Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

سال هجدهم، شماره‌ی ۶۲
تابستان ۱۳۹۷، صفحات ۹۲-۷۷

علی اکبر رسولی[۱]
علی محمد خورشید دوست[۲]
*مجتبی فخاری واحد[۳]

تشخیص مراکز دارای همرفت عمیق و رعد و برق شدید با استفاده از تصاویر سنجنده AVHRR و داده‌های سنجنده LIS و رابطه آن با بارندگی در جنوب‌شرق ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/۱۱/۰٤ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰٦/۰۳

چکیده

توفان‌های تندری یا توفان‌های رعدوبرقی، نوعی از توفان است که از ویژگی‌های آن حضور برق (آذرخش) و صدای (تندر) حاصل از آن است. این توفان‌ها در مقیاس‌های زمانی و مکانی خیلی متغییر هستند و تا حدی به فعالیت‌های همرفتی محلی بستگی دارند. از این‌رو استفاده از فن سنجش از دور و تصاویر ماهواره‌ای به‌عنوان یکی از ابزارهای کنترل و پایش جو می‌تواند به شناخت و مطالعه این توفان‌ها کمک کند. هدف این پژوهش آشکارسازی ابرهای همرفتی عمیق و دارای رعدوبرق شدید در سامانه‌های بارشی زمستانه جنوب‌شرق ایران است که برای رسیدن به این هدف از داده‌های مادون‌قرمز و مرئی سنجنده AVHRR، سنجنده LIS و PR ماهواره TRMM، داده‌های جو بالا و ایستگاه‌های سینوپتیک و نرم‌افزارهای ENVI و ArcGIS استفاده شده است. نتایج این پژوهش نشان داد که تشخیص و آشکارسازی توفان‌های تندری با استفاده از باند مادون‌قرمز و دمای روشنایی نتایج قابل قبولی به‌دست می‌دهد و اگر از نتایج بازتابش باندهای مرئی در کنار دمای روشنایی استفاده شود، نتایج بهتری به‌دست می‌آید. همچنین از ترکیب داده‌های دمای روشنایی باند ٤ سنجنده AVHRR و داده‌های رعدوبرق ثبت شده توسط سنجنده LIS مشخص شد که فعالیت‌های

۱- گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز.
۲- گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز.
*۳- دانشجوی دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز. (نویسنده مسئول). E-mail: mojtaba.fakhari55@gmail.com

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

رعدوبرقی شدید عموما در دمای روشنایی کم‌تر از ۲٤۰K رخ می‌دهد و بیش‌ترین بارندگی برآورد شده توسط سنجنده PR با دمای روشنایی کم‌تر از ۲٤۰ درجه کلوین منطبق است.

کلید واژه‌ها: توفان تندری، AVHRR، LIS، جنوب‌شرق ایران.

مقدمه

توفان‌های تندری یا توفان‌های رعدوبرقی، نوعی از توفان است که از ویژگی‌های آن حضور برق (آذرخش) و صدای (تندر) حاصل از آن است. این نوع توفان‌ها عموما همراه با ابرهای همرفتی (ابرهای کومه‌ای) هستند و معمولا با سیلاب‌های لحظه‌ای و گاهی تگرگ و باد شدید همراه هستند (Morales & Anagnostou, 2003: 1). این خصوصیات همراه با تلاطم و یخ‌زدگی باعث شده است تا این توفان‌ها در زمره مخرب‌ترین پدیده جوی در عملیات پرواز قرار گیرند (Tajbakhsh et al, 2009: 149). بارش‌های ناشی از توفان تندری در مواقعی از سال ضمن تامین بخشی از آب مورد نیاز زراعی، گاهی تأثیرات فاجعه باری بر روی محیط طبیعی، مردم، اقتصاد و کشاورزی بر جای می‌گذارند. به‌علاوه، بارش‌های تندری به لحاظ سرشت برای وقوع سیلاب‌های شدید محلی، از پتانسیل بالایی برخوردار هستند. به‌عنوان مثال پدیده‌های همراه توفان‌های تندری نظیر تگرگ و سیل از سال (۱۳۷۵ تا ۱۳۸٤) بالغ بر ۲۸ میلیارد ریال خسارت بر روستاهای تابعه‌ی شهرستان اهر وارد کرده‌اند (Jalali et al, 2006: 18). در واقع فعالیت‌های رعدوبرقی، در مقیاس‌های زمانی و مکانی خیلی متغییر هستند و تا حدی به فعالیت‌های همرفتی محلی بستگی دارد. دانش مربوط به فعالیت‌های رعدوبرقی محلی معمولا مبنی بر اندازه‌گیری‌های سطحی در طول زمان بوده است (Xiushu, 2003: 1069). از آنجا که شدت این نوع توفان‌ها بسیار متغییر است و ایستگاه‌های زمینی جنوب‌شرق ایران از پراکنش مناسبی برخوردار نیستند و در فاصله‌های بسیار طولانی از یکدیگر واقع شده‌اند، لذا این ایستگاه‌هانمی‌توانندزمان و مکان رخداد این توفان‌ها را به‌خوبی نشان دهند. از طرفی اگر این توفان در بین دو ایستگاه سینوپتیک رخ داده باشد، در برخی مواقع اصلا رخداد آن‌ها ثبت نمی‌شود. چرا که فاصله‌ای که رعد شنیده می‌شود بین ۸ تا ۲۰ کیلومتر از ایستگاه است (Haklander & Delden, 2003: 273 and Huffines & Orville, 1999: 1013). در این میان نقش سنجش از دور و تصاویر ماهواره‌ای به‌عنوان یکی از ابزارهای کنترل و پایش جو که نقش آن هر روز بیش‌تر و ضروری‌ترمی‌گردد (Ackerman et al, 1995: 2379) می‌تواند مفید واقع شود. از این‌رو لزوم به‌کارگیری سنجش از دور در تشخیص و پایش توفان‌های تندری در این منطقه ضروری به نظر می‌رسد. در زمینه توفان‌های تندری مطالعات متعدد و متنوعی صورت گرفته است که در زیر برخی از این مطالعات در سطح کشور و جهان آورده شده است.

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

Petersen et al (2002) در پژوهشی با استفاده از مشاهدات ماهواره TRMM[4] تغییرات فصلی توفان‌های همرفتی روی آمازون را مورد مطالعه قرار دادند. آن‌ها از حسگرهای ثبت بارش (PR[5])، حسگر ثبت رعدوبرق (LIS[6]) و تصویربردار میکرو ویو(TMI[7]) همراه با داده‌های رعدوبرق ثبت شده زمینی در برزیل (BLDN[8]) و بادهای منطقه‌ای تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ میلی باری به بررسی ساختار عمودی، رعدوبرق و خصوصیات بارش آمازون و منطقه جنب حاره آمریکای جنوبی در زمان دو الگوی متفاوت بادهای غربی و شرقی و برای سه فصل مرطوب جداگانه (دسامبر تا مارس سال‌های ۹۷-۹۸، ۹۸-۹۹ و ۲۰۰۰-۱۹۹۹) پرداختند و تفاوت بین بادهای غربی و شرقی در فراوانی رعدوبرق‌ها را آزمون کردند. Morales and Anagnostou (2003) در پژوهشی به توسعه قابلیت برآورد بارندگی با استفاده از تصاویر مادون‌قرمز و داده‌های مشاهده شده شبکه رعدوبرق در قاره آمریکا در دوره دسامبر (۱۹۹۷) تا فوریه (۱۹۹۸) پرداخته‌اند. هدف آن‌ها از این کار افزایش قابلیت مانیتورینگ بارندگی فعلی در یک منطقه بزرگ با دقت زمانی و مکانی بالا و جدا کردن سهم هر یک از بارش‌های همرفتی و غیر همرفتی (ابرهای چینه‌ای[9]) است. Brends et al (2002) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای زمین ثابت و مدارگرد و روش SDLAC[10] به تشخیص و طبقه‌بندی ابرهای همرفتی پرداختند و با طبقه‌بندی ابرهای چندین نمونه همرفتی نتایج را با داده‌های SATCAST[11] مقایسه کردند. Buechler et al (2014) با استفاده از ابرهای همرفتی عمیق به بررسی کارآمدی حسگر تصویری رعدوبرق (LIS) پرداختند. آن‌ها این پژوهش را برای همه ماه‌های ژولای و اگوست از سال (۱۹۹۸) تا (۲۰۱۰) انجام دادند. آن‌ها با استفاده از داده‌های حسگر VIRS[12] بازتابش ابرهای همرفتی عمیق را محاسبه نموده و با روی هم قرار دادن داده‌های بازتابش این ابرها با داده‌های LIS به مطالعه داده‌های رعدوبرق پرداختند. Beneti et al (2014) در پژوهشی به بررسی خصوصیات رعدوبرق در توفان‌های شدید در جنوب برزیل پرداخته‌اند. آن‌ها این کار را با استفاده از داده‌های رادار داپلر، حسگرهای رعدوبرق و اطلاعات ماهواره‌ای در دوره آماری (۲۰۱۰-۲۰۰۰) به انجام رسانده‌اند. در این دوره ٤٢ درصد روزها همراه با همرفت و فعالیت‌های رعدوبرق بوده است. نتایج آن‌ها نشان می‌دهد که در همه توفان‌های تندری متوسط مقیاس (MCS[13]) شرایط لازم برای فرآیند رعدوبرق را دارا هستند. همچنین عامل بازتاب رادار در بین ۳۰ تا dBZ ۳۵ در منطقه فاز اختلاط[14] در توفان با تعداد زیادی رخداد رعدوبرق مشاهده شده است. Taj et al (2009) با بررسی موردی دو توفان تندری تهران، سعی در پیش‌بینی این پدیده با استفاده از درخت تصمیم‌گیری نموده‌اند. آن‌ها برای رسیدن به این هدف از داده‌ها و الگوهای بزرگ مقیاس و خروجی مدل‌های MM5 با درجه تفکیک ۳۵ کیلومتر استفاده کردند. نتایج آن‌ها

4- The TropicalRainfall Measuring Mission (TRMM)
5- Precipitation Radar
6- Lightning Imaging Sensor(LIS)
7- TRMM Microwave Imager (TMI)
8- Brazilian Lightning Detection Network
9- Stratiform
10- Standard Deviation Limited Adaptive Clustering
11- Satellite Convection Analysis and Tracking algorithm (SATCAST)
12- Visible and Infrared Scanner (VIRS)
13- Mesoscale Convective System
14- Mixed phase

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

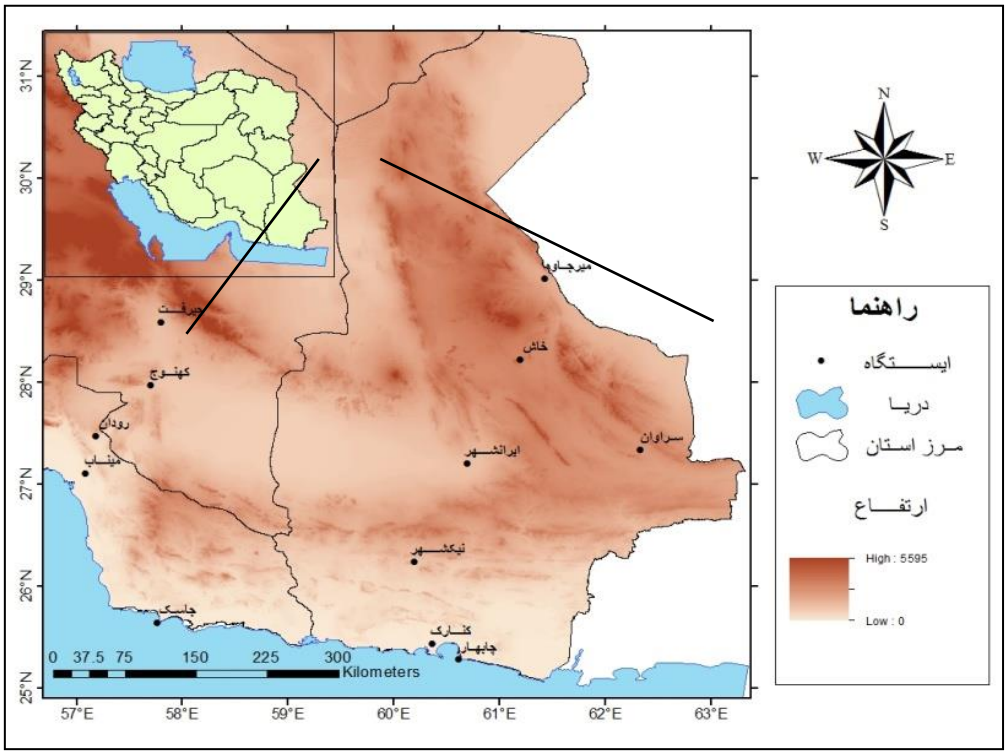
نشان داد که شاخص‌های بزرگ مقیاس توفان‌های تندری مشابه غالب ناپایداری‌های جوی است. همچنین آستانه مقادیر عددی خروجی رطوبت نسبی و فرونشست جریان در لایه‌های میانی جو در ایستگاه مهرآباد تهران با مقادیر آستانه‌ای موجود برای رخداد توفان همخوانی دارد. Bakhtiari (2011) با استفاده از داده‌های ۸ ایستگاه سینوپتیک در دوره آماری (۲۰۰۶-۱۹۹۶) به بررسی آماری و همدیدی توفان‌های تندری استان فارس پرداخته و نتیجه می‌گیرد که ساعات بعد از ظهر و اوایل شب دارای بیش‌ترین فراوانی توفان‌های تندری هستند. همچنین ماه‌های آگوست، مارس و آوریل بیش‌ترین روزهای همراه با توفان تندری را دارا هستند. ایشان همچنین فرود شرق دریای مدیترانه را یکی از عوامل سینوپتیکی موثر در رخداد توفان‌ها می‌داند. Masumpur et al (2013) با استفاده از شاخص‌های ناپایداری به تعیین سهم بارش‌های همرفتی در شهر تبریز پرداختند و نتیجه گرفتند که حداکثر رخداد بارش‌های همرفتی در بهار و حداقل آن در تابستان است. همچنین بیش‌ترین تعداد وقوع در ماه‌های می و آوریل و بیش‌ترین نقش در رخداد بارش در ماه‌های می و ژوئن رخ می‌دهد.

عمده مطالعات انجام شده در مورد توفان‌های تندری در ایران به بررسی آماری و یا همدید توفان‌های تندری پرداخته‌اند و استفاده از تصاویر ماهواره‌ای برای آشکارسازی و مطالعه این توفان‌ها کم‌تر مورد توجه قرار گرفته است. از این‌رو در این پژوهش به آشکارسازی ابرهای همرفت عمیق مربوط به توفان‌های تندری پرداخته می‌شود و ارتباط آن با مراکز رعدوبرقی شدید و بارندگی ثبت شده توسط سنجنده‌های LIS و PR بررسی شده است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش جنوب‌شرقی ایران است که شامل، بخش جنوبی استان سیستان‌وبلوچستان و بخش جنوب‌شرقی استان‌های هرمزگان و کرمان می‌باشد. این منطقه بین عرض‌های ۲۵ تا ۲۸ درجه شمالی و بین طول‌های ۵۷ تا ۶۳ شرقی قرار دارد. همان‌طور که در (شکل ۱) مشاهده می‌شود ایستگاه‌های سینوپتیک که وظیفه ثبت پدیده‌های هواشناسی را بر عهده دارند، در این منطقه از پراکنش مناسبی برخوردار نیستند و منطقه بزرگی در اطراف چاله جازمویان (بیش از ۵۰ هزار کیلومتر مربع) بدون ایستگاه است؛ بنابراین به نظر می‌رسد توفان‌های تندری و بارش حاصل از آن‌ها در مناطقی که فاقد ایستگاه است و یا در فاصله بین ایستگاه‌ها رخ می‌دهند توسط ایستگاه‌های زمینی به ثبت نمی‌رسند.

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025



شکل ۱: منطقه مورد مطالعه در جنوب‌شرق ایران و پراکنش ایستگاه‌های سینوپتیک در این منطقه

مواد و روش‌ها

هدف این پژوهش آشکارسازی ابرهای همرفتی عمیق و دارای رعدوبرق شدید در سامانه‌های بارشی زمستانه جنوب‌شرق ایران با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای NOAA/AVHRR است. در این پژوهش نمونه‌های مطالعاتی با رویکرد محیطی به گردشی و با استفاده از داده‌های کد پدیده که با فاصله زمانی سه ساعته در ایستگاه‌های سینوپتیک جاسک، چابهار، کنارک، سراوان، ایرانشهر، خاش و نیک شهر ثبت شده است، استفاده شد. برای دست یافتن به نتایج بهتر تمام نمونه‌ها در ماه ژانویه انتخاب شدند.

برای مشخص کردن مکان دقیق توفان از باندهای مادون‌قرمز و دمای روشنایی[۱۵] تصاویر AVHRR استفاده شد. چرا که ابرهای همرفتی عمیق که تا حدود تروپوپاوز گسترش می‌یابند، بسیار روشن و سرد هستند. همچنین تشخیص ابرهای همرفتی عمیق به داده‌های کمکی نیازی ندارد و با استفاده از آستانه‌گذاری در طیف مادون‌قرمز قابل تشخیص هستند (Doelling et al, 2004: 2) و در تصاویر ماهواره‌ای با دمای روشنایی مادون‌قرمز سردشان تشخیص داده می شوند (Buechler et al, 2014: 397 and Rasouli, 2011: 41). پایه‌های فیزیکی حمایت کننده رابطه بین فراوانی رعدوبرق و ارتفاع ابر از این نظریه است که فراوانی برق‌ها کاملا متاثر از قدرت جدا کننده بارهای الکتریکی و هندسه پراکنش این بارها است که حرکات عمودی هوا نقش پایه‌ای ایفا می‌کند. از این‌رو انتظار می‌رود که فراوانی رعدوبرق

15- Brightness Temperature

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

ها وابسته به شدت حرکت عمودی هوا باشد که کاملا با ارتفاع توفان (ابر) ارتباط دارد (Ushio et al, 2012). از این‌رو برای مشخص کردن مکان توفان‌های تندری بر روی تصویر ماهواره‌ای از دمای روشنایی باندهای مادون‌قرمز سنجنده AVHRR استفاده شده است که از عکس رابطه پلانک برای تبدیل مقادیر تابش طیفی به دمای جسم سیاه (BT) استفاده می‌شود (معادله ۲). این پارامتر برحسب درجه کلوین به‌دست می‌آید (Trishchenko, 2005: 201).

معادله (۲)

$$\mathrm{BT} = \frac{C_2}{\left\{\mathrm{L}N\left[\frac{C_1}{L}+1\right]\right\}}$$

که در این رابطه BT دمای روشنایی سنجنده بر حسب کلوین، C_1 ثابت کالیبراسیون اول ۱,۱۹۱۰٤۲۷ * ۱۰⁻۸ $W\,m^{-2}sr^{-1}cm^{-4}$، C_2 ثابت کالیبراسیون دوم معادل ۱,٤۳۸۷۷۵۲ ($cm\,K^{-1}$) و L رادیانس طیفی برحسب ($W\,m^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$) است.

مطالعات صورت گرفته در مورد رعدوبرق نشان داده‌اند که برای ایجاد رعدوبرق شدید ارتفاع توفان باید از ارتفاع قرارگیری فاز اختلاط (۱۰- تا ۱۲- سلسیوس) بالاتر باشد (Peterson et al, 2005: 1)، از این‌رو در این پژوهش دماهای کم‌تر از ۲٦۰ درجه کلیوین مورد آزمون قرار گرفت.

برای صحت سنجی نتایج به‌دست آمده از پردازش تصاویر AVHRR، موقعیت مکانی مراکز همرفتی شدید مشخص شده، با بیشینه رعدوبرق ثبت شده توسط سنجنده LIS و بیشینه بارش ثبت شده توسط سنجنده PR ماهواره TRMM مقایسه شد. سنجنده تصویربرداری رعدوبرق (LIS) و رادار ثبت بارش (PR) بر روی ماهواره TRMM[16] نصب هستند. این ماهواره در ۲۸ نوامبر (۱۹۹۷) به فضا پرتاب شد و در یک مدار نسبتا دایره‌ای و با زاویه ۳۵ درجه و ارتفاع ۳۵۰ کیلومتر زمین را رصد می‌کند. سنجنده LIS رعدوبرق‌های توفان‌های با مقیاس ۳ تا ٦ کیلومتر را بر روی منطقه‌ای ٦۰۰ *٦۰۰ کیلومتری در سطح زمین را اندازه‌گیری می‌کند (Xiushu et al, 2003: 1069). این سنجنده زمان، مکان و مقدار انرژی تابشی رویداد (رعدوبرق) را اندازه‌گیری می‌کند. ضریب کارآمدی سنجده LIS در شب ۹۰٪ و در روز ۷۰٪ در وقت ظهر محلی است (Rudlosky, 2014: 1)؛ بنابراین با روی هم قرارگیری نتایج حاصل از تصاویر AVHRR، داده‌های سنجنده LIS و PR و داده‌های ایستگاه‌های زمینی در نمونه‌های مورد مطالعه، می‌توان موقعیت مکانی ابرهای همرفتی شدید به‌دست آورده شده را با موقعیت بیشینه رعدوبرق و بیشینه بارش مقایسه کرد.

روش و مراحل انجام کار به‌طور خلاصه در (شکل ۲) آورده شده است:

16- The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

شکل ۲: روش و مراحل انجام کار

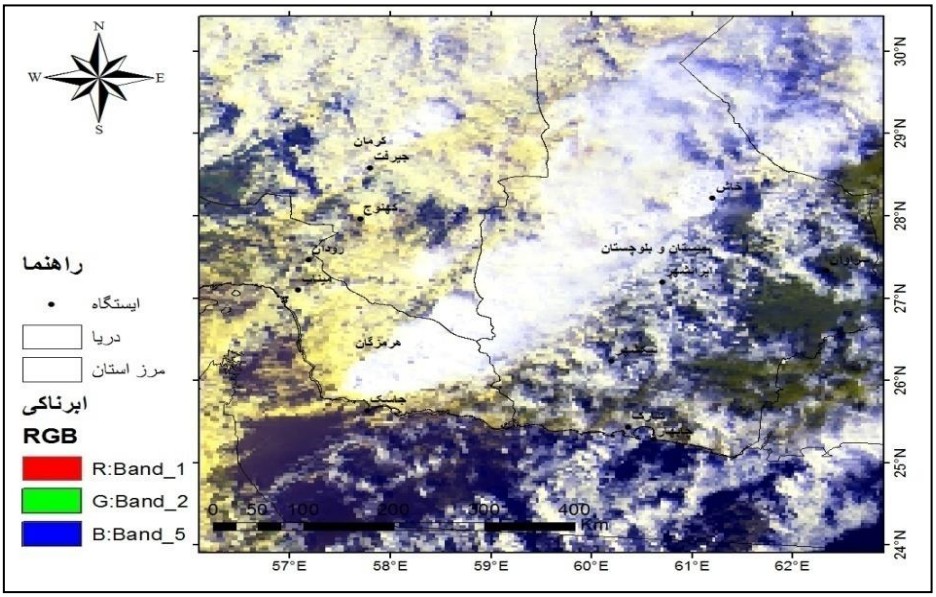
یافته ها و بحث

در اولین مرحله از پذیرش داده ها، دمای روشنایی ابرها محاسبه شد و مناطق دارای دمای روشنایی کم به نظر می رسد با مراکز همرفتی شدیدی ارتباط داشته باشند مشخص شدند و برای جلوگیری از طولانی شدن مطلب برای هر قسمت دو نمونه بررسی خواهد شد.

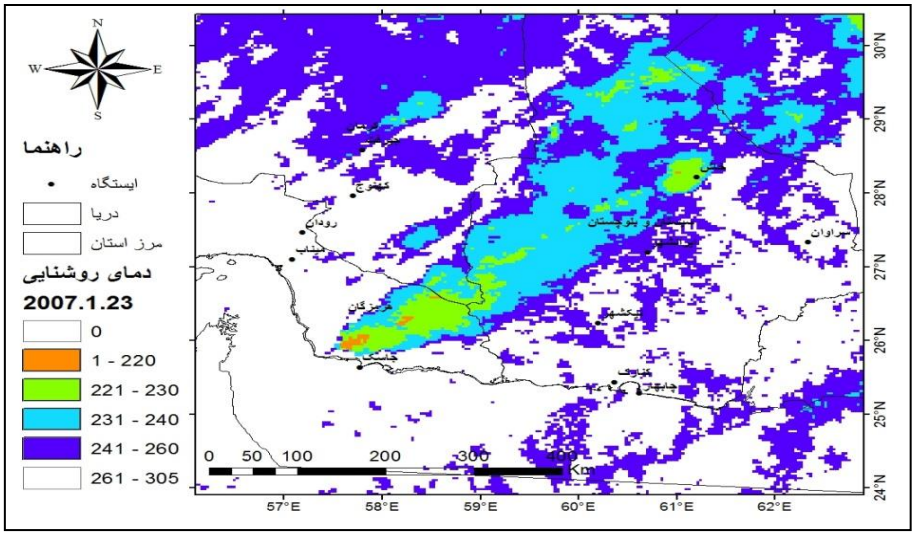
(شکل ۳) ابرناکی آسمان و (شکل ٤) دمای روشنایی کم‌تر از K ۲٦۰ باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۲۳ ژانویه (۲۰۰۷) در جنوب‌شرق ایران را نشان می‌دهد. همان‌طور که در تصویر مشاهده می‌شود، مناطق وسیعی از منطقه دارای دمای روشنایی کم‌تر از K ۲٦۰ بوده‌اند، اما مناطق دارای دمای روشنایی کم‌تر از ۲٤۰ درجه کلوین در مناطق محدودتری

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

وجود دارند. این مراکز در مرکز و شمال سیستان وبلوچستان و غرب استان هرمزگان قرار دارند. از بین ایستگاه‌های سینوپتیک منطقه فقط ایستگاه خاش در مناطقی که ابرهای با دمای روشنایی کم‌تر از ۲٤۰K مشاهده می‌شوند، وجود دارد. در ایستگاه خاش در ساعت UTC ۱۲ کد پدیده غالب ۹٦ ثبت شده است که نشانگر وجود توفان تندری در ساعات بین ۰۹ و ۱۲ در این ایستگاه بوده است.



شکل ۳: ابرناکی آسمان در تاریخ ۲۳ ژانویه ۲۰۰۷ در ساعت UTC ۵۲: ۹

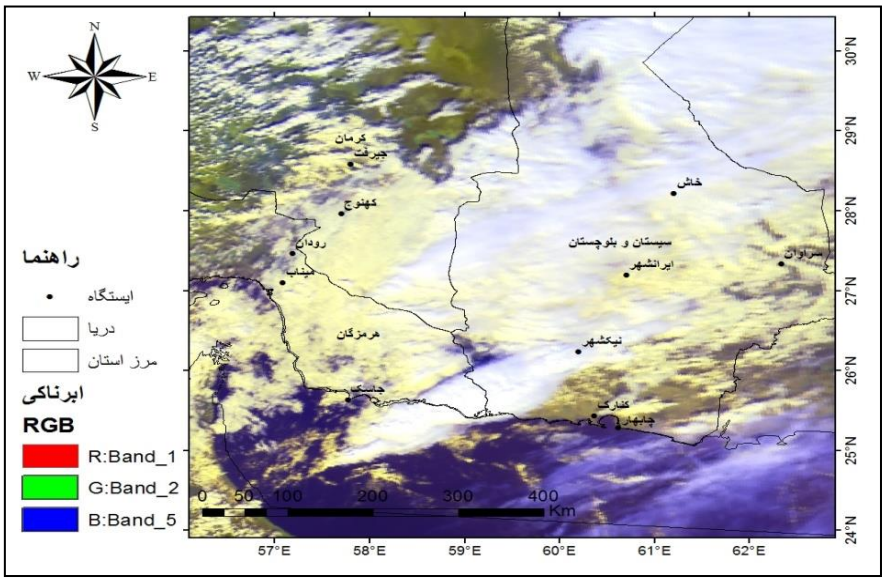


شکل ٤: دمای روشنایی کم‌تر از ۲٦۰K باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۲۳ ژانویه ۲۰۰۷ ساعت UTC ۵۲: ۹

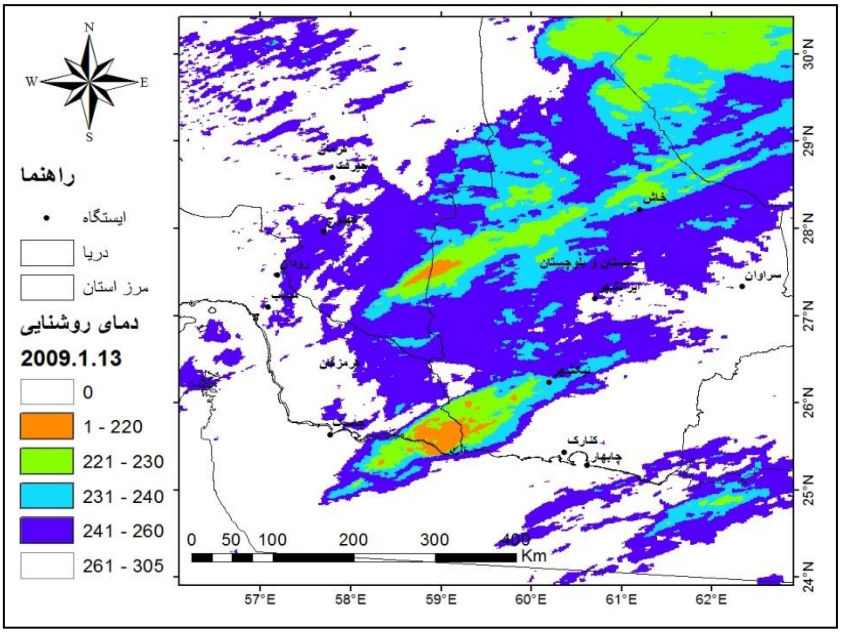
(شکل ٦) دمای روشنایی کم‌تر از K ۲٦۰ باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۱۳ ژانویه ۲۰۰۹ در جنوب‌شرق ایران را نشان می‌دهد. در این روز مناطق وسیعی از منطقه مورد مطالعه دارای ابرهای با دمای روشنایی کم‌تر از K ۲٦۰ هستند؛ اما ابرهای با دمای روشنایی کم‌تر از ۲٤۰ درجه کلوین در این روز در دو منطقه مشاهده می‌شوند. یکی در غرب استان

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

هرمزگان و دیگری غرب استان سیستان‌وبلوچستان و شرق استان کرمان که در اطراف این مراکز ایستگاه سینوپتیک وجود ندارد. نزدیک‌ترین ایستگاه به این مراکز ایستگاه نیک شهر است که در ساعت UTC ۱۲ پدیده غالب را کد ۹۵ اعلام کرده است که نشانگر وجود توفان تندری در ساعات بین ۰۹ و ۱۲ در این ایستگاه است. در مرحله دوم با روی هم اندازی لایه دمای روشنایی و داده‌های رعدوبرق سنجنده LIS رابطه مراکز دارای فعالیت‌های رعدوبرقی شدید با دمای روشنایی ابرها مورد بررسی قرار گرفت.



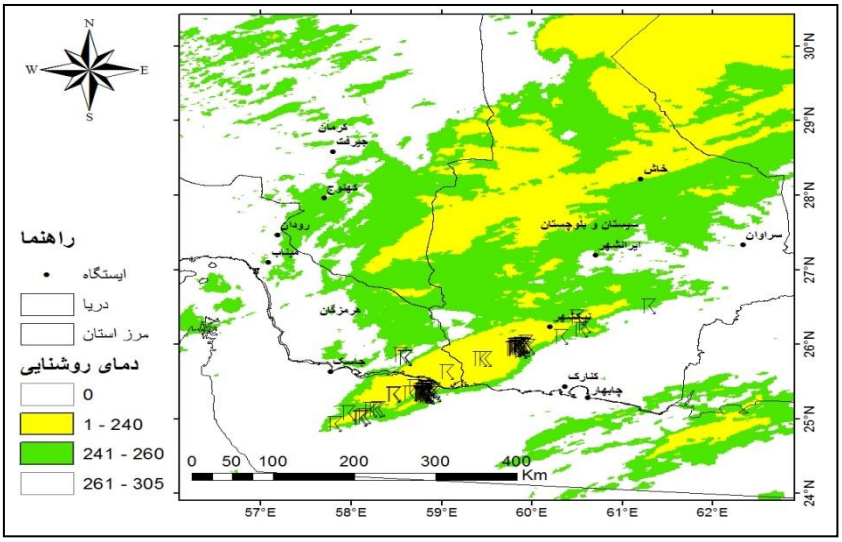
شکل ۵: ابرناکی آسمان در تاریخ ۱۳ ژانویه ۲۰۰۹ ساعت UTC ۱۰:۰۰



شکل ٦: دمای روشنایی کم‌تر از K باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۱۳ ژانویه ۲۰۰۹ ساعت UTC ۱۰:۰۰

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

(شکل ۷) دمای روشنایی باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۱۳ ژانویه (۲۰۰۹) ساعت UTC ۰۰: ۱۰ به همراه داده‌های حاصل از سنجنده LIS در ساعت UTC ۲۲: ۱۰ را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود دو منطقه دارای ابرهای با دمای روشنایی کم‌تر از K ۲٤۰ هستند. یکی بین ایستگاه جاسک و کنارک که در راستای جنوب‌غربی-شمال‌شرقی تا ایستگاه نیک‌شهرکشیده شده و دیگری به موازات همین ناحیه و در عرض‌های بالاتر قرار دارد. داده‌های سنجنده LIS که با فاصله ۲۲ دقیقه‌ای از تصاویر ماهواره‌ای برداشت شده نشان می‌دهد که توفانی که در بین ایستگاه جاسک و کنارک قرار دارد دارای فعالیت رعدوبرقی شدید بوده است، در حالی که در ابرهای ناحیه شمالی در زمانی که سنجنده LIS برداشت اطلاعات را انجام داده، فعالیت رعدوبرقی مشاهده نکرده است. شایان ذکر است که سنجنده LIS در هر مدار چرخش به دور زمین، به مدت زمان ۹۰ ثانیه هر منطقه را رویت می‌کند؛ بنابراین سنجنده LIS در این ۹۰ ثانیه برای قسمت جنوبی توفان فعالیت شدید رعدوبرقی و در قسمت شمالی توفان فعالت رعدوبرقی مشاهده نکرده است.

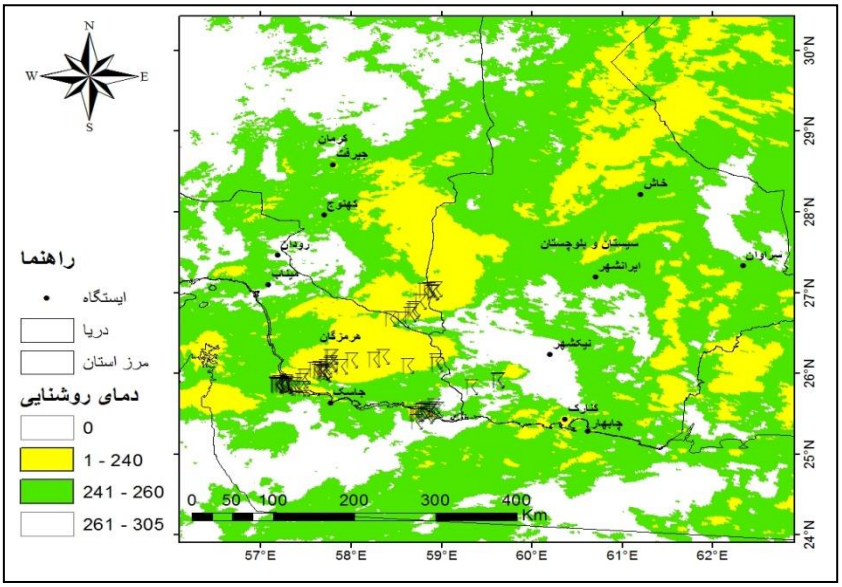


شکل ۷: دمای روشنایی باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۱۳ ژانویه ۲۰۰۹ ساعت UTC ۰۰:۱۰ به همراه داده‌های حاصل از سنجنده LIS در ساعت UTC ۲۲: ۱۰

(شکل ۸) دمای روشنایی باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۰۵ ژانویه ۲۰۰۸ ساعت UTC ٥٤: ۰٦ به همراه داده‌های حاصل از سنجنده LIS در ساعت UTC ۰۷:۳٤ را نشان می‌دهد. اختلاف زمان برداشت تصاویر ماهواره‌ای با داده‌های سنجنده LIS در حدود ۳۸ دقیقه است. در این روز بیش‌تر منطقه مورد مطالعه دارای ابرهای با دمای روشنایی کم‌تر از ۲٦۰ درجه کلوین هستند، اما چند منطقه دارای ابرهای با دمای روشنایی کم‌تر از K ۲٤۰ مشاهده می‌شود که در شرق، شمال سیستان‌وبلوچستان و شرق استان‌های هرمزگان و کرمان قرار دارند. داده‌های سنجنده LIS نشان می‌دهد که ابرهای واقع در شرق استان هرمزگان و جنوب شرق استان کرمان دارای فعالیت‌های همرفتی بوده‌اند و در ابرهای واقع در شرق و شمال استان سیستان و بلوچستان فعالیت رعدوبرقی مشاهده نکرده است. همان‌طور که در این شکل و

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

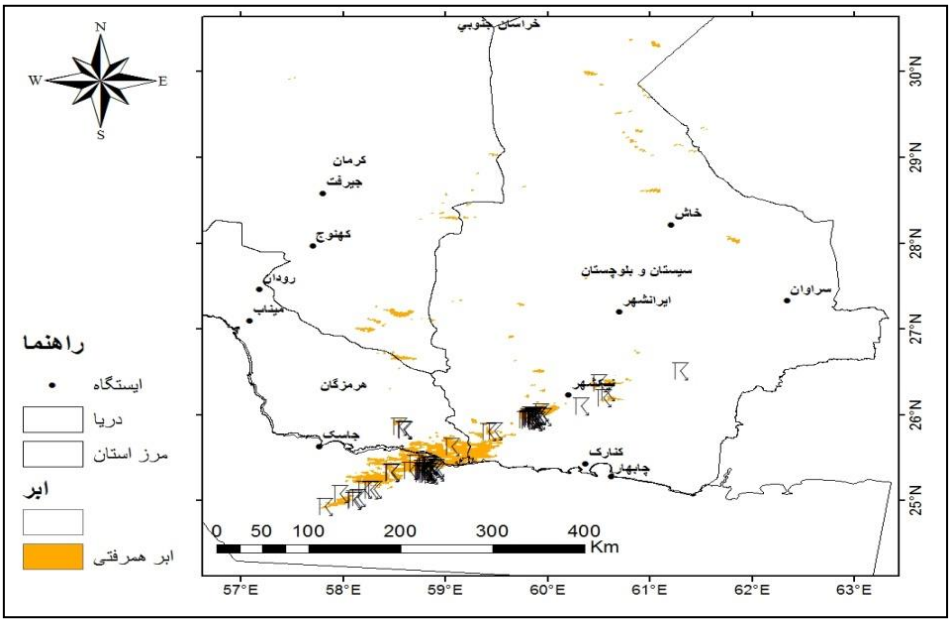
(شکل ۷) مشاهده می‌شود فعالیت‌های رعدوبرقی در مناطقی رخ داده است که دارای دمای روشنایی کم‌تر از K ۲٤۰ بوده‌اند؛ بنابراین به نظر می‌رسد که آستانه دمای روشنایی K ۲٤۰ برای مشخص کردن ابرهای همرفتی عمیق در این منطقه مناسب باشد؛ اما همان‌طور که مشاهده شد همه ابرهای با دمای روشنایی کم‌تر از آستانه مشخص شده دارای فعالیت رعدوبرقی ثبت شده توسط سنجنده LIS نبوده‌اند که می‌تواند دلایل مختلفی داشته باشد. یکی این‌که این مراکز فقط در زمان عبور سنجنده LIS دارای فعالیت رعدوبرق نبوده‌اند و یا این‌که این ابرها در ترازهای بالا گسترش خوبی دارند اما در ترازهای پایین‌تر دارای گستردگی مناسبی نیستند. هر چند که اختلاف برداشت داده‌ها (۳۸ دقیقه) نیز می تواند تاثیر گذار باشد. از آنجا که بازتابش باندهای یک و دو سنجنده AVHRR نیز به‌نوعی با ضخامت ابر در ارتباط است، به نظر می‌رسد می‌توان با ترکیب داده‌های مادون‌قرمز و باند مرئی نتایج بهتری به‌دست آورد.



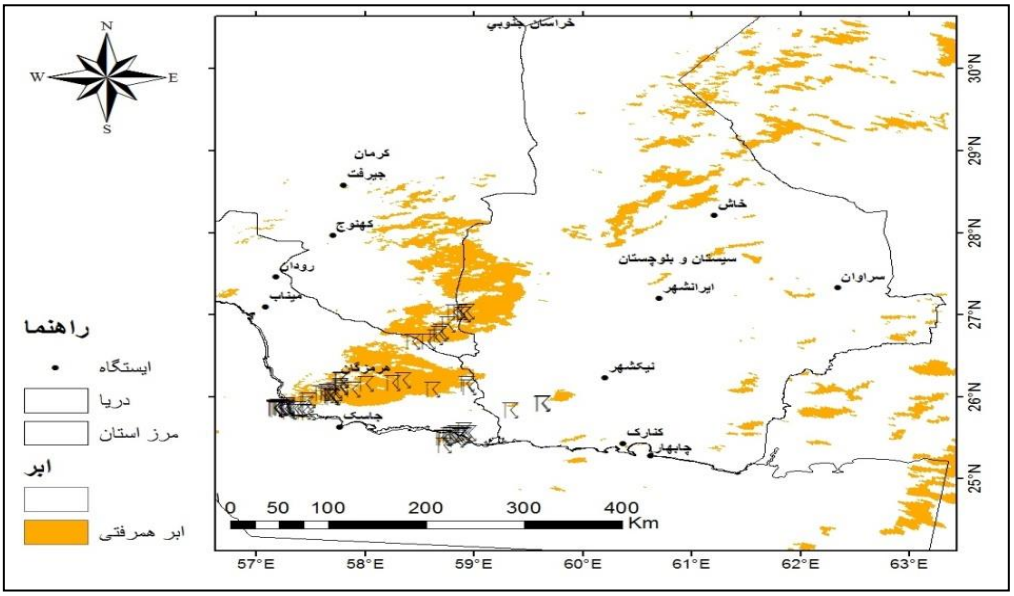
شکل ۸: دمای روشنایی باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۰۵ ژانویه ۲۰۰۸ ساعت UTC06:٥٤ به همراه داده‌های حاصل از سنجنده LIS در ساعت UTC ۳٤: ۷

بنابراین در مرحله سوم با روی هم اندازی لایه‌های دمای روشنایی، بازتابش باند مرئی و داده‌های رعدوبرق به بررسی رابطه فعالیت‌های رعدوبرقی شدید با ابرهای با دمای روشنایی کم‌تر از ۲٤۰ درجه کلوین و دارای بازتابش بالا پرداخته شد. (شکل ۹) دمای روشنایی کم‌تر از K ۲٤۰ باند ٤ و بازتابش بیش از ۵۰٪ باند ۲ سنجنده AVHRR در تاریخ ۱۳ ژانویه (۲۰۰۹) ساعت UTC ۰۰: ۱۰ به همراه داده‌های حاصل از سنجنده LIS در ساعت UTC ۲۲: ۱۰ را نشان می دهد. همان‌طور که در شکل مشخص است، ابرهای دارای خصوصیات ذکر شده با مراکز دارای فعالیت‌های رعدوبرقی انطباق خوبی دارند و بین رخداد ابرهای با دمای روشنایی و بازتابش بالا و مراکز دارای فعالیت‌های رعدوبرقی رابطه وجود دارد. در تاریخ ۵ ژانویه (۲۰۰۸) نیز با اعمال آستانه‌های بالا نتایج مناسب‌تری نسبت به (شکل ۸) به‌دست آمده است (شکل ۱۰).

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025



شکل ۹: دمای روشنایی کم‌تر از ۲٤۰K باند ٤ و بازتابش بیش از ۵۰٪ باند ۲ سنجنده AVHRR در تاریخ ۱۳ ژانویه ۲۰۰۹ ساعت UTC ۰۰: ۱۰ به همراه داده‌های حاصل از سنجنده LIS در ساعت UTC ۲۲: ۱۰

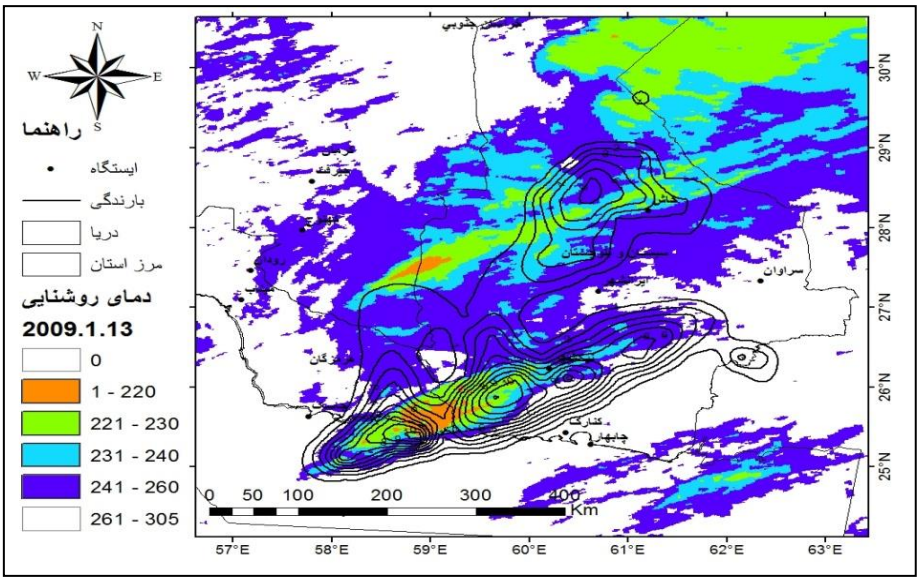


شکل ۱۰: دمای روشنایی کم‌تر از ۲٤۰K باند ٤ و بازتابش بیش از ۵۰٪ باند ۲ سنجنده AVHRR در تاریخ ۰۵ ژانویه ۲۰۰۸ ساعت UTC ٥٤: ٦ به همراه داده‌های حاصل از سنجنده LIS در ساعت UTC ۳٤: ۷

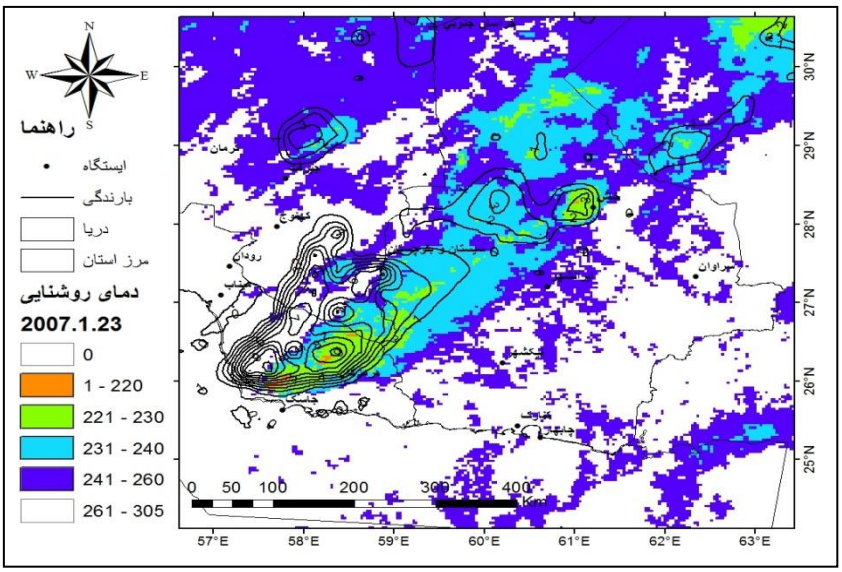
در آخرین مرحله به بررسی رابطه دمای روشنایی ابرها و بارندگی مشاهده شده توسط سنجنده PR پرداخته شد. (شکل ۱۱) دمای روشنایی باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۱۳ ژانویه (۲۰۰۹) ساعت UTC ۰۰: ۱۰ به همراه داده‌های حاصل از سنجنده PR ماهواره TRMM را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل مشخص است، پراکنش بارندگی

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

مشاهده شده با پراکنش ابرها منطبق است و مناطق دارای کم‌ترین دمای روشنایی بیش‌ترین بارندگی را داشته‌اند. این نتایج در نمونه مطالعاتی ۲۷ ژانویه (۲۰۰۷) نیز مشاهده شده است. با این تفاوت که برخی مراکز بارندگی در غرب ابرهای با دمای روشنایی کم‌تر از ۲٤۰ درجه کلوین مشاهده شده‌اند که می‌تواند به دلیل اختلاف زمان در برداشت داده‌ها باشد. چرا که بارندگی برای ساعات ۹ تا ۱۲ برآورد شده و تصویر ماهواره NOAA در ساعت ۱۰:۲۲ برداشت شده است؛ بنابراین بیشینه بارندگی ثبت شده نشان می‌دهد که بیشینه بارش با مراکز دارای فعالیت‌های رعدوبرقی شدید رابطه دارد و این مراکز بیشینه بارشی عموما در مجاورت مراکز رعدوبرقی شدید قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۱: دمای روشنایی باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۱۳ ژانویه (۲۰۰۹) ساعت UTC ۰۰: ۱۰ به همراه داده‌های حاصل از سنجنده PR



شکل ۱۲: دمای روشنایی باند ٤ سنجنده AVHRR در تاریخ ۲۳ ژانویه (۲۰۰۷) ساعت UTC ۵۲: ۹ به همراه داده‌های حاصل از سنجنده PR

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان داد که تشخیص و آشکارسازی مراکز توفان‌های تندری شدید با استفاده از آستانه‌گذاری باند مادون‌قرمز و دمای روشنایی نتایج قابل قبولی به‌دست می‌دهد. با این وجود اگر از بازتابش باندهای مرئی در کنار دمای روشنایی باندهای مادون‌قرمز استفاده شود، نتایج بهتری به‌دست می‌آید و می‌توان مراکز همرفتی شدید که دارای بارندگی و رعدوبرق شدید هستند را با دقت بالایی مشخص کرد. برای صحت سنجی مکان دقیق مراکز همرفتی تشخیص داده شده از تصاویر سنجنده AVHRR، از داده‌های ثبت رعدوبرق و ثبت بارش ماهواره TRMM استفاده شد.

از انطباق داده‌های دمای روشنایی باند ٤ سنجنده AVHRR و داده‌های رعدوبرق ثبت شده توسط سنجنده LIS در نمونه‌ای مختلف، مشخص شد که فعالیت‌های رعدوبرقی شدید عموما در دمای روشنایی کم‌تر از K ۲٤۰ رخ می‌دهد؛ بنابراین آستانه دمای K ۲٤۰ برای تشخیص مراکز همرفتی شدید انتخاب شد. حال اگر در کنار دمای روشنایی کم‌تر از K ۲٤۰، از بازتابش بیش از ۵۰٪ نیز استفاده شود، نتایج قابل قبولی برای تشخیص مکان دقیق رخداد توفان‌های تندری (دارای رعدوبرق شدید) ارائه می‌دهد؛ زیرا بیشینه رعدوبرق‌های شدید ثبت شده توسط سنجنده LIS بر مناطقی که دارای ابرهای با دمای کم‌تر از K ۲٤۰ و بازتابش بیش از ۵۰٪ هستند، منطبق است.

همچنین با مقایسه مراکز همرفتی شدید محاسبه شده توسط سنجنده AVHRR و بارش برآورد شده توسط سنجنده PR مشخص شد که مراکز همرفتی تشخیص داده شده با بیشینه بارش ثبت شده انطباق بالایی دارند. به‌طوری که رابطه معکوسی بین دمای روشنایی مشاهده شده توسط سنجنده AVHRR و بارندگی برآورد شده توسط سنجنده PR وجود دارد و مناطق دارای کم‌ترین دمای روشنایی (و بیش‌ترین بازتابش) دارای بارندگی بیش‌تری هستند. از این‌رو با توجه به این‌که در این منطقه شبکه ایستگاه‌های سینوپتیک با تراکم مناسب وجود ندارد، با استفاده از دورسنجی می‌توان فعالیت سامانه‌ها را پایش و مکان رخداد و گسترش آن را مشخص نمود. از این‌رو به نظر می‌رسد که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای (مرئی و مادون‌قرمز) می‌توان مراکز دارای همرفت شدید را با دقت بالایی تشخیص داد، فعالیت سامانه‌ها را پایش کرد، مکان رخداد و گسترش آن را در مناطقی که دارای ایستگاه‌های زمینی پراکنده هستند (مانند شرق و جنوب‌شرق ایران)، مشخص نمود.

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025

References

- Ackerman, S. A., W. L. Smith, A. D., Collard, X. L., Ma, H. E., Knuteson, R. O., (1995), "Cirrus loud properties derived fromhigh-spectral resolution infrared spectrometryduring FIRE II, Part II: Aircraft HIS results", ***Journal of the atmospheric sciences***, 52 (23): 4246-4263.
- Bakhtiari, N., (2011), "Statistical analysis of thunder storms in Fars Province", Master's degree, Payame Noor University of Isfahan, Faculty of Social and Economic Sciences, Department of Geography.
- Beneti, C., Pereira Filho, A. J., Calvetti, L., Damian, E., (2014), "Lightning characteristics of Severe storms in Southern Brazil", XV International Conference on Atmospheric Electricity, 15-20 June 2014, Norman, Oklahoma, U.S.A.
- Buechler, D. E., Koshak, W. J., Christian, H. J., Goodman, S. J., (2014), "Assessing the performance of the Lightning Imaging Sensor (LIS) using Deep Convective Clouds", ***Atmospheric Research*** , 69: 397-403.
- Doelling, D. R., Nguyenb, L., Minnis, P., (2004), "On the use of deep convective clouds to calibrate AVHRR data", Earth Observing Systems IX Conference, Denver, CO, 2-6 August 2004.
- Haklander, A. J., Delden, A. V., (2003), "Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands", ***Atmospheric Research***, 67 (68): 273- 299.
- Huffines, G. R., Orville, R. E., (1999), "Lightning ground flash density and thunderstorm duration in the continental united States: 1989-96", ***J. Appl. Meteor***, 38: 1013-1019.
- Jalali, A., Rasouli, A., Sari Saraf, B., (2006), "Thunderstorms and precipitation caused by it in the city of Ahar", ***Geography and Planning***, 24: 18-33. [In Persian].
- Masumpour Samatosh, M., Miri, M., Zolfaghari, H., Yarahmadi, D., (2013), "Determination of the consequences of the conviction of the city of Tabriz based on instability indicators", ***Journal of Applied Geosciences Research***, 31: 227-245.
- Morales, C. A., Anagnostou, E. N., (2003),"Extending the capabilities of rainfall estimation from satellite infrared via a long-range lightning network observations", ***Journal of Hydrometeorology***, 4 (2): 410-466.
- Petersen, W. A., Nesbitt, S. W., Blakeslee, R. J., Cifelli, R., Hein, P., Rutledge, S. A., (2002), "TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon", ***Journal of Climate***, 15 (11): 1278-1294.
- Rasuli, A. S., (2011), "***Introduction to Meteorology and Climatology***", Tabriz University, p. 455.
- Rudlosky, S. D., (2014), "Evaluating ground-based lightning detection networks using TRMM/LIS observations", 23rd International lightning detection conference, 18-19 March, Tucson, Arizona.
- Salahi, B., (2010), "The study of the statistical characteristics of the thunder storm in Ardebil Province", ***Natural Geographic Research***, 72: 142-112. [In Persian].
- Taj, S., Ghafarian, P., Mirzai, A., (2009) "A method for the estimation of thunder storms by designing two case studies", ***Journal of Earth and Space Physics***, 35 (4): 147-166.
- Trishchenko, A. P., (2005), "Solar irradiance and effective brightness temperature for SWIR Channels of AV HRR/NOAA and GOES imagers", ***Journal of Atmospheric and Oceanic Tecnology***, 23: 198- 210.
- Ushio, T., Satoru,Y., Syunsuke, S., Zen-Ichiro, K., Ken, I, O., (2012),"On the relationship between radar reflectivity factor and thunderstorm flash rate", ***Journal of Geophysical Research Atmospheres***, 117 (D6): 1-4.

- Xiushu, Q., Yunjun, Z., Tie, Y., (2003), "Global lightning activities and their regional differences observed from satellite", ***Chinese Journal of Geophysics***, 46 (6): 1068-1077.

Downloaded from geographical-space.ahar.iau.ir at 6:30 IRST on Tuesday December 23rd 2025