

## بررسی ماهیت ساختاری توفان حاره‌ای آشوبا بر روی دریای عرب

مهدی اسدی<sup>۱</sup>

علی محمد خورشید دوست<sup>۲</sup>

حسن حاجی محمدی<sup>۳</sup>

### چکیده

به منظور بررسی ماهیت ساختاری توفان حاره‌ای آشوبا در محدوده دریای عرب در تاریخ ۷ ژوئن تا ۱۲ ژوئن ۲۰۱۵ از آمار و اطلاعات دپارتمان هواشناسی هند و مرکز مشترک اخطار توفان (JTWC) استفاده شد. برای بررسی ساختار جوی از داده‌های رقومی باز تحلیل شده مرکز پیش‌بینی‌های میان‌مدت اروپا و مرکز پیش‌بینی‌های محیطی/علوم جو (NCEP/NCAR) برای محدود دریای عرب و فراتر از دریای عرب اخذ گردید. نتایج حاصل از بررسی‌ها نشان داد در تراز میانی جو ضمن تشکیل هسته کم ارتفاعی با چرخندگی مثبت بسیار قوی، شرایط برای تولید توفان حاره‌ای در منطقه فراهم آمده است. از طرفی در سطح زمین نیز کم‌فشاری در جنوب شرق دریای عرب با فشار مرکزی ۹۹۵ هکتوپاسکال تشکیل و با حرکت غرب سوی خود به سمت سواحل عمان و شمال یمن شروع به حرکت کرده است. ایجاد جریان همگرایی بسیار قوی در سطح و واگرایی فوقانی سبب شده تا در روز ۹ ژوئن این توفان به حداکثر قدرت خود در منطقه برسد. این در حالی است که وضعیت ناهنجاری دمای سطح آب در محدوده‌ای که توفان به حداکثر شدت خود رسیده به بیش از ۵ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. افزایش دمای سطح آب و انتقال گرما و رطوبت به داخل توفان، سبب تقویت و به طبع آن ریزش‌های جوی سنگینی در منطقه شده است. در نهایت این توفان در روز ۱۲ ژوئن با نزدیک شدن به ساحل شرقی عمان به دلیل نبود رطوبت برای حرکات دینامیکی خود شروع به اضمحلال کرده و از توفان حاره‌ای به آشفته‌گی حاره‌ای تغییر یافت.

**واژگان کلیدی:** توفان حاره‌ای، کم‌فشار سطحی، دمای سطح آب، توفان آشوبا، دریای عرب

### مقدمه

سیکلون حاره‌ای از پدیده‌های مهم در مناطق اطراف خط استوا هستند که بر مناطق حاره و جنب حاره در دو نیمکره تأثیر می‌گذارد (Harr & Chan, 2005: 2227). این پدیده‌ها در واقع سامانه‌های کم‌فشاری هستند که در اطراف یک هسته هوای گرم یا چشم، توسعه می‌یابند و منطقه‌ای از هوای در حال نزول در مرکز آن‌ها ایجاد می‌شود. از اطراف هوا و به سمت چشم (مرکز)، به صورت در حال چرخش به داخل و به سمت بالا جریان دارد، به نحوی که حداکثر سرعت بادهای بالابرنده در مجاورت چشم به وجود می‌آید (خسروی و پودینه، ۱۳۸۹: ۵).

منطقه مورد مطالعه دریای عرب است که در موقعیتی بین شبه‌جزیره هند (در شرق دریای عرب) و شبه‌جزیره عربستان (در غرب دریای عرب) و در شمال غربی اقیانوس هند قرار دارد. به طور میانگین در هر سال بر روی دریای عرب ۱ الی ۲ سیکلون حاره‌ای تشکیل می‌شود حتی در بعضی مناطق حاره، گردش سیکلونی قوی در مقیاس سینوپتیکی پدید می‌آید (Evan & Camargo, 2001: 145). لذا از سال‌های گذشته دانشمندان اقلیم‌شناسی به بررسی انواع توفان‌ها پرداختند، با توجه افزایش چرخندهای حاره در دهه اخیر، این موضوع

با حساسیت بیشتری دنبال می‌شود. مریل<sup>۱</sup> (۱۹۸۳) از دیدگاه اقلیم‌شناسی تفاوت اندازه سیکلون‌های حاره‌ای دریایی 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. گوالدی و همکاران<sup>۲</sup> (۲۰۰۸) به مطالعه تغییرات در فعالیت چرخند حاره پرداختند که دریافتند گرمایش جهانی، و افزایش دی‌اکسیدکربن سبب شده تا تغییرات قابل توجهی در رخداد توفان‌های حاره ایجاد شود. زانگ و همکاران<sup>۳</sup> (۲۰۱۷) به شبیه‌سازی عددی و تحلیل توفان حاره‌ای در ساحل جیانگ سو پرداختند. این مطالعه در بازه‌ی آماری ۶۵ ساله (۱۹۴۹-۲۰۱۳) انجام پذیرفت و در سه دسته‌ی توفان فعال در زمین‌های خشک، دور از ساحل و توفان در حال حرکت به سمت شمال منطقه، طبقه‌بندی گردید. برخی تحقیقات جدید نیز می‌توان از دیدگاه مدل‌سازی اشاره نمود که با استفاده از مدل WRF به راست آزمایی و پیش‌بینی توفان‌های حاره‌ای پرداختند که از آن جمله می‌توان به کانتسون و همکاران<sup>۴</sup> (۲۰۱۰)، ویگ و همکاران<sup>۵</sup> (۲۰۱۲) و استرن و همکاران<sup>۶</sup> (۲۰۱۲) اشاره نمود. از دیگر کارها در این زمینه می‌توان به (Singh, 2010; Blount et al, 2010; Bimal & Harun, 2017; Burdejova et al, 2017) اشاره کرد. گلشنی و تائبی (۱۳۸۷) به مدل‌سازی عددی توفان حاره‌ای گنو و امواج ناشی از آن در دریای عمان پرداختند که با داشتن اطلاعات مربوط به پیش‌بینی وقوع توفان و با اجرای مدل شبیه‌سازی موج، ماکزیمم ارتفاع موج را پیش‌بینی کردند. قوبدل رحیمی (۱۳۸۹) به تحلیل همگرایی جریان رطوبت جو طی بارش فوق سنگین ناشی از توفان حاره‌ای فت (Phet) در خرداد ۱۳۸۹ پرداخته و به این نتیجه رسیده که: منابع رطوبتی بارش‌های سنگین چابهار در سطوح ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال و... از خلیج عدن، دریای سرخ، دریاهای عمان و دریای عرب تأمین شده است. از دیگر کارها در ایران می‌توان به (لشکری و کیخسروی، ۱۳۸۹؛ فرج‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ امینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ امیدورا و همکاران، ۱۳۹۴) اشاره نمود. لذا هدف اصلی این پژوهش بررسی ماهیت ساختاری توفان حاره‌ای آشوبا بر روی دریای عرب می‌باشد تا بتوان براساس آن منابع رطوبتی منطقه را شناسایی نمود.

## داده و روش شناسی

داده‌های آماری توفان از دپارتمان هواشناسی هند و مرکز هشدار توفان هاوایی دریافت شد داده‌های راقومی باز تحلیل شده، شامل؛ ارتفاع ژئوپتانسیل (Hgt)، باد مداری (u)، باد نصف‌النهاری (v)، فشار سطح دریا (SLP)، دمای هوا (Air) و دمای سطح آب دریا (SST) برای سطوح استاندارد در ۱۷ تراز فشاری با توان تفکیک ۲/۵ درجه جغرافیایی بصورت متوسط روزانه متعلق به مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/علوم جو و داده‌های بارش شبکه‌بندی شده از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان مدت جوی (ECMWF) با توان تفکیک ۰/۱۲۵ درجه جغرافیایی برای محدوده دریای عرب اخذ گردید. از تصاویر ماهواره‌ای NASA و ODIS نیز برای باند مرئی برای هر شش روز استفاده شد. برای بررسی انرژی موردنیاز تأمین‌کننده توفان از شاخص CAPE استفاده گردید.

## شاخص انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس (CAPE)<sup>۷</sup>

این شاخص نشان‌دهنده‌ی بیشینه انرژی جنبشی ممکن بسته‌هوای ناپایدار، بدون در نظر گرفتن اثر بخار آب و آب متراکم شده در اثر صعود، می‌باشد. محاسبه‌ی این شاخص با فرض عدم اختلاط بسته‌هوا با محیط در هنگام صعود و انطباق فشار آن با فشار محلی محیط صورت می‌گیرد (Siedlecki, 2009: 87). مقدار شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی در حقیقت برابر مساحت ناحیه مثبت بین دمای بسته‌هوا و دمای محیط است که با انتگرال‌گیری عمودی از نیروی شناوری بسته‌هوا، از سطح همرفت آزاد (FCL) تا سطح تعادل (EL) و با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

1 . Merriel

2 . Gualdi et al

3 . Zheng et al

4 . Kuntson et al

5 . Vigh

6 . Stern et al

7 . Convective Available Potential Energy



$$CAPE = g \int_{FCL}^{EL} \frac{\theta_p - \theta_E}{\theta_E} dz \quad \text{رابطه ۱}$$

در این رابطه CAPE شاخص موجودی انرژی پتانسیل فرارفتی (ژول بر کیلوگرم)،  $g$  شتاب جاذبه (متر بر مجذور ثانیه)،  $\theta_p$  دمای پتانسیل بسته‌هوا (درجه سانتی‌گراد)،  $\theta_E$  دمای پتانسیل محیط (درجه سانتی‌گراد) و  $d_z$  ارتفاع صعود بسته‌هوا (متر) می‌باشد (Siedlecki, 2009: 87). به‌طور کلی مقادیر مثبت این شاخص، نشان‌دهنده‌ی وجود ناپایداری است و هر چه مقدار آن زیاد باشد اختلاف دمای بسته‌هوا با دمای محیط بیشتر شده و در نتیجه نیروی شناوری آن قوی‌تر بوده و بنابراین شتاب بالا رو بیشتر خواهد بود (Sioutas et al, 2003: 193).

### شاخص هوای توفانی (SWEAT)<sup>۱</sup>

این شاخص برای برآورد توفان‌های سهمگین کاربرد دارد (رسولی و همکاران، ۱۳۹۵: ۱۳۲) و مقدار آن با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$SWEAT = 12(T_{d850}) + 20(TT - 49) + (2F_{850} + F_{500}) + 125[\sin(WD_{500} - WD_{850})] \quad \text{رابطه ۲}$$

که در آن  $T_{d850}$  دمای نقطه شبنم در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال (درجه سانتی‌گراد)،  $F$  سرعت باد در سطوح ذکر شده (نات)،  $WD$  جهت باد در سطوح ذکر شده (درجه) و  $TT$  شاخص مجموع مجموع‌ها بوده و از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{d500}) \quad \text{رابطه ۳}$$

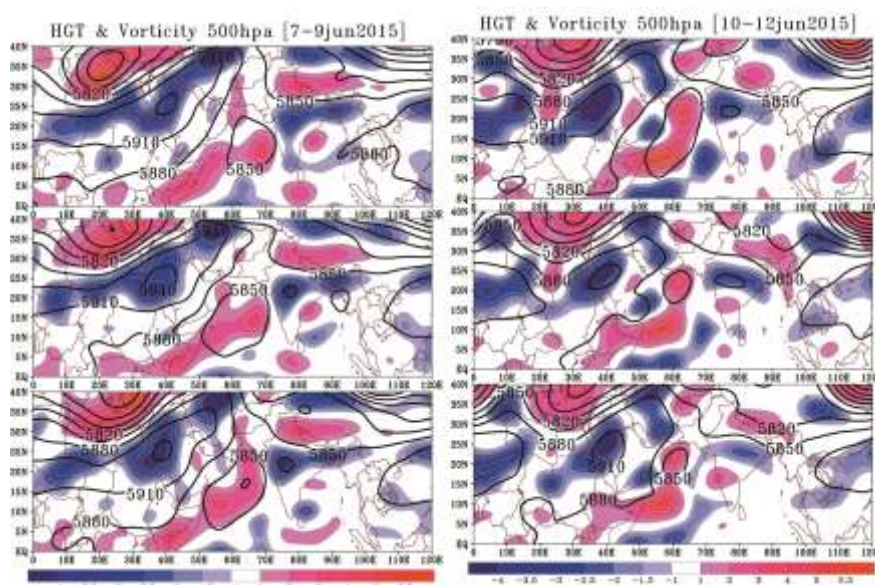
در این رابطه نیز  $T$  و  $T_d$  به ترتیب دما و دمای نقطه شبنم (درجه سانتی‌گراد) در سطوح ذکر شده هستند. در مورد این شاخص، مقادیر کمتر از ۳۰۰ نشان‌دهنده ناپایداری ضعیف، ۳۰۰ تا ۳۹۹ ناپایداری متوسط، ۴۰۰ تا ۵۹۹ ناپایداری زیاد و بیشتر از ۶۰۰ ناپایداری خیلی زیاد می‌باشد (تاج‌بخش و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۵۳).

### نتایج و بحث

#### -وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

با بررسی وضعیت ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روز ۷ ژوئن ۲۰۱۵ مشخص شده که سلول بسته کم‌فشاری با ارتفاع ۵۸۵۰ متر بر روی دریای عرب تشکیل شده که دارای دو سلول چرخندگی مثبت یکی در شرق این سلول و دیگری در غرب آن و نواحی شرقی آفریقا فعالیت می‌کنند. از طرفی گسترش پرفشار جنب‌حاره‌ای نیز تا عرض‌های بالاتر از ۴۰ درجه شمالی پیشروی کرده است. در روز ۸ ژوئن، سلول کم‌فشار دریای عرب گستره مکانی بیشتری را در بر گرفته و از دو هسته چرخندگی که در شرق و غرب این سامانه حضور داشتند، با یکدیگر ادغام گشته‌اند. در سمت دیگر مشاهده می‌شود که با قدرت یافتن سلول کم‌فشار، پرفشار جنب‌حاره‌ای نیز به شدت تقویت شده به گونه‌ای که پریند ۵۹۱۰ هکتوپاسکالی تا شمال ایران کشیده شده و هسته جداگانه‌ای با ارتفاع ۵۹۴۰ ژئوپتانسیل متر در غرب شبه‌جزیره عربستان تشکیل شده است. در روز ۹ ژوئن با گسترش بیشتر پرفشار جنب حاره به سمت شرق، سلول کم‌فشار دریای عرب از حالت دایره به شکل بیضی شکل درآمده و به عمیق‌تر شدن این سیستم کمک کرده به صورتی که در دل سلول بسته یک پریند دیگر با ارتفاع ۵۸۱۰ ژئوپتانسیل متر ایجاد شده است. با ایجاد چنین شرایطی دو سلول چرخندگی مثبت در داخل سامانه مذکور و

یک هسته چرخندگی مثبت بر جانب شرق آفریقا تشکیل شده است (شکل ۱). در شکل ۲ وضعیت آرایش الگوهای فشار و چرخندگی در تراز میانی جو در روز ۱۰ ژوئن نشان می‌دهد که پرفشار جنب حاره کمی به سمت عرض‌های پایین‌تر حرکت کرده و جریان واچرخندی که به صورت نواری از شمال آفریقا تا شمال ایران کشیده شده بود، تفکیک شده‌اند. بر روی دریای عرب نیز کم‌فشار فوقانی به صورت شمالی جنوبی گسترش یافته و دارای دو هسته قوی چرخندگی مثبت در شمال و جنوب خود است. در روز ۱۱ ژوئن کم‌فشار مذکور به صورت دایره کوچکی درآمده و تا جنوب دریای عمان کشیده شده است. این سلول در دل خود با تاوایی مثبت ایجاد شده نشان می‌دهد که هنوز توفان قدرت لازم را داشته که البته با نزدیک شدن به سواحل از آن کاسته می‌شود.



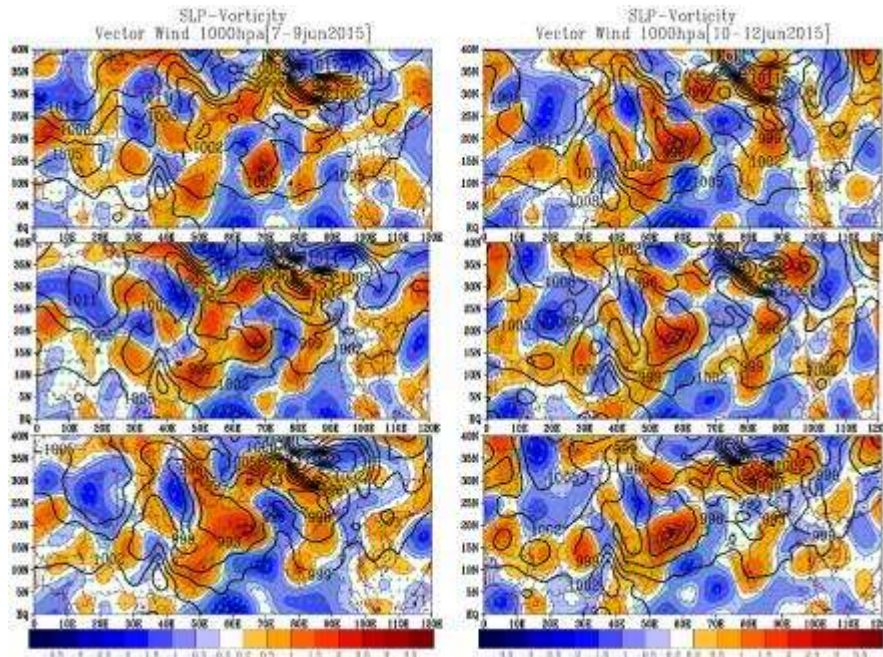
شکل (۱): نقشه وضعیت ارتفاع  
ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰  
هکتوپاسکال برای روزهای ۷ تا ۹  
ژوئن ۲۰۱۵.

شکل (۲): نقشه وضعیت ارتفاع  
ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰  
هکتوپاسکال برای روزهای ۱۰ تا ۱۲  
ژوئن ۲۰۱۵.

در جنوب این جریان چرخندگی، هسته تاوایی مثبت دیگری حضور دارد که شمال شرق آفریقا و جنوب عربستان را تحت تأثیر خود قرار داده است. با تقویت دوباره پرفشار جنب حاره‌ای و گسترش شرق سوی آن، پربند معرف توفان حاره‌ای نیز با افزایشی ۴۰ ژئوپتانسیل متری نسبت به روزهای قبل همراه بوده که نشان از تضعیف توفان در روز انتهایی هست.

#### وضعیت فشار تراز دریا، تاوایی و بردار باد در سطح زمین

در سطح زمین آرایش پربندهای فشار در روز نخست نشان می‌دهد که پربند ۱۰۰۲ هکتوپاسکالی در محدوده شرقی دریای عرب دچار شکستگی و فرو رفتگی شده که این عامل سبب شده تا جریان چرخندزایی بسیار قوی در محدوده یاد شده ایجاد گردد. البته این شرایط نیز با کمی ضعف در شمال شرق آفریقا نیز ایجاد گشته که ناپایداری لازم را در منطقه تشدید نموده است.



شکل (۳): نقشه وضعیت فشار تراز دریا، تاوایی و بردار باد در سطح زمین برای روزهای ۷ تا ۹ ژوئن ۲۰۱۵.

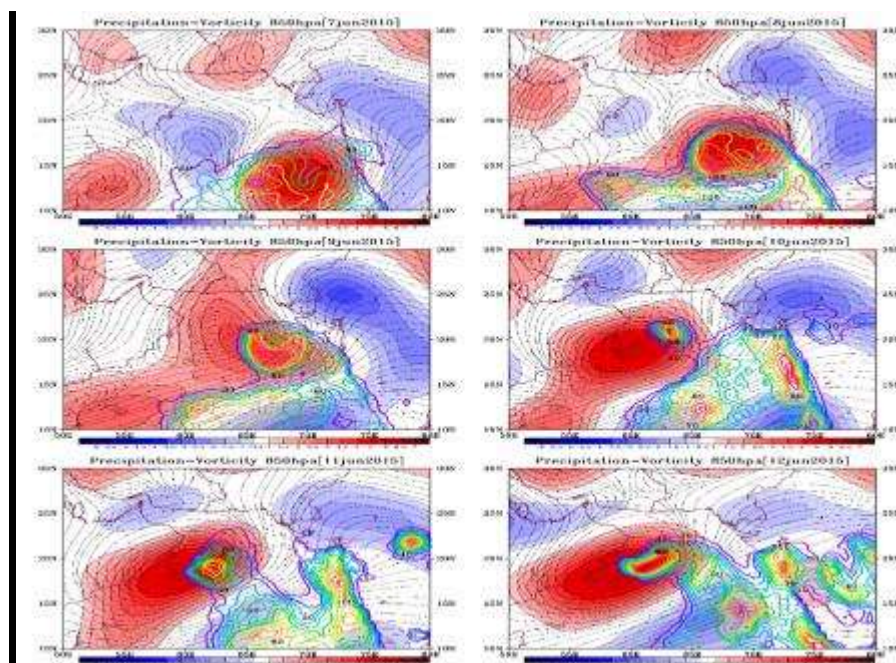
شکل (۴): نقشه وضعیت فشار تراز دریا، تاوایی و بردار باد در سطح زمین برای روزهای ۱۰ تا ۱۲ ژوئن ۲۰۱۵.

در روز دوم پربندی با فشار مرکزی کمتر از ۹۹۶ هکتوپاسکال در منطقه ایجاد شده که در شرق این سیستم کم‌فشار جریان پادساعت‌گرد به سرعت در حال قدرت گرفتن است. در روز سوم جریان عظیم چرخندزایی بر روی دریای عرب تشکیل شده که با وزش بادهای شدید همراه گشته است (شکل ۳). در روز ۱۰ ژوئن سیکلون ایجاد شده با حرکت غرب سوی خود مناطقی همچون یمن و شمال شرق آفریقا را تحت تأثیر خود قرار داده است. روز ۱۱ ژوئن این سیکلون قوی‌تر گشته به طوری که فشار مرکزی آن به کمتر از ۹۹۳ هکتوپاسکال رسیده است. در روز آخر یعنی ۱۲ ژوئن این سیکلون با ورود خود به خشکی مسیر زوال خود را در پیش گرفته، البته لازم به ذکر است که شرق این سامانه به دلیل قرار داشتن بر روی آب‌های گرم هنوز دارای نیروی لازم برای چرخندگی و وزش بادهای شدید را دارد که با بررسی شکل ۴ به وضوح نمایان است.

#### – وضعیت مقدار بارش، تاوایی و جریان هوا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

با بررسی نقشه‌های تهیه شده برای مقدار بارش و جریان ترازهای زیرین جو مشخص گردید که در روز نخست تشکیل توفان، جریان سیکلونیک در شرق دریای عرب بوجود آمده که به تبع آن مقدار حداکثر بارش رخ داده در غرب این سامانه بوده که به بیش از ۲۴۰ میلی‌متر می‌رسد. در روز دوم با حرکت به سمت شمال این سیستم، مقدار بارش در جنوب آن متمرکز گشته که سواحل جنوبی هندی نیز بی‌تأثیر از بارش‌ها نبوده و نزدیک به ۱۲۰ میلی‌متر بارندگی داشته‌اند. روز سوم با قرارگیری این توفان حاره‌ای در شمال دریای عرب، حداکثر بارش‌ها در شرق سامانه ایجاد گشته که به بیش از ۱۶۰ میلی‌متر است. روز چهارم نیمه غربی سواحل هند با بارشی نزدیک به ۱۱۰ میلی‌متر روبرو بوده‌اند که این امر به دلیل قرار گرفتن در شرق سیکلون بوجود آمده بوده که صعود هوا و انتقال رطوبت لازم به بسته‌هوا، ریزش‌های جوی سیل‌آسایی در منطقه بوجود آورده است. روز پنجم بیشینه بارش نزدیک به چشم توفان بوده که این مقدار نزدیک به ۱۰۰ میلی‌متر بوده و همچنان مناطق ساحلی شبه‌جزیره هند از بارش‌های شدیدی برخوردارند. در بررسی وضعیت تاوایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مشخص شد که در روز نخست هسته بیشینه تاوایی نسبی در قسمت‌های جنوب شرق دریای عرب بوجود آمده است. این شرایط سبب شده تا همگرایی بسیار قوی در ترازهایی زیرین بوجود آید. وجود چنین همگرایی قوی و تقویت چرخندگی سبب شده تا

این ناهنجاری به بیشینه خود در منطقه برسد. در ادامه هسته چرخندگی قوی به سمت سواحل غربی هندوستان کشیده شده و پس از آن با حرکتی غرب سو در روز سوم به مناطق مرکزی دریای عرب منتقل شده و این انتقال همراه با یک جریان چرخندی بسیار قوی که از عرض‌های ۱۰ تا ۳۰ درجه شمالی گسترش یافته را شامل می‌شود. با نزدیک شدن این چرخند به مناطق ساحلی غرب دریای عرب تقویت شده به گونه‌ای که در روز چهارم به بیش از ۵ واحد تاوایی رسیده است. در روز پنجم هسته تاوایی مثبت مستقل شده و یک سلول بسته چرخندی بسیار قوی را بوجود آورده است. در روز ششم نیز با ساکن ماندن سیکلون در سواحل شرقی شبه‌جزیره عربستان، کم‌کم از قدرت آن کاسته شده است.

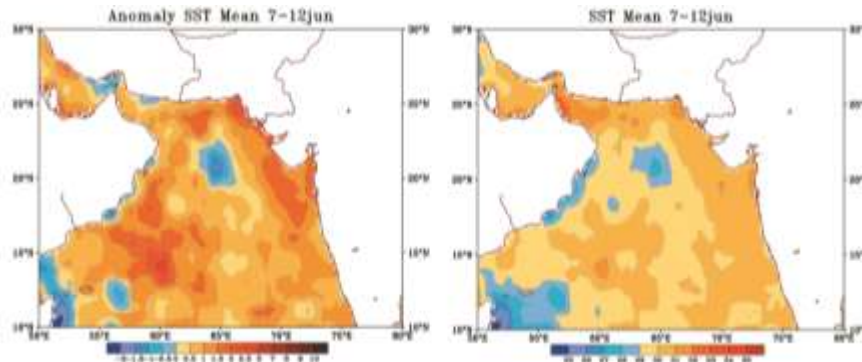


شکل (۶): وضعیت مقدار بارش و جریان هوا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای روزهای ۷ تا ۱۲ ژوئن ۲۰۱۰.

در روز پایانی حداکثر بارش به نواحی شمال غربی دریای عرب انتقال یافته که شرق توفان و مناطق نزدیک چشم توفان را در بر گرفته است. از طرفی از بارش‌های سواحل هند به جز منطقه کوچکی کاسته شده و بارش‌ها به داخل خاک این کشور منتقل شده‌اند. در این شش روز همان‌طور که مشاهده شد بیشتر بارش‌ها یا نزدیک سواحل هند به وقوع پیوسته یا در نزدیک چشم توفان بوده، البته در مناطق جنوب دریای عرب نیز بارش‌های چشم‌گیری به وقوع پیوسته که مشکلاتی را برای دریانوردان منطقه و کشتی‌ها باربری نیز به وجود آورده است.

#### – وضعیت دمای سطح دریا و ناهنجاری آن

با توجه به وضعیت دمای سطح آب در منطقه که میانگین ۶ روزه است، نشان می‌دهد دمای سطح آب در اکثر مناطق دریای عرب بالا بوده به گونه‌ای که این شرایط در محدوده سواحل هند و مرکز دریای عرب به بیش از ۳۲ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. این شرایط فقط در مناطق شمالی این دریا نسبت به سایر مناطق کمتر است. برای درک وضعیت دمای سطح آب ناهنجاری آن برای شش روز همراه با توفان نیز محاسبه شد. خروجی آن نشان داد مناطق شرق، شمال، غرب و جنوب غرب دریای عرب با ناهنجاری مثبت ۲ الی ۳ درجه سانتی‌گراد همراه بوده است. ناهنجاری منفی فقط در شمال و جنوب دریا نزدیک به منفی ۱/۵ درجه سانتی‌گراد می‌رسد (شکل ۷). وقوع بیشینه ناهنجاری‌های مثبت در منطقه از دلایل عمده شدت یافتن سیکلون در منطقه بوده به گونه‌ای که مناطق غربی دریای عرب حداکثر بیشینه ناهنجاری مثبت و از طرفی حداکثر منطقه فعالیت سیکلون حاره‌ای نیز به حساب می‌آید.



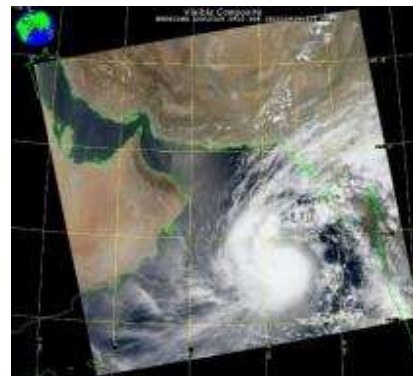
شکل (۷): وضعیت دمای سطح دریا و ناهنجاری آن برای روزهای ۷ تا ۱۲ ژوئن ۲۰۱۵.

### مسیریابی و منشأ توفان حاره‌ای آشوبا

برای مسیریابی توفان حاره از گزارشات ۱۲ ساعته اداره کل هواشناسی هند و مرکز هشدار توفان هاوایی استفاده شد. در این دو مرکز به چند روش داده برای مسیریابی و منشأ توفان وجود داشت که در این تحقیق از داده‌های مختصات جغرافیایی با تفکیک ۱۲ ساعته که از بدو زایش توفان تا زوال آن مشخصات و طول و عرض جغرافیایی آن به صورت فایل متنی ثبت می‌گردد، استفاده گردید. همان‌طور که در شکل ۸ ملاحظه می‌گردد شروع توفان از منطقه شرقی دریای عرب بوده که به صورت حرکتی شمال سو به عرض‌های بالاتر مهاجرت کرده و در مسیر خود به دلیل غلبه نیروی کوریولیس به غرب منطقه منحرف گردیده و در سواحل عمان از بین رفته است. در شکل ۹ نیز تصویر ماهواره‌ای سنجنده مودیس در محدوده باند مرئی در روز سوم از توفان حاره‌ای آشوبا به نمایش درآمده که نشان می‌دهد در این روز گستره مکانی توفان موردنظر در محدوده ۱۵ تا ۲۲ درجه عرض شمالی و ۶۲ تا ۶۸ درجه طول شرقی را در بر گرفته است.



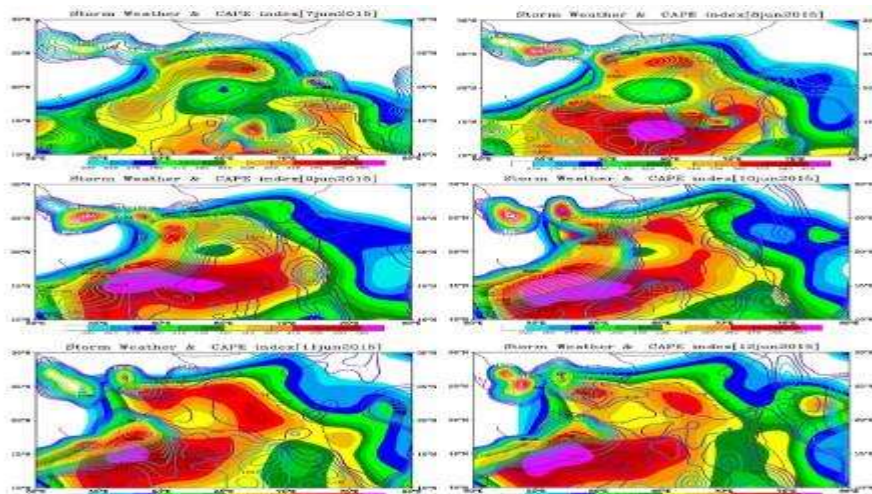
شکل (۸): مسیریابی توفان حاره‌ای آشوبا با تفکیک ۱۲ ساعته.



شکل (۹): تصویر سنجنده مودیس در روز سوم از توفان حاره‌ای آشوبا. وضعیت شاخص انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس و شاخص هوای توفانی

در روز اول تشکیل توفان حاره‌ای دریای عرب دارای چند مرکز بیشینه انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس بوده که از آن جمله می‌توان به قسمت‌های شمالی، شمال شرق و جنوب آن اشاره نمود که قسمت‌های شمالی و شمال غرب نیز با احتمال رخداد هوای توفان

نیز همراه است. بطوریکه میانگین مقدار این شاخص ۳۷۰ می‌باشد. در روز دوم مقادیر هر دو شاخص در قسمت‌های جنوبی دریای عرب نشان از وجود ناپایداری بسیار قوی که نیمه جنوبی منطقه را به کلی در بر گرفته است.

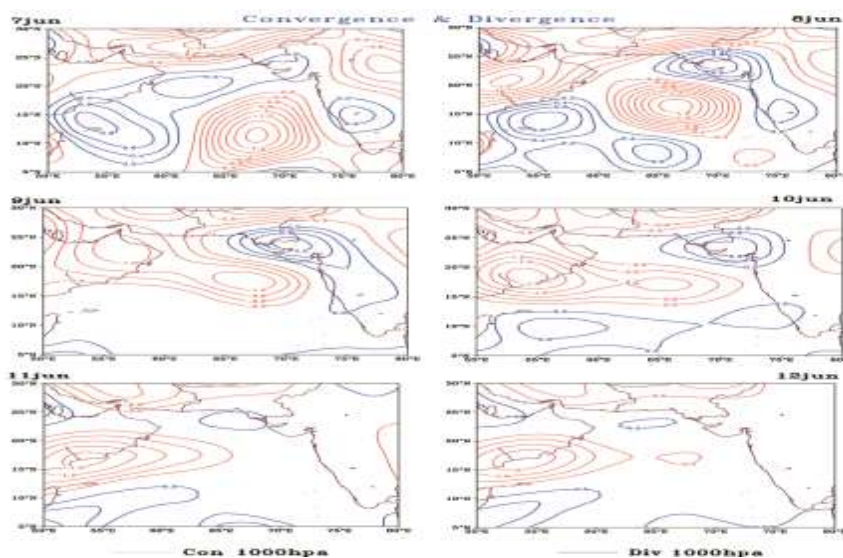


شکل (۱۰): وضعیت شاخص انرژی پتانسیل همرفتی در دسترس و شاخص هوای توفانی برای روزهای ۷ تا ۱۲ ژوئن ۲۰۱۵.

در روز سوم وضعیت بیشینه انرژی پتانسیل همرفتی به صورتی نواری از شمال غرب تا جنوب غرب منطقه کشیده شده که سواحل شرقی عمان و یمن را در بر گرفته است. از طرفی هسته بیشینه توفان نیز در جنوب غرب دریای عرب متمرکز گشته است. در روز چهارم مقادیر CAPE به بیش از ۴۰۰۰ ژول بر کیلوگرم غرب دریای عرب را تحت تأثیر قرار داده و نشان از جریان صعودی بسیار قوی در هسته مرکزی توفان حاره‌ای می‌باشد. این هسته بیشینه در روز پنجم بیش از پیش تقویت گشته و دو هسته جدا و قوی یکی منطبق بر سواحل جنوبی عمان و دیگری در ساحل شمالی یمن می‌باشد. در روز ششم این وضعیت تعدیل گشته، به گونه‌ای که دو هسته یادشده به ترتیب ۱۴۰۰ و ۲۲۰۰ ژول بر کیلوگرم نسبت به روز پنجم کاهش داشته‌اند (شکل ۱۰).

#### – وضعیت واگرایی بسته‌هوا

در بررسی وضعیت واگرایی بسته‌هوا در روز نخست بر جانب شرقی دریای عرب هسته همگرایی مشاهده می‌شود که در غرب، شمال غرب و شرق خود سه هسته واگرایی تشکیل شده است.



شکل (۱۱): وضعیت واگرایی بسته‌هوا برای روزهای ۷ تا ۱۲ ژوئن ۲۰۱۵.





در روز دوم هسته بیشینه همگرایی با حرکت شمال سوی خود به بیش از ۵ درجه عرض جغرافیایی حرکت نموده و ضمن مستقل شدن به بیشینه مقدار خود رسیده است. از سوی هسته‌های واگرایی در شمال شرق و جنوب غرب آن نیز تقویت شده‌اند. در روز سوم هسته همگرایی بر روی دریا با هسته همگرایی واقع بر روی خشکی‌های شرق شبه‌جزیره عربستان ادغام شده است. کشیده شدن هسته واقع بر روی دریا به سمت ساحل و ماندگاری آن طی دو روز انتهایی و کاهش قدرت هسته‌های واگرا نشان از ضعف بی‌هنجاری رخ داده در منطقه می‌باشد. با قرارگیری بیشینه هسته همگرایی بر روی مناطق ساحلی یمن و عمان و حرکت غرب سوی این سیکلون حاره‌ای اثرات مستقیم آن بر روی نواحی ساحلی یادشده نمایان می‌گردد (شکل ۱۱).

### نتیجه‌گیری

توفان حاره‌ای آشوبا در تاریخ ۷ ژوئن ۲۰۱۵ بر روی دریای عرب تشکیل و در تاریخ ۱۲ ژوئن ۲۰۱۵ از بین رفت. بررسی‌ها نشان داد در روز نخست سلول کم ارتفاعی در قسمت شرقی دریای عرب تشکیل شده که ضمن آن هسته چرخندگی مثبت در محدوده یادشده ایجاد و در روزهای بعد تقویت شده است. نقش دریای عرب و تغییرات ناپهنجار دمای سطح آب آن در بوجود آمدن توفان در پژوهش‌های قویدل رحیمی (۱۳۹۴: ۳۱) و لشکری و کیخسروی (۱۳۸۹: ۱۹) اشاره شده است. در روز ۹ ژوئن با گسترش بیشتر پرفشار جنب حاره به سمت شرق، سلول کم‌فشار دریای عرب از حالت دایره به شکل بیضی شکل درآمد و به عمیق‌تر شدن این سیستم کمک کرده به صورتی که در دل سلول بسته یک پربند دیگر با ارتفاع ۵۸۱۰ ژئوپتانسیل متر ایجاد شده است. در روزهای پایانی با نزدیک شدن به سواحل عمان و یمن از شدت این سلول کاسته شده و مرحله اضمحلال آن فرامی‌رسد. در سطح زمین نیز به موازات دوره یادشده هسته کم‌فشاری با فشار مرکزی ۹۹۵ هکتوپاسکال بر روی جنوب شرق دریای عرب تشکیل و ایجاد چرخندگی مثبت بسیار قوی نشان از وقوع توفان در منطقه می‌باشد. فشار مرکزی این توفان در روزها ۹ و ۱۰ که اوج توفان است، به کمتر از ۹۹۳ هکتوپاسکال رسیده است. با نزدیک شدن به سواحل از شدت این سیکلون بسیار قوی کاسته شده، بطوریکه از توفان حاره‌ای به آشفتگی حاره‌ای تبدیل شده است. بررسی وضعیت دمای سطح آب نشان داد که متوسط دمای سطح آب در این ۶ روز، در اکثر مناطق دریای عرب بیش از ۲۹ درجه سانتی‌گراد است. با بررسی ناهنجاری دما سطح آب نیز نشان داد حداکثر ناهنجاری مثبت منطبق بر چند محل در این دریا بوده که از جمله سواحل جنوبی پاکستان تا غرب هند، شرق عمان و هسته بسیار قوی منطبق بر جنوب غرب دریای عرب که متوسط دمای آن بیش از ۵ درجه سانتی‌گراد است. حداکثر بارشی که در داخل این سیکلون اتفاق افتاده نشان می‌دهد که در روز اول ظهور توفان، بیشینه بارش در جنوب غرب آن به مقدار ۲۴۰ میلی‌متر است. در روزهای بعد با انتقال این هسته به جنوب، جنوب شرق و در نهایت به شرق آن حداکثر بارش بر جانب غربی ساحل هند می‌باشد. فقط در روزهای پایانی مشاهده می‌شود که ضمن وقوع حداکثر بارش در هند در نزدیکی قسمت شرقی چشم توفان نیز یک کانون بیشینه بارش با متوسط ۱۰۰ میلی‌متر ایجاد شده است. در این تحقیق از دو شاخص CAPE و SWEAT نیز برای ارزیابی محل تشکیل و تکوین توفان استفاده شد. نتایج نشان داد که این دو شاخص به خوبی نحوه تشکیل و شدت و ضعف توفان را طی مراحل مختلف نشان می‌دهند. بدین صورت که در روز اول در جنوب دریای عرب مقدار CAPE به بیش از ۵۰۰۰ ژول بر کیلوگرم بوده که نشان از مقدار انرژی همرفتی قابل‌دسترس است. از طرفی مقادیر شاخص SWEAT نیز به بیش از ۳۸۰ رسیده که نشان می‌دهد احتمال رخداد توفان در این منطقه بسیار بالا است. همچنین با افزایش دمای سطح آب در منطقه و افزایش ناهنجاری در آن انرژی لازم برای تولید سیکلون در منطقه فراهم شده که با افزایش انرژی درون سیستمی توده‌ها و وجود انرژی شناوری در آن، سبب شده تا زایش و حرکت سیکلون به عرض‌های بالاتر فراهم شود. از طرفی شاخص‌های ناپایداری در پایش و ردیابی این نوع توفان‌ها نشان دادند که ابزاری مناسب برای ردیابی بوده و قادرند تا ضمن یک آگاهی از شدت توفان، به مسیریابی آن پرداخت.

## منابع

- امیدوار، کمال؛ محمودآبادی، مهدی؛ صفرپور فرشاد، (۱۳۹۴)، بررسی و تحلیل هم‌دیدگی بارش‌های سنگین به‌من‌ماه ۱۳۸۹ در مناطق جنوبی و مرکزی ایران (با تأکید بر استان کرمان)، *نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی*، (۵۱) ۱۹، صص ۲۱-۳۹.
- امینی، میترا؛ لشکری، حسن؛ کریمپور، مصطفی؛ حجتی، زهرا، (۱۳۹۲)، تحلیل سینوپتیک سامانه‌های همراه با بارش سنگین و سیل‌زا در حوضه رودخانه کشکان برای دوره آماری (۱۳۸۴-۱۳۵۰)، *نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی*، (۴۳) ۱۷، صص ۱-۲۰.
- تاج‌بخش، سحر؛ غفاریان، پروین و ابراهیم میرزایی، (۱۳۸۸)، روشی برای پیش‌بینی رخداد توفان‌های تندری با طرح دو بررسی موردی، *مجله فیزیک زمین و فضا*، دوره ۳۵، شماره ۴: ۱۴۷-۱۶۶.
- خسروی، محمود و محمدرضا پودینه، (۱۳۸۶)، تحلیلی بر تأثیرات اقلیمی سیکلون حاره‌ای گونو (خرداد ۱۳۸۶) بر جنوب شرقی ایران، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، شماره ۷۲: ۵۳-۷۲.
- رسولی، علی‌اکبر؛ خورشید دوست، علی‌محمد و مجتبی فخاری واحد، (۱۳۹۵)، بررسی شرایط سینوپتیکی و ترمودینامیکی توفان تندری منجر به سیل شدید ۲۸ تیرماه ۱۳۹۴ در البرز مرکزی، *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، سال ۱۸، صص ۱۲۷-۱۴۲.
- فرج‌زاده، منوچهر و رجایی نجف آبادی، سعید، (۱۳۹۲)، تحلیل شرایط سینوپتیک رخداد سیل در بارش‌های سنگین (شهرستان کوه‌رنگ)، *نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی*، (۴۵) ۱۷، صص ۱۴۲-۱۶۲.
- قویدل رحیمی، یوسف، (۱۳۸۹)، نگاشت و تحلیل هم‌گرایی جریان رطوبت جو طی بارش فوق سنگین ناشی از توفان حاره‌ای فت در سواحل چابهار، *برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، شماره ۲، صص ۱۰۱-۱۱۸.
- قویدل رحیمی، یوسف، (۱۳۹۴)، واکای سازه‌کار و مخاطرات توفان حاره‌ای نیلوفر، *دانش مخاطرات*، دوره ۲، صص ۲۱-۳۴.
- گلشنی، علی‌اصغر و سهیلا تائبی، (۱۳۸۷)، مدل‌سازی عددی توفان حاره‌ای گونو و امواج ناشی از آن در دریای عمان، *نشریه مهندسی دریا*، شماره ۸، صص ۲۵-۳۴.
- لشکری، حسن و قاسم کیخسروی، (۱۳۸۹)، تحلیلی سینوپتیکی توفان گونو و اثرات آن بر جنوب شرقی ایران، *مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، شماره ۳۹، صص ۱-۲۰.
- Bimal, K.P.; Harun, R. (2017), Chapter Two – Tropical Cyclones and Storm Surges, *Climatic Hazards in Coastal Bangladesh*, pp. 35-81.
- Blount, C., Fritz, H. M. & AL-Harthy, A. (2010), Coastal vulnerability assessment based on historic tropical cyclones in the Arabian Sea. *Indian Ocean Tropical Cyclones and Climate Change*.
- Burdejova, P.; Härdle, W.; Kokoszka, P.; Xiong, Q. (2017), Change point and trend analyses of annual expectile curves of tropical storms. *Econometrics and Statistics*, 1, pp. 101-117.
- Evan, A.T; Camargo, S. J. (2011), A Climatology of Arabian Sea Cyclonic Storms. *Journal of Climate*, Vo l24. pp. 140-158.
- Gualdi, S.; Scoccimarro, E.; Navarra, A. (2008), Changes in Tropical Cyclone Activity due to Global Warming: Results from a High-Resolution Coupled General Circulation Model. *J. Climate*, 21, pp.5204.
- Harr, P.A.; Chan, J. (2005), Monsoon impacts on tropical variability, *J. Atmos. Sci*, 47, pp. 2227-2240.
- Kuntson, T. R.; John, L.; Bride, MC; Chan, J.; Kossin, A.K.; Masato, S. (2010), Tropical Cyclones and Climate Change, *Nature Geoscience*, Review Article. Vol 3, 157 pp.
- Merriell, R.T. (1983), A Comparison of Large and Small Tropical Cyclone, *Monthly Weather Review*, Vol. 112, pp. 1408-1418.
- Siedlecki, M. (2009), Selected instability indices in Europe", *Theor Appl Climatol*, 96, pp. 85-94.
- Singh, O. (2010), Recent Trends in Tropical Cyclone Activity in the North Indian Ocean. *Indian Ocean Tropical Cyclones and Climate Change*.

- Sioutas, M.V.; Flocas, H. A. (2003), Hailstorms in Northern Greece: synoptic patterns and thermodynamic environment, *Theor Appl Climatol*, No 75, pp. 189–202.
- Stern, D. P.; David S. N. (2012), On the Height of the Warm Core in Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 69, pp. 16-57.
- Vigh, J. L.; John, A.; Schubert, H. (2012), A Climatology of Hurricane Eye Formation, *Mon. Wea. Rev.*, 140, pp 1405.
- Zheng, J. H.; Wang, J. C.; Zhou, C. Y.; Zhao, H. J.; Sang, S. (2017), Numerical simulation of typhoon-induced storm surge along Jiangsu coast, Part II: Calculation of storm surge. *Water Science and Engineering*, 10(1), pp. 8-16.