

بررسی تغییرات تبخیر و تعرق مرجع طی سده‌ی بیست و یکم در برخی مناطق نیمه خشک ایران

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

۱. دانشجوی دکتری، گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

۲. استاد، گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

۳. استاد، گروه زراعت، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۷/۴ - تاریخ بازنگری: ۱۳۹۵/۵/۲۴ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۷/۴)

چکیده

در این مطالعه، روند تغییرات تبخیر و تعرق مرجع (ET_0) و عوامل کنترل‌کننده آن طی دوره‌های ۱۹۶۶-۲۰۱۰ در شش ایستگاه سینوپتیک غربی کشور مطالعه شد. بدین منظور خروجی‌های مدل اقلیمی HadCM3 تحت سناریوی انتشار B2 توسط مدل SDSM ریزمقیاس سازی شد. نتایج این پژوهش نشان داد که در سه دوره ۳۰ ساله ابتدایی، میانی و انتهایی قرن ۲۱، ET_0 (میانگین تمامی ایستگاه‌ها) به ترتیب ۵/۱۲، ۷/۳۳ و ۱۱/۰۱ درصد نسبت به دوره پایه (۱۹۶۶-۱۹۹۰) افزایش خواهد یافت. بر مبنای نتایج آزمون روندیابی من-کندال، روند ET_0 طی ۱۹۶۶-۲۰۱۰ در اکثر ایستگاه‌ها به‌طور غیر معنی‌داری (در سطح ۹۵ درصد) صعودی بوده است. روند افزایشی ET_0 در گذشته احتمالاً به‌دلیل روند صعودی شدت تشعشع خورشیدی و دما و روند نزولی رطوبت نسبی در منطقه بوده است. همچنین در اغلب ایستگاه‌ها، روند صعودی میانگین ET_0 در دوره‌های ۲۰۱۱-۲۰۴۰ و ۲۰۷۱-۲۱۰۰ معنی‌دار و در ۲۰۴۱-۲۰۷۰ غیر معنی‌دار خواهد بود. روند افزایشی ET_0 در آینده احتمالاً به‌دلیل افزایش دما می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تبخیر و تعرق، تغییر اقلیم، ریزمقیاس سازی آماری، SDSM

مقدمه

از نیمه قرن بیستم، افزایش چشم‌گیر غلظت گازهای گلخانه‌ای به‌ویژه دی‌اکسید کربن به دلیل استفاده بی‌رویه از سوخت‌های فسیلی، تغییر کاربری اراضی و فعالیت‌های کشاورزی منجر به تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی زمین شده است (IPCC, 2013). تبخیر و تعرق به‌عنوان تنها متغیر مشترک در توازن انرژی و آبی در اکوسیستم (Xu and Singh, 2005) می‌تواند به‌عنوان شاخصی مناسب برای بررسی تأثیرات تغییر اقلیم در نظر گرفته شود (Wang et al., 2012a). بنابراین بررسی روند بلندمدت تبخیر و تعرق مورد توجه فراوانی قرار گرفته است (Wang et al., 2012a). تاکنون چندین تعریف برای فرآیند تبخیر و تعرق ارائه شده است. تبخیر از تشک بیان‌گر تبخیر و تعرق پتانسیل برآورد شده به‌وسیله تشک تبخیر است. تبخیر و تعرق واقعی (ET_a) متغیری است که تبخیر از سطح خاک و تعرق از گیاهان را با در نظر گرفتن مقدار آب خاک نشان می‌دهد. از آنجایی که تبخیر و تعرق واقعی تحت تأثیر عوامل مختلف از جمله نوع خاک، نوع گیاه و مدیریت قرار می‌گیرد،

یکی از پیچیده‌ترین اجزای توازن آبی است و اندازه‌گیری مستقیم آن بسیار دشوار می‌باشد (Xu and Singh, 2005). مفهوم تبخیر و تعرق پتانسیل، ET_p ، مقدار آب تبخیر شده از یک سطح کاملاً پوشیده شده از یک گیاه زراعی کوتاه با مقدار آب کافی قابل جذب، می‌باشد (Penman, 1956). Allen et al. (1998) استفاده از مفهوم تبخیر و تعرق گیاه مرجع، ET_0 ، را به‌عنوان مقدار تبخیر از سطح گیاه مرجع فرضی با آبیاری مناسب، ۱۲ سانتی‌متر ارتفاع، مقاومت سطحی ثابت $70 (s.m^{-1})$ و آلبیدو 0.23 پیشنهاد کردند.

اثرات تغییر اقلیم بر روی عوامل کنترل‌کننده نیاز تبخیری جو از قبیل دما، رطوبت نسبی و شدت تشعشع خورشیدی مقدار تبخیر و تعرق مرجع را در آینده تحت تأثیر قرار خواهد داد. متعاقباً، تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی منابع آبی سطحی و زیرسطحی را به‌واسطه افزایش نیاز آبی گیاهان تحت تأثیر قرار می‌دهند. به‌علاوه، افزایش مقدار ET_0 همراه با کاهش احتمالی بارش می‌تواند منجر به خشکی بلندمدت و نتیجتاً تغییر کلاس اقلیمی به‌ویژه در مناطق آب محدود از نیمه خشک به خشک - شود (Dai, 2011).

اقلیم ایران که در اکثر مناطق کشور خشک و نیمه خشک است (Bannayan et al., 2010)، در چند دهه اخیر نشانه‌هایی

* نویسنده مسئول: mhomaee@modares.ac.ir

از تغییرات اقلیمی را نشان داده است. پژوهش‌هایی که روند بلند مدت 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 and Talaei, 2011a; 2011b). با توجه به افزایش جمعیت ایران و محدود شدن دسترسی به منابع آبی مناسب، تغییرات اقلیمی و گرم شدن فلات ایران می‌تواند سبب اعمال فشار مضاعف بر محیط زیست و منابع آبی کشور شوند. بنابراین بررسی و پیش‌بینی تغییرات ET_0 می‌تواند به تصمیم‌گیری و سیاست‌گذاران به منظور اتخاذ تصمیم‌های مناسب برای کاهش اثرات منفی تغییرات اقلیمی یاری رساند.

در دهه‌های اخیر، مدل‌های گردش عمومی جو (Global circulation models) یا مدل‌های اقلیمی عمومی (Global climate models) به ابزاری کارآمد برای بررسی تأثیر تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی بر اجزای چرخه هیدرولوژیک و اکوسیستم تبدیل شده‌اند (Gulizia and Camilloni, 2015; Sood and Smakhtin, 2015). لیکن، به دلیل بزرگ‌مقیاس بودن داده‌های خروجی این مدل‌ها و در نظر نگرفتن اثرهای عواملی همچون توپوگرافی، ابرها و کاربری اراضی، استفاده از مدل‌های اقلیمی با محدودیت‌های زیادی مواجه است (Fowler et al., 2007). بنابراین، مدل‌های آماری و دینامیک ریزمقیاس سازی (Statistical and dynamic downscaling) برای استفاده از مدل‌های اقلیمی در علوم محیط زیستی ارائه شده‌اند (Wilby et al., 2002). به دلیل ارزانی، سادگی و دقت قابل قبول مدل‌های آماری، این مدل‌ها می‌توانند ابزاری مناسب برای ریزمقیاس سازی داده‌های خروجی مدل‌های اقلیمی باشند (Wilby et al., 2002). در دهه اخیر، مدل ریزمقیاس سازی آماری (Statistical downscaling model) SDSM برای مطالعات بررسی اثر (Impact assessment) به میزان زیادی استفاده شده است (Wilby and Dawson, 2013). این مدل در عرصه مطالعات کشاورزی، محیط‌زیست، مدیریت، امنیت غذایی و سناریو بندی اقلیمی کاربرد دارد.

تاکنون چندین پژوهش برای پیش‌بینی روند تغییرات تبخیر و تعرق در آینده انجام شده است. Li et al. (2012) تغییرات ET_0 را با استفاده از دو مدل اقلیمی تحت سه سناریوی مختلف انتشار در فلات لس (واقع در شمال چین) در ۱۹۶۱-۲۰۹۹ مطالعه کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که مقدار ET_0 به‌اندازه ۴، ۷ و ۱۲ درصد طی سال‌های ۲۰۱۱-۲۰۴۰، ۲۰۴۱-۲۰۷۰ و ۲۰۷۱-۲۱۰۰ به دلیل گرمایش جهانی نسبت به دوره پایه افزایش خواهد یافت. در پژوهشی دیگر، Wang et al. (2013) روند صعودی ET_0 را بر مبنای ریزمقیاس سازی آماری

در فلات تبت چین طی قرن ۲۱ پیش‌بینی کردند. and Wilby Harris (2006) افزایش تبخیر از سطح رودخانه تایمز انگلستان را در آینده پیش‌بینی کردند. همچنین، آن‌ها افزایش دمای سطحی رودخانه را عامل اصلی افزایش ET_0 دانستند. تغییرات فصلی و سالیانه تبخیر از تشتک تبخیر در حوضه آبخیز هایل (شمال شرقی چین) طی سال‌های ۲۰۱۱-۲۰۴۰ توسط et al. Chu (2010) مورد بررسی قرار گرفت. نتایج آن‌ها نشان داد که تحت سناریو انتشار A2 مقدار تبخیر بهاری، تابستانی و پاییزی افزایش و تبخیر زمستانی کاهش خواهد یافت. در مقابل، تغییر چشمگیری در تبخیر تحت سناریوی B2 پیش‌بینی نشد. مقدار متوسط افزایش تبخیر سالیانه در آینده در منطقه هایل چین حدود ۸ میلی‌متر پیش‌بینی شد. تاکنون پژوهش‌های فراوانی پیرامون روندیابی تغییرات گذشته ET_0 در ایران انجام شده است. Talaei et al. (2014) روند تغییرات ET_0 را در ایران طی ۱۹۶۶-۲۰۰۵ مطالعه کردند. نتایج بررسی آن‌ها نشان داد که افزایش ET_0 در مناطق جنوب شرقی، شمال شرقی و شمال غربی کشور بیشتر از سایر نقاط بوده است. Dinpashoh et al. (2011) روندهای معنی‌دار صعودی ET_0 در ایستگاه‌های نیمه غربی کشور طی ۱۹۶۶-۲۰۰۵ را گزارش کردند. Tabari et al. (2012) روندهای صعودی ET_0 در ایران را به دلیل افزایش دما و روندهای کاهشی ET_0 را به دلیل روند نزولی سرعت باد دانستند. با وجود مطالعات فراوان بر روی روندیابی تغییرات گذشته ET_0 ، پژوهشی به‌منظور پیش‌بینی روند تغییرات آینده ET_0 در ایران انجام نشده است. بنابراین هدف از انجام این پژوهش، بررسی روند تغییرات تبخیر و تعرق مرجع و عوامل کنترل‌کننده آن در منطقه غرب و شمال غرب ایران طی ۱۹۶۶-۲۱۰۰ بر مبنای روش ریزمقیاس سازی آماری تحت سناریوی انتشار B2 بود.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

ایران دارای ۹ اقلیم از ۳۰ اقلیم طبقه‌بندی شده بر مبنای روش Köppen-Geiger (Peel et al., 2007) می‌باشد که حاکی از تنوع اقلیمی زیاد کشور ایران است. 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 et al., 2002). همچنین، رشته کوه شمالی البرز سبب ایجاد یک منطقه مرطوب و نیمه مرطوب در حاشیه دریای مازندران شده است (Ghorbani, 2013). منطقه مورد مطالعه در این پژوهش در غرب و شمال غرب ایران قرار دارد. این منطقه دارای اقلیم نیمه خشک مدیترانه‌ای است و از

لازم به ذکر است که شاخص خشکی (نسبت بارش به تبخیر و تعرق مرجع) ارائه شده در جدول (۱) بر مبنای روش UNEP (1992) محاسبه شد. این مقدار اگر از ۰/۲ بیشتر باشد نمایان‌گر نیمه خشک بودن منطقه است. برای ریزمقیاس سازی آماری داده‌های مشاهده شده شامل ۲۶ متغیر اقلیمی به‌عنوان متغیرهای پیش‌بینی کننده (Predictor) از بانک اطلاعاتی The national centers for environmental (NCEP/NCAR prediction/national center for atmospheric research (Kistler *et al.*, 2001) برای ایجاد مدل‌های آماری اخذ شدند. همچنین، خروجی‌های مدل اقلیمی (The third version of HadCM3) HadCM3 (version of Hadley center coupled model) با مقیاس $2/5^\circ \times 2/5^\circ$ تحت سناریوی B2 برای پیش‌بینی ET_0 در آینده استفاده شد.

نظر کشاورزی و تولیدات گیاهی نقش مهمی در اقتصاد و امنیت غذایی کشور دارد. در این پژوهش شش ایستگاه سینوپتیک فرودگاهی که دارای آمار بلند مدت می‌باشند انتخاب شده است. جدول (۱) ویژگی‌های اقلیمی و جغرافیایی شش ایستگاه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

داده‌ها

داده‌های روزانه لازم شش ایستگاه سینوپتیک واقع در غرب و شمال غربی ایران از سازمان هواشناسی کشور اخذ گردید. این داده‌ها شامل دمای حداقل و حداکثر، رطوبت نسبی، سرعت باد، فشار بخار و شدت تشعشع خورشیدی برای محاسبه ET_0 بر مبنای روش پنمن-مانتیت-فائو (Penman-Monteith-FAO) ۵۶ (Allen *et al.*, 1998) بودند. ویژگی‌های اقلیمی و جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه در جدول (۱) نشان داده شده است.

جدول ۱. برخی ویژگی‌های جغرافیایی و اقلیمی ایستگاه‌های مورد مطالعه

شماره	نام	طول جغرافیایی		عرض جغرافیایی		ارتفاع متر از سطح دریا	رده‌بندی کوپن- گیگر ^۱	شاخص خشکی ^۲
		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	سنندج	۴۷° ۰۰'	۳۵° ۲۰'	۱۳۷۳	Dsa	۰/۳۶		

1. Köppen-Geiger

2. Aridity Index (AI)

ارزانی، فراهمی و سادگی آن‌ها شده است. استفاده از بسیاری روش‌های آماری ریزمقیاس سازی به دامنه‌ی پژوهش‌گران متخصص محدود می‌گردد. همچنین در برخی از این مدل‌ها از قبیل (Scenario Generator) SCENGEN داده‌های ریزمقیاس-سازی شده صرفاً برای سناریوسازی‌های نسبتاً درشت مقیاس-ناحیه‌ای تغییرات اقلیمی مناسب است. در برخی دیگر از مدل-های آماری مولد آب و هوایی (weather generator) از قبیل Long Ashton research station-weather (LARS-WG generator) و (weather Generator) WGEN، (Climate Generator) از داده‌های مدل‌های اقلیمی به‌طور مستقیم استفاده نمی‌شود (Wilby and Dawson, 2007). این مطالعه، مدل (Statistical downscaling model) SDSM (Wilby and Dawson, 2012) 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 و طیف گسترده‌ای از پژوهش‌گران به‌ویژه در مطالعات بررسی اثر از آن استفاده

مدل‌سازی تبخیر و تعرق مرجع

در این پژوهش، از مدل (Penman-Monteith-FAO 56) PM-56 (FAO 56) برای محاسبه تبخیر و تعرق مرجع استفاده شد. شرح ریاضی مدل به‌صورت زیر است:

(رابطه ۱)

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

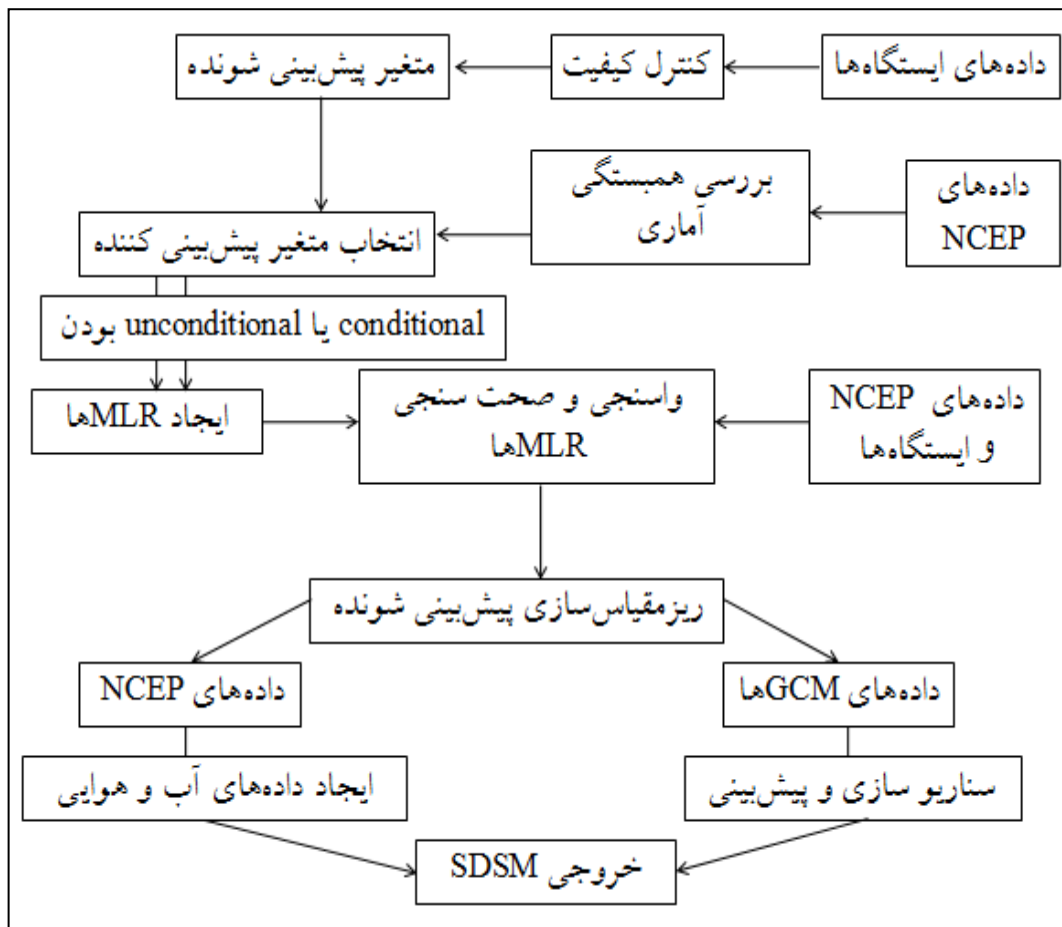
که در آن ET_0 تبخیر و تعرق مرجع (mm.d^{-1})، Δ شیب منحنی فشار بخار ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$)، R_n تابش خالص ورودی به سطح گیاه ($\text{MJ m}^{-2}.\text{day}^{-1}$)، G شار گرمای خاک ($\text{MJ m}^{-2}.\text{day}^{-1}$)، T میانگین روزانه دمای هوا در ارتفاع ۲ متری ($^\circ\text{C}$)، u_2 میانگین روزانه سرعت باد در ارتفاع ۲ متری (m.s^{-1})، e_s فشار بخار اشباع (kPa)، e_a فشار بخار واقعی (kPa)، $e_s - e_a$ کمبود فشار بخار اشباع (kPa) و γ ضریب ثابت سایکرومتری ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$) می‌باشد.

ریزمقیاس سازی آماری

تاکنون توجه زیادی به مدل‌های آماری ریزمقیاس‌سازی به دلیل

موجود در بانک اطلاعاتی NCEP/NCAR (جدول ۲) را انتخاب می‌کند. متغیر تبخیر و تعرق مرجع به‌عنوان متغیر خارجی (exotic variable) (Wilby *et al.*, 2014) توسط مدل SDSM ریزمقیاس‌سازی شد. سپس با توجه به unconditional (ET_0) بودن متغیر پیش‌بینی شونده، SDSM توابع رگرسیون خطی چندگانه (MLR, Multiple Linear Regression Functions) بین متغیرهای پیش‌بینی شونده و پیش‌بینی کننده را ایجاد می‌کند. معمولاً ۳ تا ۵ متغیر بیشترین همبستگی آماری را با پیش‌بینی شونده‌ها داشتند و به‌عنوان متغیرهای پیش‌بینی کننده MLRها برگزیده شدند. برای واسنجی (Calibration) توابع رگرسیون خطی چندگانه، داده‌های ۲۵ ساله (۱۹۶۶-۱۹۹۰) روزانه بانک اطلاعاتی NCEP/NCAR و ET_0 نیز مشاهده شده استفاده شد. داده‌های ۱۱ ساله (۱۹۹۱-۲۰۰۱) نیز برای صحت‌سنجی (Validation) نتایج بکار گرفته شد. سپس، MLRها برای پیش‌بینی ET_0 در آینده بر مبنای خروجی‌های مدل HadCM3 و تحت سناریوی B2 بکار رفتند.

کرده‌اند. ایران نیز به‌عنوان چهارمین کشوری است که بیشترین استفاده از SDSM برای مطالعات تغییر اقلیمی در آن شده است (Wilby and Dawson, 2007). همچنین تعداد وسیعی از پژوهش‌ها توانایی مدل SDSM را در ریزمقیاس‌سازی و شبیه‌سازی دما و بارش (Khan *et al.*, Hassan *et al.*, 2014; Samadi *et al.*, 2013; Liu *et al.*, 2011; 2006)، موج‌های گرمایی و دماهای شدید (Yang *et al.*, Wang *et al.*, 2012b)؛ بارش‌ها شدید (Huang *et al.*, Hashmi *et al.*, 2011)؛ و دوره‌های تری و خشکی (Liu *et al.*, Khan *et al.*, 2006)؛ مناسب ارزیابی کرده‌اند. مراحل ریزمقیاس‌سازی 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 (predictand) (ET_0) به مدل داده می‌شود و SDSM بر مبنای آماره ضریب همبستگی (r^2)، مناسب‌ترین متغیر پیش‌بینی کننده (predictor) از بین ۲۶ سری زمانی (Time series)



شکل ۱- تشریح مراحل ریزمقیاس‌سازی به‌وسیله SDSM

جدول ۲. پیش‌بینی‌کننده‌های درشت مقیاس موجود در بانک اطلاعاتی NCEP/NCAR

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

(رابطه ۴)

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

$$Z = \begin{cases} S - 1 / \sqrt{Var(S)} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ S + 1 / \sqrt{Var(S)} & S < 0 \end{cases} \quad \text{(رابطه ۵)}$$

که در آن‌ها S آماره آزمون، $sign$ تابع علامت (Sign function)، تعداد داده‌های سری، x_j و x_k به ترتیب داده‌های زام و k ام، $Var(S)$ واریانس آماره، m تعداد سری‌های است که در آن‌ها حداقل یک داده تکراری وجود دارد، t_i فراوانی داده‌های بالارزش یکسان و Z مقدار نرمال‌شده آماره است. مقادیر مثبت و

روندیابی

از آزمون ناپارامتری من-کندال (Mann-Kendall) برای بررسی معنی‌داری روند نوسانات تبخیر و تعرق مرجع و عوامل کنترل‌کننده آن استفاده شد (Yue *et al.*, 2002):

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n sign(x_j - x_k) \quad \text{(رابطه ۲)}$$

$$sign(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 & (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad \text{(رابطه ۳)}$$

پیش‌بینی‌شده و مشاهده‌شده است (Hundecha and Bárdossy, 2008). اگر مقادیر مشاهده‌شده و پیش‌بینی‌شده مدل برابر باشند، $nRMSE=0$ ، $EF=1$ ، $MBE=0$ و $SDR=1$ است. شرح ریاضی آماره‌های ذکرشده به‌صورت زیر است:

$$nRMSE = \frac{100}{O} \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2 \right) / n} \quad (\text{رابطه ۱۱})$$

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (\text{رابطه ۱۲})$$

$$MBE = 1/n \sum_{i=1}^n (S_i - O_i) \quad (\text{رابطه ۱۳})$$

$$SDR = \frac{\sigma_s}{\sigma_o} \quad (\text{رابطه ۱۴})$$

که در آن‌ها S_i و O_i مقادیر پیش‌بینی‌شده و اندازه‌گیری شده، \bar{O} میانگین داده‌های مشاهده‌شده و n تعداد داده‌ها است.

نتایج و بحث

واسنجی و صحت سنجی SDSM

مقادیر آماره‌های محاسبه‌شده برای ارزیابی عملکرد مدل SDSM در پیش‌بینی ET_0 در جدول (۳) ارائه شده است. با توجه به نتایج جدول (۳)، مقادیر کمتر از ۱۰ درصد $nRMSE$ در دو دوره واسنجی و صحت سنجی نشان می‌دهد که مدل SDSM برآورد بسیار مناسبی از ET_0 داشته است. هرچند که مقادیر بیشتر $nRMSE$ در دوره صحت سنجی نشان‌دهنده بیشتر بودن خطای مطلق برآورد مدل در این دوره نسبت به دوره واسنجی است. مقادیر آماره EF بیشتر از ۰/۹۵ نیز نشان‌دهنده خطای نسبی کم مدل در برآورد ET_0 است. مقادیر منفی MBE طی دوره صحت سنجی (۱۹۹۱-۲۰۰۱) نمایانگر کم‌برآوردی SDSM در این دوره است. هر چند که مقادیر ناچیز مثبت MBE در دوره واسنجی نشان‌گر بیش-برآوردی جزئی مدل در این دوره می‌باشد. مقادیر بیشتر از ۰/۹۰ آماره SDR نیز نشان می‌دهد که مقدار انحراف معیار سری زمانی ET_0 پیش‌بینی‌شده نزدیک به مقدار آن در سری محاسبه‌شده است. بنابراین با توجه به مقادیر نزدیک به صفر MBE و $nRMSE$ و همچنین مقادیر نزدیک به ۱ SDR و EF ، می‌توان نتیجه گرفت که SDSM عملکرد مناسبی در پیش‌بینی ET_0 داشته است.

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 است.

در این تحقیق از روش *prewhitening* برای حذف همبستگی احتمالی بین داده‌های مستقل استفاده شد (Yue and Wang, 2002). برای این منظور روند زیر دنبال شد:

$$Y_i = x_i - (\beta \times i) \quad (\text{رابطه ۶})$$

$$Y_i' = Y_i - (r_1 \times Y_{i-1}) \quad (\text{رابطه ۷})$$

$$Y_i'' = Y_i' - (\beta \times i) \quad (\text{رابطه ۸})$$

$$(\text{رابطه ۹})$$

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

$$\beta = \text{Median}(x_i - x_j / t_i - t_j) \quad (\text{رابطه ۱۰})$$

که در آن‌ها Y_i'' داده‌های تصحیح‌شده، r_1 ضریب همبستگی سریالی فاصله یک (Lag-1 serial correlation coefficient) و β برآوردگر تیل-سن (Theil-Sen's estimator) می‌باشد.

بررسی کمی عملکرد مدل

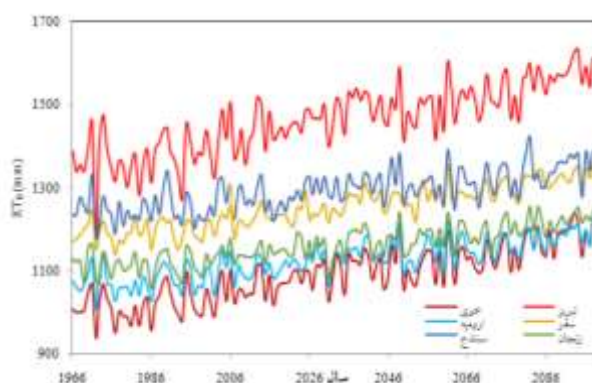
برای بررسی آماری صحت پیش‌بینی SDSM از آماره‌های ریشه میانگین مربعات خطای نرمال شده (Normalized Root Mean Square Error, nRMSE)، کارایی مدل (Modeling Efficiency, EF)، متوسط خطای انحرافی (Mean Bias Error, MBE) و نسبت انحراف معیارها (Standard Deviations Ratio, SDR) استفاده شد. مقادیر $nRMSE$ نشان‌گر مقدار خطای مطلق مدل در برآورد است. مقادیر $nRMSE$ کمتر از ۱۰ درصد نشان‌گر برآورد بسیار مناسب، ۱۰ تا ۲۰ درصد برآورد مناسب، ۲۰ تا ۳۰ برآورد نسبتاً خوب و بیشتر از ۳۰ برآورد نامناسب مدل است (Dettori et al., 2011). مقایسه‌ی بین مقادیر اندازه‌گیری شده و متوسط مقادیر مشاهده‌شده توسط شاخص EF انجام گرفت. آماره EF برای کمی‌سازی مقدار خطای نسبی بکار می‌رود. هر چه این شاخص به یک نزدیک‌تر باشد، مدل پیش-بینی بهتری داشته است (Nouri et al., 2014). شاخص MBE میل مدل به بیش‌برآوردی (Underestimation) یا کم‌برآوردی (Overestimation) را نشان می‌دهد. مقدار مثبت یعنی مدل مقادیر را بیشتر و MBE منفی یعنی مدل داده‌ها را کمتر از مقادیر مشاهده‌شده پیش‌بینی کرده است (Wang et al., 2013). آماره SDR نسبت انحراف معیار سری زمانی

جدول ۳. آماره‌های محاسبه‌شده برای ارزیابی عملکرد SDSM

ایستگاه	واسنجی				صحت سنجی			
	(-) SDR	(mm.d ⁻¹) MBE	(-) EF	(%) nRMSE	(-) SDR	(mm.d ⁻¹) MBE	(-) EF	(%) nRMSE
خوی	۰/۹۷	۰/۲	۰/۹۶	۰/۹۲	۰/۹۶	-۱/۱	۰/۹۶	۲/۲
تبریز	۰/۹۸	۰/۱۴	۰/۹۸	۱/۷	۰/۹۵	-۳/۷	۰/۹۷	۵/۸
ارومیه	۰/۹۹	۰/۰۹	۰/۹۹	۰/۸۸	۰/۹۴	-۲/۳	۰/۹۶	۳/۲
سقز	۰/۹۶	۰/۸۲	۰/۹۸	۱/۱	۰/۹۳	-۴/۰	۰/۹۵	۶/۳
زنجان	۰/۹۹	۰/۱۳	۰/۹۹	۰/۲۳	۰/۹۶	-۰/۹۶	۰/۹۷	۲/۸
سنندج	۰/۹۹	۰/۱۵	۰/۹۸	۰/۹۴	۰/۹۵	-۲/۵	۰/۹۸	۳/۸

پیش‌بینی تغییرات ET₀ در آینده

شکل (۲) سری زمانی ET₀ پیش‌بینی‌شده توسط SDSM در استان‌های مطالعه شده در ۱۹۶۶-۲۱۰۰ را نشان می‌دهد. یک روند افزایشی در ET₀ در تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه طی ۱۹۶۶-۲۰۱۰ (دوره گذشته) قابل مشاهده است. این روند احتمالاً با شیب متفاوت در آینده (۲۰۱۱-۲۱۰۰) نیز قابل انتظار است.



شکل ۲. سری زمانی تبخیر و تعرق گیاه مرجع در شش ایستگاه مطالعه شده طی ۱۹۶۶-۲۱۰۰

درصد نرخ تغییرات تبخیر و تعرق مرجع طی دوره‌های ۳۰ ساله آینده نسبت به مقدار ET₀ در دوره پایه (۱۹۶۶-۱۹۹۰) تحت سناریوی B2 در جدول (۴) ارائه شده است. لازم به ذکر است که درصد نرخ تغییرات ET₀ به شرح زیر محاسبه شد: (رابطه ۱۵)

$$change\ rate\% = \frac{ET_{0(future)} - ET_{0(baseline)}}{ET_{0(baseline)}} \times 100$$

که در آن ET_{0(future)} مقدار متوسط تبخیر و تعرق در دوره ۳۰ ساله آینده و ET_{0(baseline)} مقدار متوسط تبخیر و تعرق در دوره ۱۹۶۶-۱۹۹۰ است.

جدول ۴- درصد نرخ تغییرات ET₀ طی سه دوره ۳۰ ساله در قرن ۲۱ نسبت به دوره ۱۹۶۶-۱۹۹۰

نام ایستگاه	دوره	زمستان	بهار	تابستان	پاییز	سالیانه
خوی		۴/۸۱	۸/۲۱	۷/۹۳	۷/۱۰	۷/۴۸
تبریز		۲/۹۵	۷/۷۷	۷/۸۱	۷/۶۲	۷/۳۸
ارومیه	-۲۰۱۱	۱/۷۵	۵/۰۶	۴/۸۳	۵/۶۲	۴/۷۲
سقز	۲۰۴۰	۴/۴۴	۵/۲۱	۴/۳۶	۳/۳۴	۴/۳۲
زنجان		۴/۰۵	۳/۶۷	۳/۳۸	۴/۷۰	۳/۷۱
سنندج		۲/۳۳	۶/۸۶	۲/۳۰	۱/۱۵	۳/۱۳
خوی		۷/۲۱	۱۰/۲۳	۹/۹۶	۱۲/۳۴	۱۰/۱۲
تبریز		۵/۵۲	۹/۵۵	۹/۰۷	۱۲/۱۱	۹/۴۶
ارومیه	-۲۰۴۱	۴/۹۹	۶/۳۳	۶/۱۳	۱۰/۱۶	۶/۷۹
سقز	۲۰۷۰	۸/۶۷	۶/۶۷	۶/۷۲	۷/۹۴	۷/۰۷
زنجان		۷/۴۷	۴/۵۲	۴/۴۵	۱۰/۲۹	۵/۷۴
سنندج		۵/۰۵	۹/۲۱	۲/۳۹	۴/۹۴	۴/۷۷
خوی		۱۲/۶۵	۱۵/۹۵	۱۴/۴۴	۱۹/۵۷	۱۵/۵۱
تبریز		۷/۶۵	۱۴/۶۰	۱۲/۶۵	۱۹/۴۸	۱۴/۰۰
ارومیه	-۲۰۷۱	۷/۸۰	۸/۳۲	۸/۷۰	۱۶/۰۸	۹/۸۷
سقز	۲۱۰۰	۱۲/۴۶	۸/۱۵	۹/۳۲	۱۴/۰۵	۱۰/۲۴
زنجان		۱۰/۹۳	۷/۷۲	۶/۷۲	۱۵/۶۰	۸/۹۳
سنندج		۷/۴۵	۱۳/۹۳	۳/۴۳	۹/۲۱	۷/۵۲

افزایش ET₀ سالیانه (میانگین تمامی ایستگاه‌ها) نسبت به دوره پایه به ترتیب در دوره‌های ۳۰ ساله اول، دوم و سوم سده‌ی حاضر ۱۲/۵، ۳۳/۷ و ۱۱/۰۱ درصد پیش‌بینی شد. بیشترین مقدار افزایش فصلی ET₀ در دوره ۲۰۱۱-۲۰۴۰ نسبت به دوره پایه طی فصل بهار (۶/۱۳ درصد) اتفاق خواهد افتاد. طی دوره‌های ۲۰۴۱-۲۰۷۰ و ۲۰۷۱-۲۱۰۰ بیشترین افزایش فصلی ET₀ (میانگین تمامی ایستگاه‌ها) نسبت به دوره پایه به ترتیب ۹/۶۳ و ۱۵/۶۷ و در طی فصل پاییز خواهد بود. کمترین افزایش ET₀ (میانگین شش ایستگاه) در سه دوره ۳۰ ساله آینده نسبت

به دوره پایه به ترتیب ۳/۳۹، ۶/۴۹ و ۹/۸۲ و طی فصل زمستان پیش‌بینی شد. بیشترین و کمترین افزایش ET_0 سالیانه نسبت به دوره ۱۹۶۶-۱۹۹۰ در بین تمام ایستگاه‌های مطالعه شده به- ترتیب مربوط به خوی و سنندج خواهد بود. مقدار ET_0 سالیانه طی سه دوره ۳۰ ساله ابتدایی، میانی و انتهایی قرن ۲۱ در خوی به ترتیب ۷/۴۸، ۱۰/۱۲ و ۱۵/۵۱ و در سنندج به ترتیب ۳/۱۳، ۴/۷۷ و ۷/۵۲ درصد نسبت به دوره پایه تحت سناریوی

B2 افزایش خواهد یافت.

مقادیر آماره روندیابی Z آزمون من-کندال و ضریب همبستگی سریالی (r_1) متغیرها در جدول (۵) آورده شده است. روند تغییرات ET_0 طی ۱۹۶۶-۲۰۱۰ در تمامی ایستگاه‌ها افزایشی بوده است. لیکن، روند صعودی ET_0 فقط در خوی در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار بوده است.

جدول ۵- مقدار ضریب همبستگی سریالی (r_1) و آماره روندیابی Z در سری‌های زمانی ET_0 و عوامل کنترل‌کننده آن طی ۱۹۶۶-۲۰۱۰

متغیر	دوره	تبریز		ارومیه		خوی		سنندج		سقز		زنجان	
		r_1	Z	r_1	Z	r_1	Z	r_1	Z	r_1	Z	r_1	Z
تبخیر و تعرق مرجع	۲۰۱۰-۱۹۶۶	۰/۰۴	۱/۸۹	۰/۱۳	۱/۸۳	۰/۲۰	۲/۳۲	۰/۱۰	۱/۴۶	۰/۲۲	۱/۹۵	۰/۱۰	۱/۴۶
	۲۰۴۰-۲۰۱۱	۰/۲۲	۳/۱۴	۰/۲۶	۳/۵۷	۰/۱۲	۳/۳۳	۰/۲۶	۲/۹۶	۰/۴۱	۲/۱۶	۰/۲۰	۲/۴۴
	۲۰۷۰-۲۰۴۱	-۰/۲۳	۰/۸۶	-۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۳۹	-۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۱۲	-۰/۱۱	۱/۱۸	-۰/۰۶	۱/۷۸
	۲۱۰۰-۲۰۷۱	۰/۲۹	۲/۸۷	۰/۲۱	۲/۴۹	۰/۲۱	۲/۷۶	۰/۱۷	۲/۳۸	۰/۴۰	۱/۷۶	۰/۲۱	۳/۱۳
دمای متوسط	۲۰۱۰-۱۹۶۶	۰/۳۲	۱/۲۸	۰/۳۳	۱/۲۰	۰/۳۳	۱/۱۶	۰/۴۲	۱/۷۹	۰/۳۸	۱/۱۹	۰/۳۲	۱/۶۳
	۲۰۴۰-۲۰۱۱	۰/۳۹	۱/۲۹	۰/۴۶	۱/۵۹	۰/۴۱	۱/۶۷	۰/۳۵	۱/۹۳	۰/۳۵	۱/۸۱	۰/۴۹	۱/۶۲
	۲۰۷۰-۲۰۴۱	-۰/۰۳	۱/۱۴	۰/۰۱	۱/۱۱	۱/۲۱	۰/۰۰	۰/۴۳	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۹۸	-۰/۰۳	۱/۴۶
	۲۱۰۰-۲۰۷۱	۰/۳۶	۲/۳۹	۰/۳۸	۲/۰۴	۰/۳۴	۲/۱۱	۰/۳۷	۲/۷۱	۰/۴۴	۲/۲۲	۰/۴۲	۱/۲۸
شدت تشعشع	۲۰۱۰-۱۹۶۶	۰/۰۰	۱/۰۷	-۰/۱۲	۱/۱۲	۰/۴۴	۲/۵۶	۰/۱۴	۱/۵۹	-۰/۱۴	۰/۹۹	۰/۰۱	۰/۴۰
	۲۰۴۰-۲۰۱۱	-۰/۲۹	۰/۰۴	-۰/۳۰	۰/۲۵	۰/۰۶	۱/۲۱	-۰/۰۴	۰/۸۹	-۰/۰۴	۰/۸۲	-۰/۱۸	-۰/۱۱
	۲۰۷۰-۲۰۴۱	-۰/۰۲	-۱/۶۸	-۰/۰۱	-۰/۷۹	-۰/۲۰	۱/۵۰	-۰/۰۶	-۱/۳۶	-۰/۰۵	-۱/۸۹	-۰/۱۳	-۰/۷۹
	۲۱۰۰-۲۰۷۱	-۰/۲۳	-۰/۲۸	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۴۱	۲/۵۱	۰/۰۵	۱/۴۱	۰/۴۷	۱/۴۱	۰/۱۳	۱/۲۲
سرعت باد	۲۰۱۰-۱۹۶۶	-۰/۲۴	-۱/۷۳	-۲/۷۱	-۰/۲۶	-۰/۹۵	۰/۲۶	-۰/۶۲	۰/۱۰	-۱/۵۲	۰/۲۶	-۰/۱۷	-۰/۵۰
	۲۰۴۰-۲۰۱۱	-۰/۱۸	-۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۷	-۰/۱۸	-۰/۵۶	۰/۰۱	۰/۳۲	-۰/۰۷	۱/۰۷
	۲۰۷۰-۲۰۴۱	۰/۲۰	-۰/۹۶	-۱/۵۰	-۰/۰۲	-۱/۵۷	-۰/۲۹	-۰/۶۱	۰/۲۱	-۱/۲۱	۰/۲۹	۰/۱۶	-۱/۶۱
	۲۱۰۰-۲۰۷۱	۰/۲۵	۱/۰۷	-۱/۱۱	۰/۲۴	-۰/۰۳	۰/۲۴	-۰/۰۵	-۰/۶۹	۰/۰۸	-۰/۵۴	۰/۰۷	-۰/۳۲
رطوبت نسبی	۲۰۱۰-۱۹۶۶	۰/۰۷	-۱/۸۷	-۲/۱۲	۰/۰۰	-۱/۴۸	۰/۰۰	-۲/۳۶	۰/۱۵	-۲/۱۶	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۱
	۲۰۴۰-۲۰۱۱	-۰/۱۴	-۰/۵۷	-۱/۲۸	-۰/۰۷	-۱/۹۵	-۰/۱۰	-۰/۴۳	-۰/۰۳	-۱/۴۶	-۰/۰۳	۰/۹۶	۰/۰۳
	۲۰۷۰-۲۰۴۱	-۰/۱۵	۰/۲۱	۰/۸۲	-۰/۰۶	۰/۳۹	-۰/۱۵	-۰/۲۱	-۰/۱۰	-۰/۵۴	-۰/۱۰	-۰/۱۹	-۰/۵۷
	۲۱۰۰-۲۰۷۱	۰/۲۹	-۲/۰۸	-۱/۵۹	۰/۱۲	-۲/۳۸	۰/۲۳	-۲/۱۱	۰/۳۶	-۲/۲۳	۰/۲۷	۰/۰۲	-۱/۴۴

۱- مقادیر Z که زیر آن‌ها خط کشیده شده است نشان‌گر معنی‌داری روند در سطح ۹۵ درصد می‌باشند.

۲- مقادیر r_1 که زیر آن‌ها خط کشیده شده است بیان‌گر وجود همبستگی سریالی در سری زمانی هستند.

از ایستگاه‌ها از قبیل خوی، ارومیه و سقز روند نزولی رطوبت نسبی نیز احتمالاً سبب افزایش ET_0 در این دوره خواهد شد. روند معنی‌دار صعودی در سری ET_0 در هیچ‌کدام از ایستگاه‌های مورد مطالعه در دوره میانی قرن حاضر (۲۰۴۱-۲۰۷۰) قابل انتظار نیست. در این دوره، در دو ایستگاه زنجان و سقز افزایش ET_0 بیشتر از سایر نقاط خواهد بود. در تمامی ایستگاه‌ها روند نزولی غیر معنی‌دار در سرعت باد و در ۵ ایستگاه روند غیر معنی‌دار کاهشی شدت تشعشع خورشیدی طی ۲۰۴۱-۲۰۷۰ پیش‌بینی شد. بر مبنای آماره Z، روند مشخص صعودی یا نزولی در رطوبت نسبی جو احتمالاً مشاهده نخواهد شد. در تمامی

در دوره ۱۹۶۶-۲۰۱۰ روند افزایشی ET_0 با روند صعودی دما و شدت تشعشع خورشیدی و روند نزولی رطوبت نسبی قابل توجیه است. لیکن، کاهش سرعت باد احتمالاً مقداری از اثرات دما، شدت تشعشع و رطوبت نسبی که سبب افزایش میانگین ET_0 در منطقه شده است را کاهش داده است. در دوره ۲۰۱۱-۲۰۴۰ روند معنی‌دار صعودی ET_0 برای تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه قابل انتظار است. در این دوره، روند تغییرات دما نیز در تمامی ایستگاه‌ها افزایشی خواهد بود. همچنین، سرعت باد و شدت تشعشع خورشیدی روند محسوس صعودی یا نزولی بر مبنای آماره Z نخواهند داشت. علاوه بر افزایش دما، در برخی

روند صعودی ET_0 را حاصل از روند افزایشی دمای میانگین و کمبود فشار بخار جو (یا روند کاهش رطوبت نسبی) فلات تبت دانستند. لیکن، تفاوت بین نتایج این تحقیق و نتایج Li *et al.* (2012) و Wang *et al.* (2013) مربوط به دوره گذشته (۱۹۶۶-۲۰۱۰) است. در پژوهش‌های Li *et al.* (2012) و Wang *et al.* (2013) روندهای گزارش شده برای ET_0 در گذشته ترکیبی از نزولی و افزایشی است. در چین کاهش سرعت باد که حاصل از ضعیف شدن چرخه موسمی شرق آسیا است، اثرات افزایش دما بر روی ET_0 را کاهش داده است و حتی سبب کاهش نیاز تبخیری جو در برخی از مناطق چین شده است (Wang *et al.*, 2012a). لیکن، نتایج جدول (۵) نشان می‌دهد که روند تغییرات ET_0 طی دوره ۱۹۶۶-۲۰۱۰ در تمامی مناطق مورد مطالعه صعودی بوده است.

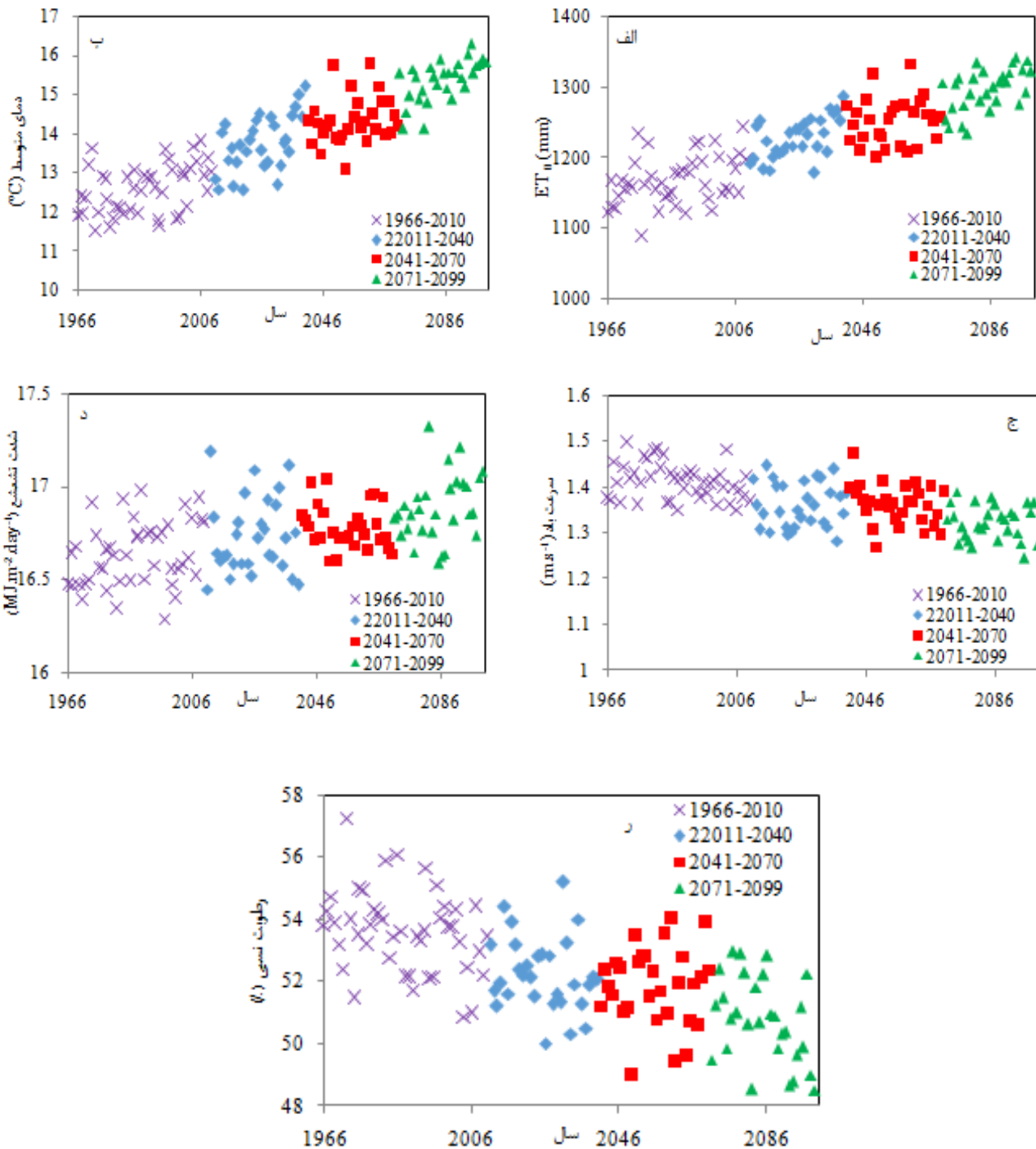
نتیجه‌گیری

در این پژوهش روند تغییرات ET_0 و عوامل کنترل‌کننده آن در شش استان شمال غربی و غربی با اقلیم نیمه‌خشک طی ۱۹۶۶-۲۱۰۰ تحت سناریوی B2 پیش‌بینی شد. نرخ افزایش ET_0 سالیانه (میانگین شش ایستگاه) نسبت به دوره پایه (۱۹۶۶-۱۹۹۰) به ترتیب در دوره‌های ۳۰ ساله اول، دوم و سوم قرن حاضر ۵/۱۲، ۷/۳۳ و ۱۱/۰۱ درصد پیش‌بینی شد. بیشترین افزایش فصلی ET_0 نسبت به دوره پایه در دوره ابتدایی (۲۰۱۱-۲۰۴۰) در فصل بهار و در دوره‌های میانی (۲۰۴۱-۲۰۷۰) و انتهایی (۲۰۷۱-۲۱۰۰) سده‌ی حاضر در فصل پاییز پیش‌بینی شد. کمترین افزایش فصلی ET_0 نسبت به دوره پایه نیز احتمالاً در فصل زمستان اتفاق خواهد افتاد. بیشترین و کمترین افزایش ET_0 سالیانه در آینده به ترتیب در خوی و سنندج پیش‌بینی شد. در این پژوهش، روندیابی سری‌های زمانی به‌وسیله آزمون من-کندال انجام شد. در تمامی ایستگاه‌ها، سری ET_0 روند صعودی در دوره‌ی ۱۹۶۶-۲۰۱۰ به دلیل روند افزایشی دما و شدت تشعشع و نزولی رطوبت نسبی نشان داد. این روند افزایشی ET_0 در گذشته، احتمالاً با شیب متفاوت در آینده نیز ادامه خواهد یافت. روند صعودی ET_0 در دوره‌های ابتدایی و انتهایی قرن ۲۱ در اکثر ایستگاه‌ها معنی‌دار خواهد بود. لیکن، روند تغییرات ET_0 طی ۲۰۴۱-۲۰۷۰ در هیچ‌کدام از ایستگاه‌ها معنی‌دار نخواهد بود. بنابراین، روند تغییرات ET_0 طی دوره‌های ابتدایی و انتهایی نسبت به دوره‌ی میانی سده‌ی ۲۱ احتمالاً افزایشی‌تر خواهد بود. تغییرات ET_0 به مقدار زیادی شبیه به الگوی تغییرات دما در منطقه مورد مطالعه است که این امر نشان‌دهنده تأثیرگذاری زیاد نوسانات دمایی بر روی تبخیر و

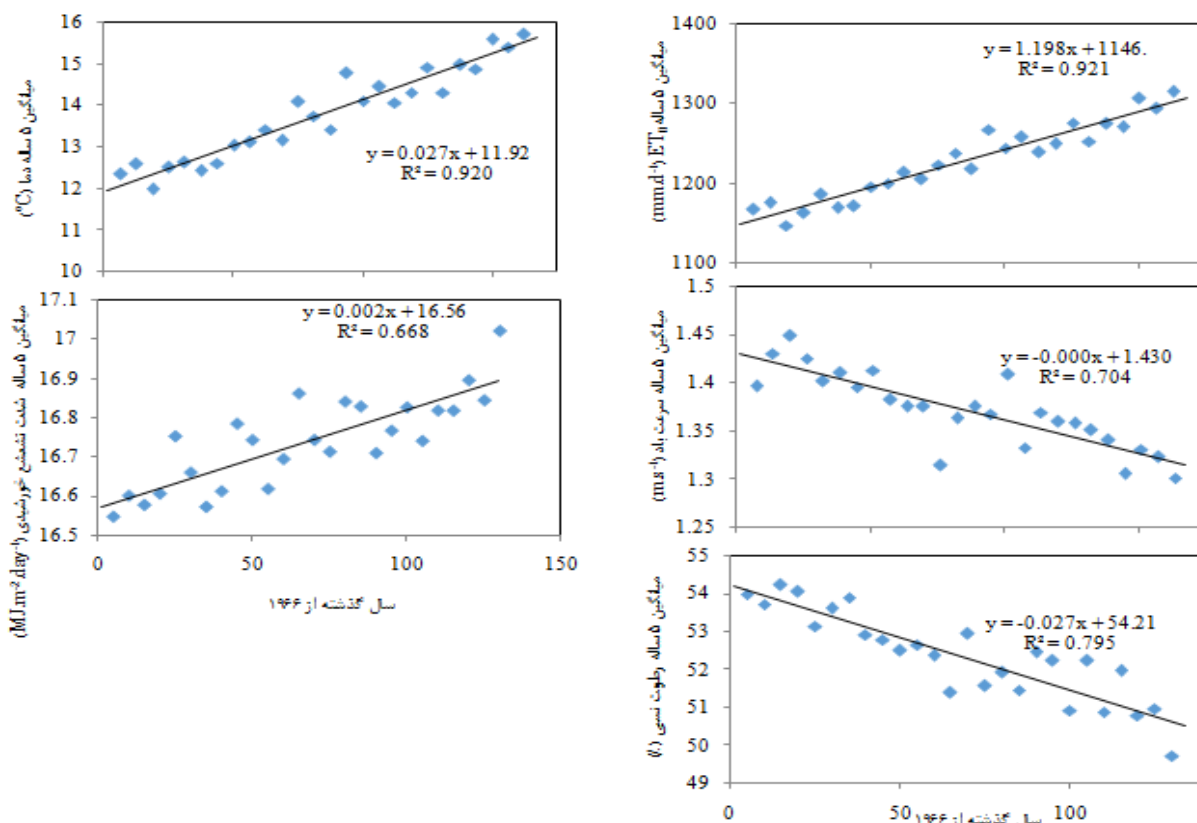
ایستگاه‌ها به غیر از سقز روند معنی‌دار افزایشی برای ET_0 در سطح ۹۵ درصد طی ۲۰۷۱-۲۱۰۰ پیش‌بینی شد. به‌علاوه، روند معنی‌دار افزایشی در دمای جو در ۵ ایستگاه قابل انتظار است. در ایستگاه‌های خوی، سنندج، سقز و ارومیه روند کاهش معنی‌دار برای رطوبت نسبی پیش‌بینی شد. بنابراین، روند صعودی ET_0 در دوره ۲۰۷۱-۲۱۰۰ احتمالاً به‌دلیل افزایش دما و کاهش رطوبت نسبی در منطقه است. در برخی از ایستگاه‌ها از قبیل خوی روند صعودی شدت تشعشع خورشیدی نیز می‌تواند از عوامل دیگر افزایش تبخیر و تعرق مرجع در این دوره به-حساب آید. به‌طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که افزایش ET_0 طی دوره‌های ابتدایی و انتهایی قرن ۲۱ بیشتر از دوره میانی قرن حاضر خواهد بود. روند افزایشی ET_0 در تمامی مناطق طی دوره ۲۰۴۱-۲۰۷۰ غیر معنی‌دار و طی دوره‌های ۲۰۱۱-۲۰۴۰ و ۲۰۷۱-۲۱۰۰ در اکثر مناطق مطالعه شده معنی‌دار خواهد بود. همچنین، در دوره‌های ۳۰ ساله ابتدایی (۲۰۱۱-۲۰۴۰)، میانی (۲۰۴۱-۲۰۷۰) و انتهایی (۲۰۷۱-۲۱۰۰)، افزایش ET_0 احتمالاً به مقدار زیادی در اثر افزایش دما خواهد بود. به‌علاوه، روند کاهش رطوبت نسبی نیز می‌تواند عاملی دیگر در افزایش ET_0 در ۲۰۷۱-۲۱۰۰ باشد. بنابراین افزایش دما نقش بسیار مهمی در روند صعودی ET_0 در مناطق شمال غربی و غربی ایران تا سال ۲۱۰۰ دارد. شکل (۳) روند تغییرات تبخیر و تعرق مرجع و عوامل کنترل‌کننده آن از قبیل دمای میانگین، سرعت باد در ارتفاع ۲ متری، شدت تشعشع و رطوبت نسبی (میانگین شش ایستگاه) در دوره گذشته (۱۹۶۶-۲۰۱۰) و سه دوره ۳۰ ساله آینده در قرن ۲۱ را نشان می‌دهد. روند صعودی دمای و ET_0 (میانگین شش ایستگاه) در تمامی ۴ دوره از ۱۹۶۶ تا ۲۱۰۰ بسیار شبیه به یکدیگر است. همچنین، روند تغییرات سرعت باد طی دوره‌های ۱۹۶۶-۲۰۱۰ و ۲۰۴۱-۲۰۷۰ و تغییرات رطوبت نسبی در دوره‌های ۱۹۶۶-۲۰۱۰ و ۲۰۷۱-۲۱۰۰ نسبت به دو دوره‌ی دیگر نزولی‌تر می‌باشد. به‌علاوه، سری شدت تشعشع خورشیدی طی ۱۹۶۶-۲۰۱۰ و ۲۰۷۱-۲۱۰۰ روند افزایشی‌تری نسبت به دو دوره‌ی دیگر خواهد داشت. شکل (۴) نیز روند تغییرات میانگین ۵ ساله ET_0 و عوامل کنترل‌کننده آن (میانگین شش ایستگاه) را نشان می‌دهد. با توجه به شکل (۴) می‌توان نتیجه گرفت که میانگین ET_0 دما و شدت تشعشع روندی صعودی و رطوبت نسبی و سرعت باد روندی نزولی را طی ۱۴۰ سال از ۱۹۶۶ تا ۲۱۰۰ در منطقه مورد مطالعه دارند. نتایج این پژوهش با نتایج گزارش شده توسط Wang *et al.* (2013) در فلات تبت چین و Li *et al.* (2012) در فلات لس چین تطابق دارد. همچنین، Wang *et al.* (2013)

افزایش نیاز تبخیری جو که احتمالاً با کاهش بارش در آینده همراه خواهد بود، سبب تغییر کلاس اقلیمی منطقه از نیمه‌خشک به خشک خواهد شد.

تعرق گیاه مرجع است. در دوره انتهایی قرن ۲۱ به نظر می‌رسد که روند معنی‌دار کاهش رطوبت نسبی نیز محرک افزایش ET_0 در منطقه باشد. در برخی از مناطق نیمه‌خشک ایران مثل تبریز،



شکل ۳. روند تغییرات ET_0 ، دمای متوسط، سرعت باد، شدت تشعشع و رطوبت نسبی (میانگین شش ایستگاه) طی ۱۹۶۶-۲۱۰۰



شکل ۴. تغییرات میانگین ۵ ساله ET_0 و عوامل کنترل‌کننده آن طی ۱۳۴ سال از ۱۹۶۶ میلادی

REFERENCES

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. and Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome*, 300, 6541.
- Bannayan, M., Sanjani, S., Alizadeh, A., Lotfabadi, S. S. and Mohamadian, A. (2010). Association between climate indices, aridity index, and rainfed crop yield in northeast of Iran. *Field Crops Res.*, 118(2), 105-114.
- Chu, J., Xia, J., Xu, C.-Y. and Singh, V. (2010). Statistical downscaling of daily mean temperature, pan evaporation and precipitation for climate change scenarios in Haihe River, China. *Theor. Appl. Climatol.*, 99(1-2), 149-161.
- Dai, A. (2011). Drought under global warming: a review. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change*, 2(1), 45-65.
- Dettori, M., Cesaraccio, C., Motroni, A., Spano, D. and Duce, P. (2011). Using CERES-Wheat to simulate durum wheat production and phenology in Southern Sardinia, Italy. *Field Crops Res.*, 120(1), 179-188.
- Dinpashoh, Y., Jhajharia, D., Fakheri-Fard, A., Singh, V. P. and Kahya, E. (2011). Trends in reference crop evapotranspiration over Iran. *J. Hydrol.*, 399(3), 422-433.
- Fowler, H., Blenkinsop, S. and Tebaldi, C. (2007). Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *Int. J. Climatol.*, 27(12), 1547-1578.
- Ghorbani, M. (2013). Nature of Iran and Its Climate *The Economic Geology of Iran* (pp. 1-44): Springer Netherlands.
- Gulizia, C. and Camilloni, I. (2015). Comparative analysis of the ability of a set of CMIP3 and CMIP5 global climate models to represent precipitation in South America. *Int. J. Climatol.*, 35(4), 583-595.
- Hashmi, M. Z., Shamseldin, A. Y. and Melville, B. W. (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(4), 475-484.
- Hassan, Z., Shamsudin, S. and Harun, S. (2014). Application of SDSM and LARS-WG for simulating and downscaling of rainfall and temperature. *Theor. Appl. Climatol.*, 116(1-2), 243-257.
- Huang, J., Zhang, J., Zhang, Z., Sun, S. and Yao, J. (2012). Simulation of extreme precipitation indices in the Yangtze River basin by using statistical downscaling method (SDSM). *Theor. Appl. Climatol.*, 108(3-4), 325-343.
- Hundecha, Y. and Bárdossy, A. (2008). Statistical downscaling of extremes of daily precipitation and temperature and construction of their future scenarios. *Int. J. Climatol.*, 28(5), 589-610.
- IPCC. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I

- to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Retrieved from Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Khan, M. S., Coulibaly, P. and Dibike, Y. (2006). Uncertainty analysis of statistical downscaling methods. *J. Hydrol.*, 319(1), 357-382.
- Kistler, R., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Kalnay, E., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M. and Kousky, V. (2001). The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 82(2), 247-267.
- Li, Z., Zheng, F.-L. and Liu, W.-Z. (2012). Spatiotemporal characteristics of reference evapotranspiration during 1961–2009. and its projected changes during 2011–2099 on the Loess Plateau of China. *Agr. Forest Meteorol.*, 154, 147-155.
- Liu, Z., Xu, Z., Charles, S. P., Fu, G. and Liu, L. (2011). Evaluation of two statistical downscaling models for daily precipitation over an arid basin in China. *Int. J. Climatol.*, 31(13), 2006-2020.
- Nouri, M., Homaei, M. and Bybordi, M. (2014). Quantitative Assessment of LNAPL Retention in Soil Porous Media. *Soil Sediment Contam.*, 23(8), 801-819.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L. and McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discussions*, 4(2), 439-473.
- Penman, H. (1956). Evaporation: an introductory survey. *Neth. J. Agric. Sci.*, 4(1), 9-29.
- Sadeghi, A., Kamgar-Haghighi, A., Sepaskhah, A., Khalili, D. and Zand-Parsa, S. (2002). Regional classification for dryland agriculture in southern Iran. *J. Arid Environ.*, 50(2), 333-341.
- Samadi, S., Wilson, C. A. and Moradkhani, H. (2013). Uncertainty analysis of statistical downscaling models using Hadley Centre Coupled Model. *Theor. Appl. Climatol.*, 114(3-4), 673-690.
- Sood, A. and Smakhtin, V. (2015). Global hydrological models: a review. *Hydrolog. Sci. J.*, 60(4), 549-565.
- Tabari, H., Aeini, A., Talaei, P. H. and Some'e, B. S. (2012). Spatial distribution and temporal variation of reference evapotranspiration in arid and semi-arid regions of Iran. *Hydrol. Process.*, 26(4), 500-512.
- Tabari, H. and Talaei, P. H. (2011a). Analysis of trends in temperature data in arid and semi-arid regions of Iran. *Global Planet. Change*, 79(1), 1-10.
- Tabari, H. and Talaei, P. H. (2011b). Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005. *J. Hydrol.*, 396(3), 313-320.
- Talaei, P. H., Some'e, B. S. and Ardakani, S. S. (2014). Time trend and change point of reference evapotranspiration over Iran. *Theor. Appl. Climatol.*, 116(3-4), 639-647.
- UNEP. (1992). *World atlas of desertification*. London: United Nations Environment Programme.
- Wang, W., Shao, Q., Peng, S., Xing, W., Yang, T., Luo, Y., Yong, B. and Xu, J. (2012a). Reference evapotranspiration change and the causes across the Yellow River Basin during 1957–2008 and their spatial and seasonal differences. *Water Resour. Res.*, 48(5).
- Wang, W., Xing, W., Shao, Q., Yu, Z., Peng, S., Yang, T., Yong, B., Taylor, J. and Singh, V. P. (2013). Changes in reference evapotranspiration across the Tibetan Plateau: Observations and future projections based on statistical downscaling. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 118(10), 4049-4068.
- Wang, X., Yang, T., Shao, Q., Acharya, K., Wang, W. and Yu, Z. (2012b). 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(3), 405-418.
- Wilby, R. and Dawson, C. (2007). SDSM 4.2—A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts, User Manual. Department of Geography, Lancaster University, UK.
- Wilby, R., Dawson, C., Murphy, C., O'Connor, P. and Hawkins, E. (2014). The Statistical DownScaling Model-Decision Centric (SDSM-DC): conceptual basis and applications. *Clim. Res.*, 61(3), 259-276.
- Wilby, R. L. and Dawson, C. W. (2012). The statistical downscaling model: insights from one decade of application. *Int. J. Climatol.*, 33(7), 1707-1719.
- Wilby, R. L. and Dawson, C. W. (2013). The statistical downscaling model: insights from one decade of application. *Int. J. Climatol.*, 33(7), 1707-1719.
- Wilby, R. L., Dawson, C. W. and Barrow, E. M. (2002). SDSM—a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environ. Model. Software*, 17(2), 145-157.
- Wilby, R. L. and Harris, I. (2006). A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: Low-flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resour. Res.*, 42(2).
- Xu, C.-Y. and Singh, V. (2005). Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions. *J. Hydrol.*, 308(1), 105-121.
- Yang, T., Li, H., Wang, W., Xu, C. Y. and Yu, Z. (2012). Statistical downscaling of extreme daily precipitation, evaporation, and temperature and construction of future scenarios. *Hydrol. Process.*, 26(23), 3510-3523.
- Yue, S., Pilon, P., Phinney, B. and Cavadias, G. (2002). The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrol. Process.*, 16(9), 1807-1829.
- Yue, S. and Wang, C. (2002). The influence of serial correlation on the Mann-Whitney test for detecting a shift in median. *Advances in Water Resources*, 25(3), 325-333.

