

بررسی روند تغییرات شاخص خشکی طی دوره ۲۱۰۰-۱۹۶۶ در شمال غرب ایران

میلاذ نوری^۱، مهدی همایی*^۲ و محمد بنایان^۳

^۱ دانشجوی دکتری گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس، ^۲ استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس و ^۳ استاد گروه زراعت، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۲/۱۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۷/۲۷

چکیده

در این مطالعه، روند تغییرات شاخص خشکی (AI)، تبخیر و تعرق مرجع (ET₀) و بارش طی دوره‌های ۲۰۱۰-۱۹۶۶، ۲۰۴۰-۲۰۱۱، ۲۰۷۰-۲۰۴۱ و ۲۱۰۰-۲۰۷۱ در شش ایستگاه سینوپتیک غربی و شمال غربی ایران مطالعه شد. بدین منظور خروجی‌های مدل اقلیمی HadCM3 تحت سناریوهای انتشار A2 و B2 به روش آماری به‌وسیله مدل (SDSM) Statistical downscaling model ریزمقیاس سازی شد. به‌منظور روندیابی تغییرات شاخص خشکی، بارش و تبخیر و تعرق مرجع در ۱۹۶۶-۲۰۱۰ از آزمون روندیابی من-کندال استفاده شد. بر مبنای نتایج آزمون روندیابی من-کندال، روند AI و بارش طی ۱۹۶۶-۲۰۱۰ در اکثر ایستگاه‌ها به‌طور معنی‌داری ($p \leq 0.05$) نزولی بوده است. روند کاهش تغییرات شاخص خشکی طی فصل‌های زمستان، بهار، تابستان و پاییز به‌ترتیب در پنج، چهار، صفر و دو ایستگاه از شش ایستگاه مطالعه شده معنی‌دار بوده است. این امر نشانگر نقش مهم کاهش شاخص خشکی فصل زمستان در روند نزولی شاخص خشکی سالانه در منطقه مورد مطالعه دارد. نتایج همچنین نشان دادند که در سه دوره ۳۰ ساله ابتدایی، میانی و انتهایی قرن ۲۱، AI (میانگین تمامی ایستگاه‌ها) نسبت به دوره پایه (۱۹۹۰-۱۹۶۶) به‌ترتیب ۸/۰، ۱۴/۷ و ۳۴/۳ درصد تحت سناریوی A2 و ۱۲/۶، ۱۲/۵ و ۲۰/۱ درصد تحت سناریوی B2 کاهش خواهد یافت که بیانگر خشک‌تر شدن اقلیم مناطق شمال غربی و غربی کشور طی سده حاضر است. بیشترین کاهش فصلی AI طی قرن ۲۱ در تابستان تحت سناریوی A2 و در بهار تحت سناریوی B2 مورد انتظار است. میانگین AI تمامی ایستگاه‌ها در دهه‌های انتهایی قرن حاضر تحت سناریوی A2 نزدیک به ۰/۲ خواهد شد که بیانگر کاهش شدید شاخص خشکی مناطق مورد مطالعه تحت سناریوی A2 می‌باشد. در برخی از مناطق از قبیل تبریز، افزایش نیاز تبخیری جو و کاهش بارش سبب تغییر کلاس اقلیمی از نیمه‌خشک به خشک خواهد شد.

واژه‌های کلیدی: تغییر اقلیم، ریزمقیاس سازی آماری، AI، HadCM3، SDSM

مقدمه

اقلیمی و گرمایش جهانی زمین شده است (IPCC، ۲۰۱۳). تغییرات اقلیمی در منطقه خاورمیانه احتمالاً سبب افزایش دمای سطحی و کاهش چشم‌گیر بارش به‌ویژه در فصول بهار و پاییز در سده حاضر خواهد شد (Evans، ۲۰۰۹؛ Chenoweth و همکاران، ۲۰۱۱). این

از نیمه قرن بیستم، افزایش چشمگیر غلظت گازهای گلخانه‌به‌ویژه دی‌اکسید کربن به‌دلیل استفاده مفرط از سوخت‌های فسیلی، تغییر پوشش/کاربری اراضی و فعالیت‌های کشاورزی منجر به تغییرات

ایران با کسب متوسط شاخص خطر اقلیمی^۳ ۶۸/۵، رتبه ۵۹ را در بین ۱۷۹ کشور جهان دارد که بیشترین تأثیر را از تغییر اقلیم طی سال‌های ۲۰۱۳-۱۹۹۴ پذیرفته‌اند (Kreft و همکاران، ۲۰۱۴). بنابراین مطالعه و پیش‌بینی روند خشکی و خشکسالی در اقلیم در حال تغییر ایران در گذشته و آینده ضروری به‌نظر می‌رسد.

شاخص خشکی^۴ (AI) یا نسبت مقدار بارش بر تبخیر و تعرق مرجع (P/ET₀) متغیر مناسبی برای ارزیابی خشکی در مناطق مختلف جغرافیایی می‌باشد (Stadler، ۲۰۰۵). با توجه به این‌که این شاخص هم نیاز آبی (ET₀) و هم تأمین آبی (بارش) را در نظر می‌گیرد، شاخصی مناسب برای بررسی وضعیت اکوهیدرولوژیک یک منطقه است. همچنین، با توجه به نظر گرفتن بارش و تبخیر و تعرق در شاخص خشکی، بررسی روند AI می‌تواند به‌خوبی نمایانگر تأثیرات تغییرات اقلیمی باشد. تاکنون مطالعات فراوانی برای بررسی روند تغییرات AI در گذشته انجام شده است. Türkeş (۲۰۰۳) به بررسی نوسانات زمانی-مکانی AI طی دوره ۲۰۰۰-۱۹۳۰ در ترکیه پرداخت. نتایج پژوهش وی نشان داده که به‌دلیل روند کاهشی بارش‌ها در ترکیه، روند سری AI نزولی و اقلیم ترکیه به‌طور کلی خشک‌تر شده است.

Salvati و همکاران (۲۰۱۲)، روند کاهشی را در سری زمانی AI طی سال‌های ۲۰۱۰-۱۹۵۱ در کشور ایتالیا گزارش کردند که نشانگر خشک‌تر شدن منطقه مورد مطالعه آن‌ها بوده است. آن‌ها همچنین نتیجه گرفتند که در اثر کاهش بارش و افزایش تبخیر و تعرق منطقه، تأمین آب مورد نیاز کشاورزی در ایتالیا با دشواری‌های زیادی روبرو شده است. Tabari و Aghajanoloo (۲۰۱۲) کاهش بارش سالانه (mm.yr⁻¹) ۲۲/۸۷-۶/۲۴ و افزایش تبخیر و تعرق (۱۱/۴۲-۶/۸۲) را در هر دهه برای مناطق شمال و شمال غربی ایران طی سال‌های ۲۰۰۵-۱۹۶۶ مشاهده کردند. نتایج این بررسی نشان داد که کاهش بارش و افزایش شدت تبخیر و تعرق سبب خشک‌تر شدن مناطق نیمه‌خشک مدیترانه‌ای کشور شده است.

تغییرات اقلیمی در منطقه خاورمیانه و مدیترانه احتمالاً منجر به افزایش شدت و مدت خشکسالی‌های هواشناسی^۱ و تکرار زیاد دوره‌های کم باران در سده ۲۱ خواهد شد (Giorgi و Gao، ۲۰۰۸). اعمال فشار مضاعف بر منابع آب‌های زیرزمینی (Taylor و همکاران، ۲۰۱۳)، افزایش نیاز آبی گیاهان (Wang و همکاران، ۲۰۱۳)، به خطر افتادن امنیت غذایی (Parry و همکاران، ۱۹۹۹؛ Gregory و همکاران، ۲۰۰۵)، افزایش فقر و قحطی و فزونی یافتن مهاجرت از روستاها به شهرها (Bannayan و همکاران، ۲۰۱۰) از جمله پیامدهای ناگوار بروز خشکسالی در آینده می‌باشند.

خشکسالی‌های در اثر تغییرات اقلیمی می‌توانند عاملی تهدیدکننده امنیت ملی نیز تلقی شوند. یکی از مهمترین دلایل غیرمستقیم ناآرامی‌های مصر، خشکی زمستان سال ۲۰۱۱-۲۰۱۰ چین معرفی شده است که باعث کاهش عملکرد گندم، افزایش تقاضا برای خرید گندم در بازارهای جهانی و نهایتاً افزایش قابل ملاحظه قیمت نان در مصر شد (Sternberg، ۲۰۱۲). Johnstone و Mazo (۲۰۱۱) سیل (در نیمکره جنوبی) و خشکسالی (در نیمکره شمالی) سال ۲۰۱۱-۲۰۱۰ را یکی از عوامل غیرمستقیم شورش‌ها و قیام‌های کشورهای عربی معرفی کردند. همچنین، آن‌ها اعتقاد دارند که تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی سبب تسریع وقوع قیام‌های کشورهای عربی خاورمیانه شده است. عدم اتخاذ سیاست‌های جبرانی^۲ مناسب برای کاهش اثرات سوء تغییرات اقلیمی به‌عنوان یکی از مهمترین عوامل دخیل در بحران سوریه نیز معرفی شده است (De Châtel، ۲۰۱۴). اقلیم ایران که در اکثر مناطق کشور خشک و نیمه‌خشک است (Bannayan و همکاران، ۲۰۱۰)، در چند دهه اخیر نشانه‌های از تغییرات اقلیمی را نشان داده است.

پژوهش‌های که روند بلندمدت تغییرات دما و بارش در نقاط مختلف ایران را مورد بررسی قرار دادند، دلالت بر تغییرات مقدار بارش و گرم شدن فلات ایران دارند (Tabari و همکاران، ۲۰۱۱a,b). به‌علاوه، کشور

³ Climate risk index

⁴ Aridity index

¹ Meteorological drought

² Mitigation strategies

مردم، پایش و پیش‌بینی روند تغییرات شاخص خشکی در اثر تغییرات اقلیمی در ایران امری ضروری است. همچنین، پیش‌بینی وضعیت خشکی در آینده می‌تواند به تصمیم‌گیران و سیاست‌گذاران کشور در ارائه و اتخاذ راه‌کارهای جبرانی و سازگاری^۲ برای کاهش اثرات منفی تغییرات اقلیمی کمک کند (Bannayan و Hoogenboom, ۲۰۰۸). بنابراین هدف از انجام این پژوهش، بررسی روند تغییرات شاخص خشکی مناطق غربی و شمال غربی کشور طی دوره آماری ۲۱۰۰-۱۹۶۶ و با استفاده از روش ریزمقیاس سازی آماری تحت سناریوهای A2 و B2 است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد پژوهش: ایران دارای نه اقلیم از ۳۰ اقلیم طبقه‌بندی شده بر مبنای روش Köppen-Geiger (Peel و همکاران، ۲۰۰۷) می‌باشد که نشان از تنوع اقلیمی زیاد کشور ایران دارد. وجود رشته کوه‌های البرز و زاگرس عامل اصلی تنوع آب و هوایی ایران است. رشته کوه زاگرس مانند مانعی از عبور ابرهای باران‌زا از غرب به مرکز کشور جلوگیری می‌کند (Sadeghi و همکاران، ۲۰۰۲). همچنین، رشته کوه شمالی البرز سبب ایجاد یک منطقه مرطوب و نیمه‌مرطوب در حاشیه دریای مازندران شده است (Ghorbani, ۲۰۱۳). منطقه مورد مطالعه در این پژوهش در غرب و شمال غرب ایران قرار دارد. این منطقه دارای اقلیم نیمه‌خشک مدیترانه‌ای است و از نظر کشاورزی و تولیدات گیاهی نقش مهمی در اقتصاد و امنیت غذایی کشور دارد. در این پژوهش شش ایستگاه سینوپتیک فرودگاهی که دارای آمار بلندمدت می‌باشند، انتخاب شدند. جدول ۱ ویژگی‌های اقلیمی و جغرافیایی شش ایستگاه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

روش پژوهش: داده‌های روزانه هواشناسی شش ایستگاه سینوپتیک واقع در غرب و شمال غربی ایران از سازمان هواشناسی کشور اخذ شد. این داده‌ها شامل بارش، دمای حداقل و حداکثر، رطوبت نسبی، سرعت باد، فشار بخار و شدت تشعشع خورشیدی است که

Shifteh Some'e و همکاران (۲۰۱۲) روند کاهش (خشک‌تر) معنی‌دار شاخص خشکی را برای ایستگاه مشهد و روند افزایشی (مرطوب‌تر) معنی‌دار شاخص را برای ایستگاه‌های بوشهر و اصفهان مشاهده کردند. Ahani و همکاران (۲۰۱۲) روند تغییرات شاخص خشکی را برای سه حوضه اصلی ایران (مرکزی، سرخس و هامون) طی بازه زمانی ۲۰۰۵-۱۹۵۵ بررسی و نتیجه گرفتند که روند شاخص در قسمت‌های شمالی ایران صعودی (مرطوب‌تر) و در بخش‌های جنوبی نزولی (خشک‌تر) بوده است. برخلاف مطالعاتی که در مناطق خاورمیانه و مدیترانه‌ای انجام شده است، Huo و همکاران (۲۰۱۳) کاهش (مرطوب‌تر شدن) شاخص خشکی در مناطق خشک شمال غربی چین در اثر افزایش بارش و کاهش تبخیر و تعرق مرجع طی ۲۰۰۸-۱۹۵۵ را گزارش کردند.

برخلاف مطالعات انجام شده بر روی سری زمانی AI در گذشته، پژوهش‌های محدودی به بررسی نحوه تغییرات سری AI در آینده پرداخته‌اند. Nastos و همکاران (۲۰۱۳) روند تغییرات AI در گذشته و آینده کشور یونان را مورد مطالعه قرار دادند. نتایج آن‌ها نشان داد که اقلیم کشور یونان به‌ویژه در سال‌های ۲۰۰۰-۱۹۹۱ از مرطوب به نیمه‌مرطوب و نیمه‌خشک تبدیل شده است. همچنین، اقلیم کشور یونان در آینده به‌دلیل کاهش بارش‌ها و افزایش دما و نیاز تبخیری جوی به‌ویژه در مناطق غربی این کشور خشک‌تر خواهد شد. تغییرات شاخص خشکی در دهه‌های انتهایی قرن ۲۱ (۲۰۷۱-۲۱۰۰) در یونان احتمالاً محسوس‌تر خواهد بود. Zarghami و همکاران (۲۰۱۱) تغییر اقلیم استان آذربایجان شرقی ایران را از نیمه‌خشک (در وضعیت کنونی) به حالت خشک (تا سال ۲۱۰۰) بر مبنای شاخص خشکی دومارتن^۱ پیش‌بینی کردند. نتایج مطالعه Rahimi و همکاران (۲۰۱۲) نیز نشان داد که اقلیم غالب ایران از سرد و خشک در شرایط کنونی به معتدل و خشک و گرم و خشک (بر مبنای شاخص خشکی دومارتن اصلاح شده) در سال‌های ۲۰۸۰-۲۰۵۰ تبدیل خواهد شد.

با توجه به اثرهای خشکی بر تولید محصولات کشاورزی، امنیت غذایی و وضعیت اقتصادی-اجتماعی

² Adaptation Strategies

¹ De Martonne Aridity Index

و طیف گسترده‌ایی از پژوهشگران به‌ویژه در مطالعات بررسی اثر از آن استفاده کرده‌اند. ایران نیز به‌عنوان چهارمین کشوری است که بیشترین استفاده از SDSM برای مطالعات تغییر اقلیمی در آن شده است (Dawson و Wilby, ۲۰۰۷).

همچنین تعداد وسیعی از پژوهش‌ها توانایی مدل SDSM را در ریزمقیاس سازی و شبیه‌سازی دما و بارش (Samadi و همکاران, ۲۰۱۳؛ Liu و همکاران, ۲۰۱۱؛ Khan و همکاران, ۲۰۰۶؛ Hassan و همکاران, ۲۰۱۴)، موج‌های گرمایی و دماهای شدید (Wang و همکاران, ۲۰۱۲؛ Yang و همکاران, ۲۰۱۲) و بارش‌ها شدید (Huang و همکاران, ۲۰۱۲؛ Hashmi و همکاران, ۲۰۱۱) و دوره‌های تری و خشکی (Liu و همکاران, ۲۰۱۱؛ Khan و همکاران, ۲۰۰۶) مناسب ارزیابی کرده‌اند.

مراحل ریزمقیاس سازی داده‌ها به‌وسیله SDSM در شکل ۱ نشان داده شده است. ابتدا داده‌های ایستگاه‌ها به‌منظور رفع هرگونه نقص و کمبود داده، می‌بایستی کنترل کیفیت شوند. سپس متغیر پیش‌بینی شونده^{۱۱} (بارش و ET_0) به مدل داده می‌شود و SDSM بر مبنای آماره ضریب همبستگی (r^2)، مناسب‌ترین متغیر پیش‌بینی کننده^{۱۲} از بین ۲۶ سری زمانی^{۱۳} موجود در بانک اطلاعاتی NCEP/NCAR (جدول ۲) را انتخاب می‌کند.

متغیر تبخیر و تعرق مرجع به‌عنوان متغیر خارجی^{۱۴} (Wilby و همکاران, ۲۰۱۴) به‌وسیله مدل SDSM ریزمقیاس سازی شد. سپس با توجه به conditional (بارش) و unconditional (ET_0) بودن متغیر پیش‌بینی شونده، SDSM توابع رگرسیون خطی چندگانه (MLR^{15}) بین متغیرهای پیش‌بینی شونده و پیش‌بینی کننده را ایجاد می‌کند. معمولاً سه تا پنج متغیر بیشترین همبستگی آماری را با پیش‌بینی شونده‌ها داشتند و به‌عنوان متغیرهای پیش‌بینی کننده MLRها برگزیده شدند.

برای محاسبه شاخص خشکی (نسبت بارش به تبخیر و تعرق مرجع) به روش^۱ UNEP (UNEP, ۱۹۹۲) مورد نیاز است. ویژگی‌های اقلیمی و جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است. برای ریزمقیاس سازی آماری داده‌های مشاهده شده، ۲۶ متغیر اقلیمی به‌عنوان متغیرهای پیش‌بینی کننده^۲ از بانک اطلاعاتی NCEP/NCAR (Kistler و همکاران, ۲۰۰۱) برای ایجاد مدل‌های آماری اخذ شدند. به‌علاوه، خروجی‌های مدل اقلیمی HadCM3^۳ با مقیاس $2/5^\circ \times 3/75^\circ$ تحت سناریوی A2 و B2 برای پیش‌بینی AI، بارش و ET_0 در آینده استفاده شد.

ریزمقیاس سازی آماری: تاکنون توجه زیادی به مدل‌های آماری ریزمقیاس سازی به‌دلیل ارزانی، فراهمی و سادگی آن‌ها شده است. استفاده از بسیاری روش‌های آماری ریزمقیاس سازی به دامنه پژوهشگران متخصص محدود می‌شود. همچنین، در برخی از این مدل‌ها از قبیل SCENGEN^۵ داده‌های ریزمقیاس سازی شده صرفاً برای سناریوسازی‌های نسبتاً درشت مقیاس ناحیه‌ایی تغییرات اقلیمی مناسب است. در برخی دیگر از مدل‌های آماری مولد آب و هوایی^۶ از قبیل LARS-WG^۷، WGEN^۸ و CLIGEN^۹ از داده‌های مدل‌های اقلیمی به‌طور مستقیم استفاده نمی‌شود (Dawson و Wilby, ۲۰۰۷؛ Favis-Mortlock و Mullan, ۲۰۱۱).

در این مطالعه، مدل SDSM^{۱۰} (Wilby و Dawson, ۲۰۱۲) به‌عنوان یک مدل ترکیبی رگرسیونی و مولد تصادفی داده‌های آب و هوایی برای ایجاد توابع ریزمقیاس سازی استفاده شد. این مدل مستقیماً از داده‌های مدل‌های اقلیمی استفاده می‌کند

¹ United Nations Environment Programme

² Predictor

³ The National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research

⁴ The Third Version of Hadley Center Coupled Model

⁵ Scenario Generator

⁶ weather generator

⁷ Long Ashton research station-weather generator

⁸ weather Generator

⁹ Climate Generator

¹⁰ Statistical downscaling model

¹¹ predictand

¹² predictor

¹³ Time series

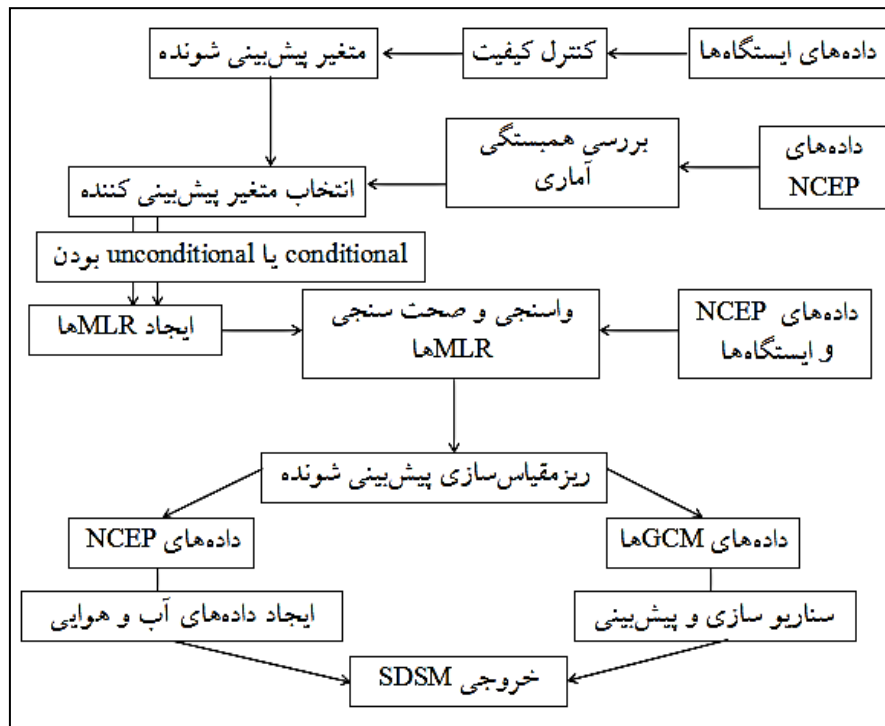
¹⁴ exotic variable

¹⁵ Multiple Linear Regression Functions

جدول ۱- برخی ویژگی‌های جغرافیایی و اقلیمی ایستگاه‌های مورد مطالعه

شماره	نام	طول جغرافیایی		عرض جغرافیایی		ارتفاع متر از سطح دریا	رده‌بندی کوپن-گیجر ^۱	شاخص خشکی
		درجه شرقی	درجه شمالی	درجه شمالی	درجه شمالی			
۴۰۷۰۳	خوی	۴۴° ۵۸'	۳۸° ۳۳'	۱۱۰۳	Dsa	۰/۲۹	-	
۴۰۷۰۶	تبریز	۴۶° ۱۷'	۳۸° ۰۵'	۱۳۶۱	Dsb	۰/۲۰	-	
۴۰۷۱۲	ارومیه	۴۵° ۰۵'	۳۸° ۳۲'	۱۳۱۶	Dsb	۰/۲۹	-	
۴۰۷۲۷	سقز	۴۶° ۱۶'	۳۶° ۱۵'	۱۵۲۳	Dsa	۰/۴۲	-	
۴۰۷۲۹	زنجان	۴۸° ۲۹'	۳۶° ۴۱'	۱۶۶۳	Dsb	۰/۲۶	-	
۴۰۷۴۷	سندج	۴۷° ۰۰'	۳۵° ۲۰'	۱۳۷۳	Dsa	۰/۳۶	-	

Köppen-Geiger^۱



شکل ۱- تشریح مراحل ریزمقیاس‌سازی به‌وسیله SDSM

$$AI = P / ET_0 \quad (1)$$

که در آن، AI شاخص خشکی، ET_0 تبخیر و تعرق گیاه مرجع و P بارش می‌باشند. در شرایطی که $AI < 0/03$ باشد، اقلیم منطقه فراخشک، $0/03 \leq AI < 0/20$ اقلیم منطقه خشک، $0/20 \leq AI < 0/50$ اقلیم منطقه نیمه‌خشک و $0/50 \leq AI < 0/65$ اقلیم منطقه نیمه‌مرطوب و $0/65 \leq AI$ اقلیم منطقه مرطوب خواهد بود (Maliva و Missimer، ۲۰۱۲).

برای محاسبه تبخیر و تعرق مرجع از مدل پنمن-مانتیت-فائو ۵۶ (PM-FAO 56) استفاده می‌شود (Allen و همکاران، ۱۹۹۸). شرح ریاضی مدل به‌صورت زیر است.

برای واسنجی^۱ توابع رگرسیون خطی چندگانه، داده‌های ۲۵ ساله (۱۹۶۶-۱۹۹۰) روزانه بانک اطلاعاتی NCEP/NCAR و ET_0 و بارش مشاهده شده استفاده شد. داده‌های ۱۱ ساله (۱۹۹۱-۲۰۰۱) نیز برای صحت‌سنجی^۲ نتایج به‌کار گرفته شد. سپس، MLRها برای پیش‌بینی ET_0 و بارش در آینده بر مبنای خروجی‌های مدل HadCM3 و تحت سناریوی A2 و B2 به‌کار رفتند.

محاسبه شاخص خشکی: برای محاسبه شاخص خشکی از روش UNEP (UNEP، ۱۹۹۲) به شکل رابطه (۱) استفاده شده است.

^۱ Calibration

^۲ Validation

ژول بر مترمربع در روز، T میانگین روزانه دمای هوا در ارتفاع دو متری (سانتی‌گراد)، u_2 میانگین روزانه سرعت باد در ارتفاع دو متری (متر بر ثانیه)، e_s فشار بخار اشباع (کیلوپاسکال)، e_a فشار بخار واقعی (کیلوپاسکال)، $e_s - e_a$ کمبود فشار بخار اشباع (کیلوپاسکال) و γ ضریب ثابت سایکرومتری (کیلوپاسکال بر درجه سانتی‌گراد) می‌باشد.

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (2)$$

که در آن، ET_0 تبخیر و تعرق مرجع (میلی‌متر در روز)، Δ شیب منحنی فشار بخار (کیلوپاسکال بر درجه سانتی‌گراد)، R_n تابش خالص ورودی به سطح گیاه (مگا ژول بر متر مربع در روز)، G شار گرمای خاک (مگا

جدول ۲- پیش‌بینی کننده‌های درشت مقیاس موجود در بانک اطلاعاتی NCEP/NCAR

توصیف	کد پیش‌بینی کننده
دمای میانگین (mean temperature)	temp
میانگین فشار سطح دریا (mean sea level pressure)	mslp
سرعت جریان هوا ژئوستروفیک سطحی (near surface geostrophic airflow velocity)	p_f
اجزای سرعت نصف‌النهاری سطحی (near surface meridional velocity component)	p_v
اجزای سرعت ناحیه‌ای سطحی (near surface zonal velocity component)	p_u
دوران سطحی (near surface vorticity)	p_z
سرعت جریان هوا ژئوستروفیک در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال (geostrophic airflow velocity at 500 hPa height)	p5_f
اجزای سرعت نصف‌النهاری در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال (meridional velocity component at 500 hPa height)	p5_v
اجزای سرعت ناحیه‌ای در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال (zonal velocity component at 500 hPa height)	p5_u
دوران در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال (vorticity at 500 hPa height)	p5_z
سرعت جریان هوا ژئوستروفیک سطحی (geostrophic airflow velocity at 850 hPa height)	p8_f
اجزای سرعت نصف‌النهاری در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال (meridional velocity component at 850 hPa height)	p8_v
اجزای سرعت ناحیه‌ای در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال (zonal velocity component at 850 hPa height)	p8_u
دوران در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال (vorticity at 850 hPa height)	p8_z
جهت باد سطحی (near surface wind direction)	p_th
واگرایی سطحی (divergence near surface)	p_zh
جهت باد در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال (wind direction at 500 hPa height)	p5th
واگرایی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال (divergence at 500 hPa height)	p5zh
جهت باد در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال (wind direction at 850 hPa height)	p8th
واگرایی در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال (divergence at 850 hPa height)	p8zh
ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال (500 hPa geopotential height)	p500
ارتفاع ژئوپتانسیل ۸۵۰ هکتوپاسکال (850 hPa geopotential height)	p850
رطوبت نسبی در ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال (relative humidity at 500 hPa height)	r500
رطوبت نسبی در ارتفاع ۸۵۰ هکتوپاسکال (relative humidity at 850 hPa height)	r850
رطوبت نسبی نزدیک به سطح (near surface relative humidity)	rhum
رطوبت ویژه نزدیک به سطح (near surface specific humidity)	shum

$$\text{sign}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 & (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad (4)$$

روند یابی: از آزمون ناپارامتری من-کندال برای بررسی معنی‌داری روند نوسانات ET_0 ، AI و بارش استفاده شد (Yue و همکاران، ۲۰۰۲).

$$\text{Var}(S) = \{[n(n-1)(2n+5)] - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)\} / 18 \quad (5)$$

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k) \quad (3)$$

بسیار مناسب، ۱۰ تا ۲۰ درصد برآورد مناسب، ۲۰ تا ۳۰ برآورد نسبتاً خوب و بیشتر از ۳۰ برآورد نامناسب مدل است (Dettori و همکاران، ۲۰۱۱). مقایسه بین مقادیر اندازه‌گیری شده و متوسط مقادیر مشاهده شده به وسیله شاخص EF انجام گرفت. آماره EF برای کمی‌سازی مقدار خطای نسبی به کار می‌رود. هر چه این شاخص به یک نزدیک‌تر باشد، مدل پیش‌بینی بهتری داشته است (Nouri و همکاران، ۲۰۱۴). شاخص MBE میل مدل به بیش برآوردی^۸ یا کم برآوردی^۹ را نشان می‌دهد. مقدار MBE مثبت یعنی مدل مقادیر را بیشتر و MBE منفی یعنی مدل داده‌ها را کمتر از مقادیر مشاهده شده پیش‌بینی کرده است (Wang و همکاران، ۲۰۱۳). آماره SDR نسبت انحراف معیار سری زمانی پیش‌بینی شده و مشاهده شده است (Hundecha و Bárdossy، ۲۰۰۸). اگر مقادیر مشاهده شده و پیش‌بینی شده مدل برابر باشند، $nRMSE=0$ ، $EF=1$ ، $MBE=0$ و $SDR=1$ است. شرح ریاضی آماره‌های ذکر شده به صورت زیر است.

$$nRMSE = \frac{100}{O} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{n}} \quad (12)$$

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (13)$$

$$MBE = 1/n \sum_{i=1}^n (S_i - O_i) \quad (14)$$

$$SDR = \sigma_s / \sigma_o \quad (15)$$

که در آن‌ها، S_i و O_i مقادیر پیش‌بینی شده و اندازه‌گیری شده، σ_s و σ_o مقادیر انحراف معیار سری پیش‌بینی شده و مشاهده شده، \bar{O} میانگین داده‌های مشاهده شده و n تعداد داده‌ها می‌باشد.

نتایج و بحث

واسنجی و صحت‌سنجی SDSM: مقادیر آماره‌های محاسبه شده برای ارزیابی عملکرد مدل SDSM در پیش‌بینی ET₀ و بارش در جدول ۳ ارائه شده است. با توجه به نتایج جدول ۳، مقادیر کمتر از ۱۰ درصد

$$Z = \begin{cases} S - 1/\sqrt{Var(S)} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ S + 1/\sqrt{Var(S)} & S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

که در آن‌ها، S آماره آزمون، $sign$ تابع علامت^۱، n تعداد داده‌های سری، x_j و x_k به ترتیب داده‌های زام و $Var(S)$ واریانس آماره، m تعداد سری‌های است که در آن‌ها حداقل یک داده تکراری وجود دارد، t_i فراوانی داده‌های با ارزش یکسان و Z مقدار نرمال شده آماره است. مقادیر مثبت و منفی Z به ترتیب نشانگر صعودی و نزولی بودن روند سری است. هر چه آماره $|Z|$ بیشتر باشد، نشانگر روند کاهشی‌تر یا افزایشی‌تر است. همچنین، اگر مقدار $|Z|$ بیشتر از ۱/۹۶ باشد، روند متغیر در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار می‌باشد.

در این تحقیق از روش Prewhitening برای حذف همبستگی احتمالی بین داده‌های مستقل استفاده شد (Yue و Wang، ۲۰۰۲). برای این منظور روند زیر دنبال شد.

$$Y_i = x_i - (\beta \times i) \quad (7)$$

$$Y_i' = Y_i - (r_1 \times Y_{i-1}) \quad (8)$$

$$Y_i'' = Y_i' - (\beta \times i) \quad (9)$$

$$r_1 = ((1/(n-1) \sum_{i=1}^{n-1} [x_i - \bar{x}][x_{i+1} - \bar{x}]) / (1/n \sum_{i=1}^n [x_i - \bar{x}]^2)) \quad (10)$$

$$\beta = \text{Median}(x_i - x_j / t_i - t_j) \quad (11)$$

که در آن‌ها، Y_i'' داده‌های تصحیح شده، r_1 ضریب همبستگی با گام تاخیر زمانی^۲ و β برآوردگر ثیل-سن^۳ می‌باشد.

بررسی کمی عملکرد مدل: برای بررسی آماری صحت پیش‌بینی SDSM از آماره‌های ریشه میانگین مربعات خطا نرمال شده (nRMSE^۴)، کارایی مدل (EF^۵)، متوسط خطای انحرافی (MBE^۶) و نسبت انحراف معیارها (SDR^۷) استفاده شد. مقادیر nRMSE نشانگر مقدار خطای مطلق مدل در برآورد است. مقادیر nRMSE کمتر از ۱۰ درصد نشانگر برآورد

¹ Sign function

² Lag-1 serial correlation coefficient

³ Theil-Sen's estimator

⁴ Normalized Root Means Square Error

⁵ Modeling Efficiency

⁶ Mean Bias Error

⁷ Standard Deviations Ratio

⁸ Underestimation

⁹ Overestimation

در دوره صحت‌سنجی نسبت به دوره واسنجی کمتر بود. مقادیر منفی MBE طی دوره صحت‌سنجی (۱۹۹۱-۲۰۰۱) نمایانگر کم برآوردی SDSM در برآورد ET_0 و بارش در این دوره است. هر چند که مقادیر مثبت MBE در دوره واسنجی نشانگر بیش برآوردی مدل در این دوره می‌باشد. مقادیر SDR طی ۱۹۹۰-۱۹۶۶ نزدیک به یک بود که بیانگر آن است که مقدار انحراف معیار سری زمانی بارش و تبخیر و تعرق مرجع پیش‌بینی شده نزدیک به مقدار آن در سری مشاهده شده است. مقادیر SDR کمتر از ۰/۹۰ دلالت بر آن دارد که مقدار انحراف معیار سری زمانی پیش‌بینی شده بارش کمتر از مقدار آن در سری مشاهده شده بوده است.

آماره خطای مطلق (nRMSE) در دو دوره واسنجی و صحت‌سنجی نشان می‌دهد که مدل SDSM برآورد بسیار مناسبی از ET_0 داشته است. همچنین، مقادیر آماره nRMSE دلالت بر عملکرد بسیار مناسب (۰/۱۰ < nRMSE < ۰/۳۰) و نسبتاً خوب (۰/۲۰ < nRMSE < ۰/۳۰) SDSM در برآورد سری بارش به ترتیب در دوره واسنجی و صحت‌سنجی در اکثر ایستگاه‌ها دارد. مقادیر بیشتر nRMSE در دوره صحت‌سنجی نشان دهنده بیشتر بودن خطای مطلق برآورد مدل در این دوره نسبت به دوره واسنجی است. مقادیر آماره EF بیشتر از ۰/۹۵ نیز نشان دهنده خطای نسبی کم مدل در برآورد ET_0 در هر دو دوره و بارش در دوره واسنجی است. کارایی برآورد بارش مدل

جدول ۳- آماره‌های محاسبه شده برای ارزیابی عملکرد SDSM در برآورد بارش و تبخیر و تعرق مرجع

دوره	ایستگاه	ET ₀				بارش			
		nRMSE (%)	EF (-)	MBE (mm.d ⁻¹)	SDR (-)	nRMSE (%)	EF (-)	MBE (mm.d ⁻¹)	SDR (-)
واسنجی	خوی	۰/۹۲	۰/۹۶	۰/۲	۰/۹۷	۷/۶	۰/۹۸	۰/۱۰	۰/۹۸
	تبریز	۱/۷	۰/۹۸	۰/۱۴	۰/۹۸	۱۵/۸	۰/۹۲	-۰/۴۷	۰/۹۷
	ارومیه	۰/۸۸	۰/۹۹	۰/۰۹	۰/۹۹	۸/۳	۰/۹۸	۰/۷۳	۰/۹۷
	سقز	۱/۱	۰/۹۸	۰/۸۲	۰/۹۶	۵/۹	۰/۹۹	۱/۲۶	۱/۰۴
	زنجان	۰/۲۳	۰/۹۹	۰/۱۳	۰/۹۹	۸/۱	۰/۹۸	۱/۱۲	۱/۰۹
	سنندج	۰/۹۴	۰/۹۸	۰/۱۵	۰/۹۹	۶/۱	۰/۹۹	۰/۸۳	۱/۰۳
صحت‌سنجی	خوی	۲/۲	۰/۹۶	-۱/۱	۰/۹۶	۲۳/۸	۰/۹۰	-۰/۵۶	۰/۷۷
	تبریز	۵/۸	۰/۹۷	-۳/۷	۰/۹۵	۲۰/۸	۰/۸۴	-۱/۹	۰/۸۹
	ارومیه	۳/۲	۰/۹۶	-۲/۳	۰/۹۴	۲۱/۲	۰/۸۰	-۴/۴۵	۰/۷۹
	سقز	۶/۳	۰/۹۵	-۴/۰	۰/۹۳	۲۱/۶	۰/۸۰	-۷/۷	۰/۷۹
	زنجان	۲/۸	۰/۹۷	-۰/۹۶	۰/۹۶	۲۰/۴	۰/۸۸	-۳/۷۵	۰/۹۳
	سنندج	۳/۸	۰/۹۸	-۲/۵	۰/۹۵	۲۵/۱	۰/۹۰	-۴/۵۴	۰/۹۰

تمامی ایستگاه‌ها روند نزولی معنی‌دار در سری AI سالانه مشاهده شد. Tabari و Aghajanloo (۲۰۱۲) نشان دادند که روند AI سالانه در مناطق خوی، تبریز، ارومیه و زنجان طی ۱۹۶۶-۲۰۰۵ کاهش یافته است. لیکن، آن‌ها روند نزولی AI سالانه را فقط در ایستگاه‌های تبریز و زنجان معنی‌دار گزارش کردند.

دلیل تفاوت نتایج پژوهش Tabari و Aghajanloo (۲۰۱۲) و یافته‌های این مطالعه برای ایستگاه‌های ارومیه و خوی احتمالاً به دلیل تفاوت در آزمون روندیابی مورد استفاده و همچنین بازه زمانی مطالعه

تغییرات AI در ۲۰۱۰-۱۹۶۶: مقادیر آماره روندیابی Z آزمون من-کندال و ضریب همبستگی سریالی (r_1) متغیرها (ET_0 , AI و بارش) طی دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۶ در جدول ۴ آورده شده است. روند تغییرات ET_0 سالانه طی ۲۰۱۰-۱۹۶۶ در تمامی ایستگاه‌ها افزایشی بوده است. لیکن، روند صعودی ET_0 سالانه فقط در زنجان و تبریز در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار بوده است. روند نزولی نوسانات سری بارش سالانه طی ۲۰۱۰-۱۹۶۶ در پنج ایستگاه معنی‌دار و فقط در زنجان غیر معنی‌دار بود. همچنین، به غیر از ایستگاه ارومیه در

در پژوهش‌ها است. روند تغییرات ET_0 فصل زمستان طی دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۶ در تمامی ایستگاه‌ها صعودی معنی‌دار بوده است. به غیر از زنجان و سقز، در تمامی نقاط روند نزولی بارش زمستان معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد بوده است. همچنین، روند نزولی فصل زمستان در تمامی ایستگاه‌ها به غیر از سقز معنی‌دار بوده است. روند تغییرات ET_0 و بارش فصل بهار طی دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۶ به ترتیب افزایشی و کاهش‌ی بوده است. در تبریز و ارومیه روند صعودی ET_0 بهار و در تبریز و خوی روند نزولی بارش بهاری معنی‌دار بوده است. روند تغییرات AI بهار در تمامی ایستگاه‌ها نزولی و در ایستگاه‌های ارومیه، خوی، سنندج و سقز در سطح ۹۵ درصد کاهش‌ی معنی‌دار بوده است.

در پژوهش‌ها است. روند تغییرات ET_0 فصل زمستان طی دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۶ در تمامی ایستگاه‌ها صعودی معنی‌دار بوده است. به غیر از زنجان و سقز، در تمامی نقاط روند نزولی بارش زمستان معنی‌دار در سطح ۹۵ درصد بوده است. همچنین، روند نزولی فصل زمستان در تمامی ایستگاه‌ها به غیر از سقز معنی‌دار بوده است. روند تغییرات ET_0 و بارش فصل بهار طی دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۶ به ترتیب افزایشی و کاهش‌ی بوده است. در تبریز و ارومیه روند صعودی ET_0 بهار و در تبریز و خوی روند نزولی بارش بهاری معنی‌دار بوده است. روند تغییرات AI بهار در تمامی ایستگاه‌ها نزولی و در ایستگاه‌های ارومیه، خوی، سنندج و سقز در سطح ۹۵ درصد کاهش‌ی معنی‌دار بوده است.

جدول ۴- مقدار ضریب همبستگی سریالی (r_1) و آماره روندیابی Z در سری‌های زمانی ET_0 ، AI و بارش طی دوره ۲۰۱۰-۱۹۶۶

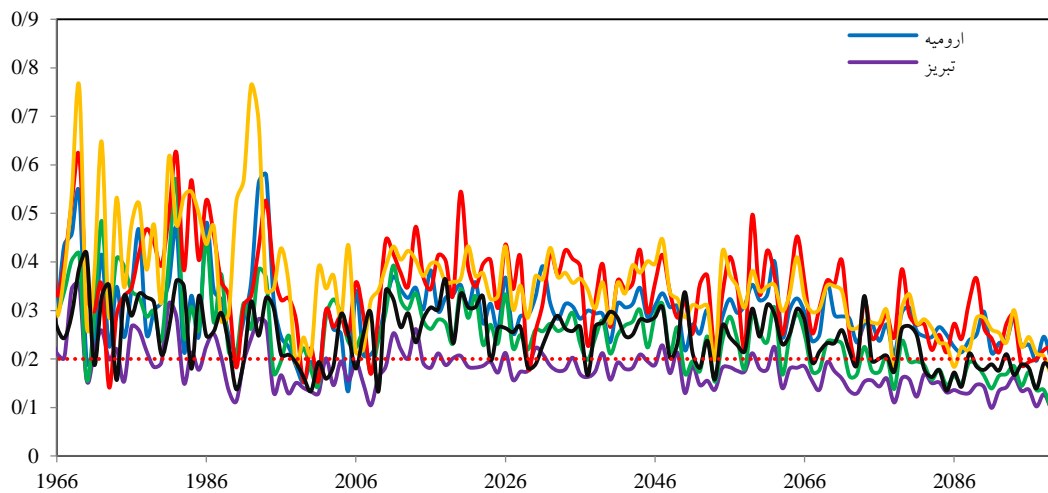
دوره	متغیر	تبریز		ارومیه		خوی		سنندج		سقز		زنجان	
		r_1	Z	r_1	Z	r_1	Z	r_1	Z	r_1	Z	r_1	Z
سالانه	تبخیر و تعرق مرجع	۰/۶۰	۲/۲۲	۱/۸۲	۰/۵۵	۱/۵۹	۰/۶۹	۰/۷۵	۰/۴۲	۱/۷۶	۰/۴۲	۲/۰۶	۰/۵۴
	بارش شاخص خشکی	۰/۲۹	-۳/۴۳	-۲/۷۷	۰/۲۵	-۳/۴۵	۰/۲۶	-۲/۲۲	۰/۳۸	-۲/۰۵	۰/۱۶	-۱/۵۵	-۰/۰۴
		۰/۳۸	-۲/۲۶	-۱/۷۴	۰/۳۳	-۳/۴۱	۰/۲۲	-۱/۹۹	۰/۵۴	-۲/۲۴	۰/۲۸	-۲/۹۷	۰/۲۲
زمستان	تبخیر و تعرق مرجع	۰/۵۷	۲/۴۴	۳/۰۲	۰/۵۴	۲/۵۶	۰/۴۶	۲/۹۸	۰/۳۶	۲/۰۶	۰/۲۴	۲/۵۰	۰/۵۱
	بارش شاخص خشکی	۰/۰۷	-۳/۳۲	-۲/۰۴	-۰/۰۱	-۲/۷۹	-۰/۰۶	-۳/۶۱	۰/۲۴	-۱/۳۲	-۰/۲۱	-۱/۶۵	-۰/۲۷
		۰/۰۸	-۳/۷۹	-۲/۷۰	-۰/۰۶	-۲/۵۸	۰/۰۸	-۳/۵۹	۰/۰۹	-۱/۶۷	-۰/۲۲	-۲/۹۲	۰/۰۳
بهار	تبخیر و تعرق مرجع	۰/۴۴	۲/۵۰	۲/۳۸	۰/۴۹	۱/۸۵	۰/۴۹	۰/۷۴	۰/۴۸	۱/۳۲	۰/۴۴	۱/۸۷	۰/۵۵
	بارش شاخص خشکی	۰/۱۸	-۲/۰۲	-۱/۸۳	۰/۳۳	-۲/۳۰	۰/۲۲	-۱/۲۲	۰/۲۲	-۱/۹۳	۰/۳۰	۰/۳۶	-۰/۰۷
		۰/۱۵	-۱/۸۱	-۲/۰۹	۰/۳۹	-۲/۳۲	۰/۱۵	-۲/۰۱	۰/۲۳	-۲/۴۳	۰/۲۹	-۰/۳۹	۰/۰۶
تابستان	تبخیر و تعرق مرجع	۰/۳۹	۱/۶۱	۱/۶۱	۰/۶۶	۱/۷۳	۰/۵۲	۰/۱۵	۰/۵۷	۱/۲۰	۰/۶۶	۲/۴۶	۰/۷۳
	بارش شاخص خشکی	-۰/۰۵	-۰/۵۱	-۰/۲۱	۰/۰۸	۰/۵۱	۰/۰۸	۰/۵۱	۰/۱۴	۱/۹۹	۰/۱۲	۰/۲۴	-۰/۰۹
		-۰/۰۵	-۰/۲۲	-۰/۱۸	۰/۰۴	۰/۷۰	۰/۰۹	۰/۳۴	۰/۱۳	۱/۸۳	۰/۰۸	-۰/۱۱	-۰/۰۶
بهار	تبخیر و تعرق مرجع	۰/۵۳	۲/۵۸	۱/۳۹	۰/۶۷	۱/۳۵	۰/۴۹	-۰/۸۴	۰/۴۵	۱/۳۴	۰/۲۴	۱/۸۳	۰/۶۴
	بارش شاخص خشکی	-۰/۰۹	-۱/۴۹	-۱/۵۲	-۰/۰۴	-۲/۲۴	۰/۱۰	-۱/۴۹	-۰/۰۹	-۰/۷۸	۰/۰۷	-۱/۶۷	۰/۱۲
		۰/۰۰	-۱/۵۵	-۱/۴۱	۰/۰۶	-۱/۹۹	۰/۰۸	-۱/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۵۹	۰/۱۵	-۲/۶۴	۰/۲۲

مقادیر Z که زیر آن‌ها خط کشیده شده است نشانگر معنی‌داری روند در سطح ۹۵ درصد می‌باشند و مقادیر T_1 که زیر آن‌ها خط کشیده شده است بیانگر وجود همبستگی سریالی در سری زمانی هستند

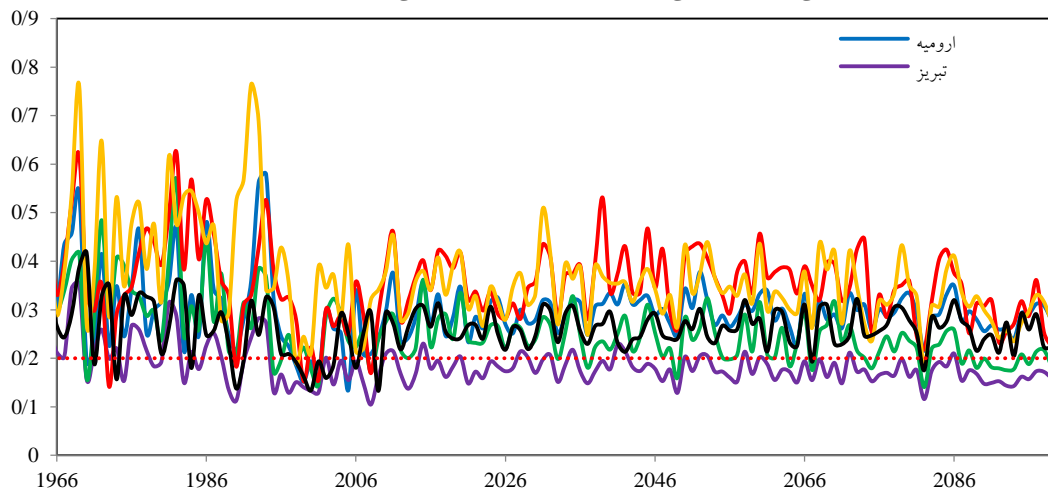
نسبت به سایر فصول بیشتر بوده است. بنابراین می-توان نتیجه گرفت که کاهش بارش و افزایش ET_0 احتمالاً سهم زیادی در کاهش AI سالانه در اکثر ایستگاه‌ها داشته است.

پیش‌بینی تغییرات AI در آینده: شکل ۲ و ۳ به-ترتیب سری زمانی AI در ایستگاه‌های مطالعه شده را برای دوره ۱۹۶۶-۲۱۰۰ و تحت سناریوهای A2 و B2 نشان می‌دهد.

سری زمانی ET_0 سالانه و فصلی غالباً دارای همبستگی سریالی گام اول بوده است. لیکن، خودرگرسیون گام اول در سری بارش و شاخص خشکی سالانه و فصلی در تعداد کمی از ایستگاه‌ها مشاهده شد. بر مبنای این نتایج، حذف همبستگی سریالی در سری زمانی ET_0 برای حصول نتایج مناسب امری ضروری است. به‌طور کلی در اکثر نقاط، شیب افزایشی ET_0 و نزولی بارش و AI در فصل زمستان



شکل ۲- سری زمانی شاخص خشکی در شش ایستگاه مطالعه شده طی ۱۹۶۶-۲۱۰۰ تحت سناریوی A2



شکل ۳- سری زمانی شاخص خشکی در شش ایستگاه مطالعه شده طی ۱۹۶۶-۲۱۰۰ تحت سناریوی B2

مشاهده شده محاسبه شده است) بیشتر از مقدار آن در سری پیش‌بینی شده به‌وسیله SDSM طی ۲۱۰۰-۲۰۱۰ است. همان‌طور که در جدول ۳ قابل مشاهده است، کسر نسبت انحراف معیار سری پیش‌بینی شده بارش و ET_0 به مقدار آن در سری مشاهده شده در اغلب موارد از یک کمتر است که بیانگر کم برآوردی

یک روند نزولی در AI در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه طی ۱۹۶۶-۲۰۱۰ (دوره گذشته) قابل مشاهده است. این روند احتمالاً با شیب متفاوت در آینده (۲۰۱۱-۲۱۰۰) نیز تحت هر دو سناریوی انتشاری قابل انتظار است. دامنه تغییرات و انحراف معیار AI طی دوره ۱۹۶۶-۲۰۱۰ (که بر مبنای داده‌های

شود. شاخص خشکی سایر ایستگاه‌های مورد مطالعه نیز تحت سناریوی A2 به مقدار ۰/۲ نزدیک خواهد شد.

درصد نرخ تغییرات شاخص خشکی طی دوره‌های ۳۰ساله آینده نسبت به مقدار AI در دوره پایه (۱۹۹۰-۱۹۶۶) تحت هر دو سناریو در جدول ۵ ارائه شده است. لازم به ذکر است که درصد نرخ تغییرات AI به شرح زیر محاسبه شد.

$$\text{change rate \%} = \frac{AI_{(future)} - AI_{(baseline)}}{AI_{(baseline)}} \times 100 \quad (16)$$

که در آن، $AI_{(future)}$ مقدار متوسط AI در دوره ۳۰ساله آینده و $AI_{(baseline)}$ مقدار متوسط AI طی ۱۹۹۰-۱۹۶۶ است.

انحراف معیار سری‌های اجزای AI به‌وسیله SDSM است. مقدار AI منطقه تبریز طی ۳۰ساله میانی و انتهایی سده ۲۱ احتمالاً کمتر از ۰/۲ خواهد بود که بیانگر تغییر کلاس اقلیمی منطقه از نیمه‌خشک به خشک در اثر گرمایش جهانی تحت سناریوهای A2 و B2 است. Zarghami و همکاران (۲۰۱۱) نیز کاهش ۴۰ درصدی شاخص خشکی دوماتن در منطقه تبریز را تحت سناریوی A2 طی ۲۱۰۰-۲۰۸۰ پیش‌بینی کردند. همچنین آن‌ها نتیجه گرفتند که در دهه‌های انتهایی قرن حاضر اقلیم تبریز از نیمه‌خشک به خشک تبدیل خواهد شد. بر اساس نتایج ارائه شده در شکل ۲ و ۳، انتظار می‌رود که اقلیم زنجان و خوی نیز در دوره ۲۱۰۰-۲۰۷۰ از نیمه‌خشک به خشک تبدیل

جدول ۵- درصد نرخ تغییرات AI طی سه دوره ۳۰ساله در قرن ۲۱ نسبت به دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۶ تحت سناریوهای A2 و B2

نام ایستگاه	دوره	زمستان			بهار			تابستان			پاییز	سالانه
		B2	A2	زمستان	B2	A2	بهار	B2	A2	تابستان		
خوی	۲۰۱۱-۲۰۴۰	-۱۸/۱	-۱۷/۷	-۶/۴	-۲۷/۸	-۲۶/۷	-۱۱/۴	-۷/۱	-۳۱/۸	-۱۵/۲	-۴/۰	-۸/۵
		-۱۴/۲	-۴/۰	-۳/۷	-۷/۱	-۲۳/۰	-۸/۴	-۱۰/۶	-۲۸/۱	-۵/۸	-۱۲/۳	-۱۴/۲
		-۹/۲	۱/۸	۰/۷۷	-۲۰/۳	-۱۷/۴	-۲/۵	-۲/۸	-۱۸/۹	-۴/۶	-۵/۳	-۹/۲
		-۱۳/۱	-۱۳/۴	-۹/۴	۲/۴	-۲۱/۶	-۱۰/۱	-۸/۷	-۵/۴	-۱۰/۷	-۷/۹	-۱۳/۱
		-۸/۳	-۲/۰	-۰/۸	-۲۰/۵	-۱۷/۷	-۷/۲	-۳/۵	-۴/۶	-۱۴/۲	-۲/۰	-۸/۳
زنجان	۲۰۷۰-۲۰۴۱	-۱۲/۳	-۱۱/۴	-۹/۵	-۲۸/۸	-۲۸/۸	-۸/۶	-۱/۰	-۲۱/۴	-۲۰/۳	-۳/۷	-۳/۷
		-۲۰/۵	-۳/۷	-۵/۶	-۴۲/۶	-۲۷/۷	-۲۲/۴	-۱۳/۹	-۴۳/۷	-۳۰/۲	-۱۱/۱	-۳/۷
		-۱۵/۳	۰/۵	-۸/۴	-۲۰/۸	-۱۷/۵	-۱۵/۳	-۲۳/۲	-۲۶/۶	-۱۵/۱	-۱۶/۰	-۱۵/۳
		-۶/۷	۹/۴	۱/۶	-۲۹/۴	-۸/۶	-۶/۸	-۱۵/۰	-۳۷/۳	-۶/۷	-۸/۷	-۶/۷
		-۱۳/۵	-۱۳/۷	-۱۸/۶	۱/۴	-۱۲/۷	-۱۵/۸	-۱۷/۶	۱/۲	-۱۶/۳	-۱۶/۳	-۱۱/۵
سنندج	۲۱۰۰-۲۰۷۱	-۱۰/۲	-۲/۱	-۰/۱	-۲۸/۶	-۱۴/۶	-۱۳/۲	-۱۷/۹	-۷/۷	-۱۸/۲	-۱۲/۳	-۱۲/۳
		-۸/۷	-۱۱/۸	-۱۴/۵	۹/۹	-۲۶/۵	-۱۴/۵	-۹/۴	-۴۵/۲	-۲۶/۷	-۳/۳	-۳/۳
		-۳۱/۶	-۱۵/۳	-۴۴/۱	-۵۵/۲	-۴۳/۶	-۴۴/۱	-۲۷/۱	-۶۷/۷	-۱۶/۷	-۲۰/۹	-۲۰/۹
		-۲۱/۵	-۸/۸	-۳۴/۶	-۲۰/۶	-۲۹/۹	-۲۳/۳	-۳۷/۷	-۴۳/۴	-۴۷/۹	-۲۷/۷	-۲۷/۷
		-۱۰/۳	-۱/۰	-۲۲/۸	-۳۷/۷	۵/۹	-۲۲/۸	-۲۸/۱	-۵۷/۵	-۳۱/۸	-۱۳/۱	-۱۳/۱
ارومیه	۲۱۰۰-۲۰۷۱	-۲۳/۵	-۳۷/۰	-۳۳/۹	۱۶/۷	-۲۸/۵	-۳۷/۶	-۳۳/۹	۴/۱	-۴۴/۳	-۲۴/۳	-۲۴/۳
		-۱۱/۶	-۳۰/۱	-۲۰/۷	-۲۹/۵	-۱۹/۰	-۳۲/۰	-۲۰/۷	-۲۹/۹	-۴۲/۲	-۱۰/۹	-۱۰/۹
		-۲۲/۷	-۳۱/۶	-۲۲/۷	۱۱/۱	-۴۲/۰	-۳۴/۷	-۲۲/۷	-۴۹/۲	-۶۰/۴	-۱۸/۰	-۱۸/۰
		-۲۲/۷	-۳۱/۶	-۲۲/۷	۱۱/۱	-۴۲/۰	-۳۴/۷	-۲۲/۷	-۴۹/۲	-۶۰/۴	-۱۸/۰	-۱۸/۰
		-۲۲/۷	-۳۱/۶	-۲۲/۷	۱۱/۱	-۴۲/۰	-۳۴/۷	-۲۲/۷	-۴۹/۲	-۶۰/۴	-۱۸/۰	-۱۸/۰

۳۰ساله ابتدایی قرن حاضر نسبت به دوره پایه تحت سناریوی B2 و طی دوره‌های ۲۰۷۱-۲۰۴۰ و ۲۱۰۰-۲۰۷۱ تحت سناریوی A2 بیشتر پیش‌بینی شد. بیشترین درصد کاهش فصلی AI (میانگین تمامی ایستگاه‌ها) در دوره‌های ۲۰۴۰-۲۰۱۱، ۲۰۷۰-۲۰۴۱ و ۲۱۰۰-۲۰۷۱ نسبت به دوره پایه طی فصل

کاهش AI سالانه (میانگین شش ایستگاه) نسبت به دوره پایه در دوره‌های ۳۰ساله ابتدایی، میانی و انتهایی سده حاضر به ترتیب ۸/۰، ۱۴/۷ و ۳۴/۳ درصد تحت سناریوی A2 و ۱۲/۶، ۱۲/۵ و ۲۰/۱ درصد تحت سناریوی B2 پیش‌بینی شد (جدول ۵). بنابراین، کاهش AI سالانه (میانگین شش ایستگاه) در دوره

عدم قطعیت نتایج این پژوهش می‌بایستی به‌وسیله بهره‌برداران مد نظر قرار گیرد.

نتیجه‌گیری

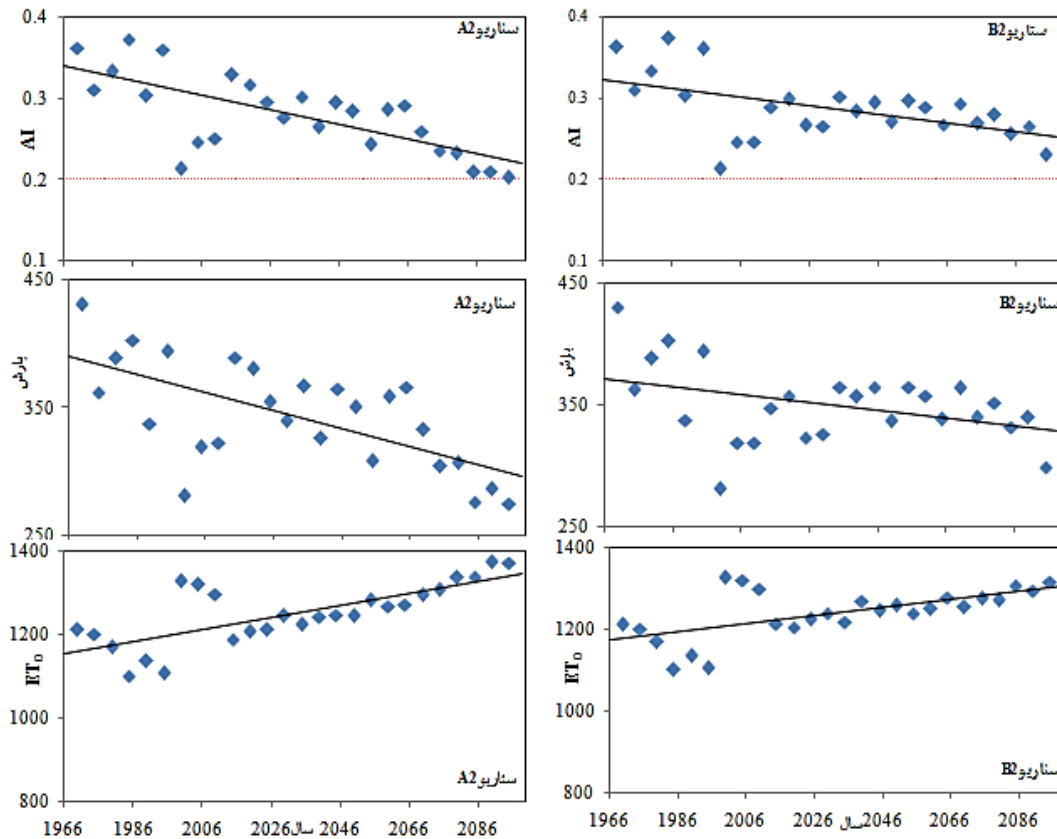
در این پژوهش روند تغییرات AI، ET₀ و بارش در شش استان شمال غربی و غربی با اقلیم نیمه‌خشک طی ۱۹۶۶-۲۱۰۰ تحت سناریوهای A2 و B2 پیش‌بینی شد. به‌علاوه، روندیابی سری‌های زمانی سالانه و فصلی در دوره ۱۹۶۶-۲۰۱۰ به‌وسیله آزمون من-کندال انجام شد. در تمامی ایستگاه‌ها به غیر از ارومیه، روند کاهشی AI سالانه در دوره ۱۹۶۶-۲۰۱۰ معنی‌دار بوده است. روند شاخص خشکی فصل زمستان در پنج ایستگاه نزولی معنی‌دار بود که بیانگر نقش مهم کاهش شاخص خشکی زمستان در روند کاهشی AI سالانه در منطقه مورد مطالعه دارد. همچنین، با توجه به وجود همبستگی سریالی سری ET₀ سالانه و فصلی در بسیاری از ایستگاه‌ها، حذف همبستگی سریالی در سری ET₀ امری ضروری به‌نظر می‌رسد. نرخ کاهش AI سالانه (میانگین شش ایستگاه) نسبت به دوره پایه (۱۹۶۶-۱۹۹۰) در دوره‌های ۳۰ساله اول، دوم و سوم قرن حاضر به‌ترتیب ۸/۰، ۱۴/۷ و ۳۴/۳ درصد تحت سناریوی A2 و ۱۲/۶، ۱۲/۵ و ۲۰/۱ درصد تحت سناریوی B2 خواهد بود. بیشترین درصد کاهش (میانگین شش ایستگاه) در سه دوره ۳۰ساله ابتدایی، میانی و انتهایی قرن ۲۱ نسبت به دوره پایه در فصل زمستان تحت هر دو سناریو پیش‌بینی شد. کمترین کاهش AI سالانه نسبت به دوره ۱۹۶۶-۱۹۹۰ در سه دوره ۳۰ساله آینده تحت سناریوی A2 در ارومیه پیش‌بینی شد. تحت سناریوی B2، طی ۲۰۱۱-۲۰۴۰ کمترین کاهش سالانه شاخص خشکی در زنجان و طی ۲۰۴۱-۲۰۷۰ و ۲۰۷۱ در ارومیه مورد انتظار است. بیشترین نرخ کاهش AI سالانه طی سه دوره ۳۰ساله ابتدایی، میانی و انتهایی قرن ۲۱ در خوی تحت سناریوهای A2 و B2 خواهد بود. همچنین، شیب خشک شدن اقلیمی منطقه تحت سناریوی A2 بیشتر پیش‌بینی شد. به‌نظر می‌رسد که کاهش بارش و افزایش نیاز تبخیری جو در مناطق شمال غربی و غربی کشور سبب خشک‌تر

تابستان (به‌ترتیب به مقدار ۱۸/۴، ۲۷/۰ و ۴۰/۶) تحت سناریوی A2 و بهار (به‌ترتیب به مقدار ۲۲/۵، ۱۷/۹ و ۳۰/۳) تحت سناریوی B2 اتفاق خواهد افتاد. کمترین درصد کاهش فصلی AI (میانگین شش ایستگاه) در سه دوره ۳۰ساله ابتدایی، میانی و انتهایی قرن ۲۱ نسبت به دوره پایه در فصل زمستان و به‌ترتیب ۵/۱، ۳/۶ و ۲۰/۷ تحت سناریوی A2 و ۴/۸، ۷/۱ و ۷/۶ تحت سناریوی B2 پیش‌بینی شد. کمترین کاهش AI سالانه نسبت به دوره ۱۹۶۶-۱۹۹۰ در سه دوره ۳۰ساله آینده تحت سناریوی A2 در ارومیه (به‌ترتیب ۲/۵، ۶/۸ و ۲۲/۸ درصد) پیش‌بینی شد. از طرفی، طی ۲۰۴۰-۲۰۱۱ کمترین کاهش سالانه شاخص خشکی تحت سناریوی B2 در زنجان (۸/۳ درصد) و طی ۲۰۷۰-۲۰۴۱ و ۲۰۷۱-۲۱۰۰ در ارومیه (به‌ترتیب ۶/۷ و ۱۰/۳ درصد) اتفاق خواهد افتاد. بیشترین نرخ کاهش AI سالانه طی سه دوره ۳۰ساله ابتدایی، میانی و انتهایی قرن ۲۱ در خوی به‌ترتیب ۱۱/۴، ۲۲/۴ و ۴۴/۱ درصد تحت سناریوی A2 و ۱۸/۱، ۲۰/۵ و ۳۱/۶ درصد تحت سناریوی B2 پیش‌بینی شد.

شکل ۴ تغییرات میانگین پنج‌ساله AI، ET₀ و بارش شش ایستگاه مورد مطالعه طی ۱۹۶۶-۲۱۰۰ را نشان می‌دهد. بر مبنای نتایج ارائه شده در شکل ۴ می‌توان نتیجه گرفت که کاهش بارش و افزایش نیاز تبخیری جو سبب خشک‌تر شدن اقلیم مناطق شمال غربی و غربی کشور طی قرن ۲۱ خواهد شد. همچنین، شکل ۴ نشان می‌دهد که شیب کاهشی بارش و AI و صعودی ET₀ طی ۱۹۶۶-۲۱۰۰ تحت سناریوی A2 بیشتر از مقدار آن تحت سناریوی B2 است. به‌عبارت دیگر، روند خشک‌تر شدن اقلیمی (کاهش درجه خشکی) مناطق مورد مطالعه طی سده ۲۱ تحت سناریوی A2 شیب بیشتری خواهد داشت. مقدار میانگین پنج‌ساله AI شش ایستگاه به مقدار AI مرزی اقلیم خشک و نیمه‌خشک (۰/۲) تحت سناریوی A2 بسیار نزدیک خواهد شد که دلالت بر خشک شدن شدید اقلیم منطقه شمال غربی و غرب ایران در دهه‌های انتهایی قرن ۲۱ دارد. در نتایج این مطالعه عدم قطعیت ناشی از سناریوهای انتشاری، مدل اقلیمی و روش ریز مقیاس سازی وجود دارد. بنابراین

تصمیم‌گیران را در اتخاذ راه‌کارهای سازگاری مناسب به‌منظور کاهش آثار منفی تغییرات اقلیمی یاری رساند.

شدن اقلیم منطقه و در بعضی موارد از جمله تبریز تغییر کلاس اقلیمی از نیمه‌خشک به خشک طی سده ۲۱ شود. با وجود عدم قطعیت، نتایج پژوهش می‌تواند



شکل ۴- تغییرات میانگین پنج‌ساله AI، بارش و ET_0 طی ۱۹۶۶-۲۱۰۰ تحت دو سناریوی A2 و B2

منابع مورد استفاده

1. Ahani, H., M. Kherad, M.R. Kousari, L. van Roosmalen, R. Aryanfar and S.M. Hosseini. 2012. Non-parametric trend analysis of the aridity index for three large arid and semi-arid basins in Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 13: 1-12.
2. Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes and M. Smith. 1998. *Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. FAO, Rome, 300: 6541.
3. Bannayan, M. and G. Hoogenboom. 2008. Weather analogue: A tool for real-time prediction of daily weather data realizations based on a modified K-nearest neighbor approach. *Environmental Modelling and Software*, 23: 703-713.
4. Bannayan, M., S. Sanjani, A. Alizadeh, S.S. Lotfabadi and A. Mohamadian. 2010. Association between climate indices, aridity index, and rainfed crop yield in northeast of Iran. *Field Crops Research*, 118: 105-114.
5. Chenoweth, J., P. Hadjinicolaou, A. Bruggeman, J. Lelieveld, Z. Levin, M.A. Lange, E. Xoplaki and M. Hadjikakou. 2011. Impact of climate change on the water resources of the eastern Mediterranean and Middle East region: Modeled 21st century changes and implications. *Water Resources Research*, 47 pages.
6. De Châtel, F. 2014. The role of drought and climate change in the syrian uprising: untangling the triggers of the revolution. *Middle Eastern Studies*, 12: 1-15.
7. Dettori, M., C. Cesaraccio, A. Motroni, D. Spano and P. Duce. 2011. Using CERES-Wheat to simulate durum wheat production and phenology in Southern Sardinia, Italy. *Field Crops Research*, 120: 179-188.
8. Evans, J.P. 2009. 21st century climate change in the Middle East. *Climatic Change*, 92: 417-432.

9. Favis-Mortlock, D. and D. Mullan. 2011. Soil erosion by water under future climate change. in: Shukla, M.K. (Ed.), *Soil hydrology, land use and agriculture: measurement and modelling*, pp. 384-411.
10. Gao, X. and F. Giorgi. 2008. Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model. *Global and Planetary Change*, 62: 195-209.
11. Ghorbani, M. 2013. *Nature of Iran and Its Climate, The Economic Geology of Iran*. Springer, Netherlands, 1-44.
12. Gregory, P.J., J.S. Ingram and M. Brklacich. 2005. Climate change and food security. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 360: 2139-2148.
13. Hashmi, M.Z., A.Y. Shamseldin and B.W. Melville. 2011. Comparison of SDSM and LARS-WG for simulation and downscaling of extreme precipitation events in a watershed. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 25: 475-484.
14. Hassan, Z., S. Shamsudin and S. Harun. 2014. Application of SDSM and LARS-WG for simulating and downscaling of rainfall and temperature. *Theoretical and Applied Climatology*, 116: 243-257.
15. Huang, J., J. Zhang, Z. Zhang, S. Sun and J. Yao. 2012. Simulation of extreme precipitation indices in the Yangtze River basin by using statistical downscaling method (SDSM). *Theoretical and Applied Climatology*, 108: 325-343.
16. Huntecha, Y. and A. Bárdossy. 2008. Statistical downscaling of extremes of daily precipitation and temperature and construction of their future scenarios. *International Journal of Climatology*, 28: 589-610.
17. Huo, Z., X. Dai, S. Feng, S. Kang and G. Huang. 2013. Effect of climate change on reference evapotranspiration and aridity index in arid region of China. *Journal of Hydrology*, 492: 24-34.
18. IPCC. 2013. *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the 5th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* in: Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (Ed.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pages.
19. Johnstone, S. and J. Mazo. 2011. Global warming and the Arab Spring. *Survival*, 53: 11-17.
20. Khan, M.S., P. Coulibaly and Y. Dibike. 2006. Uncertainty analysis of statistical downscaling methods. *Journal of Hydrology*, 319: 357-382.
21. Kistler, R., W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, E. Kalnay, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu and V. Kousky. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82: 247-267.
22. Kreft, S., D. Eckstein, L. Junghans, C. Kerestan and U. Hagen. 2014. Global climate risk index 2015: who suffers most From extreme weather events? weather-related loss events in 2013 and 1994 to 2013.
23. Liu, Z., Z. Xu, S.P. Charles, G. Fu and L. Liu. 2011. Evaluation of two statistical downscaling models for daily precipitation over an arid basin in China. *International Journal of Climatology*, 31: 2006-2020.
24. Maliva, R. and T. Missimer. 2012. *Aridity and drought, arid lands water evaluation and management*. Springer Berlin Heidelberg, 12: 21-39.
25. Nastos, P.T., N. Politi and J. Kapsomenakis. 2013. Spatial and temporal variability of the Aridity Index in Greece. *Atmospheric Research*, 119: 140-152.
26. Nouri, M., M. Homaeae and M. Bybordi. 2014. Quantitative Assessment of LNAPL retention in soil porous media. *Soil and Sediment Contamination: An International Journal*, 23: 801-819.
27. Parry, M., C. Rosenzweig, A. Iglesias, G. Fischer and M. Livermore. 1999. Climate change and world food security: a new assessment. *Global Environmental Change*, 9: S51-S67.
28. Peel, M.C., B.L. Finlayson and T.A. McMahon. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and earth system sciences discussions*, 4: 439-473.
29. Rahimi, J., M. Ebrahimpour and A. Khalili. 2012. Spatial changes of Extended De Martonne climatic zones affected by climate change in Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 12: 1-10.
30. Sadeghi, A., A. Kamgar-Haghighi, A. Sepaskhah, D. Khalili and S. Zand-Parsa. 2002. Regional classification for dryland agriculture in southern Iran. *Journal of Arid Environments*, 50: 333-341.
31. Salvati, L., M. Zitti, R. Di Bartolomei and L. Perini. 2012. Climate aridity under changing conditions and implications for the agricultural sector: Italy as a case study. *Geography Journal*, 2013.
32. Samadi, S., C.A. Wilson and H. Moradkhani. 2013. Uncertainty analysis of statistical downscaling models using Hadley Centre Coupled Model. *Theoretical and Applied Climatology*, 114: 673-690.
33. Shifteh Some'e, B., A. Ezani and H. Tabari. 2012. Spatiotemporal trends of aridity index in arid and semi-arid regions of Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 10: 1-12.

34. Stadler, S.J. 2005. Aridity Indexes, in: Oliver, J. (Ed.), *Encyclopedia of World Climatology*. Springer, Netherlands, pp. 89-94.
35. Sternberg, T. 2012. Chinese drought, bread and the Arab Spring. *Applied Geography*, 34: 519-524.
36. Tabari, H. and M.B. Aghajanjloo. 2012. Temporal pattern of aridity index in Iran with considering precipitation and evapotranspiration trends. *International Journal of Climatology*, 33(2): 396-409.
37. Tabari, H. and P.H. Talaei. 2011a. Analysis of trends in temperature data in arid and semi-arid regions of Iran. *Global and Planetary Change*, 79: 1-10.
38. Tabari, H. and P.H. Talaei. 2011b. Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005. *Journal of Hydrology*, 396: 313-320.
39. Taylor, R.G., B. Scanlon, P. Döll, M. Rodell, R. Van Beek, Y. Wada, L. Longuevergne, M. Leblanc, J.S. Famiglietti and M. Edmunds. 2013. Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, 3: 322-329.
40. Türkeş, M. 2003. Spatial and temporal variations in precipitation and aridity index series of Turkey, in: Bolle, H.J. (Ed.), *Mediterranean climate*. Springer Berlin Heidelberg, 12: 181-213.
41. UNEP. 1992. *World atlas of desertification*. United Nations Environment Programme, London.
42. Wang, W., W. Xing, Q. Shao, Z. Yu, S. Peng, T. Yang, B. Yong, J. Taylor and V.P. Singh. 2013. Changes in reference evapotranspiration across the Tibetan Plateau: Observations and future projections based on statistical downscaling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118: 4049-4068.
43. Wang, X., T. Yang, Q. Shao, K. Acharya, W. Wang and Z. Yu. 2012. Statistical downscaling of extremes of precipitation and temperature and construction of their future scenarios in an elevated and cold zone. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 26: 405-418.
44. Wilby, R. and C. Dawson. 2007. *SDSM 4.2–A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts*, User Manual. Department of Geography, Lancaster University, UK.
45. Wilby, R., C. Dawson, C. Murphy, P. O'Connor and E. Hawkins. 2014. The Statistical Downscaling Model-Decision Centric (SDSM-DC): conceptual basis and applications. *Climate Research*, 61: 259-276.
46. Wilby, R.L. and C.W. Dawson. 2012. The statistical downscaling model: insights from one decade of application. *International Journal of Climatology*, 33: 1707-1719.
47. Yang, T., H. Li, W. Wang, C.Y. Xu and Z. Yu. 2012. Statistical downscaling of extreme daily precipitation, evaporation and temperature and construction of future scenarios. *Hydrological Processes*, 26: 3510-3523.
48. Yue, S., P. Pilon, B. Phinney and G. Cavadias. 2002. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes*, 16: 1807-1829.
49. Yue, S. and C. Wang. 2002. The influence of serial correlation on the Mann–Whitney test for detecting a shift in median. *Advances in Water Resources*, 25: 325-333.
50. Zarghami, M., A. Abdi, I. Babaeian, Y. Hassanzadeh and R. Kanani. 2011. Impacts of climate change on runoffs in East Azerbaijan, Iran. *Global and Planetary Change*, 78: 137-146.