

بررسی تغییرات فضایی- زمانی ابرناکی بر پایه ویژگی‌های جغرافیایی و داده‌های سنجش از دور در ایران

الهام قاسمی فر^۱، منوچهر فرج‌زاده^{۲*}، یوسف قوبیل رحیمی^۳ و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^۴

۱. دانشجوی دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۲. استاد، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۳. دانشیار، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۴. استاد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۵/۷/۱۷، پذیرش نهایی: ۹۵/۱۱/۵)

چکیده

تاکنون، تحلیل تغییرات فضایی- زمانی ابرناکی بر پایه ویژگی‌های جغرافیایی (عرض جغرافیایی، توپوگرافی و پوشش گیاهی) در کشور وسیعی نظیر ایران از سوی پژوهشگران آب‌وهواشناسی بررسی نشده است. هدف پژوهش حاضر فراهم‌کردن نمای کلی از درصد ابرناکی بر پایه این ویژگی‌های جغرافیایی طی دوره ۲۰۰۱-۲۰۱۵ (ترا) و ۲۰۰۲-۲۰۱۵ (آکوا) برای صبح‌هنگام و عصرهنگام است. ارزیابی داده‌های ماهانه سنجنده مادیس شامل دو ماهواره ترا (صبح‌هنگام) و آکوا (عصرهنگام) با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA-interim و ایستگاهی انجام گرفت. نتایج، دقت بیشتر از ۸۰ درصد را برای ماه‌های سرد سال و صبح‌هنگام با استفاده از ضرایب تعیین پلنومیال نشان داد، در صورتی که این دقت برای ماه‌های گرم به‌ویژه ژوئن و ژوئیه بسیار کم بود. نتایج حاصل از بررسی ماهانه درصد ابرناکی، ابرناکی بیشتر از ۶۵ درصد را برای ماه‌های سرد به‌ویژه فوریه و ژانویه و ۷ تا ۲۵ درصد را در ماه‌های ژوئن تا سپتامبر نمایش داده است. نتایج بررسی عرض جغرافیایی نشان داد که با حرکت به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین از مقدار ابرناکی در همه فصول به جز تابستان کاسته شده است. در این فصل نقش سیستم مونسون، این الگو را متفاوت کرد و بیشترین ابرناکی در نواحی جنوب‌شرق و سواحل شمالی کشور قابل مشاهده بود. واداشت‌های توپوگرافی نقش بسیار مهم همرفت دامنه‌ای را در فصول پاییز و بهار آشکار کرد که بیشترین ابرناکی در محدوده با میانگین ارتفاع ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر ثبت شده بود. پوشش گیاهی همبستگی مثبت و ناکاملی (به‌طور مکانی) را با درصد ابرناکی نشان داد. تغییرات زمانی ابرناکی با استفاده از مقدار انحراف معیار، بیشترین پراکندگی در درصد ابرناکی را در فصل پاییز و در صبح‌هنگام نشان داد. در تغییرات زمانی ماهانه درصد ابرناکی روند قابل ملاحظه‌ای دیده نشد و تنها ماه دسامبر بیشترین روند کاهشی سالانه را با مقدار ۲ تا ۳ درصد ابرناکی، طی دوره مطالعاتی نشان داد.

واژه‌های کلیدی: ایران، ابرناکی، تغییرات فضایی و زمانی، داده‌های سنجش از دور، ویژگی‌های جغرافیایی.

۱. مقدمه

ابر و ویژگی‌های آن را ممکن می‌سازد (استنگل و همکاران، ۲۰۱۴). انواع ابرها به دلیل شکل، ترکیبات متغیر، دما و ارتفاع دارای ویژگی‌های تابشی پیچیده‌ای هستند (لیو و لیو، ۲۰۱۳). از مهم‌ترین ویژگی ابرها، توزیع فضایی ابرناکی (درصد ابرناکی) است (کینگ و همکاران، ۲۰۱۳) که می‌تواند اولین پارامتر در راستای دستیابی به توزیع فضایی دیگر ویژگی‌های ابر در نظر گرفته شود. نقش ویژگی‌های توپوگرافی و جغرافیایی در توزیع زمانی و فضایی ابرناکی بسیار حائز اهمیت است، به‌طوری که اولین مطالعات در زمینه ابر تأکید کرده‌اند که نقشه‌های فراوانی می‌تواند توزیع ابر را در ارتباط با ویژگی‌های

ابرها توازن انرژی تابشی سیستم اقلیمی زمین را با عمل جذب یا پخش تابش موج بلند یا خورشیدی و رهاسازی تابش حرارتی تنظیم می‌کنند؛ بنابراین اثر مهمی در سیستم اقلیم جهانی دارند (لیو، ۱۹۹۲). نقش میانگین‌های ماهانه، سالانه و دهه‌ای ویژگی‌های ابر برای مقایسه با نتایج مدل‌های اقلیمی انکارناپذیر است (یانگ و بام، ۲۰۱۵) با توجه به اینکه برخی مطالعات تغییر روند این ویژگی‌ها را نشان داده‌اند (مانند وانگ و کی، ۲۰۰۳) شناسایی این ویژگی‌ها و ارتباط آن‌ها با هم در طول زمان بسیار مهم است و داده‌های برگرفته از تصاویر ماهواره‌ای، تحلیل‌های منطقه‌ای تا جهانی از تغییرپذیری زمانی و فضایی رخداد

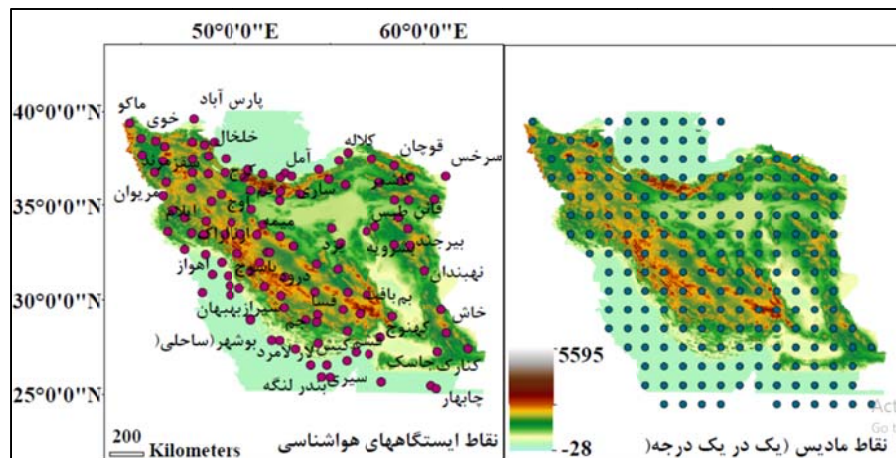
شمالگان را نیز چرنوکولسکی و موخو (۲۰۱۲) بررسی نمودند. در این زمینه تنها دو مطالعه داخلی با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های همدیدی جوئی توسط رسولی و همکاران (۱۳۹۲) و شناسایی مناطق با حداقل ابرناکی به منظور شناسایی نواحی پرتابش توسط موسوی و اشرف (۱۳۹۰) صورت گرفته است. با توجه به مطالعات صورت گرفته، هدف مطالعه حاضر بررسی تغییرات فضایی زمانی ابرناکی در صبح و عصر برای دو بازه زمانی به ترتیب ۲۰۰۱-۲۰۱۵ و ۲۰۰۲-۲۰۱۵ با استفاده از داده‌های سنجش از دور و بررسی نقش عرض جغرافیایی، توپوگرافی و پوشش گیاهی بر روی ابرناکی در ایران است.

۲. داده‌ها و روش کار

۲-۱. منطقه مورد مطالعه

ایران در عرض جغرافیایی بین ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۰ تا ۶۰ درجه شرقی واقع شده است. عواملی نظیر کوهستان، دریا و دشت باعث تنوع زیاد آب و هواشناختی در ناحیه‌ای با وسعت ۲,۱۱۵,۹۰۹ کیلومتر مربع وجود داشته باشد. توپوگرافی ایران در دامنه‌ای بین ۲۸- در زیر دریاها تا ۵۵۹۵ کیلومتر در ارتفاعات بلند قرار دارد. نقشه نقاط ایستگاهی و ماهواره‌ای انتخاب شده در ناحیه مورد مطالعه در شکل ۱ قابل مشاهده است.

توپوگرافی نظیر ارتفاع و مرزهای خشکی/آب نشان دهد (کلیتج و همکاران، ۱۹۸۵) و توزیع آب و هواشناسی ابرناکی دید بهتری از تغییرات فضایی ابرناکی ارائه می‌دهد. تحقیقات در راستای به دست آوردن الگوی کلی ابرناکی مورد توجه محققان جهان بوده است. تغییرات فضایی زمانی ابرهای عمیق (پنگ و همکاران، ۲۰۱۴)، ابرهای پرسا (بارجا و آنتونا، ۲۰۱۰)، ابرهای وردسپهری قطبی (پیت و همکاران، ۲۰۰۷)، تنوعی از ابرها (هالادی و همکاران، ۲۰۱۲) و الگوی فضایی زمانی ابرناکی (کینگ و همکاران، ۲۰۱۳) از مطالعات صورت گرفته در این زمینه است. برخی محققان ارتباط بین پارامترهای هواشناسی با ابرناکی را نشان داده‌اند: ارتباط بارش و ابر (دیدیر، ۲۰۱۵)، ارتباط دما و ابرناکی (فورسیت و همکاران، ۲۰۱۵) و ماتوسکو و ولارکزیب، ۲۰۱۴) و برخی نیز ارتباط متغیرهای جغرافیایی با ابرناکی را مطالعه کرده‌اند که از آن جمله می‌توان به ارتباط یخ دریا و ابرناکی (کرچانبر، ۲۰۱۰)، ارتباط پوشش گیاهی و ابر (کارلتون و همکاران، ۱۹۹۴)، ارتباط توپوگرافی و ابر (ایکوبلیس و کایان، ۲۰۱۳)، ارتباط توپوگرافی و پوشش گیاهی و ابر (ساتو و همکاران، ۲۰۰۷) اشاره کرد. برومیچ و همکاران (۲۰۱۲) نیز مروری بر تحقیقات اقلیم‌شناسی ابر در جنوبگان داشته و در بخشی از این پژوهش، مطالعات توزیع فضایی زمانی ابرناکی را مرور کردند. تغییرات مجموع ابرناکی در



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه-نقاط ۱×۱ درجه مادیس(راست) و:نقاط ایستگاهی(چپ).

۲-۲. داده‌های ماهواره‌ای

تصاویر ماهواره‌ای یکی از منابع داده‌ای مهم برای پایش ابرناکی است. مادیس یکی از پنج سنجنده‌ای است که بر روی دو ماهواره ترا و آکوا با گردش خورشید آهنگ و نزدیک قطبی خود به ترتیب با گذر شمال به جنوب (نود نزولی) تقریباً در ساعت ۶ تا ۸ UTC و جنوب به شمال (نود صعودی) در ساعت ۹ تا ۱۱ UTC از ایران عبور می‌کند. سنجنده مادیس دارای ۳۶ باند طیفی و قدرت رادیومتریک ۱۲ بیتی بوده که باندهای طیفی در دامنه‌ای بین ۰/۴ تا ۱۴/۴ را پایش می‌کند. از بین ۳۶ باند این سنجنده، ۲۲ باند در محدوده مرئی، مادون قرمز و حرارتی در ماسک ابر مادیس برای دامنه وسیعی از زمین‌ها نظیر دریا، برف، بیابان و ... برای شب و روز و با سطوح اطمینان مختلف (اکرمین و همکاران، ۲۰۱۰) استفاده می‌شود. الگوریتم ماسک ابر طی پنج گروه آزمون، ابر را آشکارسازی می‌کند. محصولات سطح ۳ مادیس با وضوح فضایی شبکه‌بندی شده یک در یک درجه در سه مقیاس زمانی به صورت روزانه، هشت روزه و ماهانه فراهم می‌شوند. در این مطالعه به منظور بررسی ابرناکی از مجموعه پنج محصول ماهانه MOD08 (Modis/Terra Aerosol Cloud Water Vapor Ozone Monthly I3 MYD08 (Modis/Aqua (ترا و Global 1Deg CMG) Aerosol Cloud Water Vapor Ozone Monthly I3 Global 1Deg CMG) (آکوا) استفاده شده است <https://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html> این محصول از چهار محصول سطح ۲ مادیس (هواویز، بخار آب، ابر و نیمرخ‌های دمایی) گرفته شده است (کینگ و همکاران، ۲۰۰۳). این الگوی یک در یک درجه، ۲۰۷ نقطه را برای مناطق خشکی و آب در ایران پوشش می‌دهد (شکل ۱). این محصول شامل ۹۲۸ لایه بوده که لایه درصد ابرناکی، برای این ۲۰۷ نقطه طی دو دوره زمانی ۲۰۰۱-۲۰۱۵ (ترا) و ۲۰۰۲-۲۰۱۵ (آکوا) استخراج شده است. دلیل اینکه در این پژوهش همزمان از داده‌های ترا و آکوا استفاده شده است، این است که

امکان بررسی ابرناکی در ساعت‌های متفاوت روز بر اساس گذر این دو ماهواره برای صبح (ترا) و عصر (آکوا) وجود داشته باشد. همچنین داده‌های digital elevation model (مدل ارتفاعی رقومی) ۳۰ متری به منظور محاسبه ارتفاع، از پایگاه <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/> (شاتل راداری با مأموریت توپوگرافی SRTM) ناسا مورد استفاده قرار گرفت. داده‌های پوشش گیاهی- شاخص تفاضل نرمال پوشش گیاهی (NDVI)- به صورت ماهانه با نام اختصاری MOD13A3 از وبگاه داده‌های زمین سنجنده مادیس (<http://modis-land.gsfc.nasa.gov/>) دریافت شده است. چون این داده‌ها به صورت یک کیلومتری بوده و محدوده کوچکی را پوشش می‌دهند برای شبکه‌های H21، H22، H23، V5، V6 دریافت شدند و سپس موزاییک و زمین مرجع‌سازی آن‌ها در نرم‌افزار GIS انجام گرفت. همه امور مربوط به استخراج این داده‌ها نیز در این نرم‌افزار انجام گرفته است. ابتدا در نرم‌افزار GIS، لایه درصد ابرناکی از داده‌های ماهواره‌ای با فرمت HDF استخراج شد و درصد ابرناکی به طور ماهانه طی سال‌های مورد مطالعه میانگین‌گیری شد و سپس جداگانه برای خشکی و دریا و با مقیاس زمانی ماهانه محاسبه شد. در ادامه، عرض جغرافیایی به فواصل یک در یک درجه، توپوگرافی با فواصل ۵۰۰ متر و پوشش گیاهی با فواصل ۰/۱ بی بعد و باتوجه به هر ماه تقسیم شدند؛ تنها نقاط آغازین و پایانی این پارامترها بر اساس اعداد منحصر به فردشان در نظر گرفته شدند. برای شناسایی نقش پیچیده توپوگرافی، علاوه بر تقسیم‌بندی ذکر شده، درصد ابرناکی با استفاده از ابزار zonal statistic به فواصل ۱۵ درصد تقسیم شد و ارتفاع به صورت مقیاس ماهانه برای هر قسمت به واحد متر محاسبه شد. در انتها برای نمایش ارتباط بین این پارامترها، ضرایب همبستگی بین داده‌های ماهواره‌ای، داده‌های اعتبارسنجی، و پارامترهای جغرافیایی به دست آمد.

۲-۳. داده‌های اعتبارسنجی

به منظور اعتبارسنجی داده‌های مادیس، از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim و ایستگاهی استفاده شده است. مجموع پوشش ابر از پایگاه داده‌ای ECMWF به صورت ماهانه به دست آمده است. نکته مهم این بخش این است که این داده‌ها به صورت میانگین کل ماهانه و بدون در نظر گرفتن ساعت خاصی فراهم شده‌اند.

در این مطالعه از داده‌های مجموع پوشش ابر ۱۸۷ ایستگاه که به صورت ساعتی است، در بازه زمانی ۲۰۰۱-۲۰۱۵ استفاده شده است. این داده‌های جوی برای ساعت‌های ۶ تا ۹ UTC به منظور هماهنگی با داده‌های ترا که در ساعت ۶ تا ۸ UTC از ایران عبور می‌کند و همچنین برای ساعت‌های ۹ تا ۱۲ UTC به منظور هماهنگی با داده‌های آکوا که در ساعت ۹ تا ۱۱ UTC از ایران عبور می‌کند با استفاده از نرم‌افزار متلب ماهانه میانگین‌گیری شده است. با بررسی داده‌های مجموع پوشش ابر ۱۸۷ ایستگاه جوی، تنها ۱۲۰ ایستگاه بر اساس نزدیک‌ترین فاصله به نقاط یک در یک درجه سنجنده مادیس و کمترین درصد داده‌های گمشده برای اعتبارسنجی استفاده شده‌اند. خاطر نشان می‌شود این داده‌ها به صورت اکتا می‌باشد و برای هماهنگی کامل با درصد ابرناکی ماهواره‌ای، واحد از اکتا به درصد تبدیل شده است. علت استفاده همزمان از داده‌های ایستگاهی و بازتحلیل مزیت‌هایی است که برای هر کدام از این دو منبع داده‌ای منحصر به فرد است؛ داده‌های ایستگاهی به صورت ساعتی بوده و بنابراین می‌توان آن را تا حد زیادی منطبق بر ساعت گذر ماهواره جدا کرد و داده‌های بازتحلیل نیز دقیقاً نقاط منطبق بر نقاط یک در یک درجه مادیس را پوشش می‌دهند و دچار نقص در پراکندگی نیستند؛ درحقیقت استفاده از این دو منبع داده‌ای تا حدی برای رفع این عدم همپوشانی دقیق و عدم همزمانی دقیق با داده‌های ماهواره‌ای بوده است. برای اعتبارسنجی از رگرسیون پلی نومیال برای

نمایش ارتباط بین داده‌های زمینی و ماهواره‌ای استفاده شده است. علت استفاده از این رگرسیون و ضریب تبیین آن، توجه بالاتر پراکندگی آن نسبت به رگرسیون خطی است؛ چرا که این پارامتر (ابرناسی) از روند خطی تبعیت نکرده و پراکندگی پیچیده‌تری دارد و مطالعاتی نیز از رگرسیون پلی نومیال بدین منظور استفاده کرده‌اند، مانند زی و لیو (۲۰۱۳). ضرایب تبیین به ترتیب بین داده‌های ماهواره‌ای صبح‌هنگام (ترا) و داده‌های بازتحلیل ماهانه، داده‌های ماهواره‌ای عصرهنگام (آکوا) و داده‌های بازتحلیل ماهانه، داده‌های ماهواره‌ای صبح‌هنگام (ترا) و داده‌های ساعتی ایستگاهی ۶ تا ۹، داده‌های ماهواره‌ای عصرهنگام (آکوا) و داده‌های ساعتی ایستگاهی ساعت‌های ۹ تا ۱۲ به طور ماهانه نمایش داده شده است.

۳. یافته‌ها

۳-۱. صحت‌سنجی داده‌های ماهواره‌ای

هدف از پژوهش حاضر اعتبارسنجی داده‌های ماهواره‌ای نیست اما به منظور نشان دادن دقت این داده‌ها و اثبات این امر نیاز به استفاده از داده‌های زمینی وجود دارد. همان‌طور که اشاره شد از رگرسیون پلی نومیال برای نمایش ارتباط بین داده‌ها استفاده شده است؛ بدین منظور ابتدا برای همه ماه‌ها، روند خطی آزمون و مشخص شد این نوع رگرسیون به خوبی تبیین‌کننده پراکندگی داده‌ها نیست؛ بنابراین از رگرسیون پلی نومیال که ضرایب تبیین آن توجه‌کننده پراکندگی داده‌های ابرناکی است، استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهند ضرایب تبیین در ماه‌های سرد و برای داده‌های بازتحلیل بالاتر است اما باید خاطر نشان شود این داده‌ها صرف نظر از ساعت خاصی تهیه شده و به شکل میانگین ماهانه است اما داده‌های ایستگاهی همزمان با گذر ماهواره در صبح‌هنگام و برای ماه‌های سرد ارتباط قوی، معنادار (سطح ۰/۰۱) و قابل ملاحظه‌ای را نمایش می‌دهند؛ گرچه در ماه‌های گرم و به ویژه ماه ژوئیه و

آب نیز که به شدت وابسته به دما است، سبب شده بیشترین فشار بخار آب نیز در این ناحیه وجود داشته باشد اما به دلیل نزول هوا در چرخه هادلی، ابرناکی اندکی مشاهده می‌گردد. نواحی داخلی البرز و زاگرس با درصد ابرناکی کمتر از ۵۰ درصد مشخص است، به این دلیل که توده هوا هنگامی که از این ارتفاعات بالا می‌رود، همه رطوبت خود را از دست داده و بنابراین موقع ورود به نواحی داخلی، ابرناکی کمی دارد و تنها ابرهای این ناحیه از نوع ابرهای بالایی نظیر ابرهای پرسا است. در بررسی منشأ ابرهای پرسا مشخص شد غبار و فلزهای مشخصی، هسته کریستال‌های یخی را که باعث شکل‌گیری ابرهای بالایی می‌شود، تشکیل می‌دهد (زیکزو، ۲۰۱۳). بیشترین درصد ابرناکی بعد از سواحل شمالی، مربوط به نواحی غربی زاگرس و شمالی البرز است. در دوره گرم سال، همرفت ساحلی در شمال کشور و همرفت دامنه‌ای در ارتفاعات شمال غرب به همراه فعال‌بودن توده هواهای غربی باعث شده است بیشترین ابرناکی در این نواحی وجود داشته باشد. در این ماه‌ها، در نواحی داخلی ابرناکی وجود ندارد و آسمان صاف و ویژگی بارز این ناحیه محسوب می‌شود. سواحل جنوبی و به‌ویژه جنوب شرق کشور، ابرناکی زیادی (تا ۱۰۰ درصد) را ثبت نموده‌اند که با سیستم مونسون در ماه‌های ژوئیه تا سپتامبر مرتبط است. یاداو (۲۰۱۶) تأکید کرد که افزایش دمای سطحی، شدت کم فشار ناحیه جنوب شرق را افزایش می‌دهد و همگرایی بادهای غربی و شرقی باعث تشکیل همرفت عمیق و حرکت آن‌ها به سمت شمال غرب هند می‌شود.

در عصرهنگام، ارتباط پایین است؛ علت این است که در ماه‌های گرم پراکندگی ابرها بالاتر است و دارای تغییرپذیری بسیار بالایی است. ضرایب تعیین پلی نومیال و همبستگی به ترتیب در شکل ۲ و جدول ۴ نشان داده شده است. با توجه به نتایج اعتبارسنجی می‌توان نتیجه گرفت این داده‌ها که جزء محصولات سنجنده مادیس هستند و کالیبره شده‌اند دارای دقت و اعتبار مناسبی برای استفاده در این مطالعه هستند و ضریب تبیین بالای ۹۰ درصد را نیز در برخی ماه‌ها ثبت نموده‌اند.

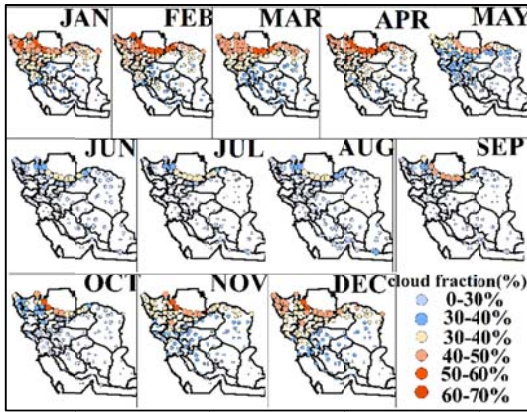
۳-۲. تغییرات فضایی

۳-۲-۱. تغییرات فضایی ماهانه ابرناکی

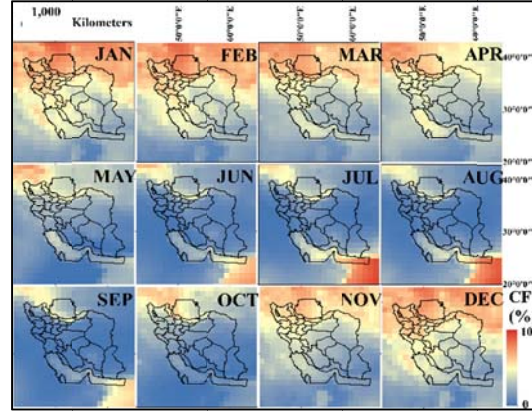
میانگین درصد ابرناکی در جدول ۱ نشان داده شده است. سلول‌های خالی، نشان‌دهنده نبود داده مربوط به ماهواره آکوا در سال و ماه مورد نظر است. بیشترین درصد ابرناکی با مقدار ۵۵ تا ۶۵ درصد در ماه‌های دسامبر تا ژانویه و کمترین مقدار آن (۷ تا ۲۵ درصد) در ماه‌های ژوئن، ژوئیه و سپتامبر ثبت شده است. درصد ابرناکی بر روی دریاها و در ماه‌های گرم بیشتر است، در صورتی که تفاوت فاحشی بین دریا و خشکی در ماه‌های سرد سال وجود ندارد (جدول ۲). باتوجه به شکل (۳ و ۴)، بیشترین درصد ابرناکی در ماه‌های سرد سال در سواحل شمالی کشور به دلیل نقش دریای خزر و ورود توده هواهای مختلف به این منطقه مشاهده می‌شود، در صورتی که در سواحل جنوبی این‌گونه نیست. طبق پژوهش اوانز (۲۰۰۴) بیشترین دما در این ناحیه وجود داشته است؛ بخار



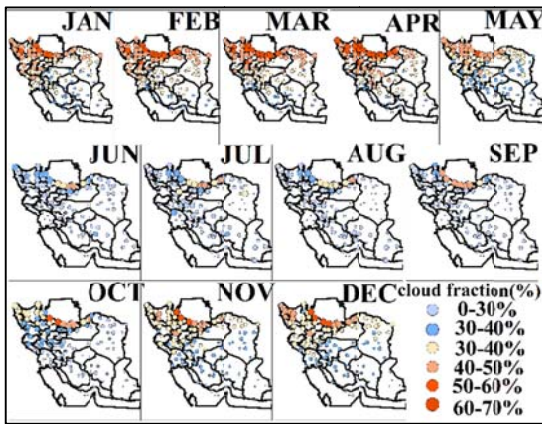
شکل ۲. ضرایب تعیین (R^2)، ستون اول: ضرایب تعیین پلنومیال درصد ابرناکی ماهواره ترا و داده‌های بازتحلیل؛ ستون دوم: ضرایب تعیین پلنومیال درصد ابرناکی ماهواره آکوا و داده‌های بازتحلیل؛ ستون سوم: ضرایب تعیین پلنومیال درصد ابرناکی ماهواره ترا و داده‌های ایستگاهی ساعت‌های ۶ تا ۹ UTC؛ ستون چهارم: ضرایب تعیین پلنومیال درصد ابرناکی ماهواره آکوا و داده‌های ایستگاهی ساعت‌های ۹ تا ۱۲ UTC طی ماه‌های سال.



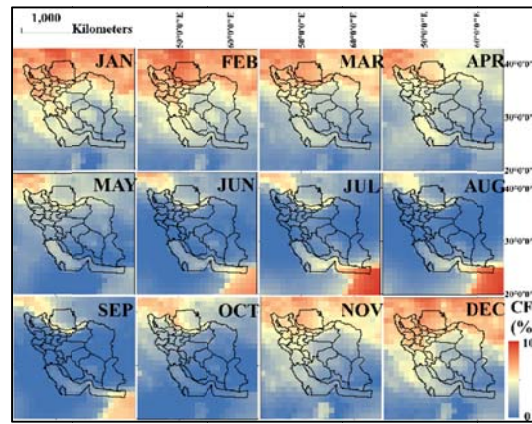
(ب)



(الف)

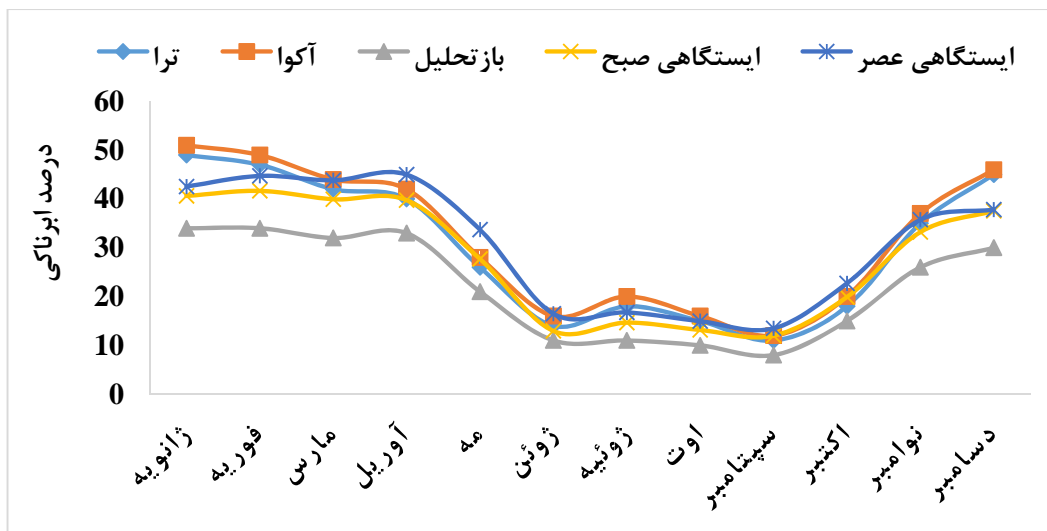


(د)



(ج)

شکل ۳. الف) درصد ابرناکی ماهواره ترا و ب) میانگین مجموع پوشش ابر ساعت‌های ۶ تا ۹ UTC؛ ج) درصد ابرناکی ماهواره آکوا و د) میانگین مجموع پوشش ابر ساعت‌های ۹ تا ۱۲ UTC.



شکل ۴. میانگین درصد ابرناکی با استفاده از منابع داده‌ای متفاوت.

جدول ۱. میانگین ماهانه درصد ابرناکی در سال‌های مورد مطالعه. سلول‌های رنگی بیشترین ابرناکی را طی دوره مورد مطالعه در هر ماه نشان می‌دهد (رنگ زرد = ماهواره تراه؛ رنگ قهوه‌ای = ماهواره آکوا).

| ماه | ۲۰۰۱ | ۲۰۰۲ | ۲۰۰۳ | ۲۰۰۴ | ۲۰۰۵ | ۲۰۰۶ | ۲۰۰۷ | ۲۰۰۸ | ۲۰۰۹ | ۲۰۱۰ | ۲۰۱۱ | ۲۰۱۲ | ۲۰۱۳ | ۲۰۱۴ | ۲۰۱۵ |
|----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| ژانویه (ترا) | ۴۰ | ۴۷ | ۵۲ | ۵۴ | ۴۸ | ۵۷ | ۴۵ | ۶۱ | ۴۹ | ۴۵ | ۵۳ | ۴۱ | ۴۶ | ۵۳ | ۴۴ |
| ژانویه (آکوا) | | | ۵۲ | ۵۴ | ۴۹ | ۵۸ | ۴۶ | ۶۲ | ۴۹ | ۴۷ | ۵۴ | ۴۴ | ۴۶ | ۵۴ | ۴۴ |
| فوریه (ترا) | ۴۱ | ۴۲ | ۵۳ | ۳۹ | ۵۴ | ۵۵ | ۴۶ | ۳۷ | ۵۴ | ۵۴ | ۵۱ | ۵۰ | ۴۲ | ۴۱ | ۵۱ |
| فوریه (آکوا) | | | ۵۳ | ۳۸ | ۵۵ | ۵۳ | ۴۶ | ۳۶ | ۵۴ | ۵۵ | ۵۴ | ۵۲ | ۴۳ | ۴۳ | ۵۲ |
| مارس (ترا) | ۳۶ | ۴۱ | ۴۸ | ۳۹ | ۴۷ | ۳۶ | ۴۹ | ۳۰ | ۴۲ | ۴۳ | ۴۱ | ۴۰ | ۴۱ | ۴۶ | ۵۱ |
| مارس (آکوا) | | | ۵۲ | ۴۱ | ۴۹ | ۳۶ | ۴۸ | ۳۱ | ۴۴ | ۴۳ | ۴۳ | ۴۱ | ۴۳ | ۴۷ | ۵۱ |
| آوریل (ترا) | ۲۸ | ۴۶ | ۴۶ | ۴۴ | ۳۲ | ۴۳ | ۴۴ | ۳۲ | ۴۷ | ۴۲ | ۴۲ | ۴۰ | ۳۸ | ۳۹ | ۲۸ |
| آوریل (آکوا) | | | ۴۷ | ۴۶ | ۳۴ | ۴۳ | ۴۶ | ۳۵ | ۴۹ | ۴۴ | ۴۶ | ۴۳ | ۴۱ | ۴۰ | ۲۸ |
| مه (ترا) | ۲۱ | ۲۰ | ۲۵ | ۲۵ | ۲۹ | ۲۳ | ۲۶ | ۲۴ | ۲۹ | ۳۰ | ۲۸ | ۲۸ | ۲۶ | ۲۸ | ۳۰ |
| مه (آکوا) | | | ۲۶ | ۲۵ | ۳۲ | ۲۳ | ۲۷ | ۲۶ | ۳۰ | ۳۱ | ۲۹ | ۳۰ | ۲۶ | ۳۱ | ۳۰ |
| ژوئن (ترا) | ۱۴ | ۱۱ | ۱۲ | ۱۳ | ۱۲ | ۱۰ | ۲۲ | ۱۷ | ۲۰ | ۱۳ | ۱۵ | ۱۴ | ۱۴ | ۱۵ | ۱۲ |
| ژوئن (آکوا) | | | ۱۶ | ۱۵ | ۱۴ | ۱۱ | ۲۴ | ۱۹ | ۲۱ | ۱۴ | ۱۴ | ۱۵ | ۱۵ | ۱۶ | ۱۴ |
| ژوئیه (ترا) | ۲۱ | ۱۳ | ۲۷ | ۱۸ | ۱۹ | ۱۶ | ۲۲ | ۲۰ | ۱۶ | ۱۳ | ۱۷ | ۱۷ | ۱۳ | ۱۷ | ۲۲ |
| ژوئیه (آکوا) | | ۱۶ | ۲۸ | ۲۱ | ۲۰ | ۱۷ | ۲۴ | ۲۳ | ۱۷ | ۱۵ | ۱۸ | ۱۹ | ۱۴ | ۱۸ | ۲۴ |
| اوت (ترا) | ۱۱ | ۱۴ | ۱۳ | ۱۲ | ۱۴ | ۱۴ | ۱۶ | ۱۷ | ۱۸ | ۱۵ | ۲۱ | ۱۱ | ۲۳ | ۱۱ | ۱۱ |
| اوت (آکوا) | | ۱۵ | ۱۴ | ۱۳ | ۱۵ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۷ | ۱۹ | ۱۷ | ۲۳ | ۱۲ | ۲۳ | ۱۲ | ۱۲ |
| سپتامبر (ترا) | ۱۱ | ۷ | ۱۰ | ۱۲ | ۱۰ | ۹ | ۸ | ۱۶ | ۱۳ | ۹ | ۱۳ | ۱۱ | ۱۰ | ۹ | ۱۴ |
| سپتامبر (آکوا) | | ۸ | ۱۰ | ۱۳ | ۱۱ | ۱۰ | ۹ | ۱۷ | ۱۳ | ۱۰ | ۱۴ | ۱۳ | ۱۱ | ۱۰ | ۱۴ |
| اکتبر (ترا) | ۱۶ | ۱۶ | ۱۵ | ۱۴ | ۱۱ | ۲۸ | ۱۲ | ۲۱ | ۱۸ | ۱۵ | ۱۹ | ۲۰ | ۱۳ | ۲۳ | ۲۷ |
| اکتبر (آکوا) | | ۱۸ | ۱۷ | ۱۶ | ۱۲ | ۳۱ | ۱۴ | ۲۲ | ۲۱ | ۱۱۷ | ۲۰ | ۲۲ | ۱۵ | ۲۴ | ۲۹ |
| نوامبر (ترا) | ۳۲ | ۳۳ | ۳۵ | ۳۶ | ۳۴ | ۳۹ | ۲۶ | ۳۸ | ۳۵ | ۱۳ | ۴۸ | ۴۱ | ۴۳ | ۳۷ | ۳۶ |
| نوامبر (آکوا) | | ۳۵ | ۳۵ | ۳۹ | ۳۵ | ۴۰ | ۲۸ | ۴۲ | ۳۸ | ۱۴ | ۵۰ | ۴۴ | ۴۵ | ۳۸ | ۳۷ |
| دسامبر (ترا) | ۵۲ | ۵۳ | ۵۷ | ۵۴ | ۳۸ | ۵۵ | ۴۴ | ۴۳ | ۵۲ | ۲۸ | ۳۱ | ۴۷ | ۳۸ | ۳۸ | ۴۶ |
| دسامبر (آکوا) | | ۵۵ | ۵۳ | ۵۷ | ۳۸ | ۵۷ | ۴۶ | ۴۵ | ۵۳ | ۳۰ | ۳۳ | ۵۰ | ۳۸ | ۳۸ | ۴۷ |

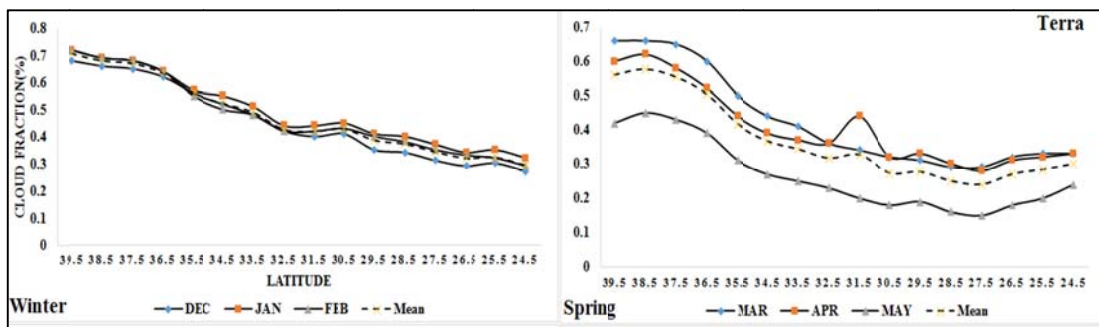
جدول ۲. میانگین درصد ابرناکی روی خشکی و دریا.

| | خشکی (ترا) | خشکی (آکوا) | دریا (ترا) | دریا (آکوا) |
|---------|------------|-------------|------------|-------------|
| ژانویه | ۴۹ | ۵۱ | ۴۸ | ۵۰ |
| فوریه | ۴۸ | ۴۹ | ۴۶ | ۴۸ |
| مارس | ۴۱ | ۴۳ | ۴۵ | ۴۵ |
| آوریل | ۳۸ | ۴۰ | ۴۴ | ۴۶ |
| مه | ۲۵ | ۲۷ | ۳۰ | ۳۱ |
| ژوئن | ۱۰ | ۱۳ | ۲۶ | ۲۴ |
| ژوئیه | ۱۱ | ۱۳ | ۳۷ | ۳۸ |
| اوت | ۹ | ۱۰ | ۳۲ | ۳۲ |
| سپتامبر | ۷ | ۸ | ۲۱ | ۲۱ |
| اکتبر | ۱۷ | ۱۹ | ۲۱ | ۲۲ |
| نوامبر | ۳۵ | ۳۷ | ۳۴ | ۳۷ |
| دسامبر | ۴۶ | ۴۶ | ۴۳ | ۴۵ |

فصول انتقالی است. ضریب همبستگی معکوس (منفی) و ناکامل به صورت مکانی در دو ماه ژوئیه و اوت (ستون‌های پنجم و ششم جدول ۴) نشان‌دهنده افزایش ابرناکی در مناطق جنوب شرق و سواحل شمالی کشور است، در صورتی که در دیگر ماه‌های سال ضریب همبستگی بسیار قوی، مستقیم (مثبت) و تاحد زیادی کامل قابل مشاهده است. استفاده از واژه ناکامل بدین معناست که به‌عنوان مثال در این ماه‌ها علاوه بر جنوب شرق کشور که جز عرض‌های پایین برای ایران محسوب می‌شود، سواحل شمالی کشور نیز از درصد ابرناکی زیادی برخوردار است. این ناکامل بودن دال بر این است که علاوه بر این که با فاصله گرفتن از عرض‌های بالا (به جز سواحل شمالی) بر ابرناکی افزوده می‌شود، سواحل شمالی در عرض‌های بالایی نیز ابرناکی زیادی دارند که در تابستان استثنا وجود دارد. این به این معناست که پیچیدگی و تنوع توپوگرافی و دیگر ویژگی‌های محیطی سبب شده یکنواختی در رابطه‌ها کامل نباشد و این رابطه در برخی نقاط تغییراتی را به دلایل پیچیده طبیعی نمایش دهد. با استناد به این جدول و ضرایب تبیین حاصل از آن (نمایش داده نشده است) تنها در ماه‌های ژوئن تا سپتامبر، پراکندگی ابرها به خوبی با پارامتر عرض جغرافیایی تبیین نمی‌شود (ضرایب تبیین پایین)، در صورتی که در دیگر ماه‌ها به‌ویژه دسامبر تا مارس، بیشتر از ۷۰ درصد پراکندگی ابرها توسط عرض جغرافیایی قابل تبیین و توجیه است (ضرایب تبیین بالا). الگوی تأثیر عرض جغرافیایی در دو ماهواره ترا و آکوا با شباهت بسیار بالا است؛ با این تفاوت که درصد ابرناکی در عصرها بیشتر از صبح هنگام است.

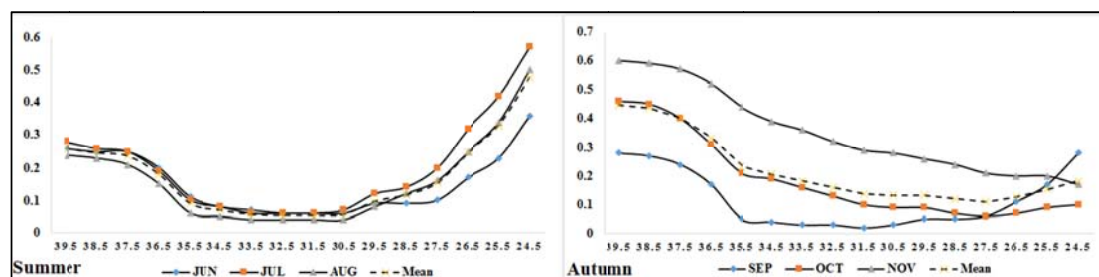
۲-۲-۳. تغییرات فضایی ابرناکی بر اساس عرض جغرافیایی

عرض جغرافیایی با تغییرات تابش در یک ناحیه بر روی پارامترهای اقلیمی تأثیرگذار است. در پژوهش حاضر، به منظور نمایش تأثیر عرض جغرافیایی به‌عنوان فاکتوری مهم در پارامترهای اقلیمی بر روی ابرناکی، عرض جغرافیایی به فواصل یک درجه درجه تقسیم‌بندی شد. بررسی نقش عرض جغرافیایی نشان می‌دهد که در همه فصول به جز تابستان، ابرناکی با کاهش عرض جغرافیایی کاهش می‌یابد. در فصل تابستان، ابرناکی در عرض‌های پایین و بالا، بیشتر از دیگر نقاط است که به ترتیب تأثیر همرفت مونسون و ساحلی را برای این نواحی نشان می‌دهد (شکل ۵). بیشترین درصد ابرناکی مربوط به فصل زمستان است و در عرض‌های جغرافیایی بالا رخ می‌دهد، سپس پاییز و بهار بیشترین درصد ابرناکی را در عرض‌های جغرافیایی بالا ثبت کرده اند. در فصل زمستان الگوی ابرناکی یکنواختی بالایی دارد و ابرناکی روند کاهشی دقیقی را با کاهش عرض جغرافیایی نمایش می‌دهد. در تابستان، عرض جغرافیایی ۲۴/۵ درجه بیشترین ابرناکی را داشته است که الگوی سه فصل دیگر کاملاً در این فصل تغییر قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد؛ البته در این فصل نیز الگوی کاملاً مشخصی (حداکثر ابرناکی در سواحل شمالی و جنوب شرقی) حاکمیت دارد، الگوی ابرناکی در فصول بهار و تابستان مشابهت زیادی با فصل زمستان دارد اما باید دقت کرد درصد ابرناکی در بین ماه‌های این دو فصل تفاوت قابل توجهی را نشان می‌دهد که تأییدکننده تغییرات بسیار زمانی در



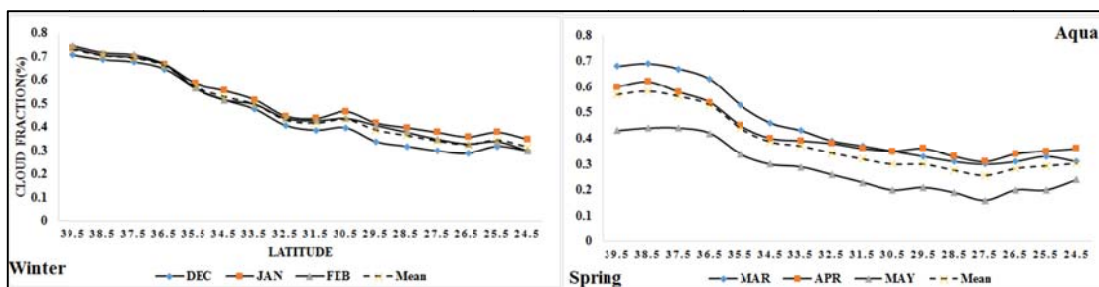
(ب)

(الف)



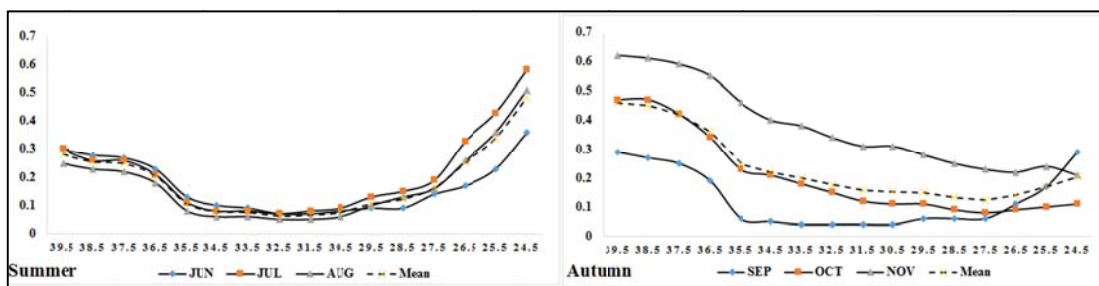
(د)

(ج)



(و)

(ه)



(ک)

(ز)

شکل ۵. تأثیر عرض جغرافیایی بر روی درصد ابرناکی فصلی (چهار نمودار بالا: ماهواره تراه الف) بهار، ب) زمستان، ج) پاییز و د) تابستان) و چهار نمودار پایین: ماهواره اکوا ه) بهار، و) زمستان، ز) پاییز و ک) تابستان.

ارتفاع به فواصل ۵۰۰ متر تقسیم شد و سپس درصد ابرناکی برای هرکدام از این دامنه‌های ارتفاعی به دست آمد. همچنین به منظور نمایش دقیق‌تر این تأثیرات، ماهانه درصد ابرناکی به فواصل ۱۵ درصد تقسیم و ارتفاع برای

۳-۲-۳. تغییرات فضایی ابرناکی بر اساس توپوگرافی ابرها در نتیجه فرایندهای همرفتی (ناپایداری گرمایی) و دینامیک در نواحی کوهستانی شکل می‌گیرند (بانتا، ۱۹۹۸). برای نمایش تأثیر بسیار پیچیده توپوگرافی، ابتدا

همرفت دامنه‌ای در فصول پاییز و بهار در دامنه‌های ارتفاعی کشور است.

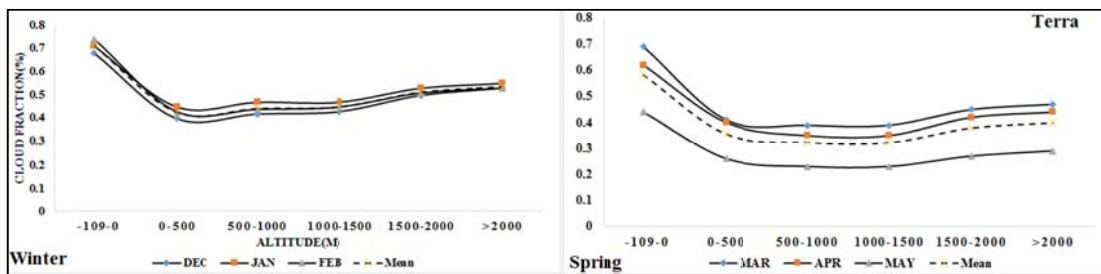
۳-۲-۴. تغییرات فضایی انواع ابر بر اساس پوشش گیاهی

در نواحی انبوه‌شده از پوشش گیاهی، شار گرمای محسوس به دلیل بیشتر بودن شار گرمای نهان تبخیر، کمتر از نواحی خشک اطراف است. در نتیجه هنگامی که باد نیز آرام باشد، این گردش که به نسیم دریا- خشکی شبیه است، در جو پایین توسعه می‌یابد که تحت این شرایط از نواحی دارای پوشش گیاهی می‌وزد (استول، ۱۹۸۸). بدون شک نمی‌توان تأثیر پوشش گیاهی را بر ابرناکی با تأکید به عبارت فوق نایده گرفت. اعداد منفی شاخص پوشش گیاهی به مناطق دارای آب همانند دریاها مربوط است که با توجه به شکل ۷، همانند نتایج ذکرشده در عناوین قبل، به طور کلی دریاها الگوی کاملاً متفاوتی با خشکی نشان می‌دهند و در این شکل نیز تبعیت نکردن از شاخص NDVI در این مناطق دلالت بر این امر دارد. به استثنای این مناطق، با افزایش NDVI ابرناکی نیز افزایش می‌یابد و با توجه به جدول ۴، بین پوشش گیاهی و مقدار ابرناکی رابطه مثبت و ناکاملی (به صورت مکانی) وجود دارد. در همه ماه‌ها الگوی مثبت (افزایش ابرناکی با افزایش NDVI) کاملاً مشخص است، در صورتی که این الگو برای ماه تابستان نقش برجسته‌تری دارد، به طوری که ابرناکی در NDVI با مقادیر ۰/۶ تا ۰/۷ به بیشترین مقدار ممکن می‌رسد و این به دلیل بالا بودن شاخص پوشش گیاهی ماه ژوئن در مقایسه با ماه‌های دیگر با ثبت مقدار ۰/۸ است (شکل ۷). تغییرات ابرناکی با پوشش گیاهی فصل زمستان بسیار اندک بوده و به طور کلی روند صعودی را نشان می‌دهد؛ این الگو نشان‌دهنده نرخ پایین این شاخص (حتی در نقاط پوشیده از جنگل تا ۰/۵۷ بی بعد) در این فصل است که تأثیر بسیار کمی روی الگوی درصد ابرناکی به نمایش می‌گذارد، در صورتی که در فصل تابستان صعود ناگهانی کاملاً تأییدکننده نتایج

این فواصل محاسبه شده است. شکل ۶ و جدول ۳ تأثیر توپوگرافی را بر درصد ابرناکی نشان می‌دهد. بیشترین درصد ابرناکی در صبح هنگام، در نواحی با ارتفاع میانگین صفر یا منفی در ماه‌های دسامبر تا فوریه و ژوئن تا اکتبر وجود دارد، در صورتی که این الگو برای عصر هنگام تنها برای ماه‌های ژوئن تا اوت، اکتبر و دسامبر قابل تبیین است. در دیگر ماه‌ها، حداکثر ابرناکی در میانگین ارتفاع ۵۰۰-۱۵۰۰ به دلیل تأثیر همرفت دامنه‌ای رخ داده است (جدول ۳). در بهار و پاییز، همرفت دامنه‌ای به‌ویژه برای ساعات عصر شرایط تشکیل ابر را مهیا می‌کند. در حقیقت با تابش خورشید، جو بالای سطوح شیب‌دار توسط شار گرمای محسوس از سطح گرم‌شده و همگرایی باد و وجود رطوبت سبب تشکیل ابر در این ارتفاعات می‌شود (ساتو و همکاران، ۲۰۰۷). با توجه به شکل ۶ آشکار می‌گردد ابرناکی با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد؛ البته حداکثر ابرناکی در نقاط با ارتفاع صفر و منفی (نقاط ساحلی) مشاهده می‌گردد. نتایج حاصل از ضریب همبستگی بین درصد ابرناکی و توپوگرافی در ستون‌های هفتم و هشتم جدول ۴ ارائه شده است. با توجه به آن می‌توان متوجه شد اثر ارتفاع مانند عرض جغرافیایی تأثیر معناداری در اکثر ماه‌ها ندارد و تنها در ماه‌های ژوئن تا سپتامبر، ارتباط معکوس (منفی)، ناکامل (به صورت مکانی) و نسبتاً قوی قابل مشاهده است. این نتایج نشان می‌دهد در این ماه‌ها حداکثر ابرناکی در نواحی پست ساحلی در شمال و جنوب شرق کشور کاملاً منطبق بر نتایج عرض جغرافیایی است. تنها برای سه ماه نوامبر تا ژانویه و با معناداری پایین (در سطح ۰/۰۵) ارتباط مثبتی مشاهده می‌گردد که همبستگی بسیار ناکاملی را نشان می‌دهد. با ضرایب تبیین مثبتی بر جدول ۴ مشخص می‌شود تنها در ماه‌های ذکر شده، توپوگرافی تا ۲۵ درصد واریانس و پراکندگی ابرناکی را در ایران توجیه می‌کند. جدول ۳ نتایج بسیار دقیق‌تر و موثکافانه‌تری را از ارتفاع به نمایش می‌گذارد؛ در حقیقت تغییرات کم ابرناکی نیز با این جدول نمایش داده شده و به‌خوبی توجیه‌کننده

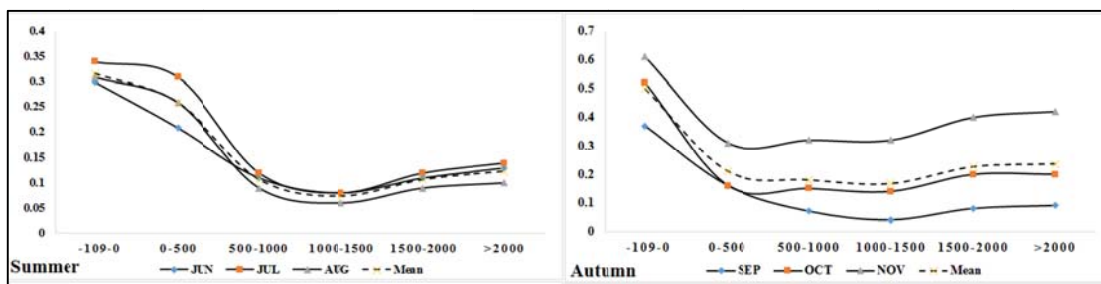
با توجه به ضرایب تبیین حاصل شده از جدول ۴ (ضرایب تبیین نمایش داده نشده است) می‌توان نتیجه گرفت در ماه‌های با حداکثر NDVI، پوشش گیاهی درصد بیشتری از پراکندگی ابرناکی را در مقایسه با ماه‌های با NDVI پایین توجیه می‌کند که این عدد در ماه‌های آوریل تا ژوئن تا ۲۵ درصد نیز می‌رسد.

است؛ الگوهای بهار و تابستان نیز، ارتباط مستقیم این دو پارامتر را نمایش می‌دهد. در ارتباط با پوشش گیاهی مشخص می‌گردد ارتباط مثبت و ناکاملی (به صورت مکانی) در همه ماه‌ها وجود دارد؛ البته این ارتباط برای سه ماه دارای بیشترین NDVI (مه تا ژوئیه) و در عصرهنگام بسیار قابل ملاحظه است (ستون‌های نهم و دهم جدول ۴).



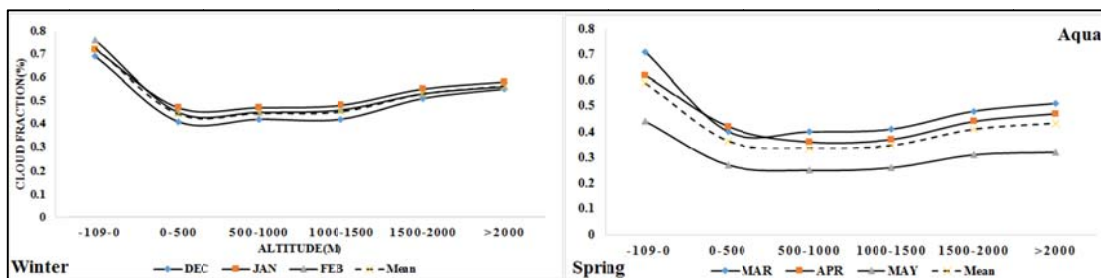
(ب)

(الف)



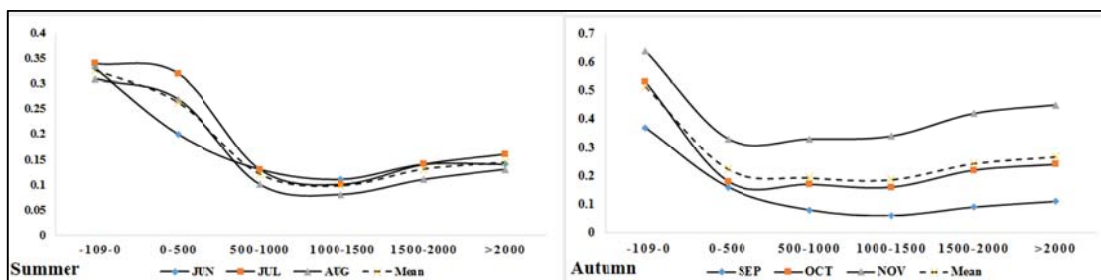
(د)

(ج)



(و)

(ه)



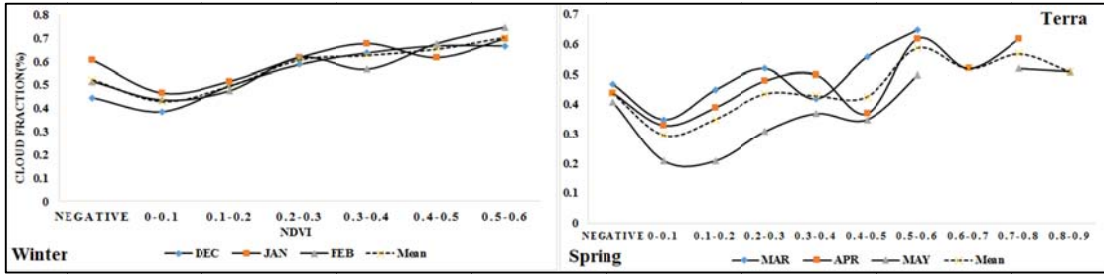
(ک)

(ز)

شکل ۶. تأثیر توپوگرافی بر روی درصد ابرناکی فصلی (چهار نمودار بالا: ماهواره تراه الف) بهار، ب) زمستان، ج) پاییز و د) تابستان) و چهار نمودار پایین: ماهواره اکوا؛ ه) بهار، و) زمستان، ز) پاییز و ک) تابستان).

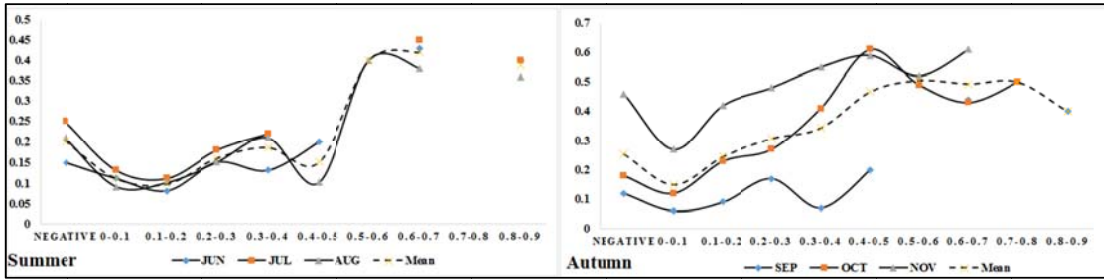
جدول ۳. فواصل ماهانه درصد ابرناکی (۱۵) و تأثیر توپوگرافی در هر کدام از این فواصل بر اساس نتایج دو ماهواره ترا و آکوا.

| ترا | | | | | |
|----------------|--------|----------------|--------|----------------|---------|
| ارتفاع میانگین | فوریه | ارتفاع میانگین | ژنویه | ارتفاع میانگین | دسامبر |
| ۴۷۱ | ۲۰-۳۰ | ۵۶۱/۵ | ۲۰-۳۰ | ۶۰۹/۸ | ۱۰-۳۰ |
| ۹۴۱/۹ | ۳۰-۴۵ | ۸۶۱/۷ | ۳۰-۴۵ | ۹۳۳/۳ | ۳۰-۴۵ |
| ۱۱۴۱/۹ | ۴۵-۶۰ | ۱۰۴۸/۶ | ۴۵-۶۰ | ۱۰۴۸/۳ | ۴۵-۶۰ |
| ۱۱۲۲/۲ | ۶۰-۷۵ | ۱۱۸۵/۷ | ۶۰-۷۵ | ۱۱۹۵ | ۶۰-۷۵ |
| ۱۷۰/۸ | ۷۵-۹۰ | -۱۸/۲ | ۷۵-۹۰ | -۱۱ | ۷۵-۹۰ |
| ارتفاع میانگین | مه | ارتفاع میانگین | آوریل | ارتفاع میانگین | مارس |
| ۹۸۳/۲ | ۶-۱۰ | ۹۰۶/۱ | ۱۰-۳۰ | ۹۸۴ | ۱۰-۳۰ |
| ۹۷۸ | ۱۰-۳۰ | ۹۸۱ | ۳۰-۴۵ | ۷۴۶/۴ | ۳۰-۴۵ |
| ۸۹۵ | ۳۰-۴۵ | ۹۶۸/۳ | ۴۵-۶۰ | ۱۵۷۱/۴ | ۴۵-۶۰ |
| ۹۵۰/۷ | ۴۵-۶۰ | ۸۸۳/۴ | ۶۰-۷۵ | ۸۳۴ | ۶۰-۷۵ |
| ارتفاع میانگین | اوت | ارتفاع میانگین | ژنویه | ارتفاع میانگین | ژوئن |
| ۱۲۵۵/۷ | ۱-۱۰ | ۱۲۹۳/۱ | ۱-۱۰ | ۱۲۱۱/۲ | ۲-۱۰ |
| ۵۴۲/۹ | ۱۰-۳۰ | ۸۳۰/۲ | ۱۰-۳۰ | ۵۱۰/۱ | ۱۰-۳۰ |
| ۱۷۹/۵ | ۳۰-۴۵ | ۲۴۱/۵ | ۳۰-۴۵ | ۴۴۵ | ۳۰-۴۵ |
| ۰ | ۴۵-۶۰ | ۶۷/۷ | ۴۵-۶۰ | ۰ | ۴۵-۶۰ |
| ۰ | ۶۰-۷۵ | ۰ | ۶۰-۷۵ | ۰ | |
| ۰ | ۷۵-۹۰ | ۰ | ۷۵-۹۰ | ۰ | |
| ارتفاع میانگین | نوامبر | ارتفاع میانگین | اکتبر | ارتفاع میانگین | سپتامبر |
| ۸۹۲/۲ | ۸-۱۰ | ۸۹۹ | ۱-۱۰ | ۱۱۰۵/۸ | ۱-۱۰ |
| ۸۳۱/۱ | ۱۰-۳۰ | ۱۰۹۸/۷ | ۱۰-۳۰ | ۵۹۳/۴ | ۱۰-۳۰ |
| ۹۴۳/۷ | ۳۰-۴۵ | ۱۱۶۸/۸ | ۳۰-۴۵ | ۳۴۰/۲ | ۳۰-۴۵ |
| ۱۲۶۳/۵ | ۴۵-۶۰ | ۵۵۵ | ۴۵-۶۰ | -۳/۶ | ۴۵-۶۰ |
| ۶۶۲/۶ | ۶۰-۷۵ | -۱۵/۳ | ۶۰-۷۵ | | |
| آکوا | | | | | |
| ارتفاع میانگین | فوریه | ارتفاع میانگین | ژانویه | ارتفاع میانگین | دسامبر |
| ۵۴۷ | ۲-۳۰ | ۱۰۷۲/۱ | ۲-۳۰ | ۷۰۴ | ۱۰-۳۰ |
| ۸۸۱/۲ | ۳۰-۴۵ | ۷۸۴/۴ | ۳۰-۴۵ | ۹۱۹ | ۳۰-۴۵ |
| ۱۰۳۲/۵ | ۴۵-۶۰ | ۹۸۰/۸ | ۴۵-۶۰ | ۱۱۰۶/۱ | ۴۵-۶۰ |
| ۱۳۳۷/۷ | ۶۰-۷۵ | ۱۲۸۷/۵ | ۶۰-۷۵ | ۱۲۲۹ | ۶۰-۷۵ |
| ۵۸۰/۹ | ۷۵-۹۰ | ۶۸۰/۷ | ۷۵-۹۰ | -۲۱ | ۷۵-۹۰ |
| ارتفاع میانگین | مه | ارتفاع میانگین | آوریل | ارتفاع میانگین | مارس |
| ۸۲۶ | ۶-۱۰ | ۸۳۶/۱ | ۱۰-۳۰ | ۸۰۰/۸ | ۱۰-۳۰ |
| ۹۷۲/۴ | ۱۰-۳۰ | ۱۰۳۷ | ۳۰-۴۵ | ۸۰۰/۱ | ۳۰-۴۵ |
| ۹۷۵/۴ | ۳۰-۴۵ | ۹۸۸/۴ | ۴۵-۶۰ | ۱۶۶۵/۳ | ۴۵-۶۰ |
| ۱۲۸۰/۶ | ۴۵-۶۰ | ۹۱۷ | ۶۰-۷۵ | ۱۰۱۰/۴ | ۶۰-۷۵ |
| | | | | ۱۵۳۱ | ۷۵-۹۰ |
| ارتفاع میانگین | اوت | ارتفاع میانگین | ژنویه | ارتفاع میانگین | ژوئن |
| ۱۲۵۷/۴ | ۱-۱۰ | ۱۲۳۴/۹ | ۱-۱۰ | ۱۱۹۹/۹ | ۲-۱۰ |
| ۷۰۴/۷ | ۱۰-۳۰ | ۹۸۱/۶ | ۱۰-۳۰ | ۶۲۱ | ۱۰-۳۰ |
| ۱۸۶/۷ | ۳۰-۴۵ | ۴۲۶/۶ | ۳۰-۴۵ | ۶۰۷/۴ | ۳۰-۴۵ |
| ۰/۵ | ۴۵-۶۰ | ۱۸۳/۱ | ۴۵-۶۰ | ۳۶۸ | ۴۵-۶۰ |
| ۰ | ۶۰-۷۵ | ۰ | ۶۰-۷۵ | ۰ | |
| ۰ | ۷۵-۹۰ | ۰ | ۷۵-۹۰ | ۰ | |
| ارتفاع میانگین | نوامبر | ارتفاع میانگین | اکتبر | ارتفاع میانگین | سپتامبر |
| ۱۱۰۹/۱ | ۸-۱۰ | ۹۳۷/۳ | ۱-۱۰ | ۱۱۲۶/۷ | ۱-۱۰ |
| ۷۴۸/۹ | ۱۰-۳۰ | ۲۷۰/۵ | ۱۰-۳۰ | ۴۷۸/۸ | ۱۰-۳۰ |
| ۹۹۳ | ۳۰-۴۵ | ۲۸۱/۳ | ۳۰-۴۵ | ۳۹۳/۲ | ۳۰-۴۵ |
| ۱۲۹۸/۱ | ۴۵-۶۰ | ۳۰۸/۱ | ۴۵-۶۰ | ۵۰۷ | ۴۵-۶۰ |
| ۱۰۱۵ | ۶۰-۷۵ | ۲ | ۶۰-۷۵ | | |



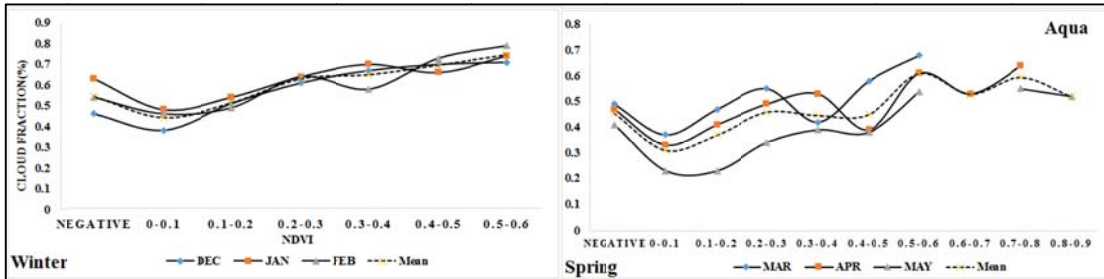
(ب)

(الف)



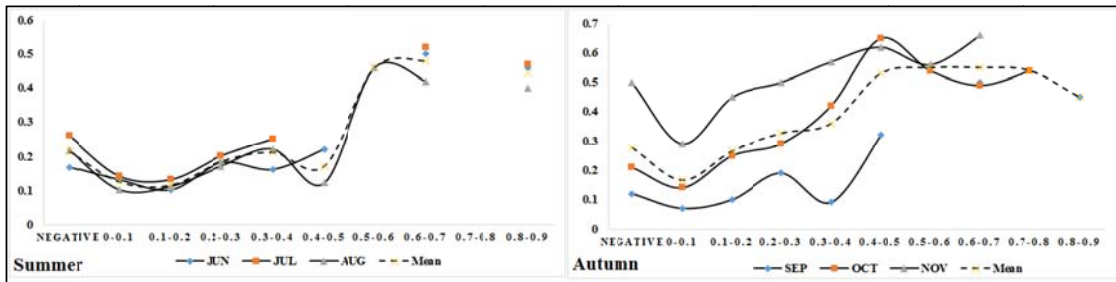
(د)

(ج)



(و)

(ه)



(ک)

(ز)

شکل ۷. تأثیر شاخص تفاضل نرمال‌شده پوشش گیاهی بر روی درصد ابرناکی فصلی (چهار نمودار بالا: ماهواره ترا؛ الف) بهار، (ب) زمستان، (ج) پاییز، و (د) تابستان و چهار نمودار پایین: ماهواره اکوا؛ ه) بهار، (و) زمستان، (ز) پاییز و (ک) تابستان.

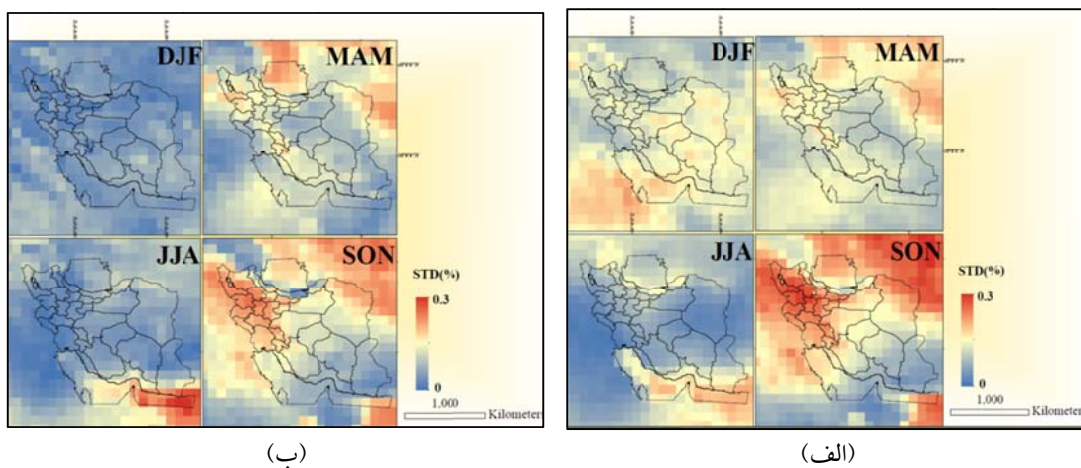
جدول ۴. ضریب همبستگی مکانی بین منابع داده‌های مختلف با دو ماهواره ترا و آکوا و تأثیر پارامترهای جغرافیایی بر روی درصد ابرناکی به تفکیک دو ماهواره ترا و آکوا. (** همبستگی در سطح ۰,۰۱ و * همبستگی در سطح ۰,۰۵ معنادار است).

| پوشش گیاهی (ترا) | پوشش گیاهی (آکوا) | ارتفاع (ترا) | ارتفاع (آکوا) | عرض جغرافیایی (ترا) | عرض جغرافیایی (آکوا) | عرض جغرافیایی (ترا) | عرض جغرافیایی (آکوا) | بازتحلیل (ترا) | بازتحلیل (آکوا) | ایستگاهی (ترا) | ایستگاهی (آکوا) |
|------------------|-------------------|--------------|---------------|---------------------|----------------------|---------------------|----------------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|
| **۰,۲۷۳ | **۰,۲۶۶ | *۰,۱۶ | *۰,۱۵۵ | **۰,۸۳۴ | **۰,۸۳۴ | **۰,۸۴۶ | **۰,۹۳۲ | **۰,۹۲۸ | **۰,۸۴۸ | **۰,۸۸۲ | **۰,۸۸۲ |
| **۰,۳۵ | **۰,۳۵۷ | *۰,۱۵۵ | *۰,۱۲۶ | **۰,۸۵۵ | **۰,۸۵۵ | **۰,۸۴۹ | **۰,۹۱۲ | **۰,۹۰ | **۰,۸۵۷ | **۰,۸۶۷ | **۰,۸۶۷ |
| **۰,۳۹۶ | **۰,۳۹۸ | *۰,۱۲۴ | *۰,۰۴۷ | **۰,۸۳۹ | **۰,۸۳۹ | **۰,۸۰۳ | **۰,۹۱۳ | **۰,۸۸۴ | **۰,۸۴۹ | **۰,۸۸۷ | **۰,۸۸۷ |
| **۰,۵۲۲ | **۰,۵۰۴ | -۰,۰۰۳ | -۰,۰۲۹ | **۰,۶۷۱ | **۰,۶۷۱ | **۰,۷۱۷ | **۰,۷۹۲ | **۰,۸۱ | **۰,۷۰ | **۰,۸۱۴ | **۰,۸۱۴ |
| **۰,۵۱۷ | **۰,۴۶۷ | *۰,۰۵۳ | -۰,۰۵۵ | **۰,۷۳ | **۰,۷۳ | **۰,۷۰۴ | **۰,۷۳۴ | **۰,۶۹۵ | **۰,۶۷۸ | **۰,۷۷۷ | **۰,۷۷۷ |
| **۰,۴۰۲ | **۰,۳۵۶ | **۰,۰۳۱ | **۰,۰۴۱ | *۰,۱۱۱ | *۰,۱۱۱ | *۰,۴۰ | *۰,۳۶۵ | **۰,۳۱۲ | **۰,۴۱۳ | **۰,۵۶۵ | **۰,۵۶۵ |
| **۰,۳۳۹ | **۰,۲۹۷ | **۰,۰۴۶۵ | **۰,۰۵۱۰ | **۰,۲۹۹ | **۰,۲۹۹ | **۰,۳۱۳ | **۰,۴۷۲ | **۰,۴۳۴ | **۰,۲۷۴ | **۰,۵۱۵ | **۰,۵۱۵ |
| **۰,۳۳۳ | **۰,۳۰۸ | **۰,۰۴۵۵ | **۰,۰۵۰۴ | **۰,۲۹۱ | **۰,۲۹۱ | **۰,۲۸۶ | **۰,۵۴۹ | **۰,۵۱۵ | **۰,۴۰ | **۰,۶۱۹ | **۰,۶۱۹ |
| **۰,۵۱۵ | **۰,۴۸۴ | **۰,۰۳۲۴ | **۰,۰۳۷۸ | **۰,۱۹۶ | **۰,۱۹۶ | *۰,۱۷۳ | **۰,۶۴۱ | **۰,۶۱۵ | **۰,۶۷۴ | **۰,۷۷۸ | **۰,۷۷۸ |
| **۰,۴۷۱ | **۰,۴۵ | -۰,۰۰۴ | -۰,۰۳۹ | **۰,۷۸۲ | **۰,۷۸۲ | **۰,۷۷۹ | **۰,۹۱۷ | **۰,۹۱۲ | **۰,۸۸۴ | **۰,۹۴۶ | **۰,۹۴۶ |
| **۰,۴۵۲ | **۰,۴۴۶ | *۰,۱۵ | *۰,۱۴۵ | **۰,۸۴۷ | **۰,۸۴۷ | **۰,۸۶۵ | **۰,۹۳۸ | **۰,۹۴۴ | **۰,۸۹۶ | **۰,۹۳۲ | **۰,۹۳۲ |
| **۰,۵۱۰ | **۰,۵۰۲ | *۰,۱۷۷ | *۰,۱۹۱ | **۰,۸۳۹ | **۰,۸۳۹ | **۰,۸۵۴ | **۰,۹۴۲ | **۰,۹۴۹ | **۰,۸۸۳ | **۰,۹۰۷ | **۰,۹۰۷ |

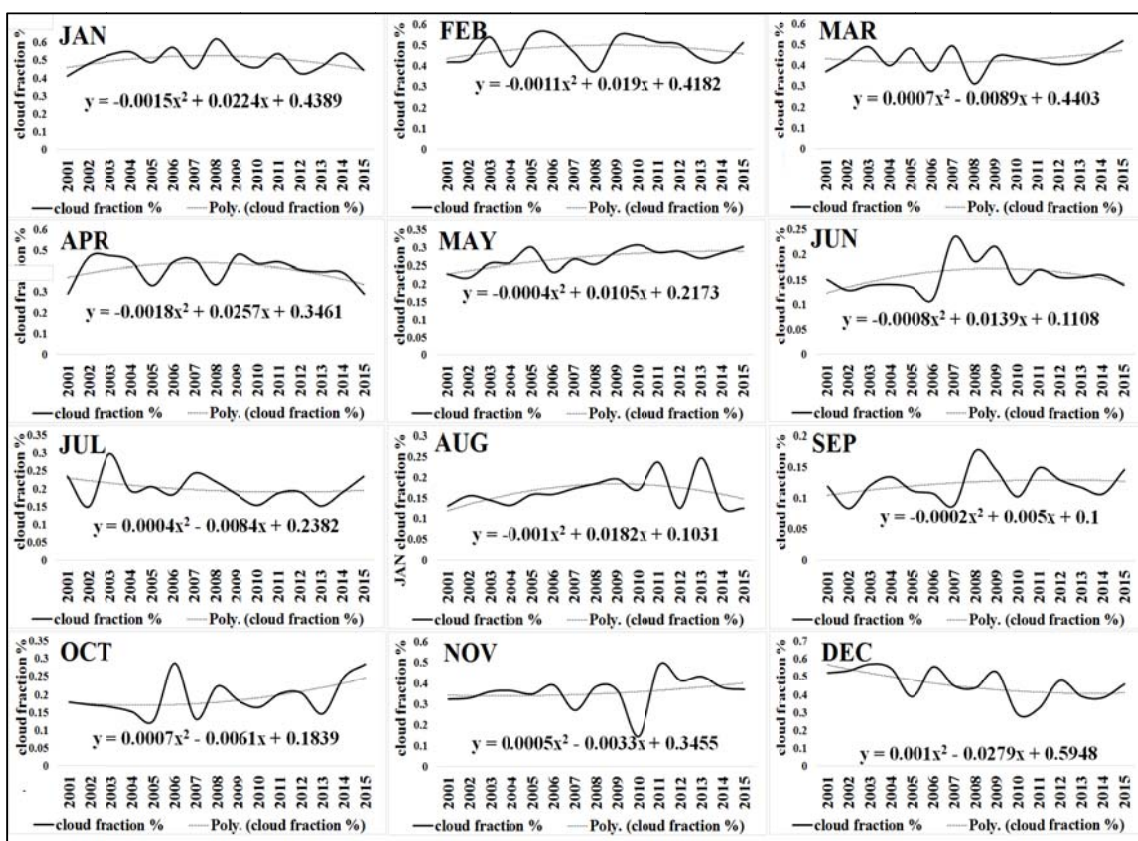
۳-۳. تغییرات زمانی

تغییرات زمانی ابرناکی با استفاده از مقدار انحراف معیار نشان می‌دهد بیشترین انحراف معیار در شمال غرب، شمال شرق و جنوب شرق ایران در فصل پاییز وجود دارد که به دلیل ورود توده هوای مدیترانه‌ای، پرفشار دریای سیاه و سامانه‌های مونسونی (به‌ویژه در فصل تابستان) است (شکل ۱۳-د). در حقیقت تنوع توده هوای مختلف که از سالی به سالی متغیر است عامل اصلی این تغییر پذیری است. انحراف معیار برای فصل زمستان به‌ویژه در عصرها بسیار ناچیز است و تنها الگوی غالب این فصل پرفشار سبیری و پرفشار کوه‌های آلپ می‌باشد. به‌طور کلی برای تمام فصول، انحراف معیار در صبح‌هنگام تغییرات بسیار بالاتری را نمایش می‌دهد و گستره بیشتری را نیز می‌پوشاند، در صورتی که این تغییرات در عصرها کم بوده و تنها در تابستان، انحراف معیار در جنوب شرق تا ۲۷ درصد می‌رسد که نشان می‌دهد تابش خورشید کم‌فشار پاکستان را شدت می‌دهد (شکل ۸ و ۱۳-ج). شکل ۱۳-ج به‌وضوح نشان می‌دهد الگوی غالب فصل

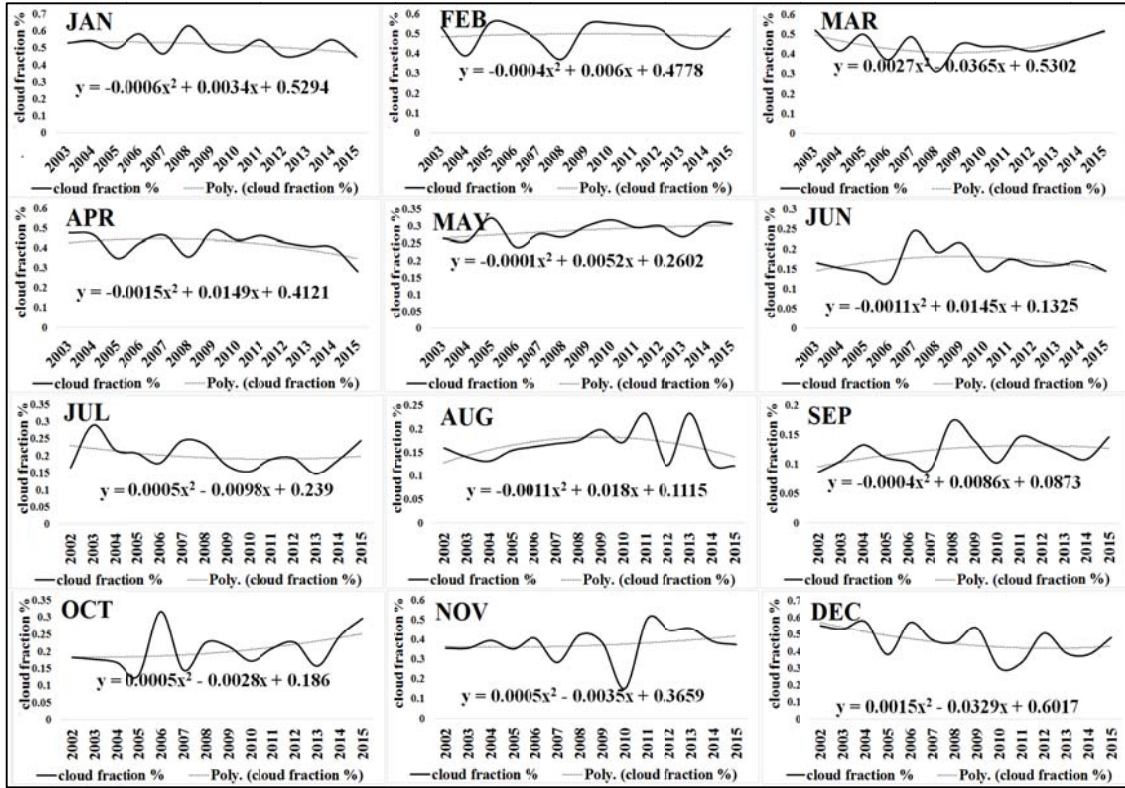
تابستان سامانه‌های مونسونی است که از قسمت‌های جنوبی به‌ویژه جنوب شرق وارد می‌شود و در حقیقت این نقشه تأکیدی بر دست‌آورد یاداو (۲۰۱۶) می‌باشد. نکته قابل توجه وجود تغییرپذیری بسیار ابرناکی در فصول بهار (شکل ۱۳-ب) و پاییز (شکل ۱۳-د) در نواحی کوهستانی به دلیل همرفت دامنه‌ای است (شکل ۸). بررسی روند زمانی تغییرات درصد ابرناکی با استفاده از رگرسیون پلی نومیال نشان می‌دهد بیشترین روند کاهشی برای ماه دسامبر است که ۲ توسط ترا و ۳ توسط آکوا تخمین زده شده است. سپس ژانویه، آوریل، ژوئن، اوت و نوامبر روند کاهشی نشان می‌دهند که معنادار نبوده است. در دیگر ماه‌ها، روند افزایشی بدون معناداری مشخصی دیده می‌شود، همچنین یک روند افزایشی مشخص و معنادار نیز در ماه مه قابل مشاهده است (معناداری نمایش داده نشده است) (شکل ۹ و ۱۰). بیشترین بی‌هنجاری مثبت در ژانویه سال ۲۰۰۸، دسامبر ۲۰۰۳ و اکتبر ۲۰۰۶ و بیشترین بی‌هنجاری منفی در نوامبر تا دسامبر ۲۰۱۰، فوریه تا مارس ۲۰۰۸ و آوریل سال ۲۰۱۵ رخ داده است (شکل ۱۱ و ۱۲).



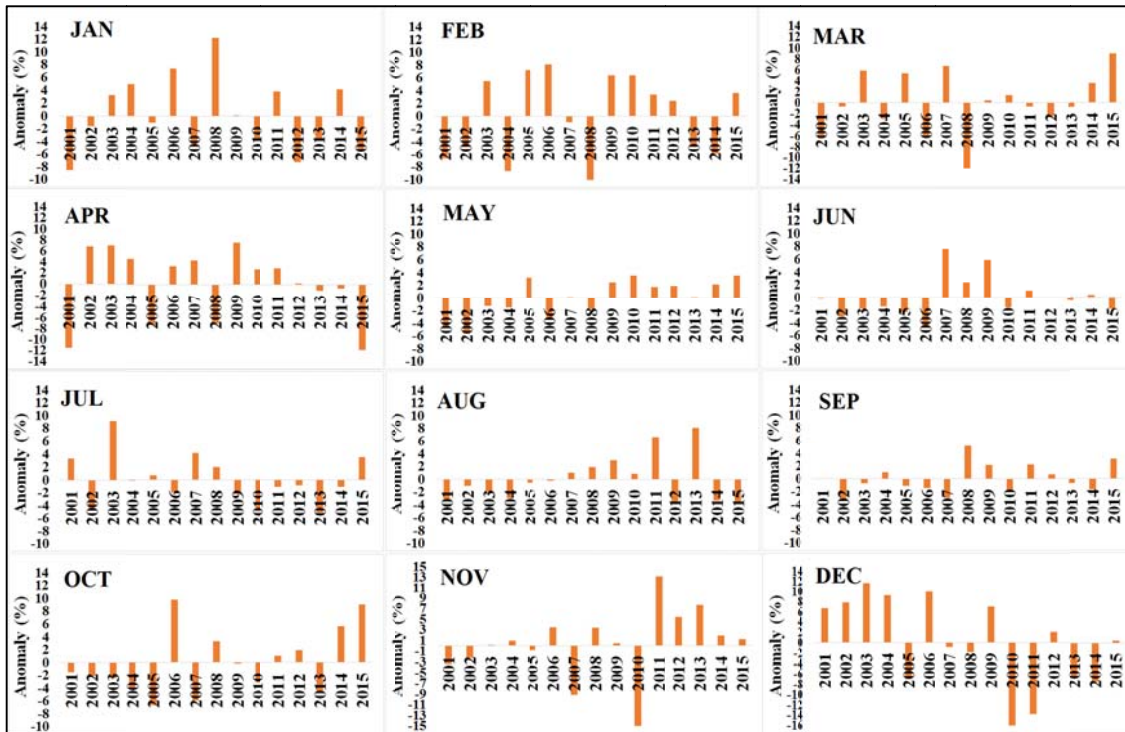
شکل ۸. انحراف معیار ابرناکی ماهواره ترا (الف) و ماهواره آکوا (ب): DJF: زمستان، MAM: بهار، JJA: تابستان و SON: پاییز.



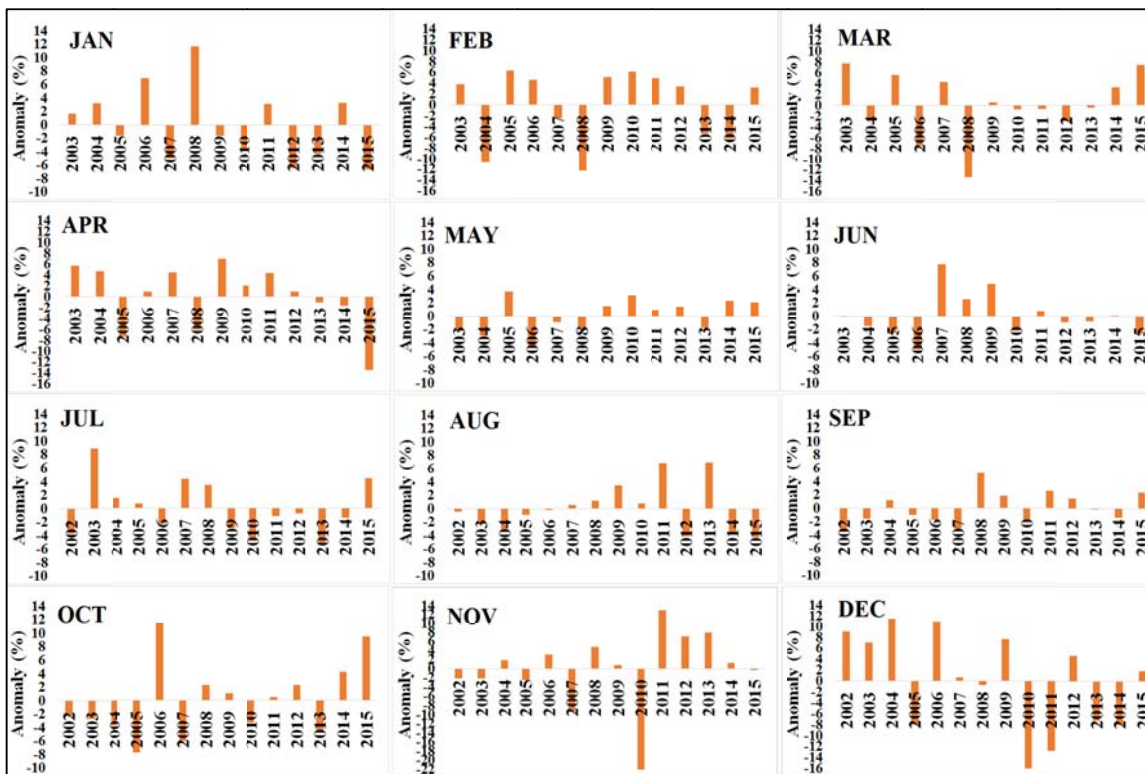
شکل ۹. روند سالانه در میانگین ماهانه ابرناکی ماهواره ترا دوره ۲۰۰۱-۲۰۱۵.



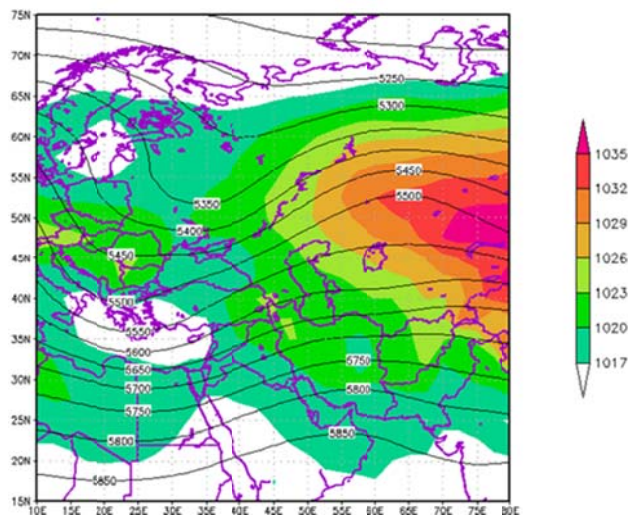
شکل ۱۰. روند سالانه در میانگین ماهانه ابرناکی ماهواره آکوا دوره ۲۰۰۲-۲۰۱۵.



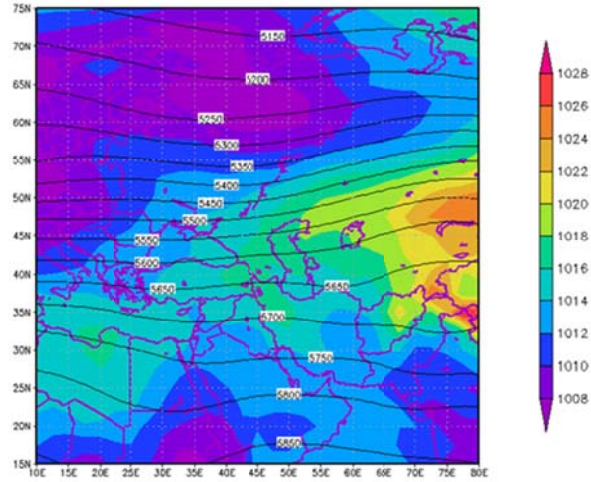
شکل ۱۱. بی‌هنجاری سالانه ابرناکی ماهواره ترا مرتبط به همه ماهها در دوره ۲۰۰۱-۲۰۱۵.



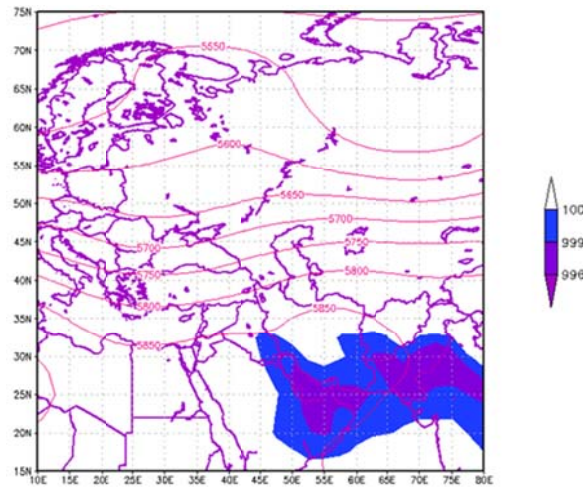
شکل ۱۲. بی‌هنجاری سالانه ابرناکی ماهواره آکوا مرتبط به همه ماهها در دوره ۲۰۰۲-۲۰۱۵.



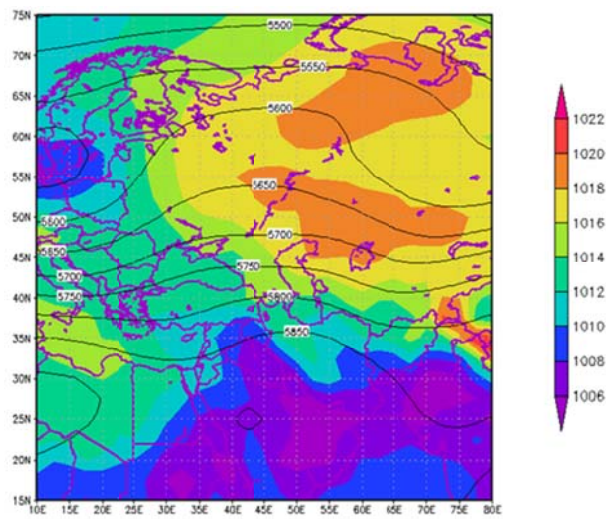
(الف)



(ب)



(ج)



(د)

شکل ۱۳. نقشه‌های ترکیبی میانگین فصلی فشار سطح دریا (رنگی) و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (منحنی؛ الف) زمستان، (ب) بهار، (ج) تابستان، (د) پاییز.

۴. نتیجه گیری

بسیار ناچیز بوده است. پوشش گیاهی نیز ارتباط مثبت اما ناکاملی را در همه ماه‌ها نشان داد. این ارتباط در فصل تابستان بسیار قوی است به دلیل اینکه NDVI در این فصل و در ماه ژوئن با مقدار حداکثر ۰/۸ به بیشترین مقدار خود می‌رسد. در یک نتیجه‌گیری کلی می‌توان استنباط کرد عرض جغرافیایی بالاترین توجیه (تا ۸۰ درصد) را در ارتباط با پراکندگی ابرها ارائه می‌دهد، پوشش گیاهی و توپوگرافی بعد از آن با نرخ کمتری (هر دو تا ۲۵ درصد) توجیه‌کننده تغییرات و پراکندگی آن هستند. تغییرات زمانی ابرناکی نشان می‌دهد، در همه فصول بیشترین تغییرات در صبح‌هنگام رخ داده است و این تغییرات در پاییز به حداکثر خود می‌رسد. بیشترین روند منفی در درصد ابرناکی در ماه دسامبر به دست آمد و بی‌هنجاری‌های مثبت درصد ابرناکی در ماه‌های سرد سال‌های ۲۰۰۶، ۲۰۰۳، و ۲۰۰۸ اتفاق افتاده است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان این پژوهش از سازمان هواشناسی کشور به دلیل در اختیار گذاشتن داده‌های ایستگاه‌های همدمیدی قدردانی می‌کنند.

مراجع

رسولی، ع.، جهانبخش، س. و قاسمی، الف، ۱۳۹۲، بررسی تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۲۸۸، شماره ۳، ۸۵-۱۰۲.

موسوی‌بایگی، م. و اشرف، ب.، ۱۳۹۰، شناسایی مناطق با کمترین میزان ابرناکی به منظور پهنه بندی نواحی پرتابش کشور، مجله آب و خاک، ۲۵، شماره ۳، ۶۶۵-۶۷۵.

مطالعات در راستای تعیین تأثیر ویژگی‌های جغرافیایی روی متغیرهای اقلیمی نظیر ابرناکی از موضوع‌های جدید مورد توجه پژوهشگران جهان است. استفاده از تصاویر ماهواره‌ای از این جهت از نقاط قوت مطالعات اقلیمی است که می‌توان نقاط با فواصل یکسان را به منظور پوشش‌دهی کل منطقه مورد مطالعه انتخاب نمود. ابرناکی از مهم‌ترین پارامترهای جوی است که در تعادل اقلیم کره زمین به دلیل نقش آن در واداشتهای تابشی بسیار تأثیرگذار است. در این پژوهش سعی شده است با استفاده از تصاویر صبح‌هنگام (ماهواره ترا) و عصرهنگام (ماهواره آکوا) درصد ابرناکی بررسی شود و تأثیر ویژگی‌های جغرافیایی (عرض جغرافیایی، توپوگرافی و پوشش گیاهی) بر روی ابرناکی تحلیل شود. اعتبارسنجی با استفاده از داده‌های ساعتی ایستگاهی نشان داد که داده‌های ماهواره‌ای دقت زیادی دارند که برای بررسی ابرناکی قابلیت بالایی نشان می‌دهند. ارتباط روشنی بین ویژگی‌های جغرافیایی و پارامتر ابرناکی وجود دارد. این ارتباط در مورد عرض جغرافیایی بسیار واضح است، به طوری که در سه فصل زمستان، بهار و پاییز با حرکت به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین از ابرناکی کاسته می‌شود. در صورتی که در تابستان نقش مونسون این الگو را کمی تغییر داده و بیشترین ابرناکی مربوط به نواحی جنوب شرق و سپس سواحل شمالی است. در بررسی ارتفاع مشخص شد نقش همرفت دامنه‌ای در ارتفاعات ۵۰۰-۱۵۰۰ متر در فصول بهار و پاییز بسیار قابل ملاحظه است. توپوگرافی ارتباط کاملاً معناداری با ابرناکی نشان نداد، این ارتباط تنها در ماه‌های گرم ژوئن تا سپتامبر به صورت منفی و ناکامل اما معنادار است و در دیگر ماه‌ها این ارتباط معنادار نیست یا ارتباط معنادار در سطح ۰/۰۵ و

Ackerman, S. A., Frey, R. A., Strabala, K. I., Liu, Y., Gumley, L. E. and Menzel, W. P., 2010, discriminating clear-sky from cloud with modis algorithm theoretical basis document (mod35).V.6.1.

Barja, B. and Antuna, J. C., 2010, Cirrus clouds

physical and spatiotemporal features in the Wider Caribbean, *Atmósfera*, 23(2), 185-196.

Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., Hines, K. M., Kay, J. E., Key, E. L., Lazzara, M. A., Lubin, D., McFarquhar, G. M., Gorodetskaya, I. V., Grosvenor, D. P., Lachlan-Cope, T. and van

- Lipzig, N. P. M., 2012, Tropospheric clouds in Antarctica, *Reviews of Geophysics*, 50, RG1004, 8755-1209/12/2011RG000363.
- Banta, R. M., 1998, The role of mountain flows in making clouds. Chapter 9 of Atmospheric processes over complex terrain, *Meteorol. Monogr*, 23, American Meteorological Society.
- Carleton, A. M., Travis, D., Arnold, D. and Brinegar, R., 1994, climatic-scale vegetation-cloud interaction during drought using satellite data, *international journal of climatology*, 14:593-623, doi: 10. 1002/ joc. 3370140602.
- Cziczo, D. J., Froyd, K. D., Hoose, C., Jensen, E. J., Diao, M., Zondlo, M. A., Smith, J. B., Twohy, C. H. and Murphy, D. M., 2013, Clarifying the Dominant Sources and Mechanisms of Cirrus Cloud Formation. *Science*. 340 (6138): 1320-1324, doi: 10.1126/science.1234145.
- Chernokulsky, A. and Mokhov, I. I., 2012, Climatology of Total Cloudiness in the Arctic: An Intercomparison of Observations and Reanalyses, *Advances in Meteorology*, Volume 2012, Article ID 542093, 15 pages, 2012. doi:10.1155/2012/542093.
- Didier, N., 2015, Comparison of Spatial and Temporal Cloud Coverage Derived from CloudSat, CERES, ISCCP and Their Relationship with Precipitation Over Africa, *American Journal of Remote Sensing*, 3(2), 17-28, doi: 10.11648/j.ajrs.20150302.11.
- Evans, J. P., Smith, R. B. and Oglesby, R. J., 2004, Middle east climate simulation and dominant precipitation processes, *International journal of climatology*, 24, 1671-1694, doi: 10.1002/joc.1084.
- Forsythe, N., Hardy, A. J., Fowler, H. J., Blenkinsop, S., Kilsby, C. G., Archer, D. R. and Hashmi, M. Z., 2015, A Detailed Cloud Fraction Climatology of the Upper Indus Basin and Its Implications for Near-Surface Air Temperature, *Journal of climate*, 28:3537-3556, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00505.1.
- Halladay, K., Malhi, Y. and New, M., 2012, Cloud frequency climatology at the Andes/ Amazon transition: 1. Seasonal and diurnal cycles. *Journal of geophysical research*, 117, D23102, doi:10.1029/2012JD017770.
- Iacobellis, S. F. and Cayan, D. R., 2013, The variability of California summertime marine stratus: Impacts on surface air temperatures, *Journal of geophysical research*, 118:1-18, doi:10.1002/jgrd.50652.
- King, M. D., Platnick, S., Menzel, W. P., Ackerman, S. A. and Hubanks, P. A., 2013, Spatial and Temporal Distribution of Clouds Observed by MODIS Onboard the Terra and Aqua Satellites, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 51(7): 3826-3852, 10.1109/TGRS.2012.2227333.
- King, M. D., Menzel, W. P., Kaufman, Y. J., Tanré, D., Gao, B. C., Platnick, S., Ackerman, S. A., Remer, L. A., Pincus, R. and Hubanks, P. A., 2003, "Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 41, no. 2, pp. 442-458.
- Kirchgaßner, A., 2010, An analysis of cloud observations from Vernadsky, Antarctica. *International journal of climatology*, 30: 1431-1439.
- Klitch, M. A., Weaver, J. F., Kelly, F. P. and VonderHaar, T. H., 1985, Convective cloud climatologies constructed from satellite imagery. *Monthly Weather Review*, 113(3):326-337.
- Liou, K. N., 1992, *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere: Theory, Observation, and Modeling*. Oxford University Press, 487 pp.
- Liu, R. and Liu, Y., 2013, Generation of new cloud masks from MODIS land surface reflectance products, *Remote Sensing of Environment*, 133, pp. 21-37.
- Matuszko, D. and Weglarczyk, S., 2014, Effect of cloudiness on long-term variability in air temperature in Krakow, *International journal of climatology*, 34: 145-154.
- Pitts, M. C., Thomason, L. W., Poole, L. R. and Winker, D. M., 2007, Characterization of Polar Stratospheric Clouds with spaceborne lidar: CALIPSO and the 2006 Antarctic season. *Atmos. Chem. Phys*, 7: 5207-5228.
- Peng, J., Zhang, H. and Li, Z. Q., 2014, Temporal and Spatial Variations of Global Deep Cloud Systems Based on CloudSat and CALIPSO Satellite Observations. *Advances in atmospheric sciences*, 31: 593-603, doi: 10.1007/s00376-013-3055-6.
- Sato, T., Kimura, F. and Hasegawa, A. S., 2007, Vegetation and topographic control of cloud activity over arid/semiarid Asia, *Journal of geophysical research*, 112, D24109, doi:10.1029/2006JD008129.
- Stengel, M. S., Kniffka, A. K., Meirink, J. F. M., Lockhoff, M. L., Tan, J. T. and Hollmann, R. H., CLAAS: the CM SAF cloud property data set using SEVIRI, 2014, *Atmos. Chem. Phys*, 14: 4297-4311.
- Stull, R. B., 1988, *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer academic publications.
- Wang, X. and Key, J. R., 2003, Recent Trends in Arctic Surface, Cloud, and Radiation Properties from Space. *Science*, 299:1725-1727.

- Xie, Y. and Liu, Y., 2013, A new approach for simultaneously retrieving cloud albedo and cloud fraction from surface-based shortwave radiation measurements, *Environ. Res. Lett.* 8 (2013) 044023 (9pp) doi:10.1088/1748-9326/8/4/044023.
- Yadav, A. K., 2016, On the relationship between Iran surface temperature and northwest India summer monsoon rainfall. *International journal of climatology*, published online in Wiley online library, Doi:10.1002/joc.4648.
- Yang, P. and Baum, B. A., 2015, *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* 2nd Edition, 5, 116-127, <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3.00503-X>.

Analysis of spatiotemporal variations of cloud fraction based on Geographic characteristics in Iran

Ghasemifar, E.¹, Farajzadeh, M.^{2*}, Ghavidel Rahimi, Y.³ and Ali-Akbari Bidokhti, A. A.⁴

1. Ph.D. Student, Department of Physical Geography, Faculty of Humanities, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Humanities, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

3. Associate Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Humanities, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

4. Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 8 Oct 2016, Accepted: 24 Jan 2017)

Summary

Clouds cover major portion of the earth's surface and play an important role in climatic system. Clouds affect the radiation energy balance of the earth's climate system by absorbing or scattering solar radiation and long wave radiation and emitting thermal radiation. Cloud properties are closely related to cloud cover patterns, a shift in cloud regime would result in changes in cloud fraction and the cloud microphysical properties and both of these (cloud fraction and cloud microphysics) influence the radiation forcing (Rapp, 2015). Clouds have a strong effect on precipitation distribution, tropospheric temperature profile, climate change, radiation budget, global hydrology budget. Thus, they have an important influence on global climate. The purpose of this research is the study of this variety of cloud fraction in Iran during all months over 2001-2015 with respect to the latitude, topographic forcing, and vegetation cover. Latitude, altitude, slope, aspect and vegetation are geographic characteristics in an area which determine and control many climatic parameters such as temperature, precipitation and etc. Analysis of spatiotemporal variations of cloud fraction based on the characteristics in a vast country like Iran has not been considered by researcher. Satellite imagery is one of the most efficient data source to monitor cloudiness. The spatial and temporal variation of cloud type Ping as deep cloud (Ping et al., 2014), stratospheric clouds (Pitt et al., 2007) and different cloud type (Halladay et al., 2012) have been studied by researchers over the world. Some researchers consider relation between cloud fraction and climate and geographic parameters e.g. Sato et al., 2007. Some other researchers reviewed cloudiness studies e.g. Bromwich et al., 2012. Iran is located between 24.5 to 39.5 north latitude and has topographic range between -28 to 5595m. NDVI value reaches a maximum value in June (0.897) during 2001-2015 time period. This research uses DEM 30 meter and Normalized Difference Vegetation Index in order to analyze the effects of geographic parameters on cloud fraction. Monthly mean values of cloud fraction are extracted from MOD08/MYD08 MODIS products. We have then validated accuracy of MODIS mean monthly of cloud fraction aboard the Terra and Aqua using ERA-Interim and station data. Results show that there is a good agreement between them but the data is more accurate in cold month, and in the mornings, so that, polynomial coefficients of determination are higher against the stations data and in the morning times due to hourly stations weather data which corresponded to the satellites overpass. The geographic characteristics results showed that cloud fraction increases with increase in latitude except summer seasons due to monsoon system. In order to showing topographic forcing on cloud fraction, this parameter is divided into intervals of 15% for each months and then altitude, slope and aspect that were extracted for each interval. Topographic forcing presents the interesting role of sloped convection in mountain area in average elevation (500-1500 meter) over spring and autumn. Vegetation also has nearly direct relation with cloud fraction. Investigation of temporal variations of cloud fraction showed that the maximum value of STD is obtained in autumn for both satellites. Furthermore, significant trend was not observed in many months, but month of December showed decreasing trend by 2 to 3 annually. This research is the first attempt in the field of cloud climatology in recent decades and further analysis are needed to show the ongoing climate change effects on cloud climatology in this region. Study of cloud vertical profiles can be the next research in this field.

Keywords: Spatial and temporal variations, remote sensing data, geographic characteristics, Iran.