

بررسی روند فرسایش بادی در ایران مرکزی با استفاده از شاخص طوفان گرد و غبار در پنجاه سال اخیر

عباسعلی ولی* و فاطمه روستایی^۱

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۶/۰۷؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۲۵)

چکیده

فرسایش بادی مهم‌ترین فرایند ژئومورفیک و عامل اصلی تغییر چشم‌انداز در مناطق خشک و نیمه‌خشک شناخته شده است. در این پژوهش با استفاده از شاخص طوفان گرد و غبار به‌عنوان روشی مناسب برای پایش طولانی مدت فرسایش بادی با استفاده از داده‌های اقلیمی در ایران مرکزی پرداخته شد، در همین راستا تحلیل روند فرسایش بادی با استفاده از مقادیر استاندارد شده شاخص طوفان گرد و غبار و مؤلفه‌های آن شامل طوفان گرد و غبار شدید، طوفان گرد و غبار متوسط و طوفان محلی و با بهره‌گیری از آزمون آماری ناپارامتریک من کندال در ایران مرکزی طی سال‌های ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۴ صورت گرفت. نتایج به‌دست آمده حاکی از تشدید فرسایش بادی در سال‌های اخیر می‌باشد، به طوری که روند شاخص طوفان گرد و غبار در ۳۰ سال اخیر (۱۹۸۵ تا ۲۰۱۴) بیش از سه برابر نسبت به ۲۰ سال ماقبل آن (۱۹۶۵ تا ۱۹۸۵) افزایش داشته است. بخش‌های مرکزی و جنوبی ایران مرکزی بیشترین شدت فرسایش بادی را نشان می‌دهند و با نزدیک شدن به شمال حوزه از شدت فرسایش بادی کاسته می‌شود. بنابراین با توجه به حساسیت این مناطق علاوه بر در نظر گرفتن در برنامه‌های پیشگیری، بایستی در برنامه‌های احیا و کنترل نیز مد نظر قرار گیرند.

واژه‌های کلیدی: فرسایش بادی، روند من-کندال، شاخص طوفان گرد و غبار، ایران مرکزی

۱. گروه بیابان زدایی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه کاشان

*: مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: vali@kashanu.ac.ir

مقدمه

طوفان‌های حاصل از بادهای با سرعت بیش از آستانه فرسایش، ذرات خاک با اندازه‌های مختلف را از بستر خود جدا کرده و به صورت جهش، خزش و یا تعلیق به حرکت در آورده و به نقاط دوردست حمل می‌کند. بروز این پدیده در مناطق برداشت، منجر به فرسایش خاک و در نقاط دیگر متناسب با قدرت و سرعت باد سبب انباشت، یا ترسیب ذرات می‌گردد (۸).

از مهم‌ترین شرایط بروز فرسایش بادی و به دنبال آن وقوع گرد و غبار، گذشته از ناپایداری جو، وجود یا عدم وجود رطوبت است به طوری که اگر هوای ناپایدار رطوبت کافی داشته باشد بارش و طوفان تندی و اگر فاقد رطوبت باشد طوفان گرد و خاک ایجاد می‌کند (۷). در واقع تغییر در ویژگی عناصر اقلیمی از جمله دما، فشار و رطوبت نسبی باعث ایجاد بارش و یا سامانه‌های گرد و غباری می‌شود. بنابراین مراکز تولید گرد و غبار معمولاً در مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان قرار دارند. این مناطق دارای بارندگی سالانه ۲۰۰ تا ۲۵۰ میلی‌متر بوده که به لحاظ ارتفاعی در مناطق پست جهان واقع می‌باشند. از این رو وقوع فرسایش بادی خاک عمده فرایند ژئومورفیک و عامل تغییر شکل چشم اندازه‌ها در مناطق خشک و نیمه‌خشک به شمار می‌آید.

در حالی که پیشرفت‌های قابل توجهی در مقیاس منطقه‌ای تا جهانی در برآورد نرخ فرسایش بادی در زمینه سنجش از دور (۱۱، ۱۵، ۱۸)، اندازه‌گیری‌های مستقیم (۲، ۳) و مدل‌سازی‌ها (۱۰، ۱۴) صورت گرفته است و داده‌های کافی در مقیاس‌های متوسط و کلان در اختیار کاربران قرار می‌دهد، اما این اطلاعات نمی‌توانند تغییرات نرخ فرسایش بادی را طی دهه‌ها و یا مقیاس‌های زمانی طولانی‌تر نشان دهند. این در حالی است که داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی با سابقه طولانی اطلاعات قابل قبولی در اختیار کاربران برای مطالعه تغییرات فرسایش بادی در مقیاس‌های زمانی گسترده قرار می‌دهند. این پژوهش با هدف بررسی روند ۵۰ ساله فرسایش بادی با استفاده از شاخص DSI

طی سال‌های ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۴ در ایران مرکزی صورت گرفته است. تمام متغیرهای این شاخص با استفاده از داده‌های ثبت شده در ایستگاه‌های هواشناسی محاسبه می‌شود. استفاده از این شاخص به منظور مطالعه فرسایش بادی توسط شورای حفاظت محیط زیست استرالیا نیوزلند تأیید و اولین بار در برنامه همکاری ملی بررسی شاخص‌ها برای کشاورزی پایدار در استرالیا به کار گرفته شده است (۲۰). ام‌سی‌تنیش و تیسی، همبستگی DSI را با غلظت گرد و غبار جمع شده در ایستگاه‌های نمونه‌برداری در برون‌گای استرالیا طی سال‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۲ بالاتر از ۹۵٪ به دست آوردند و نقشه فرسایش بادی را در مقیاس‌های مختلف مکانی (ملی، ناحیه‌ای و منطقه‌ای) و زمانی (سالانه، فصلی و ماهانه) از سال ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۵ تهیه کردند (۱۹). الوینسای و همکاران نیز از این روش به عنوان روشی قدرتمند برای ارزیابی فرسایش بادی نام برده‌اند و همبستگی بین DSI و گرد و غبار جمع شده در ۱۱۰ ایستگاه هواشناسی را بیش از ۹۳٪ تشخیص دادند (۲۲).

در ایران محدود مطالعاتی در زمینه استفاده از شاخص‌های گرد و غباری به منظور مطالعه فرسایش بادی صورت گرفته است؛ برای مثال اختصاصی و همکاران، جهت بررسی روند تغییرات بیابان‌زایی و فرسایش بادی در مناطق خشک و فراخشک بررسی روند غبار ناکی هوا را به کمک شاخص‌های دید افقی H.V و شاخص روزهای طوفان گرد و خاک DDI مورد مطالعه قرار دادند (۳). بدین منظور تغییرات شاخص‌های مذکور طی دوره آماری ۲۵ ساله (تا سال ۱۳۸۹) در محدوده شهر اصفهان مورد بررسی و با دیگر شاخص‌های اقلیمی از جمله شاخص بارندگی استاندارد SPI و نمودار تغییرات بارندگی را مقایسه کردند. نتایج به دست آمده نشان داد که در طی دوره مطالعاتی تعداد روزهای طوفان گرد و غبار با دید افقی کمتر از ۲ کیلومتر از ۲۰ به ۱۴ روز کاهش یافته است. اصغری پوده و همکاران، روند شاخص DSI در ۱۳ ایستگاه هواشناسی استان در دوره زمانی ۲۲ ساله برای استان خوزستان محاسبه کردند (۱). نتایج نشان داد که مقدار DSI برای استان

سالیانه در این حوزه بالا بوده و در موارد زیادی به بیش از ۴۰۰۰ میلی‌متر در سال هم می‌رسد. به این ترتیب میزان تبخیر می‌تواند به بیش از ۴۰ تا ۸۰ برابر بارندگی سالیانه بالغ گردد (۴). متوسط رطوبت نسبی این دشت‌ها ۳۰ تا ۴۰ درصد است، اما در دوره‌های گرم سال تا ۱۵ درصد کاهش پیدا می‌کند. میانگین دمای سالانه بین ۱۵ تا ۳۰ درجه متغیر است و همچنین حداکثر و حداقل دما به ترتیب ۵۱ و ۱۸- درجه سانتی‌گراد گزارش شده است (۲۱). خشکی هوا و خاک باعث بروز گرد و خاک‌های شدید هنگام ناپایداری‌های جوی در این منطقه می‌شود به طوری که حتی در سرعت‌های کم باد برداشت خاک صورت می‌گیرد.

در این مطالعه کدهای روزانه هوای حاضر و دید افقی مربوط به ایستگاه‌های سینوپتیک واقع در ایران مرکزی از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. در مجموع ۱۴ ایستگاه دارای آمار کافی در دوره مطالعاتی مورد نظر (۱۹۶۵ تا ۲۰۱۴) بوده‌اند که موقعیت جغرافیایی این مناطق در شکل (۱) نشان داده شده است.

اندازه‌گیری مؤلفه‌های هواشناسی رخداد فرسایش بادی

داده‌های دریافتی از ایستگاه‌های سینوپتیک هواشناسی اطلاعاتی را در زمینه درصد ابرناکی، دید افقی، بارش، سرعت و جهت باد، رطوبت نسبی، فشار هوا و غیره در اختیار کاربران قرار می‌دهند که در زمان‌های خاصی از شبانه روز توسط کارشناسان تهیه می‌شود. ۱۰۰ کد هواشناسی (۰ تا ۹۹) توسط سازمان جهانی هواشناسی WMO تعریف شده است، که ۱۱ مورد آن در ارتباط با رخداد‌های فرسایش بادی یا گرد و غبار می‌باشند که در جدول (۱) نمایش داده شده است. این داده‌ها از ابتدای تأسیس ایستگاه‌های هواشناسی در ایران موجود می‌باشند.

رتبه‌بندی کدهای هواشناسی

کد ۰۰ به کم اهمیت‌ترین رخداد و کد ۹۹ به پراهمیت‌ترین رخداد هواشناسی از لحاظ بحران آب و هوایی اختصاص داده می‌شود. گاهی در طول یک دوره گزارش بیش از یک رخداد

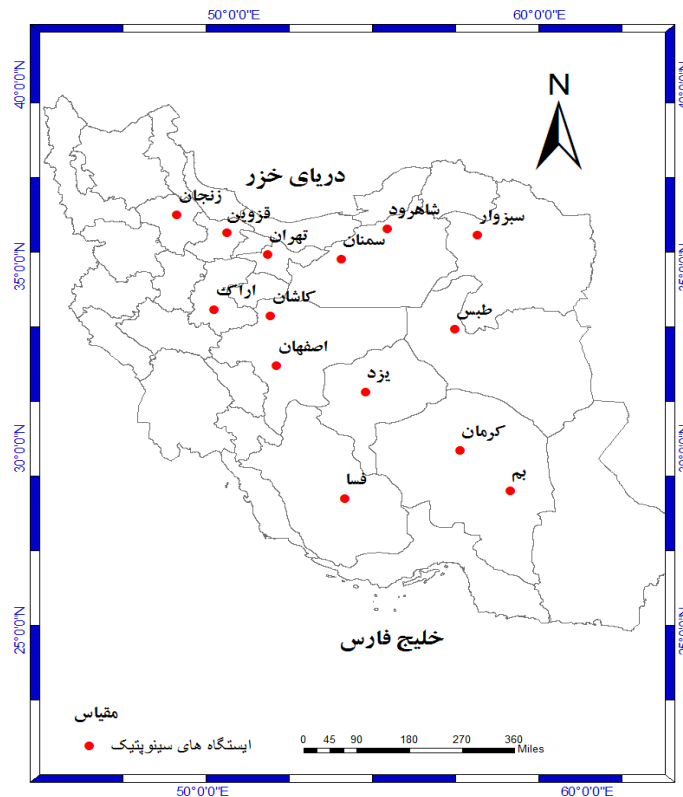
خوزستان با گذشت زمان کاهش داشته است. مقادیر این شاخص در سال ۱۹۹۱ بالاترین میزان، در سال ۱۹۹۳ کمترین میزان را نشان داد. ایزدی تغییرات زمانی و مکانی فرسایش بادی براساس شاخص غبار ناکی و ارتباط آن با عوامل اقلیمی را در استان خوزستان طی دوره ۱۰ ساله ۸۱-۹۰ بررسی کرد (۵). مقایسه نقشه‌های بارندگی و دما با نقشه DSI نشان داد که بارندگی و دما تأثیر معنی‌داری بر روی گرد و غبار این منطقه نداشته است.

هدف از این مطالعه، بررسی روند فرسایش بادی طی سال‌های ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۴ و پهنه‌بندی شاخص اقلیمی فرسایش بادی (DSI) و مؤلفه‌های آن (رخداد‌های محلی گرد و غبار، طوفان‌های شدید گرد و خاک و طوفان متوسط گرد و خاک) می‌باشد. حوزه ایران مرکزی به‌عنوان منطقه‌ای حساس به فرسایش بادی و در عین حال با اهمیت از لحاظ وسعت و موقعیت خاص سیاسی، اقتصادی و اجتماعی، به‌عنوان منطقه مطالعاتی انتخاب شد. بدین منظور سری‌های زمانی شاخص DSI و مؤلفه‌های آن در مقیاس‌های زمانی مختلف محاسبه شد و روند هر یک سری‌های زمانی یا استفاده از آزمون آماری من‌کنندال مورد بررسی قرار گرفت.

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی

ایران مرکزی در میان رشته کوه‌های البرز در شمال، زاگرس در جنوب و غرب و کوهستان‌های پراکنده خراسان در شرق واقع شده است. اقلیم غالب در منطقه براساس شاخص دومارتین خشک و نیمه‌خشک می‌باشد. متوسط ارتفاع در این منطقه ۱۳۰۰ متر از سطح دریا است؛ این در حالی است که ارتفاع در دشت کویر به ۷۰۰ و در بخش‌هایی از کویر لوت حتی به ۳۰۰ متر نیز تقلیل می‌یابد. رشته کوه‌های البرز و زاگرس از ورود بادهای باران‌زای مدیترانه‌ای در این منطقه جلوگیری می‌کنند (۱۳)، از اینرو نزولات جوی این حوزه اندک بوده و متوسط سالیانه آن کمتر از ۱۰۰ میلی‌متر و اغلب ۵۰ میلی‌متر و در مواردی حتی به ۲۵ میلی‌متر در سال می‌رسد. بالعکس تبخیر



شکل ۱. موقعیت ۱۴ ایستگاه‌های سینوپتیک منتخب واقع در ایران مرکزی

جدول ۱. کدهای هواشناسی تعریف شده توسط سازمان جهانی هواشناسی WMO برای بیان پدیده گرد و غبار

توضیحات	نام علمی	کد هواشناسی
گرد و غبار معلق در هوا که مسافت زیادی را پوشانده است.	گرد و غبار معلق	۰۶
گرد و غبار یا ماسه‌ای که در محل ایستگاه بلند شده است	گرد و خاک	۰۷
گردبادهای تکامل یافته در خود ایستگاه یا اطراف آن	گردباد	۰۸
گرد و خاک در ساعت دیده‌بانی در اطراف ایستگاه وجود دارد یا در طی ساعت گذشته در خود ایستگاه وجود داشته است	طوفان	۰۹
طی ساعت گذشته از شدت طوفان کاسته شده است با دید افقی ۲۰۰-۱۰۰۰ متر	طوفان گرد و غبار یا ماسه ملایم	۳۰
طی ساعت گذشته شدت طوفان تغییری نکرده است با دید افقی ۲۰۰-۱۰۰۰ متر	طوفان گرد و غبار یا ماسه ملایم	۳۱
طی ساعت گذشته بر شدت طوفان افزوده شده است با دید افقی ۲۰۰-۱۰۰۰ متر	طوفان گرد و غبار یا ماسه ملایم	۳۲
طی ساعت گذشته از شدت طوفان کاسته شده است با دید افقی	طوفان گرد و غبار یا ماسه شدید	۳۳
طی ساعت گذشته شدت طوفان تغییری نکرده است با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر	طوفان گرد و غبار یا ماسه شدید	۳۴
طی ساعت گذشته بر شدت طوفان افزوده شده است با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر	طوفان گرد و غبار یا ماسه شدید	۳۵
طوفان‌هایی که در محل ایستگاه یا اطراف آن بلند شده‌اند با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر	طوفان گرد و غبار یا ماسه خیلی شدید یا تندر	۹۸

انحراف معیار آن بیش از حد نرمال است بررسی روندهای هواشناسی به صورت خام نمی‌تواند نتایج منطقی را ارائه دهد، از اینرو احتمال تجمعی داده‌ها در مقیاس‌های ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه با استفاده از تابع توزیع گاما به دست آمد و سپس احتمال تجمعی به متغیر استاندارد تبدیل شد و در نهایت این مقادیر استاندارد به منظور بررسی روند مورد استفاده قرار گرفت.

تابع توزیع گامای دو پارامتری حالت خاصی از توزیع پیرسون نوع ۳ می‌باشد تابع دانسیته احتمال توزیع گامای دو پارامتری به صورت زیر نوشته می‌شود (۱۷):

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad \text{for } x > 0 \quad (2)$$

که در آن $\alpha > 0$ و $\beta > 0$ به ترتیب عامل شکل و عامل مقیاس و $x > 0$ مقدار بارش‌اند و $\Gamma(\alpha)$ تابع گاما می‌باشد که به صورت زیر تعریف می‌شود:

احتمال تجمعی یک رخداد را در هر مقیاس ماهانه یا هر مقیاس زمانی دیگر را می‌توان با استفاده از معادله (۴) محاسبه کرد:

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-t/\beta} dt \quad (4)$$

x/β می‌تواند به وسیله t جایگزین شود:

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (5)$$

معادله [۵]، برای $x=0$ تعریف نشده است از اینرو احتمال تجمعی در این حالت به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$H(x) = q + (1-q)G(x) \quad (6)$$

که در آن q احتمال عدم وقوع رخداد است. در نهایت احتمال تجمعی $H(x)$ به یک توزیع نرمال با میانگین صفر و انحراف معیار ۱ تبدیل می‌شود.

سپس با استفاده از معادله (۷) احتمال تجمعی، به متغیر استاندارد Z تبدیل می‌شود (۱۲).

$$Z = \begin{cases} -\left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) & \text{for } 0 < H(x) \leq 0.5 \\ +\left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) & \text{for } 0.5 < H(x) < 1 \end{cases} \quad (7)$$

هواشناسی اتفاق می‌افتد که در این شرایط کارشناسان رخداد مهم‌تر که در رتبه‌بندی صورت گرفته توسط WMO بیشترین کد را به خود اختصاص داده است، گزارش می‌کنند.

شاخص طوفان گرد و غبار (DSI)

DSI شاخصی مناسب برای مطالعه فراوانی و شدت فرسایش بادی توسط داده‌های هواشناسی است. این شاخص ترکیبی از روزهای با گرد و غبار شدید یا SDS، گرد و غبار متوسط یا MDS و گرد و غبار محلی یا LDE است که براساس توان تولید رسوب وزن داده می‌شود. DSI شاخصی بدون بعد است و بدون محدودیت مکانی و زمانی با دقت مناسبی قابل استفاده است. وزن‌های داده شده در معادله شاخص DSI، براساس رابطه تجربی بین دید افقی در ایستگاه هواشناسی میلدورا در شمال غرب ویکتوریا در استرالیا و غلظت گرد و غبار در نمونه‌بردارهای رسوب در بروننگا در شمال غرب نیووالس جنوبی به دست آمده است (۲۲).

در این شاخص از گرد و غبارها با منشأ خارجی صرف نظر می‌شود. بنابراین از کد ۰۶ که مربوط به گرد و غبار معلق است و منشأ خارجی دارد صرف نظر شده است. با استفاده از داده‌های اخذ شده از ایستگاه هواشناسی کشور و استخراج رخدادهای مورد نظر، شاخص طوفان گرد و غبار یا DSI با استفاده از معادله (۱) در دوره آماری محاسبه می‌شود (۱۹).

$$DSI = \sum_{i=1}^n [(0.5 \times SDS) + MDS + (0.05 \times LDE)]_i \quad (1)$$

که در آن DSI شاخص گرد و غبار در n ایستگاه می‌باشد در حالی که i برابر است با i امین ایستگاه از n ایستگاه مطالعاتی، SDS تعداد روزهای گرد و غبار شدید (حداکثر کد گرد و غبار روزانه ۳۳-۳۵)، MDS تعداد روزها با گرد و غبار متوسط (حداکثر کد گرد و غبار روزانه ۳۰-۳۲)، LDE وقایع گرد و غبار محلی (حداکثر کد گرد و غبار برابر با ۰۷-۰۹) می‌باشد.

استانداردسازی داده‌ها

از آنجا که وقوع گرد و غبار به صورت رخداد می‌باشد و در نتیجه

$$\operatorname{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_i) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_i) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (10)$$

$$\operatorname{VAR}(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5) \right] \quad (11)$$

$$Z_m = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\operatorname{VAR}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\operatorname{VAR}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (12)$$

که در معادلات فوق n تعداد داده مشاهده‌ای (طول دوره آماری)، X_i و X_j به ترتیب i امین و j 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 مقدار آماره من - کندال می‌باشد. مقدار منفی Z_m 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 روندی معنی‌دار و در غیر این صورت فاقد روند ارزیابی می‌شود.

به منظور بررسی خود همبستگی داده‌ها از آماره دوربین واتسن استفاده شد.

$$d = \frac{\sum_{t=2}^n (e_t - e_{t-1})^2}{\sum_{t=1}^n e_t^2} \quad (13)$$

که در آن e_t باقیمانده t ام در معادله رگرسیون و T تعداد کل مشاهدات می‌باشد. مقادیر d بین ۰ تا ۴ می‌باشد. اگر بین باقی مانده‌ها همبستگی متوالی وجود نداشته باشد، مقدار این آماره باید به ۲ نزدیک باشد. اگر به صفر نزدیک باشد نشان‌دهنده همبستگی مثبت و اگر به ۴ نزدیک باشد نشان‌دهنده همبستگی منفی می‌باشد (۹).

از آنجا که در ایستگاه‌های مطالعاتی در هر شبانه روز ۸ بار اطلاعات ثبت می‌شود، لذا حداکثر کد ثبت شده در هر روز طی دوره آماری ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۴ استخراج شده و این کد حداکثری

$$t = \begin{cases} \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(H(x))^2} \right]} & \text{for } 0 < H(x) \leq 0.5 \\ \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(1-H(x))^2} \right]} & \text{for } 0.5 < H(x) < 1 \end{cases} \quad (8)$$

که در آن x احتمال تجمعی بارش ثبت شده و c_0 ، c_1 ، c_2 ، d_1 ، d_2 ضرایب ثابت با مقادیر ذیل می‌باشند:

$$c_0 = 2/515517,$$

$$c_1 = 0/802853,$$

$$c_2 = 0/010328,$$

$$d_1 = 1/432788,$$

$$d_2 = 0/189269,$$

$$d_3 = 0/001308$$

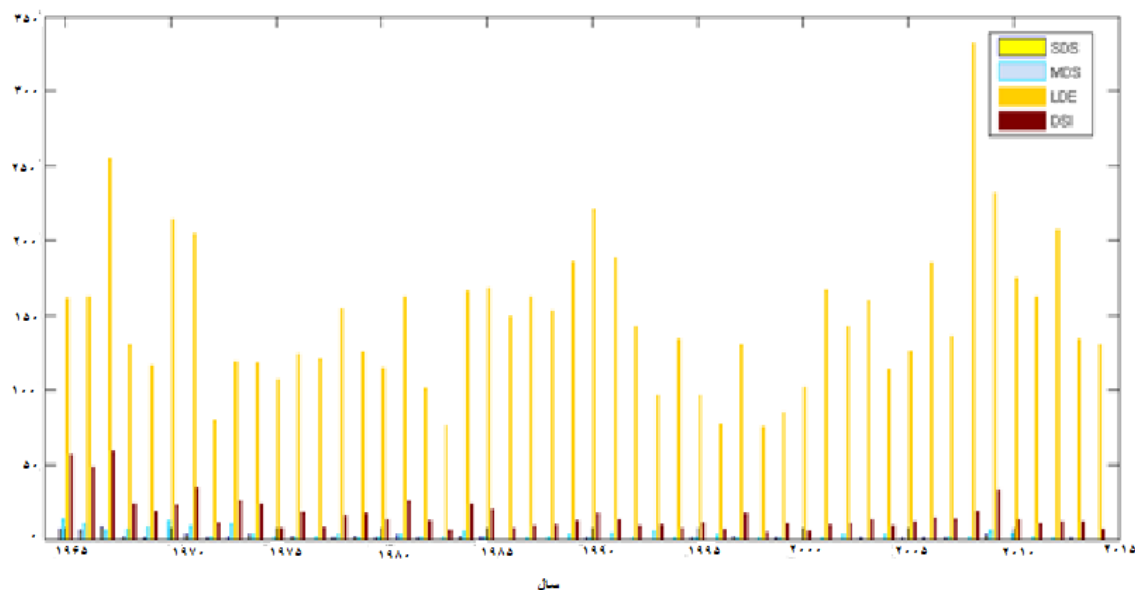
آزمون آماری من کندال

جهت تشخیص روند در سری‌های مختلف زمانی متغیرهای آب و هوایی از آزمون‌های مختلفی استفاده می‌گردد که این آزمون‌ها به دو دسته پارامتریک و غیرپارامتریک قابل تفکیک می‌باشند. آمار پارامتریک مستلزم پیش فرض‌هایی در مورد جامعه‌ای که از آن نمونه‌گیری صورت گرفته می‌باشد. به عنوان مهم‌ترین پیش فرض در آمار پارامتریک فرض می‌شود که توزیع جامعه نرمال است اما آمار ناپارامتریک مستلزم هیچ گونه فرضی در مورد توزیع نیست. آزمون‌های من - کندال نمونه‌ای از آزمون‌های غیرپارامتریک هستند که در تحقیقات بررسی روند متغیرهای اقلیمی از آنها استفاده می‌شود. در سال‌های اخیر مطالعات متعددی در زمینه تحلیل روند طولانی مدت خشکسالی در تمام دنیا از جمله ایران با استفاده از این روش صورت گرفته است (۶، ۹، ۱۷).

آزمون آماری من - کندال به شرح زیر می‌باشد:

ابتدا داده‌ها به ترتیب زمان وقوع مرتب می‌شوند و هر داده با تمام داده‌های قبل از خود بدون در نظر گرفتن تأثیر توزیع آنها مقایسه می‌شود.

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \operatorname{sgn}(x_j - x_i) \quad (9)$$



شکل ۲. مجموع فراوانی سالانه مؤلفه‌ها و شاخص گرد و غبار در ایران مرکزی (۱۹۶۵-۲۰۱۴)

را در دهه اول و بین سال‌های ۱۹۶۵ تا ۱۹۷۵ و نیز بین سال‌های ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۰ دارند.

همچنین پهنه‌بندی فراوانی وقوع رخداد‌های MDS، LDE و SDS در ایستگاه‌های مختلف صورت گرفت که نتایج آن به ترتیب در شکل‌های (۳)، (۴) و (۵) آمده است.

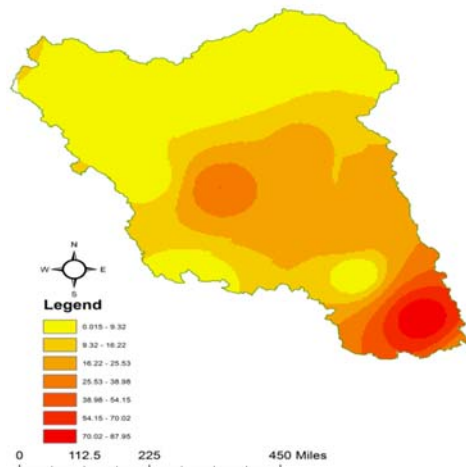
با توجه به شکل‌های (۳)، (۴) و (۵) بیشترین تکرار وقوع گرد و غبار محلی طی سال‌های ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۴ در ایران مرکزی در بخش‌های مرکزی و شرقی تا جنوب و جنوب شرقی و همچنین بخش‌هایی از شمال غربی مشاهده می‌شود. همچنین با توجه به شکل (۴) و (۵) بیشترین فراوانی SDS و MDS در بخش‌های مرکزی، شرقی و جنوب شرقی دیده می‌شود. تکرار MDS در قسمت‌های شمالی ایران مرکزی بسیار کم است. SDS در شمال شرق دارای فراوانی بیشتری نسبت به شمال و شمال غرب ایران مرکزی می‌باشد. به‌طور کلی و با توجه به شکل (۶) بخش‌های مرکزی و جنوبی ایران مرکزی بیشترین افزایش را در شدت فرسایش بادی نشان می‌دهند و هرچه به شمال حوزه نزدیک می‌شویم از شدت فرسایش بادی کاسته می‌شود. به‌منظور بررسی تغییرات در نرخ فرسایش بادی طی

در محاسبات DSI جهت مطالعه فرسایش بادی در طولانی مدت در محدوده ایران مرکزی مدنظر قرار گرفت. محاسبات در این مطالعه با استفاده از نرم‌افزار متلب صورت گرفته است.

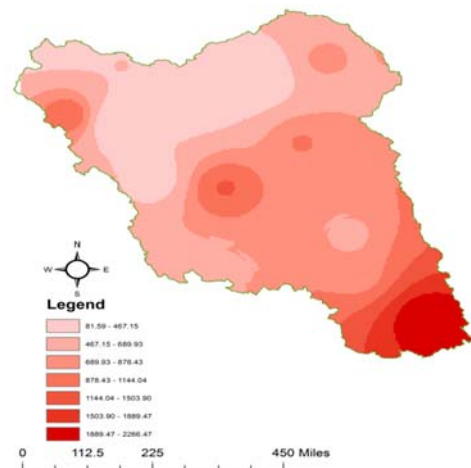
یافته‌ها و بحث

تعداد روزهای دارای رخداد گرد و غبار محلی، طوفان گرد و غبار شدید و طوفان گرد و غبار متوسط و همچنین DSI در کل ایستگاه‌ها در هر سال طی دوره آماری محاسبه و نمودار آن مطابق آنچه در شکل (۲) مشاهده می‌گردد ترسیم شد.

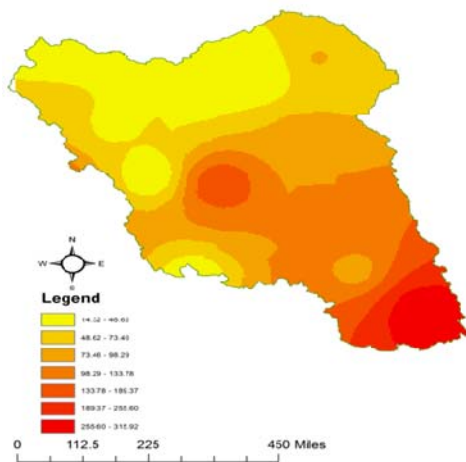
با توجه به شکل (۲) بیشترین تکرار وقوع را در طول ۵۰ سال آماری داشته است و تعداد MDS و SDS به مراتب کمتر از وقوع LDE می‌باشد ولی با توجه به معادله (۱)، از آنجا که SDS و MDS به ترتیب ۲۵ و ۵ برابر نسبت به LDE در مقدار اثر می‌گذارند، تغییرات DSI همین نسبت بیشتر متأثر از SDS و MDS است تا LDE. به‌طور کلی فراوانی LDE روند سینوسی را در طی این سال‌ها از خود نشان می‌دهد. بیشترین تعداد وقوع LDE مربوط به سال‌های ۱۹۶۷، ۱۹۹۰ و ۲۰۰۹ می‌باشد، همچنین SDS، MDS و در نتیجه DSI بیشترین مقدار



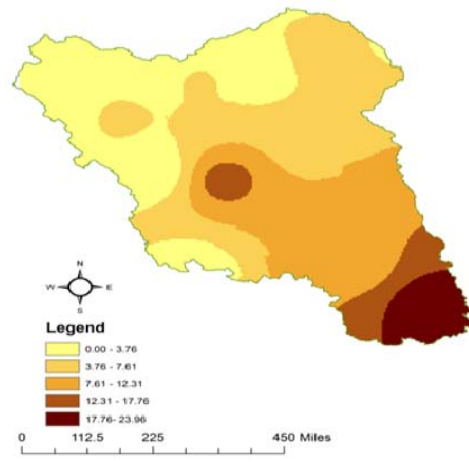
شکل ۴. پهنه‌بندی فراوانی رخداد طوفان گرد و غبار متوسط در ایران مرکزی طی سال‌های ۱۹۶۵-۲۰۱۴



شکل ۳. پهنه‌بندی فراوانی رخداد گرد و غبار محلی در ایران مرکزی طی سال‌های ۱۹۶۵-۲۰۱۴



شکل ۶. پهنه‌بندی شاخص طوفان گرد و غبار در ایران مرکزی طی سال‌های ۱۹۶۵-۲۰۱۴



شکل ۵. پهنه‌بندی فراوانی طوفان گرد و غبار شدید در ایران مرکزی طی سال‌های ۱۹۶۵-۲۰۱۴

معنادار می‌شود. با معنادار شدن مقادیر روند، فرض صفر که مبنی بر عدم وجود روند است، رد شده و داده‌ها دارای روند می‌شوند. بنابراین از سری نه ماهه به بعد می‌توان میزان تغییر در شاخصه‌های مختلف گرد و غبار را مقایسه کرد. همان‌طور که مشاهده می‌شود تنها سری زمانی LDE روند مثبت را طی کرده است و این به معنای افزایش گرد و غبار محلی در طی ۵۰ سال گذشته در ایران مرکزی می‌باشد ولی روند SDS و MDS روند

سال‌های ۱۹۶۵ تا ۲۰۱۴، آزمون روند من-کندال در سری‌های مختلف زمانی و در مقاطع زمانی مختلف برای پارامترهای LDE، MDS، SDS و DSI محاسبه شد که نتایج آن در جدول (۲) آورده شده است.

با توجه به جدول (۲) برای دوره آماری پنجاه ساله سری‌های زمانی سه و شش ماهه برای LDE و سه ماهه برای MDS معنادار نیست و با افزایش سری‌های زمانی این سری

جدول ۲. مقادیر Z به دست آمده از آزمون من- کندال مربوط به سری های زمانی ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه برای رخدادهای MDS، LDE و SDS و شاخص DSI در بازه های زمانی مختلف در ایران مرکزی: * روند مثبت و یا منفی معنادار در سطح ۹۵٪ می باشد ($\alpha < 0.05$)

مقادیر Z در سری های زمانی مختلف						سال
۲۴ ماهه	۱۸ ماهه	۱۲ ماهه	۹ ماهه	۶ ماهه	۳ ماهه	۱۹۶۵-۲۰۱۴
-۷/۳۷*	-۷/۱۲*	-۵/۹۷*	-۵/۲۰*	-۳/۹۴*	-۲/۳۲*	DSI
۳/۰۵*	۲/۹۸*	۲/۶۶*	۲/۳۰*	۱/۶۳	۱/۰۷	LDE
-۲/۳۵*	-۳/۱۴*	-۳/۶۷*	-۳/۴۷*	-۲/۷۲*	-۰/۶۲	MDS
-۱۳/۴۳*	-۱۲/۴۴*	-۱۰/۵۴*	-۹/۱۹*	-۸/۱۲*	-۷/۳۱*	SDS
						۱۹۶۵-۱۹۸۵
-۹/۰۴	-۸/۳۰*	-۸/۱۴*	-۷/۸۷*	-۶/۶۳*	-۴/۸۷*	DSI
-۶/۶۹	-۶/۱۴*	-۵/۷۶*	-۵/۹۳*	-۵/۶۵*	-۴/۹۷*	LDE
-۵/۱۰*	-۵/۶۰*	-۵/۴۱*	-۵/۱۸*	-۴/۳۷*	-۳/۰۷*	MDS
-۵/۷۴*	-۶/۳۱*	-۶/۱۳*	-۶/۲۱*	-۵/۷۵*	-۴/۲۳*	SDS
						۱۹۸۵-۲۰۱۴
۷/۴۲*	۵/۸۰*	۵/۲۹*	۴/۷۸*	۴/۳۲*	۳/۶۷*	DSI
۴/۲۰*	۳/۰۳*	۱/۹۲	۱/۱۰	۰/۰۶	-۰/۴۰	LDE
۷/۸۳*	۶/۱۷*	۴/۹۶*	۴/۵۲*	۴/۳۵*	۴/۵۵*	MDS
۰/۹۵	۰/۳۸	-۰/۴۳	-۰/۵۴	-۰/۴۶	-۰/۴۲	SDS

سال ۱۹۷۲ ادامه یافته و پس از آن کاهش ناگهانی در مقدار شاخص مشاهده شده است (۱۹).

کنگ و همکاران نیز بدین نکته اشاره می کنند که از سال ۱۹۶۰ تا ۱۹۷۰ شدت گرد و غبار افزایش داشته و پس از ۱۹۷۰ ناگهان کاهش پیدا کرده است (۱۶). ایشان دلایل تغییر در میزان گرد و غبار را علاوه بر سرعت باد و پوشش گیاهی و وقوع رودبارهای غربی بیان کرده اند. جریان جتی یا رودبارها تونل باد پر سرعتی است که در ارتفاع یازده هزار متری از سطح زمین رخ می دهد. جریانات جتی غربی نه تنها خود عامل وقوع رخدادهای گرد و غباری در عرض های میانی به شمار می روند بلکه جریانات ضعیف تر رودبارها باعث تغییر در الگوهای جوی می شوند و بدین طریق نیز بر میزان وقوع گرد و غبار اثر می گذارند (۱۶).

با بررسی روند در طی سال های ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۴ روند MDS افزایش معناداری در سطح اطمینان ۹۵٪ در تمامی سری های

منفی را از خود نشان می دهد که بیانگر کاهش گرد و خاک شدید تا متوسط در ایران مرکزی طی ۵۰ سال می باشد.

به منظور بررسی دقیق تر علت وقوع این روند منفی، داده ها در دو بازه زمانی کوتاه تر بررسی شد: ۱۹۶۵ تا ۱۹۸۵ (بیست ساله) و ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۴ (سی ساله). نتایج به دست آمده نشان داد در ۲۰ سال ابتدایی یعنی از سال ۱۹۶۵ تا ۱۹۸۵ مؤلفه ها و شاخص گرد و غبار حتی در سری های سه ماهه، روند معنادار و منفی را طی کرده اند. بیشترین تکرر وقوع SDS و MDS طی سال های ۱۹۶۵ تا ۱۹۷۳ اتفاق افتاده و پس از آن فراوانی آنها به شدت کاهش یافته است. این کاهش ناگهانی باعث ایجاد روند شدید منفی در بیست سال ابتدایی شده، به طوری که حتی در روند پنجاه ساله اثر آن قابل مشاهده است. در مطالعات ام سی تیش و همکاران، نیز که بر روی تغییرات DSI طی سال های ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۴ در استرالیا صورت گرفته، بیشترین مقدار DSI در سال های ۱۹۶۵ تا ۱۹۶۸ به دست آمده و مقادیر بالای DSI تا

صورت گرفته در نقاط دیگر دنیا حاصل شده می‌تواند بیانگر متأثر بودن شدت فرسایش بادی در دهه اول و دوم از تغییرات الگوهای سینوپتیکی در مقیاس جهانی باشد. از سال ۱۹۸۵ به بعد روند DSI مثبت معنادار شده است، خصوصاً MDS، تغییرات آن حتی از LDE نیز بیشتر شد. به طور کلی فرسایش بادی در ۳۰ سال اخیر با بزرگی بیش از سه برابر نسبت به گذشته در حال افزایش است. اثرات مخرب فرسایش بادی بر منابع خاک حتی در مقادیر کم هم قابل اغماض نیست و با افزایش شدت آن ذخایر خاک و دیگر منابع زیست محیطی با خطرات جدی مواجه می‌شود. استفاده از روش مورد استفاده در این پژوهش می‌تواند آغاز راه جدیدی برای مطالعه عوامل مختلف اقلیمی بر روی فرسایش بادی در مقیاس وسیع مکانی و زمانی و همچنین پیش بینی میزان افزایش یا کاهش فرسایش بادی در اثر تغییر در عوامل اقلیمی مختلف باشد. چنین مطالعاتی به عنوان زیر بنای طرح‌های تحقیقاتی در زمینه کنترل فرسایش بادی و مدیریت حوزه های آبخیز حائز اهمیت است.

زمانی داشته است، در حالی که روند SDS در هیچ یک از سری‌های زمانی معنادار نبوده است، LDE از سری زمانی نه ماهه به بعد روند معنادار افزایشی را از خود نشان می‌دهد ولی شیب افزایشی آن نسبت به MDS کمتر می‌باشد. شاخص DSI نیز در تمام سری‌های زمانی روند افزایشی معناداری را طی کرده است. با افزایش DSI از سی سال گذشته تا کنون می‌توان نتیجه گرفت که فرسایش بادی در ایران مرکزی نسبت به سی سال گذشته افزایش یافته است.

نتیجه گیری

این مطالعه به بررسی روند فرسایش بادی در نیم قرن اخیر در ایران مرکزی با استفاده از شاخص DSI پرداخته است. طی ۵۰ سال گذشته حداکثر شدت گرد و غبار شدید و متوسط طی سال‌های ۱۹۶۵ تا ۱۹۷۳ مشاهده می‌شود اما این افزایش با کاهش ناگهانی در سال‌های بعد همراه شده است. این افزایش و به دنبال آن کاهش ناگهانی بر نتایج روند ۵۰ ساله تأثیر معناداری گذاشته و روند طولای مدت را کاهش داده است. شباهت الگوی تغییر DSI در این دوره با آنچه از مطالعات

منابع مورد استفاده

۱. اصغری پوده، ز.، م. شفیع زاده، س. فاخران و ع. گیلانی. ۱۳۹۴. ارزیابی و پهنه بندی تغییرات مکانی-زمانی طوفان‌های گرد و غبار با استفاده از شاخص DSI در استان خوزستان. دومین همایش ملی تغییرات اقلیم و مهندسی توسعه پایدار کشاورزی و منابع طبیعی، تهران، گروه پژوهشی بوعلی.
۲. اختصاصی، م. و ا. زارع چاهوکی. ۱۳۹۲. اندازه گیری فرسایش بادی با روشی مستقیم، عینی، دقیق، کاربردی و آسان (وزن در واحد سطح) (مطالعه موردی: دشت سگزی اصفهان). سومین همایش ملی فرسایش بادی و طوفانهای گرد و غبار، یزد، انجمن علمی مدیریت و کنترل مناطق بیابانی ایران.
۳. اختصاصی، م.، ن. مرادی و ف. رستمی، ۱۳۹۰. بررسی روند تغییرات روزهای طوفانی گردوخاک با استفاده از شاخص‌های دید افقی HV و بارندگی استاندارد SPI مطالعه موردی: محدوده شهر اصفهان. هفتمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، اصفهان، دانشگاه صنعتی اصفهان.
۴. آزادی، س.، س. سلطانی، م. فرامرزی، ع. ر. سلطانی تودشکی و س. پورمنافی. ۱۳۹۴. ارزیابی شاخص خشکسالی پالمر در حوزه‌های ایران مرکزی. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک ۱۹(۷۲): ۳۱۸-۳۰۵.
۵. ایزدی، م. ۱۳۹۲. مطالعه زمانی و مکانی فرسایش بادی بر اساس اندکس غبار ناکی (مطالعه موردی: استان خوزستان). پایان نامه

- کارشناسی ارشد، دانشکده کویر شناسی، دانشگاه سمنان. ۱۲۲ص.
۶. باهک، ب. ۱۳۹۲. بررسی احتمال تغییر اقلیم در استان کرمان با روش من - کندال (مطالعه موردی ایستگاه کرمان). فصلنامه جغرافیایی سرزمین ۱۰ (۲۹): ۶۵-۷۲.
۷. علیجانی، ب. ۱۳۷۶. آب و هوای ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور. ۲۳۲ ص.
۸. هاشمی نسب، س. ن، س. هدایی، ر. جعفری و ع، کلهر. ۱۳۹۲. اولویت بندی مناطق برداشت، حمل و رسوب فرسایش بادی. سومین همایش ملی فرسایش بادی و طوفانهای گرد و غبار، یزد، انجمن علمی مدیریت و کنترل مناطق بیابانی ایران.
9. Ahani, H., M. Kherad, M. R. Kousari, M. Rezaeian-Zadeh, M. A. Karampour, F. Ejraee and S. Kamali. 2012. An investigation of trends in precipitation volume for the last three decades in different regions of Fars province, Iran. *Theor. Appl. Climatol. J.* 109 (3): 361-382.
10. Alfaro, S. C. and L. Gomes. 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. *J. Geophys Res: Atmospheres* 106(D16): 18075-18084.
11. Bolorani, A. D., S. O. Nabavi, H. A. Bahrami, F. Mirzapour, M. Kavosi, E. Abasi and R. Azizi. 2014. Investigation of dust storms entering Western Iran using remotely sensed data and synoptic analysis. *Iran J. Environ. Health* 12(1): 124-137.
12. Edwards, D. C. and T. B. Mckee. 1997. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales: DTIC Document.
13. Ghorbani, M. 2013. The economic geology of Iran: mineral deposits and natural resources. Springer Science & Business Media.
14. Gillette, D. A. and R. Passi. 1988. Modeling dust emission caused by wind erosion. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 93(D11): 14233-14242.
15. Ginoux, P., J. M. Prospero, T. E. Gill, N. C. Hsu and M. Zhao. 2012. Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products. *Reviews of Geophysics*. 50, RG3005 / 2012. 1 - 36.
16. Kang, L., J. Huang, S. Chen and X. Wang. 2016. Long-term trends of dust events over Tibetan Plateau during 1961-2010. *Atmos Environ.* 125, Part A: 188-198.
17. Kousari, M. R., M. T. Dastorani, Y. Niazi, E. Soheili, M. Hayatzadeh and J. Chezgi. 2014. Trend detection of drought in arid and semi-arid regions of Iran based on implementation of reconnaissance drought index (RDI) and application of non-parametrical statistical method. *Water Resour Manage.* 28(7): 1857-1872.
18. Liu, X., Z. Y. Yin, X. Zhang and X. Yang. 2004. Analyses of the spring dust storm frequency of northern China in relation to antecedent and concurrent wind, precipitation, vegetation, and soil moisture conditions. *J. Geophys. Res.* 4: 105-109.
19. Mctainsh, G. and E. Tews. 2007. Soil Erosion by wind: Dust Storm Index (DSI). National Monitoring and Evaluation Framework, prepared for the National Land and Water Resources Audit (NLWRA), Canberra.
20. Mctainsh, G. H. 1998. Dust storm index. Sustainable Agriculture: Assessing Australia's Recent Performance A Report of the National Collaborative Project on Indicators for Sustainable Agriculture SCARM Technical Report. 70: 65-72.
21. Naderi, M. and E. Raeisi. 2015. Climate change in a region with altitude differences and with precipitation from various sources, South-Central Iran. *Theor. Appl. Climatol. J.* 3:529-540.
22. O'loingsigh, T., G. H. Mctainsh, E. K. Tews, C. L. Strong, J. F. Leys, P. Shinkfield and N. J. Tapper. 2014. The Dust Storm Index (DSI): A method for monitoring broadscale wind erosion using meteorological records. *Aeolian Res.* 12: 29-40.

Investigation of the Wind Erosion Trend in Central Iran using Dust Storm Index in the Last Fifty Years

A. Vali* and F. Roustaei¹

(Received: Aug. 28-2016 ; Accepted: March 15-2017)

Abstract

Wind erosion is the most important geomorphic process and the main cause of the landscape change in arid and semi-arid areas. This paper focuses on the Dust Storm Index (DSI) with the aim of monitoring wind erosion in Central Iran using meteorology data. The trend of standardized DSI and its three factors which are sever dust storm, moderate dust storm and local dust events were studied using Man-Kendal non-parametric test. It was found that wind erosion is accelerating in recent years. Compared to primary 20 years (1965-1985) DSI rate has been three times more than 30 years ago (1985-2014). The central and southern parts of Central Iran show the highest severity of wind erosion and the severity of DSI decreases by approaching the north. Therefore, considering the sensitivity of these areas, in addition to taking into account prevention programs, they should also be considered in regeneration and control programs.

Keywords: Central Iran, Dust Storm Index, Mann-Kendal test, Wind erosion.

1. Dept. of Combating Desertification, Faculty of Natural Resour. and Earth Sci., University of Kashan, Iran.

*: Corresponding Author, Email: Vali@kashanu.ac.ir