

تحلیل تاثیر ابرناکی بر روی بازتابندگی و دمای روشنایی بدست آمده از داده‌های ماهواره‌ای متئوست در ایران

سعیده خوارزمی^۱، ابوالحسن غیبی^{۲*}، مهدی رهنما^۳

۱- دانشجوی دکتری هواشناسی، دانشگاه هرمزگان

۲- عضو هیئت علمی گروه فیزیک، دانشگاه هرمزگان

۳- عضو هیئت علمی و رئیس پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران

چکیده

در این مطالعه، چگونگی تغییرات بازتابندگی و دمای روشنایی بدست آمده از مشاهدات داده‌های ماهواره‌ای، مورد بررسی قرار گرفته است. برای انجام این مطالعه از دو مجموعه داده ماهواره‌ای و مشاهداتی استفاده شده است. داده‌های مشاهداتی شامل داده‌های بارش ۶ ساعته در طول ساعات روز (ساعت ۰۶ تا ۱۲ گرینویچ) و داده‌های ماهواره‌ای نیز شامل داده‌های سطح ۱/۵ از تصویربرداری چرخان پیشرفته مرئی و فرسرخ (SEVIRI) بر روی نسل دوم ماهواره‌های متئوست (MSG) می‌باشند. این داده‌ها برای موقعیت ۳۹۹ ایستگاه هواشناسی کشور ایران برای ۲۶ روز استخراج و بررسی شده‌اند. سپس روند تغییرات بازتابندگی و دمای روشنایی در اثر ابرناکی بررسی شده و میزان همبستگی بین بازتابندگی و دمای روشنایی کانال‌های مختلف با یکدیگر و همچنین با بارش، محاسبه شده است. نتایج نشان می‌دهد کانال‌های مرئی همبستگی مثبت و کانال‌های فرسرخ همبستگی منفی با بارش دارند. در بین ۱۱ کانال بررسی شده‌ی سنجنده SEVIRI، بیشترین همبستگی بارش به ترتیب با کانال‌های $VIS0.6$ ، $VIS0.8$ ، $IR3.9$ و $IR8.7$ می‌باشد. عمده تغییرات میانگین بازتابندگی و دمای روشنایی در این کانال‌ها بسیار متفاوت بوده و کمترین همبستگی را با یکدیگر دارند. بنابراین پتانسیل تمییز شرایط بارشی از غیربارشی و نشان دادن تاثیر ابرناکی را دارا می‌باشند. به همین جهت این کمیت‌ها بعنوان ورودی مدل ماشین بردار پشتیبان انتخاب گردیدند. مدل طراحی شده با دقت ۸۵٪ توانایی تفکیک مناطق با ابرهای بارشی از غیر بارشی را داراست.

کلید واژه‌ها: ماهواره متئوست، ابرناکی، بارندگی، دمای روشنایی، بازتابندگی.

مقدمه

شاخص بارندگی ماهواره زمین آهنگ عملیاتی زیست محیطی (GPI)^۱ می‌باشد، که از دمای قله ابر ۲۳۵ درجه کلونین به عنوان آستانه برای تعیین ابرهای بارشی استفاده می‌کند (Meisner & Arkin, 1987). تصویربرداران ماهواره‌ای زمین آهنگ مانند Meteosat SEVIRI برای نظارت بر توسعه زمانی ابرها و تحلیل کامل چرخه روزانه آنها در مناطق خشکی و اقیانوسی مناسب هستند (Roebeling & Meijgaard, 2009).

میر و همکاران (Meyer, et al. 2016) چهار الگوریتم یادگیری ماشین (جنگل‌های تصادفی (RF)، شبکه‌های عصبی (NNET)، میانگین شبکه‌های عصبی (AVNNET) و ماشین‌های بردار پشتیبان (SVM)) را برای شناسایی مناطق وقوع بارندگی و تعیین میزان بارندگی با استفاده از داده‌های MSG SEVIRI در آلمان بکار بردند. آنها در نهایت دریافتند که اگرچه در عملکرد الگوریتم‌ها تفاوت اندکی وجود دارد، اما NNET و AVNNET نسبت به دو الگوریتم دیگر عملکرد بهتری دارند.

رسولی و همکاران (۱۳۹۳) ارتباط چهار پارامتر مهم ابر (دما و فشار قله ابر، عمق نوری و مقدار ذرات آب و یخ ابر) را با بارش روزانه توسط اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی و سنجنده مودیس در غرب کشور و با استفاده از مدل‌های رگرسیون خطی و غیر خطی بطور متوسط بین ۲۰ تا ۳۷ درصد تغییرات بارش‌ها را پیش بینی نمودند که با اعمال مدل رگرسیون چند متغیره این اعداد به پنجاه درصد هم رسید. نوریان و همکاران (۱۳۹۷) از داده‌های ماهواره NOAA و الگوریتم تشخیص نوع ابر پروژه بین المللی ماهواره‌های اقلیم‌شناسی ابر (ISCCP)، به منظور آشکارسازی انواع ابرها در ایران استفاده نموده و درصد فراوانی ابرهای مختلف را در ماه‌های مختلف ارائه کردند.

رستم زاده و همکاران (۱۳۹۸) با استفاده از محصولات ماهواره متئوست و TRMM و همچنین استفاده از سه مدل GPR، TD و MLPBR، نقش هر یک از خصوصیات

تعیین میزان ابرناکی و ویژگی‌های مکانی و زمانی ابرها در پیش‌بینی وضعیت هوا و همچنین در بررسی‌های اقلیمی ضروری است. مطالعات نشان می‌دهد که تغییرات پوشش ابر بطور منفی بر دمای روزانه تأثیر می‌گذارد (Dai, et al. 1993; Karl, et al. 1999).

به همین دلیل روسو و همکاران (Rossow, et al. 1989) روش‌های اولیه انتخاب شده برای تعیین پوشش ابر را بررسی کرده‌اند. این روش‌ها غالباً از این واقعیت که عموماً ابرها در ناحیه طول‌موج‌های کوتاه (تابش مرئی خورشیدی) به دلیل بازتاب زیاد روشن‌تر هستند و در ناحیه طول-موج‌های بلند (فروسرخ) نسبت به سطوح بدون ابر سردتر به نظر می‌رسند، استفاده می‌کنند. سانچز و همکاران (Sanchez, et al. 2010) در یک مطالعه موردی به یک رابطه فیزیکی بین خواص ابر (آب مایع ابر، آب باران و مسیر آب یخ) و میزان بارندگی سطحی دست یافتند و سپس آنها با استفاده از روش رگرسیون چند خطی، الگوریتمی برای تعیین آهنگ بارش طراحی کردند.

به طور کلی، الگوریتم‌های طبقه‌بندی ابر از دو مجموعه گسترده از ویژگی‌های طیفی و ویژگی‌های بافت ابر استفاده می‌کنند. ویژگی‌های طیفی، با استفاده از اطلاعات تابندگی ابر در باندهای طیفی مختلف، انواع ابر را تشخیص می‌دهند، اما ویژگی‌های بافت به توزیع فضایی سطوح خاکستری در یک آرایه پیکسل در تصویر اشاره دارند (Giannakos & Feidas, 2013). گیاناکس و فیداس در یک مطالعه موردی در کشور یونان، توانایی استفاده از ویژگی‌های طیفی و بافتی داده‌های MSG-SEVIRI را برای توسعه تکنیک‌هایی که قادر به طبقه‌بندی ابرهای همرفتی و استراتی فرمی هستند، مورد بررسی قرار دادند. این تکنیک‌ها به عنوان بخشی از یک طرح‌واره بازیابی کلی بارش یا به عنوان یک الگوریتم مستقل برای تشخیص ابرهای بارشی همرفتی و استراتی فرمی می‌توانند در تصاویر ماهواره‌ای برای اهداف پیش‌بینی کوتاه مدت یا اقلیمی بکار روند.

روش‌های شاخص ابر از آستانه‌های دمای قله ابر برای آشکارسازی مناطق بارشی که آهنگ بارش آن تعیین شده است، استفاده می‌کنند. محبوبترین روش شاخص ابر،

¹ The Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) Precipitation Index (GPI)

بارش به خصوصیات فیزیکی و نوری ابر (مانند دمای قله ابر، ضخامت اپتیکی ابر، اندازه و فاز ذرات) بستگی دارد، از بارش مشاهداتی ایستگاهی بعنوان نمادی از میزان ابرناکی استفاده شده است. بدین منظور داده‌های مشاهداتی بارش ۶ ساعته در طول ساعات روز (ساعت ۰۶ تا ۱۲ گرینویچ) برای ۲۶ روز در ماه‌های ژانویه، آوریل، اکتبر و نوامبر ۲۰۱۸ از ۳۹۹ ایستگاه هواشناسی در کشور ایران جمع‌آوری شدند. بمنظور تنوع داده‌ها، سعی شده است که این ایستگاه‌ها از اقلیم‌های مختلف ایران و با شرایط آب و هوایی متفاوت باشند. **Error! Reference source not found.** توزیع جغرافیایی ایستگاه‌های انتخابی را نشان می‌دهد.

داده‌های سطح ۱.۵ از نظر جغرافیایی موقعیت‌یابی شده و پیش‌پردازش رادیومتری (تابش‌سنجی) نیز بر روی آنها انجام و آرشیو شده‌اند. ابزار سنسجس SEVIRI تابش الکترومغناطیسی را در ۱۲ باند طیفی (کانال) اندازه می‌گیرد که سه کانال آن در ناحیه طول موج‌های مرئی و فروسرخ نزدیک (VIS0.6 و VIS0.8 و NIR1.6)، هشت کانال در محدوده طول موج‌های فروسرخ میانه تا فروسرخ گرمایی (IR3.9، WV6.2، WV7.3، IR8.7، IR9.7، IR10.8، IR12.0 و IR13.4) و یک کانال با وضوح بالا (HRV) (که فقط در ناحیه مرئی می‌باشد) قرار دارند. گستره طیفی تقریبی این کانال‌ها در

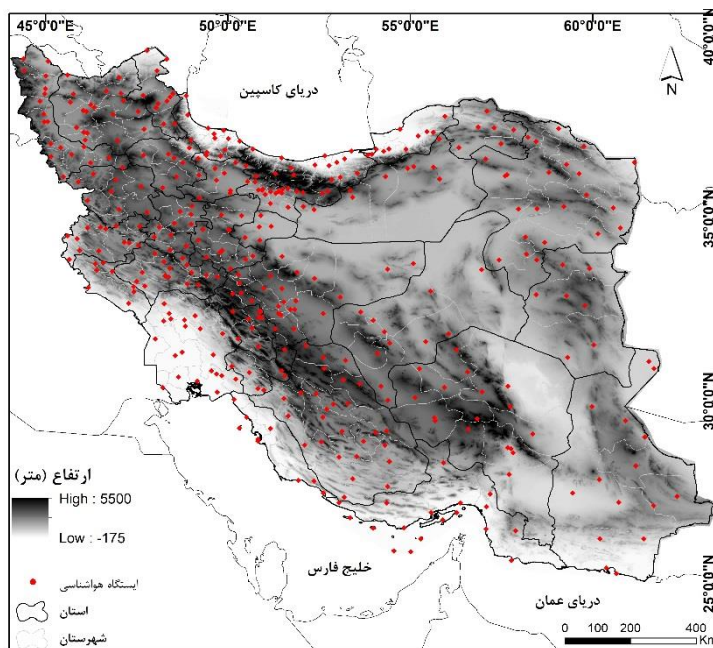
جدول ۱ داده شده است.

فیزیکی ابر در میزان بارش را مورد ارزیابی قرار داده و بیان کردند در بین مؤلفه‌های خصوصیات فیزیکی ابر، نوع ابر بیشترین اثر بخشی را داشته و سپس شعاع مؤثر قطرات ابر و عمق نوری ابر به ترتیب در جایگاه دوم و سوم قرار دارند. در بین خصوصیات فیزیکی مورد بررسی کمترین اثر مربوط به فاز ابر می‌باشد.

در این مطالعه نیز ابتدا با بررسی تغییرات بازتابندگی و دمای روشنایی کانال‌های سنجنده SEVIRI نسبت به میزان بارش، کانال‌های مؤثرتر در تشخیص شرایط بارشی تعیین شده، سپس با استفاده از آنها مدلی برای تمیز ابرهای بارشی از غیربارشی ارائه گردیده است. مزیت این تحقیق نسبت به تحقیقات پیشین، استفاده مستقیم از بازتابندگی کانال‌های مرئی و دمای روشنایی کانال‌های فروسرخ (برگرفته از داده‌های سطح ۱.۵ سنجنده SEVIRI) می‌باشد. چرا که خصوصیات فیزیکی ابر نیز برگرفته از همین داده‌ها می‌باشد. لذا در این مطالعه از این داده‌ها بطور مستقیم برای تفکیک مناطق با ابرهای بارشی و غیربارشی استفاده شده است.

مواد و روش‌ها

محدوده جغرافیایی مورد بررسی در این تحقیق کشور ایران می‌باشد. برای انجام این مطالعه از دو مجموعه داده ماهواره‌ای و مشاهداتی استفاده شده است. داده‌های ماهواره‌ای شامل داده‌های سطح ۱/۵ از تصویربردار چرخان پیشرفته مرئی و فروسرخ (SEVIRI) بر روی نسل دوم ماهواره‌های متئوست (MSG) می‌باشند. از آنجاییکه میزان



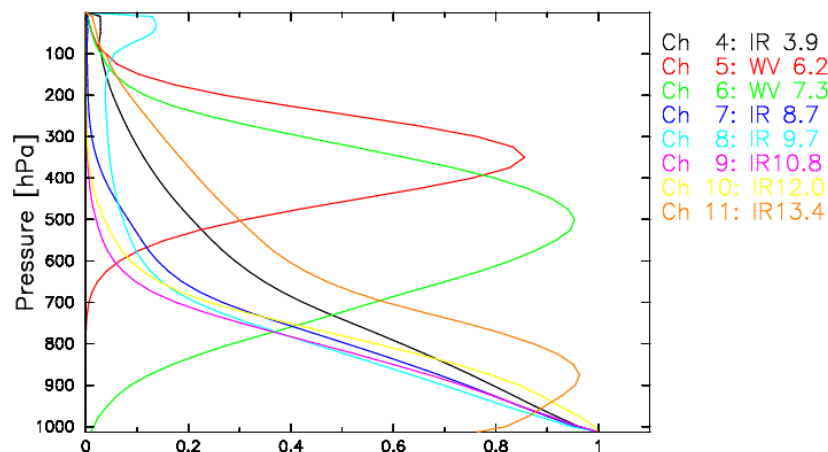
شکل ۱- پراکنندگی ایستگاه‌های مشاهداتی

جدول ۱- گستره طیفی کانال‌ها

محدوده تقریبی	کانال		محدوده تقریبی	کانال	
8.30 - 9.10 μm	IR8.7	7	0.56 - 0.71 μm	VIS0.6	1
9.38 - 9.94 μm	IR9.7	8	0.74 - 0.88 μm	VIS0.8	2
9.80 - 11.80 μm	IR10.8	9	1.50 - 1.78 μm	NIR1.6	3
11.00 - 13.00 μm	IR12.0	10	3.48 - 4.36 μm	IR3.9	4
12.40 - 14.40 μm	IR13.4	11	5.35 - 7.15 μm	WV6.2	5
0.4 - 1.1 μm	HRV	12	6.85 - 7.85 μm	WV7.3	6

تجزیه و تحلیل توانمندی انتقال تابش از جو برای کانال‌های مختلف در ناحیه فروسرخ، از کمیتی بنام تابع وزن استفاده می‌شود. تابع وزن، سهم تابش در هر کانال معین را برای ارتفاعات مختلف جو مشخص می‌کند. برای کانال‌های بخار آب، مواد جذب یا گسیل کننده تابش، آب در هر یک از فازهای گاز، مایع یا جامد می‌تواند باشد. در شکل ۱ تابع وزن نرمال شده کانال‌های فروسرخ سنجنده SEVIRI (برگرفته از اسناد موجود در سایت www.eumetsat.int) آمده است.

در کانال‌های باند مرئی، تابش از سطح قله‌ی ابر بازتابیده می‌شود، درحالی‌که در کانال‌های باند فروسرخ، تابش توسط اشیاء مانند عناصر ابر، بارش و سطح زمین گسیل می‌شوند. برای کانال‌های پنجره جوی IR، این تابش بدون جذب یا پس از جذب کم، به ماهواره خواهد رسید. برای سایر کانال‌ها، بخشی از تابش‌های گسیل شده از سطح (سطح ابر یا زمین) بین راه توسط مواد جاذب، جذب و همچنین ممکن است دستخوش تابش مجدد شود. هر کانال خاص (طول موج)، توانایی ویژه‌ای برای عبور تابش از جو دارد که به تراکم مواد جذب کننده موجود در جو بستگی دارد. به منظور



شکل ۱- تابع وزن نرمال شده کانال‌های فروسرخ در عرض‌های میانی (برگرفته از اسناد Eumetsat)

برای کانال‌های مرئی VIS0.6 و VIS0.8 و کانال فروسرخ نزدیک NIR1.6، تابندگی با رابطه (۲) به بازتابندگی تبدیل می‌شود:

$$REF = \frac{(100 * R) / TOARAD}{\cos(TETA)} \quad (2)$$

که در آن REF بازتابندگی (بر حسب درصد)، R تابندگی اندازه‌گیری شده (بر حسب $(mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1}))^{-1}$)، TOARAD ثابت خورشیدی در قله جو (بر حسب $(mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1}))^{-1}$)، و TETA زاویه سمت الراس خورشیدی می‌باشند.

در کانال‌های فروسرخ باید مقادیر تابندگی به دمای روشنایی تبدیل گردد. این کار با استفاده از رابطه ۳ (تابع پلانک) امکان‌پذیر است:

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

که در آن T_b دمای روشنایی معادل، R تابندگی، C_1 و C_2 ثابت‌های تابشی بوده که واحدهای آنها به ترتیب $(mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1}))^{-4}$ و $K(cm^{-1})^{-1}$ می‌باشد و v_c طول‌موج مرکزی هر کانال، و A و B ضرایب ثابت برای هر کانال هستند. این ثابت‌ها در www.eumetsat.int قابل دسترس هستند. به منظور استخراج داده‌های سطح ۱/۵ سنجنده SEVIRI و تبدیل آنها به بازتابندگی و دمای روشنایی برنامه‌ای در محیط NCL نوشته شده است.

نتایج و بحث

مشاهدات سنجنده SEVIRI هر ۱۵ دقیقه با قدرت تفکیک $3*3$ کیلومتر (در نقطه زیرین ماهواره) ثبت می‌گردند. این

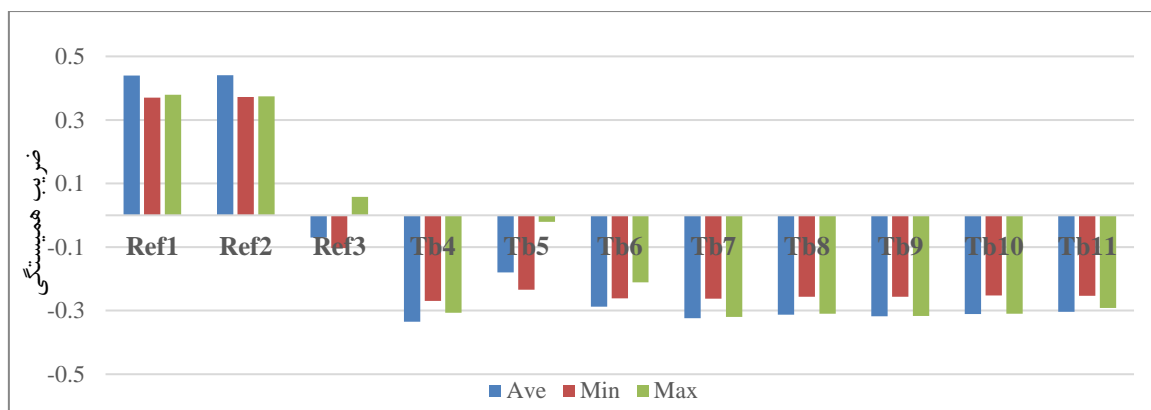
با توجه به اینکه کانال‌های مرئی فقط در طول روز قادر به جمع‌آوری داده هستند از این رو بازه زمانی ۶ ساعته در طول روز (ساعات ۰۶ تا ۱۲ گرینویچ) در نظر گرفته شده است. از طرفی چون قدرت تفکیک زمانی این سنجنده ۱۵ دقیقه می‌باشد، برای تطبیق داده‌های ماهواره‌ای با مشاهدات ایستگاهی، در این بازه ۶ ساعته، در کل ۲۴ مجموعه داده ماهواره‌ای برای کل کشور ایران (شامل همه ایستگاه‌های مورد مطالعه) استخراج شده است. قدرت تفکیک مکانی این سنجنده در Nadir (نقطه زیرین ماهواره) نیز $3*3$ کیلومتر می‌باشد. داده‌های خام در ابتدا باید به بازتابندگی (بر حسب درصد) و یا به دمای روشنایی (بر حسب کلونین) تبدیل شوند. به منظور بازیابی بارش از این سنجنده، داده‌های سطح ۱.۵ که به صورت مقادیر باینری یا count و با فرمت nc در مرکز ذخیره داده‌های این سنجنده (<https://eoportal.eumetsat.int>) آرشیو شده‌اند، اخذ و مورد استفاده قرار گرفتند. پارامتر مورد کاربرد در استفاده از مشاهدات ماهواره‌ای، مقدار تابندگی است. مشاهدات ماهواره‌ای را می‌توان با استفاده از رابطه (۱) به تابندگی تبدیل کرد:

$$R = CAL_{offset} + CAL_{slope} * count \quad (1)$$

که در آن R تابندگی طیفی و CAL_{offset} و CAL_{slope} مقادیر ثابتی هستند و واحد همه آنها $(mWm^{-2}sr^{-1}(cm^{-1}))^{-1}$ می‌باشد، و count نیز به مقدار رقومی هر پیکسل (بین صفر و ۱۰۲۳) اشاره دارد.

دسترس هستند، مقادیر کمینه، بیشینه و میانگین بازتابندگی‌ها (برای کانال‌های ۱ تا ۳) و دماهای روشنایی ماهواره‌ای (برای کانال‌های ۴ تا ۱۱) در طی این ۶ ساعت محاسبه گردیده و همبستگی آنها با بارش بصورت زیر مورد تحلیل قرار گرفته است.

سنجنده داده‌ها را به صورت تابش الکترومغناطیسی ثبت می‌کند. برای تبدیل تابش به بازتابندگی و دمای روشنایی از روابط ذکر شده در بالا استفاده شده است. از آنجائیکه داده‌های ماهواره‌ای با قدرت تفکیک زمانی ۱۵ دقیقه‌ای و داده‌های باران‌سنجی با قدرت تفکیک زمانی ۶ ساعته در



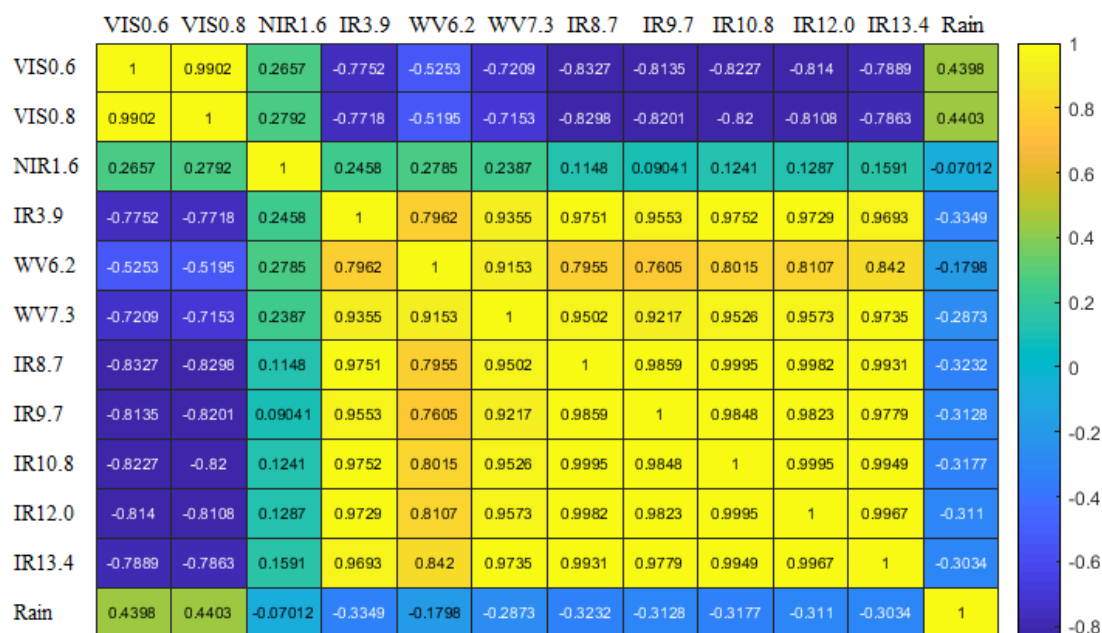
شکل ۳- همبستگی بین بارش و مقادیر میانگین ۶ ساعته، کمینه ۶ ساعته و بیشینه ۶ ساعته بازتابندگی‌ها و دماهای روشنایی ماهواره‌ای

مشخص است، بازتابندگی کانال‌های VIS0.6 و VIS0.8 همبستگی مثبت با بارش و در نتیجه ابرناکی دارند و افزایش ابرناکی سبب افزایش بازتابندگی شده است. کانال فرورسرخ نزدیک NIR1.6 همبستگی چندانی با بارش نشان نمی‌دهد. کانال‌های فرورسرخ و بخارآب نیز همبستگی منفی با بارش دارند. در نتیجه هرچه قدر ابرناکی بیشتر باشد دمای روشنایی این کانال‌ها کمتر خواهد شد و اصطلاحاً سردتر خواهند بود. مناطق ابرهای بارشی با ضخامت اپتیکی بالا (بازتابندگی زیاد VIS0.6) و شعاع ذرات موثر بزرگ (بازتاب پایین NIR1.6)، با بارش باران بالاتری در مقایسه با مناطق ابری با ضخامت اپتیکی پایین (بازتابندگی کم VIS0.6) و شعاع ذرات موثر کوچک (بازتابندگی زیاد NIR1.6) مشخص می‌شوند. (Thies, et al. 2008).

در ادامه، همبستگی کانال‌ها با یکدیگر و همچنین با بارش محاسبه و مقایسه می‌شود. لازم به ذکر است که میانگین بازتابندگی ۶ ساعته برای کانال ۱ تا کانال ۳ و میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته برای کانال ۴ تا کانال ۱۱ و بارندگی به ترتیب در زیر نشان داده شده است.

در نمودار بالا، Ref1 و Ref2 و Ref3 به ترتیب نشان‌دهنده بازتابندگی در کانال مرئی ۰.۶ و ۰.۸ میکرومتر (VIS0.6 و VIS0.8) و کانال فرورسرخ نزدیک ۱.۶ میکرومتر (NIR1.6) می‌باشند و همچنین Tb4، Tb5، Tb6، Tb7، Tb8، Tb9، Tb10، Tb11 به ترتیب نشان‌دهنده دمای روشنایی در کانال‌های فرورسرخ ۳.۹ میکرومتر (IR3.9)، بخارآب ۶.۲ میکرومتر (WV6.2)، بخارآب ۷.۳ میکرومتر (WV7.3)، فرورسرخ ۸.۷، ۹.۷، ۱۰.۸، ۱۲، ۱۳.۴ میکرومتر (IR8.7، IR9.7، IR10.8، IR12.0 و IR13.4) می‌باشند. Ave مقدار میانگین ۲۴ بازتابندگی یا دمای روشنایی ثبت شده توسط ماهواره در طی ۶ ساعت از روز می‌باشد و همچنین Min و Max به ترتیب مقادیر کمینه و بیشینه بازتابندگی یا دمای روشنایی ثبت شده در طی این مدت می‌باشند. مقادیر ارائه شده در نمودار، میزان همبستگی مقادیر کمینه، بیشینه و میانگین بازتابندگی‌ها و دماهای روشنایی ماهواره‌ای را با بارش ثبت شده در باران‌سنج‌های ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد.

همانطور که در شکل ۳- همبستگی بین بارش و مقادیر میانگین ۶ ساعته، کمینه ۶ ساعته و بیشینه ۶ ساعته بازتابندگی‌ها و دماهای روشنایی ماهواره‌ای

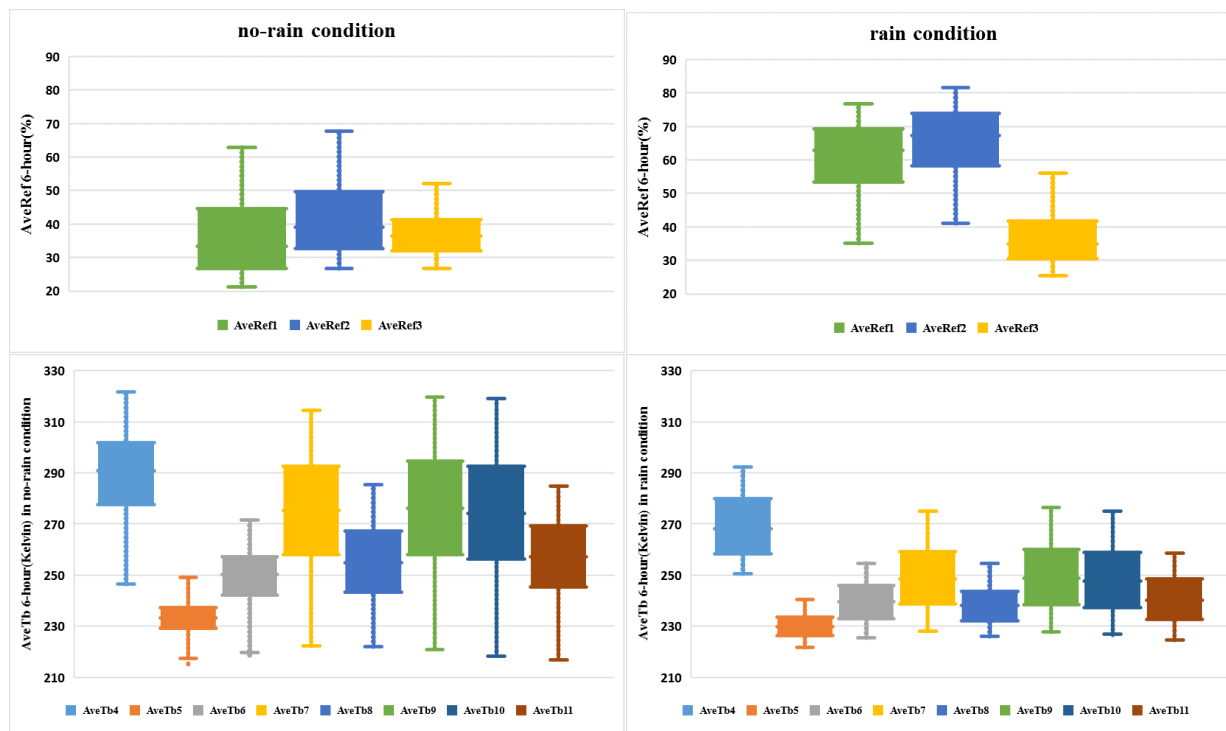


شکل ۴- نقشه همبستگی بین میانگین ۶ ساعته بازتابندگی و دمای روشنایی کانال‌ها با یکدیگر و همچنین همبستگی آنها با بارش

همبستگی بیشتری دارد. کانال‌های IR دمای سطح زمین، دریا و بالای ابرها را نشان می‌دهند؛ در حالی که کانال WV6.2 دمای هوا را در نزدیکی ابر نشان می‌دهد. بنابراین، این همبستگی کم قابل قبول است کانال‌های ۷ تا کانال ۱۱ همبستگی بسیار زیادی با یکدیگر دارند.

در زیر بازه تغییرات مقادیر میانگین ۶ ساعته بازتابندگی‌ها (در کانال‌های VIS0.6، VIS0.8، NIR1.6) و همچنین میانگین ۶ ساعته دماهای روشنایی (در کانال‌های IR3.9، WV6.2، WV7.3، IR8.7، IR9.7، IR10.8، IR12.0، IR13.4) برای ۹۰٪ از داده‌ها در شرایط بارشی و بدون بارش به تفکیک مورد تحلیل قرار گرفته است.

نقشه همبستگی در شکل نشان‌دهنده همبستگی بالا بین کانال‌های VIS0.6 و VIS0.8 می‌باشد. کانال NIR1.6 ارتباط بسیار ضعیفی با سایر کانال‌ها دارد اما این کانال برای شناسایی ذرات یخ ابر مهم است. بنابراین، استفاده از این کانال در شناسایی ابرها بسیار مفید می‌باشد. کانال IR3.9 با کانال‌های VIS0.6، VIS0.8، NIR1.6 و WV6.2 همبستگی نسبتاً ضعیفی دارد، اما با سایر کانال‌ها همبستگی خوبی را نشان می‌دهد. کانال‌های WV6.2 و WV7.3 که معرف میزان رطوبت در سطوح مختلف جو هستند، همبستگی بسیار زیادی، به میزان ۰.۹۱، دارند. البته کانال WV7.3 نسبت به کانال WV6.2 با سایر کانال‌ها



شکل ۲- بازه تغییرات بازتابندگی و دمای روشنایی به تفکیک شرایط بارشی و غیربارشی

دارند. بنابراین استفاده از آنها در تمییز شرایط بارشی از غیربارشی مفید خواهد بود. در ادامه کانال‌های مختلف با استفاده از نمودارها و پارامترهای آماری در هر دو شرایط بارشی و بدون بارش مورد تحلیل قرار گرفته‌اند. با توجه به هماهنگی برخی کانال‌ها، تفسیر آنها در کنار یکدیگر بیان شده است. همچنین کانال‌هایی که با توجه به مطالب ذکر شده و شکل ۲ نشاندهنده تمایز بهتری بین شرایط بارشی و غیربارشی هستند و ابرناکی را بهتر نمایش می‌دهند، با تفصیل بیشتری مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

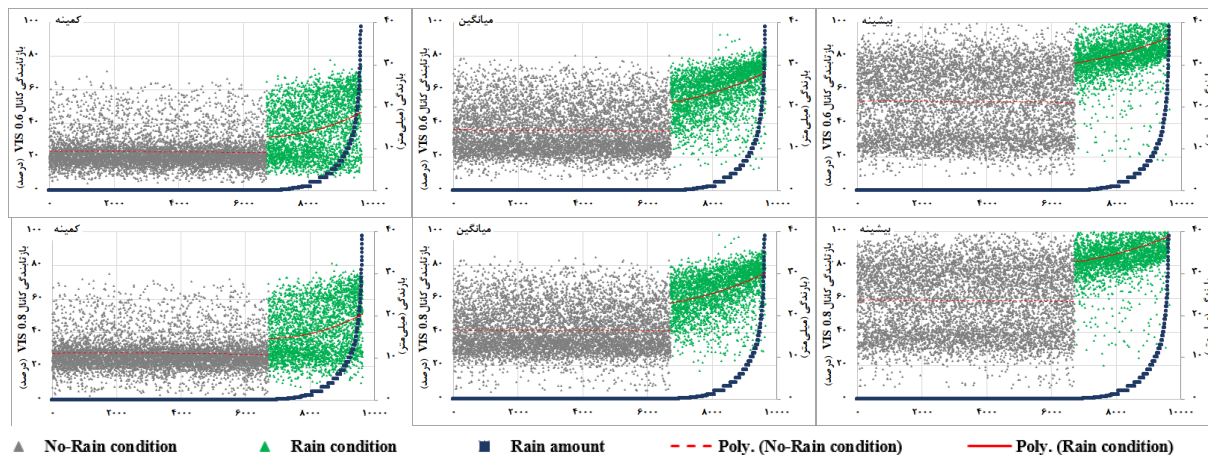
کانال‌های مرئی VIS0.6 و VIS0.8

همبستگی بارش با میانگین، کمینه و بیشینه بازتابندگی در کانال VIS0.6 و VIS0.8 محاسبه و در شکل داده شده است. بارش بیشترین همبستگی را به ترتیب با میانگین بازتابندگی ۶ ساعته و بیشینه بازتابندگی ۶ ساعته در این کانال‌ها دارد و دارای کمترین همبستگی با کمینه بازتابندگی ۶ ساعته است. بازتابندگی در این کانال‌ها نشان‌دهنده ضخامت اپتیکی ابر و میزان آب موجود در ابر (در هر ۳ فاز بخار آب، آب مایع و یخ) می‌باشد. بنابراین هر چه ابر

شکل ۲ نشان می‌دهند که میانگین بازتابندگی در شرایط بارشی بیشتر از شرایط بدون بارش است و همچنین میانگین دمای روشنایی در شرایط بارشی کمتر از شرایط بدون بارش برای تمام کانال‌ها است. عمده تغییرات کانال VIS0.6 در شرایط بارشی در بازه ۲۶.۷-۴۴.۷ درصد و در شرایط غیربارشی در بازه ۵۳.۳-۶۹.۳ درصد می‌باشد و در کانال VIS0.8 نیز عمده تغییرات در شرایط بارشی در بازه ۴۹.۶-۳۲.۷ درصد و در شرایط غیربارشی در بازه ۵۸.۳-۷۳.۹ درصد می‌باشد، لذا شرایط بارشی و غیربارشی در این دو کانال کمترین همپوشانی را با یکدیگر دارند، در نتیجه تفکیک این دو شرایط از یکدیگر آسان‌تر خواهد بود. اما کانال NIR1.6 در شرایط بارشی و غیربارشی تفاوت چندانی در بازه تغییرات ندارد. در بین کانال‌های فرورسرخ تنها کانال WV6.2 در شرایط بارشی و غیربارشی همپوشانی زیادی دارد. بطوریکه بازه تغییرات آن در شرایط بارشی ۲۲۶-۲۳۴ درجه کلون و در شرایط غیربارشی ۲۳۷-۲۲۹ درجه کلون می‌باشد. لذا تفکیک آن با مشکل مواجه خواهد شد. مابقی کانال‌های فرورسرخ در شرایط بارشی و غیربارشی به میزان کمی با یکدیگر همپوشانی

یعنی به تروپوپاز نزدیک‌تر بوده و دمای قله ابر سردتر و در نتیجه دمای روشنائی قله ابر نیز کمتر خواهد بود. این کانال‌ها به اندازه و فاز قطرات حساس نیستند.

ضخیم‌تر باشد، بازتابندگی آن بیشتر خواهد بود، لذا بازتابندگی بیشتر نشان‌دهنده بارندگی بیشتر و ضخامت بیشتر ابر است. همچنین هرچه ارتفاع قله ابر بالاتر باشد،



شکل ۶- محور عمودی سمت چپ نشاندهنده بازتابندگی در کانال‌های مرئی ۰.۶ میکرومتر (بالا) و ۰.۸ میکرومتر (پایین) محور عمودی سمت راست بارش بر حسب میلیمتر. خط قرمز، منحنی روند مربوط به داده‌های بیشینه (راست)، میانگین (وسط) و کمیینه (چپ) بازتابندگی در شرایط غیربارشی (خاکستری) و بارشی (سبز).

نمودار مقایسه‌ای بارش با هر یک از مقادیر میانگین، کمیینه و بیشینه بازتابندگی به تفکیک در شکل رسم شده است. در این نمودارها محور قائم سمت راست نشاندهنده میزان بارش بر حسب میلیمتر، و محور قائم سمت چپ میزان بازتابندگی را بر حسب درصد نشان می‌دهد. برای داده‌های بازتابندگی منحنی روند^۱ نیز رسم شده است. برای نمایش بهتر داده‌ها در نمودار، داده‌ها ابتدا به صورت تصادفی نامرتب شده، سپس به ترتیب از کمترین بارش (بدون بارش) تا بیشترین بارش (۴۰ میلیمتر در ۶ ساعت) مرتب شدند. از میان داده‌های موجود، ۶۷۱۲ مورد آن بدون بارش بوده‌اند، بنابراین داده‌های شماره ۱ تا ۶۷۱۲ بارش صفر دارند (سمت چپ نمودارها) و از داده شماره ۶۷۱۳ به بعد همراه با بارندگی هستند (سمت راست نمودارها). همانطور که در هر ۳ نوع نمودار (کمیینه، بیشینه و میانگین) مشاهده می‌شود در حالت‌هایی که بارش صفر نبوده، با افزایش میزان بارش، بازتابندگی نیز به طور قابل توجهی افزایش یافته است. با مقایسه نمودارها در شکل می‌توان دریافت که بیشترین تمایز بین شرایط بارشی و غیر بارشی در میزان بازتابندگی‌ها به میانگین بازتابندگی در طول ۶

ساعت مربوط می‌باشد. تفاوت کانال‌های VIS0.6 و VIS0.8 بیشتر در نمایش سطح زمین است. ابرهای نازک بر روی خشکی، تقریباً بازتابندگی بیشتری نسبت به اقیانوس دارند. کانال VIS0.8 از سطح زمین هم تأثیر می‌پذیرد بنابراین بازتابندگی آن بیشتر است. در داده‌های مورد استفاده در این مطالعه نیز، همانطور که در شکل نیز آمده است، میانگین بازتابندگی‌ها در کانال‌های VIS0.6 و VIS0.8 به ترتیب ۴۳.۳۹ و ۴۸.۵۰ درصد می‌باشد که موکد تأثیر بازتابندگی زمین در کانال VIS0.8 می‌باشد. با بررسی جزئی‌تر کانال VIS0.8 می‌توان دریافت که در شرایط بدون بارش، بیشینه بازتابندگی بین ۲۰ تا ۹۰ درصد تقریباً به یک میزان محتمل است، اما در شرایط بارشی عمدتاً بین ۷۰ تا ۱۰۰ درصد می‌باشد. کمیینه بازتابندگی در شرایط غیربارشی هم بین ۱۵ تا ۳۰ درصد متغیر است و در شرایط بارشی بین ۲۰ تا ۷۰ درصد است که این دو بازه هم تا حدودی هم پوشانی دارند و تشخیص شرایط بارشی از غیر بارشی را سخت می‌کنند. اما میانگین بازتابندگی‌ها در شرایط غیر بارشی بین ۲۰ تا ۶۰ درصد متمرکز است، اما در شرایط بارشی بازتابندگی‌ها عمدتاً بین ۵۰ تا ۸۰ درصد

¹ Trendline

تغییر می‌کند و لذا کمترین هم‌پوشانی را در این حالت دارند. جزئیات بیشتر جدول داده شده است.

جدول ۲- میانگین بیشینه، کمینه و میانگین بازتابندگی ۶ ساعته کانال‌های مرنی ۰.۶ و ۰.۸ میکرومتر در شرایط بارشی و بدون بارش

میانگین بازتابندگی ۶ ساعته		کمینه بازتابندگی ۶ ساعته		بیشینه بازتابندگی ۶ ساعته		شرایط بارشی
بدون بارش	بارشی	بدون بارش	بارشی	بدون بارش	بارشی	
۳۶.۰۸۹	۶۰.۱۴۷	۲۳.۰۳۵	۳۷.۱۲۰	۵۳.۱۲۵	۸۲.۶۰۷	کانال ۰.۶ میکرومتر
۴۱.۳۲۱	۶۴.۹۶۰	۲۷.۷۸۰	۴۱.۵۱۷	۵۸.۸۶۶	۸۸.۳۴۷	کانال ۰.۸ میکرومتر

و VIS0.6 نیز همانند دو کانال NIR1.6 برای کانال ، همبستگی بارش با میانگین، بیشینه و کمینه VIS0.8 بازتابندگی محاسبه و در شکل و

جدول داده شده است. اما همبستگی بارش با این کانال بسیار پایین و نزدیک به صفر است. همبستگی بارش با کمینه و میانگین بازتابندگی ۶ ساعته در این کانال منفی است. این بدان معنی است که هر چه این مقادیر کمتر باشند، احتمال بارش بیشتر است اما همبستگی بیشینه بازتابندگی ۶ ساعته در این کانال مثبت می‌باشد و نشان می‌دهد هرچه این کمیت بیشتر باشد، بارش نیز بیشتر خواهد بود. در حالت کلی چون این مقادیر بسیار نزدیک به صفر هستند، از نمودارها برای تحلیل بیشتر استفاده خواهد شد. علت این همبستگی ضعیف با میزان بارش، در تغییرپذیری و حساسیت این کانال نهفته است. همانطور که در شکل مشاهده می‌شود، ضریب شکست موهومی جذب برای آب مایع در کانال NIR1.6، بطور قابل ملاحظه‌ای نسبت به سایر نواحی طول موجی از یخ کمتر است (Rosenfeld & Woodley 2003). در نتیجه بازتابندگی آب نسبت به یخ بیشتر است، پس ابرهای آبی، نسبت به ابرهای یخی بازتابندگی بیشتری دارند. ابرهای یخی بارش‌زا هستند، بنابراین هر چه بازتابندگی در این کانال کمتر باشد، احتمال بارش بیشتر خواهد بود. همچنین بازتابندگی ابر نسبت به برف نیز بیشتر است. کانال VIS0.6 و VIS0.8 برف و ابر را بدرستی تشخیص نمی‌دهند زیرا هر دو در این کانال‌ها بازتابندگی زیادی دارند اما کانال NIR1.6 در این باره بهتر عمل می‌کند.

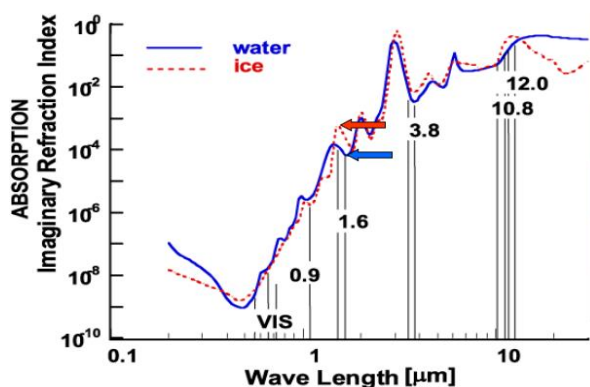
در میان ابرهای یخی و ابرهای آبی (مایع) نیز، هرچه ذرات یخ یا قطرات آب کوچکتر باشند، بازتابندگی بیشتر

بیشینه و کمینه بازتابندگی در طی ۶ ساعت و همچنین میانگین بازتابندگی‌ها در طی ۶ ساعت که قبلاً بطور نقطه‌ای محاسبه شده بود، مجدداً برای تمام نقاط در شرایط بارشی و بدون بارش میانگین‌گیری شده (یعنی میانگین بیشینه، کمینه و میانگین بازتابندگی‌ها) و در جدول داده شده است. همانطور که در جدول مشاهده می‌شود، بیشترین تمیز بین شرایط بارشی و بدون بارش را بیشینه بازتابندگی ۶ ساعته نشان می‌دهد. سپس میانگین بازتابندگی بالاتری در تمیز شرایط بارشی و بدون بارش دارد و در نهایت مقدار کمینه بازتابندگی، تاثیر کمتری در این تمیز قائل است. بنابراین با توجه به داده‌های این جدول، مقادیر بیشترین یا میانگین بازتابندگی‌های ۶ ساعته بهترین تمایز بین شرایط بارشی و غیربارشی را نشان می‌دهند. از سوی دیگر، همانطور که پیش‌تر اشاره شد، همبستگی بارش با میانگین بازتابندگی در این کانال نسبت به همبستگی با بیشینه و کمینه بازتابندگی، بهتر است. با توجه به همه توضیحات، میانگین بازتابندگی ۶ ساعته بعنوان نماینده این کانال‌ها برای نشان دادن شرایط بارشی انتخاب شده است. البته استثنائاتی هم وجود دارد و ممکن است تحت شرایطی، در یک مکان میانگین بازتابندگی‌ها کم باشد، اما در صورتیکه بیشینه بازتابندگی مقدار زیاد و کمینه بازتابندگی مقدار کمی داشته باشند، نشاندهنده یک سیستم بارشی همرفتی بوده که طول عمر کوتاهی داشته است و در مدت زمان کوتاهی سبب بارندگی شده است.

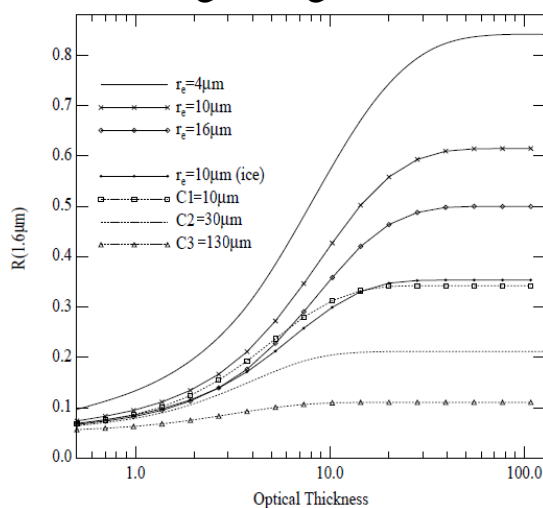
کانال فرسوخ نزدیک NIR1.6

NIR1.6 بصورت تابعی از ضخامت نوری برای طبقه-بندی‌های مختلف شعاع مؤثر قطرات و اندازه ذرات یخ داده شده است (برگرفته از جولیوت و فیجت Jolivet & Feijt, 2003). در این شکل نمودار برای قطرات آب با ۳ شعاع مؤثر مختلف و ذرات یخ با ۴ اندازه مختلف رسم شده است. ترتیب بازتابندگی (از بیشتر به کمتر) قطرات ریز آب- قطرات بزرگ آب- ذرات ریز یخ- ذرات بزرگتر یخ، می‌باشد. همچنین بعد از ابر آبکی و ابر یخی، به ترتیب برف و یخ، زمین و دریا، بیشترین تا کمترین بازتاب را در این کانال دارا هستند.

خواهد بود. برای بارش بیشتر، نیاز به ابرهای یخی با قطرات بزرگتر می‌باشد، پس هرچه بازتابندگی در این کانال کمتر باشد، بارندگی بیشتر خواهد بود یعنی بازتابندگی و بارندگی نسبت عکس دارند. از سوی دیگر وجود قطرات یخی بزرگ در ابرها هرچند نشاندهنده بارش در همان موقع است از طرفی نشاندهنده واپاشی ابر نیز می‌باشد و قطرات کوچک یخ می‌توانند نشانی از تشکیل و تقویت ابر در زمان آینده کوتاه باشند. البته کانال NIR1.6 اندکی به اندازه قطرات نیز حساس است که همین میزان اندک هم در بازتابندگی این کانال مؤثر است. در شکل **Error!** Reference source not found. نمودار بازتابندگی



شکل ۷- وابستگی ضرایب جذب آب و یخ به طول موج (Rosenfeld & Woodley, 2003).



شکل ۸- بازتابندگی در کانال ۱.۶ میکرومتر در مقابل ضخامت نوری برای سه مقدار شعاع مؤثر قطره آب مایع، سه اندازه مختلف

کریستال شش ضلعی و یک کره یخ (Jolivet & Feijt, 2003) (re=10 μm).

همانطور که در شکل ۹ و

با توجه به توضیحات بالا، از تحلیل نمودارهای پیشینه،

جدول ۳ مشاهده می‌شود، شاخص‌های کمینه و میانگین بازتابندگی ۶ ساعته، بین شرایط بارشی و غیربارشی اختلاف

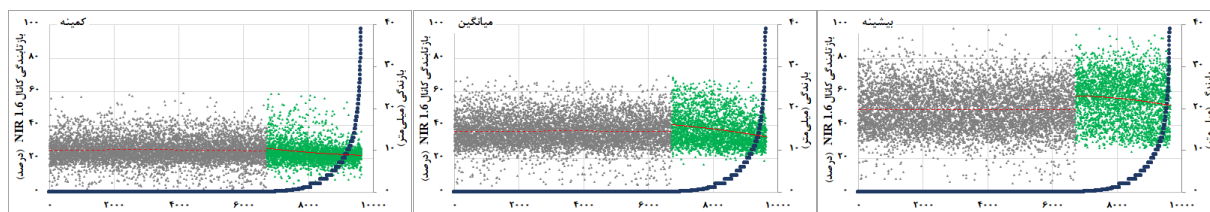
و NIR1.6 کمینه و میانگین بازتابندگی ۶ ساعته در کانال همچنین میانگین این مقادیر که در

جدول داده شده است، در ادامه استفاده خواهد شد.

اندکی را نشان می‌دهند. بیشترین اختلاف بین شرایط بارشی و غیربارشی را می‌توان در بیشترین بازتابندگی ۶ ساعته در این کانال یافت.

در پایان هر چند میانگین بیشترین بازتابندگی ۶ ساعته در شرایطی بارشی (۵۵.۵۱ درصد) بیشتر از شرایط بدون بارش

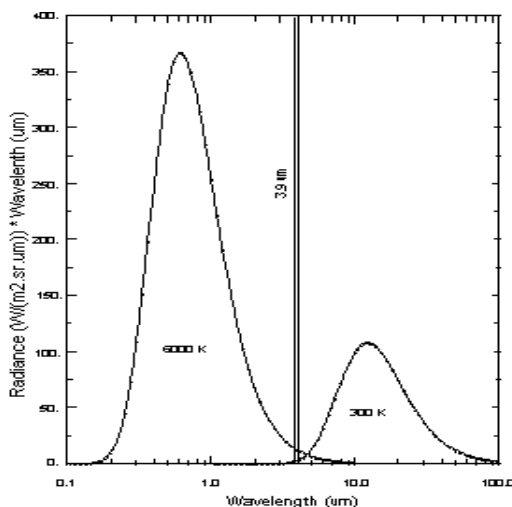
کمینه (۴۹.۲۹ درصد) است، اما با توجه به شکل که بیشترین بازتابندگی ۶ ساعته را به تفکیک شرایط بارشی و غیر بارشی نشان می‌دهد، در شرایط بارشی هر چقدر میزان بارش بیشتر باشد، بیشترین بازتابندگی کاهش می‌یابد که با تئوری‌های ذکر شده در بالا مطابقت دارد.



شکل ۹- داده‌های بیشینه (راست)، میانگین (وسط) و کمینه (چپ) بازتابندگی در کانال ۱.۶ میکرومتر

جدول ۳- میانگین بیشینه، کمینه و میانگین بازتابندگی ۶ ساعته کانال ۱.۶ میکرومتر در شرایط بارشی و بدون بارش

میانگین بازتابندگی ۶ ساعته		کمینه بازتابندگی ۶ ساعته		بیشینه بازتابندگی ۶ ساعته		کانال ۱.۶ میکرومتر
بدون بارش	بارشی	بدون بارش	بارشی	بدون بارش	بارشی	
۳۶.۵۱۵	۳۷.۲۰۱	۲۵.۲۱۳	۲۳.۸۱۴	۴۹.۲۸۵	۵۵.۵۰۵	میانگین



شکل ۳- منحنی تابش جسم سیاه پلانک (برگرفته از اسناد EUMETSAT)

کانال فروسرخ IR3.9: سیگنال در کانال IR3.9 از بازتابش خورشیدی و تابش گسیل شده از زمین، نشأت می‌گیرد (شکل ۳ برگرفته از اسناد EUMETSAT). کانال IR3.9 حتی از کانال NIR1.6 هم تابش خورشیدی را بیشتر جذب می‌کند. در کانال IR3.9، یخ بیشتر از آب مایع تابش را جذب می‌کند. کانال IR3.9 به شدت به اندازه قطرات حساس است.

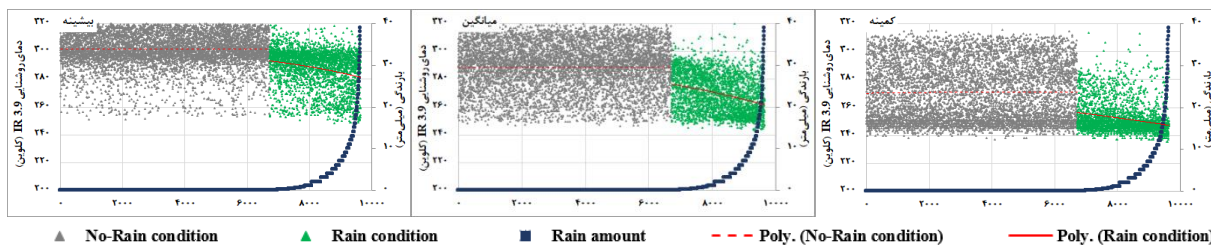
IR3.9 ساختار قله ابر را خیلی بهتر از IR10.8 نشان می‌دهد. چون آب مایع این طول موج را به شدت جذب می‌کند. اندازه ذرات بیشترین حساسیت را به تابش ۳.۹ میکرومتر نشان می‌دهند. با کانال IR10.8 نمی‌توان سایز ذرات را تشخیص داد ولی ذرات خیلی ریز، کوچک و بزرگ یخ در کانال IR3.9 متفاوت ظاهر می‌شوند. هرچه اندازه ذرات کوچکتر باشد، بازتابندگی آنها بیشتر خواهد

IR3.9 به شدت به اندازه قطرات حساس است. کانال IR3.9 سیگنال در کانال IR3.9 از بازتابش خورشیدی و تابش گسیل شده از زمین، نشأت می‌گیرد (شکل ۳ برگرفته از اسناد EUMETSAT). کانال IR3.9 حتی از کانال NIR1.6 هم تابش خورشیدی را بیشتر جذب می‌کند. در کانال IR3.9، یخ بیشتر از آب مایع تابش را جذب می‌کند. کانال IR3.9 به شدت به اندازه قطرات حساس است.

کرد، تنها دمای روشنایی مورد بررسی قرار گرفته است. حال باید از بین کمینه، بیشینه و میانگین دمای روشنایی در طی ۶ ساعت، بهترین مورد را برای تشخیص میزان ابرناکی انتخاب کرد. نمودار شکل بهترین همبستگی با بارش را به ترتیب برای میانگین، بیشینه و کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته نشان می‌دهد. همانطور که انتظار می‌رود، همبستگی‌ها منفی هستند. یعنی دمای روشنایی در کانال IR3.9 با بارش نسبت عکس دارد و هر چه دمای روشنایی کمتر باشد، بارش بیشتر خواهد شد. با مشاهده منحنی روند و نحوه پراکندگی داده‌ها در نمودارها (شکل) پیداست که میانگین دمای روشنایی بهترین شاخص برای تشخیص وجود ابرناکی می‌باشد. با توجه به میانگین بیشینه، کمینه و میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته، محاسبه شده در

جدول، و همچنین نمودارهای شکل بهترین گزینه همان میانگین دمای روشنایی خواهد بود؛ چرا که اختلاف آن در شرایط بارشی و بدون بارش نسبت به سایر شاخص‌ها قابل ملاحظه‌تر می‌باشد.

بود. از طرفی هرچه اندازه ذره کوچکتر باشد، احتمال بارش در آن لحظه کمتر خواهد بود. در شرایط روزانه که بازتابندگی را نیز می‌توان اندازه گرفت، ابرهای آبیکی سطح پایین در روی خشکی‌ها نسبت به دریا، بازتابندگی بیشتری دارند و گرم‌تر ظاهر می‌شوند. ابرهای یخی سرد با ذرات کوچکتر، بازتابندگی بیشتری دارند و نسبت به ذرات بزرگتر، گرم‌تر هستند. به عبارت دیگر، ابرهای یخی سرد با ذرات بزرگتر، سردتر از ابرهای یخی سرد با ذرات کوچکتر هستند. همچنین هرچه ارتفاع ابر کمتر باشد، گرم‌تر خواهد بود و ابرهای سطوح بالا سردتر هستند. بنابراین بطور کلی می‌توان نتیجه گرفت، دمای روشنایی ذرات مختلف از سردتر به گرم‌تر به ترتیب در ابر یخی با ذرات بزرگتر- ابر یخی با ذرات کوچکتر- ابر آبیکی بر روی دریاها- ابر آبیکی بر روی خشکی‌ها (ذرات بزرگتر- کوچکتر) مشاهده می‌شود. در صورت نبود ابر، شرایط برای سطح زمین (بدلیل ضریب گسیلندگی سطوح) متفاوت خواهد بود. پس در اینجا هم می‌توان نتیجه گرفت که ابرهای بارشی در این کانال، دمای روشنایی کمتری دارند. در مطالعه حاضر، برای اینکه بتوان از این کانال هم در طی روز و هم در طی شب استفاده



شکل ۱۱- داده‌های بیشینه (راست)، میانگین (وسط) و کمینه (چپ) بازتابندگی در کانال ۳.۹ میکرومتر

جدول ۴- میانگین بیشینه، کمینه و میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته کانال ۳.۹ میکرومتر در شرایط بارشی و بدون بارش

کانال ۳.۹ میکرومتر		بیشینه دمای روشنایی ۶ ساعته		کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته		میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته	
شرایط بارشی	بدون بارش	بارشی	بدون بارش	بارشی	بدون بارش	بارشی	بدون بارش
میانگین	۲۸۸.۰۰۸	۳۰۱.۵۵۰	۲۵۲.۰۴۸	۲۷۰.۸۸۶	۲۶۹.۶۲۳	۲۸۸.۱۹	

کانال‌های بخار آب MSG می‌توانند به عنوان ابزاری برای مشاهده رژیم رطوبت در لایه‌های مختلف تروپوسفر مورد استفاده قرار گیرند. به دلیل جذب، دمای روشنایی بدست

کانال‌های بخار آب WV6.2 و WV7.3

بیشترین همبستگی را با بارش نشان می‌دهد و میانگین ۶ ساعته بازتابندگی نیز همبستگی نسبتاً قابل قبولی با بارش دارد. همانطور که انتظار می‌رود در اینجا نیز همبستگی منفی است یعنی هر چه دمای روشنایی کمتر باشد، بارش بیشتر خواهد بود. در شکل نیز نمودار پراکندگی‌ها و منحنی روند نشان می‌دهند که با افزایش میزان بارش، بهترین تغییرات با استفاده از منحنی روند کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته کانال WV6.2 مشخص می‌شود. در کانال WV7.3 نیز در هر سه نمودار، منحنی روند با افزایش بارش، کاهش دمای روشنایی را نشان می‌دهد. هرچند این ویژگی در نمودار بیشینه دمای روشنایی ۶ ساعته به خوبی مشخص نمی‌شود. اما نمودارهای میانگین و مخصوصاً کمینه، این ویژگی را بخوبی نمایش می‌دهند. برای تعیین بهترین کمیت تمیز دهنده، از همبستگی آنها با بارش (شکل) و

جدول ۱ نیز می‌توان استفاده کرد. همانطور که شکل نشان می‌دهد، بیشینه دمای روشنایی ۶ ساعته کمترین همبستگی را با بارش دارد. میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته بیشترین همبستگی را دارد و کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته نیز با اختلاف اندکی نسبت به میانگین دمای روشنایی، همبستگی نزدیک به هم دارند. در کانال WV6.2 هر چند محدوده تغییرات دمای روشنایی در هر دو حالت تقریباً مشابه است، اما روند کاهشی دمای روشنایی با افزایش میزان بارش کاملاً مشهود است و در بارش‌های زیاد که نشاندهنده حجم زیاد ابرناکی می‌باشند، تعداد داده‌هایی که دمای روشنایی آنها بیش از ۲۳۰ درجه است، بسیار کم هستند.

از سوی دیگر همانطور که در جدول جدول مشخص است میانگین داده‌های دمای روشنایی در هر سه حالت بیشینه، کمینه و میانگین ۶ ساعته در شرایط بارشی و غیر بارشی در کانال WV6.2 بسیار به هم نزدیک است. بیشترین اختلاف بین شرایط بارشی و غیربارشی به کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته مربوط می‌شود. در کانال WV7.3 نیز میانگین این کمیت‌ها در حالت کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته بیشترین تفاوت را بین شرایط بارشی و غیر بارشی قائل است. بنابراین با توجه به توضیحات بالا می‌توان نتیجه گرفت

آمده از کانال‌های بخار آب ممکن است کاملاً از دمای فیزیکی جسم متفاوت باشد و به توزیع عمودی رطوبت بستگی دارد. کانال WV6.2 نشاندهنده رطوبت سطوح بالا می‌باشد که به آن UTH^1 می‌گویند و عمدتاً سطوح بین ۶۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکالی را در بر می‌گیرد. این کانال ابرهای سطوح بالا را که سرد هستند، نشان می‌دهد. هرچقدر این کانال سردتر باشد، یعنی رطوبت بیشتری در تروپوسفر بالا وجود دارد. تابش توسط رطوبت موجود در سطح بالا تا سطح میانی جو جذب می‌شود. با توجه به جذب شدید، ویژگی‌های سطح پایین (سطح زمین و ابرها) قابل مشاهده نیست. در کانال WV7.3، تابش توسط رطوبت موجود در سطح میانی تا سطح پایین جو جذب می‌شود. این کانال نشان‌دهنده رطوبت سطوح میانی (همرفت اولیه) می‌باشد که به این سطوح اصطلاحاً MTH^2 گفته می‌شود و عمدتاً محدوده بین ۸۵۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکالی می‌باشد. البته این کانال هرچند بطور ضعیف، اما از سطح زمین هم تاثیر می‌پذیرد. هرچقدر ارتفاع ابر بیشتر باشد، ابر سردتر خواهد بود و هرچقدر میزان رطوبت این سطوح بیشتر باشد، نشاندهنده پایین‌تر بودن دمای روشنایی (سردتر بودن) هست. کانال WV6.2 نسبت به کانال WV7.3 راحت‌تر توسط بخار آب جذب می‌شود. کانال ۸.۷ میکرومتر نیز کمی توسط بخار آب جذب می‌شود. در واقع کانال WV7.3 جذب متوسطی دارد و دریاها گرم را نشان نمی‌دهند. ابرهای پایین و برف روی کوه‌ها را سردتر نشان می‌دهند. نمودارهایی که در ادامه ارائه می‌شوند، نیز تصدیق‌کننده این مطالب هستند.

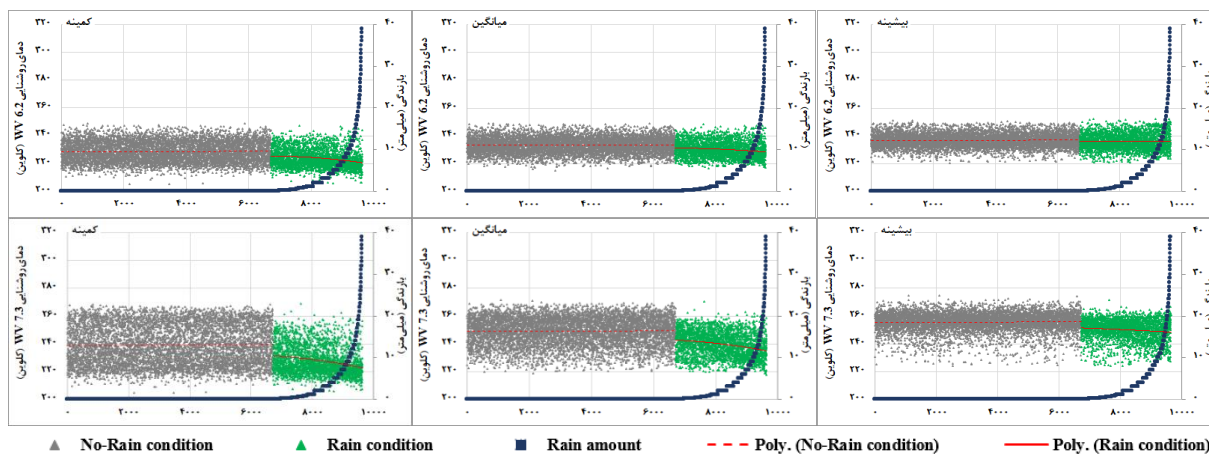
همبستگی بارش با میانگین، کمینه و بیشینه دمای روشنایی ۶ ساعته در کانال‌های بخار آب WV6.2 و WV7.3، در شکل شکل ۳- همبستگی بین بارش و مقادیر میانگین ۶ ساعته، کمینه ۶ ساعته و بیشینه ۶ ساعته بازتابندگی‌ها و دماهای روشنایی ماهواره‌ای

داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود در کانال WV6.2 همبستگی بین بارش و بیشینه دمای روشنایی نزدیک به صفر است. اما کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته

¹ Upper Tropospheric Humidity

² Middle Tropospheric Humidity

کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته، بهترین شاخص برای بیان میزان ابرناکی می‌باشد.



شکل ۱۲- بیشینه (راست)، میانگین (وسط) و کمینه (چپ) بازتابندگی در کانال ۶.۲ میکرومتر (بالا)، و ۷.۳ میکرومتر (پایین)

جدول ۵- میانگین بیشینه، کمینه و میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته کانال ۶.۲ و ۷.۳ میکرومتر در شرایط بارشی و بدون بارش

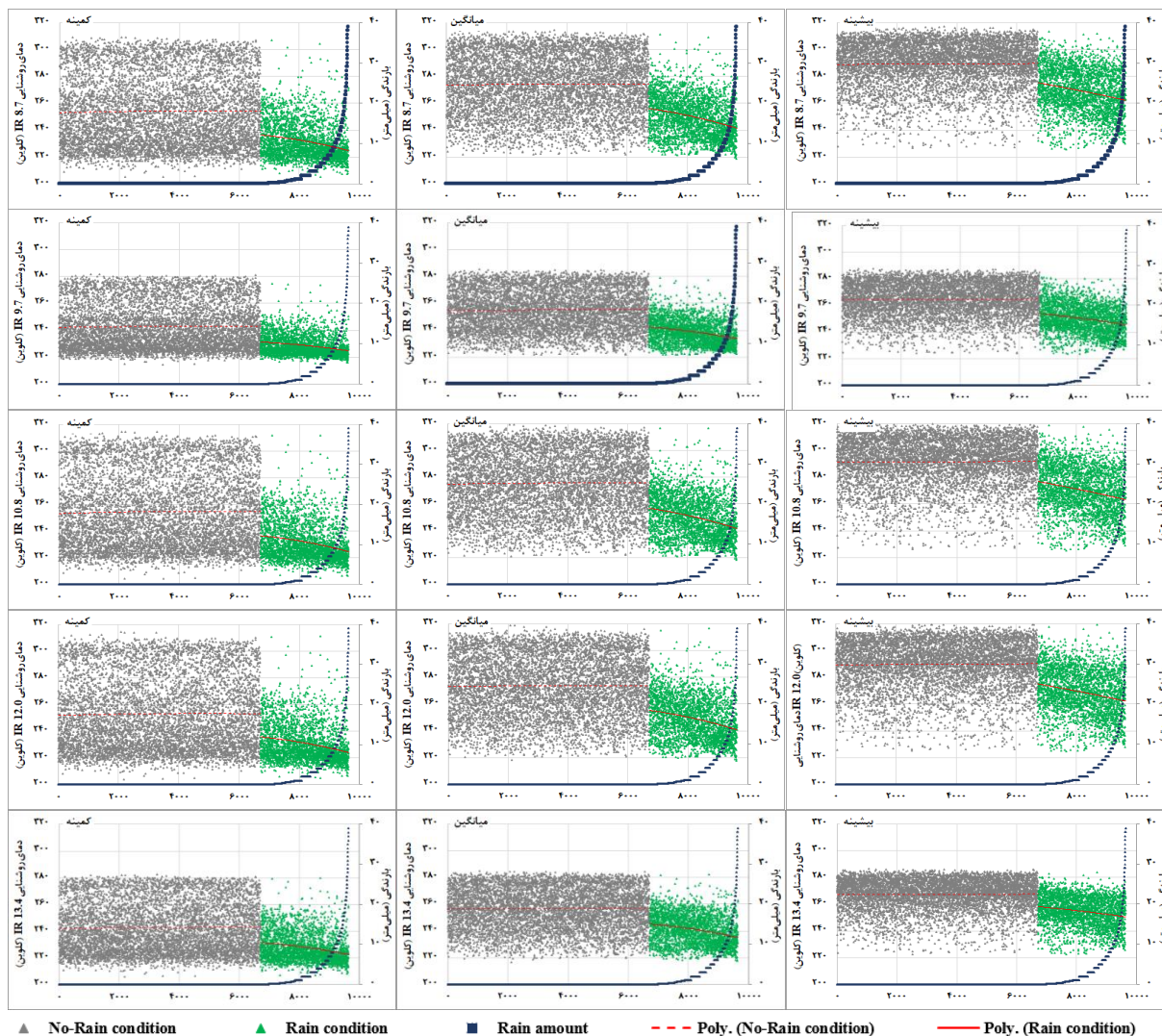
میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته		کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته		بیشینه دمای روشنایی ۶ ساعته		شرایط بارشی
بدون بارش	بارشی	بدون بارش	بارشی	بدون بارش	بارشی	
۲۳۳.۳۳	۲۳۰.۲۲۵	۲۲۸.۶۰	۲۲۳.۷۳	۲۳۶.۸۷	۲۳۵.۹۸	کانال ۶.۲ میکرومتر
۲۴۹.۰۹	۲۳۹.۶۱	۲۳۹.۲۱	۲۲۷.۹۲	۲۵۵.۷۲	۲۵۰.۱۰	کانال ۷.۳ میکرومتر

با دمای روشنایی کمتر نمایش داده شود (البته در صورت وجود ابرها).

همانطور که در نمودار شکل نشان داده شده است، همبستگی بارش با میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته در هر ۵ کانال بهتر از کمینه و بیشینه دمای روشنایی ۶ ساعته است. همبستگی منفی نیز بر این تأکید دارد که بارش با دمای روشنایی رابطه معکوس دارد. جدول ۱ میانگین بیشینه، کمینه و میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته در کانال‌های IR13.4, IR12.0, IR10.8, IR9.7, IR8.7 را برای شرایط بارشی و بدون بارش نشان می‌دهد. در همه کانال‌ها، تفاوت میانگین این پارامترها در حالت میانگین بازتابندگی ۶ ساعته دارای بهترین تمایز بین شرایط بارشی و بدون بارش است. برای توضیح بهتر این مسائل، شکل ارائه شده است.

کانال‌های فروسرخ (IR8.7, IR9.7, IR10.8, IR12.0 و IR13.4)

دمای روشنایی در کانال‌های فروسرخ از تابندگی سطح جسم ناشی می‌شود. اطلاعات دقیقی در مورد توزیع افقی ابرها را نیز می‌توان از دمای روشنایی بدست آمده از داده‌های کانال‌های فروسرخ در شب نیز استفاده کرد، اما تشخیص ابرهای سطح پایین و مه در شب توسط این کانال‌ها به تنهایی دشوار است؛ زیرا بدلیل نزدیکی ضریب گسیلندگی جو پایین با سطح زمین، دمای آنها شبیه یا نزدیک به دمای سطح است. اما در طول روز چنین ابرهای سطح پایینی را می‌توان با استفاده از بازتابندگی کانال‌های مرئی تشخیص داد. در همه این کانال‌ها، در بالای قله ابر، که نزدیکتر به تروپوپاز است، دمای قله ابر سردتر خواهد بود، که می‌تواند



شکل ۱۳- داده‌های بیشینه (راست)، میانگین (وسط) و کمینه (چپ) بازتابدگی در کانال‌های IR8.7، IR9.7، IR10.8، IR12.0، IR13.4 (به ترتیب از بالا به پایین)

جدول ۱ میانگین بیشینه، کمینه و میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته کانال‌های IR8.7، IR9.7، IR10.8، IR12.0، IR13.4

شرایط بارشی	بیشینه دمای روشنایی ۶ ساعته		کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته		میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته	
	بارشی	بدون بارش	بارشی	بدون بارش	بارشی	بدون بارش
کانال ۸.۷ میکرومتر	۲۶۹.۱	۲۸۹.۳	۲۳۱.۶	۲۵۴.۱	۲۴۹.۷	۲۷۴.۳
کانال ۹.۷ میکرومتر	۲۵۰.۰	۲۶۴.۵	۲۲۸.۵	۲۴۲.۸	۲۳۸.۷	۲۵۵.۱
کانال ۱۰.۸ میکرومتر	۲۷۰.۴	۲۹۱.۶	۲۳۱.۵	۲۵۴.۳	۲۵۰.۲	۲۷۵.۵
کانال ۱۲ میکرومتر	۲۶۹.۰	۲۸۹.۸	۲۳۰.۷	۲۵۲.۸	۲۴۹.۰	۲۷۳.۷
کانال ۱۳.۴ میکرومتر	۲۵۴.۶	۲۶۷.۲	۲۲۷.۶	۲۴۲.۶	۲۴۰.۹	۲۵۶.۶

به ترتیب با کانال‌های VIS0.6، VIS0.8، IR3.9 و IR8.7 می‌باشد. عمده تغییرات میانگین بازتابدگی و دمای روشنایی در این کانال‌ها بسیار متفاوت بوده و کمترین همپوشانی را با

تفکیک مناطق با ابرهای بارشی و غیربارشی با توجه به توضیحات ارائه شده در بالا، در بین ۱۱ کانال بررسی شده سنجنده SEVIRI، بیشترین همبستگی بارش

میزان رطوبت موجود در ابر بیشتر باشد، دمای روشنایی این کانال کمتر خواهد بود. از میان کانال‌های بخارآب، بهترین شاخص برای تشخیص میزان ابرناکی، کمینه دمای روشنایی ۶ ساعته کانال WV7.3 می‌باشد. کانال‌های IR9.7, IR10.8, IR12.0 و IR13.4 که عمدتاً به دمای قله ابر حساس هستند، ضمن همبستگی بسیار زیاد با یکدیگر، با بارش همبستگی‌های نسبتاً مشابهی دارند. همبستگی منفی در کانال‌های فرسرخ بدین معناست که با کاهش دمای روشنایی در این کانال‌ها، ابرناکی و بارش افزایش می‌یابد و بالعکس. در این کانال‌ها نیز میانگین دمای روشنایی ۶ ساعته شاخص مناسب‌تری برای میزان ابرناکی می‌باشد.

از آنجاییکه عمده تغییرات کانال VIS0.6 در شرایط بارشی در بازه ۲۶.۷-۴۴.۷ درصد و در شرایط غیربارشی در بازه ۶۹.۳-۵۳.۳ درصد می‌باشد و در کانال VIS0.8 نیز عمده تغییرات در شرایط بارشی در بازه ۳۲.۷-۴۹.۶ درصد و در شرایط غیربارشی در بازه ۵۸.۳-۷۳.۹ درصد می‌باشد، لذا شرایط بارشی و غیربارشی در این دو کانال کمترین همپوشانی را با یکدیگر دارند، در نتیجه تفکیک این دو شرایط از یکدیگر آسان‌تر خواهد بود. همچنین مقایسه میانگین بازتابندگی در این دو کانال، نشان‌دهنده تاثیر بازتابندگی زمین در کانال VIS0.8 می‌باشد. در بین کانال‌های فرسرخ تنها کانال WV6.2 در شرایط بارشی و غیربارشی همپوشانی زیادی دارد؛ بطوریکه بازه تغییرات آن در شرایط بارشی ۲۲۶-۲۳۴ کلوین و در شرایط غیربارشی ۲۳۷-۲۲۹ درجه کلوین می‌باشد. لذا تفکیک آن با مشکل مواجه خواهد شد. مابقی کانال‌های فرسرخ به میزان کمی با یکدیگر همپوشانی دارند.

با توجه به اینکه میانگین بازتابندگی‌ها در کانال‌های VIS0.6 و VIS0.8 و میانگین دمای روشنایی در کانال‌های IR3.9 و IR8.7 بیشترین همبستگی را بارش دارند، این کمیت‌ها بعنوان ورودی مدل ماشین بردار پشتیبان انتخاب گردیدند. مدل طراحی شده با دقت ۸۳.۸٪ توانایی تفکیک مناطق با ابرهای بارشی از غیر بارشی را داراست.

منابع

1. Giannakos, A. and Feidas, H., 2013. Classification of convective and stratiform

یکدیگر دارند. بنابراین پتانسیل تمییز شرایط بارشی از غیربارشی و نشان دادن تاثیر ابرناکی را دارا می‌باشند. به همین جهت این کمیت‌ها بعنوان ورودی مدل ماشین بردار پشتیبان انتخاب گردیدند و باید از میانگین ۶ ساعته بازتابندگی و دمای روشنایی این کانال‌ها استفاده نمود. همچنین از ۹۶۳۶ نمونه (۳۹۹ ایستگاه در طی ۲۶ روز) برای اجرای مدل استفاده شده است. طراحی مدل با استفاده از نرم افزار متلب انجام گرفته است. نتایج نشان می‌دهد مدل با دقت ۸۶.۵ درصد مناطق غیربارشی را بدرستی تشخیص داده اما ۱۳.۵٪ از مناطق بارشی را نیز اشتباها بدون بارش تشخیص داده است. همچنین مناطق بارشی را با دقت ۷۴.۱ درصد صحیح تشخیص داده اما ۲۵.۹ درصد از مناطق بدون بارش را اشتباها بارشی تشخیص داده است. بطور کلی مدل طراحی شده با دقت ۸۳.۸٪ توانایی تفکیک مناطق با ابرهای بارشی از غیر بارشی را داراست.

نتیجه گیری

نتایج نشان می‌دهد همبستگی بین بازتابندگی کانال‌های مرئی و بارش مثبت، و همبستگی بین دمای روشنایی کانال‌های فرسرخ و بارش منفی می‌باشد و همبستگی بازتابندگی کانال NIR1.6 و بارش نیز نزدیک به صفر است. از میان سه شاخص کمینه، بیشینه و میانگین ۶ ساعته بازتابندگی در کانال‌های VIS0.6 و VIS0.8، بیشترین همبستگی با بارش مربوط به میانگین ۶ ساعته بازتابندگی در هر دو کانال (هر دو به میزان تقریباً ۰.۴۴) می‌باشد. در نتیجه بهترین کانال‌ها برای نشان دادن تاثیر ابرناکی می‌باشند. کانال NIR1.6 همبستگی مناسبی با بارش ندارد و چندان قادر به تفکیک شرایط بارشی و غیر بارشی نمی‌باشد. لذا استفاده از این کانال برای تشخیص ابرناکی پیشنهاد نمی‌شود. به دلیل اینکه کانال IR3.9 ساختار قله ابر را بخوبی نشان می‌دهد و به اندازه ذرات حساس است، بنابراین میانگین دمای روشنایی در این کانال شاخص خوبی برای تشخیص میزان ابرناکی می‌باشد. همچنین در میان کانال‌های فرسرخ، کانال IR3.9 بیشترین همبستگی را به میزان ۰.۳۳- با بارش داراست. کانال‌های بخارآب نشان‌دهنده وجود رطوبت در لایه‌های مختلف تروپوسفر هستند و هرچقدر ارتفاع ابر و

8. Meyer, H., Kühnlein, M., Appelhans, T. and Nauss, T., 2016. Comparison of four machine learning algorithms for their applicability in satellite-based optical rainfall retrievals. *Atmospheric Research*, 169, pp.424-433.
9. Noorian, A.M.; Javanmard, S.; Tajbakhsh, S.; Jamali, J.B., 2018. Detection of cloud types using satellite data based on ISCCPA algorithm over Iran. *Journal of Meteorology and Atmospheric Sciences*, 1(2): 130-145.
10. Ramanathan, V.L.R.D., Cess, R.D., Harrison, E.F., Minnis, P., Barkstrom, B.R., Ahmad, E. and Hartmann, D., 1989. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243(4887), pp.57-63.
11. Rasooli, A. A., Jahanbakhsh, S., Ghasemi, A. R., 2014. Investigation of Spatial and Temporal Variations of Cloud Cover in Iran. *Journal of Geographical research*, Volume 28, Issue 3, pp. 23-42.
12. Roebeling, R.A. and Van Meijgaard, E., 2009. Evaluation of the daylight cycle of model-predicted cloud amount and condensed water path over Europe with observations from MSG SEVIRI. *Journal of climate*, 22(7), pp.1749-1766.
13. Rosenfeld, D. and Woodley, W.L., 2003. Closing the 50-year circle: From cloud seeding to space and back to climate change through precipitation physics. *Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*, Meteor. Monogr, (51), pp.59-80.
14. Rossow, W. B., Garder, L. C. and Laci, A.A., 1989. Global, seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part I: Sensitivity of analysis. *Journal of Climate*, 2(5), pp.419-458.
15. Rostamzadeh, H., Rasuly, A. K., Vazifedoust, M., Maleki, N., 2019. Evaluation and analysis of the role of the physical properties of the cloud in the probable rainfall amount using satellite data rain based on the spectral and textural features of Meteosat Second Generation infrared data. *Theoretical and applied climatology*, 113(3), pp.495-510.
2. Cancelada, M., Salio, P., Vila, D., Nesbitt, S.W. and Vidal, L., 2020. Backward adaptive brightness temperature threshold technique (BAB3T): a methodology to determine extreme convective initiation regions using satellite infrared imagery. *Remote Sensing*, 12(2), p.337.
3. Dai, A., Trenberth, K.E. and Karl, T.R., 1999. Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *Journal of Climate*, 12(8), pp.2451-2473.
4. Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Bernsten, T., Betts, R., Fahey, D.W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D.C., Myhre, G. and Nganga, J., 2007. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Chapter 2. In *Climate change 2007. The physical science basis*.
5. Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B.R., Ramanathan, V., Cess, R.D. and Gibson, G.G., 1990. Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 95(D11), pp.18687-18703.
6. Jolivet, D. and Feijt, A.J., 2003. Cloud thermodynamic phase and particle size estimation using the 0.67 and 1.6 μ m channels from meteorological satellites. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 3(4), pp.4461-4488.
7. Karl, T.R., Jones, P.D., Knight, R.W., Kukla, G., Plummer, N., Razuvayev, V., Gallo, K.P., Lindseay, J., Charlson, R.J. and Peterson, T.C., 1993. A new perspective on recent global warming: asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(6), pp.1007-1024.

MSG (Case study area: West of Iran),
Journal of Geography and Planning,
pp.225-245.

16. Sanchez, Flavio Iturbide, S.A. Boukabara, K. Garrett, Ch. Grassotti, W. Chen, F. Weng, 2010. Development and Validation of a Rainfall Rate Algorithm Based on Hydrometeor Products Derived from Passive Microwave Satellite Observations: 11th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment, Washington, DC, USA.