

تحلیل همدیدی توفان حاره‌ای گونو و تاثیر آن بر جنوب شرق ایران

فریده حبیبی* و سمیه بهرامی

موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۰/۱۸، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۸/۱۸)

چکیده

آبرتوفان گونو یکی از قوی‌ترین چرخندهای حاره‌ای در دریای عرب است که پس از توفان کشنده و بسیار مخرب کاترینا (در ۲۳ اوت تا سوم سپتامبر در خلیج مکزیک در ۲۰۰۵) در ۲۰۰۷ رخ داده است. به استناد مدارک تاریخی ثبت شده در مرکز توفان اقیانوس هند، فعالیت چرخند حاره‌ای از ۱۹۷۰ تا ۱۹۹۹ در دریای عرب و دریای عمان گزارش نشده است. با این حال افراد کهنسال هرمزگان از وقوع چرخند مشابه گونو در ۱۹۷۷ صحبت می‌کنند که اطلاعات معتبری از آن در سازمان هواشناسی ایران موجود نیست. هدف از این پژوهش بررسی ویژگی‌های توفان‌های حاره‌ای، شناخت عوامل همدیدی و دینامیکی موثر بر شکل‌گیری توفان گونو و تاثیر آن بر جنوب و جنوب شرق ایران است. نقشه‌های مورد بررسی در این تحقیق از پایگاه NCEP/NCAR گرفته شده است. محدوده مورد بررسی نیز از طول جغرافیایی صفر تا ۹۰ درجه شرقی و عرض صفر تا ۷۰ درجه شمالی است. بررسی نقشه‌های سطح زمین مربوط به روزهای اول تا هشتم ژوئن ۲۰۰۷ نشان می‌دهد که در ابتدا مسیر حرکت این وافشار حاره‌ای به سمت شبه‌قاره هند بوده است. این وافشاری در روز سوم ژوئن (روز دوشنبه ۱۴ خرداد ۱۳۸۶) با تقویت روی دریای هند به توفان حاره‌ای تبدیل شده است ولی گسترش به سمت شمال زبانه پرفشار روی جنوب شبه‌قاره هند سبب تغییر مسیر توفان شده و در نتیجه توفان با حرکت به سوی شمال غرب وارد محدوده جنوبی دریای عمان شده است. در روز ششم نیز با تضعیف زبانه پرفشار اسکاندیناوی، چشم هسته توفان به شکل بیضی در آمده که قطر بزرگ آن با جهت جنوب به شمال در نیمه جنوبی ایران مستقر شده است. در این روز توفان با کسب رطوبت از دریای عمان و خلیج فارس در بخش هرمزگان و سیستان و بلوچستان شرایطی را فراهم آورده است که هوای مرطوب غیراشباع در قسمت پایین جو و هوای خشک در ترازهای بالای آن قرار داشته باشد. در این حالت توفان ضمن پیشروی روی خشکی به مانع پستی و بلندی زاگرس جنوبی برخورد کرده و مجبور به صعود از آن شده است. در واقع با ایجاد حالت ناپایداری همرفتی یا پتانسیلی، شرایط برای تشکیل ابر کومه‌ای‌بارا و وقوع توفان تندی مساعد شده است. این شرایط بارش را در روزهای هفتم به بعد در برخی از شهرها به دنبال داشته است. بندر جاسک در استان هرمزگان بر اثر این توفان منطقه بحران‌زده اعلام شد. ریزش هوای سرد به پشت توفان از راه زبانه واچرخند اسکاندیناوی روی روسیه سفید (شمال دریای سیاه) نیز به تقویت بیشتر توفان کمک کرده است. در روز هفتم واچرخند اروپایی نسبت به روز قبل تضعیف شده در نتیجه هسته توفان نیز جهت جنوب شرقی-شمال غربی به خود گرفته و با تندی نصف‌النهاری هشت متر بر ثانیه بعد از ورود به جنوب شرق ایران با عبور از روی سواحل جنوبی ایران از سمت جنوب وارد کشور شده است. سپس طی حرکت روی ناهمواری‌های مناطق هرمزگان، سیستان و بلوچستان و کرمان (جنوب رشته کوه‌های زاگرس) از شدت فعالیت این توفان کاسته و سپس محو شده است. بیشترین مقدار بارش ثبت شده در روزهای وقوع توفان در جنوب شرق ایران در روز ششم ژوئن مربوط به کنارک و جاسک است که به ترتیب ۹۰ و ۷۸ میلی‌متر بوده است. در روز هفتم بیشترین مقدار بارش در ایستگاه نیک‌شهر با ۱۲۰ میلی‌متر گزارش شد و در روز هشتم جاسک ۵۹ میلی‌متر بارش دریافت کرد.

واژه‌های کلیدی: بارش، توفان گونو، توفان حاره‌ای، جنوب شرق ایران، دریای عمان، جاسک

Synoptic analysis of tropical cyclone Gonu and its impact in the Southeast of Iran

Farideh Habibi* and Somayeh Bahrami

*Corresponding author:

fhabibi@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 8 January 2014, accepted: 9 November 2014)

Summary

Super storm Gonu is one of the strongest tropical cyclones which have occurred after the deadliest and most destructive hurricane Katrina (which occurred over the Gulf of Mexico during 23rd August to 3rd September in 2005) in 2007. Such intense tropical cyclones have happened rarely over the Oman Sea since most storms in the Arabian Sea tend to be small and disappear quickly or making landfall on the Arabian Peninsula and/or the Indian subcontinent. According to the historical records of severe cyclonic storms formed over the Arabian Sea, severe cyclonic storms were not reported in the Arabian Sea during 1970 to 2007 but Algeria broadcast and old people of Hormozgan believed that first time, it happened in 1977. However, there is no information about it.

The Saffir Simpson scale separates hurricanes (with winds of 74 mph or greater) into five ascending categories based on the maximum sustained wind speeds, the potential height of its dangerous storm surge, and the hurricane's central barometric pressure. The super cyclone Gonu was a Category Five tropical storm (Saffir-Simpson Scale) which occurred over the Northern Arabian Sea in June 2007. The minimum pressure of this tropical cyclone reached 920 hPa on June 4th. The meteorological phenomena which occurred during the storm activity in Iran have been announced by Iranian Meteorological Organization as "cloudy sky with heavy rain and thunderstorms," a raging sea that the height of its waves reached to 5.8 meters.

This research surveys the characteristics of tropical storms, synoptic and dynamic factors which affect the formation of Gonu cyclone and its impact on the South and Southeast of Iran. For this purpose, charts of NCEP/NCAR reanalysis data set have been studied in this research. The region which we considered in this research was 0° to 90°E longitudes and 0° to 70°N latitudes. A survey of surface charts and upper level atmospheric charts such as 850, 700, 500 and 300 hPa from the 1st to 8th June 2007 showed that the trajectory of the tropical depression was at first toward the Indian subcontinent, which gradually became stronger, and formed a tropical storm on 3rd June. However, an extending high pressure ridge in the south of Indian subcontinent caused the storm's path to change from the Northeast (toward the Bay of Bengal) to the Northwest (toward the Persian Gulf). As a result, the storm moved toward the Northwest and finally it made a landfall over the Southern region of the Oman Sea. On the sixth day, the Scandinavian high pressure ridge weakened; the core axis of storm was from the South to the North direction at that time, and had drawn it to the Southern part of Iran. In this case, the storm carried its obtained moisture from the Arabian Sea and Oman Sea to the South and Southeast of Iran by its easterly flank flows. Falling cold air behind the storm by the Scandinavian anticyclone ridge on White Russia (the north of Black Sea), which is associated with the further strengthening storm. The European anticyclone on the seventh day was weaker than the previous day; as a result, the core of the storm had taken the southeast-northwest direction, then imported into the southeast of Iran by meridional speed of 8 ms⁻¹. Colliding with the southern part of Zagros Mountains, the storm Gonu caused convective (potential) instability and formation of cumulonimbus clouds and thunderstorms which synoptic reports of Iranian meteorological stations confirmed it. After crossing the Southern coast of Iran, entered to the country from south, and the intensity of storm activity decreased during moving on the rugged parts of Hormozgan, Sistan and Baluchestan and Kerman provinces (the Southern Zagros Mountains), and then disappeared with moving toward Pakistan. The highest rainfall recorded during the storm

activity in the Southeast Iran were received on the sixth day of June by the ports of Konarak and Jask, for which the amounts were 90 mm and 78 mm, respectively. The greatest amount of precipitation on the seventh day was reported by Nikshahr to be 120 mm; Jask also received 59 mm of rainfall during the eighth day. Nikshahr is located in the extreme Southwest of the province of Sistan and Baluchestan. The area is mountainous and 98% of its tissue consists of highlands and mountains and the remainder is covered by plains and deserts.

Keywords: Gonu cyclone, tropical storm, Oman Sea, precipitation, southeast of Iran, Jask

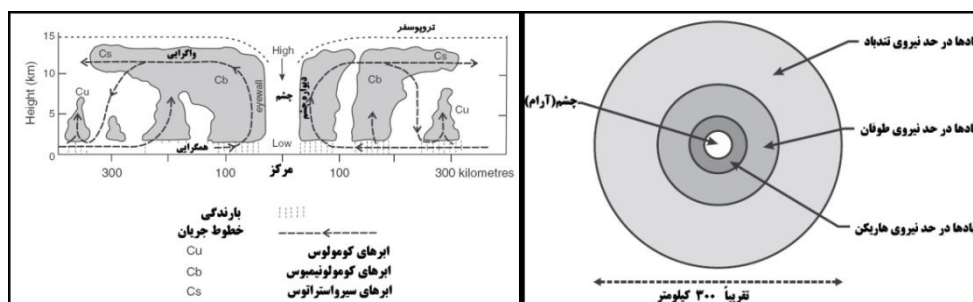
۱ مقدمه

چرخندهای حاره‌ای سامانه‌های کم‌فشاری هستند که معمولاً بر فراز آب‌های گرم اقیانوس‌های حاره‌ای در مناطق بین ۵ تا ۳۵ درجه عرض جغرافیای شمالی و جنوبی شکل می‌گیرند. به علت اهمیت این چرخندها که به شکل توفان‌های بسیار مخرب ظاهر می‌شوند تاکنون تحقیقات متعددی روی این پدیده هواشناختی در نواحی گوناگون دنیا صورت گرفته است. برای مثال، هار و السبری (۱۹۹۱) با بررسی ویژگی‌های مسیر چرخندهای حاره‌ای معتقدند که ایجاد آنها نتیجه واکنش جو به بی‌هنجاری‌های کلان‌مقیاس گردشی است. شانمیگاسوندرام و همکاران (۱۹۹۹) با بررسی رطوبت توانستند تاثیر ناپایداری همرفتی را در ایجاد آنها نشان دهند. مونتگومری و فارل (۱۹۹۳) اهمیت بالقوه عامل تاوایی زبرین جو را در تشکیل آنها نشان داده‌اند. سینگ و همکاران (۲۰۰۰) با بررسی تغییر فراوانی چرخندهای حاره‌ای شمال اقیانوس هند نتیجه گرفته‌اند که در این مناطق، میزان تغییر حالت پریشیدگی‌های حاره‌ای به چرخندهای شدید، روند رو به رشد دارد. اسلام و پترسون (۲۰۰۸) با بررسی چرخندهای حاره‌ای که وارد خشکی بنگلادش شدند، معتقدند که ۷۰ درصد این چرخندها طی ماه‌های مه، ژوئن و اکتبر تا نوامبر (قبل و بعد از رویداد مونسون) رخ داده‌اند. ورمیت (۲۰۰۷) با بررسی منشأ توفان‌های حاره‌ای، روند آنها را با توجه به پدیده گرمایش زمین، رو به افزایش پیش‌بینی کرده است. فینک و

همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از مدل‌های گوناگون به تحلیل همدیدی و آثار هواشناختی توفان کیریل اروپا (که در ژانویه ۲۰۰۷ رخ داده بود) و تشخیص ارتباط آن با تغییر اقلیم پرداختند. نتایج حاصل از مدل آنها نشان داد که وجود پُرفشار قوی در اروپا می‌تواند به باد بسیار شدید و مخربی منجر شود که نه تنها مرکز اروپا، بلکه بخش‌های شرقی اروپا را نیز در برگیرد. الرافی و حافظ (۲۰۰۸) با بررسی بی‌هنجاری میدان‌های هواشناسی در شمال آسیا و تصویرهای ماهواره‌ای این منطقه توانستند تاثیر آن بی‌هنجاری‌ها را بر شکل‌گیری توفان گونو نشان دهند. جعفری (۱۳۸۸) آن را از دیدگاه‌های همدیدی و فیزیکی بررسی و همچنین با توفانی که در ۶ الی ۱۰ مه ۲۰۰۲ روی دریای عرب شکل گرفت و به سمت شمال‌غرب حرکت کرد اما به دریای عمان نفوذ نداشت، مقایسه کرده است. بهرامی (۱۳۹۲) با استفاده از روش‌های داده‌کاوی، تاثیر آن‌را بر کمیت‌های جوئی ثبت شده در ایستگاه‌های سینوپتیکی استان‌های هرمزگان، کرمان و سیستان و بلوچستان بررسی کرده است.

۲ ساختار، مکان و زمان تشکیل چرخندهای حاره‌ای

این سامانه‌ها در اطراف یک هسته گرم یا چشم، توسعه می‌یابند که به چشم توفان معروف است. در این منطقه هوا در حال نزول است بنابراین سرعت جریان‌های هوا بسیار کم و آرام است و به سبب حاکمیت هوای نشستی، این ناحیه عاری از ابر است. با این حال زمانی که تراز پایین



شکل ۱. ساختار قائم (سمت راست) و افقی (سمت چپ) یک چرخند حاره‌ای (تری، ۲۰۰۷).

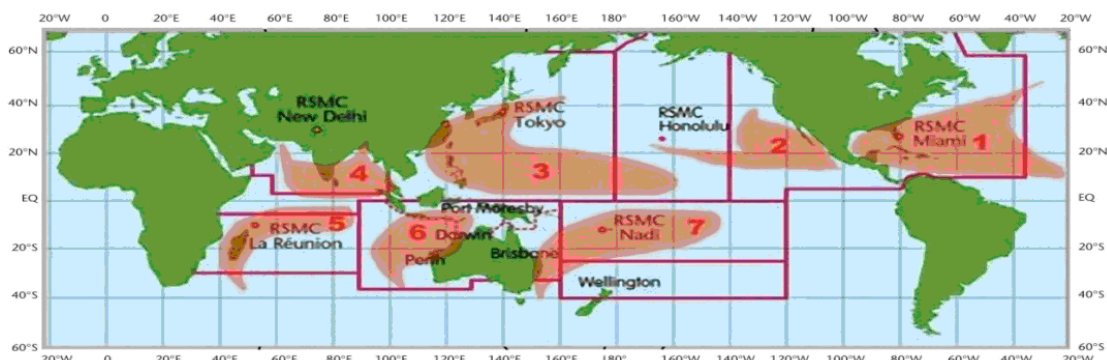
دارد. در جدول ۱ مشخصه‌های رده‌بندی توفان‌های حاره‌ای براساس توان تخریب داده شده است. تاکنون هفت منطقه در سراسر جهان برای ایجاد توفان‌های حاره‌ای شناسایی شده (ان دبلیو اس، ۲۰۱۱) که در شکل ۲ نشان داده شده است. در اینجا ذکر این نکته ضروری است که شدت وقوع توفان‌ها در این مناطق متفاوت است و بستگی به دمای آب در سطح دریا دارد به نحوی که اگر دما بالای ۲۶/۵ درجه سلسیوس و عمق لایه آب گرم حدود ۶۰ متر باشد، ناحیه مستعد شکل‌گیری توفان حاره‌ای است. البته تعداد توفان‌هایی که در سال در این مناطق اتفاق می‌افتد نیز متفاوت است.

به‌طور کلی توفان‌ها در بیشتر این مناطق در فصل‌های انتقالی روی می‌دهند (آرنو و روو، ۲۰۱۱) و معمولاً به سمت شمال و شمال‌غرب خود حرکت می‌کنند. دوره فعالیت توفان‌ها در مناطق داده شده در شکل ۲ در طول سال متفاوت است. برای مثال در شمال غرب اقیانوس آرام اغلب از اواسط ماه مه تا پایان ماه نوامبر و در اقیانوس اطلس شمالی از ابتدای ماه ژوئن تا اواخر ماه نوامبر است که مسیر حرکت‌شان نیز به سمت غرب و شمال غرب است (فریتز و همکاران، ۲۰۰۹). توفان‌های شمال اقیانوس هند در دو فصل، یکی در اوایل فصل موسمی (مونسون) یعنی ماه مه و دیگری در اواخر فصل موسمی در ماه اکتبر یا نوامبر شکل می‌گیرند. با این حال وقوع برخی توفان‌های این منطقه در ماه‌های انتقالی ژوئن و سپتامبر نیز روی می‌دهند (فریتز و همکاران، ۲۰۰۹). مسیر حرکت

(لایه مرزی سیاره‌ای) مرطوب و در بالای آن وارونگی دما وجود داشته باشد ابرهای تراز پایین از نوع فرازکومه‌ای نازک (Ac)، نوارهای کومه‌ای (Cu) و پوشنی (St) تشکیل می‌شود. از آنجا که هوای نشست به‌صورت آهنگ بی‌درروی خشک گرم می‌شود این منطقه باید گرم‌ترین قسمت توفان باشد و معمولاً دایره‌ای یا بیضی شکل است. قطر این منطقه بین ۸ تا ۲۰۰ کیلومتر متغیر است (هیلتون و همکاران، ۲۰۰۸). هوای اطراف چشم نیز ضمن چرخش حول چشم به سمت داخل و رو به بالا است، به نحوی که بیشینه سرعت بادهای بالارونده در مجاورت چشم دیده می‌شود. این منطقه به نام دیواره چشم معروف است (شکل ۱) و شدیدترین بادها و بیشترین بارش‌ها در این ناحیه ایجاد می‌شود. نوار ابری لایه‌لایه‌ای شکل که معمولاً در تصاویر ماهواره‌ای بعد از دیواره چشم مشاهده می‌شود معروف به نوار ماریچی (بارانی) است (تری، ۲۰۰۷).

چرخندهای حاره‌ای عموماً در آب‌های بین ۵ تا ۳۵ درجه عرض جغرافیایی شمالی و جنوبی خط استوا تشکیل می‌شوند، اما روی خط استوا به علت نبود تاثیر نیروی کوریولیس که برای ایجاد چرخش بادها در اطراف سامانه لازم است، تشکیل نمی‌شوند. فعالیت این سامانه‌ها هنگامی که به عرض جغرافیایی ۱۵ تا ۲۰ درجه برسند، به علت کسب رطوبت زیاد تشدید می‌شود (هلمز، ۲۰۰۱).

شدت توفان‌های حاره‌ای براساس سرعت و خسارت وارد شده طبق مقیاس سفیر-سیمپسون در پنج رده دسته‌بندی شده است که شدیدترین آنها در رده پنج قرار



شکل ۲. مکان وقوع توفان‌های حاره‌ای (از وب‌گاه NOAA).

۱) شمال اقیانوس اطلس؛ ۲) شمال شرق اقیانوس آرام؛ ۳) شمال غرب اقیانوس آرام؛ ۴) شمال اقیانوس هند (خلیج بنگال و دریای عرب)؛ ۵) جنوب غرب اقیانوس هند؛ ۶) جنوب شرق اقیانوس هند؛ ۷) جنوب غرب اقیانوس آرام.

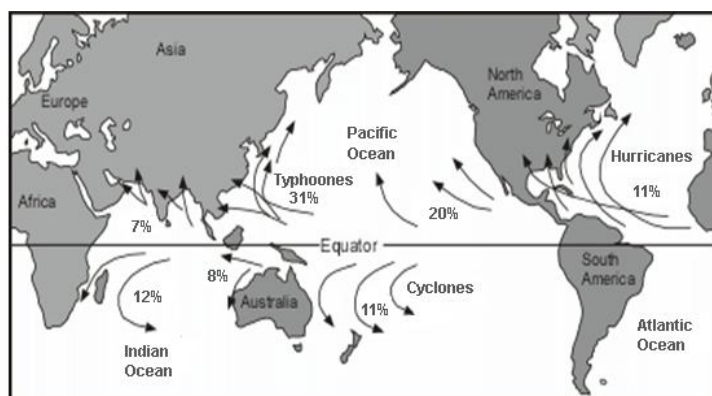
جدول ۱. مقیاس سفیر - سیمپسون برای رده‌بندی توفان براساس توان تخریب.

دسته	سرعت باد مایل بر ساعت که معادل ۰/۴۴۷۰۴ متر بر ثانیه است (کیلومتر بر ساعت)	موج بلند توفان متر	فشار مرکزی	میزان خسارت
۵	≥۱۵۶ (≥۲۵۰)	>۵/۵	<۹۲۰	تخریب کامل خانه‌های قایقی و تخریب تعداد زیادی از ساختمان‌های مسکونی و ساختمان‌های صنعتی، جاری شدن آب و سیل تا حدود ۳ تا ۵ مایل به داخل خشکی بواسطه امواج آب در این دسته قرار دارد.
۴	۱۳۱-۱۵۵ (۲۱۰-۲۴۹)	۴/۰-۵/۵	۹۲۰-۹۴۴	شکستن درخت‌ها و پایه‌های اسکله‌ها، تخریب کامل خانه‌ها و جاری شدن سیل در خشکی
۳	۱۱۱-۱۳۰ (۱۷۸-۲۰۹)	۲/۷-۳/۷	۹۴۵-۹۶۴	خسارت به ساختمان‌ها، درخت‌ها، تخریب خانه‌های کوچک نزدیک ساحلی و ساختمان‌های بزرگ‌تر به‌وسیله برخورد شناورهای مخروطی به آنها. سیل حتی بخش‌هایی از خشکی‌های ساحل را فرا می‌گیرد.
۲	۹۶-۱۱۰ (۱۵۴-۱۷۷)	۱/۸-۲/۴	۹۶۵-۹۷۹	وارد شدن خسارت به در و پنجره، خسارت قابل‌ملاحظه به درخت‌ها، خانه‌های روی آب بدون لنگر، تابلوها و پایه اسکله‌ها
۱	۷۴-۹۵ (۱۱۹-۱۵۳)	۱/۲-۱/۵	۹۸۰mb	به خانه‌های قایقی، بوته زار و درخت‌ها و به پایه اسکله‌ها خسارت می‌زند، جاری شدن سیل در ساحل

حرکت به سمت غرب، شمال شرق استرالیا را تحت تاثیر قرار می‌دهند.

بررسی‌های آماری روی زمان وقوع توفان‌ها و میانگین جهانی، حداکثر فعالیت آنها را در ماه سپتامبر و حداقل فعالیت‌شان را در ماه مه نشان می‌دهد (شارکو، ۲۰۰۰). اما بررسی‌های بسامدی آمار جهانی در شکل ۳ نشان می‌دهد که ۳۱ درصد از توفان‌ها در شمال غرب اقیانوس آرام و ۷ درصد از آنها در شمال اقیانوس هند (دریای عرب و خلیج بنگال) تشکیل می‌شود. بنابراین این مناطق به ترتیب

این توفان‌ها در ابتدا به سمت غرب و شمال غربی است اما گاهی وقت‌ها به طرف شمال شرق هم تغییر مسیر می‌دهند. کشورهای بنگلادش، هند و میانمار (در حوزه خلیج بنگال) و اخیراً کشورهای واقع در حوزه دریای عمان، تحت تاثیر توفان‌های این منطقه قرار دارند. دوره شکل‌گیری توفان‌های جنوب غرب و جنوب شرق اقیانوس هند اواخر ماه اکتبر تا ماه مه است (روی و کووردانی، ۲۰۱۲). توفان‌های جنوب غرب اقیانوس آرام از اواخر ماه اکتبر تا اوایل ماه مه تشکیل می‌شوند و با



شکل ۳. نام‌گذاری و درصد سالیانه وقوع توفان‌های حاره‌ای در مناطق گوناگون جهان (از وب‌گاه NOAA).

۳. هوای گرم و مرطوب داخل چرخند در هنگام صعود نباید با هوای خشک اطراف چرخند آمیخته شود؛
۴. وجود هسته جریان جتی در ارتفاع ۱۲ کیلومتری برای تخلیه هوای صعودی از منطقه لازم است؛
۵. دسترسی به هوای گرم و مرطوب وجود داشته باشد.

۲-۲ روش ردگیری و معیارهای شناسایی توفان‌های حاره‌ای

روش استاندارد برای ردگیری سامانه‌های کم‌فشار در عرض‌های میانی به صورت جست‌وجو در همسایگی نقاط شبکه در فاصله ۱۰۰۰ کیلومتری در ۲۴ ساعت و شناسایی محل کمینه‌های فشار در سطح دریا (Sea level pressure = SLP) است که با متصل کردن این نقاط به یکدیگر مسیر حرکت چرخند به دست می‌آید. شدت حرکت چرخند نیز با متوسط گرادیان SLP مشخص می‌شود که هرچه این مقدار بزرگ‌تر باشد، سرعت حرکت بیشتر است. البته ذکر این نکته در اینجا ضروری است که تاکنون روش استاندارد در شناسایی توفان‌های حاره‌ای در مواقع فروپاشی و تضعیف توفان و همچنین زمانی که آنها به مناطق خشکی وارد می‌شوند چندان موفق نبوده است. معیارهای تشخیص توفان حاره‌ای که کلیپک و همکاران (۲۰۰۸) عرضه کرده‌اند به شرح زیر است.

بیشترین و کمترین درصد وقوع سالیانه توفان‌های حاره‌ای را دارند.

نام‌گذاری توفان‌های حاره‌ای براساس محل شکل‌گیری آنها است (شکل ۳). همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، در اقیانوس اطلس و شرق اقیانوس آرام معروف به هاریکن (hurricane) است، در شمال غرب اقیانوس آرام تایفون (typhoon) نامیده می‌شود، ولی توفان‌های شمال، جنوب غرب و جنوب شرق اقیانوس هند و همچنین در جنوب غرب اقیانوس آرام چرخند (cyclone) نامیده می‌شوند.

۱-۲ شرایط لازم برای شکل‌گیری چرخندهای حاره‌ای برای شکل‌گیری چرخندهای حاره‌ای لازم است که شرایط زیر در منطقه حاکم باشد (چان و کپرت، ۲۰۱۰؛ میگ‌لی‌آتا و همکاران، ۲۰۱۱).

۱. دمای آب تا عمق حداقل ۵۰ متر در منطقه وسیعی از اقیانوس می‌باید بیش از ۲۶/۵ درجه سلسیوس باشد؛ برای برقراری نیروی کوریولیس لازم برای ایجاد چرخند، باید منطقه شکل‌گیری ۵۵۵ کیلومتر یا ۵ درجه عرض جغرافیایی از خط استوا فاصله داشته باشد؛
۲. چپش قائم سرعت ضعیف بین سطح و وردسپهر میانی (وجود یک جوّ فشارورد) برقرار باشد؛

و بیشینه سرعت آن ۲۴۰ کیلومتر در ساعت بود. مسیر حرکت توفان‌های حاره‌ای که تا آن زمان در اقیانوس هند شکل گرفته بودند به سمت خلیج بنگال بود اما این توفان با حرکت غیر عادی خود به سمت دریای عرب و سواحل کشور عمان و خلیج فارس تغییر مسیر داد (حبیبی و همکاران، ۱۳۹۰).

۳-۱ بررسی مسیر حرکت توفان گونو

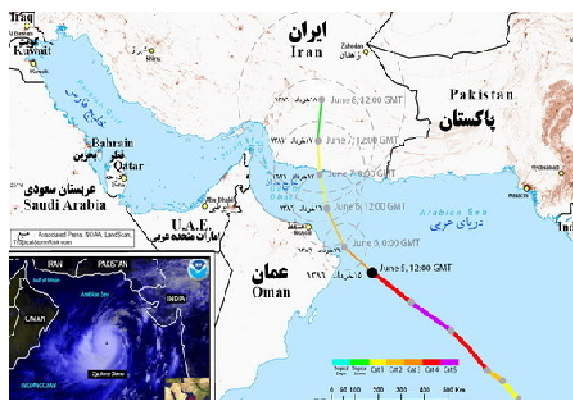
روز ۲۷ ماه مه ۲۰۰۷ منطقه گسترده‌ای از همرفت در جنوب شرق دریای عرب شکل گرفت که در روز ۳۱ مه به شکل یک سامانه کم‌فشار در آنجا ظاهر شد. در روز اول ژوئن به یک وافشار (depression) حاره‌ای تبدیل و در مرکز دریای عرب در موقعیت جغرافیایی ۱۵ درجه شمالی و ۶۸/۵ درجه شرقی طول جغرافیایی مستقر شد. در روز چهارم ژوئن چشم توفان شکل گرفت و به سمت شمال غرب حرکت کرد و در شب چهارم ژوئن به علت رطوبت زیاد و دمای مساعد سطح آب به یک توفان عظیم تبدیل شد و به رده ۵ در مقیاس سفیر-سیمپسون رسید. سپس در طی مسیر حرکتش به سمت غرب و شمال غرب در اواخر روز پنجم با ورود به خشکی روی منطقه ثور و سپس مسقط در کشور عمان، مقداری از شدتش کاسته شد. به علت خشکی هوا، رطوبت کم و هوای در حال نزول در این منطقه امکان تقویت شدید آن که نیاز به شرایط همرفت بسیار عمیق داشت، فراهم نشد (پترسون، ۲۰۰۷). لذا از شدت آن تا حدودی کاسته شد اما با ایجاد بارش‌های سنگین توانست خسارت‌های زیادی به این منطقه وارد کند. تضعیف توفان با ادامه حرکت آن به سمت شمال و شمال غرب در اواخر روز ششم ژوئن رخ داد و در این روز به شکل وافشاری حاره‌ای در سواحل شمالی دریای عمان ظاهر شد (کریشنا و راو، ۲۰۰۸). توفان گونو پس از عبور از کشور عمان حرکت خود را به سمت جنوب شرق ایران ادامه داد و با سرعت بسیار زیادی به سواحل

۱. کمینه محلی SLP در هشت نقطه شبکه نزدیک به هم مشاهده شود.
 ۲. اندازه بیشینه تاوایی نسبی در ۸۵۰ هکتوپاسکال از $10^{-5} \times 5$ بر ثانیه بیشتر باشد و موقعیت این مقدار بیشینه در مرکز چرخند حاره‌ای قرار داشته باشد.
 ۳. چینش قائم باد (اختلاف بین تندی باد ۲۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال) در آستانه ۱۰ متر بر ثانیه باشد.
 ۴. مدت زمان زندگی چرخند حاره‌ای ۳۶ ساعت یا بیشتر باشد.
- روی خشکی یا باید شرط تاوایی نسبی برقرار باشد و یا در مرکز چرخند حاره‌ای بایستی تندی باد در ۸۵۰ هکتوپاسکال دارای بیشینه در محدوده ۲۴ نقطه شبکه (تقریباً ۲۵۰ کیلومتر در همه جهت‌ها) باشد.

۳ توفان گونو

آبرتوفان گونو یکی از قوی‌ترین چرخندهای حاره‌ای در دریای عرب است که پس از کشنده‌ترین و مخرب‌ترین توفان کاترینا (که در ۲۳ اوت تا سوم سپتامبر در خلیج مکزیک در ۲۰۰۵ شکل گرفت) در ۲۰۰۷ رخ داده است. از آنجاکه در آن زمان هنوز آثار تخریبی توفان کاترینا باقی بود وقوع این توفان و مقایسه آن با کاترینا سبب ترس و اضطراب زیاد در مردم منطقه شد. با قطع صدور نفت از خلیج فارس، نظر افکار عمومی جهان نیز به آن جلب شد. به استناد مدارک تاریخی ثبت شده در مرکز توفان اقیانوس هند، فعالیت چرخند حاره‌ای از ۱۹۷۰ تا ۱۹۹۹ در دریای عرب و دریای عمان گزارش نشده است. اما افراد کهنسال هرمزگان از وقوع چرخند مشابه گونو در سال ۱۹۷۷ صحبت می‌کنند که اطلاعات معتبری از آن در سازمان هواشناسی ایران موجود نیست. این توفان حاره‌ای در اوایل فصل موسمی افتاد و به علت همرفت شدید در شرق دریای عرب توسعه یافت (فریتز و همکاران، ۲۰۰۹). کمینه فشار در مرکز این توفان ۹۲۰ هکتوپاسکال،

شرایط وردسپهر زبرین و وجود آب‌های گرم سطح دریا موقعیت مطلوب برای توسعه را فراهم آورده بود، بنابراین در شرایطی آشفته‌گی اولیه در تراز پایین وردسپهر به صورت گردش ثانویه در زیر انتهای غربی ناوه ترازهای زبرین ظاهر شد که در آنجا جریان‌های واگرایی قوی نیز حاکم بود (شکل ۵). همین جریان‌های ترازهای زبرین اجازه رشد به این پریشیدگی را می‌داد. تا جایی که هواشناسی هند در گزارش‌های معروف به METAR/SPECI خود آن را و افشاری نامید که به سرعت در حال توسعه است و طبق گزارش این سازمان به پیشینه باد 240 km/h در روز سوم رسید (اطلاعیه SPECI سازمان هواشناسی هند). بررسی نقشه‌های سطح زمین مربوط به روزهای اول تا هشتم ژوئن ۲۰۰۷ داده شده در شکل ۶ نشان می‌دهند که در روزهای اول و دوم، مسیر حرکت این وافشار حاره‌ای به سمت شبه‌قاره هند است به طوری که در اوایل روز دوم ژوئن مرکز مشترک هشدار تایفون (JTWC) از آن به نام توفان درجه 2A در 685 کیلومتری جنوب غربی بمبئی یاد کرده است. ولی در روز سوم ژوئن (روز دوشنبه ۱۴ خرداد ۱۳۸۶) با تقویت پُرفشار واقع در جنوب شبه‌قاره هند و پیشروی رو به شمال زبانه آن در غرب هند تغییر مسیر داده و در نتیجه توفان با حرکت به سوی شمال غرب وارد محدوده جنوبی دریای عمان شده است. در روز چهارم نیمه شمالی ایران تا استان‌های مرکزی تحت تاثیر زبانه واچرخند قوی (با 1032 هکتوپاسکال) مستقر روی اسکاندیناوی بوده که باعث ریزش هوای سرد قطبی روی ایران شده است. در این روز هسته کم‌فشار با 998 هکتوپاسکال در عرض $16/5^\circ \text{N}$ و 63°E مستقر شده که زبانه‌های آن از روی کشور عمان تا نیمه جنوبی ایران کشیده شده است. نزدیک شدن سامانه به آب‌های ساحلی جنوب شرق ایران و پاکستان سبب توفانی شدن دریا و ابتدا در نزدیکی سواحل بندر چابهار شد. بنا به گزارش فرماندار بندر کنارک، چهار شناوری



شکل ۴. مسیر ورود توفان گونو به جنوب شرق ایران (از پایگاه (NOAA)

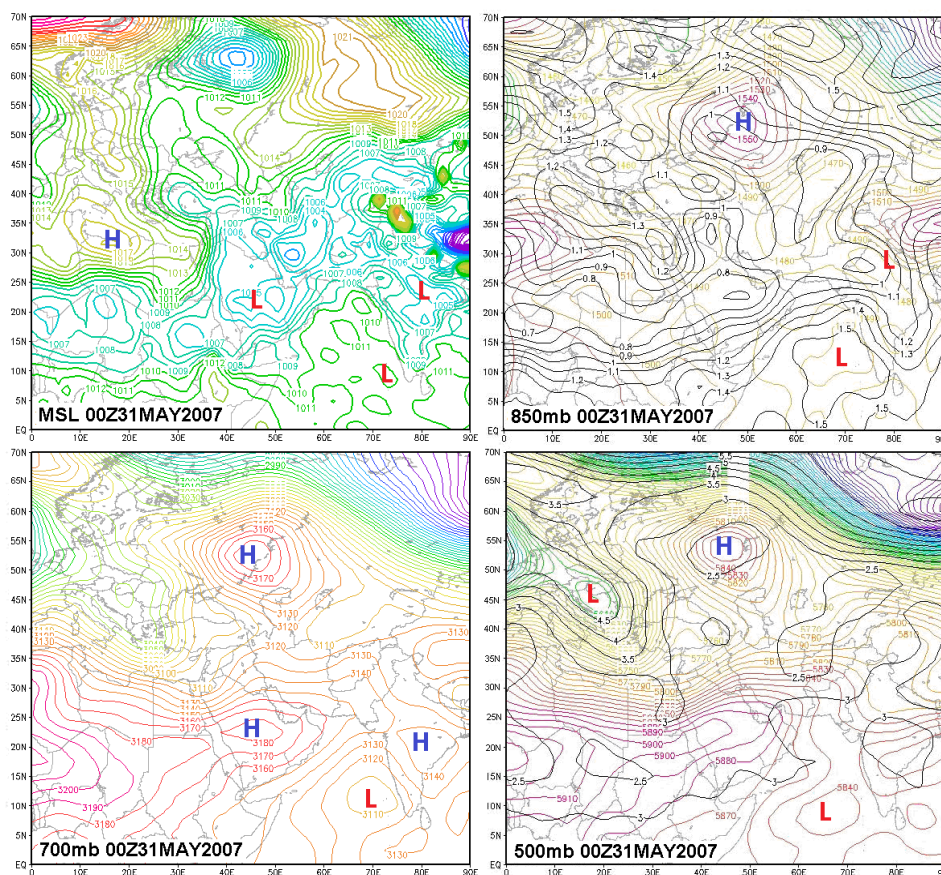
جاسک، کنارک و چابهار رسید (شکل ۴).

۴ داده‌ها و روش تحقیق

در بررسی‌های همدیدی، هدف یافتن رابطه بین الگوهای گردشی با پدیده‌های جوئی است. برای این منظور نقشه‌های مربوط به توفان گونو از روز شکل‌گیری تا روز اضمحلال آن از پایگاه NCEP/NCAR گرفته شد. محدوده مورد بررسی در این تحقیق از طول جغرافیایی صفر تا 90° درجه شرقی و عرض جغرافیایی صفر تا 70° درجه شمالی است. کمیت‌های مورد بررسی نیز ارتفاع ژئوپتانسیلی و مولفه نصف‌النهاری باد در سطح 1000 هکتوپاسکال، فرافت تاوایی در تراز 500 هکتوپاسکال، رطوبت در تراز 700 هکتوپاسکال، فرافت دما در تراز 850 هکتوپاسکال و تندی باد در ترازهای 850 ، 200 و 300 هکتوپاسکال و بارش است.

۵ تحلیل شرایط همدیدی حاکم در روزهای وقوع توفان

در روز ۲۷ مه جریان‌های همرفتی در ناحیه وسیعی از جنوب شرقی دریای عرب شکل گرفت که در روز ۳۱ همان ماه به یک آشفته‌گی حاره‌ای در فاصله 645 کیلومتری جنوب مومبئی (بمبئی) تبدیل شد. از آنجا که

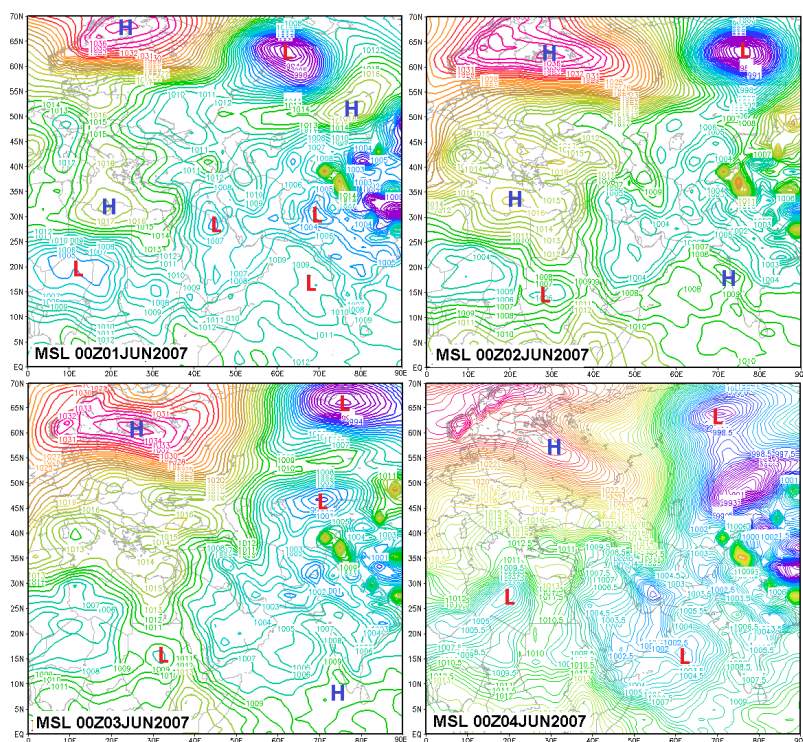


شکل ۵. نقشه‌های هم‌فشاری در سطح متوسط دریا و پرنده‌های ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰ گرینویچ روز ۳۱ مه ۲۰۰۷، پرنده‌های مشکی روی ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال مربوط به پایداری ایستایی است.

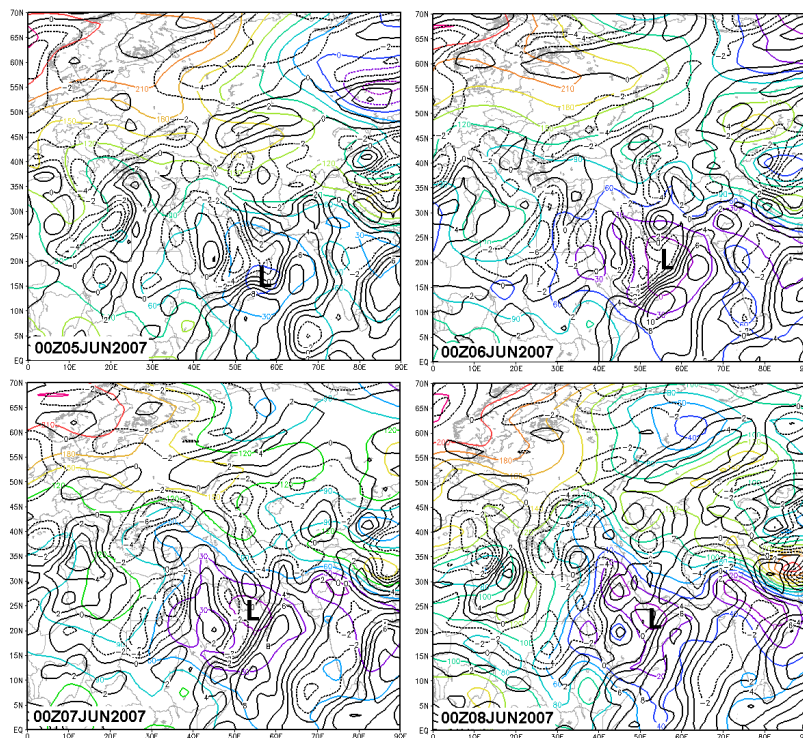
سیمپسون نامیده است و ارتفاع امواج در ساحل عمان ۱۲ متر اعلام شده است (وبگاه forums) اما تندی باد توفان بعد از رسیدن به تیزی خشکی شبه جزیره عربستان در شرق عمان (شهر مسقط) در اثر برخورد با سطح خشکی، درون‌آمیزی با هوای خشک و جدایی از منبع تغذیه رطوبتی تضعیف شد و به ۱۵۰ کیلومتر در ساعت رسید. البته طبق گزارش سازمان هواشناسی عمان مرکز این چرخند حاره‌ای در دریای عمان، در فاصله ۸۵۰ کیلومتری سدح (Sadah) در استان ظفار (Dhofar) عمان قرار داشت (وبگاه qatarliving). کمینه فشار این چرخند حاره‌ای ۹۲۰ هکتوپاسکال بود. در روز ششم هسته توفان با تضعیف زبانه پُرفشار اسکاندیناوی کاملاً جهت جنوبی-شمالی به خود گرفت، در نیمه جنوبی ایران مستقر شد و

که در کنار سواحل شهر پهلوان گرفته بودند بر اثر خیزاب‌های این توفان (swell wave) یا موجی که در فاصله خیلی دور از منبع خود ایجاد شده باشد)، در روز چهارم غرق شدند. سپس سرعت امواج کمی کاهش یافت و ارتفاع آن به ۲/۵ متر رسید.

روز پنجم (شکل ۷) هسته مرکزی توفان با هم‌فشار ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روی شبه‌جزیره عربستان و دریای عرب بسته شده است. البته نیمه شمالی ایران همچنان تحت‌تاثیر و اچرخند اسکاندیناوی است. در این روز ارتفاع امواج در دریای عمان بار دیگر روند افزایشی یافته و به چهار متر رسیده است. سخنگوی دولت عمان در روز پنجم ژوئن تندی توفان را ۲۶۰ کیلومتر در ساعت و از نوع توفان حاره‌ای درجه پنج براساس جدول سفیر-



شکل ۶. نقشه‌های هم‌فشاری ساعت ۰۰ گرینویچ در سطح متوسط دریا برای روزهای ۱ تا ۴ ژوئن ۲۰۰۷.



شکل ۷. نقشه‌های هم‌ارتفاع در سطح متوسط دریا در ساعت ۰۰ گرینویچ برای روزهای ۵ تا ۸ ژوئن ۲۰۰۷، پربندهای مشکی روی سطوح مربوط به مولفه نصف‌النهاری باد است.

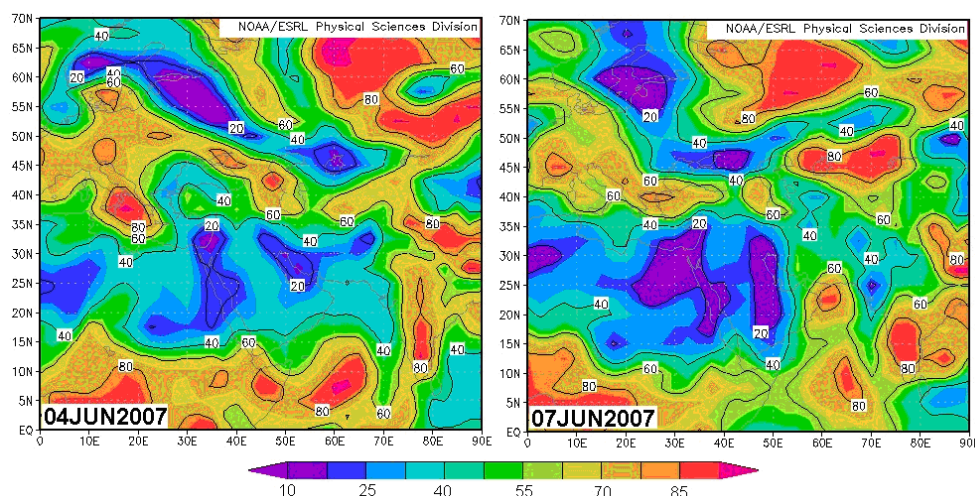
سواحل جنوبی ایران از جنوب وارد کشور شد و طی حرکت روی ناهمواری‌های مناطق هرمزگان، سیستان و بلوچستان و کرمان (جنوب رشته کوه‌های زاگرس) شدت آن کاهش یافت و سپس محو شد. به گزارش مدیرکل اداره هواشناسی کرمان، تاثیر این توفان روی وضعیت جوئی نواحی مرکزی کرمان به صورت وزش بادهای شدید، گرد و خاک و رگبار پراکنده بود؛ به نحوی که در روز روشن، آسمان شهر به واسطه ابرهای باران‌زای کومه‌ای‌بارا در تاریکی فرو رفت (وبگاه modiriran). اداره کل هواشناسی هرمزگان نیز سرعت توفان در بندرعباس را بین ۶۰ تا ۲۰۰ کیلومتر در ساعت متغیر ارزیابی و آن را قوی‌ترین تندباد در سواحل خلیج فارس در طی ۳۰ سال اخیر اعلام کرد (وبگاه hamshahrionline). مسیر حرکت این توفان از بدو شکل‌گیری تا اضمحلال در شکل ۴ نشان داده شده است.

۵-۱ رطوبت در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

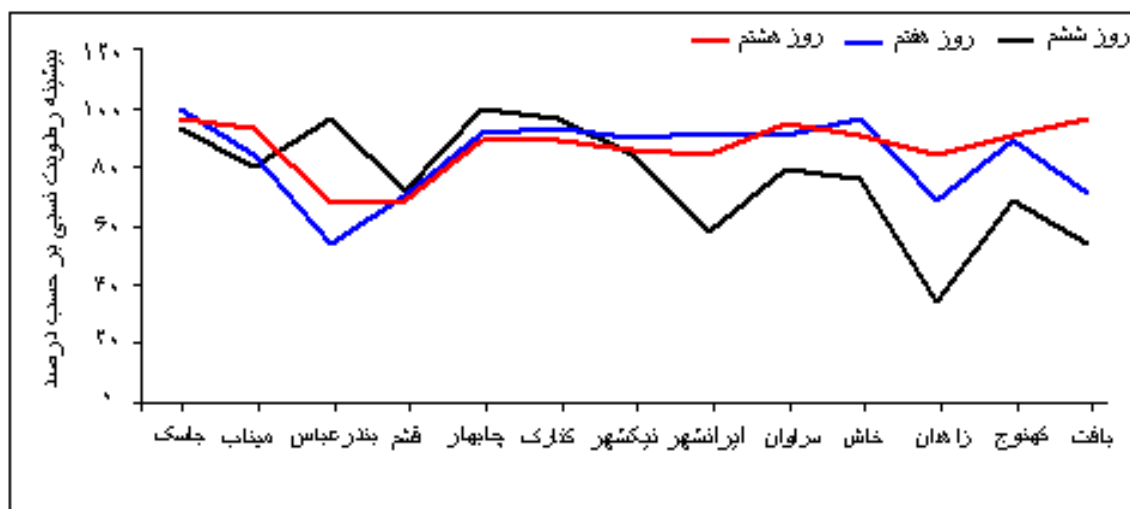
بررسی نقشه‌های رطوبت در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که رطوبت نیمه جنوب دریای عرب در روز چهارم بر اثر فعالیت توفان به بیش از ۸۵ درصد رسیده است (شکل ۸) و این نشان‌دهنده تزریق رطوبت فراوان از

رطوبت کسب شده از دریای عرب و عمان را از جناح شرقی خود وارد جنوب شرق ایران کرد. باد نصف‌النهاری منفی مشاهده شده در بالای این محدوده (نیمه شمالی و مرکز ایران) در نقشه سطح زمین روز ششم نشان‌دهنده غلبه باد شمالی روی این منطقه است. هسته ثانوی واچرخند اسکاندیناوی روی روسیه سفید (شمال دریای سیاه) با محور غرب به شرق دیده می‌شود که زبانه‌ای از آن از سمت شمال غرب ایران هوای سرد را به پشت چرخند دریای عرب می‌ریزد و باعث تقویت هر چه بیشتر چرخند می‌شود. سازمان هواشناسی ایران پدیده‌های این توفان را موج بودن دریا (با ارتفاع موج ۴ تا ۵/۸ متر)، آسمان ابری همراه با بارش شدید باران و رعد و برق، میزان بارش را در بندر چابهار بیش از ۱۰ میلی‌متر و وزش باد را نیز ۱۰ متر بر ثانیه اعلام کرد. مرکز اطلاعات توفان حاره‌ای دانشگاه‌های هواپی در ساعت ۷ و ۱۵ دقیقه روز ششم ژوئن توفان گونو را از درجه یک و با تندی ۱۴۰ کیلومتر در ساعت گزارش کرده است.

در روز هفتم واچرخند اروپایی نسبت به روز قبل تضعیف شد، هسته توفان نیز جهت جنوب شرقی-شمال غربی به خود گرفت و با سرعت نصف‌النهاری هشت متر بر ثانیه وارد جنوب شرق ایران شد که بعد از عبور از روی



شکل ۸. نقشه‌های هم‌رطوبت در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای روزهای چهارم و هفتم ژوئن ۲۰۰۷.



شکل ۹. بیشینه رطوبت نسبی برحسب درصد در ایستگاه‌های منتخب استان‌های هرمزگان، سیستان و بلوچستان و کرمان.

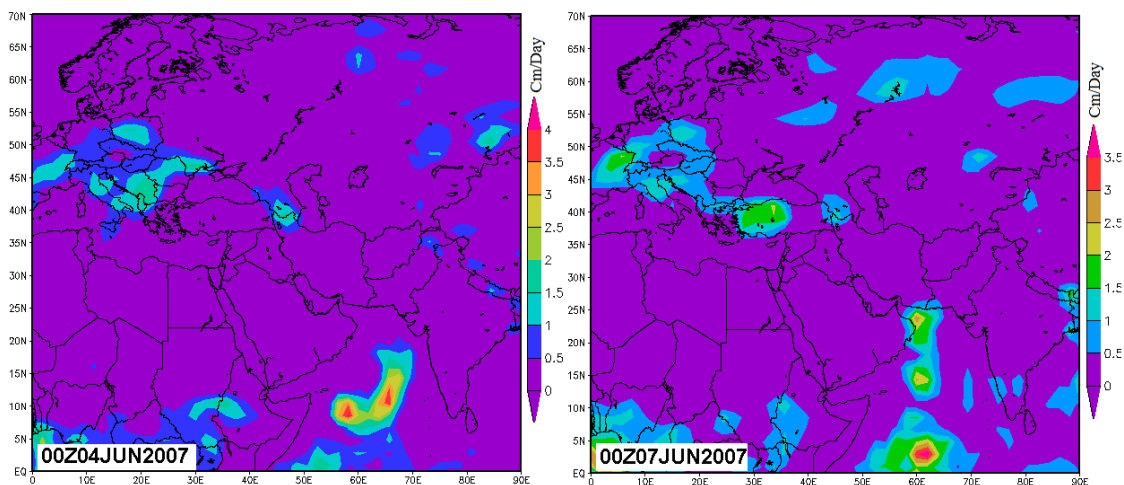
دارای بیشینه رطوبت شدند که رطوبتشان به ترتیب ۹۵ و ۹۱ درصد گزارش شد. مقدار رطوبت در این سه روز نشان‌دهنده حاکمیت توفان در این مناطق است.

۵-۲ بارش در روزهای وقوع توفان

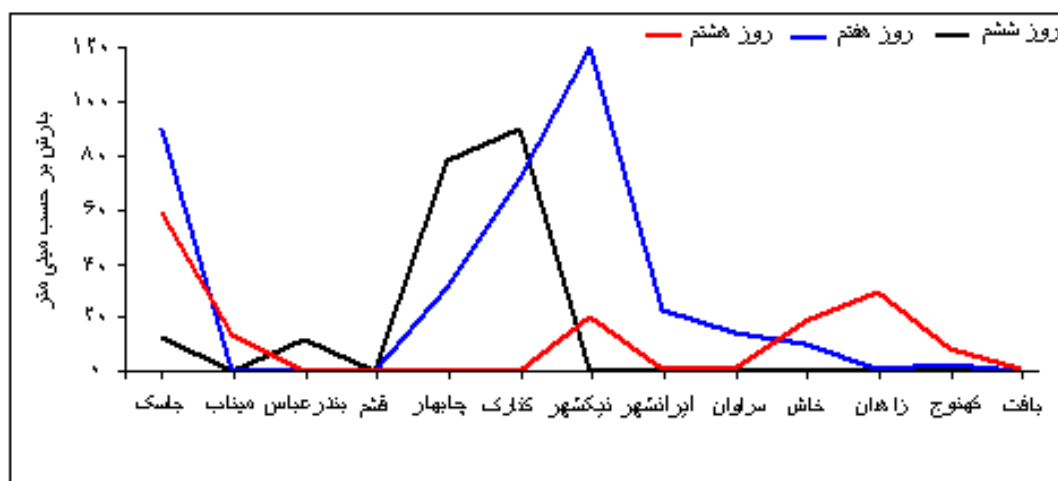
در بخش‌های گوناگونی از چرخندهای حاره‌ای، با توجه به شدت همرفت، بارش به وقوع می‌پیوندد که دیواره چشم معمولاً شدیدترین مقادیر بارش را به همراه دارد. همچنین منطقه نوار ماریچی پس از ورود به خشکی به تناوب باعث بارش می‌شود. شکل ۱۰ نقشه‌های هم‌بارش روزهای چهارم و هفتم ژوئن مربوط به وقوع توفان را نشان می‌دهد که مقدار بارش برحسب سانتی‌متر بر روز (cm/day) است. نواحی بارش با توجه به مسیر حرکت توفان به سمت جنوب شرق ایران کشیده شده است. بارش در شرق کشور عمان در اواخر روز چهارم آغاز شده است. در روز هفتم نیز با وارد شدن هسته توفان به جنوب شرق ایران، بارش‌ها در استان‌های سیستان و بلوچستان و هرمزگان بیشتر شده است. با توجه به شکل ۱۱ در روز ششم ژوئن (۱۶ خرداد) در

روی آب‌های گرم منطقه به درون سامانه و بیانگر فرارفت مثبت رطوبت در این منطقه است. در روز هفتم که شدیدترین روز بارش در جنوب شرق ایران گزارش شده است، یاخته‌ای با ۸۵ درصد رطوبت و با امتداد جنوب شرق-شمال غرب کاملاً روی دریای عمان گسترده شد و ساحل جنوب شرقی ایران را تحت پوشش خود قرار داد. شکل ۹ نشان‌دهنده مقدار رطوبت شهرهایی است که در معرض این توفان قرار گرفته‌اند.

در روز ششم ژوئن (۱۶ خرداد ۱۳۸۶) با ورود توفان به جنوب شرق ایران، رطوبت در ایستگاه چابهار ۱۰۰ درصد گزارش شد که بیشترین رطوبت نسبت به شهرهای دیگر در معرض توفان بود. ایستگاه‌های کنارک و بندرعباس نیز در این روز به ترتیب دارای ۹۷ و ۹۶ درصد رطوبت نسبی بوده‌اند. در روز هفتم ژوئن (۱۷ خرداد) که روز اوج توفان در ایران بود، رطوبت نسبی در ایستگاه جاسک و کنارک ۱۰۰ و ۹۳ درصد گزارش شد. روز هشتم ژوئن (۱۸ خرداد) توفان جنوب استان کرمان را تحت تاثیر قرار داد به طوری که مقدار رطوبت نسبی در ایستگاه‌های کهنوج و بافت ۹۶ و ۹۱ درصد گزارش شد و با خروج از جنوب شرق ایران شهرهای سراوان و خاش



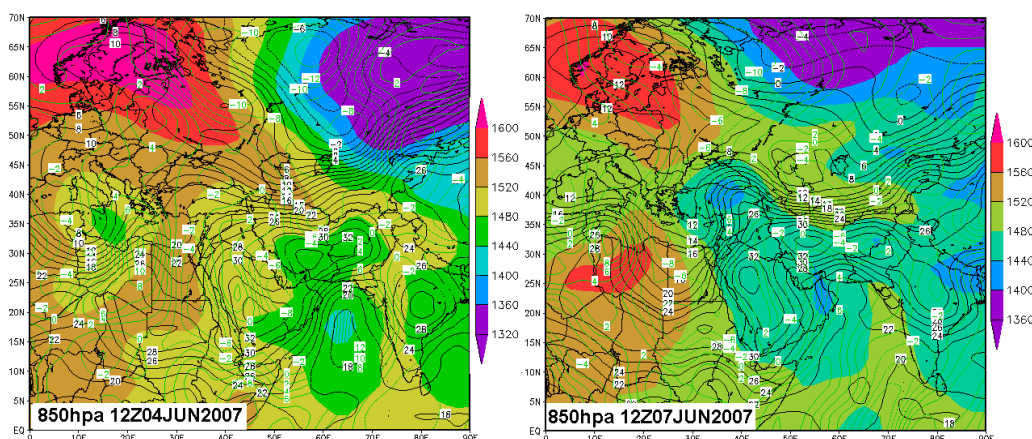
شکل ۱۰. نقشه‌های هم‌بارش در سطح متوسط دریا برای روزهای چهارم و هفتم ژوئن ۲۰۰۷ (مقدار بارش برحسب سانتی‌متر بر روز است).



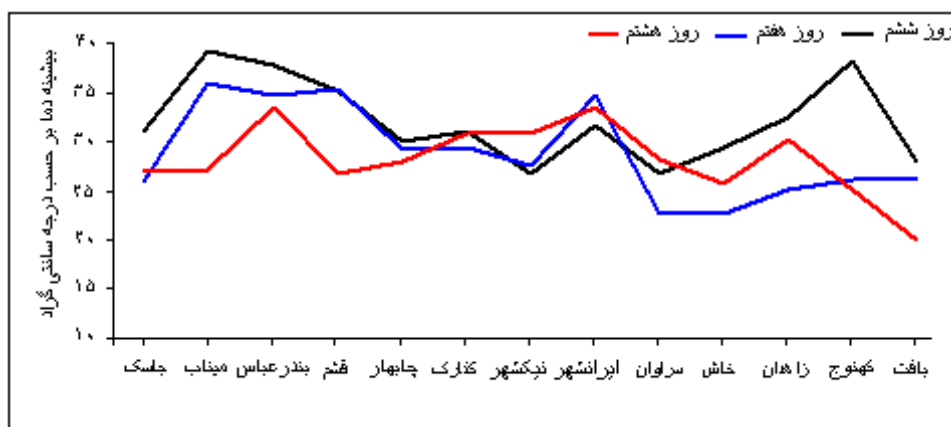
شکل ۱۱. بارندگی برحسب میلی‌متر در ایستگاه‌های منتخب استان‌های هرمزگان، سیستان و بلوچستان و کرمان.

مقدار ۵۹ میلی‌متر، بیشترین مقدار بارش را دریافت کرده است. در این روز در جنوب استان کرمان در ایستگاه‌های بافت و کهنوج به ترتیب $0/4$ و $8/9$ میلی‌متر بارش به ثبت رسید. تقریباً با خروج توفان از سمت شرق ایران، در ایستگاه‌های زاهدان و خاش نیز به ترتیب مقادیر $3/3$ و 19 میلی‌متر بارش گزارش شده است.

ایستگاه‌های کنارک و چابهار به ترتیب مقدار بارندگی ۹۰ و ۷۸ میلی‌متر گزارش شده است که دارای بیشترین مقدار بارندگی در این روز بوده‌اند. روز هفتم ژوئن (۱۷ خرداد) بیشترین مقدار بارندگی در ایستگاه نیک شهر ۱۲۰ میلی‌متر و در ایستگاه‌های جاسک و کنارک با مقادیر ۹۰ و ۷۱ میلی‌متر ثبت شد. در روز هشتم ژوئن (۱۸ خرداد) که آخرین روز فعالیت توفان گونو است ایستگاه جاسک با



شکل ۱۲. نقشه‌های فرارفت دما در ساعت ۱۲ گرینویچ در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای روزهای چهارم و هفتم ژوئن ۲۰۰۷، پرندهای سیاه دما و پرندهای سبز مولفه نصف‌النهاری باد را نشان می‌دهند.



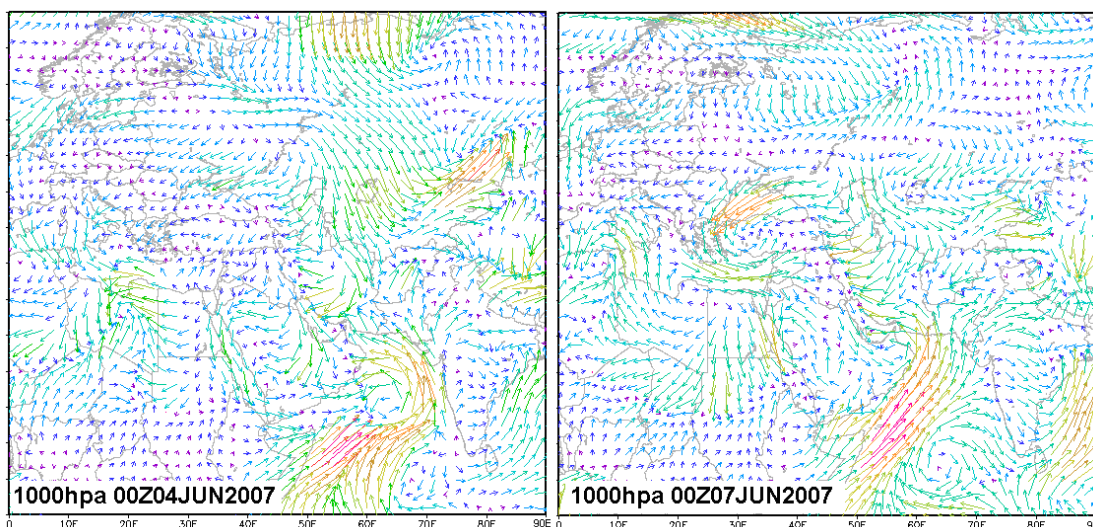
شکل ۱۳. بیشینه دما بر حسب درجه سلسیوس در ایستگاه‌های منتخب استان‌های هرمزگان، سیستان و بلوچستان و کرمان.

با ادغام این دو، زبانه واچرخند شمال آفریقا به سمت غرب عقب‌نشینی کرده و فرارفت هوای سرد روی شرق دریای سرخ کشیده شده است. به این ترتیب به سبب قطع فرارفت هوای سرد به پشت چرخند و انتقال آن به خشکی، توفان رفته‌رفته تضعیف می‌شود.

شکل ۱۳ تغییرات دما را در روزهای فعالیت توفان در جنوب شرق ایران نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود تغییرات دما در این ایستگاه‌ها نشان‌دهنده حاکمیت توفان در این مناطق است.

۳-۵ فرارفت دما در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

بررسی فرارفت دما مربوط به روزهایی است که توفان وارد جنوب شرق ایران شده است. چرخند در روز چهارم روی دریای عرب قرار گرفته است (شکل ۱۲)، تداوم ریزش هوای سرد از راه زبانه واچرخند اروپایی به پشت چرخند، باعث تقویت آن شده است. توفان در روز هفتم نسبت به روز قبل ضعیف‌تر شده ولی وضعیت جریان‌های نصف‌النهاری شدیدتر است. در این روز زبانه‌های دو چرخند روی دریای عمان و مدیترانه با هم ادغام شده‌اند و



شکل ۱۴. نقشه‌های میدان باد در ساعت ۰۰ گرینویچ در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای روزهای چهارم و هفتم ژوئن ۲۰۰۷.

۴-۵ بررسی میدان باد

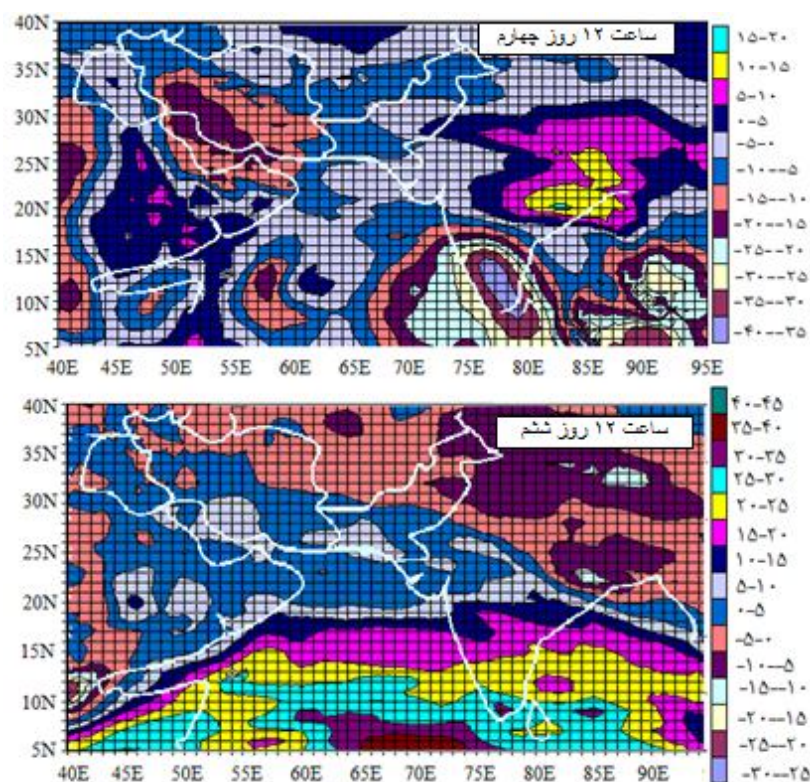
شکل ۱۴ شکل‌گیری و حرکت جریان‌های باد را از منطقه حاره به سمت شمال نشان می‌دهد. جریان‌های روز چهارم کاملاً جهت شمال‌غربی به خود گرفته و وارد دریای عمان شده‌اند. این جریان‌ها سواحل کشور عمان را تحت تاثیر قرار داده و در روز هفتم وارد جنوب شرق ایران شده‌اند. الگوی کلی نشان می‌دهد که جریان‌های باد به سمت شرق و به طرف کشور پاکستان حرکت می‌کنند و بیشینه باد در کشور عمان و جنوب شرق ایران دیده می‌شود. جهت حرکت این جریان از روی آب به سمت خشکی به‌خوبی مناطق بیشینه رطوبت نسبی در این نواحی را توجیه می‌کند. چینش قائم باد بین ترازهای ۲۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در شکل ۱۵ برای روزهای چهارم و ششم نشان داده شده است. در روز چهارم تندی باد تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در محل فعالیت توفان به میزان ۳۵ تا ۴۰ متر بر ثانیه بیشتر از تندی باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در همان مکان است که این از ویژگی‌های چرخند موردنظر است.

۵-۵ فرارفت تاوایی نسبی در تراز ۸۵۰ و ۵۰۰

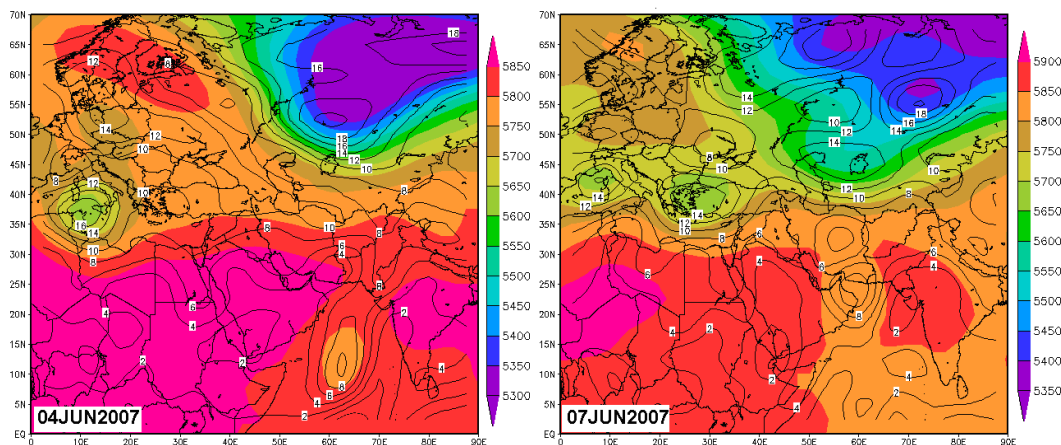
هکتوپاسکال

همان‌طور که در شکل ۱۶ ملاحظه می‌شود، در روز چهارم ژوئن توفان دارای یک منحنی بسته است که پربند آن با ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر روی جنوب دریای عرب بسته شده است. فرارفت تاوایی نسبی مثبت با مقدار $10^{-5} \times 10$ بر ثانیه در جلوی محور ناوه باعث تقویت گردش چرخندی و عمیق شدن ناوه است و مجموعه این شرایط از شدت توفان حکایت می‌کند. در اواخر روز چهارم شدت توفان به بیشترین مقدار خود رسیده و وارد رده پنج در مقیاس سفیر-سیمپسون شده است. زبانه واچرخند شمال افریقا نیز وارد جنوب ایران شده است.

در روز هفتم چرخند با همان فرارفت تاوایی نسبی روز قبل، تقریباً وارد شرق ایران شده است. موقعیت مراکز بیشینه تاوایی نسبی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در طی روزهای اول تا نهم ژوئن ۲۰۰۷ در شکل ۱۷ داده شده است. در این شکل دایره‌های سیاه مربوط به ساعت Z ۰۰ و روشن مربوط به ساعت Z ۱۲ و اعداد داخل دایره‌ها



شکل ۱۵. نقشه‌های چیش قائم باد بین تراز های ۲۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال برای ساعت Z ۰۰ روزهای چهارم و هشتم ژوئن ۲۰۰۷.



شکل ۱۶. فرارفت تاوایی نسبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای چهارم و هفتم ژوئن ۲۰۰۷ پریندهای سیاه تاوایی و رنگ‌ها معرف ارتفاع است. تاوایی از مرتبه 10^{-5} بر ثانیه است.

به‌وضوح این مسئله را نشان می‌دهد. در ساعت Z ۰۰ روز چهارم بیشینه تاوایی چرخندی روی دریای عرب و در روز نهم با مقدار کمینه روی پاکستان دیده می‌شود.

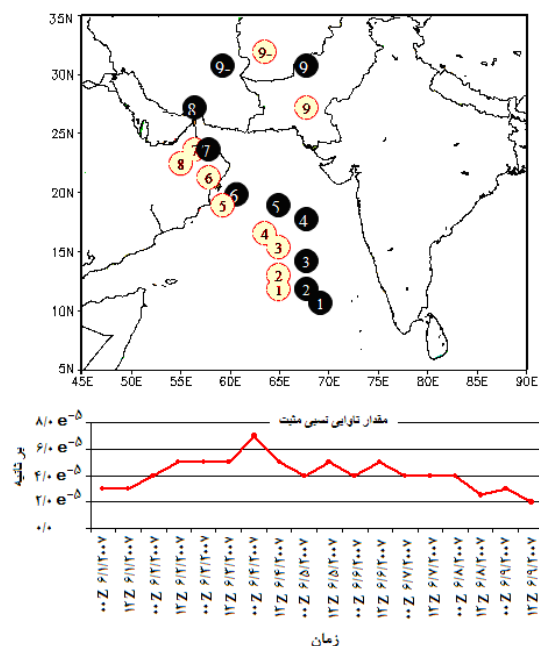
بیانگر روز است. مقادیر تاوایی نسبی نیز در نمودار پایین شکل نشان داده شده است. این توفان از نوع هسته گرم است و بیشینه قدرت آن بایستی در لایه پایین جو قرار داشته باشد. بررسی این شکل و مقایسه آن با شکل ۱۶

یکی از شاخص‌های مهم برای پیش‌بینی وقوع توفان‌های تندری شاخص K است که از رابطه زیر به دست می‌آید

$$K = (T_{850} + T_{d_{850}}) - (T_{700} - T_{d_{700}}) - T_{500}$$

که T و T_d بترتیب دما و دمای نقطه شبنم و اندیس‌ها نیز بیانگر ترازهای مورد استفاده است. هرچه عدد شاخص بزرگ‌تر باشد، نشانه ناپایداری شدیدتر است. همان‌گونه که در رابطه فوق دیده می‌شود عبارت دوم که میزان خشکی هوا را در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد در اینجا اثر کاهنده دارد و منجر به کوچک شدن عدد K می‌شود. توفان‌های تندری قوی بهاری اغلب نیاز به هوای خشک در ترازهای میانی تا کلاهِک همرفت دارند اما توفان‌های تندری تابستانی به جو خیلی مرطوب در ترازهای میانی نیاز دارند تا بر تبخیر در طول درون‌آمیزی غلبه کنند. مقدار این شاخص زمانی بزرگ می‌شود که شرایط زیر برقرار باشد. پایداری ایستایی بین ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال کاهش یابد، رطوبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال افزایش و میزان رطوبت نسبی نیز در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال افزایش یابد (هاکلاندر و دلدین، ۲۰۰۳).

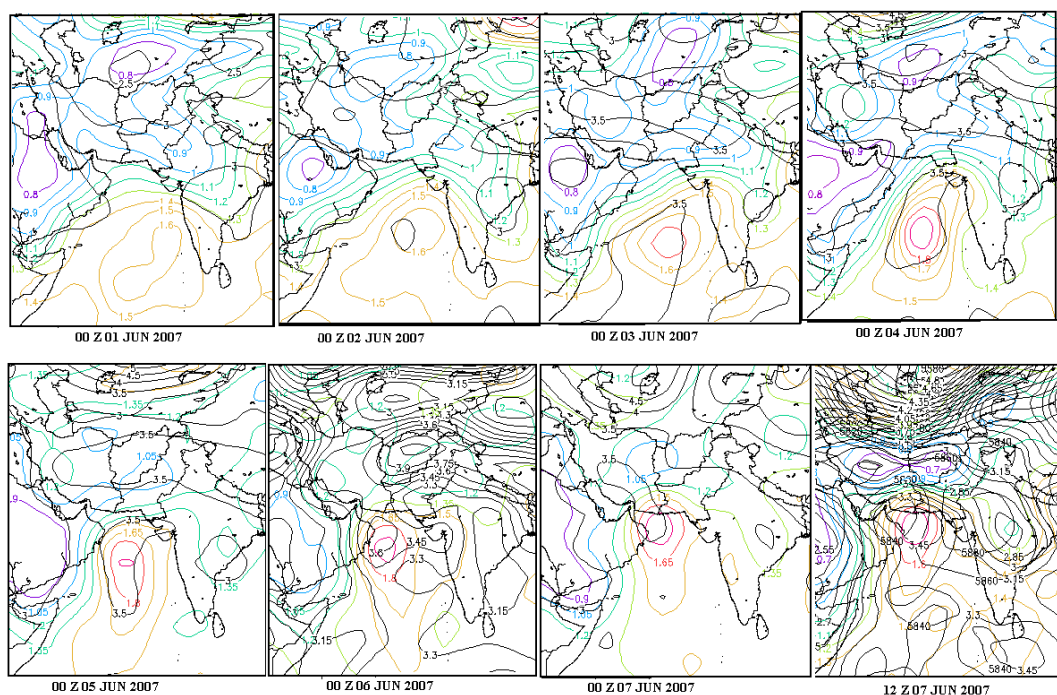
بررسی پربندهای پایداری ایستایی در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌وضوح کاهش این پارامتر در روزهای پنجم تا هفتم در لایه بین این دو تراز را نشان می‌دهد (شکل ۱۸)، بررسی نقشه ترازهای ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز در این روزها افزایش رطوبت نسبی را نشان می‌دهد. بررسی نمودار ترمودینامیکی $SKEWT_logP$ ایستگاه جو بالا در بندرعباس، مقدار این شاخص را در طی روزهای پنجم تا هفتم ژوئن به ترتیب ۱۸/۱، ۳۰/۵ و ۳۲/۹ نشان داده است که اگر $K < ۲۰$ باشد، احتمال وقوع توفان تندری وجود ندارد،



شکل ۱۷. موقعیت بیشینه تاوایی نسبی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در روزهای اول تا نهم ژوئن ۲۰۰۷. دایره‌های سیاه مربوط به ساعت Z ۰۰ و روشن مربوط به ساعت Z ۱۲ و اعداد داخل دایره‌ها بیانگر روز است. مقادیر تاوایی نسبی نیز در نمودار پایین نشان داده شده است.

۵-۶ بررسی پایداری ایستایی

پایداری ایستایی یکی از پارامترهای مهم در تشخیص الگوهای جوی همرفتی است. اگر جو در تراز پایین ناپایدار و دارای رطوبت فراوان باشد و سازوکاری نیز برای فرازش هوا وجود داشته باشد، در این حالت وضعیت همرفتی و بارش رگباری با آزاد شدن ناپایداری پتانسیلی می‌تواند توسعه یابد. شرایط مساعد برای ایجاد این وضعیت نیز وجود هوای گرم و مرطوب در ترازهای پایین و هوای سرد و خشک در ترازهای بالا و همچنین همگرایی در سطح زمین است که بایستی با واگرایی در ترازهای بالا همراه باشد. بنابراین توفان گونو رطوبت زیاد از دریا در سطح زمین برای جنوب ایران به ارمغان آورد و ریزش هوای سرد و خشک عرض‌های بالا در تراز بالا روی این منطقه سبب شد که ناپایداری همرفتی شدت بگیرد و بارش‌های رگباری سنگین را ایجاد کند.



شکل ۱۸. پربندهای پایداری ایستایی در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای اول تا هفتم ژوئن ۲۰۰۷، پربندهای مشگی مربوط به تراز ۵۰۰ و رنگی مربوط به ۸۵۰ هکتوپاسکال و واحد آن برحسب $m^2s^{-2}kPa^{-2}$ است.

جنوبی دریای عمان شده است. در روز چهارم ژوئن نیمه شمالی ایران تا استان‌های مرکزی تحت تاثیر زبانه واچرخند قوی اسکاندیناوی واقع بود، که باعث ریزش هوای سرد قطبی روی ایران می‌شد. در این روز زبانه هسته کم فشار با ۹۹۸ هکتوپاسکال از روی کشور عمان تا نیمه جنوبی ایران کشیده شد. در روز ششم ژوئن هسته توفان با تضعیف زبانه پرفشار اسکاندیناوی جهت جنوبی-شمالی به خود گرفت و در نیمه جنوبی ایران مستقر شد. در روز هفتم واچرخند اروپایی نسبت به روز قبل ضعیف تر شد، هسته توفان هم جهت جنوب شرقی-شمال غربی به خود گرفت و با تندی نصف‌النهاری هشت متر بر ثانیه وارد جنوب شرق ایران شد و در بخش هرمزگان شرایطی فراهم آمد که هوای مرطوب غیر اشباع در قسمت پایین جو و هوای خشک در ترازهای بالای آن قرار داشته باشد. در این حالت سامانه ضمن پیشروی روی خشکی به مانع پستی و بلندی وسیع یعنی زاگرس جنوبی برخورد کرد و

اگر $25 < K \leq 20$ باشد وقوع توفان تندی به صورت مجزا در منطقه انتظار می‌رود، و اگر $K \geq 30$ باشد در این حالت در کل آن منطقه توفان تندی به وقوع می‌پیوندد.

۶ نتیجه گیری

توفان گونو چرخند حاره‌ای قوی و ویرانگری بود که در روز ۲۷ مه ۲۰۰۷ با وجود آمدن جریان‌های همرفتی در ناحیه وسیعی از جنوب شرق دریای عرب شکل گرفت و در روز ۳۱ مه به یک آشفتگی حاره‌ای تبدیل شد. بررسی نقشه‌های سطح زمین مربوط به روزهای اول تا هشتم ژوئن ۲۰۰۷ نشان داد که در روزهای اول و دوم ژوئن مسیر حرکت این وافشار حاره‌ای به سمت شبه‌قاره هند بوده ولی در روز سوم ژوئن با تقویت پرفشار واقع در جنوب شبه‌قاره هند و پیشروی رو به شمال آن سبب تغییر مسیر توفان و حرکت آن به سمت شمال غرب و محدوده

حاکمی از فعالیت توفان تندی شدید در منطقه و بارش‌های شدید است که مقادیر بارش ایستگاه‌های مورد بررسی نیز آن را تأیید می‌کند. در واقع این چرخند حاره‌ای در روز هفتم به‌طور کامل روی خشکی ایران نشسته و چون منبع رطوبتی آن از بین رفته، در واقع تبدیل به پیچند شده است. یعنی دیگر چرخند حاره‌ای نیست که این بارش‌های سیل‌آسا را ایجاد کرده است. بارشی که در جاسک در روز هشتم نیز رخ داده مربوط به جناح جنوبی این پیچند است که روی خلیج فارس مستقر است و با کسب رطوبت از سطح دریا و انتقال آن از راه جریان‌های جنوب‌شرقی به شرق استان هرمزگان بر ناپایداری همرفتی منطقه افزوده شده است. در جاسک بارش رگباری از پنجم تا نهم ژوئن ادامه داشت که منجر به جاری شدن سیلاب شد و این شهرستان، منطقه بحراندزده این توفان نامیده شد. ولی توفان هرچه به داخل این استان وارد شده از رطوبت و شدت بارشش کاسته شده است. طبق آمار سازمان هواشناسی، میزان بارندگی سالانه کنارک ۵۰ میلی‌متر است اما در مدت دو روز ششم و هفتم ۱۵۰ میلی‌متر باران در این شهرستان بارید و منجر به جاری شدن سیل در آن ناحیه شد.

سازمان هواشناسی ایران پدیده‌های حاصل از این توفان را مواج بودن دریا تا ارتفاع ۵/۸ متر، آسمان ابری همراه با بارش شدید و باران و رعد و برق اعلام کرد. بیشترین بارش‌هایی که در روزهای وقوع توفان در ایران ثبت شد مربوط به کنارک و جاسک بود که در روز ششم ژوئن به ترتیب ۹۰ و ۷۸ میلی‌متر بارش دریافت کردند. در روز هفتم ژوئن مقدار بارش در ایستگاه‌های جاسک و کنارک به ترتیب ۹۰ و ۷۱ میلی‌متر گزارش شد و در روز هشتم ژوئن که آخرین روز توفان بود، جاسک با ۵۹ میلی‌متر، بیشترین بارش را دریافت کرد.

مجبور به صعود از آن شد. در اثر این فرازش در بخش بالایی لایه، آهنگ کاهش‌دهنده با ارتفاع به‌صورت بی‌دررویی خشک بوده است اما در بخش پایین لایه مادامی که هوا به تراز میعان نرسیده بود با آهنگ بی‌دررویی خشک سرد شده ولی سرمایش هوا به محض عبور از این تراز به‌صورت بی‌دررو اشباع شد و این امر سبب شد که در نهایت، آهنگ کاهش دمای واقعی در کل ضخامت لایه فرازش یابنده افزایش یابد. از آنجا که این آهنگ جدید کاهش دما با ارتفاع بزرگ‌تر از آهنگ کاهش دما به‌صورت بی‌دررویی اشباع است، در نتیجه لایه هوا به حالت ناپایداری همرفتی یا پتانسیلی در آمد و شرایط برای تشکیل ابر کومه‌ای باران و وقوع توفان تندی مساعد شد. شرایطی که در روزهای هفتم به بعد، بارش را در برخی از شهرهای استان‌های هرمزگان، سیستان و بلوچستان و کرمان به دنبال داشت. گزارش‌های همدیدی این ایستگاه‌ها تشکیل ابر کومه‌ای باران و بارش رگباری را تأیید می‌کند. در نهایت این سامانه با گذشتن از روی ناهمواری‌های مناطق هرمزگان، سیستان و بلوچستان و کرمان از شدتش کاسته و سپس محو شد.

به‌طور کلی برهمکنش چند سامانه یعنی پُرفشار واقع در جنوب شبه‌قاره هند و پیشروی رو به شمال زبانه آن در غرب هند، زبانه و اچرخند اسکاندیناوی و موقعیت مرکز کم‌ارتفاع در ترازهای زیرین و مرکز تاوایی نسبی مثبت شرایطی را فراهم می‌سازد تا طی روزهای ششم تا هشتم ژوئن ۲۰۰۷ قوی‌ترین توفان، سیل عظیمی را در بخش جنوب شرق ایران پدید آورد. بیشترین شدت توفان روی سواحل دریای عمان، به‌خصوص روی کنارک و چابهار بوده است. بررسی مسیر ورود توفان گونو به جنوب شرق ایران نشان داد که در روز ششم در دریای عمان و خلیج فارس مستقر شده ولی ساعت ۰۰ روز هفتم روی خشکی‌های جنوب ایران نشسته است.

بررسی شاخص ناپایداری K ایستگاه بندر عباس نیز

- 68, 273–299.
- Harr, P. A., and Elsberry, R. L., 1991, Tropical cyclone track characteristics as a function of large scale circulation anomalies: *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1448-1468.
- Hilton, R. G., Galy, A., Hovius, N., Chen, M. C., Horng, M. J., and Chen, H., 2008, Tropical-cyclone-driven erosion of the terrestrial biosphere from mountains: *J. Nat. Geoscience*, **1**, 759–762.
- Holmes, J. D., 2001, *Wind Loading of Structures*, Spon Press, London.
- Islam, T., and Peterson, R. E., 2008, Climatology of landfalling tropical cyclones in Bangladesh 1877–2003: *J. Nat. Hazards*, **48**, Issue 1, 115-135.
- Kleppek, S., Muccione, V., Raible, C. C., Bresch, D. N., Koellner-Heck, P., and Stocker, T. F., 2008, tropical cyclones in ERA-40: A detection and tracking method: *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L10705, doi:10.1029/2008GL033880.
- Krishna, K. M., Rao, S. R., 2009, Study of the intensity of supercyclonic storm Gonu using satellite observations: *J. Appl. Earth Observation and Geoinformation*, **11**, 108-113.
- Marks, F. D., 2003, *Encyclopedia of Atmospheric*, 942-966.
- Miglietta, M. M., Moscatello, A., Conte, D., Mannarini, G., Lacorata, G., and Rotunno, R., 2011, Numerical analysis of a Mediterranean 'hurricane' over south-eastern Italy: sensitivity experiments to sea surface temperature: *J. Atmos. Res.*, **101**(1–2), 412–426.
- Montgomery, M. T. and Farrel, B. F., 1993, Tropical cyclone formation: *J. Atmos. Sci.*, **50**(2), 285–310.
- Neumann, C. J. 2000, "Global Overview" - Chapter 1" *Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting: WMO/TC-No. 560, Report No. TCP-31, World Meteorological Organization; Geneva, Switzerland.*
- NWS (National Weather Service), 2011, Tropical Cyclone Formation Regions (Accessed, September 5, 2011, from http://www.srh.noaa.gov/jetstream/tropics/tc_basins.htm).
- Paterson, E., 2007, Cyclone Gonu: Modeling and Lessons. www.meinsurancereview.com.
- Roy, C., Kovordanyi, R., 2012, Tropical cyclone track forecasting techniques: *J. Atmos. Res.*, **104-105**, 40-69.
- Shanmugasundaram, J., Harikrishna, P.,
- منابع
- بهرامی، س.، ۱۳۹۲، کاربرد روش‌های داده‌کاوی در تعیین اثرات توفان حاره‌ای گونو بر وضعیت همدیدی در منطقه جنوب و جنوب‌شرق ایران: پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- جعفری، ش.، ۱۳۸۸، بررسی شرایط همدیدی موثر بر شکل‌گیری طوفان حاره‌ای گونو و ورود آن به منطقه دریای عرب: پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته هواشناسی، واحد علوم و تحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی.
- حبیبی، ف.، مزرعه‌فراہانی، م.، مشیری، ب.، نوحه‌گر، ا. و کلهر، ا.، ۱۳۸۹، بررسی اصلاح پیش‌بینی فرایند توفان حاره‌ای با انتخاب ویژگی‌های موثر: مجله ژئوفیزیک ایران، ج(۳)، ۶۷–۸۲.
- Arnault, J., Roux, F., 2011, Characteristics of African easterly waves associated with tropical cyclogenesis in the Cape Verde Islands region in July–August–September of 2004–2008: *J. Atmos. Res.*, **100**(1), 61–82.
- Chan, J. C. L., Kepert, J. D. (Eds.), 2010, *Global Perspectives on Tropical Cyclones: From Science to Mitigation: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd*
- El Rify, M., and Hafez, Y., 2008, Anomalies in meteorological fields over northern Asia and its impact on hurricane Gonu: 28th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Orlando, FL.
- Fink, A. H. et al., 2009, The European storm Kyrill in January 2007 synoptic evolution, meteorological impacts and some considerations with respect to climate change: *J. Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**, 405–423. www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/9/405/2009/doi:10.5194/nhess-9-405-2009.
- Fritz, H. M., Blount, C. D., Thwin, S., Thu, M. K., and Chan, N., 2009, Cyclone Nargis storm surge in Myanmar: *J. Nat. Geoscience*, **2**(7), 448–449.
- Haklander, A. J., Delden, A. Van, 2003, Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands: *J. Atmos. Res.*, **67**–

- Vermette, S., 2007, Storms of tropical origin: A climatology for New York State. USA (1851–2005): J. Nat. Hazards: **42**, 91–103.
<ftp://ftp.met.fsu.edu/pub/weather/tropical/New-Delhi/2007060201.DEMS.India>
Meteorological Department (2007) June 2 Tropical Weather Outlook
<http://forums.narutofan.com/showthread.php?t=229166>
<http://qatarliving.com/node/45237>
<http://www.modiriran.ir/modules/news/article.php?storyid=985>
<http://www.hamshahrionline.ir/News/?id=24682>
- Gomathinayagam, S., and Lakshmanan., N., 1999, Wind, terrain and structural damping characteristics under tropical cyclone conditions. J. Engineering Structures, **21**(11), 1006 – 1014.
- Sharkov, E. A., 2000, Global Tropical Cyclogenesis: Springer.
- Singh, O. P., Ali Khan, T. M., and Rahman, Md. S., 2000, Changes in the frequency of tropical cyclones over the North Indian Ocean: J. Meteor. Atmos. Phys., **75**, 11-20.
- Terry, J. P., 2007, Tropical Cyclones Climatology and Impacts in the South Pacific: Springer New York.