

Vegetation Cover Variation and Dust Frequency analysis over West of Asia

Rahnama, M.¹  | Sehat, S.²  | Karami, S.³  | Ranjbar, A.⁴  | Khoddam, N.⁵ 

1. Assistant Professor, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran. E-mail: meh.rahnama@gmail.com
2. **Corresponding Author**, Assistant Professor, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran. E-mail: savizsehat@yahoo.com
3. Assistant Professor, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran. E-mail: karamis.62@gmail.com
4. Associate Professor, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran. Email: aranjbar@gmail.com
5. Ph. D, Research Institute of Meteorology and Atmospheric Science, Tehran, Iran. Email: Noushin_khoddam@ut.ac.ir

(Received: 3 May 2023, Revised: 30 May 2023, Accepted: 28 Jun 2023, Published online: 28 Jun 2023)

Abstract

In this study, with the aim of determining the pattern of the dust phenomenon in West Asia and its relationship with vegetation, the average AOD as well as the SAVI, VCI and TCI indices have been evaluated in a 10-year period (2009 to 2018). The most important results indicate that the AOD value is significant in a large part of the region. Calculating the correlation coefficient between AOD and NDVI in 4 regions that have the highest AOD values showed that the correlation coefficient values are negative and significant in almost all regions and in all seasons. Therefore, it can be concluded that the AOD value has increased in these areas with the decrease in vegetation cover. Also, the highest value of this correlation was obtained at the border of Iraq and Kuwait and in the summer season equal to -0.73. In addition, the most seasonal changes of SAVI have been observed in the west of Iran and Iraq with values between 0.05-0.4; So that the SAVI index in these areas is significantly higher in spring than in other seasons. The lowest values of VCI were also observed in the studied area in Iraq, Syria and Saudi Arabia with values less than 6. The highest values of TCI index are related to the regions in northeastern Arabia and in the summer season. In Iran, in the eastern areas, the value of this index is between 60-70, which can indicate an increase in temperature in these areas compared to long-term values.

Keywords: AOD, Dust, SAVI, VCI, Vegetation cover.

تحلیل تغییرات پوشش گیاهی و فراوانی رخدادهای گردوخاک در منطقه غرب آسیا

مهدی رهنما^۱ | ساويز صحت کاشانی^۲ | سارا کرمی^۳ | عباس رنجبر^۴ | نوشين خدام^۵

۱. استادیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: meh.rahnama@gmail.com
۲. نویسنده مسئول، استادیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: savizsehat@yahoo.com
۳. استادیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: karamis.62@gmail.com
۴. دانشیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: aranjbar@gmail.com
۵. دانش آموخته دکتری هواشناسی، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران. رایانامه: Noushin_khoddam@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۱۳، بازنگری: ۱۴۰۲/۰۳/۰۹، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۰۷، انتشار آنلاین: ۱۴۰۲/۰۴/۰۷)

چکیده

در این مطالعه با هدف تعیین الگوی پدیده گردوخاک در غرب آسیا و ارتباط آن با پوشش گیاهی، میانگین AOD و نیز شاخص های SAVI، VCI و TCI در بازه زمانی ۱۰ ساله (۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸) ارزیابی شده است. مهم ترین نتایج حاکی از آن است که در بخش وسیعی از منطقه مقدار AOD قابل توجه است. محاسبه ضریب همبستگی بین AOD و NDVI در ۴ منطقه که دارای بیشترین مقادیر AOD هستند نشان داد که تقریباً در تمامی مناطق و در تمامی فصول مقادیر ضریب همبستگی منفی و معنی دار است. بنابراین می توان نتیجه گرفت که در این مناطق با کاهش پوشش گیاهی مقدار AOD افزایش یافته است. همچنین بیشترین مقدار این همبستگی در مرز عراق و کویت و در فصل تابستان برابر ۰/۷۳- بدست آمد. علاوه بر این بیشترین تغییرات فصلی SAVI در غرب ایران و کشور عراق با مقادیر بین ۰/۴ - ۰/۵ مشاهده شده است؛ به گونه ای که شاخص SAVI در این مناطق در فصل بهار به شکل قابل توجهی بیشتر از سایر فصل ها است. کمترین مقادیر VCI نیز در منطقه مورد بررسی در عراق، سوریه و عربستان با مقادیر کمتر از ۶ مشاهده شده است. بیشترین مقادیر شاخص TCI مربوط به مناطقی در شمال شرقی عربستان و در فصل تابستان است. در ایران در نواحی شرقی مقدار این شاخص بین ۷۰-۶۰ است که می تواند نشان دهنده افزایش دما در این مناطق نسبت به مقادیر بلندمدت باشد.

کلمات کلیدی: پوشش گیاهی، AOD، گردوخاک، SAVI، VCI.

۱. مقدمه

گردوخاک به عنوان یکی از فراوان ترین ذرات معلق موجود در جو در سطح جهان بر کیفیت هوا (اشرفی و همکاران، ۲۰۱۷)، دید افقی (Yassin *et al.*, 2018)، چرخه آب، پوشش گیاهی و سلامت عمومی اثرگذار است (Morelli *et al.*, 2016)؛ (Raspanti *et al.*, 2016؛ سلطانی و همکاران، ۲۰۱۷). این پدیده زمین های کشاورزی را نیز به نحو مؤثری در معرض آسیب قرار داده و سبب کاهش کیفیت و کمیت محصولات کشاورزی و فرسایش خاک شده و همچنین منابع آبی، مراتع و جنگل ها را در معرض نابودی قرار می دهد. علاوه بر این ذرات گردوخاک معلق در هوا، بعنوان یک آلاینده پرمخاطره در رابطه با سلامت بشر محسوب می شوند که دستگاه تنفسی انسان را به شدت تحت تأثیر قرار داده و ممکن است عفونت ایجاد کنند. قرار گرفتن کشور ایران در منطقه خاورمیانه با چنین ابعاد بزرگی از چشمه های گسیل گردوخاک، شرایط ویژه ای ایجاد نموده که بخش های مختلفی از اقتصاد، امنیت و سلامت کشور را مورد تهدید قرار داده است. بنابراین بررسی جنبه های مختلف

استناد: رهنما، مهدی؛ صحت، ساويز؛ کرمی، سارا؛ رنجبر، عباس؛ و خدام، نوشين. (۱۴۰۲). تحلیل تغییرات پوشش گیاهی و فراوانی رخدادهای گردوخاک در منطقه غرب

آسیا. مجله نیوار، ۴۷(۱۲۲-۱۲۳)، ۱۷-۳۶. DOI: <https://doi.org/10.30467/nivar.2023.395654.1245>



بوته‌ای-علفی در فرسایش‌پذیری خاک نقش بسزایی ایفا می‌کند؛ به طوری که مارشال (Marshall, ۱۹۷۲) کاهش میزان فرسایش بادی ناشی از وجود پوشش گیاهی درخت و درختچه تعیین کرده است. در مناطق خشک و نیمه‌خشک تغییرات پوشش گیاهی بوته‌ای-علفی پاسخ سریع تری نسبت به پوشش گیاهی درخت و درختچه به تغییرات اقلیمی نشان می‌دهد (Specht & Specht, 1999).

نتایج برخی مطالعات نشان داده است که افزایش انتشار گردوخاک در یک منطقه می‌تواند پوشش گیاهی و گردوخاک آن منطقه را کاهش دهد (Gillette *et al.*, 1980; Reynolds *et al.*, 2007; Washington *et al.*, 2006; Troin; Bryant *et al.*, 2007; Mahowald *et al.*, 2003; Abuduwaili *et al.*, 2008; *et al.*, 2010). کوروساکی و میکامی (Kurosaki & Mikami, ۲۰۰۵) نشان دادند که با افزایش تندی باد و کاهش پوشش گیاهی در مناطق مستعد گسیل گردوخاک در شرق آسیا، تعداد رخدادهای گردوخاک افزایش پیدا کرده است؛ به‌ویژه در سال‌هایی که کاهش پوشش گیاهی ناشی از خشکسالی بوده، شدت رخدادهای گردوخاک به‌طور معنی‌داری افزایش یافته است. بررسی روند وقوع رخدادهای گردوخاک در مغولستان و شمال چین در دهه ۱۹۹۰ حاکی از افزایش تعداد رخدادهای گردوخاک است که با کاهش پوشش گیاهی و رطوبت خاک ناشی از خشکسالی همراه بوده است (Lee & Sohn, 2011). پورهاسمی و همکاران (۱۳۹۴) با بررسی شاخص پوشش گیاهی NDVI و نیز نقشه پوشش گیاهی (تصویر سنجنده MODIS^۱) در استان خراسان رضوی مشاهده کردند که با کاهش پوشش گیاهی در بازه زمانی ۲۰۱۳-۲۰۰۴، تعداد وقوع رخدادهای گردوخاک در این استان افزایش پیدا کرده است. در منطقه خاورمیانه زمین‌های خشک در کرانه رودهای دجله و فرات، بیابان ربع‌الخالی در کشور عربستان و سواحل عمان به‌عنوان چشمه‌های اصلی گردوخاک شناسایی شده‌اند (Prospero *et al.*, 2002)؛ همچنین کویرهای مرکزی ایران را می‌توان از دیگر منابع تولیدکننده گردوخاک نامید

پدیده‌های گردوخاک در خاورمیانه و ارتباط آن با حوزه‌های مختلف متأثر از آن، می‌تواند گام مهمی در راستای کاهش خطرات و آسیب‌های ناشی از این پدیده باشد. رخدادهای گردوخاک رابطه مستقیمی با بستری شدن در بیمارستان ناشی از بیماری‌های تنفسی مانند آسم (Trianti *et al.*, 2017) و مرگ و میر ناشی از بیماری‌های قلبی (Neophytou *et al.*, 2013) دارد. در شهر اهواز نیز در سال‌های ۲۰۱۴ تا ۲۰۱۷ بیشترین میزان مرگ و میر ناشی از روزهای گردوخاکی به ثبت رسیده است (شاهسونی و همکاران، ۲۰۲۰). فرسایش خاک به عنوان یک تهدید بزرگ زیست‌محیطی از مشکلات مهم بخش کشاورزی است (Sartori *et al.*, 2019; McTainsh *et al.*, 1990) که در مناطق خشک و نیمه خشک توسط باد و آب اتفاق می‌افتد (Du *et al.*, 2016؛ شهاب‌نژاد و همکاران، ۲۰۱۹؛ Fenta *et al.*, 2020) و کاهش تابش سطحی تأثیر به‌سزایی بر روی گیاهان دارد؛ به‌ویژه بر گیاهانی که به تابش مستقیم نور خورشید وابسته هستند (Schroedter-Homscheidt *et al.*, 2013). تأثیرات گردوخاک بر بوم‌سازگان اقیانوسی و قاره‌ای نیز به دلیل تولید ریزاندامگان‌ها، (شامل باکتری‌ها، آغازیان و بعضی از قارچ‌ها مانند مخمرها) قابل مشاهده است (Okin *et al.*, 2004; Martínez-García *et al.*, 2011; Jickells *et al.*, 2005). حتی این فرضیه مطرح است که جنگل‌های بارانی به‌طور عمده توسط گردوخاک صحرا بارور می‌شود (Bristow *et al.*, 2010) و اثرات بارورسازی آن بر اقیانوس‌ها آن‌قدر زیاد است که در اقلیم جهانی بسیار مؤثر است (Martin, 1990). همچنین با توجه به تأثیر حضور گردوخاک در جو بر بارش، تابش خورشیدی، دمای سطح و شارهای سطحی می‌تواند در رشد گیاهان نیز حائز اهمیت باشد (Evans *et al.*, 2019). از آنجا که انتشار گردوخاک علاوه بر سرعت باد به عواملی مانند جنس خاک، رطوبت خاک و پوشش گیاهی بستگی دارد (Prospero *et al.*, 2002)، بررسی ارتباط میزان و نوع پوشش گیاهی و خشکسالی با رخدادهای گردوخاک از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. پوشش گیاهی به‌صورت درخت، درختچه و

^۱ Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

و یا نشسته در نواحی خشک و نیمه‌خشک را تا حدی حذف می‌کند؛ بنابراین با دست آوردن شاخص AOD در این محدوده وسیع (مرئی، فرابنفش و فروسرخ) می‌توان مطالعات را در زمینه گسیل گردوخاک از نواحی بیابانی بهبود داد (Legrand *et al.*, 2001 و Prospero *et al.*, 2002).

هدف از این مطالعه بررسی الگوی مکانی و زمانی گردوخاک موجود در جو و پوشش گیاهی در منطقه خاورمیانه است. همچنین تعیین ارتباط بین گردوخاک و تغییرات پوشش گیاهی با استفاده از داده‌ها و محصولات سنجش از دور از دیگر اهداف این پژوهش به شمار می‌رود. به این منظور مقادیر AOD⁵ که بیان‌گر میزان ذرات گردوخاک موجود در جو است، به صورت میانگین فصلی و سالانه در دوره زمانی ۱۰ ساله (۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸) مورد بررسی قرار گرفته است. میزان پوشش گیاهی و تغییرات آن نیز با استفاده از شاخص‌های NDVI⁶، SAVI⁷، VCI⁸ و TCI⁹ که از محصولات سنجش از دور تهیه شده، تعیین شده است. علاوه بر این، ارتباط بین گردوخاک و پوشش گیاهی در منطقه خاورمیانه با محاسبه ضریب همبستگی میان AOD و NDVI تحلیل شده است.

۲. روش تحقیق

شکل ۱ محدوده مورد مطالعه که شامل منطقه غرب آسیا است را نشان می‌دهد. به منظور محاسبه ضریب همبستگی بین AOD و NDVI چهار منطقه که دارای بیشترین مقادیر AOD هستند، انتخاب شده و در شکل با مستطیل‌های رنگی نشان داده شده‌اند.

(میری و همکاران، ۲۰۰۷). از دست رفتن زمین‌های قابل کشت در خاورمیانه نیز ناشی از بیابان‌زایی است که از نتایج تأثیر تغییر اقلیم بر افزایش مناطق تولیدکننده گردوخاک است (Adamo *et al.*, 2018). به دلیل تغییرات اقلیمی و بیابان‌زایی، میزان گردوغبار در مناطق خشک و نیم خشک افزایش یافته است (نامداری و همکاران، ۲۰۱۸). بمنظور بررسی خیزش، گسیل و نشست گردوخاک از سنجنده‌های نصب‌شده روی ماهواره‌ها استفاده می‌شود. در حال حاضر بیش از ۲۰ سنجنده برای پایش گردوخاک روی ماهواره‌ها نصب شده‌اند که اجازه می‌دهند رفتار توفان‌های گردوخاک فراتر از دید زمینی مورد بررسی قرار گیرد. در سال‌های اخیر این سنجنده‌ها به دلیل گستره وسیع مشاهدات، بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرند (Pritchard *et al.*, 2018). یکی از شاخص‌هایی که برای بررسی میزان هواویزهای موجود در جو بکار می‌رود، عمق نوری هواویزها (AOD) است که نشان‌دهنده میزان عبوردهی پرتوهای نور در جو و به عبارتی دیگر، میزان جذب و پراکنش ناشی از حضور هواویزها در جو است (سازمان هواشناسی جهانی، ۱۹۹۵). AOD مجموع ضرایب خاموشی برای یک طول‌موج خاص در هر لایه جو است (خوش‌سیما و همکاران، ۱۹۹۲). سنجنده‌های TOMS¹ (Laifenfeld *et al.*, 2016) و OMI² (Torres *et al.*, 2013) در محدوده فرابنفش و سنجنده SEVIRI³ بر روی ماهواره MSG⁴ (Stisen *et al.*, 2008) در ناحیه فروسرخ عمق نوری ذرات را اندازه‌گیری می‌کنند و از شاخص‌های نیمه کمی استفاده می‌کنند که گردوخاک بلند شده

⁶. Normalized Difference Vegetation Index

⁷. Soil-adjusted Vegetation Index

⁸. Vegetation Condition Index

⁹. Temperature Condition Index

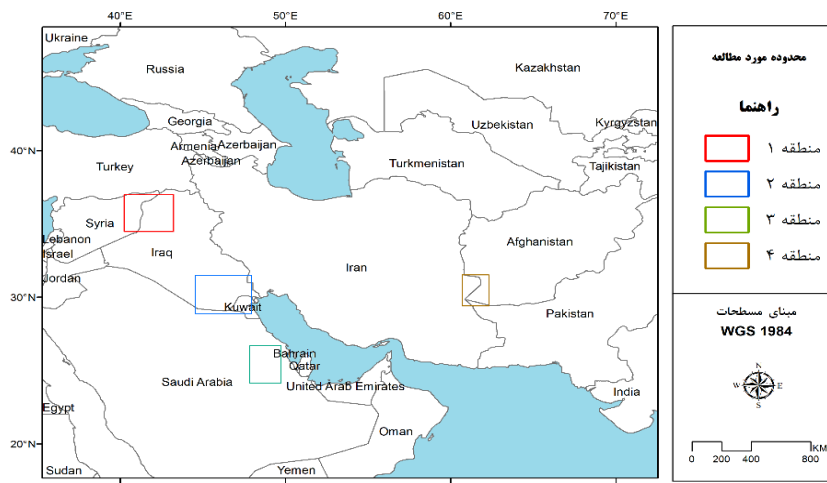
¹. Total Ozone Mapping Spectrometer

². Ozone Monitoring Instrument

³. Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager

⁴. Meteosat Second Generation

⁵. Aerosol Optical Depth



شکل ۱. محدوده مورد مطالعه.

الف - AOD

AOD، کمیتی بی بعد است که میزان عبوردهی پرتو نور در جو را نشان می‌دهد و بیانگر میزان جذب و پراکنش ناشی از هواویزها در مسیر عبور نور است (سازمان هواشناسی جهانی، ۱۹۹۵). مقادیر بالای عمق نوری مبین انباشت زیاد هواویزها در ستون جو و در نتیجه دید افقی کمتر است (Wang & Christopher, 2003). محصول AOD سنجنده MODIS از ترکیب دو الگوریتم Dark Target و Deep Blue به ترتیب برای سطوح روشن و اراضی کشاورزی (Levy *et al.*, 2010؛ Shi *et al.*, 2013؛ Hsu *et al.*, 2004) با هدف بررسی توزیع مکانی و تغییرات فصلی مقادیر AOD در طول موج ۵۵۰ نانومتر در منطقه مورد مطالعه تولید می‌شود. الگوریتم Dark Target به بازیابی داده‌های AOD بر روی اراضی کشاورزی تحت شرایط هوای صاف که در آن بازتاب سطحی در کانال‌های مرئی (۰/۴۷ و ۰/۶۵ میکرومتر) و فروسرخ نزدیک (۲/۱ میکرومتر) دارای مقادیر کمی است، می‌پردازد (Levy *et al.*, 2010). این در حالی است که الگوریتم Deep Blue داده‌های AOD بر روی سطوح روشن با در نظر گرفتن خواص سطوح تیره در کانال‌های آبی (۰/۴۱۲ و ۰/۴۷ میکرومتر) و جذب ضعیف گردوخاک در طول موج قرمز را بازیابی می‌کند (Shi *et al.*, 2004؛ Hsu *et al.*, 2013).

در این مقاله به منظور بررسی گردوخاک نخست الگوهای فصلی و سالانه کمیت AOD برای منطقه مورد مطالعه تهیه و تحلیل شد. مقادیر AOD با استفاده از داده‌های سنجنده MODIS ماهواره ترا، (MOD08-M3v6) در طول موج ۵۵۰ نانومتر از ترکیب دو الگوریتم Dark Target و Deep Blue بدست آمده و دارای تفکیک ۱درجه است. برای بررسی پوشش گیاهی شاخص‌های SAVI، VCI و TCI به صورت فصلی و سالانه تهیه و تحلیل شدند. کلیه این شاخص‌ها با استفاده از داده‌های سنجنده مادیس با تفکیک ۰/۰۵ درجه در بازه زمانی سال‌های ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸ محاسبه شده‌اند. این داده‌ها شامل محصولات آماده MOD11C3 و MOD13C2 می‌باشند که به ترتیب مربوط به شاخص NDVI و LST^۱ هستند و از وبسایت <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni> استخراج شده‌اند. شاخص‌ها به صورت میانگین فصلی و سالانه مورد تحلیل و بررسی قرار گرفته‌اند. همچنین برای بررسی ارتباط بین شدت گردوخاک و پوشش گیاهی ضریب همبستگی بین کمیت AOD و NDVI برای مناطقی با بیشترین مقدار AOD محاسبه شده و نتایج آن مورد تحلیل قرار گرفته است.

۳. اندازه‌گیری، مشاهده و محاسبه

در ادامه این بخش به معرفی کمیت‌ها و شاخص‌های استفاده شده در این مقاله و چگونگی محاسبه آن‌ها پرداخته شده است.

^۱. Land Surface Temperature

ب- SAVI

NDVI که وضعیت سلامتی و سبزیگی گیاه را نشان می‌دهد با کمیت‌هایی مانند بارش در ارتباط است. کوغان (۱۹۹۵a)، به‌منظور برآورد اثرات آب‌وهوا بر پوشش گیاهی شاخص شرایط گیاهی (VCI) را معرفی نمود. به این صورت که برای هر پیکسل در (هفته، دهه، ماه و یا سال) مقادیر بیشینه و کمینه NDVI طولانی‌مدت را تعیین و در معادله VCI از آن استفاده نمود.

$$VCI = \frac{NDVI_j - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad (3)$$

در رابطه فوق NDVI max و NDVI min در طول دوره طولانی‌مدت (چند ماه یا چند سال) محاسبه می‌شوند و ز نمایه ماه موردنظر است. به‌این ترتیب اگر VCI به صفر نزدیک شود نشان‌دهنده وجود یک خشکسالی شدید در آن ماه است. مطالعات ثابت کرد VCI نسبت به NVDI، عملکرد بهتری در بررسی خشکسالی خصوصاً در مناطقی که از نظر جغرافیایی غیر همگون‌اند، ارائه می‌دهد (Kogan, 1995a)؛ Ji & Yang *et al.*; Quiring & Ganesh, 2010؛ Peters, 2003؛ Jiao *et al.*, 2016؛ ۱۳۹۶).

د- TCI

در شرایط آب‌وهوایی مطلوب معمولاً پوشش گیاهی بیشتر است، زیرا چنین شرایطی نشان‌دهنده استفاده مؤثر از منابع زیست‌بوم است (به‌عنوان مثال، افزایش میزان جذب خاک). بیشینه و کمینه مطلق NDVI و BT^1 محاسبه شده از چندین سال می‌تواند به‌عنوان معیارهایی برای تعیین کمیت پتانسیل مناطق جغرافیایی مورد استفاده قرار گیرد (Kogan, 1995a)؛ Kogan, 1997). این را می‌توان با شاخص پوشش گیاهی (VCI) و شاخص شرایط دما (TCI) بیان کرد که در معادله زیر آورده شده است:

$$TCI = \frac{T_{max} - T_i}{T_{max} - T_{min}} \times 100\% \quad (4)$$

برای محاسبه شاخص‌های پوشش گیاهی و تنش دمایی از NDVI و دمای سطح زمین از تصاویر ماهواره‌ای MODIS استفاده شده است. NDVI نسبت به رنگ، رطوبت خاک و مقادیر پوشش گیاهی مقادیر ناپایداری نشان می‌دهد. این شاخص از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad (1)$$

در این رابطه NIR مقدار انعکاس در باند فرسرخ و RED مقدار انعکاس در باند قرمز است. در مناطق خشک و نیمه‌خشک از شاخص‌های پوشش گیاهی خط خاک یا شیب‌محور جهت بررسی پوشش گیاهی استفاده می‌شود. در این شاخص‌ها با اعمال شیب خط خاک و عرض از مبدأ، اثر خاک لخت کمتر می‌شود؛ بنابراین در این مطالعه از این شاخص‌ها استفاده خواهد شد. از شاخص‌های پیشنهادشده برای مناطق خشک و نیمه‌خشک SAVI است که بر اساس فاکتور L، خاک پشت زمینه تعدیل می‌شود.

$$SAVI = \frac{(1 + L)(NIR - RED)}{(NIR + RED + L)} \quad (2)$$

L فاکتور تعدیل‌کننده اثر خاک است. مقدار آن برای پوشش تنک برابر ۱ و برای پوشش متوسط برابر ۰/۵، اما برای پوشش انبوه یا صفر و یا ۰/۲۵ در نظر گرفته می‌شود. هدف از ایجاد این شاخص، حذف اثر تیرگی خاک است.

ج- VCI

NDVI برای شناسایی تنش گیاهی و محصولات آسیب‌دیده بسیار موفق است. از آنجا که در مناطقی با پوشش زمینی ناهمگن تفاوت بین سطح و میزان پوشش گیاهی به منشاءهای مختلف مانند نوع پوشش گیاهی، اقلیم، نوع خاک و نظیر آن بستگی دارد، عملکرد NDVI در مناطق ناهمگن با محدودیت‌هایی روبرو است. NDVI دارای دو مؤلفه اکولوژی و آب‌وهواست. برآورد اثرات آب‌وهوا بر پوشش گیاهی تنها پس از حذف اثرات مربوط به عوارض جغرافیایی مانند اقلیم، خاک، توپوگرافی و نظیر آن امکان‌پذیر است. مؤلفه آب‌وهوایی

¹ Bright Temperature

به‌ویژه در مناطق غرب و جنوب غرب کشور می‌شود. از طرفی در نواحی ساحلی کشور به دلیل وجود ذرات نمک که دارای خصوصیات طیفی مشترک با ذرات گردوخاک هستند، منجر به افزایش مقادیر AOD در نوار ساحلی کشور در فصل گرم سال می‌شوند. از طرفی در فصل گرم سال در مرز ایران و افغانستان شکل‌گیری گردوخاک با الگوی جت‌های ترازپایین^۱ افزایش مقادیر AOD را در پی دارد (خدام و همکاران، ۱۳۹۹). الگوی LLJ و کانالیزه شدن جریان‌ها تحت تأثیر شرایط زمین‌شناختی پیچیده^۲ در نواحی جنوب شرق کشور از اواخر بهار تا پایان تابستان افزایش مقادیر AOD را در این نواحی در پی خواهد داشت. در فصل پاییز به تدریج از فعالیت و شکل‌گیری گردوخاک ناشی از کانالیزه شدن میدان باد در نواحی جنوب شرق و جنوب غرب کشور کاسته می‌شود. در فصل زمستان با توجه به شکل‌گیری گردوخاک ناشی از استقرار جبهه و وزش بادهای جنوب شرقی بر فراز خلیج فارس، بر مقادیر AOD در نواحی جنوبی خلیج فارس افزوده می‌شود (کرمی و همکاران، ۱۳۹۹).

که در این رابطه T_i دمای سطح زمین و T_{min} و T_{max} به ترتیب مقادیر کمینه و بیشینه دما را نشان می‌دهد.

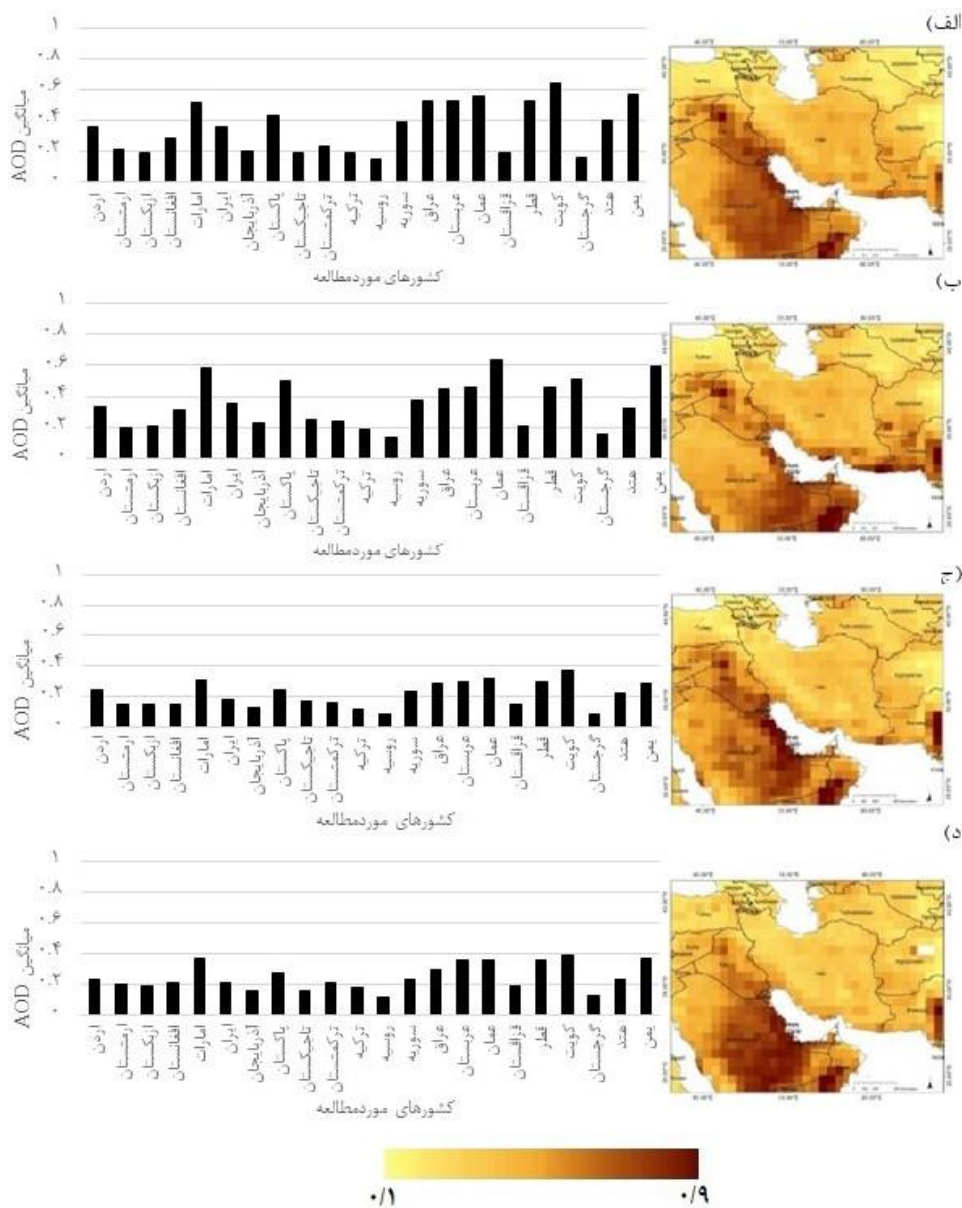
۴. بحث

الف- الگوی میانگین فصلی AOD

الگوی میانگین فصلی AOD در دوره ۱۰ ساله در کل منطقه و به صورت میانگین منطقه‌ای برای هر کشور (نمودار میله‌ای) در شکل ۲ الف تا د مشاهده می‌شود. وزش بادهای جنوب شرقی بر فراز خلیج فارس ناشی از جبهه در مناطق جنوب غرب کشور، شرایط را برای فعال‌سازی چشمه‌های داخلی موجود در جنوب شرق خوزستان فراهم می‌کند که این موضوع افزایش مقادیر AOD را در پی دارد. به تدریج و با نزدیک شدن به فصل گرم سال الگوی شکل‌گیری گردوخاک با وزش بادهای شمالی، شمال غربی و کانالیزه شدن میدان باد ناشی از واداشت زمین‌شناختی به‌ویژه در منطقه بین‌النهرین تقویت می‌شود. الگوی وزش بادهای تابستانه حاکم بر نواحی شرق سوریه، عراق و بیابان ربع‌الخلالی عربستان منجر به افزایش تدریجی مقادیر AOD

^۲Gap wind

^۱Low Level Jets (LLJ)



شکل ۱. الف: نقشه توزیع مکانی میانگین AOD و نمودار مقادیر میانگین AOD برای کشورهای مورد مطالعه در فصل الف) بهار، ب) تابستان، ج) پاییز و د) زمستان در بازه زمانی ۲۰۰۹-۲۰۱۸ (مرجع: یافته‌های پژوهش)

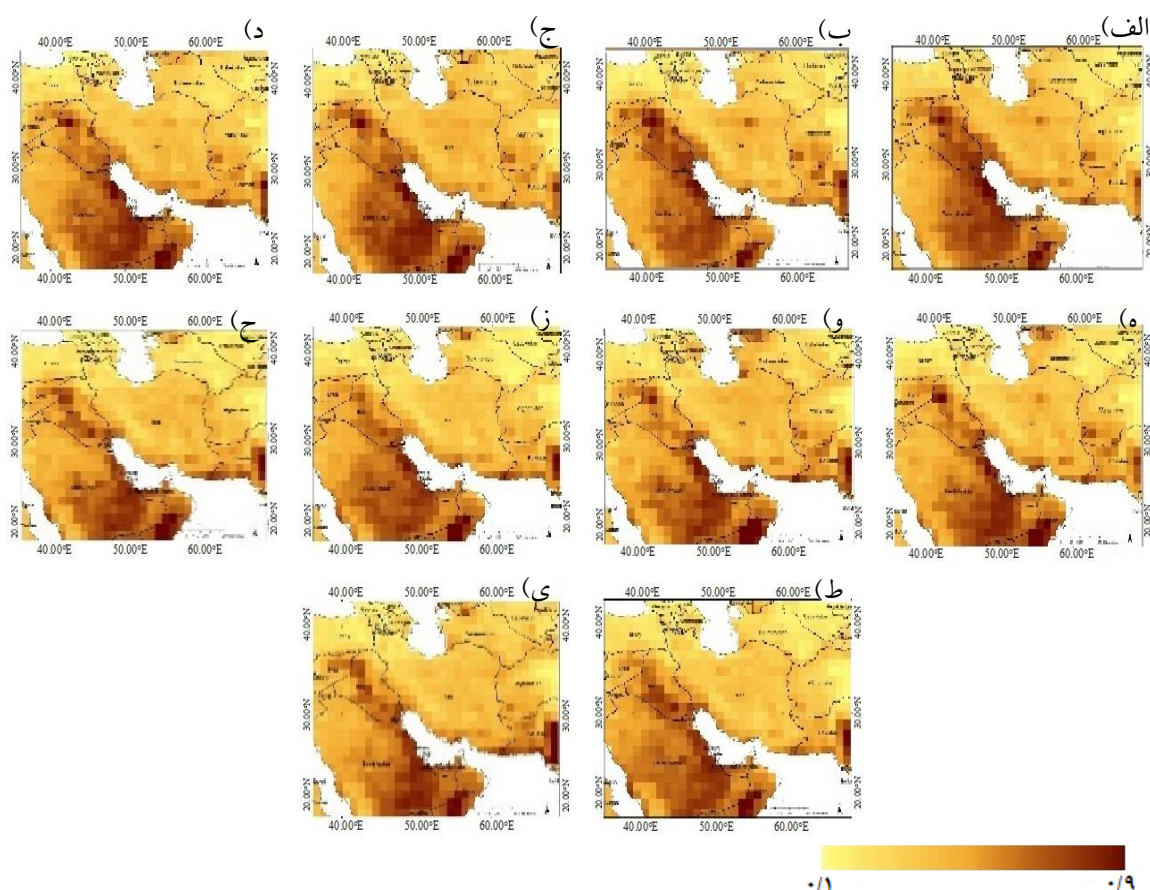
ب- الگوی میانگین سالانه AOD

نزدیک به ۰/۸ مشاهده می‌شود. در سال ۲۰۱۰ به‌طور کلی مقادیر AOD در بیشتر مناطق اندکی کاهش یافته و مقادیر بیشینه AOD در مناطق مذکور به حدود ۰/۷ رسیده است. در سال ۲۰۱۱ مقدار بیشینه AOD تا ۰/۸ افزایش یافته و علاوه بر مناطق مذکور در سال‌های گذشته در نواحی جنوبی عربستان و شمال شرقی سوریه نیز افزایش AOD مشاهده می‌شود. در سال ۲۰۱۲ و نیز الگوی مشابهی با سال ۲۰۱۱ برقرار است. در سال ۲۰۱۳ و

در شکل ۳ الگوی میانگین سالانه AOD به تفکیک هر سال از سال ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸ مشاهده می‌شود. در سال ۲۰۰۹ AOD بین مقادیر ۰/۱ تا ۰/۸ تغییر می‌کند و بیشینه مقادیر آن در کشور عراق، به‌ویژه در شمال غربی این کشور، شمال شرقی و در شرق عربستان، جنوب عمان، در مرز ایران و پاکستان در سواحل مکران و همچنین در شرق استان بلوچستان پاکستان با مقادیر

رسیده است. در این سال در نواحی مرکزی عربستان افزایش AOD نسبت به سال قبل مشاهده می‌شود. در سال ۲۰۱۸ نیز مقادیر بیشینه AOD تا ۰/۸ افزایش یافته و مجدداً در نواحی شرقی سوریه و جنوب غربی ازبکستان با افزایش روبه‌رو شده است.

۲۰۱۴ نیز این الگو تکرار شده و علاوه بر آن در نواحی جنوب غربی ازبکستان در مرز قزاقستان نیز مقادیر AOD افزایش یافته است. در سال‌های ۲۰۱۵ و ۲۰۱۶ الگوی AOD مشابه سال‌های گذشته است؛ با این تفاوت که در عراق و ازبکستان و افغانستان با اندکی کاهش روبه‌رو شده است؛ اما در سال ۲۰۱۷ مجدداً کاهش AOD نشان داده شده و مقادیر بیشینه در این سال به ۰/۷



شکل ۲. نقشه توزیع مکانی میانگین AOD برای سال الف) ۲۰۰۹، ب) ۲۰۱۰، ج) ۲۰۱۱، د) ۲۰۱۲، ه) ۲۰۱۳، و) ۲۰۱۴، ز) ۲۰۱۵، ح) ۲۰۱۶، ط) ۲۰۱۷، ی) ۲۰۱۸ (مرجع: یافته‌های پژوهش).

با مقادیر -0.26 و 0.27 است که از نظر آماری معنی‌دار نیستند. همچنین ضریب همبستگی بین AOD و NDVI در فصل تابستان مقدار -0.4 را داشته و نشان می‌دهد افزایش میزان پوشش گیاهی در این فصل می‌تواند با کاهش AOD همراه باشد. از آنجا که وسعت منطقه مورد مطالعه زیاد بوده و در بخش وسیعی از مناطقی که دارای پوشش گیاهی هستند، مقادیر AOD بسیار ناچیز است، ۴ منطقه که دارای بیشترین مقادیر

مقادیر ضریب همبستگی بین AOD و NDVI برای منطقه مورد مطالعه به دست آمد. به‌طور میانگین بلندمدت ضریب همبستگی بین دو کمیت مذکور مقدار 0.65 را دارا است. علاوه بر این، ضرایب همبستگی به‌صورت فصلی نیز محاسبه و نتایج در جدول ۱ ارائه شده است. مطابق با جدول بیشترین همبستگی مربوط به فصل پاییز است که مقدار 0.81 را دارد. کمترین همبستگی مربوط به فصل زمستان و سپس بهار به ترتیب

منطقه سه که در شرق عربستان قرار دارد، ضریب همبستگی در کلیه فصول بجز فصل بهار منفی است. در این منطقه بیشترین ضریب همبستگی در فصل تابستان برابر ۰/۴۳- بدست آمده است. مقادیر همبستگی میان شاخص های AOD و NDVI در منطقه چهار در مرز ایران و افغانستان در تمامی فصول منفی است. در فصل تابستان که این منطقه تحت تأثیر وزش بادهای شدید موسوم به بادهای ۱۲۰ روزه قرار دارد، مقدار همبستگی برابر ۰/۲۵- بدست آمده است.

AOD هستند، انتخاب شده (در شکل ۱ با منطقه ۱ تا ۴ مشخص شده اند) و ضریب همبستگی میان AOD و NDVI برای آن‌ها به تفکیک محاسبه شده است. در منطقه یک واقع در مرز عراق و سوریه، ضریب همبستگی در کلیه فصول منفی است و بیشترین مقدار آن مربوط به فصل بهار و پس از آن تابستان است. در منطقه دو واقع در جنوب شرقی عراق و بخش وسیعی از کشور کویت، نیز ضریب همبستگی در کلیه فصول منفی است و بیشترین مقدار آن مربوط به فصل تابستان برابر ۰/۷۳- است. در

جدول ۱. ضرایب همبستگی بین AOD و NDVI (مرجع: یافته‌های پژوهش).

بازه زمانی		بهار		تابستان		پاییز		زمستان	
کمیت	همبستگی	p-value	همبستگی	p-value	همبستگی	p-value	همبستگی	p-value	همبستگی
منطقه مورد مطالعه	۰/۲۷	۰/۱۶	-۰/۴	۰/۰۳	۰/۸۱	۰/۰۰	-۰/۲۶	۰/۱۷	
منطقه ۱	-۰/۵۸	۰/۰۰	-۰/۴۴	۰/۰۱	-۰/۳۵	۰/۰۶	-۰/۰۲	۰/۰۹	
منطقه ۲	-۰/۱۴	۰/۴۴	-۰/۷۳	۰/۰۰	-۰/۵۳	۰/۰۰	-۰/۵۲	۰/۰۰	
منطقه ۳	۰/۱۵	۰/۴۳	-۰/۴۳	۰/۰۲	-۰/۰۶	۰/۷۴	-۰/۰۳	۰/۱۱	
منطقه ۴	-۰/۱۶	۰/۴	-۰/۲۵	۰/۱۹	-۰/۳۲	۰/۰۸	-۰/۱۴	۰/۴۶	

در ادامه به تحلیل شاخص SAVI، VCI و TCI به تفکیک فصلی و سالانه پرداخته شده است.

ج- الگوی میانگین فصلی SAVI

تغییرات شاخص SAVI در میانگین بلندمدت فصل پاییز (شکل ۴ ج) برای محدوده مورد مطالعه در بازه ۰/۰۵ تا ۰/۴ قرار دارد که بیشترین مقدار مربوط به شمال ترکیه، شمال گرجستان و شمال ایران است و در مقابل شرق عربستان و جنوب شرق ایران کمترین مقدار را دارا هستند. در این فصل به طور کلی مقدار شاخص نسبت به دو فصل تابستان و بخصوص بهار در تمامی مناطق کاهش یافته است.

شکل ۴ د نشان می‌دهد که مقادیر شاخص SAVI در بلندمدت برای فصل زمستان نسبت به فصل بهار (شکل ۴ الف) مقدار

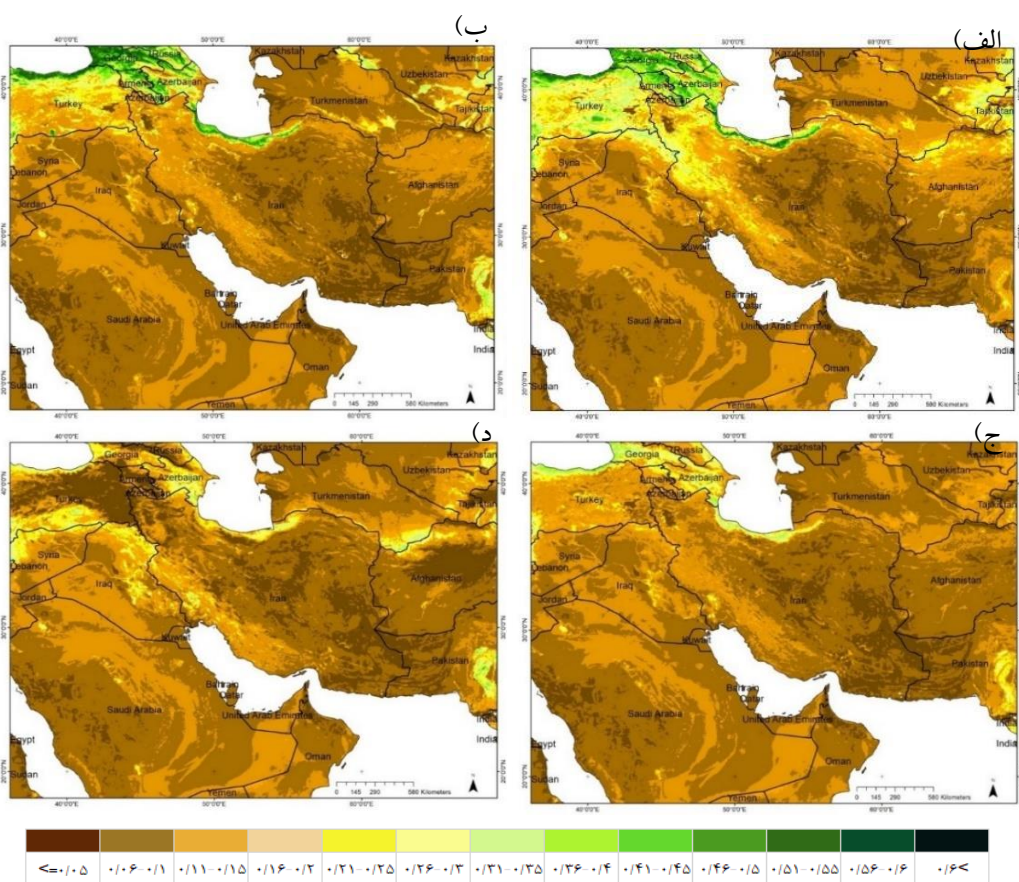
کمتری را برای تمامی مناطق مورد مطالعه نشان می‌دهد. مقایسه این فصل با فصل تابستان (شکل ۴ ب) کاهش چشمگیری در مقدار شاخص را بر روی نوار شمالی ایران و همین‌طور بر روی همسایگان شمال غربی کشور تا حدود ۱ واحد نشان می‌دهد؛ در حالی که در برخی مناطق جنوب غرب و غرب ایران نسبت به فصل تابستان مقدار شاخص اندکی افزایش یافته است. مقایسه آن با فصل پاییز کاهش مقدار شاخص را با شدت کمتری بر روی مناطق شمالی و همسایگان شمال غربی نشان می‌دهد. همچنین در فصل زمستان مقدار شاخص SAVI نسبت به پاییز در مناطقی از غرب و جنوب غرب ایران، جنوب ترکیه، شمال سوریه، شرق عراق و مرز ترکمنستان و افغانستان افزایش یافته است.

در ادامه به تحلیل شاخص SAVI، VCI و TCI به تفکیک فصلی و سالانه پرداخته شده است.

ج- الگوی میانگین فصلی SAVI

تغییرات شاخص SAVI در میانگین بلندمدت فصل پاییز (شکل ۴ ج) برای محدوده مورد مطالعه در بازه ۰/۰۵ تا ۰/۴ قرار دارد که بیشترین مقدار مربوط به شمال ترکیه، شمال گرجستان و شمال ایران است و در مقابل شرق عربستان و جنوب شرق ایران کمترین مقدار را دارا هستند. در این فصل به طور کلی مقدار شاخص نسبت به دو فصل تابستان و بخصوص بهار در تمامی مناطق کاهش یافته است.

شکل ۴ د نشان می‌دهد که مقادیر شاخص SAVI در بلندمدت برای فصل زمستان نسبت به فصل بهار (شکل ۴ الف) مقدار

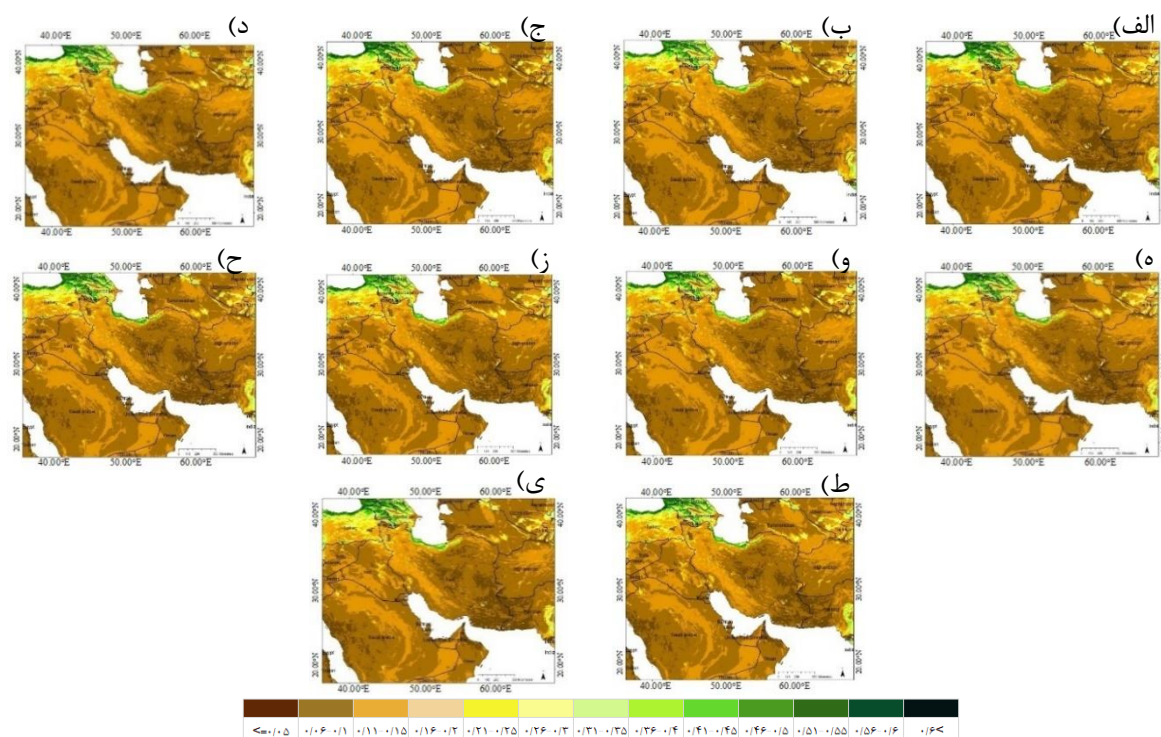


شکل ۳. میانگین شاخص SAVI برای الف) فصل بهار، ب) تابستان، ج) پاییز و د) زمستان در بازه زمانی ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸ (مرجع: یافته‌های پژوهش).

د- الگوی میانگین سالانه SAVI

شاخص تغییرات اندکی در تمامی مناطق داشته باشد، ولی همواره این شرایط در تمامی دوره‌ها برقرار بوده است. مقایسه میانگین بلندمدت فصلی در فصل زمستان با زمستان سال‌های مختلف تفاوت‌هایی را نشان می‌دهد. به‌عنوان مثال در زمستان سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۳ مقدار شاخص در نقاطی از غرب ایران، جنوب سوریه، شمال ترکیه و مرز ترکمنستان با افغانستان نسبت به بلندمدت افزایش داشته است؛ درحالی‌که در برخی سال‌ها مانند سال‌های ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲ کاهش یافته است.

شکل ۵ نقشه‌های میانگین سالانه شاخص SAVI را طی دوره (۲۰۰۹-۲۰۱۸) نشان می‌دهد. وجه اشتراک تمامی سال‌ها مقدار بسیار پایین این شاخص (کمتر از ۰/۰۵) در نواحی شرقی و مرکزی ایران، افغانستان، پاکستان، غرب و مرکز عربستان، شمال عراق، جنوب سوریه، اردن و بخش‌های عمده‌ای از ترکمنستان و ازبکستان و نیز مقادیر بیشتر این شاخص در سواحل شمالی ایران، بخش‌هایی از ترکیه، آذربایجان، ارمنستان و سرتاسر گرجستان است. گرچه ممکن است در سال‌های مختلف این



شکل ۴. میانگین سالانه شاخص SAVI برای سال الف (۲۰۰۹، ب) ۲۰۱۰، ج) ۲۰۱۱، د) ۲۰۱۲، ه) ۲۰۱۳، و) ۲۰۱۴، ز) ۲۰۱۵، ح) ۲۰۱۶، ط) ۲۰۱۷، ی) ۲۰۱۸ (مرجع: یافته‌های پژوهش).

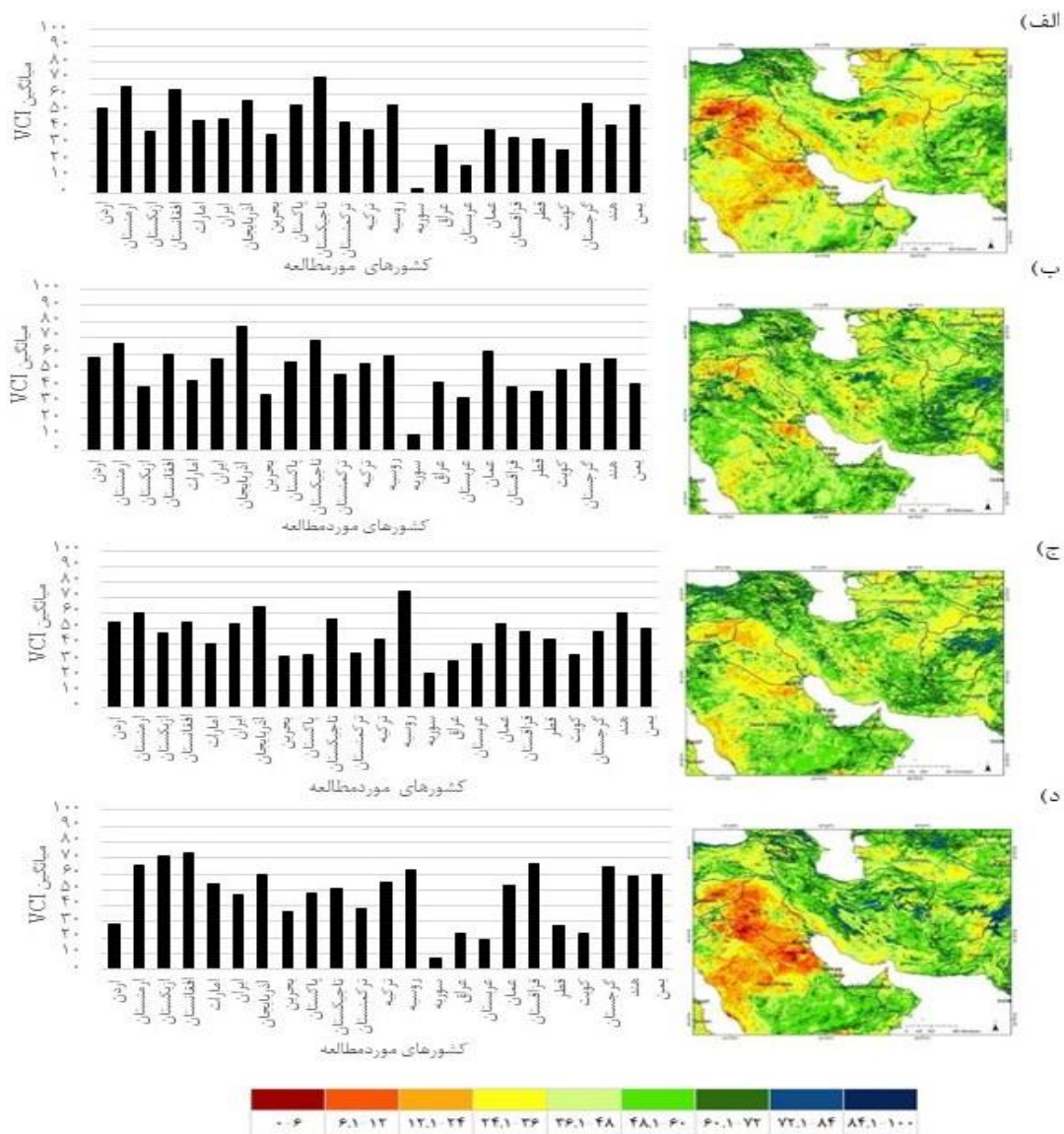
۵- الگوی میانگین فصلی VCI

شکل ۶ الف تا د مقدار میانگین فصلی شاخص VCI را برای دوره (۲۰۰۹-۲۰۱۸) نشان می‌دهد. مقادیر این شاخص از ۰ تا ۱۰۰ تعریف می‌شود که با رنگ‌ها مختلف بر روی نقشه قابل مشاهده هستند. هرچه مقدار این شاخص به ۱۰۰ نزدیک‌تر باشد بیانگر وقوع یک ترسالی و در مقابل مقادیر نزدیک به صفر نشان‌دهنده وقوع یک خشکسالی است. بمنظور مطالعه دقیق‌تر، میانگین شاخص VCI به تفکیک کشورهای مختلف در فصول و سال‌های مختلف به صورت نمودار ترسیم شده است. بیشترین مقادیر شاخص در میانگین فصلی بلندمدت بهار روی کشورهای ترکیه، آذربایجان، روسیه، ارمنستان، گرجستان و بخش‌هایی از شمال ایران، افغانستان، پاکستان و بخش‌هایی از کشور اردن و همین‌طور ترکمنستان ملاحظه می‌شود. در مقابل نیمه شمالی عربستان و بخش‌های عمده‌ای از عراق و سوریه کمترین مقدار شاخص را طی سال‌های مختلف در فصل بهار دارا هستند. شکل‌ها همچنین نشان می‌دهند که غرب ایران و بخش‌هایی از شرق آن در فصل بهار نسبت به میانگین بلندمدت دیگر فصل‌ها

مقادیر کمتری از شاخص VCI را دارا هستند. در فصل تابستان تقریباً تمامی مناطق واقع در نقشه مقادیر VCI بیشتر نسبت به فصل بهار دارند که این تغییر بر روی مرکز ایران، همچنین کشورهای عربستان، سوریه و عراق چشمگیرتر است؛ به گونه‌ای که در مقایسه با فصل بهار بخش‌هایی از عربستان، عراق و سوریه تا بیش از ۴۰ واحد افزایش در مقدار شاخص VCI را نشان می‌دهند. این تفاوت البته بر روی بخش‌هایی از مرکز افغانستان و جنوب ترکیه نیز شایان توجه است. با این حال کشورهای واقع در شمال ایران، مانند گرجستان، ارمنستان، آذربایجان و روسیه به جز در برخی نقاط جزئی، تغییر چندانی را نسبت به فصل بهار نشان نمی‌دهند. در فصل پاییز کشورهای واقع در غرب و جنوب غرب خاورمیانه مانند عربستان، عراق و سوریه نسبت به فصل تابستان کاهش در مقدار شاخص VCI را نشان می‌دهند؛ هرچند مقدار شاخص در این مناطق نسبت به فصل بهار همچنان افزایش چشمگیری را نشان می‌دهد. بر روی ایران اما وضعیت شاخص در فصل پاییز تفاوت چندانی با فصل تابستان ندارد؛ درحالی‌که مقایسه دو فصل پاییز و بهار نشان‌دهنده افزایش مقدار شاخص

سوریه) قابل ملاحظه تر است. شرایط بر روی مناطق مختلف ایران در مقایسه با دیگر فصل‌ها متفاوت است. بدین معنی که در مناطقی از شمال، مرکز، شرق و غرب مقدار شاخص افزایش چشمگیری نسبت به دیگر فصل‌ها داشته، در حالی که در بخش‌هایی از غرب و جنوب غرب نیز این مقدار نسبت به دیگر فصل‌ها کاهش یافته است.

VCI در فصل پاییز نسبت به بهار است. در فصل زمستان کشورهای همسایه شمال غربی ایران نسبت به دیگر فصل‌ها در میانگین (۲۰۰۹-۲۰۱۸) مقادیر کمتری از شاخص VCI را نشان می‌دهند. این شرایط همچنین برای کشورهای همسایه غربی و جنوب غربی ایران نیز برقرار است. با این تفاوت که در این فصل کاهش در مقدار شاخص برای این کشورها (عربستان، عراق و



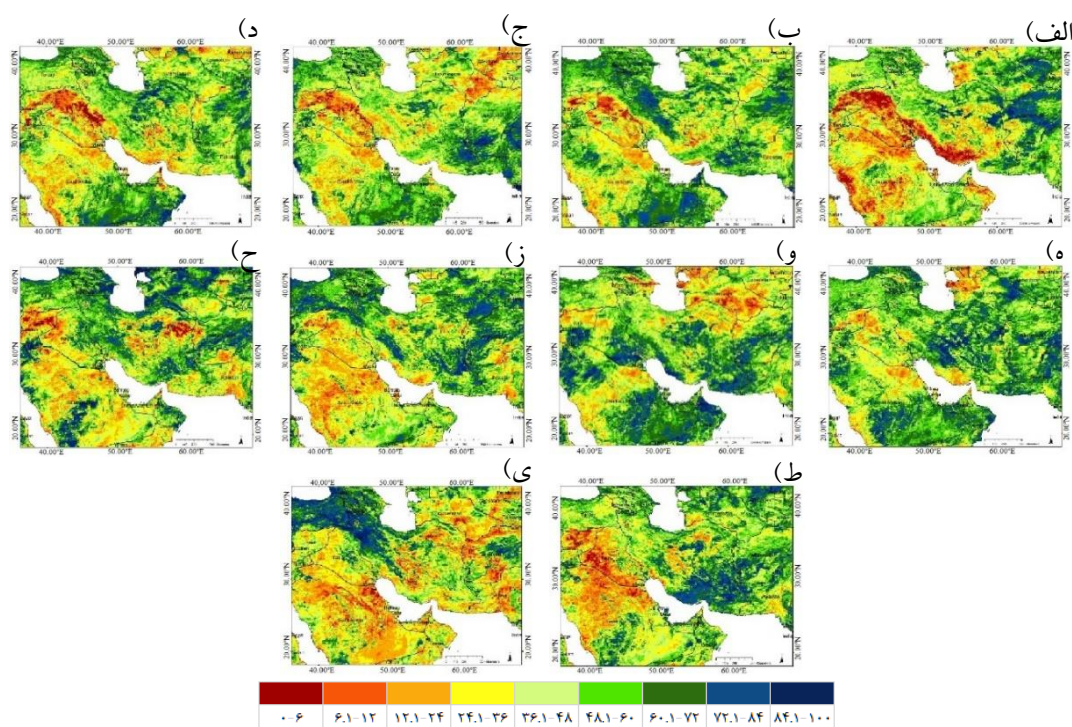
شکل ۵. الف: نقشه توزیع مکانی میانگین VCI و نمودار مقادیر میانگین VCI برای کشورهای مورد مطالعه در فصل الف (بهار، ب) تابستان، ج) پاییز و د) زمستان در بازه زمانی ۲۰۰۹-۲۰۱۸ (مرجع: یافته‌های پژوهش).

شکل ۷ میانگین سالانه شاخص VCI را برای مناطق مورد مطالعه طی سال‌های (۲۰۰۹-۲۰۱۸) نشان می‌دهد. بررسی میانگین

و- الگوی میانگین سالانه VCI

شمال غربی ایران با شدت کمتری نیز مشاهده می‌شود. از دیگر نکات این شکل‌ها افزایش قابل توجه مقدار شاخص روی همسایگان شمال غربی ایران است. همچنین مناطقی از صحرای عربستان و عراق نیز در سال‌های مختلف شرایط متفاوتی را نشان می‌دهند که توزیع مقادیر بر روی شکل‌ها به تفکیک رنگ‌های مختلف به وضوح مبین این تغییرات است.

سالانه این شاخص نشان می‌دهد که مقدار شاخص در بسیاری مناطق از سالی به سال دیگر تفاوت فراوانی داشته است. به عنوان مثال مناطقی در جنوب غرب و جنوب ایران در سال ۲۰۰۹ مقادیر بسیار پایینی (کمتر از ۶) را از نظر شاخص VCI نشان می‌دهد؛ در حالی که در سال‌های ۲۰۱۴ و ۲۰۱۷ افزایش بسیار چشمگیری داشته و مقدار این شاخص در این سال‌ها به بیش از ۸۰ واحد رسیده است. این شرایط همچنین بر روی مناطق



شکل ۶ میانگین سالانه شاخص VCI برای سال الف (۲۰۰۹، ب (۲۰۱۰، ج (۲۰۱۱، د (۲۰۱۲، ه (۲۰۱۳، و (۲۰۱۴، ز (۲۰۱۵، ح (۲۰۱۶، ط (۲۰۱۷ و ی (۲۰۱۸) مرجع: یافته‌های پژوهش).

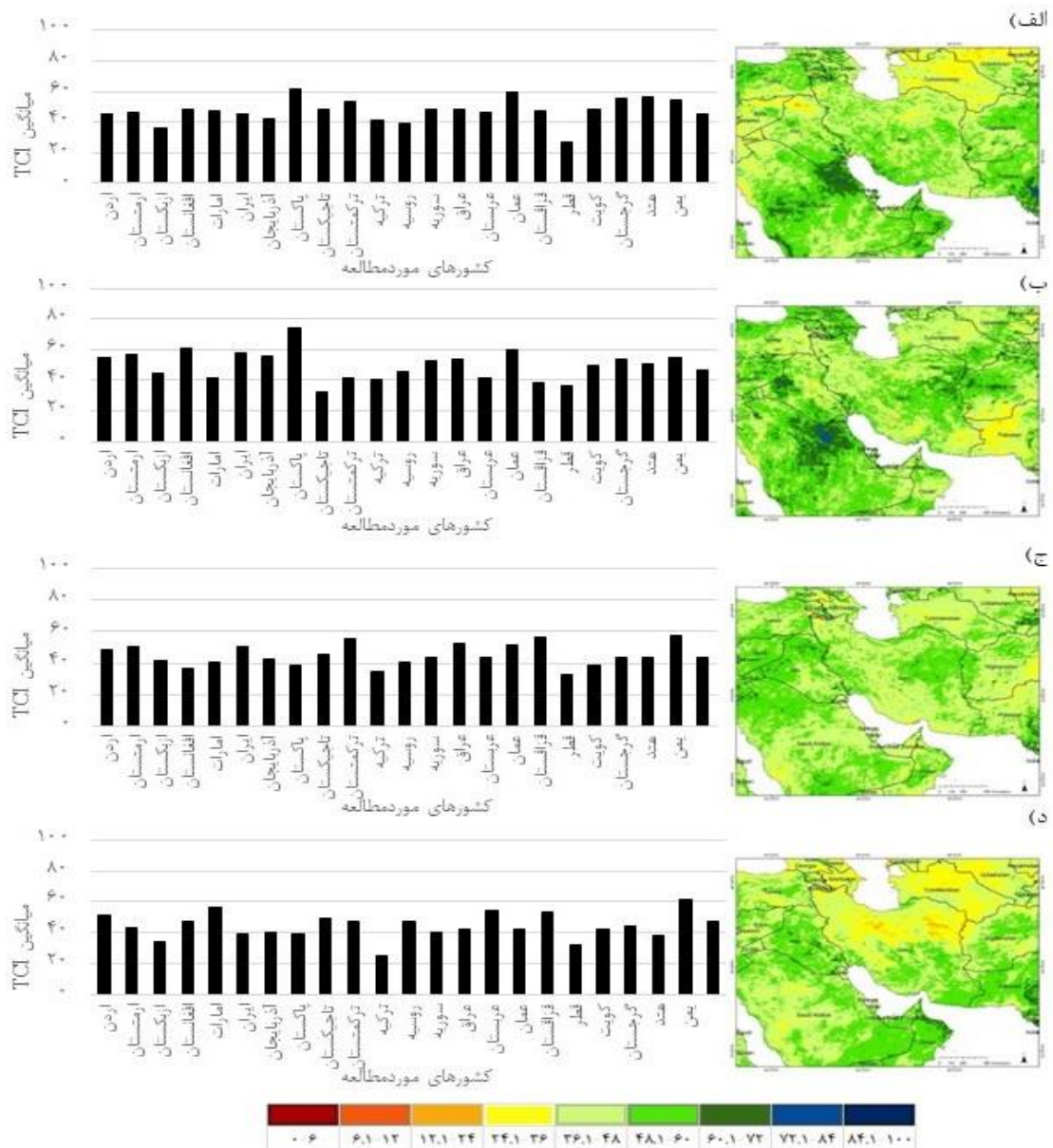
فصل بهار دارا هستند. شکل‌ها همچنین نشان می‌دهند که بر روی ایران این شاخص در محدوده ۳۶ تا ۶۰ قرار دارد. در فصل تابستان کمترین مقادیر شاخص TCI در جنوب افغانستان و تقریباً تمامی پاکستان مشاهده می‌شود و بیشترین مقادیر مربوط به بخش‌هایی از شرق شبه‌جزیره عربستان است. بر روی ایران نیز مقادیر این شاخص از محدوده ۶۰ تا ۷۲ در مناطق شرقی کشور تا حدود کمتر از ۱۰ در نقاطی از جنوب غرب متفاوت است. به طور کلی اکثر مناطق کشور شاخص TCI در محدوده ۳۶ تا ۴۸ قرار دارد. در فصل پاییز بخش‌هایی از شمال پاکستان و

ز- الگوی میانگین فصلی TCI

نقشه‌های شاخص TCI و نمودار میانگین این شاخص به تفکیک کشورهای شامل منطقه مورد مطالعه به صورت فصلی از سال ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸ در این بند ارائه شده است. شکل ۸ الف تا د مقدار میانگین فصلی شاخص TCI را برای دوره (۲۰۰۹-۲۰۱۸) نشان می‌دهد. بیشترین مقادیر شاخص در میانگین فصلی بلندمدت بهار بر روی بخش‌هایی از کشور کویت و عربستان ملاحظه می‌شود. در مقابل بخش‌هایی از عراق، سوریه، اردن و تقریباً تمام ترکمنستان کمترین مقدار شاخص را طی سال‌های مختلف در

شمالی ایران دارای کمترین مقادیر (در برخی نقاط حتی کمتر از ۱۰ واحد) بوده؛ در حالی که نیمه جنوبی آن در محدوده ۴۸ تا ۶۰ واحد از نظر شاخص TCI قرار دارد. به طور کلی در این فصل بیشترین مقادیر بر روی شرق پاکستان و عمان و بخش‌هایی از عراق و کمترین مقادیر نیز بر روی بخش‌هایی از مرکز و شمال شرق ایران مشاهده می‌شود.

جنوب افغانستان، همین‌طور شرق گرجستان، بخش‌هایی از امارات، عمان و عربستان و نیز جنوب غرب ایران کمترین مقادیر شاخص را دارا هستند. بیشترین مقادیر شاخص نیز در شرق ایران، شمال عربستان و عراق، ترکیه، سوریه، لبنان و اردن با قرارگیری در محدوده ۴۸ تا ۶۰ مشاهده می‌شود. در فصل زمستان شرایط با دیگر فصل‌ها برای ایران متفاوت است؛ به گونه‌ای که نیمه

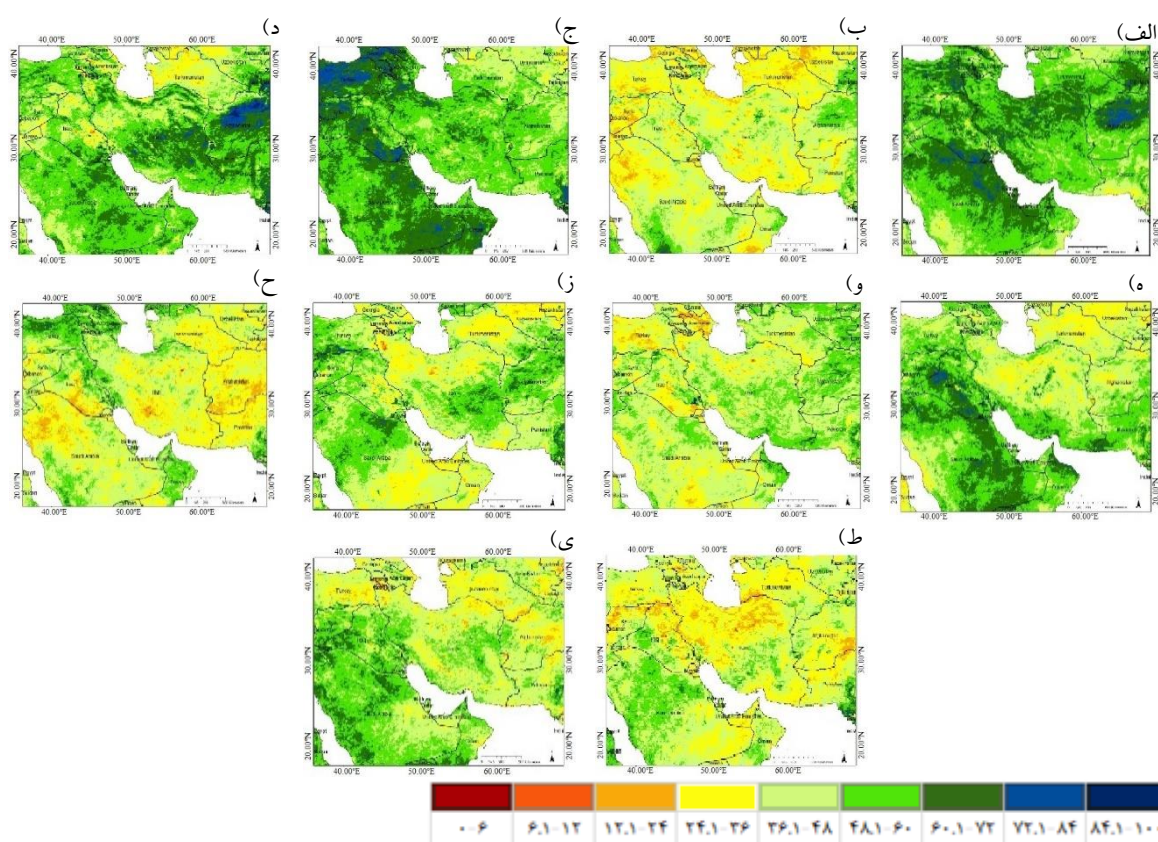


شکل ۷. الف: نقشه توزیع مکانی میانگین TCI و نمودار مقادیر میانگین TCI برای کشورهای مورد مطالعه در فصل الف (بهار، ب: تابستان، ج: پاییز و د: زمستان در بازه زمانی ۲۰۰۹-۲۰۱۸ (مرجع: یافته‌های پژوهش).

ح- الگوی میانگین سالانه TCI

شکل ۹ میانگین سالانه شاخص TCI را برای مناطق مورد مطالعه طی سال‌های (۲۰۰۹-۲۰۱۸) نشان می‌دهد. بررسی میانگین سالانه این شاخص نشان می‌دهد که مقدار شاخص در بسیاری مناطق از سالی به سال دیگر تفاوت قابل ملاحظه‌ای داشته است. به‌عنوان مثال در سال ۲۰۰۹ و ۲۰۱۲ تقریباً در تمام بخش‌های ایران شاخص TCI بزرگ‌ترین مقادیر را نسبت به دیگر سال‌ها داراست. در این دو سال مقدار شاخص برای ایران در محدوده ۴۸ تا ۷۲ قرار دارد؛ در حالی که در سال‌های ۲۰۱۰، ۲۰۱۷ و ۲۰۱۶ مقدار این شاخص در این سال‌ها به کمتر از ۱۰ واحد رسیده است. دیگر کشورهای مورد مطالعه نیز همانند ایران در سال‌های مختلف شرایط متفاوتی را از لحاظ شاخص TCI نشان می‌دهند که به‌وضوح در شکل‌ها قابل مشاهده است. تغییرات سالانه شاخص TCI نشان می‌دهد که به‌طور کلی منطقه مورد مطالعه در سال‌های مختلف مقادیر تنش دمایی متفاوتی را تجربه کرده و تغییرات آن زیاد بوده است.

شکل ۹ میانگین سالانه شاخص TCI را برای مناطق مورد مطالعه طی سال‌های (۲۰۰۹-۲۰۱۸) نشان می‌دهد. بررسی میانگین سالانه این شاخص نشان می‌دهد که مقدار شاخص در بسیاری مناطق از سالی به سال دیگر تفاوت قابل ملاحظه‌ای داشته است. به‌عنوان مثال در سال ۲۰۰۹ و ۲۰۱۲ تقریباً در تمام بخش‌های ایران شاخص TCI بزرگ‌ترین مقادیر را نسبت به دیگر سال‌ها داراست. در این دو سال مقدار شاخص برای ایران در محدوده



شکل ۸. میانگین شاخص TCI به تفکیک سال (الف) ۲۰۰۹، (ب) ۲۰۱۰، (ج) ۲۰۱۱، (د) ۲۰۱۲، (ه) ۲۰۱۳، (و) ۲۰۱۴، (ز) ۲۰۱۵، (ح) ۲۰۱۶، (ط) ۲۰۱۷، (ی) ۲۰۱۸ (مرجع: یافته‌های پژوهش).

۵. نتیجه‌گیری

بررسی نقشه‌های میانگین فصلی و سالانه مقادیر AOD در محدوده ۵۵۰ نانومتر طی سال‌های ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸ نشان داد که بیشینه مقادیر AOD در محدوده ۵۵۰ نانومتر برای کشورهای مورد مطالعه مربوط به فصول بهار و تابستان و کمینه آن در فصل پاییز و زمستان است. این روند برای کشورهای همسایه غرب و جنوب غرب کشور با توجه به الگوی وزش بادهای شمال تابستانه

در این مقاله به بررسی و تحلیل تغییرات فراوانی رخداد‌های گردوخاک در بازه زمانی ۱۰ ساله (۲۰۰۹-۲۰۱۸) در کشورهای غرب آسیا پرداخته شده است و ارتباط آن با تغییرات پوشش گیاهی مورد تحلیل قرار گرفته است. به این منظور از محصولات سنجنش‌ازدور شامل AOD و NDVI استفاده شده است.

گردوخاک و یک رابطه منفی بین گردوخاک و پوشش گیاهی مشاهده کردند.

به منظور بررسی خشکسالی در منطقه مورد مطالعه سه شاخص SAVI، VCI و TCI در مقیاس زمانی فصلی و سالانه از سال ۲۰۰۹ تا سال ۲۰۱۸ مورد بررسی قرار گرفتند. بررسی الگوی شاخص SAVI در منطقه نشان می‌دهد که بیشترین مقادیر آن مربوط به همسایه‌های شمال غربی ایران و سواحل جنوبی دریای خزر است. بیشترین تغییرات فصلی آن در غرب ایران و کشور عراق مشاهده شده است به گونه‌ای که شاخص SAVI در این مناطق در فصل بهار به شکل قابل توجهی بیشتر از سایر فصل‌ها است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که میزان پوشش گیاهی در این مناطق در فصل بهار افزایش زیادی یافته است.

کمترین مقادیر شاخص VCI در منطقه مورد بررسی در کشورهای عراق، سوریه و عربستان مشاهده می‌شود. برخلاف همسایه‌های غربی ایران، تغییرات فصلی VCI بر روی ایران چندان قابل توجه نیست. با این وجود، در جنوب شرقی ایران، بیشترین مقادیر مربوط به فصل تابستان است که می‌تواند به دلیل بارش‌های ناشی از فعالیت موسمی هند در این منطقه باشد. در نیمه شمالی ایران مقادیر VCI در فصل زمستان بیشتر از سایر فصول است.

بیشترین مقادیر شاخص TCI مربوط به کشور کویت و شمال شرقی عربستان و در فصل تابستان است که می‌تواند نشان‌دهنده افزایش دما در این مناطق نسبت به مقادیر بلندمدت باشد. کمترین مقادیر TCI در نیمه شمالی منطقه مورد مطالعه و در فصل زمستان مشاهده شده است.

۶. منابع

۱. پوره‌اشمی، س.؛ م. بروغنی، م.ع. زنگنه اسدی، ا. امیراحمدی. ۱۳۹۴. تحلیل ارتباط پوشش گیاهی بر وقوع تعداد گردوغبار استان خراسان رضوی با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی و سنجش از دور. *سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی*، ۶(۴): ۳۳-۴۵.
۲. حمزه، س.؛ ز. فراهانی، ش. مهدوی، ا. چترآبگون، م. غلام‌نیا. ۱۳۹۶. پایش زمانی و مکانی خشکسالی کشاورزی

و زمستانه صدق می‌کند. در کشور عربستان بیشینه مقادیر AOD مربوط به فصل بهار است. در مورد کشورهای همسایه شرق کشور همچون پاکستان و افغانستان با توجه به کانالیزه شدن جریان‌ها در فصل گرم سال، بیشینه مقادیر AOD مربوط به فصول گرم سال به‌ویژه تابستان است.

محاسبه ضریب همبستگی بین AOD و NDVI در کل منطقه نتیجه قابل قبولی ارائه نداد که با توجه به وسعت منطقه و مقادیر اندک پوشش گیاهی در مناطقی که دارای گردوخاک هستند مورد انتظار بود؛ بنابراین ۴ منطقه که دارای بیشترین مقادیر AOD هستند به ترتیب در مرز عراق و سوریه، مرز عراق و کویت، بخشی از سواحل جنوبی خلیج فارس واقع در شرق عربستان و بخشی از مرز ایران و افغانستان در نظر گرفته شد. نتایج نشان داد که در تمامی مناطق و در تمامی فصول به جز شرق عربستان و در فصل بهار مقادیر ضریب همبستگی منفی است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که در این مناطق با کاهش پوشش گیاهی مقدار ذرات گردوخاک موجود در جو و در نتیجه AOD افزایش می‌یابد. به طور کلی در مناطق مورد بررسی، در فصل تابستان که با توجه به شرایط جوی مساعد برای رخداد گردوخاک، افزایش مقادیر AOD مشاهده شده همبستگی میان AOD و NDVI منفی و قابل توجه است. نامداری و همکاران (۲۰۲۲) نیز در مطالعه‌ای ارتباط پوشش گیاهی و انتشار گردوخاک را با استفاده از داده‌های NDVI و AOD در منطقه خاورمیانه در بازه زمانی ۲۰ ساله (۲۰۰۰ تا ۲۰۱۹) بررسی کردند. آنها همبستگی بین NDVI و AOD را حدود ۰/۶۳- بدست آورده و نتیجه گرفتند که پوشش گیاهی نقش قابل توجهی بر نوسانات سالانه گردوخاک در منطقه دارد. پارولاری و همکاران (۲۰۱۶، *Parolari et al.*)، با استفاده از روش نابهنجاری NDVI، تأثیر پوشش گیاهی را بر تولید توفان گردوخاک در خاورمیانه تحلیل کردند. نتایج مطالعه آن‌ها نشان داد که خشکی غیرمعمول، همراه با الگوهای همدیدی منحصر به فرد، دلیل محتمل تری برای افزایش تولید گردوخاک است. لی و همکاران (۲۰۲۰، *Li et al.*) کمیت‌های هواشناسی و اثرات NDVI را بر روی گردوخاک در کویت از سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۷ ارزیابی کردند. آنها یک رابطه مثبت بین سرعت باد و

- Mongolia Reach of the Yellow River. *China. Ecological Indicators*, **67**: 117-131.
12. Evans, S.; S. Malyshev, P. Ginoux, E. Shevliakova. 2019. The impacts of the dust radiative effect on vegetation growth in the Sahel. *Global Biogeochemical Cycles*, **33**: 1582-1593.
 13. Fenta, A.A.; A. Tsunekawa, N. Haregeweyn, J. Poesen, M. Tsubo, P. Borrelli, P. Panagos, M. Vanmaercke, J. Broeckx, H. Yasuda, T. Kawai, Y. Kurosaki. 2020. Land susceptibility to water and wind erosion risks in the East Africa region. *Science of the Total Environment*, **703**, 135016.
 14. Gillette, D.A.; J. Adams, A. Endo, D. Smith, R. Kihl. 1980. Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, (1978-2012), **85**(C10): 5621- 5630.
 15. Hsu, N.C.; S.-C. Tsay, M.D. King, J.R. Herman. 2004. Aerosol properties over bright reflecting source regions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **42**.
 16. Ji, L.; A. Peters. 2003. Assessing vegetation response to drought in the northern Great Plains using vegetation and drought indices. *Remote Sensing of Environment*, **87**: 85-89.
 17. Jiao, W.; L. Zhang, Q. Chang, D. Fu, Y. Cen, Q. Tong. 2016. Evaluating an Enhanced Vegetation Condition Index (VCI) Based on VIUPD for Drought Monitoring in the Continental United States. *Remote Sens.*, **8**: 224; doi:10.3390/rs8030224.
 18. Jickells, T.D.; Z.S. An, K.K. Andersen, A.R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J.J. Cao, P.W. Boyd, R.A. Duce, K.A. Hunter, and H. Kawahata. 2005. Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science*, **308**(5718): 67-71.
 19. Kogan, F.N. 1995a. Droughts of the late 1980s in the United States as derived from NOAA polar-orbiting satellite data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**(5): 655-668.
 20. Kogan, F.N. 1997. Global drought watch from space. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**(4): 621-636.
 21. Kurosaki, Y.; M. Mikami. 2005. Regional difference in the characteristic of dust event in East Asia: relationship among dust outbreak, surface wind, and land surface condition. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **83**(1): 1-18.
- با استفاده از داده‌های سنجش از دور، مورد مطالعه: استان مرکزی ایران. *تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، سال چهارم، ۳.
۳. خدام، ن.؛ س. تاج‌بخش، ع.ع. بیدختی، س. صحت کاشانی، ع. رنجبر سعادت‌آبادی. ۱۳۹۹. مطالعه گردش‌های بزرگ‌مقیاس تابستانی و ساختار لایه‌مرزی جوی در روزهای همراه با گردوخاک در جنوب شرق ایران (۲۰۱۶-۱۹۸۷). *نشریه فیزیک زمین و فضا*، **۴۶**(۲): ۳۱۲-۲۹۵.
 ۴. خوش‌سیما، م.؛ ع.ع. علی‌اکبری بیدختی، ف. احمدی گیوی. ۱۳۹۱. تعیین عمق نوری هواویزها با استفاده از داده‌های دید افقی و سنجش‌ازدور در دو منطقه شهری در ایران. *مجله فیزیک زمین و فضا*، **۳۹**(۱): ۱۶۳-۱۷۴.
 ۵. کرمی، س.، ن. خدام، س. صحت کاشانی، م. رهنما. ۱۳۹۹. بررسی رخدادهای گردوخاک جنوب ایران ناشی از کشورهای حاشیه خلیج‌فارس. *هواشناسی و علوم جو*، **۳**(۲): ۱۲۸-۱۱۳.
6. Abuduwaili J.; M. Gabchenko, X. Junrong. 2008. Eolian transport of salts-a case study in the area of Lake Ebinur (Xinjiang, Northwest China). *Journal of Arid Environments*, **72**(10): 1843-1852.
 7. Adamo N.; N. Al-Ansari, VK. Sissakian, S. Knutsson, J. Laue. 2018. Climate Change: Consequences on Iraq's Environment. *Journal of Earth Sciences and Geotechnical Engineering*, **8** (3): 43-58.
 8. Ashrafi K.; MS. Motlagh, SE. Neyestani. 2017. Dust storms modeling and their impacts on air quality and radiation budget over Iran using WRF-Chem. *Air Quality, Atmosphere & Health*, **10**(9): 1059- 1076. 10.1007/s11869-017-0494-8.
 9. Bristow, C.S.; K.A. Hudson-Edwards, and A. Chappell. 2010. Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust. *Geophysical Research Letters*, **37**(14).
 10. Bryant RG.; GR. Bigg, NM. Mahowald, FD. Eckardt, SG. Ross. 2007. Dust emission response to climate in southern Africa. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984-2012), **112**(D9): 1- 17.
 11. Du, H.; S. Dou, X. Deng, X. Xue, T. Wang, 2016. Assessment of wind and water erosion risk in the watershed of the Ningxia-Inner

33. Miri, A.; H. A. Ahmadi, A. Ghanbari, R. Moghaddamnia. 2007. Dust Storms Impacts on Air Pollution and Public Health under Hot and Dry Climate. *International Journal of energy and environmental engineering*, **1** (2): 101- 105.
34. Morelli, X.; C. Rieux, J. Cyrus, B. Forsberg, R. Slama, 2016. Air pollution, health and social deprivation: A fine-scale risk assessment. *Environmental research*, **147**: 59-70.
35. Namdari S.; N. Karimi, A. Sorooshian, G.H. Mohammadi, S. Sehatkashani. 2018. Impacts of climate and synoptic fluctuations on dust storm activity over the Middle East. *Atmos. Environ*, **173**: 265–276. 10.1016/2017.11.016.
36. Namdari, S.; A.I. Zghair Alnasrawi, O. Ghorbanzadeh, A. Sorooshian, K.V. Kamran, and P. Ghamisi. 2022. Time series of remote sensing data for interaction analysis of the vegetation coverage and dust activity in the middle east. *Remote Sensing*, **14**(13): p.2963.
37. Neophytou AM.; P. Yiallourous, BA. Coull, S. Kleanthous, P. Pavlou, S. Pashiardis, DW. Dockery, P. Koutrakis, F. Laden. 2013. Particulate matter concentrations during desert dust outbreaks and daily mortality in Nicosia, Cyprus. *J Expo Sci Environ Epidemiol*, **23** (3): 275–280. 10.1038/jes.2013.10.
38. Okin, G. S.; N. Mahowald, O. A. Chadwick, and P. Artaxo. 2004. Impact of desert dust on the biogeochemistry of phosphorus in terrestrial ecosystems, *Global Biogeochem. Cycles*, **18**: GB2005, doi:[10.1029/2003GB002145](https://doi.org/10.1029/2003GB002145).
39. Parolari, A.J.; D. Li, E. Bou-Zeid, G.G. Katul, and S. Assouline, 2016. Climate, not conflict, explains extreme Middle East dust storm. *Environmental Research Letters*, **11**(11): p.114013.
40. Pritchard, H.; J. Gabrys, and L. Houston. 2018. Re-calibrating DIY: Testing digital participation across dust sensors, fry pans and environmental pollution. *new media & society*, **20**(12): 4533-4552.
41. Prospero JM.; P. Ginoux, O. Torres, SE. Nicholson, TE. Gill. 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics*, **40**(1): 2-1-2-31.
42. Quiring, S.M.; S. Ganesh. 2010. Evaluating the utility of the Vegetation Condition Index
22. Laifenfeld, M.; T.J. Talty, and D.M. Kidd. 2016. Low line TPMS: sensor association using RSSI and Doppler signatures with a single or multiple ECUs. *U.S. Patent*, **9**,278.
23. Lee E-H.; B-J. Sohn. 2011. Recent increasing trend in dust frequency over Mongolia and Inner Mongolia regions and its association with climate and surface condition change. *Atmospheric Environment*, **45**(27): 4611-4616.
24. Legrand M.; A. Plana-Fattori, C. N'Doumé. 2001. Satellite detection of dust using the IR Imagery of Meteosat 1. Infrared difference dust index. *J Geophys Res*, **106**(D16):18251–18274.
25. Levy, R.C.; L.A. Remer, R.G. Kleidman, S. Mattoo, C. Ichoku, R. Kahn, T.F. Eck. 2010. Global evaluation of the collection 5 MODIS dark-target aerosol products over land. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**: 10399–10420.
26. Li, J.; E. Garshick, A. Al-Hemoud, S. Huang, and P. Koutrakis, 2020. Impacts of meteorology and vegetation on surface dust concentrations in Middle Eastern countries. *Science of the total environment*, **712**: p.136597.
27. Li, M.; Z. Su, X. Chen, D. Zhang, F. Sun, Y. Ma, and Z. Hu. 2016. The effect of the Asian monsoon to the atmospheric boundary layer over the Tibetan plateau. *EGU. Martin, J. H., 1990: Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis. *Paleo oceanography*, **5**: 1-13.*
28. Mahowald NM.; RG. Bryant, J. del Corral, L. Steinberger. 2003. Ephemeral lakes and desert dust sources. *Geophysical Research Letters*, **30**(2): 1074-1083.
29. Marshall, J.K. 1971. Drag measurements in roughness arrays of varying density and distribution. *Agricultural Meteorology*, **8**: 269–292.
30. Martin, J. H. 1990. Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, **5**(1): 1, 13.
31. Martínez-García, A.; A. Rosell-Melé, S.L. Jaccard, W. Geibert, D.M. Sigman, G. H. Haug. 2011. Accumulation rates of ODP Site 177-1090. *PANGAEA*, doi:[10.1594/PANGAEA.767460](https://doi.org/10.1594/PANGAEA.767460).
32. McTainsh, G.H.; A.W. Lynch and R.C. Burgess. 1990. Wind erosion in eastern Australia. *Soil Research*, **28**(2): 323-339.

- mineralogy of iron ore particulate matter at the Gol-E-Gohar Mining and Industrial Facility (Iran). *Environ. Geochem. Health*, doi:10.1007/s10653-017-9926-5.
51. Specht, R.L.; & A. Specht. 1999. Australian plant communities: dynamics of structure, growth and biodiversity. *Oxford University Press*, Melbourne, **492**.
52. Stisen, S.; I. Sandholt, A. Nørgaard, R. Fensholt, and K.H. Jensen. 2008. Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration, Applied to MSG-SEVIRI data in the Senegal River basin. *Remote Sensing of Environment*, **112**: 1242-1255.
53. Torres, O.; C. Ahn and Z. Chen. 2013. Improvements to the OMI near-UV aerosol algorithm using A-train CALIOP and AIRS observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, **6**(11): 3257-3270.
54. Trianti SM; E. Samoli, S. Rodopoulou, K. Katsouyanni, SA. Papiris, A. Karakatsani. 2017. Desert dust outbreaks and respiratory morbidity in Athens, Greece. *Environ. Health*, **16** (1).
55. Troin M.; C. Vallet-Coulomb, F. Sylvestre, E. Piovano. 2010. Hydrological modeling of a closed lake (Laguna Mar Chiquita, Argentina) in the context of 20th-century climatic changes. *Journal of Hydrology*, **393**(3): 233-244.
56. Wang, J.; S.A. Christopher. 2003. Intercomparison between satellite-derived aerosol optical thickness and PM_{2.5} mass: Implications for air quality studies. *Geophysical research letters*, **30**: issue 21.
57. Washington R.; MC. Todd, S. Engelstaedter, S. Mbainayel, F. Mitchell. 2006. Dust and the low level circulation over the Bodélé Depression, Chad: Observations from BoDEx 2005. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), **111**(D3): 1-18.
58. Yang, Z.; L. Di, G. Yu and Z. Chen. 2011. Vegetation condition indices for crop vegetation condition monitoring. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*: 3534-3537.
59. Yassin MF.; SK. Almutairi, A. Al-Hemoud; 2018. Dust storms backward Trajectories' and source identification over Kuwait. *Atmos. Res*, **212**: 158–171. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.05.020>.
- (VCI) for monitoring meteorological drought in Texas. *Agricultural and Forest Meteorology*, **150**: 330–339.
43. Raspanti, G.A.; M. Hashibe, B. Siwakoti, M. Wei, B.K. Thakur, C.B. Pun, M. Al-Temimi, Y.C. Lee, A. Sapkota, 2016. Household air pollution and lung cancer risk among never-smokers in Nepal. *Environ. Res.*, **147**: 141-145.
44. Reynolds RL.; JC. Yount, M. Reheis, H. Goldstein, P. Chavez, R. Fulton, J. Whitney, C. Fuller, RM. Forester. 2007. Dust emission from wet and dry playas in the Mojave Desert, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32**(12): 1811-1827.
45. Sartori, M., G. Philippidis, E. Ferrari, P. Borrelli, E. Lugato, L. Montanarella, P. Panagos. 2019. A linkage between the biophysical and the economic: Assessing the global market impacts of soil erosion. *Land Use Policy*, **86**: 299–312.
46. Schroedter-Homscheidt M.; A. Oumbe, A. Benedetti, J-J. Morcrette. 2013. Aerosols for concentrating solar electricity production forecasts: requirement quantification and ECMWF/MACC aerosol forecast assessment. *Bull Am Meteorol Soc*, **94**:903–914.
47. Shahabinejad, N.; M. Mahmoodabadi, A. Jalalian, E. Chavoshi. 2019. The fractionation of soil aggregates associated with primary particles influencing wind erosion rates in arid to semiarid environments. *Geoderma*, **356**, 113936.
48. Shamsavani A.; A. Tobías, X. Querol, M. Stafoggia, M. Abdolshahnejad, F. Mayvaneh, Y. Guo, M. Hadei, S. Saeed Hashemi, A. Khosravi, Z. Namvar, M. Yarahmadi, B. Emam. 2020. Short-term effects of particulate matter during desert and non-desert dust days on mortality in Iran. *Environ. Int*, **134** .
49. Shi, Y.; J. Zhang, J.S. Reid, E.J. Hyer, N.C. Hsu. 2013. Critical evaluation of the MODIS deep Blue aerosol optical depth product for data assimilation over North Africa. *Atmos. Meas. Tech.*, **6**: 949–969. <http://dx.doi.org/10.5194/amt-6-949-2013>.
50. Soltani, N.; B. Keshavarzi, A. Sorooshian, F. Moore, C. Dunster, A.O. Dominguez, F.J. Kelly, P. Dhakal, M.R. Ahmadi, S. Asadi. 2017. Oxidative potential (OP) and