

واکاوی همدید پیدایش و گسترش توفند حاره ای فت در جنوب غرب آسیا

فرزاد سلمانیان^{۱*}، فرامرز خوش اخلاق^۲، علی اکبر شمسی پور^۳، کبری زارعی^۴
۱ و ۴- دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
۲ و ۳- استادیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۹۰/۰۶/۲۷، تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۰۷/۲۶

چکیده

در خرداد ۱۳۸۹ منطقه خاورمیانه توسط توفند حاره ای موسوم به فت مورد تهاجم قرار گرفت که خسارات زیادی را به سواحل کشور عمان، پاکستان و به مقدار کمتر بر سواحل جنوب شرق ایران وارد ساخت^۱. هدف این پژوهش واکاوی چگونگی پیدایش چرخند فت و تعیین مسیر حرکت آن براساس قاعده کشش و رانش، به همراه سنجش اثرات آن بر دو فراسنج بارش و دما است. روش تحقیق توصیفی-تحلیلی با استفاده از واکاوی نقشه‌های همدید مراکز^۲ ESRL/NOAA به همراه تفسیر تصاویر سنجنده‌های تی، آر، ام^۴ در باندهای مرئی و ترکیبی در طول حیات توفان فت است. نتایج پژوهش نشان داد که توفند حاره ای فت در جنوب غرب شبه قاره هند با فشار مرکزی ۱۰۰۲ هکتوپاسکال در اطراف هسته آبگرم در مرکز اقیانوس هند شمالی در درون شارش بادهای موسمی شکل گرفته است. همچنین در واکاوی مسیر حرکت این توفند مشخص شد، که جابجایی پهنه‌های تغییرات فشار در ترازهای پایینی و میانی جو و ارتباط آن با میزان حرکات قائم (امگا) در ترازهای مذکور نقش موثری در تعیین مسیر حرکت آن داشته است، به شکلی که با تحلیل ارتباط میان این دو مولفه (تغییرات امگا و فشار) می‌توان گذرگاه توفند فت را تعیین نمود. در بررسی اثرات توفند مشخص گردید ناهنجاری‌های منفی دما تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به سبب فرآیند تبخیر شدید ناشی از همرفت قوی هوای مرطوب به ۸- درجه سلسیوس نسبت به شرایط نرمال رسیده است، اما در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به علت آزاد شدن انرژی نهان ناشی از بخار آب ناهنجاری دما، مثبت و در حدود ۴+ درجه سلسیوس بوده است. از طرف دیگر پهنه‌های بیشینه بارش، همخوانی زیادی با مراکز صعودی هوا در لایه‌های پایینی و میانی جو دارد، به شکلی که جابجایی هسته‌های بارشی با میزان حرکت و قدرت صعودی سامانه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارتباط زیادی را نشان می‌دهد.

واژگان کلیدی: آب و هواشناسی همدید، چرخند حاره‌ای، فیت، جنوب غرب آسیا، قاعده کشش و رانش.

*. Email: l.farzad64@yahoo.com

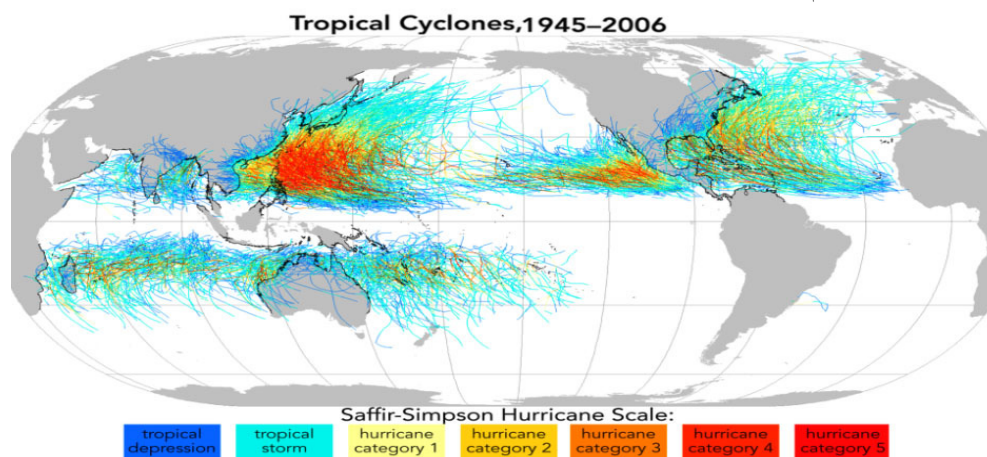
۱- خسارت توفان فت در کشور عمان بالغ بر ۶۰۰ میلیون دلار و کشته شدن ۶ نفر و در پاکستان بی خانمان شدن ۶۰۰ هزار نفر و کشته شدن ۱۶ نفر بوده است (برگرفته از سایت خبری کیهان <http://www.kayhannews.ir/890316/15.htm>). اثرات توفند فت بر سواحل جنوب شرق ایران در روزهای چهارم و پنجم از تشکیل آن (۱۵ و ۱۶ خرداد)، رخ داد ۹۵ میلی متر بارندگی در چابهار و مناطق اطراف آن به همراه افزایش ارتفاع امواج دریا (به بلندی بیش از ۳ متر) و وقوع توفان گردوغباری با دید افقی کمتر از ۵۰۰ متر بوده است.

2. National Oceanic and Atmospheric Administration
3. Earth System Research Laboratory
4. TRM

مقدمه

بیشینه شدت وزش باد حاصل از آن‌ها نامگذاری می‌شود که عبارتند از: چرخند، چرخندهای شدید و چرخندهای شدید با سرعت بادهای هائیریکن (سرعت باد بیش از ۳۲ متر بر ثانیه) (Kim et al, 2010). شروع فصل تابستان و ایجاد موسمی‌های تابستانه عامل ایجاد توفان‌های اقیانوس هند بوده که گستره فعالیت آن‌ها بیشتر در مناطق بنگلادش، هند و مالدیو است. در حوضه شمال اقیانوس هند، شایع‌ترین ماه‌های رخ داد توفان‌های حاره‌ای از آوریل تا دسامبر، با اوج از ماه مه تا نوامبر است (Nicholls et al, 2005). به طور متوسط در هر فصل ۴ تا ۵ چرخند در این منطقه تشکیل می‌شود که فراوانی آن ۷ درصد مجموع جهانی را به خود اختصاص می‌دهد. از این تعداد چرخندهایی با سرعت باد بالاتر از ۱۲۰ کیلومتر در ساعت ۲/۵ چرخند می‌باشند (خسروی محمود و پودینه، ۱۳۸۹). معمولاً انحراف گذرگاه‌های چرخندهای وارده به اقیانوس هند و دریای عرب به سمت شمال با انحراف در جهت شرق و غرب حرکت می‌کند. همچنین به دلایل مختلف از جمله وجود شبه جزیره عربستان به عنوان یک مانع فیزیکی اثرات این گونه توفان‌ها اغلب سواحل غیر ایرانی منطقه را متاثر می‌سازد و تاثیر آنها بیشتر به شکل امواج دورا^۱ به سواحل جنوبی ایران منتقل می‌گردد (گلشنی علی اصغر و ثابئی، ۱۳۸۷).

چرخندهای حاره‌ای، سامانه‌هایی کم فشار در مقیاس همدید تا متوسط مقیاس هستند که به شکل استوانه‌ای با مقطع دایره یا بیضی با بعد افقی در مقیاس ۱۰۰۰ کیلومتر بر فراز آب‌های مناطق حاره و جنب حاره موجب همرفت و چرخش مشخص چرخندی در سطح می‌شوند. این سامانه‌ها تاثیر معنی‌داری بر شرایط جوی کشورهای حاره و در صورت جابجایی بر عرض‌های بالاتر دارند و عموماً^۲ در نیمه گرم سال تشکیل شده که با گذر از اقیانوس و با تکیه بر منبع انرژی گرمای نهان تبخیر، قدرت فوق‌العاده‌ای می‌یابند و در مدت کوتاهی به یکی از مخرب‌ترین بلایای طبیعی تبدیل می‌شوند (خسروی محمود و پودینه، ۱۳۸۹). محدوده عملکرد این سامانه‌ها بیشتر مناطق گرم اقیانوسی بوده که تحت تاثیر شرایط مطلوب جوی و اقیانوسی شکل می‌گیرند (Srinivas et al, 2010). فشار مرکزی این توفان‌ها در اغلب موارد کمتر از ۱۰۰۵ هکتوپاسکال و در موارد بسیار شدید به کمتر از ۹۹۰ هکتوپاسکال می‌رسد. جابجایی چرخندهای حاره‌ای به طور متوسط از عرض ۵ درجه آغاز و تا ۳۰ درجه ادامه می‌یابد، به شکلی که از نظر فراوانی شدت، قوی‌ترین آن‌ها هر ساله در منطقه آمریکای شمالی و به ویژه خلیج مکزیک رخ می‌دهد (شکل ۱). در منطقه اقیانوس هند تقسیم‌بندی توفان‌ها براساس پایداری



شکل شماره ۱- فراوانی و گذر حرکت طوفان‌های حاره‌ای و قدرت آنها از ۱۹۴۵ تا ۲۰۰۶

منبع: http://www.ask.com/wiki/Tropical_cyclone

۱- امواج دورا (Swell Waves) بنوعی از امواج دریا گفته می‌شود که بسیار دورتر از منطقه تشکیل خود حرکت می‌کنند ویژگی بارز این امواج حرکت به شکل الگوهای سینوسی بسیار منظم می‌باشد (Walker, 2001).

نشان‌دهنده این است که سامانه‌های تندرگی بزرگ (مجموعه‌های همرفتی میان مقیاس) اغلب در شرایط پایداری ایستایی تشکیل شده‌اند، که تاوه گرم آن‌ها تا قله ابرهای آلتواستراتوس که در لایه‌های میانی جو تشکیل می‌شوند، گسترش یافته است. این تاوایی‌های میان مقیاس که ابعاد افقی آنها حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر است، قویترین سامانه‌ها در ترازهای میانی جو هستند (Zehr, 1992) که اثرات مهمی بر شرایط آب و هوایی مناطق تحت تاثیر خود می‌گذارند (Shanmugasundram et al, 1999).

به طور کلی پیدایش توفان‌های حاره‌ای در دو مرحله رخ می‌دهد:

مرحله اول: وقتی که همرفت موجود یک تاوه میان مقیاس را ایجاد کند.

مرحله دوم: زمانی که دومین حرکت ضربه‌ای (Blow Up) بالاسوی همرفتی در تاوه میان مقیاس آغازگر فرآیند تشدید کاهش فشار مرکزی و افزایش بادهای پیچشی باشد. مهم‌ترین عواملی که باعث میرایی توفان‌ها و توفندهای حاره‌ای می‌شوند عبارتند از:

۱) گذار توفان از روی جریان‌ات آب سرد. (۲) ریزش جریان‌ات هوای سرد به درون چشم توفان، (۳) افزایش فشار مرکزی سامانه بویژه در قسمت چشم توفان، (۴) ورود مرکز توفان به خشکی و قطع شدن ارتباط آن از منبع رطوبتی تغذیه کننده.

در سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۱۰ به ترتیب توفان‌های حاره‌ای گونو و فت وارد شمال دریای عربی شدند و در یک شرایط باورنکردنی به ترتیب رده‌های ۴ و ۵ توفندها در مقیاس سفیر-سیمپسون (معادل قدرت یک توفند یا هاریکن) رسیدند. توفند فت پس از تشکیل و نزدیک شدن به سواحل عمان و انحراف به سمت پاکستان باعث خسارات شدید در این کشورها گردید.

شاید بیان این نکته لازم باشد که به عقیده بسیاری از اندیشمندان پدیده گرمایش جهانی در رخداد این‌گونه پدیده‌ها نقش گسترده‌ای بازی می‌کند، به طوری که آمار رخداد این سامانه‌ها افزایش معنی‌داری یافته است (خسروی محمود و پودینه، ۱۳۸۹). از این رو شناخت و پیش بینی مسیر این ناهنجاری‌ها به سبب اثر مخاطره‌آمیز آن بر زندگی

به طور کلی می‌توان بیان نمود برای پیدایش هر توفان حاره‌ای هشت شرط اساسی لازم است (Gray, 1979, 1968) که عبارتند از:

۱- گرمای آب اقیانوس تا عمق ۵۰ متری در سطح گسترده‌ای در محل تشکیل باید حداقل از ۲۶/۵ درجه سلسیوس کمتر نباشد.

۲- هسته آب گرم به عنوان چشمه تغذیه کننده سیکلون حداقل ۲ درجه سلسیوس از دمای متوسط آب اقیانوس بیشتر باشد.

۳- وجود حداقل فاصله به اندازه ۵۵۰ کیلومتر از خط استوا به منظور اثرگذاری نیروی کوریولیس برای تشکیل حرکت چرخشی.

۴- وجود آشفتگی‌های نزدیک به سطح با تاوایی کافی و همگرایی قبل از تشکیل توفان (عملکرد آشفتگی‌های جوی یا به عبارتی هسته‌های کم فشاری در اصل نطفه تولید یک چرخند حاره‌ای است. که جریان‌ات موسمی تنها منبع و عامل فراهم کنندگی این آشفتگی‌ها را برای تشکیل چرخندهای حاره‌ای اقیانوس هند مهیا می‌کنند.

۵- وجود سرعت مناسب باد در چینش قائم (کمتر از ۱۰ متر بر ثانیه) از سطح تا تراز بالای جو.

۶- برابری تقریبی سرعت افقی باد در منطقه تشکیل چشم توفان در ترازهای پایینی و میانی جو. یعنی شارش‌های جوی (باد) در منطقه مورد تشکیل به ویژه در محل تشکیل هسته چرخند باید نسبتاً برابر و آرام باشد.

۷- وجود انگ متعادل و یکنواخت دما با افزایش ارتفاع در لایه‌های جو.

۸- وجود رطوبت متوسط تا زیاد در لایه‌های زیرین تا تراز میانی (لاقل تا ارتفاع ۵ کیلومتری).

از موارد گفته شده شروط یک تا شش اصلی و دو شرط باقی مانده مکمل آن‌ها هستند.

شروط یاد شده برای تشکیل توفان‌های حاره‌ای ضروری بوده اما کافی نیستند. آمارها نشان می‌دهد آشفتگی‌های بسیاری که به نظر دارای شرایط مطلوب و مساعد را برای تشکیل توفان بودند هرگز به گسترش کامل نرسیدند. کارهای اخیر (Velasco and Fritsch, 1987), (Frank and Chen, 1993) و (Emanuel et al, 1993)

سطح دریا در مرکز آن بسیار عمیق‌تر بوده تا سطوح میانی آن. سراینایواس (Srinivas et al, 2010) به بررسی تأثیر جذب متداول در مشاهدات تصاویر ماهواره‌های هواشناسی برای شبیه‌سازی عددی از چرخند حاره‌ای رخ داده خلیج بنکال در نوامبر ۲۰۰۸ نزدیک منطقه تاملندو با استفاده از مدل WRF پرداختند. و به این نتیجه رسیدند که استفاده از روش بکار گرفته شده در پیش‌بینی مسیر توفان مناسب می‌باشد. معرفی قاعده کشش و رانش و چگونگی استفاده از آن در پیش‌بینی گذرگاه حرکت چرخند حاره‌ای فت و نحوه تأثیرگذاری اثرات اقلیمی آن بر مناطق متأثر از برخورد، بر دو فراسنج دما و بارش از جمله اهدافی است که در این تحقیق به آن پرداخته می‌شود.

مواد و روش‌ها

مواد و روش‌های بکار گرفته شده در این پژوهش بر محوریت اهداف آن شکل گرفته است، که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: چگونگی تشکیل و نحوه تعیین مسیر حرکت چرخند حاره‌ای فت. از این رو برای دست‌یابی به هدف یاد شده علاوه بر مطالعات کتابخانه‌ای، عوامل موثر بر تشکیل ۸ چرخند حاره‌ای رخ داده در این بخش از اقیانوس هند مورد بررسی قرار گرفت، که نتایج آن دست‌یابی بر تحلیل صحیح نحوه پیدایش توفند حاره‌ای فت و رسیدن به اصولی است که بتوان بر اساس آن جابجایی و مسیر حرکت توفان‌های حاره‌ای این بخش از اقیانوس هند را در حد قابل قبولی پیش‌بینی نمود. از این رو برای بررسی پیدایش توفند فت براساس پارامترهای غالب در پیدایش چرخندهای حاره‌ای غرب اقیانوس هند، نحوه کنش و ارتباط عوامل موثر بر تشکیل آن و ۸ چرخند حاره‌ای دیگر با بررسی داده‌ها و اطلاعات اقلیمی برگرفته از مراکز NOAA/ESRL مورد ارزیابی قرار گرفت. سپس به منظور تعیین ساز و کار حرکت چرخند فت، نحوه ارتباط و کنش دو پارامتر اساسی و موثر در ردگیری و جابجایی چرخندهای حاره‌ای این بخش از اقیانوس هند یعنی تغییرات امگا و ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای پایینی، میانی و بالایی جو براساس قدرت و طول دوره حیات توفند اطلاعات خروجی از نرم‌افزار گردس بررسی و نحوه حرکت توفند براساس

بشر برای کاهش خسارات حاصله از آن ضروری بوده. در نتیجه مطالعات متعددی در این زمینه انجام شده است به عنوان نمونه، شانموگاساندرام (Shanmugasundram et al, 1999) ویژگی‌های ساختار رطوبتی تحت‌تأثیر چرخندهای حاره‌ای را مطالعه کردند. ورمت (Vermette, 2007) با بررسی منشاء توفان‌های حاره‌ای از دیدگاه اقلیم شناختی، روند آن‌ها با توجه به پدیده گرمایش جهانی را رو به افزایش می‌داند مریل (Merriell, 1983) از دیدگاه اقلیم شناختی تفاوت اندازه چرخندهای حاره‌ای را مورد بررسی قرار داده است و با بررسی تفاوت اندازه آن‌ها در اقیانوس آرام و اطلس دلایل تفاوت آن‌ها را از نظر مکانی و فصلی واکاوی نموده است (گلشنی علی اصغر و تائبی، ۱۳۸۷). به شبیه‌سازی میدان باد حاصل از توفان گنو و امواج ناشی از آن در دریای عمان پرداختند و به این نتیجه رسیدند که با داشتن اطلاعات مربوط به پیش‌بینی رخداد توفان و با اجرای مدل موج واسنجی شده، می‌توان حداکثر ارتفاع موج احتمالی را در سواحل کشور پیش‌بینی نمود (خسروی محمود و پودینه، ۱۳۸۹). به واکاوی اثرات اقلیمی چرخند حاره‌ای گنو بر جنوب شرق ایران پرداختند و به این نتیجه رسیدند که توفان گنو در دوره حیات خود اثرات کاملاً ملموسی بر رژیم دما، بارش و باد و نیز شاخص‌های همدید مثل فشار هوا و حرکت قائم (امگا) در نواحی جنوب شرقی ایران داشته است. دویی (Dube, 2009) به بررسی مدل‌های که در زمینه پیش‌بینی امواج ناشی از توفان در خلیج بنگال و دریای عربی مورد استفاده قرار می‌گرفت پرداختند و به این نتیجه رسیدند که مدل توسعه یافته محلی کاربرد بهتری در پیش‌بینی نسبت به دیگر مدل‌ها دارد (سالاری سکینه و همکاران، ۱۳۹۰). به بررسی تغییرات هلیسیتی و شار هلیسیتی در توفان استوایی گنو پرداختند و به این نتیجه رسیدند که عامل شناوری دینامیکی در توفان گنو متفاوت از شناوری ترمودینامیکی کلاسیک است. در نتیجه بیشینه شار هلیسیتی در قله لایه مرزی گرانروی متلاطم، رخ می‌دهد و این کمیت می‌تواند شاخصی برای مقایسه شدت پیچک‌های جوی باشد. دگتیاروا (Degtyareva, 2011) به بررسی شکل‌گیری و تکامل توفان حاره‌ای خلیج بنگال در آوریل ۲۰۰۸ پرداخت و به این نتیجه رسید تغییرات فشار

تحلیل پیدایش توفند فت

با توجه به مطالب قبل مهم‌ترین عوامل اثرگذار بر پیدایش توفند فت به شرح زیر می‌باشند:

الف) افزایش دمای آب اقیانوس هند شمالی و تشکیل هسته آبگرم با دمای ۳۲ درجه سلسیوس در مرکز آن در مقابل متعادل شدن دمای آب خلیج بنگال نسبت به میانگین دراز مدت (شکل ۲).

باتوجه به آنچه که بیان گردید اخیر یکی از شروط اساسی جهت تشکیل توفان‌های حاره‌ای وجود هسته‌های ناهنجاری آبگرم (منبع تغذیه توفان) نسبت به دمای آب‌های مجاور است. تشکیل هسته آبگرم با دمای ۳۲ درجه سلسیوس با ناهنجاری ۲+ درجه (اختلاف از میانگین دراز مدت) و چگونگی گسترش آن، نقش موثری در حرکت چرخند فت به همراه شدت و ضعف آن داشته است. هسته ناهنجاری مذکور از روز ۲۶ ماه می با یک زبانه افزایشی از نظر دما و وسعت به سمت مرکز اقیانوس هند و سواحل عمان متناسب با رشد هسته کم فشار موسمی (توفند فت) گسترش یافته است. اوج گسترش هسته آبگرم مربوط به روزهای دو تا چهار ژوئن می‌باشد، که با بیشینه قدرت توفان ارتباط مستقیمی دارد، به گونه‌ای که از روز پنج ژوئن به همراه کاهش پهنه آبگرم و عقب نشینی آن به سمت غرب قاره هند، شدت توفند کاهش و متناسب با آن جابجا شده است. این ناهنجاری (هسته آبگرم) در پایان روز شش ژوئن تنها محدود به سواحل غربی شبه قاره هند شده که در همین روز اثر توفند فت در منطقه به پایان می‌رسد. از پانزده ژوئن به بعد ناهنجاری دمایی بین خلیج بنگال و اقیانوس هند به طور کامل از بین می‌رود.

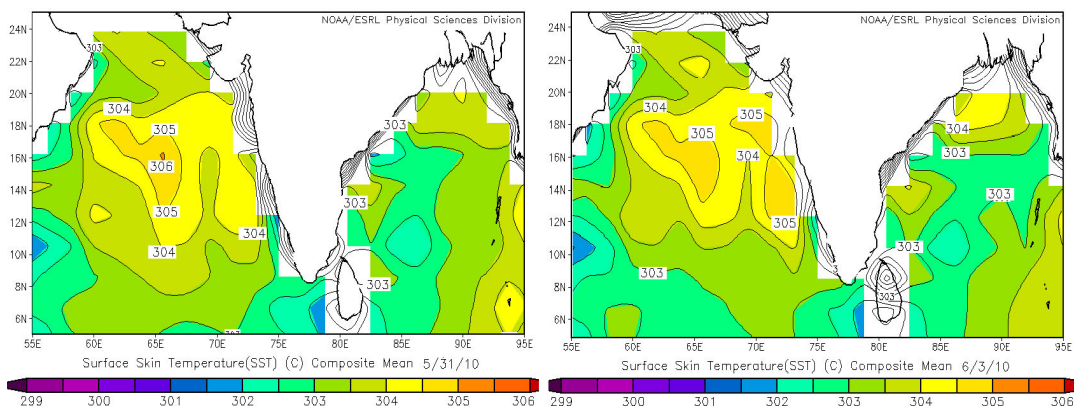
اصول حاکم بر این دو پارامتر در دو مسیر اصلی و فرعی بر روی نقشه‌های فشار و امگا مشخص گردید، و در پایان به منظور تعیین اثرات اقلیمی ناشی از حرکت توفند بر مناطق متأثر از آن، عنصر بارش و دما انتخاب، که تشریح مولفه بارش از طریق سنجنده تصاویر ماهواره‌ای TRM (باران سنج) و اطلاعات گرفته شده از ایستگاه‌های هواشناسی کشور و مولفه دما از طریق بررسی نقشه‌های همدید دما در دو تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال به شکل ناهنجاری (اختلاف از میانگین دراز مدت) مورد بررسی قرار گرفت.

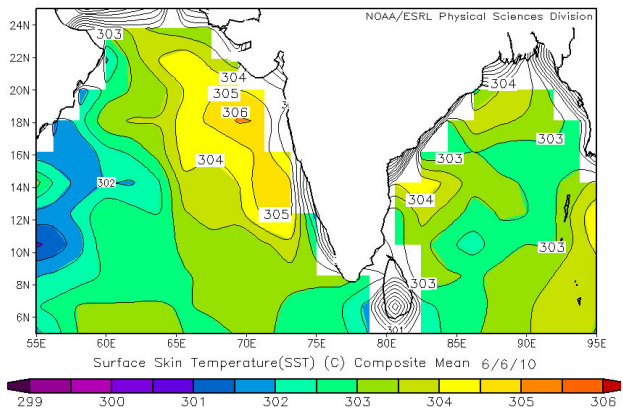
یافته‌های تحقیق

در این پژوهش یافته‌های تحقیق به دو بخش تقسیم می‌گردد، بخش اول مربوط به واکاوی پیدایش توفند فت به همراه تحلیل همدیدی تعیین گذرگاه حرکت آن و بخش دوم شامل واکاوی اثرات اقلیمی توفان مذکور در مؤلفه‌های بارش و دمای هوا در مناطق متأثر از آن است.

بخش اول: تحلیل پیدایش توفند فت و واکاوی گذرگاه حرکت آن.

در این بخش ابتدا نقش عوامل موثر در پیدایش چرخند فت تحلیل گردیده و سپس جهت تعیین و ردیابی گذرگاه حرکت آن به واکاوی عوامل تعیین کننده بر مسیر حرکت آن پرداخته می‌شود.



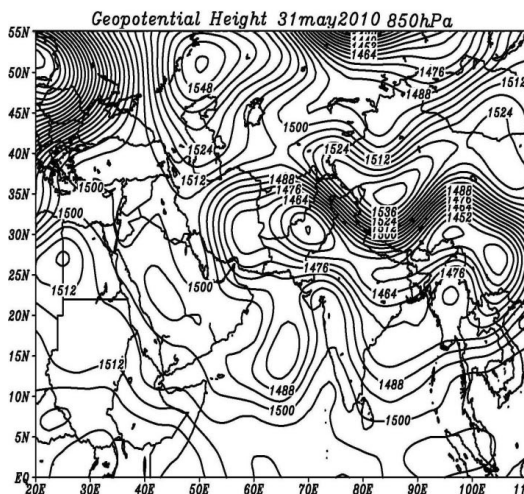


شکل شماره ۲- تغییرات دمای آب خلیج بنگال و اقیانوس هند در روزهای ۳۱ می، ۱ و ۶ ژوئن ۲۰۱۰

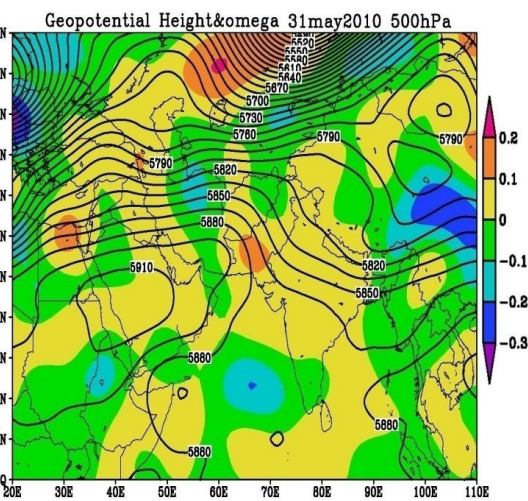
درجه شمالی تا طول جغرافیایی ۵۰ درجه شرقی به شدت تقویت شده و گسترش قابل توجهی یابد به گونه‌ای که آرایش کمربند مذکور تشکیل شش هسته صعودی به هم پیوسته را با ارتفاع متوسط ۱۴۵۰ ژئوپتانسیل متر در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به ترتیب بر روی جنوب شرق چین، شمال تایوان، شمال شرق هند، مرکز پاکستان، نواحی شرقی ایران و مرکز اقیانوس هند را ایجاد نموده است. هسته صعودی مرکز اقیانوس هند در اصل نتیجه انتقال زبانه‌های کم فشار موسمی مرکز پاکستان به این بخش است، که بعد از انتقال و فرارگیری بر روی هسته آبگرم مرکز اقیانوس هند در اثر تقویت تاوایی و همگرایی سطحی به چرخند حاره‌ای تبدیل شده است.

ب) عقب نشینی کمربند پرفشار جنب حاره و گسترش کم فشار موسمی از عرض ۵ تا ۳۰ درجه شمالی بر روی شبه قاره هند، پاکستان و کشورهای حاشیه خلیج فارس.

یکی دیگر از فراسنج‌های لازم جهت پیدایش چرخندهای حاره‌ای فراهم بودن عوامل صعود در لایه‌های پایینی و میانی جو بر روی هسته آبگرم است. از این رو با توجه به شکل (۳) و (۴) در روز ۳۱ می در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کمربند پرفشار جنب حاره از نواحی جنوب شرقی آسیا تا طول جغرافیایی ۲۰ درجه شرقی و عرض ۳۵ درجه شمالی به سمت غرب عقب نشینی نموده، و بر روی شمال آفریقا مستقر شده است. این آرایش سبب گردیده است که کمربند همگرایی موسمی از عرض‌های ۱۰ تا ۳۰



شکل شماره ۴- تغییرات فشار در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ۳۱ می

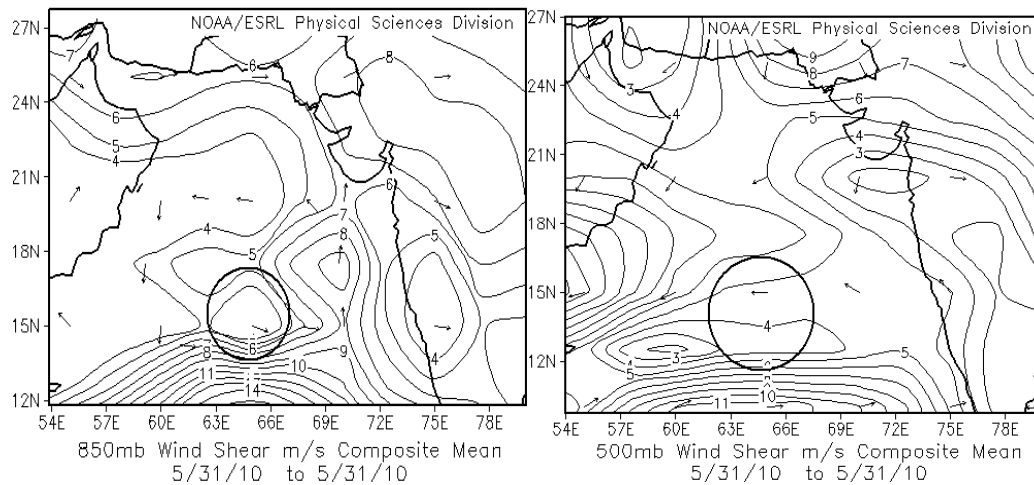


شکل شماره ۳- ترکیب تغییرات فشار و امگا

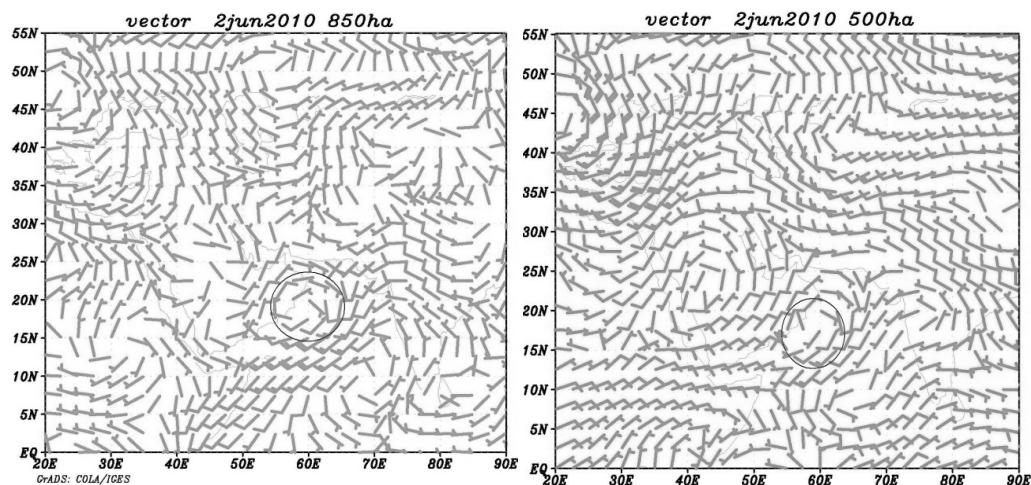
در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۳۱ می

از سطح به ترازهای میانی و بالایی جو خواهد بود. به عنوان نمونه در ۲ ژوئن که قدرت توفند فت به رده ۴ در مقیاس سفیر سیمپسون می‌رسد، سرعت باد در منطقه چشم و دیواره توفند در دو تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نه تنها دارای برابری تقریبی بوده بلکه مراکز صعود هر دو تراز در چینش قائمی بر راستای یک محوریت قرار گرفته‌اند. این عامل در کنار پارامترهای دیگر دال بر افزایش قدرت توفند در این روز به رده ۴ در مقیاس طوفان‌های حاره‌ای است. شکل (۶) نشان‌دهنده تغییرات مداری سرعت باد در ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در محل وقوع توفند فت در روز ۲ ژوئن می‌باشد.

ج) برابری تقریبی سرعت افقی باد در منطقه تشکیل چرخندهای حاره‌ای تا ترازهای میانی و بالایی جو. با توجه به شکل (۵) در محل تشکیل چرخند مذکور (دایره سیاه) سرعت افقی باد در تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، ۴ تا ۵ متر بر ثانیه می‌باشد. همانطور که در شروط اساسی تشکیل توفان‌های حاره‌ای بیان شد برابری تقریبی سرعت در چینش افقی باد در سه تراز به ویژه تراز پایینی و میانی یکی از عوامل بسیار مهم در پایدار ماندن، امتداد چینش قائمی محور هسته‌های صعودی مربوط به هر تراز بر راستای یکدیگر است. این ویژگی در آرایش، عامل بسیار مهمی در پایداری و تقویت تاوایی ناشی از افزایش قدرت واگرایی بالایی در چرخندها از طریق انتقال رطوبت



شکل شماره ۵- تغییرات افقی سرعت باد در ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در محل تشکیل مرکز توفند فت در ۳۱ می (دایره سیاه)



شکل شماره ۶- تغییرات مداری سرعت باد در ترازهای ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال در محل تولد توفند فت در ۲ ژوئن (دایره سیاه). هر زبانه کامل، نشانگر سرعت باد معادل ۱۰ گره دریایی است.

و میانی جو می‌توان به اصول و قواعدی دست یافت، که با بکارگیری آن‌ها بتوان مسیر حرکت توفان‌های حاره‌ای این بخش از اقیانوس هند را به طور قابل قبولی پیش بینی نمود. مجموعه این اصول به نام قاعده کشش و رانش نام گذاری شده است. که عبارتند از:

۱- سامانه‌های کم فشاری و زبانه‌های آن‌ها (برخلاف سامانه‌های پرفشاری) با هر ماهیتی به سمت یکدیگر کشیده می‌شوند، بگونه‌ای که مراکز کم فشارتر و وسیع‌تر سبب مکش سامانه‌های کم فشاری ضعیف‌تر اطراف خود شده که در نهایت تقویت هر چه بیشتر تاوایی سامانه‌های غالب را در بر خواهد داشت.

۲- سامانه‌های پرفشاری باعث رانش و جابجایی هسته‌های کم فشاری اطراف خود می‌شوند، به شکلی که اگر مراکز پرفشار به شکل تقریباً مماس در شمال و غرب هسته‌های صعودی قرار گیرند باعث جابجایی آن‌ها به سمت جنوب و غرب شده و اگر مراکز پرفشار در جنوب و شرق آنها قرار گیرند منجر به جابجایی هسته‌های کم فشاری به سمت شمال و شرق خواهند شد. البته این حالت به جهت حرکت مراکز فشار بستگی خواهد داشت، به شکلی که اگر هر دو سامانه (کم فشاری و پرفشاری) در جهت خلاف هم حرکت نمایند (از یکدیگر دور شوند). هیچ کنشی بین آن وجود نخواهد داشت.

۳- پیش روی دو سامانه پرفشاری به سمت یکدیگر در جهت عمود بر راستای ارتباط دو سامانه کم فشاری، باعث قطع ارتباط سامانه‌های کم فشاری خواهد شد.

۴- قرارگیری یک هسته کم فشاری در میان دو پرفشار ایستا در منطقه حاره ترجیحاً با روند شمالی- جنوبی یا شرقی- غربی منجر به تقویت تاوایی هسته کم فشار صعودی و ایجاد کم فشار دینامیکی می‌گردد (مانند مرکز همگرایی دریای سرخ). البته پایستاری و تقویت این حالت زمانی بیشتر است که همپوشانی خوبی بین موقعیت سلول دینامیکی و هسته آب گرم وجود داشته باشد (مثال، مناطق شکل‌گیری توفان‌های حاره‌ای در اقیانوس).

با توجه به سه شرط اساسی در پیدایش توفند فت به طور کلی باید تشریح نمود که با برهم خوردن توازن گرمایی دمای آب خلیج بنگال و اقیانوس هند از روز ۲۶ می و تشکیل هسته آبگرم در مرکز اقیانوس هند شمالی با دمای ۳۲ درجه سلسیوس به همراه کشیدگی و نفوذ زبانه‌های هسته کم فشار موسمی از مرکز پاکستان بر روی هسته آبگرم مذکور با فشار مرکزی ۱۰۰۲ هکتوپاسکال و سرعت متعادل و آرام باد در چینش افقی در سطوح پایینی و میانی جو، در روز ۳۱ می ساعت ۱۸ عصر به وقت گرینویچ، گام اولیه در پیدایش چرخند فت برداشته شده است، به گونه ای که الگوی آن در ۱ ژوئن آشکار می‌گردد. کنش تمام عوامل یاد شده موجب صعود شدید هوا در منطقه گردیده که در صورت نبود هر یک از هریک از سه پارامتر فوق الذکر تشکیل توفند فت امکان‌پذیر نمی‌بود. بعنوان نمونه هسته آب گرم مذکور از ۷ می تا ۱۵ ژوئن موجود بوده. اما هیچگونه چرخندی در قبل و بعد از فت تشکیل نگردیده است، که دلیل آن را باید در مواردی همچون گسترش پرفشار جنب حاره بر روی منطقه، عدم تقویت کم فشار موسمی و استقرار هسته‌های صعودی آن بر روی خشکی به سبب توسعه پرفشار جنب حاره بر اقیانوس هند به همراه کاهش پهنه هسته آب گرم و محدود شدن بیشتر آن به کرانه های غربی شبه قاره هند دانست.

تحلیل همدیدی پیش‌بینی مسیر و ردیابی گذرگاه حرکت توفند فت

امروزه روش‌ها و مدل‌های مختلفی در پیش‌بینی مسیر حرکت توفان‌های حاره‌ای وجود دارد. با توجه به مواد و روش‌های پژوهش برای دست یابی به یک قاعده کلی در تعیین مسیر حرکت توفند فت، ۸ توفان حاره‌ای^۱ رخ داده در این بخش از اقیانوس هند مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که از طریق برقراری ارتباط دقیق بین تغییرات حاصل از امگا و فشار در ترازهای پایینی

۱- بررسی‌های انجام شده توسط مولفان از توفان‌های تری (۲۰۰۸)، گونو (۲۰۰۷)، ماکدا (۲۰۰۶) اوسه آ، اودو آ، اویک آ (۲۰۰۴)، توفند شمال اقیانوس هند در ۵ می ۲۰۰۲ و توفند شمال اقیانوس هند در تاریخ ۱۵ می ۱۹۹۹

نکته: مهم‌ترین پارامترها در خصوص تحلیل و پیش‌بینی مسیر توفان‌های حاره‌ای توسط قاعده کشش و رانش بر تغییرات امگا و فشار در ترازهای میانی و پایینی جو به همراه نحوه کنش این دو عامل در توفان‌ها استوار بوده و تحلیل می‌گردد.

لازم به توضیح است که موارد فوق الذکر با توجه به بررسی‌های به عمل آمده، صرفاً بر روی توفان‌های حاره‌ای غرب اقیانوس هند (گرمایی-همرفتی) بوده و بکارگیری آن برای بادهای غربی و سامانه‌های دینامیکی عرض‌های میانی یا گرمایی مناطق دیگر نیاز به پژوهش‌های بیشتری دارد.

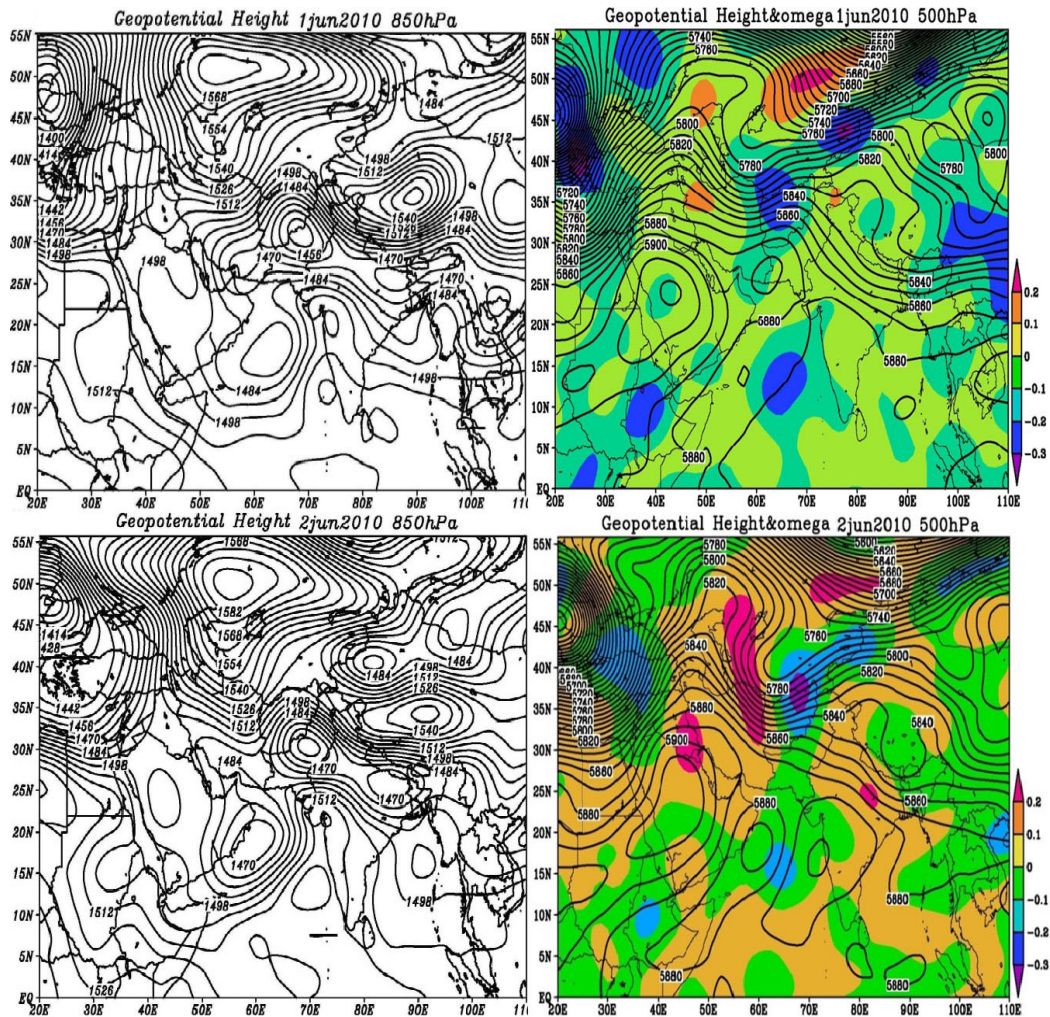
برای درک بهتر کاربرد قاعده کشش و رانش در پیش‌بینی مسیر حرکت توفند فت، نحوه پیش‌بینی مسیر توفند در هر مرحله بر اساس این اصل در زیر تشریح شده است.

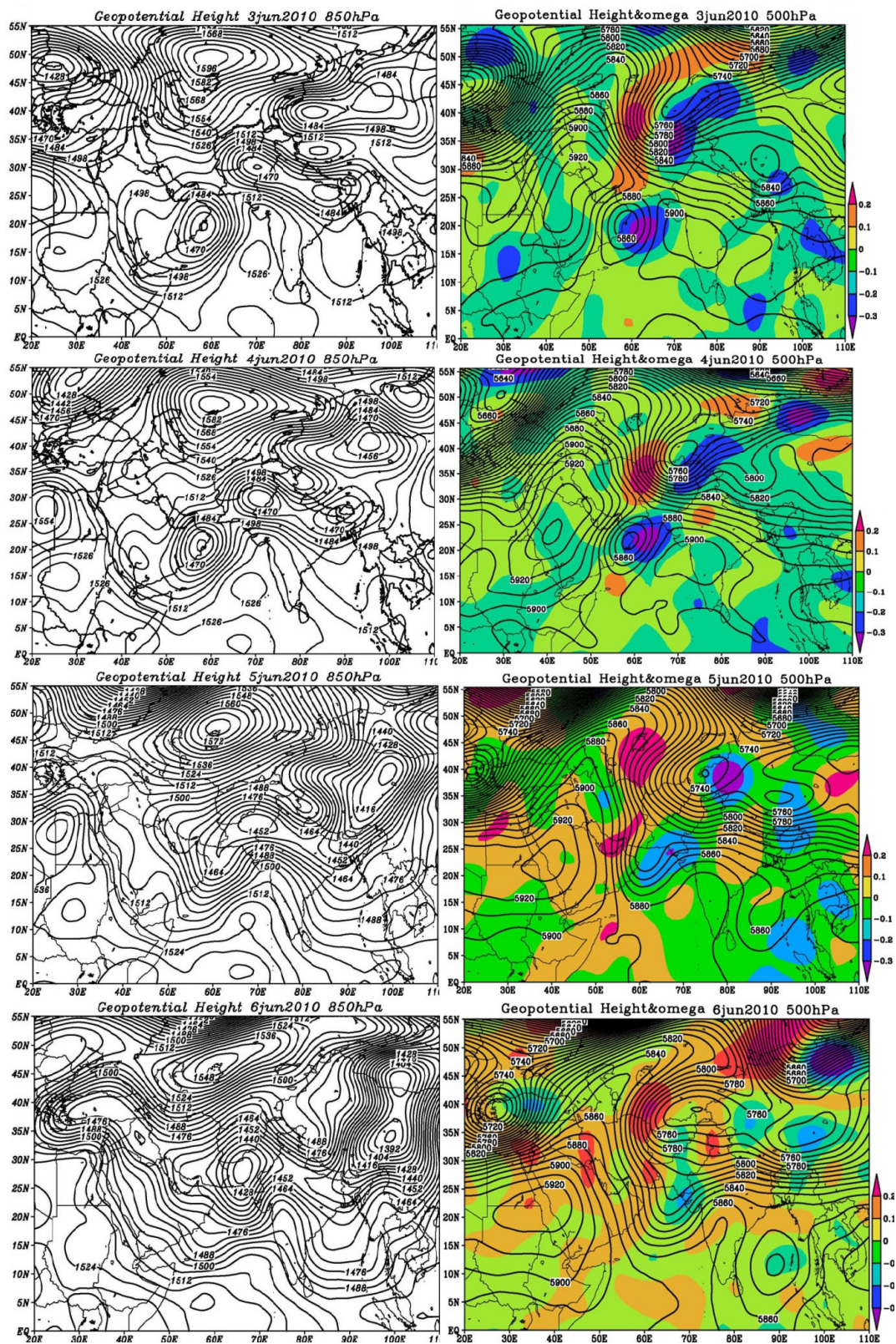
بر اساس اصول حاکم بر تغییرات امگا و فشار (اصول بنیادی کشش و رانش) می‌توان با بررسی نقشه‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و نیز پیگیری تغییرات امگای این تراز در روزهای ۳۱ می تا ۳ ژوئن، گذرگاه اصلی حرکت توفند فت را پیش‌بینی نمود و با بررسی نقشه‌های فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال چگونگی حرکت چرخند در گذرگاه فرعی را تعیین نمود. با توجه به ۴ اصل قاعده کشش و رانش و پایستاری الگوهای فشار در نقشه‌های شکل‌های (۷) و (۸) از زمان تشکیل توفند تا روز ۳ ژوئن گذر چرخند فت پس از تشکیل در مرکز اقیانوس هند شمالی به سوی سواحل عمان پیش‌بینی می‌شود و پس از آن به سمت شمال‌شرق منحرف شده و به سواحل پاکستان برخورد می‌کند. علت پیش‌بینی حرکت چرخند به سمت سواحل عمان به سبب این است که از روز ۳۱ می تا ۱ ژوئن (شکل‌های ۳ و ۷) آرایش مکانی کمربند پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با ارتفاع مرکزی ۵۹۱۰ ژئوپتانسیل متر به سمت غرب جابجا شده و بر روی شبه جزیره عربستان استقرار یافته است. این جابجایی باعث تقویت ارتباط توفند فت با کم ارتفاع ناوه مستقر بر روی بالکان با ارتفاع مرکزی ۱۳۸۰ ژئوپتانسیل متر در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در مقایسه با هسته کم فشار موسمی مستقر بر روی پاکستان با ارتفاع مرکزی ۱۴۴۰ ژئوپتانسیل متر شده است که نتیجه آن کشش

نسبی توفند به سمت سواحل عمان خواهد بود. زیرا ناوه بالکان از نظر فشاری نسبت به کم فشار مرکز پاکستان بسیار قوی‌تر بوده که نتیجه آن جذب توفند به سمت خود است (اصول ۱ از قاعده کشش و رانش). البته در این جابجایی نقش هسته پرفشار جنب حاره مستقر در جنوب غرب سواحل شبه قاره هند با ارتفاع مرکزی ۱۵۲۶ ژئوپتانسیل متر در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال که ضمن تقویت تاوایی چرخند فت باعث فشار به آن و جابجایی به سمت سواحل عمان شده است را نباید نادیده گرفت (اصول ۲ از قاعده کشش و رانش). در روزهای ۲ و ۳ ژوئن، گسترش محور سامانه بندالی (پرفشار) مستقر در شمال خزر به سمت جنوب (سواحل جنوبی ایران) و نفوذ زبانه‌های پرفشار جنب حاره مستقر در شبه جزیره عربستان به سمت شمال (سواحل جنوبی ایران) باعث کاهش ارتباط کم فشار ناوه بالکان با چرخند فت خواهد شد (اصول ۳ از قاعده کشش و رانش). اثر این تضعیف در کاهش ارتباط، به همراه استقرار و پایداری پرفشار جنب حاره مستقر بر روی عربستان منجر به کاهش پایستاری چرخند فت در حرکت، به عمق سواحل عمان خواهد بود. در نتیجه، جابجایی توفند به سمت سواحل عمان حالتی موقتی خواهد داشت (اصول ۲ از قاعده کشش و رانش). از طرفی دیگر گسترش رو به شمال هسته پرفشار مستقر در سواحل جنوب غرب شبه قاره هند که در اصل توسعه یافته از زبانه‌های پرفشار جنب حاره می‌باشد، سبب تشکیل یک پشته قوی با روند توسعه رو به شمال شده است. حرکت پرفشار مذکور باعث تضعیف ارتباط هسته کم فشار موسمی پاکستان با هسته‌های صعودی شمال شرق هند و جنوب شرق چین خواهد شد (اصول ۳ از قاعده کشش و رانش) که نتیجه آن تضعیف قدرت کم فشار پاکستان و ماندگاری چرخند فت در سواحل عمان است. زیرا هسته کم فشار موسمی مستقر در مرکز پاکستان به سبب افزایش فشار مرکزی، قدرت کشش و جذب چرخند فت را با فشار مرکزی پایین‌تر از خود را نخواهد داشت. از طرف دیگر ارتباط توفند فت با کم فشار بالکان به دلایل نامبرده به شدت تضعیف شده است (حرکت دو سامانه پرفشاری مستقر بر روی دریای خزر و شبه جزیره عربستان به سمت یکدیگر). به گونه‌ای که کم فشار

سمت جنوب (شمال پاکستان) و برقراری ارتباط با هسته کم فشار موسمی پاکستان، سبب تقویت آن شده به گونه‌ای که فشار مرکزی آن ۱۵ میلی بار در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال از توفند فت کمتر شده است (نگاه شود به تغییرات امگا از ۱ تا ۲ ژوئن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال)، از این رو بعد از پایان روز ۳ ژوئن که ارتباط کم فشار بالکان با چرخند فت به طور تقریباً کامل قطع می‌شود، مرحله حرکت توفند به سمت سواحل پاکستان آغاز می‌گردد. در حرکت توفند فت به سمت سواحل پاکستان، پرفشار مستقر در جنوب غرب شبه قاره هند و شبه جزیره عربستان علاوه بر تقویت تاوایی چرخند دارای نقش برجسته‌ای می‌باشند (اصول ۲ و ۴ از قاعده کشش و رانش).

بالکان توانایی جابجایی چرخند فت را به طور کامل به سمت غرب (سواحل عمان) را از دست داده است (اصول ۲ از قاعده کشش و رانش)، اما روند جابجایی توفان به سمت شمال-شمال شرق با سرعتی بسیار اندکی ادامه خواهد داشت که علت آن را باید در تقویت هسته پرفشار جنب حاره مستقر در سواحل جنوب غربی شبه قاره هند در حرکت به سمت غرب (اصول ۲ و ۴ از قاعده کشش و رانش) و قطع نشدن ارتباط کامل توفند از نظر فشاری با کم فشار مرکز پاکستان برخلاف کم فشار بالکان دانست (تغییرات امگا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۲ و ۳ ژوئن تایید کننده ارتباط فشاری توفند فت با کم فشار پاکستان است). در ۲ ژوئن گسترش زبانه کم فشار غرب روسیه به

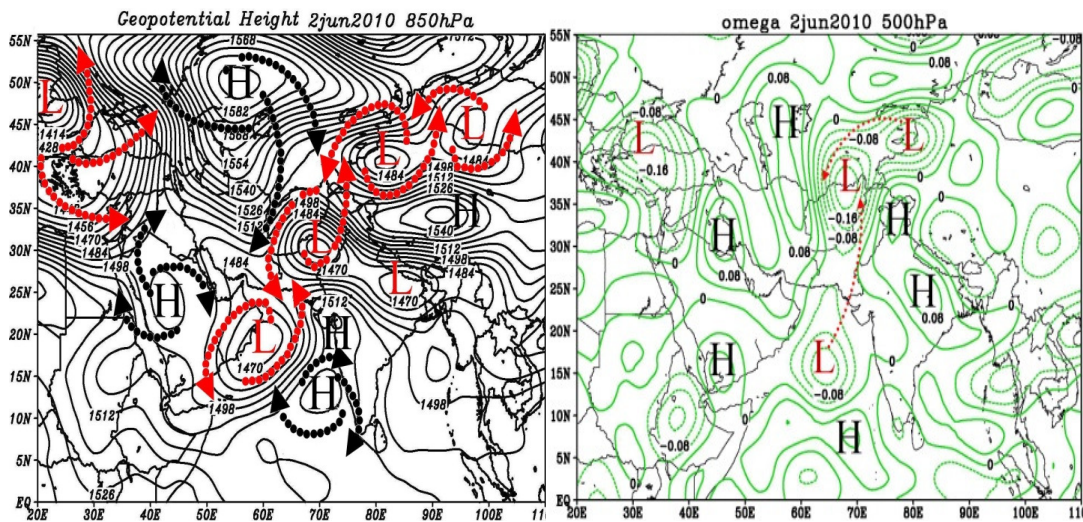




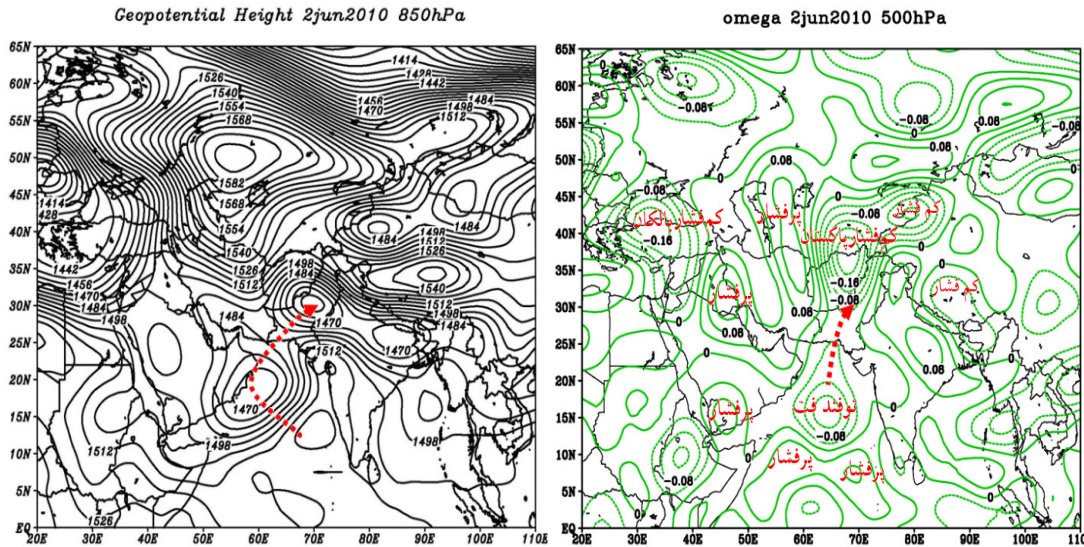
شکل ۷- ترکیب تغییرات فشار و امگا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از ۱ تا ۶ ژوئن شکل ۸- تغییرات فشار در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از ۱ تا ۶ ژوئن

ارتباط آن با تغییرات فشار و امگا در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال تا زمان رسیدن به یک جریان پایدار در روند تغییرات پارامترها، مسیر حرکت توفان‌ها را پیش‌بینی نمود، که این قضیه برای توفند فت با دنبال نمودن روند مسیر تغییرات سامانه‌های فشاری تا ۳ ژوئن امکان پذیر شده است. از این رو نقشه‌های شکل (۱۰) پیش‌بینی مسیر حرکت توفند فت را بر اساس قاعده کشش و رانش در دو مسیر اصلی (مسیر نهایی) و فرعی (تغییرات اندک در جابجایی) نشان می‌دهند.

با توجه به توضیحات ارائه شده در چگونگی تشریح مسیر حرکت توفند فت می‌توان بیان کرد پایستار در الگوی حرکت و قدرت سامانه‌های فشاری از روز ۳۱ می تا ۳ ژوئن گواه بر حرکت توفند فت به سمت سواحل پاکستان دارد. در شکل (۹) چگونگی تحلیل ارتباط و کنش اثر سامانه‌های فشاری براساس قاعده کشش و رانش بر یکدیگر و براساس پایستاری تغییرات امگا و فشار در الگوی کلی نشان داده شده است. از این رو می‌توان با دنبال نمودن تغییرات پارامترهای امگا و فشار در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و



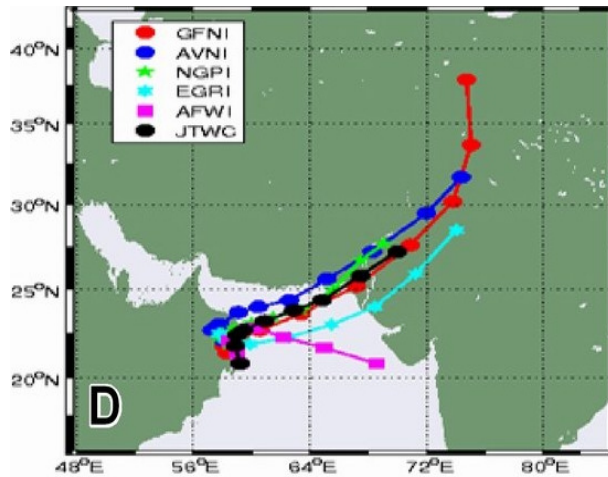
شکل شماره ۹- نقشه سمت راست نشان دهنده آرایش سامانه‌های کم فشاری و پرفشاری و پیکان‌های اتصال دهنده آن‌ها ارتباط این سامانه‌ها را از نظر فشاری نشان می‌دهد و نقشه سمت چپ نشان دهنده تغییرات امگا به همراه مسیر حرکت توفند است. همان‌طور که در نقشه امگا مشاهده می‌شود (شکل سمت چپ) حد فاصل ارتباط توفند فت و کم فشار موسمی مستقر بر روی پاکستان با قدرت مرکزی ۰/۲۰- هکتوپاسکال بر ثابته، تغییرات فشاری مثبت از لحاظ امگا مشاهده نمی‌گردد. اما در حد فاصل توفند فت و کم فشار بالکان زیانه‌های مثبت امگا با قدرت ۰/۰۴+ هکتوپاسکال بر ثابته حاکی از قطع ارتباط این دو سامانه فشاری توسط پرفشار جنب حاره است که نتیجه آن توسعه توفند فت به سمت کم فشار مستقر بر روی پاکستان است. پایستاری در آرایش سامانه‌های فشاری از ۳۱ می تا ۳ ژوئن در ترازهای پایینی (شکل سمت راست) و میانی جو گواه بر پایدار ماندن الگوی مذکور در تغییرات امگا دارد. از این رو در مقایسه مقادیر امگا قدرت صعود در کم فشار پاکستان از توفند فت بیشتر بوده در نتیجه براساس اصل ۱ و ۲ از قاعده کشش و رانش، از ۲ ژوئن می‌توان مسیر حرکت توفند را به سمت سواحل پاکستان پیش‌بینی نمود.



شکل شماره ۱۰- تعیین گذرگاه حرکت توفند فت در دو مسیر اصلی (نقشه امگا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) و فرعی (نقشه تغییرات فشار تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال) از ۲ ژوئن به بعد

بود. شکل (۱۱) نشان دهنده گذرگاه‌های پیش‌بینی شده توفند فت توسط سازمان‌های هواشناسی کشورهای منطقه از ۳ ژوئن به بعد می‌باشد.

همان‌گونه که در شکل (۱۰) مشاهده می‌شود مسیر حرکت توفند فت براساس قاعده کشش و رانش پس از در نوردیدن سواحل عمان به سمت سواحل پاکستان خواهد



شکل شماره ۱۱- مسیرهای متفاوت از پیش‌بینی گذرگاه حرکت توفند فت از ۳ ژوئن به بعد توسط سازمان هواشناسی منطقه

منبع: <http://www.nhc.noaa.gov/storm>

روز ارتفاع مرکزی چرخند در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به ۱۴۴۱ ژئوپتانسیل متر رسیده، علت اصلی رسیدن قدرت توفند در ۲ و ۳ ژوئن به درده ۴ در مقیاس سفیر سیمپسون را می‌توان با توجه به نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۸) در احاطه شدن کامل چرخند بین دو سامانه پرفشاری

در ادامه روند تحلیل ردیابی و تعیین گذرگاه توفند فت، در اوایل ۲ ژوئن دوره بلوغ چرخند کامل شده به شکلی که قدرت صعودی آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به -0.24 هکتوپاسکال بر ثانیه در مقایسه با -0.14 هکتوپاسکال بر ثانیه (hp/s) نسبت به اوایل روز ۱ ژوئن می‌رسد. در این

شرایط روز چهارم با قدرت بسیار حاکم بوده. در این روز سامانه بندالی مستقر بر روی خزر به سمت غرب جابجا شده به گونه‌ای که زبانه‌های آن از نواحی شرق ایران عقب نشینی نموده است. این حالت به همراه تقویت کم فشار پاکستان باعث آغاز ادغام توفند فت با کم فشار پاکستان شده است. در روز ۶ ژوئن چرخند فت کاملاً با هسته کم فشار موسمی پاکستان ادغام شده که این عامل اثر بسیار مهمی بر تقویت تاوایی چرخند در دو تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال داشته و یکی از عوامل برابری نسبی بارش‌های سواحل جنوب غربی پاکستان در این روز با بارش‌های سواحل کراچی در روز ۵ ژوئن می‌باشد. در جدول (۱) مشخصات توفند فت از زمان تشکیل تا نابودی ارائه شده است.

جنوب غربی شبه قاره هند و شبه جزیره عربستان دانست. این شرایط به بقای تاوایی نسبی چرخند کمک کرده به شکلی که هسته پرفشار جنوب غربی شبه قاره هند باعث نفوذ رطوبت از مناطق جنوبی حاره به سمت چرخند خواهد شد (اصول ۴ از قاعده کشش و رانش). همچنین انطباق کامل هسته صعودی توفند فت با هسته آب گرم را نمی‌توان در این تقویت نادیده گرفت. نقشه‌های امگا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تااید کننده عوامل مذکور در این تقویت هستند. در روز ۴ ژوئن پرفشار عربستان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به شکلی تقویت شده که تمام نواحی غربی ایران را در بر گرفته است. این شرایط با توجه به پسروی کم ارتفاع بالکان به سمت شمال باعث قطع کامل ارتباط چرخند فیت با این کم فشار شده که نتیجه آن توقف کامل حرکت (کشش) چرخند فت به سوی غرب (سواحل عمان) می‌باشد. در ۵ ژوئن

جدول شماره ۱- مشخصات توفند فت از نظر قدرت و مسیر حرکت از زمان تشکیل تا نابودی

منبع: <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/gallery/2010153-0602/Phet>

Date	Time	Lat	Lon	Wind (mph)	Storm Type	Date	Time	Lat	Lon	Wind (mph)	Storm Type
05/31	18 GMT	15.30	63.90	40	Tropical Storm	06/03	18 GMT	20.80	59.20	120	Category 3
06/01	0 GMT	15.70	63.80	40	Tropical Storm	06/04	0 GMT	21.50	59.20	105	Category 2
06/01	6 GMT	16.40	62.80	60	Tropical Storm	06/04	6 GMT	22.30	59.30	85	Category 1
06/01	12 GMT	16.80	62.20	65	Tropical Storm	06/04	12 GMT	22.90	59.50	75	Category 1
06/01	18 GMT	17.10	61.50	75	Category 1	06/04	18 GMT	23.50	59.80	70	Tropical Storm
06/02	0 GMT	17.50	61.00	105	Category 2	06/05	0 GMT	23.90	60.30	50	Tropical Storm
06/02	6 GMT	17.70	60.60	125	Category 3	06/05	6 GMT	23.80	61.00	40	Tropical Storm
06/02	12 GMT	18.20	60.00	145	Category 4	06/05	12 GMT	23.70	61.60	40	Tropical Storm
06/02	18 GMT	18.50	59.60	140	Category 4	06/05	18 GMT	23.40	62.30	40	Tropical Storm
06/03	0 GMT	18.60	59.40	135	Category 4	06/05	18 GMT	23.40	62.30	45	Tropical Storm
06/03	6 GMT	19.00	59.40	135	Category 4	06/06	0 GMT	22.90	64.10	45	Tropical Storm
06/03	12 GMT	20.00	59.50	120	Category 3	06/06	6 GMT	23.40	65.60	40	Tropical Storm

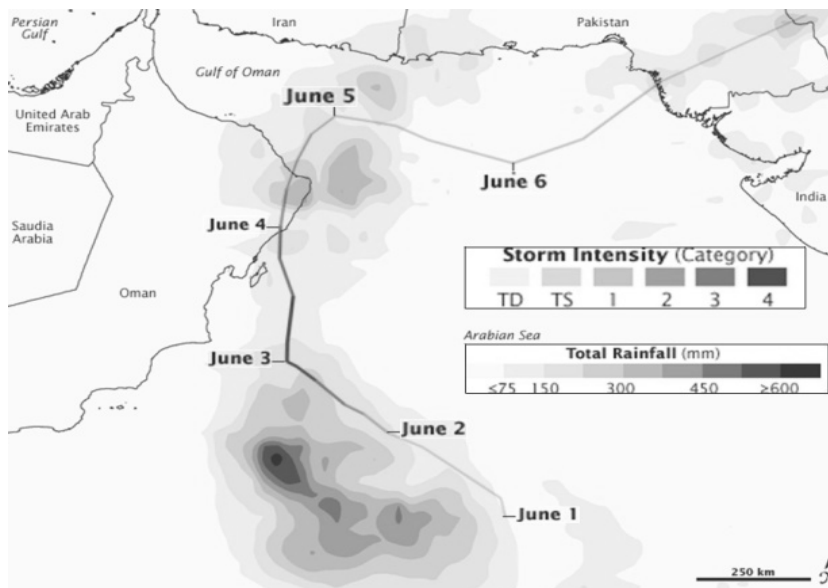
هسته ناهنجاری آبگرم در این روز از $+2$ درجه به $+1/8$ درجه سلسیوس کاهش یافته است. نتیجه این حالت رخداد بارش به مقدار 300 تا 350 میلی‌متر در 24 ساعت در سواحل شرقی عمان بوده است. در 5 ژوئن هسته صعودی تراز 850 ضعیف و با میزان $0/1$ - پاسکال بر ثانیه در مرکز دریای عرب قرار گرفته و هسته 500 هکتوپاسکال با مقدار $0/18$ - پاسکال بر ثانیه سواحل کراچی و ایالت سند پاکستان را در نوردیده است. مقدار بارش رخ داده در مناطق ساحلی جنوب غربی پاکستان 137 میلی‌متر در 24 ساعت گزارش شده است. بارش‌های بنادر جنوب شرقی ایران در این روز با شدت بیشتری به شکل پراکنده آغاز که بیشترین مقدار مربوط به بندر چابهار در حدود 64 میلی‌متر بوده است. جدول 2 میزان بارش و دیگر تغییرات عناصر جوی حاصل از عملکرد توفند فت را از 4 تا 5 ژوئن در چند ایستگاه کشور را نشان می‌دهد. با حرکت مرکز چرخند به سمت مناطق داخلی پاکستان در 6 ژوئن قطب صعودی تراز 850 هکتوپاسکال به سمت سواحل غربی هند منحرف شده و در تراز 500 هکتوپاسکال هسته صعودی با میزان $0/22$ - هکتوپاسکال بر ثانیه کل پاکستان را در برگرفته است. همچنین هسته آبگرم با ناهنجاری $+2$ درجه سلسیوس که در روزهای چهارم و پنجم به $+1/8$ درجه کاهش یافته بود مجدداً در این روز به $+2$ درجه سلسیوس افزایش دما یافته و محور صعودی تراز 850 هکتوپاسکال بر روی آن منطبق شده است. مقدار بارش رخ داده در سواحل جنوب شرقی پاکستان در این روز با مقادیر بارش سواحل جنوب غربی 5 ژوئن برابری می‌نماید.

بخش دوم: واکاوی اثرات چرخند حاره‌ای فیت در تغییرات بارش و دمای هوا در مناطق متأثر از آن

بارش: بارش در بخش‌های مختلفی از چرخندهای حاره‌ای با توجه به شدت همرفت رخ می‌دهد. دیواره چشم توفان معمولاً شدیدترین مقادیر بارش و باد را به همراه دارد. همچنین نوارهای ماریچی ابر پس از ورود به خشکی به تناوب باعث بارش می‌شوند. در بررسی تصاویر ماهواره‌ای تی، آر، ام (شکل 12) بیشترین مقدار بارش (500 تا 600 میلی‌متر) مربوط به اوسط 2 (12 عصر به وقت گرینویچ) و اوایل 3 ژوئن (6 صبح به وقت گرینویچ) در مرکز اقیانوس هند شمالی رخ داده است. که ارتباط بسیار نزدیکی با قدرت صعودی چرخند در توسعه و اگرایی بالایی و انتقال آن به تراز 500 هکتوپاسکال دارد. به عبارت دیگر در چینش قائمی، زمانی که هسته‌های مراکز صعود در هر دو تراز پایینی و میانی در راستای یک محوریت قرار گیرند، بیشینه هسته‌های بارشی در همان نقاط در انطباق با هسته آبگرم قرار خواهد داشت. به عنوان نمونه در 2 و 3 ژوئن قدرت صعودی در هر دو تراز پایینی و میانی جو به مقدار $0/24$ - پاسکال بر ثانیه رسیده است که انطباق کاملی با مقدار بارش رخ داده دارد. اما در 4 ژوئن قطب صعودی 850 هکتوپاسکال ($0/18$ - پاسکال بر ثانیه) با پیشروی توفان به سمت سواحل شرقی عمان، به سمت جنوب منحرف شده در حالی که در همین روز هسته صعودی تراز 500 هکتوپاسکال به میزان $0/24$ - پاسکال بر ثانیه به سمت شمال و شرق کشور عمان منحرف شده است. نتیجه این شرایط کاهش قدرت صعودی توفند است. همچنین دمای

جدول شماره ۲- مشخصات تغییرات عناصر جوی برخی ایستگاه‌های کشور

نام ایستگاه	دمای متوسط °C	دمای نقطه شبنم °C	متوسط رطوبت نسبی (%)	میانگین سرعت باد (k/h)	جهت باد غالب	بارش (mm)	زمان
بندر عباس	۳۳	۲۵	۶۱	۱۱	S	۰	۱۵ خرداد (۴ ژوئن)
زاهدان	۲۵	-۵	۱۴	۱۳	N,NE	۰	
چابهار	۲۶	۲۴	۸۴	۲۶	N,NE	۳۱	
بندر عباس	۳۳	۲۵	۶۲	۱۴	S,SW	۰	۱۶ خرداد (۵ ژوئن)
زاهدان	۲۲	-۱۳	۸	۱۳	N,NE	۰	
چابهار	۲۵	۲۵	۹۰	۳۲	N,NE	۶۴	

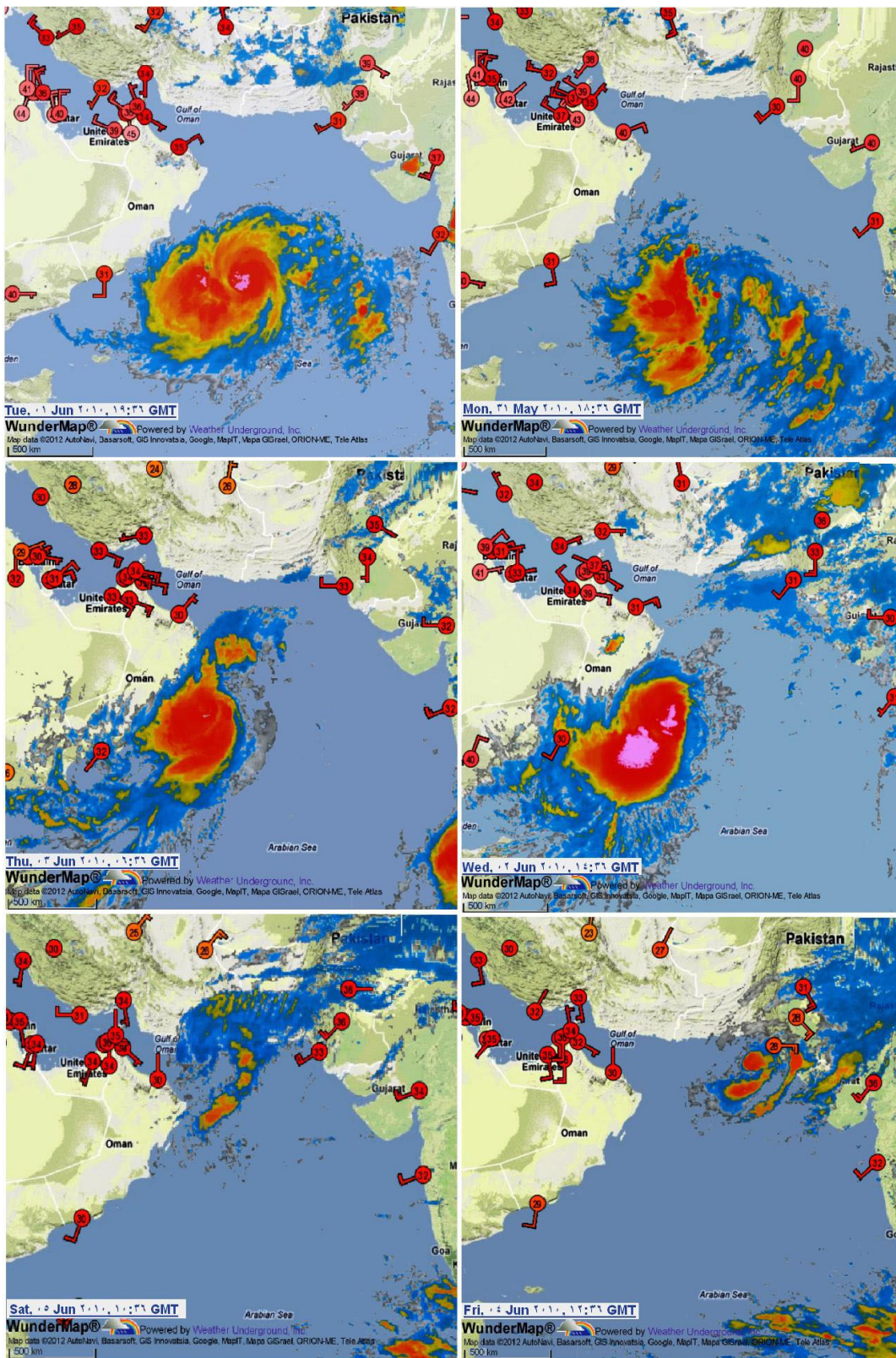


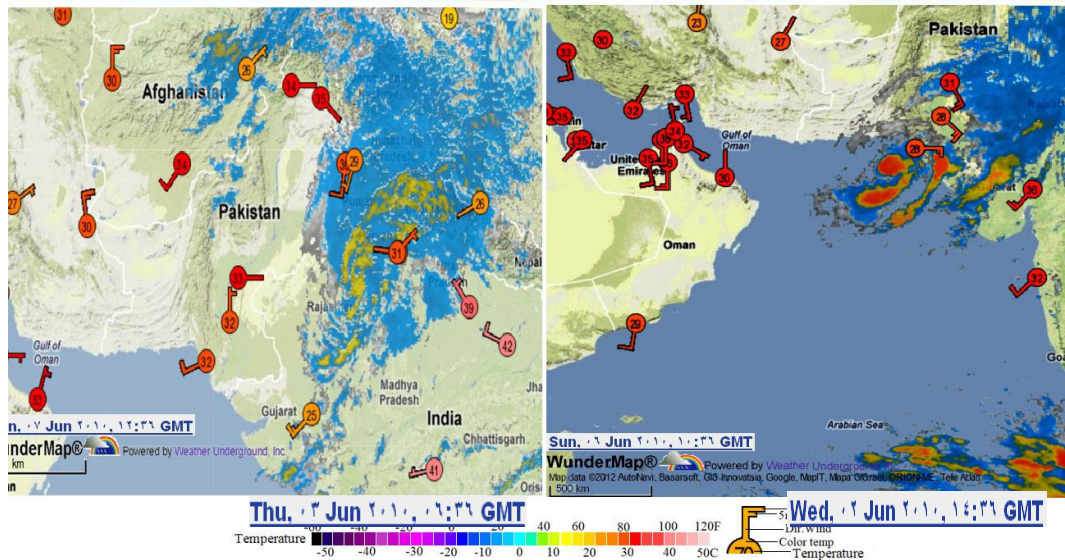
شکل شماره ۱۲- تصویر ماهواره ای دریافت شده از سنجنده TRM که مقدار بارش ناشی از توفان فت و مسیر حرکت آن را به همراه مقیاس قدرت نشان می دهد.

منبع: http://www.nasa.gov/mission_pages/hurricanes/archives/2010/h2010_phet.htm

ناهنجاری دمایی ۲+ تا ۵+ درجه کل منطقه را فرا گرفته است. علت ناهنجاری منفی دمایی در تراز پایینی جو تراکم ناشی از همرفت و صعود شدید هوا می باشد، اما در تراز میانی جو رخداد ناهنجاری‌ها مثبت دمایی به علت آزاد شدن انرژی نهان بخار آب است. در ۶ ژوئن هسته منفی ۸- درجه سلسیوس در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از منطقه خارج و تنها بر روی پاکستان مستقر شده است در حالی که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قطب ۴+ درجه از پاکستان عقب نشینی و در مرکز اقیانوس هند قرار گرفته است. البته در نقشه‌های دما از ۶ تا ۱۱ ژوئن ناهنجاری دمایی در هر دو تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی پاکستان مشاهده می شود، به شکلی که از ۱۱ ژوئن به بعد شرایط ناهنجاری از روی منطقه محو و پرفشار جنب حاره حاکمیت پیدا می نماید. این ناهنجاری دمایی (۶ تا ۱۱ ژوئن) مربوط به هسته کم فشار موسمی قرار گرفته در مرکز پاکستان است و ارتباطی با چرخند فت ندارد. در شکل (۱۳) مراحل تولد تا مرگ توفند فت به همراه اثرات آن بر دما، سرعت و جهت باد ایستگاه‌های منطقه در تصاویر ماهواره‌ای نشان داده شده است.

دما: ردیابی تغییرات دما براساس مراحل رشد توفان در ترازهای مختلف جو متفاوت بوده و به طور کلی می توان آن را با توجه به قدرت صعودی توفان در دو تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال مطالعه نمود. با توجه به بررسی نقشه‌های ناهنجاری دما در اوایل ۲ ژوئن به دلیل قوی نبودن چرخند (مراحل اولیه بلوغ)، صعود هوا چندان در لایه‌های میانی جو نمایان نشده است. اما از اواسط روز دوم تا اواسط روز چهارم به سبب بلوغ کامل چرخند شرایط صعود به خوبی مهیا شده به گونه‌ای که قطب منفی ۸- درجه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در تمام منطقه از شرق تنگه هرمز تا مرکز اقیانوس هند شمالی و پاکستان را در بر گرفته است و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال قطب ناهنجاری ۴+ درجه سلسیوس در نقشه‌ها مشخص می باشد. در ۵ ژوئن ناهنجاری دمایی ۸- درجه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال کاملاً از روی ایران خارج و بر روی سواحل جنوبی پاکستان مستقر شده است. در همین روز تمام مناطق جنوب شرقی ایران، سواحل شرقی عمان و شمال غربی هند بین ۲- تا ۸- درجه ناهنجاری دمایی را نسبت به شرایط میانگین خود تجربه نموده‌اند. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با حفظ موقعیت،





شکل شماره ۱۳- مراحل تولد تا مرگ توفند فت به همراه رد گیری اثرات آن بر دما، سرعت و جهت باد ایستگاه‌های منطقه (۳۱ می ۲۰۱۰ تا ۷ ژوئن ۲۰۱۰).

منبع: <http://www.wunderground.com>

نتیجه‌گیری

حرکت رو به شمال (به سمت مرکز و سواحل جنوبی ایران)، ارتباط بین این دو کم فشار (چرخند فت و کم فشار بالکان) به شدت تضعیف شده است. این شرایط به همراه گسترش هسته کم فشار موسمی مستقر در مرکز پاکستان، سبب مکش و حرکت توفند حاره‌ای فت به سمت سواحل پاکستان پس از ۴ ژوئن گردیده، که در این جابجایی نوع آرایش هسته‌های پرفشار جنب حاره مستقر در اطراف سامانه فت نقش فعالی را داشته‌اند. در بررسی اثرات جوی ناشی از ورود سامانه مذکور به منطقه در طی دوره‌ای فعالیت شش روزه خود، حاکی از تغییرات و ناهنجاری‌های شدید دما در ترازهای پایینی و میانی جو منطقه است. واکاوی تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای ۱، ۲ و ۳ ژوئن نشان می‌دهد که سامانه پرفشار جنب حاره در ترازهای پایینی و میانی به سمت شرق و جنوب عقب نشسته و شرایط مناسب را برای همرفت شدید، شکل‌گیری سامانه و بارش‌های سنگین در جنوب غرب آسیا فراهم نموده است. تصاویر ماهواره‌ای دریافت شده از سنجنده TRM شدیدترین بارش را در روزهای ۲ و ۳ ژوئن در غرب اقیانوس هند شمالی به مقدار

نتایج این پژوهش نشان دارد که سه فراسنج مهم یعنی، افزایش دمای آب اقیانوس هند شمالی با تشکیل هسته آبگرم با دمای ۳۲ درجه سلسیوس در مرکز آن در مقابل متعادل شدن دمای آب خلیج بنگال نسبت به میانگین دراز مدت و از طرفی عقب نشینی کمربند پرفشار جنب حاره به سبب نفوذ و گسترش کم فشار موسمی از عرض ۵ تا ۳۰ درجه شمالی بر روی شبه قاره هند، پاکستان و کشورهای حاشیه خلیج فارس و برابری تقریبی سرعت افقی باد در منطقه تشکیل چرخند حاره‌ای فت (هسته یا چشم چرخند) تا ترازهای میانی و بالایی جو عوامل بسیار مهمی در تشکیل توفند مذکور بوده‌اند. همچنین واکاوی گذرگاه توفان فت نشان می‌دهد که حرکت چرخند از قاعده کشش و رانش پیروی می‌کند، که می‌توان با استفاده از این قاعده گذرگاه جابجایی توفان‌های اقیانوس هند شمالی را پیش‌بینی نمود. براساس این قانون جابجایی توفان فت به سمت سواحل عمان از زمان تشکیل تا ۴ ژوئن به سبب برقراری ارتباط قوی با کم فشار (ناوه) بالکان در تراز پایینی جو بوده است. اما به دلیل گستردگی پرفشار جنب حاره در

6. Gray, W. M., 1968, A global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon Weather Rev.* 96:669–700.
7. Gray, W. M. 1979, Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation *Meteorology Over Tropical Oceans*. D. B. Shaw (Ed.), Roy. Meteor. Soc. James Glaisher House. Grenville Place. Bracknell. Berkshire, RG12 1BX, pp.155-218.
8. Islam, T., R. E. Peterson, 2008, climatology of land falling tropical cyclones in Bangladesh 1877-2003. *Journal of natural hazards* DOL 10.1007/s11069-008-9252-4.
9. Golshani, A. A., S.Taebi, 2008, Numerical Modeling of Gonu Cyclone and Its Resulting Waves in the Gulf of Oman, *journal of sea engineer*, year 4, autumn and winter. 2008, No 72, Pp25-29.
10. Khansalari, S., M.Mazraeh Ei Farahani, M. Azadi, 2011, A study of helicity and helicity flux in the Gonu tropical storm, *journal of iran geophysics*, Vol 5, No 2, Pp97-115
11. Kim, YH., E. H. Jeon, D. E. Chang., H. S. Lee, J. I. Park., 2010, The impact of TPARC 2008 dropsonde observations on typhoon track forecasting. *Asia-Pac J Atmos Sci*, NO. 46, PP. 287–303.
12. Khosravi, M., M. R. poudine, 2010, A survey on climatic impacts of gonu tropical cyclone (june2007) in southeast of Iran, *Natural Geography Researches Quarterly*, year 42, summery 2010, No 72, Pp53-72.

۶۰۰ میلی‌متر نشان می‌دهد. مقدار بارش رخ داده در سواحل عمان ۳۵۰ میلی‌متر و نواحی جنوب شرق ایران به ویژه بندر چابهار و نواحی اطراف آن در مجموع ۹۵ میلی‌متر و در سواحل پاکستان ۱۷۰ میلی‌متر بوده است. به طور کلی جابجایی هسته‌های بارشی با حرکت و قدرت هسته صعودی توفند در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ارتباط زیادی را نشان می‌دهد.

منابع

1. Chen, W., M. Frank, 1993, a numerical study of the genesis of extra tropical convective meso vortices. Part I: Evolution and dynamics. *J. Atmos. Sci*, No.50, pp. 2401-2426.
2. Davis, P., J. Michaels, B. P. Heyden, 2002, Overview of Extratropical Cyclones, in Pielke, R. Jr and Pielk, R. Sr (eds.), *Storms*, Volume 1, Routledge Publisher, pp. 401-426.
3. Dube, S. K., A. D. Rao, T. S. Murty, 2009, Storm surge modelling for the Bay of Bengal and Arabian Sea. *Nat Hazards*, No. 51, pp. 3-27.
4. Degtyareva, A .I., N. V. Degtyareva, 2011, Formation and Evolution of Anomalous TropicalStorm over the Bay of Bengal in April–May 2008, ISSN 1068-3739, *Russian Meteorology and Hydrology*, 2011, Vol. 36, No. 2, pp. 112–116.
5. Emanuel, K. A., J. Lighthill, Z. Zheming, G. J. Holland, 1993, *The physics of tropical cyclogenesis over the Eastern Pacific*. Peking University Press, PP.136-142.

13. Merriell, R. T., 1983, comparison of large and small tropical cyclone. monthly weather review, vol 112, pp. 1408-1418.
14. Nicholls, N., C. W. Landsea, J. Gill, 2005, Recent trends in Australian tropical cyclone activity. *Met. Atmos. Phys*, No.65, pp.197-205.
15. Park, S. K., D. L. Zhang, H. H. Kim, (2008), Impact of drop windsonde data on the track forecasts of a tropical cyclone: an observing-systems simulation experiment study. *Asia-Pac J Atmos Sci*, No. 44, pp.85-92.
16. Shanmugasundram, J., J. P. harikrishna, s. gomathinayagam, n. lakshmanan, 1999, wind terrain and structure damping characteristics under tropical cyclone conditions. *engineering structures*, vol. 21, No.11, pp. 1006-1014.
17. Sharna, R. A., P. G. richards, 1999, a reexamination of the characteristics of tropical cyclone winds. *Journal of wind engineering and industrial aerodynamics*, No 83, pp. 21-33.
18. Srinivas, C. V., V. Yesubabu, R. Venkatesan, S. S. V. S. Ramarkrishna, 2010, Impact of assimilation of conventional and satellite meteorological observations on the numerical simulation of a Bay of Bengal Tropical Cyclone of November 2008 near Tamilnadu using WRF model, Springer Verlag, *Meteorol Atmos Phys* 110:19-44, DOI 10.1007/s00703-010-0102-z.
19. Vermette, S., 2007, storm of tropical origin. a climatology for new york stste, usa (1851-2005), *journal of natural hazards*, No 42, pp. 318-326.
20. Velasco, I., J. M. Fritsch, 1987, Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, No. 92, pp.9561-9613.
21. Walker, N. D., 2001, Tropical Storm and Hurricane Wind Effects on Water Level, Salinity, and Sediment Transport in the River-Influenced Atchafalaya-Vermilion Bay System, Louisiana, USA. Coastal Studies Institute/Department of Oceanography and Coastal Sciences, Vol. 24, No. 4, pp. 498-508.
22. Zehr, R. M., 1992, Tropical cyclogenesis in the western North Pacific. NOAA Technical Report NESDIS 61, U. S. Department of Commerce, Washington, DC 20233, p.181.