دانش مخاطرات/ دورهٔ ۲، شمارهٔ ۱، بهار ۱۳۹۴/ ص ۲۱-۳۴

واکاوی سازوکار و مخاطرات توفان حاره‌ای نیلوفر

یوسف قویدل رحیمی *
استادیار دانشگاه تربیت مدرس

اسماعیل عباسی (esmail.abbasi@modares.ac.ir)
دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس

منوچهر فرج‌زاده اصل (farajzam@ modares.ac.ir)
دانشیار دانشگاه تربیت مدرس

(دریافت مقاله ۱۳۹۳/۱۲/۲۵ - پذیرش مقاله ۱۳۹۴/۲/۳۰)

چکیده

توفان حاره‌ای از مهم‌ترین مخاطرات جوی است که سواحل مناطق جنوبی ایران را تهدید می‌کند. شناخت این مخاطرات و آگاهی از زمان حدوث آن می‌تواند در مدیریت مخاطرات ناشی از آن مهم باشد. هدف این پژوهش واکاوی سازوکار و مخاطرات توفان حاره‌ای نیلوفر است که در دریای عرب شکل گرفت. داده‌های جوی شامل فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، سرعت قائم، نم ویژه، انرژی پتانسیل در دسترس همرفت، فرارفت تاوایی و دمای سطح دریا برای روزهای فعالیت توفان حاره‌ای نیلوفر اخذ و بررسی شد. نتایج نشان داد که عمیق شدن ناوهٔ تراز ۵۰۰ میلی‌بار با محور جنوب غربی – شمال شرقی، یک کم‌ارتفاع بریده را در روزهای بیست‌وپنجم و بیست‌وششم اکتبر بر روی دریای عرب پدید آورد که در پی آن، ضلع شرقی کم‌ارتفاع مذکور با ایجاد واگرایی در تراز ۵۰۰ میلی‌بار، یک منطقهٔ همگرایی قوی را در ترازهای زیرین جو و بر روی سطح دریا شکل داد. حرکت شرق‌سوی ناوه در روز سوم شکل‌گیری توفان و خروج از منطقهٔ فعالیت توفان، همچنین تغییر سازوکار حرکتی آن در پی دسترسی به انرژی دریافتی از سطح اقیانوس (تبدیل انرژی گرمایی به مکانیکی) به تقویت جریان‌های فرازهنج و فروهنجی در دیوارهٔ چشم و چشم توفان کمک کرد. در این روز و روزهای بعدی فعالیت توفان، افزایش سرعت رودباد تراز پایینی جو نسبت به ترازهای بالایی، سبب تغییر منبع انرژی حرکتی توفان از ترازهای فوقانی به ترازهای زیرین جو شد؛ همچنین اندرکنش زبانه‌ها و مراکز واچرخندی مستقر بر روی دریای عرب، مسیر حرکت و جابه‌جایی توفان را تا از بین رفتن آن در سی‌ویکم اکتبر شکل داد.

واژه‌های کلیدی: توفان حاره‌ای نیلوفر، دریای عرب، دمای سطح آب، دینامیک توفان، مخاطرهٔ اقلیمی.

* نویسندهٔ مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۶۴۵۶۲۷۶ ghavidel@modares.ac.ir

Archive of SID

www.SID.ir

مقدمه

در بین مخاطرات محیطی، مخاطرات اقلیمی، مهم‌تر و اثرگذارترند. گرمایش جهانی و بروز تغییرات اقلیمی موجب افزایش فراوانی و شدت وقوع مخاطرات اقلیمی در قرن حاضر شده‌اند. ویژگی یک مخاطره از طریق برد مکانی، اندازه، فراوانی، احتمال وقوع و همچنین جمعیتی که تحت تأثیر قرار می‌دهد، تشخیص داده می‌شود [۴]. چرخندهای حاره‌ای سامانه‌های کم‌فشار با هستهٔ گرم هستند که بر روی آب‌های مناطق حاره و جنب حاره شکل می‌گیرند. واجد شرایط بودن چرخند حاره‌ای منوط به این است که حداکثر سرعت باد درون سیستم کم‌فشار بیش از ۳۲ متر بر ثانیه باشد. اگرچه سالانه حدود ۸۰ توفان حاره‌ای بر روی اقیانوس‌های حاره‌ای شکل می‌گیرد، در حدود ۶۰ درصد آنها می‌توانند به این سرعت برسند و شرایط چرخند حاره‌ای پیدا کنند [۹]؛ حتی با پیشرفت‌های به‌نسبت سریع در پیش‌بینی‌های عددی هوا، پیش‌بینی چرخندهای حاره‌ای هنوز به‌عنوان یک چالش در بین مدلسازان جوی مطرح است [۱۵]. چرخندهای حاره‌ای طی دو مرحلهٔ متوالی تشکیل می‌شوند: ۱. شکل‌گیری یک کم‌فشار حاره‌ای به‌وسیلهٔ مجموعه‌ای از سلول‌های همرفتی؛ ۲. شدت یافتن کم‌فشار حاره‌ای از طریق کاهش فشار مرکزی و افزایش جریان بادهای چرخشی تا زمان شکل‌گیری چرخند حاره‌ای [۱۸]. اگرچه هر مرحله به‌وسیلهٔ ترازهای جوی، سرعت باد و همرفت مشخص می‌شود، عبور تاوه‌ها از مرز بین پیدایش و تشدید کاملاً شناخته‌شده نیست [۶]. کم‌فشارهای حاره‌ای اغلب از نظر اندازه و شدت کوچک‌تر و ضعیف‌تر از چرخندهای حاره‌ای هستند [۱۰]. اشکال عمومی استخراج‌شده از داده‌های واکاوی‌شده، جابه‌جایی قطب‌سویی در مکان حرکت توفان‌ها و افزایش شدت توفان‌ها با کاهش فراوانی وقوع در نیمکرهٔ جنوبی[۲۱] و نیمکرهٔ شمالی [۱۱] را نشان می‌دهد. به‌نظر می‌رسد افزایش اخیر دمای سطح دریا عاملی برای افزایش شدت [۲۲] و قدرت تخریبی بالقوهٔ توفان‌های حاره‌ای در ۳۵ سال اخیر باشد [۸]. مدارک و شواهد نشان داده‌اند که چرخندهای شدید به‌وضوح در دهه‌های اخیر افزایش یافته است و این روند احتمالاً ادامه خواهد یافت [۱۴]. در خلیج بنگال چرخندها عامل کاهش دمای سطح دریا تا ۰/۳ درجهٔ سانتی‌گراد هستند [۱۷]. حتی سرمایش غیرطبیعی ۶ درجهٔ سانتی‌گرادی سطح دریا نیز در طی گذر چرخند Orissa در سال ۱۹۹۹ اندازه‌گیری شد [۱۹]. کاهش دمای سطح آب سبب کاهش چشمگیر شار گرمای نهان بالاسو به جو شده و ازاین‌رو موجب تأثیرات بازخورد منفی بر توسعهٔ چرخندهای حاره‌ای می‌شود [۲۰]. علت ایجاد بارش‌های سنگین از توفان‌های حاره‌ای، وجود سازوکارهای دینامیک و سینماتیک تسهیل‌کننده و مولد همگرایی جریان رطوبت جوی است [۲]. چرخند می‌تواند امواج شدیدی

Archive of SID

www.SID.ir

ایجاد کند و سبب افزایش غیرعادی در بالا آمدن سطح آب و جاری شدن سیل در پهنه‌های ساحلی شود [۵]. واکنش اقیانوس به سرعت باد ناشی از توفان تا دو برابر شعاع حداکثر سرعت باد نیز دورتر از مرکز چرخند قابل مشاهده است [۱۲]. ساختار دورگهٔ چرخشی – موجی در خطوط جریان، هم با امواج حالت موجی پیدا می‌کند و هم گردش‌های بسته‌ای را در تروپوسفر پایینی و اطراف مرکز کم فشار شکل می‌دهد [۱۶]. ساختار استواسوی محور رودباد شرقی، مهم‌ترین لایهٔ امواج در جریان باد برشی شناخته شده است [۷]. جابه‌جایی‌های محور مراکز پرفشار جنب حاره در سطوح پایینی جو به‌سمت شرق و در سطوح میانی جو به‌سمت شمال با افزایش قدرت توفان (گونو) شرایط را برای همرفت شدید و بارش‌های سنگین مهیا کرده است [۱]. با این وصف، اندرکنش چند سامانه در ترازهای زیرین و میانی جو (فرارفت هوای سرد بر روی ایران و ادغام چرخندهای واقع بر روی مدیترانه و عمان) شرایط را برای شکل‌گیری و توسعهٔ یکی از شدیدترین چرخندهای واقع در سواحل عمان فراهم کرد [۳]. توفان‌های حاره‌ای خسارات زیادی به مناطق تحت حاکمیت خود وارد می‌کنند. خسارات واردشده به چندین عامل مثل توانایی در مدیریت مخاطرات، ویژگی‌های جغرافیایی حوضه، الگوی کاربری اراضی و خصوصیات اجتماعی – اقتصادی نواحی بستگی دارد. با اینکه فقط ۶ درصد توفان‌ها و ۴ درصد چرخندهای حاره‌ای جهان در شمال اقیانوس هند شکل می‌گیرند، تلفات آنها بسیار زیاد (۸۰ درصد از مجموع جهانی) است. برای مثال مرگبارترین چرخند ثبت‌شده در تاریخ در سال ۱۹۷۰ با بیش از ۳۰۰۰۰۰ کشته در بنگلادش حادث شد [۲۳]. توفان‌های حاره‌ای و سیلاب‌ها همراه با توفان‌های باد، مخاطرات طبیعی اولیه‌اند که به‌طور متوسط ۹۷ حادثه در سال و ۱۲۵ سیلاب در طی دورهٔ ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۷ ایجاد کرده‌اند. روند دو دههٔ گذشته با شیب تندی در تعداد مرگ‌ومیر ناشی از این حوادث، رو به افزایش بوده و ممکن است به‌طور مداوم فراوانی و شدت سیکلون‌های حاره‌ای افزایش یابد. از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۷ تأثیرات مالی توفان‌های حاره‌ای با ۵۸ درصد از کل هزینه‌ها نسبت به دیگر مخاطرات طبیعی در ردهٔ اول قرار دارد. خسارات جانی و مالی ناشی از آثار حاد توفان‌های حاره‌ای هستند. براساس آمار سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۷، ۳۰۸۶ توفان در دنیا رخ داده که پیامد آن ۱۲۱۳۷۴۲ نفر کشته، ۱۲۶۲۱۹۳ نفر زخمی، ۵۰۶۴۱۶۵۹ بی‌خانمان و ۶۸۹۶۲۷ دلار آمریکا خسارات مالی بوده است [۱۳].

هدف این پژوهش بررسی سازوکار شکل‌گیری، توسعه و واکاوی دینامیک–ترمودینامیک توفان حاره‌ای نیلوفر است که آثار آن از طریق ایجاد امواج دریا در واپسین روزهای اکتبر ۲۰۱۴، فعالیت دریانوردان در سواحل جنوبی کشور ایران را مختل کرد. استفاده از داده‌هایی با قدرت تفکیک مکانی ۰/۷۵ درجه، توجه به رودباد تراز پایین و دمای سطح دریا به‌عنوان

Archive of SID

www.SID.ir

مهم‌ترین عوامل دینامیک و حرارتی تشکیل و توسعهٔ توفان حاره‌ای و نیز استفاده از شاخص CAPE دقت پژوهش حاضر را در در مقایسه با مطالعات پیشین افزایش داده است.

داده‌ها و روش‌ها

داده‌های به‌کاررفته در این پژوهش شامل داده‌های ECMWF با تفکیک مکانی ۰/۷۵ درجه به‌صورت چهار مشاهده‌ای در روز و شامل فشار تراز دریا (SLP)، ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، میزان انرژی در دسترس همرفت، پوشش ابر، فرارفت تاوایی نسبی، دمای سطح دریا و نم ویژه است که برای روزهای فعالیت توفان حاره‌ای نیلوفر (بیست‌وپنجم تا سی‌ویکم اکتبر ۲۰۱۴) از تارنمای مورد نظر اخذ شد. نقشه‌های جوی ترسیم شد و برای جلوگیری از افزایش حجم کار تعدای از نقشه‌های منتخب به تفصیل در متن مقاله درج شد. چون براساس شاخص CAPE مقادیر کمتر از ۱۵۰۰ ژول بر کیلوگرم میزان انرژی پتانسیل در دسترس همرفت نمی‌تواند موجب شکل‌گیری و فعالیت توفان حاره‌ای شود (تشکیل سیکلون‌های قوی و سوپرسیکلون در مقادیر CAPE بیش از ۴۰۰۰ ژول بر کیلوگرم صورت می‌گیرد)، مقادیر کمتر از ۱۵۰۰ ژول بر کیلوگرم از نقشه‌ها حذف شد. شاخص CAPE با رابطهٔ ۱ محاسبه می‌شود.

$$CAPE = \sum \frac{|g|}{T_e}(T_p - T_e).\Delta_z \qquad (۱)$$

که در آن g بزرگی شتاب گرانش (۹/۸ متر بر ثانیه)؛ T_p دمای بسته هوا؛ T_e دمای محیط؛ و Δ_z اختلاف ارتفاع است.

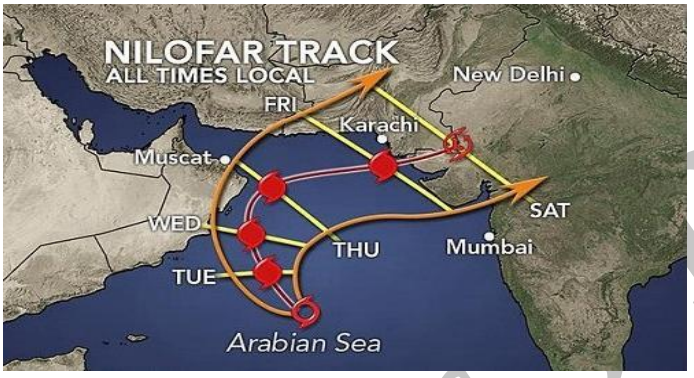
بحث

توفان حاره‌ای نیلوفر قوی‌ترین توفان حاره‌ای سال ۲۰۱۴ در شمال اقیانوس هند و قوی‌ترین توفان شکل‌گرفته بر روی دریای عرب بعد از توفان فت در سال ۲۰۱۰ است. توفان نیلوفر از یک منطقهٔ کم‌فشار شکل‌گرفته بر روی دریای عرب که در بیست‌وپنجم اکتبر به‌صورت یک اغتشاش حاره‌ای در عرض ۱۲/۵ درجهٔ شمالی و طول ۶۱/۵ درجهٔ شرقی شدت یافت، نشأت گرفت. توفان در روزهای بعد به آرامی به قدرت توفان چرخندی رسید. سیستم شدت‌یافته در بیست‌وهشتم اکتبر به بیشترین شدت خود (با فشار مرکزی ۹۵۰ میلی‌بار) رسید و حداکثر سرعت باد نیز به ۲۱۵ کیلومتر رسید و در روزهای سی‌ام و سی‌ویکم اکتبر با حرکت به‌سمت

Archive of SID

www.SID.ir

شمال شرق تضعیف شد. نام نیلوفر برگرفته از زنبق آبی یا سوسن سفید است که توسط پاکستانی‌ها انتخاب شد. در شکل ۱ مسیر حرکت توفان نیلوفر نشان داده شده است.



شکل ۱. مسیر حرکت واقعی توفان نیلوفر در دریای عرب از ادارهٔ هواشناسی هند

نقشهٔ ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ میلی‌بار حکایت از عمیق شدن ناوهٔ موج باد غربی و شکل‌گیری یک کم‌ارتفاع بریده در روز بیست‌وپنجم اکتبر دارد. قرارگیری زبانه‌های واچرخند عربستان در سمت شمال غرب و زبانه‌های واچرخند دیگری بر روی شبه‌قارهٔ هند، افزایش گرادیان دمایی و تقویت کم‌ارتفاع مذکور را به‌همراه داشت. کم‌ارتفاع مذکور با سه منحنی بسته که درونی‌ترین منحنی پربند آن به ۵۸۲۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد، با یک گردش پادساعتگرد و بیشینهٔ فرارفت تاوایی مثبت، شرایط دینامیک مناسبی برای شکل‌گیری منطقهٔ همگرایی در ترازهای زیرین ضلع شرقی خود (منطقهٔ واگرایی بالایی) و روی سطح دریا فراهم آورد (شکل ۲ الف).

برخلاف توفان‌های تندری که تحت سازوکار شیبدار شدن چینش افقی باد شکل می‌گیرند، در توفان‌های حاره‌ای، همگرایی در مرکز کم‌فشار سبب چرخش اولیهٔ آن می‌شود. نقشه‌های رودباد تراز ۵۰۰ میلی‌باری و تراز پایین جو (۸۵۰ میلی‌بار) روز بیست‌وپنجم اکتبر قرارگیری هستهٔ رودباد با بیشینهٔ سرعت ۱۶ متر بر ثانیه در ضلع شرقی کم‌ارتفاع بریدهٔ تراز ۵۰۰ میلی‌بار بر روی دریای عرب، ضمن منفی کردن سرعت قائم در منطقهٔ استقرار و ایجاد فرارفت تاوایی مثبت در ناحیهٔ خروجی سمت چپ که با حرکت چرخندی و پادساعتگرد سلول کم‌ارتفاع همراه است، شرایط مناسبی برای شکل‌گیری توفان حاره‌ای بر روی سطح دریا فراهم کرد. شرایط مذکور در تراز ۸۵۰ میلی‌باری نیز با یک هسته با بیشینهٔ سرعت مشابه رودباد تراز ۵۰۰

Archive of SID

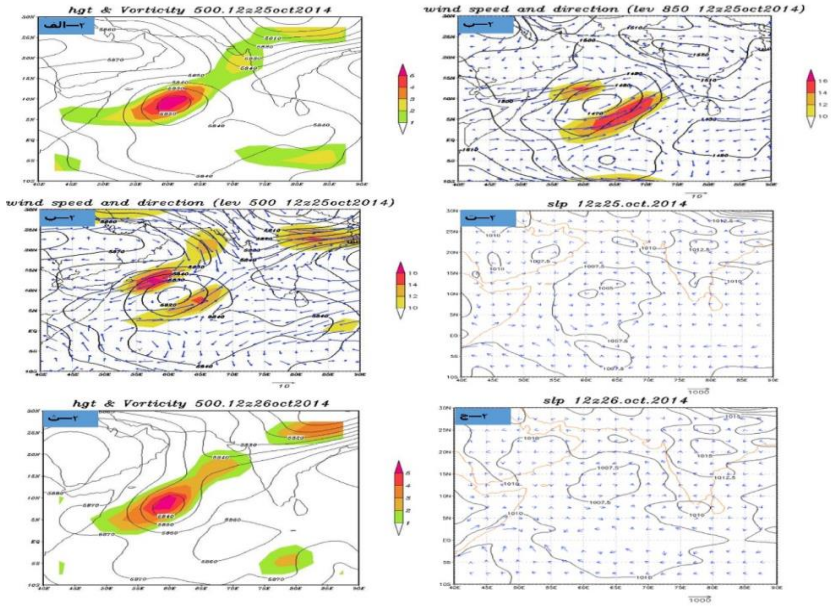
www.SID.ir

میلی‌بار (۱۶ متر بر ثانیه)، جو زیرین خود را منقلب ساخت (شکل‌های ۱ ب و ۱ پ) و اولین منحنی‌های بستهٔ فشار را بر روی سطح دریا شکل داد (شکل ۲ت). این مرکز کم‌فشار در روز بیست‌وششم اکتبر نیز با حرکت به‌سمت عرض‌های بالاتر دامنهٔ فعالیت خود را افزایش داد (شکل ۲ ج). بررسی نقشه‌های فرارفت تاوایی نسبی در روز دوم فعالیت توفان نشان داد که مقادیر این پارامتر نیز برای تراز ۵۰۰ میلی‌بار مثبت است که مبین شرایط صعودی لازم در طبقات مختلف جو برای توسعهٔ قائم و جابه‌جایی توفان حاره‌ای است (شکل۲ ث). نقشهٔ ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ میلی‌بار نیز کم‌ارتفاع بریده‌شدهٔ روز گذشته را با یک منحنی پربند بسته ۵۸۴۰ ژئوپتانسیل متری و با جهت محور شمال‌شرقی – جنوب غربی که همچنان شرایط دینامیک مساعدی را برای توسعهٔ توفان حاره‌ای در عرض‌های ۵ تا ۱۵ درجهٔ شمالی و ۵۵ تا ۷۰ درجهٔ شرقی فراهم کرد، نشان می‌دهد (شکل ۲ ث). طی حرکت شرق‌سوی ناوهٔ تراز ۵۰۰ میلی‌باری در روز بیست‌وهفتم اکتبر کم‌ارتفاع بریده ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل‌متری با کمی تغییر در موقعیت همچنان فعالیت بود، اما نفوذ زبانه‌های واچرخند عربستان و واچرخند مستقر بر روی هند مانع توسعهٔ قائم توفان در ساعات و روزهای بعدی تا تراز ۵۰۰ میلی‌باری شد (شکل ۳ الف). نقشهٔ فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ میلی‌بار روز بیست‌وهفتم اکتبر میزان فرارفت تاوایی مثبت در محل استقرار این کم‌ارتفاع بریده‌شده (شکل ۳ الف) و در تراز ۸۵۰ میلی‌بار را نشان می‌دهد (شکل ۳ ب). هستهٔ سرعت رودباد تراز ۵۰۰ میلی‌بار در سمت چپ خود یک جریان چرخندی و در سمت راست خود و پشت ناوهٔ تراز ۵۰۰ میلی‌باری گردش واچرخندی را سبب شد (شکل ۳ پ). این هستهٔ سرعت در تراز ۸۵۰ میلی‌بار محو شد و سرعت باد درون سلول کم‌ارتفاع به کمتر از ۱۰ متر بر ثانیه کاهش یافت (شکل۳ ت) و با جابه‌جایی شرق‌سوی ناوهٔ تراز ۵۰۰ میلی‌بار و به‌تبع آن جابه‌جایی هسته‌های منفی سرعت قائم و فرارفت تاوایی مثبت به‌سمت شمال شرق، منطقهٔ مورد مطالعه، منبع تقویت خود را از دست داد. نکتهٔ بسیار مهم این روز تبدیل شرایط دینامیک جو به ترمودینامیک است، به این صورت که ناوهٔ تراز ۵۰۰ میلی‌بار با ایجاد یک کم‌ارتفاع بریده بر روی دریای عرب که با واگرایی جریان هوا در ضلع شرقی این کم‌ارتفاع توأم شد، سبب همگرایی جریان‌های ترازهای پایینی جو بر روی دریا شد و در بیست‌وپنجم اکتبر توفان حاره‌ای را ایجاد کرد. طی این جریان تکانهٔ زاویه‌ای زمین با تکانهٔ زاویهٔ حاصل از چرخش بادهای توفان یکی شد و بر شدت آن افزود؛ بنابراین اغتشاشات اولیه تحت تأثیر سازوکارهای ایجادشده توسط نفوذ ناوه به محدودهٔ دریای عرب ایجاد و تقویت شد و بعد با حرکت شرق‌سو و خارج شدن ناوهٔ مذکور از منطقهٔ تحقیق در بیست‌وهفتم اکتبر، سلول کم‌فشار شکل‌گرفت بر روی دریا با توجه به حداقل دمای ۲۶/۵ درجهٔ سانتی‌گرادی و تبدیل

Archive of SID

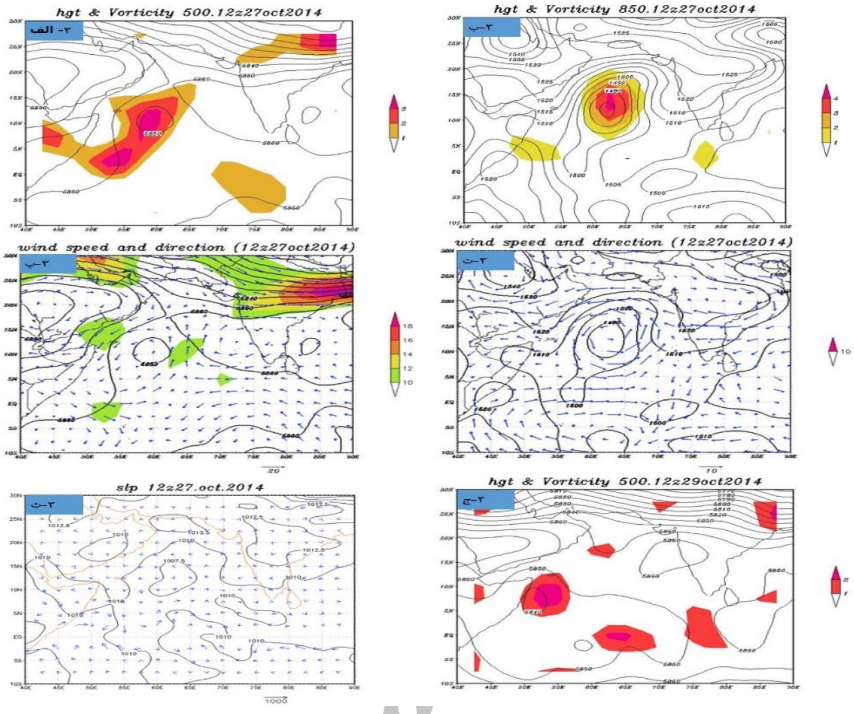
www.SID.ir

انرژی گرمایی به مکانیکی، انرژی مورد نیاز برای توسعهٔ خـود را از گرمـایش سـطح آب تـأمین کرد. این شرایط توانست ضمن ایجاد حرکات فروهنج در مرکز توفان و فرازهنج در دیوارهٔ چشم توفان به حرکات عروجی و چرخشی خود از ترازهای زیرین در جهت قـائم بـه سـمت ترازهـای بالاتر جو در نتیجهٔ چینش مناسب باد گسترش داد و به‌صورت مستقل بـه فعالیـت خـود ادامـه داد. نقشهٔ SLP این مرکز چرخندی را با فشار مرکزی ۱۰۰۷/۵ میلی‌بار در دریـای عـرب نشـان می‌دهد. قرارگیری یک واچرخند بر روی هند که در سمت شرق منطقـهٔ کـم‌فشـار واقـع شـد و تحت تأثیر منطقهٔ همگرایی تراز ۵۰۰ میلی‌بار پدید آمد، سبب تقویـت هرچـه بیشـتر چرخنـد مذکور بر روی دریـای عـرب شـد (شـکل ۳ ث). قرارگیـری یـک واچرخنـد بـا منحنـی ۵۸۶۰ ژئوپتانسیل متر بر روی غرب هند و گسترش زبانه‌های واچرخنـد عربسـتان بـر روی عمـان بـه حرکت شمال‌سوی کم‌فشار سطحی انجامید و مانع گسترش آن به‌سمت کشور عمان و هند شد (شکل ۳ ج).



شکل ۲. الف تا ج (به‌ترتیب از سمت راست به چپ نقشه‌های ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ میلی‌بار، رودباد تراز ۸۵۰ و۵۰۰ ، SLP برای ساعت ۱۲روز بیست‌وپنجم اکتبر و فرارفت تاوایی و SLP را برای همین ساعت در روز ۲۶ اکتبر ۲۰۱۴ را نشان می‌دهد.

www.SID.ir



شکل ۳. الف تا ج (به‌ترتیب از سمت راست به چپ نقشه‌های ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ میلی‌بار، رودباد تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ میلی‌بار و SLP ، ساعت ۱۲ روز بیست‌وهفتم اکتبر و ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ ساعت ۱۲ روز ۲۹ اکتبر را نشان می‌دهد.

نیز ورود ناوهٔ با محور شمالی – جنوبی به منطقهٔ تحقیق که محور آن در راستای نصف‌النهار ۶۵ درجهٔ شرقی و عمق ناوه از ۲۲ تا ۱۷ درجهٔ عرض شمالی کشیده شد، ضمن ایجاد فرارفت تاوایی مثبت، موجب تقویت توفان حاره‌ای شد. نفوذ زبانه‌های واچرخند عربستان که بخش عمده‌ای از دریای عرب تا سواحل شرقی کشور هند را پوشش می‌دهد و همچنین جابه‌جایی شرق‌سوی واچرخندی که روز قبل بر روی هند مستقر بود از یک سو و قرارگیری پشته‌ای بر روی سواحل جنوبی ایران و دریای عمان از سوی دیگر شرایط را برای حرکت شرق‌سوی توفان حاره‌ای به‌سمت کشور هند فراهم کرد (شکل ۳ ج). هستهٔ سرعت رودباد تراز پایینی جو نیز با بیشینهٔ سرعت ۱۲ متر بر ثانیه قسمت شرقی چرخند مذکور و ضلع غربی واچرخندی را که هستهٔ مرکزی آن بر روی کشور هند قرار دارد پوشش می‌دهد (شکل۴ الف). نقشهٔ SLP محدود شدن قطر توفان و حرکت شرق‌سوی آن با یک منحنی هم‌فشار بسته (۱۰۰۷/۵ میلی‌بار)

Archive

www.SID.ir

به‌سمت شبه‌قارهٔ هند را نشان می‌دهد (شکل ۴ ب). نقشهٔ هستهٔ سرعت رودباد تراز پایینی جو نیز جابه‌جایی شرق‌سوی این توفان حاره‌ای همراه با کاهش سرعت شعاعی آن را در روز سی‌ام اکتبر نشان می‌دهد (شکل ۴ پ). قرارگیری زبانهٔ واچرخندی با منحنی پربند ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر و جهت شرقی – غربی در روز سی‌ویکم اکتبر بر روی هند و بخش‌هایی از دریای عرب (شکل ۴ ت)، جابه‌جایی و ضعیف شدن عوامل دینامیک (صعود) ترازهای بالایی و زیرین جو در محل قرارگیری توفان حاره‌ای و عدم دسترسی به انرژی دریافتی از سطح آب بعد از ورود به خشکی، شرایط اضمحلال توفان حاره‌ای نیلوفر را فراهم آورد.

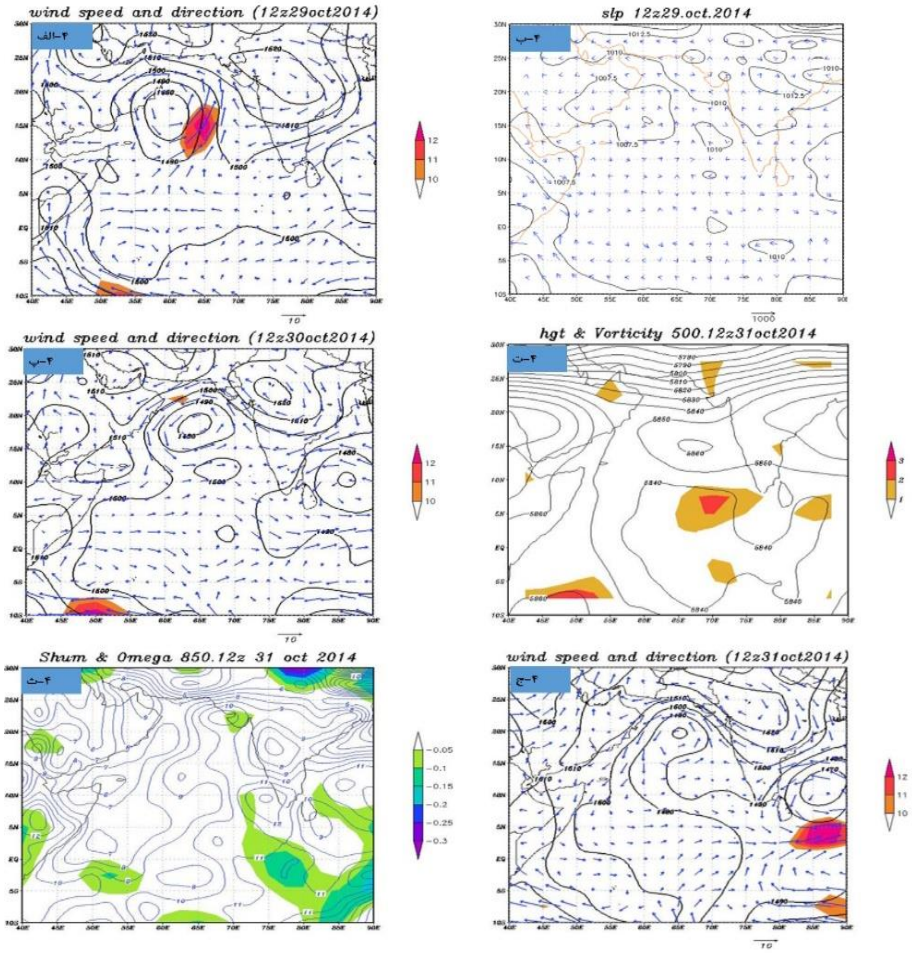
تشدید این توفان حاره‌ای با ایجاد بارش‌های سنگین در دیواره‌های خود سبب سیل، رعدوبرق و خیزاب (ناشی از سرعت مماسی توفان که فرسایش ساحلی و آب‌گرفتگی را به‌همراه دارد) شد. کشورهای واقع در مسیر توفان حاره‌ای نیلوفر، عمان، ایران، هند و پاکستان هستند [۲۴]. آمار دقیقی از خسارات ناشی از این توفان در دسترس نیست، ولی هر کدام از کشورهای مذکور با توجه به موقعیت قرارگیری مرکز توفان نسبت به خود، متحمل خسارات متفاوتی شدند. این توفان‌ها آسیب‌های اجتماعی را نیز به‌همراه دارند. سازوکار جو توانست شرایط لازم را برای شکل‌گیری و توسعهٔ توفان حاره‌ای نیلوفر فراهم کند. از نظر شدت، توفان نیلوفر، بعد از توفان فت رده‌بندی می‌شود. شکل‌گیری توفان حاره‌ای نیلوفر به‌عنوان شدیدترین و مخاطره‌آمیزترین توفان سال ۲۰۱۴ در دریای عرب با قرارگیری در مرزهای آبی ایران به‌دلیل ایجاد خیزاب‌های شدید توفان، فعالیت دریانوردی را مختل کرد و سبب ایجاد بارش‌های سنگین و رعدوبرق در کشورهای واقع در مسیر عبور خود شد.

بررسی نقشه‌های نم ویژهٔ تراز دریا و دمای سطح آب روز بیست‌وپنجم اکتبر نشان می‌دهد که بیشینهٔ نم ویژه در ضلع شرقی توفان حاره‌ای شکل گرفت و تحت تأثیر زبانه‌های واچرخند مستقر بر روی هند به ۲۰ گرم در کیلوگرم رسید (شکل۵الف). این مقدار در این توفان به‌طور متوسط بین ۱۸ تا ۲۰ گرم در کیلوگرم متغیر بود (شکل ۵ پ). این مقادیر نشان از فرارفت بسیار زیاد رطوبت در محل قرارگیری مرکز کم‌فشار و شرایط بهینه برای بارش‌های فوق سنگین در دیوار چشم توفان است؛ اما همان‌طور که در نقشهٔ دمای سطح آب روز بیست‌وپنجم اکتبر مشاهده می‌شود، شرط اولیهٔ شکل‌گیری توفان حاره‌ای بر روی سطح دریا با توجه به دمای تقریباً ۳۰ درجهٔ سانتی‌گرادی سطح آب در روز بیست‌وپنجم اکتبر برقرار است (شکل ۵ الف). شرط مذکور در روزهای بعد و تا قبل از اضمحلال توفان همچنان برقرار بود؛ با این تفاوت که در روزهای بیست‌وهفتم تا سی‌ویکم اکتبر، قرارگیری توده‌های آب به‌نسبت سردتر در اثر پدیدهٔ بالاآیی در سواحل غربی دریای عرب، عاملی برای عدم انتقال مرکز توفان به این سمت بوده

Archive of SID

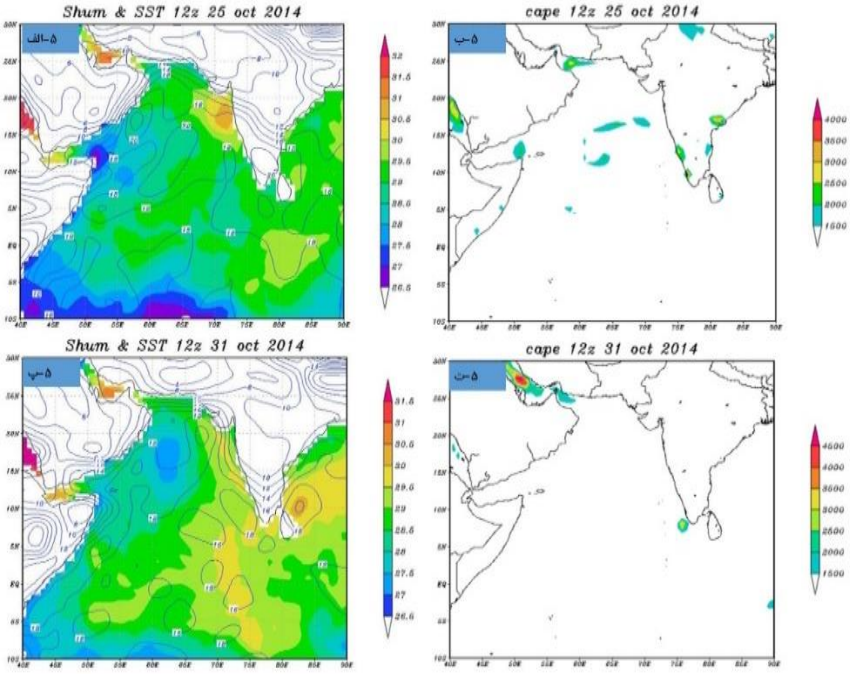
www.SID.ir

است (شکل ۲ غ). از طرف دیگر نقشه‌های CAPE نیز در روز بیست‌وپنجم اکتبر بیشینهٔ این عامل را فراتر از ۲۵۰۰ ژول بر کیلوگرم نشان می‌دهد که این مقدار نشان از انرژی پتانسیل قوی برای ایجاد فعالیت‌های همرفتی و شکل‌گیری و توسعهٔ توفان دارد (شکل ۵ ب).



شکل ۴. الف تا ج (به‌ترتیب از سمت راست به چپ) نقشه‌های ترکیبی رودباد تراز ۸۵۰ میلی‌بار و SLP برای ساعت ۱۲روز ۲۹ اکتبر، رودباد تراز ۸۵۰ میلی‌بار سی‌ام اکتبر، ارتفاع ژئوپتانسیل و فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ میلی‌بار، و سرعت قائم و نم ویژه، سرعت باد و رودباد تراز ۸۵۰ میلی‌بار روز سی‌ویکم اکتبر

www.SID.ir



شکل ۵. الف تا ج (نقشه‌های ترکیبی نم ویژه (تراز دریا)، دمای سطح آب و مقدار انرژی پتانسیل در دسترس همرفت مربوط به روز ابتدایی و روز اضمحلال توفان نیلوفر را نشان می‌دهد.

راهکارهایی که تاکنون برای مقابله با این توفان‌ها ارائه شده، چندان علمی و دقیق نیستند. مثلاً استفاده از یک لایهٔ نفتی بر روی سطح آب که مانع تبخیر و دریافت انرژی از سطح آب توسط توفان شود، یکی از راهکارهاست. این راهکار به‌دلیل تأثیرات سوء بر اکوسیستم دریا پذیرفتنی نیست. در حال حاضر بهترین راهکار استفاده از سیستم‌های هشداردهندهٔ توفان است که به ساکنان نواحی ساحلی اطلاعات لازم برای تخلیهٔ مناطق مسکونی را می‌دهد. همچنین استفاده از موج‌شکن هم در برخی مناطق مثل اسکلهٔ شهید بهشتی چابهار راهکار مناسبی در برابر خیزاب‌ها خواهد بود.

نتیجه‌گیری

عمیق شدن ناوهٔ موج باد غربی تراز ۵۰۰ میلی‌بار با جهت محور شمال شرقی – جنوب غربی بر روی دریای عرب و شکل‌گیری یک کم‌ارتفاع بریده سبب ایجاد فرارفت تاوایی مثبت همراه با

Archive

www.SID.ir

شکل‌گیری هستهٔ رودباد در ضلع شرقی کم‌فشار بریده شد؛ این وضعیت، شرایط را برای شکل‌گیری و توسعهٔ توفان حاره‌ای در ترازهای زیرین جو فراهم کرد. افزایش سرعت رودباد تراز ۸۵۰ میلی‌باری نسبت به رودباد تراز ۵۰۰ میلی‌بار در روز سوم فعالیت توفان به بعد نشان می‌دهد که عامل اصلی شکل‌گیری توفان نیلوفر دینامیک بود و پس از شکل‌گیری در پی دسترسی به انرژی دریافتی از سطح دریا توانست ضمن ایجاد حرکات فروهنج در مرکز توفان و فرازهنج در دیوارهٔ چشم توفان، حرکات عروجی و چرخشی خود را از ترازهای زیرین در جهت قائم به‌سمت ترازهای بالاتر جو در نتیجهٔ چینش مناسب باد گسترش داده و به‌صورت مستقل به فعالیت خود ادامه دهد.

توفان حاره‌ای نیلوفر بعد از شکل‌گیری در مسیر خود توانست از طریق خیزاب توفان، سیل، فرسایش ساحلی، باران سنگین، گردبادها و آذرخش ایجاد خسارت کند. چندین راهکار برای تعدیل توفان‌ها مطرح شده است که از نظر علمی چندان مناسب نیستند. استفاده از لایهٔ نفتی بر روی سطح آب (آثار نامطلوب بر اکوسیستم دریا)، پاشیدن ید نقره در اطراف دیوارهای چشم توفان به‌منظور افزایش قطر چشم و کاهش گرادیان فشار (در مناطق حاره با توجه به کمبود آب ابر سرد در توفان با شک و تردید همراه است) و استفاده از موج‌شکن (با توجه به محدودهٔ بسیار وسیع توفان در مناطق خاصی قابل استفاده است) از جمله راهکارهای ارائه‌شده برای جلوگیری از ایجاد آن و در نتیجه کاهش مخاطرات است. استفاده از سیستم هشدار توفان و تخلیهٔ به‌موقع مناطق تحت تأثیر توفان در حال حاضر بهترین راهکار برای کاهش مخاطرات است.

باید توجه کرد که از سال ۲۰۰۷ که سوپرسیکلون حاره‌ای گونو در دریای عرب به وقوع پیوست و منطقهٔ جنوب شرق ایران را درنوردید و صدمات زیادی وارد کرد و متعاقب آن در سال ۲۰۱۰ توفان قوی فت و سال ۲۰۱۴ هم توفان نیلوفر، سواحل ایران را مورد هجوم قرار دادند، به‌نظر می‌رسد که آثار گرمایش جهانی و تغییر اقلیم، شکل دیگری از مخاطراتی را که تا همین اواخر، ایران درگیرش نبوده، به‌وجود آورده است. این سخن بدین معناست که باید در سال‌های آتی به وقوع توفان‌های حاره‌ای و صدمات آن بر ایران در سواحل جنوب شرق کشور به‌عنوان یک واقعیت طبیعی جغرافیایی که مانند دیگر مخاطرات طبیعی نیازمند برنامه‌های مدیریت مخاطره هستند، نگریسته شود.

Archive of SID

www.SID.ir

منابع

[۱]. خسروی، محمود؛ پودینه، محمدرضا (۱۳۸۹). تحلیلی بر تأثیرات اقلیمی سیکلون حاره‌ای گونو (خرداد ۱۳۸۶) بر جنوب شرق ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شمارهٔ ۷۲: ۷۲-۵۳.

[۲]. قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۹۰). نگاشت و تحلیل همگرایی جریان رطوبت جو طی بارش فوق سنگین ناشی از توفان حاره‌ای فت در سواحل چابهار، مدرس علوم انسانی – برنامه‌ریزی و آمایش فضا، دورهٔ پانزدهم، شمارهٔ ۲: ۱۱۸-۱۰۱.

[۳]. لشکری، حسن؛ کیخسروی، قاسم (۱۳۸۹). تحلیل سینوپتیکی توفان گونو و اثرات آن بر جنوب شرق ایران، مجلهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۱، شمارهٔ پیاپی ۳۹، شمارهٔ ۳: ۲۰–۱.

[۴]. مقیمی، ابراهیم (۱۳۹۳). دانش مخاطرات برای زندگی با کیفیت بهتر و محیط پایدارتر، تهران: انتشارات دانشگاه تهران.

[5].Bhaskaran, P. K., et al. (2013). "Performance and validation of a coupled parallel ADCIRC–SWAN model for THANE cyclone in the Bay of Bengal." Environmental Fluid Mechanics 13(6): 601-623. DOI:10.1007/s10652-013-9284-5.

[6]. Briegel, L. M. and W. M. Frank (1997). "Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the western North Pacific." Monthly weather review 125(7): 1397-1413. DOI: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493.

[7]. Dunkerton, T., et al. (2009). "Tropical cyclogenesis in a tropical wave critical layer: Easterly waves." Atmos. Chem. Phys **9**: 5587-5646. Doi:10.5194/acp-9-5587-.

[8]. Emanuel, K) .(2005). "Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years." Nature 436(7051): 686-688. Doi:10.1038/nature03906.

[9]. Emanuel, K. A. (1991). "The theory of hurricanes." Annual Review of Fluid Mechanics 23(1): 179-196. DOI: 10.1146/annurev.fl.23.010191.

[10]. Gray, W. M. (1998). "The formation of tropical cyclones." Meteorology and atmospheric physics 67(1-4): 37-69. DOI: 10.1007/ BF01277501.

[11]. Gulev, S., et al. (2001). "Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data." Climate Dynamics 17(10): 795-809. DOI: 10.1007/s003820000145.

[12]. Jullien, S., et al.(2012) "Impact of tropical cyclones on the heat budget of the South Pacific Ocean." Journal of Physical Oceanography 42(11): 1882-1906. Doi: http://dx.doi.org/10.1175/JPO-D-11-0133.1.

[13]. KING, D., DAVIDSON, J. & ANDERSON-BERRY, L. 2010. Disaster Mitigation and Societal Impacts. Global Perspectives on Tropical Cyclones: From Science to Mitigation, 4, 409. Doi: 10.1142/9789814293488_0013.

Archive of SID

www.SID.ir

[14]. Lin, C.H., et al. (2013)."The Effect of Tropical Cyclones (Typhoons) on Emergency Department Visits." The Journal emergency medicine45(3):372-379. DOI: 10.1016/j.jemermed.2013.02.002.

[15]. Liou, C.-S. (2007). "Sensitivity of high-resolution tropical cyclone intensity forecasts to surface flux parameterization." Natural Hazards 41(3): 387-399. DOI: 10.1007/s11069-006-9046-5.

[16]. Nie, H., et al. (2012). "Simulating a typhoon storm surge using a nested Ecomsed model." Procedia Engineering 31: 775-780. Doi:10.1016/j.proeng.2012.01.1101

[17]. Rao ,R. (1987). "Further analysis on the thermal response of the upper Bay of Bengal to the forcing of pre-monsoon cyclonic storm and summer monsoonal onset during MONEX-79." Mausam 38(2): 147-156 Doi: 10.12691/ajmo-2-2-2.

[18]. Roy, C. and R. Kovordányi (2012). "Tropical cyclone track forecasting techniques—A review." Atmospheric research 104: 40-69. Doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.09.012.

[19]. Sadhuram, Y. (2004). "Record decrease of sea surface temperature following the passage of a super cyclone over the Bay of Bengal." Current Science 86(3): 383-384p. Doi: 10.12691/ajmo-2-2-2.

[20]. Schade, L. R .(2000). "Tropical cyclone intensity and sea surface temperature." Journal of the atmospheric sciences 57(18): 3122-3130. Doi:http://dx.doi.org/10.1175/15200469(2000)057<3122:TCIASS>2.0.CO;2

[21]. Simmonds, I. and K. Keay (2000). "Variability of Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior, 1958-97." Journal of Climate13(3):55‧561.Doi:http://dx.doi.org/10.1175/15200442(2000)013<0550: VOSHEC>2.0.CO;2.

[22]. Vincent, E. M., et al. (2012). "Processes setting the characteristics of sea surface cooling induced by tropical cyclones." Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012) 117(C2). DOI: 10.1029/ 2011JC007396.

[23]. Webster, P. J., et al. (2005). "Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment." Science 309(5742): 1844-1846. DOI: 10.1126/science.1116448.

[24]. http://www.havagerash.ir/post/346

Archive of SID

www.SID.ir