

مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره هفتم، شماره ۱۵، بهار ۱۳۹۷

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۱۱/۰۶

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۰۳/۰۶

صفحات: ۲۵۴ - ۲۳۷

واکاوی روند تغییرات و الگوی فضایی ابرناکی سالانه و فصلی در ایران

محمود احمدی^{۱*}، حمزه احمدی^۲، عباسعلی داداشی رودبای^۳

چکیده

ابرها در چرخه آب و شکل‌گیری اقلیم‌های مختلف از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشند. توزیع مکانی روزهای ابرناکی و روند تغییرات آن در جهت اتخاذ تصمیمات و راهبردهای محیطی حائز اهمیت است. هدف از این پژوهش بررسی روند تغییرات مکانی و زمانی سالانه تغییرات روزهای ابرناکی در ایران بر مبنای روش‌های زمین‌آمار می‌باشد. روش پژوهش براساس آمار و اطلاعات روزهای ابری ۴۳ ایستگاه همدید از سال ۱۹۷۰ الی ۲۰۱۰ انجام شد. به‌منظور تعیین الگوی فضایی از روش‌های مختلف درون‌یابی زمین‌آمار استفاده شد. برای سنجش دقت این روش‌ها از معیارهای اعتبارسنجی MAE، MBE و RMSE و برای ارزیابی روند تغییرات از روش من - کندال و کمترین مربعات استفاده گردید. نتایج نشان داد از شمال به جنوب و از غرب به شرق ایران، تعداد روزهای ابری کاهش می‌یابد و تفاوت مکانی زیادی در تعداد روزهای ابرناکی در کشور وجود دارد. توزیع زمانی - مکانی روزهای ابری در کشور نیز تابع مؤلفه‌های مکان می‌باشد و عامل عرض جغرافیایی بیشترین تأثیر را دارد. نتایج معیارهای اعتبارسنجی نشان داد که برای ابرناکی سالانه روش‌های GPI و C/K، در فصل زمستان روش درون‌یابی C/K، در فصل بهار روش IDW، در فصل تابستان LPI و در فصل پاییز روش‌های RBF و EBK از عملکرد بالاتری در توزیع مکانی ابرناکی برخوردار می‌باشند. روند تغییرات روزهای ابری در کشور بیشتر کاهشی بوده، در بیش از نیمی از ایستگاه‌های مورد مطالعه این روند کاهشی معنی‌دار آشکار گردید. از آنجایی که مقدمه بارش ابرناکی است، نتایج تحقیق در پیش‌آگاهی مدیریت ریسک مخاطرات هیدروکلیمایی و مدیریت منابع آبی حائز اهمیت می‌باشد.

واژگان کلیدی: ابرناکی، ایران، زمین‌آمار، روند تغییرات، کریجینگ.

44ahmadi@gmail.com

hamzehahmadi2009@gmail.com

dadashiabbasali@gmail.com

^۱- استادیار آب و هواشناسی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران (نویسنده مسئول)

^۲- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی کشاورزی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار

^۳- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی شهری، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران

مقدمه

ابرها به عنوان یکی از مهم‌ترین پدیده‌های آب و هوایی از اهمیت بالایی برخوردار هستند. ابرها هم در بیلان انرژی سطح زمین نقش دارند و هم در رأس چرخه هیدرولوژیکی قرار می‌گیرند (ونجینگ و همکاران^۱، ۲۰۱۴). پوشش ابری آسمان با تأثیرگذاری بر بودجه گرمایی سطح زمین عامل مهم و اساسی در تغییرات دیگر کمیت‌های هواشناسی نیز به شمار می‌رود (بنایان و همکاران، ۱۳۸۹). یکی از مهم‌ترین مسائل حال حاضر در زمینه آب‌وهوا، مسئله تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای آب و هوایی می‌باشد. مطالعه پوشش ابر به عنوان یکی از مهم‌ترین پارامترهای آب و هوایی حائز اهمیت می‌باشد (رسولی و همکاران، ۱۳۹۲). ابرها می‌توانند تابش خورشیدی ورودی را به وسیله جذب، پراکنش و انعکاس و تابش طول موج بلند با انتشار و جذب آن تحت تأثیر قرار دهند بر اساس تحقیقات ویبگ^۲ (۲۰۰۸) دو نوع داده برای ارزیابی تغییرات ابرناکی مناسب دیده شد: یکی دیدبانی‌های ایستگاه‌های سینوپتیک و دیگری تصاویر ماهواره‌ای. ابرناکی، به طور معمول نقش مهمی در تعیین آب‌وهوای هر منطقه دارد که در مقابل مؤلفه‌های دمایی و بارش، نسبتاً بدون بررسی باقی مانده است (ماتوسکو^۳، ۲۰۰۳). ابرناکی که توسط هواشناسان و اقلیم شناسان مورد بحث قرار می‌گیرد، یکی از مهم‌ترین عناصر هواشناسی محسوب می‌شود. خیلی از محققان اثرات مقدار و نوع ابر را بر روی واداشت تابشی جهانی مورد بررسی قرار داده‌اند (IPCC, 2001) به نقل از (فلیپیاک و میتوس^۴، ۲۰۰۹). ابرناکی یک پارامتر عمده اقلیمی است، به طور مستقیم با شار تابشی هم در بالای جو و هم بالای سطح زمین ارتباط دارد (لولیس^۵، ۲۰۰۹). ابرناکی در عرض‌های معتدله در نتیجه اشباع در جو می‌باشد، عمدتاً به دلیل کم‌فشارهای جبهه‌ای یا سرمایش بی‌دررو محلی در ارتباط با جریان‌های همرفتی در شرایط ناپایدار جو رخ می‌دهد (همان).

طبق دستورالعمل سازمان هواشناسی جهانی؛ ابر، یک توده از ذرات خیلی ریز آب یا بلوره‌های یخ یا ترکیبی از هر دو، که در بالای سطح زمین قرار گرفته و در یک مکان دیدبانی قابل مشاهده می‌باشد. مقدار ابرناکی، مقداری از آسمان که به وسیله نوع ابر خاصی یا به وسیله انواع ابرهای مختلف، پوشیده شده باشد (WMO, 2008). درک و فهم تغییرات ابرناکی و انواع آن برای ارزیابی نقش ابرها در تغییر اقلیم حائز اهمیت می‌باشد (سان^۶، ۲۰۰۰). تغییرات در پوشش ابر شدیداً به تغییرات آب و هوایی ارتباط دارد (وبینگ^۷، ۲۰۰۸). میزان ابرناکی آسمان مقدار رطوبت ورودی و درصد احتمال بارندگی را نشان می‌دهد (علیجانی، ۱۳۸۳). ابرناکی نماینده درصدی از آسمان است که پوشیده از ابر است. در ایران ابرناکی با دما ارتباط معکوس نشان می‌دهد. میانگین ابرناکی ایران ۲۶ درصد است که با توجه به میانگین جهانی آن ۵۰ درصد، ایران کشوری کم‌ابر می‌باشد (مسعودیان، ۱۳۸۷).

1- Wenjing et al.

2- Wibig

3- Matuszko

4- Flipiak & Mietus

5- Lolis

6- Sun

7- Webbing

اهمیت پدیده ابرناکی و روزهای ابری در آبوهوای کره زمین و همچنین نقش آن در زندگی انسان، موجب شده تا در سطح جهانی مطالعاتی را به خود اختصاص دهد. دومروس و گونینگ^۱ (۱۹۸۱) رابطه بین ابرناکی و ساعات آفتابی را بررسی نمودند آن‌ها با بررسی آمار ساعات آفتابی و روزهای ابری مشخص نمودند که بین ساعات آفتابی و ابرناکی ارتباط معکوسی وجود دارد. سینیک^۲ (۱۹۹۲) مدل اقلیم محلی رابطه بین ابرناکی - دما را بررسی نمودند. بر اساس این تحقیق، بین ابرناکی و دما همبستگی مثبت و ساعات آفتابی همبستگی منفی وجود دارد. ماتوسزکو^۳ (۲۰۰۲) تغییرات ابرناکی در کراکو در قرن بیستم را بررسی نمودند. وی به صورت روزانه تا ماهانه، وضعیت ابرناکی را مشخص نمودند. وینگ^۴ (۲۰۰۸) تغییرات ابرناکی در نیمه دوم قرن ۲۱ در لودز را بررسی نمودند. در لودز کل پوشش ابری به طور معنی‌داری در نیمه دوم قرن ۲۱ کاهش می‌یابد. لوئیس^۵ (۲۰۰۹)، تغییرات زمانی - مکانی ابرناکی در منطقه مدیترانه و ارتباط آن با ویژگی گردش‌های جوی را بررسی نمودند. بیشترین ابرناکی در زمان فعالین NAO و بلوکینگ اروپا رخ می‌دهد. زانگ و همکاران^۶ (۲۰۱۱)، نوسانات ابرناکی بر روی فلات تبت در طول سال‌های ۲۰۰۴ - ۱۹۷۱ را بررسی نمودند. نتایج آن‌ها مشخص نمود که از جنوب شرق به شمال شرق منطقه میزان ابرناکی کاهش می‌یابد و از نظر فصلی روند کاهشی قابل‌ملاحظه‌ای در سری روزهای ابری نسبت به سال‌های گذشته مشاهده می‌شود. ابرناکی با ساعات آفتابی همبستگی منفی و با بارش و رطوبت نسبی همبستگی مثبت دارد. ریاجیک^۷ (۲۰۱۲) روند مدت زمان ساعات آفتاب بر روی منطقه امریکای جنوبی را بررسی نمودند. با استفاده از روش من - کندال روند افزایشی معنی‌داری در ساعات آفتابی در منطقه مشخص نمودند. وینجینگ و همکاران^۸ (۲۰۱۴) توزیع زمانی و مکانی تغییرات پوشش ابر در دلتای رودخانه یانسته را بررسی نمودند. تغییرپذیری ابر و پوشش آن به‌علاوه بر شرایط جهانی در قالب سامانه‌ها و الگوهای پیوند از دور به شرایط محلی و فصلی هم به‌شدت بستگی. جزول^۹ (۲۰۱۶) تغییرپذیری و تغییرات پوشش ابری در هندوستان در دوره ۱۹۵۱ تا ۲۰۱۰ بررسی نمودند. به‌طورکلی روند کاهشی در میانگین پوشش ابری در منطقه وجود دارد. تغییرپذیری پوشش ابری به پارامترهای اقلیمی چون دمای روزانه ارتباط دارد.

نم و ابر یکی از مهم‌ترین عامل‌های سازنده اقلیم ایران محسوب می‌شود (مسعودیان ۱۳۸۲). این عامل اقلیمی در سراسر کمربند شمالی ایران بارزترین عامل اقلیمی محسوب می‌شود. عزیزی و روشنی (۱۳۸۷) برای مطالعه تغییر اقلیم در سواحل جنوبی دریای خزر به روش من - کندال پارامتر روزهای ابری را مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها مشخص نمودند که در سری‌های ابرناکی فصول هیچ‌گونه تغییری که نشانه روند باشد وجود ندارد. بنایان و همکاران

1- Domrös & Gongbing

2- Šinik

3- Matuszko

4- Webing

5- Lolis

6- Zhang et al.

7- Raichijk

8- Wenjing et al.

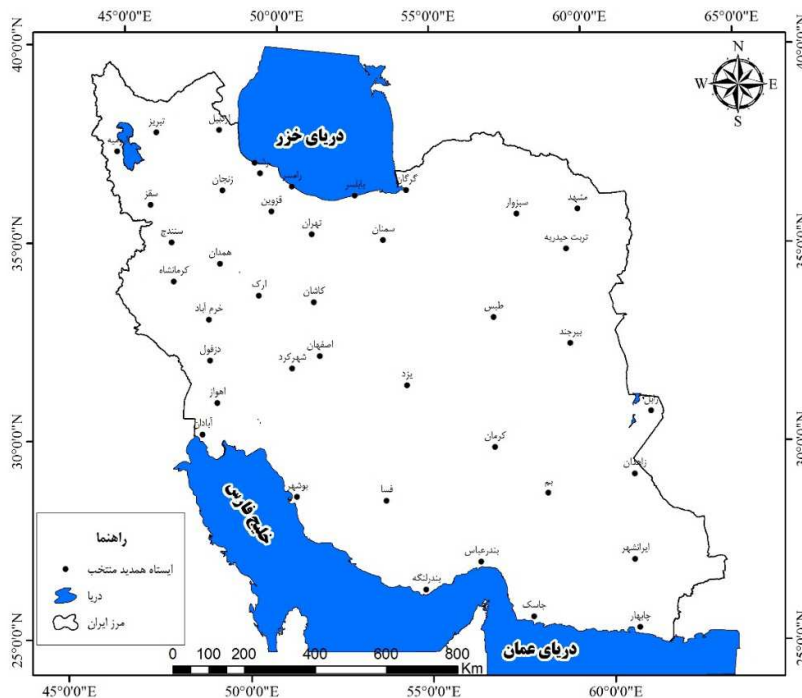
9- Jaswal

(۱۳۸۹) نوسان پذیری اقلیمی در شمال شرق ایران را بررسی نمودند. آن‌ها پوشش ابری آسمان را به‌عنوان یکی از پارامترهای اقلیمی مؤثر در نوسان پذیری اقلیمی مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها مشخص نمودند که در کلیه ایستگاه‌های شمال شرق به‌جز مشهد، روند کاهشی در تعداد روزهای ابری مشاهده شده است. بایگی و اشرف (۱۳۹۰) مناطق باکم‌ترین میزان ابرناکی به‌منظور پهنه‌بندی نواحی پرتابش کشور بررسی نمودند. آن‌ها مشخص نمودند که از ۱۲۰ ایستگاه مورد مطالعه، ۸۹ ایستگاه در طی سال‌های ۱۳۶۸ تا ۱۳۸۷ بیش از ۲۰۰ روز سال، آسمان صاف و بدون ابر بوده است. ظهور (۱۳۹۲) ابرناکی کشور را جهت بهره‌برداری از انرژی خورشیدی را بررسی نمود و با بررسی وضعیت ابرناکی کشور ایران را از نظر پتانسیل خورشیدی به ۱۱ منطقه تقسیم نمودند. مدل‌سازی تغییرات زمانی و مکانی پوشش ابری با تأکید بر روزهای بارش در ایران پژوهشی است که قاسمی (۱۳۹۱) انجام داده است و با استفاده از آمار و اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی سطح زمین تغییرات زمانی و مکانی به‌صورت پهنه‌های مختلف مشخص نمودند. رسولی و همکاران (۱۳۹۲) تغییرات زمانی - مکانی پوشش ابر در ایران را بررسی نمودند. آن‌ها از نظر زمانی دهه ۱۹۹۰ را دهه تغییرات پوشش ابر معرفی نمودند. بررسی شرایط ابرناکی و برخی شاخص‌های ناپایداری جهت تعیین پتانسیل بارورسازی ابرها در مشهد پژوهشی است که رحمدل (۱۳۹۵) بدان اهتمام ورزیده است. وی مشخص نمود که بیشترین ابرناکی در مشهد در فصول سرد و بارانی زمستان و اوایل بهار تشکیل می‌گردد. پدیده ابرناکی به‌عنوان یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های اقلیمی نقش مؤثری در شرایط اقلیمی و شرایط محیطی منطقه ایفا می‌نماید. این پدیده به‌عنوان مقدمه چرخه هیدرولوژیکی و همچنین نقش مؤثر در بیلان انرژی سطح زمین، از نظر کم‌آبی و خشکسالی نیز حائز اهمیت فراوان می‌باشد. آگاهی از وضعیت روزهای ابری و ابرناکی در کشور، برای پیش‌آگاهی در مدیریت بحران مخاطرات هیدروکلیمایی بخصوص بحران کم‌آبی و خشکسالی حائز اهمیت می‌باشد. کشور ایران با گستره جغرافیای زیاد و سطوح ناهموار مختلف، ابر و ابرناکی علاوه بر اینکه نامی در ادبیات به خود اختصاص داده در اقلیم‌شناسی نیز یک مؤلفه بسیار مهم با سازوکاری سیستمی محسوب می‌شود. با توجه به اینکه سنجش وضعیت روزهای ابری در قالب ایستگاه‌های هواشناسی به‌خوبی میسر است، لذا پرداختن به این پدیده اقلیمی و واکاوی توزیع زمانی و مکانی آن و همچنین روند تغییرات می‌تواند نقش مؤثری در آگاهی‌بخشی‌ها و مطالعات راهبردی در زمینه مدیریت منابع آبی داشته باشد. با توجه به نبود مطالعه جامع در زمینه الگوی فضایی و روند تغییرات پدیده ابرناکی در سطح کشور، مطالعه حاضر باهدف الگوی فضایی پدیده ابرناکی سالانه و فصلی براساس روش‌های زمین‌آمار و همچنین روند تغییرات روزهای ابری براساس آزمون‌های پارامتری و ناپارامتری در سطح کشور طراحی و اجرا شده است.

داده‌ها و روش‌ها

در تحقیق حاضر با رهیافتی آماری - تحلیلی آمار اطلاعات ۴۳ ایستگاه هواشناسی همدید با آمار طولانی مدت استفاده شد (شکل ۱). آمار لازم به‌صورت سالانه از سال ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۰ از سازمان هواشناسی کشور تهیه و تنظیم شده است. مقدار ابرناکی برآوردی از نزدیک‌ترین اکتاو (هشتم) می‌باشد و بر مبنای مقیاسی که ضرورتاً یکی از نزدیک‌ترین اکتاو یا (هشتم) باشد، گزارش می‌گردد، به‌استثنای مقادیر ۰ و ۸ که به ترتیب به مفهوم کاملاً پاک و

کاملاً ابری می‌باشد (WMO, 2008). مقدار ابرناکی را با نماد یک‌دهم (Tenth) و یک‌هشتم Octa مقایسه می‌کنند. برای وضعیت ابری از ۶ دهم تا ۹ دهم مقدار ابرناکی در نظر می‌گیرند (شریفان و هزارجریبی، ۱۳۹۰). ابرناکی آسمان در طول سال به سه حالت (۰ - ۲/۸)، (۳ - ۶/۸) و (۷ - ۸/۸) وجود دارد (ظهور، ۱۳۹۰). پدیده ابرناکی و یا روزهای ابری در ایستگاه‌های هواشناسی در سطح زمین، به صورت (۲/۸ - ۰ روزهای بدون ابر، ۳/۶ - ۲ روزهای جزئی و ۷/۸ - ۳ روزهای بری) سنجش می‌شود. در این تحقیق از سنجش‌های ۷/۸ - ۳ استفاده گردید. برای توزیع زمانی - مکانی روزهای ابری یا ابرناکی از روش‌های زمین‌آمار در محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) استفاده شد.



شکل ۱: توزیع و موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های منتخب همدید مورد مطالعه در ایران

به‌منظور توزیع فضایی ابرناکی در کشور، از روش‌های مختلف درون‌یابی زمین‌آمار به‌صورت روش‌های قطعی و تصادفی استفاده گردید. روش‌های زمین‌آمار مجموعه‌ای از فن‌ها و تخمین‌گرهای مورد استفاده در تغییرپذیری مکانی و همبستگی پدیده‌های توزیع‌شده در مکانی پیوسته برای برآورد در مکان‌های نمونه‌برداری نشده را در برمی‌گیرد (صفرراد و همکاران، ۱۳۹۲). برای سنجش روابط آماری حاکم بر وضعیت ابرناکی با مولفه‌های مکانی (طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع از سطح دریا) براساس روش ضریب همبستگی پیرسون استفاده شد.

در این تحقیق روش‌های مختلف زمین‌آمار، RBF, C/K، EBK، LPI، GPI، IDW برای دستیابی به بهترین و مناسب‌ترین توزیع مکانی از ابرناکی در کشور استفاده شده است. عملیات هر کدام از این روش‌ها در محیط نرم‌افزار ArcGIS10/2 انجام شده است. برای تعیین بهترین روش برآورد کننده توزیع مکانی ابرناکی از معیار اعتبارسنجی،

میانگین مطلق خطاها (MAE)، میانگین اریب خطاها (MBE) و ریشه میانگین مربع خطاها (RMSE) استفاده شد. ارزیابی معیارهای اعتبار سنجی از طریق روش اعتبار سنجی تقاطعی انجام شده است. برای کنترل عملکرد روش‌های درونیابی فن‌های متفاوتی وجود دارد. در اکثر موارد از اعتبارسنجی متقابل استفاده می‌شود (Price et al, 2000). روش‌های مختلفی برای اعتبارسنجی بر مبنای روش‌های درونیابی وجود دارد، یکی از مهم‌ترین آنها روش اعتبارسنجی تقاطعی می‌باشد. اساس روش‌های اعتبار سنجی تقاطعی این است که تعدادی از نقاط حذف و درونیابی با بقیه نقاط انجام می‌گیرد در واقع مقادیر مشاهده شده به صورت موقت از مجموعه داده‌های نمونه حذف شده و با استفاده از سایر نقاط نمونه برای آن مقادیر جدیدی برآورد می‌شود. در این روش برای هر یک از نقاط مشاهده‌ای، که معمولاً تنها ابزار مقایسه می‌باشند، با به کارگیری روش درونیابی نقطه مورد نظر برآورد می‌شود. سپس این نقطه به محل خود برگردانده شده و نقطه بعدی حذف می‌گردد و به همین ترتیب برای تمام نقاط برآورد صورت می‌گیرد. در پایان ستون مقادیر مشاهده‌ای و ستون مقادیر برآورد شده در قالب معیارهای مختلف خطا، فرمول‌های MAE، RMSE، MAE و غیره با هم مقایسه می‌شوند.

میانگین قدر مطلق خطا

$$MAE = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |z^*(X_i) - Z(X_i)|}{n} \quad (1)$$

$Z^*(xi)$: مقدار برآورد شده متغیر در X_i ، $z(x_i)$: مقدار مشاهده‌ای متغیر در x_i ، n : تعداد نقاط با متغیر مشاهده‌ای. هرچقدر مقدار MAE به صفر نزدیک‌تر باشد نشان‌دهنده دقت بیشتر روش می‌باشد. مقدار این معیار همواره مثبت است.

میانگین انحراف خطا

MBE در حقیقت اختلاف بین میانگین مقادیر مشاهده‌ای و برآوردی است و بیانگر انحراف از میانگین می‌باشد. این مقدار MBE می‌تواند مثبت یا منفی باشد که نشان‌دهنده برآورد بیش برآوردی یا کم برآوردی از میانگین داده‌ها می‌باشد. این معیار نیز هرچقدر به صفر نزدیک‌تر باشد، نشان‌دهنده اختلاف کمتر مقادیر برآورد شده نسبت به مقادیر مشاهده‌ای می‌باشد. در شرایطی که MBE برابر صفر باشند، مدل درونیابی متغیر موردنظر را به‌طور دقیق برآورد می‌کند.

$$MAE = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z^*(X_i) - z(X_i))}{n} \quad (2)$$

ریشه دوم میانگین مربع خطا

این معیار به‌صورت زیر محاسبه شده و هرچقدر به صفر نزدیک‌تر باشد بیانگر خطای کمتر روش می‌باشد.

$$RMSE = \frac{\frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Z^*(X_i) - Z(X_i))^2}}{n} \quad (۳)$$

ارزیابی روند با استفاده از روش نا پارامتریک من - کندال

به منظور بررسی روند تغییرات از روش نا پارامتری من - کندال استفاده گردید. این آزمون ابتدا توسط من (۱۹۴۵) ارائه و سپس توسط کندال (۱۹۷۵) تکامل یافت. این روش که به طور گسترده در مباحث علوم محیطی و هواشناسی کاربرد دارد، یکی از روش‌های نا پارامتری مهم برای آزمون روند سری‌های زمانی محسوب می‌شود. از مزایای این روش می‌توان به دو مورد اشاره کرد: (الف) نیازی به تطبیق داده‌ها با توزیع آماری نیست و (ب) در مقایسه با سایر آزمون‌های متداول دارای قدرت زیادی است (دین پژوه ۱۳۸۹). در این آزمون فرض صفر (H_0) و فرض مقابل (H_1) به ترتیب معادل بدون روند و وجود روند در سری زمانی داده‌های مشاهده‌ای است. روابط مربوطه جهت تعیین مقادیر آماره من - کندال (M-K) به صورت زیر است:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (۴)$$

$$\text{Sgn}(x) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (۵)$$

$$\text{VAR}(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q (t_p - 1)(2t_p + 5) \right] \quad (۶)$$

$$Z_M = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (۷)$$

که در روابط فوق n تعداد داده مشاهده‌ای (طول دوره آماری)، X_i و X_j به ترتیب i امین داده مشاهده‌ای، و q تعداد گروه‌های ایجاد شده (با داده‌های برابر و بیشتر از دو عضو)، t_p تعداد داده‌های برابر در p امین گروه و Z_M آماره من - کندال می‌باشد. مقدار Z_M منفی بیانگر روند کاهشی و مقدار مثبت آن نشان‌دهنده روند افزایشی در سری داده‌ها می‌باشد. با توجه به سطح معنی‌دار ۹۵ درصد اگر $|Z_M| > 1.96$ باشد، فرض صفر رد شده و سری زمانی پارامتر مورد مطالعه دارای روند معنی‌دار و در غیر این صورت فاقد روند ارزیابی می‌شود (سبزی پرور و شادمانی، ۱۳۹۰).

ارزیابی روند با آزمون پارامتری کمترین مربعات

با توجه به بررسی آماری انجام شده در سری روزهای ابری سالانه و فصول بهار و تابستان، از توزیع نرمال پیروی می‌کنند، بنابراین برای این شرایط از روش پارامتری کمترین مربعات برای سنجش روند تغییرات در کنار آزمون ناپارامتری من کندال استفاده گردید. در مطالعات اقلیمی می‌توان آزمون پارامتری و ناپارامتری را همزمان بکار گرفت. به طور کلی، می‌توان از هر دوی آزمون‌های پارامتری و ناپارامتری برای تشخیص روند در سری‌های زمانی استفاده نمود (فلاح و همکاران، ۱۳۹۰).

یکی از مهم‌ترین روش‌های محاسبه و تحلیل روند، روش کمترین مربعات می‌باشد. در این روش فرض نرمال بودن داده‌ها باید وجود داشته باشد. در این روش معادله خط توان‌های دوم انحراف‌های عمودی از خط برازش شده از رابطه‌های زیر بدست می‌آید. یک رابطه رگرسیون خطی ساده برای به دست آوردن روند درازمدت داده‌ها انتخاب می‌شود؛ به صورت زیر:

$$Y = a + bx \quad (8)$$

که در این رابطه، Y متخیر جوی، X زمان و a و b ضرایب رگرسیونی هستند که با استفاده از روش کمترین مربعات محاسبه می‌شوند. با محاسبه مقدار T با درجه آزادی $n-2$ با استفاده از رابطه زیر معنی‌داری شیب رگرسیون آزمون می‌شود:

$$T = \frac{b}{\sqrt{\frac{MSE}{S_{XX}}}} \quad (9)$$

که در این رابطه MSE میانگین مربعات خطا و S_{XX} به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$S_{XX} = \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \quad (10)$$

اگر $|T| > t_{\alpha/2, n-2}$ (مقدار متناظر از جدول t-student با درجه آزادی $n-2$)، فرض H_0 رد خواهد شد، در این صورت شیب خط اختلاف معنی‌داری با صفر خواهد داشت و از آن به عنوان روند در سری زمانی ذکر می‌شود (قره خوانی و قهرمان، ۱۳۸۹، ۶۳۹).

نتایج و بحث

خلاصه آماری داده‌های ابرناکی سالانه و فصلی و بررسی نرمال بودن داده در جدول ۱، مشخص شده است. کمینه و بیشینه و میانگین روزهای ابری در کشور به ترتیب، ۱۴/۸، ۱۶۷ و ۵۴ روز مشاهده می‌شود. از نظر فصلی بیشترین کمترین روزهای ابری به ترتیب با ۷/۷ و ۱/۳ روز در زمستان و تابستان رخ می‌دهد. در بین فصول، بیشترین چولگی در فصل تابستان و کمترین در فصل زمستان مشاهده می‌شود. در واقع در فصول خشک سال فقط بخش‌هایی از نوار

خزری و جنوب و جنوب شرق کشور در مناطق ساحلی به دلیل نزدیکی به پهنه‌های آبی روزهای ابری را تجربه می‌کنند.

نتایج آزمون کلموگروف - اسمیرنوف نشان می‌دهد که داده‌های ابرناکی سالانه، ابرناکی بهار و تابستان فرض صفر مبنی بر عدم نرمال بودن داده در سطح ۰/۰۵ معنی‌داری رد شده و فرض مقابل برای نرمال بودن داده پذیرفته می‌شود. اما در داده‌های ابرناکی پاییز و زمستان فرض صفر در سطح ۰/۰۵ معنی‌داری رد نگردد و بنابراین داده‌های این دو فصل نرمال نیست و از لگاریتم داده‌های آن‌ها استفاده شده است.

جدول ۱: مشخصات آماری داده‌ها ابرناکی و بررسی نرمال بودن آن‌ها با روش کلموگروف - اسمیرنوف (k-s)

K-S		کشیدگی	چولگی	بیشینه	کمینه	انحراف از معیار	میانگین	فراسنج
P-Value	آماره							
۰/۰۲۵۳۶	۰/۲۲۳۳۹	۲/۲۸	۱/۷۰	۱۶۷/۳	۱۴/۸	۳۸/۶	۵۴/۱	ابرناکی سالانه
۰/۵۶۱۵۲	۰/۱۱۸۰۷	۱/۰۶	۱/۱۱	۱۷/۷	۲/۷	۳/۶۳	۷/۷	ابرناکی زمستان
۰/۰۴۴۰۶	۰/۲۰۸۶۹	۲	۱/۵۵	۳/۰۱	۰/۵۶	۱۲/۶	۳/۹۹	ابرناکی بهار
۹/۷۵۱۹۸	۰/۴۳۸۵۱	۴/۳۲	۲/۳۸	۲/۹۸	۰	۱۰/۹	۱/۳۳	ابرناکی تابستان
۰/۳۱۹۸۵	۰/۱۴۷۳۷	۲/۵۹	۱/۵۴	۳/۶۱	۰/۶۳	۱۶/۳	۴/۹۵	ابرناکی پاییز

با توجه به اهمیت مولفه‌های مکانی در وضعیت ابرناکی هر منطقه، روابط آماری براساس ضریب همبستگی پیرسون بررسی گردید. نتایج نشان داد که در بین مولفه‌های مکانی یا عوامل جغرافیایی، عرض جغرافیایی بیشترین ارتباط مثبت و مستقیم با وضعیت روزهای ابری در ایران را نشان می‌دهد. میزان این ارتباط ۰/۶۸ مشخص گردید. پارامترهای طول جغرافیایی و ارتفاع از سطح دریا به ترتیب با ۰/۴۲- و ۰/۲۶ کمترین ارتباط را با روزهای ابری دارا می‌باشند. بین طول جغرافیایی و روزهای ابری ارتباط معکوسی وجود دارد. بنابراین عامل عرض جغرافیایی مهم‌ترین مولفه مکانی است که در وضعیت روزهای ابری در ایران نقش موثر و مستقیمی را ایفا می‌نماید.

اعتبارسنجی روش‌های مختلف زمین‌آمار

نتایج اعتبارسنجی روش‌های مختلف درون‌یابی زمین‌آمار در جداول ۲ و ۳، مشخص شده است. بر اساس نتایج معیارهای اعتبارسنجی روش GPI و C/K برای ابرناکی سالانه از عملکرد بالاتری برخوردار می‌باشند. در ابرناکی زمستان، RBF، GPI، LPI و EBK عملکرد بالاتری را نشان می‌دهند. در فصل بهار فقط روش IDW توانسته عملکرد بهتری از خود نشان بدهد. در فصل تابستان به جز روش IDW و C/K بقیه روش‌ها از عملکرد بالایی برخوردارند. در فصل پاییز روش‌های RBF، EBK، LPI، GPI و IDW عملکرد بهتری نشان می‌دهند.

در ابرناکی فصل زمستان نتایج روش C/K با میانگین قدر مطلق خطاهای کمتر (MAE)، ۲/۷۴ و میانگین انحراف از میانگین (MBE) ۰/۰۶۵۲- و باریشه میانگین مربع خطاهای (RMSE) ۰/۱۷۸ بهترین عملکرد را دارا می‌باشد. در ابرناکی زمستان روش LPI با (MAE) ۰/۱۳۳۳۳ و (MBE) ۰/۰۰۰۳۱ و (RMSE) ۰/۰۰۰۴ بهترین عملکرد دارد.

در ابرناکی بهار روش IDW بهترین نتیجه را ارائه می‌کند. در فصل تابستان روش LPI با (MAE) ۰/۶۹۶۷۷ و (MBE) ۰/۱۶۵۸۷ و (RMSE) ۰/۱۱۵۸۷ بهترین عملکرد را ارائه می‌کند. در فصل پاییز روش‌های RBF و EBK از عملکرد بالاتری نسبت به دیگر روش‌ها برای توزیع مکانی ابرناکی برخوردار می‌باشند.

جدول ۲: نتایج اعتبار سنجی روش‌های مختلف زمین‌آمار بر روی داده‌های ابرناکی سالانه و فصلی

RBF			GPI			IDW			فراسنج
RMSE	MBE	MAE	RMSE	MBE	MAE	RMSE	MBE	MAE	
۷۰/۴۶	۱/۲۵۹	۵۴/۴	۰/۴۶	۰/۱۰۶۶۷	۴/۴۸	۱۵۴۹/۱	۶/۰۷	۲۵۵/۰۸	ابرناکی سالانه
۰/۴۴۲۹	۰/۱۰۲۶	۴/۱۳۳	۰/۱۵۸۰	۰/۰۶۱۳۴	۲/۵۷۶۶	۱۱/۱۴۶۵	۰/۵۱۵۱۶	۲۱/۶۳۶	ابرناکی زمستان
۱۴۳۲/۷	۲/۸۴۰۶	۲۴۵/۳۰	۶۱۳/۳۱	۳/۸۲۱۳۴	۱۶۰/۴۹	۴۱۷/۷۹	۳/۳۵۱۵۸	۱۴۰/۷۶	ابرناکی بهار
۰/۲۰۵۷۰	۰/۰۶۹۹۳	۲/۹۳۹۳	۰/۶۳۸۲	۰/۱۲۳۲	۵/۱۷۷۶	۶/۹۲۲۵	۰/۴۰۵۹۴	۱۷/۰۵	ابرناکی تابستان
۰/۷۰۲۲۸	۰/۱۲۹۳۶	۵/۴۳۳	۵/۷۶۴۹	۰/۰۴۹۲۶	۲/۰۶۶۶۶	۱۵/۲۸۰۳	۰/۶۰۳۱	۲۵/۳۳۳	ابرناکی پاییز

جدول ۳: نتایج اعتبار سنجی روش‌های مختلف زمین‌آمار بر روی داده‌های ابرناکی سالانه و فصلی (ادامه جدول پیشین)

EBK			C/K			LPI			فراسنج
RMSE	MBE	MAE	RMSE	MBE	MAE	RMSE	MBE	MAE	
۴/۵	-۰/۳۲۸	۱۳/۸	۰/۱۷۸	-۰/۰۶۵۲	۲/۷۴	۸۶/۴	۱/۲۷۷۷	۵۳/۶	ابرناکی سالانه
۰/۰۱۶	۰/۰۱۹۸۳	۰/۸۳۳	۴۱۹/۴	۳/۱۶۰۲۳	۱۳۲/۷	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۰۳۱	۰/۱۳۳۳۳	ابرناکی زمستان
۵۸۲/۲۳	۳/۷۲۳۲	۱۵۳/۳۷	۵۴۰/۴۸	۳/۷۳/۵۸	۱۵۰/۶۶	۶۰۴/۱۰	۰/۷۹۲۴۵	۱۵۹/۲۸	ابرناکی بهار
۰/۳۴۹۹	۰/۰۹۱۲۸۷	۳/۸۳۳۶	۱۴/۵۱۰۲	۰/۷۷۵۸	۲۴/۶۸	۰/۰۱۱۵۷۶	۰/۰۱۶۵۸۷	۰/۶۹۶۷۷	ابرناکی تابستان
۰/۴۴۲۹۷	۰/۱۰۲۶۹	۴/۳۱۳۳	۲/۹۳۹	۰/۱۱۱۱	۰/۴۶۶۶۶	۹/۱۶۸۴	۰/۴۶۷۲۱	۱۹/۶۲۳	ابرناکی پاییز

توزیع زمانی - مکان ابرناکی سالانه و فصلی

توزیع مکانی ابرناکی سالانه

نتایج توزیع مکانی ابرناکی سالانه در شکل ۲، مشخص شده است. در نگاه اول کاملاً مشخص است که تفاوت مکانی بالایی در توزیع ابرناکی در کشور وجود دارد. گستردگی کشور موجب شده تا روزهای هم ابرناک در کشور به شدت از عامل عرض جغرافیایی تبعیت نماید. از شمال به جنوب و از غرب به شرق، از تعداد روزهای ابری کاسته می‌شود. دامنه تغییرات روزهای ابرناکی از ۱۱۵ روز در نوار ساحلی شمالی کشور تا ۲۸ روز در جنوب شرق کشور متغیر است. همگام با نتایج علیجانی (۱۳۸۳) کمترین مقدار ابرناکی در جنوب شرق ایران و دشت لوت به کمتر از ۳۰ روز در سال

می‌رسد. با این اختلاف شدید روزهای ابرناکی در کشور، کاملاً آشکار است که توزیع ابرناکی به عرض جغرافیایی بالاتر و همچنین قرار گیری در مسیر جریان‌ات و توده هواهای مختلف وابستگی بالایی دارا می‌باشد.

توزیع مکانی ابرناکی فصلی

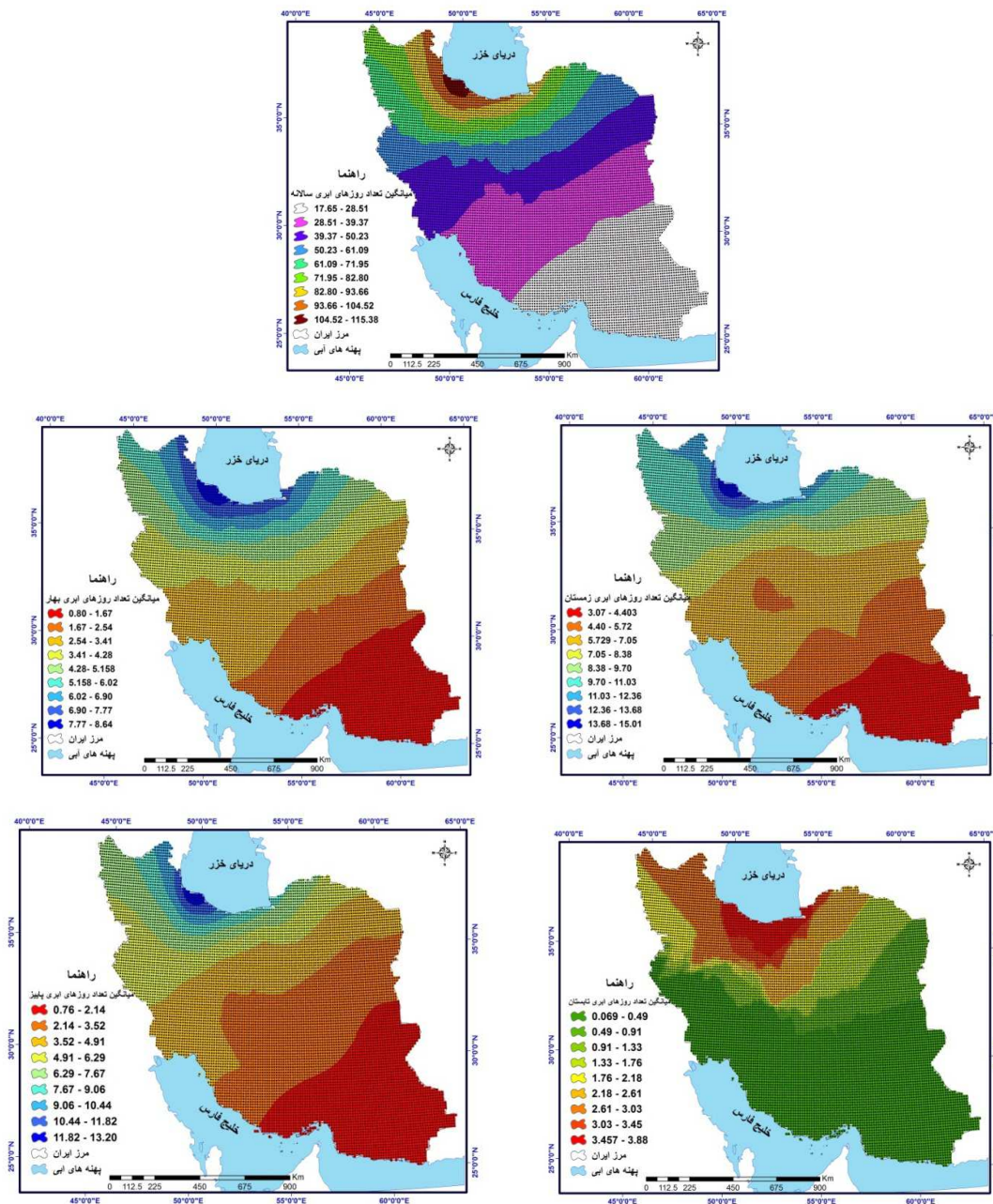
در فصل زمستان میانگین روزهای ابری از ۴ تا ۱۵ روز در ماه متغیر می‌باشد. به طور معمول در فصل زمستان تعداد روزهای ابری در کشور نسبت به دیگر فصول سال بیشتر می‌باشد. در این فصل نیز روند تعداد روزهای ابری از شمال به جنوب و از غرب به شرق کاهش می‌یابد. در این فصل نسبت به دیگر فصول سال، مناطق جنوب شرق کشور همچنان از روزهای ابری کمتری برخوردار می‌باشند.

در فصل بهار بتدریج از تعداد روزهای ابری کاسته می‌شود. در این فصل ابرناکی‌ها به عرض‌های بالا و مناطق مرتفع در کوهستانهای البرز و زاگرس محدود می‌باشد. در مناطق نوار ساحلی دریای خزر تا ۸ روز در ماه ابرناکی رخ می‌دهد. کمترین روزهای ابری در نواحی مرکزی و جنوب شرق کشور قرار دارد. با توجه افزایش تدریجی دمای هوا در این فصل، تقریباً بر گستره مکانی مناطق بدون روزهای ابری افزوده می‌شود.

در فصل تابستان تقریباً بیشتر کشور بدون ابرناکی است. فقط نوار ساحلی در حاشیه دریای خزر از روزهای ابری بیشتری برخوردار است. در این فصل با توجه به افزایش دما و استقرار پرفشار جنب‌حاره‌ای آزر بر گستره کشور، امکان صعود و تشکیل ابر وجود ندارد و کشور ایران با شرایط روزهای آفتابی و بدون ابری سپری می‌کند. در این فصل توزیع روزهای ابری متفاوت‌تر از دیگر فصول می‌باشد. به طوری که تقریباً نیمه بیشتر کشور به سمت جنوب، بدون ابرناکی قرار دارد.

در فصل پاییز با کاهش تدریجی دما به تدریج بر تعداد روزهای ابری از سمت غرب و شمال غرب کشور افزوده می‌شود. توزیع زمانی ابرناکی همزمان با کاهش دما و افزایش رطوبت نسبی و ورود توده‌هواهای مختلف به کشور از فصل پاییز تا اواسط بهار، رخ می‌دهد.

به طور کلی الگوی فضایی ابرناکی در کشور متأثر از عامل عرض جغرافیایی می‌باشد. البته در شرایط شکل‌گیری این پدیده علاوه بر مؤلفه‌های مکانی مانند عرض جغرافیایی و ارتفاع از سطح دریا و دوری و نزدیکی به دریا، نباید اثر عوامل جوی در سازوکاری سیستمی را نادیده گرفت. از شمال به جنوب تعداد روزهای ابری کم می‌شود. تفاوت مکانی زیادی در تعداد روزها ابرناک در کشور وجود دارد. با توزیع سالانه و فصلی روزهای ابری نشان می‌دهد که ایران از روزهای آفتابی بالایی برخوردار بوده و این می‌تواند یکی از پتانسیل‌های فلات ایران برای توسعه انرژی خورشیدی می‌باشد.



شکل ۲: توزیع سالانه و فصلی مکانی روزهای ابری در کشور ایران

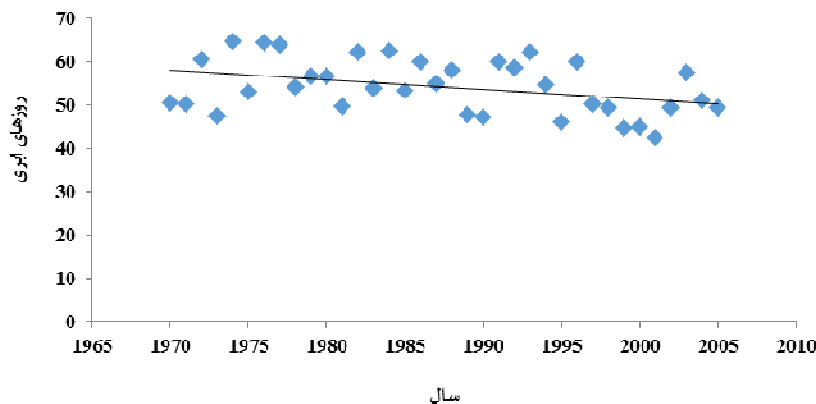
روند تغییرات روزهای ابری در ایران

نتایج تغییرات روزهای ابری براساس سری زمانی روزهای ابری در کشور در شکل ۳ مشخص شده است. همان طور که مشخص شده، روزهای ابری در کشور از شیب کاهشی برخوردار بوده که میزان این شیب به ۰/۲۲۴۷ به ازای هر سال مشاهده گردید. در ادامه روند تغییرات پارامترهای مورد نظر با آزمون ناپارامتر من - کندال بررسی شد. از آنجایی که در روزهای ابری سالانه از توزیع نرمال برخوردار بوده‌اند، لذا از آزمون‌های پارامتری نیز برای سنجش روند تغییرات استفاده گردید. نتایج پهنه بندی روند تغییرات براساس آزمون من - کندال در شکل (۴) مشخص شده است.

نتایج آزمون من - کندال در جدول ۲، مشخص شده است. نتایج آماره Z آزمون من - کندال در اکثریت ایستگاه‌ها به صورت منفی مشاهده شده است، که نشان‌دهنده روند کاهشی در تعداد روزهای ابری می‌باشد. در ایستگاه‌های آبادان، اهواز، بیرجند، بایلسر، چابهار، بیرجند، دزفول، مشهد، رامسر، شیراز و تهران روند به صورت مثبت مشاهده می‌شود. در ایستگاه‌های کرمانشاه، شاهرود، سقز، تربت‌حیدریه، سبزوار، زاهدان و جاسک به ترتیب با میزان آماره ۲/۶۷-، ۲/۹۸-، ۲/۵۸-، ۲/۹۹-، ۳/۶-، ۲/۵۹-، ۲/۴۳-، روند کاهشی در تعداد روزهای ابری در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار می‌باشد. در ایستگاه‌های قزوین، ایرانشهر به ترتیب با آماره ۲/۱ و ۲/۱ در سطح ۰/۰۵ روند کاهشی معنی‌دار می‌باشد. در ایستگاه تهران با آماره ۱/۹۸ روند تغییرات مثبت در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار می‌باشد. بیش از نیمی از ایستگاه‌های مورد مطالعه از روند کاهشی معنی‌دار در سطح ۰/۰۵ و ۰/۰۱ دارا می‌باشند. براساس روش پارامتری کمترین مربعات، در بیشتر ایستگاه‌ها روند کاهشی منفی معنی‌دار در سری روزهای ابری سالانه مشاهده گردید. در بیشتر ایستگاه‌ها سیر روند کاهشی در الگوی سری روزهای ابری مشاهده گردید.

آن تعداد ایستگاه‌های که روندی افزایشی اما غیر معنی‌دار در روزهای ابری مشاهده می‌شود بیشتر در حاشیه دریای خزر، خلیج فارس و دریای عمان قرار دارند. بنابراین با توجه به ایستگاه‌های مورد مطالعه در بیشتر کشور، روند تغییرات کاهشی معنی‌دار در روزهای ابری غالب می‌باشد. در مناطق شمال شرقی با توجه به نتایج ایستگاه سبزوار و منطقه غرب کشور ایستگاه سقز، آماره روند کاهشی روزهای ابری بسیار حائز اهمیت می‌باشد.

توزیع فضایی روزهای ابری براساس روش من - کندال نشان داد که در مناطق غرب و جنوب غرب، شمال شرق و جنوب شرق روند کاهشی معنی‌داری در روزهای ابری مشاهده می‌گردد. مناطق نیمه شمالی، جنوبی و بخش‌هایی از مرکز، تغییرات بدون روند معنی‌داری مشاهده گردید. شیب تغییرات منفی در این نواحی حائز اهمیت می‌باشد. در مناطقی از قزوین، بیرجند، جاسک و اهواز روند تغییرات افزایشی در روزهای ابری مشاهده می‌شود. با توجه به برونداد روش من - کندال، الگوی فضایی روند تغییرات روزهای ابری از عرض جغرافیایی تبعیت می‌نماید و تغییرات کاهشی معنی‌دار در مناطق مرطوب نیمه غربی و نیمه غربی شمال غرب ایران حائز اهمیت می‌باشد.



شکل ۳: روند تغییرات روزهای ابری سالانه در ایران

روند میانگین دما، رطوبت نسبی و ساعات آفتابی سالانه

به منظور واکاوی بیشتر روند تغییرات سنجه‌های اقلیمی میانگین دمای هوا، رطوبت نسبی و ساعات آفتابی در سطح ایستگاه‌های مورد مطالعه در کنار سنجه روزهای ابری در جدول (۳) مشخص شد. همان‌طور که مشخص شده در سنجه اقلیمی دمای هوا به‌طور کامل روند افزایشی در سطح ۰/۰۱ معنی‌داری مشاهده می‌شود. در سنجه رطوبت نسبی در ایستگاه‌های بیرجند، بوشهر، فسا، تهران، زابل و سبزوار روند افزایشی در میزان رطوبت نسبی به درصد در سطح ۰/۰۵ و ۰/۰۱ معنی‌دار مشاهده می‌شود. در ایستگاه ارومیه و رامسر روند کاهشی در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار مشاهده می‌شود. در سنجه ساعات آفتابی در بیشتر ایستگاه‌ها بیش از ۷۰ درصد ایستگاه‌ها، روند افزایشی و معنی‌دار در سطح ۰/۰۵ و ۰/۰۱ مشاهده می‌شود. با توجه به روند تغییرات افزایشی دمای هوا و ساعات آفتابی در پیوند با گرمایش جهانی، وضعیت روزهای ابری در آینده بیشتر کاهشی خواهد بود. افزایش دمای هوا می‌تواند با تغییر در سازوکار زمانی - مکانی الگوهای جوی می‌تواند توزیع زمانی - مکانی روزهای ابری را نیز تحت تاثیر قرار بدهد.

توزیع زمانی - مکانی روزهای ابری در کشور به شدت تابع مؤلفه‌های مکان می‌باشد. تفاوت مکانی و گستردگی جغرافیایی کشور موجب تفاوت‌های زمانی و مکانی در تعداد روزهای ابری در کشور شده است. از شمال به جنوب و از غرب به شرق از میزان روزهای ابری کاسته می‌شود. عرض جغرافیایی در توزیع روزهای ابری از تأثیرگذاری بالایی برخوردار می‌باشد. از نظر توزیع سالانه و فصلی همچنان، نوار ساحلی دریای خزر در بخش غربی بخصوص استان گیلان و مازندران، ابرناکی‌ترین منطقه کشور و منطقه جنوب شرق و مرکز کشور کمترین ابرناکی را دارا می‌باشند. همگام با نتایج علیچانی (۱۳۸۳) کمترین مقدار ابرناکی در جنوب شرق ایران و دشت لوت به کمتر از ۳۰ روز در سال می‌رسد. با این اختلاف شدید روزهای ابرناکی در کشور، کاملاً مشخص است که توزیع ابرناکی و آسمان ابری، به دوری و نزدیکی، رطوبت نسبی بالا، عرض جغرافیایی بالا و همچنین در مسیر جریانات و توده‌هواهای مختلف بودن بستگی دارد. نتایج مطالعه حاضر نتایج مطالعه بنایان و همکاران (۱۳۸۹) در مورد روند تغییرات کاهشی در تعداد روزهای ابری در شمال شرق ایران را تأیید می‌نماید.

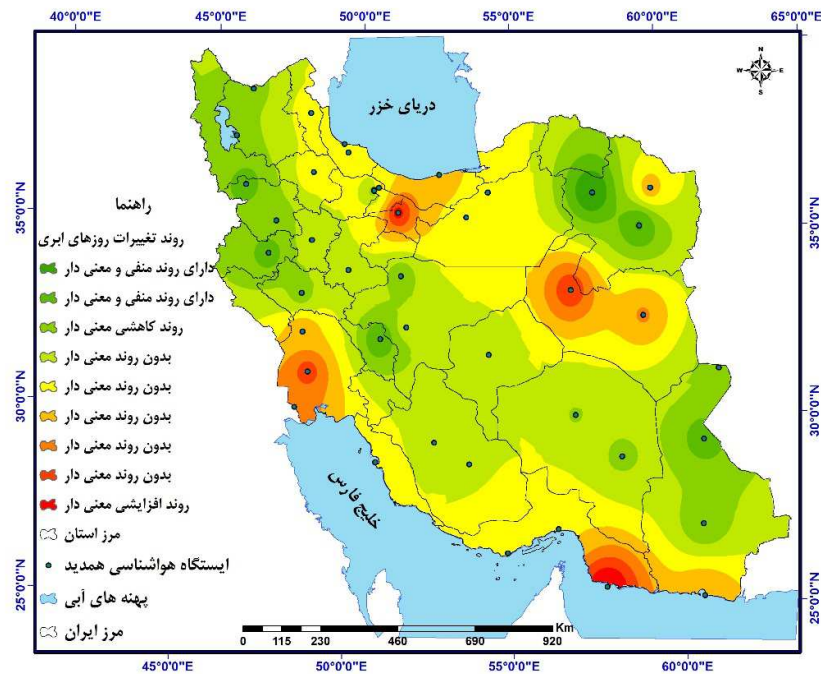
روش‌های زمین‌آمار نقش مؤثری در تعیین توزیع مکانی روزهای ابرناکی ایفا می‌نمایند. در بین روش‌های زمین‌آمار روش EBK و C/K از خانواده روش‌های کریجینگ از عملکرد بالاتری در توزیع مکانی روزهای ابری برخوردار می‌باشند. روند تغییرات روزهای ابرناکی در کشور بیشتر به صورت روند کاهشی مشاهده می‌باشد. با توجه به تغییرات کاهشی روزهای ابری در کشور، سنج‌های اقلیمی دمای هوا و ساعات آفتابی روند افزایشی و رطوبت نسبی روند کاهشی را در بیشتر کشور نشان می‌دهند. این شرایط برای آینده‌ای کم ابر و متغیر در کشور و رخداد ابرناکی‌های ناشی از سازوکار سیستمی رویدادهای حدی بارشی حائز اهمیت می‌باشد. در واقع با توجه به نتایج روند تغییرات دمای هوا و رطوبت نسبی سالانه، تعداد روزهای ابرناک کشور نیز کاهش خواهد یافت.

جدول ۴: نتایج روند تغییرات سری‌های روزهای آفتابی، روزهای ابری، دمای هوا و رطوبت نسبی بر اساس روش نا پارامتری من - کندال

روزهای ابری		ساعات آفتابی	رطوبت نسبی	دمای هوا	ایستگاه
ناپارامتری (Z)	پارامتری (b)				
۰/۹۸	۰/۱۳۸	۰/۳۵	۰/۹۹	**۵/۸	آبادان
۱/۴۰	۱/۲۱	**۲/۲۷	۰/۹۹	**۵/۳	اهواز
-۰/۳۵	-۰/۰۴۱	**۱/۷۳	-۰/۰۹	**۳/۴	انزلی
-۱	-۰/۹۵۱	۰/۹۰	۰/۵۹	**۲/۸	اراک
-۰/۶۲	-۰/۳۸۲	۰/۵۹	۱/۵۱	**۲/۳	اردبیل
۰/۱۸	۰/۱۸۶	**۱/۷۸	-۲/۵	**۵/۱	بابلسر
-۱/۷۳	-۰/۰۴۳	*۱/۵۳	-۱/۱۰	**۴/۸	بم
-۰/۳۶	-۰/۰۶۶	**۱/۷۶	-۱/۰۶	**۳/۷	بندرعباس
-۰/۴۴	-۰/۰۴۴	**۱/۵۹	۱	**۴/۴	بندرلنگه
۰/۴۸	۰/۱۴۹	**۱/۷۳	**۳/۲	**/۴۳	بیرجند
-۰/۳۵	-۰/۵۶۵	۰/۲۹	**۴/۳	۱/۰۹	بوشهر
۰/۳۸	۰/۹۸۵	-۰/۰۴۲	۰/۱۵	**۲/۰۱	چابهار
۰/۳۵	۰/۲۵۲	۱/۵۶	-۰/۸۳	**۵/۵	دزفول
-۱/۴۰	-۱/۱۲۵	۰/۸۵	۰/۰۲	**۳/۵	اصفهان
-۰/۹۸	-۰/۹۸۴	۱/۵۳	**۵/۵	۰/۸۹	فسا
*-۲/۱	*-۱/۴۸	۰/۷۸	۰/۱۹	**۵/۴	قزوین
-۰/۴۶	-۰/۰۱۴	**۲/۴	۰/۱۲	**۳/۴	گرگان
-۱/۳۹	-۰/۸۹۱	*۱/۵۴	-۱/۶	**۴/۹	همدان
*-۲/۱	*-۱/۱	۱/۲۷	-۰/۶۵	**۳/۵	ایرانشهر
*۲/۴۳	* ۱/۵	**۱/۹۴	**۲/۱	**۵/۲	جاسک
-۱/۶۹	-۰/۴۵	۱	۱/۵۷	**۲/۶	کاشان
-۱/۶۳	-۰/۶۵	**۲/۴۱	۱/۲	**۴/۹	کرمان
**۲/۶۷	*-۱/۶۲	**۱/۷۷	-۰/۰۵	**۵/۴	کرمانشاه
-۱/۹۴	-۰/۵۶	**۱/۷۴	۰/۴۴	**۳/۲	خرم‌آباد
۰/۰۲۸	۰/۱۵	۱/۴۷	-۱/۶۰	**۶/۱	مشهد

-۱/۷۷	-۰/۸۶	*۱/۵۲	*-۲	**۴/۸	ارومیه
۰/۰۵	۰/۱۲	۱/۴۰	**۲/۹	**۵/۳	رامسر
-۰/۴۹	-۰/۱۵	**۱/۸۷	-۱/۳۷	**۴/۳	رشت
**۳/۶	*۱/۵۴	۰/۱۷	*۱/۹۷	**۴/۷	سبزوار
**۲/۵۸	*۱/۵۱	**۲/۳۷	۱/۷۷	۰/۸۸	سقز
-۱/۸۳	-۱/۱	**۲	۱/۸۰	**۴/۹	سنندج
-۰/۵۹	-۰/۶۵	**۱/۸۷	۰/۲۴	**۴	سمنان
**۲/۹۸	*-۱/۶۵	**۱/۶۸	۰/۹۸	**۴	شاهرود
-۱/۵۰	-۰/۸۷	۱/۱۹	۱/۳۳	۱/۱۲	شهرکرد
۱/۵۲	۱/۴۲	۰/۵۵	۰/۳۴	**۴/۸	شیراز
**۱/۷۶	*-۱/۶۵	**۱/۶۰	-۱/۱۰	**۴/۷	تبریز
**۱/۹۸	*-۱/۲۳	۱/۱۰	*۲/۴	**۵/۵	تهران
**۲/۹۹	*-۱/۸۹	۱/۴۸	۱/۴۰	۱/۵	تربت حیدریه
-۱/۳۹	-۰/۶۷	**۲/۶۲	-۰/۶۳	**۵/۲	یزد
-۱/۷۹	-۰/۷۸	-۰/۰۲	*۲/۴۸	**۳/۸	زابل
۲/۵۹	*-۱/۵۴	**۱/۶۹	-۱/۲۳	۴	زاهدان
-۰/۴۸	-۰/۱۲	۱/۴۴	۰/۸۸	**۲/۸	زنجان

** معنی داری در سطح ۰/۰۱ * معنی داری در سطح ۰/۰۵



شکل ۴: توزیع فضایی نتایج روند تغییرات روزهای ابری براساس آزمون من-کندال در ایران

نتیجه‌گیری

مطالعه حاضر با هدف روند تغییرات و توزیع فضایی روزهای برناک ایران زمین واکاوی شد. نتایج نشان داد که توزیع مکانی ابرناکی در کشور تابع مؤلفه‌های مکان بخصوص عامل عرض جغرافیایی می‌باشد. از نظر آماری مؤلفه عرض جغرافیایی با ارتباطی ۰/۶۸ درصدی، از همبستگی بالایی با روزهای ابری می‌باشد. تفاوت مکانی شدیدی در وضعیت روزهای ابری به دلیل گستره جغرافیایی ایران وجود دارد. در طول سال و در تمام فصول از شمال به جنوب و از غرب به شرق از تعداد روزهای ابری کم می‌شود. در ایران به دلیل خشک بودن و همچنین نداشتن پهنه آبی وسیع، ظهور پدیده ابرناکی در آسمان ایران در سازوکاری سیستمی متناسب با تغییرات الگوهای گردشی کره زمین رخ می‌دهد. نتایج حاصل از معیارهای اعتبار سنجی نشان داد، برای ابرناکی روش‌های GPI و C/K و در فصل زمستان نتایج روش درون‌یابی C/K، در فصل بهار روش IDW، در فصل تابستان LPI و در فصل پاییز روش‌های RBF و EBK از عملکرد بالاتری در توزیع مکانی ابرناکی برخوردار می‌باشند. روش‌های زمین‌آمار نقش مؤثری در تعیین توزیع مکانی روزهای ابرناکی ایفا می‌نمایند. در بین روش‌های زمین‌آمار روش EBK و C/K از خانواده روش‌های کریجینگ از عملکرد بالاتری برخوردار می‌باشند. روند تغییرات روزهای ابری نشان داد که بیش از نیمی از ایستگاه‌های مورد مطالعه از روند کاهشی معنی‌دار در سطح ۰/۰۵ و ۰/۰۱ دارا می‌باشند که بامطالعه رسولی و همکاران (۱۳۹۲) که به این نتیجه رسیدند که در اغلب ایستگاه‌های کشور روزهای ابری روند کاهشی دارد همخوانی دارد. الگوی فضایی روند تغییرات روزهای ابری از عامل عرض جغرافیایی تبعیت می‌نماید، بیشترین روند کاهشی معنی‌دار در ابرناکی در نیمه غربی و شمال شرقی بخصوص نواحی شمالی خراسان مشاهده می‌شود. همزمان با روند کاهشی در روزهای ابری، روند افزایشی در میانگین دمای هوا و ساعات آفتابی مشاهده می‌شود. این شرایط در پیوند با گرمایش جهانی ایران را به سمت کشوری خشک‌تر و بدون ابر با تغییرات شدید مکانی سوق می‌دهد. نتایج نشان داد که کشور ایران به‌جز نوار خزری، کشوری کم‌ابر و آفتابی می‌باشد. از آنجایی که ظهور ابر مقدمه چرخه هیدرولوژیکی و بارش محسوب می‌شود، لذا با توجه به این شرایط مدیریت بهینه مصرف آب و اتخاذ تصمیمات راهبردی پیشنهاد می‌گردد. با توجه به روند کاهشی روزهای ابری در بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه، می‌توان شرایط اقلیمی خشک‌تر و ابرناکی کمتری را متصور بود. بنابراین مدیریت منابع آبی و اتخاذ تصمیمات راهبردی در جهت مدیریت محیطی خشکسالی در کشور حائز اهمیت می‌باشد.

منابع

- بایگی، محمد، اشرف، بتول (۱۳۹۰). شناسایی مناطق باکم‌ترین میزان ابرناکی به‌منظور پهنه‌بندی نواحی پرتابش کشور، نشریه آب‌و‌خاک (علوم و صنایع کشاورزی) شماره ۳، صفحات ۶۷۵-۶۶۵.
- رحمدل، محسن (۱۳۹۵). بررسی شرایط ابرناکی و برخی شاخص‌های ناپایداری جهت تعیین پتانسیل بارورسازی ابرها در مشهد. مجله علمی - ترویجی نیوار، شماره ۹۳-۹۲، صفحات ۴۲-۳۳.
- رسولی، علی‌اکبر، جهانبخش، سعید و احمد رضا، قاسمی (۱۳۹۲). بررسی تغییرات زمانی و مکانی مقدار پوشش ابر در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲۸، صفحات ۱۰۲-۸۵.

- شریفان، حسین، هزار جریبی، ابوطالب (۱۳۹۲). اصول و عملیات هوا و اقلیم‌شناسی از دیدگاه کشاورزی، انتشارات آژند، چاپ سوم. سبزوار. صفر راد، طاهر، فرجی سبکبار، حسنعلی، عزیزی، قاسم، عباسپور، رحیم علی (۱۳۹۲). تحلیل مکانی تغییرات بارش در زاگرس میانی از طریق روش‌های زمین‌آمار (۱۹۹۵ - ۲۰۰۴). جغرافیا و توسعه، شماره ۳۱، صفحات ۱۶۴-۱۴۹.
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۳). آب و هوای ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور.
- فلاح قالمهری، غلامعباس، خوشحال دستجردی، جواد و حبیبی نوخندان، مجید (۱۳۹۰). ارزیابی روند خطی تغییرات پارامترهای آگروکلیمایی موثر بر رشد مرکبات مطالعه موردی: شمال ایران. نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره ۵ و ۶، صفحات ۳۸-۱۹.
- قاسمی، احمدرضا (۱۳۹۱). مدل‌سازی تغییرات زمانی و مکانی پوشش ابری با تأکید بر روزهای بارش در ایران، رساله دکتری، استاد راهنما، علی‌اکبر رسولی، دانشگاه تبریز، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی.
- قره خانی، ابوذر، قهرمان، نوذر (۱۳۸۹). بررسی روند تغییرات فصلی و سالانه رطوبت نسبی و نقطه شبنم در چند نمونه اقلیمی در ایران، نشریه آب‌و‌خاک، جلد ۲۴، شماره ۴، صص، ۶۴۶-۶۳۶.
- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۲). نواحی اقلیمی ایران. جغرافیا و توسعه، شماره ۲، ۱۸۴ - ۱۷۱.
- مسعودیان، سید ابوالفضل، کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۷). اقلیم‌شناسی ایران. انتشارات دانشگاه اصفهان. چاپ اول.
- Domrös, M., & Gongbing, P. (1988). Cloudiness and Sunshine. In *The Climate of China* Springer Berlin Heidelberg, pp. 210-221.
- Jaswal, A. K. (2017). Variability and Changes in Cloud Cover Over India During 1951–2010. In *Observed Climate Variability and Change over the Indian Region* Springer Singapore. pp. 107-127.
- Jaswal, A. K. (2017). Variability and Changes in Cloud Cover Over India During 1951–2010. In *Observed Climate Variability and Change over the Indian Region* (pp. 107-127). Springer Singapore.
- Lolis, C. J. (2009). Winter cloudiness variability in the Mediterranean region and its connection to atmospheric circulation features. *Theoretical and applied climatology*, 96(3-4), 357-373.
- Matuszko, D. (2003). Cloudiness changes in Cracow in the 20th century. *International Journal of climatology*, 23(8), 975-984.
- Raichijk, C. (2012). Observed trends in sunshine duration over South America. *International Journal of Climatology*, 32(5), 669-680.
- Šinik, N. (1992). A local climatic model of the temperature-cloudiness relationship. *Theoretical and applied climatology*, 46(2), 135-142.
- Sun, B., & Groisman, P. Y. (2000). Cloudiness variations over the former Soviet Union. *International Journal of Climatology*, 20(10), 1097-1111.
- Wenjing, Z., Ning, Z., & Jianning, S. (2014). Spatiotemporal Variations of Cloud Amount over the Yangtze River Delta, China. *Journal of Meteorological Research*, 28(3), 371-380.
- Wibig, J. (2008). Cloudiness variations in Łódź in the second half of the 20th century. *International Journal of climatology*, 28(4), 479-491.
- World Meteorological Organization. (1983). *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. Secretariat of the World Meteorological Organization.
- Zhang, X., Peng, L., Zheng, D., & Tao, J. (2008). Cloudiness variations over the Qinghai-Tibet Plateau during 1971–2004. *Journal of Geographical Sciences*, 18(2), 142-154.

Assessment of trends and spatial pattern seasonal and annual cloudiness in Iran

Mahmoud Ahmadi¹, Hamzeh Ahmadi², Abbas Ali Dadashiroudbari³

Received: 2017-01-25

Accepted: 2017-05-27

Abstract

The water cycle and the formation of clouds in different climates are very important. Cloudiness and trends in the spatial distribution days to decide and environmental strategies are important. The aim of this study was to investigate the temporal and spatial variations days of annual changes in cloudiness is based on geostatistical methods. Methods based on data cloudy days were 43 synoptic stations from 1970 to 2010. In order to determine the spatial pattern of different methods of geostatistical interpolation was used. The measurement accuracy of the methods of validation criteria MAE, MBE and RMSE and to assess the trend of Kendall and least squares method was used. The results showed that from North to South and from West to East, Iran, the number of cloudy days is reduced and large spatial differences in the number of day's cloudiness in the country. Distribution Spatio-temporal cloudy days in the country is subject to component location and latitude factor is most effective. Results Criteria validation showed that for cloudiness Annual methods GPI and C / K and in winter interpolation method C / K, in the spring of IDW, in the summer LPI and autumn approaches RBF and EBK greater performance in the spatial distribution cloudiness of Are. The cloudy days in the country was further reduced so that more than half of the stations studied, show the significant decreasing trend. Since the introduction of cloudiness is precipitation, results in the management of risks disasters awareness and management of water resources are important.

Keywords: Cloudiness, Change trends, Geostatistics, Kriging, Iran.

¹*- Assistant Professor of Climatology in Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

²- PhD student in agricultural Climatology, Hakim Sabzevari University, Iran

³- PhD student in Urban Climatology, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

ma_ahmadi@sbu.ac.ir