

بررسی توفان‌های همرفتی عمیق و سطوح جهیده مرتبط با آن‌ها در غرب ایران با استفاده از تصاویر SEVIRI

سمیه رفعتی^۱ - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه سید جمال‌الدین اسدآبادی، اسدآباد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۵/۲۴ تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۹/۲۱

چکیده

در این مطالعه سامانه همرفتی عمیق روز ۲۷ مارس ۲۰۰۷ و سطوح جهیده (OT) مرتبط با آن که در برخی مناطق غرب و جنوب‌غرب ایران منجر به رخداد توفان و بارش‌های شدید شد، با استفاده از تصاویر SEVIRI مورد بررسی قرار گرفت. توسعه و اضمحلال سامانه با کاربرد تصاویر RGB حاصل از باندهای مری، فروسرخ میانی و پنجره فروسرخ پایش شد. همچنین با کاربرد تصویر باند مری، پدیده‌های OT شناسایی شدند و توانایی روش‌های اختلاف دمای درخشندگی باندهای بخار آب، ازن و دی‌اکسیدکربن با IRW، برای شناسایی OT ارزیابی شد. در نهایت برای درک شرایط رخداد سامانه همرفتی مورد بررسی که با پدیده OT همراه بوده است، نقشه‌های انرژی پتانسیل همرفتی، روباد سطح پایین و جریان باد و همچنین نمودار هوف مولر رطوبت نسبی و رطوبت ویژه تفسیر شدند. نتایج نشان داد بیش‌تر پدیده‌های OT سطوحی با دمای ۲۰۸ تا ۲۱۵ درجه کلوین دارند که با معیار بیشینه دمای OT مطابقت دارد؛ اما چند پدیده OT با سطوحی اندکی گرم‌تر از ۲۱۵ درجه کلوین نیز مشاهده شده‌اند. در هر سه روش اختلاف دمای درخشندگی باندهای فروسرخ، برخی پیکسل‌ها به اشتباه به عنوان OT شناسایی شدند و برخی پدیده‌های OT بر اساس آستانه‌های تعیین شده، شناسایی نشدند، که به دلیل قدرت تفکیک مکانی نسبتاً ضعیف تصاویر مورد استفاده است. با وجود این که با کاربرد این تصاویر و روش‌ها تعداد و محل دقیق این پدیده‌ها را نمی‌توان به‌درستی تعیین نمود، اما می‌توان رخداد یا عدم رخداد آن‌ها را به‌طور کلی مورد بررسی قرار داد که می‌تواند برای تعیین ویژگی‌های فضایی و زمانی و همچنین شرایط رخداد پدیده OT که اثرات اقلیمی و جوی مهمی دارند، مفید و پرکاربرد باشد. بررسی شرایط رخداد سامانه مورد مطالعه نشان داد در روز رخداد این سامانه و روز قبل آن روباد سطح پایین در منطقه حضور داشته و در تزیق هوای گرم و مرطوب به منطقه نقش مؤثری داشته است.

کلیدواژه‌ها: سامانه همرفتی، سطوح جهیده ابرهای همرفتی، دمای درخشندگی، تصاویر SEVIRI.

۱. مقدمه

سطوح جهیده ابرهای همرفتی^۱ (OTs) برآمدگی گنبد مانند بالای سندان ابرهای کومه‌ای بار^۲ و تظاهراتی از حرکت صعودی خیلی شدید در ابرهای همرفتی هستند. OT زمانی تشکیل می‌شود که حرکت صعودی داخل تندر، به علت تکانه حاصل از صعود سریع و قدرت صعود، باعث برجستگی سطح تعادلش (ارتفاعی که در آن دمای توده هوای در حال صعود برابر دمای محیط می‌شود) در نزدیکی وردایست^۳ شود و به پوشن سپهر^۴ پایینی نفوذ کند. این پدیده وقتی که ناپایداری بسیار شدید است، می‌تواند در هر ابر کومه‌ای بار^۵ اتفاق افتد. OTs طول عمری کمتر از ۳۰ دقیقه و قطری کمتر از ۱۵ کیلومتر دارند. توفان‌های همرفتی عمیق با OTs اغلب شرایط آب و هوایی خطرناکی مثل بارش‌های سنگین سیل‌آسا، تندباد، نگرگ‌های بزرگ، آذرخش و پیچند^۶ تولید می‌کنند. همچنین فعل و انفعالات حرکت صعودی درون توفان با لایه وردایست پایدار، امواج گرانشی متلاطمی تولید می‌کند که می‌تواند به نواحی دور از منبع انتشار یابد و حمل و نقل هوایی را تحت تأثیر قرار دهد (ماچادو و همکاران^۷، ۲۰۰۹: ۳۰۴؛ بدکا و همکاران^۸، ۲۰۱۰: ۱۸۲). توفان‌های تندری همراه با OTs اغلب با چینش باد^۹ افقی و عمودی قوی و آذرخش قوی در ناحیه حرکت صعودی توفان مرتبطند (زیگلر و مک‌گرم^۹، ۱۹۹۴: ۸۳۴؛ وینز و همکاران^{۱۰}، ۲۰۰۵: ۱۵۲)، که اغتشاش و تلاطم شدید و مخاطرات جدی را برای عملیات هوانوردی ایجاد می‌کنند. از سوی دیگر این پدیده مسئول تزریق بخار آب به پوشن سپهر است و از آن‌جا که بخار آب یک گاز گلخانه‌ای مهم است، اثرات اقلیمی مهمی در پی دارد.

OTs در تصاویر بانند مرئی، که تنها در طول روز موجودند، به دلیل دارا بودن ظاهری با بافت ناصاف و گل‌کلمی شکل به آسانی شناسایی می‌شوند. با صعود OTs به پوشن سپهر پایینی دمای آنها با نرخ در حدود ۷ تا ۹ درجه کلونین در هر کیلومتر کاهش می‌یابد (نگری^{۱۱}، ۱۹۸۲: ۱۸۵۱؛ آدلر و همکاران^{۱۲}، ۱۹۸۳: ۵۸۰)، که باعث می‌شود سردتر از دمای ابر سندان اطرافشان باشند و دمایی در حدود سطح وردایست داشته باشند

1 Overshooting Tops

2 Cumulonimbus

3 Tropopause

4 Stratosphere

5 Tornado

6 Machado et al.

7 Bedka et al.

8 Wind shear

9 Ziegler and MacGorman

10 Wiens et al.

11 Negri

12 Adler et al.

(آدلر و همکاران، ۱۹۸۵: ۷۶۹). بنابراین این پدیده از طریق حضور خوشه کوچکی از دماهای درخشندگی بسیار سرد در باند فروسرخ حدود $11 \mu\text{m}$ که تصاویر آن هم در طول روز و هم در طول شب موجود است، شناسایی می‌شوند.

چندین مطالعه تکنیک‌های شناسایی OT را با استفاده از تصاویر ماهواره‌های چند طیفی توصیف کردند. برنندزو همکاران^۱ (۲۰۰۸: ۱) نشان دادند که ترکیبی از بافت و انعکاس باندهای مریی و فروسرخ نزدیک، دماهای درخشندگی باند فروسرخ، و تفاوت دمای درخشندگی باند فروسرخ چند طیفی (BTD)^۲ می‌تواند در یک تکنیک طبقه‌بندی ابر بدون نظارت برای شناسایی کمی همرفت عمیق و OTs به کار رود. چون پیش‌بینی کنندگان عملیاتی به محصولات در دسترس هم برای شب و هم برای روز نیاز دارند، کاربرد تکنیک‌های فروسرخ به تنهایی، برای شناسایی کمی OT مورد بررسی قرار گرفته است. تکنیک تفاوت دمای درخشندگی باندهای بخار آب و فروسرخ برای شناسایی OT توسط محققین زیادی مورد بررسی قرار گرفته است (فریتز و لزلو^۳، ۱۹۹۳؛ آکرمن^۴، ۱۹۹۶؛ اسکمز و همکاران^۵، ۱۹۹۷؛ ستوک و همکاران^۶، ۲۰۰۷؛ مارتین و همکاران^۷، ۲۰۰۸). در سطح ابرهای همرفتی عمیق دمای درخشندگی در باند بخار آب از دمای درخشندگی در باند فروسرخ IRW بیش‌تر است و دلیل آن با حضور بخار آب در بالای سطح ابر مرتبط است. اساس کاربرد این تکنیک برای شناسایی OT عبارتند از (۱) در پوشن‌سپهر پایینی نیمرخ دمای اتمسفری با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد. (۲) بخار آب از طریق صعود^۸ توفان جهنده در سطوح بالای ابر به پوشن‌سپهر پایینی تزریق می‌شود (۳) این بخار آب در دماهای پوشن‌سپهری گرم‌تر تشعشع می‌کند در حالی که انتشار در باند فروسرخ از سطح ابر سردتر نشات می‌گیرد و بنابراین (۴) تفاوت‌های مثبت بین دمای درخشندگی باند بخار آب گرم‌تر و فروسرخ IRW سردتر می‌تواند جایی که OT رخ می‌دهد را شناسایی کند (اسکمز و همکاران، ۱۹۹۷: ۴۳۵؛ ستوک و همکاران، ۲۰۰۷: ۵۰۷).

آستانه تفاوت دمای دو باند بخار آب و فروسرخ برای شناسایی OT می‌تواند بسته به قدرت تفکیک و پوشش باند طیفی سنجنده، شدت صعود همرفتی، نرخ تغییر دمای پوشن‌سپهری و زمان استقرار بخار آب در پوشن‌سپهر متفاوت باشد. اسکمز و همکاران (۲۰۰۲: ۹۷۷) بیان نمودند که دمای درخشندگی در باند بخار

1 Berendes et al.

2 Brightness Temperature Difference

3 Fritz and Laszlo

4 Ackerman

5 Schmetz et al.

6 Setvak et al.

7 Martin et al.

8 updraft

آب می‌تواند به اندازه ۶ تا ۸ درجه کلون بیش‌تر از دمای درخشندگی در باند IRW باشد، اما ستوک و همکاران (۲۰۰۷: ۵۰۵) با استفاده از تصاویر یک کیلومتری مودیس نشان داد که مقادیر اختلاف دمای درخشندگی در بالای سردترین سطوح توفان دامنه‌ای در حدود ۴ تا ۷ درجه کلون دارند. در حالی که بدکا و همکاران (۲۰۱۰: ۲۰۰) تفاوت $2\text{ K} +$ را برای تصاویر با قدرت تفکیک بالاتر کافی دانسته‌اند. برای تصاویر ۴ کیلومتری GOES-12 تفاوتی بزرگ‌تر از $1\text{ K} +$ نشان‌دهنده حضور OT است (مارتین و همکاران، ۲۰۰۸: ۵۲۵). هرچند باید توجه شود که مقادیر مثبت ($BT_{10.8} - BT_{6.2}$) می‌تواند توسط رطوبت موجود در لایه‌ای در بالای سطوح ابر سرد ایجاد شود که توسط توفان تولید نشده است. البته شناسایی OT بر اساس دمای درخشندگی IRW (که OT را بر اساس دماهای خیلی سرد شناسایی می‌کند)، و همچنین روش ($BT_{10.8} - BT_{6.2}$) معیابی نیز دارند (بدکا، ۲۰۱۱: ۱۷۸). به دلیل حرکت افقی بخار آب پوشن‌سپهری از محل صعود تندر استرم فعال یا از دیگر منابع دور غیرمرتبط با همرفت OT، ممکن است بیشینه تفاوت دمای درخشندگی بر محل OT منطبق نباشد (ستوک و همکاران، ۲۰۰۷: ۵۰۹)؛ به عبارت دیگر بیشینه تفاوت دمای درخشندگی به جای این‌که بالای سردترین سطوح ابر اتفاق بیفتد، در پایین دست جهت باد OT رخ دهد.

اختلاف دمای درخشندگی باندهای ازن و IRW ($BT_{9.7} - BT_{10.8}$) برای سطوح ابری که در بالای ۱۱ کیلومتر قرار دارند، نیز مثبت است (کان و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۱). کاربرد نمایه ($BT_{9.7} - BT_{10.8}$) برای فعالیت همرفتی عمیق، حتی می‌تواند شاخص بهتری نسبت به اختلاف دمای درخشندگی باندهای بخار آب و IRW باشد. علاوه بر آن اختلاف دمای درخشندگی باندهای دی‌اکسیدکربن ($13.4\ \mu\text{m}$) و IRW هم شاخص خوبی برای ارتفاع ابرهای غیرشفاف است (کان و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۱) و در برآورد بسیاری محصولات عملیاتی ارتفاع سطح ابر به کار می‌رود. دلیل آن این است که در مورد ابرهای با سطوح مرتفع‌تر، اثر جذب دی‌اکسیدکربن کمتر می‌شود؛ بنابراین در موارد ابرهای همرفتی خیلی عمیق، اختلاف دمای درخشندگی بین باندهای دی‌اکسیدکربن و IRW ($BT_{13.7} - BT_{10.8}$) نزدیک صفر یا مثبت است.

بدکا و همکاران (۲۰۱۰) روشی جدیداً برای شناسایی OT با کاربرد ترکیبی از دمای درخشندگی کانال فرورسرخ ۱۱ میکرومتر، دمای وردایست حاصل از مدل پیش‌بینی هوا شناسی عددی و آستانه‌های اندازه OT و BT تعریف شده از طریق بررسی ۴۵۰ حادثه توفان تندری در تصاویر یک کیلومتری مادیس و AVHRR معرفی کردند. این روش گرادیان فضایی BT (به عبارت دیگر بافت) را برای شناسایی خوشه‌هایی از پیکسل-هایی که بطور معنی‌داری سردتر از سندان اطراف هستند و اندازه‌ای معادل OTs دارند، به کار می‌گیرد. این تکنیک به قدرت تفکیک فضایی تصویر وابسته است. برای مثال بدکا و همکاران (۲۰۱۰: ۱۸۸) فهمیدند

1 Kwon et al.

2 IRW-texture

وقتی که تصاویر مودیس یک کیلومتری با تصاویر GOES-12 ۴ کیلومتری جایگزین شود، تعداد OTs شناسایی شده از ۱۷ به ۳ کاهش می‌یابد. بدکا و همکاران (۲۰۱۰: ۱۸۸) با مثال‌های متعدد کمی و کیفی نشان دادند که با وجود این وابستگی به قدرت تفکیک، این روش نسبت به روش شناسایی موجود براساس تفاوت دمای درخشندگی بخار آب و فروسرخ (۶-۷ و ۱۱ میکرومتر) بهتر است. این روش با استفاده از تصاویر MSG SEVIRI IRW نیز به کار رفت. مقایسه کیفی اجرای الگوریتم نشان داد که اغلب شناسایی OT با ویژگی‌های علائم OT در تصاویر کانال مرئی مطابقت دارد، اما به علت قدرت تفکیک فضایی نسبتاً پایین برخی OTs شناسایی نشدند (بدکا، ۲۰۱۱: ۱۷۵).

بررسی الگوی فضایی رخداد OTs در اروپا (بدکا، ۲۰۱۱: ۱۷۵) نشان داد رابطه‌ای قوی بین محل بیشینه رخداد OT و نواحی مرتفع وجود دارد. OTs در روز در خشکی‌ها و در شب بر روی آب‌ها فراوان‌ترند. نزدیک به ۴۷٪ موارد حوادث ثبت شده در OT¹ESWD وجود داشت. رابطه شرایط هوای خطرناک و OT برای حوادث تگرگ بزرگ (۵۳٪) و بادهای شدید (۵۲٪) قوی است، اما برای حوادث تورنادو (۱۴٪) نسبتاً ضعیف است. رابطه ضعیف OT و تورنادو ممکن است با دو عامل مرتبط باشد: (۱) چینش باد سطح پایین اهمیت بیشتری از CAPE بزرگ و صعود شدید در شرایط محیطی توفان‌های تورنادویی در اروپا دارد و (۲) پیش از شکل‌گیری تورنادو تضعیف صعود توفان و اضمحلال ناحیه OT مستند شده است (بدکا، ۲۰۱۱: ۱۷۶). ناپایداری اتمسفری قوی یعنی CAPE بزرگ برای تولید صعود شدید مورد نیاز برای OTs لازم است. مطالعات پیشین نشان داده‌اند که مقادیر چینش باد بزرگ در سطوح پایین نسبت به CAPE بالا در شرایط محیطی توفان‌های تندری تورنادویی در اروپا متداول‌تر هستند. صعودهای ضعیف‌تر در توفان‌های تورنادویی نسبت به توفان‌هایی که باد/تگرگ شدید تولید می‌کنند، به احتمال عدم وجود علائم OT در تصاویر دمای درخشندگی فروسرخ منتج می‌شود (بدکا، ۲۰۱۱: ۱۷۶).

رابطه نسبتاً قوی بین OT و شرایط خطرناک آب‌وهوایی نشان می‌دهد که شناسایی OT می‌تواند برای افزایش اطمینان پیش‌بینی شدت توفان به کار رود، به ویژه در نواحی که داده‌های رادار هواشناسی داپلر زمینی موجود نیست. در این مطالعه هدف بررسی ویژگی‌های سامانه‌های همراه با این پدیده، چگونگی شناسایی آن در تصاویر فروسرخ SEVIRI و شرایط رخداد آن است.

۲. منطقه مورد مطالعه

سامانه همرفتی اصلی مورد بررسی در روز مورد مطالعه محدوده غرب ایران از بخش شمالی استان خوزستان تا استان‌های ایلام، لرستان، کرمانشاه، کردستان، همدان و مرکزی را پوشش داده است. اما برای

بررسی شرایط تشکیل سامانه محدوده ۱۰ تا ۴۰ درجه عرض جغرافیایی و ۳۰ تا ۶۰ درجه طول جغرافیایی انتخاب گردید.

۳. مواد و روش‌ها

با کاربرد داده‌های پدیده ایستگاه‌های همدید در جنوب غرب ایران چندین توفان انتخاب شدند و وجود OT در آن‌ها با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مورد بررسی قرار گرفت. سامانه همرفتی عمیق روز ۲۷ مارس ۲۰۰۷ که با رخداد پدیده OT همراه بود و در برخی مناطق غرب و جنوب غرب ایران منجر به رخداد توفان و بارش‌های شدید شد، برای بررسی‌های بیش‌تر انتخاب شد. توسعه واضح حلال سامانه با کاربرد تصاویر RGB حاصل از باندهای مری (۰/۶ میکرومتر)، فروسرخ میانی (۱/۶ میکرومتر)، و پنجره فروسرخ (۱۰/۸ میکرومتر) که برای بررسی اندازه ذرات تشکیل دهنده ابر، حالت ابر، دما و ارتفاع سطح ابر مناسب هستند، پایش شد. سپس به چگونگی شناسایی این پدیده با استفاده از روش‌های اختلاف دمای درخشندگی و شرایط رخداد آن پرداخته شد. تصاویر متئوست نسل دوم^۱ برای شناسایی و تعیین رخداد OT به کار رفتند، که شامل ۱۱ باند (دو باند مری، یک باند فروسرخ انعکاسی و ۸ باند فروسرخ حرارتی) با قدرت تفکیک مکانی ۳ کیلومتر و قدرت تفکیک زمانی ۱۵ دقیقه هستند. این تصاویر کالیبره شده‌اند، تصحیحات رادیومتریک و هندسی به روی آن‌ها انجام شده و آماده پردازش‌های بعدی هستند.

پیش‌پردازش انجام شده در این مطالعه شامل کالیبریشن تصاویر، محاسبه دمای درخشندگی برای باندهای فروسرخ و زمین مرجع کردن تصاویر بوده که با استفاده از نرم‌افزار Envi و فایل هدر تصاویر انجام شد. برای کالیبریشن تصاویر و محاسبه دمای درخشندگی به ترتیب رابطه‌های (۱) و (۲) به کار رفتند.

رابطه (۱)

$$R = CAL_offset + CAL_slope * Count$$

R: رادیانس طیفی با واحد $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$

CAL_offset: افسست ثابت بین مقدار پیکسل و رادیانس فیزیکی با واحد $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$

CAL_slope: ضریب کالیبریشن خطی با واحد $mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1})^{-1}$

Count: مقدار پیکسل که بین ۰ و ۱۰۲۳ متغیر است

رابطه (۲)

$$T_b = \left[C_2 v_c / \log \left(\frac{C_1 v_c^3}{R} + 1 \right) - B \right] / A$$

$$C_1: 1/19104 \times 10^{-5} \text{ mW m}^{-2} \text{ sr}^{-1} (\text{cm}^{-1})^{-4}$$

$$C_2: 1/43877 \text{ K} (\text{cm}^{-1})^{-1}$$

v_c : طول موج مرکزی باند

A و B: ضرایب ثابت برای هر باند

بعد از محاسبه دمای درخشندگی برای باندهای ۶/۲، ۹/۷، ۱۰/۸، ۱۳/۴ میکرومتر، اختلاف دمای درخشندگی باندهای بخار آب و IRW (BT_{۶/۲} - BT_{۱۰/۸})، ازن و IRW (BT_{۹/۷} - BT_{۱۰/۸}) و دی‌اکسیدکربن و IRW (BT_{۱۳/۴} - BT_{۱۰/۸}) محاسبه شدند. با مقایسه OT مشاهده شده در باند مری و اختلاف دمای درخشندگی باندهای مذکور بهترین آستانه اختلاف دما در هر روش تعیین شد و محدوده‌های شناسایی شده به عنوان OT در روش‌های مختلف مورد مقایسه قرار گرفت.

در نهایت برای درک شرایط رخداد سامانه همرفتی عمیق مورد بررسی که با پدیده OT همراه بوده است، نقشه‌های CAPE، رودباد سطح پایین (LLJ)^۱ و جریان باد و همچنین نمودار هوف-مولر رطوبت نسبی و رطوبت ویژه ارائه و تفسیر شدند. برای ترسیم این نقشه‌ها و نمودارها داده‌های بازکاوی و پیش‌بینی شده مرکز ECMWF با قدرت تفکیک مکانی ۰/۱۲۵×۰/۱۲۵ درجه طول و عرض جغرافیایی به کار رفته است. همچنین نقشه شاخص بالاروی^۲ با کاربرد داده‌های بازکاوی NCEP/NCAR با قدرت تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی ارائه شدند. تمامی این داده‌ها با فرمت NetCDF دریافت و با استفاده از نرم‌افزار GrADS ترسیم شدند.

انرژی پتانسیل همرفتی شاخصی برای توصیف انرژی پتانسیل مسبب همرفت است. با توجه به این که رابطه قوی بین شدت بارش و شار رطوبت وجود دارد و این مساله که ماکزیمم سرعت صعود که شار رطوبت را کنترل می‌کند، به‌طور مستقیم با ریشه دوم CAPE مرتبط است، این فاکتور به میزان زیادی در تعیین فعالیت همرفتی به کارگرفته می‌شود (Llasat et al., 1999). در واقع این شاخص تعیین می‌کند چه مقدار پتانسیل برای رخداد همرفت شدید وجود دارد و در صورت رخداد، شدت توفان حاصله چقدر خواهد بود. این شاخص وقتی مهم است که بسته هوا قادر باشد به لایه همرفت آزاد (LFC)^۳ برسد. مقادیر مشاهده شده این شاخص در شرایط محیطی توفان‌های تندی اغلب از ۱۰۰۰ ژول در کیلوگرم تجاوز می‌کند، هرچند همچون

1 Low Level Jet

2 Lifted Index

3 Layer of Free Convection

شاخص‌های دیگر ناپایداری مقدار آستانه‌ای که بیش از آن وقوع توفان حتمی باشد، قابل تشخیص نیست. شاخص بالاروی برای بررسی ناپایداری بخش‌های سطح پایین اتمسفر به کار می‌رود. در مقادیر کوچک‌تر از ۲- این شاخص احتمال رخداد توفان وجود دارد.

این شاخص‌ها با استفاده از روابط زیر محاسبه می‌شوند.

رابطه (۳)

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{TVparcel - TVenv}{TVenv} dz$$

g : شتاب گرانشی

$TVparcel$: دمای پتانسیل توده در حال صعود

$TVenv$: دمای پتانسیل محیط

EL : تراز تعادل

LFC : تراز همرفت آزاد

$CAPE$: انرژی پتانسیل همرفتی

رابطه (۴)

$$LI = T_{500} - TP_{500}$$

T_{500} : دمای محیطی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال

TP_{500} : دمایی که یک بسته هوا در صورت صعود بی‌درو خشک از سطح زمین تا سطح تراکم و صعود بی‌درو اشباع از سطح تراکم تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به دست می‌آورد.

۴. بحث و نتایج

ابره‌های همرفتی در باند مرئی (VIS0.6) تصاویر ماهواره‌ای در تمامی مراحل زندگی خود، به دلیل ضریب انعکاس بالا، با تن روشن مشخص می‌شوند. باند مادون قرمز میانی (NIR1.6) اندازه ذرات و حالت ابرها را نشان می‌دهد، به این ترتیب که ذرات آب با تن خیلی روشن، ذرات یخ کوچک با تن خاکستری روشن و ذرات یخ بزرگ با تن خاکستری تیره دیده می‌شوند. در باند پنجره مادون قرمز (IR10.8) سطوح ابرهای همرفتی با دمای سرد و سطوح ابرهای همرفتی خیلی عمیق و سردان مربوط به آن با دمای بسیار سرد شناخته می‌شوند (جدول ۱). بنابراین با ترکیب این باندها و تولید تصاویر RGB می‌توان درباره ابرهای همرفتی و چرخه زندگی آنها اطلاعات با ارزشی کسب نمود.

جدول ۱ ویژگی‌های ابرهای همرفتی در باندهای مرئی، فروسرخ انعکاسی و حرارتی

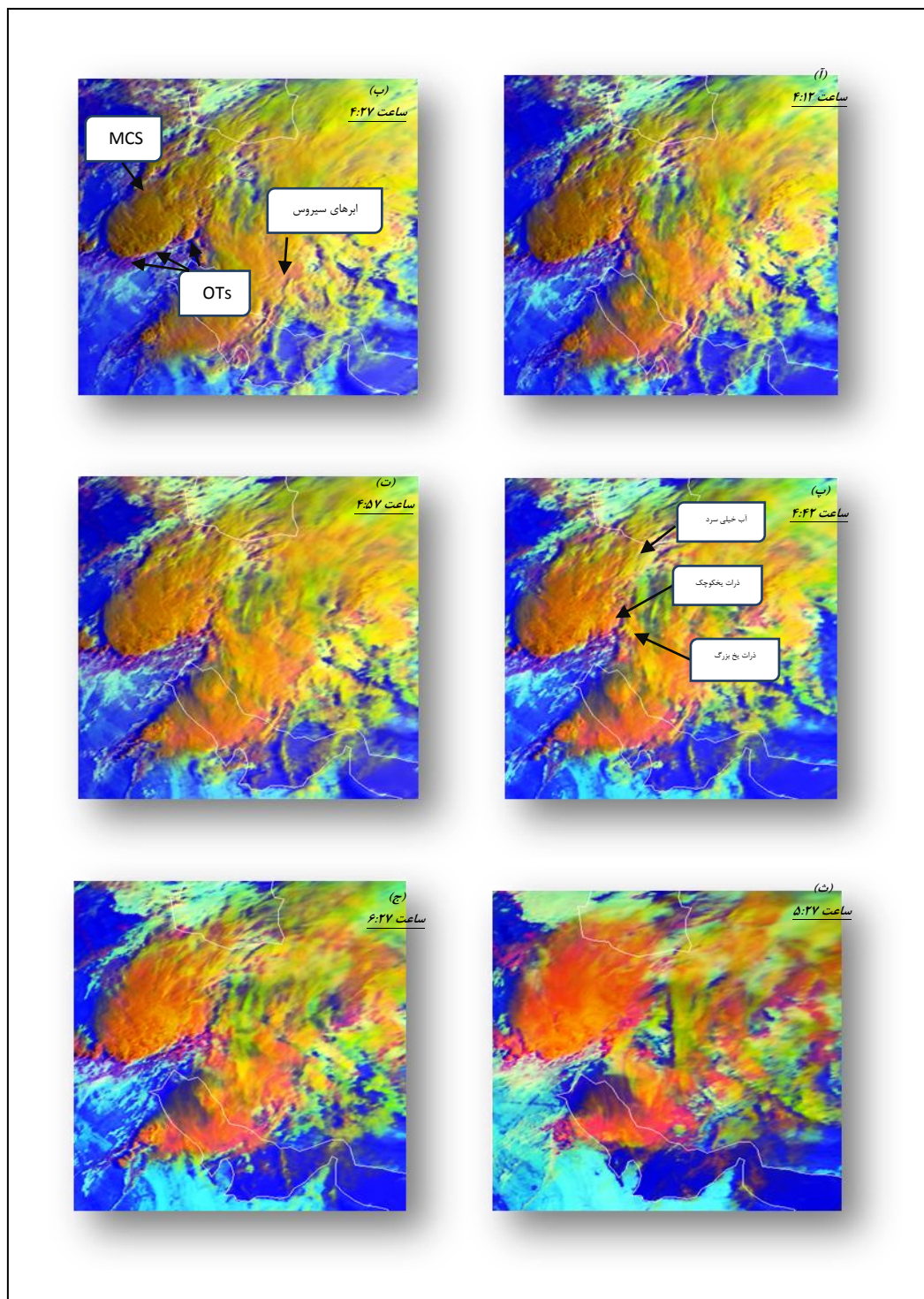
IR10.8	NIR1.6	VIS0.6	
گرم	آب (سفید)	انعکاس بالا	قطرات آب گرم در سطوح پایین (مراحل خیلی اولیه)
سرد	آب خیلی سرد (سفید)	انعکاس بالا	اولین برج‌های همرفتی
خیلی سرد	ذرات یخ کوچک (خاکستری روشن)	انعکاس بالا	ابرهای Cb
خیلی سرد	ذرات یخ بزرگ (خاکستری تیره)	انعکاس بالا	سندان Cb

بر اساس تعریف سامانه همرفتی میان‌مقیاس که در مطالعه حجازی‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) ارائه شده (سامانه‌هایی با دمای درخشندگی کمتر از ۲۲۸ درجه کلوین در باند پنجره مادون قرمز و با وسعت بیش از ۱۰۰۰۰ متر مربع)، مشخص شد توفان‌های ثبت شده در تاریخ ۲۷ مارس ۲۰۰۷ ناشی از یک سامانه همرفتی میان‌مقیاس بوده است (شکل ۱ب). شکل‌های (۱آ) تا (۱خ) تصاویر بارز شده RGB سامانه‌های همرفتی تشکیل شده در این تاریخ را نشان می‌دهد. از آن‌جا که شکل‌گیری سامانه مزبور در شب اتفاق افتاده مراحل آغازین شکل‌گیری در این تصاویر دیده نمی‌شوند. همان‌طور که در شکل (۱پ) نشان داده شده است و بر اساس جدول (۱)، قطرات آب خیلی سرد که در مراحل اولیه همرفت (شکل‌گیری ابرهای برجی شکل همرفتی) وجود دارند، به رنگ زرد مشاهده می‌شوند. ذرات یخ کوچک نیز که با افزایش ضخامت ابر و با شکل‌گیری ابرهای کومولونیمبوس شکل می‌گیرند، به رنگ نارنجی در این تصاویر مشخص می‌شوند (شکل ۱پ). ذرات یخ بزرگ که در این تصاویر با رنگ نارنجی متمایل به قرمز دیده می‌شوند، در سندان ابرهای کومولونیمبوس وجود دارند. بنابراین با استفاده از تصاویر RGB می‌توان شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی را پایش نمود، هرچند روش حاضر تنها برای روز میسر است.

همان‌طور که در شکل (۱آ) دیده می‌شود، سامانه همرفتی میان‌مقیاس^۱ در ساعت ۱۲:۴۵ به عنوان سامانه‌ای بالغ که در سطوح بالایی عمدتاً از ذرات یخ کوچک تشکیل شده، در غرب ایران مستقر و به تدریج در ساعات بعد گسترش و شدت یافته است. در ساعت ۴:۲۷ و ۴:۴۲ چندین OT در بخش جنوبی این سامانه دیده می‌شود (شکل‌های ۱ب و ۱پ). طی ساعت بعدی پدیده‌های OT به‌طور مشخص در تصاویر قابل تشخیص نیستند. سامانه همرفتی میان‌مقیاس از ساعت ۶:۲۷ به بعد به تدریج رو به اضمحلال گذاشته و در ساعت ۹:۱۲ و ۱۰:۱۲ بخش عمده‌ای از آن را ابرهای سیروس با ذراتی متشکل از یخ‌های درشت تشکیل داده است و بالاخره در ساعت ۱۲:۱۲ از بین رفته است (شکل‌های ۱ج تا ۱خ). این سامانه، سامانه‌ای تقریباً ایستا و بدون حرکت با طول عمر نسبتاً زیاد بوده است، و در منطقه بارش قابل توجهی تولید نموده است (در

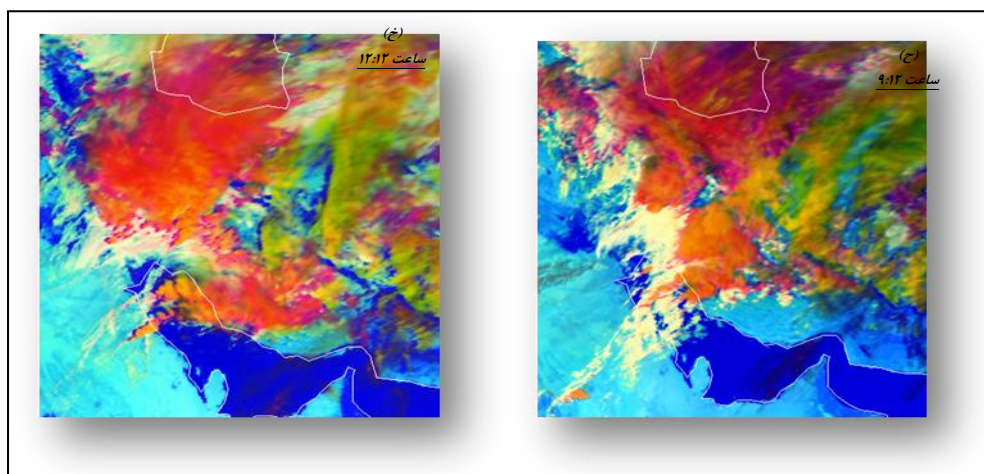
1 Mesoscale Convective System: MCS

ایستگاه‌های بستان، کنگاور، دزفول، سرارود، مسجد سلیمان و ایذه در این روز به ترتیب بارش‌هایی برابر ۴۹، ۳۹، ۳۳، ۲۹، ۲۳ و ۲۰ میلی‌متر ثبت شده است).



شکل ۱ تصاویر RGB (B: ۱۰/۸ میکرومتر، G: ۱/۶ میکرومتر و R: ۰/۶ میکرومتر) از سامانه

همرفتی میان‌مقیاس روز ۲۷ مارس ۲۰۰۷

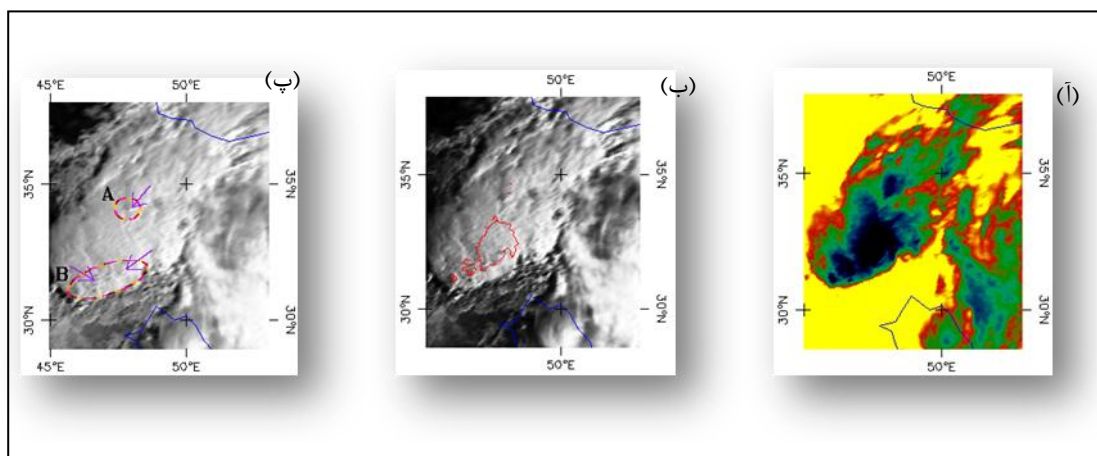


ادامه شکل ۱ تصاویر RGB (B: ۱۰/۸ میکرومتر، G: ۱/۶ میکرومتر و R: ۰/۶ میکرومتر) از سامانه همرفتی میان-مقیاس روز ۲۷ مارس ۲۰۰۷

در این بخش نتایج روش‌های شناسایی OT که ترکیبی از باندهای SEVIRI را به شکل تفاوت دمای درخشندگی به کار می‌برند، ارائه و نتایج با تصاویر مریی بارز شده حاصل از سنجنده SEVIRI مقایسه می‌شود. بدین ترتیب توانایی هر یک از سه روش برای شناسایی OT ارزیابی می‌شود. همچنین تصاویر دمای درخشندگی باند فرورسرخ ۱۰/۸ میکرومتر نیز برای شناسایی نواحی همرفت خیلی عمیق و نواحی محتمل برای رخداد توفان‌های شدید ارائه شده است.

به‌طورکلی نقاط ضعف روش شناسایی چشمی با استفاده از تصاویر مریی این است که شناسایی به شدت به ارتفاع خورشید، دوره زمانی مشاهده، ارتفاع و طول سایه OT وابسته است. OTs در تصاویر مریی در ساعات اوایل صبح یا اواخر بعد از ظهر به آسانی شناسایی می‌شوند، چون ارتفاع خورشید کم است و سایه‌های OT روی ابر به شناسایی آن‌ها کمک می‌کند. از آنجا که تصاویری با قدرت تفکیک زمانی و مکانی بالا و مناسب (مثل تصاویر باند HRV) برای شناسایی قطعی OT برای منطقه مورد مطالعه وجود ندارد، زمان رخداد در انتخاب سامانه‌های همرفتی مورد بررسی در این مطالعه مهم بوده است، تا با کمک سایه OT امکان شناسایی در تصاویر مریی موجود (با قدرت تفکیک ۳ کیلومتر) وجود داشته باشد. بنابراین سامانه انتخاب شده سامانه‌ای است که در اوایل صبح (حدود ساعت ۸ صبح به وقت محلی) شکل‌گیری OT در آن از طریق تصاویر مریی قابل تشخیص بوده است. اما همچنان در مورد تعداد پدیده‌های OT موجود در این تصاویر و زمان شکل‌گیری و از بین رفتن هر یک از این پدیده‌ها نمی‌توان با دقت اظهار نظر نمود.

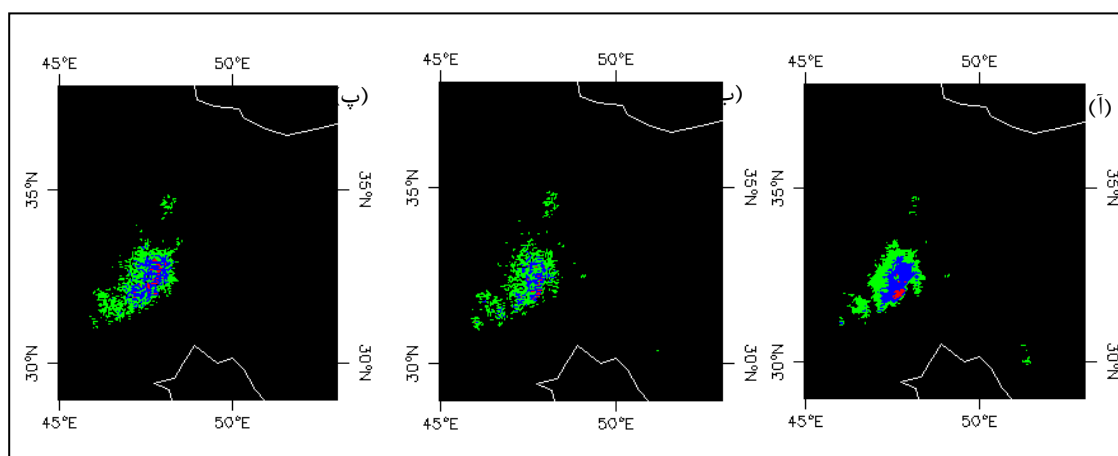
محل ظهور پدیده‌های OT در ساعت ۴:۴۲ در تصویر مری در دو منطقه A و B در شکل (آ۲) مشخص شده است. در منطقه A تنها یک پدیده قابل تشخیص است، در حالی که در منطقه B به نظر می‌رسد ۷ تا ۹ پدیده OT وجود داشته باشد. شکل (پ۲) تصویر رنگی بارزسازی شده از باند فرورسرخ ۱۰/۸ میکرومتر را در ساعت ۴:۴۲ نشان می‌دهد. ناحیه ابرهای همرفتی عمیق به رنگ آبی تیره نشان داده شده‌اند. منطقه با دمای کمتر از ۲۱۵ درجه کلوین در شکل (پ۲) بر روی تصویر مری بارزسازی شده نشان داده شده است. بیش‌تر پدیده‌های OT سطوحی با دمای ۲۰۸ تا ۲۱۵ درجه کلوین دارند که با معیار بیشینه دمای OT مطابقت دارد. اما به نظر می‌رسد دو پدیده OT سطوحی با دمایی اندکی بیش‌تر از ۲۱۵ درجه کلوین دارند. بنابراین همان‌طور که میکوس و ماهویچ (Mikus and Mahovic, 2012) اشاره نموده‌اند، رخداد OT با سطوحی نسبتاً گرم‌تر از آستانه مزبور ممکن است که البته فراوانی کم‌تری دارند.



شکل ۲: تصویر بارزسازی شده باند مری (پدیده‌های OT قابل تشخیص در دو منطقه A و B در تصویر مشخص شده‌اند)، ب: تصویر بارزسازی شده باند مری به همراه مرز دمای سطح ابر ۲۱۵ درجه کلوینو پ: تصویر رنگی بارزسازی شده دمای دخشندگی باند IR (۱۰/۸ میکرومتر) در ساعت ۴:۴۲

چگونگی شناسایی OT بر اساس آستانه‌های ۱، ۲ و ۳ درجه کلوین در تصاویر اختلاف دمای دخشندگی باند IRW با باند بخار آب در شکل (آ۳) و باند IRW با باند دی‌اکسیدکربن در شکل (پ۳) و همچنین چگونگی شناسایی این پدیده در تصویر اختلاف دمای دخشندگی باند IRW با باند ازن بر اساس آستانه‌های ۸، ۱۰ و ۱۲ درجه کلوین در شکل (پ۳) نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود در هر سه روش استفاده از آستانه‌های پایین‌تر با وجود این‌که سبب شده است تمام پدیده‌های OT شناسایی شوند، اما به تخمین بیش‌از واقعیت تعداد OT و محدوده گسترش این پدیده‌ها منجر شده است. در حالی‌که استفاده از

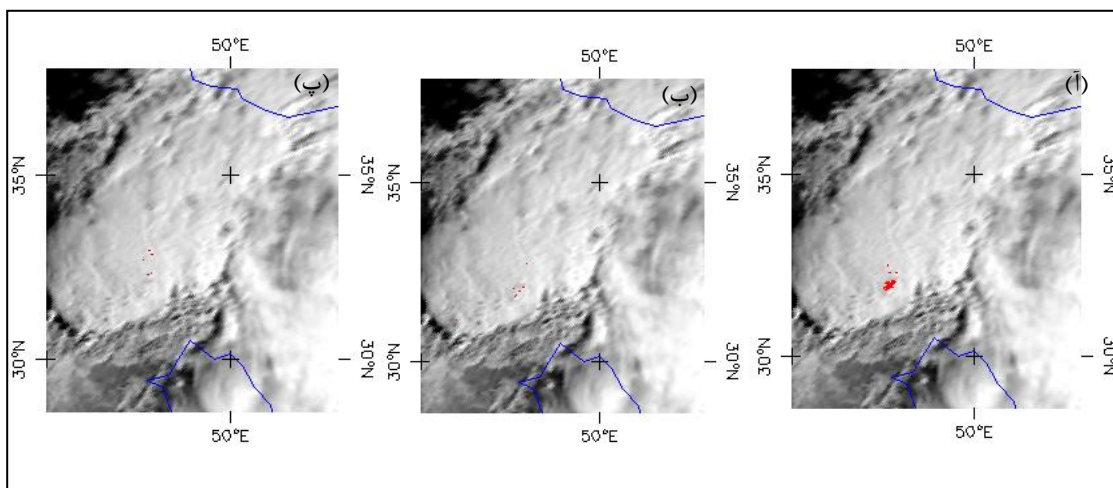
آستانه‌های بالاتر (۳ و ۱۲ درجه کلونین) باعث می‌شود برآورد تعداد و محدوده گسترش OT ها به واقعیت نزدیک‌تر باشد، اما در عین حال برخی از پدیده‌های OT شناسایی نمی‌شوند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، محدوده‌های مشخص شده با کاربرد آستانه‌های پایین، به ویژه در روش تفاوت دمای درخشندگی باندهای پنجره مادون قرمز و ازن (شکل ۳پ)، بسیار مشابه الگوی دمای درخشندگی باند IRW است. بنابراین در این آستانه‌ها پیکسل‌هایی به عنوان OT شناسایی شدند که دمایی کمتر از ۲۱۵ درجه کلونین در باند IRW داشته‌اند.



شکل ۳ آ: اختلاف دمای درخشندگی باندهای بخار آب و IRW (قرمز: بیش از ۳ درجه کلونین، آبی: بین ۲ تا ۳ درجه کلونین، و سبز: بین ۱ تا ۲ درجه کلونین) ب: اختلاف دمای درخشندگی باندهای دی‌اکسیدکربن و IRW (قرمز: بیش از ۳ درجه کلونین، آبی: بین ۲ تا ۳ درجه کلونین، و سبز: بین ۱ تا ۲ درجه کلونین) پ: اختلاف دمای درخشندگی باندهای ازن و IRW (قرمز: بیش از ۱۲ درجه کلونین، آبی: بین ۱۰ تا ۱۲ درجه کلونین، و سبز: بین ۸ تا ۱۰ درجه کلونین)

در مرحله بعد سعی شد برای هریک از روش‌ها آستانه‌ای بهینه که بتواند تا حد ممکن پدیده‌های OT را شناسایی کند و در عین حال کم‌ترین میزان خطا را در شناسایی OT داشته باشد، تعیین شود. بنابراین آستانه ۳/۱ درجه کلونین برای روش CO₂-IRW، آستانه ۳/۵ درجه کلونین برای روش WV-IRW و آستانه ۱۲ درجه کلونین در روش O₃-IRW انتخاب شد. برای بررسی دقیق‌تر چگونگی شناسایی OT در روش‌های اختلاف دمای درخشندگی، پیکسل‌هایی که بر اساس آستانه‌های مذکور به عنوان OT شناسایی شدند، بر تصاویر مریی منطبق شده‌اند (شکل‌های ۴آ تا ۴پ). همان‌طور که ملاحظه می‌شود در هر سه روش برخی پیکسل‌ها به اشتباه به عنوان OT شناسایی شده است. روش CO₂-IRW موفق به شناسایی تعداد بیش‌تری از

پدیده‌های OT شده و کم‌ترین خطا را داشته است. روش O3-IRW نیز در شناسایی بسیاری از پدیده‌های OT ناموفق بوده و همچنین همان‌طور که میکوس و ماهویچ (2: Mikus and Mahovic, 2012) اشاره نموده‌اند، محدوده گسترش این پدیده را بیش از واقعیت نشان داده است. روش WV-IRW ضعیف‌ترین نتایج را در بر داشته است. شاید به این دلیل که مقادیر مثبت WV-IRW می‌تواند توسط رطوبت موجود در لایه‌ای در بالای سطوح ابر سرد ایجاد شود (Bedka, 2011: 177). همچنین چند OT در تصاویر مری مشاهده می‌شوند که توسط هیچ‌یک از این روش‌ها قابل شناسایی نبودند. دلیل آن این است که شناسایی OT به شدت به قدرت تفکیک مکانی سنجنده وابسته است. برخی OTها که در این تصاویر (با قدرت تفکیک مکانی ۳ کیلومتری) شناسایی نمی‌شوند احتمالاً در تصاویری با قدرت تفکیک مکانی بهتر شناسایی می‌شوند.



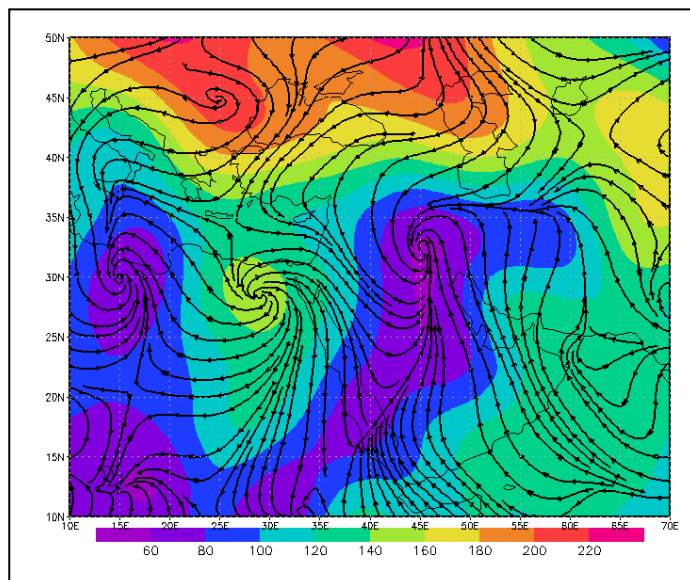
شکل ۴ روی هم گذاری پیکسل‌های شناسایی شده به عنوان OT با روش‌های اختلاف دمای درخشندگی و تصاویر مری آ: اختلاف دمای درخشندگی باندهای بخار آب و IRW ب: اختلاف دمای درخشندگی باندهای دی‌اکسید کربن و IRW پ: اختلاف دمای درخشندگی باندهای ازن و IRW

در این بخش برای درک شرایط رخداد سامانه مذکور که با پدیده OT همراه بوده است، نقشه‌های CAPE، شاخص بالاروی، رودباد سطح پایین و جریان باد و همچنین نمودار هوف-مولر رطوبت نسبی و رطوبت ویژه ارائه و تفسیر می‌شوند.

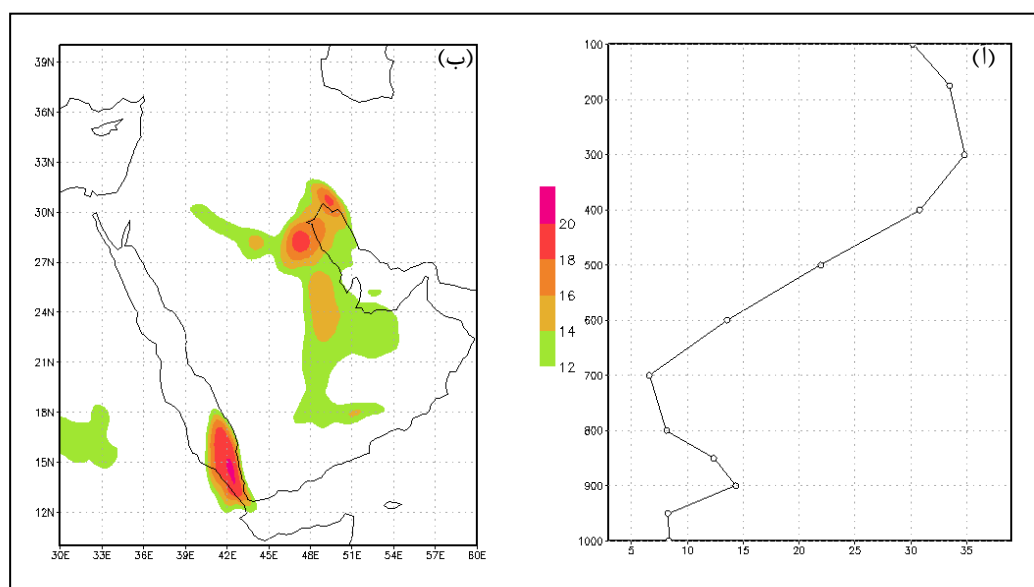
همان‌طور که شکل (۵) نشان می‌دهد، در روز رخداد سامانه همرفتی مورد بررسی در سطوح پایین جو کم‌فشاری در غرب ایران تشکیل شده که توسط چندین مرکز پرفشار در اطراف احاطه شده است. یک زبانه از پرفشار مستقر بر روی شرق اروپا در شمال دریای مازندران و زبانه دیگری از این پرفشار در شمال دریای مدیترانه مستقر شده است. همچنین یک مرکز از این پرفشار منشعب و در شمال شرق آفریقا (جنوب شرق

دریای مدیترانه) قرار گرفته است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود یک پرفشار ضعیف نیز در دریای عرب مستقر شده است که در سطوح پایین هوای گرم و مرطوب‌تر از دریای عرب، خلیج فارس و دریای سرخ به کم‌فشار غرب ایران تزریق نموده است. همچنین به واسطه حضور پرفشارهایی در شمال دریای مازندران، شمال و جنوب شرق دریای مدیترانه، از منابع رطوبتی دریای مدیترانه و دریای مازندران نیز جریان هوای مرطوب به سمت محدوده غرب ایران همگرا شده است (شکل ۵). بنابراین با همگرایی رطوبت از تمام منابع رطوبتی اطراف ایران، شرایط شکل‌گیری این سامانه مهیا شده است.

بر اساس نقشه‌های سرعت باد ترسیم شده، روباد سطح پایین (LLJ) در روز رخداد این سامانه و روز قبل آن در منطقه حضور داشته است (در سطح ۹۰۰ هکتوپاسکال). براساس تعریف بانر (۱۹۶۸) برای رخداد LLJ باید سرعت باد در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال برابر یا بیشتر از ۱۲ متر بر ثانیه باشد و همچنین سرعت باد تا نزدیک‌ترین مرکز کمینه سرعت باد یا تا ارتفاع ۳ کیلومتری، دست‌کم تا ۶ متر بر ثانیه کاهش یابد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود (شکل ۶ آ و ب)، در منطقه هر دو شرط برقرار است. رابطه نزدیک بین LLJ و توسعه و تداوم سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس که از طریق تزریق هوای گرم و مرطوب به منطقه توجیه می‌شود، نیز اثبات شده است (رفعتی و همکاران، ۱۳۹۵: ۶۹). بنابراین می‌توان گفت که رودباد سطح پایین نیز در توسعه سامانه همرفتی و پدیده OTS همراه با آن در روز مورد مطالعه نقشی مؤثر داشته است.



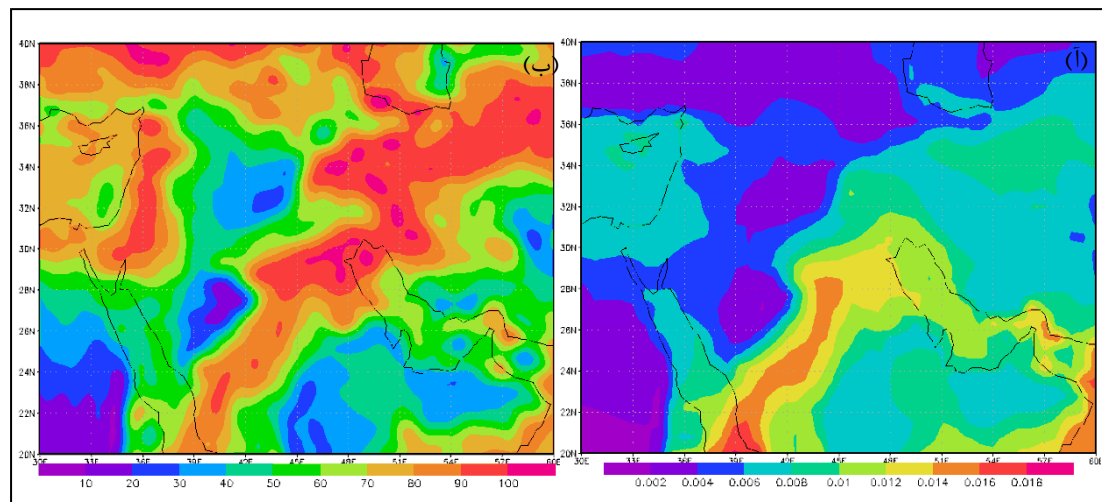
شکل ۵ ارتفاع ژئوپتانسیل در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان در روز ۲۷ مارس ۲۰۰۷



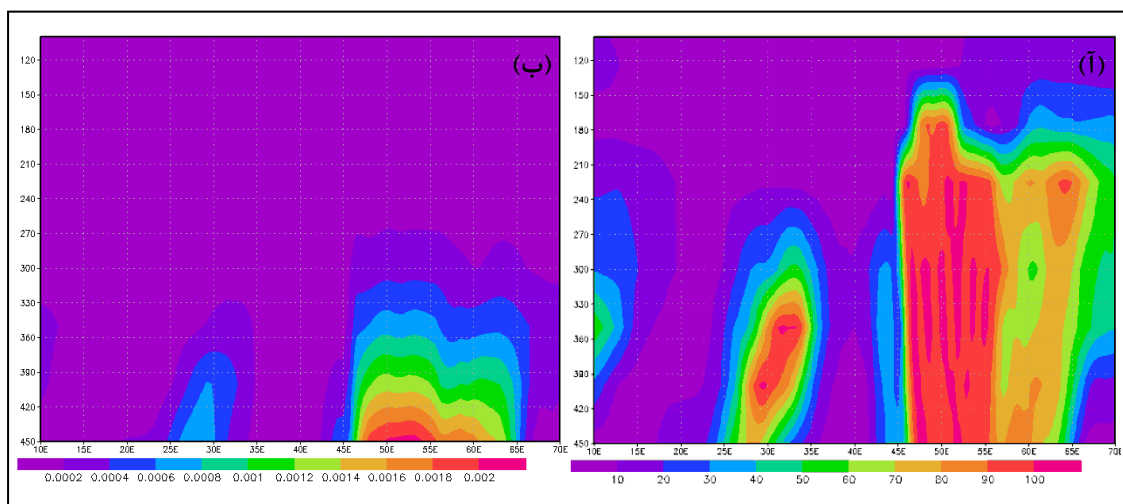
شکل ۶ آ: سرعت باد و خطوط جریان در سطح ۹۰۰ هکتوپاسکال ب: نیمرخ سرعت باد در سطوح مختلف جو در روز ۲۷ مارس ۲۰۰۷

شکل‌های (۱۷) و (۷) نقشه پراکندگی رطوبت نسبی و رطوبت ویژه ویژه روز رخداد سامانه را در ساعت صفر نشان می‌دهند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود بیشینه رطوبت ویژه در امتداد منطقه همگرایی دریای سرخ قرار گرفته است و زبانه آن تا غرب ایران را در بر گرفته است. در منطقه شکل‌گیری سامانه همرفتی مورد بررسی میزان رطوبت ویژه در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به ۸ تا ۱۲ گرم در کیلوگرم رسیده است. بیشینه رطوبت نسبی در غرب و شمال ایران دیده می‌شود و میزان رطوبت در این سطح نیز در برخی نقاط منطقه مورد مطالعه به اشباع رسیده است.

نمودار هوف‌مولر رطوبت ویژه و رطوبت نسبی برای عرض جغرافیایی ۳۲ درجه شمالی در شکل‌های (۱۸) و (۸) ارائه شده‌اند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، در زمان رخداد این سامانه میزان رطوبت در طول جغرافیایی ۴۷ تا ۶۵ تا سطوح بالای جو قابل توجه بوده است. میزان رطوبت نسبی تا حدود ۲۰۰ هکتوپاسکال (بالای وردایست) به ۹۰ تا ۱۰۰ درصد رسیده است. رطوبت ویژه در محدوده طول جغرافیایی ۴۷ تا ۶۵ درجه از سطح زمین تا سطوح فوقانی جو کاهش یافته است، که به دلیل کاهش دمای هوا و کاهش ظرفیت پذیرش رطوبت می‌باشد. تفاوت رطوبت ویژه بین طول‌های جغرافیایی متفاوت در سطوح بالای جو به دلیل کاهش ظرفیت پذیرش رطوبت بسیار اندک است به طوری که در نمودار ترسیم شده قابل نمایش نبوده است، اما این تفاوت در نمودار مربوط به رطوبت نسبی آشکار است.



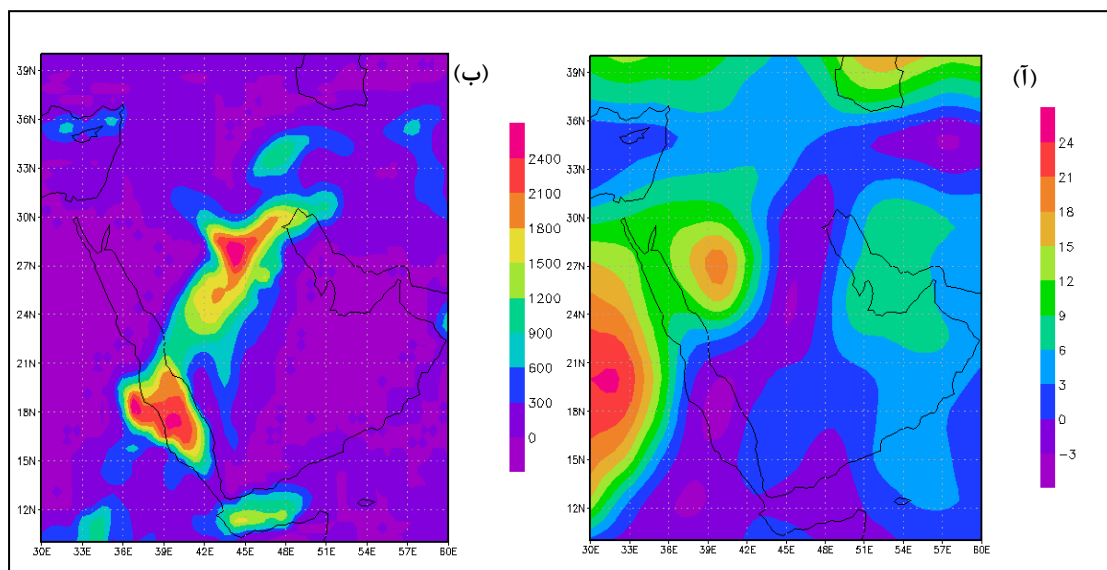
شکل ۷: نقشه پراکندگی رطوبت نسبی و ب: نقشه پراکندگی رطوبت ویژه در روز ۲۷ مارس ۲۰۰۷



شکل ۸: نمودار هوفمولر رطوبت ویژه و ب: نمودار هوفمولر رطوبت نسبی در روز ۲۷ مارس ۲۰۰۷

از فیلدهای CAPE و شاخص بالاروی جهت ارائه وضعیت ناپایداری منطقه طی رخداد سامانه استفاده شده است. نقشه پراکندگی CAPE در ساعت صفر روز ۲۷ مارس در شکل (۱۹) نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، بیشینه انرژی پتانسیل برای همرفت در امتداد منطقه همگرایی دریای سرخ واقع شده است و این شاخص در غرب ایران نیز مقدار قابل توجهی (بیشینه‌ای در حدود 1200 تا 1500 Jkg^{-1}) دارد. شکل (۹ب) پراکندگی شاخص بالاروی را نشان می‌دهد، همان‌طور که ملاحظه می‌شود بیشینه این شاخص (با مقداری در حدود 3 تا 6) نیز در محدوده منطقه همگرایی دریای سرخ قرار گرفته است و که

نشان می‌دهد در ساعت صفر تا جنوب غرب ایران بخش زیرین جو ناپایدار بوده است که با توجه به رطوبت قابل ملاحظه در منطقه منجر به شکل‌گیری فرایند همرفت عمیق شده است.



شکل ۹ آ: نقشه پراکندگی CAPE در ساعت ۱۸ روز ۲۶ مارس ب: نقشه پراکندگی CAPE در ساعت روز ۲۷ مارس صفر و پ: نقشه پراکندگی CAPE در ساعت ۶ روز ۲۷ مارس

۵. نتیجه‌گیری

در این مطالعه سعی شد سامانه همرفتی عمیق روز ۲۷ مارس ۲۰۰۷ و سطوح جهیده (OT) مرتبط با آن با استفاده از تصاویر متنوسنت نسل دوم (High Rate SEVIRI Level 1.5 Image Data) مورد بررسی قرار گیرد. این تصاویر دارای قدرت تفکیک مکانی ۳ کیلومتر و قدرت تفکیک زمانی ۱۵ دقیقه هستند و تصحیحات رادیومتریکی و هندسی به روی آن‌ها انجام شده است. کالیبریشن تصاویر، محاسبه دمای درخشندگی برای باندهای فروسرخ و زمین مرجع کردن تصاویر با استفاده از نرم‌افزار Envi انجام شد. سپس با تولید تصاویر RGB با استفاده از باندهای مری (۰/۶ میکرومتر)، فروسرخ میانی (۱/۶ میکرومتر)، و پنجره فروسرخ (۱۰/۸ میکرومتر) که برای بررسی اندازه ذرات تشکیل‌دهنده ابر، حالت ابر، دما و ارتفاع سطح ابر مناسب هستند، سامانه همرفتی میان‌مقیاس مورد مطالعه قرار گرفت. همچنین با کاربرد تصویر باند مری (۰/۶ میکرومتر)، پدیده‌های OT شناسایی شد و توانایی روش‌های اختلاف دمای درخشندگی باندهای فروسرخ برای شناسایی OT نیز ارزیابی شد. در نهایت برای درک شرایط رخداد سامانه میان‌مقیاس همرفتی مورد بررسی که با پدیده OT همراه بوده است، و در برخی مناطق غرب و جنوب غرب ایران منجر به رخداد توفان

یا بارش‌های شدید شده است، نقشه‌های انرژی پتانسیل همرفتی (CAPE)، شاخص بالاروی، روباد سطح پایین و جریان باد و همچنین نمودار هوف‌مولر رطوبت نسبی و رطوبت ویژه ارائه و تفسیر شدند. نتایج نشان داد بیش‌تر پدیده‌های OT سطوحی با دمای ۲۰۸ تا ۲۱۵ درجه کلونین دارند که با معیار بیشینه دمای OT مطابقت دارد. اما OTهایی با سطوحی اندکی گرم‌تر از ۲۱۵ درجه کلونین نیز مشاهده شده‌اند. روش CO₂-IRW موفق به شناسایی تعداد بیش‌تری از پدیده‌های OT شده و کم‌ترین خطا را داشته است. روش O₃-IRW نیز در شناسایی بسیاری از پدیده‌های OT ناموفق بوده و محدوده گسترش این پدیده را بیش از واقعیت نشان داده است. روش WV-IRW ضعیف‌ترین نتایج را در بر داشته است. در هر سه روش بر اساس آستانه‌های تعیین شده، برخی پیکسل‌ها به اشتباه به عنوان OT شناسایی شده است و تعدادی از این پدیده‌ها شناسایی نشدند، که به دلیل قدرت تفکیک مکانی نسبتاً ضعیف تصاویر مورد استفاده است. علی‌رغم این‌که با کاربرد این تصاویر تعداد و محل دقیق این پدیده را نمی‌توان به درستی تعیین نمود، اما می‌توان رخداد یا عدم رخداد آن‌ها را در منطقه مورد مطالعه مورد بررسی قرار داد که می‌تواند برای تعیین ویژگی‌های فضایی و زمانی رخداد پدیده OT که اثرات اقلیمی و جوی مهمی دارند، مفید و پرکاربرد باشد.

نتایج بررسی شرایط رخداد سامانه مورد بررسی که با پدیده OT همراه بوده است، نشان داد در روز رخداد این سامانه و روز قبل آن روباد سطح پایین (LLJ)^۱ در منطقه حضور داشته و در تزریق هوای گرم و مرطوب به منطقه نقش مؤثری داشته است. آرایش جریان هوا باعث همگرایی رطوبت از تمام منابع رطوبتی اطراف ایران، در منطقه شکل‌گیری این سامانه شده است. وجود جو مرطوب و ناپایدار در منطقه منجر به شکل‌گیری فرایند همرفت عمیق شده است.

کتابنامه

- حجازی زاده، زهرا؛ کریمی، مصطفی؛ ضیائیان، پرویز؛ رفعتی، سمیه؛ ۱۳۹۳. بررسی سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس (MCSs) با استفاده از تصاویر دمای درخشندگی در جنوب‌غرب ایران. فصلنامه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۳۲، ۴۵-۶۹.
- رفعتی، سمیه؛ فتح‌نیا، امان‌اله؛ کریمی، مصطفی؛ ۱۳۹۵. تأثیر رودبادهای سطح پایین در شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس در جنوب‌غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۸، ۶۹-۸۲.
- Adler, R.F., Markus, M.J., Fen, D.D., Szejwach, G., & Shenk, W.E. (1983). Thunderstorm top structure observed by aircraft overflights with an infrared radiometer. *Journal of Applied Meteorology*, 22, 579-593.

- Adler, R.F., Markus, M.J., & Fen, D.D. (1985). Detection of severe Midwest thunderstorms using geosynchronous satellite data. *Monthly Weather Review*, 113, 769–781.
- Ackerman, S.A. (1996). Global satellite observations of negative brightness temperature differences between 11 and 6.7 mm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53, 2803–2812.
- Bonner, W. D. (1968). Climatology of the low level jet. *Monthly Weather Review*, 96, 833–850.
- Bedka, K.M., Brunner, J., Dworak, R., Feltz, W., & Otkin, J. (2010). Objective satellite-based overshooting top detection using infrared window channel brightness temperature gradients. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 181–202.
- Bedka, K.M. (2011). Overshooting cloud top detections using MSG SEVIRI Infrared brightness temperatures and their relationship to severe weather over Europe. *Atmospheric Research*, 99, 175–189.
- Berendes, T.A., Mecikalski, J.R., MacKenzie, W.M., Bedka, K.M., & Nair, U.S. (2008). Convective cloud identification and classification in daytime satellite imagery using standard deviation limited adaptive clustering. *Journal of Geophysical Research*, 113, 1–9.
- Fritz, S., & Laszlo, I. (1993). Detection of water vapor in the stratosphere over very high clouds in the tropics. *Journal of Geophysical Research*, 98(D12), 22959–22967.
- Kwon, E.H., Sohn, B.J., Schmetz, J., & Watts, P. (2009, January). *Use of ozone channel measurements for deep convective cloud height retrievals over the tropics*. Paper presented at the 16th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Phoenix, AZ, USA.
- Kwon, E.H., Sohn, B.J., Schmetz, J., & Watts, P. (2010). Intercomparison of height assignment methods for opaque clouds over the tropics. *Asia Pac. Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(1), 11–19.
- Llasat, M.C., Ramis, C., & Lanza, L. (1999). Storm tracking and monitoring using objective synoptic diagnosis and cluster identification from infrared meteosat imagery. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 71, 139–155.
- Machado, L.A.T., Lima, W.F.A., Pinto, O., & Morales, C. A. (2009). Relationship between cloud-to-ground discharge and penetrative clouds: A multi-channel satellite application. *Atmospheric Research*, 93, 304–309.
- Martin, D.W., Kohrs, R. A.F., Mosher, R.C., Medaglia, M., & Adamo, C. (2008). Over-ocean validation of the global convective diagnostic. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 525–543.
- Mikuš, P., & Mahović, S.N. (2013). Satellite-based overshooting top detection methods and an analysis of correlated weather conditions. *Atmospheric Research*, 123, 268–280.
- Negri, A.J. (1982). Cloud-top structure of tornado storms on 10 April 1979 from rapid scan and stereo satellite observations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 63, 1851–1859.
- Schmetz, J., Tjemkes, S.A., Gube, M., & Berg, L. (1997). Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT. *Advances in Space Research*, 19, 433–441.

- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., & Ratier, A. (2002). An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 977–992.
- Setvak, M., Rabin, R.M., & Wang, P. K. (2007). Contribution of the MODIS instrument to observations of deep convective storms and stratospheric moisture detection in GOES and MSG imagery. *Atmospheric Research*, 83, 505–518.
- Wiens, K.C., Rutledge, S.A., & Tessendorf, S.A. (2005). The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 4151–4177.
- Ziegler, C.L., & MacGorman, D.R. (1994). Observed lightning morphology relative to modeled space charge and electric field distributions in a tornadic storm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51, 833–851.