پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۲، تابستان ۱۳۸۹
صص. ۷۲-۵۳

تحلیلی بر تأثیرات اقلیمی سیکلون حاره‌ای گونو (خرداد ۱۳۸۶) بر جنوب شرق ایران

محمود خسروی* – دانشیار گروه جغرافیای طبیعی (اقلیم‌شناسی)، دانشگاه سیستان و بلوچستان
محمدرضا پودینه ـ دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی و مربی گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

پذیرش مقاله: ۱۳۸۷/۱۱/۲۷ تأیید نهایی: ۱۳۸۹/۳/۲۴

چکیده

در خرداد ماه ۱۳۸۶ طی فعالیت گونو از تولید تا اضمحلال، برخی تغییرات معنی‌دار در سطح زمین و سطوح پایینی و میانی جوّ منطقه رخ داد. هدف این مقاله ارزیابی تأثیرات اقلیمی سیکلون حاره‌ای گونو بر نواحی جنوب شرق ایران به‌خصوص سیستان و بلوچستان است. برای این منظور داده‌های اقلیمی ایستگاه‌های هواشناسی اصلی منطقه و همچنین داده‌های آنالیز مجدد مراکز NCAR/NCEP وابسته به مرکز ملی هوا و اقیانوس‌شناسی امریکا (NOAA) مورد تحلیل قرار گرفت. تصاویر سنجنده‌های ماهواره متئوست ۷ و ماهواره‌های ترا و اگوا (سنجنده مودیس) در باندهای مرئی، مادون قرمز و ترکیبی طی دوره حیات سیکلون گونو دریافت گردید و به‌منظور دستیابی به نتایج و تأیید آنها مورد تفسیر قرار گرفت. نتایج حاصل از نقشه‌های ترکیبی نشان داد که با افزایش قدرت گونو، محور مراکز پُرفشار جنب حاره‌ای در سطوح پایینی جو به سمت شرق، و در سطوح میانی به سمت شمال جابه‌جا شده است. این جابه‌جایی شرایط را برای همرفت شدید و بارش سنگین مهیا ساخته است. حداکثر بارش در نیک‌شهر (۱۴۴ میلی‌متر) گزارش شده است. نقشه‌های اُمگا حرکات صعودی شدید را بر فراز جوّ منطقه طی روزهای ۱۴ تا ۱۷ خرداد تأیید کرد. افزایش حرکات قائم شدید در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال همرفت شدید و عمیقی را بر روی منطقه نشان داد. ناهنجاری‌های منفی درجه حرارت در سطح زمین (به دلیل ابر آلودگی شدید) و در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال به علت چگالیدگی قوی ناشی از همرفت بسیار شدید هوای مرطوب، اهمیت فراوان دارد. بسیاری از ایستگاه‌های منطقه ناهنجاری دمایی در حدود ۱۰- درجه سلسیوس را ثبت کرده‌اند و در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال هم در حدود ۸- درجه سلسیوس در مقایسه با شرایط نرمال اقلیمی ناهنجاری وجود داشته است؛ اما در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به علت آزاد شدن انرژی نهان ناشی از بخار آب، ناهنجاری‌های مثبت در حدود ۱۰ درجه سلسیوس به وقوع پیوسته است. تغییرات در سمت و سرعت بادهای با تداوم، همزمان با فعالیت گونو بر روی منطقه باعث تغییرات معنی‌داری در آنها در مقایسه با شرایط نرمال اقلیمی گردید.

کلیدواژه‌ها: گونو، سیکلون حاره‌ای، سیستان و بلوچستان، خلیج عمان، همرفت

مقدمه

سیکلون حاره‌ای، سامانه‌ای کم‌فشار در مقیاس همدید تا متوسط مقیاس است که بر فراز آب‌های مناطق حاره‌ای و جنب

نویسندهٔ مسئول: ۰۹۱۵۱۴۱۲۲۸۱
* E- mail: khosravi@hamoon.usb.ac.ir

حاره‌ای، موجب همرفت سازمان یافته و چرخش مشخص سیکلونی در سطح می‌شود. سیکلون‌های حاره‌ای ضمن آنکه طوفان‌های عظیمی را در آب‌های حاره‌ای ایجاد می‌کنند، قادر به ایجاد بادهای شدید، سیلاب و بارش‌های سنگین‌اند این سامانه‌ها تأثیر معنی‌داری بر شرایط جوّی و اقلیمی کشورهای حاره‌ای می‌گذارند.

وقوع طوفان‌های حاره‌ای از پدیده‌های غالب مناطق جنب حاره‌ای است که با توجه به شدت بادها و جریان‌های همرفتی تأثیرات مصیبت‌باری را بر محیط طبیعی و سکونتگاه‌های انسانی می‌نهند. عموماً این پدیده که در نیمه گرم سال در نیم‌کرهٔ شمالی و یا جنوبی ایجاد می‌شود، با گذر از اقیانوس و تکیه بر منبع عظیم انرژی گرمایی نهان تبخیر قدرت فوق‌العاده می‌یابند و در مدت کوتاهی به یکی از مخرب‌ترین بلایای طبیعی تبدیل می‌شوند. سیکلون‌های حاره‌ای در مناطق جنوب شرقی امریکا، دریای کارائیب، جنوب شرق آسیا، بنگلادش، شرق استرالیا و ژاپن همه ساله موجب خسارات زیادی می‌شوند. مناطق شمالی اقیانوس هند و دریای عرب نیز سالیانه پذیرای تعدادی از این سیکلون‌هاست اما در مقایسه با دیگر نواحی در معرض این پدیده، فراوانی وقوع آنها کمتر است. تأثیرات مخرب این طوفان‌ها بیشتر در مناطق بنگلادش، هند و مالدیو مشهود است. این سامانه‌ها عموماً در ماه‌های مه تا ژوئن یا اکتبر تا دسامبر در شمال اقیانوس هند فعالیت دارند و به‌طور متوسط در هر فصل ۵/۴ سیکلون در این منطقه تشکیل می‌شود که ۷ درصد از مجموع جهانی را شامل می‌گردد. از این تعداد، سیکلون‌های با سرعت بالای ۱۲۰ کیلومتر در ساعت، ۲/۵ سیکلون‌اند. سیکلون‌های وارد به دریای عرب با حرکت به سمت شمال، به سرعت از بین می‌روند اما در سال ۲۰۰۷ در رویدادی استثنایی سیکلون حاره‌ای گونو وارد شمال دریای عرب گردید و در شرایطی باورنکردنی به رده ۵ در مقیاس سفیر ـ سیمپسون (معادل قدرت یک هاریکن عظیم) رسید. این طوفان پس از نزدیک شدن به سواحل سلطان‌نشین عمان و دریای عمان باعث ایجاد خسارت‌های شدید مالی و جانی در این کشور و همچنین جنوب شرق ایران شد. فقدان سوابق مطالعاتی در مورد این مخاطره محیطی باعث وحشت عمومی و بسیج نیروها و سازمان‌های امدادی گردید. این پدیده در کشور ما کاملاً ناشناخته است و مطالعاتی هم راجع به تأثیرات اقلیمی و محیطی آن صورت نگرفته است.

فراوانی و ورود به خشکی سیکلون‌های حاره‌ای از نظر فصلی و در مقیاس‌های زمانی چند دهه‌ای در نتیجه تغییرات در بادهای هدایت‌کننده تروپوسفری و نوسانات درجه حرارت سطحی حوضه‌های وسیع اقیانوسی تغییر می‌کند (Saunders & Lea 2005, 1006). این نوسانات قانونمند بر بارش ـ و در پی آن، سیلاب‌های رودخانه‌ای و فعالیت‌های اقتصادی ـ تأثیر می‌گذارند و در نتیجه در فرسایش و جهش در سیستم‌های طبیعی نظیر تپه‌های مرجانی و جنگل‌ها مؤثرند. شناخت این تغییرات برای تعیین خطر بحران‌ها و تهدید ساکنان انسانی در مناطق ساحلی و ارزیابی تغییرات در رفتار سیکلون‌های حاره‌ای تحت تأثیر اقلیم تغییر یافته به‌وسیله انسان مهم است (Cannon, 2000, 312). بسیاری از اقلیم‌شناسان معتقدند که پدیده گرمایش جهانی باعث سرعت بخشیدن به بسیاری از طوفان‌ها و از جمله طوفان‌های حاره‌ای شده است.

مطالعات متعددی بر روی این پدیده در نواحی مختلف دنیا صورت گرفته که بسیاری از آنها بر مناطقی با بیشترین فراوانی وقوع آن ـ یعنی امریکا و جنوب شرق آسیا ـ متمرکز بوده است. هار و السبری (Harr and Elesberry, 1991, 1448) در مطالعه ویژگی‌های مسیر سیکلون‌های حاره‌ای، آن را نتیجه واکنش به ناهنجاری‌های کلان مقیاس گردشی دانسته‌اند. سینگ و همکاران (Singh et al., 2000, 11) تغییر فراوانی سیکلون‌های حاره‌ای را بر روی شمال اقیانوس

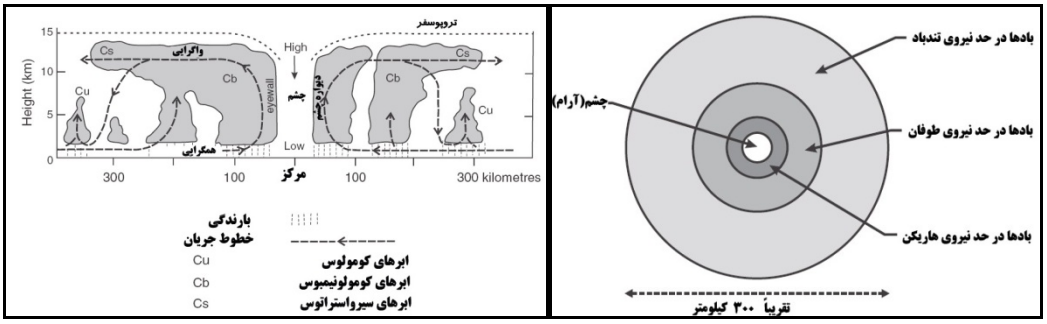
مطالعه کرده‌اند و نتیجه گرفته‌اند که میزان تغییر حالت یک آشفتگی حاره‌ای به مرحله سیکلون شدید روندی رو به رشد در این مناطق دارد. مریل (Merril, 1983, 1408) از دیدگاه اقلیم‌شناسی تفاوت اندازه سیکلون‌های حاره‌ای را مورد بررسی قرار داده است و با بررسی تفاوت اندازه آنها در اقیانوس آرام و اطلس دلایل تفاوت اندازه آنها را از نظر مکانی و فصلی تحلیل کرده است. شامگسن‌درام و همکاران (Shanmugasundaram et al., 1999, 1006) نیز ویژگی‌های ساختار رطوبتی تحت تأثیر سیکلون‌های حاره‌ای را به‌منظور نشان دادن ناپایداری همرفتی آنها بررسی کرده‌اند. اسپارکز (Sparks, 2003, 1731) تغییرات سرعت باد را در سیکلون‌های حاره‌ای با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های خودکار در ایالات متحد مورد بررسی قرار داده است. مونتگومری و فارل (Montgomery and Farrel, 1993, 285) نحوه تشکیل سیکلون‌های حاره‌ای را بررسی کرده و اهمیت بالقوه عامل چرخندگی فوقانی جو را در تشکیل آن نشان داده‌اند. ورمت (Vermette, 2007, 92) با بررسی منشأ طوفان‌های حاره‌ای از دیدگاه اقلیم‌شناسی در ایالت نیویورک، روند آنها را با توجه به پدیده گرمایش جهانی رو به افزایش پیش‌بینی کرده است. اسلام و پترسون (Islam and Peterson, 2008, 9252) با بررسی اقلیم‌شناسی سیکلون‌های حاره‌ای وارد به خشکی در بنگلادش، معتقدند که ۷۰ درصد این سیکلون‌ها طی ماه‌های مه، ژوئن و اکتبر تا نوامبر (قبل و بعد از رویداد مونسون) تشکیل می‌شوند. همچنین تری (Terry, 2007) در کتابی ارزشمند، سازوکار و تأثیرات سیکلون‌های حاره‌ای را با تأکید بر نیمکره جنوبی تحلیل کرده است. وانگ و همکاران (Wang et al., 2007, 318) روند سیکلون‌زایی حاره‌ای را در سواحل دریای چین جنوبی بررسی کرده‌اند.

آشنایی با سازوکار طوفان‌های حاره‌ای، نحو تأثیرگذاری همراه با تأثیرات محیطی و اقلیمی آنها از اهدافی است که در این مقاله سعی شده است با توجه به تجربه گونو مورد بررسی قرار گیرند.

سیکلون‌های حاره‌ای، ساختمان و چگونگی تشکیل آنها

سیکلون‌های حاره‌ای از پدیده‌های مهم در مناطق اطراف خط استوا هستند که بر مناطق جنب حاره در دو نیمکره تأثیر می‌گذارند. اینها عموماً از اقیانوس‌ها و دریاهای حاره‌ای، یعنی جایی که دمای سطح آب دریا حداقل ۲۷ درجه سیلسیوس است منشأ می‌گیرند. این پدیده‌ها درواقع سامانه‌های کم‌فشاری هستند که در اطراف یک هسته گرم یا چشم، توسعه می‌یابند و منطقه‌ای از هوای در حال نزول در مرکز آنها ایجاد می‌شود. در اطراف و به سمت چشم، هوا در حال چرخش به داخل و سمت بالاست، به نحوی که حداکثر سرعت بادهای بالارونده در مجاورت چشم به وجود می‌آید. این منطقه که به نام دیواره چشم[1] معروف است، شدیدترین بادها و بیشترین بارش‌ها را ایجاد می‌کند (شکل شماره ۱). پوشش متراکم ابرهای کومولونیمبوس در این منطقه نشانگر شدت فعالیت‌های همرفتی شدید و قدرت طوفان در این مناطق است (Terry, 2007, 19). چشم معمولاً گرم‌تر است که احتمالاً با فعالیت ابرهای برجی شکل کومولونیمبوس و آزاد شدن مقادیر عظیمی از گرمای نهان آزاد شده طی فرایند تراکم در دیواره چشم مرتبط است. این گرما با نزول آدیاباتیک آرام هوا در خود چشم ایجاد می‌شود (Terry, 2007, 20).

1. Eye wall



شکل ۱. ساختار عمودی (سمت راست) و افقی (سمت چپ) یک سیکلون حاره‌ای

منبع: Terry, 2007

همان‌طور که هوا به سمت داخل هم‌گرا می‌شود، به سمت چپ در نیمکره جنوبی و سمت راست در نیمکره شمالی تحت اثر نیروی کوریولیس منحرف می‌گردد (شکل ۱). سرعت بادها به سمت چشم افزایش می‌یابد، اما این بدان معنی نیست که سیکلون‌هایی با قطر بزرگ‌تر لزوماً بادهای شدیدتری دارند. سرعت باد همچنین به گرادیان فشار در امتداد سیستم بستگی دارد، به‌طوری‌که معمولاً مراکز کم‌فشارتر سرعت‌های بیشتری از باد را ایجاد می‌کنند (Nott, 2004, 455). بعد از دیواره چشم، نواری که ساختار ابری دارد مشاهده می‌شود که به نوار مارپیچ[1] معروف است. این نوارها که به‌صورت لایه‌لایه با فاصله در تصاویر ماهواره‌ای قابل مشاهده‌اند، به سمت دیواره چشم تراکم بیشتری پیدا می‌کنند و میزان بارش نیز به همین ترتیب افزایش می‌یابد. تاج سیروس[2] که بر اثر فرارفت شدید هوای مرطوب در ابرهای همرفتی ایجاد می‌شود، در سطوح فوقانی یک لایه ابر سیروسی را موجب می‌گردد (شکل ۱). سیکلون‌های حاره‌ای را می‌توان به موتور حرارتی ترمودینامیک تشبیه کرد که انرژی خود را طی فرایند تبخیر هوای غیراشباع بر روی سطح اقیانوس‌ها از محتوی حرارت محسوس و انرژی نهان بخار آب می‌گیرند. این انرژی از طریق تابش حرارتی بعد از اینکه هوا صعود کرد، بین ارتفاع ۱۲ تا ۱۵ کیلومتر دچار واگرایی می‌شود و از دست می‌رود (Holland and McBridge, 1997, 2000). اگر هوا اجازه صعود پیدا کند و در قسمت فوقانی تروپوسفر واگرا شود، تقویت سامانه ادامه خواهد یافت، اما به هر حال محدودیت ارتفاع و همچنین کاهش انرژی در سطح اقیانوس به‌وسیله باد و عامل اصطکاک وجود دارد.

سیکلون‌های حاره‌ای عموماً در آب‌های بین ۵ تا ۳۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی و جنوبی خط استوا تشکیل می‌شوند؛ ولی معمولاً برای روی خط استوا به‌دلیل فقدان تأثیر نیروی کوریولیس که برای ایجاد چرخش بادها در اطراف سامانه لازم است، تشکیل نمی‌شوند. هنگامی که این سامانه‌ها به عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه برسند، تشدید می‌گردند (Holmes, 2001, 13).

سیکلون‌های حاره‌ای معمولاً در حاشیه‌های غربی حوضه‌های اقیانوسی که محل تجمع آب‌های گرم ناشی از حرکت جریان‌های اقیانوسی و بادهای شرقی حاره‌ای هستند، شکل می‌گیرند. چنین شرایطی هنگامی که نوسانات جنوبی مثبت

1. Spiral Band
2. Cirrus canopy

است تقویت می‌شوند و در این مواقع سیکلون‌ها تمایل به غلبه بر جنوب ایالات متحد و خلیج مکزیک را دارند (Goldenberg and Sapiro, 1996, 1169). در شرایط ال‌نینو فعالیت سیکلون‌های حاره‌ای در مرکز اقیانوس آرام جنوبی افزایش می‌یابد (Nichols, 1984, 661).

سیکلون‌های حاره‌ای از مرحله تولد که در واقع به شکل یک اغتشاش حاره‌ای ساده‌اند، به مرحله بلوغ و سپس پیری و سرانجام اضمحلال می‌رسند.

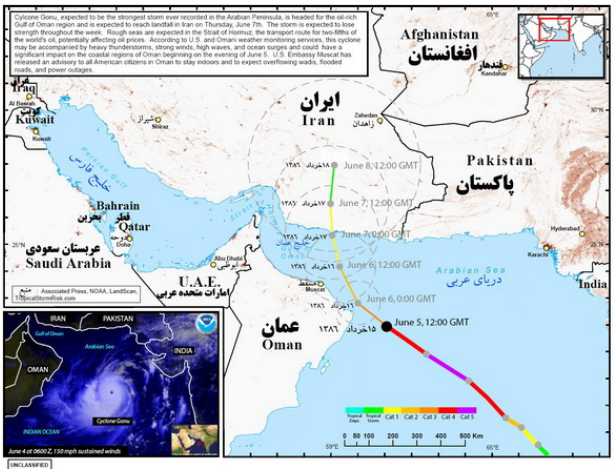
در مراحل بلوغ معمولاً سامانه‌ها حداکثر قدرت آسیب‌رسانی را دارند و تبدیل به انواع مخربی مانند هاریکن‌ها می‌شوند. تمامی سیکلون‌های حاره‌ای بالاخره تضعیف می‌شوند و از بین می‌روند. درواقع پایداری و شدت طوفان وابسته به اجزای ضروری از قبیل تأمین گرما و رطوبت از سطح دریا، آزاد شدن گرمای نهان در طی فرایند تراکم در سطح تروپوسفر فوقانی و نهایتاً انتقال هوای در حال صعود به‌وسیله واگرایی سطوح فوقانی است (Terry, 2007, 19). با ورود و نشست در خشکی، افزایش اصطکاک خشکی نسبت به اقیانوس تأثیر اولیه‌ای را بر کاهش شدت می‌نهد، اما مهم‌ترین عامل نابودی سیکلون‌های حاره‌ای، کاهش منبع رطوبتی از منابع سطحی اقیانوس‌های گرم است (McGregor, Nieuwolt, 1998, 352). این بدان علت است که هر کاهشی در تبخیر بر روی سطح خشکی با کاهش فراوان مقدار گرمای نهان آزاد شده در تراکم در سطوح فوقانی‌تر اتمسفر همراه است (Antnes, 1982, 208).

قطر سیکلون‌های حاره‌ای به‌طور میانگین ۷۰۰–۵۰۰ کیلومتر است و بنابراین مساحت آنها به‌طور تقریبی به ۳۰۰ هزار کیلومتر مربع می‌رسد. هرچند این مساحت بزرگی است اما در مقایسه با کم‌فشارهای عرض‌های میانه، سامانه‌های کوچکی محسوب می‌شوند (Terry, 2007, 26).

وقوع طوفان حاره‌ای گونو در خرداد ماه سال ۱۳۸۶ و ورود آن به دریای عمان باعث ایجاد خسارت مالی و جانی در کشورهای عمان و ایران گردید و این پدیدهٔ نادر، گذشته از خسارات مالی و جانی، باعث ایجاد رعب و وحشت در نواحی جنوبی ایران شد.

سیکلون حاره‌ای گونو که در واقع براساس کلمه‌ای مالدیوی به نام کیف نام‌گذاری شده است، با توجه به سوابق تاریخی در اقیانوس هند، بایستی قبل از ورود به دریای عمان کوچک می‌شد و از بین می‌رفت؛ اما به هر حال گونو ۲۰۰۷ نوعی استثنا به شمار می‌رود. در واقع بعد از سال ۱۹۴۵ این قوی‌ترین طوفان ایجاد شده از این سری طوفان‌ها در دریای عرب بوده است.

در روز ۳ ژوئن (۱۴ خرداد) شدت آن براساس معیار سفیر سیمپسون به درجه ۵ رسید که معادل یک هاریکن بسیار قوی است؛ و سپس با وارد شدن به شبه‌جزیره عرب تضعیف گردید، تا جایی‌که با ورود به خشکی بر روی منطقه ثور و سپس مسقط در کشور عمان به درجه ۱ تنزل یافت (شکل ۲). به علت دمای سطحی بسیار گرم این مناطق، خشکی هوا، رطوبت کم و هوای در حال نزول امکان بقای این سیکلون حاره‌ای که نیاز به شرایط همرفت بسیار عمیقی داشت، فراهم نشد (Paterson, 2007, 2). پس از عمان گونو به سواحل شمالی دریای عمان رسید و بخش‌هایی از هرمزگان و جنوب سیستان و بلوچستان را تحت تأثیر خود قرار داد و نهایتاً در اثر نفوذ در ارتفاعات بلوچستان مرکزی دچار اضمحلال گردید.



شکل ۲. مسیر سیکلون حاره‌ای گونو و تغییرات شدت آن در مسیر

مجموع خسارات مالی ناشی از این پدیده در کشور عمان حدود ۴ میلیارد دلار برآورد گردید و بیش از ۵۰ نفر نیز در این کشور تلفات جانی به جای گذاشت، تا به عنوان بدترین فاجعه ملی این کشور نام‌گذاری شود (Peterson, 2007, 1). تلفات جانی پدیده مذکور در ایران، ۲۳ کشته و زیان‌های مادّی آن بیش از ۲۱۵ میلیون دلار خسارت برآورد شده است.

مواد و روش‌ها

برای تحلیل سازوکار و نحوه حرکت سیکلون گونو، از تصاویر ماهواره‌ای موجود در آرشیوهای بخش هواشناسی دریایی مونتری مربوط به سنجنده مودیس ماهواره‌های ترا و آگوا و همچنین داده‌های ماهواره‌ای متئوست ۷ استفاده شده است (NRL, 2008).

داده‌های اندازه‌گیری سرعت و شدت سیستم از مراکز مختلف اندازه‌گیری و پایگاه داده‌ای بین‌المللی گرفته شده است. داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های سینوپتیک استان سیستان و بلوچستان به صورت روزانه در طی وقوع رویداد و همچنین داده‌های درازمدت ایستگاه برای محاسبه ناهنجاری‌ها مورد استفاده قرار گرفته است (سازمان هواشناسی کشور ۱۳۸۷).

همچنین برای تحلیل‌های همدید، از داده‌های طبقه‌بندی شده مراکز NCAR/NCEP وابسته به سازمان هوا و اقیانوس‌شناسی ملی استفاده شده است (NOAA, 2008).

شرایط سطحی، جوّ میانی و فوقانی در طی روزهای اصلی رویداد (۲ تا ۹ ژوئن ۲۰۰۷) مورد بررسی قرار گرفته است، تا مشخص گردد که سیکلون حاره‌ای گونو چه تأثیراتی را بر شرایط اقلیمی منطقه به‌جای گذاشته است. برای سهولت نتیجه‌گیری نقشه‌های همدیدی به شکل ناهنجاری (اختلاف با میانگین درازمدت) محاسبه و ترسیم شده و در قالب مؤلفه‌هایی چون فشار، ارتفاع ژئوپتانسیل، دما، امگا، بارش و سمت و سرعت بادها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

یافته‌های تحقیق

تغییرات فشار

عموماً با نزدیک شدن سیکلون‌های حاره‌ای، فشارسنج شروع به افت می‌کند، آن هم در ابتدا به آهستگی و سپس با سرعت‌های بالا، تا آنجا که به سطح هشدار کم‌فشار می‌رسد. گرادیان فشار در سطح دریا نزدیک یک سیکلون بالغ خیلی شدید است.

تصویر باند مادون قرمز متئوست ۷ حداقل فشار منطقه چشم در روز ۴ ژوئن را، که سرعت گونو به حداکثر رسید، ۸۹۸ هکتوپاسکال نشان می‌دهد.

به‌منظور بررسی روند تغییرات فشار سطح دریا در طی دوره فعالیت گونو، نقشه‌های ناهنجاری فشار سطح دریا در محدوده فعالیت آن تهیه و تفسیر گردید.

در روز ۲ ژوئن حداکثر ناهنجاری تا ۲/۵- هکتوپاسکال در عرض ۱۲ درجه روی دریای عرب و ۲+ میلی‌بار روی فلات ایران مشاهده گردید. در روز ۳ ژوئن با مهاجرت گونو به ۱۵ درجه عرض شمالی شدت ناهنجاری به ۴/۵- هکتوپاسکال رسیده است. روز چهارم ناهنجاری ۵- هکتوپاسکال بین ۱۲ تا ۱۵ درجه عرض جغرافیایی و در عین حال ۵+ روی دره سند پاکستان تا سواحل تنگه هرمز مشخص بوده است. در روز ۵ ژوئن حداکثر ناهنجاری ۴- هکتوپاسکال روی سواحل جنوب شرقی عمان قرار گرفت، ولی سواحل ایران هنوز ناهنجاری مثبت را نشان می‌دادند. در ۶ ژوئن قطب ۴/۵- هکتو پاسکال به سواحل جنوب شرق ایران کشیده شده و قطب ۵+ روی مرکز پاکستان قرار گرفته است. این بدان معنی است که مرکز کم‌فشار پاکستان به‌طور غیرمعمولی تضعیف شده است (شکل ۳).

در ۷ ژوئن از شدت ناهنجاری کاسته شده (شکل ۴) و در ۸ ژوئن (پایان دوره عمر گونو) قطب ۴/۵+ روی گواتر تا بخش‌های زیادی از دریای عمان را در بر گرفته است.

داده‌های ایستگاه‌های زمینی میانگین فشار[1] نشان می‌دهند که در ایستگاه چابهار فشار هوا در روز ۵ ژوئن (۱۶ خرداد) به ۹۹۹/۵ هکتوپاسکال رسید و سپس در روز ۱۸ خرداد به حداکثر ۱۰۰۴/۲ هکتوپاسکال رسید که نسبت به میانگین درازمدت روزانه تفاوت معنی‌داری را نشان می‌دهد. نکته بااهمیت بالاتر بودن فشار در روزهای ۱۴ و ۱۵ و ۱۸ خردادماه در مقایسه با میانگین درازمدت است، به نحوی که در روز ۱۸ خرداد حدود ۴ هکتوپاسکال بیشتر از میانگین درازمدت بوده است. در سایر ایستگاه‌ها وضعیت متفاوت است. در ایستگاه‌های ایرانشهر و سراوان روند افزایشی از روز شروع رویداد مشاهده می‌گردد. در زاهدان از ۱۴ تا ۱۶ خرداد روند کاهشی وجود داشته و به حداقل ۹۹۹/۸ هکتو پاسکال رسیده و سپس افزایش یافته است. در خاش، در ۳ روز اول رویداد، فشار کمتر از ۹۹۶ هکتو پاسکال بوده که بعد از روز ۱۷ به ۱۰۰۰ و ۱۰۰/۳ هکتو پاسکال افزایش یافته است. در زابل تغییرات محسوسی رخ نداده است.

1. QFF

ارتفاع ژئوپتانسیل

عموماً در این موقع سال مراکز پرفشار جنب حاره‌ای بر روی جوّ میانی و فوقانی مناطق جنوبی ایران حاکمیت کامل دارند. وجود این مراکز با خشکی فیزیکی هوا و قطع بارش در سطح زمین همراه است. برای نفوذ هر سامانه بارش‌زا لازم است که این مانع مهم موقتاً همانند شرایطی که در نفوذ مونسون ایجاد می‌شود، تضعیف گردد.

بررسی ناهنجاری‌های ارتفاع ژئوپتانسیل نشان‌دهنده آن است که با شروع تکامل گونو در ۲ ژوئن در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، هسته ۲۵- متر در مرکز دریای عرب به همراه هسته ۱۴+ روی خلیج فارس وجود داشته است.

در ۳ ژوئن در هر ۲ سطح ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتو پاسکال ناهنجاری‌ها ضمن تشدید به سمت غرب دریای عرب حرکت کرده و تا ۴۰- متر نیز رسیده است. در ۴ ژوئن قطب ناهنجاری ۴۵- متر در مرکز دریای عرب به صورت شمالی جنوب تا مرکز دریای عمان در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌وجود آمده است. در همین حال در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال روی دریای خزر، ناهنجاری ۲۵+ متر وجود دارد.

در ۵ ژوئن ناهنجاری ۴۰- متر به سواحل شرقی عمان و سواحل مکران تا حاشیه تنگه هرمز را در بر گرفته است، که نشان از تضعیف شدید پرفشار جنب حاره‌ای و مهاجرت آنها به عرض‌های بالاتر دارد، و آنومالی ۲۵+ متر در شمال شرق کشور نشان‌دهنده این مهاجرت است.

در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال حرکت انتقالی بیشتر نصف‌النهاری است، به نحوی که قطب ۴۰- متر در سواحل جنوب شرق با قطب ۳۰+ متر در روی دره سند همراه است، که خود نشان از تضعیف کم‌فشار پاکستان (پدیده غالب فصلی منطقه) دارد.

در ۶ ژوئن ناهنجاری ۶۰- متر روی سواحل شرقی عمان مستقر گردیده و تا شمال سیستان و بلوجستان بین ۱۰- تا ۴۰- آنومالی وجود داشته است. در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز قطب روی جنوب دره سند به ۳۵+ متر رسیده و ناهنجاری ۴۵- متر روی جنوب شرق ایران شرایط را برای ورود گونو، که با توجه به نیروی زیاد این سامانه به وجود آمده، فراهم ساخته است (شکل ۳- الف). در روز ۷ ژوئن با استقرار قطب ۴۵- متر در سطح ۵۰۰ ه پ بر روی مرکز دریای عمان از مرکز خلیج فارس تا شمال استان ناهنجاری منفی را نشان داد و در عین حال در شمال شرق خزر نیز قطب منفی دیگری با همین شدت وجود داشته است (شکل ۴- الف). در سطح ۸۵۰ ه پ نیز قطب ۳۰- متر در مرکز کشور عمان گسترش پیدا کرده و مرکز مثبت پاکستان به سمت غرب توسعه یافته است. در ۸ ژوئن ناهنجاری منفی در سطح ۵۰۰ محدود به ۱۰- متر در غرب تنگه هرمز گشته و در عین حال جنوب شرق پاکستان با ۵۰+ متر و سواحل جنوب شرق با ۴۰+ متر نشان‌دهنده شرایط میانگین این موقع سال بوده است. در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال وجود در حال به ناهنجاری ۳۰+ روی جنوب شرق پاکستان و نفوذ آن به منطقه مشهود بوده است.

در ۹ ژوئن با اضمحلال گونو در بلوچستان مرکزی در سطوح میانی جو (۵۰۰ ه پ) ناهنجاری مثبت ۵۰+ متر روی منطقه را پوشانده که نشان از عقب‌نشینی مراکز پرفشار جنب حاره به موقعیت تابستانی خود و استقرار آنها در شرایط میانگین داشته است. در سطح ۸۵۰ نیز ناهنجاری مثبت تا حداکثر ۲۵+ متر کل منطقه را فراگرفت، که شرایط قطع بارش و آسمان بدون ابر حاصل آن است.

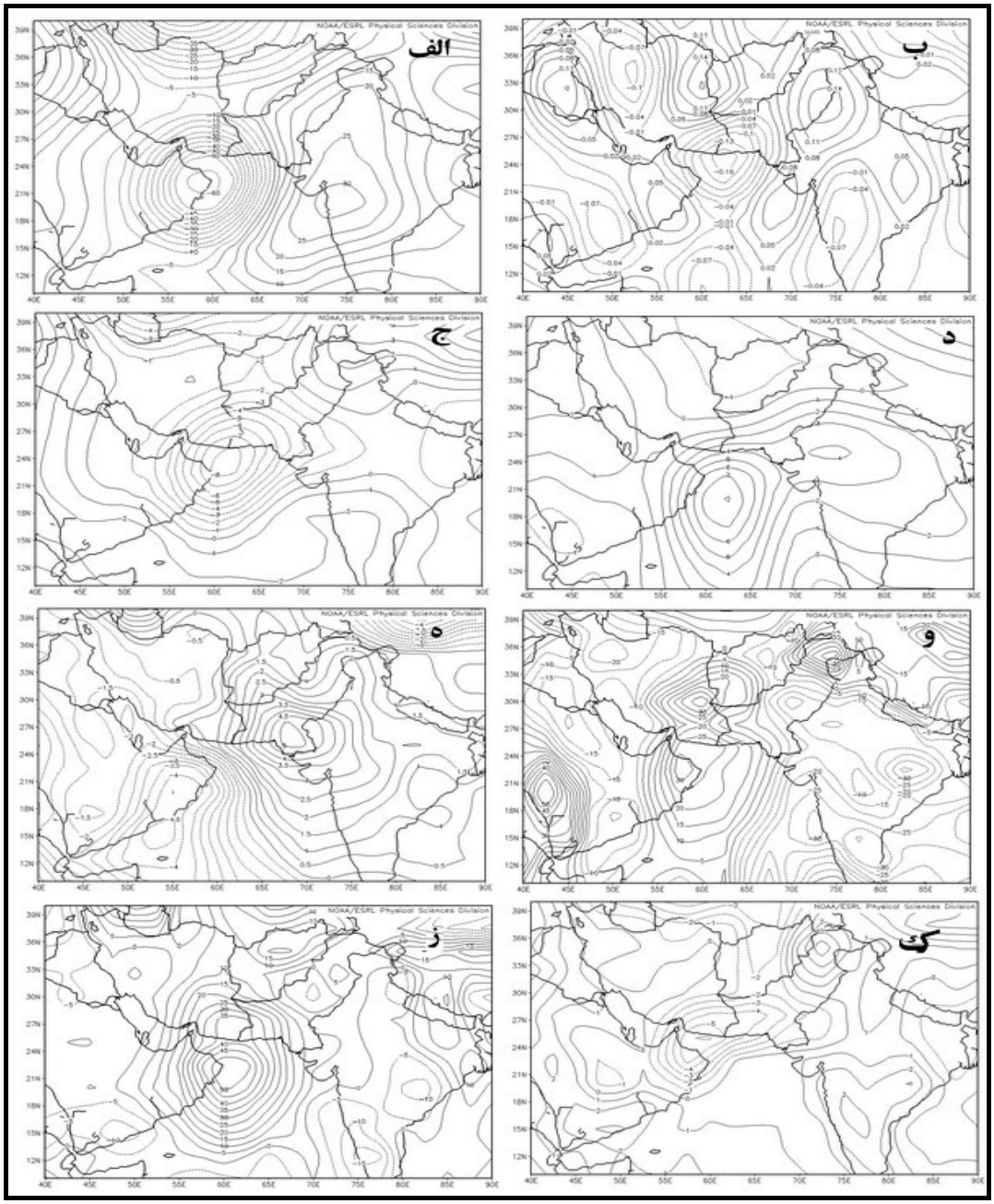
رطوبت

در روز ۶ ژوئن در سطح ۸۵۰ ه پ با تزریق رطوبت و همرفت شدید ناهنجاری مثبت تا بیش از ۵۰ درصد بر روی شرق کشور عمان و بخش وسیعی از جنوب شرق ایران وجود داشته است (شکل۳ ز). در روز ۷ ژوئن قطب این ناهنجاری بر مرکز دریای عمان و سواحل جنوب‌شرقی کشور انتقال یافته و رطوبت تا شمال کرمان و خراسان جنوبی تزریق شده است (شکل ۴ ز). در سطح ۵۰۰ ه پ ناهنجاری در روز ۶ ژوئن به صورت دوقطبی بوده، که قطب اصلی بر روی دریای عمان و قطب فرعی به صورت امتداد یافته بر جنوب خراسان منطبق بوده است (شکل ۳ و). در روز بعد قطب ۵۰+ درصد روی تنگه هرمز مستقر بوده و تمام سطوح میانی جوّ جنوب‌شرق ایران با افزایش غیرمعمول رطوبت در این سطح همراه بوده است (شکل ۴ و). در شمال سیستان و خراسان جنوبی با ریزش هوای خشک و گرم از شمال شرق کشور ناهنجاری منفی در این سطح حاکم بوده است.

با توجه به دمای بالای هوا در اکثر نواحی جنوب شرقی ایران با وجود ابر آلودگی شدید محیط و کاهش ساعت آفتابی میزان رطوبت عموماً در بسیاری ایستگاه‌ها تنها در روزهای ۱۷ و ۱۸ خردادماه به نقطه نزدیک اشباع رسیده است. در ایستگاه چابهار میانگین رطوبت طی روزهای یاد شده ۸۷ درصد بوده که تفاوت زیادی با میانگین این دوره از سال ندارد؛ اما رطوبت حداکثر ۱۰۰ درصد بوده است. در نیک‌شهر روز ۱۷ رطوبت به ۸۴ درصد افزایش یافته که این شرایط در زاهدان، ایرانشهر و خاش نیز با تفاوت اندکی روی داده است. در زابل با وجود عدم ریزش باران حداکثر رطوبت تا ۵۰ درصد افزایش یافته است.

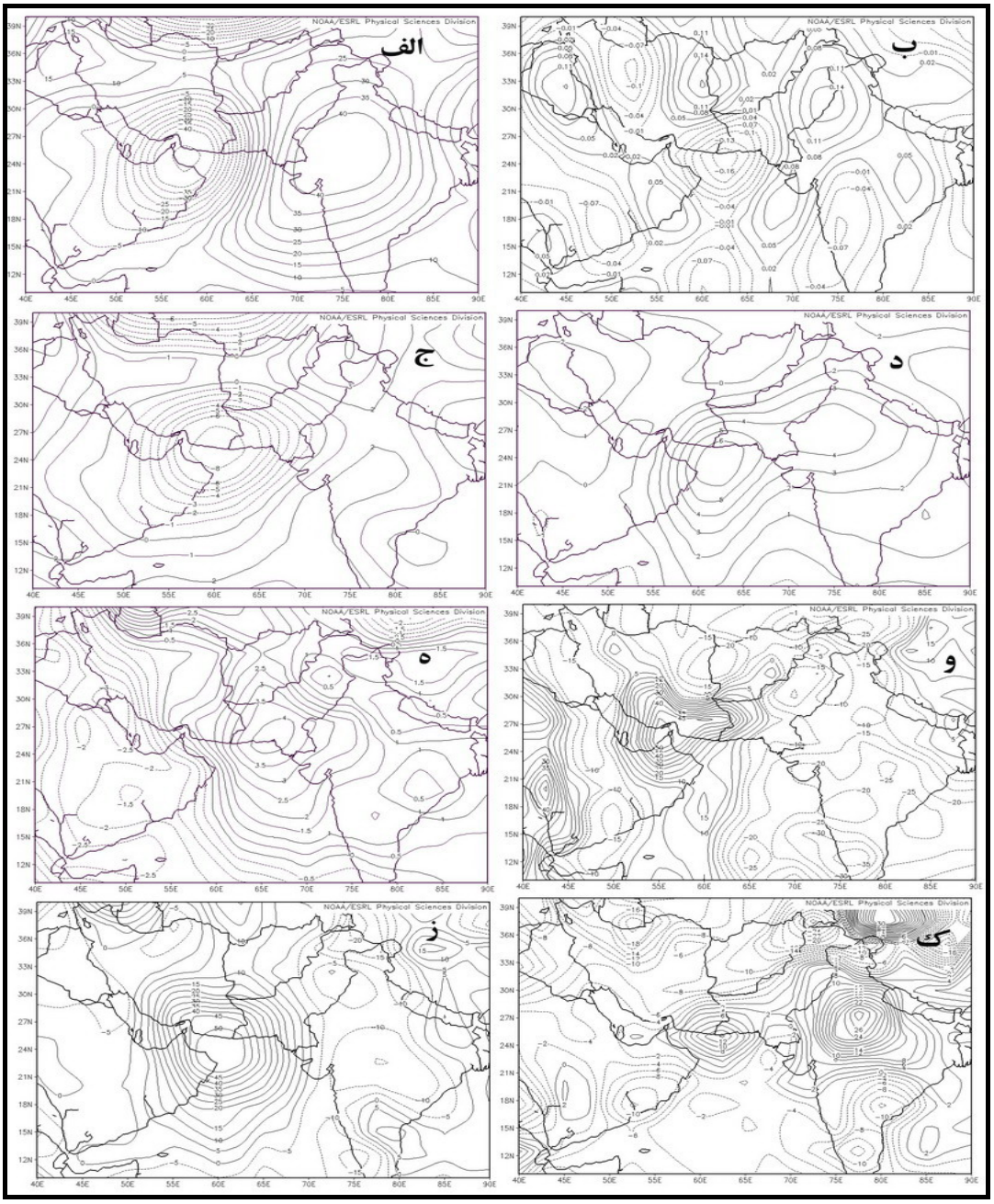
بارش ـ در بخش‌های مختلفی از سیکلون‌های حاره‌ای با توجه به شدت همرفت، بارش به‌وقوع می‌پیوندد که دیواره چشم معمولاً شدیدترین مقادیر را به همراه دارد. همچنین منطقه نوار مارپیچی پس از ورود به خشکی به تناوب باعث بارش می‌شود. بررسی داده‌های بارش در ایستگاه‌های منطقه در روزهای ۳۱ مه تا ۲ ژوئن (۱۰ تا ۱۲ خرداد) نشان‌دهنده بارش‌های پراکنده‌ای در اکثر ایستگاه‌هاست، که بیشترین آن در ایرانشهر ۱۷/۵ میلی‌متر ثبت شده است. با توجه به اینکه شواهدی از تأثیر گونو در این هنگام بر منطقه اثبات‌شدنی نیست، در نتیجه بایستی دلیل وقوع آن را با سامانه‌های دیگر فعال در این فصل از سال در منطقه مرتبط دانست. در روز ۵ ژوئن تصویر ماهواره‌ای چشم طوفان را در غرب دریای عرب، حوالی سواحل عمان نشان داد.

ابرها در قالب نوارهای مارپیچ جنوب پاکستان و سواحل ایران را پوشانده و در سواحل ایران عمده پوشش ابر مربوط به تاج سیروس و ابرهای میانی جو بوده است. در این روز در هیچ ایستگاهی بارشی ثبت نشده است. در عین حال در تصویر سنجنده مودیس تموّج‌های شدید آب در دریای عمان و تنگه هرمز کاملاً مشهود بوده است. در روز ۶ ژوئن بارش‌های سهمگین در ایران آغاز گردیده است. در این هنگام با توجه به تصویر ترکیبی ماهواره (متئوست ۷) مرکز سیکلون در ۲۲/۵ درجه عرض شمالی و سواحل کشور عمان بوده است. با ورود دیواره چشم گونو پس از نزول بر خشکی‌های شرق کشور عمان بیش از ۲۰۰ میلی‌متر در مناطق نور و مسقط بارش نازل گردید که باعث وقوع آب‌گرفتگی سیلاب و تلفات انسانی در این سلطان‌نشین شد.



شکل ۳. ناهنجاری‌های ایجاد شده در مؤلفه‌های اصلی اقلیمی منطقه در روز ۶ ژوئن ۲۰۰۷ نسبت به دوره نرمال اقلیمی (۱۹۷۱-۲۰۰۰).

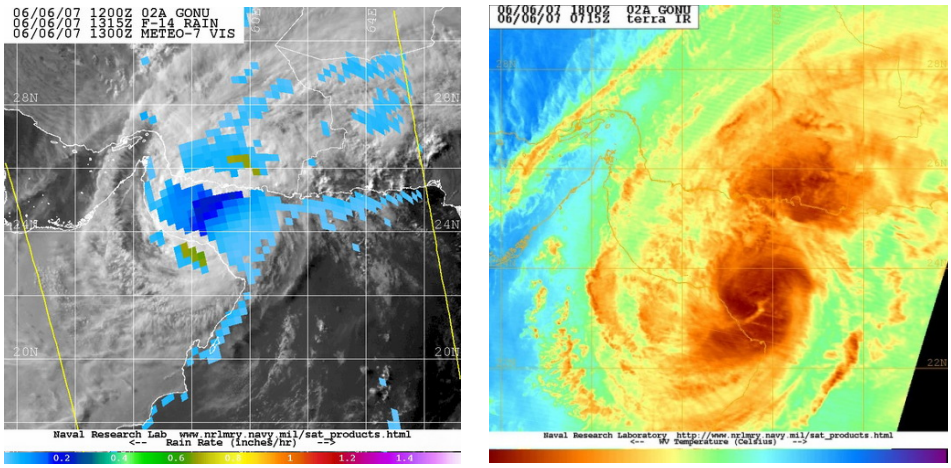
الف ـ ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ ب ـ مقادیر اُمگا (Pascals/s) سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ ج ـ ناهنجاری‌های دما (درجه سلسیوس) سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال؛ د ـ ناهنجاری‌های دما (درجه سلسیوس) سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ هـ ـ ناهنجاری‌های فشار (میلی‌بار) سطح دریا (SLP)؛ و ـ ناهنجاری‌های رطوبت نسبی (درصد) سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ ز ـ ناهنجاری‌های رطوبت نسبی (درصد) سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال.



شکل ۴. ناهنجاری‌های ایجاد شده در مؤلفه‌های اصلی اقلیمی منطقه در روز ۷ ژوئن ۲۰۰۷ نسبت به دوره نرمال اقلیمی (۱۹۷۱-۲۰۰۰).

الف ـ ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل (متر) سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ ب ـ مقادیر اُمگا (Pascals/S) سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ ج ـ ناهنجاری‌های دما (درجه سلسیوس) سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال؛ د ـ ناهنجاری‌های دما (درجه سلسیوس) سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ هـ ـ ناهنجاری‌های فشار (میلی‌بار) سطح دریا (SLP)؛ و ـ ناهنجاری‌های رطوبت نسبی (درصد) سطح ۵۰۰ هکتو پاسکال؛ ز ـ ناهنجاری‌های رطوبت نسبی (درصد) سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال.

تصاویر ماهواره‌ای در روز حادثه پوشش ابر نوار مارپیچ بر کل نواحی استان سیستان و بلوچستان را نشان می‌دهد. تغییرات دمایی تصویر (شکل ۵ راست) که حکایت از استقرار ابرهای باران‌زا دارد، هسته دوم بارش را در سواحل ایران نشان می‌دهد که به نظر می‌رسد از هسته اولیه جدا شده باشد. اکثر بارش‌ها در طی روزهای ۱۶ و ۱۷ خرداد (۶ و ۷ ژوئن) نازل گردیده است.



شکل ۵. تصویر ترکیبی باند مادون قرمز سنجنده مودیس ماهواره ترا (سمت چپ) و باند مرئی متئوست ۷ از میزان بارش برآورده‌شده به‌وسیله سنجنده (سمت راست)

بیشترین مقدار بارش مربوط به ایستگاه نیک‌شهر با ۱۴۳/۷ میلی‌متر بوده و در زابل بارشی نازل نشده است. نقشه ماهواره‌ای بارش منطقه‌ای همان روز، قطب بارش‌ها را روی خشکی عمان و در عین حال قطب دوم را در مناطق نیک‌شهر، تنگ سرحه و سواحل جاسک تا میناب (با شدت ۱۸ تا ۲۰ میلیمتر در ساعت) نشان داد (شکل ۵ چپ). تمامی بخش‌های دریای عمان و به‌خصوص نواحی منتهی به سواحل ایران، شدت بارش‌های زیادی داشته‌اند. جدول ۱ میزان بارش را در ایستگاه‌های اصلی استان نشان می‌دهد.

جدول ۱. میزان بارش ایستگاه‌های استان سیستان و بلوچستان به میلی‌متر، طی روزهای ۱۶ و ۱۷ خرداد ۱۳۸۶

روز	ایرانشهر	سراوان	خاش	زاهدان	چابهار	نیک‌شهر	زابل	میرجاوه
۱۶خرداد(۶ژوئن)	۶/۴	۰/۹	۰/۵	۰	۷۸/۹	۹۴/۶	۰	۰
۱۷خرداد(۷ژوئن)	۱۷/۶	۱۴/۲	۳۰/۱	۱/۳	۲۹/۷	۳۰/۱	۰	۱/۸
۱۸خرداد(۸ ژوئن)	۰	۰	۰	۰/۳	۰	۱۹/۱	۰	۰

پوشش ابرهای مارپیچ متراکمی تمام نواحی استان را در بر گرفته است و حداکثر شدت بارش‌ها در حالی نازل شده که چشم طوفان در دریای عمان قرار داشته است. شدیدترین پوشش‌های ابری در مناطق بلوچستان جنوبی و سواحل دریا در بلوچستان استقرار داشته؛ و به همین دلیل بیشترین بارش‌ها در چابهار و نیک‌شهر رخ داده است. در روز ۷ ژوئن بارش در اکثر ایستگاه‌ها قطع شده و تنها در ایستگاه‌های زاهدان و نیک‌شهر مقداری بارش گزارش شده است.

درجه حرارت

ردیابی تغییرات دمای سطوح ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در مسیر سیکلون نشان‌دهنده ناهنجاری مثبت دمای سطوح فوقانی تا بیش از ۸ درجه سلسیوس نسبت به میانگین و ناهنجاری منفی دما در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال تا ۸- درجه است. این امر نشان از چگالیدگی شدید هوای ناشی از همرفت در سطوح پایینی جو و آزاد شدن گرمای ناشی از آن در سطوح فوقانی دارد، که عموماً در مرکز چشم به حداکثر شدت خود رسیده و آزاد شدن این گرمای زیاد در سطوح فوقانی عامل اساسی مولد انرژی در مراحل تکاملی گونو بوده است.

در روز ۵ ژوئن قطب ناهنجاری ۷- روی سواحل شرق عمان و شمال دریای عربی مستقر بوده است و در همین حال در سطوح ۵۰۰ هکتوپاسکال قطب مثبت با همین مقدار بر روی منطقه مشاهده می‌شود. در ۶ ژوئن حداکثر ناهنجاری منفی دما در سطوح ۸۵۰ هکتوپاسکال (۸- درجه) در روی دریای عمان و سواحل جنوبی ایران رخ نموده است. در این روز تمام مناطق جنوب شرق بین ۲- تا ۸- درجه ناهنجاری منفی نسبت به شرایط میانگین را نشان می‌دهند (شکل ۳-ج). در سطح ۵۰۰ ه پ نیز با جابه‌جایی قطب ۸+ درجه از مرکز دریای عرب به سمت غرب و حوالی سواحل، باعث گردید در اکثر مناطق تحت تأثیر آن بین ۱ تا ۴ درجه ناهنجاری مثبت به‌وجود آید (شکل ۳-د). در روز ۷ ژوئن قطب ناهنجاری منفی سطح ۸۵۰ ه پ به سمت شمال و تا منطقه نیک‌شهر پیشروی کرده (شکل ۴-ج) و قطب مثبت سطح ۵۰۰ ه پ با ۶+ درجه، سواحل ایران و همچنین کل دریای عمان و شمال دریای عرب را در برگرفته است (شکل ۴-د). این شرایط تا پایان روز ۹ ژوئن ـ یعنی اضمحلال گونو ـ تداوم یافته اما از شدت آن کاسته شده است.

در اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه، با شروع فعالیت گونو افت محسوس و معنی‌داری در دماهای حداکثر، حداقل و میانگین شبانه‌روزی با توجه به ابرآلودگی محیط و تغییرات جریان بادها به‌وجود آمده است.

در چابهار حداقل ۲۷/۹ درجه سیلسیوس در روز ۱۶ خرداد ثبت شده است، که نشان از کاهش ۳/۱ درجه نسبت به میانگین درازمدت دارد. بیشترین کاهش (۵/۵ درجه) مربوط به دمای حداقل است. در تمامی دوره فعالیت سیستم دما زیر میانگین درازمدت بوده است.

در نیک‌شهر با توجه به دور بودن از دریا در روز ۱۶ خرداد دما با ۵/۵ درجه کاهش به ۲۴/۶ درجه سیلسیوس رسیده و حداکثر دما حدود ۱۲ درجه سلسیوس افت داشته است.

در ایرانشهر میانگین دما که در ابتدا فعالیت سیستم تا ۳۷ درجه بوده، در روز ۱۷ خرداد به ۲۵/۴ درجه کاهش یافته و حداکثر دما نیز ۱۴ درجه سلسیوس افت کرده است. به سمت شمال تفاوت دما کمتر بوده، به نحوی که در زابل کمترین افت دما رخ داده است. ایستگاه مرتفع خاش نیز که در دامنه‌های تفتان قرار گرفته در حدود ۹ درجه سلسیوس افت دما را ثبت کرده، و دمای حداکثر ۱۳ درجه سلسیوس بوده است.

باد

اثر مستقیم اقلیمی سیکلون‌های حاره‌ای افزایش سرعت آنهاست که بخش زیادی از آسیب‌های وارد به محیط را باعث می‌گردد و در عین حال با ایجاد تموج در دریا و بالا آوردن سطح آب‌ها خسارت‌های وارد شده را به حداکثر می‌رساند. در

واقع قدرت باد یکی از پارامترهای اصلی مورد استفاده برای توصیف شدت سیکلون‌های حاره‌ای است. سفیر ـ سیمپسون (Saffir-Simpson) برای طبقه‌بندی شدت سیکلون‌ها حاره‌ای و هاریکن‌ها، مقیاسی را براساس پنج مقوله شدت ارائه کردند که عموماً از آن برای طبقه‌بندی خطر سیکلون‌ها استفاده می‌شود (Terry, 2007, 57).

جدول ۲. مقیاس سفیر ـ سیمپسون برای درجه‌بندی قدرت سیکلون‌های حاره‌ای و هاریکن‌ها

ردههای مقیاس سفیر-سیمپسون	حداکثر سرعت مداوم باد، به متر در ثانیه (کیلومتر در ساعت)	حداقل فشار سطحی (میلی بار)
۱	۳۳-۴۲ (۱۱۹-۱۵۱)	> ۹۸۰
۲	۴۳-۴۹(۱۵۵-۱۷۶)	۹۷۹-۹۶۵
۳	۵۰-۵۸ (۱۸۰-۲۰۹)	۹۶۴-۹۴۵
۴	۵۹ -۶۹ (۲۱۲-۲۴۸)	۹۴۴-۹۲۰
۵	۷۰ (۲۵۲)<	<۹۲۰

منبع: Simpson & Rhiel, 1981, 398

براساس این مقیاس (جدول ۲)، همان‌گونه که در شکل شماره ۲ نشان داده شده است، گونو در طول مسیر خود پس از ورود به دریای عرب از یک آشفتگی حاره‌ای به درجه ۴ و سپس در مقطعی که سرعت آن به بیش از ۲۴۰ کیلومتر رسیده به درجه ۵ ارتقا یافته است (روز ۱۵ خرداد ۱۳۸۶). سپس با نزدیک شدن به کشور عمان در روز ۱۶ خرداد درجه آن به ۳ کاهش یافته و روز ۱۷ خرداد با ورود به ایران به درجه یک و سپس با نفوذ به مناطق داخلی مکران در روز ۱۸ خرداد مجدداً به یک آشفتگی حاره‌ای تنزل یافته و مضمحل گردیده است. در روز ۶ ژوئن تصویر ماهواره متئوست[1] موقعیت چشم گونو را در حوالی ۲۳/۹ عرض شمالی و ۵۹/۴ درجه طول شرقی نشان داد که با سرعت ۸ نات و حداکثر سرعت بادها با ۷۰ نات (۱۳۰ کیلومتر در ساعت) و سرعت تند باد لحظه‌ای ۸۵ نات (۱۵۷/۴ کیلومتر در ساعت) به سمت شمال در حرکت بوده است. تصاویر آنالیز شده باند مرئی ماهواره هواشناسی متئوست ۷ سرعت باد در نواحی مختلف سیکلون حاره‌ای در روزهای اوج آن را نشان داد. سرعت بالای ۵۵ نات که با لکه‌های رشته‌ای ابرهای ناشی از همرفت شدید در اطراف دیواره چشم و مدار مارپیچ بوده، در این تصاویر کاملاً مشخص است. از سویی در روز ۷ ژوئن اکثر هسته‌های سرعت زیاد در تصاویر به صورت دو قطبی در شرق و غرب دریای عمان با شدت بیش از ۵۰ نات در سواحل ایران گردید. امواج سهمگین ثبت شده تا بیش از ۶ متر در سواحل دریای عمان در استان‌های سیستان و بلوچستان و هرمزگان ناشی از استقرار این هسته‌های سرعت و انتقال مرکز طوفان به دریای عمان بوده است.

داده‌های ایستگاهی سرعت باد حداکثر در ایران به همین دلیل ارقام بالایی را ثبت کرده‌اند، به‌طوری‌که با توجه به شرایط توپوگرافی تغییر در سرعت بادها طی روزهای بروز رویداد چندان شدید نیست. در چابهار شدیدترین تغییرات رخ داده، به نحوی که سرعت باد در روز ۱۵ خرداد ۲۲ کیلومتر در ساعت (دو برابر میانگین درازمدت) بوده و در روزهای ۱۶ و

1. METEOSAT

۱۷ به ۱۵ کیلومتر در ساعت رسیده است. تغییرات سرعت باد در سایر ایستگاه‌ها، حتی در مناطق بادخیز شمال استان، در قیاس با میانگین چندان معنی‌دار نبوده است.

با توجه به ویژگی سیکلون‌های حاره‌ای در نیمکره شمالی، جهت گردش بادها خلاف جهت عقربه‌های ساعت است. بررسی تصاویر ماهواره‌ای نشان داد که محور اصلی گونو در روز ۴ ژوئن حدود ۴۰ درجه (شمال شرقی ـ جنوب غربی) بوده که در روز ۶ ژوئن به حدود ۲۵ درجه تغییر یافته است. نوار مارپیچ و پوشش‌های ابری برخلاف عقربه‌های ساعت نسبت به چشم در حال چرخش بوده است. در روز ۷ ژوئن با انتقال چشم به سواحل دریای عمان آزیموت محور اصلی با جهت ۳۳۰ درجه را داشته (شمال غربی ـ جنوب شرقی). در اکثر ایستگاه‌ها تغییرات جهت باد طی روزهای رویداد تفاوت‌های معنی‌داری را با سال‌های قبل نشان می‌دهد. در ایستگاه چابهار در حالی که در شرایط میانگین وزش بادها عموماً از جهت جنوب (آزیموت ۱۸۰ درجه) بوده است، دامنه تغییرات آزیموت طی ۵ روز اصلی پدیده، از ۱۶۸ تا ۱۹۶ متغیر بوده است و تغییر سمت معنی‌داری به سمت جنوب شرق و شرق ایجاد شده است. طی ۳ روز اول با عبور تاج سیروس و نوار مارپیچ آزیموت ۱۲۰ درجه در روزهای چهارم و پنجم ۱۵۰ و ۱۶۰ درجه جهت غالب باد بوده است.

در سراوان بادهای حداکثر از غرب به جنوب شرقی و شرق و سپس دوباره غرب تغییر جهت داده است. در ایرانشهر سمت باد حداکثر با تغییر جهت معنی‌دار بین شمال شرق (۵۰ درجه) و جنوب شرق (۱۱۰ درجه) در نوسان بوده است. در زاهدان و زابل جهت باد نسبت به میانگین تغییر عمده‌ای نداشته است. در خاش تغییر مسیر باد با یک چرخش ۲۷۰ درجه‌ای همراه بوده، و درواقع از شمال غرب به شمال و جنوب شرقی و نهایتاً به سمت جنوب با گذر سیستم تغییر مسیر داده است.

وقوع تندبادها که به‌واسطه ایجاد گرادیان شدید فشار بین لبه سطح خارجی سیکلون حاره‌ای و مرکز کم‌فشار ایجاد می‌شود، درواقع یکی از خطرناک‌ترین و پرهزینه‌ترین جنبه‌های آسیب‌رسانی سیکلون برای مردم ساکن در سواحل است. بادهای شدید اغلب تأثیرات مخربی از نظر ایجاد امواج در دریا و خسارت زدن به ریف‌های مرجانی و فرسایش شدید ساحلی دارند. ایجاد امواج طوفانی باعث سیلاب‌های دریایی در مقیاس وسیع در خطوط ساحلی پست می‌گردند (Terry, 2007, 90).

ارتفاع امواج ایجاد شده به‌وسیله گونو در سواحل ایران بین ۴ الی ۵/۵ متر بوده است؛ هرچند در برخی از گزارش‌ها ارتفاع بالاتری نیز یادآوری شده بود. در سواحل عمان ارتفاع امواج بیش از این مقدار بوده است. گزارش‌های مستندی از تأثیر این امواج مخرب بر صخره‌هایی مرجانی و آسیب دیدن شدید آنها در کشور امارات وجود دارد (EDA, 2007).

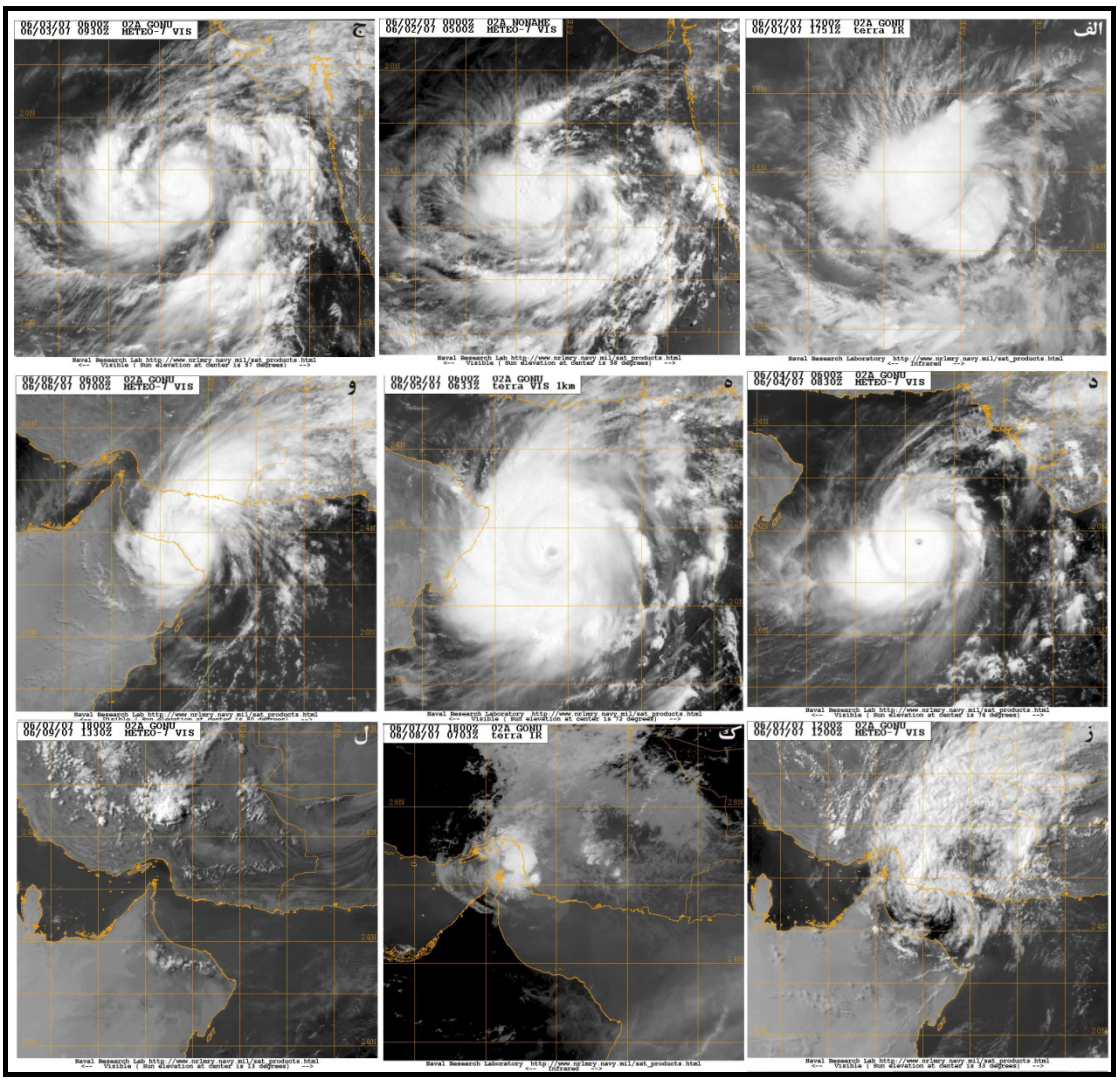
تغییرات امگا

امگا برای توصیف حرکات قائم اتمسفر استفاده می‌شود. «معادله امگا» مورد استفاده در مدل‌های هوایی ورقومی، از ترکیب دو عامل فرارفت چرخندگی تفاضلی و فرارفت ضخامت به‌دست می‌آید. در نقشه‌ها، پیش‌بینی هوا مقادیر بالای امگا (یا حوضه‌های امگای قوی) به خاطر حرکات عمودی بالارونده در اتمسفر است.

در این مطالعه نقشه‌های امگا برای دو سطح ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده عمل طوفان گونو تهیه گردید.

سرعت عمودی برحسب پاسکال بر ثانیه و با دقت ۰/۰۰۱ ثبت شده است. اعداد منفی در نقشه‌ها، ناپایداری و صعود هـوا و اعداد مثبت پایداری ونزول آن را نشان می‌دهد.

در روز ۲ ژوئن در اکثر مناطق دریای عمان و سواحل ایران در هر دو سطح مقادیر مثبت وجود داشته است، که خود دلالت بر حاکمیت پرفشار جنب حاره همراه با حرکات نزولی هوا دارد. در روز ۴ ژوئن به تدریج در سطح ۸۵۰ با ورود نوار مارپیچ حاصل از گونو شرایط صعود مهیا گردیده اما در جنوب دریای عمان و منطقه چشم، حرکـات نزولـی غلبـه داشـته است. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال شرایط صعود فراهم نشده است.



شکل ۶. ردیابی سیکلون حاره‌ای گونو از تولد تا مرگ داده‌های ماهواره‌ای.

الف ـ روز اول ژوئن (باند مادون قرمز سنجنده ماهواره ترا)؛ ب ـ روز ۲ ژوئن (باند مرئی ماهواره متئوست ۷)؛ ج ـ روز ۳ ژوئن (باند مرئی ماهواره متئوست ۷)؛ د ـ روز ۴ ژوئن (باند مرئی ماهواره متئوست ۷)؛ هـ ـ روز ۵ ژوئن (باند مرئی سنجنده ماهواره ترا)؛ و ـ روز ۶ ژوئن (باند مرئی ماهواره متئوست ۷)؛ ز ـ روز ۷ ژوئن (باند مرئی ماهواره متئوست ۷)؛ حـ روز ۸ ژوئن (باند مادون قرمز سنجنده ماهواره ترا)؛ ط ـ روز ۹ ژوئن (باند مرئی ماهواره متئوست ۷)

در روز ۵ ژوئن مناطق شرق و جنوب شرق عمان حداکثر حرکات عمودی صعودی را متحمل گردیده و در نواحی جنوب شرق ایران نیز شرایط مشابهی حاکم بوده است. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در تمام محدوده عمل سیستم شرایط همرفت عمودی تا سطوح میانی و فوقانی جو فراهم بوده است. در ۶ ژوئن این شرایط تشدید شده و به صورت گسترده، چه در سطوح پایینی و چه میانی جو حرکات عمودی بالارونده با حداکثر شدت حاکم گردیده است (شکل ۳–ب). در روز ۷ ژوئن با وجود کاسته شدن از شدت همرفت در سطح ۸۵۰ در سطح ۵۰۰ این شرایط تشدید شده است (شکل ۴– ب). در روز ۸ ژوئن با اضمحلال گونو، حرکات نزولی از سمت جنوب در سطوح میانی و پایینی جو غلبه کرده است.

نتیجه‌گیری

براساس شواهد موجود، روند طوفان‌های حاره‌ای در شمال اقیانوس هند در ماه‌های مه و ژوئن از نظر شدت و حرکت رو به شمال آنها افزایش یافته است. ورود سیکلون حاره‌ای گونو به محدوده کشور ایران هشداری است که این مخاطره محیطی ممکن است با توجه به تأثیرات گرمایش جهانی در آینده‌ای نه چندان دور مجدداً به عنوان تهدیدی عمده به مجموعه بلایای طبیعی کشور اضافه شود. در این پژوهش ضمن بررسی و شناخت ساختار و سازوکار سیکلون‌های حاره‌ای و بازسازی چگونگی ورود سیکلون گونو به دریای عمان و مناطق جنوب شرقی ایران، برخی از تأثیرات آن بر شرایط اقلیمی استان سیستان و بلوچستان مورد بررسی قرار گرفت.

نتایج نشان‌دهنده آن است که طی دوره ۷ روزه فعالیت، این سیستم با تغییرات شدید دمایی در سطوح میانی و فوقانی جو ناهنجاری شدید دمایی در جو منطقه را موجب گردیده است. ورود سامانه قبل از شروع پدیده مونسون در منطقه، که با حاکمیت پرفشار جنب حاره‌ای (پدیده فصل گرم ایران) همراه بوده، رخ داده است. تحلیل ارتفاع ژئوپتانسیل سطوح ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتو پاسکال نشان می‌دهد که در روزهای ۱۶ و ۱۷ خرداد با فشار این سیستم، محور پرفشارهای جنب حاره در سطوح پایینی به سمت شرق و در سطوح فوقانی به سمت شمال عقب‌نشینی کرده و شرایط را برای روند همرفت شدید و بارش‌های سنگین در این نواحی آماده ساخته است. بیشترین بارش در کشور عمان بیش از ۲۰۰ میلی‌متر، و در ایران در منطقه نیک‌شهر بیش از ۱۴۳ میلی‌متر گزارش شده است. تصاویر ماهواره‌ای قطب شدیدترین بارش‌ها را منطقه شرقی عمان، نیک‌شهر و تنگ سرحه در بلوچستان و منطقه شرقی بشاگرد تا میناب نشان می‌دهند.

همچنین تحلیل نقشه‌های امگا جریان‌های صعودی شدید در روزهای ۴ تا ۷ ژوئن را نشان می‌دهد. افزایش شدید حرکات صعودی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان‌دهنده عمق و شدت بالای جریان‌های همرفت عمودی بالارونده و در نتیجه افزایش بارش بوده است.

تغییرات سمت و تغییر آزیموت بادها با توجه به تصاویر ماهواره‌ای حرکت سیکلون بررسی شد و تغییرات معنی‌دار آن با شرایط میانگین منطقه تحلیل گردید. با توجه به چرخش خلاف عقربه‌های ساعت، تغییرات روز به روز سیکلون موجب تغییر در شدت و جهت بادهای منطقه‌ای در دوره فعالیت سیستم گردیده است.

با توجه به این روند در آینده احتمال تهاجم بیشتر این‌گونه طوفان‌ها در شمال خلیج عمان و سواحل جنوب شرقی ایران وجود دارد، و به همین خاطر می‌بایست به پیامدهای چنین پدیده‌هایی در این نواحی بیشتر توجه شود.

منابع

Anthes R.A., 1982, **Tropical Cyclones: Their Evolution**, Structure and Effects, American Meteorological Society, Meteorological Monographs, Vol. 19(41), pp. 208.

Cannon, T., 2000, **Vulnerability Analysis and Disasters**, in: D.J. Parker (Ed.), Floods, Volumes 1 and 2, Routledge, London, pp. 312.

EDA, 2007, **Martini Rock After Cyclone Gonu**, Emirates Diving Association, Web: www.emiratesdiving.com

Goldenberg S., Sapiro J., 1996, **Physical Mechanisms for the Association of El Niño and West African Rainfall with Atlantic Major Hurricane Activity**, Journal of Climate 1996; 9, pp.1169–87.

Harr, P.A., Elesberry, R.L., 1991, **Tropical Cyclone Track Characteristics as a Function of Large Scale Circulation Anomalies**, Monthly weather review, Vol. 119, Jun 1991, pp.1448.

Holland, G.J., McBride, J.L., 1997, **Tropical Cyclones, In: Windows on Meteorology**, Australian Perspective, Eric K. Webb (Ed.), Collingwood, CSIRO, pp.200-216.

Holmes, J.D., 2001, **Wind Loading of Structures**, Spon Press, London.

IRIMO (IRI of Iran Meteorological Organization), 2008, **Daily Synoptic Stations Statistics of Sistan and Baluchestan Province**.

Islam, T., Peterson, R.E., 2008, **Climatology of Land Falling Tropical Cyclones in Bangladesh 1877–2003**, Journal of Natural Hazards DOI 10.1007/s11069-008-9252-4.

Kalnay, E. and others, 1996, **The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project**, Bulletin of the American Meteorological Society 77 (3), pp. 437–471.

McGregor G.R, Nieuwolt, S., 1998, **Tropical Climatology: An Introduction to the Climate of the Low Latitudes**, 2nd edn, Wiley, Chichester, UK, pp. 352.

Merriel, R.T., 1983, **A Comparison of Large and Small Tropical Cyclone**, Monthly Weather Review, Vol. 112, pp. 1408-1418.

Miller, C., Willey, J., Kieber, R., 2008, **Changes in Rainwater Composition in Wilmington**, NC During Tropical Storm Ernesto, Atmospheric Environment 42 (2008), pp. 846–855.

Montgomery, M.T., Farrel, B.F., 1993, **Tropical Cyclone Formation,** Journal of the Atmospheric Science, Vol. 50 No 2,PP. 285.

Nichols, N., 1984, **The Southern Oscillation, Sea Surface Temperature and Interannual Fluctuations in Australian Tropical Cyclone Activity**, International Journal of Climatology 1984; 4, 661–70.

NOAA , 2008, **National Oceanic and Atmospheric Administration**, Accessed July 2008 from: http://www.cdc.noaa.gov.

Nott, J., 2004, **Palaeotempestology: the Study of Prehistoric Tropical Cyclones—a Review and Implications for Hazard Assessment**, Environment International 30 (2004), pp. 433– 447.

NRL Monterey Marine Meteorology Division, 2008, http://www.nrlmry. navy.mil/tc_pages/tc_home.html

Paterson, E., 2007, **Cyclone Gonu: Modeling and Lessons**, www.meinsurancereview.com.

Saunders, M.A., Lea, A.S., 2005**, Seasonal Prediction of Hurricane Activity Reaching the Coast of the United States**, Nature 434 (2005), pp. 1005–1008.

Shanmugasundaram, J., Harikrishna, P., Gomathinayagam, S., Lakshmanan., N. 1999, **Wind, Terrain and Structural Damping Characteristics under Tropical Cyclone Conditions**, ENGINEERING STRUCTURES, Vol. 21, No. 11, pp. 1006 – 1014.

Sharma, R.N., Richards, P.J.,1999**, A Re-examination of the Characteristics of Tropical Cyclone Winds**, Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics 83, pp. 21-33.

Simpson, J. and Rhiel, H. 1981, **The Hurricane and its Impact, Baton Rouge, LA**, Louisiana State University Press, pp. 398.

Singh, O. P., Ali Khan, T. M., Rahman, Md. S., 2000, **Changes in the Frequency of Tropical Cyclones over the North Indian Ocean**, Journal of Meteorology and Atmospheric Physics, 75, pp. 11-20.

Sparks, P.R., 2003, **Wind Speeds in Tropical Cyclones and Associated Insurance Losses**, Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics 91 (2003), pp. 1731–1751.

Terry, J.P., 2007, **Tropical Cyclones Climatology and Impacts in the South Pacific**, Springer New York.

Vermette, S., 2007, **Storms of Tropical Origin: a Climatology for New York State**, USA (1851–2005), Journal of Natural Hazards, 42, pp. 91–103.

Wang, G., Su, J., Ding, Y., Chen, D., 2007, **Tropical Cyclone Genesis Over the South China Sea**, Journal of Marine Systems 68, pp. 318–326.