فشارها، نقش مهمی در کنترل شدت کم‌فشار در حوضه‌های اقیانوسی دارد و به‌شدت با شرایط مختلف دریا همبسته است (کویی[۱۰] و همکاران، ۲۰۲۴ و سینگ[۱۱] و همکاران، ۲۰۲۴).

به‌دنبال کاهش دمای سطح دریا به‌دلیل کم‌فشار حاره‌ای، فرآیندهای جوی و اقیانوسی بعدی تمایل دارند که دمای سطح دریا را به مقدار اولیه بازگردانند. تعداد روزهای مورد نیاز برای بازیابی دمای سطح دریا، بین کم‌فشارهای مختلف، از روز تا هفته متغیر است (دار و مک براید[۱۲]، ۲۰۱۱). خنک‌شدن دمای سطح دریا، همچنین به سرعت انتقال کم‌فشار نیز بستگی دارد (بندر و همکاران، ۱۹۹۳). معمولا مناطق نزدیک به مسیر کم‌فشار (پس از عبور کم‌فشار)، خنک‌شدن و کاهش چینه‌بندی را تجربه می‌کنند که همراه با افزایش مواد مغذی و غلظت کلروفیل می‌باشد (هان[۱۳] و همکاران، ۲۰۱۲؛ یونگ‌کیانگ و دان‌لینگ[۱۴]، ۲۰۱۱).

نیتو[۱۵] و همکاران (۲۰۱۲) در پژوهشی بیان کردند، خنک‌شدن سطحی ناشی از کم‌فشار حاره‌ای در طول دوره پیش از مونسون حدود سه برابر بیشتر از دوره پس از مونسون در خلیج بنگال است. همچنین آنها اظهار داشتند، این تفاوت اساساً به تغییرات فصلی در چینه‌بندی اقیانوسی مربوط می‌شود.

هدف اصلی این پژوهش، ارائه یک چارچوب کلی برای ارزیابی پاسخ اقیانوس به تغییرات کم‌فشار حاره‌ای است که می‌تواند به‌عنوان پایه‌ای برای طراحی سامانه‌های اعلام هشدار و مدیریت بحران در مناطق ساحلی، ازجمله سواحل

1 Gray
2 Gönnert
3 Kuttippurath
4 Sea Surface Temperature Cooling
5 Price
6 Lin
7 Walker
8 Arora and Dash
9 Zhang
10 Cui
11 Singh
12 Dare and McBride
13 Han
14 YongQiang and DanLing
15 Neetu

جنوبی ایران باشد. باتوجه به فراوانی، شدت و شکل‌گیری کم‌فشار حاره‌ای در محدوده خلیج بنگال نسبت به دریای عرب، این منطقه به‌عنوان یک مطالعه موردی مناسب انتخاب گردید. نتایج حاصل از این مطالعه، با وجود تمرکز بر خلیج بنگال، به‌دلیل شباهت‌های کلی بین کم‌فشارهای حاره‌ای در مناطق مختلف، می‌تواند برای درک بهتر این پدیده در سایر مناطق، ازجمله دریای عرب نیز مورد استفاده قرار گیرد.

در زیر به تعدادی از مطالعات انجام‌شده در زمینه پاسخ اقیانوس به کم‌فشارهای حاره‌ای در شمال اقیانوس هند و دریای عمان پرداخته شده است.

النضیری[1] و همکاران (۲۰۲۳) به بررسی پاسخ اقیانوس به عبور کم‌فشار حاره‌ای شاهین که در سال ۲۰۲۱ سواحل شمالی عمان را درنوردید، پرداختند. کم‌فشار حاره‌ای شاهین، در ۳ اکتبر ۲۰۲۱ پس از عبور از دریای عمان، سواحل شرقی آن را تحت تاثیر قرار داد. در این پژوهش از داده‌های سنجش‌ازدور، آرگو[2] و مدل هایکام[3] استفاده شد. بعلاوه اثرات کم‌فشار حاره‌ای شاهین بر خنک‌شدن و پاسخ بیولوژیکی دریای عمان و دریای عرب مورد بحث قرار گرفت. نتایج نشان داد، وزش باد در طول رخداد کم‌فشار حاره‌ای، باعث اختلاط و فراجوشی شده است که منجر به کاهش ۲/۵ درجه سلسیوس دمای سطح دریا در امتداد سواحل ایران، کاهش ۵ درجه سلسیوس در سواحل عمان و افزایش ۱ درجه سلسیوس در سرتاسر دریای عرب شد.

پنگ[4] و همکاران (۲۰۲۳) در مطالعه‌ای به بررسی پاسخ اقیانوس به عبور کم‌فشار حاره‌ای آمفان در سال ۲۰۲۰ پرداختند. نتایج نشان داد، کل ستون آب حداکثر ۲ درجه سلسیوس سرد شده است. شوری در مدت یک هفته پس از عبور کم‌فشار حاره‌ای آمفان افزایش داشته است که می‌تواند ناشی از فراجوشی باشد.

چاکو[5] (۲۰۲۳) به بررسی کم‌فشار حاره‌ای آمفان[6] در سال ۲۰۲۰ پرداخت. این کم‌فشار حاره‌ای، اندکی پس از رسیدن به وضعیت ابرسیکلونی[7]، به سرعت ضعیف شد. در این پژوهش از تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی برای تعیین تغییرات دمای سطح دریا در تضعیف آمفان استفاده شد. نتایج نشان داد، خنک‌شدن دمای سطح دریا ۲ روز قبل از ورود کم‌فشار آغاز گردیده و اندازه بزرگ و سرعت آهسته کم‌فشار آمفان، خنک‌شدن سطح دریا را تسهیل کرده است.

کوتی‌پورات و همکاران (۲۰۲۲) اثرات سرد شدن[8] ناشی از کم‌فشارهای حاره‌ای را در شمال شرقی اقیانوس هند مورد تجزیه‌وتحلیل قرار دادند. این مطالعه برای ۹۲ کم‌فشار حاره‌ای که باعث خنک‌شدن قابل‌توجهی در سطح دریا شد (قبل و بعد از مونسون)، انجام گرفت. نتایج نشان داد که این کم‌فشارها، سطح دریا را از ۰/۵ درجه سلسیوس تا ۴/۸۱ درجه سلسیوس پس از عبورشان خنک می‌کنند (به کم‌فشارها بستگی دارد). کم فشارهای قبل از مونسون خنک‌شدن قوی‌تری را نشان می‌دهند؛ اما کم‌فشارهای پس از مونسون مدت زمان خنک‌شدن و بازیابی طولانی‌تری را نشان می‌دهند.

1 Al Nadhairi
2 Argo
3 HYCOM model
4 Peng
5 Chacko
6 Amphan
7 Super-Cyclone
8 Cold Wakes

لاهیجانی و همکاران (۲۰۲۴) پاسخ آب‌های فلات قاره در شمال خلیج عمان را به عبور کم‌فشار حاره‌ای شاهین (۲۰۲۱) مورد تجزیه‌وتحلیل قرار دادند. در ۲۹ سپتامبر ۲۰۲۱، کم‌فشار حاره‌ای شاهین در دریای عرب پیشرفت چشمگیری داشت. این کم‌فشار حاره‌ای در تاریخ ۳ اکتبر از خلیج عمان عبور کرد و به‌دلیل بارش شدید و امواج بلندی که ایجاد کرد، خسارت‌ها و تلفات قابل‌توجهی برجا گذاشت. با استفاده از داده‌های هواشناسی و ماهواره‌ای، اندازه‌گیری خصوصیت‌های فیزیکی و شیمیایی ستون آب توسط CTD[1] چند روز قبل و بعد از رخداد کم‌فشار و مشاهدات ساحلی، تأثیر کم‌فشار حاره‌ای شاهین بر فلات شمالی خلیج عمان (ایران) تحلیل شد. دمای بالای سطح دریا در دریای عرب باعث تقویت کم‌فشار به سمت خلیج عمان شد. کم‌فشار حاره‌ای شاهین، اختلاط عمودی در سطوح بالایی را تشدید کرد و منجر به کاهش دمای سطح دریا، تقریباً ۲-۵ درجه سلسیوس گردید.

موهانتی[2] و همکاران (۲۰۲۳) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و اندازه‌گیری میدانی، پاسخ فیزیکی و بیوژئوشیمیایی فرآیندهای سطح بالایی اقیانوس را در طول گذر کم‌فشار حاره‌ای Tauktae (۱۴ تا ۱۹ می[3] ۲۰۲۱) در شرق دریای عرب مورد مطالعه قرار دادند. این کم‌فشار در ۱۴ می به‌صورت یک وافشاری[4] بوده و در ۱۷ می به یک طوفان چرخندی بی‌نهایت[5] شدید تبدیل شد. سرعت انتقال کم‌فشار Tauktae در ۱۷ می ۲۰۲۱ به‌طور ناگهانی کاهش یافت که این امر سبب تشدید بیشتر آن شد. در طول مسیر این کم‌فشار، دمای سطح دریا به‌طور قابل‌توجهی کاهش یافت (۱/۵ تا ۲ درجه سلسیوس).

یو[6] و همکاران (۲۰۲۳) تغییرات دمای سطح دریا ناشی از ۹۶ کم‌فشار حاره‌ای را در یک دوره ۱۸ ساله، در شمال اقیانوس هند بررسی کردند. در این مطالعه، از طریق یک تجزیه‌وتحلیل ترکیبی به‌همراه داده‌های دمای سطح دریا (ماهواره‌ای)، یک بررسی جامع برای تعیین رابطه بین ویژگی‌های کم‌فشار حاره‌ای ازجمله سرعت باد، سرعت انتقال و تغییرات دمای سطح دریا انجام شد. مهم‌ترین کاهش دمای سطح دریا دو روز پس از عبور کم‌فشار حاره‌ای اتفاق افتاده است.

داده‌ها و روش‌ها

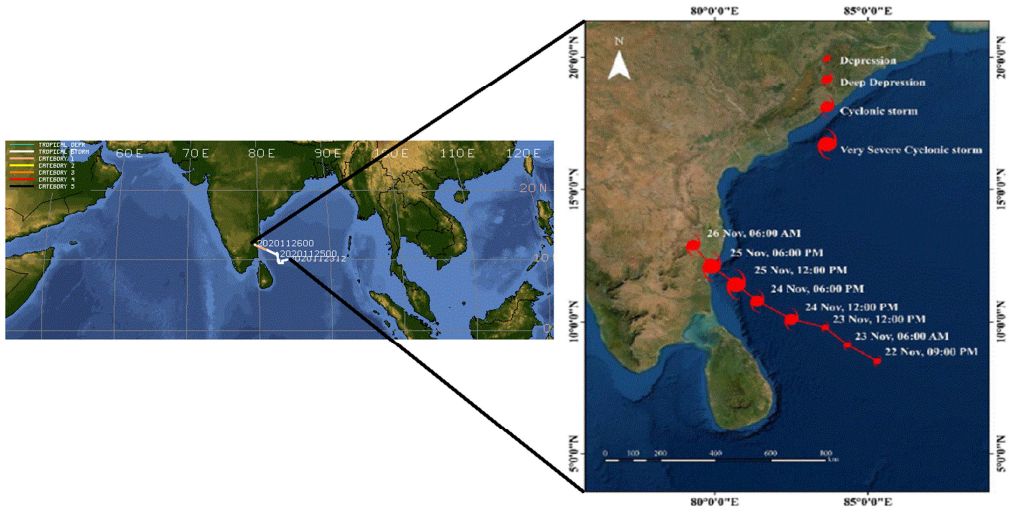
الف-منطقه مورد مطالعه

کم‌فشار حاره‌ای، مهم‌ترین پدیده آب‌وهوایی در شمال اقیانوس هند است (پراساد و رائو[7] ۲۰۰۶) و سالانه ۶ درصد از کم‌فشارهای حاره‌ای جهان در این منطقه تشکیل می‌شوند. علی‌رغم کسر کوچک کم‌فشارها، برخی از ویرانگرترین آنها در این حوضه شکل می‌گیرند که خسارت‌های زیادی به کشورهای حاشیه وارد می‌سازد (سینگ و راکسی[8] ، ۲۰۲۲).

1 Conductivity-Temperature-Depth
2 Mohanty
3 May
4 Depression
5 Extremely Sever Cyclonic Storm
6 Yu
7 Prasad and Rao
8 Singh and Roxy

شمال اقیانوس هند دارای دو حوضه است: خلیج بنگال و دریای عرب. این دو حوضه، در چرخه سالانه کم‌فشارها، دارای دو قله هستند (اوباسی[۱]، ۱۹۹۷). قله اول در طول فصل پس از مونسون[۲] (اکتبر تا دسامبر) و قله دوم در طول فصل پیش از مونسون[۳] (مارس تا می) (ویسا[۴] و همکاران، ۲۰۱۳؛ سنگوپتا[۵] و همکاران، ۲۰۰۸ و رائو[۶]، ۱۹۷۶).
از منظر اقلیم‌شناسی، فعالیت کم‌فشار حاره‌ای در شمال اقیانوس هند، بین دریای عرب و خلیج بنگال نامتقارن است. به‌طور مشخص، خلیج بنگال نسبت به دریای عرب شاهد فعالیت شدیدتر و پرتکرارتر این سامانه‌های جوی است (ستار و چئونگ[۷]، ۲۰۱۹). هندسه ساحلی منحصر به فرد و همچنین توپوگرافی خلیج بنگال چالش‌های زیادی را برای پیش‌بینی کم‌فشار حاره‌ای ایجاد کرده است (راتوره[۸] و همکاران، ۲۰۱۷). شکل ۱، منطقه مورد مطالعه و روند تشکیل تا تضعیف کم‌فشار حاره‌ای نیوار را نشان می‌دهد.

شروع بادهای موسمی شمال شرقی در اواخر اکتبر به‌طور قابل‌توجهی دمای سطح دریا را در طول دوره اکتبر تا دسامبر تغییر می‌دهد. در زمستان (ژانویه و فوریه)، میانگین دمای سطح دریا در خلیج بنگال کمترین مقدار را دارد؛ یعنی حدود ۲۵ تا ۲۸ درجه سلسیوس می‌باشد. با این وجود، در سایر فصول در محدوده ۲۸/۵ تا ۲۹ درجه سلسیوس باقی می‌ماند (جاسوال[۹] و همکاران، ۲۰۱۲) و بالاترین مقادیر در ماه می و نوامبر است (سینگ و همکاران، ۲۰۰۰). جدول ۱، مشخصات کم‌فشار حاره‌ای نیوار را براساس گزارش IMD[۱۰] (سازمان هواشناسی هند) نشان می‌دهد.



شکل ۱: منطقه مورد مطالعه (*برگرفته از مطالعه‌ی گریسی مارگرت مری*[۱۱] *و همکاران ۲۰۲۴ و وب‌سایت tropic.ssec.wisc.edu*)

1 Obasi
2 Post-Monsoon
3 Pre-Monsoon
4 Vissa
5 Sengupta
6 Rao
7 Sattar and Cheung
8 Rathore
9 Jaswal
10 Indian Meteorological Department
11 Gracy Margret Mary

جدول ۱: مشخصات کم‌فشار حاره‌ای نیوار براساس گزارش IMD

تاریخ	ساعت (UTC[1])	شدت	سرعت باد (متربرثانیه)	فشار (هکتوپاسکال)
۲۰۲۰/۱۱/۲۲	۲۱:۰۰	D[2]	۱۲/۷۵	۱۰۰۲
۲۰۲۰/۱۱/۲۳	۰۰:۰۰	D	۱۲/۷۵	۱۰۰۲
	۰۳:۰۰	D	۱۲/۷۵	۱۰۰۲
	۰۶:۰۰	D	۱۲/۷۵	۱۰۰۱
	۱۲:۰۰	DD[3]	۱۵/۳	۹۹۹
	۱۸:۰۰	DD	۱۵/۳	۹۹۸
۲۰۲۰/۱۱/۲۴	۰۰:۰۰	CS[4]	۱۷/۸۵	۹۹۷
	۰۳:۰۰	CS	۱۷/۸۵	۹۹۷
	۰۶:۰۰	CS	۲۰/۴	۹۹۴
	۰۹:۰۰	CS	۲۲/۹۵	۹۹۴
	۱۲:۰۰	CS	۲۲/۹۵	۹۹۴
	۱۵:۰۰	CS	۲۲/۹۵	۹۹۴
	۱۸:۰۰	SCS[5]	۲۵/۵	۹۹۲
	۲۱:۰۰	SCS	۲۸/۰۵	۹۸۸
۲۰۲۰/۱۱/۲۵	۰۰:۰۰	SCS	۳۰/۶	۹۸۶
	۰۳:۰۰	SCS	۳۰/۶	۹۸۶
	۰۶:۰۰	SCS	۳۰/۶	۹۸۶
	۰۹:۰۰	VSCS[6]	۳۳/۱۵	۹۸۲
	۱۲:۰۰	VSCS	۳۳/۱۵	۹۸۲
	۱۵:۰۰	VSCS	۳۳/۱۵	۹۸۲
	۱۸:۰۰	VSCS	۳۳/۱۵	۹۸۲
	۲۱:۰۰	SCS	۳۰/۶	۹۸۶
۲۰۲۰/۱۱/۲۶	۰۰:۰۰	SCS	۲۵/۵	۹۹۲
	۰۳:۰۰	CS	۲۰/۴	۹۹۶
	۰۶:۰۰	CS	۱۵/۳	۹۹۸
	۰۹:۰۰	DD	۱۵/۳	۹۹۹
	۱۲:۰۰	DD	۱۵/۳	۱۰۰۰
	۱۸:۰۰	D	۱۰/۲	۱۰۰۲
۲۰۲۰/۱۱/۲۷	۰۰:۰۰	کم‌فشار تضعیف شد		

1 Universal Time Coordinated
2 Depression
3 Deep Depression
4 Cyclonic Storm
5 Sever Cyclonic Storm
6 Very Sever Cyclonic Storm

ب-روش کار

مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌برد آب‌وهوا[1]، سابقه‌ی طولانی در بازتحلیل[2] دارد و ERA5 نسل پنجم از تجزیه و بازتحلیل جوی می‌باشد که تولید شده است. این پایگاه داده، برآورد ساعتی از جو کره زمین، سطح زمین و امواج اقیانوس را ارائه می‌دهد و با تاخیر ۵ روزه، به‌روز می‌شود. ERA5 در سال ۲۰۱۸ جایگزین ERA-Interim شد. اساس این داده‌ها، سیستم یکپارچه پیش‌بینی است که با استفاده از قوانین فیزیک، داده‌های مدل را با داده‌های مشاهداتی در سراسر جهان به یک مجموعه داده جهانی و کاملا سازگار تبدیل می‌کند (حسینی و همکاران، ۱۴۰۲؛ ویسی و همکاران، ۱۴۰۲؛ هرباچ[3] و همکاران، ۲۰۲۰).

منبع داده‌های این پژوهش، داده‌های بازتحلیل ERA5 هستند. به منظور تعیین اثرات (خنک‌شدن) کم‌فشار حاره‌ای نیوار، داده‌های دمای سطح دریا، سرعت مداری باد در تراز ۱۰ متری و سرعت نصف‌النهاری باد در تراز ۱۰ متری (U10,V10) به‌صورت یک روز قبل، یک روز بعد و بازه زمانی رخداد کم‌فشار (از ۲۱ تا ۲۸ نوامبر ۲۰۲۰)، به گام زمانی ۳ ساعت اخذ شدند. براساس مولفه‌های مداری باد و نصف‌النهاری باد و مطابق رابطه (۱)، تنش برشی باد محاسبه شد. داده‌های دمای سطح دریا و داده‌ی آنومالی دمای سطح دریا در محیط نرم‌افزار Arc Map ۱۰،۸،۲ و داده‌های باد با استفاده از زبان برنامه‌نویسی پایتون، مورد تجزیه‌وتحلیل قرار گرفتند.

لازم به یادآوری است، هنگامی که در مورد پدیده‌هایی مانند طوفان صحبت می‌شود، گام زمانی مناسب ۳ ساعت است؛ زیرا کمتر از آن عملا برای مدیریت بحران کارایی کافی را ندارد (فرمانی‌فرد و همکاران، ۱۴۰۲). مشخصات داده‌های مورد استفاده در جدول ۲ ارائه شده است. همچنین، جدول ۳ دسته‌بندی کم‌فشارهای حاره‌ای توسط IMD را نشان می‌دهد.

$$\tau = \rho C_d U^2 \qquad (۱)$$

τ : تنش برشی باد (Pa)

ρ : چگالی (Kg/m^3)

C_d : ضریب درگ[4]

U : سرعت (m/s)

جدول ۲: مشخصات داده‌های مورد استفاده در این پژوهش

نوع داده	منبع	مقیاس زمانی	مقیاس مکانی	متغیرها	بازه زمانی
بازتحلیل	ERA5	۳ ساعت	۰/۲۵° × ۰/۲۵° (تقریبا ۳۰ کیلومتر)	دمای سطح دریا و بادهای تراز ۱۰متری. (با استفاده از مولفه‌های مداری و نصف‌النهاری، تنش برشی باد محاسبه شد.)	۲۱-۲۸ نوامبر ۲۰۲۰

1 European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)
2 Reanalysis
3 Hersbach
4 Drag

جدول ۳: دسته‌بندی کم‌فشارهای حاره‌ای توسط IMD (پگاه فر ۱۴۰۰)

دسته	عنوان به انگلیسی و علامت اختصاری	سرعت (متر بر ثانیه)
وافشاری	Depression, D	۸/۵ < [1]MWS(m/s) <۱۳/۵
وافشاری عمیق	Deep Depression, DD	۱۴ < MWS(m/s) <۱۶/۵
طوفان چرخندی	Cyclonic Storm, CS	۱۷ < MWS(m/s) <۲۳/۵
طوفان چرخندی شدید	Severe Cyclonic Storm, SCS	۲۴ < MWS(m/s) <۳۱/۵
طوفان چرخندی بسیار شدید	Very Severe Cyclonic Storm, VSCS	۳۲ < MWS(m/s) <۴۴/۵
طوفان چرخندی بی‌نهایت شدید	Extremely Severe Cyclonic Storm, ESCS	۴۵ < MWS(m/s) <۵۹/۵

نتایج و بحث

شکل ۲، دمای سطح دریا را در روزهای ۲۱ نوامبر (یک روز قبل از رخداد نیوار)، ۲۲ نوامبر، ۲۳ نوامبر و ۲۴ نوامبر نشان می‌دهد. در زمان شکل‌گیری نیوار، دمای سطح دریا در خلیج بنگال بیش از ۲۶/۵ درجه سلسیوس است که نشان‌دهنده‌ی آستانه مناسب برای تشکیل کم‌فشار حاره‌ای می‌باشد. همچنین، قسمت‌های شمالی خلیج بنگال دمای کمتری را نشان می‌دهند و قسمت‌های مرکزی دمای بیشتری دارند.

ستار و چئونگ (۲۰۱۹) بیان کردند، در طول ماه نوامبر، دمای سطح دریا در اکثر نواحی شمال اقیانوس هند تا ۲۹ درجه سلسیوس می‌رسد که در شکل‌های ۲ و ۳ دیده می‌شود. لازم به یادآوری است، طبق گزارش سازمان هواشناسی هند در ۲۱ نوامبر، شاخص نوسان مادن جولیان[2] در فاز ۳ با دامنه برابر با ۱ قرار داشته است. در ۲۲ نوامبر، یک وافشاری بر فراز غرب و جنوب غربی خلیج بنگال قرار گرفت.

در ساعات اولیه ۲۳ نوامبر، یک وافشاری در همان منطقه متمرکز شد. با حرکت به سمت غرب، در شب ۲۳ نوامبر به یک وافشاری عمیق تبدیل شد (IMD 2020) که در این حالت، دمای سطح دریا بین ۲۹ تا ۳۰ درجه سلسیوس بوده است. در صبح ۲۴ نوامبر، نیوار به طوفان چرخندی تبدیل شد و بر روی جنوب غربی خلیج بنگال شدت یافت. در این روز، دمای سطح دریا حدود ۲۸ تا ۳۰ درجه سلسیوس بوده است. در نیمه شب ۲۴ نوامبر، نیوار به شکل طوفان چرخندی شدید در آمد. براساس شکل‌های ۴ و ۵، می‌توان وجود یک سیستم تنش باد قوی را در روزهای ۲۴ نوامبر و ۲۵ نوامبر منطقه مشاهده کرد.

شکل ۳، مربوط به دمای سطح دریا در روزهای ۲۵ نوامبر، ۲۶ نوامبر، ۲۷ نوامبر و ۲۸ نوامبر (یک روز بعد از رخداد نیوار) می‌باشد. با ادامه حرکت در اوایل روز ۲۵ نوامبر، نیوار همچنان به‌صورت یک طوفان چرخندی شدید باقی ماند و در شب ۲۵ نوامبر به‌صورت یک طوفان چرخندی بسیار شدید قدرت گرفت (به‌عبارت‌دیگر، شرایط محیطی باعث تشدید بیشتر سیستم شد) که در این حالت دمای سطح دریا بین ۲۸ تا ۲۹ درجه سلسیوس بوده است.

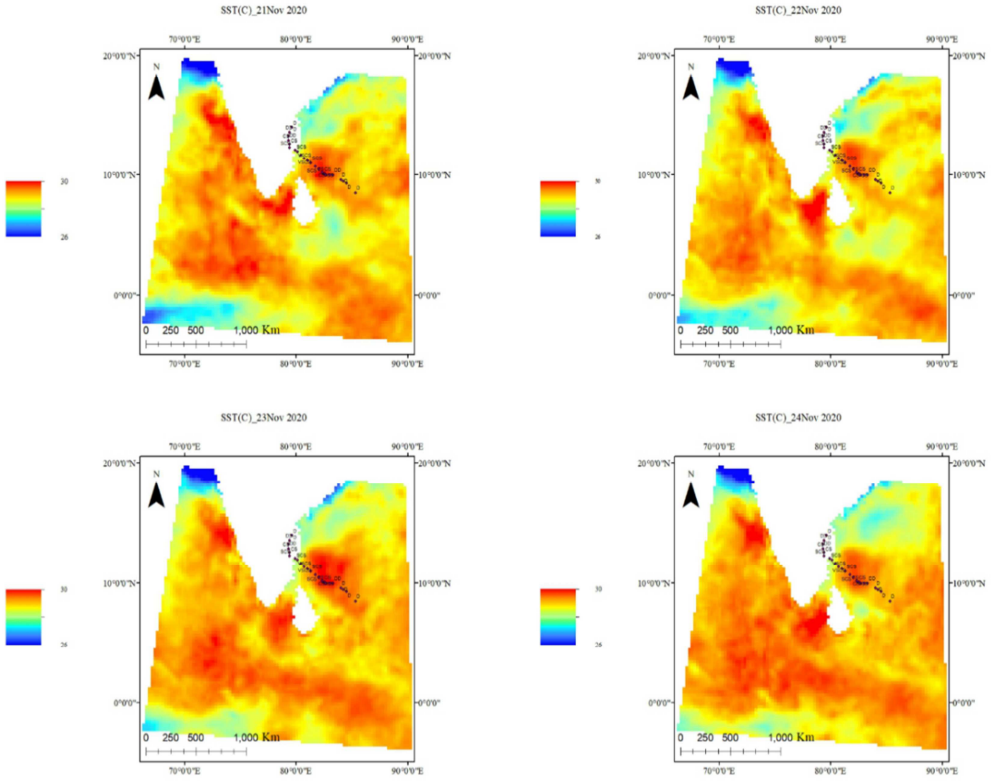
در ۲۶ نوامبر با ادامه حرکت، نیوار تضعیف شد. به این صورت که در ساعات ابتدایی، نیوار یک طوفان چرخندی شدید بوده و در ساعات بعدی به‌ترتیب به طوفان چرخندی، وافشاری عمیق و وافشاری تبدیل شد و انرژی خود را از دست داد. همان‌طورکه شکل ۳ نشان می‌دهد، مسیر عبور کم‌فشار، کاهش دما را تجربه کرده است (خنک‌شدن).

1 Maximum Wind Speed
2 Madden–Julian Oscillation

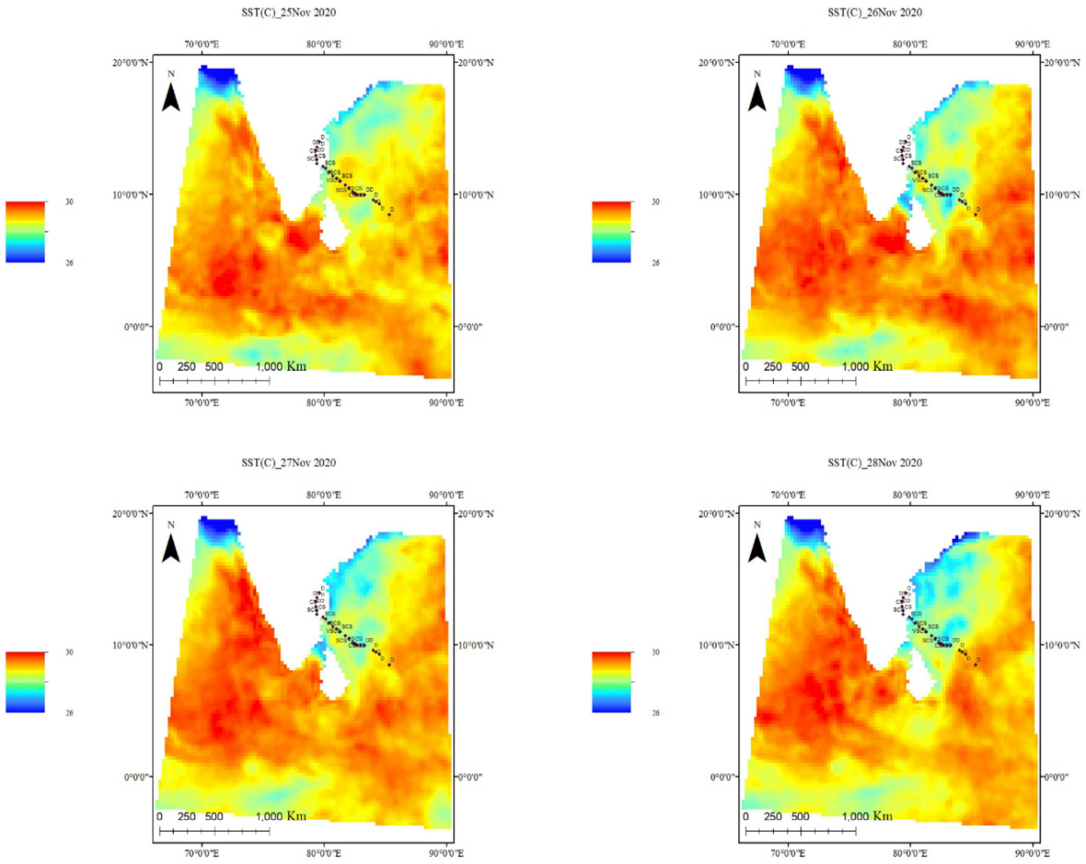
در ۲۷ نوامبر، نیوار به شکل یک منطقه کم‌فشار ضعیف در خلیج بنگال درآمد. در این روز، پس از تضعیف کم‌فشار، خنک‌شدن بیشتری نسبت به روز قبل دیده می‌شود. در روز ۲۸ نوامبر، در مسیری که کم‌فشار عبور کرده است، کاهش دما مشاهده می‌شود که در این حالت دما بین ۲۶ تا ۲۹ درجه سلسیوس قرار دارد. بیشترین مقدار خنک‌شدن، یک روز پس از تضعیف کم‌فشار رخ داده است.

شکل ۴، تنش برشی باد را در ۲۱ نوامبر، ۲۲ نوامبر، ۲۳ نوامبر و ۲۴ نوامبر نشان می‌دهد. در روز ۲۱ نوامبر (یک روز قبل از رخداد نیوار) تنش برشی باد مقداری حدود ۰/۱ پاسکال دارد؛ اما در روزهای بعدی کمی افزایش را نشان می‌دهد. در روزهای ۲۲ نوامبر و ۲۳ نوامبر در مرکز، غرب و جنوب غربی خلیج بنگال تنش باد مقدار جزئی افزایش داشته است. همچنین، بردارهای باد همگرایی را نشان می‌دهند (پادساعتگرد). در ۲۴ نوامبر روند افزایشی تنش باد ادامه یافته است.

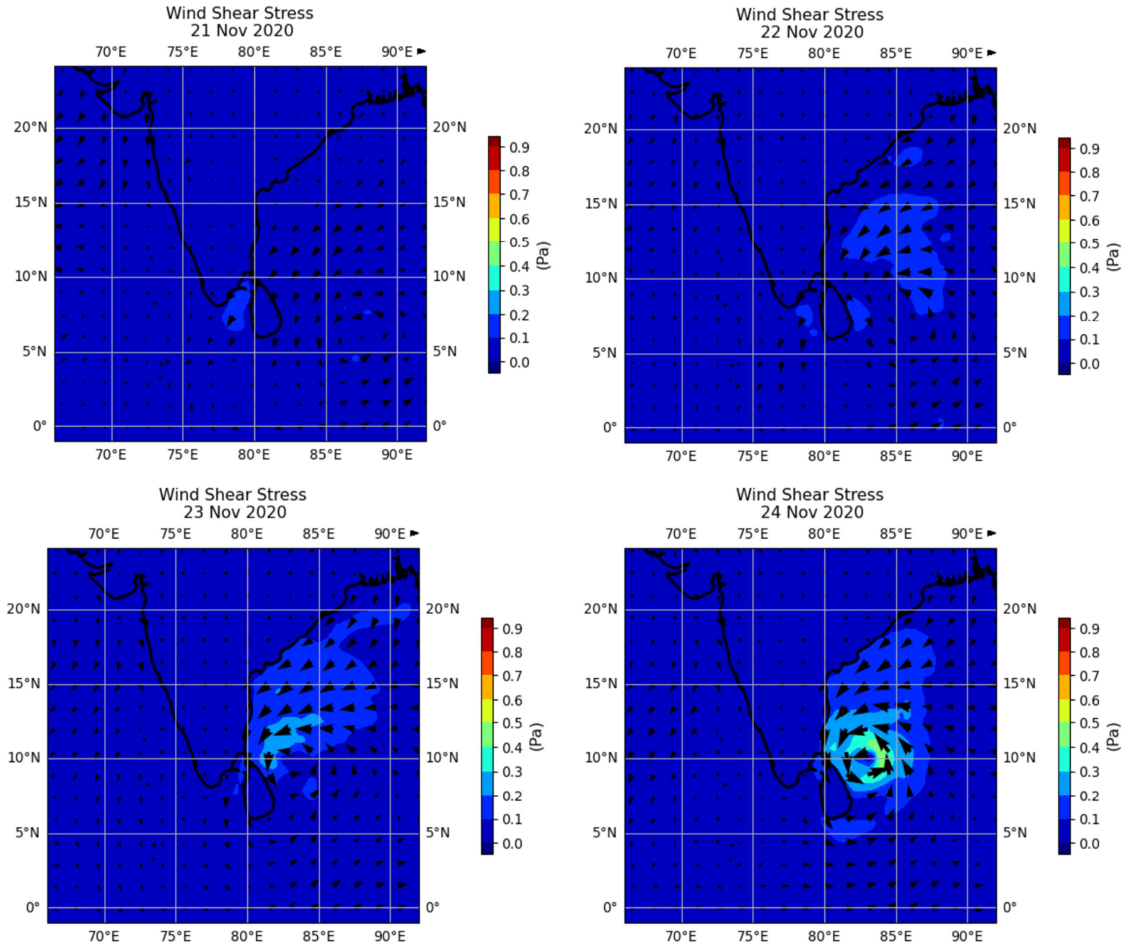
شکل ۵ مربوط به تنش برشی باد در روزهای ۲۵ نوامبر، ۲۶ نوامبر، ۲۷ نوامبر و ۲۸ نوامبر است. در ۲۵ نوامبر، تنش برشی باد به بیشینه مقدار خود رسیده است. همچنین، همگرایی بردارهای تنش باد به‌صورت پادساعتگرد نیز وجود دارد. در این روز، تنش برشی باد به ۰/۷ پاسکال رسید (کم فشار نیوار در ۲۵ نوامبر در اوج خود قرار داشت). در ۲۶ نوامبر کاهش تنش باد، همزمان با تضعیف نیوار اتفاق افتاد (۰/۳ تا ۰/۴ پاسکال). این روند کاهشی تنش برشی باد در ۲۷ نوامبر نیز ادامه پیدا کرد. در ۲۸ نوامبر، تنش برشی باد به کمترین مقدار نسبت به روزهای دیگر رسید.



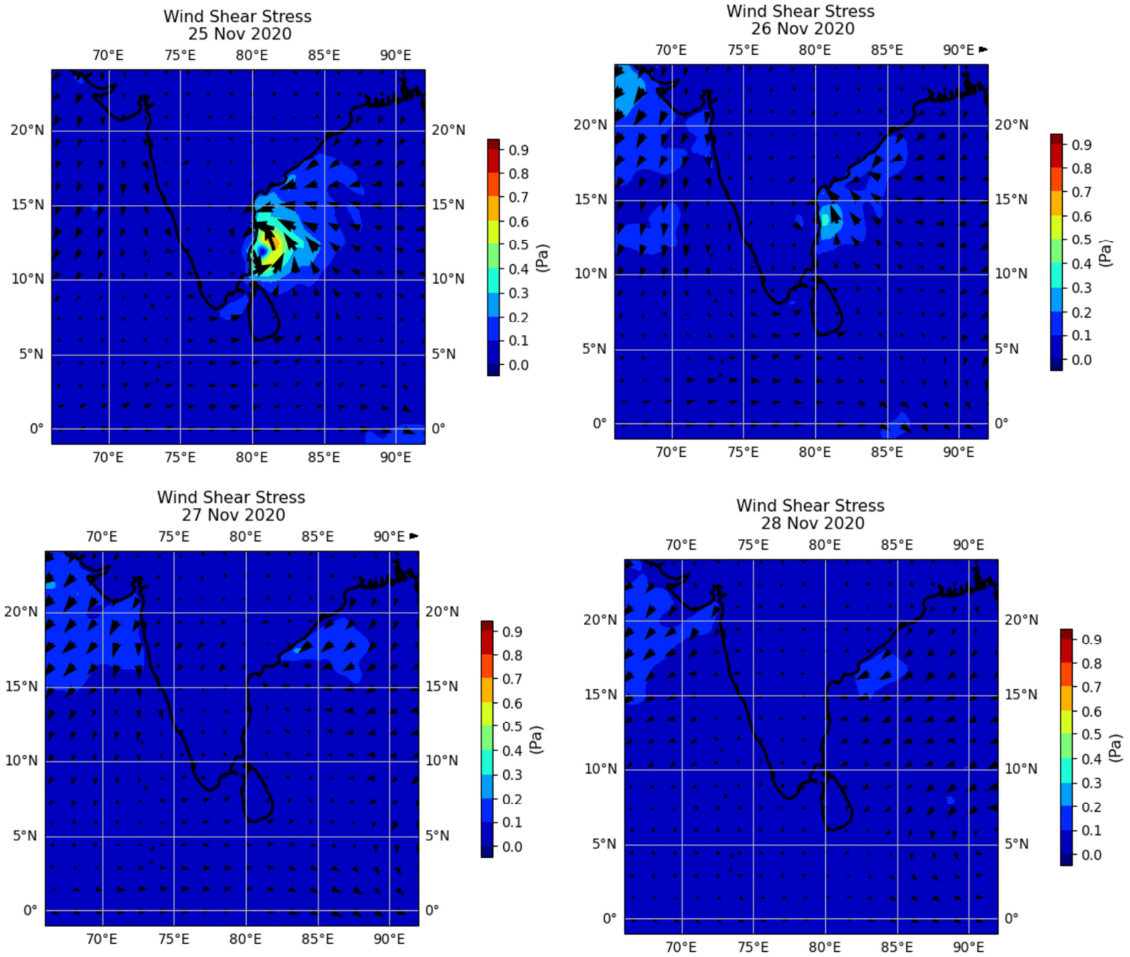
شکل ۲: دمای سطح دریا، برحسب درجه سلسیوس. ۲۱ نوامبر ۲۰۲۰، ۲۲ نوامبر ۲۰۲۰، ۲۳ نوامبر ۲۰۲۰ و ۲۴ نوامبر ۲۰۲۰.



شکل ۳: دمای سطح دریا، برحسب درجه سلسیوس. ۲۵ نوامبر ۲۰۲۰، ۲۶ نوامبر ۲۰۲۰، ۲۷ نوامبر ۲۰۲۰ و ۲۸ نوامبر ۲۰۲۰.



شکل ۴: تنش برشی باد، برحسب پاسکال. ۲۱ نوامبر ۲۰۲۰، ۲۲ نوامبر ۲۰۲۰، ۲۳ نوامبر ۲۰۲۰ و ۲۴ نوامبر ۲۰۲۰.

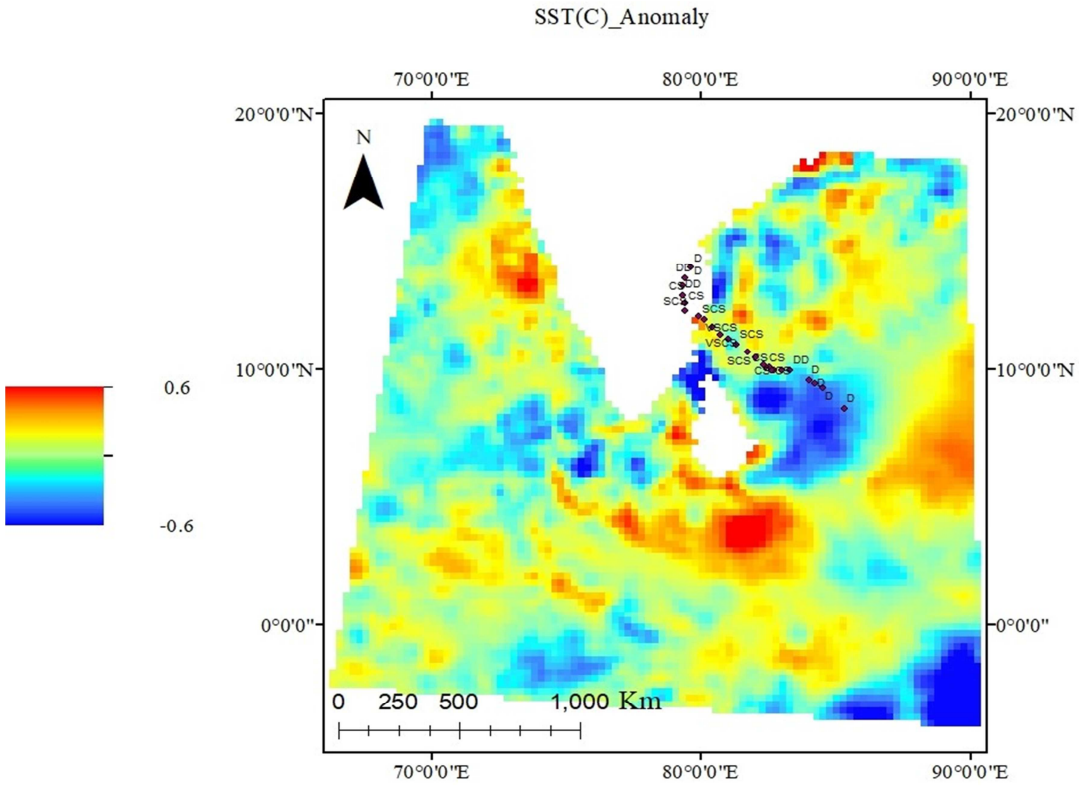


شکل۵: تنش برشی باد، برحسب پاسکال. ۲۵ نوامبر ۲۰۲۰، ۲۶ نوامبر ۲۰۲۰، ۲۷ نوامبر ۲۰۲۰ و ۲۸ نوامبر ۲۰۲۰.

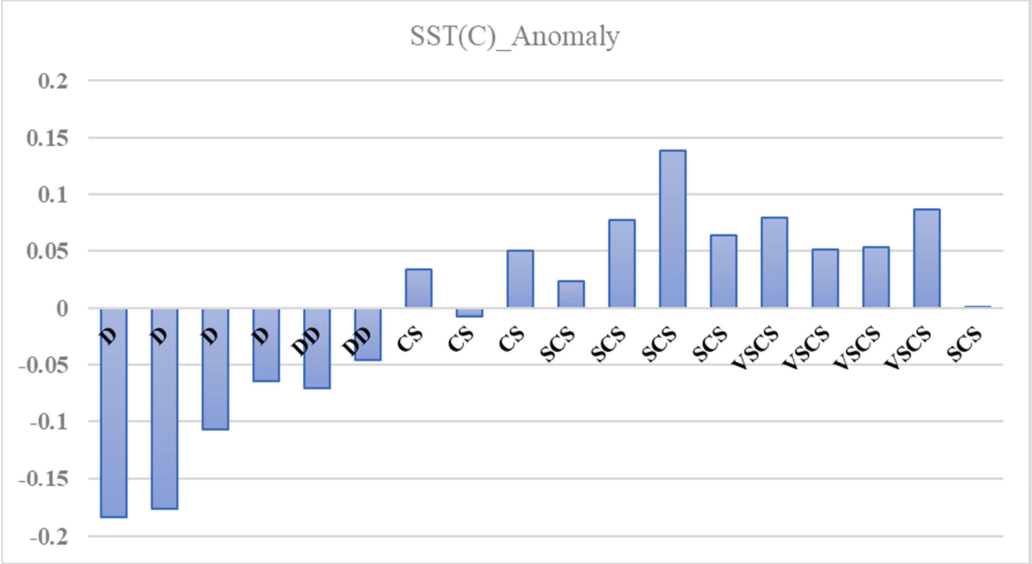
شکل ۶، آنومالی روز ۲۷ نوامبر (زمان رخداد کم‌فشار حاره‌ای نیوار) و ۲۸ نوامبر (یک روز بعد از رخداد کم‌فشار حاره‌ای نیوار) را نشان می‌دهد. براساس این شکل، در مسیر عبور کم‌فشار حاره‌ای نیوار، خنک‌شدن در حدود ۱ درجه سلسیوس دیده می‌شود. همچنین، ساختار اقیانوس نیز نقش مهمی در خنک شدن دمای سطح دریا ناشی از کم‌فشار حاره‌ای دارد. استراما[1] و همکاران (۱۹۸۶) نشان دادند که میزان خنک‌شدن کاملاً متناسب با قدرت کم‌فشار حاره‌ای است. بعلاوه، باید اشاره کرد کوتی‌پورات و همکاران (۲۰۲۲)، خنک‌شدن ناشی از کم‌فشار را بیشتر منطقه‌ای دانسته‌اند.

[1] Stramma

شکل ۷، مقادیر دمای سطح دریا را برای موقعیت‌های مختلف نیوار در آنومالی روزهای ۲۷ نوامبر و ۲۸ نوامبر نشان می‌دهد. همان‌طورکه مشاهده می‌شود، هنگام تشکیل نیوار، آنومالی دمای سطح دریا مقادیر منفی دارد و با شدیدتر شدن، تمایل به آنومالی‌های مثبت به وجود می‌آید.



شکل ۶: آنومالی روزهای ۲۷ نوامبر ۲۰۲۰ (زمان رخداد کم‌فشار نیوار) و ۲۸ نوامبر ۲۰۲۰ (یک روز بعد از رخداد کم‌فشار نیوار).



شکل ۷: مقادیر دمای سطح دریا، برای موقعیت‌های مختلف کم‌فشار حاره‌ای نیوار در آنومالی روزهای ۲۷ نوامبر ۲۰۲۰ (زمان رخداد کم‌فشار نیوار) و ۲۸ نوامبر ۲۰۲۰ (یک روز بعد از رخداد کم‌فشار نیوار).

نتیجه‌گیری

از طریق فعالیت کم‌فشار حاره‌ای، مقدار زیادی انرژی بین اقیانوس و جو مبادله می‌شود. این مطالعه از منظر اقیانوس‌شناسی فیزیکی، به بررسی پاسخ اقیانوس ناشی از عبور کم‌فشار حاره‌ای نیوار در خلیج بنگال پرداخته است. پارامترهای دمای سطح دریا و تنش برشی باد که ازجمله پارامترهای موثر در تشکیل کم‌فشارها هستند، مورد بررسی قرار گرفتند.

نتایج نشان داد، دمای سطح دریا در زمان شکل‌گیری کم‌فشار حاره‌ای نیوار بیش از ۲۶/۵ درجه سلسیوس بوده است. همچنین، تنش باد نیز ضعیف بوده که هر دو مورد، از شرایط مورد نیاز برای تشکیل کم‌فشار حاره‌ای می‌باشند. این یافته‌ها، در مطالعه‌ی سرینیواس و همکاران (۲۰۱۷) و بهاردواج[1] و همکاران (۲۰۱۹) نیز اشاره شده است.

مک‌فادن[2] و همکاران (۲۰۰۹)، در مطالعه‌ای نشان دادند، کم‌فشارهای حاره‌ای در خلیج بنگال اغلب در ماه‌های اکتبر تا دسامبر رخ می‌دهند. دمای نسبتاً بالای سطح دریا (۲۸-۳۰ درجه سلسیوس)، جو ترمودینامیکی ناپایدار و تنش‌های ضعیف باد این زمان را برای توسعه کم‌فشارهای حاره‌ای مطلوب می‌کنند.

از دیگر نتایج این مطالعه، تعیین آنومالی دمای سطح دریا در روز ۲۷ نوامبر (زمان رخداد کم‌فشار حاره‌ای نیوار) و روز ۲۸ نوامبر (یک روز بعد از رخداد کم‌فشار حاره‌ای نیوار) می‌باشد. که میزان خنک‌شدن در حدود یک درجه سلسیوس

1 Bhardwaj
2 McPhaden

بوده است. باتوجه به رخدادن نیوار در زمان پس از مونسون، این یافته با مطالعات سینگ و راکسی (۲۰۲۲)، کوتی پورات و همکاران (۲۰۲۲)، سوبرهمانیام[1] و همکاران (۲۰۰۵) و سنگوپتا و همکاران (۲۰۰۸) مطابقت دارد.

خنک‌شدن سطحی می‌تواند به‌دلیل حرکت آب‌های سطح توسط بادهای شدید پس از عبور کم‌فشار رخ دهد. بادهای سطحی بر سطح دریا فشار وارد می‌کنند که منجر به اختلاط عمودی می‌شود (کورتی[2] و همکاران، ۲۰۰۸؛ مانوچاریان[3] و همکاران، ۲۰۱۱ و استونی[4] و همکاران، ۲۰۱۷).

مطالعات اخیر نشان می‌دهد که آسیب‌های ناشی از کم‌فشارهای حاره‌ای در حال افزایش است (پدوزی[5] و همکاران، ۲۰۱۲). گرم‌شدن وسیع اقیانوس‌ها نه تنها باعث تشدید سیستم کم‌فشار می‌شود، بلکه منجر به گسترش آنها نیز می‌گردد (سان[6] و همکاران، ۲۰۱۷).

بسیاری از کشورها کم‌فشارهای حاره‌ای را به‌عنوان یکی از بلایای طبیعی در نظر گرفته‌اند که می‌تواند امنیت عمومی را تحت تأثیر قرار دهد. آنها خواستار تحقیقات در مورد فن‌آوری‌های نظارت و هشدار اولیه برای این پدیده می‌باشند (هو[7] و همکاران، ۲۰۰۸ و ژای[8] و ژیانگ، ۲۰۱۴).

به‌دلیل کمبود مشاهدات میدانی دقیق اقیانوسی، نظارت و پیش‌بینی سریع کم‌فشارها به یک چالش بزرگ تبدیل شده است. در دهه‌های اخیر، به‌دلیل گرمایش اقیانوس هند، تغییراتی در تعامل بین اقیانوس و کم‌فشارها ایجاد شده که باید با مشاهدات دقیق رصد شوند. پیش‌بینی‌های اقلیمی نشان می‌دهند که اقیانوس هند با سرعتی زیاد به سمت گرم‌شدن رفته است و شدت کم‌فشارها در این منطقه افزایش خواهد داشت (سینگ و راکسی، ۲۰۲۲).

شبیه‌سازی کم‌فشارهای حاره‌ای، به درک رفتار آن‌ها کمک کرده و پیش‌بینی را برای توسعه سیستم‌های هشدار زودهنگام بهبود می‌بخشد (کرمی و همکاران، ۲۰۲۴). در نتیجه‌ی گرمایش جهانی و تغییرات دمای سطح اقیانوس‌ها، احتمال هدایت کم‌فشارهای حاره‌ای به سمت دریای عمان بیشتر خواهد شد (شجاع و همکاران، ۱۳۹۹).

افزایش دمای سطح دریا می‌تواند انرژی بیشتری به کم‌فشارها منتقل کند که باعث افزایش تعداد، شدت و قدرت کم‌فشارها می‌شود. همچنین، با بروز کم‌فشارهای شدیدتر، بادهای با سرعت بالا و بارش‌های سنگین رخ می‌دهند که خسارت‌های زیادی را در پی دارد که سواحل جنوبی ایران از قاعده مستثنی نبوده است. وجود داده‌ها و تحلیل‌های دریایی دقیق و در دسترس، می‌تواند برای سامانه‌های اعلام هشدار و مدیریت بحران اثربخش باشد. انتظار می‌رود تعیین پاسخ اقیانوس به عبور کم‌فشار حاره‌ای کمکی در این راستا باشد.

منابع

پگاه‌فر، نفیسه. (۱۴۰۰). اعتبارسنجی روابط پارامتری محاسبه شدت پتانسیلی برای چرخندهای حاره‌ای شمال غرب اقیانوس هند در بازه اقلیمی ۱۹۹۰-۲۰۱۹. مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۷(۲)، ۳۷۱-۳۸۶. doi: 10.22059/jesphys.2021.316954.1007279

1 Subrahmanyam
2 Korty
3 Manucharyan
4 Stoney
5 Peduzzi
6 Sun
7 Hu
8 Zhai, and Jiang

حسینی، سیده‌نرگس؛ فتاحی، روح اله؛ ابراهیمی پاک، نیاز علی؛ ویسی، شادمان. (۱۴۰۲). برآورد و ارزیابی تبخیر - تعرق مرجع روزانه با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA5. مجله تحقیقات آب و خاک ایران، (۲)۵۴، ۳۵۳-۳۶۸.
doi: 10.22059/IJSWR.2023.352470.669415

ذاکری‌نژاد، رضا؛ موحدی، سعید؛ جهانیان، احسان. (۱۴۰۱). مقایسهٔ تغییرات دمای آب دریای عمان و خلیج‌فارس با دریای خزر با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای. فصلنامه علمی برنامه‌ریزی فضایی، (۴)۱۲، ۶۵-۸۰. doi: 10.22108/SPPL.2023.134287.1665

شجاع، فائزه؛ خسروی، محمود؛ شمسی‌پور، علی‌اکبر. (۱۳۹۹). تحلیل شرایط همدید چرخندهای حاره‌ای ساگار و میکونو در دریای عرب- سال ۲۰۱۸. فصلنامه علمی- پژوهشی اطلاعات جغرافیایی سپهر، (۱۱۳)۲۹. ۹۳-۱۱۲. doi: 10.22131/sepehr.2020.40473

فرمانی‌فرد، سحر؛ آل‌شیخ، علی‌اصغر؛ شریف، محمد؛ علیزاده، دانیال. (۱۴۰۲). پیش بینی مسیر طوفان‌های حاره‌ای با استفاده از مدل حافظه طولانی کوتاه - مدت، اندازه‌گیری تشابه خطوط سیر و اطلاعات زمینه‌ای. نشریه علمی مهندسی فناوری اطلاعات مکانی، ۱۱(۲)، ۱-۱۶. doi: 10.61186/jgit.11.2.1

ویسی، شادمان؛ نوری، میلاد؛ جباری، آناهیتا. (۱۴۰۲). ارزیابی عملکرد پایگاه داده‌های WaPOR و ERA5 با هدف برآورد تبخیر و تعرق مرجع در حوضه آبریز دریای خزر. نشریه پژوهش آب در کشاورزی، (۲)۳۷، ۱۹۳-۲۰۶. doi: 10.22092/JWRA.2023.361653.981

Al Nadhairi, R., Hassan, A. N., Abdelsattar, A., Bruss, G., Al Akhazami, S. (2023). Ocean responses to Shaheen, the first cyclone to hit the north coast of Oman in 2021. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 102, 101358.

Arora, K., Dash, P. (2016). Towards dependence of tropical cyclone intensity on sea surface temperature and its response in a warming world. Climate, 4(2), 30.

Bender, M. A., Ginis, I. (2000). Real-case simulations of hurricane–ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity. Monthly Weather Review, 128(4), 917-946.

Bender, M. A., Ginis, I., Kurihara, Y. (1993). Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 98(D12), 23245-23263.

Bhardwaj, P., Pattanaik, D. R., Singh, O. (2019). Tropical cyclone activity over the Bay of Bengal in relation to El Niño-Southern Oscillation. International Journal of Climatology, 39(14), 5452-5469.

Black, P. G. (1983). Ocean temperature changes induced by tropical cyclones. The Pennsylvania State University.

Chacko, N. (2023). On the rapid weakening of super-cyclone Amphan over the Bay of Bengal. Ocean Dynamics, 73(6), 359-372.

Cui, H., Tang, D., Liu, H., Liu, H., Sui, Y., Lai, Y., Gu, X. (2024). Modeling Ocean Cooling Induced by Tropical Cyclone Wind Pump Using Explainable Machine Learning Framework. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.

Dare, R. A., McBride, J. L. (2011). Sea surface temperature response to tropical cyclones. Monthly Weather Review, 139(12), 3798-3808.

Das, G. K., Debnath, G. C. (2017). Governing Factors Associated with Intensification of TC-A Diagnostic Study of VSCS PHAILIN and LEHAR. Tropical Cyclone Activity over the North Indian Ocean, 245-255.

Emanuel, K. A. (1986). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. Journal of Atmospheric Sciences, 43(6), 585-605.

Emanuel, K. A. (1999). Thermodynamic control of hurricane intensity. Nature, 401(6754), 665-669.

Emanuel, K. (2018). 100 years of progress in tropical cyclone research. Meteorological Monographs, 59(1), 1-15.

Emanuel, K. A., Nolan, D. S. (2004). Tropical cyclone activity and the global climate system. In 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, 240-241.

Emanuel, K., DesAutels, C., Holloway, C., Korty, R. (2004). Environmental control of tropical cyclone intensity. Journal of the Atmospheric Sciences, 61(7), 843-858.

Gönnert, G., Dube, S. K., Murty, T., Siefert, W. (2001). Global storm surges: theory, observations, and applications. Die küste, 63, 623.

Gracy Margret Mary, R., Sannasiraj, S. A., Raju, D. K. (2024). Coastal morphological changes due to the Nivar cyclone on the East Coast of India. Environmental Earth Sciences, 83(2), 83.

Gray, W. M. (1968). Global view of the origin of tropical disturbances and storms. Monthly Weather Review, 96(10), 669-700.

Han, G., Ma, Z., Chen, N. (2012). Hurricane Igor impacts the stratification and phytoplankton bloom over the Grand Banks. Journal of Marine Systems, 100, 19-25.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 146(730), 1999-2049.

https://tropic.ssec.wisc.edu

Hu, Y., Song, L., Liu, A., Pan, W. (2008). Climatic characteristics of tropical cyclones landing in China in recent 58 years. Journal of Sun Yat-senUniversity (Social Science Edition), 47(5), 115–121.

India Meteorological Department. (2020). Very Severe Cyclonic Storm, "NIVAR" over the Bay of Bengal (22nd -27th November 2020): A Report.
Jaswal, A. K., Singh, V., Bhambak, S. R. (2012). Relationship between sea surface temperature and surface air temperature over the Arabian Sea, Bay of Bengal, and Indian Ocean. J. Indian Geophys. Union, 16(2), 41-53.
Jia, X., Ji, Q., Han, L., Liu, Y., Han, G., Lin, X. (2022). Prediction of sea surface temperature in the East China Sea based on LSTM neural network. Remote Sensing, 14(14), 3300.
Karami, S., Ghassabi, Z., Khansalari, S. (2024). Analysis and simulation of three tropical cyclones with different paths in the Arabian Sea. Natural Hazards, 1-26.
Korty, R. L., Emanuel, K. A., Scott, J. R. (2008). Tropical cyclone–induced upper-ocean mixing and climate: Application to equable climates. Journal of Climate, 21(4), 638-654.
Kotal, S. D., Kundu, P. K., Roy Bhowmik, S. K. (2009). An analysis of sea surface temperature and maximum potential intensity of tropical cyclones over the Bay of Bengal between 1981 and 2000. Meteorological Applications: A journal of forecasting, practical applications, training techniques, and modeling, 16(2), 169-177.
Kuttippurath, J., Akhila, R. S., Martin, M. V., Girishkumar, M. S., Mohapatra, M., Sarojini, B. B., ...Chakraborty, A. (2022). Tropical cyclone-induced cold wakes in the northeast Indian Ocean. Environmental Science: Atmospheres, 2(3), 404-415.
Kuttippurath, J., Sunanda, N., Martin, M. V., Chakraborty, K. (2021). Tropical storms trigger phytoplankton blooms in the deserts of the north Indian Ocean. NPJ Climate and Atmospheric Science, 4(1), 11.
Lahijani, H., Ghafarian, P., Saleh, A., Kaveh-Firouz, A., Mohammadi, A., Azizpour, J., ... Afarin, M. (2024). Response of shelf waters in the northern Gulf of Oman to the passage of tropical Cyclone Shaheen (2021). Dynamics of Atmospheres and Oceans, 106, 101449.
Lin, I., Liu, W. T., Wu, C. C., Wong, G. T., Hu, C., Chen, Z., ... Liu, K. K. (2003). New evidence for enhanced ocean primary production triggered by tropical cyclones. Geophysical Research Letters, 30(13).
Lin, I. I., Pun, I. F., Lien, C. C. (2014). "Category-6" supertyphoon Haiyan in global warming hiatus: Contribution from subsurface ocean warming. Geophysical Research Letters, 41(23), 8547-8553.
Lloyd, I. D., Vecchi, G. A. (2011). Observational evidence for oceanic controls on hurricane intensity. Journal of Climate, 24(4), 1138-1153.
Mandal, M., Mohanty, U. C., Sinha, P., Ali, M. M. (2007). Impact of sea surface temperature in modulating movement and intensity of tropical cyclones. Natural Hazards, 41, 413-427.
Matsuoka, D., Nakano, M., Sugiyama, D., Uchida, S. (2018). Deep learning approach for detecting tropical cyclones and their precursors in the simulation by a cloud-resolving global non-hydrostatic atmospheric model. Progress in Earth and Planetary Science, 5(1), 1-16.
Manucharyan, G. E., Brierley, C. M., Fedorov, A. V. (2011). Climate impacts of intermittent upper ocean mixing induced by tropical cyclones. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(C11).
McPhaden, M. J., Foltz, G. R., Lee, T., Murty, V. S. N., Ravichandran, M., Vecchi, G. A., ... Yu, L. (2009). Ocean-atmosphere interactions during cyclone Nargis. EOS, Transactions American Geophysical Union, 90(7), 53-54.
Mohanty, S., Bhadoriya, V. S., Chauhan, P. (2023). Upper ocean response to the passage of cyclone Tauktae in the Eastern Arabian Sea using in situ and multi-platform satellite data. Journal of the Indian Society of Remote Sensing, 51(2), 307-320.
Neetu, S., Lengaigne, M., Vincent, E. M., Vialard, J., Madec, G., Samson, G., ... Durand, F. (2012). Influence of upper-ocean stratification on tropical cyclone-induced surface cooling in the Bay of Bengal. Journal of Geophysical Research: Oceans, 117(C12).
Obasi, G. O. P. (1997). WMO's programme on tropical cyclones. Mausam, 48(2), 103-112.
Peduzzi, P., Chatenoux, B., Dao, H., De Bono, A., Herold, C., Kossin, J., ... Nordbeck, O. (2012). Global trends in tropical cyclone risk. Nature Climate Change, *2*(4), 289-294.
Peng, Y., Tian, D., Zhou, F., Zhang, H., Ma, X., Zeng, D., ... Zhu, X. (2023). Observed oceanic response to Tropical Cyclone Amphan (2020) from a subsurface mooring in the Bay of Bengal. Progress in Oceanography, 219, 103148.
Prasad, K., Rao, Y. R. (2006). Simulation studies on cyclone track prediction by the quasi-lagrangian model (QLM) in some historical and recent cases in the Bay of Bengal, using global re-analysis and forecast grid-point data sets. SAARC Meteorological Research Centre.
Price, J. F. (1981). Upper ocean response to a hurricane. Journal of Physical Oceanography, 11(2), 153-175.
Rao, Y. P. (1976). The southwest monsoon, IMD, Met. Monograph No. Synoptic Meteorology–1/76.
Rathore, L. S., Mohapatra, M., Geetha, B. (2017). A collaborative mechanism for tropical cyclone monitoring and prediction over the north Indian Ocean. Tropical Cyclone Activity over the North Indian Ocean, 3-27.
Sadhuram, Y. (2004). Record a decrease in sea surface temperature following the passage of a supercyclone over the Bay of Bengal. Indian Academy of Sciences.
Sattar, A. M., Cheung, K. K. (2019). Comparison between the active tropical cyclone seasons over the Arabian Sea and the Bay of Bengal. Int. J. Climatol, 39(14), 5486-5502.
Sengupta, D., Goddalehundi, B. R., Anitha, D. S. (2008). Cyclone-induced mixing does not cool SST in the post-monsoon north Bay of Bengal. Atmospheric Science Letters, 9(1), 1-6.
Shay, L. K., Goni, G. J., Black, P. G. (2000). Effects of a warm oceanic feature on Hurricane Opal. Monthly Weather Review, 128(5), 1366-1383.

Singh, O. P., Ali Khan, T. M., Rahman, M. S. (2000). Changes in the frequency of tropical cyclones over the North Indian Ocean. Meteorology and Atmospheric Physics, 75(1), 11-20.
Singh, V. K., Roxy, M. K. (2022). A review of ocean-atmosphere interactions during tropical cyclones in the north Indian Ocean. Earth-Science Reviews, 226, 103967.
Singh, V. K., Kim, H. J., Moon, I. J. (2024). Seasonal differences in tropical cyclone—induced sea surface cooling in the western North Pacific. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 150(758), 447-461.
Srinivas, C. V., Mohan, G. M., Rao, D. B., Baskaran, R., Venkatraman, B. (2017). Numerical simulations with WRF to study the impact of sea surface temperature on the evolution of tropical cyclones over the Bay of Bengal. Tropical cyclone activity over the north Indian Ocean, 259-271.
Stoney, L., Walsh, K., Babanin, A. V., Ghantous, M., Govekar, P., Young, I. (2017). Simulated ocean response to tropical cyclones: The effect of a novel parameterization of mixing from unbroken surface waves. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 9(2), 759-780.
Stramma, L., Cornillon, P., Price, J. F. (1986). Satellite observations of sea surface cooling by hurricanes. Journal of Geophysical Research: Oceans, 91(C4), 5031-5035.
Subrahmanyam, B., Murty, V. S. N., Sharp, R., O'Brien, J. (2005). Air-sea coupling during the tropical cyclones in the Indian Ocean: A case study using satellite observations. In Weather and Climate: The MP Singh Volume, Part I (1643-1672). Birkhäuser Basel.
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), 8154.
Vissa, N.K., Satyanarayana, A.N.V., Prasad Kumar, B., (2013). The intensity of tropical cyclones during pre- and post-monsoon seasons in relation to accumulated tropical cyclone heat potential over the Bay of Bengal. Nat. Hazards 68 (2), 351–371.
Wahiduzzaman, M., Cheung, K. K., Luo, J. J., Bhaskaran, P. K. (2022). A spatial model for predicting North Indian Ocean tropical cyclone intensity: Role of sea surface temperature and tropical cyclone heat potential. Weather and Climate Extremes, 36, 100431.
Walker, N. D., Leben, R. R., Balasubramanian, S. (2005). Hurricane-forced upwelling and chlorophyll-a enhancement within cold-core cyclones in the Gulf of Mexico. Geophysical Research Letters, 32(18).
Yanase, W., Satoh, M., Taniguchi, H., Fujinami, H. (2012). Seasonal and intraseasonal modulation of tropical cyclogenesis environment over the Bay of Bengal during the extended summer monsoon. Journal of Climate, 25(8), 2914-2930.
YongQiang, C., DanLing, T. (2011). Remote sensing analysis of the impact of typhoons on the environment in the sea area south of Hainan Island. Procedia Environmental Sciences, 10, 1621-1629.
Yu, J., Lv, H., Tan, S., Wang, Y. (2023). Tropical Cyclone-Induced Sea Surface Temperature Responses in the Northern Indian Ocean. Journal of Marine Science and Engineering, 11(11), 2196.
Zhai, A. R., Jiang, J. H. (2014). Dependence of US hurricane economic loss on maximum wind speed and storm size. Environmental Research Letters, 9(6), 064019.
Zhang, H., He, H., Zhang, W. Z., Tian, D. (2021). Upper ocean response to tropical cyclones: A review. Geoscience Letters, 8, 1-12.

University of Sistan and Baluchestan
Journal of Natural Environment Hazards
Print ISSN: 2676 - 4377 Online ISSN: 2676 - 4385
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

References

References (in Persian)

Pegahfar, N. (2021). Verification of potential intensity relations for the northwest Indian Ocean tropical cyclones during 1990-2019. Journal of the Earth and Space Physics, 47(2), 371-386. doi: 10.22059/jesphys.2021.316954.1007279 [In Persian]

Hosseini, S. N., Fattahi, R., Ebrahimipak, N., Veysi, S. (2023). Estimation and evaluation of reference evapotranspiration using ERA5 dataset. Iranian Journal of Soil and Water Research, 54(2), 353-368.
Doi: 10.22059/IJSWR.2023.352470.669415 [In Persian]

Zakerinejad, R., Movahedi, S., Jahanian, E. (2022). Investigation of Sea Surface Temperature Changes in the Oman Sea and the Persian Gulf Using Satellite Images and Its Comparison with the Caspian Sea Trend. Spatial Planning, 12(4), 65-80.
Doi: 10.22108/SPPL.2023.134287.1665 [In Persian]

Shoja, F., Khosravi, M., Shamsipour, A. A. (2020). Analyzing the synoptic conditions of Sagar and Mekunu tropical cyclones in the Arabian Sea in 2018. Scientific- Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR), 29(113), 93-112.
doi: 10.22131/sepehr.2020.40473 [In Persian]

Farmanifard, S., Alesheikh, A. A., Sharif, M., Alizadeh, D. (2023). Tropical Storm Path Prediction Using Long-Short Term Memory Model, Similarity Measurement of Trajectories and Contextual Information. 11(2): 1-16.
Doi: 10.61186/jgit.11.2.1 [In Persian]

Veysi, S., Nouri, M., Jabbari, A. (2023). Performance Evaluation of WaPOR and ERA5 Datasets to estimate Reference Evapotranspiration in the Caspian Sea Basin. Journal of Water Research in Agriculture, 37(2), 193-206. doi: 10.22092/JWRA.2023.361653.981 [In Persian]

References (in English)

Al Nadhairi, R., Hassan, A. N., Abdelsattar, A., Bruss, G., Al Akhazami, S. (2023). Ocean responses to Shaheen, the first cyclone to hit the north coast of Oman in 2021. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 102, 101358.

Arora, K., Dash, P. (2016). Towards dependence of tropical cyclone intensity on sea surface temperature and its response in a warming world. Climate, 4(2), 30.

Bender, M. A., Ginis, I. (2000). Real-case simulations of hurricane–ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity. Monthly Weather Review, 128(4), 917-946.

Bender, M. A., Ginis, I., Kurihara, Y. (1993). Numerical simulations of tropical cyclone-ocean interaction with a high-resolution coupled model. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 98(D12), 23245-23263.

Bhardwaj, P., Pattanaik, D. R., Singh, O. (2019). Tropical cyclone activity over the Bay of Bengal in relation to El Niño-Southern Oscillation. International Journal of Climatology, 39(14), 5452-5469.

Black, P. G. (1983). Ocean temperature changes induced by tropical cyclones. The Pennsylvania State University.

Chacko, N. (2023). On the rapid weakening of super-cyclone Amphan over the Bay of Bengal. Ocean Dynamics, 73(6), 359-372.

Cui, H., Tang, D., Liu, H., Liu, H., Sui, Y., Lai, Y., Gu, X. (2024). Modeling Ocean Cooling Induced by Tropical Cyclone Wind Pump Using Explainable Machine Learning Framework. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.

Dare, R. A., McBride, J. L. (2011). Sea surface temperature response to tropical cyclones. Monthly Weather Review, 139(12), 3798-3808.

Das, G. K., Debnath, G. C. (2017). Governing Factors Associated with Intensification of TC-A Diagnostic Study of VSCS PHAILIN and LEHAR. Tropical Cyclone Activity over the North Indian Ocean, 245-255.

Emanuel, K. A. (1986). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. Journal of Atmospheric Sciences, 43(6), 585-605.

Emanuel, K. A. (1999). Thermodynamic control of hurricane intensity. Nature, 401(6754), 665-669.

Emanuel, K. (2018). 100 years of progress in tropical cyclone research. Meteorological Monographs, 59(1), 1-15.

Emanuel, K. A., Nolan, D. S. (2004). Tropical cyclone activity and the global climate system. In 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, 240-241.

Emanuel, K., DesAutels, C., Holloway, C., Korty, R. (2004). Environmental control of tropical cyclone intensity. Journal of the Atmospheric Sciences, 61(7), 843-858.

Gönnert, G., Dube, S. K., Murty, T., Siefert, W. (2001). Global storm surges: theory, observations, and applications. Die küste, 63, 623.

Gracy Margret Mary, R., Sannasiraj, S. A., Raju, D. K. (2024). Coastal morphological changes due to the Nivar cyclone on the East Coast of India. Environmental Earth Sciences, 83(2), 83.

Gray, W. M. (1968). Global view of the origin of tropical disturbances and storms. Monthly Weather Review, 96(10), 669-700.

Han, G., Ma, Z., Chen, N. (2012). Hurricane Igor impacts the stratification and phytoplankton bloom over the Grand Banks. Journal of Marine Systems, 100, 19-25.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 146(730), 1999-2049.

https://tropic.ssec.wisc.edu
Hu, Y., Song, L., Liu, A., Pan, W. (2008). Climatic characteristics of tropical cyclones landing in China in recent 58 years. Journal of Sun Yat-senUniversity (Social Science Edition), 47(5), 115–121.
India Meteorological Department. (2020). Very Severe Cyclonic Storm, "NIVAR" over the Bay of Bengal (22nd -27th November 2020): A Report.
Jaswal, A. K., Singh, V., Bhambak, S. R. (2012). Relationship between sea surface temperature and surface air temperature over the Arabian Sea, Bay of Bengal, and Indian Ocean. J. Indian Geophys. Union, 16(2), 41-53.
Jia, X., Ji, Q., Han, L., Liu, Y., Han, G., Lin, X. (2022). Prediction of sea surface temperature in the East China Sea based on LSTM neural network. Remote Sensing, 14(14), 3300.
Karami, S., Ghassabi, Z., Khansalari, S. (2024). Analysis and simulation of three tropical cyclones with different paths in the Arabian Sea. Natural Hazards, 1-26.
Korty, R. L., Emanuel, K. A., Scott, J. R. (2008). Tropical cyclone–induced upper-ocean mixing and climate: Application to equable climates. Journal of Climate, 21(4), 638-654.
Kotal, S. D., Kundu, P. K., Roy Bhowmik, S. K. (2009). An analysis of sea surface temperature and maximum potential intensity of tropical cyclones over the Bay of Bengal between 1981 and 2000. Meteorological Applications: A journal of forecasting, practical applications, training techniques, and modeling, 16(2), 169-177.
Kuttippurath, J., Akhila, R. S., Martin, M. V., Girishkumar, M. S., Mohapatra, M., Sarojini, B. B., ...Chakraborty, A. (2022). Tropical cyclone-induced cold wakes in the northeast Indian Ocean. Environmental Science: Atmospheres, 2(3), 404-415.
Kuttippurath, J., Sunanda, N., Martin, M. V., Chakraborty, K. (2021). Tropical storms trigger phytoplankton blooms in the deserts of the north Indian Ocean. NPJ Climate and Atmospheric Science, 4(1), 11.
Lahijani, H., Ghafarian, P., Saleh, A., Kaveh-Firouz, A., Mohammadi, A., Azizpour, J., ... Afarin, M. (2024). Response of shelf waters in the northern Gulf of Oman to the passage of tropical Cyclone Shaheen (2021). Dynamics of Atmospheres and Oceans, 106, 101449.
Lin, I., Liu, W. T., Wu, C. C., Wong, G. T., Hu, C., Chen, Z., ... Liu, K. K. (2003). New evidence for enhanced ocean primary production triggered by tropical cyclones. Geophysical Research Letters, 30(13).
Lin, I. I., Pun, I. F., Lien, C. C. (2014). "Category-6" supertyphoon Haiyan in global warming hiatus: Contribution from subsurface ocean warming. Geophysical Research Letters, 41(23), 8547-8553.
Lloyd, I. D., Vecchi, G. A. (2011). Observational evidence for oceanic controls on hurricane intensity. Journal of Climate, 24(4), 1138-1153.
Mandal, M., Mohanty, U. C., Sinha, P., Ali, M. M. (2007). Impact of sea surface temperature in modulating movement and intensity of tropical cyclones. Natural Hazards, 41, 413-427.
Matsuoka, D., Nakano, M., Sugiyama, D., Uchida, S. (2018). Deep learning approach for detecting tropical cyclones and their precursors in the simulation by a cloud-resolving global non-hydrostatic atmospheric model. Progress in Earth and Planetary Science, 5(1), 1-16.
Manucharyan, G. E., Brierley, C. M., Fedorov, A. V. (2011). Climate impacts of intermittent upper ocean mixing induced by tropical cyclones. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(C11).
McPhaden, M. J., Foltz, G. R., Lee, T., Murty, V. S. N., Ravichandran, M., Vecchi, G. A., ... Yu, L. (2009). Ocean-atmosphere interactions during cyclone Nargis. EOS, Transactions American Geophysical Union, 90(7), 53-54.
Mohanty, S., Bhadoriya, V. S., Chauhan, P. (2023). Upper ocean response to the passage of cyclone Tauktae in the Eastern Arabian Sea using in situ and multi-platform satellite data. Journal of the Indian Society of Remote Sensing, 51(2), 307-320.
Neetu, S., Lengaigne, M., Vincent, E. M., Vialard, J., Madec, G., Samson, G., ... Durand, F. (2012). Influence of upper-ocean stratification on tropical cyclone-induced surface cooling in the Bay of Bengal. Journal of Geophysical Research: Oceans, 117(C12).
Obasi, G. O. P. (1997). WMO's programme on tropical cyclones. Mausam, 48(2), 103-112.
Peduzzi, P., Chatenoux, B., Dao, H., De Bono, A., Herold, C., Kossin, J., ... Nordbeck, O. (2012). Global trends in tropical cyclone risk. Nature Climate Change, *2*(4), 289-294.
Peng, Y., Tian, D., Zhou, F., Zhang, H., Ma, X., Zeng, D., ... Zhu, X. (2023). Observed oceanic response to Tropical Cyclone Amphan (2020) from a subsurface mooring in the Bay of Bengal. Progress in Oceanography, 219, 103148.
Prasad, K., Rao, Y. R. (2006). Simulation studies on cyclone track prediction by the quasi-lagrangian model (QLM) in some historical and recent cases in the Bay of Bengal, using global re-analysis and forecast grid-point data sets. SAARC Meteorological Research Centre.
Price, J. F. (1981). Upper ocean response to a hurricane. Journal of Physical Oceanography, 11(2), 153-175.
Rao, Y. P. (1976). The southwest monsoon, IMD, Met. Monograph No. Synoptic Meteorology–1/76.
Rathore, L. S., Mohapatra, M., Geetha, B. (2017). A collaborative mechanism for tropical cyclone monitoring and prediction over the north Indian Ocean. Tropical Cyclone Activity over the North Indian Ocean, 3-27.
Sadhuram, Y. (2004). Record a decrease in sea surface temperature following the passage of a supercyclone over the Bay of Bengal. Indian Academy of Sciences.
Sattar, A. M., Cheung, K. K. (2019). Comparison between the active tropical cyclone seasons over the Arabian Sea and the Bay of Bengal. Int. J. Climatol, 39(14), 5486-5502.
Sengupta, D., Goddalehundi, B. R., Anitha, D. S. (2008). Cyclone-induced mixing does not cool SST in the post-monsoon north Bay of Bengal. Atmospheric Science Letters, 9(1), 1-6.
Shay, L. K., Goni, G. J., Black, P. G. (2000). Effects of a warm oceanic feature on Hurricane Opal. Monthly Weather Review, 128(5), 1366-1383.

Singh, O. P., Ali Khan, T. M., Rahman, M. S. (2000). Changes in the frequency of tropical cyclones over the North Indian Ocean. Meteorology and Atmospheric Physics, 75(1), 11-20.
Singh, V. K., Roxy, M. K. (2022). A review of ocean-atmosphere interactions during tropical cyclones in the north Indian Ocean. Earth-Science Reviews, 226, 103967.
Singh, V. K., Kim, H. J., Moon, I. J. (2024). Seasonal differences in tropical cyclone—induced sea surface cooling in the western North Pacific. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 150(758), 447-461.
Srinivas, C. V., Mohan, G. M., Rao, D. B., Baskaran, R., Venkatraman, B. (2017). Numerical simulations with WRF to study the impact of sea surface temperature on the evolution of tropical cyclones over the Bay of Bengal. Tropical cyclone activity over the north Indian Ocean, 259-271.
Stoney, L., Walsh, K., Babanin, A. V., Ghantous, M., Govekar, P., Young, I. (2017). Simulated ocean response to tropical cyclones: The effect of a novel parameterization of mixing from unbroken surface waves. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 9(2), 759-780.
Stramma, L., Cornillon, P., Price, J. F. (1986). Satellite observations of sea surface cooling by hurricanes. Journal of Geophysical Research: Oceans, 91(C4), 5031-5035.
Subrahmanyam, B., Murty, V. S. N., Sharp, R., O'Brien, J. (2005). Air-sea coupling during the tropical cyclones in the Indian Ocean: A case study using satellite observations. In Weather and Climate: The MP Singh Volume, Part I (1643-1672). Birkhäuser Basel.
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), 8154.
Vissa, N.K., Satyanarayana, A.N.V., Prasad Kumar, B., (2013). The intensity of tropical cyclones during pre- and post-monsoon seasons in relation to accumulated tropical cyclone heat potential over the Bay of Bengal. Nat. Hazards 68 (2), 351–371.
Wahiduzzaman, M., Cheung, K. K., Luo, J. J., Bhaskaran, P. K. (2022). A spatial model for predicting North Indian Ocean tropical cyclone intensity: Role of sea surface temperature and tropical cyclone heat potential. Weather and Climate Extremes, 36, 100431.
Walker, N. D., Leben, R. R., Balasubramanian, S. (2005). Hurricane-forced upwelling and chlorophyll-a enhancement within cold-core cyclones in the Gulf of Mexico. Geophysical Research Letters, 32(18).
Yanase, W., Satoh, M., Taniguchi, H., Fujinami, H. (2012). Seasonal and intraseasonal modulation of tropical cyclogenesis environment over the Bay of Bengal during the extended summer monsoon. Journal of Climate, 25(8), 2914-2930.
YongQiang, C., DanLing, T. (2011). Remote sensing analysis of the impact of typhoons on the environment in the sea area south of Hainan Island. Procedia Environmental Sciences, 10, 1621-1629.
Yu, J., Lv, H., Tan, S., Wang, Y. (2023). Tropical Cyclone-Induced Sea Surface Temperature Responses in the Northern Indian Ocean. Journal of Marine Science and Engineering, 11(11), 2196.
Zhai, A. R., Jiang, J. H. (2014). Dependence of US hurricane economic loss on maximum wind speed and storm size. Environmental Research Letters, 9(6), 064019.
Zhang, H., He, H., Zhang, W. Z., Tian, D. (2021). Upper ocean response to tropical cyclones: A review. Geoscience Letters, 8, 1-12.