



دوره‌ی ۳۳، شماره‌ی ۱، شماره‌ی پیاپی ۱۲۶، بهار ۱۳۹۹، صفحه‌های ۸۷-۷۲
شناسه‌ی دیجیتال: 10.22092/wmej.2019.125908.1208

پژوهش‌های آبخیزداری

بررسی ارتباط خشک‌سالی‌های هواشناسی و آب‌شناختی در دشت هشتگرد

میترای شیرازی

(نویسنده مسئول)* دکترای بیابان‌زدایی دانشکده‌ی منابع طبیعی، دانشگاه یزد

سعیده ناطقی

استادیار پژوهشی، بخش تحقیقات مرتع، موسسه‌ی تحقیقات جنگل‌ها و مراتع کشور، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران

*رایانامه‌ی نویسنده‌ی مسئول: mtr_shirazi@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۲۸ فروردین ۱۳۹۸ تاریخ پذیرش: ۲۶ آذر ۱۳۹۸

چکیده

دشت هشتگرد از آبخیز ساوجبلاغ با اقلیم خشک و نیمه‌خشک یکی از دشت‌هایی است که برداشت آب زیرزمینی از آن در سال‌های اخیر افزایش چشم‌گیری یافته، به طوری که در ۵ سال اخیر بیش از ۵ متر افت داشته، و به نظر می‌رسد که نقش عامل‌های مدیریتی در این دشت مهم است. در این مقاله برای یافتن اثر بارندگی و شرایط اقلیمی بر نوسان‌های تراز آب زیرزمینی داده‌های بارندگی ۶ ایستگاه باران‌سنجی و ۲۱ چاه مشاهده‌ی در دوره‌ی داده‌برداری ۱۳۷۱ تا ۱۳۹۰ به کار برده شد. دوره‌های متوالی خشک‌سالی هواشناسی و آب‌شناختی با دو شاخص بارش بمعیار (SPI) و شاخص بمعیار تراز ایست‌آبی آب زیرزمینی (SWI) در مقیاس‌های زمانی ۶، ۹، ۱۲، ۱۸، ۲۴ و ۴۸ تهیه شد. به دلیل این که توزیع مجموعه‌ی داده‌های بارندگی و تراز ایست‌آبی آب زیرزمینی بهنجار نیست، آزمون ناسنجه‌ی من-کندال برای تعیین کردن روند داده‌های هواشناسی و تراز ایست‌آبی به کار برده، و نشان داده شد که روند شیب تراز آب زیرزمینی در همه‌ی ماه‌های دوره کاهشی بود. بررسی همبستگی بین این دو شاخص تأخیر زمانی ۲۴ ماهه بین خشک‌سالی هواشناسی و آب‌شناختی را نشان داد. شاخص SPI ۶ نیز نشان داد که بیش‌ترین خشک‌سالی در دوره‌ی خشکی در نیمه‌ی دوم سال ۱۳۷۵ رخ داد. نقشه‌های پهنه‌بندی خشک‌سالی با روش IDW در مقیاس زمانی ۲۴ ماهه نشانگر روی‌دادن خشک‌سالی‌های شدید در جنوب حوزه است. در برخی جاها در منطقه، بین خشک‌سالی اقلیمی و آب‌شناختی تأخیر زمانی دو ساله بود. آگاهی از این مسأله می‌تواند به مدیران و برنامه‌ریزان برای مدیریت کردن بهینه‌ی منابع آب کمک زیادی کند.

واژگان کلیدی: آبخیز دشت هشتگرد، خشک‌سالی، تراز ایست‌آبی، شاخص بارش بمعیار، شاخص بمعیار.

اراک تهیه کردند و نتیجه گرفتند که بیشترین شدت خشکسالی در جنوب و شمال دشت بوده است. ملکی نژاد (۲۰۱۱) دو شاخص خشکسالی SPI و SWI را برای بررسی کردن تأخیر زمانی بین رخداد خشکسالی هواشناسی و بهدنبال آن آب‌شناختی در حوزه‌ی چغلوندی (استان لرستان) به کار برد، و تأخیر ۱۲ ماهه را برای خشکسالی آب‌شناختی بهدنبال خشکسالی هواشناسی در این منطقه تعیین کرد. تیموری و همکاران (۲۰۱۵) در بررسی خشکسالی در اسپانیا SPI را در مقیاس‌های زمانی مختلف با متغیرهای آب‌شناختی سطحی مقایسه کردند و نتیجه گرفتند که به‌طور کلی بیشترین همبستگی در جریان‌های سطحی با دوره‌های زمانی کوتاه ناشی از بارش‌های ۱ تا ۳ ماهه SPI، و منابع آب زیرزمینی با دوره‌های طولانی‌تر ۷ تا ۱۰ ماهه است. سلیمانی و همکاران (۱۳۹۳) در حوزه‌ی بختگان به این نتیجه رسیدند که اثر خشکسالی اقلیمی بر آب‌شناختی در رودخانه‌های موقتی و فصلی هم‌زمان است. کریمی و همکاران (۲۰۱۶) در بررسی شدت، تداوم و فراوانی خشکسالی‌های هواشناسی و آب‌شناختی، و تعیین کردن تأخیر زمانی احتمالی بین وقوع این دو نوع خشکسالی در آبخیز قره‌سو، استان کرمانشاه، نشان دادند که شدت خشکسالی از ۱۳۷۸ به تدریج افزایش یافته، و شدیدترین خشکسالی در ۱۳۸۶ و طولانی‌ترین آن در ۱۳۸۶ تا ۱۳۹۱ بوده، و در سال‌های اخیر خشکسالی آب‌شناختی با تأخیر زمانی یک تا دو ساله از خشکسالی هواشناسی رخ داده است. طبری و همکاران (۲۰۱۳) خشکسالی آب‌شناختی را با شاخص آب‌شناختی SDI در شمال غرب ایران ارزیابی کردند، و نشان دادند که در تقریباً همه‌ی ایستگاه‌ها شدید است. نتیجه‌ی نیکبخت و همکاران (۲۰۱۳) بر شدت خشکسالی آب‌شناختی در شمال غرب ایران با درصد شاخص بهنجار (PNI) نشان داد که شدیدترین خشکسالی آب‌شناختی در همه‌ی ایستگاه‌ها در ۱۹۹۹، ۲۰۰۰، ۲۰۰۱ و ۲۰۰۲ رخ داده، و شدت آن در ۳۴ سال گذشته افزایش یافته است. نتیجه‌ی تیگاس و همکاران (۲۰۱۲) در بررسی تأثیر شرایط آب و هوایی بر خشکسالی‌های هواشناسی و آب‌شناختی در مقیاس زمانی ۳ تا ۱۲ ماهه با دو شاخص RDI و SDI بیشترین همبستگی را بین SDI و RDI نشان داد.

در این پژوهش تأخیر بارندگی و همبستگی آن با تراز آب برای تعیین کردن خشکسالی آب‌خوان هشگرد به کار برده شد. به دلیل تأثیر پیوسته و مداوم بارندگی بر تراز آب زیرزمینی، بررسی ماهانه و مجزای داده‌های بارندگی چندان مطلوب نیست، درحالی که در شاخص SPI می‌توان مقیاس‌های یک ماهه تا چندین ساله به کار گرفت و اثر دوره‌های متوالی بر آب زیرزمینی را بررسی کرد. ارتباط بین شاخص‌های SPI و SWI می‌تواند نشان‌دهنده تأخیر زمانی بین رخداد خشکسالی هواشناسی و بهدنبال آن خشکسالی آب‌شناختی باشد.

مقدمه

آب‌های زیرزمینی از مهم‌ترین اما ارزان‌ترین منابع است. برای آگاهی‌یافتن از وضعیت منابع آب زیرزمینی و مدیریت کردن بهینه‌ی آن لازم است بررسی دقیقی از نوسان‌های تراز آب زیرزمینی انجام شود. با بررسی دقیق نوسان‌های تراز آب زیرزمینی می‌توان نتیجه‌های آن را در مدیریت کردن منابع آب به کار برد. از جمله شاخص‌های خشکسالی، خشکسالی آب‌شناختی است که با کاهش یافتن میزان بارندگی شروع می‌شود و به‌طور عادی با کاهش یافتن تراز دریاچه‌ها و ذخیره‌های مرتبط ادامه می‌یابد (لیو و همکاران ۲۰۱۲). هدف از به کار بردن شاخص خشکسالی، تعیین کردن سه ویژگی شدت، تداوم و گستردگی مکانی آن است. با شاخصی که تابعی از عامل‌های مختلف محیطی و عامل‌های متأثر از دوره‌های خشک است، و در نهایت با عدد نمایش داده می‌شود، می‌توان تصویر جامعی از همه‌ی این عامل‌ها را فراهم کرد و آن را در ارزیابی کردن دوره‌های خشک و تصمیم‌گیری درباره‌ی آن به کار برد، که به‌مراتب مفیدتر و ساده‌تر از ردیف‌های متعددی از داده‌های متنوع مرتبط با خشکی است.

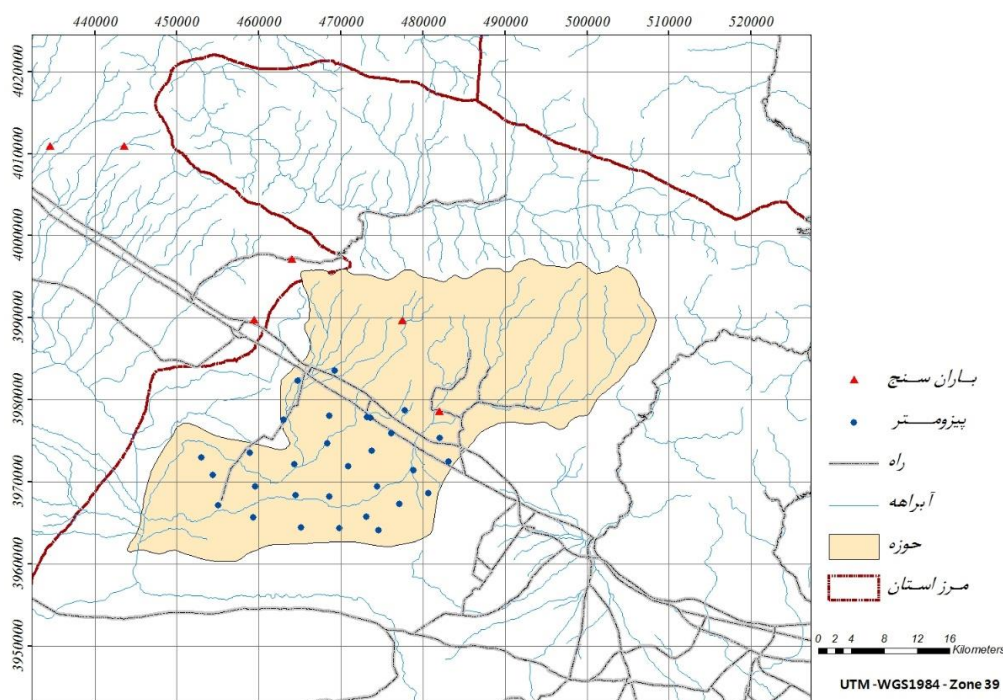
تحقیقات مختلفی بر آب‌های سطحی و زیرزمینی انجام شده است تا شناختی اصولی‌تر برای مدیریت کردن بهتر منابع آب به دست آید. دلپ و همکاران (۲۰۰۷) برای شناختن و یافتن روند تغییر تراز آب زیرزمینی در هند، و تأثیر خشکسالی و دخالت بشر در منطقه‌ی اورپسا روش‌های آماری ناسنجه‌ی من-کندال را به کار بردند. نتیجه‌ی آنان نشان داد که افت تراز آب به علت کمبود باران در سال‌های خشک، دمای زیاد و دخالت بشر، با تغذیه شدن در سال‌های مرطوب جبران نشد. روند تغییر نشان داد که آب‌های زیرزمینی ۵۹٪ از ایستگاه‌های ناظر قبل از فصل باران‌های موسمی افت، و ۵۱٪ از آن‌ها پس از این فصل تغییر کرده است. نتیجه‌ی هایس و همکاران (۲۰۰۹) در بررسی تأثیر خشکسالی بر آب زیرزمینی در شمال غربی بنگلادش نشان داد که تراز آب زیرزمینی در این منطقه هر ساله ۴۲٪ کاهش می‌یابد. تحلیل نمودار آب تراز آب زیرزمینی و مجموعه‌ی زمانی بارندگی نشان داد که افزایش برداشت آب زیرزمینی برای آبیاری در فصل‌های خشک، و بازگشت خشکسالی‌ها از عامل‌های افت کردن تراز آب زیرزمینی در این منطقه است، و اگر مداخله‌ی بشر در نظام آب زیرزمینی نمی‌بود، کاهش بارندگی عامل عمده‌ی خشکسالی آب زیرزمینی بود. خان و همکاران (۲۰۰۸) شاخص بمعیار شده‌ی بارش (SPI) را برای بررسی اثر خشکسالی و بارندگی بر تراز آب زیرزمینی در ۳ منطقه‌ی آبیاری شده در حوزه‌ی ماری-دارلین استرالیا به کار بردند و همبستگی زیادی بین نوسان‌های تراز آب زیرزمینی و شاخص SPI در منطقه یافتند که با آن می‌توان الگوی خشکسالی‌های اصلی را در استرالیا تعیین کرد. محمدی و همکاران (۲۰۰۳) نقشه‌های پهنه‌بندی مکانی و زمانی خشکسالی آب زیرزمینی دشت را با شاخص تراز آب (SWI) در

مواد و روش‌ها

منطقه‌ی بررسی شده

دشت هشتگرد جزئی از آبخیز ساوجبلاغ است که قسمتی از خروجی آبخیزهای آغشت، ورده، براغان، هیو شلمزار، فشند، سوریه، ولیان، خور سفیدک، خوشکزر، کولین رود و تالیان به این دشت وارد می‌شود. دشت هشتگرد از شمال با آبخیز سد طالقان، از جنوب و غرب با شهرستان کرج، و از شرق با استان قزوین همسایه است. این منطقه در مختصات جغرافیایی $35^{\circ} 47'$ تا $36^{\circ} 6'$ شرقی و $50^{\circ} 21'$ تا $54^{\circ} 54'$ شمالی است.

مساحت آن ۱۲۸۰۸۵ هکتار و بیش‌ترین آن دشت‌های آب‌رفتی دوران چهارم، آهک‌رس، سنگ آهک، و سنگ گچ ائوسن است. منطقه شامل دشت، تپه و زمین‌های مسطح، و ارتفاع متوسط حوزه از تراز دریاهای آزاد ۱۱۵۳ متر است (شکل ۱). اقلیم این منطقه در طبقه‌بندی آمبرژه خشک سرد و در طبقه‌بندی دومارتن خشک است (داده‌های اقلیمی ایستگاه هواشناسی نجم آباد بین سال‌های ۱۳۶۰ تا ۱۳۹۰). خاک‌های منطقه در گروه‌های Xeric و Haplosalids Typic و Typic Torriorthents و Torriorthents طبقه‌بندی می‌شود.



شکل ۱- موقعیت دشت هشتگرد و چاه‌های مشاهده‌یی.

داده‌های به‌کاررفته

داده‌های ۲۰ ساله‌ی بارندگی ۶ ایستگاه باران‌سنجی و ۳۱ چاه مشاهده‌یی با دوره‌ی داده‌برداری مشترک ۲۰ ساله به‌کاربرده، و برای بازسازی کاستی‌های داده‌ها از روش همبستگی، و برای همگن‌سازی داده‌ها از روش جرم مضاعف بهره‌گرفته شد. برای بررسی‌کردن روند تغییر آب‌های سطحی و زیرزمینی منطقه و تحلیل‌کردن کمی خشک‌سالی‌های هواشناسی و آب‌شناختی شاخص‌های SWI و SPI به‌کار گرفته شد، تا امکان ارزیابی‌کردن آن در مقیاس‌های زمانی و مکانی میسر شود و بتوان شدت وقوع آن را سنجید. این دو شاخص شبیه به هم است، ولی طبقه‌بندی آن‌ها عکس یک‌دیگر است. برای پهنه‌بندی‌کردن نقشه‌های شدت خشک‌سالی هواشناسی و آب‌شناختی روش میان‌یابی

IDW به‌کاربرده شد. شاخص SPI (مک‌کی و همکاران ۱۹۹۵) ابزاری قوی برای تحلیل‌کردن داده‌های بارندگی است که مشخصه‌ی اصلی آن انعطاف‌پذیری در اندازه‌گیری خشک‌سالی در مقیاس‌های زمانی گوناگون است (رابطه‌ی ۱).

$$SPI = \frac{X_{ik} - \bar{x}}{\delta I} \quad (1)$$

δI : انحراف از معیار داده‌های I امین ایستگاه، X_{ik} : اندازه‌های بارندگی برای I امین ایستگاه و k امین مشاهده، \bar{x} : متوسط بارندگی ایستگاه I ام
شاخص تراز ایست‌آبی بمعیار SWI برای پیش‌نوسان‌های تراز سفره‌های آب زیرزمینی در بررسی خشک‌سالی‌های آب‌شناختی

ایست‌آبی برای i امین چاه مشاهده‌ی و k امین مشاهده، \bar{W} تراز ایست‌آبی چاه مشاهده‌ی i ام شدت خشک‌سالی‌های هواشناسی و آب‌شناختی با شاخص‌های SWI و SPI طبقه‌بندی می‌شود

معرفی شده است (بویان ۲۰۰۴) (رابطه‌ی ۲).

$$SWI = \frac{W_{ik} - \bar{W}}{\delta_i} \quad (2)$$

δ_i : انحراف از معیار داده‌های i امین چاه مشاهده‌ی، W_{ik} : تراز

جدول ۱- طبقه بندی شاخص SWI و SPI.

SWI	SPI	طبقه‌ی خشک‌سالی
< ۰	> ۰	بی خشک‌سالی
۰ تا ۰/۰۹۹	۰ تا -۰/۰۹۹	خشک‌سالی ملایم
۱ تا ۱/۴۹	-۱ تا -۱/۴۹	خشک‌سالی متوسط
۱/۵ تا ۱/۹۹	-۱/۵ تا -۱/۹۹	خشک‌سالی شدید
$2 \leq$	$2 \geq$	خشک‌سالی بسیار شدید

۱۸، ۲۴ و ۴۸ ماهه آورده شد. این مجموعه‌ها بر پایه‌ی تأثیر کم‌بودهای بارندگی بر هر یک از انواع منابع آبی انتخاب کرده می‌شود. این مجموعه‌ی در تغییر، برای هر ماه مقدار جدیدی را بر پایه‌ی ماه قبل به‌دست می‌دهد. شاخص‌های SWI و SPI برای حوزه پس از بررسی کردن صحت و کیفیت داده‌ها با روش‌های آماری و بهنجارسازی داده‌ها، داده‌های بارندگی، و تراز ایست‌آبی چاه‌های مشاهده‌ی تهیه کرده‌شد. اندازه‌های متوسط بارندگی سالانه‌ی کل حوزه از محاسبه‌ی مجموع میانگین‌های بارندگی هر ایستگاه در تراز اثر آن ایستگاه

(جدول ۱).

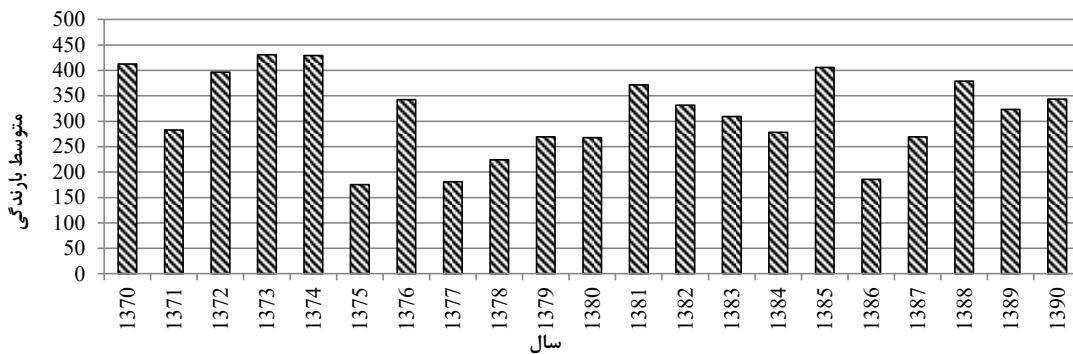
هر مجموعه داده با مناسب‌ترین توزیع احتمال (توزیع گاما) برای تعریف کردن رابطه‌های احتمال بارندگی مشخص کرده شد. شاخص SWI و SPI برای تعیین و پایش کردن دوره‌ی خشک محاسبه کرده می‌شود، که شاخص کمی و کاربردی برای مقیاس‌های زمانی متفاوت (شامل تاریخ شروع و خاتمه)، یعنی تداوم و شدت دوره‌ی خشک است (مک کی و همکاران ۱۹۹۵). مجموعه‌ی از متوسط دوره‌های SPI برای محاسبه‌ی i ماهه برای تعیین کردن مجموعه‌ی داده با مقیاس‌های زمانی ۶، ۹، ۱۲،

جدول ۲- اندازه‌های متوسط بارندگی ایستگاه‌های باران‌سنجی در حوزه‌ی ساوجبلاغ.

سال داده‌برداری	ایستگاه‌ها				
	فشند	بهجت‌آباد	کبریت‌میان	بیدستان	اسماعیل‌آباد
۱۳۷۰	۵۰۶/۵	۳۲۴	۳۶۶/۵	۳۷۷/۵	۴۹۲/۵
۱۳۷۱	۴۰۵	۱۹۱	۲۸۵/۵	۲۱۹/۵	۳۶۷/۵
۱۳۷۲	۴۶۵/۵	۲۸۶/۵	۳۶۰/۹	۳۶۲/۵	۵۷۶
۱۳۷۳	۵۰۸	۳۶۲	۴۲۹/۵	۴۰۸/۱	۴۵۱/۵
۱۳۷۴	۴۸۱/۵	۳۶۸	۴۵۲	۴۳۰/۵	۴۵۸
۱۳۷۵	۱۷۰/۷	۲۰۳/۵	۱۶۹	۱۶۰/۵	۱۶۵/۵
۱۳۷۶	۵۰۳/۱	۳۲۷/۵	۳۰۸/۵	۳۲۲	۲۹۵/۵
۱۳۷۷	۲۲۳/۸	۱۵۳/۵	۱۶۶/۵	۱۷۶/۵	۱۸۷
۱۳۷۸	۲۶۶/۳	۲۰۹	۲۱۹	۲۴۴	۲۳۹
۱۳۷۹	۳۸۴/۳	۲۳۲	۲۵۶	۲۶۹	۲۱۰/۵
۱۳۸۰	۳۸۷	۲۴۲/۵	۲۳۹/۵	۲۷۵/۸	۲۰۵/۵
۱۳۸۱	۴۳۶/۲	۲۷۳	۳۳۶/۵	۳۹۴	۴۷۱
۱۳۸۲	۳۸۱/۳	۲۲۶	۲۸۲/۵	۳۳۰/۵	۵۰۶/۵
۱۳۸۳	۴۲۹/۹	۲۴۲	۲۸۷/۵	۲۸۸/۵	۳۰۹
۱۳۸۴	۳۵۴/۱	۲۵۲	۳۱۱/۵	۳۲۷	۲۲۵/۵
۱۳۸۵	۵۳۶/۲	۳۰۳	۴۸۷/۵	۳۵۳/۵	۴۲۷/۸
۱۳۸۶	۲۹۲/۲	۱۶۱	۱۳۶	۱۵۹/۵	۱۷۸/۵
۱۳۸۷	۳۲۴/۵	۲۳۹	۲۴۸	۲۲۷/۵	۲۵۲
۱۳۸۸	۳۹۵	۴۳۷/۴	۳۸۸/۵	۳۳۶	۴۰۷
۱۳۸۹	۳۴۹/۵	۳۲۶	۳۵۱/۵	۳۱۹	۳۶۶/۵
۱۳۹۰	۴۴۲/۵	۳۴۳	۳۳۶/۵	۲۹۹	۳۱۳/۵

دوره در سال‌های ۱۳۷۵ و ۱۳۸۰ بود، که اثر آن بر تراز آب زیرزمینی مشهود است.

(چندضلعی‌های تیسن) برای هر سال به‌دست آمد. در شکل ۲ اندازه‌های بارندگی سالانه‌ی دوره در آبخیز ساوجبلاغ نشان داده شده است. کم‌ترین میزان بارندگی در



شکل ۲- متوسط بارندگی حوزه ساوجبلاغ

شیب سن (Sen) بسط داده شده است. از بین این دو آزمون من-کندال بهترین انتخاب برای بررسی روند یک‌نواخت داده‌ها است (زو و همکاران ۲۰۰۳)، و سازمان هواشناسی آن را برای تشخیص دادن روند در مجموعه‌ی زمانی داده‌های محیطی توصیه کرده است (یو و همکاران ۲۰۰۲). اگر مقدار Z بزرگ‌تر از $+1/96$ و یا کوچک‌تر از $-1/96$ باشد روند در داده‌ها هست و فرض صفر رد می‌شود، اگر نه داده‌ها بی روند است.

نتایج

آزمون‌های ناسنجه‌ی من-کندال نشان داد که روند تراز آب زیرزمینی دشت در همه‌ی ماه‌ها کاهشی (در تراز ۰/۹۵٪) است. نتیجه‌ی بررسی روند ایستگاه‌های بارندگی آبخیز ساوجبلاغ در جدول ۳ و نتیجه‌ی بررسی روند افت آب زیرزمینی در جدول ۴ نشان داده شده‌است. نتیجه‌ی آزمون‌های ناسنجه‌ی من-کندال نشان داد که بارندگی در همه‌ی ماه‌ها بی روند بود.

آزمون تعیین روند تراز آب زیرزمینی دشت

یکی از روش‌های متداول برای تحلیل کردن مجموعه‌های زمانی آب-هواشناختی، بررسی بودن یا نبودن روند در آن‌ها با آزمون‌های آماری است. روش‌های آماری محاسبه‌ی بررسی روند تغییر از دو نوع ریاضی سنجه‌ی و ناسنجه‌ی است. اساس روش سنجه‌ی بر مدل خطی، و اساس روش‌های ناسنجه‌ی بر گزینش فرض صفر نبودن روند، و فرض مقابل بودن روند در مجموعه‌ی داده‌ها است. برای بررسی روند در پژوهش‌های آب-هواشناختی اغلب روش‌های ناسنجه‌ی به کار برده می‌شود؛ به این دلیل اصلی که آزمون‌های ناسنجه‌ی برای مجموعه‌ی داده‌هایی که توزیع آن‌ها بهنجار نیست، یا داده‌هاشان سانسور شده است مناسب‌تر اند. اغلب مجموعه‌های زمانی مربوط به متغیرهای آب-هواشناختی جزئی از این مجموعه‌ها است. شرط به کار بردن این آزمون‌ها نبود خودهمبستگی معنی‌دار در مجموعه‌ی زمانی داده‌ها است. برای تعیین کردن روند در مجموعه‌ی داده‌ها، تاکنون آزمون‌های آماری ناسنجه‌ی بسیاری مانند آزمون من-کندال و روش تخمینگر

جدول ۳- روند تغییر بارندگی در ایستگاه‌های باران‌سنجی آبخیز ساوجبلاغ در دوره‌ی داده‌برداری ۱۳۷۰-۱۳۹۰

95%Confidence Interval for Tau	تراز معنی‌داری	اندازه‌های آماری من-کندال	عرض جغرافیایی (Y)	طول جغرافیایی (X)	ایستگاه باران‌سنج
-۰/۳۷۸ تا ۰/۳۲۶	$P=۰/۶۹۳۳$	-۰/۰۵۷۴	۳۹۳۳۱۰۵	۳۹۰۷۱۰	چلمبر
-۰/۴۲۷ تا ۰/۱۹۰	$P=۰/۳۸۱۲$	-۰/۱۳۳	۴۰۱۱۰۸۷	۴۰۴۹۷۸	اسماعیل‌آباد
-۰/۳۵۴ تا ۰/۲۸۶	$P=۰/۶۰۷۷$	-۰/۰۷۶۲	۴۰۰۹۷۸۷	۴۲۰۹۱۷	بیدستان
-۰/۲۷۰ تا ۰/۳۳۲	$P=۰/۹۵۱۷$	۰/۰۱۴۳	۴۰۱۰۸۱۴	۴۳۴۵۸۱	کبریت‌میان
-۰/۲۰۴ تا ۰/۴۹۰	$P=۰/۴۵۰۳$	۰/۱۲۴	۴۰۱۰۷۵۱	۴۴۳۵۶۷	بهجت‌آباد
-۰/۴۷۵ تا ۰/۲۰۶	$P=۰/۳۱۹۰$	-۰/۱۵۲	۳۹۸۹۵۲۳	۴۷۷۴۸۲	فشند

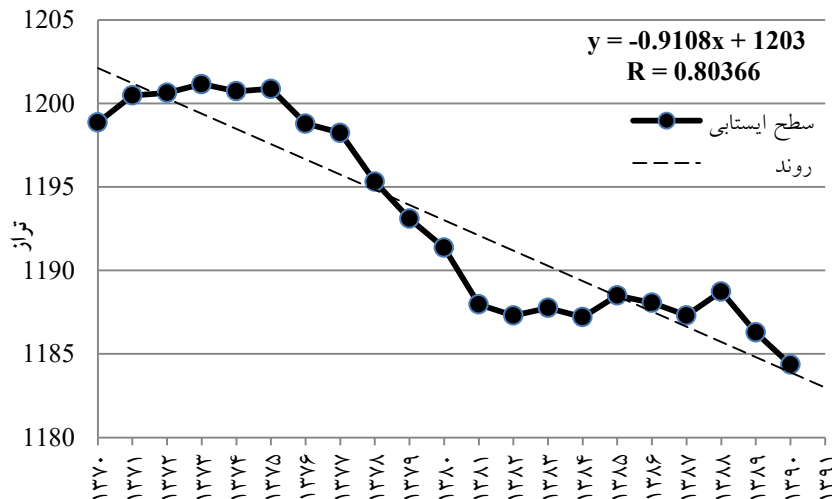
جدول ۴- روند تغییر تراز ایست‌آبی در چاه‌های مشاهده‌ی آبخیز ساوجبلاغ در دوره‌ی داده‌برداری ۱۳۹۰-۱۳۷۰.

95%Confidence Interval for Tau	تراز معنی‌داری	اندازه‌های آماره‌ی من-کندال (Z)	عرض جغرافیایی (Y)	طول جغرافیایی (X)	چاه مشاهده‌ی
-۰/۹۸۰ تا -۰/۶۰۴	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۳۸	۳۹۶۴۱۱۹	۴۷۴۵۷۲	فلکه‌ی اول زعفرانیه
-۱/۰۰۰ تا -۰/۹۰۰	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۹۷۱	۳۹۶۴۳۰۴	۴۶۹۸۲۷	سه‌راه زکی‌آباد
-۱/۰۰۰ تا -۰/۸۱۹	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۹۴۳	۳۹۶۴۴۱۲	۴۶۵۱۵۸	دولت‌آباد اقبالیه
-۱/۰۰۰ تا -۰/۶۸۰	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۹۵	۳۹۶۵۶۴۰	۴۵۹۳۵۴	کوروش بیلاقی
-۱/۰۰۰ تا -۰/۶۴۵	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۶۷	۳۹۶۵۷۲۵	۴۷۳۱۳۷	سیمان آبیک
-۰/۹۲۸ تا -۰/۲۵۶	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۶۷۳	۳۹۶۷۱۱۳	۴۵۵۰۹۲	نجم‌آباد
-۰/۲۳۸ تا ۰/۳۱۳	$P = ۰/۷۸۵۸$	۰/۰۴۷۶	۳۹۶۷۲۹۴	۴۷۷۱۴۴	لشکرآباد
-۰/۸۵۹ تا -۰/۴۴۰	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۶۷۶	۳۹۶۸۲۲۶	۴۶۸۶۳۸	حسین‌آباد قنبرآباد
-۰/۹۵۰ تا -۰/۷۲۱	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۵۷	۳۹۶۸۳۹۳	۴۶۴۵۰۴	کمال
-۰/۹۸۰ تا -۰/۶۵۰	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۵۷	۳۹۶۸۵۸۵	۴۸۰۶۵۰	سنقرآباد
-۰/۳۷۵ تا ۰/۲۴۲	$P = ۰/۷۶۱۰$	-۰/۰۴۳۲	۳۹۶۹۴۳۸	۴۷۴۴۷۷	قاسم‌آباد آقا
-۰/۹۲۰ تا -۰/۶۴۳	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸	۳۹۶۹۴۶۸	۴۵۹۵۶۱	عزیزآباد
-۰/۷۷۴ تا -۰/۰۷۳۷	$P = ۰/۰۰۱۱$	-۰/۵۱۱	۳۹۷۰۸۱۵	۴۵۴۳۹۰	محمدآباد افخم‌الدوله
-۱/۰۰۰ تا -۰/۸۰۱	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۹۲۴	۳۹۷۱۳۸۶	۴۷۸۸۵۳	سیف‌آباد خالصة
-۰/۹۸۰ تا -۰/۶۵۳	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۶۷	۳۹۷۱۴۰۰	۴۷۸۸۵۰	سیف‌آباد خالصة
-۰/۶۲۲ تا ۰/۱۴۹	$P = ۰/۱۲۳۵$	-۰/۲۳۸	۳۹۷۱۹۱۸	۴۷۰۹۴۳	نمک آلان
-۱/۰۰۰ تا -۰/۹۱۹	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۹۸۱	۳۹۷۲۱۲۵	۴۶۴۳۱۹	تنکمان
-۱/۰۰۰ تا -۰/۸۷۱	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۹۵۲	۳۹۷۲۴۹۵	۴۸۳۱۲۲	مرغک
-۰/۹۸۲ تا -۰/۶۵۵	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۶۴	۳۹۷۲۹۴۹	۴۵۳۰۳۵	غرب محمدآباد
-۱/۰۰۰ تا -۰/۹۴۰	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۹۹	۳۹۷۳۴۹۰	۴۵۸۹۲۲	شیخ‌حسن
-۰/۹۷۰ تا -۰/۶۳۵	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۴۸	۳۹۷۳۷۵۵	۴۷۳۷۷۲	زمین‌های سعیدآباد
-۰/۷۹۰ تا -۰/۲۵۰	$P = ۰/۰۰۰۴$	-۰/۵۵۲	۳۹۷۴۶۶۱	۴۶۸۳۹۳	انبار تپه
-۰/۷۰۷ تا -۰/۱۴۷	$P = ۰/۰۰۴۱$	-۰/۴۴۸	۳۹۷۵۳۱۵	۴۸۲۰۶۹	زمین‌های کردان
-۱/۰۰۰ تا -۰/۹۴۰	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۹۹	۳۹۷۵۹۲۵	۴۷۶۱۵۶	غرب جاده‌ی سعیدآباد
۰/۰۰۵۰۳ تا ۰/۵۷۴	$P = ۰/۰۳۹۶$	۰/۳۲۹	۳۹۷۷۵۸۲	۴۶۳۰۵۸	مصطفی‌آباد
-۱/۰۰۰ تا -۰/۶۱۰	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۴۸	۳۹۷۷۸۰۰	۴۷۳۶۰۰	قاسم‌آباد بزرگ
-۱/۰۰۰ تا -۰/۹۲۰	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۹۸۱	۳۹۷۷۸۸۲	۴۷۳۲۴۳	قاسم‌آباد بزرگ
-۱/۰۰۰ تا -۰/۶۶۰	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۷۶	۳۹۷۸۰۱۳	۴۶۸۶۴۵	قلعه‌ی آذری
-۱/۰۰۰ تا -۰/۶۶۰	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۸۷۶	۳۹۷۸۷۰۰	۴۷۷۸۰۰	قلعه‌ی سلیمان‌خانی
-۰/۷۵۶ تا -۰/۳۲۰	$P = ۰/۰۰۰۴$	-۰/۵۵۲	۳۹۸۲۳۳۱	۴۶۴۷۸۱	سه‌راه نظرآباد
-۰/۸۹۱ تا -۰/۴۱۷	$P < ۰/۰۰۰۱$	-۰/۶۷۶	۳۹۸۳۵۱۹	۴۶۹۲۷۳	عرب‌آباد کوه

نشان می‌دهد. در این دوره متوسط تراز آب زیرزمینی ۱۷/۸ متر افت داشته و متوسط افت سالانه حدود ۱/۸ متر است. معادله‌ی خط روند برازش داده‌شده بر داده‌های تراز آب زیرزمینی حوزه‌ی ساوجبلاغ
 $y = -0.9108x + 1203$
 است.

تعیین روند خطی

برای مقایسه کردن نتیجه‌ی روند من-کنندال، نتیجه با روند خطی نیز بررسی شد. روند خطی در اغلب ایستگاه‌ها و چاه‌های ترسیم‌شده نشان‌دهنده‌ی سیر نزولی مجموعه بود. شکل ۳ نمودار تراز آب زیرزمینی دشت را در دوره‌ی ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۱

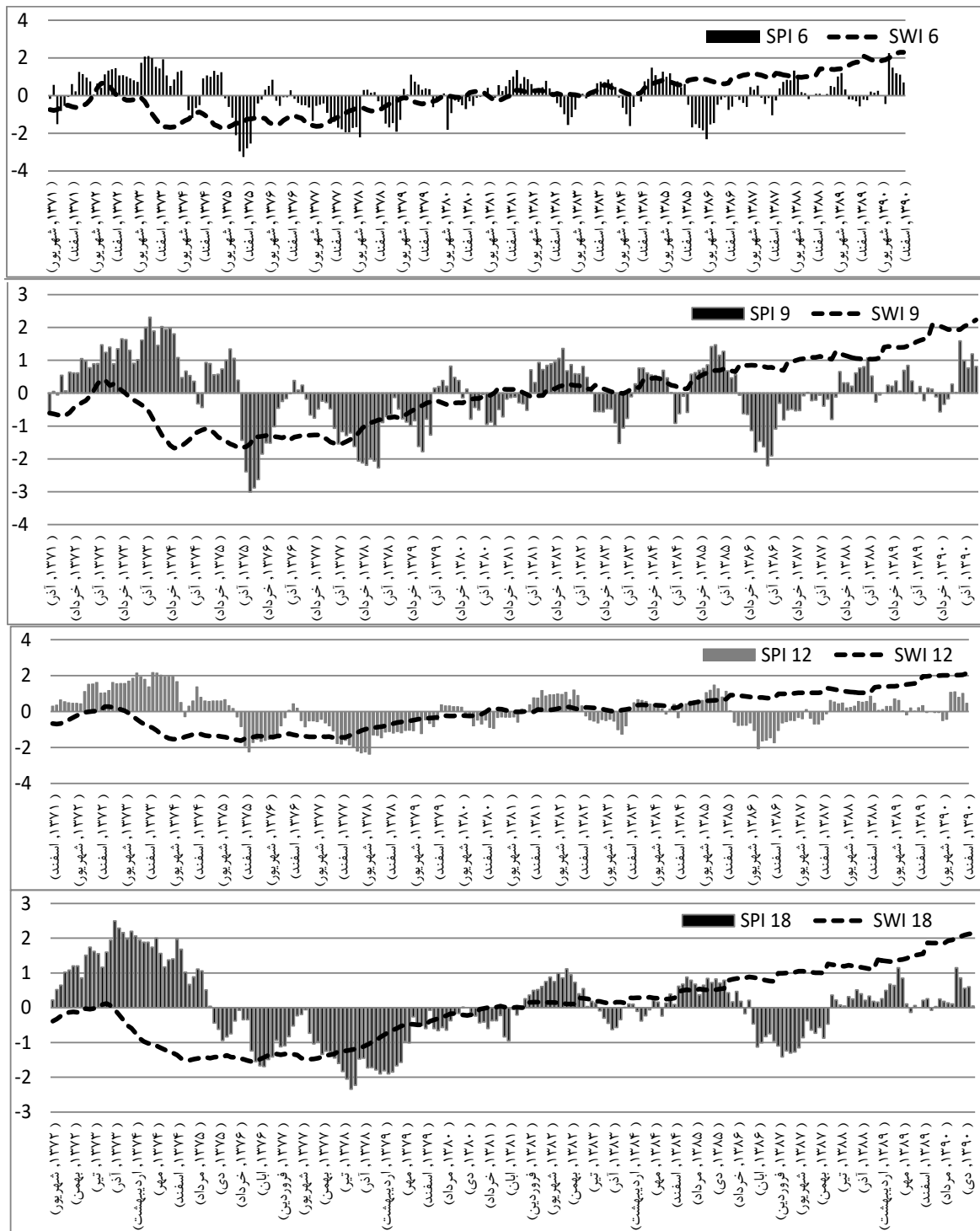


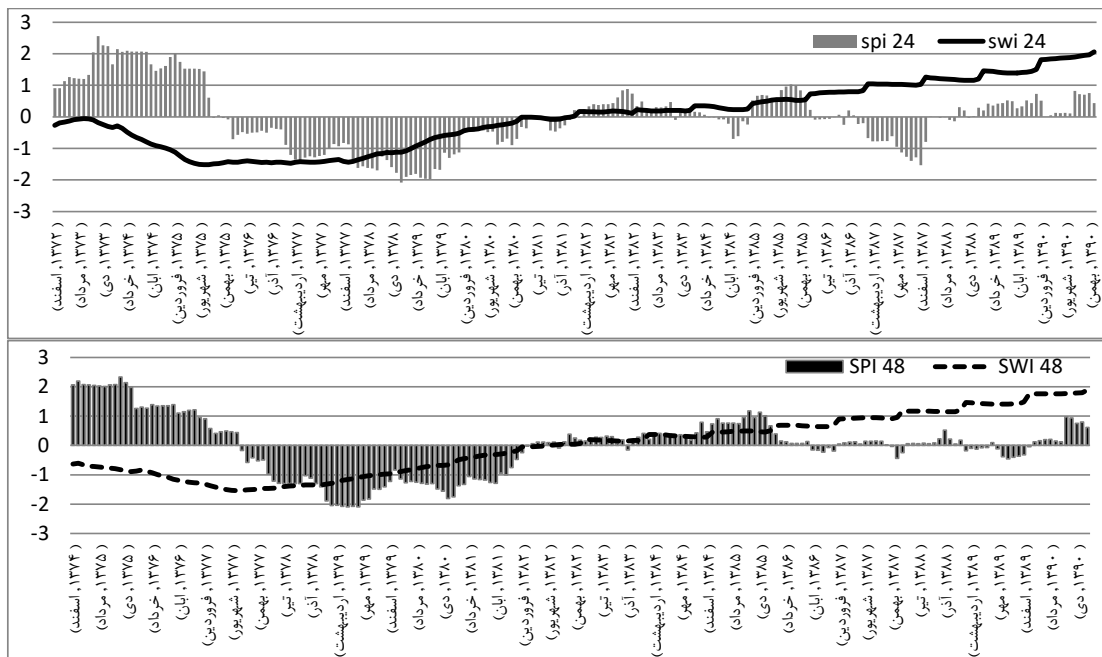
شکل ۳- روند تغییر تراز چاه‌های مشاهده‌یی.

تداوم خشک‌سالی بیش‌تر و تکرار آن‌ها کم‌تر می‌شود. به همین دلیل مجموعه‌های ۲۴ و ۴۸ ماهه تعداد دوره‌های خشکی را کم‌تر و با تداوم بیش‌تر نمایش می‌دهند، به‌گونه‌یی که بیش‌ترین خشک‌سالی هواشناسی در ۱۳۷۶ تا ۱۳۸۱ بوده است. روند تغییر SWI نیز به همراه تغییر SPI بررسی شد. همان‌طور که در شکل ۴ نشان داده می‌شود تغییرات دوره‌ی ۲۰ ساله شاخص خشک‌سالی با تأخیر زمانی پس از خشک‌سالی هواشناسی روی داده است. برای مثال نتیجه‌ی SWI6 چاه نجم‌آباد نشان‌دهنده‌ی دو دور خشک و مرطوب آب‌شناختی است، به‌طوری‌که از ۱۳۷۱ تا ۱۳۸۱ مرطوب، و از ۱۳۸۱ تا ۱۳۹۰ خشک‌سالی آب‌شناختی شناخته می‌شود.

رابطه‌ی بین بارندگی و تراز آب زیرزمینی دشت در نمودار ۴ نتیجه‌ی شاخص‌های SPI و SWI با مقیاس‌های زمانی ۴۸، ۲۴، ۱۸، ۱۲، ۹، ۶ در آبخیز ساوجبلاغ نشان داده شده است. شاخص SPI6 نشان می‌دهد که بیش‌ترین خشک‌سالی در ۱۳۷۵ و طولانی‌ترین دوره‌ی خشکی در ۶ ماهه‌ی دوم آن رخ داده است. تحلیل بلندمدت، دوره‌های خشک و تر را شفاف‌تر نشان می‌دهد. این یافته دقیقاً با SPI9 ماهه از داده‌های بارندگی مطابقت دارد، به‌طوری‌که ۴ دوره‌ی تر و ۵ دوره‌ی خشک را می‌توان تشخیص داد. در تحلیل شاخص خشک‌سالی ۱۲ ماهه، ۳ دوره‌ی تر و ۴ دوره‌ی خشکی دیده می‌شود. برای SPI18 نیز وضعیت همین است. هر چه مجموعه‌ی زمانی افزایش یابد،

بررسی ارتباط خشک‌سالی‌های هواشناسی و آب‌شناختی...



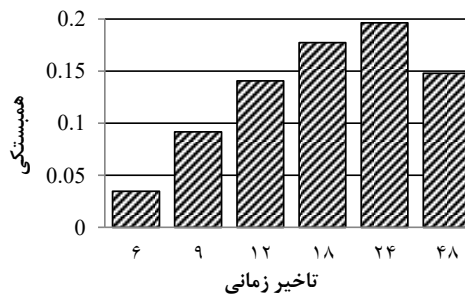


شکل ۴- تغییر SPI و SWI در مقیاس‌های زمانی ۶، ۹، ۱۲، ۱۸، ۲۴ و ۴۸ ماهه در آبخیز ساوجبلاغ.

که علت آن ممکن است فرآیند کند حرکت آب در محیط متخلخل خاک، آبرفت یا درز و شکاف‌های سازندهای زمین شناسی باشد که سبب می‌شود تأثیر افزایش یا کاهش یافتن بارش‌ها بلافاصله در سفره‌های آب زیرزمینی نمایان نشود. شناختن این تاثیرها اهمیت بسیاری در مدیریت کردن آب به‌خصوص آب‌های زیرسطحی دارد.

همبستگی بارش و تغییر تراز ایست‌آبی

برای تعیین کردن کمی ارتباط بارش‌های ماهانه و تغییر ماهانه‌ی تراز ایست‌آبی آب‌های زیرزمینی دشت، ضریب همبستگی بارش ماهانه و تغییر ماهانه‌ی تراز ایست‌آبی محاسبه کرده شد (شکل ۵). همبستگی SPI و SWI برای چاه نجم‌آباد نشان‌دهنده‌ی بیش‌ترین همبستگی بارندگی با تراز ایست‌آبی با تأخیر زمانی ۲۴ ماهه است،

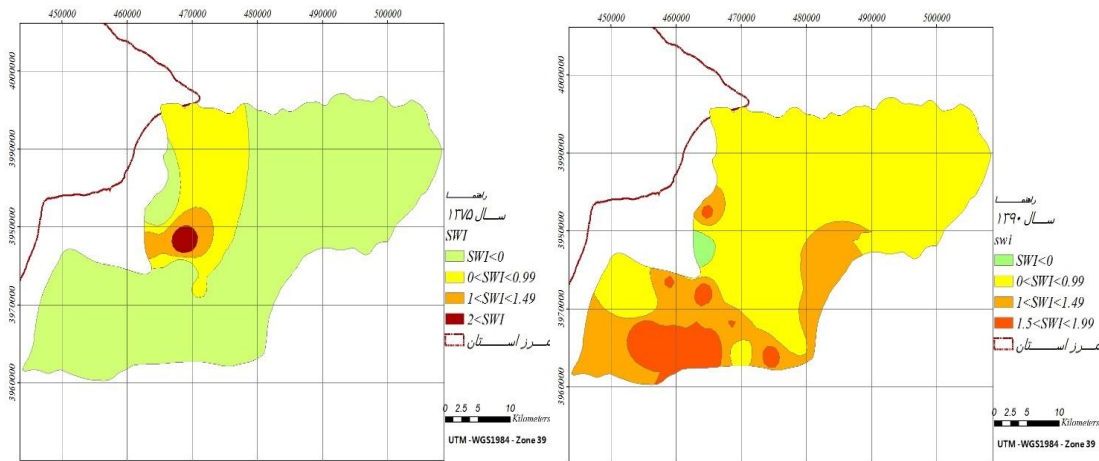


شکل ۵- ارتباط بین بارندگی و تراز آب زیرزمینی در تاخیرهای زمانی مختلف.

در ۱۳۷۵ که دوره‌ی ترسالی آب‌شناختی، و ۱۳۹۰ که دوره‌ی خشک‌سالی آب‌شناختی بود تهیه شد (شکل ۶).

پهنه‌بندی شدت خشک‌سالی در حوزه

با توجه به تأثیر بارندگی با تأخیر ۲۴ ماهه بر تراز ایست‌آبی آب زیرزمینی، نقشه‌های پهنه‌بندی در مقیاس زمانی ۲۴ ماهه



شکل ۶- گستره‌ی شدت خشک‌سالی‌های هواشناسی و آب زیرزمینی با شاخص SWI. (تصویر سمت راست مربوط به سال ۱۳۹۰ و تصویر سمت چپ مربوط به سال ۱۳۷۵).

نقشه‌ی کاربری زمین‌های دشت هشتگرد نشان می‌دهد که تراکم زمین‌های کشاورزی در جنوب دشت است، و دلیل روی دادن خشک‌سالی در این قسمت از حوزه برداشت بی‌رویه از آب زیرزمینی است. در بررسی یدالهی نوش‌آبادی و همکاران (۱۳۹۶) در هشتگرد متوسط سالانه‌ی ظرفیت تولید گندم، جو، ذرت علوفه‌یی و یونجه با روش فائو به ترتیب ۱۲/۳، ۸/۳، ۷۵ و ۲۶/۸ تن برآورد کرده‌شد، که با خشک‌سالی‌های ۱۳۷۵ و ۱۳۹۰ منجر به حادثه شدن شرایط خشک‌سالی منطقه شد. خشک‌سالی با تداوم‌های یک تا سه ماهه، پدیده‌یی معمول و بازگشت‌کننده است، بدین معنی که شدیدترین خشک‌سالی‌ها، تداومی کم‌تر از سه ماه داشته‌اند. با افزایش یافتن مقیاس زمانی و دوره‌ی بازگشت در ایستگاه‌ها، تداوم و بزرگی خشک‌سالی افزایش می‌یابد. تداوم‌های طولانی‌تر و بزرگی‌های بیش‌تر، احتمال وقوع کم‌تر یا دوره‌ی بازگشت‌های طولانی‌تری دارند، که با نتیجه‌ی فرج‌زاده اصل (۱۳۷۴) و تیبوزاده (۱۳۹۴) هم‌خوانی دارد. نتیجه‌ی بررسی احتمال وقوع بزرگی و تداوم خشک‌سالی در دوره‌ی بازگشت‌های ۲۰ ساله نشان می‌دهد که زمان تداوم خشک‌سالی در خوش‌بینانه‌ترین حالت حدود ۵ ماه طول خواهد کشید (اقتدارنژاد و همکاران، ۱۳۹۵). نتیجه‌ی بررسی رابطه‌ی بین زوج شاخص‌های خشک‌سالی نشان می‌دهد که با افزایش یافتن مقیاس زمانی، ضریب هم‌بستگی آن‌ها افزایش می‌یابد، به طوری که در مجموعه‌ی زمانی ۲۴ ماهه و هم‌زمان بسیار به هم نزدیک‌اند، بدان معنی که خشک‌سالی‌های هواشناسی و آب‌شناختی در دشت هشتگرد هم‌زمان رخ می‌دهد، که نشان‌دهنده‌ی وابستگی زیاد جریان رودخانه‌های فصلی به باران است. پهنه‌بندی شدت و تداوم خشک‌سالی در استان فارس (مرادی و همکاران ۱۳۸۷) نشان داد

بحث و نتیجه‌گیری

مقیاس‌های زمانی متفاوت شاخص SPI نیاز به تفسیرهای متفاوتی دارد. برای مثال SPI با مقیاس زمانی یک ماهه شرایط کوتاه‌مدت را منعکس می‌کند و می‌توان آن را برای بررسی تغییر رطوبت خاک به کار برد. SPI با مقیاس زمانی ۳ ماهه تخمین‌زدن بارندگی‌های فصلی را میسر می‌کند؛ SPI با مقیاس زمانی متوسط ۶ و ۹ ماهه روند الگوی بارش، و SPI ۱۲ الگوی بارندگی‌های بلندمدت را نشان می‌دهد، که معمولاً با آب‌دهی رودخانه‌ها، تراز مخزن‌ها و حتی تراز آب زیرزمینی رابطه دارد (NDMC، ۲۰۰۷). نقشه‌های پهنه بندی آبخیز ساوجبلاغ در ۱۳۷۵ که دوره‌ی ترسالی آب‌شناختی بود نشان می‌دهد که تنها در قسمتی از شمال غربی حوزه افت تراز آب زیرزمینی مشهود است، در حالی که حوزه در همین دوره در خشک‌سالی هواشناسی است. در ۱۳۹۰ که خشک‌سالی آب‌شناختی روی داده بود، تراز سفره‌ی زیرزمینی بیش‌تر در جنوب حوزه افت کرد، در حالی که در همین سال، ترسالی نسبی هواشناسی هم بود. تداوم و شدت خشک‌سالی‌ها به‌ویژه در آب زیرزمینی در سال‌های اخیر در دوره‌ی داده‌برداری بسیار است. احتمالاً به‌علت تفاوت در سرعت حرکت جریان‌های سطحی و زیرزمینی، تأخیر خشک‌سالی آب‌شناختی در آب سطحی و زیرزمینی با خشک‌سالی هواشناسی یکسان نیست. نکته‌ی مهم در خشک‌سالی هواشناسی و آب‌شناختی این است که روند خشک‌سالی در بازه‌ی داده‌برداری انتخاب‌شده در این منطقه صعودی افزایش می‌یافت. از شمال به جنوب هم شدت خشک‌سالی افزایش یافت، که علت اصلی آن کوهستانی بودن منطقه با بارش بیش‌تر است. به سمت جنوب استان زمین‌ها بیش‌تر دشت است، و بارش نیز در پی‌آمد آن کم‌تر می‌شود.

سیدعلی گزارش کردند هم‌خوانی ندارد. وقوع خشک‌سالی آب‌شناختی با دو ماه تأخیر نسبت به خشک‌سالی هواشناسی می‌تواند به علت شرایط زمین‌شناسی حوزه (آبرفتی بودن منطقه) باشد. از آن‌جا که سازندهای آبرفتی شکل سیفونی دارد و جای مناسبی برای ذخیره‌شدن آب زیر زمینی است، آب قبل از رسیدن به خروجی حوزه در سفره‌های زیرزمینی نفوذ می‌کند. در نتیجه، بخش بزرگی از بارندگی‌ها در این سفره‌ها ذخیره، و از سیلاب‌های ناگهانی بعد از بارندگی جلوگیری می‌شود، و در نتیجه ضریب روان‌آب آبخیز ساوجبلاغ و زیرحوزه‌های آن کاهش می‌یابد. با توجه به این ویژگی سفره‌های آبرفتی، تأثیر وقوع خشک‌سالی هواشناسی بر منابع آب ناچیز است و خشک‌سالی آب‌شناختی با تأخیر چند ماهه بعد از خشک‌سالی هواشناسی اتفاق می‌افتد. تأخیر خشک‌سالی زمین‌آب‌شناختی (آب زیرزمینی) به مراتب بیشتر است. بررسی نظم زمانی خشک‌سالی هواشناسی و آب‌شناختی در منطقه نشان می‌دهد که بیش‌ترین هم‌بستگی در بازه‌ی ۴۸ ماهه رخ می‌دهد (معنی‌دار در تراز ۹۹٪) و با افزایش مقیاس زمانی، میزان همبستگی شاخص‌های SWI و SPI افزایش می‌یابد که با نتیجه‌ی فیوریلو و همکاران (۲۰۱۲) در ایتالیا مطابقت دارد. توصیه می‌شود که با انجام دادن شیوه‌های مدیریتی درست (تغذیه واداری و نفوذ آب‌های سطحی به آبخوان‌ها در ترسالی‌ها، افزایش دادن بازدهی روش‌های آبیاری، کاهش دادن برداشت، تغییر دادن الگوی کشت، ...) جلوی افت کردن تراز آب زیرزمینی دشت گرفته شود، زیرا اگر تراز آب زیرزمینی در آینده با همین روند کاهش یابد، دیری نمی‌گذرد که دیگر بارندگی‌ها نیز نتواند این روند رو به کاهش را مهار کند، و منطقه دچار بحران عظیمی خواهد شد.

که شدت خشکی ناحیه‌های مرکزی استان فارس بیش‌تر از سایر منطقه‌ها است. بررسی وضعیت خشک‌سالی آب زیرزمینی دشت اراک با شاخص SWI نشان داد که شدت خشک‌سالی در جنوب دشت بیش‌تر از شمال آن است، ولی از روند مشخصی پی‌روی نمی‌کند (محمدی و همکاران ۱۳۸۷).

نتایج نشان داد که از سال آبی ۱۳۷۹-۱۳۷۸ تغییر در رژیم آب‌دهی رودخانه در حوزه رخ داده و شدت خشک‌سالی آب‌شناختی جریان‌های سطحی افزایش یافته است. پهنه‌بندی خشک‌سالی هواشناسی در مقیاس زمانی ۱۲ ماهه ۱۳۸۷-۱۳۸۶ (ملکی نژاد ۱۳۹۰) در حوزه‌ی چغلوئندی نشان می‌دهد که در مرکز حوزه شدت خشک‌سالی‌ها در رده‌ی متوسط، و آب زیرزمینی در مرکز حوزه در خشک‌سالی رده‌ی شدید و در جنوب شرقی حوزه در ترسالی بود. این پژوهش تأخیر زمانی ۱ تا ۲ ساله‌یی بین دو رخ‌داد خشک‌سالی هواشناسی و خشک‌سالی آب‌شناختی در بخش‌های مختلف به‌ویژه در مرکز و جنوب حوزه تعیین کرد. نادیان‌فر (۱۳۸۹) در آبخیز نیشابور در بررسی شاخص SPI وجود تأخیر زمانی ۴۲ ماهه را بین خشک‌سالی هواشناسی و آب‌شناختی تعیین کرد. وی نتیجه گرفت که خشک‌سالی‌ها در دشت نیشابور عامل اصلی افت کردن تراز آب زیرزمینی دشت است.

نتیجه‌ی تحقیق در برخی از بخش‌های منطقه نشان داد که بین خشک‌سالی اقلیمی و آب‌شناختی تأخیر زمانی دو ساله است. نتیجه‌ی این بررسی با تحقیقات سلیمانی ساردو و همکاران (۲۰۱۴) در آبخیز کرخه که تأخیر زمانی بین بارش و آب‌دهی را نشان داد هم‌خوانی دارد، ولی با لشتی زند و همکاران (۲۰۱۲) که هم‌بستگی هم‌زمان بین آب‌دهی و بارش را در حوزه‌ی سراب

- Hayes M, Wilhite D A, Svoboda M. 1999. Monitoring the 1996 drought using the Standardized Precipitation Index, Bull. Amer. Journal of Meteor. Soc. 80: 429–438.
- Ji L, Peters A J. 2003. Assessing vegetation response to drought in the northern Great Plains using vegetation and drought indices. Remote Sens Environ. 87: 85–98.
- Khan S, Gabriel H F, Rana T. 2008. Standard precipitation index to track drought and assess impact of rainfall on watertables in irrigation areas. Journal of Irrigation and Drainage Systems. 22:159–177.
- Komuscu A U. 1999. Using the SPI to analyze spatial and temporal patterns of drought in Turkey. Drought Network News. 11: 7–13.
- Alizadeh A. 2006. Principles of Applied Hydrology. Mashhad: Imam Reza University Press. P. 808.
- Azizi A H., 2003. The Relationship between recent droughts and underground water resources in Qazvin Plain. Journal of Geographical Research. 35(46): 131–141.
- Bazrafshan A. 2012. Prediction of hydrological drought using teleconnection and smart models, Case Study: Karkheh Watershed. PhD dissertation, Faculty of Natural Resources, University of Tehran.
- Edwards D C, McKee T B. 1997. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales, Atmospheric Science Paper. No: 634.
- Eslamian S, Nasry M, Rahimi N. 2009. Wet and dry Periods and its effects on water sources changes in Buin Plain Basin. Journal of Geography and Environmental Planning. 20: 75–90.
- Ettardnejad M. 2015. Investigation of the impact of meteorological and hydrological droughts on the quantity and quality of groundwater resources case study: Bam Plain. Master's degree in watershed management, Faculty of Agriculture and Natural Resources, Hormozgan University.
- Farajzadeh A M. 1995. Analysis and forecasting of drought in Iran. Doctoral dissertation on climatology. Tarbiat Modarres University.
- Guttman N B. 1998. Comparing the Palmer drought index and the standardized precipitation index. Journal of JAWRA Journal of the American Water Resources Association. 34:113–121.
- Hamidianpour M. 2005. Analysis of drought periods in Mashhad plain and its impact on water resources. The thesis for a master's degree. Shahid Beheshti University of Tehran.
- Hossein Morad M, Shamsipour A A. 2003. Impact of recent droughts on groundwater resources reduction in North Hamedan Plains. Geographical Research. 45: 130–145.
- Izadi A, Davari K, Alizadeh E, Ghahreman B. 1999. Application of hybrid data model to groundwater prediction. Iranian Journal of Irrigation and Drainage. 2(2): 215–301.
- Karami F. 2009. Evaluation of the relationship between meteorological drought and groundwater level drop in Tabriz plain. Journal of Geography. And Planning (Tabriz University). 16(37): 131–111.
- Karimi M, Shahedi K, Khosravi K H. 2016. Investigation of meteorological and hydrological drought using drought Indices in qarehsou river basin. Journal of the earth and space physics. 42(1):159–170.
- Kordvani P. 2001. Drought and the ways to deal with it in Iran. Tehran: Tehran University Press. P. 392.
- Lanshani Zand M B, Payman B, Sepahvand A S. 2012. Comparative study of meteorological and

- hydrological drought in Sarab catchment basin. *Journal of Irrigation and Water Engineering*. 9(22):157-170.
- Liu L, Hong Y, Bednarczyk C. N, Yong B, Shafer M A, Riley R. 2012. Hydro-climatological drought analyses and projections using meteorological and hydrological drought indices: a case study in Blue River Basin, Oklahoma. *Journal of Water resources management*. 26(10): 2761-2779.
- Maleki Nejad H, Absolute Soleimani M. 2011. Investigation of the severity of meteorological and hydrological droughts in Choglundu basin. *Iranian Water Research Journal*. 9(18): 200-215.
- Maleki nejhada H. Soleymani Motlagh M. 2011. Assessing the Severity of climatic and hydrologic droughts in chaghalvandi Basin, *Journal of Iran Water Research*. 5: 61-72.
- McKee T B, Doesken N J, Kleist J. 1995. Drought monitoring with multiple time scales. In: Proc. 9th Conf. on Applied Climatology. American Meteorological Society. Massachusetts. 20(16): 233-236.
- Moghaddari M, Bafrashan 1, Sadeghi Larry A. 1395. Comparative evaluation of SDI and RDI, SPI Indices in analysis of meteorological and hydrological drought characteristics (Case Study: Bam Plain). *Journal of Soil and Water Science*. 26(2/4): 69-81.
- Mohamadi H M, Shamsipour A A. 2003. Impact of recent droughts in declining ground water Northern Plains of Hamadan. *Journal of Geography Researches*. 45: 115-130.
- Mohammadi Ghaleni M, Ebrahimi K, Eraghinejhad S H. 2012. Evaluation of climate factors on decrease of groundwater sources of Saveh Plain Aquifer. *Journal of Soil and Water Conservation*. 19:189-201.
- Mohammadi M, Moradi H, loyal I. 2008. Groundwater drought in Arak plain using SWI index and GIS approach. Third Iranian Water Resources Management Conference. University of Tabriz.
- Moradi H, Rajabi M, Franz M. 2008. Analysis of trend and spatial characteristics of drought severity in Fars province. *Iranian Rangeland and Desert Research Journal*. 14 (1): 1-5.
- Nadianfar M, Ansari H, Ziai A S, Arbitration K. 2010. Investigation of changes in fluctuations of groundwater level in Neyshabur catchment under different climatic conditions. *Iranian Journal of Irrigation and Water Engineering*. 1(3): 20-35.
- NDMC. 2007. National drought mitigation center university of Nebraska, Lincoln, USA. Online <http://www.drought.unl.edu/> accessed Jan 2008
- Nikbakht J, Tabari H, Talae PH. 2013. Streamflow drought severity analysis by percent of normal index (PNI) in northwest Iran. *Journal of Theoretical and applied climatology*. 112(3-4): 565-573.
- Nooshabadi Yadollahi S C, Madness Hosseini N, Peykani G. 1396. Evaluation of capability of Production of major crops in Hashtgerd area using FAO method. *Iranian Journal of Crop Sciences*. 84(1): 25-38.
- Panda D K, Mishra A, Jena S K, James B K, Kumar A. 2007. The influence of drought and anthropogenic effects on groundwater levels in Orissa. India. *Journal of Hydrology*. 343:140-153.
- Shamsipour A S, Habibi K. 2003. Evaluation of the effects of drought on groundwater resources. A Case Study of Hamedan Plain.
- Soleimani Sardoo F, Bahremand A. 2014. Hydrological drought analysis using SDI index in Halilrud basin of Iran. *Journal of Environmental resources Research*. 2(1): 47-56.
- Tabari H, Nikbakht J, Talae PH. 2013. Hydrological drought assessment in Northwestern Iran based on streamflow drought index (SDI). *Journal of Water resources management*. 27(1): 137-151.

- Taboozadeh Zarei H. 2015. Analysis of severity, duration, frequency and extent of meteorological drought in Bakhtegan catchment. *Journal of Irrigation Science and Engineering*. 38(4): 109–112.
- Teymuri F, Ghorbani K H, Bazrafshan J, Sharifan H. 2015. Comparative evaluation of meteorological indices with hydrological indices for drought monitoring using data analysis (case study: Araz Kuseh, Golestan province). *Iranian Journal of soil and water research*. 46(3):405-13.
- Tigkas D, Vangelis H, Tsakiris G. 2012. Drought and climate change impact on streamflow in small watersheds. *Science of the Total Environment*. 440: 33–41.
- Zahedi Klaki A. 2005. Investigation of the effects of drought on quantity and quality of water resources in Behshahr city. Dissertation for Master's Degree. Shahid Beheshti University of Tehran.



Watershed Management Research

VOL. 33, No. 1, Ser. No: 126, Spring 2020, pp.72 -87
DOI: 10.22092/wmej.2019.125908.1208

Determination of the Relationships Between the Meteorological and Hydrological Droughts in the Hashtgerd Plain

Mitra Shirazi

(Corresponding Author)* PhD of desertification control, Faculty of Natural Resources, Yazd University

Saeedeh Nateghi

Assistant Professor, Rangeland Research Division, Research Institute of Forests and Rangelands, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Tehran, Iran

*Corresponding Author Email: mtr_shirazi@yahoo.com

Received: 17 April 2019

Accepted: 17 December 2019

Abstract

The Hashtgerd Plain of the Savojbolagh Watershed with an arid and semi-arid climate is one of the plains that have experienced a significant increase in groundwater exploitation in recent years. Over the past five years, the water table has dropped more than 5 meters. Therefore, the role of management factors in this plain is important. To find the effects of rainfall and climatic conditions on the groundwater level fluctuations, rainfall data from 6 rain gauge stations and 21 piezometric wells during the 1991–2011 period were used. Meteorological and hydrological drought sequences were prepared by using the standard precipitation index (SPI) and the standard groundwater index (SWI) for six cumulative periods of these indices of 6, 9, 12, 18, 24 and 48 months. As the rainfall data series and groundwater level did not have a normal distribution, the Mann-Kendall nonparametric test was used to determine the trend of meteorological data and the water level, which showed that the slope of the groundwater level has been decreasing in all months of the period. Correlation analysis between the two indices indicates a 24-month lag between meteorological and hydrological droughts. According to the SPI6 index, the highest drought occurred during the dry season in the last quarter of 1995 and first quarter of 1996. In addition, drought zoning maps were prepared using the IDW method on a 24-months time scale, indicating severe droughts in the south of the basin. The results in some parts of the region show that there was a two-year lag between meteorological and hydrological droughts. The perception of this phenomenon may help planners to manage the water resources efficiently.

■ **Keywords: Drought, Hashtgerd watershed plain, Mann-Kendall, SPI, SWI** ■