

تحلیل روندهای بارش و خشکسالی در برخی مناطق مرطوب تا نیمه خشک ایران

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

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۶/۴؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۱۷)

چکیده

در این مطالعه، روند تغییرات شاخص بارش استاندارد شده در بازه ۱۲ ماهه (SPI-12) و بارش فصلی و سالانه طی ۲۰۱۴-۱۹۷۶ در ۲۱ ایستگاه همدید مرطوب و نیمه خشک ایران بررسی شد. پس از حذف همبستگی سریالی در برخی از سری‌ها، روند تغییرات بارش و SPI-12 به وسیله آزمون ناپارامتری من-کندال ارزیابی شد. نتایج این پژوهش نشان داد که روند بارش سالانه در تمامی ایستگاه‌ها طی ۳۹ سال اخیر کاهش یافته است. روند بارش فصلی در زمستان، بهار، پاییز و تابستان به ترتیب در حدود ۹۰، ۹۵، ۴۷ و ۳۳ درصد از ایستگاه‌ها کاهش یافته است. روند نزولی بارش زمستانی در مناطق سندج، خوی، ارومیه، همدان، مشهد، تربیت حیدریه، نوزه و قزوین معنی دار بود. همچنین، روند سری SPI-12 در تمامی ایستگاه‌ها به غیر از شهرکرد کاهش یافته است. به علاوه، SPI-12 فقط در ایستگاه‌های سندج و فسا روند نزولی معنی دار داشت. شدیدترین خشکسالی نیز در ایستگاه‌های همدان، رامسر و ارومیه در ۲۰۰۰-۱۹۹۹ و در تبریز، سندج، شیراز، فسا، قزوین، مشهد، تربت حیدریه، شهرکرد، گرگان و کرمانشاه در دوره ۲۰۰۹-۲۰۰۸ رخ داده است. نتایج این پژوهش نشان داد که روند بارش بخش عمده‌ای از منطقه مورد مطالعه به ویژه در قسمت‌های نیمه خشک شمال شرقی و جنوب غربی ایران در اثر خشکسالی‌های شدید و طولانی دهه اخیر (۲۰۰۵-۲۰۱۵) تغییر کرده است.

واژه‌های کلیدی: تحلیل روند؛ خشکسالی؛ شاخص بارش استاندارد شده؛ همبستگی سریالی

۱. گروه آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

۲. گروه زراعت، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی، مشهد

*: مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: mhomaee@modares.ac.ir

مقدمه

تولید محصولات کشاورزی به‌ویژه در شرایط دیم وابستگی زیادی به بارش دارد. کاهش بارش کمتر از مقدار متوسط یک منطقه سبب بروز خشکسالی و کاهش عملکرد می‌گردد. خشکسالی پدیده‌ای است طبیعی و موقتی که در اکثر مناطق دنیا از مرطوب تا خشک اتفاق می‌افتد و از یک ماه تا چند سال به طول می‌انجامد (۷). خشکسالی‌های هواشناسی می‌تواند منجر به وقوع سایر خشکسالی‌ها از قبیل خشکسالی کشاورزی و هیدرولوژیک شود.

خشکسالی‌ها در اثر نوسانات و ناهنجاری‌های بزرگ مقیاس اقلیمی از قبیل ال نینو-نوسان جنوبی ((El Niño-southern oscillation (ENSO) رخ می‌دهند. به‌عنوان مثال، در ایران شانس رخداد خشکسالی‌های پاییزی در فاز سرد ENSO یا لانیئا (La Niña) بین ۴۰ تا ۶۵ درصد و شانس بارش بیشتر از حد خشکسالی کمتر از ۲۵ درصد است که نشان دهنده احتمال زیاد رخداد خشکسالی پاییزی طی دوره لا نینو است. از سوی دیگر، در مناطق حاشیه دریای خزر، بخش غربی و شمال غربی ایران احتمال رخداد خشکسالی زمستانی طی لا نینو کم (بین ۱۵-۲۵ درصد) می‌باشد (۲۴). لازم به ذکر است که تفاوت اساسی فازهای گرم و سرد ENSO مربوط به فشار و دمای سطح اقیانوس آرام (بین استرالیا و آمریکای جنوبی) است.

خشکسالی در مناطق خشک و نیمه‌خشک خاورمیانه پدیده متواتری می‌باشد (۱۸). بروز خشکسالی که غالباً به‌همراه رخدادهای شدید اقلیمی دیگر از قبیل موج‌های گرمایی است سبب اعمال فشار مضاعف بر منابع آب‌های زیر زمینی، کاهش رشد اقتصادی، افزایش نیاز آبی گیاهان، به خطر افتادن امنیت غذایی، افزایش فقر و قحطی و فزونی یافتن مهاجرت از روستاها به شهرها می‌گردد (۳، ۷، ۱۴ و ۳۱). در دهه اخیر خشکسالی سال‌های ۲۰۰۹-۲۰۰۸ که یکی از شدیدترین و طولانی‌ترین خشکسالی‌های خاورمیانه از سال ۱۹۴۰ بوده است، از نظر امنیت غذایی و اقتصادی-اجتماعی، خاورمیانه و ایران را به شدت تحت تأثیر قرار داده است (۳۱ و ۳۶). همچنین

تأثیرات منفی خشکسالی‌های دوره‌های ۲۰۰۰-۱۹۹۹ و ۲۰۰۹-۲۰۰۸ در روند رشد اقتصادی ایران به‌ویژه در بخش کشاورزی مشهود بوده است (۲۶ و ۳۱). به‌علاوه، خشکسالی می‌تواند عامل تهدید کننده امنیت ملی نیز تلقی گردد. یکی از مهم‌ترین دلایل غیرمستقیم ناآرامی‌های مصر، خشکی زمستان سال ۲۰۱۰-۲۰۱۱ 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 (۲۷). جانستون و مازو (۱۷) سیل (در نیم‌کره جنوبی) و خشکسالی (در نیم‌کره شمالی) سال ۲۰۱۱-۲۰۱۰ را یکی از عوامل غیرمستقیم شورش‌ها و قیام‌های کشورهای عربی معرفی کردند. خشکسالی شدید و طولانی مدت (۲۰۱۰-۲۰۰۶) و عدم اتخاذ سیاست‌های جبرانی مناسب برای کاهش اثرات سوء خشکسالی‌ها به‌عنوان یکی از عوامل غیرمستقیم دخیل در بحران سوریه معرفی شده است (۱۰).

از نیمه قرن بیستم، افزایش چشمگیر غلظت گازهای گلخانه‌ای به‌ویژه دی‌اکسید کربن به‌دلیل استفاده مفرط از سوخت‌های فسیلی، تغییر پوشش کاربری اراضی و فعالیت‌های کشاورزی منجر به تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی زمین شده است (۱۵). تغییرات اقلیمی از طریق تغییر در تواتر و شدت فازهای نوسانات بزرگ مقیاس اقلیمی-اقیانوسی، شدت، مدت و تواتر خشکسالی‌ها در آینده را دست‌خوش تغییر می‌کند (۴، ۵ و ۸). تغییرات اقلیمی در منطقه خاورمیانه و مدیترانه احتمالاً منجر به افزایش شدت و مدت خشکسالی‌های هواشناسی و متواتر شدن دوره‌های کم باران در سده ۲۱ خواهد شد (۱۲).

با توجه به آن که اقلیم ایران در اکثر مناطق کشور خشک و نیمه‌خشک است، کشور همواره در معرض بروز خشکسالی است (۳). همچنین، نشانه‌های تغییرات اقلیمی در چند دهه گذشته با توجه به گرم شدن دمای سطحی و تغییر در الگو و مقدار بارش در ایران مشهود بوده است (۲۸ و ۲۹). بنابراین مطالعه و پیش‌بینی روند تغییرات بارش و خشکسالی در اقلیم

رخداد خشکسالی‌های طولانی مدت در منطقه مورد مطالعه دارد. همچنین نتایج پژوهش آنها نشان داد که فقط در ۱۶ و ۳۲ درصد از ایستگاه‌های روند SPI ۳ ماهه و ۶ ماهه (SPI-3 و SPI-6) (خشکسالی‌های کوتاه مدت) نزولی معنی‌دار بود. ابرقویی و همکاران (۱) روند تغییرات SPI-3، SPI-6، SPI-9، SPI-12، SPI-18 و SPI-24 را طی دوره ۲۰۰۵-۱۹۷۵ در ۴۲ ایستگاه در سراسر ایران بررسی مطالعه کردند. نتایج این پژوهش نشان داد که روند تغییرات SPI در اکثر مقیاس‌های زمانی در مناطق جنوب شرقی، جنوب غربی، غرب و شمال غربی ایران نزولی بوده است. به علاوه، در مناطق مرطوب حاشیه خزر و خشک و نیمه خشک شمال شرقی کشور روند معنی‌دار کاهش در سری زمانی SPI مشاهده نشد. نتایج ابرقویی و همکاران و دشت پاگردی و همکاران نشانگر افزایش شدت و مدت خشکسالی‌های هواشناسی در مناطق خشک و نیمه خشک آب محدود ایران طی ۲۰۰۵-۱۹۷۵ دارد. طبری و همکاران (۲۸) با بررسی شدت و مدت خشکسالی‌های هواشناسی بر مبنای SPI-12 در ۱۰ ایستگاه خشک و نیمه خشک نیمه شرقی ایران طی ۲۰۰۵-۱۹۶۶ نتیجه گرفتند که شدیدترین خشکسالی‌ها طی فصل زمستان رخ داده است. به علاوه، روند سری SPI-12 در اکثر ایستگاه‌های مورد مطالعه نزولی غیر معنی‌دار بود. آنها همچنین با توجه به همبستگی سریالی موجود در سری زمانی بارش و SPI-12، حذف این همبستگی زمانی را برای حصول نتایج روند یابی صحیح ضروری تلقی کردند. در بسیاری دیگر از مناطق جهان از قبیل هند (۱۶)، جنوب ایتالیا (۶)، چین (۳۴) و آمریکای مرکزی (۲۰)، روند تغییرات خشکسالی به وسیله شاخص SPI طی چند دهه اخیر بررسی شده است.

مطالعات ذکر شده روند بارش و شاخص خشکسالی ایران را صرفاً تا سال ۲۰۰۵ بررسی کرده‌اند. با توجه به خشکسالی طولانی و شدید ۲۰۰۸-۲۰۰۹ در ایران و خاورمیانه (۳۱) بررسی روند خشکسالی و بارش در دهه اخیر ایران امری ضروری است. بنابراین هدف از انجام این پژوهش، بررسی

در حال تغییر ایران در گذشته و آینده ضروری به نظر می‌رسد. تاکنون چندین پژوهش به بررسی روند تغییرات مقدار و ویژگی‌های بارش در ایران انجام شده است. مدرس و سرحدی (۲۳) با بررسی روند بارش سالانه و حداکثر بارش ۲۴ ساعته در ۱۴۵ ایستگاه طی ۱۹۵۱-۲۰۰۰، روند کاهش بارش در ۷۶ درصد از ایستگاه‌ها و صعودی حداکثر بارش ۲۴ ساعته در ۵۰ درصد از ایستگاه‌ها را گزارش کردند. همچنین، نتایج آنها نشان داد که روند نزولی بارش سالانه در اکثر مناطق غربی و شمال غربی کشور معنی‌دار بوده است. مدرس و داسیلوا (۲۲) ترکیبی از روندهای نزولی و صعودی اغلب غیر معنی‌دار را برای مناطق خشک و نیمه خشک مرکزی و شرقی ایران طی ۲۰۰۰-۱۹۵۱ گزارش کردند. کوثری و همکاران (۱۹) روند بارش در ۲۶ ایستگاه همدید کشور را در بازه زمانی ۲۰۰۵-۱۹۵۱ بررسی کردند و نتیجه گرفتند که روند بارش سالانه در اکثر ایستگاه‌ها کاهش غیر معنی‌دار ($\alpha < 0/05$) بوده است. همچنین نتایج آنها نشان داد که روند نزولی بارش در اکثر ایستگاه‌ها در فصل تابستان معنی‌دار بوده است. طبری و همکاران (۳۰) روند تغییرات بارش سالانه و فصلی را در ۴۱ ایستگاه در سطح کشور طی ۲۰۰۵-۱۹۶۶ مطالعه کردند. نتایج آنها نشان داد که روند تغییرات بارش در حدود ۶۰ درصد از ایستگاه‌های مطالعه شده نزولی بوده است. در ۷ ایستگاه از ۴۱ ایستگاه مطالعه شده اکثراً در شمال غربی کشور قرار داشتند روند کاهش بارش سالانه معنی‌دار ($\alpha < 0/05$) بوده است. همچنین نتایج پژوهش آنها نشان داد که نسبت به سایر فصول، بارش زمستانی در تعداد بیشتری از ایستگاه‌ها نزولی بوده است. دشت پاگردی و همکاران (۹) روند تغییرات شاخص خشکسالی هواشناسی بارش استاندارد شده (SPI Standardized precipitation index) را در مناطق خشک و نیمه خشک مرکزی و شرقی کشور در ۲۰۰۵-۱۹۷۵ مطالعه کردند. نتایج مطالعه آنها نشان داد که تغییرات SPI در مقیاس‌های زمانی ۱۲، ۱۸ و ۲۴ ماهه (SPI-12، SPI-18 و SPI-24) (خشکسالی‌های بلند مدت) به ترتیب در حدود ۶۰، ۶۰ و ۶۸ درصد از ایستگاه‌ها نزولی معنی‌دار بوده است که نشان از افزایش احتمال

جدول ۱. برخی ویژگی‌های جغرافیایی و اقلیمی ایستگاه‌های مورد مطالعه

شماره	نام	طول جغرافیایی		عرض جغرافیایی	ارتفاع متر از سطح دریا	بارش سالانه mm y ⁻¹	ETo سالانه mm y ⁻¹	شاخص خشکی	طبقه‌بندی اقلیمی
		درجه شرقی	درجه شمالی						
۴۰۷۰۶	تبریز	۴۶° ۱۷'	۳۸° ۰۵'	۱۳۶۱	۲۶۰/۹	۶۳/۵	۱۳۰۴/۰	۰/۲۰	نیمه‌خشک
۴۰۷۱۲	ارومیه	۴۵° ۰۵'	۳۸° ۳۲'	۱۳۱۶	۳۲۰/۱	۹۱/۳	۱۱۰۶/۱	۰/۲۹	نیمه‌خشک
۴۰۷۰۳	خوی	۴۴° ۵۸'	۳۸° ۳۳'	۱۱۰۳	۲۸۰/۴	۷۲/۳	۱۰۲۳/۸	۰/۲۷	نیمه‌خشک
۴۰۷۰۸	اردبیل	۴۸° ۱۷'	۳۵° ۱۵'	۱۳۳۲	۲۹۱/۹	۷۳/۹	۹۴۱/۵	۰/۳۱	نیمه‌خشک
۴۰۷۴۷	سنندج	۴۷° ۰۰'	۳۵° ۲۰'	۱۳۷۳	۴۵۳/۲	۱۱۸/۳	۱۳۰۷/۳	۰/۳۵	نیمه‌خشک
۴۰۷۲۹	زنجان	۴۸° ۲۹'	۳۶° ۴۱'	۱۶۶۳	۲۹۸/۵	۶۲/۱	۱۲۲۲/۶	۰/۲۴	نیمه‌خشک
۴۰۸۴۸	شیراز	۵۲° ۳۶'	۲۹° ۳۲'	۱۴۸۴	۳۲۶/۰	۱۰۳/۲	۱۵۴۸/۶	۰/۲۱	نیمه‌خشک
۴۰۷۳۱	قزوین	۵۰° ۰۳'	۳۶° ۱۵'	۱۲۷۹	۳۲۳/۲	۷۹/۷	۱۲۷۶/۱	۰/۲۵	نیمه‌خشک
۴۰۷۶۸	همدان	۴۸° ۳۲'	۳۴° ۵۲'	۱۷۴۱/۵	۳۱۳/۳	۷۰/۰	۱۴۰۰/۲	۰/۲۲	نیمه‌خشک
۴۰۷۶۷	نور	۴۸° ۴۳'	۳۵° ۱۲'	۱۶۸۰	۳۱۵/۸	۶۱/۹	۱۴۱۱/۱	۰/۲۲	نیمه‌خشک
۴۰۷۶۶	کرمانشاه	۴۷° ۰۹'	۳۴° ۲۱'	۱۳۱۸/۶	۴۱۷/۱	۹۲/۹	۱۴۵۰/۰	۰/۲۹	نیمه‌خشک
۴۰۷۸۲	خرم‌آباد	۴۸° ۱۷'	۳۳° ۲۶'	۱۱۴۷/۸	۴۷۸/۷	۱۱۱/۰	۱۴۰۱/۲	۰/۳۴	نیمه‌خشک
۴۰۷۹۸	شهرکرد	۵۰° ۵۱'	۳۲° ۱۷'	۲۰۴۹	۳۲۵/۵	۹۱/۷	۱۲۲۱/۳	۰/۲۷	نیمه‌خشک
۴۰۸۵۹	فسا	۵۳° ۴۱'	۲۸° ۵۸'	۱۲۸۸/۳	۲۹۳/۴	۱۲۱/۱	۱۴۶۸/۴	۰/۲۰	نیمه‌خشک
۴۰۷۱۸	بندر انزلی	۴۹° ۲۷'	۳۷° ۲۹'	-۲۳/۶	۱۷۵۹/۳	۳۳۱/۹	۸۴۸/۳	۲/۰۷	مرطوب
۴۰۷۱۹	رشت	۴۹° ۳۷'	۳۷° ۱۹'	-۸/۶	۱۳۲۵/۰	۲۵۶/۴	۸۴۸/۹	۱/۵۶	مرطوب
۴۰۷۳۲	رامسر	۵۰° ۴۰'	۳۶° ۵۴'	-۲۰	۱۱۹۴/۹	۳۰۴/۵	۸۰۷/۸	۱/۴۸	مرطوب
۴۰۷۳۶	بابلسر	۵۲° ۳۹'	۳۶° ۴۳'	-۲۱	۹۲۷/۴	۱۸۱/۳	۹۱۰/۶	۱/۰۲	مرطوب
۴۰۷۳۸	گرگان	۵۴° ۲۵'	۳۶° ۵۴'	۰	۵۴۴/۶	۱۱۱/۶	۹۸۱/۷	۰/۵۵	نیمه مرطوب خشک
۴۰۷۴۵	مشهد	۵۹° ۳۸'	۳۶° ۱۶'	۹۹۹/۲	۲۵۴/۵	۷۴/۷	۱۲۷۰/۳	۰/۲۰	نیمه‌خشک
۴۰۷۶۲	تربت حیدریه	۵۹° ۱۳'	۳۵° ۱۶'	۱۴۵۰/۸	۲۶۲/۹	۸۴/۵	۱۳۲۰/۳	۰/۲۰	نیمه‌خشک

نیمه‌مرطوب در حاشیه دریای مازندران شده است (۱۳). منطقه مورد مطالعه در این پژوهش شامل مناطق مرطوب شمالی و نیمه‌خشک غربی، شمال شرقی، جنوب غربی و شمال غربی ایران بود. با توجه به مقدار بارش بیش از میانگین کل کشور، این مناطق از نظر کشاورزی و تولیدات گیاهی نقش مهمی در اقتصاد و امنیت غذایی کشور دارند. در این پژوهش ۲۱ ایستگاه همدید که دارای آمار بلند مدت می‌باشند انتخاب شدند. جدول (۱) ویژگی‌های اقلیمی و جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. داده‌های بارش ماهیانه ایستگاه‌ها از سازمان هواشناسی

روند تغییرات بارش و خشکسالی برخی از مناطق مرطوب و نیمه‌خشک ایران طی ۲۰۱۴-۱۹۷۶ بود.

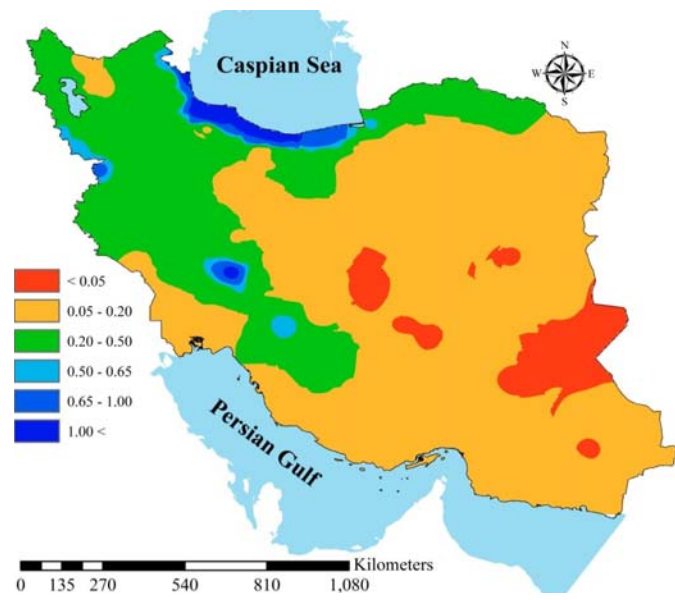
مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه و داده‌ها

وجود رشته کوه‌های البرز و زاگرس سبب تنوع آب و هوایی در ایران شده است. رشته کوه زاگرس همانند مانعی از عبور ابرهای باران‌زا از غرب به مرکز کشور جلوگیری می‌کند (۲۵). همچنین، رشته کوه شمالی البرز سبب ایجاد یک منطقه مرطوب و

جدول ۲. رده بندی اقلیمی بر مبنای UNEP

AI	اقلیم
< ۰/۰۵	فراخشک
۰/۲۰ - ۰/۰۵	خشک
۰/۵۰ - ۰/۲۰	نیمه خشک
۰/۶۵ - ۰/۵۰	نیمه مرطوب خشک
۱/۰ - ۰/۶۵	نیمه مرطوب تر
> ۱/۰	نیمه مرطوب



شکل ۱. پهنه بندی شاخص خشکی در ایران

که در آن AI شاخص خشکی، P بارش سالانه و ET_0 تبخیر و تعرق مرجع محاسبه شده بر مبنای روش پنمن-ماتیتش فائو ۵۶ است. در جدول (۲) طبقه بندی UNEP برای AI آورده شده است. پهنه بندی اقلیمی شاخص خشکی برای ایران نیز در شکل (۱) ارائه شده است.

شاخص خشکسالی

در این مطالعه به منظور کمی سازی خشکسالی از شاخص بارش استاندارد شده ۱۲ ماهه (SPI-12) (۲۱) استفاده شد. بدین منظور تابع توزیع گاما (Gamma distribution function) بر داده های سری بارش ماهیانه برازش داده شد (۱۱). تابع چگالی احتمال

کشور اخذ گردید. لازم به ذکر است که داده های هواشناسی ایستگاه های همدان و اردبیل از ماه می ۱۹۷۶ در دسترس است. در برخی از ایستگاه ها در تعداد بسیار کمی از ماه ها (کمتر از ۳ ماه طی ۲۰۱۴-۱۹۷۶ داده های بارش موجود نبود. برای حل مشکل ماه های فاقد آمار و پیوسته سازی سری بارش، بارش در ماه های فاقد آمار توسط مدل SDSM (Statistical Downscaling Model) (۳۵) ایجاد شد. همچنین در جدول (۱) شاخص خشکی (Aridity Index) بر مبنای روش UNEP (programme the united nations environment) به روش زیر محاسبه شده است (۳۲):

$$AI = \frac{P}{ET_0} \quad [1]$$

جدول ۳. طبقه‌بندی شدت خشکسالی و ترسالی بر مبنای شاخص SPI

مقدار شاخص	کلاس
$SPI \geq 2/0$	بسیار مرطوب
$1/5 \leq SPI < 2/0$	خیلی مرطوب
$1/0 \leq SPI < 1/5$	نسبتاً مرطوب
$-1/0 \leq SPI < 1/0$	نزدیک به نرمال
$-1/5 \leq SPI < -1/0$	خشکسالی متوسط
$-2/0 \leq SPI < -1/5$	خشکسالی شدید
$-2/0 > SPI$	خشکسالی بسیار شدید

بارش به شکل زیر در می‌آید:

$$H(x) = q + (1-q)G(x) \quad [8]$$

$$q = m/n \quad [9]$$

که در آن q تابع احتمال رخداد بارش صفر و m تعداد ماه‌های با بارش صفر است.

سپس تابع H(x) به تابع توزیع نرمال با مقادیر Z (که همان مقادیر SPI است) تبدیل می‌گردد. بدین منظور، از روش تبدیل ارائه شده توسط ابرامویز و استگان (۲) استفاده شد:

$$Z = SPI = \begin{cases} -(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}), \\ + (t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}) \end{cases}$$

$$t = \sqrt{\frac{\ln(\frac{1}{H(x)})}{(1-H(x))^2}} \quad 0 < H(x) \leq 0.5 \quad [10]$$

$$t = \sqrt{\frac{\ln(\frac{1}{1-H(x)})}{(1-H(x))^2}} \quad 0.5 < H(x) \leq 1.0$$

که در آن $c_0=2/515517$, $c_1=0/802583$, $c_2=0/010328$, $d_1=1/432788$, $d_2=0/189269$ و $d_3=0/001308$ است (۲).

جدول (۳) طبقه‌بندی شدت وقوع خشکسالی و ترسالی را بر مبنای مقدار SPI نشان می‌دهد.

روندابی و حذف همبستگی سریالی

از آزمون ناپارامتری من-کندال (Mann-Kendall) برای بررسی معنی‌داری روند نوسانات بارش و SPI-12 استفاده شد (۳۷):

گاما (Gamma probability density function) به صورت زیر می‌باشد:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad [2]$$

$$\Gamma(\alpha) = \lim_{n \rightarrow \infty} \prod_{v=0}^{n-1} \frac{n! n^{y-1}}{y+v} \equiv \int_0^\infty y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad [3]$$

که $\alpha < 0$ پارامتر شکل، $\beta < 0$ پارامتر مقیاس، Γ تابع توزیع گاما و $x > 0$ مقدار بارش است.

با برازش تابع گاما بر سری بارش می‌توان α و β را برآورد کرد. لیکن، ادوارز و مک‌کی (۱۱) روش زیر را برای تخمین α و β پیشنهاد کردند:

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{\sqrt{A}} (1 + \sqrt{\frac{4A}{3}}) \quad [4]$$

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{X}}{\hat{\alpha}} \quad [5]$$

$$A = \ln(\bar{X}) - \frac{\sum \ln(X)}{n} \quad [6]$$

که در آن $\hat{\alpha}$ و $\hat{\beta}$ مقادیر تخمینی α و β و n تعداد داده مشاهده شده بارش می‌باشد.

با استفاده از مقادیر $\hat{\alpha}$ و $\hat{\beta}$ و انتگرال‌گیری از تابع گاما بارش، تابع توزیع تجمعی بارش برای ماه و بازه زمانی مورد نظر (در این مطالعه ۱۲ ماهه) حاصل می‌گردد:

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\hat{\beta} \hat{\alpha} \Gamma(\hat{\alpha})} \int_0^x x^{\hat{\alpha}-1} e^{-x/\hat{\beta}} \quad [7]$$

از آنجاکه تابع توزیع گاما برای مقادیر $x=0$ تعریف نشده است و سری بارش مقادیر زیادی عدد صفر دارد، تابع توزیع تجمعی

نتایج و بحث

روند تغییرات بارش فصلی و سالانه

جدول (۴) مقدار آماره Z آزمون من-کندال و ضریب همبستگی سریالی (r_1) سری بارش سالانه و فصلی ۲۱ ایستگاه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همان‌طور که در جدول (۴) قابل مشاهده است در اکثر موارد همبستگی سریالی سری‌های بارش سالانه و فصلی کمتر از مقدار حدی (معادله ۱۵) بود که بیانگر عدم وجود همبستگی سریالی در سری‌های زمانی مربوطه است. روند تغییرات بارش سالانه در تمامی ایستگاه‌ها نزولی بوده است که نشانگر کاهش بارش طی ۳۹ سال اخیر است. این روند نزولی در ایستگاه‌های سنندج، فسا، تربیت حیدریه و مشهد در سطح ۵ درصد معنی‌دار بود. کمترین و بیشترین مقدار آماره Z آزمون من-کندال به ترتیب در ایستگاه سنندج (۲/۵۱-) و بابلسر (۰/۲۴-) به دست آمد. در ۱۹ ایستگاه (۹۰ درصد ایستگاه‌ها) روند فصلی بارش در زمستان نزولی بود. در ۱۵ ایستگاه از ۲۱ ایستگاه مورد مطالعه (حدود ۷۲ درصد از ایستگاه‌ها) که اغلب در مناطق نیمه خشک غربی، شمال غربی و شمال شرقی بودند، کمترین مقدار Z بارش فصلی در زمستان به دست آمد. همچنین، روند نزولی بارش زمستانی در مناطق سنندج، خوی، ارومیه، همدان، مشهد، تربیت حیدریه، نوره و قزوین معنی‌دار بود. کاهش بارش زمستانی احتمالاً تأثیر عمده بر روند کاهشی بارش سالانه در این مناطق داشته است. این بدان دلیل است که بخش عمده از بارش در مناطق نیمه خشک در فصل زمستان رخ می‌دهد و بنابراین کاهش بارش زمستانی سبب کاهشی شدن روند بارش منطقه می‌گردد. روند تغییرات بارش بهاری در تمامی ایستگاه‌ها به غیر از رامسر نزولی بوده است. به علاوه، در ۵ ایستگاه بندر انزلی، بابلسر، گرگان، سنندج و شیراز بیشترین کاهش فصلی بارش در بهار رخ داده است. بنابراین، در اکثر ایستگاه‌های شمالی کشور بیشترین کاهش فصلی بارش مربوط به بهار بوده است. روند کاهشی بارش پاییزی فقط در ایستگاه سنندج معنی‌دار بود. همچنین، روند بارش تابستانی و پاییزی به ترتیب در ۱۰ و ۷ ایستگاه (به ترتیب در حدود ۴۷ و ۳۳ درصد از ایستگاه‌ها) کاهشی غیر معنی‌دار بوده است.

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k) \quad [11]$$

$$\text{sign}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 & (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & (x_j - x_k) < 0 \end{cases} \quad [12]$$

$$\text{Var}(S) = \{[n(n-1)(2n+5)] - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)\} / 18 \quad [13]$$

$$Z = \begin{cases} S - 1 / \sqrt{\text{Var}(S)} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ S + 1 / \sqrt{\text{Var}(S)} & S < 0 \end{cases} \quad [14]$$

که در آنها S آماره آزمون، sign تابع علامت (Sign function)، n تعداد داده‌های سری، x_k و x_j به ترتیب داده‌های Zام و kام، 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 $|Z|$ بیشتر باشد نشانگر روند کاهشی‌تر یا افزایشی‌تر است. همچنین، اگر مقدار $|Z|$ بیشتر از ۱/۹۶ باشد، روند متغیر در سطح ۵ درصد معنی‌دار می‌باشد.

خود همبستگی (autoregressive) بودن سری‌های زمانی هیدرولوژیک سبب ایجاد Z من-کندال کاذب و رد فرض صفر (عدم وجود روند معنی‌دار) می‌شود. در این تحقیق از روش ون استورچ (۳۳) برای حذف همبستگی سریالی احتمالی در داده‌های مستقل استفاده شد. برای این منظور روند زیر دنبال شد (۳۸):

$$x'_t = x_t - r_1(x_{t-1}) \quad [15]$$

$$\text{if } \left\{ \frac{-1-1/96\sqrt{n-2}}{n-1} \leq r_1 \leq \frac{-1+1/96\sqrt{n-2}}{n-1} \right\}$$

$$r_1 = ((1/(n-1)) \sum_{t=1}^{n-1} [x_t - \bar{x}][x_{t+1} - \bar{x}]) / ((1/n) \sum_{i=1}^n [x_i - \bar{x}]^2) \quad [16]$$

که در آنها r_1 ضریب همبستگی سریالی فاصله یک (Lag-1 serial correlation coefficient)، x_t داده سری زمانی در زمان t و n تعداد داده‌های سری می‌باشند.

جدول ۴. مقدار ضریب همبستگی سریالی (r_1) و آماره روندیابی Z در سری‌های بارش طی ۲۰۱۴-۱۹۷۶

ایستگاه	فصل	Z	r_1	ایستگاه	فصل	Z	r_1	ایستگاه	فصل	Z	r_1
تبریز	زمستان	-۱/۵۵	-۰/۱۴	بندر انزلی	زمستان	-۲/۰۱	-۰/۱۳	تبریز	زمستان	-۱/۳۳	-۰/۳۳
	بهار	-۰/۹۲	۰/۱۵		بهار	-۰/۲۹	-۰/۰۶		بهار	-۱/۴۵	۰/۱۸
	تابستان	-۰/۷۵	-۰/۰۳		تابستان	-۱/۴۴	۰/۰۱		تابستان	۰/۳۱	۰/۲۲
	پاییز	-۰/۴۶	۰/۲۶		پاییز	۰/۹۹	۰/۰۹		پاییز	-۰/۱۰	-۰/۱۵
	سالانه	-۱/۶۹	۰/۲۴		سالانه	-۰/۴۸	-۰/۲۱		سالانه	-۱/۰۲	-۰/۱۴
ارومیه	زمستان	-۲/۰۴	-۰/۰۲	رشت	زمستان	-۱/۷۰	۰/۱۴	ارومیه	زمستان	-۱/۵۳	-۰/۳۵
	بهار	-۱/۲۶	۰/۲۸		بهار	-۰/۴۵	-۰/۱۵		بهار	-۱/۰۳	۰/۱۳
	تابستان	-۰/۶۹	-۰/۱۷		تابستان	۰/۲۲	-۰/۲۰		تابستان	-۰/۵۸	۰/۰۴
	پاییز	۰/۳۱	۰/۱۵		پاییز	۱/۴۴	-۰/۰۶		پاییز	-۰/۱۹	-۰/۲۱
	سالانه	-۱/۲۶	۰/۲۷		سالانه	-۱/۰۱	-۰/۱۷		سالانه	-۰/۷۳	-۰/۰۲
خوی	زمستان	-۲/۴۲	۰/۰۵	نورژه	زمستان	-۱/۹۸	۰/۰۴	خوی	زمستان	۰/۰۰	-۰/۱۲
	بهار	-۱/۵۵	۰/۲۰		بهار	-۱/۲۱	۰/۰۳		بهار	۱/۱۰	-۰/۰۷
	تابستان	-۰/۱۵	-۰/۱۷		تابستان	-۰/۱۸	-۰/۲۰		تابستان	۰/۰۷	۰/۰۵
	پاییز	۰/۶۵	۰/۰۳		پاییز	۱/۲۵	-۰/۰۵		پاییز	-۰/۶۹	-۰/۲۷
	سالانه	-۱/۴۸	۰/۲۴		سالانه	-۱/۲۱	-۰/۰۲		سالانه	-۰/۲۹	-۰/۲۳
اردبیل	زمستان	-۱/۱۹	۰/۳۳	کرمانشاه	زمستان	-۱/۹۱	۰/۰۳	اردبیل	زمستان	۰/۵۳	-۰/۲۷
	بهار	-۰/۸۲	۰/۱۲		بهار	-۱/۲۱	۰/۱۳		بهار	-۰/۸۱	-۰/۱۳
	تابستان	۰/۳۴	-۰/۰۶		تابستان	۰/۴۴	۰/۱۳		تابستان	-۰/۳۶	۰/۱۸
	پاییز	-۰/۴۱	-۰/۰۸		پاییز	۰/۹۰	-۰/۰۵		پاییز	۰/۴۴	-۰/۱۲
	سالانه	-۰/۸۰	۰/۳۳		سالانه	-۱/۲۳	۰/۱۲		سالانه	-۰/۲۴	-۰/۲۲
سنندج	زمستان	-۲/۱۱	۰/۵۲	خرم آباد	زمستان	-۱/۳۶	۰/۳۰	سنندج	زمستان	-۱/۱۳	۰/۳۰
	بهار	-۲/۹۸	۰/۲۱		بهار	-۰/۳۹	۰/۰۹		بهار	-۱/۸۱	۰/۰۹
	تابستان	-۰/۳۳	-۰/۲۴		تابستان	۰/۰۱	۰/۰۰		تابستان	-۱/۰۳	۰/۲۰
	پاییز	-۰/۲۹	-۰/۰۰		پاییز	۰/۸۰	-۰/۱۸		پاییز	-۰/۴۱	۰/۰۵
	سالانه	-۲/۵۱	۰/۵۱		سالانه	-۲/۲۵	۰/۲۶		سالانه	-۱/۲۳	۰/۳۳
زنجان	زمستان	-۱/۰۹	-۰/۲۱	شهرکرد	زمستان	-۱/۰۶	۰/۰۶	زنجان	زمستان	-۲/۵۸	۰/۰۲
	بهار	-۰/۶۵	-۰/۰۴		بهار	-۰/۰۵	-۰/۰۹		بهار	-۱/۰۲	-۰/۰۷
	تابستان	۱/۷۹	-۰/۰۹		تابستان	-۰/۲۰	-۰/۱۹		تابستان	۰/۹۰	۰/۱۱
	پاییز	۰/۹۷	۰/۰۷		پاییز	۱/۵۰	-۰/۰۵		پاییز	۱/۰۳	-۰/۰۰
	سالانه	-۰/۲۷	۰/۰۸		سالانه	-۰/۳۳	-۰/۲۲		سالانه	-۲/۲۵	۰/۱۰
شیراز	زمستان	-۱/۰۶	-۰/۰۷	فسا	زمستان	-۱/۷۷	۰/۰۴	شیراز	زمستان	-۲/۶۴	۰/۰۹
	بهار	-۱/۵۵	۰/۱۴		بهار	-۰/۹۲	۰/۱۰		بهار	-۰/۵۳	۰/۱۴
	تابستان	۱/۱۸	۰/۰۰		تابستان	۰/۴۸	-۰/۰۴		تابستان	۰/۰۶	۰/۰۸
	پاییز	۰/۶۴	۰/۰۶		پاییز	۰/۹۷	-۰/۱۲		پاییز	۱/۳۱	۰/۰۲
	سالانه	-۱/۱۴	۰/۱۰		سالانه	-۱/۹۸	۰/۰۷		سالانه	-۱/۹۶	۰/۱۵

نتایج بررسی روند تغییرات بارش در ایران طی ۲۰۰۵-۱۹۶۶ گزارش شده توسط طبری و همکاران (۳۰) در جدول (۵) آورده شده است. لازم به ذکر است که در این مطالعه و پژوهش طبری و همکاران از روش مشابهی برای روندیابی و حذف

۱- مقادیر Z که زیر آنها خط کشیده شده است نشانگر معنی‌داری روند در سطح ۵ درصد می‌باشند.
 ۲- مقادیر r_1 که زیر آنها خط کشیده شده است بیانگر وجود همبستگی سریالی در سری زمانی هستند.

جدول ۵. مقدار آماره روندیابی Z در سری‌های زمانی بارش سالانه طی ۱۹۶۶-۲۰۰۵ (Tabari and Talaei, 2011b)

ایستگاه	Z	ایستگاه	Z	ایستگاه	Z	ایستگاه	Z
تبریز	-۲/۹۷	زنجان	-۱/۹۸	کرمانشاه	-۲/۶۲	رشت	-۰/۲۷
ارومیه	-۲/۹۳	شیراز	۱/۲۵	خرم آباد	-۲/۳۳	رامسر	-۰/۲۲
خوی	-۳/۲۴	قزوین	۰/۳۳	شهرکرد	۰/۰۱	بابلسر	۰/۸۹
اردبیل	-	همدان	-	فسا	۰/۶۲	گرگان	-۳/۳۲
سنندج	-۳/۱۵	نورژه	-۰/۷۷	بندر	-۰/۰۹	مشهد	۰/۰۰

جدول ۶. تاریخ و مقدار شدیدترین خشکسالی رخ داده طی ۱۹۷۶-۲۰۱۴

ایستگاه	شدیدترین خشکسالی			ایستگاه	شدیدترین خشکسالی		
	SPI	سال	ماه		SPI	سال	ماه
تبریز	-۲/۸۵	۲۰۰۸	جون	خرم آباد	-۲/۲۷	۲۰۱۲	مارچ
ارومیه	-۲/۲۵	۱۹۹۹	آوریل	شهرکرد	-۲/۶۷	۲۰۰۸	آگوست
خوی	-۲/۱۳	۱۹۸۹	آگوست	فسا	-۳/۱۴	۲۰۰۹	ژانویه
اردبیل	-۲/۴	۱۹۸۷	جون	بندر انزلی	-۲/۵۲	۲۰۰۲	نوامبر
سنندج	-۲/۴۴	۲۰۰۸	آگوست	رشت	-۲/۲۶	۲۰۱۰	دسامبر
زنجان	-۲/۶۰	۱۹۸۹	دسامبر	رامسر	-۲/۰۴	۲۰۰۰	سپتامبر
شیراز	-۳/۲۵	۲۰۰۹	ژانویه	بابلسر	-۲/۸۸	۲۰۱۰	دسامبر
قزوین	-۳/۴	۲۰۰۹	ژانویه	گرگان	-۳/۵۶	۲۰۰۸	آگوست
همدان	-۲/۷۱	۱۹۹۹	می	مشهد	-۲/۲۶	۲۰۰۸	دسامبر
نورژه	-۲/۴۱	۱۹۷۸	نوامبر	تربت حیدریه	-۳/۰۱	۲۰۰۸	دسامبر
کرمانشاه	-۳/۲۰	۲۰۰۸	جون				

همبستگی سریالی سری بارش استفاده شده است.

طی ۱۹۶۶-۲۰۰۵، یک روند نزولی معنی‌دار در اکثر مناطق شمال غربی و غربی کشور از قبیل تبریز، ارومیه، خوی، سنندج، زنجان، خرم‌آباد و کرمانشاه توسط طبری و همکاران گزارش شده است. لیکن، روند تغییرات بارش سالانه در بخش شمالی کشور فقط در گرگان کاهش معنی‌دار بوده است. روند افزایشی غیر معنی‌دار بارش در برخی از ایستگاه‌های جنوب غربی ایران از قبیل فسا و شیراز گزارش شد. در مناطق نیمه‌خشک شمال شرقی کشور بر مبنای آماره Z سری بارش تقریباً بی‌روند بوده است. در ایستگاه‌های بابلسر، شیراز، فسا و قزوین احتمالاً به دلیل وقوع یک خشکسالی نسبتاً شدید طی ۲۰۰۸-۲۰۰۹

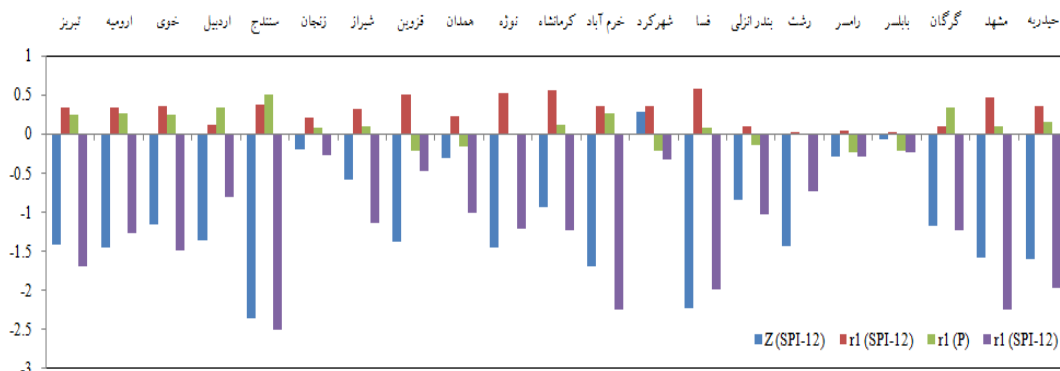
(جدول ۶ و ۸) روند تغییرات بارش از افزایشی غیر معنی‌دار طی ۱۹۶۶-۲۰۰۵ به کاهش غیر معنی‌دار طی ۲۰۱۴-۱۹۷۶ تغییر یافته است. در ایستگاه‌های مشهد، تربت حیدریه و شهرکرد نیز احتمالاً به دلیل خشکسالی ۲۰۰۸-۲۰۰۹ (جدول ۶ و ۸) روند تغییرات بارش از حالت بی‌روند به کاهش غیر معنی‌دار (در شهرکرد) و کاهش معنی‌دار (در تربت حیدریه و مشهد) تبدیل گشته است. لیکن، روند معنی‌دار نزولی بارش در ایستگاه‌های تبریز، ارومیه، خوی، کرمانشاه، زنجان، گرگان طی ۱۹۶۶-۲۰۰۵ به صورت غیر معنی‌دار طی ۲۰۱۴-۱۹۷۶ تغییر کرده است. در ایستگاه‌های خرم‌آباد و سنندج روند کاهش معنی‌دار و در ایستگاه‌های نورژه و مرطوب شمالی از قبیل رشت،

جدول ۷. تعداد وقوع و دوره خشکسالی‌ها در ایستگاه‌های مورد مطالعه

ایستگاه	طول دوره خشکی (ماه)															
	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	>۱۵
تبریز	۱۰	۵	۱	۳	۱	۰	۱	۰	۱	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۰
ارومیه	۶	۱	۱	۳	۰	۲	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۱
خوی	۲	۳	۲	۲	۱	۱	۱	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱
اردبیل	۶	۱	۰	۳	۰	۳	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۱	۱	۰	۰
سنندج	۲	۰	۱	۰	۲	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۱	۱	۱
زنجان	۲	۲	۱	۱	۰	۰	۰	۰	۲	۰	۱	۰	۱	۰	۰	۰
شیراز	۲	۱	۲	۱	۰	۰	۱	۱	۱	۱	۲	۲	۱	۰	۰	۱
قزوین	۲	۳	۰	۱	۰	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۱
همدان	۶	۲	۲	۱	۲	۰	۱	۰	۱	۰	۰	۰	۲	۰	۰	۰
نوژه	۷	۲	۳	۰	۱	۱	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۲	۲
کرمانشاه	۱	۰	۲	۰	۰	۰	۱	۰	۱	۰	۰	۰	۱	۰	۱	۱
خرم‌آباد	۶	۴	۱	۱	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۱
شهرکرد	۰	۱	۳	۰	۰	۲	۰	۰	۲	۲	۰	۰	۱	۰	۰	۰
فسا	۲	۳	۱	۰	۰	۰	۱	۳	۱	۱	۰	۰	۱	۰	۰	۰
بندر انزلی	۹	۴	۲	۱	۱	۱	۲	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱
رشت	۷	۴	۳	۱	۱	۰	۱	۲	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۰	۰
رامسر	۱۰	۶	۲	۰	۱	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۰	۱	۰	۰	۱
بابلسر	۶	۲	۲	۱	۰	۱	۰	۰	۲	۱	۰	۱	۰	۱	۰	۰
گرگان	۶	۱	۱	۱	۱	۰	۱	۰	۰	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۱
مشهد	۵	۵	۱	۰	۰	۲	۰	۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱
تربت حیدریه	۳	۲	۰	۲	۰	۰	۱	۰	۱	۰	۰	۲	۰	۰	۱	۰

جدول ۸. تاریخ شروع و پایان و مدت طولانی‌ترین خشکسالی در ۲۰۱۴-۱۹۷۶

ایستگاه	مدت (ماه)	تاریخ شروع و پایان	ایستگاه	مدت (ماه)	تاریخ شروع و پایان
تبریز	۱۱	مارچ ۲۰۰۸- فوریه ۲۰۰۹	خرم‌آباد	۲۱	مارچ ۱۹۹۹- نوامبر ۲۰۰۰
ارومیه	۴۲	اکتبر ۱۹۹۸- مارچ ۲۰۰۲	شهرکرد	۱۳	مارچ ۲۰۰۸- مارچ ۲۰۰۹
خوی	۲۳	می ۲۰۰۰- مارچ ۲۰۰۲	فسا	۱۳	مارچ ۲۰۰۸- مارچ ۲۰۰۹
اردبیل	۱۴	اکتبر ۱۹۸۶- نوامبر ۱۹۸۷	بندر انزلی	۱۶	ژانویه ۱۹۹۱- می ۱۹۹۲
سنندج	۲۱	مارچ ۱۹۹۹- نوامبر ۲۰۰۰	رشت	۱۲	اگوست ۲۰۱۰- جولای ۲۰۱۱
زنجان	۱۳	می ۲۰۰۸- می ۲۰۰۹	رامسر	۱۶	آوریل ۲۰۰۰- جولای ۲۰۰۱
شیراز	۲۱	می ۲۰۰۸- نوامبر ۲۰۰۹	بابلسر	۱۳	ژانویه ۱۹۹۹- ژانویه ۲۰۰۰
قزوین	۱۷	آوریل ۲۰۰۸- اگوست ۲۰۰۹	گرگان	۲۱	نوامبر ۲۰۰۷- جولای ۲۰۰۹
همدان	۱۳	دسامبر ۱۹۹۰- دسامبر ۱۹۹۱	مشهد	۲۵	مارچ ۲۰۰۰- مارچ ۲۰۰۲
نوژه	۲۰	مارچ ۱۹۹۹- اکتبر ۲۰۰۰	تربت حیدریه	۱۵	ژانویه ۲۰۰۱- مارچ ۲۰۰۲
کرمانشاه	۲۱	مارچ ۱۹۹۹- نوامبر ۲۰۰۰			



شکل ۲. مقادیر ضریب همبستگی سریالی (r_1) و آماره روندیابی Z در سری‌های زمانی SPI-12 و بارش طی ۱۹۷۶-۲۰۱۴

سری‌های زمانی SPI-12 است.

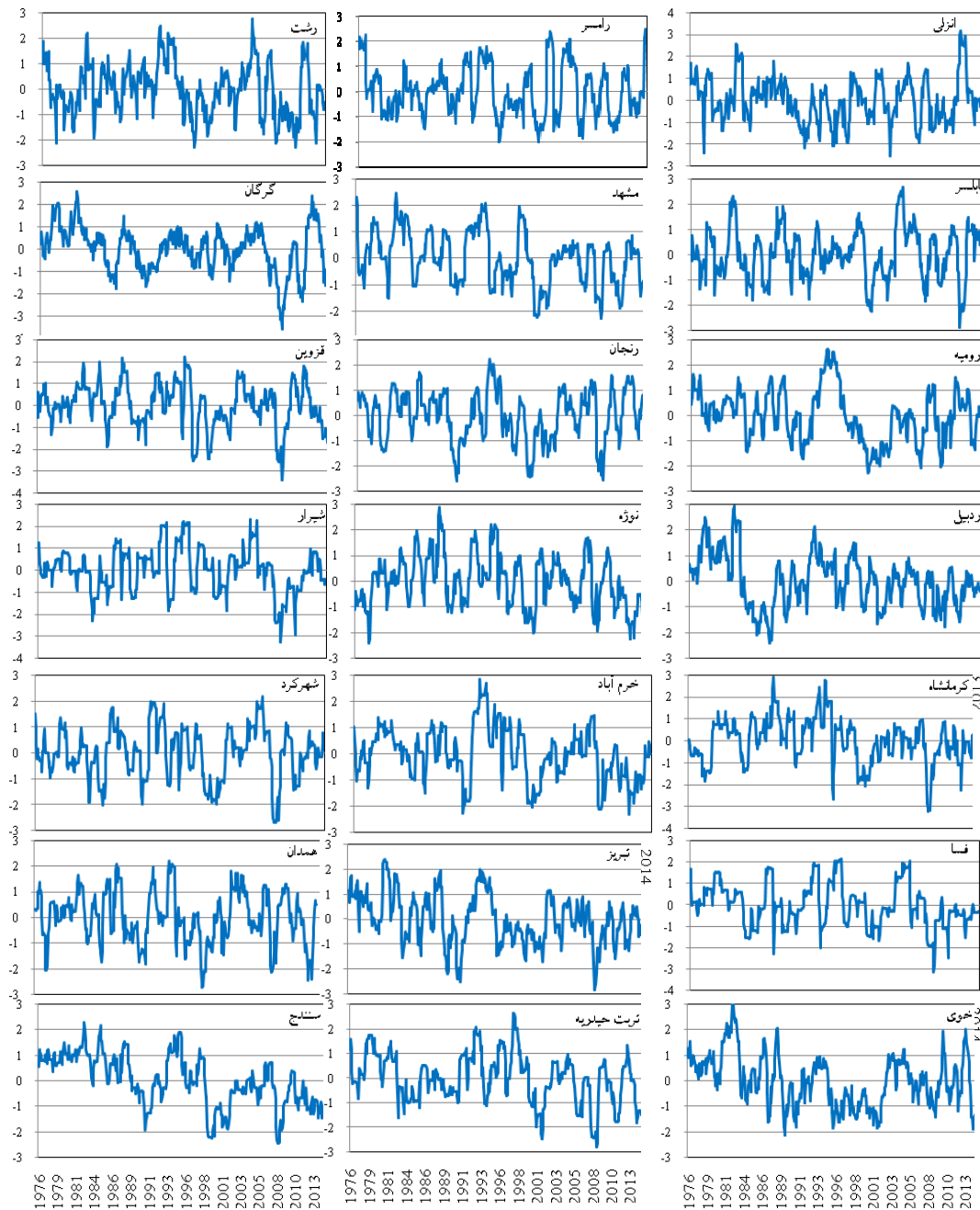
جدول (۶) کمترین مقدار SPI-12 (شدیدترین خشکسالی) و تاریخ رخداد آن را برای هر ایستگاه نشان می‌دهد. بر مبنای این نتایج، شدیدترین خشکسالی در ایستگاه‌های همدان، رامسر و ارومیه طی دوره ۱۹۹۹-۲۰۰۰ رخ داده است. لیکن، در ایستگاه‌های تبریز، سنندج، شیراز، فسا، قزوین، مشهد، تربت حیدریه، شهرکرد، گرگان و کرمانشاه شدیدترین خشکسالی طی ۱۹۷۶-۲۰۱۴ در دوره ۲۰۰۸-۲۰۰۹ رخ داده است. در بابل و رشت شدیدترین خشکسالی بر مبنای SPI-12 در سال ۲۰۱۰ و در خرم آباد در سال ۲۰۱۲ اتفاق افتاده است. در ایستگاه‌های خوی، اردبیل و زنجان شدیدترین خشکسالی طی ۱۹۸۷-۱۹۸۹ رخ داده است. بنابراین، شدیدترین خشکسالی در حدود نیمی از ایستگاه‌ها (۴۷ درصد از ایستگاه‌ها) در سال‌های ۲۰۰۸-۲۰۰۹ رخ داده است. همان‌طور که قبلاً اشاره شد خشکسالی ۲۰۰۸-۲۰۰۹ سبب تغییر روند بارش سالانه در منطقه مورد مطالعه به‌ویژه در بخش‌های نیمه خشک جنوب غربی و شمال شرقی کشور شده است. خشکسالی سال‌های ۲۰۰۸-۲۰۰۹ در سری‌های زمانی SPI-12 طی ۱۹۷۶-۲۰۱۴ در شکل (۳) قابل مشاهده است.

در جدول (۷) تعداد خشکسالی‌ها به همراه مدت رخداد آن آورده شده است. همان‌طور که در جدول (۷) قابل مشاهده است تعداد رخداد خشکسالی‌ها با افزایش مدت خشکسالی کاهش یافته است. در ایستگاه‌های رامسر، اردبیل، سنندج، زنجان، شیراز، قزوین، همدان دو و در ایستگاه‌های شهرکرد، فسا، بندر

بندر انزلی و رامسر روند کاهشی غیر معنی‌دار طی ۱۹۶۶-۲۰۰۵ در سال‌های ۱۹۷۶-۲۰۱۴ نیز وجود داشته است. به دلیل آن که داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های همدان و اردبیل از سال ۱۹۷۶ موجود است، در پژوهش طبری و همکاران این ایستگاه‌ها در نظر گرفته نشده است. به‌طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که خشکسالی‌های دهه اخیر در ایران روند بارش سالانه بسیاری از مناطق کشور را تغییر داده است.

روند تغییرات SPI-12 و شدیدترین و طولانی‌ترین خشکسالی

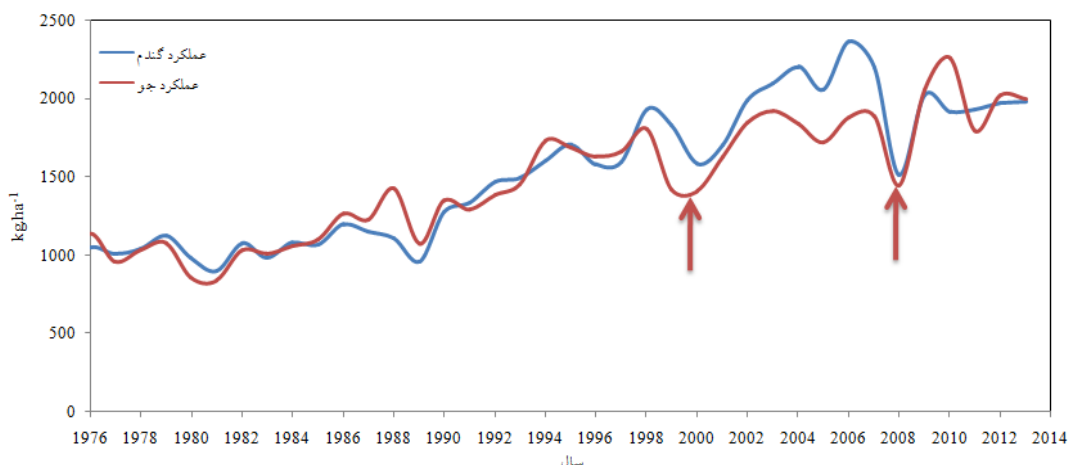
مقادیر آماره Z آزمون روندیابی من-کندال و ضریب همبستگی سریالی (r_1) سری SPI-12 ایستگاه‌ها در شکل (۲) آورده شده است. شکل (۳) نیز سری‌های زمانی SPI-12 ۲۱ ایستگاه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. بر مبنای نتایج ارائه شده در شکل (۲)، روند تغییرات SPI-12 طی ۱۹۷۶-۲۰۱۴ در تمامی ایستگاه‌ها به غیر از شهرکرد کاهشی بوده است. همچنین، روند تغییرات SPI-12 در ایستگاه‌های سنندج و فسا کاهشی معنی‌دار بوده است. لیکن، با وجود معنی‌دار بودن روند کاهشی بارش سالانه طی ۱۹۷۶-۲۰۱۴ در ایستگاه‌های مشهد و تربت حیدریه، روند نزولی SPI-12 طی این دوره معنی‌دار نبوده است. در بسیاری از ایستگاه‌ها مقدار Z سری بارش سالانه و SPI-12 به هم نزدیک بود. مقادیر r_1 در چندین ایستگاه‌ها بیش از مقادیر حدی (معادله ۱۵) بود که نشانگر نیاز به حذف همبستگی سریالی در



شکل ۳. سری‌های زمانی SPI-12 طی ۱۹۷۶-۲۰۱۴

ایستگاه کرمانشاه (۸ رخداد) و تبریز (۲۳ رخداد) در دوره ۱۹۷۶-۲۰۱۴ به وقوع پیوسته است. همچنین، کمترین و بیشترین مدت تجمعی خشکسالی به ترتیب مربوط به ایستگاه قزوین (۵۹ ماه) و شیراز (۱۳۸ ماه) بود. زیاد بودن مدت تجمعی خشکسالی در ایستگاه شیراز به دلیل زیاد بودن

انزلی، خرم آباد، بابل، گرگان، تربت حیدریه و مشهد یک وقوع خشکسالی با مدت بیشتر از یک سال اتفاق افتاده است. همچنین در ایستگاه کرمانشاه سه رخداد خشکسالی با مدت بیشتر از یک سال رخ داده است. بدون در نظر گرفتن مدت خشکسالی، کمترین و بیشترین تعداد خشکسالی به ترتیب در



شکل ۴. روند تغییرات عملکرد گندم و جو کشور طی ۱۹۷۶-۲۰۱۴ (داده‌ها برگرفته از بانک داده FAOSTAT)

دشت پاگردی و همکاران (۹) برای ایستگاه‌های شیراز و فسا روند نزولی غیرمعنی‌دار و برای مناطق مشهد و تربیت حیدریه روند کاهشی معنی‌دار را برای SPI-12 در دوره ۲۰۰۵-۱۹۷۵ گزارش کردند. تفاوت در نتایج مطالعه دشت پاگردی و همکاران و مطالعه حاضر نیز می‌تواند با تفاوت در طول مدت مورد مطالعه و روش حذف همبستگی سریالی در ارتباط باشد.

سری زمانی عملکرد گندم و جو ایران برگرفته از بانک اطلاعاتی FAOSTAT در طول دوره ۲۰۱۳-۱۹۷۶ در شکل (۴) ارائه شده است. همان‌طور که در این شکل قابل مشاهده است، عملکرد این دو محصول عمده زراعی ایران در سال‌های ۲۰۰۱-۱۹۹۹ و ۲۰۰۹-۲۰۰۸ به شدت کاهش یافته است که احتمالاً در ارتباط با وقوع خشکسالی‌های طولانی مدت و شدید در این دوره‌ها می‌باشد. به نظر می‌رسد که عملکرد جو بیشتر از عملکرد گندم تحت تاثیر این دو دوره خشکسالی کاهش یافته است. این امر احتمالاً بدان دلیل است که سهم بیشتری از تولید جو کشور نسبت به گندم تحت کشت دیم و وابستگی مستقیم به بارش باران دارد.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش روند تغییرات بارش و شاخص خشکسالی SPI-12 در ۲۱ ایستگاه همدید واقع در مناطق مرطوب و

خشکسالی‌های نسبتاً بلند مدت (۲ رخداد خشکسالی ۱۰، ۱۱ و ۱۲ ماهه) نسبت به سایر ایستگاه‌ها می‌باشد. تاریخ شروع و پایان مدت طولانی‌ترین خشکسالی در ایستگاه‌های مورد مطالعه در جدول (۸) نشان داده شده است. طولانی‌ترین خشکسالی در ایستگاه ارومیه اتفاق افتاده است که ۴۲ ماه از اکتبر ۱۹۹۸ تا مارچ ۲۰۰۲ به طول انجامیده است. همچنین در ایستگاه‌های همدان و زنجان دو رخداد بلند مدت ۱۳ ماهه خشکسالی به وقوع پیوسته است. طولانی‌ترین خشکسالی هواشناسی در ۷ ایستگاه (۳۷ درصد از ایستگاه‌ها) طی ۲۰۰۹-۲۰۰۸ و در ۱۱ ایستگاه (۴۳ درصد از ایستگاه‌ها) طی ۲۰۰۲-۱۹۹۹ اتفاق افتاده است. با توجه به آن که در ۹ ایستگاه (۴۳ درصد از ایستگاه‌ها) یک خشکسالی طولانی پس از سال ۲۰۰۵ رخ داده است، روندهای بارش مناطق عمده‌ایی از منطقه مورد مطالعه احتمالاً تحت تأثیر خشکسالی‌های پس از سال ۲۰۰۵ قرار گرفته است. ابرقویی و همکاران (۱) در بسیاری از مناطق نیمه‌خشک ایران از قبیل تبریز، خوی، ارومیه، کرمانشاه، سنندج، تربت حیدریه، مشهد، شهرکرد و زنجان روند نزولی معنی‌داری برای سری SPI-12 طی ۲۰۰۵-۱۹۷۵ گزارش کردند. به نظر می‌رسد به دلیل عدم حذف همبستگی سریالی در پژوهش آنها، آزمون من-کندال روند تغییرات خشکسالی را به صورت کاذب بیشتر برآورد کرده است. همچنین، تفاوت در طول دوره مورد مطالعه آنها و پژوهش حاضر می‌تواند دلیل دیگری برای تفاوت نتایج باشد.

فسا، قزوین، مشهد، تربت حیدریه، شهرکرد، گرگان و کرمانشاه در ۲۰۰۸-۲۰۰۹ رخ داده است. همچنین، کمترین و بیشترین مدت تجمعی خشکسالی به ترتیب در ایستگاه‌های قزوین (۵۹ ماه) و شیراز (۱۳۸ ماه) بود. بنابراین نوسانات بارش در مناطق نیمه‌خشک جنوبی کشور مشهودتر است. طولانی‌ترین خشکسالی در ۷ ایستگاه (۳۷ درصد از ایستگاه‌ها) طی ۲۰۰۸-۲۰۰۹ و در ۱۱ ایستگاه (۴۳ درصد از ایستگاه‌ها) طی ۲۰۰۲-۱۹۹۹ اتفاق افتاده است. بنابراین خشکسالی‌های دهه اخیر (۲۰۱۵-۲۰۰۵) احتمالاً تأثیر عمده‌ایی در روند بارش و خشکسالی در بخش‌های عمده‌ایی از مناطق مورد مطالعه به‌ویژه در شمال شرقی و جنوب غربی ایران داشته است. به‌علاوه، این تغییرات روند نیاز به به‌روزرسانی مطالعات روندیابی خشکسالی و بارش را نشان می‌دهد. همچنین، خشکسالی‌های سال‌های ۲۰۰۰-۱۹۹۹ و ۲۰۰۹-۲۰۰۸ عملکرد تولیدات زراعی کشور را نیز به شدت تحت تأثیر قرار داده است.

نیمه‌خشک کشور در دوره ۲۰۱۴-۱۹۷۶ مطالعه شد. روند تغییرات بارش سالانه در تمامی ایستگاه‌ها در ۲۰۱۴-۱۹۷۶ نزولی بود. این روند کاهشی در برخی از ایستگاه‌ها از قبیل سنندج، فسا، تربت حیدریه و مشهد در سطح ۵ درصد معنی‌دار بود. بر مبنای نتایج آزمون من-کندال، کاهشی‌ترین روند بارش سالانه در ایستگاه سنندج بوده است. همچنین، در حدود ۷۲ درصد از ایستگاه‌های مورد مطالعه که اغلب در مناطق نیمه‌خشک قرار دارند، نزولی‌ترین روند بارش فصلی در زمستان بود. روند کاهشی بارش زمستانی در مناطق سنندج، خوی، ارومیه، همدان، مشهد، تربت حیدریه، نوره و قزوین معنی‌دار ($\alpha < 0/05$) بود. به‌علاوه، روند بارش بهاری، تابستانی و پاییزی به ترتیب در ۲۰، ۱۰ و ۷ ایستگاه از ۲۱ ایستگاه مورد مطالعه کاهشی بود. روند SPI-12 در تمامی ایستگاه‌ها به غیر از شهرکرد نزولی بوده است. همچنین، روند کاهشی SPI-12 در سنندج و فسا کاهشی معنی‌دار ($\alpha < 0/05$) بوده است. شدیدترین خشکسالی در سه ایستگاه همدان، رامسر و ارومیه طی دوره ۲۰۰۰-۱۹۹۹ و در ایستگاه‌های تبریز، سنندج، شیراز،

منابع مورد استفاده

1. Abarghouei, H. B., M. A. A. Zarch, M. T. Dastorani, M. R. Kousari and M. S. Zarch. 2011. The survey of climatic drought trend in Iran, *Stoch. Env. Res. Risk A*. 25(6): 851-863.
2. Abramowitz, M. and I. A. Stegun. 1964. *Handbook of Mathematical Functions: with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables*. United States Department of Commerce, National Bureau of Standards (NBS), Washington D.C., US.
3. 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 Crop Res*. 118(2): 105-114.
4. Cai, W., S. Borlace, M. Lengaigne, P. Van Rensch, M. Collins, G. Vecchi, A. Timmermann, A. Santoso, M. J. McPhaden and L. Wu. 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming, *Nat. Clim. Change*. 4(2): 111-116.
5. Cai, W., A. Santoso, G. Wang, S. W. Yeh, S. I. An, K. M. Cobb, M. Collins, E. Guilyardi, F. F. Jin and J. S. Kug. 2015. ENSO and greenhouse warming, *Nat. Clim. Change*. 5: 849-859.
6. Capra, A., S. Consoli and B. Scicolone. 2013. Long-Term Climatic Variability in Calabria and Effects on Drought and Agrometeorological Parameters, *Water Resour. Manag*. 27(2): 601-617.
7. Dai, A. 2011. Drought under global warming: a review, *Wires Clim. Change*. 2(1): 45-65.
8. Dai, A. 2013. Increasing drought under global warming in observations and models, *Nat. Clim. Change*. 3(1): 52-58.
9. Dashtpajardi, M. M., M. R. Kousari, H. Vagharfard, D. Ghonchepour, M. E. Hosseini and H. Ahani. 2015. An investigation of drought magnitude trend during 1975-2005 in arid and semi-arid regions of Iran, *Environ. Earth Sci*. 73(3): 1231-1244.
10. De Châtel, F. 2014. The Role of Drought and Climate Change in the Syrian Uprising: Untangling the Triggers of the Revolution, *Middle Eastern Stud*. 1-15.
11. Edwards, D. C. and T. B. McKee. 1997. Characteristics of 20th Century Drought in the United States at Multiple Time Scales, *Climatology Report 97-2*, Department of Atmospheric Science, Colorado state University, Fort Collins.

12. 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 Planet Change*. 62(3): 195-209.
13. Ghorbani, M. 2013. *Nature of Iran and Its Climate, The Economic Geology of Iran*. Springer Geology. Springer Netherlands.
14. Godfray, H. C. J., J. R. Beddington, I. R. Crute, L. Haddad, D. Lawrence, J. F. Muir, J. Pretty, S. Robinson, S. M. Thomas and C. Toulmin. 2010. Food security: the challenge of feeding 9 billion people, *Sci*. 327(5967): 812-818.
15. 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 Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
16. Jha, S., V. K. Sehgal, R. Raghava and M. Sinha. 2013. Trend of standardized precipitation index during Indian summer monsoon season in agroclimatic zones of India, *Earth Syst. Dynam. Discuss*. 2013: 429-449.
17. Johnstone, S. and J. Mazo. 2011. Global warming and the Arab Spring, *Survival* 53(2): 11-17.
18. Kaniewski, D., E. Van Campo and H. Weiss. 2012. Drought is a recurring challenge in the Middle East, *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109(10): 3862-3867.
19. Kousari, M. R., M. R. Ekhtesasi, M. Tazeh, M. A. S. Naeini and M. A. A. Zarch. 2011. An investigation of the Iranian climatic changes by considering the precipitation, temperature, and relative humidity parameters, *Theoretical Appl. Climatol*. 103(3-4): 321-335.
20. Logan, K. E., N. A. Brunzell, A. R. Jones and J. J. Feddema. 2010. Assessing spatiotemporal variability of drought in the U.S. central plains, *J. Arid Environ*. 74(2): 247-255.
21. McKee, T. B., N. J. Doesken and J. Kleist. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales, *In: Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*. American Meteorological Society Boston, MA, pp. 179-183.
22. Modarres, R. and V. d. P. R. da Silva. 2007. Rainfall trends in arid and semi-arid regions of Iran, *J. Arid Environ*. 70(2): 344-355.
23. Modarres, R. and A. Sarhadi. 2009. Rainfall trends analysis of Iran in the last half of the twentieth century, *J. GR. Atmosphers*. 114(D03101).
24. Nazemosadat, M. and A. Ghasemi. 2004. Quantifying the ENSO-related shifts in the intensity and probability of drought and wet periods in Iran, *J. Climate*. 17(20): 4005-4018.
25. Sadeghi, A., A. Kamgar-Haghighi, A. Sepaskhah, D. Khalili and S. Zand-Parsa. 2002. Regional classification for dryland agriculture in southern Iran, *J. Arid Environ*. 50(2): 333-341.
26. Salami, H., N. Shahnooshi and K. J. Thomson. 2009. The economic impacts of drought on the economy of Iran: An integration of linear programming and macroeconomic modelling approaches, *Ecol. Econ*. 68(4): 1032-1039.
27. Sternberg, T. 2012. Chinese drought, bread and the Arab Spring, *Appl Geogr*. 34: 519-524.
28. Tabari, H., H. Abghari and P. Hosseinzadeh Talae. 2012. Temporal trends and spatial characteristics of drought and rainfall in arid and semiarid regions of Iran, *Hydrol. Process*. 26(22): 3351-3361.
29. Tabari, H., B. Shifteh Somee and M. Rezaeian Zadeh. 2011. Testing for long-term trends in climatic variables in Iran, *Atmos. Res*. 100(1) :132-140.
30. Tabari, H. and P. H. Talae. 2011. Temporal variability of precipitation over Iran: 1966–2005, *J. Hydrol*. 396(3): 313-320.
31. Trigo, R. M., C. M. Gouveia and D. Barriopedro. 2010. The intense 2007–2009 drought in the Fertile Crescent: Impacts and associated atmospheric circulation, *Agric. Forest Meteorol*. 150(9): 1245-1257.
32. UNEP, 1997. *World Atlas of Desertification*, Arnold, United Nations Environment Programme, London, UK.
33. Von Storch, H. 1999. Misuses of statistical analysis in climate research. PP. 11-26. *In: H. Von Storch and A. Navarra (Ed.), Analysis of Climate Variability*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Germany.
34. Wang, W., Y. Zhu, R. Xu and J. Liu. 2015. Drought severity change in China during 1961–2012 indicated by SPI and SPEI, *Nat. Hazards*. 75(3): 2437-2451.
35. 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.
36. Wright, B. and C. Cafiero. 2011. Grain reserves and food security in the Middle East and North Africa, *Food Secur*. 3(1): 61-76.
37. Yue, S., P. Pilon, B. Phinney and G. Cavadias. 2002. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series, *Hydrol. Process*. 16(9): 1807-1829.
38. Yue, S. and C. Y. Wang. 2002. Applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann-Kendall test, *Water Resour. Res*. 38(6): 4-1-4-7.

Analyzing the Trends of Precipitation and Drought in Some Semi-Arid to Humid Regions of Iran

M. Nouri¹, M. Homaei^{1*} and M. Bannayan²

(Received: Aug. 25-2016; Accepted: March 7-2017)

Abstract

In this study, the trends of changes of the standardized precipitation index in a 12-month timescale (SPI-12) and seasonal and annual precipitation were investigated in 21 humid and semi-arid stations of Iran during the 1976-2014 time period. After removing the serial correlation of some series, the trend of precipitation and SPI-12 was detected using the Mann-Kendall nonparametric trend test. The results revealed that the trends of annual precipitation had been declining in all stations over the past 39 years. The seasonal precipitation trend in winter, spring, autumn and summer was downward in approximately 90, 95, 47 and 37% of the studied stations, respectively. In addition, the descending trend of wintertime precipitation was significant in Sanandaj, Khoy, Urmia, Hamedan, Mashhad, Torbat-e-heydarieh, Nozheh and Qazvin. Also, the temporal trend of SPI-12 was decreasing in all surveyed stations except Shahrekord. Furthermore, SPI-12 showed a significant downward trend only in Sanandaj and Fasa. Moreover, the most severe meteorological drought occurred in the period 1999-2000, in Ramsar, Urmia and Hamedan, and in the period 2008-2009, in Tabriz, Sanandaj, Shiraz, Fasa, Qazvin, Mashhad, Torbat-e-heydarieh, Shahrekord, Gorgan and Kermanshah stations. Overall, the results of this study indicated that the trend of precipitation in most studied sites, particularly in semi-arid parts of the northeast and southwest of Iran, has changed due to the severe and long metrological drought that has occurred in the recent decade (2005-2015).

Keywords: Trend analysis, Drought, Standardized precipitation index, Serial correlation.

1. Dept. of Irrigation and Drainage, Faculty of Agric., Tarbiat Modares Univ. Tehran, Iran.

2. Dept. of Agronomy, Faculty of Agric., Ferdowsi Univ. of Mashhad, Iran.

*: Corresponding Author, Email: mhomaei@modares.ac.ir