

کنون‌بینی آغازش همرفت با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای

ابوالقاسم غضنفری لاکه^۱، سرمد قادر^{۲*} و مجید مزرعه فراهانی^۳

^۱دانشجوی دکتری هواشناسی، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۲۵، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۱/۱۷)

چکیده

پیش‌بینی دقیق و به‌موقع پدیده‌های همرفتی به‌عنوان یک چالش در مراکز عملیاتی پیش‌بینی وضع‌هوا محسوب می‌شود. با توجه به این‌که این پدیده‌ها در بیشتر موارد، به‌طور دقیق توسط مدل‌های عددی با پیکربندی مرسوم قابل پیش‌بینی نیستند، کنون‌بینی آنها با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای از اهمیت شایانی برخوردار است. در این بین ماهواره‌های زمین‌ایستا به‌عنوان ابزار بسیار کارآمد برای شناسایی مناطق مستعد آغازش پدیده‌های همرفتی شناخته شده‌اند.

در این مقاله تلاش شده است تا با استفاده از داده‌های ماهواره زمین‌ایستای Meteosat8، الگوریتمی ارائه شود تا مناطق مستعد آغازش همرفت از نظر زمان و محل تشکیل، شناسایی و در جهت تقویت و بهبود صدور هشدارهای بهنگام، به‌صورت خیلی کوتاه‌مدت پیش‌بینی شود. این کار با مطالعه بر روی رویدادهای همرفتی رخ داده در ساعات روز و شب فصل‌های بهار و تابستان سال ۱۳۹۷ در محدوده استان تهران انجام شده است. الگوریتم حاضر بر اساس انتخاب ۲۲ میدان با استفاده از دمای درخشندگی باندهای فرسرخ، بازتاب باندهای مرئی و نزدیک به فرسرخ، همراه با تفاضل و روند تغییرات ۱۵ و ۳۰ دقیقه‌ای آنها انجام شده است. این میدان‌ها بیانگر آهنگ رشد، شدت فراهنج‌ها و ضخامت نوری ابرها همراه با ارتفاع، فاز و شعاع موثر قطرک‌های قله آنها هستند. نتایج نشان می‌دهد که با به‌کارگیری این الگوریتم، درصد احتمال تشخیص و درصد پیش‌بینی‌های صحیح به‌ترتیب برابر ۶۲ و ۷۹ درصد بوده است.

واژه‌های کلیدی: کنون‌بینی، توفان همرفتی گردو خاک، آغازش همرفت، داده‌های ماهواره، درصد احتمال تشخیص

۱ مقدمه

توفان‌های همرفتی از پدیده‌های مخاطره‌آمیز جوی محسوب می‌شوند که هر ساله خسارت‌های بسیار زیادی را در نقاط مختلف جهان بر بخش‌هایی نظیر کشاورزی، صنعت، صنایع هوانوردی و تأسیسات شهری و روستایی وارد می‌کنند. این توفان‌ها که از مخرب‌ترین پدیده‌های جوی هر منطقه به‌ویژه در فصل‌های بهار و تابستان محسوب می‌شوند، بیشتر اوقات با بارش رگباری، آذرخش، تگرگ و یا سیل همراه هستند. گردوخاک شدید حاصل از وقوع برخی پدیده‌های همرفتی نیز به‌عنوان یکی از عوامل آلوده‌کننده هوا و محیط‌زیست شناخته شده است. ایجاد تلاطم، چینش شدید باد و یخ‌زدگی (Icing) از جمله مخاطرات ابرهای کومه‌ای باران در امور هوانوردی است. به‌طوری‌که در مورد یخ‌زدگی وقتی یک جسم سخت، مثل بدنه یک هواپیما، در تماس با آب ابر سرد این ابر قرار گیرد، پدیده یخ‌زدگی روی داده و قطرات آب ابر سرد به‌شکل بلورهای یخ بر روی آن رسوب می‌کند. در مورد یک هواپیمای در حال پرواز، با انباشت یخ بر روی بدنه هواپیما، جریان هوا در مجاورت آن دچار اختلال شده که می‌تواند موجب افزایش اصطکاک و تنش بین بدنه هواپیما و هوای پیرامون آن شود. این اثر همراه با افزایش سنگینی هواپیما می‌تواند مشکلاتی را برای کنترل هواپیما توسط خلبان به‌وجود آورده و در مواردی ممکن است با تشدید این مخاطره موجب بروز سانحه شود. (سند و همکاران، ۱۹۸۴).

علاوه بر این برخی پدیده‌های همرفتی با توجه به چینش باد شدیدی که ایجاد می‌کنند موجب اختلال در عملیات پروازی به‌ویژه هنگام نشست و برخاست هواپیماها می‌شوند (فوجیتا، ۱۹۸۵؛ ماهیل و ژانگ، ۲۰۱۶). از این‌رو مطالعه و بررسی جنبه‌های مختلف پدیده‌های همرفتی، زمینه تحقیقات بسیاری از پژوهش‌های جوی را در نقاط مختلف دنیا ایجاد کرده است.

پیش‌بینی دقیق و به‌موقع توفان‌های همرفتی هنوز مبحثی پرچالش در مراکز عملیاتی پیش‌بینی وضع هوا است، به‌طوری‌که در بیشتر موارد پیش‌بینی محل، زمان وقوع و شدت آن به‌صورت دقیق امکان‌پذیر نیست. از دلایل اصلی عدم پیش‌بینی‌پذیری دقیق با توجه به مقیاس فضایی و زمانی آنها، ضعف در تعیین دقیق محل شکل‌گیری و مقادیر اولیه متغیرهای مؤثر در فرایند رشد و بلوغ آنها است که در مراحل بعدی توسعه اهمیت زیادی دارند و اغلب توسط مدل‌های عددی با پیکربندی مرسوم، قابل پیش‌بینی نیستند (کونینگ و کینگ، ۲۰۰۹). بنابراین پیش‌بینی دقیق و گام‌به‌گام فرایندهای همرفتی به‌ویژه در مرحله تشکیل تا بلوغ، از حوزه‌های اصلی و مهم تحقیقات در کنون‌بینی (Nowcasting) محسوب می‌شود.

از حدود ۴۰ سال گذشته تاکنون که ماهواره‌های هواشناسی مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند، استفاده از تصاویر و داده‌های آنها برای پایش پیوسته جو و پیش‌بینی آغاز همرفت (Convective Initiation)، همواره مورد توجه محققین بوده است (پوردام، ۱۹۷۶؛ ادلر و فن، ۱۹۷۹؛ پوردام، ۱۹۸۲؛ ستواک و داسول، ۱۹۹۱؛ رابرتز و راتلج، ۲۰۰۳؛ مسی کالسکی و بدکا، ۲۰۰۶؛ مسی کالسکی و همکاران، ۲۰۰۸؛ مسی کالسکی و همکاران، ۲۰۱۰؛ سنف و همکاران، ۲۰۱۵). مطالعاتی که در اداره ملی وضع‌هوا آمریکا انجام شده است نشان می‌دهد که در پیش‌بینی آغاز همرفت، استفاده از داده‌های ماهواره‌ها به‌طور قابل‌توجهی نسبت به داده‌های رادارهای هواشناسی مناسب‌تر است (رابرتز و راتلج، ۲۰۰۳). با توجه به انواع مختلف ماهواره‌ها نیز، استفاده از تصاویر و داده‌های ماهواره‌های زمین ایستا در مطالعه همرفت بسیار مناسب‌تر است. از جمله دلایل این موضوع می‌توان به این نکته اشاره کرد که برای پایش یک منطقه مشخص زاویه دید این نوع ماهواره‌ها نسبت به زمان ثابت است. همچنین

بهبود مدل‌های پیش‌بینی عددی، تحقیقات اقلیمی، پایش مداوم جو و کنونینین مورد بهره برداری قرار گرفته اند. این ماهواره‌ها دارای ۱۲ باند طیفی هستند که شامل: ۳ باند در محدوده مرئی (VIS)، یک باند در محدوده نزدیک به فرورسرخ (NIR1.6) و ۸ باند در محدوده فرورسرخ (IR) است. تفکیک فضایی و زمانی ۱۱ باند اول این ماهواره به ترتیب ۳ کیلومتر در پای عمود ماهواره و هر ۱۵ دقیقه یک تصویر و برای باند ۱۲ آن یک کیلومتر در پای عمود ماهواره و هر پنج دقیقه یک تصویر است. این باندها طوری طراحی شده‌اند که اطلاعات مفیدی را از جمله درباره خردفیزیک ابر با استفاده از باندهای NIR1.6 و NIR3.9 (ستواک و همکاران، ۲۰۰۳؛ روزنفلد و همکاران، ۲۰۰۸)، توزیع بخار آب موجود در جو با استفاده از باندهای IR6.2 و IR7.3، غلظت اوزون در وردسپهر و پوشش سپهر زیرین با استفاده از باند IR9.7 و مقدار دی اکسید کربن جو با استفاده از باند IR13.4 میکرومتر به دست می‌دهد.

از زمان پرتاب ماهواره‌های نسل دوم هواشناسی توسط آژانس فضایی اروپا تاکنون، تلاش‌های مختلفی در راستای استفاده از امکانات آنها در ارائه کنونینین، به‌ویژه در پایش و پیش‌بینی شرایط مخاطره‌آمیز وضع‌هوا، صورت گرفته است که البته سامانه‌های همرفتی از برجسته‌ترین آنها هستند. نتایج برخی از مطالعاتی که طی سال‌های اخیر انجام شده بیانگر آن است که ماهواره‌های نسل دوم هواشناسی با توجه به تنوع بیشتر در تعداد کانال‌ها همراه با تفکیک مناسب‌تر طیفی، فضایی و زمانی آنها، امکان بیشتر و بهتری را درخصوص پیش‌بینی همرفت فراهم آورده است؛ به طوری که اعمال روش مسی کالسکی و بدکا (۲۰۰۶) با استفاده از داده‌های این ماهواره نتایج بهتری را نسبت به داده‌های ماهواره GOES در پیش‌بینی کوتاه‌مدت توفان‌های تندری به دنبال داشته است (مسی کالسکی و همکاران، ۲۰۱۰).

قدرت تفکیک مکانی و گام‌های زمانی ارسال داده‌های این دسته از ماهواره‌ها به اندازه‌ای است که می‌توان سامانه‌های همرفتی میان‌مقیاس و تا حدی خردمقیاس را به خوبی ردیابی کرد.

مطالعات اولیه پیش‌بینی آغازش همرفت مبتنی بر داده‌های ماهواره‌ای، تنها بر مبنای استفاده از کانال فرورسرخ (IR) آنها بود. این مطالعات بر اساس دمای درخشندگی کانال IR10.8 میکرومتر و روند تغییرات ۱۵ و ۳۰ دقیقه‌ای آن برای تعیین ارتفاع قله ابر و آهنگ رشد آن انجام شده بود (رابرتز و راتلج، ۲۰۰۳). مطالعات بعدی نشان داد که تفاضل چند طیفی کانال‌های فرورسرخ از جمله IR6.5-IR10.8 میکرومتر (آکرمز، ۱۹۹۶) و IR13.3-IR10.8 میکرومتر (الرود، ۲۰۰۴؛ مسی کالسکی و بدکا، ۲۰۰۶) و روند تغییرات زمانی آنها برای شناسایی ارتفاع قله، ضخامت و آهنگ رشد ابر مناسب است.

مسی کالسکی و بدکا (۲۰۰۶) برای پیش‌بینی رخداد همرفت تا یک ساعت آینده، هشت میدان مختلف را بر پایه دمای درخشندگی کانال‌های فرورسرخ همراه با تفاضل چند طیفی و روند تغییرات آنها در نظر گرفتند. این میدان‌ها بر اساس داده‌های ماهواره GOES بود که نیمه شرقی آمریکا را پوشش می‌دهد. این ماهواره دارای یک کانال در محدوده مرئی (VIS) و چهار کانال در محدوده فرورسرخ (IR) با مرکزیت به ترتیب ۰/۶۵، ۳/۹، ۶/۵، ۱۰/۷ و ۱۳/۳ میکرومتر است. در روش آنها برای هر یک از این هشت میدان انتخابی، یک آستانه تعریف شده است و چنانچه در هر پیکسل حداقل هفت میدان به مقادیر این آستانه‌ها برسد، آن پیکسل می‌تواند مستعد آغازش همرفت باشد. در حال حاضر نیز این روش اساس پیش‌بینی آغازش همرفت را در برخی از مراکز مهم عملیاتی نظیر سازمان بهره‌برداری ماهواره‌های هواشناسی اروپا (EUMETSAT) تشکیل می‌دهد.

ماهواره‌های نسل دوم هواشناسی (MSG) با هدف

درصد افزایش داد.

با توجه به اهمیت پدیده‌های همرفتی به‌عنوان یک عامل پرمخاطره جوی، طبق مستندات و دستورالعمل‌های سازمان‌های جهانی هواشناسی (WMO) و هواپیمایی (ICAO)، مراکز ملی پیش‌بینی وضع‌هوا موظف به صدور پیش‌بینی این پدیده‌ها هستند. این کار موجب می‌شود تا هر چند که رخداد این پدیده‌های مخرب جوی اجتناب‌ناپذیر است، با این حال کاربران عمومی و تخصصی بتوانند با به‌کارگیری تمهیدات لازم، از بروز خسارت‌های احتمالی جلوگیری و یا تا حد امکان آنها را کاهش دهند. با توجه به پیچیدگی‌های خاص سامانه‌های همرفتی که غالباً توسط مدل‌های عددی به‌خوبی قابل پیش‌بینی نیستند، در مراکز تحقیقاتی و عملیاتی مهم دنیا گرایش به سمت ارائه کنون‌بینی این پدیده‌ها است.

شایان ذکر است که یکی از مهم‌ترین مزیت‌های استفاده از داده‌های ماهواره برای شناسایی آغازش همرفت نسبت به استفاده از داده‌های رادارهای هواشناسی، علاوه بر محدودیت تعداد رادارها که همه مناطق را پوشش نمی‌دهند، این است که با تکیه بر آن می‌توان به‌طور متوسط در حدود ۳۰ تا ۴۵ دقیقه پیش از دریافت اولین اکوی ۳۵ dBz توسط رادار، آغازش سلول‌های ابرهای کومه‌ای باران را شناسایی کرد. ضمن این‌که در فرایند شناسایی آغازش همرفت، حوزه دید ماهواره نیز وسیع‌تر بوده و محدودیت‌هایی مثل نقاط کور داده‌های رادار را ندارند. البته روشن است که پس از آغازش همرفت و در مرحله توسعه ابر کومه‌ای باران و دریافت اکوی بازتابی دست کم ۳۵ dBz از آن، داده‌های راداری با جزئیات بسیار بیشتری ساختار قائم آن را به‌دست می‌دهند.

نکته دیگری که حائز اهمیت است توجه به این موضوع است که توفان‌های همرفتی در جوی توسعه پیدا می‌کنند که از نظر ترمودینامیکی ناپایدار است. برای شناسایی ناپایداری جوی، شاخص‌هایی با استفاده از داده‌های

سیورت و همکاران (۲۰۱۰) برای کنون‌بینی آغازش همرفت با استفاده از داده‌های MSG میدان‌های بیشتری را نسبت به روش مسی کالسکی و بدکا (۲۰۰۶) در نظر گرفتند. آنها با انتخاب این میدان‌ها و مطالعه بر روی ۱۰ توفان رخ داده در اروپای مرکزی و جنوب آفریقا، توانستند درصد هشدارهای اشتباه را به‌طور قابل‌توجهی کاهش دهند. آنها میدان‌های انتخابی را بر اساس اطلاعات مربوط به ضخامت ابر، انجماد قطره‌ها در قله ابر و شدت فراهنج‌های درون ابر طبقه‌بندی کرده بودند.

با توسعه روش‌های کنون‌بینی آغازش همرفت، کاکسیس و همکاران (۲۰۱۲) برای کنون‌بینی آغازش همرفت در دوره تابستان ۲۰۱۲، بر روی اروپای مرکزی، ۱۰ میدان فیزیکی را با استفاده از داده‌های ماهواره Meteosat9 انتخاب کردند. همچنین برای محاسبه روند تغییر میدان‌ها از محصول میدان باد NWC SAF با درجه تفکیک بالا استفاده کردند. کمیت‌های احتمال تشخیص و نسبت هشدارهای اشتباه الگوریتم به‌کار گرفته‌شده توسط آنها به‌ترتیب برابر با ۰/۵۳ و ۰/۲۳ بود. مسی کالسکی و همکاران (۲۰۱۵) برای شناسایی آغازش همرفت بر روی آمریکا و مناطق نزدیک به سواحل خلیج مکزیک، با تلفیق داده‌های ماهواره GOES و یک مدل عددی پیش‌بینی عددی وضع‌هوا، ۲۵ میدان فیزیکی را انتخاب کردند. نتایج کار آنها نشان داد که این روش می‌تواند نسبت به روشی که تنها از داده‌های فرسوخ ماهواره استفاده می‌شود، بهتر عمل کرده و درصد کنون‌بینی‌های اشتباه را کاهش دهد. پروانال و سپتیاویل (۲۰۲۱) نیز با استفاده از ۱۲ میدان فیزیکی انتخاب شده بر اساس شش کانال ماهواره Himawari8، به کنون‌بینی آغازش همرفت بر روی منطقه سورابا در اندونزی پرداختند. میدان‌های انتخابی آنها بر اساس ویژگی‌های فیزیکی ابر شامل ارتفاع قله، آهنگ سرمایش و انجماد آن بود. نتایج کار آنها نشان داد که دقت کنون‌بینی آغازش همرفت را می‌توان تا ۸۷/۳

گرفته شوند. در ادامه این مقاله در بخش ۲، داده‌های مورد استفاده همراه با روش تحقیق بر روی آنها معرفی شده و در بخش ۳ مفهوم فیزیکی برخی از میدان‌های انتخابی، بیان می‌شود. نتایج حاصل همراه با انجام مطالعات موردی به تفصیل در بخش ۴ ارائه شده و در نهایت در بخش ۵ به بحث و نتیجه‌گیری پرداخته می‌شود.

۲ داده‌ها و روش تحقیق

در بین ماهواره‌های هواشناسی عملیاتی موجود، ماهواره زمین‌ایستای Meteosat8 با گام زمانی هر ۱۵ دقیقه یک تصویر، تفکیک افقی سه کیلومتر در پای عمود ماهواره و داشتن ۱۲ باند طیفی (جدول ۱) بهترین پوشش را بر روی ایران دارد. از این رو در پژوهش حاضر از داده‌های سطح ۱/۵ این ماهواره استفاده شده است. این داده‌ها واسنجی شده و برای استخراج محصولات هواشناسی و پردازش بیشتر بر روی آنها تولید شده‌اند. ماهواره Meteosat8 بر روی استوا، طول جغرافیایی ۴۱/۵ درجه شرقی و ارتفاع ۳۶۰۰۰ کیلومتری از زمین قرار دارد.

در مقاله حاضر، پیش‌پردازش انجام شده بر روی داده‌های ماهواره شامل تصحیحات رادیومتری و هندسی است که در ادامه به شرح آن پرداخته می‌شود.

برای محاسبه تابندگی باندهای موجود در جدول ۱ از رابطه زیر استفاده شده است (مستندات فنی سازمان بهره‌برداری ماهواره‌های هواشناسی اروپا، ۲۰۱۷):

$$R_i = cal_{offset} + cal_{slope} \cdot DN, \quad (1)$$

که R_i تابندگی باند نام بر حسب $mWm^{-2}sr^{-1}cm^{-2}$ و DN مقدار ذخیره شده در هر پیکسل است. ضرایب cal_{slope} و cal_{offset} هر یک از باندها نیز در سرایندها فایل موجود بوده و از آنجا فراخوانی شده‌اند. نمونه‌ای از این ضرایب در جدول ۲ آورده شده است. پس از محاسبه تابندگی هر باند، دمای درخشندگی باندهای فروسرخ و

نیمرخ قائم دما و رطوبت در ترازهای مختلف جو محاسبه می‌شود (پپلر، ۱۹۸۸). این داده‌ها به‌طور سنتی با ارسال دو نوبت در روز (ساعت‌های صفر و ۱۲۰۰ UTC) رادیوگمانه‌ها به‌دست می‌آیند. با توجه به محدودیت مکانی و زمانی این داده‌ها، مطالعات مختلف نشان داده است که شاخص‌های ناپایداری جو که از داده‌های با تفکیک فضایی و زمانی مناسب‌تر ماهواره‌ای به‌دست آمده‌اند نیز پتانسیل خوبی برای پیش‌بینی آغازش همرفت دارند (کیتز میلر و همکاران، ۱۹۸۹؛ کونینگ و کینینگ، ۲۰۰۹؛ اشمالیل جانیک و همکاران، ۲۰۱۴).

استان تهران با توجه به گستره و ویژگی‌های خاص جغرافیایی و اقلیمی آن، به تناوب به‌ویژه در فصل بهار و تا حدی تابستان متأثر از پدیده‌های همرفتی است. این پدیده تاکنون در این منطقه به دفعات موجب بروز خسارت‌هایی از طریق اختلال در ترابری هوایی، ریلی، جاده‌ای و در مواردی تخریب برخی از تأسیسات زیربنایی شهری و روستایی و همچنین آسیب‌رسیدن به محصولات کشاورزی شده است. مانند سیل تجریش در چهارم مرداد ۱۳۶۶، توفان گردو خاک همرفتی در ۱۲ خرداد ۱۳۹۳ تهران و سیل رودخانه کن در محدوده سولقان در ۲۸ تیر ۱۳۹۴. در مورد توفان سال ۱۳۹۳ تهران با توجه به اخبار رسمی، دست‌کم چهار نفر بر اثر این توفان کشته شدند. همچنین این توفان موجب بروز تصادفات جاده‌ای، مصدوم شدن برخی شهروندان، قطع خطوط برق، شکستن درختان و اختلال در نشست و برخاست هواپیماها شد. هدف پژوهش حاضر ارائه الگوریتمی برای کنونبینی آغازش پدیده‌های همرفتی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای در محدوده استان تهران است. برای انجام این کار تلاش شده است تا با انجام مطالعه و تحقیق بر روی رخدادهای همرفتی بهار و تابستان سال ۱۳۹۷، شرایط آغازش آنها از نظر زمان و محل تشکیل، شناسایی شوند تا در جهت تقویت و بهبود صدور هشدارهای بهنگام به کار

جدول ۱. مشخصات باندهای طیفی ماهواره Meteosat8.

شماره	نام	طول موج مرکز باند (μm)	گستره طیفی (μm)
۱	VIS0.6	۰/۶۴	۰/۵۶-۰/۷۱
۲	VIS0.8	۰/۸۱	۰/۷۴-۰/۸۸
۳	NIR1.6	۱/۶۴	۱/۵۰-۱/۷۸
۴	IR3.9	۳/۹۰	۳/۴۸-۴/۳۶
۵	WV6.2	۶/۲۵	۵/۳۵-۷/۱۵
۶	WV7.3	۷/۳۵	۶/۸۵-۷/۸۵
۷	IR8.7	۸/۷۰	۸/۳۰-۹/۱۰
۸	IR9.7	۹/۶۶	۹/۳۸-۹/۹۴
۹	IR10.8	۱۰/۸	۹/۸۰-۱۱/۵۰
۱۰	IR12.0	۱۲/۰۰	۱۱/۰۰-۱۳/۰۰
۱۱	IR13.4	۱۳/۴۰	۱۲/۴۰-۱۴/۴۰
۱۲	HRV	۰/۷۵	۰/۶-۰/۹

زمین تا خورشید بر حسب AU (Astronomical Unit) است که به ازای هر روز جولیوسی، J_D ، از رابطه زیر به دست می آید:

$$d(t) = 1.0 - 0.167 \cos[2\pi(J_D - 3)/365]. \quad (۴)$$

همچنین در رابطه (۳)، I_i تابش ورودی در هر یک از باندهای مرئی در 1AU بر حسب $\text{mWm}^{-2}\text{cm}^{-2}$ است. مقادیر مربوط به این کمیت نیز برای باندهای مرئی ماهواره Meteosat8 در جدول ۲ آورده شده است. زاویه θ در رابطه (۳)، زاویه سرسوی خورشید در هر پیکسل با مختصات طول و عرض جغرافیایی (λ, φ) در لحظه t است. زاویه سرسوی خورشید در هر پیکسل به صورت زاویه بین راستای پرتوهای خورشید و امتداد قائم در هر پیکسل تعریف می شود. برای محاسبه زاویه θ لازم است که ابتدا با انجام تصحیحات هندسی، مختصات داده ها از (x, y) به مختصات طول و عرض جغرافیایی (λ, φ) تبدیل شود. این کار به شرح زیر انجام شده است.

هر یک از داده های سطح ۱/۵ ماهواره Meteosat8 در ماتریسی با ابعاد ۳۷۱۲ ستون، ۳۷۱۲ سطر و ۱۱ لایه ذخیره شده که هر لایه طبق جدول ۱ مربوط به یکی از ۱۱ باند

بازتاب باندهای مرئی و نزدیک به فروسرخ به شرح زیر محاسبه شده است.

برای محاسبه دمای درخشندگی باندهای فروسرخ (باندهای شماره ۴ تا ۱۱ جدول ۱) از رابطه زیر استفاده شده است (مولر و همکاران، ۲۰۰۷):

$$BT_i = \left[\frac{c_2 v_c}{\log(c_1 v_c^2 / R_i + 1)} - B \right] / A, \quad (۲)$$

که i شماره باند (از ۴ تا ۱۱)، BT_i دمای درخشندگی باند نام بر حسب کلونین، R_i تابندگی محاسبه شده از رابطه (۱) و مقدار ضرایب c_1 و c_2 برابر با:

$c_1 = 1.19104 \times 10^{-5} \text{ mWm}^{-2} \text{ sr}^{-1} (\text{cm}^{-1})^{-4}$ و $c_2 = 1.43877 \text{ K} (\text{cm}^{-1})^{-1}$ است. همچنین در این رابطه مقادیر مربوط به عدد موج، طول موج مرکز هر باند، v_c ، همراه با ضرایب A و B در جدول ۲ آورده شده است. برای محاسبه بازتاب باندهای مرئی (باندهای شماره ۱ و ۲ جدول ۱) و نزدیک به فروسرخ (باند شماره ۳ جدول ۱)، از رابطه زیر استفاده شده است (مستندات فنی سازمان بهره برداری ماهواره های هواشناسی اروپا، ۲۰۱۲):

$$r_i = \pi R_i d^2(t) / I_i \cos(\theta(t, \lambda, \varphi)), \quad (۳)$$

که R_i تابندگی محاسبه شده از رابطه (۱) و $d(t)$ فاصله

مختصات گوشه پایین سمت راست و (۳۷۱۲، ۳۷۱۲) مختصات گوشه بالای سمت چپ پیکسل‌ها است (مستندات فنی سازمان بهره‌برداری ماهواره‌های هواشناسی اروپا، ۲۰۱۷).

اول ماهواره است. این ماتریس‌ها در چارچوب مختصات تصویر دارای دو مختصه (c, l) هستند که c شماره ستون و l شماره سطر است. شمارش ستون‌ها از شرق به غرب و شمارش سطرها از جنوب به شمال بوده به طوری که $(1, 1)$

جدول ۲. مقادیر ضرایب محاسبات رادیومتری برای ساعت UTC ۱۳:۰۰ روز ۳۰ مه ۲۰۱۸ همراه با ضرایب مربوط به محاسبه

دمای درخشندگی باندهای فرورسرخ و بازتاب باندهای مرئی ماهواره Meteosat8.

شماره	باند	Cal_offset	Cal_slope	v_c	A	B	I_i
۱	VIS0.6	-۱/۲۶۸۷۷	۰/۰۲۴۸۸	-	-	-	۶۵/۲۲۹۶
۲	VIS0.8	-۱/۶۱۹۲۷	۰/۰۳۱۷۵	-	-	-	۷۳/۰۱۲۷
۳	NIR1.6	-۱/۲۰۵۶۶	۰/۰۲۳۶۴	-	-	-	۶۲/۳۷۱۵
۴	IR3.9	-۱/۱۸۵۵۹	۰/۰۰۳۶۶	۲۵۶۷/۳۳۰	۰/۹۹۵۶	۳/۴۱۰	-
۵	WV6.2	-۰/۴۲۴۲۲	۰/۰۰۸۳۲	۱۵۹۸/۱۰۳	۰/۹۹۶۲	۲/۲۱۸	-
۶	WV7.3	-۱/۹۶۹۷۲	۰/۰۳۸۶۲	۱۳۶۲/۰۸۱	۰/۹۹۹۱	۰/۴۷۸	-
۷	IR8.7	-۶/۴۶۳۹۶	۰/۱۲۶۷۴	۱۱۴۹/۰۶۹	۰/۹۹۹۶	۰/۱۷۹	-
۸	IR9.7	-۵/۳۰۲۰۱	۰/۱۰۳۹۶	۱۰۳۴/۳۴۳	۰/۹۹۹۹	۰/۰۶۰	-
۹	IR10.8	-۱۰/۴۵۶۸۲	۰/۲۰۵۰۴	۹۳۰/۶۴۷	۰/۹۹۸۳	۰/۶۲۵	-
۱۰	IR12.0	-۱۱/۳۳۸۷۸	۰/۲۲۲۳۱	۸۳۹/۶۶۰	۰/۹۹۸۸	۰/۳۹۷	-
۱۱	IR13.4	-۸/۰۳۷۹۵	۰/۱۵۷۶۱	۷۵۲/۳۸۷	۰/۹۹۸۱	۰/۵۷۸	-

$$LFAC = -13642337$$

این مقادیر بیانگر آن هستند که اندازه هر پیکسل در پای عمود ماهواره ۳/۰۰۴ km با زاویه دید μrad $83/84333 pixel$ است. همچنین متغیرهای موجود در رابطه (۷) به صورت زیر داده شده‌اند:

$$\begin{aligned} s_1 &= h - s_n \cos x \cos y \\ s_2 &= s_n \sin x \cos y \\ s_3 &= -s_n \sin y \\ s_{xy} &= \sqrt{s_1^2 + s_2^2} \\ s_n &= \frac{h \cos x \cos y - s_d}{\cos^2 y + q^2 \sin^2 y} \\ s_d &= \sqrt{(h \cos x \cos y)^2 - (\cos^2 y + q^2 \sin^2 y) d^2} \\ d^2 &= h^2 - r_{eq}^2 \\ q^2 &= \left(\frac{r_{eq}}{r_{pol}}\right)^2 \end{aligned}$$

که d فاصله ماهواره از مرکز زمین و sub_lon طول جغرافیایی جایگاه ماهواره (۴۱/۵ درجه شرقی) بر حسب رادیان است. همچنین r_{eq} و r_{pol} به ترتیب

شعاع‌های قطبی و استوایی کره زمین با مقادیر:

$$r_{pol} = 6356.584 \text{ Km}$$

برای تبدیل مختصات پیکسل‌ها از چارچوب مختصات تصویر، (c, l) ، به چارچوب مختصات جغرافیایی، (λ, φ) ، ابتدا مختصات تصویر توسط روابط زیر به یک مختصات میانی، (x, y) ، تبدیل می‌شوند:

$$c = COFF + nint(x \cdot 2^{-16} \cdot CFAC). \quad (5)$$

$$l = LOFF + nint(y \cdot 2^{-16} \cdot LFAC). \quad (6)$$

سپس مختصات هر پیکسل بر حسب طول و عرض جغرافیایی از روابط زیر محاسبه می‌شوند:

$$(\varphi) = \left(\arctan\left(\frac{s_2}{s_1}\right) + sub_lon \right), \quad (7)$$

که تابع $nint$ نزدیک‌ترین عدد صحیح به مقدار داخل آرگومان را به دست می‌دهد. همچنین مقادیر ضرایب موجود در این روابط که از سرایند فایل داده‌ها قابل استخراج هستند، برابر است با:

$$\begin{aligned} COFF &= 1856 \\ LOFF &= 1856 \\ CFAC &= -13642337 \end{aligned}$$

$$r_{eq} = 6378.169 \text{ Km}$$

است.

با محاسبه طول و عرض جغرافیایی هر پیکسل، زاویه سرسوی خورشید در آن به صورت تابعی از زمان و عرض جغرافیایی از رابطه زیر محاسبه شده است (پندی و همکاران، ۲۰۱۲):

$$\theta = \cos^{-1}(\sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta H_a), \quad (۸)$$

که φ عرض جغرافیایی پیکسل با علامت مثبت برای نیمکره شمالی و علامت منفی برای نیمکره جنوبی است. همچنین:

$$\delta = -23.45 \cos\left(\frac{2\pi(JD + 10)}{365}\right),$$

زاویه انحراف خورشید است که مستقل از موقعیت پیکسل‌ها و تابعی از روز جولوسی، JD ، است. زاویه ساعتی، H_a ، نیز با رابطه زیر داده می‌شود:

$$H_a = \frac{15}{L - 12},$$

که در آن زمان ظاهری، L ، برابر است با:

$$L = time + \lambda + x_{time},$$

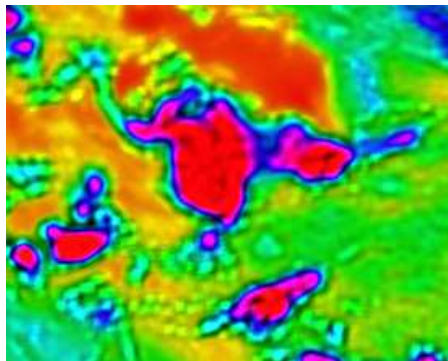
که $time$ زمان موردنظر بر حسب ساعت و دقیقه به وقت

گرینویچ، λ طول جغرافیایی پیکسل بر حسب درجه

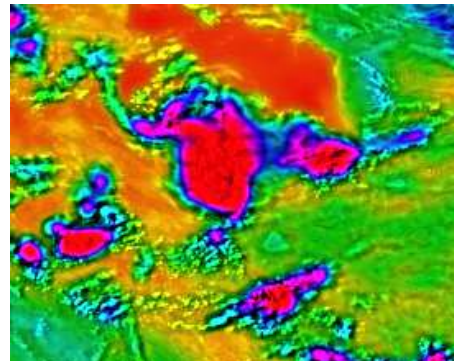
$$x_{time} = 9.87 \sin 2\beta - 7.53 \cos \beta - 1.5 \sin \beta$$

معادله زمان با $\beta = \frac{2\pi(JD-81)}{365}$ است.

پس از محاسبه دمای درخشندگی باندهای فرورسرخ و بازتاب باندهای مرئی و نزدیک به فرورسرخ، برای محاسبه روند تغییر میدان‌ها بین دو گام زمانی متوالی، ابتدا هر یک از داده‌ها از یک پالایه پایین‌گذر مکانی عبور داده می‌شوند. برای انجام این کار از روش میانگین‌گیری مربعی (Box Averaged) استفاده شده است (سیگلوف و همکاران، ۲۰۱۰). این پالایه به صورت محاسبه میانگین مقادیر در محدوده مربعی به ابعاد 7×7 پیکسل حول هر پیکسل دلخواه و نسبت دادن این مقدار میانگین به مقدار آن پیکسل دلخواه است. شکل ۱ نمونه‌ای از اعمال پالایه پایین‌گذر بر روی بازتاب باند $0.6 \mu\text{m}$ VIS برای ساعت UTC ۱۳:۰۰ روز ۳۰ مه ۲۰۱۸ را نشان می‌دهد.



(ب)



(الف)

شکل ۱. اعمال پالایه پایین‌گذر با روش میانگین‌گیری مربعی 7×7 پیکسلی بر روی میدان بازتاب باند $0.6 \mu\text{m}$ برای ساعت UTC ۱۳:۰۰ روز ۳۰ مه ۲۰۱۸. شکل (الف) بدون اعمال پالایه و شکل (ب) با اعمال پالایه است.

و همکاران (۲۰۱۰) و سیورت و همکاران (۲۰۱۰)، استفاده شده است. این میدان‌ها بر اساس ارتفاع قله ابر و انجماد آن، آهنگ رشد، شدت فراهنج‌ها و روند تغییرات آنها تعریف شده‌اند. همچنین برای توسعه این روش، شش

پس از انجام تصحیحات رادیومتری و هندسی بر روی داده‌های ماهواره‌ای، برای شناسایی زمان و موقیت آغاز همرفت، از ۱۶ میدان فیزیکی همراه با مقادیر آستانه آنها با تکیه بر روش مسی کالسکی و بدکا (۲۰۰۶)، مسی کالسکی

جدول ۳. فهرست ۲۲ میدان انتخابی و مقادیر آستانه آنها برای شناسایی آغازش همرفت.

ردیف	میدان انتخابی	ویژگی فیزیکی	مقادیر آستانه
۱	0.6 μm reflectance	ضخامت ابر	کمتر از ۰/۴۷۸
۲	0.8 μm reflectance	ضخامت ابر	کمتر از ۰/۵۸۴
۳	10.8 μm reflectance	انجماد ابر، فاز و شعاع متوسط قطره‌های ابر	کمتر از ۰/۲۶۴
۴	0.6 μm 30 min trend	ضخامت ابر	کمتر از ۰/۱۱۱
۵	0.8 μm 30 min trend	ضخامت ابر	کمتر از ۰/۱۰۸
۶	1.6 μm 30 min trend	انجماد ابر، فاز و شعاع متوسط قطره‌های ابر	کمتر از ۰/۱۰۹-
۷	10.8 μm BT	ارتفاع و انجماد قله ابر	از ۲۰- تا صفر
۸	10.8 μm 15 min trend	انجماد قله ابر	کمتر از ۴-
۹	10.8 μm 30 min trend	آهنگ رشد ابر	کمتر از روند ۱۵ دقیقه
۱۰	6.2-7.3 μm difference	شکستن سقف وارونگی	از ۲۵- تا ۳
۱۱	6.2-10.8 μm difference	ارتفاع ابر نسبت به هوای خشک بالای آن	از ۳۵- تا ۱۰-
۱۲	6.2-10.8 μm 15 min trend	رشد ابر به سوی هوای خشک بالای آن	بیشتر از ۳
۱۳	8.7-10.8 μm difference	انجماد قله ابر	از ۱۰- تا صفر
۱۴	8.7-10.8 μm 30 min trend	رشد انجماد قله ابر	از ۱۰- تا صفر
۱۵	12.0-10.8 μm difference	ارتفاع نسبت به میانه جو تا وردایست	از ۳- تا صفر
۱۶	12.0-10.8 μm 15 min trend	رشد ابر به سوی میانه جو تا وردایست	بیشتر از صفر
۱۷	12.0-10.8 μm 30 min trend	رشد ابر به سوی میانه جو تا وردایست	بیشتر از صفر
۱۸	10.8 μm difference-13.4	ارتفاع ابر، شدت فراهنج	از ۲۵- تا ۵-
۱۹	10.8 μm 15 min trend-13.4	ارتفاع ابر، تقویت فراهنج	بیشتر از ۳
۲۰	10.8 μm -(10.8-12.0 μm)-(8.7	انجماد قله ابر	از ۱۰- تا صفر
۲۱	(10.8-12.0 μm)-10.8 μm)-(8.7 15 min trend	رشد انجماد قله ابر	بیشتر از صفر
۲۲	(10.8-12.0 μm)-10.8 μm)-(8.7 30min trend	رشد انجماد قله ابر	بیشتر از صفر

برای هر یک از این رویدادها که در ساعات روز رخ داده است چنانچه در هر پیکسلی حداقل ۲۰ میدان از ۲۲ میدان انتخابی جدول ۳ و همچنین برای رویدادهایی که در ساعات شب رخ داده است چنانچه در هر پیکسلی حداقل ۱۴ میدان از ۱۶ میدان انتخابی (میدان‌های هفت تا ۲۲ جدول ۳) به مقادیر آستانه برسد، پتانسیل آغازش همرفت در نظر گرفته می‌شود (مسی کالسکی و بدکا (۲۰۰۶)، مسی کالسکی و همکاران (۲۰۱۰) و سیورت و همکاران (۲۰۱۰)). برای ارزیابی نتایج، از داده‌های نوع ابر، بارش و باد ایستگاه‌های هواشناسی و فرودگاهی در طول مسیر حرکت سامانه همرفتی منجر به وقوع پدیده همرفتی

میدان دیگر بر اساس میدان‌های مربوط به بازتاب باندهای مرئی و نزدیک به فروسرخ و روند تغییرات ۱۵ و ۳۰ دقیقه‌ای آنها به میدان‌های انتخابی اضافه شده است. این میدان‌ها بیانگر ضخامت نوری ابر، فاز و شعاع متوسط قطره‌های قله ابر هستند. در مجموع، ۲۲ میدان انتخابی همراه با مقادیر آستانه آنها در جدول ۳ آورده شده است. در این پژوهش برای شناسایی آغازش همرفت، ۲۵ رویداد همرفتی که در فصل‌های بهار و تابستان ۱۳۹۷ و در محدوده استان تهران رخ داده‌اند، انتخاب شده است. این رویدادها شامل بارش رگباری بیش از هفت میلی‌متر و یا سرعت باد بیش از ۳۵Kt (که $Kt=0.51 \text{ m/s}$) است.

استفاده شده که این داده‌ها از سازمان هواشناسی کشور دریافت شده است.

۲ مفهوم فیزیکی میدان‌های انتخابی

ابرها ضمن صعود رشد یافته و سرد می‌شوند. با ماهواره‌ها می‌توان چنین سرمایشی را مشاهده کرد و علاوه بر آن اطلاعات مفیدی را نیز مثل ضخامت، شدت فرائنج‌ها و خردفیزیک ابر به دست آورد. در این بخش به ارتباط بین برخی از این ویژگی‌ها با مفهوم فیزیکی میدان‌های موجود در جدول ۳ پرداخته می‌شود. با بررسی این ویژگی‌ها می‌توان دریافت که در کدام پیکسل از داده‌های ماهواره‌ای، یک ابر همرفتی می‌تواند تا ترازهای میانی و بالای وردسپهر رشد یافته و تبدیل به یک پدیده مخاطره آمیز جوی شود.

باندهای VIS0.6 و VIS0.8 به مقدار بازتاب نور خورشید از قله ابرها حساس‌اند؛ بنابراین در این طول‌موج‌ها ابرهای ضخیم‌تر نسبت به ابرهای نازک‌تر دارای مقدار بازتاب بیشتری هستند. البته ابرهای پایین نیز بنابر قانون پراکندگی مای، در این طول‌موج‌ها دارای بازتاب بالایی هستند. از این‌رو استفاده از این باندها به تنهایی برای تفکیک ابرهای کومه‌ای رشد یافته از ابرهای پایین کافی نیستند. مقدار بازتاب طول‌موج‌های ۱/۶ و ۳/۹ میکرومتر تابع ضخامت نوری ابر و همچنین فاز قطرک‌های قله ابر است به طوری که در این طول‌موج‌ها ابرهایی که قله آنها از قطرک‌های ریز آب تشکیل شده دارای بیشترین مقدار بازتاب و ابرهایی که قله آنها از بلورهای درشت یخ تشکیل شده است، دارای ضعیف‌ترین مقدار بازتاب هستند. طول‌موج‌های ۶/۳ و ۷/۳ میکرومتر هم به ترتیب در منطقه جذب ۵۰ و ۱۰۰ درصدی طیف جذبی بخار آب قرار دارند. از این‌رو از تفاضل IR6.3-IR7.3 می‌توان در مورد برآورد توزیع محتوی رطوبت در ستون جو استفاده کرد.

با توجه به این که طول‌موج ۱۰/۸ میکرومتر در محدوده پنجره جو قرار دارد، از دمای درخشندگی باند IR10.8 و روند تغییرات آن برای تخمین دمای قله ابر و آهنگ سرمایش آن استفاده می‌شود. در این طول‌موج، دماهای خیلی پایین بیانگر ابرهایی رشد یافته تا ترازهای زیرین جو، مثل قله ابرهای کومه‌ای رشد یافته و یا ابرهای پرسا هستند (مسی کالسکی و بدکا (۲۰۰۶) و مسی کالسکی و همکاران (۲۰۱۰).

از میدان تفاضلی IR10.8-IR8.7 برای شناسایی انجماد قله ابر و تشکیل فرایند بارش استفاده می‌شود ضمن این که اطلاعات مفیدی را نیز در مورد آهنگ سرمایش قله ابر، رشد قائم ابرهای کومه‌ای و آهنگ عمیق شدن آن به دست می‌دهد. با توجه به این که هر دو طول‌موج ۱۰/۸ و ۸/۷ میکرومتر در محدوده فروسرخ قرار دارند، از این ترکیب تفاضلی می‌توان هم برای روز و هم برای شب استفاده کرد (مسی کالسکی و بدکا (۲۰۰۶) و مسی کالسکی و همکاران (۲۰۱۰).

از تفاضل IR10.8-IR6.3 برای تعیین ارتفاع قله ابر نسبت به وردایست استفاده می‌شود (آکرمن، ۱۹۶۶). تابش گسیل شده در طول‌موج ۶/۳ میکرومتر که توسط سطح یا ابرهای موجود در وردسپهر زیرین گسیل می‌شود، معمولاً توسط بخار آب موجود در لایه زیرین وردسپهر جذب شده و به ماهواره نمی‌رسد. در عوض عمده تابشی که در این طول‌موج توسط ماهواره دریافت می‌شود، از بخار آب موجود در لایه تقریبی ۵۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال گسیل می‌شود. از سوی دیگر با توجه به قرار داشتن طول‌موج ۱۰/۸ میکرومتر در پنجره جو، جذب آن توسط گازهای موجود در جو ضعیف است. از این‌رو چشمه اصلی گسیل این طول‌موج که به ماهواره می‌رسد، از سوی سطح خواهد بود. از آنجا که معمولاً سطح گرم‌تر از وردسپهر زیرین است، اختلاف بین دمای درخشندگی باندهای ۶/۳ و ۱۰/۸ میکرومتر منفی است. هنگامی که همرفت عمیق

در این بخش نتایج به‌کارگیری الگوریتم شناسایی آغارش همرفت که در بخش ۲ توضیح داده شده است، برای ۲۵ رویداد همرفتی که در ساعات روز و یا شب فصل‌های بهار و تابستان ۱۳۹۷ در محدوده استان تهران رخ داده‌اند، ارائه می‌شود. این رویدادها شامل بارش بیش از هفت میلی‌متر و یا سرعت باد بیش از ۳۵Kt می‌باشند. برای انجام این کار ابتدا به شکل مطالعه موردی، شرایط آغازش همرفت برای دو مورد از این رویدادها به تفصیل مورد بررسی قرار می‌گیرد. یکی از این رویدادها توفان همرفتی گردوخاک و دیگری بارش قابل‌ملاحظه باران به شکل رگبار و آذرخش است. سپس ارزیابی آماری حاصل از به‌کارگیری الگوریتم برای ۲۵ رویداد ارائه می‌شود.

۳-۱ مورد اول: توفان همرفتی گردوخاک ۳۰ مه

۲۰۱۸

بر اساس داده‌های دیده‌بانی ایستگاه‌های هواشناسی، دو رویداد توفان همرفتی گردوخاک در بهار و تابستان سال ۱۳۹۷ در محدوده استان تهران رخ داده است. منظور از توفان گردوخاک طبق تعریف سازمان جهانی هواشناسی، افزایش سرعت وزش باد به بیش از ۱۵ متربرثانه و کاهش مقدار دید افقی به کمتر از ۱۰۰۰ متر در اثر پدیده گردوخاک است. توفان همرفتی گردوخاک نیز به توفان گردوخاکی اشاره دارد که در اثر پدیده همرفتی حاصل از ابرهای کومه‌ای شکل گرفته باشد. با توجه به کوچک مقیاس بودن این پدیده، پیش‌بینی آن با دقت بالا توسط مدل‌های پیش‌بینی عددی بسیار مشکل است؛ با این حال شناخت ساختار و ویژگی‌های فیزیکی این پدیده و محیطی که در آن روی می‌دهد، این امکان را برای پیش‌بینی‌های وضع‌هوا فراهم می‌آورد تا بتوانند پتانسیل رخداد آن را به‌صورت کلی پیش‌بینی کنند. بنابراین در این بخش ابتدا سازوکار فیزیکی منجر به رخداد این نوع توفان توضیح داده شده، سپس با استفاده از روش بیان شده

شکل گرفته و قله ابر همرفتی توسعه یافته بدلیل وجود فراهنج‌های شدید به داخل پوشش‌سپهر زیرین نفوذ می‌کند، دمای درخشندگی ۱۰/۸ از دمای درخشندگی ۶/۳ میکرون کمتر و در نتیجه تفاضل دمای درخشندگی IR6.3-IR10.8 مثبت خواهد بود. از این‌رو در تحقیق حاضر پیکسل‌هایی در نظر گرفته می‌شوند که در آنها این مقدار تفاضلی منفی است. چنین پیکسل‌هایی بیانگر وجود ابرهایی هستند که قله آنها در ترازهای زیرین تا میانی جو (حدود ۸۵۰ تراز تا ۵۰۰ هکتوپاسکال) قرار دارد و می‌توانند مستعد آغازش همرفت باشند.

مقدار تفاضل IR12.0-IR10.8 به عوامل مختلفی از جمله ضخامت نوری، محتوی آب مایع و ترکیب شیمیایی جو بستگی دارد. دمای درخشندگی حاصل از ابرهایی که از نظر نوری کدر هستند، مانند ابرهای کومه‌ای یا ابرهای پوشنی ضخیم، در طول موج‌های ۱۲/۰ و ۱۰/۸ میکرومتر تقریباً یکسان ولی در ابرهای پُرسا متفاوت است. بنابراین می‌توان از تفاضل IR12.0-IR10.8 برای تفکیک ابرهای عمیق همرفتی از ابرهای پُرسا استفاده کرد. با توجه به این‌که در مورد ابرهای پُرسا، تابش بیشتری در طول موج ۱۰/۸ میکرومتر نسبت به ۱۲/۰ میکرومتر به ماهواره می‌رسد، مقادیر بزرگ (از نظر قدر مطلق) و منفی این ترکیب تفاضلی (کوچک‌تر از 5°C) بیانگر وجود ابرهای پُرسا است. از طرفی مشابه توجیهی که برای ترکیب تفاضلی IR6.3-IR10.8 به کار رفت، در اینجا نیز برای ابرهای کومه‌ای که قله آنها تا وردسپهر زیرین رشد یافته است، این ترکیب تفاضلی اندکی مثبت است. در مجموع برای ارزیابی آغازش همرفت، برای حذف ابرهای کومه‌ای رشد یافته از ابرهای پُرسا، مقادیر کوچک و منفی این ترکیب تفاضلی (بین صفر تا 3°C) در نظر گرفته شده‌اند (مسی کالسکی و همکاران، ۲۰۱۰).

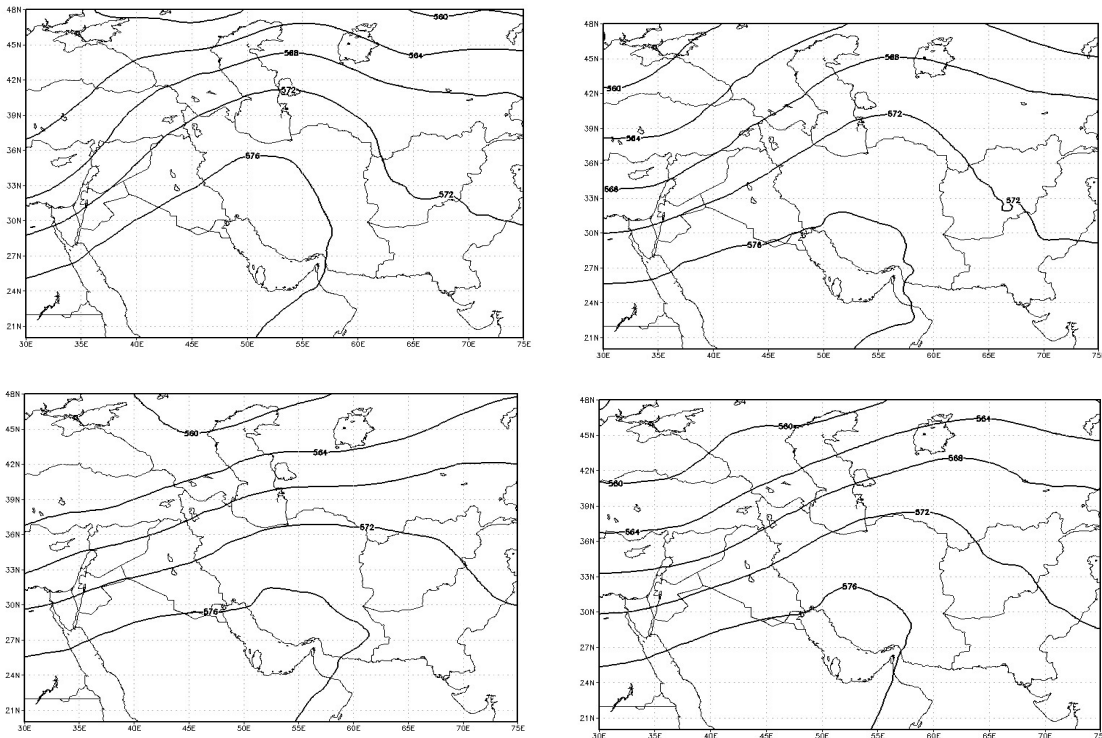
۳ نتایج

برای تحلیل الگوی بزرگ-مقیاس جوی و شرایط ناپایداری محیط، ابتدا ۱۰ مورد از توفان‌های همرفتی گردوخاک که در یک دهه اخیر در محدوده استان تهران رخ داده، انتخاب شده است. این توفان‌ها در روزهای ۱۲ خرداد ۱۳۹۳، ۱۷ و ۲۰ خرداد و ۲۷ تیر ۱۳۹۴، ۱۳ خرداد ۱۳۹۵، ۱۴ و ۳۱ اردیبهشت و ۱۷ مرداد ۱۳۹۶، ۹ خرداد ۱۳۹۷ و ۲۵ تیر ۱۴۰۰ رخ داده‌اند. سپس نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰hPa هر یک از این رویدادها رسم و مورد تحلیل قرار گرفته است. نتایج نشان می‌دهد که در ۸۰ درصد موارد، دست کم از پنج روز پیش از رخداد توفان، یک پشته ارتفاع ژئوپتانسیلی بر روی منطقه توسعه یافته است. برای نشان دادن این موضوع میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰hPa مربوط به ساعت ۱۲:۰۰ UTC همه این رویدادها (در روزهای مختلف متناظر نسبت به روز رخداد توفان‌ها) محاسبه و نتیجه آن در شکل ۲ آورده شده است. در این شکل به خوبی توسعه تدریجی پشته میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز میانی جو در روزهای پیش از وقوع توفان و تضعیف آن در روز پس از رخداد توفان دیده می‌شود. وجود این پشته موجب تشدید پایداری هوا و انباشت تدریجی انرژی گرمایی در لایه زیرین جو (از سطح تا تراز حدود ۷۰۰ hPa) شده است. در روز رخداد توفان‌ها، که همگی در ساعات بعدازظهر رخ داده‌اند، عبور ناوه همراه با جبهه سرد سطح زمین، موجب شکسته شدن این پایداری و آزاد شدن انرژی لازم برای توسعه ابر کومه‌ای باران و رخداد توفان شده است.

با توجه به این که برای ایجاد حرکات بالاسو و تشکیل ابر کومه‌ای باران لازم است که جو ناپایدار باشد، شاخص‌های ناپایداری ترمودینامیکی جو نیز برای این ۱۰ مورد از شدیدترین رویدادهای توفان با استفاده از داده‌های رادیوگمانه ایستگاه جو بالای فرودگاه مهرآباد تهران مورد تحلیل قرار گرفته است. نتایج نشان می‌دهد که در ۷۰

در بخش قبل، شرایط آغازش همرفت یکی از این توفان‌ها که با توجه به شدت آن بر اساس طبقه‌بندی باد در جدول بوفورت جزء دسته تندباد شدید محسوب می‌شود (مستندات WMO، ۲۰۱۹)، مورد بررسی و تحلیل قرار می‌گیرد. این توفان در ساعت ۱۳:۰۰ UTC روز ۳۰ مه ۲۰۱۸ رخ داد و وقوع آن در دو فرودگاه امام خمینی و مهرآباد تهران ثبت شد. سرعت باد جستی حاصل از این توفان که با ابر کومه‌ای باران همراه بود، در فرودگاه‌های بین‌المللی امام خمینی (ره) و مهرآباد تهران به ترتیب به ۲۳ و ۲۲ m/s رسید و دید افقی در اثر پدیده گردوخاک در هر دو فرودگاه تا ۸۰۰ متر کاهش یافت.

پدیده فروپکش خشک (Dry Downburst)، به‌عنوان یکی از سازوکارهای اصلی تشکیل توفان همرفتی گردوخاک شناخته شده است. هنگام رخداد این پدیده، ابتدا یک ابر کومه‌ای باران در اثر همگرایی بادهای سطحی در محیطی گرم که در آن لایه مرزی جو به نسبت عمیق و دست کم تا ارتفاع ۳ کیلومتری از سطح زمین (حدود تراز ۷۰۰hPa) خشک است، توسعه پیدا می‌کند. سپس با شروع فرایند بارش (ضعیف) قطرات باران هنگام خروج از زیر ابر، وارد هوای گرم و خشک زیر ابر شده و به سرعت تبخیر می‌شوند. این تبخیر موجب سرمایش هوای زیر ابر شده و در نتیجه این هوای سرد شده در اثر نیروی گرانی به شدت فرونشینی می‌کند. در نهایت فرونشینی هوا و واگرایی آن روی سطح و یا در مجاورت آن موجب وزش بادهای شدید همراه با خیزش گردوخاک می‌شود. از این رو این پدیده به صورت برون‌شارش شدید هوا در زیر ابر کومه‌ای باران که موجب وزش بادهای شدید روی سطح زمین یا مجاورت آن می‌شود، تعریف می‌شود (فوجیتا، ۱۹۸۵؛ واکی موتو، ۱۹۸۵). همچنین در طی این فرایند، در محل فرونشینی هوای سرد، دمای هوا نیز به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش یافته و یک پرفشار محلی هم در آنجا شکل می‌گیرد.

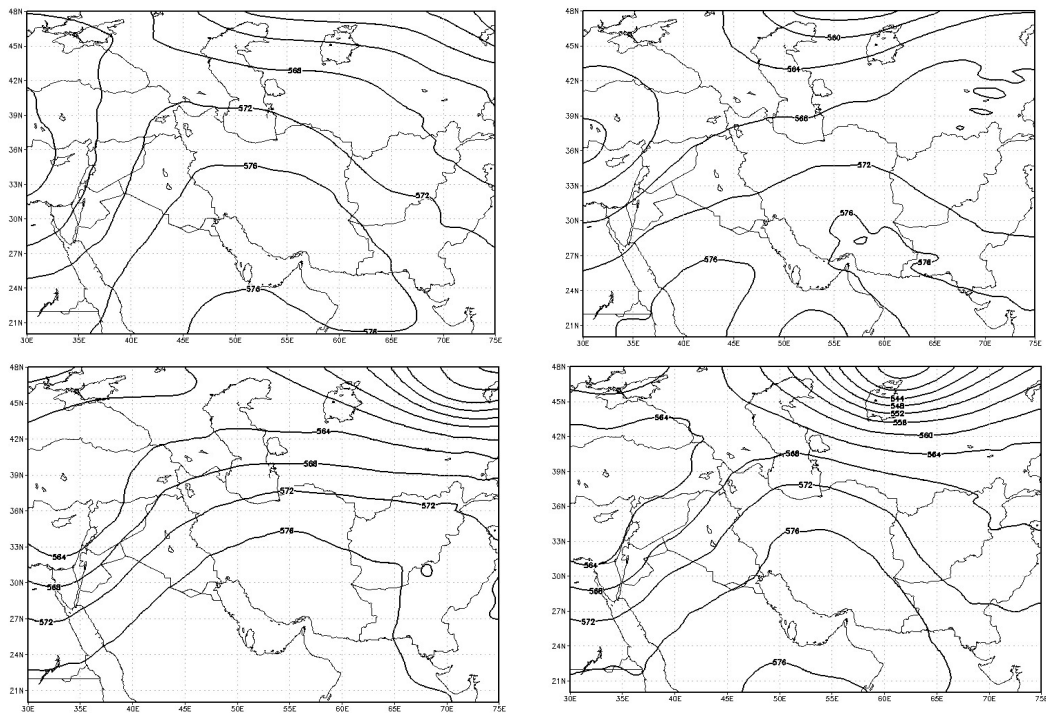


شکل ۲. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ hPa بر حسب دکامتر برای ساعت ۱۲:۰۰ UTC ده مورد از شدیدترین رویدادهای توفان همرفتی گردوخاک در طول یک دهه اخیر در محدوده استان تهران. به ترتیب از بالا به پایین شش روز و دو روز قبل از رخداد، روز رخداد و یک روز پس از رخداد توفان‌ها بر اساس داده‌های ERA5 ECMWF با تفکیک ۰/۲۵ Km.

عمق بیشتری از هوای گرم زیر ابر صورت می‌گیرد، پدیده با شدت بیشتری رخ خواهد داد (بورلاندو و همکاران، ۲۰۱۷). در ادامه، نتایج حاصل از مطالعه موردی بر روی توفان ۳۰ مه ۲۰۱۸ ارائه می‌شود.

بررسی نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ hPa بیانگر توسعه پشته ارتفاع ژئوپتانسیلی دست کم از حدود پنج روز قبل از رخداد توفان بر روی منطقه است (شکل ۳). در همین مدت دمای هوای لایه زیرین جو هم روند افزایشی داشته که بیانگر انباشت تدریجی انرژی گرمایی در منطقه بوده است (شکل نشان داده نشده است). این ویژگی‌ها می‌تواند تا حدی بیانگر وجود پتانسل لازم برای شکل‌گیری همرفت در این منطقه باشد. همچنین با توجه به مقادیر برخی از شاخص‌های ناپایداری ترمودینامیکی جو که با استفاده از داده‌های رادیوگمانه ایستگاه جو بالای فرودگاه مهرآباد تهران در ساعت‌های صفر و ۱۲:۰۰ UTC

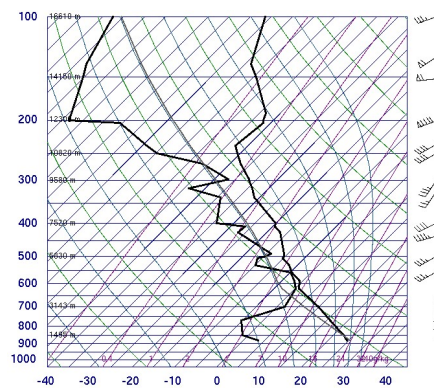
درصد این موارد، پدیده فروپیکش در شرایطی رخ داده که شاخص‌های ناپایداری محیط در حد متوسط و یا حتی ضعیف بوده است. بنابراین در این موارد نمی‌توان برای پیش‌بینی این پدیده، با توجه به محدودیت زمانی و مکانی داده‌های حاصل از سنجش رادیو گمانه‌ها، به تنهایی بر شاخص‌های ترمودینامیکی جو تکیه کرد. اما با توجه به این که برای رخداد این توفان‌ها لایه زیرین جو به نسبت خشک و در میانه‌های جو مرطوب است، در نمودار نیمرخ قائم داده‌های حاصل از سنجش رادیوگمانه (SKEW-T) این رویدادها دیده شد که، منحنی دمای محیط در این لایه به موازات خطوط بی‌درروی خشک بوده، در نتیجه منحنی‌های دما و دمای نقطه شبنم محیط به شکل Λ در آمده‌اند. در این حالت تراز میعان فرازش (LCL) و در نتیجه پایه ابر همرفتی در ارتفاع بالاتری از سطح قرار گرفته و با توجه به این که فرایند تبخیر قطرات باران در



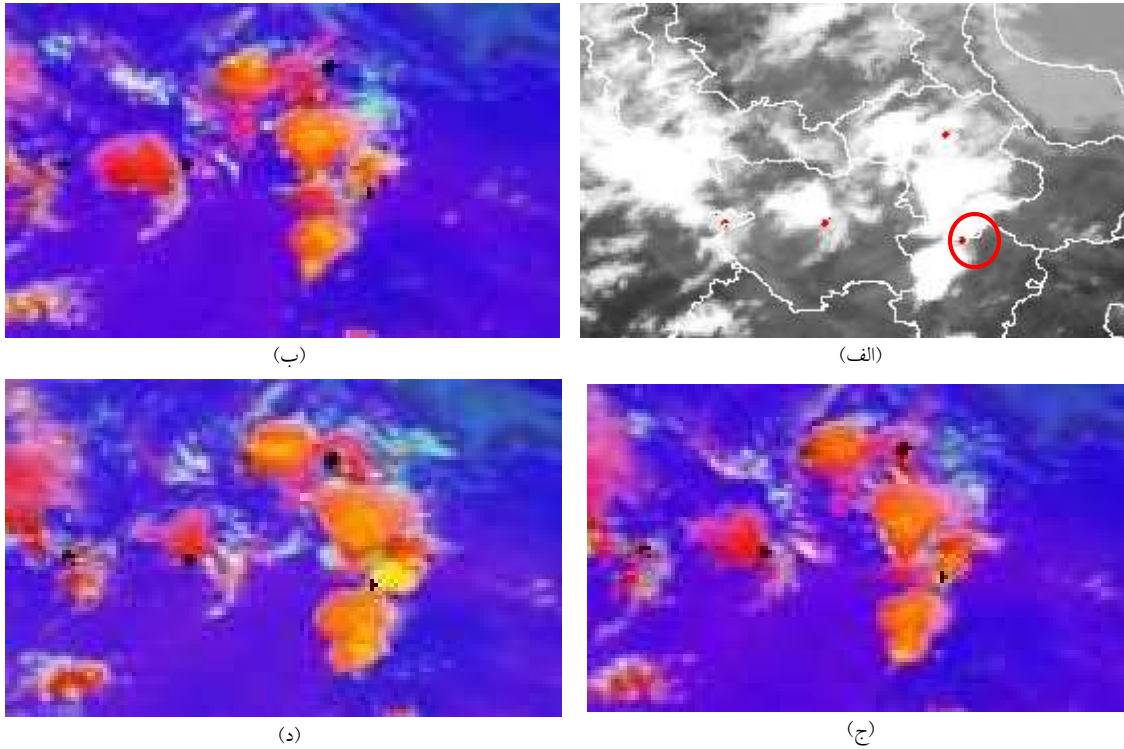
شکل ۳. ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ hPa بر حسب دکامتر برای ساعت ۱۲:۰۰ UTC مربوط به توفان ۳۰ مه ۲۰۱۸. از بالا به پایین به ترتیب: ۲، ۴ و یک روز پیش از رخداد توفان و روز رخداد توفان بر اساس داده‌های ERA5 ECMWF با تفکیک ۰/۲۵ Km.

است که آهنگ افت دما با ارتفاع در لایه زیرین جو تقریباً به موازات خطوط بی‌درروی خشک است. همچنین در این شکل حالت ۸ بودن منحنی‌های دما و دمای نقطه شبنم محیط، بیانگر خشک بودن محیط در لایه تقریبی زیر تراز ۷۰۰ hPa و مرطوب بودن آن در حدود ترازهای میانی جو است. این دو ویژگی از مشخصات مهم محیط مستعد برای رخداد پدیده فروپکش خشک است (بورلاندو و همکاران، ۲۰۱۷).

روز ۳۰ مه ۲۰۱۸ به دست آمده‌اند، ناپایداری قابل‌ملاحظه‌ای که بیانگر رخداد همرفت باشد، دیده نمی‌شود. اما در نمودار نیمرخ قائم دما و دمای نقطه شبنم محیط برای ساعت صفر روز ۳۰ مه ۲۰۱۸ که در شکل ۴ آورده شده است، دو ویژگی برجسته دیده می‌شود که با توجه به توضیحات بالا، می‌تواند بیانگر مستعد بودن محیط برای رخداد پدیده فروپکش خشک باشد. اولین ویژگی این



شکل ۴. نیمرخ قائم داده‌های رادیوگمانه ایستگاه جو بالای فرودگاه مهرآباد تهران برای ساعت ۰۰ UTC روز ۳۰ مه ۲۰۱۸ (مرجع شکل: تارنمای دانشگاه وایومینگ).



شکل ۵. الف): پیکسل‌های دارای پتانسیل آغازش همرفت (لکه‌های قرمز) بر روی تصویر IR10.8 برای ساعت UTC ۰۸:۴۵ روز ۳۰ مه ۲۰۱۸. شکل‌های (ب) تا (د): تصویر ترکیبی RGB همرفت به ترتیب برای ساعت‌های ۰۸:۳۰، ۰۸:۴۵ و ۰۹:۰۰ UTC که در آنها پیکسل‌های متناظر با آغازش همرفت شکل الف با لکه‌های سیاه نشان داده است. در این شکل‌ها توسعه ابر همرفتی پس از آغازش (منطقه درون دایره قرمز رنگ شکل الف) به خوبی با رنگ زرد دیده می‌شود.

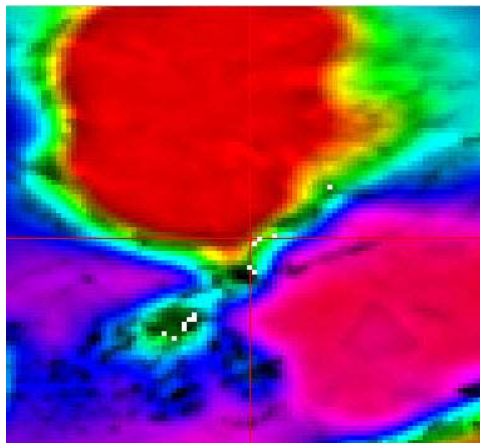
شده است. این پیکسل‌ها حاوی آن دسته از ابرهای در حال رشد هستند که هنوز به طور کامل توسعه نیافته ولی مستعد آغازش همرفت و تبدیل شدن به ابرهای کومه‌ای بارا هستند. برای نشان دادن این موضوع، تصویر ترکیبی RGB همرفت بین ساعت‌های ۰۸:۳۰ تا ۰۹:۰۰ UTC روز ۳۰ مه نیز تولید و در شکل‌های ۵-ب تا ۵-د آورده شده است. در این شکل‌ها توسعه ابر همرفتی در پیکسل‌های درون دایره قرمز رنگ شکل ۵-الف به خوبی با رنگ کاذب زرد دیده می‌شود. ابرهای کومه‌ای بارای این سامانه طی ساعات بعد، ضمن بازتولید مجدد، موجب رخداد پدیده‌های همرفتی مثل رگبار باران در طول مسیر حرکت خود شده‌اند که رخداد آنها در ایستگاه‌های هواشناسی منطقه نیز ثبت شده است.

نتیجه محاسبات شناسایی آغازش همرفت روز ۳۰ مه

برای شناسایی زمان و محل آغازش همرفت منجر به توفان روز ۳۰ مه ۲۰۱۸، تمامی میدان‌های معرفی شده در جدول ۳ همراه با اعمال شرایط آستانه بر روی داده‌های ماهواره Meteosat8 در ساعت‌های مختلف روز ۳۰ مه ۲۰۱۸ محاسبه شده و نتیجه آن در شکل ۵-الف آورده شده است. بررسی و تحلیل نتایج نشان می‌دهد که شروع فعالیت سامانه همرفتی بین ساعت‌های ۰۸:۱۵ تا ۰۸:۴۵ و در محدوده بین جنوب استان زنجان و شمال استان همدان (منطقه درون دایره قرمز رنگ شکل ۵-الف) بوده است. در این شکل که مربوط به ساعت ۰۸:۴۵ UTC است، پیکسل‌هایی که در آنها حداقل ۲۰ میدان از ۲۲ میدان جدول ۳ به مقادیر آستانه مربوط به خود رسیده‌اند، با لکه‌های قرمز رنگ بر روی تصویر IR10.8 میکرومتر همین ساعت نشان داده شده و از بقیه پیکسل‌ها صرف نظر

فرودگاه امام و در عرض کمتر از ده دقیقه پس از آن در فرودگاه مهرآباد توفان همرفتی گردوخاک گزارش شده است. سرعت باد جستی حاصل از این توفان در فرودگاه امام به ۲۳ و در فرودگاه مهرآباد به ۲۲ متر بر ثانیه رسید. مقدار دید افقی نیز در هر دو فرودگاه تا ۸۰۰ متر در اثر پدیده گردوخاک کاهش یافت. مقدار بارش ضعیف ثبت شده حاصل از این توفان همرفتی در فرودگاه‌های امام و مهرآباد به ترتیب ۲/۰ و ۱/۲ میلی‌متر ثبت شد. همچنین طی رخدادهای این توفان، دمای هوا در فرودگاه امام در طی نیم ساعت حدود ۱۱ درجه کاهش یافت که بیانگر فرونشینی قابل ملاحظه هوای سرد در زیر ابر کومه‌ای باران بوده است.

۲۰۱۸ در محدوده استان تهران در شکل ۶ آورده شده است. در این شکل نیز پیکسل‌هایی که در آنها حداقل ۲۰ میدان از ۲۲ میدان جدول ۳ به مقادیر آستانه مربوط به خود رسیده‌اند، آورده شده و از بقیه پیکسل‌ها صرف‌نظر شده است. مطابق این شکل، وجود پیکسل‌هایی که در آنها پتانسیل آغازش همرفت وجود دارد، در ساعت ۱۲:۳۰ UTC و در محدوده فرودگاه امام دیده می‌شود. در این ساعت هنوز در گزارش‌های دیده‌بانی ویژه فرودگاهی (Metar) فرودگاه‌های امام و مهرآباد هیچ‌گونه مخاطره جوی گزارش نشده است. بر اساس داده‌های Metar فرودگاهی، ۳۰ دقیقه بعد در ساعت ۱۳:۰۰ UTC ابتدا در

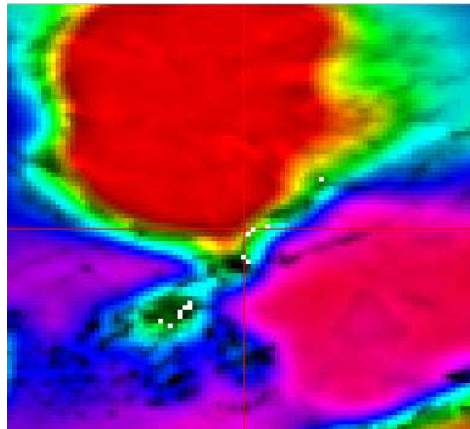


شکل ۶. پیکسل‌های دارای پتانسیل آغازش همرفت (لکه‌های سفید) همراه با تصویر IR10.8 برای ساعت ۱۲:۳۰ UTC روز ۳۰ مه ۲۰۱۸ در محدوده استان تهران، مرکز شکل‌ها موقعیت فرودگاه امام را نشان می‌دهند. در این شکل ۳۰ دقیقه پیش از مشاهده تندباد شدید در محدوده فرودگاه امام خمینی، مناطقی که پتانسیل رخداد همرفت را دارند با لکه‌های سفید مشخص شده‌اند.

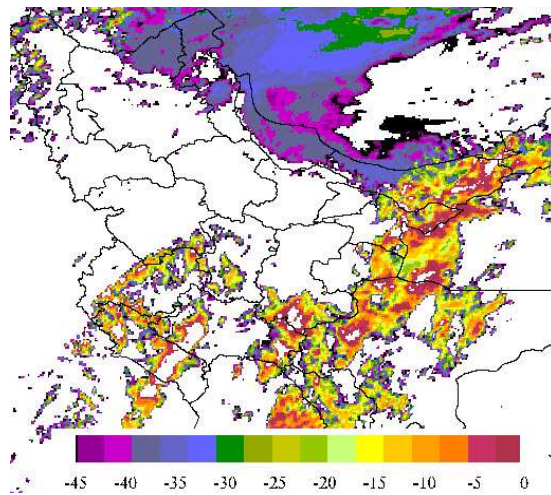
میدان حاصل از تفاضل دمای درخشندگی IR6.3-IR10.8 برای ساعت ۰۷:۳۰ UTC روز ۲ ژوئن ۲۰۱۸ در شکل ۷ آورده شده است. مقادیر بزرگتر از -۱۰ درجه سلسیوس برای این میدان تفاضلی با ابرهای کومه‌ای باران و یا ابرهای پرسیا متناظر هستند (مسی کالسکی و بدکا، ۲۰۰۶). بنابراین طبق آنچه که پیشتر به آن اشاره شد، چنین ابرهایی که قله آنها به ترازهای زیرین جو رسیده است، برای آغازش همرفت در نظر گرفته نشده و

۲-۳ مورد دوم، بارش رگباری دوم ژوئن ۲۰۱۸

در این بخش نتایج الگوریتم به کار گرفته شده برای شناسایی آغازش یک رویداد همرفتی منجر به وقوع رگبار و آذرخش که در ۲ ژوئن ۲۰۱۸ در محدوده استان تهران رخ داد، ارائه می‌شود. برای انجام این کار ابتدا نتیجه محاسبات برخی از میدان‌های موجود در جدول ۳ همراه با مفهوم فیزیکی آنها آورده شده، سپس نتیجه کلی بیان می‌شود.



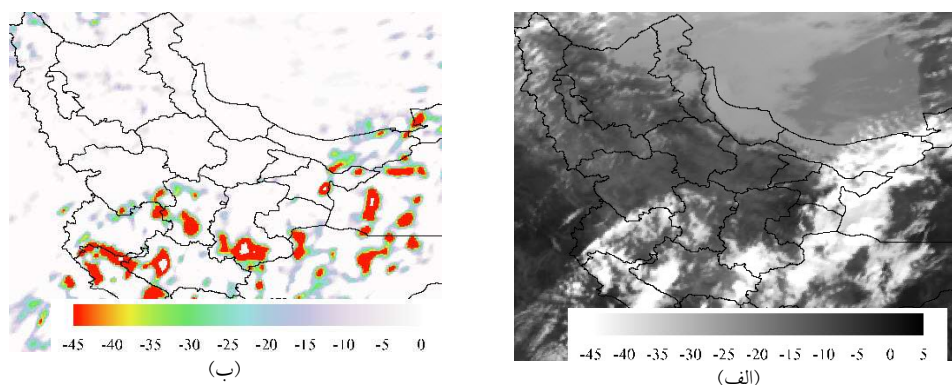
شکل ۶. پیکسل‌های دارای پتانسیل آغازش همرفت (لکه‌های سفید) همراه با تصویر IR10.8 برای ساعت UTC ۱۲:۳۰ روز ۳۰ مه ۲۰۱۸ در محدوده استان تهران، مرکز شکل‌ها موقعیت فرودگاه امام را نشان می‌دهند. در این شکل ۳۰ دقیقه پیش از مشاهده تندباد شدید در محدوده فرودگاه امام خمینی، مناطقی که پتانسیل رخداد همرفت را دارند با لکه‌های سفید مشخص شده‌اند.



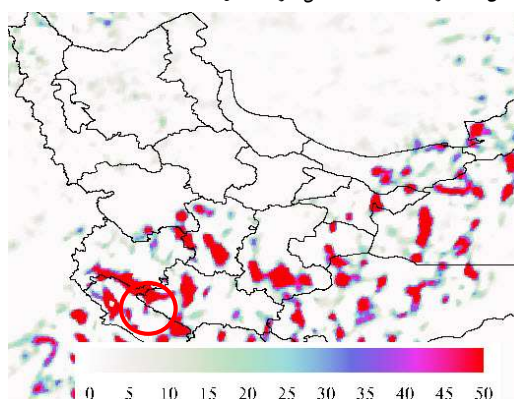
شکل ۷. تفاضل دمای درخشندگی IR6.7-IR10.8 μm برای ساعت UTC ۰۷:۳۰ روز ۲ ژوئن ۲۰۱۸ بر حسب درجه سلسیوس. در این شکل پیکسل‌هایی که دارای مقادیر بیشتر از ۱۰- درجه هستند حاوی ابرهای کومه‌ای باران یا پرسیا بوده و برای آغازش همرفت در نظر گرفته نمی‌شوند.

مقایسه روند ۳۰ دقیقه‌ای تفاضل دمای درخشندگی IR6.3-IR10.8 که در شکل ۹ آورده شده است، با روند ۳۰ دقیقه‌ای دمای درخشندگی IR10.8 (شکل ۸-ب) تناظر بین مقادیر مثبت تفاضل دمای درخشندگی IR6.3-IR10.8 و آهنگ سرمایش قله ابر را نشان می‌دهد. مقادیر مثبت در تفاضل دمای درخشندگی IR6.3-IR10.8 بیانگر رشد و نفوذ قله ابر به درون هوای خشک‌تر ترازهای میانی یا بخصوص ترازهای زیرین جو، نزدیک به تراز تعادل و یا وردایست است.

پیکسل‌های حاوی آنها از محاسبات حذف می‌شوند. برای تخمین دمای قله ابر و روند سرمایش آن، دمای درخشندگی باند IR10.8 همراه با روند ۳۰ دقیقه‌ای تغییرات آن برای ساعت UTC ۰۷:۳۰ روز ۲ ژوئن ۲۰۱۸ محاسبه و در شکل ۸ آورده شده است. با توجه به این شکل‌ها، دمای درخشندگی در منطقه‌ای که با دایره قرمز رنگ مشخص شده، با آهنگ ۲۰- تا ۳۵- درجه سلسیوس در مدت ۳۰ دقیقه رو به کاهش بوده که بیانگر سرمایش حاصل از رشد قائم ابر و در نتیجه وجود پتانسیل لازم برای تشکیل ابرهای کومه‌ای باران است.



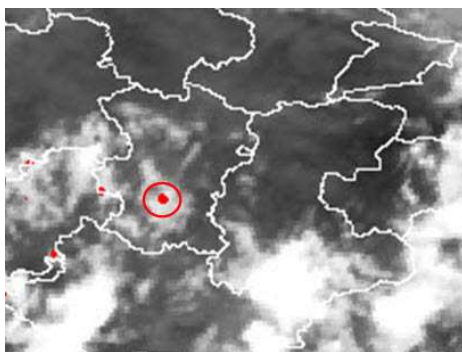
شکل ۸. (الف) دمای درخشندگی $IR10.8 \mu m$ و (ب) روند تغییرات آن در ساعت $07:30$ UTC روز ۲ ژوئن ۲۰۱۸ بر حسب درجه سلسیوس بر 30 دقیقه. مقادیر منفی در شکل ب بیانگر سرمایش قله ابرها و امکان تشکیل ابرهای کومه‌ای بار است.



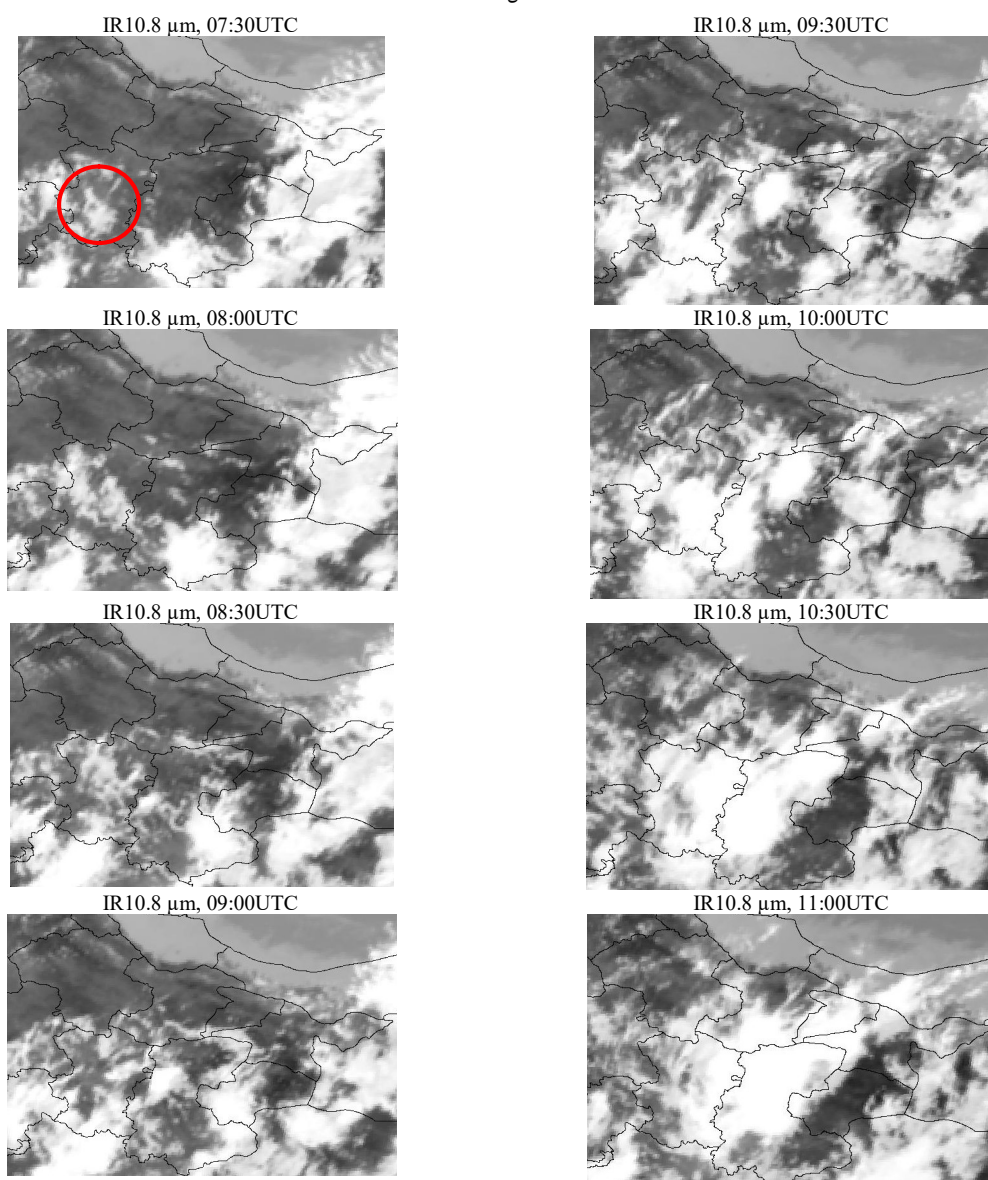
شکل ۹. روند تغییرات تفاضل دمای درخشندگی $IR6.7-IR10.8 \mu m$ برای ساعت $07:30$ UTC روز ۲ ژوئن ۲۰۱۸ بر حسب درجه سلسیوس بر 15 دقیقه. در این شکل مقادیر منفی حذف شده و تنها مقادیر مثبت که بیانگر رشد قائم ابر به‌سوی هوای خشک‌تر بالای آن و در نتیجه امکان تشکیل ابرهای کومه‌ای بار است، آورده شده است.

با توجه به وجود این پیکسل‌ها، آغاز همرفت در محدوده استان همدان شناسایی می‌شود. تصاویر متوالی شکل ۱۱، رشد و توسعه ابرهای همرفتی را پس از این آغاز نشان می‌دهد. حدود سه ساعت بعد، با ورود این سامانه به محدوده استان تهران، در ایستگاه‌های هواشناسی این استان شامل فرودگاه مهرآباد، شمیرانات، چیتگر، ژئوفیزیک، شهریار، ورامین، فرودگاه امام خمینی (ره)، لواسانات، آبعلی و فیروزکوه پدیده رگبار و آذرخش گزارش شده است. در این روز و در بین ایستگاه‌های نام برده شده، بیشترین مقدار بارش به‌میزان $9/0$ میلی‌متر در ایستگاه‌های شهریار و آبعلی و کمترین آن با مقدار $3/4$ میلی‌متر در ایستگاه فرودگاه مهرآباد ثبت شده است.

برای شناسایی آغاز همرفت منجر به پدیده بارش قابل‌ملاحظه رگباری روز دوم ژوئن ۲۰۱۸، تمامی میدان‌های موجود در جدول ۳ همراه با اعمال شرایط آستانه بر روی آنها در ساعت‌های مختلف این روز با استفاده از داده‌های ماهواره Meteosat8 محاسبه و نتیجه آن در شکل ۱۰ آورده شده است. نتایج، آغاز فعالیت سامانه همرفتی این رویداد را بین ساعت‌های $07:00$ و $07:30$ UTC نشان می‌دهد. در این شکل که مربوط به ساعت $07:30$ UTC این روز است، پیکسل‌هایی که در آنها حداقل 20 میدان از 22 میدان جدول ۳ به مقادیر آستانه مربوط به خود رسیده‌اند، با لکه‌های قرمز رنگ بر روی تصویر $IR10.8$ میکرومتر همین ساعت نشان داده شده و از بقیه پیکسل‌ها صرف‌نظر شده است. در این شکل



شکل ۱۰. نتیجه اعمال شرایط آغازش همرفت برای ساعت ۰۷:۳۰ UTC روز ۲ ژوئن ۲۰۱۸. پیکسل‌های دارای پتانسیل شروع همرفت با لکه‌های قرمز رنگ مشخص شده‌اند.



شکل ۱۱. تصاویر متوالی IR10.8 μm از ساعت ۰۷:۳۰ UTC به بعد با گام زمانی ۳۰ دقیقه برای روز ۲ ژوئن ۲۰۱۸. اولین شناسایی منطقه آغازش همرفت برای سامانه همرفتی منجر به بارش در محدوده استان تهران در شکل مربوط به ساعت ۰۷:۳۰ UTC با دایره قرمز رنگ مشخص شده است.

۳-۳ نتایج آماری و درستی سنجی

برای ارزیابی نتایج الگوریتم به کار گرفته شده برای شناسایی آغازش همرفت، از داده‌های دیده‌بانی شده ایستگاه‌های هواشناسی استفاده شده است. بر این اساس کمیت‌های احتمال تشخیص و نسبت کنونی‌های صحیح با استفاده از روابط زیر محاسبه شده‌اند (مک‌براید و ایبرت، ۲۰۰۰):

$$POD = \frac{a}{a+c},$$

$$PC = \frac{a+d}{n}.$$

که POD احتمال تشخیص (نسبت تعداد کنونی‌های صحیح رخداد پدیده به تعداد کل رخدادها) و PC نسبت کنونی‌های صحیح (نسبت تعداد کنونی‌های صحیح به تعداد کل کنونی‌ها) است. همچنین a ، تعداد دفعاتی است که پدیده رخ داده و کنونی‌ها هم شده است، c ، تعداد دفعاتی است که پدیده رخ داده ولی کنونی نشده است، d ، تعداد دفعاتی است که پدیده رخ نداده و وقوع آن هم کنونی‌ها نشده و n نیز تعداد کل کنونی‌ها است.

مقایسه نتایج به کارگیری الگوریتم آغازش همرفت با داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی نشان می‌دهد که برای ۲۵ رویداد همرفتی، احتمال تشخیص برابر با ۰/۶۲ بوده است. برای محاسبه درصد کنونی‌های صحیح، با توجه به حجم بسیار زیاد محاسبات، این کار برای ماه آوریل سال ۲۰۱۸ که در بین ماه‌های بهار و تابستان این سال دارای بیشترین فراوانی بارش بر روی استان تهران بوده، انجام شده است. با اجرای این الگوریتم به تعداد ۱۰۲۰ مرتبه برای ساعت‌های ۸ تا UTC ۱۲ روز و ۲۱ تا UTC ۰۱ روز بعد برای شب (سیگلاف و همکاران، ۲۰۱۰)، نتایج نشان می‌دهد که در این ماه، نسبت کنونی‌های صحیح با ۸۰۶ مورد کنونی‌های صحیح برابر ۰/۷۹ بوده است.

۴ بحث و نتیجه‌گیری

در این پژوهش شرایط آغازش همرفت برای ۲۵ رویداد همرفتی که در ساعات روز و یا شب فصل‌های بهار و تابستان ۱۳۹۷ در محدوده استان تهران رخ داده، مورد کاوش قرار گرفته است. این رویدادها شامل پدیده‌های همرفتی منجر به بارش رگباری بیش از هفت میلی‌متر و یا سرعت باد بیش از ۳۵Kt (که $Kt=0.51 \text{ m/s}$) بوده است. برای انجام این کار با تکیه بر روش مسی کالسکی و بدکا (۲۰۰۶)، مسی کالسکی و همکاران (۲۰۱۰) و سیورت و همکاران (۲۰۱۰)، ۱۶ میدان بر اساس داده‌های ماهواره Meteosat8 انتخاب شده است. این میدان‌ها بر اساس ارتفاع قله ابر و انجماد آن، آهنگ رشد، شدت فراهنج‌ها و روند تغییرات آنها تعریف شده‌اند. همچنین برای توسعه این روش، شش میدان دیگر بر اساس میدان‌های مربوط به بازتاب باندهای مرئی و نزدیک به فروسرخ و روند تغییرات آنها به این میدان‌ها اضافه شده است. این میدان‌ها نیز بیانگر ضخامت نوری ابر، فاز و شعاع متوسط قطرک‌های قله ابر هستند. مقایسه نتایج به کارگیری الگوریتم آغازش همرفت با داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی نشان می‌دهد که برای این ۲۵ رویداد همرفتی، نرخ احتمال مشاهده برابر با ۶۲ درصد است. برای محاسبه درصد کنونی‌های صحیح، با توجه به حجم بسیار زیاد محاسبات، این کار برای ماه آوریل سال ۲۰۱۸ که در بین ماه‌های بهار و تابستان این سال دارای بیشترین فراوانی بارش بر روی استان تهران بوده، انجام شده است. نتایج نشان می‌دهد که با اجرای این الگوریتم به تعداد ۱۰۲۰ مرتبه در این ماه، درصد کنونی‌های صحیح نیز برابر ۷۹ درصد است. دلایل مختلفی وجود دارد که می‌تواند موجب کاهش درصد پیش‌بینی‌های صحیح شود. از جمله این که با توجه به گام زمانی ۱۵ دقیقه‌ای ماهواره Meteosat8، چنانچه یک سلول همرفتی خیلی سریع رشد کند، ممکن است این گام زمانی برای ردیابی آن کافی نباشد. در این صورت نیاز به تصاویر

- on 1 October 2012: Monthly Weather Review, **145**, 3057-3527.
- Ellrod, GP., 2004, Loss of the 12 μm "Split Window" band on GOESM: impacts on volcanic ash detection: Journal Of Volcanic Geothermal Research, **135**(1-2): 91-103.
- EUMETSAT, EUM/MSG/ICD/105, 2017, MSG Level 1.5 Image Data Format Description, v8 e-signed, D-64295 Darmstadt, Germany.
- EUMETSAT, EUM/MET/TEN/12/0332, V4, 2012, Conversion From Radiances to Reflectances For SEVIRI Warm Channels. D-64295 Darmstadt, Germany.
- Fujita, T. T., 1985, The downburst, microburst and macroburst. Satellite and Mesometeorology Research Paper 210, University of Chicago, 122 pp.
- Kitzmler, D. H. and McGovern, W. E., 1989, VAS retrievals as a source of information for convective weather forecasts: An objective assessment and comparison with other sources of upper-air observations. Monthly weather review, **117**, 2095-2109.
- Koenig, M., de and Coning, E., 2009, The MSG global instability indices product and its use as a nowcasting tool: Weather and Forecasting, **24**, 272-285.
- Kocsis, Z., Konig, M. and Mecikalski, J., 2012, Improvement Of Convective Initiation Product For Meteosat Satellites Using NWC SAF High Resolution Wind and Cloud Type Retrievals, Eumetsat Meteorological Conference, Sopot, Poland.
- Mahale, V. H. and Zhang, G., 2016, Characterization of the 14 June 2011 Norman, Oklahoma, Downburst through Dual-Polarization Radar Observations and Hydrometeor Classification: Journal of Applied Meteorology and climatology, **3**, 2635-2655.
- Mecikalski, J. R. and Bedka, K. M., 2006, Forecasting convective initiation by monitoring the evolution of moving cumulus in daytime GOES imagery. Monthly Weather Review, **134**: 49-78.
- Mecikalski, J. R., Bedka, K. M., Paech, S. J. and Litten, L. A., 2008, A statistical evaluation of GOES cloud-top properties for nowcasting convective initiation: Monthly Weather Review, **136**, 4899-4914.
- Mecikalski, J. R., Mackenzie, W. M., Koenig, M. and Muller, S. A., 2010, Cloud-top properties of growing cumulus prior to convective initiation as measured by Meteosat Second Generation. Part 1. Infrared fields: Journal of Applied Meteorology and Climatology, **49**, 521-534.
- ماهواره‌ای با گام زمانی کوچک‌تر (مثلاً ۱۰ یا ۵ دقیقه‌ای) است که البته در حال حاضر چنین داده‌هایی با پوشش مناسب بر روی کشور ما در دسترس نیست.
- با توجه به سایر مطالعات انجام یافته، کاکسیس و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از داده‌های ماهواره Meteosat9، با ۱۰ میدان انتخابی به کنون‌بینی آغازش همرفت در دوره تابستان ۲۰۱۲ بر روی اروپای مرکزی، پرداختند. کمیت‌های احتمال تشخیص و نسبت کنون‌بینی‌های اشتباه الگوریتم به کار گرفته شده توسط آنها به ترتیب برابر با ۰/۵۳ و ۰/۲۳ بود که نسبت کنون‌بینی‌های اشتباه به صورت نسبت تعداد کنون‌بینی‌های اشتباه رخداد پدیده به تعداد کل کنون‌بینی‌های رخداد پدیده تعریف می‌شود. همچنین مسی کالسکی و همکاران (۲۰۱۵) برای شناسایی آغازش همرفت بر روی آمریکا و مناطق نزدیک به سواحل خلیج مکزیک، با تلفیق داده‌های ماهواره GOES و یک مدل عددی پیش‌بینی عددی وضع هوا نشان دادند که این روش می‌تواند نسبت به روشی که تنها از داده‌های فرورسرخ ماهواره استفاده می‌شود، بهتر عمل کرده و درصد کنون‌بینی‌های اشتباه را کاهش دهد.
- پروانال و سپتیازیل (۲۰۲۱) نیز با استفاده از ۱۲ میدان فیزیکی انتخابی بر اساس داده‌های ماهواره Himawari8، به کنون‌بینی آغازش همرفت بر روی منطقه سورابا در اندونزی پرداختند. نتیجه کار آنها نشان داد که دقت کنون‌بینی آغازش همرفت را می‌توان تا ۸۷/۳ درصد افزایش داد.

مراجع

- Ackerman, S., 1996, Global satellite observations of negative brightness temperature differences between 11 and 6.7 μm : Journal of the Atmospheric Sciences **53**, 2803-2812.
- Adler, R. and Fenn, D., 1979, Thunderstorm intensity as determined from satellite data: Journal of Applied Meteorology, **18**, 502-517.
- Burlando, M., Romanic D., Solari G., Hangan H. and Zhang S., 2017, Field Data Analysis and Weather Scenario of a Downburst Event in Livorno, Italy,

- Mecikalski, J. R., Williams, J., Jewett, C. P., Leroy, A. and Walker, J. A., 2015, Probabilistic 0–1-h Convective Initiation Nowcasts that Combine Geostationary Satellite Observations and Numerical Weather Prediction Model Data: *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **54**, 1039-1059.
- McBride, J. L. and Ebert, E. E., 2000, Verification of Quantitative Precipitation Forecasts from Operational Numerical Weather Prediction Models over Australia, *Weather Forecasting*, **15**, 103-121.
- Mueller, J., Van de Berg, L., Gärtner, V., Hanson, C., Heinemann, T., Holmlund, K. and König, M., 2007, Change to The MSG Level 1.5 Image Product Radiance Definition, EUMETSAT, Am Kavalleriesand 31, 64295 Darmstadt, Germany.
- Pandey, P., De Ridder, K., Gillotay, D. and Van Lipzig, N. P. M., 2012, Estimating Cloud Optical Thickness and Associated Surface UV Irradiance from SEVIRI by Implementing a Semi-Analytical Cloud Retrieval Algorithm, *Atmospheric Chemistry Discuss*, **12**, 691-721.
- Peppler, R. A., 1988, A review of static stability indices and related thermodynamic parameters. SWS Misc. Publ. 104, Illinois State Water Survey Division, Climate and Meteorology Section, 94 pp.
- Purdom, J. F. W., 1976, Some uses of high-resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior: *Monthly Weather Review*, **104**, 1474–1483.
- Purdom, J. F. W., 1982, Subjective interpretation of geostationary satellite data for nowcasting. In *Nowcasting*, Browning KA (ed.). Academic Press: St Louis, USA; 149–166.
- Roberts, RD. and Rutledge, S., 2003, Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data: *Weather and Forecasting* **18**, 562–584.
- Rosenfeld, D., Woodley, WL., Lerner, A., Kelman, G. and Lindsey, DT., 2008, Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase: *Journal of Geophysical Research*, **113**, D04208, DOI: 10.1029/2007JD008600.
- Sand, W. R., Cooper W. A., Politovich, M. K. and Veal D. L., 1984, Icing conditions encountered by a research aircraft: *Journal of climate and applied meteorology*, **23**, 1424-1440.
- Senf, F., Dietzsch, F., Hunerbein, A. and Deneke, H., 2015, Characterization of Initiation and Growth of Selected Severe Convective Storms over Central Europe with MSG-SEVIRI: *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **54**, 207-224.
- Setvak, M. and Doswell, CA., 1991, The AVHRR Channel 3 cloud top reflectivity of convective storms: *Monthly Weather Review*, **119**, 841–847.
- Setvak, M., Rabin, R. M., Doswell, C. A. and Levizzani, V., 2003, Satellite observations convective storm tops in the 1.6, 3.7 and 3.9 μm spectral bands: *Atmospheric Research*, **67–68**, 607–627.
- Sieglauff, M., Crounce M. and Feltz, F., 2010, Nowcasting Convective Storm Initiation Using Satellite-Based Box-Averaged Cloud-Top Cooling and Cloud-Type Trends: *Journal of Applied Meteorology And Climatology*, **50**, 110-126.
- Siewert, C., Koenig, M. and Mecikalaski, J., 2010, Application of Meteosat second Generation data towards improving the nowcasting of convective initiation. *Meteorol: Appl.*, **17**, 442-451.
- Smiljanic, I., Bahoric, Z. and Strelec Mahovic, N., 2014, The Value of Satellite-derived Instability Indices in the Assessment of Pre-Convective Conditions. *Croatian Meteorological Journal*, **48/49**, 19-36.
- Wakimoto, R. M., 1985, Forecasting dry microburst activity over the high plains. *Monthly Weather Review*, **113**, 1131–1143, doi:10.1175/1520-0493(1985)113,1131:FDMAOT.2.0.CO;2.
- World Meteorological Organization, 2019, Manual on Codes, International Codes, Volume I.1, Annex II to the WMO Technical Regulations, Part A – Alphanumeric Codes, WMO-No. 306.

Nowcasting of convection initiation using satellite data

Abolghasem Ghazanfari Lakeh¹, Sarmad Ghader^{2*} and Majid Mazraeh Farahani³

¹Ph.D. Student, Department of Physics Space, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Physics Space, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

³Associate Professor, Department of Physics Space, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 15 January 2022, Accepted: 06 April 2022)

Summary

Convective storms are the most atmospheric hazards that can cause significant dangers to sectors such as agriculture, industry, aviation industry and urban and rural facilities in different parts of the world. These storms are often accompanied by thunderstorms, hails, floods or severe winds. Severe dust from some convective phenomena has also been identified as air and environmental pollutant. Therefore, studying their various aspects has provided the basis for many atmospheric studies in different parts of the world.

Accurate and timely forecasting of convective storms is still challenging in operational weather forecasting centers. Given that conventionally configured numerical models did not accurately predict this phenomenon in most cases, their nowcasting using satellite data is of great importance. Meanwhile, geostationary satellites have been recognized as a useful tool for identifying areas with potential convection.

In this paper, an attempt is made to provide an algorithm using the Meteosat8 data to identify areas prone to the convection initiation and to improve the issuance of timely warnings in a very short time. This work has been done by studying the convective events during the day and night hours of spring and summer of 1397 in Tehran province. The present algorithm is based on selecting 22 fields using the brightness temperature of infrared channels, the reflectance of visible and near-infrared channels and the differences and their 15 and 30 minute trends. The preprocessing performed on the satellite data are radiometric and geometric corrections. To do this, after calculating the radiance of individual channels from the digital counts, the brightness temperature of the infrared and reflectance of the visible and near infrared channels are calculated. Also to calculate the trend of the fields between two time steps, a spatial low-pass filter using the box-averaging method has been used.

Large-Scale atmospheric pattern analysis of the ten strongest dust convective storm events in Tehran in the last decade shows that in most of them, at least five days before the storm, a ridge of geopotential height at the 500 hPa level developed on the area. On the day of the storm, the passage of the geopotential trough and the cold front of the surface destroyed the atmospheric stability and released the energy necessary for the development of the cumulonimbus cloud and the occurrence of the storm. Finally results show that using this algorithm to nowcasting the convective initiation, the probability of detection and correct alarm rate are 62 and 79 percent, respectively.

Keywords: Nowcasting, convective dust storm, convection initiation, satellite data, probability of detection