



دوره‌ی ۳۳، شماره‌ی ۴، شماره‌ی پیاپی ۱۲۹، زمستان ۱۳۹۹، صفحه‌های ۱۴۱-۱۳۳
شناسه‌ی دیجیتال: 10.22092/wmej.2020.341216.1298

پژوهش‌های آبخیزداری

ارزیابی تغییرات مکانی و زمانی بارش و خشک‌سالی هواشناسی در ایستگاه‌های سینوپتیک ایران

ایوب میرزایی حسنلو

دانش‌آموخته‌ی کارشناسی‌ارشد مهندسی آبخیزداری، دانشکده‌ی منابع طبیعی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

هیراد عبقری

(نویسنده‌ی مسئول) * دانشیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده‌ی منابع طبیعی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

مهدی عرفانیان

دانشیار گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده‌ی منابع طبیعی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

سپیده چوبه

دانشجوی دکترای مهندسی آبخیزداری، دانشکده‌ی منابع طبیعی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

*ایانامه‌ی نویسنده‌ی مسئول: h.abghari@urmia.ac.ir

تاریخ دریافت: ۷ دی ۱۳۹۸ تاریخ پذیرش: ۱۰ خرداد ۱۳۹۹

چکیده

تغییرپذیری شدید درون‌سالی و بین‌سالی بارندگی یکی از ویژگی‌های آب‌وهوایی ایران است. هدف از این پژوهش بررسی شاخص تمرکز بارندگی، فورنیه‌ی اصلاح‌شده، شاخص شناسایی خشک‌سالی، و بارش بمعیار شده، و تهیه‌ی نقشه‌ی تغییر مکانی و تحلیل روند آن‌ها در دوره‌ی زمانی ۳۰ ساله (۲۰۱۸-۱۹۸۹) در ۳۰ ایستگاه هم‌دید (سینوپتیک) ایران است. داده‌ها از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد. نتیجه‌ها نشان داد که شاخص PCI در ۵۰٪ ایستگاه‌ها روند صعودی و در ۵۰٪ روند نزولی داشت. کم‌ترین مقدار شاخص PCI در منطقه‌های شمالی در ۱۹۹۲ در ایستگاه رشت (۹/۲۲)، و بیش‌ترین آن در منطقه‌های جنوب‌شرقی در ۲۰۰۸ در ایستگاه بندرعباس (۷۶/۳۶) بود. شاخص MFI در ۲۸ ایستگاه روند نزولی داشت، و کم‌ترین آن در ۲۰۱۰ در ایستگاه یزد (۴/۴۲)، و بیش‌ترین آن در سال ۲۰۰۱ در ایستگاه یاسوج (۴۵۱/۶۵) دیده شد. از نظر شاخص تمرکز بارندگی، الگوی بارندگی در بیش‌تر ایستگاه‌های هم‌دید ایران فصلی و کاملاً فصلی بود. شاخص‌های خشک‌سالی در منطقه‌های غربی از سایر ایستگاه‌ها بیش‌تر بود. شدیدترین مقدار خشک‌سالی براساس هر دو شاخص بترتیب (۳/۴-) و (۳/۳-) در ایستگاه هم‌دید بوشهر و در ۲۰۱۰ رخ داد، که شاخص RDI خشک‌سالی را در وضعیت شدیدتری نشان می‌دهد. شاخص RDI به‌جای شاخص SPI، برای پایش و مدیریت خشک‌سالی توصیه می‌شود تا اثر دما عامل مستقیم و اثرگزار بر خشک‌سالی باشد. نقشه‌ی فرساینده‌ی بارندگی مبتنی بر فورنیه، منبع مهمی از اطلاعات است که می‌تواند کمک شایانی به آبخیزداران و کارشناسان منابع طبیعی در دادن طرح‌های حفاظت خاک، مهار کردن فرسایش، و مدیریت زمین کند.

واژگان کلیدی: تحلیل روند، شاخص بمعیارشده‌ی بارش، شاخص تمرکز بارندگی، شاخص شناسایی خشک‌سالی، فورنیه‌ی اصلاح شده

مقدمه

تغییر اقلیم از چالش‌های مهم زیست‌محیطی است. یکی از مهم‌ترین مشخصه‌های اقلیمی در هر منطقه مقدار بارندگی آن است. خصوصیت بارش مانند مقدار، تغییر، توزیع و فرساینده‌گی آن در منابع آب و مدیریت آن اهمیت زیادی دارد (کلمس ۱۹۷۳). معیارهای متوسط تغییرپذیری تأثیر مهمی بر منابع آب دارد و هرچه این معیار بیش‌تر، مدیریت منابع آب دشوارتر و گران‌تر می‌شود. در این میان باران یکی از عامل‌های فرساینده است که نقش مهمی در جداسازی ذره‌های خاک از بستر اصلی خود ایفا می‌کند و اولین و مهم‌ترین عامل در فرسایش آبی خاک دانسته می‌شود (مورگان ۱۹۹۵). در منطقه‌های حساس خشک و نیمه خشک، کم‌بود بارندگی اثر شدیدی بر منابع آب می‌گذارد و در اغلب موارد خشک‌سالی‌های اقلیمی به وقوع سایر انواع خشک‌سالی منتهی می‌شوند (بذرافشان و همکاران ۲۰۱۷). کم‌بودن مقدار بارش و نوسان شدید آن در مقیاس‌های زمانی روزانه، فصلی و سالانه از ویژگی‌های اقلیم ایران است که تغییرپذیری درون‌سالی زیاد نشان‌دهنده شرایط اقلیمی خشک است. تغییر زمانی بارندگی، شامل تغییر درازمدت بارندگی و تغییر بارندگی درون‌سالی در ماه‌های مختلف است. با توجه به تأثیر بارندگی بر منابع آب مانند آب زیرزمینی، ذخیره‌ی آب تراز و برف، کاربرد شاخص‌هایی برای بیان تغییر آن ضروری به نظر می‌رسد. از جمله‌ی این شاخص‌ها شاخص بارش بمعیار شده (SPI)^۱، شاخص تمرکز بارش (PCI)^۲ و شاخص فورنیه‌ی اصلاح‌شده (MFI)^۳ است. شاخص SPI از جمله شاخص‌های کاربردی در اکثر پژوهش‌ها بوده است، و شاخص PCI در سال‌های اخیر معرفی و توجه زیادی به آن شد (خلیلی و همکاران ۲۰۱۵). شاخص تمرکز باران PCI شاخص توان‌مندی از توزیع زمانی باران است که معمولاً در مقیاس‌های سالانه به کار می‌رود. افزایش مقدار این ضریب به این معنی است که تمرکز بارش در منطقه افزایش یافته است. PCI بخشی از شاخص مهم فورنیه است که پیشینه‌ی قوی در تحلیل سامانه‌های طبیعی مانند فرسایش خاک دارد (لوپس و همکاران ۲۰۱۱). محاسبه‌ی PCI می‌تواند برای برنامه‌های مدیریتی آب‌شناختی، منابع آب و محیطی ابزاری هشداردهنده برای آمادگی در مواجهه با سیل یا فرسایش باشد (آدگان و همکاران ۲۰۱۲). توزیع نامتعادل بارندگی به معنی بروز خشک‌سالی است، و ممکن است بارشی کم‌تر از مقدار میانگین منطقه سبب بروز سیلاب‌های خطرناک نیز بشود (خلیلی و همکاران ۲۰۱۵)، زیرا رطوبت خاک کاهش می‌یابد و در نتیجه پوشش گیاهی از بین می‌رود. در نهایت

سبب افزایش تدبیر حفاظتی در حوزه برای حفظ سازه‌های آبی خواهد شد.

فرساینده‌گی باران، نیروی محرکه یا توان عامل‌های فرسایش‌زا در جداسازی و انتقال ذره‌ی خاک در ارتباط با فرسایش آبی است (لای ۱۹۷۶). که نقش زیادی در فرسایش خاک داشته است و نشان‌دهنده‌ی توان فرسایش است (مورگان ۱۹۹۵). شاخص PCI شاخص جدیدتری نسبت به شاخص‌های MFI و SPI است و تغییر درون‌سالی بارندگی دانسته می‌شود. مهم‌ترین مزیت شاخص SPI، توان محاسبه‌ی شاخص در مقیاس‌های زمانی متفاوت است که به این شاخص توانایی پیش‌اثر خشک‌سالی بر ذخیره‌ی کوتاه مدت (بخش کشاورزی) و درازمدت (منابع آب سطحی و زیرزمینی) را می‌دهد (میشرا و سینگ ۲۰۱۰). شاخص (RDI)^۴ رفتار مشابهی با شاخص SPI دارد و مزیت آن حساسیت بیش‌تر به تغییر محیطی نسبت به شاخص SPI است (تساکریس ۲۰۰۷). الیور (۱۹۸۰) با تغییر و اصلاح شاخص تنوع استخدام گیبس-مارتین، شاخص PCI را داد، که مشخص‌کننده‌ی تمرکز ماهانه‌ی بارندگی در یک مقیاس است. خشک‌سالی دوره‌ی که در آن بارندگی نسبت به شرایط طبیعی منطقه کاهش یافته است، تعریف می‌شود. این پدیده در سراسر جهان و در همه‌ی منطقه‌های اقلیمی اتفاق می‌افتد (مددگر و مراد خانی ۲۰۱۴). برای کمی‌سازی خشک‌سالی از شاخص‌های مختلفی بهره گرفته می‌شود. شاخص شناسایی خشک‌سالی (RDI) قادر است خشک‌سالی را در دوره‌های زمانی کوتاه‌مدت و درازمدت پیش‌کند که با تساکریس و وانگلیس (۲۰۰۴) معرفی شده است، و کاربرد آن به دلیل نیاز به داده‌های کم، حساسیت و انعطاف‌پذیری زیاد در حال افزایش است. این شاخص با توجه به این که بر مبنای بارندگی و تبخیر و تعرق پتانسیل محاسبه می‌شود، نسبت به بقیه‌ی شاخص‌ها که تنها بر مبنای بارندگی است مانند شاخص SPI، به متغیرها و تغییر SPI، بارش بمعیار شده‌ی آب و هوایی حساسیت بیش‌تری دارد (تساکریس و وانگلیس ۲۰۰۴). نتیجه‌ی تساکریس و وانگلیس (۲۰۰۷) نشان داد که شاخص RDI در ارتباط با خشک‌سالی حساس‌تر از دو شاخص دیگر بوده است. بورگ (۲۰۰۹) در مقایسه‌ی دو شاخص خشک‌سالی RDI و SPI نشان داد که این دو شاخص نتیجه‌های مشابهی می‌دهند.

بررسی‌های اسدی‌زارچ و همکاران (۲۰۱۱) نشان داد که همبستگی بین شاخص شناسایی خشک‌سالی و بارش بمعیار در بازه‌های زمانی سه، شش و نه ماهه نسبت به بازه‌های زمانی

- 1- Standard Precipitation Index (SPI)
- 2 - Precipitation Concentration Index (PCI)
- 3 - Modified Fournier Index (MFI)
- 4 - Reconnaissance Drought Index (RDI)
- 5 -Employment Diversification

است و در تابستان نیز نیمه‌ی شرقی کشور روند رو به خشکی را نشان می‌دهد ولی در بهار و پاییز وضعیت بهتری در ایران است. در مجموع تغییر اقلیم در ایران رخ داده است و ایران در سال‌های اخیر به سمت دوره‌های خشک‌تر متمایل بوده است. نتیجه‌های نظرزاد و همکاران (۲۰۱۸) نشان داد که تغییر شاخص فورنیه در استان آذربایجان غربی بسیار زیاد و در دامنه‌ی ۱۱۶/۲۲ - ۲۸/۲۵ است و حداکثر شاخص فورنیه در جنوب غربی، و حداقل آن در شمال شرقی استان مشاهده شد. برپایه‌ی شاخص تمرکز بارش، به‌طور تقریبی در ۲۰٪ ایستگاه‌ها، الگوی نسبتاً فصلی و در ۸۰٪ ایستگاه‌ها نیز الگوی فصلی از بارش مشاهده شده است و نتیجه‌ها نشان داد با حرکت به سمت عرض‌های جغرافیایی بیشتر، شاخص فورنیه و مقدار بارش سالانه به شکل منظمی کاهش می‌یابد. مقایسه‌ی تطبیقی شاخص‌های خشک‌سالی (بذرافشان و همکاران ۲۰۱۹) نشان داد که روند خشک‌سالی از مقیاس کوتاه‌مدت تا بلندمدت در اقلیم‌های سرد و خشک رو به کاهش و در اقلیم‌های گرم و خشک رو به افزایش است. روند شدت-مدت فراوانی خشک‌سالی با آزمون من-کندال نشان می‌دهد که روند خشک‌سالی در اقلیم‌های گرم و خشک رو به افزایش و در اقلیم‌های سرد و خشک رو به کاهش است و SPEI مقدار روند را با شدت بیشتری برآورد نموده است.

بررسی تغییر زمانی و مکانی بارش و شناخت روندهای معنی‌دار افزایشی، کاهش‌ی و یا ثبات آن ضروری است و با توجه به شرایط پستی‌بلندی و موقعیت جغرافیایی هر منطقه، انطباق تغییر مکانی و زمانی و تهیه‌ی نقشه‌ی آن برای برنامه‌ریزی‌های جامع‌تر اهمیت زیادی دارد. بررسی تغییر مکانی با تعمیم‌دادن خصوصیت‌های نقطه‌یی به کل یک منطقه امکان‌پذیر است و این کار با روش‌های میان‌یابی از جمله روش‌های اسپلاین، معکوس فاصله‌ی وزن‌دار، روش‌های وایزی، و روش‌های زمین‌آماری امکان‌پذیر است. در روش‌های درون‌یابی سنتی، نتیجه‌های به‌دست آمده از اندازه‌گیری نمونه‌ها مستقل از موقعیت فضایی آن‌ها تحلیل و بررسی می‌شود.

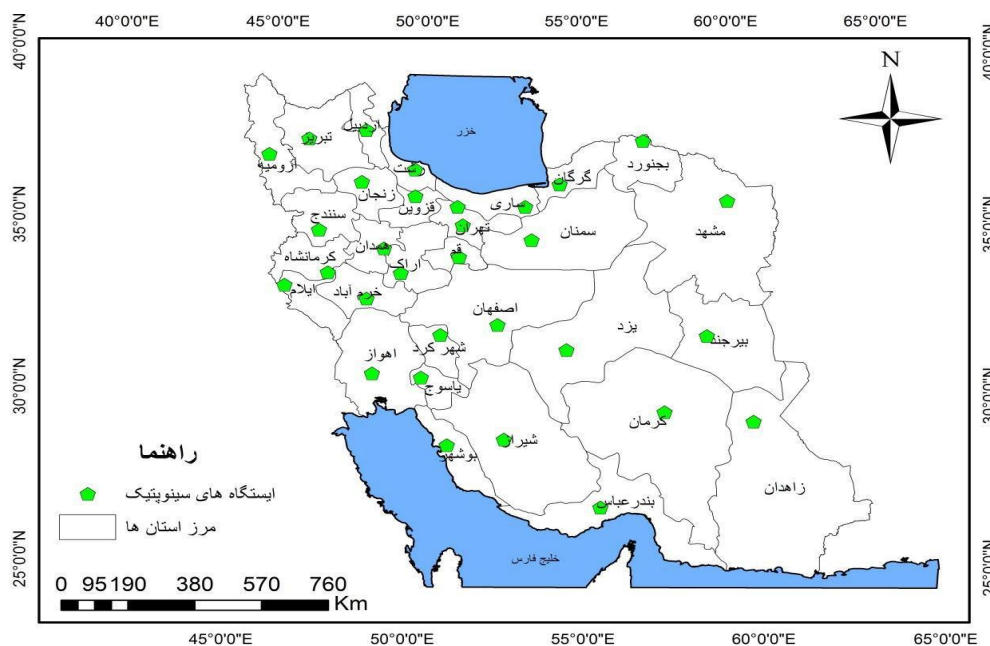
در زمین‌آمار علاوه بر مقدار کمیته معین در نمونه، به موقعیت مکانی آن نیز توجه می‌شود. هدف از این پژوهش بررسی شاخص تمرکز بارندگی و شاخص فرساینده‌ی باران مبتنی بر فورنیه‌ی اصلاح شده و شاخص‌های خشک‌سالی هواشناسی RDI و SPI در ایستگاه‌های هم‌دید مراکز استان‌های ایران است تا رفتار و روند تغییر شاخص‌های خشک‌سالی SPI و RDI و شاخص‌های PCI و MFI در منطقه‌های مختلف ایران با آب و هوای متفاوت بررسی شود و مؤثرترین و کارآمدترین شاخص در پایش و تحلیل خشک‌سالی برپایه‌ی تغییر آب‌وهوایی ایران مشخص گردد.

بیش‌تر، زیاد است. ژانگ و همکاران (۲۰۱۲) با بررسی روند تغییر خشک‌سالی در نواحی مختلف چین گزارش کردند که برپایه‌ی نتیجه‌های آزمون من-کندال، برخی از منطقه‌ها روند کاهش و برخی دیگر از منطقه‌ها روند افزایشی در خشک‌سالی داشت. توزیع مکانی خشک‌سالی نشان داد که این پدیده از جنوب شرقی به شمال غربی چین در افزایش است. شاخص فورنیه اصلاح‌شده (MFI) و شاخص تمرکز بارندگی (PCI) به ترتیب برای تعیین و ارزیابی فرساینده‌ی باران و توزیع باران برگزیده شدند. برای ترسیم و توضیح تغییر مکانی شاخص‌ها روش میان‌یابی کریجینگ انجام شد. نتیجه‌ها نشان داد که فرساینده‌ی باران زیاد و بسیار زیادی در بیش از ۷۰٪ کل منطقه داشت در حالی که توزیع باران نسبتاً فصلی بود. بررسی‌های خلیلی و همکاران (۲۰۱۵) نشان داد که پراکنده‌ی بارندگی در دو زیر بازه‌ی ۲۵ ساله از الگوی یکسان پی‌روی می‌کند و شاخص PCI در منطقه‌های مرکزی و جنوبی کشور نشان‌دهنده‌ی وجود بی‌نظمی زیاد بوده است به‌طوری‌که در هیچ یک از ایستگاه‌ها تمرکز یکنواخت شاخص دیده نشد. در ۵۰٪ ایستگاه‌ها روند افزایشی در مقدار شاخص بررسی شده مشاهده شد. نتیجه‌های هاتفی و همکاران (۲۰۱۶) نشان داد که در منطقه‌های مرطوب تفاوت معنی‌داری بین شاخص SPI با شاخص‌های RDI و SPEI که تبخیر و تعرق را در نظر می‌گیرند، وجود ندارد، اما در منطقه‌های خشک تفاوت نتیجه‌های شاخص‌ها واضح است. کم‌ترین اختلاف از نظر پایش وضعیت خشک‌سالی، بین شاخص‌های SPI و RDI در فصل بهار و در شهر همدان است، که بیش‌ترین اختلاف، بین شاخص‌های SPI و RDI در تابستان و در شهر یزد وجود دارد. که این موضوع اهمیت پدیده تبخیر و تعرق در فصول گرم و خشک به‌خصوص در منطقه‌های خشک و بیابانی و تأثیر آن بر خشک‌سالی را نشان می‌دهد. اسلامی (۲۰۱۸) تغییر مکانی شاخص تمرکز بارندگی و فرساینده‌ی باران در استان خوزستان را با داده‌های بارندگی بررسی کرد. نتیجه‌ها نشان داد تغییر مکانی بیش‌ترین مقادیر شاخص تمرکز بارندگی در جنوب دیده می‌شود و کم‌ترین مقادیر در شمال و شمال شرق استان خوزستان وجود دارد. شاخص تمرکز بارندگی از ۲۰ تا ۳۱ متغیر بود که نشان‌دهنده‌ی شدیدبودن بارندگی فصلی است. نتیجه‌ها نشان داد شاخص فورنیه‌ی اصلاح شده بین ۴۹ تا ۲۲۴ متغیر است که در شمال شرق استان خوزستان بیش‌ترین مقدار و در جنوب و جنوب غربی کم‌ترین مقدار را دارا است. بررسی‌های قربانی و همکاران (۲۰۱۸) نشان داد که در بین فصل‌ها، بیش‌ترین روند رو به خشکی در زمستان است و بیش از ۹۴٪ مساحت کشور، شیب کاهش را در گروه زمانی شاخص خشک‌سالی نشان می‌دهند. روند تغییر این شیب در غرب و شمال شرق کشور از لحاظ آماری معنی‌دار

مواد و روش‌ها

پهنه‌ی جغرافیایی ایران بین دو نصف النهار 44° و 64° شرقی و دو مدار 25° و 40° شمالی است. ایران کشوری است که به دلیل قرارگیری در عرض‌های میانی 30° درجه، بیش‌تر مساحت را اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک فرا گرفته است. متوسط بارندگی آن حدود 256 میلی‌متر در سال است که تنها در $1/25$ ایران عمدتاً در نواحی غربی و خزری جزء نواحی پر بارش است و حدود 75% از گستره‌ی ایران بارشی کم‌تر از 300 میلی‌متر در سال دارد (مسعودیان 2008)، که موجب

می‌شود به خشک‌سالی‌ها بسیار آسیب‌پذیر باشد. سازگان بارش در ایران مدیترانه‌یی است، یعنی مطابق با فصل‌های سرد سال است. در شمال کشور، استان‌های حاشیه‌ی دریای خزر، فصل‌های گرم سال نیز مقداری بارش دارد و به‌طور کامل خشک نیست. بیش‌ترین حجم بارش در کشور در فصل‌های سرد سال اتفاق می‌افتد (قربانی و همکاران 2018). 30 ایستگاه هم‌دید مرکز استان در دوره‌ی آماری $2018-1989$ با پراکنش یک‌نواخت در تراز کشور انتخاب شد (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌ها.

پدیده‌ی فرسایش و بیابان‌زایی است. بارش‌های سنگین ظرفیت انتقال رسوب را افزایش می‌دهد و بنابراین مستقیم در پایداری بوم‌نظام‌ها تأثیر دارد، به‌ویژه وقتی با عامل‌های دیگر (چرای بیش از حد، تغییر کاربری زمین، و غیره) همراه شود (دی لوئیس و همکاران 2011). نتیجه‌های محاسبه‌ی PCI می‌تواند برای برنامه‌های مدیریتی آب‌شناسی، منابع آب و محیطی ابزاری هشداردهنده برای آمادگی در مواجهه با سیل یا فرسایش به‌کاربرده شود (آدگان و همکاران 2012). می‌توان از این مفهوم در برنامه‌ریزی‌های آبیاری و طراحی سامانه‌های نوین بهره برد. توزیع نامتعادل بارش می‌تواند موجب کاهش عمل‌کرد محصول زراعی با کاهش ذخیره‌ی رطوبت موجود در زمین و افزایش تعداد دوره‌های آبیاری شود. این توزیع نامتعادل بارندگی به‌معنی بروز خشک‌سالی است و ممکن است بارشی کم‌تر از مقدار میانگین منطقه سبب بروز سیلاب‌های

شاخص PCI برای مشخص‌نمودن جنبه‌ی توزیع زمان بارندگی در طول سال به‌کاربرده می‌شود. این شاخص امکان طبقه‌بندی داده‌های بارش برپایه‌ی فصلی‌بودن یا نبودن را فراهم می‌کند (شاه‌حسینی و همکاران 2017). شاخص PCI از رابطه‌ی ۱ به‌دست می‌آید.

$$PCI_{annual} = \frac{\sum_{I=1}^{12} P_I^2}{(P)^2} * 100 \quad 1$$

مقدار بارش ماه I ام و P نیز میزان کل بارش سالانه است. الیور (1980) PCI را طبقه‌بندی کرد. بر مبنای آن مقادیر کم‌تر از 10 نشان‌دهنده‌ی توزیع یکنواخت، مقادیر $11-15$ نشان‌دهنده‌ی توزیع نسبتاً فصلی بارش و مقادیر $16-20$ نشان‌دهنده‌ی توزیع فصلی، و مقادیر بیش از 20 نشان‌دهنده‌ی توزیع کاملاً فصلی است. شاخص PCI عامل تأثیر‌گذار در

رطوبت در دسترس گیاه مناسب است و نیز مقیاس‌های زمانی بلندمدت که در پژوهش جریان‌های رودخانه‌یی و مخزن آب زیرزمینی دارای اهمیت است به دست آورد. شاخص SPI برای درک بهتر رطوبت و خشکی (هایس و همکاران ۱۹۹۹) طراحی شده است. شاخص خشک‌سالی بهتر توصیه می‌شود، زیرا ویژگی‌های مورد نیاز ساده است و انعطاف‌پذیری دارد. با وجود این، تنها بارش در شاخص SPI در نظر گرفته می‌شود، که تا حدودی به‌طور خاص برای خشک‌سالی هواشناسی است. برای کمی کردن کمبود بارش در مقیاس‌های زمانی مختلف از ۱ تا ۴۸ ماهه طراحی شد. این مقیاس اثر خشک‌سالی را بر مقدار منابع آب نشان می‌دهد (مک‌کی و همکاران ۱۹۹۳). مقادیر مثبت شاخص SPI نشان‌دهنده‌ی بارندگی بیش‌تر از بارش متوسط و مقادیر منفی آن معنای عکس دارد.

$$F(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} X^{\alpha-1} E^{-\frac{x}{\beta}} \quad 4$$

X مقدار متغیر، α و β به ترتیب ویژگی شکل و مقیاس توزیع است، و $\Gamma(\alpha)$ تابع ضربی گاما است که برپایه‌ی رابطه‌ی ۵ به‌دست می‌آید.

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty Y^{\alpha-1} e^{-Y} dy \quad 5$$

روش بیشینه‌ی درست‌نمایی برای برآورد ویژگی‌های توزیع گاما مناسب است، که البته نیاز به رایانه و الگوریتم‌های تکراری دارد. این روش با ضریب‌های بهینه‌ی α و β با رابطه‌های ۶ و ۷ محاسبه می‌شود.

$$\alpha = \frac{x}{\beta} \quad 6$$

$$\beta = \frac{1}{4a} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4a}{3}} \right) \quad 7$$

شاخص RDI از برازش توزیع آمار بهنجار بر مقادیر نسبت بارندگی (P) به تبخیر و تعرق پتانسیل (ET) در هر بازه‌ی زمانی دلخواه به‌دست می‌آید (تساکریس و ونگلیس ۲۰۰۵). مزیت این شاخص در مقایسه با سایر شاخص‌ها این است که در محاسبه‌ی شدت خشک‌سالی، علاوه‌بر بارندگی به تبخیر و تعرق پتانسیل نیز توجه کرده است. در محاسبه‌ی این شاخص نخست با نسبت بارندگی (P) به توان تبخیر و تعرق (et_0) مقدار اولیه α_0^1 برای بازه‌ی زمانی دلخواه بر برپایه‌ی رابطه‌ی ۸ محاسبه می‌شود.

$$\alpha_0^1 = \frac{\sum_{i=1}^{12} P_i J}{\sum_{i=1}^{12} P_i T_i J} \quad 8$$

خطرناک نیز بشود، زیرا رطوبت خاک کاهش می‌یابد و در نتیجه پوشش گیاهی از بین می‌رود. در نهایت سبب افزایش تدابیر حفاظتی در حوزه برای حفظ سازه‌های آبی خواهد شد (لوئیس و همکاران ۲۰۱۱). شاخص تراکم بارش بخشی از شاخص مشهور فورنیه با یک پیشینه‌ی قوی در تحلیل سامانه‌ها است (ولی و همکاران ۲۰۱۳).

فورنیه با بررسی داده‌های ۷۸ آبخیز رابطه‌ی مستقیمی بین میانگین سالانه‌ی رسوب و نسبت $\frac{PM^2}{P}$ به‌دست آورد. این نسبت اصطلاحاً شاخص فورنیه نامیده می‌شود. اشکال شاخص فورنیه این است که توزیع ماهانه‌ی بارندگی را در سال در نظر نمی‌گیرد. به‌همین دلیل اگر تعداد بارندگی‌های فرسایش‌زا در سال افزایش یابد مقدار این شاخص تغییر نمی‌کند. برای رفع این اشکال آرنولدس (۱۹۸۰) شاخص فورنیه را به شکل رابطه‌ی ۲ اصلاح کرد.

$$MFI = \frac{\sum_{i=1}^{12} P_i^2}{P} \quad 2$$

F شاخص فورنیه (میلی متر)، PI مقدار بارش ماه I ام، و P نیز میزان کل بارش سالانه است.

بر مبنای این طبقه‌بندی، مقادیر کم‌تر از ۶۰ فرسایندگی بسیار کم، ۶۰-۹۰ فرسایندگی کم، ۹۰-۱۲۰ فرسایندگی متوسط، ۱۲۰-۱۶۰ فرسایندگی زیاد، و مقادیر بیش‌تر از ۱۶۰ فرسایندگی بسیار زیاد شناخته می‌شود (گابریل ۲۰۰۶).

$$SPI = \frac{P_i - \bar{P}}{SD} \quad 3$$

P_i مقدار بارش سالانه، \bar{P} میانگین بارش بلندمدت، SD انحراف معیار داده‌های بارش بلندمدت شاخص بمعیار شده‌ی بارش (SPI) برای هر مکانی برپایه‌ی داده‌های بارش ماهانه‌ی ثبت شده در طولانی مدت محاسبه‌پذیر است.

برای محاسبه‌ی شاخص SPI (مک‌کی و همکاران ۱۹۹۳) ابتدا با برازش توزیع گاما بر داده‌های بارندگی ماهانه یا مجموع بارندگی در هر بازه‌ی زمانی دلخواه، تابع احتمال تجمعی آن را محاسبه، و سپس با انتقال احتمال تجمعی به‌دست آمده به توزیع تجمعی بمعیار شده، مقادیر شاخص SPI محاسبه می‌شود، طوری که میانگین SPI در مکان و دوره‌ی زمانی صفر است. محاسبه‌ی شاخص خشک‌سالی SPI در هریک از مقیاس‌های زمانی را می‌توان از مزیت‌های این شاخص برشمرد. طول دوره‌ی ثبت داده‌های بارش و ماهیت توزیع‌های احتمالی، نقش مهمی در محاسبه‌ی شاخص خشک‌سالی SPI دارد و این عامل‌ها از جمله محدودیت‌های آن است (میشرا و سینگ ۲۰۱۰). ویژگی SPI این امکان را می‌دهد تا وضعیت منابع آب را برای تداوم‌های کوتاه مدت که در کشاورزی و پژوهش

\bar{Y} و α_0^i به ترتیب میانگین حسابی و انحراف معیار مقادیر Y_I است.

شاخص مقدار ET از روش ترنت وایت (TH) (۱۹۴۸) و بر برپایه‌ی دمای میانگین محاسبه شد. روش TH مقدار تبخیر و تعرق را در منطقه‌های خشک و نیمه‌خشک کم‌تر از مقدار واقعی تخمین می‌زند. در برخی منطقه‌ها ممکن است توزیع آمار بهنجار نتواند مناسب‌ترین توزیع بر مقادیر نسبت بارندگی به ET برآزش پیدا کند. این شاخص دارای برخی از مزایا است، نظیر سادگی محاسبه، از داده‌های در دسترس بارندگی، محاسبه برای هر مقیاس زمانی دلخواه، و در مقایسه‌ی مکانی نتیجه‌ها، اما در منطقه‌های با دمای زیاد و تبخیر و تعرق زیاد مقدار بارندگی به تنهایی نمی‌تواند نشان‌دهنده‌ی خشک‌سالی باشد (تساکریس و همکاران ۲۰۰۷). اگرچه عموماً پاسخ شاخص RDI مشابه شاخص SPI است، ولی شاخص RDI حساس به تغییر محیطی است و نتیجه‌های بهتری می‌دهد (هایس و همکاران ۱۹۹۹). در جدول ۱ طبقه‌بندی دو شاخص RDI، SPI شده داده شده است.

«PIJ» و «PETIJ» به ترتیب مقادیر باران (P) و تبخیر و تعرق پتانسیل (PET) ماه I ام از سال I ام است. ویژگی N تعداد سال‌های آماری است.

برای محاسبه‌ی مقادیر RDI بهنجار شده RDI_N^i در مقیاس زمانی رابطه‌ی ۹ به کار برده می‌شود.

$$RDI_N^i = \frac{\alpha_0^i}{\alpha_0}$$

α_0 میانگین حسابی مقادیر α_0^i در سال‌های بررسی است که برابر با نسبت شاخص خشکی سازمان FAO است. در مرحله‌ی بعد RDI بمعیار شده RDI_N^i می‌شود. در این جا فرض بر این است که α_0^i از توزیع بهنجار پی‌روی کند. برای محاسبه‌ی این ویژگی رابطه‌های ۱۰ و ۱۱ به کار برده می‌شود.

$$RDI_{ST}^i = \frac{Y_I - \bar{Y}}{\hat{\sigma}_Y}$$

$$Y_I = LN(\alpha_0^i)$$

جدول ۱- طبقه‌بندی شاخص خشک‌سالی هواشناسی SPI و RDI.

مقادیر	طبقه‌ی شدت خشک‌سالی
بزرگتر مساوی ۲	ترسالی بسیار شدید (EW)
۱/۹۹ تا ۱/۵	ترسالی شدید (SW)
۱ تا ۱/۴۹	ترسالی متوسط (MW)
۰/۹۹ تا ۰/۹۹	طبیعی (N)
-۱ تا -۱/۴۹	خشک‌سالی متوسط (MD)
-۱/۹۹ تا -۱/۵۰	خشک‌سالی شدید (SD)
-۲ یا کم‌تر	خشک‌سالی بسیار شدید (ED)

معین در نمونه به موقعیت مکانی نمونه نیز توجه می‌شود. بدین لحاظ می‌توان موقعیت مکانی نمونه‌ها را همراه با مقدار کمیت تحلیل کرد (کریم‌آبادی ۲۰۱۱). در این پژوهش از دسته‌ی اول روش‌های تابع شعاعی پایه و عکس فاصله‌ی وزن‌دار و از دسته‌ی زمین‌آماري روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ انتخاب شد. در روش تابع شعاعی پایه‌ی تراز تخمین از مقادیر مشاهده‌ی عبور می‌کند. خصوصیت این روش این است که مقادیر بیش‌تر از حداکثر مشاهده‌ی و یا کم‌تر از حداقل مشاهده‌ی در تراز تخمین وجود دارد. در روش

روش‌های میان‌یابی به دو دسته‌ی کلی قطعی و زمین‌آماري تقسیم می‌شود. در بررسی‌های آمار قدیمی، نمونه‌هایی که از همه‌ی جامعه برای شناخت آن برداشته می‌شوند، فاقد اطلاعات موقعیتی در مکان بود و در نتیجه مقدار اندازه‌گیری شده‌ی یک کمیت معین در یک نمونه‌ی خاص هیچ‌گونه اطلاعاتی در مورد مقدار همان کمیت در نمونه‌ی دیگری به فاصله‌ی معین معلوم نداشت. مقدار کمیت در نمونه هیچ‌گونه اطلاعاتی درباره‌ی مقدار آن کمیت در نمونه‌های دیگر به فاصله‌های مختلف به دست نمی‌دهد. در زمین‌آمار علاوه بر مقدار کمیت

یکی از روش‌ها برای آزمودن کفایت طول اطلاع، ضریب هرست است. این نمایه برای سنجش حافظه‌ی بلندمدت یک مجموعه‌ی زمانی به کار گرفته می‌شود. حافظه‌ی یک مجموعه‌ی زمانی برپایه‌ی مشاهده‌ی روی داده‌های حدی آن در بازه‌ی زمانی معین از مجموعه، تعریف می‌شود. تفکر موجود در نمایه‌ی هرست نیز بر پایه‌ی رخ دادن همه‌ی تغییر وقایع حدی انتظار است. اگر چنین باشد (همه‌ی تغییر رخ داده باشد)، طول مجموعه‌ی زمانی برای فرایندهای مدل‌سازی کفایت می‌کند. باید با روش‌های مختلف تطویل اطلاعات شکل بگیرد. مقادیر نمایه‌ی هرست با توجه به رابطه‌ی ۱ محاسبه می‌شود. مقادیر ضریب هرست^{۱۵} برابر با ۰/۵ برای گروه زمانی نشان‌دهنده‌ی یک گروه مستقل بهنجار است. هرچه این ضریب از ۰/۵ بیش‌تر باشد نشان‌دهنده‌ی این است که حافظه‌ی بلندمدت در گروه زمانی بیش‌تر است، و نیازی برای طولی اطلاعات گروه نیست (کارآموز و عراقی‌نژاد ۲۰۱۰).

$$K = \frac{\log\left(\frac{R}{\sigma}\right)}{\log\left(\frac{N}{2}\right)} \quad 15$$

N تعداد اطلاعات گروه زمانی و σ انحراف معیار گروه است. متغیر R نیز برابر است با تفاوت بین بیش‌ترین و کم‌ترین مقادیر مثبت و منفی انحراف از میانگین گروه‌های زمانی، که جمعی محاسبه شده باشند.

نتایج و بحث

نتیجه‌های بررسی روند زمانی شاخص‌های PCI, MFI و SPI RDI، با آزمون من-کندال در جدول ۲ ارائه شده است. برپایه‌ی محاسبه‌ی شکل گرفته بیش‌ترین مقدار شاخص PCI در سال ۲۰۰۸ و در ایستگاه هم‌دید بندرعباس و کم‌ترین مقدار در ایستگاه هم‌دید رشت در سال ۱۹۹۲ مشاهده شد، و کم‌ترین مقدار عددی فرساینده‌ی در ایستگاه هم‌دید یزد در سال ۲۰۱۰ و بیش‌ترین مقدار عددی شاخص فرساینده‌ی در سال ۲۰۰۱ در ایستگاه یاسوج مشاهده شد. حکیم‌خانی و همکاران در سال ۲۰۰۵ مقدار شاخص MFI را در همه‌ی کشورهای محاسبه و مقدار میانگین، بیشینه و کمینه را ۵۰/۷۸، ۲۲۸/۴۱ و ۶/۳ میلی‌متر برآورد نمودند. با توجه به تغییرپذیری زمانی بارندگی در طول سال‌های مختلف و دوره‌ی آماری متفاوت دو پژوهش، نتیجه‌های تفاوت را می‌توان توجیه نمود. برپایه‌ی نتیجه‌های جدول دو شاخص

معکوس فاصله نیز تراز تخمین از مقادیر مشاهده‌ی عبور می‌کند اما این روش هیچ‌گاه مقادیر بیش‌تر از حداکثر و کم‌تر از حداقل داده‌های مشاهده‌ی را تخمین نمی‌زند. این روش تابعی از عکس فاصله است و نقطه‌های نزدیک‌تر در برآورد نقطه‌ی مجهول تأثیر بیش‌تری دارد (اسلامی ۲۰۱۸). با روش کریجینگ اطلاعاتی در مورد ناحیه‌ی همسایگی مناسب برای هر ایستگاه، اندازه و جهت همسایگی مناسب نمونه‌ها و شکل همسایگی مناسب برای هر یک از نمونه‌ها کسب می‌شود. این روش بر منطق میانگین متحرک وزن‌دار استوار است. این تخمین‌گر بهترین تخمین‌گر خطی نااریب شناخته می‌شود. از مهم‌ترین ویژگی‌های این روش این است که به ازای هر تخمین خطای مرتبط با آن را نیز می‌توان محاسبه کرد. در روش‌های قدیمی این کارایی ندارد (حسنی‌پاک ۲۰۱۳). در روش کریجینگ برای تخمین نقطه‌های مجهول رابطه‌ی ۱۲ به کار برده می‌شود.

$$V^*(x_0) = \sum W_i \cdot V(x_i)$$

$V^*(x_0)$ مقدار تخمینی متغیر مجهول و $V(x_i)$ مقدار متغیر تصادفی معلوم و W_i وزن اختصاص یافته برای هر داده است.

برای انتخاب مناسب‌ترین روش درون‌یابی روش ارزیابی متقابل به کار برده می‌شود. در این روش در هر مرحله یک نقطه‌ی مشاهده‌ی حذف و با بقیه‌ی نقطه‌های مشاهده‌ی، آن برآورد می‌شود. برای ارزیابی میزان دقت و خطا معیارهای میانگین قدر مطلق خطا (MAE) و ریشه‌ی دوم میانگین مربع خطا (RMSE) با روابط ۱۳ و ۱۴ به کار برده می‌شود.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Z^*(x_i) - Z(x_i)| \quad 13$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [Z^*(x_i) - Z(x_i)]^2}{n}} \quad 14$$

$Z^*(x_0)$ مقادیر برآورد شده‌ی متغیر X در نقطه، $Z(x_i)$ مقادیر مشاهده شده‌ی متغیر X در نقطه‌ی i و n تعداد متغیر مشاهده شده است.

هر اندازه این معیارها به صفر نزدیک‌تر باشند نشان‌دهنده‌ی اختلاف کم‌تر مقادیر برآوردی نسبت به مقادیر مشاهده‌ی است.

شدیدترین خشک‌سالی به ترتیب ۳/۴- و ۳/۳- در سال ۲۰۱۰ در ایستگاه بوشهر به دست آمد. مقایسه‌ی این دو شاخص برای دیگر موارد خشک‌سالی شدید و بسیار شدید در ایستگاه‌های هم‌دید ایران نشانه‌ی حساس‌تر بودن شاخص RDI نسبت به شاخص SPI در ارزیابی خشک‌سالی است. از سال ۱۹۹۰ تا ۱۹۹۴ در ایران شرایط ترسالی و از سال ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۱ و از سال ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ شرایط خشک‌سالی در ایران بود. بر پایه‌ی گزارش FAO در سال ۲۰۰۶ در سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۱ یک خشک‌سالی بلندمدت و شدید در کشور روی داد و بیش از نیمی از جمعیت کشور را با بحران آب و غذا روبه‌رو کرد و موجب افت شدید آب‌های سطحی و زیرزمینی و کاهش تولید کشاورزی شد. نتیجه‌های ما با نتیجه‌های FAO (۲۰۰۶) هم‌خوانی دارد. بررسی روند خشک‌سالی دو شاخص نشان از افزایش روند خشک‌سالی شاخص RDI نسبت به SPI است که این موضوع به این علت است که شاخص RDI علاوه بر مقدار بارندگی تبخیر و تعرق را نیز لحاظ می‌کند و از حساسیت بیش‌تری مخصوصاً در منطقه‌های خشک که مقدار تبخیر و تعرق از مقدار بارندگی بیش‌تر است برخوردار است، که با نتیجه‌های خلیلی و همکاران (۲۰۱۱) و قبائی سوق و همکاران (۲۰۱۲) و مساعدی و همکاران (۲۰۰۹) و شکوهی و همکاران (۲۰۱۴) مطابقت دارد. روند خشک‌سالی RDI همواره نزولی (افزایش خشک‌سالی) است که با نتیجه‌های شفیع‌زاده و همکاران (۲۰۰۹) که روند خشک‌سالی را بر پایه‌ی شاخص RDI در ایران رو به افزایش دانستند مطابقت دارد.

تمرکز بارندگی سالانه‌ی PCI در ۵۰٪ ایستگاه‌های هم‌دید روند افزایشی و در ۵۰٪ مانده روند کاهش‌ی داشت، که در ایستگاه‌های گرگان و اهواز بیش‌ترین روند صعودی و بی‌معنا و در ایستگاه‌های یاسوج و سمنان در تراز ۹۵٪ و در ایستگاه تهران در تراز ۹۹٪ روند نزولی و معنی‌دار داشت. هرچند مقدار و روند شاخص تمرکز بارندگی کم‌تر باشد نشان از این است که بارندگی در بین ماه‌های سال به شکل یکنواخت توزیع شده است. بر پایه‌ی شاخص فرساینده‌ی فورنیه اصلاح‌شده فقط دو ایستگاه تبریز و گرگان روند صعودی و بی‌معنا داشته و ۲۸ ایستگاه روند نزولی داشت، که ایستگاه‌های شیراز و بیرجند در تراز ۹۹٪ و ایستگاه‌های خرم‌آباد، یاسوج، قم و تهران در تراز ۹۵٪ معنی‌دار بودند. روند شاخص‌های خشک‌سالی هواشناسی در جدول ۲ آمده است. بر پایه‌ی شاخص بارش بمعیار شده، خشک‌سالی SPI فقط در دو ایستگاه تبریز و زنجان روند صعودی (غیر معنی‌دار) داشت و در دیگر ایستگاه‌ها دارای روند نزولی (افزایش خشک‌سالی) بود، که در ایستگاه‌های اهواز در تراز ۹۵٪ و در ایستگاه‌های بیرجند و سنندج در تراز ۹۹٪ روند نزولی معنی‌دار داشت. بر پایه‌ی شاخص شناسایی خشک‌سالی RDI فقط در ایستگاه تبریز روند صعودی و بی‌معنا داشت و در ۲۹ ایستگاه دیگر روند نزولی است که ایستگاه‌های یزد، یاسوج، بندر عباس و اردبیل در تراز ۹۵٪ و بیرجند، سنندج، اهواز در تراز ۹۹٪ روند نزولی و معنی‌دار بود. شدیدترین شدت خشک‌سالی بر پایه‌ی دو شاخص خشک‌سالی RDI و SPI نشان می‌دهد که بر پایه‌ی هر دو شاخص

جدول ۲- آزموده‌ی من-کنندال ایستگاه‌های هم‌دید ایران.

ایستگاه	PCI	MFI	RDI	SPI	ایستگاه	PCI	MFI	RDI	SPI
اردبیل	-۰/۴۳	-۱/۸۶	-۲/۱۹*	-۱/۴۴	ارومیه	-۰/۱۳	-۰/۴۳	-۰/۴۳	-۰/۱۷
گرگان	+۱/۷۸	+۰/۰۶	-۱/۰۴	-۰/۴۷	رشت	+۰/۲۱	-۰/۴۳	-۱/۵۹	-۱/۲۹
اصفهان	+۰/۱۷	-۰/۲۱	-۰/۵۴	-۰/۰۹	ایلام	+۰/۹۶	-۱/۵۲	-۱/۴۸	-۱/۵۶
اهواز	+۱/۲۲	-۱/۴۴	-۳/۰۲**	-۲/۰۸*	بجنورد	-۱/۲۶	-۱/۵۲	-۱/۱۱	-۰/۸۴
بوشهر	+۰/۳۶	-۰/۴۸	-۱/۸۶	-۱/۱۸	بیرجند	+۰/۰۶	-۲/۷۹**	-۳/۴۰**	-۳/۱۰**
تبریز	+۰/۰۶	+۱/۰۳	+۰/۵۱	+۰/۹۹	تهران	-۳/۱۳**	-۲/۲۳*	-۱/۲۶	-۰/۶۶
زاهدان	+۰/۴۷	-۰/۰۲	-۰/۸۱	-۰/۵۴	شهرکرد	-۱/۱۴	-۱/۰۳	-۰/۶۹	-۰/۷۱
زنجان	-۰/۶۹	-۰/۰۶	-۰/۶۲	+۰/۰۲	شیراز	-۱/۳۳	-۲/۸۳**	-۱/۹۳	-۱/۸۲
سمنان	-۲/۱۶**	-۱/۳۷	-۰/۹۲	-۰/۵۱	قزوین	-۱/۶۳	-۱/۴۴	-۱/۲۲	-۰/۹۶
سنندج	+۰/۰۶	-۱/۸۹	-۳/۰۲**	-۲/۶۱*	قم	-۱/۱۴	-۲/۰۴*	-۱/۸۲	-۱/۶۳
کرج	-۱/۸۶	-۱/۵۹	-۰/۴۳	-۰/۱۷	یزد	+۰/۶۹	-۰/۹۶	-۲/۰۲*	-۱/۲۲
کرمان	+۰/۲۴	-۱/۶۳	-۱/۵۹	-۱/۴۸	یاسوج	-۲/۰۴	-۲/۳۱*	-۲/۱۲*	-۱/۸۹
کرمانشاه	+۰/۴۳	-۰/۵۸	-۱/۸۶	-۱/۵۰	همدان	-۰/۲۱	-۰/۳۲	-۰/۸۴	-۰/۱۱
خرم‌آباد	-۰/۰۲	-۲/۳۸*	-۱/۶۳	-۱/۱۸	بندرعباس	+۰/۸۸	-۱/۴۱	-۲/۰۲*	-۱/۹۳
اراک	+۰/۰۶	-۰/۹۶	-۱/۱۱	-۰/۷۷	مشهد	-۰/۶۲	-۰/۰۹	-۱/۰۳	-۰/۵۸

* معنی‌داری در تراز ۵٪ ** معنی‌داری در تراز ۱٪

جدول ۳- آماره‌های توصیفی شاخص‌های RDI, SPI و MFI در ایستگاه‌های هواشناسی.

متغیر	میانگین	انحراف معیار	حداقل	حداکثر	چولگی	کشیدگی
PCI	۲۱/۳۸	۷/۲۱	۱۱/۲۳	۴۱/۱۰	۱/۱۹	۱/۱۲
MFI	۶۵/۴۳	۴۳/۴۴	۱۵/۱۳	۱۸۹/۹۷	۱/۷۱	۲/۵۳
SPI	۰/۰۰	۰/۰۴	-۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۱	-۰/۹۱
RDI	-۰/۰۱	۰/۰۴	-۰/۰۸	۰/۰۶	-۰/۰۵	-۰/۹۸

شده است. ضریب چولگی داده‌ها در شاخص‌های PCI و MFI بیش‌تر از ۱ است که نشان می‌دهد داده‌ها از توزیع بهنجار تبعیت نمی‌کنند. شرط بهنجاربودن داده‌ها فقط برای درونیابی زمین‌آماری بود و برای دو روش دیگر ضروری نیست. داده‌های شاخص‌های SPI و RDI از توزیع بهنجار پی‌روی می‌کنند. پس از محاسبه‌ی شاخص‌ها در هر ایستگاه به‌شکل نقطه‌یی، برای تهیه‌ی نقشه‌های منطقه‌یی، نیاز به درونیابی اطلاعات نقطه‌یی است. از روش‌های معکوس فاصله‌ی وزن‌دار، تابع شعاعی پایه و روش زمین‌آماری کریجینگ معمولی و کریجینگ ساده بهره برده شد. نتیجه‌های ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی برای تهیه‌ی نقشه‌ی شاخص‌ها در جدول ۵ تا ۸ آورده شده است. با توجه به MAE و RMSE برای میان‌یابی شاخص‌ها، روش کریجینگ ساده کم‌ترین خطا (۴۴/۲۹) را در میان‌یابی شاخص فورنیه اصلاح‌شده داشته است. جدول ۶ نشان می‌دهد که روش Thin plate spline کم‌ترین خطا (۳/۳۵۸) برای میان‌یابی شاخص تمرکز بارندگی را دارد. در درونیابی شاخص‌های SPI و RDI به‌ترتیب روش‌های Multiquadratic و Spline with tension کم‌ترین خطا (۰/۰۲۳) را داشته‌اند.

برای بررسی طول داده‌های بهره برده شده در این پژوهش، ضریب هرست به‌کارگرفته شد. نتیجه‌های آزمون هرست، مبنی بر چگونگی طول داده‌ها، نشان داد که در تمامی ۳۰ ایستگاه هم‌دید مقدار ضریب هرست داده‌های بارش و دمای مشاهده بیش‌تر از ۰/۵ است که میانگین ضریب هرست ۳۰ ایستگاه هم‌دید داده‌های بارش و دما به‌ترتیب برابر ۰/۵۴ و ۰/۵۳ بود. بیش‌تر بودن نمایه‌های هرست ایستگاه‌های مشاهده مبنی بر کافی بودن طول گروه‌های زمانی هر یک از ایستگاه‌ها است و نشان دهنده‌ی این است که نیازی به تطویل کردن گروه‌های زمانی برای انجام تحلیل‌ها نیست و داده‌ها از پراش کافی برای تحلیل روند گروه‌های زمانی برخوردار است.

برای ارزیابی تغییر مکانی شاخص‌های MFI, PCI و SPI RDI، ابتدا شاخص‌های هر ایستگاه هواشناسی محاسبه و با روش‌های درونیابی در تمام ایستگاه‌ها میان‌یابی شد. با ارزیابی روش‌های مختلف میان‌یابی و انتخاب بهترین روش میان‌یابی، نقشه‌ی تغییر مکانی شاخص‌های MFI, PCI و SPI در کشور تهیه شد. آماره‌های توصیفی شاخص‌ها در ایستگاه‌های هواشناسی در دوره‌ی آمار ۲۰۱۸-۱۹۸۹ در جدول سه آورده

جدول ۴- نتیجه‌های ارزیابی روش‌های میان‌یابی برای شاخص فورنیه اصلاح شده MFI.

RMSR	MAE	روش درونیابی
۴۴/۲۹	۳۲/۰۶	کریجینگ ساده Simple kriging
۴۴/۶۷	۳۲/۰۸	Ordinary kriging
۴۵/۰۳	۳۱/۴۴	کریجینگ معمولی Completely regularized splin
۴۴/۷۶	۳۱/۴۸	Spline with tension
۴۸/۸۶	۳۴/۱۷	Multiquadratic
۴۴/۳۸	۳۱/۹۲	Inverse Multi quadratic
۵۶/۹۴	۴۱/۹۱	Thin plate spline
۴۸/۳۴	۳۳/۸۷	IDW1
۴۷/۲۹	۳۵/۵۱	IDW2
۴۷/۳۶	۳۳/۸۸	IDW3

جدول ۵ - نتیجه‌های ارزیابی روش‌های میان‌یابی برای شاخص PCI.

RMSR	MAE	روش درون‌یابی	
۴/۶۷۱	۳/۱۲۹	Simple kriging	کریجینگ ساده
۳/۴۶۳	۲/۷۰۱	Ordinary kriging	
۴/۰۵۵	۲/۸۲۸	Completely regularized splin	کریجینگ معمولی
۴/۰۶۶	۲/۸۴۰	Spline with tension	
۳/۶۷۲	۲/۵۸۵	Multiquadratic	
۴/۴۱۳	۲/۹۹۶	Inverse Multi quadratic	تابع شعاعی
۳/۳۵۸	۲/۵۴۲	Thin plate spline	
۴/۱۵۹	۲/۸۱۱	IDW1	
۴/۴۰۳	۲/۷۷۳	IDW2	عکس فاصله‌ی وزن‌دار
۴/۶۶۷	۲/۹۲۹	IDW3	روش‌های قطعی

جدول ۶ - نتیجه‌های ارزیابی روش‌های میان‌یابی برای شاخص SPI.

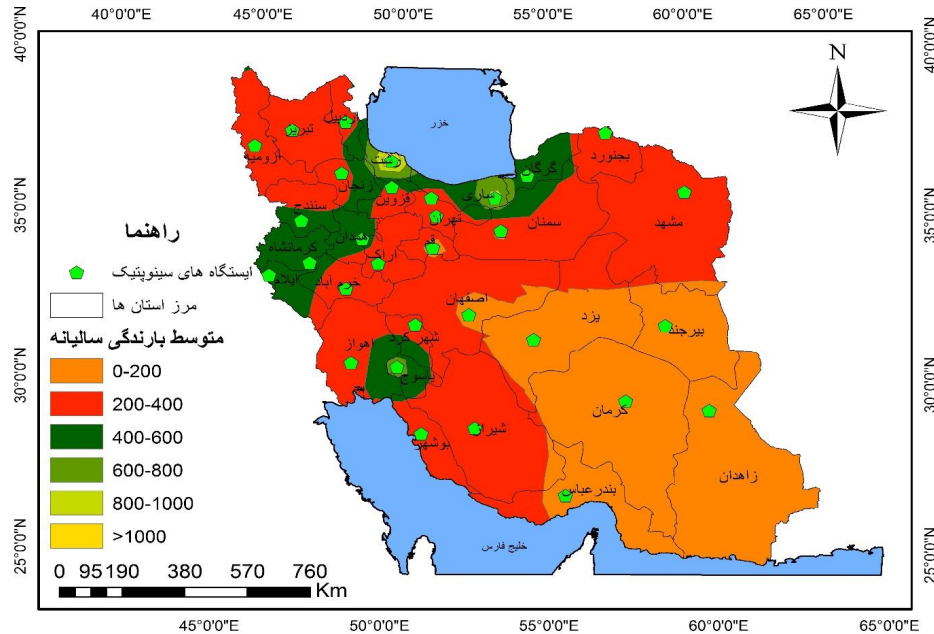
RMSR	MAE	روش درون‌یابی	
۰/۰۲۶	۰/۰۲۰	Simple kriging	کریجینگ ساده
۰/۰۲۵	۰/۰۱۹	Ordinary kriging	
۰/۰۲۴	۰/۰۱۸	Completely regularized splin	کریجینگ معمولی
۰/۰۲۴	۰/۰۱۸	Spline with tension	روش زمین‌آماری
۰/۰۲۳	۰/۰۱۸	Multiquadratic	
۰/۰۲۵	۰/۰۱۹	Inverse Multi quadratic	تابع شعاعی پایه
۰/۰۲۵	۰/۰۲۱	Thin plate spline	
۰/۰۲۶	۰/۰۱۹	IDW1	
۰/۰۲۷	۰/۰۲۰	IDW2	عکس فاصله‌ی وزن‌دار
۰/۰۲۸	۰/۰۲۱	IDW3	روش‌های قطعی

جدول ۷ - نتیجه‌های ارزیابی روش‌های میان‌یابی برای شاخص RDI.

RMSR	MAE	روش درون‌یابی	
۰/۰۲۷	۰/۰۲۲	Simple kriging	کریجینگ ساده
۰/۰۲۶	۰/۰۲۰	Ordinary kriging	
۰/۰۲۵	۰/۰۲۱	Completely regularized splin	کریجینگ معمولی
۰/۰۲۳	۰/۰۲۰	Spline with tension	روش زمین‌آماری
۰/۰۲۴	۰/۰۲۰	Multiquadratic	
۰/۰۲۵	۰/۰۲۲	Inverse Multi quadratic	تابع شعاعی پایه
۰/۰۲۴	۰/۰۲۱	Thin plate spline	
۰/۰۲۷	۰/۰۲۱	IDW1	
۰/۰۲۸	۰/۰۲۱	IDW2	عکس فاصله‌ی وزن‌دار
۰/۰۲۹	۰/۰۲۲	IDW3	روش‌های قطعی

مکانی فورنیه اصلاح شده است. این با توجه به همبستگی زیاد ($r=90$) در تراز ۰/۰۰۱ انتظار می‌رود. شاخص تمرکز بارندگی از نظر آماری همبستگی ندارد و ارتباط مقدار بارش با همبستگی ($-0/32$) و مقدار فورنیه اصلاح شده با همبستگی ($-0/05$) است.

شکل ۲ متوسط بارندگی سالانه‌ی ایستگاه‌های هم‌دید مرکز استان‌ها را نشان می‌دهد. بیش‌ترین مقدار بارندگی سالانه در ایستگاه‌های شمال و شمال‌غرب و کم‌ترین مقدار در ایستگاه‌های هم‌دید جنوب‌شرقی است که تا حدودی دارای مشابهت با الگوی



شکل ۲- متوسط بارندگی سالانه‌ی ایستگاه‌های هم‌دید ایران.

مقدار شاخص فرساینده‌ی بیشتر مشاهده گردید که با نتیجه‌ی صادقی و همکاران (۲۰۱۱) برای ایستگاه‌های بم و سمنان مطابقت دارد. شکل ۵ و ۶ تغییر مکانی شاخص‌های خشک‌سالی هواشناسی در کشور را نشان می‌دهد که برپایه‌ی شاخص خشک‌سالی SPI و شاخص شناسایی خشک‌سالی (RDI) در بازه‌ی زمانی ۳۰ ساله (۱۹۸۹-۲۰۱۸) است. از شمال شرق به شمال غرب و از شمال به جنوب خشک‌سالی در ایستگاه‌های هم‌دید افزایش می‌یابد، که با نتیجه‌ی دوستان و همکاران (۲۰۱۴) که با بررسی خشک‌سالی در فصل سرد برپایه‌ی شاخص SPI نتیجه‌گرفتند که بیش‌ترین خشک‌سالی به ترتیب در ایستگاه‌های شمالی، غربی، شرقی، و جنوبی بود مطابقت دارد. به مرور زمان کمبود آب و خشک‌سالی در منطقه‌های شمالی و حتی در منطقه‌های غرب نسبت به شرق بیش‌تر خواهد بود.

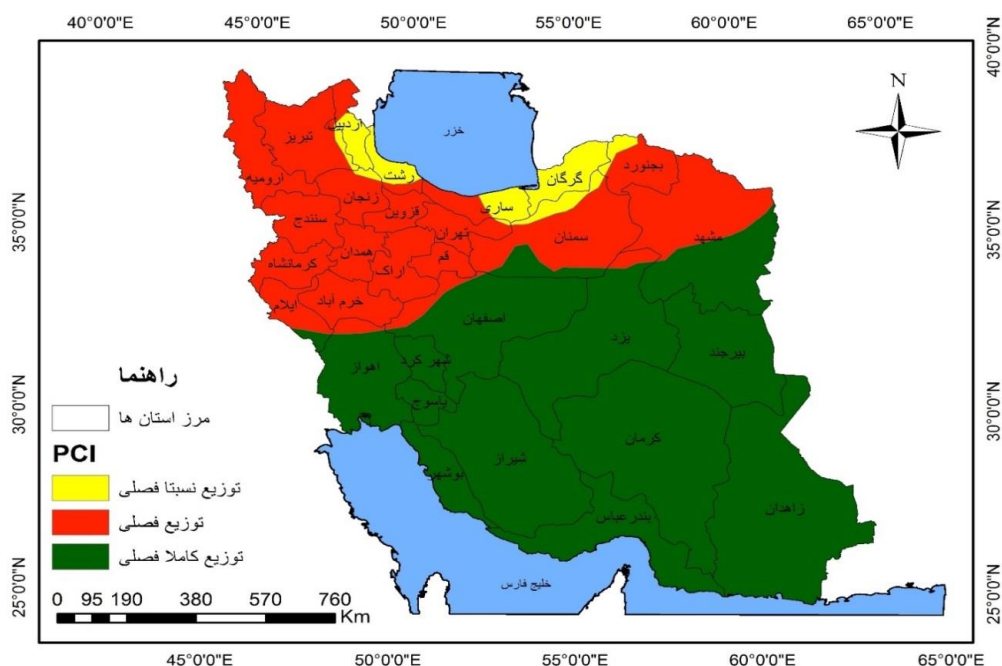
در خصوص خشک‌سالی بیش‌تر در منطقه‌های پرباران و شمال کشور نسبت به منطقه‌های کم باران می‌توان نتیجه‌گرفت که کمبود بارندگی ممکن است نسبت به میانگین بهنجار یک منطقه‌ی اقلیمی و یا طول دوره‌ی خشک‌سالی باشد. از این رو مفهوم کمبود بارش در هر منطقه متفاوت است، به طوری که ممکن است همان مقدار بارشی که سبب ایجاد خشک‌سالی در منطقه‌ی گردیده‌است در منطقه‌ی دیگر بارش سنگین تلقی

شکل ۳ نتیجه‌های شاخص تمرکز بارندگی (PCI) را نشان می‌دهد. در منطقه‌های شمال و شمال‌غرب مقدار شاخص کم‌تر، و توزیع بارندگی یکنواخت‌تر بین ماه‌های سال توزیع شده است. از شمال به جنوب و از غرب به شرق توزیع بارندگی نامنظم است و پراکنش بارندگی توزیع یکنواختی ندارد، که با نتیجه‌های خلیلی و همکاران (۲۰۱۵) که نتیجه‌گرفتند که در ایستگاه‌های جنوبی مانند زاهدان، بندرعباس، بیرجند، بوشهر، و اهواز بارندگی بی‌نظمی زیادی داشت و در هیچ کدام از ایستگاه‌ها توزیع بارندگی یکنواختی نبود، مطابقت دارد. الگوی توزیع مقدار شاخص تمرکز بارندگی سالانه بیان‌گر این موضوع است که پراکنش بارندگی در بیش‌تر ایستگاه‌های هم‌دید ایران توزیع فصلی و کاملاً فصلی است. این از نظر مدیریت حفاظت خاک و مسائل آب‌خیزداری اهمیت زیادی دارد؛ چرا که می‌توان با در نظر گرفتن این الگو، با حداکثر فرساینده‌ی حوزه‌های آبخیز را دقیق‌تر مدیریت نمود.

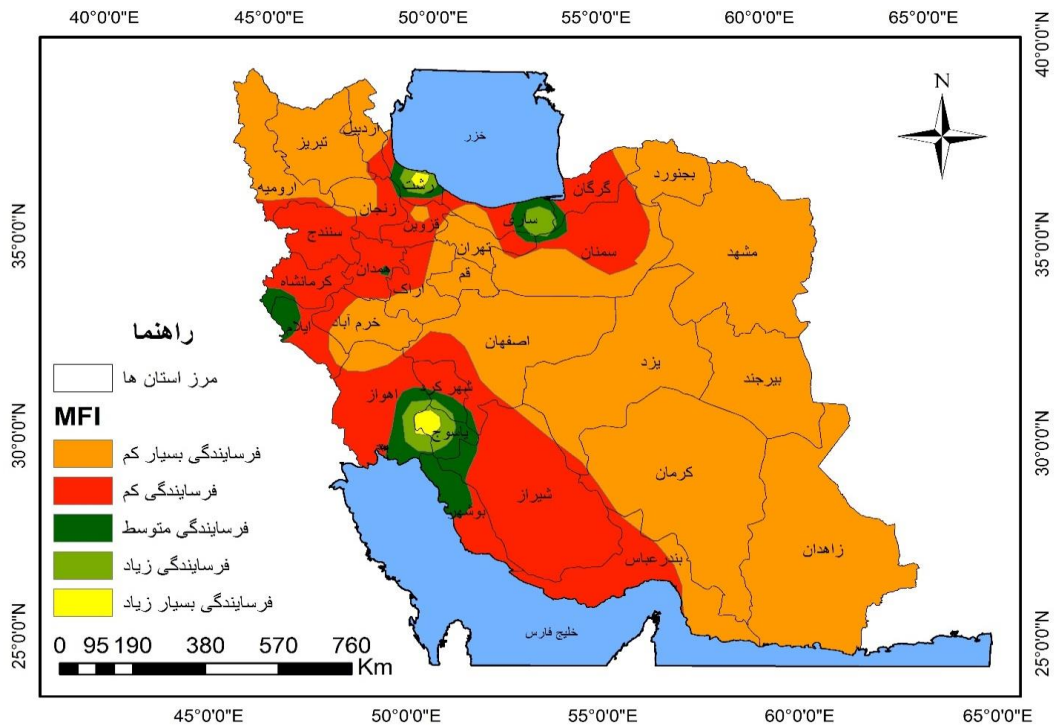
شکل ۴ شاخص فرساینده‌ی بارندگی (MFI) را در کشور نشان می‌دهد که مقدار فرساینده‌ی در قسمت‌های شرق و مرکز کشور و در ایستگاه‌های هم‌دید شمال‌غرب کشور (تبریز و ارومیه) مقدار فرساینده‌ی کاهش یافته، و قسمت‌های زاگرس و بخش غربی مقدار شاخص فرساینده‌ی افزایش یافته‌است. مخصوصاً در ایستگاه هم‌دید یاسوج، ساری و رشت

همبستگی بین مقادیر شاخص RDI, SPI در تراز ۰/۰۰۱ به علت $r=0.73$ معنی‌دار بود. با این تفاوت که شاخص RDI به علت دخالت دادن مقدار تبخیر و تعرق در محاسبه‌ی خشک‌سالی در بررسی خشک‌سالی‌ها حساس‌تر بود و مقدار خشک‌سالی شدید را بیش‌تر حساب کرد، که با نتیجه‌های شکوهی و همکاران (۲۰۱۴) مبنی بر حساس‌بودن شاخص RDI به SPI در محاسبه‌ی خشک‌سالی‌ها و هیلیر و همکاران (۲۰۰۳) هم‌خوانی دارد. جمشیدی و همکاران ۲۰۱۲ نتیجه گرفتند که برای پایش، پهنه‌بندی و پیش‌بینی خشک‌سالی، شاخص RDI مناسب است، و بر شاخص SPI برتری دارد. و در ایران این شاخص پیشنهاد می‌شود.

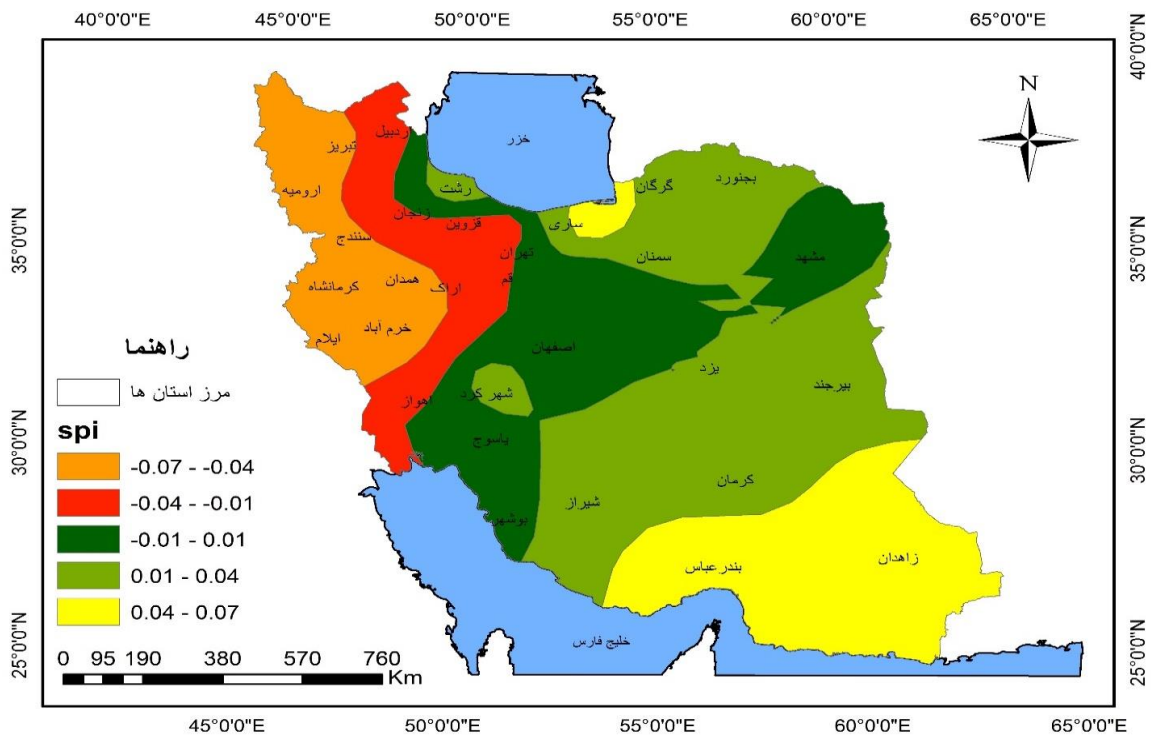
شود و در نتیجه تعریف خشک‌سالی هواشناسی باید برای هر منطقه‌ی خاص در نظر گرفته شود؛ چرا که شرایط جوی که موجب کمبود بارش می‌شود، از منطقه‌ی به منطقه‌ی دیگر شدیداً تغییر می‌نماید (مقصود و همکاران ۲۰۱۷). نقشه‌های پهنه‌بندی خشک‌سالی در ایران نشان دهنده‌ی افزایش خشک‌سالی در بخش‌های شمالی و کاهش خشک‌سالی در بخش جنوبی است که با نتیجه‌های اقتدارنژاد و همکاران (۲۰۱۷) هم‌خوانی دارد، که علت افزایش خشک‌سالی را در بخش‌های شمالی، مرکز و شرق به کاهش بارندگی و افزایش دما نسبت دادند. شاخص‌های خشک‌سالی SPI و RDI در همه‌ی شکل‌ها رفتار مشابهی دارد. در همه‌ی ایستگاه‌ها



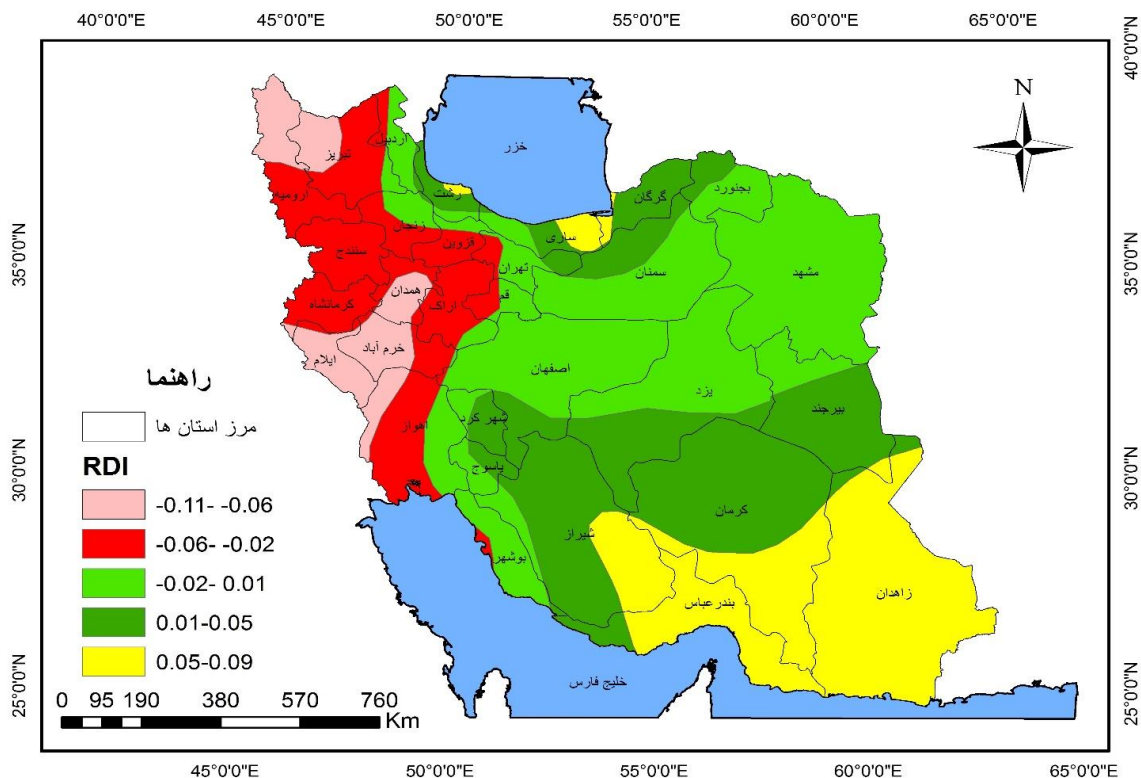
شکل ۳ - نقشه‌ی تغییر مکانی شاخص PCI.



شکل ۴ - نقشه تغییر مکانی شاخص MFI.



شکل ۵ - نقشه تغییر مکانی شاخص SPI.



شکل ۶ - نقشه‌ی تغییر مکانی شاخص RDI.

که این الگو در منطقه‌های جنوب و جنوب شرقی کاملاً فصلی و در قسمت‌های شمال غرب فصلی است. نتیجه‌های به‌دست آمده از بررسی این شاخص می‌تواند قابلیت دسترسی به آب را در یک محیط نشان دهد و طبق نتیجه‌ها، پهنه‌بندی نشان‌دهنده‌ی زیادبودن این شاخص در منطقه‌های دارای بارندگی کم مانند زاهدان و کرمان و کم‌بودن مقدار این شاخص در منطقه‌های با بارندگی زیاد است. این نتیجه‌ها می‌تواند برای برنامه‌های منابع آب ابزاری هشداردهنده برای آمادگی در مواجهه با سیل و سایر مشکل‌های ناشی از پراکنش نامناسب بارش باشد.

شاخص فورنیه‌ی اصلاح‌شده دارای همبستگی زیاد با مقدار بارش سالانه بود. شاخص فورنیه‌ی اصلاح‌شده و متوسط بارندگی سالانه، ارتباط و همبستگی معنی‌داری با شاخص تمرکز بارندگی سالانه نداشت. نتیجه‌های بررسی شاخص‌های خشک‌سالی در تراز کشور نشان‌دهنده‌ی افزایش خشک‌سالی در قسمت‌های غرب و شمال غرب کشور به‌علت افزایش دما و کاهش بارندگی در این بخش‌ها نسبت به سایر منطقه‌های ایران است. روند خشک‌سالی برپایه‌ی دو شاخص RDI, SPI به‌ترتیب در دو ایستگاه تبریز، زنجان و ایستگاه تبریز روند

نتیجه‌گیری

شاخص‌های خشک‌سالی هواشناسی SPI و RDI، شاخص تمرکز بارندگی سالانه (PCI)، و شاخص فرساینده‌ی بارندگی (MFI) در ۳۰ ایستگاه هم‌دید مرکز استان‌های ایران در بازه‌ی زمانی ۳۰ ساله (۲۰۱۸-۱۹۸۹) بررسی شد. برای درون‌یابی شاخص فورنیه‌ی اصلاح‌شده‌ی روش Simple kriging، برای شاخص تمرکز بارندگی Thin plate spline، برای شاخص خشک‌سالی SPI روش Multiquadratic و شاخص خشک‌سالی RDI روش Spline with tension کم‌ترین خطا و بیش‌ترین دقت را به‌ترتیب با مقادیر ۴۴/۲۹، ۳/۳۵۸ و ۰/۰۲۳ در درون‌یابی داشتند. بیش‌ترین و کم‌ترین مقدار شاخص PCI در ایستگاه‌های بندرعباس و رشت بود. روند شاخص PCI در نیمی از ایستگاه‌های هم‌دید روند صعودی و در دیگر ایستگاه‌ها روند نزولی داشته و بیش‌ترین و کم‌ترین مقدار شاخص MFI نیز به‌ترتیب در استان‌های یاسوج و یزد بود که دو ایستگاه تبریز و گرگان روند صعودی و بی‌معنا و ۲۸ ایستگاه دیگر روند نزولی داشت. از نظر شاخص تمرکز بارندگی، الگوی بارندگی در بیش‌تر ایستگاه‌های هم‌دید ایران فصلی و کاملاً فصلی مشاهده شد

ایران همبستگی معنی‌دار بود اما پیشنهاد می‌شود از شاخص RDI که مبتنی بر بارش و تبخیر و تعرق است و نسبت به تغییر محیطی حساس‌تر است و نتیجه‌های بهتری می‌دهد، از شاخص مناسب در سامانه‌های پایش خشک‌سالی برای برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب در ایران بهره گرفته شود.

صعودی و بی‌معنا داشت، و در دیگر ایستگاه‌ها روند نزولی (افزایش خشک‌سالی) داشت. برای تحلیل خشک‌سالی در شرایط آب‌وهوایی ایران در منطقه‌هایی که بارندگی ناچیز بود و تبخیر و تعرق چندین برابر بارش سالانه بود، هر چند بین دو شاخص RDI، SPI در ایستگاه‌های هم‌دید مرکز استان

- Adegun O, Balogun I, Adeaga O. 2012. «Precipitation concentration changes in Owerri and Enugu». Special Publication of the Nigerian Association of Hydrological Sciences, pp. 383–391.
- Arnoldus HM. 1980. An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. In Assessments of Erosion, de Boodts M, Gabriels D (eds). John Wiley and Sons Ltd, Chichester, pp. 127–132.
- Asadi Zarch MA, Malekinezhad H, Mobin MH, Dastorani MT, Kousari MR. 2011. Drought monitoring by Reconnaissance Drought Index (RDI) in Iran. *Journal of Water Resources Management*. 25 (13):3485–3504. (In Persian).
- Bazrafshan O, Mahmoudzadeh A, Asgarinezhad A, Bazrafshan J. 2019. Adaptive evaluation of SPI, RDI, and SPEI indices in analyzing the trend of intensity, duration, and frequency of drought in arid and semi-arid regions of Iran. *Irrigation Sciences and Engineering (IISE)*. 42(3): 117–131. (In Persian).
- Bazrafshan O, Mahmudzadeh F, Bazrafshan J. 2017. Evaluation of temporal trends of the drought indices SPI and SPEI in the Southern Coast of Iran. *Desert Management*. 4(8):54–69. (In Persian).
- Borg DS. 2009. An application of drought indices in Malta, Case Study. *Journal of European Water*. 25/26:25–38.
- De Luis M, Gonzalez-Hidalgo JC, Brunetti M, Longares LA. 2011. Precipitation concentration changes in Spain 1946–2005. *Nat. Hazard. Earth Sys*. 11(5): 1259–1265.
- Dostan R, Assad M, Etemadian A. 2014. Evaluation of drought in Iran using SPI Index in the cold period of the year and its relationship with the water crisis. Second National Conference on Water Crisis (climate change, water and the environment), Shahr Kkurd, Shahr Kurd University.
- Eghtedar nejad M, Bazrafshan A, Bazrafshan J. 2017. Investigation of spatial variations of meteorological drought based on standardized precipitation-evapotranspiration index in Iran, *Journal of Agricultural Meteorology*. 5 (2): 46–35. (In Persian).
- FAO. 2005. http://www.fao.org/fishery/country-sector/naso_iran/en#tcN90064.
- Gabriels D. 2006. Assessing the modified fournier index and the precipitation concentration index for some european countries, *Soil Erosion in Europe*, pp. 675–684. DOI: 10.1002/0470859202.ch48.
- Ghabaei Sough A, Mosaedi M. 2012. Design process of selecting appropriate drought index based on monitoring multivariate meteors in some stations of arid and semi-arid regions, Iran. *Journal of Water and Soil*. 26(2): 414–426. (In Persian).
- GHorbani KH, Valizade S, Barakhanpoor S. 2018. Investigation of spatiotemporal trend of the bivariate meteorological drought index , SPEI, in Iran. *Desert Management*. 11: 25–38. (In Persian).
- Hakimkhani S, Mahdian MH, Arabkhedri M, Ghorbanpoor D. 2005. Investigating rainfall erosivity in Iran. 3rd Erosion and Sediment National Conference, 28-31 August, Tehran, Iran. (In Persian).
- Hassanipak A A. 2013. *geostatistics (geostatistical)*. Tehran University Press. (In Persian).
- Hatefi A, Mosaedi A, Jabari Nooghabi. 2016. The role of evapotranspiration in meteorological drought monitoring in some climatic regions of Iran . *Journal of Water and Soil Coservation*. 32(2): 1-21.(In Persian).
- Hayes MJ, Svoboda MD, Wiihite DA, Vanyarkho O. 1999. Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. *BULLETIN of the American Meterological Society*. 80 (1): 429–438.

- Hilaire AS, Ouarda TB, Lachance M, Bob B, Gaudet J, Gignac C. 2003. Assessment of the impact of meteorological network density on the estimation of basin precipitation and runoff: A case study. *Hydrol J.* 17: 3561–3580.
- Hurst H.E. 1951. Long term storage capacities of reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers.* 116(1): 776–808.
- Islami H. 2018. Study of spatial variability of rainfall and erosion concentration index rain in the Province Khuzeestan, *Journal of Watershed Management.* 9 (17): 109 – 118. (In Persian).
- Jamshidi H, Khalili D, Zadeh M, Hosseinipour E. 2011. Assessment and comparison of SPI and RDI meteorological drought indices in selected synoptic stations of Iran. *World Environmental and Water Resources Congress.* 1161–1173. doi: 10.1061/41173(414)120 (In Persian).
- Karamoz M, araghinezhad Sh. 2010. *Advanced Hydrology, Second Edition*, Amirkabir University of Technology Press, Tehran.468. (In Persian).
- Karim abady N. 2011. Evaluation of spatial and temporal variations in rainfall, drought using standard indicators (Case study of Khorasan Razavi Province). Master's thesis, Faculty of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad. (In Persian).
- Khalili D, Farnoud T, Jamshidi H, Kamgar-Haghighi AA, Zand-Parsa S. 2011. Comparability analyses of the SPI and RDI meteorological drought indices in different climatic zones. *Water Resources Management.* 25(6): 1737–1757. (In Persian).
- Khalili K, Nazeri Tahrudi M, Mirabbasi R, Ahmadi, F. 2015. Investigation of spatial and temporal variability of precipitation in Iran over the last half century. *Journal of Water and Soil.* 30(4): 1309–1321. (In Persian).
- Klemes V. 1973. *Application of hydrology to water resource management.* World Meteorological Organization, Geneva. Switzerland. 104.
- Lal R.1976. Soil erosion on alfisols in western Nigeria, effects on rainfall characteristics. *Geoderma* 16(5): 389–401.
- Luis M, Gonz'alez-Hidalgo JC, Brunetti M, Longares LA. 2011. «Precipitation concentration changes in Spain 1946–2005». *Natural Hazards Earth Systems Science.* 11(5): 1259–1265.
- Madadgar S, Moradkhani H. 2014. Spatio-temporal drought forecasting within Bayesian networks. *Journal Hydrol.* 512: 134–146. (In Persian).
- Maghsoud F, Malekian A, Mohseni Saravi M, Bazrafshan O. 2017. Monitoring and zoning of meteorological drought characteristics using Markov chain model and geostatistical methods (Case study: Qazvin province). *Journal of Rangeland and Watershed Management.*69(4): 1075-1099.
- Masoodian SA. 2008. On precipitation mapping in IRAN, *Journal of Humanities the University of Isfahan.* 30(2): 69–80.
- McKee TB, Doesken NJ, Kleist J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales, In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology.* 17(22): 179–183.
- Mishra AK, Singh VP. 2010. A review of drought concepts. *Journal of Hydrology.* 391: 202–216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.012>.
- Morgan RPC. 1995. *Soil erosion and conservation* Addison-Wesley.london. 198 p.
- Mosaedi A, Dehghani A, Eivazi H. 2009. Investigation on the predictable drought durations by using time series. *International Conference on Water Resources.* (In Persian).
- Nazarnejad H, shahhossein T, asadzadeh .2018. Spatiol temporal variation of the rainfall erosion in west azerbaijan province. *Geography and sustainability of environment.* 8(27): 89–99. (In Persian).
- Oliver JE. 1980. Monthly precipitation distribution: a comparative index. *The Professional*

- Geographer. 32(3): 300–3009.
- Sadeghi S.H.R, Moatamednia M, Behzadfar M. 2011. Spatial and temporal variations in the rainfall erosivity factor in Iran. *Journal of Agricultural Science and Technology*. 13(3): 451–464.
- SHA Hussein D, Nazar nejad H, Asadzadeh F. 2017. Study is focused on meteorological stations in Western Azerbaijan. Fourth International Conference on Environmental Planning and Management 2 and 3 June. (In Persian).
- Shafiqzadeh F, Mobin MH, Malaki Nejad H. 2009. The trend of drought and trends in the south of the country using the new profile RDI and Mann-Kendall, Conference Waterlogged, Behbahan, pp. 1–8. (In Persian).
- Shokoohi A, Morovati R. 2014. An investigation on the Urmia Lake Basin drought using RDI and SPI indices. *Watershed Engineering and Management*. 3(6): 232–246. (In Persian).
- Thornthwaite CW.1948. An approach toward rational classification of climate, *Geographical Review*. 38: 55–94. <http://dx.doi.org/10.2307/210739>.
- Tsakiris G, Pangalou D, Vangelis H .2007. Regional drought assessment based on the reconnaissance drought index (RDI). *Water Resour Manage*. 21:821–833. <https://doi.org/10.1007/s11269-006-9105-4>.
- Tsakiris G, Vangelis H. 2004. Towards a drought watch system based on spatial SPI. *J. Water Resour. Manage*. 18: 1–12.
- <https://doi.org/10.1023/B:WARM.0000015410.47014.a4>.
- Tsakiris G, Vangelis H. 2005. Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *European Water*. 9/10:3–11.
- Vali M, Shanti Sree K, Iyyanki VMK. 2013. Analysis of precipitation concentration index and rainfall prediction in various agroclimatic zones of Andhra Pradesh, India. *International Research Journal of Environment Sciences*. 2(5):53– 61.
- Zhang B, Wu P, Zhao X, Wang Y. 2012. Drought variation trends in different subregions of the Chinese Loess Plateau over the past four decades. *Agricultural Water Management*. 115: 167–177. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2012.09.004>.



Watershed Management Research

VOL. 33, No. 4, Ser. No: 129, Winter 2021, pp.123-141
DOI: 10.22092/wmej.2020.341216.1298

An Assessment of Spatial and Temporal Changes in Precipitation and Drought in Iranian Synoptic Stations of Iran

Ayub Mirzayi Hasanlo

Graduated from Master of Science, Department of Range and Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources, Urmia University, Urmia, Iran

Hirad Abghari

(Corresponding Author)* Associate Professor, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Urmia University, Urmia, Iran

Mehdi Erfanian

Associate Professor, Department of Range and Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Urmia University, Urmia, Iran

Sepide Choobe

Ph.D, Candidate, Department of Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources, Urmia University, Urmia, Iran

*Corresponding Author Email: h.abghari@urmia.ac.ir

Received: 28 December 2019 Accepted: 30 May 2020

Abstract

The temporal and spatial variability of rainfall within and between years is a characteristic of Iran's climate. The aim of this study was to investigate the PCI, SPI, RDI, and MFI indices and map their spatial variations. These data were obtained from the Meteorological Organization of Iran. The results indicated that the PCI index had an upward trend in 50% of the stations and a downward trend in the remaining stations. The lowest value of the PCI index was observed for the northern regions in 1992 at the Rasht Station (9.22), and the highest value for southeastern regions in 2008 at the Bandar Abbas Station (76.36). The MFI index had a downward trend of 28 stations with the lowest value of the MFI index in 2010 at the Yazd Station (4.42) and the highest value in 2001 at the Yasuj Station (451.65). According to the PCI index, the rainfall pattern at most of Iran's synoptic stations is seasonal and completely seasonal. The results of drought indices indicated that the SPI and RDI indices were higher in the western regions than in the other regions. The severest drought based on both indices was observed at the Bushehr Synoptic Station in 2010. The values of these indices were (-3.4) and (-3.3), respectively. The results also indicated that the RDI index revealed more severe drought conditions. As the RDI index includes air temperature as a direct factor affecting drought, it is recommended to replace the SPI index with this one. The Fornieh Rain Erosion Map may be of great help to watershed managers and natural resource experts in planning soil conservation, erosion control, and land use schemes.

Keywords: Modified fournier index, precipitation concentration index, reconnaissance drought index, standardized precipitation index, trend analysis