تأثیر خشکسالی بر تراز آب زیر زمینی در دو دهه اخیر (مطالعه موردی: دشت اردبیل)

فرناز دانشور وثوقی[1*]، یعقوب دین پژوه[2] و محمد تقی اعلمی[3]

تاریخ دریافت: 89/3/9 تاریخ پذیرش : 89/8/2

1- دانشجوی کارشناسی ارشد، عمران آب، دانشکده عمران، دانشگاه تبریز

2- دانشیار، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

3- دانشیار، گروه مهندسی عمران آب، دانشکده عمران، دانشگاه تبریز

* مسئول مکاتبه E-mail : f_daneshvar_v@yahoo.com

چکیده

بررسی تغییرات منابع آب زیرزمینی در برنامه ریزی و مدیریت پایدار منابع آب هر منطقه از اهمیت فراوانی برخوردار است. مدیریت علمی منابع آب نیازمند دانستن رابطه خشکسالی با تراز آب زیرزمینی است. در این مطالعه روند تراز آب زیرزمینی 32 ایستگاه پیزومتری در مقیاس ماهانه در منطقه دشت اردبیل در دوره آماری 1387-1367 با آزمون ناپارامتری مان-کندال مورد بررسی قرار گرفت. برای هر سری زمانی شیب خطّ روند با استفاده از روش تخمین گر *Sen* محاسبه شد. همگنی روند تغییرات تراز آب زیرزمینی با روش وان بل وهوقس مورد آزمون قرار گرفت. نتایج نشان داد که در همه ایستگاه‌ها (بجز ایستگاه‌های نیار مدرسه، ینگجه ملّا محمّد رضا، آغچه کندی و دروازه آستارا) تراز آب زیرزمینی دارای روند منفی است. در بیش از 72 درصد ایستگاه‌ها روند منفی $P < 0.1$ معنی‌دار مشاهده شد. بررسی شیب خطّ روند نشان داد که بطور متوسط تراز آب زیرزمینی در دشت اردبیل حدود 18 سانتی متر در سال افت دارد. بیشترین افت تراز آب زیرزمینی متعلّق به ایستگاه خلیفه‌لوشیخ بوده که دارای شیب منفی 1/93 متر در سال می‌باشد. نتایج آزمون همگنی نشان داد که روند تراز آب زیرزمینی در ماه‌های مختلف همگن ولی در ایستگاه‌های مختلف غیر همگن می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تحلیل روند، تخمین گر *Sen*، تراز آب زیرزمینی، دشت اردبیل، خشکسالی، مان- کندال، همگنی روند

Archive of SID

www.SID.ir

Effect of Drought on Groundwater Level in the Past Two Decades (Case study: Ardebil Plain)

F Daneshvar Vousoughi[1]*, Y Dinpashoh[2] and M Aalami[3]

Received: 30 May 2010 Accepted: 24 October 2010
[1] MSc student, Dept. of Water Engin., Faculty of Civil Engin., Univ. of Tabriz, Iran
[2] Dept. of Water Engin., Faculty of Agric., Univ. of Tabriz, Iran
[3] Dept.of Water Engin., Faculty of Civil Engin.,Univ. of Tabriz, Iran
*Corresponding author: E-mail: f_daneshvar_v@yahoo.com

Abstract

Study of changes in groundwater resources in any region is important from the view point of planning and sustainable water management. Scientific management of water resources needs to know the relationship of drought and groundwater level. In the present study trend analysis was conducted on groundwater level of 32 piezometeric stations located in Ardebil plain for the observation period of 1367-1387 using Mann-Kendall non-parametric test. Trend line slope was estimated by Sen' s estimator for each time series. Homogeneity of trends was tested using the Van Belle and Hughes method. Results showed that trends of groundwater level for all stations (except Niare-Madrase, Yengjeh-Molla-Mohammd Reza, Agche-kandi and Darvazeh Astara) were negative. Significant negative trends $P < 0.1$ were detected for more than 72 percent of the stations. Results of trend line slopes revealed that in average the groundwater level of Ardebil plain declined about 18 cm/year. The strongest decline belonged to Khalife-loo-sheikh station, which had negative trend of 1.93 m/year. Results of homogeneity test of trends showed that trends were homogeneous for different months and heterogeneous for various stations.

Key words: Ardebil plain, Drought, Groundwater level, Homogeneity of trend, Mann-Kendall, Sen's estimator, Trend analysis

مقدمه

وجود روند در پارامترهای هیدرولوژیکی بدلیل طبیعت بسیار پیچیده فرآیندهای هیدرولوژیکی و یا تغییرات اقلیمی می‌باشد. گرچه برای بررسی وجود روند در سری‌های هیدرولوژیک روش های مختلفی وجود دارد، ولیکن در مطالعات هیدرومتئورولوژیکی اغلب از روش‌های ناپارامتری استفاده می‌شود. به نظر می‌رسد که دلیل اصلی این است که آزمون‌های ناپارامتری برای سری داده‌هایی که توزیع آماری آن ها نرمال نیست و یا دارای داده‌های گمشده باشند، مناسب‌تر هستند. با این حال، عدم وجود خود هم بستگی معنی‌دار در سری زمانی داده ها شرط استفاده از این آزمون‌ها می‌باشد. آزمون‌های ناپارامتری بسیاری برای تعیین روند در سری داده‌ها تاکنون بسط

Archive of SID

www.SID.ir

داده شده‌اند. از بین آزمون‌های ناپارامتری آزمون مان-کندال (مان 1945 و کندال 1975) بهترین روش برای بررسی روند یکنواختی در سری داده‌ها می‌باشد (زو و همکاران 2003).

در زمینه روند تغییرات تراز آب زیرزمینی و ارتباط آن با بارش و خشکسالی مطالعات متعددی انجام شده است. هم چنین در دهه‌های گذشته روند منفی برای تراز آب زیرزمینی در نقاط مختلف جهان و ایران گزارش شده است. به عنوان مثال گرلس و همکاران (1994) تحلیل سری‌های زمانی نوسانات تراز سطحی آب زیرزمینی را در کشور هلند انجام دادند. نتایج آن‌ها نشان‌دهنده کاهش تراز آب در بخش گسترده‌ای از منطقه می‌باشد که در نتیجه زهکشی آب زیرزمینی، خشکسالی و برداشت بی‌رویه آن توسط کشاورزان بوده‌است. آن‌ها گزارش دادند که با افزایش عمق دسترسی به آب، تراز آب زیرزمینی نسبت به نوسانات اقلیمی و فعالیت‌های بشری با تأخیر عکس‌العمل نشان می‌دهد. چن و همکاران (2004) روابط بین متغیرهای آب و هوایی و تراز آب زیرزمینی را در سفره آب زیرزمینی در ایالت مانیتوبا در کانادا بررسی کردند. آن‌ها برای این کار از داده‌های میانگین دما، حداکثر و حداقل دما و بارش برای دوره‌ی آماری 2000-1900 استفاده کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که بارش و میانگین دمای سالانه در این منطقه همبستگی بالایی با تراز آب زیرزمینی سالانه دارد. المدیج و رواح (2006) رفتار نوسانات تراز آب زیرزمینی را در مناطق مسکونی کویت و حومه با توجه به اطّلاعات 6 حلقه چاه پیزومتری مطالعه نمودند. آن‌ها الگوی تناوبی نوسانات آب زیرزمینی را به میانگین ماهانه درجه حرارت هوا و بارش ارتباط دادند. نتایج نشان داد که تراز آب زیرزمینی دارای رفتار فصلی است. افزون بر این، این متغیر با درجه حرارت همبستگی منفی و با بارش همبستگی مثبت دارد. جان و همکاران (2007) تأثیر شدّت و توزیع بارش را روی نوسانات تراز آب زیرزمینی در تایوان مورد ارزیابی قرار دادند. آن‌ها از داده‌های چاه پیزومتری دونهر[1] در مرکز تایوان و 7 ایستگاه باران سنجی استفاده کردند. نتایج نشان داد که تراز آب زیرزمینی وابستگی خطی با بارش دارد. پاندا و همکاران (2007) تأثیر خشکسالی و فعّالیّت‌های انسانی را روی تراز آب زیرزمینی 1002 ایستگاه پیزومتری ایالت اوریزا در کشور هند در دوره آماری 2003-1994 با روش ناپارامتری مان-کندال[2] (MK) مطالعه نمودند. آن‌ها گزارش دادند که 59 درصد از ایستگاه‌های پیزومتری قبل از فصل بارش و 51 درصد آن‌ها بعد از فصل مذکور کاهش تراز آب زیرزمینی را تجربه کرده‌اند. بیشترین کاهش تراز آب متعلّق به سفره‌ای با خاک تحکیم یافته بوده و80 درصد از مساحت این دشت را دارا می‌باشد. لی و همکاران (2007) دلایل تغییر تراز آب زیرزمینی را در شهر دائگو[3] کره در دوره آماری 2003-1999 بررسی نمودند. آن ها تأثیر بارش، پمپاژ چاه های اطراف و ساخت تونل مترو را روی تراز آب زیرزمینی با روش مان کندال مطالعه کردند. نتایج نشان داد که احداث تونل مترو بیشترین تأثیر را روی تراز آب زیرزمینی منطقه داشته است. زانگ و همکاران (2009) الگوی مکانی و زمانی مقادیر حداقل و حداکثر تراز آب زیرزمینی در ناحیه دلتای رودخانه پرل چین را با روش مان کندال و روش پیش سفید کردن[4] شناسایی کردند. آن ها گزارش کردند که در قسمت بالایی دلتا روند تغییرات تراز آب زیرزمینی کاهشی و در قسمت‌های میانی و پایینی آن افزایشی است. شهید و هازاریکا (2009) اثر خشکسالی روی آب زیرزمینی را در 3 ناحیه در شمال‌غرب بنگلادش در 85 حلقه چاه در دوره آماری 2002-1998 مطالعه کردند. نتایج حاکی از آن است که کمبود آب در 42 درصد نواحی ناشی از استخراج آب زیرزمینی برای آبیاری بوده است.

در ایران نیز مطالعات متعددی مربوط به روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در دشت‌های مختلف کشور انجام شده است. اغلب این مطالعات حاکی از کاهش تراز

[1] Donher
[2] Mann- Kendall
[3] Daegu
[4] Pre- whitening

Archive of SID

www.SID.ir

آب زیرزمینی در دشت‌های مختلف ایران است. از جمله این مطالعات می‌توان به مطالعات مختلف انجام شده توسط زحمتکش و همکاران (1380)، بیضایی و محمدی (1382)، شمسی‌پور و حبیبی (1382)، عزیزی (1382)، نجاتی جهرمی و همکاران (1388)، چیت سازان و همکاران (1388)، یزدانی و خداقلی (1388)، جهانبخش و کرمی (1388) و کرمی و خطیبی (1388) اشاره کرد. زحمتکش و همکاران (1380) نوسانات سفره‌های آب زیرزمینی کم‌عمق حاشیه پلایا در سمنان را برای 10 چاهک در سال آبی 1379-1378بررسی نمودند. نتایج نشان داد که مقدار متوسط کاهش سطح ایستابی ده چاهک در خلال یکسال حدود 6/5 سانتی متر است که احتمالاً نشان دهنده قرار داشتن منطقه در یک دوره خشکی می‌باشد.

بیضایی و محمّدی (1382) اثر خشکسالی بر منابع آب زیرزمینی دشت نیشابور را بررسی کردند. نتایج آن ها نشان داد که عامل اصلی افت سطح آب زیرزمینی، برداشت بی‌رویه آب برای مصارف کشاورزی است. آن‌ها نشان دادند که میزان افت تراز آب زیرزمینی در مناطق مخروط افکنه نسبت به نواحی مرکزی و جنوبی دشت کمتر است.

شمسی‌پور و حبیبی (1382) اثرات خشکسالی‌های اقلیمی را بر منابع آب‌های زیرزمینی دشت‌های شمال همدان با استفاده از *GIS*، در مقیاس ماهانه طی 17 سال دوره آماری 1379-1363 مطالعه کردند. نتایج نشان داد که شدیدترین افت در فصل بهار و در مرکز دشت اتّفاق می‌افتد و مناطق حاشیه دشت‌ها (محل اتّصال دشت به ارتفاعات) از افت کمتری برخوردارند.

عزیزی (1382) ارتباط خشکسالی‌های اخیر و منابع آب زیرزمینی را در دشت قزوین مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها از داده‌های بارش در دوره آماری 1380-1346 و از داده‌های جریان رودخانه‌ای در مقیاس زمانی سالانه و ماهانه بترتیب برای دوره‌های آماری 1379-1344 و 1377-1368 استفاده کردند. نتایج آن‌ها حاکی از آن است که تعداد ناهنجاری‌های منفی بارش بیش از تعداد ناهنجاری‌های مثبت بوده و تأثیر فعالیّت‌های انسانی در ناهنجاری‌های منفی آب‌های زیرزمینی بسیار چشمگیر است.

چیت سازان و همکاران (1388) تأثیر خشکسالی را بر کمیت و کیفیت منابع آب زیرزمینی دشت خویس در شمال استان خوزستان را در محیط *ArcGIS* مطالعه کردند. نتایج نشان داد که خشکسالی سال 1387-1386 در پایین آمدن کیفیت و افت تراز آب زیرزمینی مؤثر بوده است. آن‌ها پر مخاطره‌ترین ناحیه دشت را بخش‌های بالادست آبخوان و در مجاورت رودخانه کرخه معرفی کردند.

نجاتی جهرمی و همکاران (1388) تأثیر خشکسالی بر منابع آب زیرزمینی آبخوان دشت عقیلی واقع در استان خوزستان برای 15 چاه پیزومتری در دوره آماری 1381 تا 1387 مطالعه کردند. نتایج آن‌ها نشان‌دهنده وجود افت در بیشتر قسمت‌های آبخوان است که در این میان قسمت‌های شرق و جنوب‌غربی منطقه شرایط بحرانی‌تری نسبت به سایر قسمت‌ها دارند.

یزدانی و خداقلی (1388) تحلیل خشکسالی هیدرولوژیک (آب‌های زیرزمینی) در منطقه مبارکه لنجان در اصفهان را برای داده‌های پیزومتری 11 حلقه چاه برای دوره آماری ده ساله 1385-1375 انجام دادند. نتایج بهره‌برداری غیراصولی از آب را باعث کاهش سطح سفره آب زیرزمینی در منطقه نشان داد. ایشان نتیجه گرفتند که تغذیه مناسب سفره آبخوان و اعمال مدیریت مناسب بر آن در منطقه از نابودی سفره جلوگیری می‌کند.

جهانبخش و کرمی (1388) ارتباط خشکسالی و منابع آب زیرزمینی دشت تبریز را در خصوص40 حلقه چاه عمیق و نیمه‌عمیق در دوره آماری 1383-1370 بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که تراز آب زیرزمینی دشت دارای روند منفی بوده و دشت تبریز در دوره آماری مورد مطالعه در حدود 3/94 متر افت داشته است.

کرمی و خطیبی (1388) تأثیر وقوع خشکسالی‌ها در افت منابع آب زیرزمینی دشت سراب را ارزیابی نمودند. آن‌ها برای ارزیابی وقوع خشکسالی در افت سطح آب-

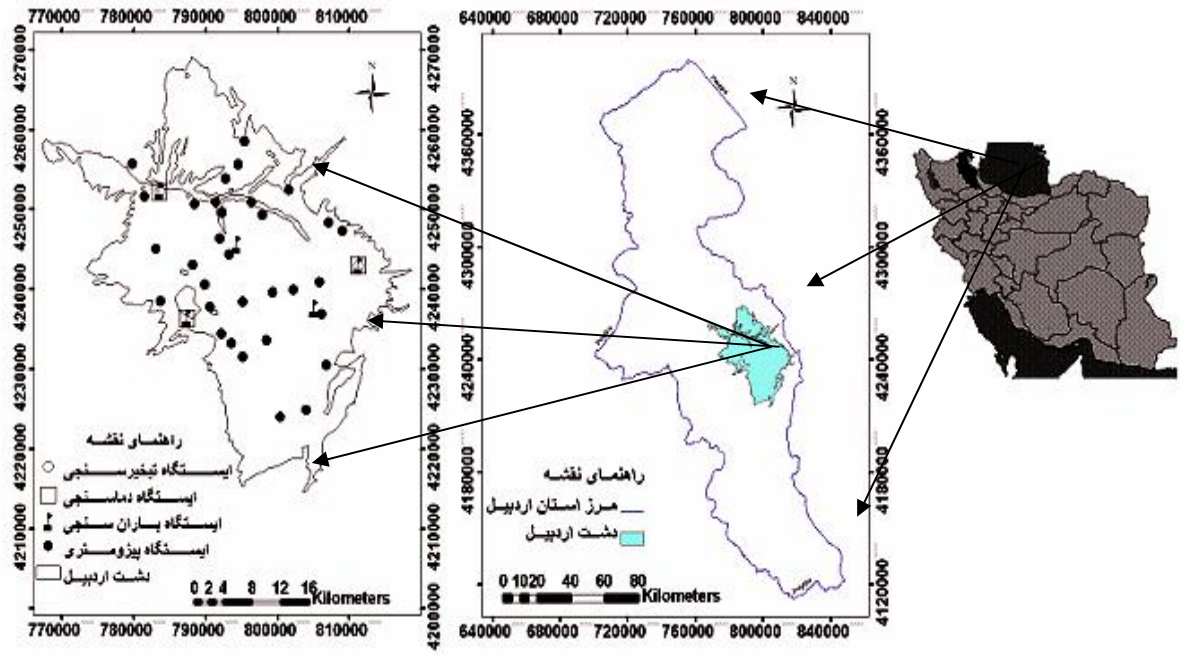
Archive of SID

www.SID.ir

های زیرزمینی از روش رگرسیون دو متغیره و از شاخص Z برای خشکسالی هواشناسی استفاده کردند. نتایج آن‌ها نشان داد افت سطح آب‌های زیرزمینی دشت سراب مابین 5/94-0/24 متر بوده و روند کاهشی معنی‌دار در تراز آب آبخوان‌های پایکوه‌های سبلان و بزغوش مشاهده می‌شود. با توجه به بررسی پیشینه پژوهش به نظر می‌رسد که تاکنون مطالعات جامع در مورد روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در دشت اردبیل انجام نشده‌است. بنابراین، هدف اصلی این مطالعه بررسی روند تغییرات تراز آب زیرزمینی دشت اردبیل با روش ناپارامتری مان-کندال می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه دشت اردبیل است که در شمال-غربی ایران واقع شده‌است. این دشت در عرض جغرافیایی 38 درجه و 3 دقیقه تا 38 درجه و 27 دقیقه شمالی و طول جغرافیایی 47 درجه و 55 دقیقه تا 48 درجه و 20 دقیقه شرقی واقع شده است. دشت اردبیل مشرف بر ارتفاعات بخش غربی رشته کوه البرز (ارتفاعات تالش) و در امتداد دامنه شرقی سبلان قرار دارد. مساحت آن حدود 990 کیلومتر مربّع می‌باشد. متوسط بارش سالانه در ایستگاه سینوپتیک اردبیل حدود 304 میلیمتر می‌باشد. در این دشت پرباران‌ترین ماه سال اردیبهشت ماه و کم‌باران‌ترین آن ماه مرداد است. میانگین دمای سالانه ایستگاه سینوپتیک اردبیل 9 درجه سانتی‌گراد است و یکی از نواحی سردسیر ایران محسوب می‌شود، حداقل دمای ثبت شده در ایستگاه سینوپتیک اردبیل 33/8- درجه سانتی‌گراد و متوسط تعداد روزهای یخبندان 130 روز در سال است. شکل 1 موقعیت جغرافیایی دشت اردبیل را نشان می‌دهد.



شکل1- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

(اعداد روی محورهای افقی VTMXc و اعداد روی محور عمودی VTMY را نمایش می‌دهد)

داده‌های تراز آب زیرزمینی 32 حلقه چاه در دشت اردبیل در مقیاس ماهانه از سال 1367 تا 1387 و نیز داده‌های بارش 5 ایستگاه باران‌سنجی (شامل: ایستگاه-های اردبیل، خلیفه‌لو، آبی‌بیگلو، گیلانده و سامیان) و داده‌های درجه حرارت‌هوا برای 3 ایستگاه (شامل: اردبیل، آبی‌بیگلو و سامیان) و داده‌های تشتک تبخیر

www.SID.ir

برای 2 ایستگاه تبخیرسنجی (شامل: آبی‌بیگلو و سامیان) از 1367 تا 1385 در مقیاس ماهانه از سازمان آب استان اردبیل اخذ شدند. در این مطالعه روند تغییرات تراز آب زیرزمینی ایستگاه‌های پیزومتری با آزمون ناپارامتری *(MK)* (مان 1945 و کندال 1975) مورد بررسی قرار گرفت. چون شرط لازم برای استفاده از این آزمون نداشتن ضریب خود همبستگی معنی‌دار در سری زمانی داده‌هاست (پارتال و کایا 2006، کومار و همکاران 2009) بنابراین در این مطالعه از آزمون *MK* اصلاح شده (پس از حذف اثر خود همبستگی مرتبه اول) که از این به بعد با آزمون *MK2* نشان داده می‌شود، برای تحلیل روند در سری‌های زمانی مورد نظر استفاده شد. در ادامه این روش‌ها شرح داده شده‌اند.

روش مان- کندال *(MK)*

در این روش آماره‌ی S برای ماه g ام و ایستگاه k ام بشرح زیر محاسبه شد (پاندا و همکاران 2007):

$$S_{gk} = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^{n} \mathrm{sgn}(X_{jgk} - X_{igk}), \forall \le \mathrm{i\ p\ j} \le \mathrm{n} \qquad [1]$$

که در آن n تعداد داده‌های سری، i و j اندیس سال می‌باشد. و $\mathrm{sgn}(q)$ تابع علامت بوده که بصورت زیر تعیین می‌شود:

$$\mathrm{sgn}(q) = \begin{cases} 1 & if \quad q \ \mathbf{f}\ 0 \\ 0 & if \quad q = 0 \\ -1 & if \quad q \ \mathbf{p}\ 0 \end{cases} \qquad [2]$$

مان و کندال نشان دادند که وقتی $n \geq 10$ باشد، آماره S تقریباً بطور نرمال توزیع شده و دارای میانگین صفر و انحراف معیار زیر است:

$$\left(\sigma_{gg}\right)_k = \frac{\left[n(n-1)(2n+5) - \sum d(d-1)(2d+5)\right]}{18} \qquad [3]$$

که در آن d تعداد داده‌های یکسان در سری زمانی می‌باشد. S_{gk} به صورت زیر نرمال شد (پاندا و همکاران 2007):

$$S'_{gk} = S_{gk} - sgn(S_{gk}) \qquad [4]$$

سپس آماره آزمون یا Z استاندارد شده که دارای توزیع نرمال استاندارد با میانگین صفر و واریانس 1 است بشرح زیر بدست آمد:

$$Z_{gk} = \frac{S'_{gk}}{\left(\sigma_{gg}\right)_k^{1/2}} \qquad [5]$$

فرض صفر (عدم وجود روند در سطح معنی داری α) به شرطی که $-Z_{1-\alpha/2} < Z_{gk} < Z_{1+\alpha/2}$ باشد، پذیرفته شد. در این مطالعه سطح معنی داری 10 درصد مورد استفاده قرار گرفت.

آزمون مان-کندال اصلاح شده *(MK2)*

اگر ضریب خود همبستگی مرتبه اول معنی‌دار باشد، با روش پیش سفید کردن که در زیر توضیح داده شده است (کومار و همکاران 2009)، اثر خود همبستگی از سری داده‌ها حذف شد. برای اینکار ابتدا سری داده‌های جدید با توجّه به شیب خط روند، β، به شرح زیر محاسبه شد (کومار و همکاران 2009، پارتال و کایا 2006).

$$X'_i = X_i - (\beta \times i) \qquad [6]$$

که در آن β شیب خط روند و i شمارنده سال می‌باشد. این شیب در قسمت بعد شرح داده شده‌است. پس سری جدید بشرح زیر بدست آمد:

$$y'_i = X'_i - r_1 \times X'_{i-1} \qquad [7]$$

با افزودن مجدد جمله روند، $(\beta * i)$، به سری داده‌های اخیر، سری زیر بدست آمد:

$$y_i = y'_i + (\beta \times i) \qquad [8]$$

آماره Z مان-کندال برای سری اخیر محاسبه شد.

شیب خط روند (تخمین گر، سن)

یک شاخص بسیار مفید در آزمون *MK* شیب *Sen* می‌باشد که با β نمایش داده می‌شود و آن شیب روند یکنواخت را در سری داده‌ها نشان می‌دهد. مقدار شیب

Archive of SID

www.SID.ir

روند با استفاده از رابطه زیر برآورد می‌شود: (سن 1966 و تیل1950):

$$\beta_{gk} = Median\left(\frac{X_{igk} - X_{jgk}}{i-j}\right), \quad \forall 1 \le i < j \le n \qquad [9]$$

که در آن b_{gk} برآوردکننده شیب خط روند برای ایستگاه K ام در ماه g ام و i و j شمارنده سال می‌باشند. مقادیر مثبت b نشان‌دهنده روند افزایشی و مقادیر منفی آن نشان‌دهنده روند کاهشی است.

آزمون همگنی روند

آزمون همگنی روند بر پایه تفکیک مجموع مربعات آماره Z بنا نهاده شده است. این روش از آماره χ^2 برای تعیین همگنی روند بین ماه‌ها (فصل‌ها)، ایستگاه‌ها و برهم کنش ماه و ایستگاه استفاده می‌کند (وان بل و هوقس 1984 و گان *1998*). در این روش ابتدا جدول آماره مان-کندال Z_{gk} مطابق شکل 2 تهیّه شد. سپس میانگین آماره مذکور برای ایستگاه‌ها از رابطه $Z_{g\bullet} = t^{-1}\sum_{k=1}^{t} Z_{gk}$ که در آن t تعداد ایستگاه‌ها است، بدست آمد. همچنین میانگین آماره Z برای ماه‌های مختلف از رابطه $Z_{\bullet k} = s^{-1}\sum_{g=1}^{s} Z_{gk}$ که در آن s تعداد ماه‌های سال (یا 12) است، بدست آمد. آنگاه‌میانگین کل از رابطه $Z_{\bullet\bullet} = (st)^{-1}\sum_{g=1}^{s}\sum_{k=1}^{t} Z_{gk}$ محاسبه شد.

	1	2	…	T	Z_{s*}
1	Z_{12}	Z_{12}	…	Z_{1t}	Z_{1*}
2	Z_{21}	Z_{22}	…	Z_{2t}	Z_{2*}
.			.		
.			.		
.			.		
s	Z_{s1}	Z_{s2}	…	Z_{st}	Z_{s*}
Z_{*k}	Z_{*1}	Z_{*2}	…	Z_{*s}	Z_{**}

شکل 2- دیاگرام Z مان-کندال در مطالعه همگنی روند به روش وان بل و هوقس

در این روش فرض‌های صفر(عدم وجود روند در سطح معنی‌داری a) زیر مورد آزمون واقع شد:

1- آیا روند بین ماه‌ها همگن است؟

$$H_0 : \tau_{1\bullet} = \tau_{2\bullet} = \mathbf{L} = \tau_{s\bullet}$$

2- آیا روند بین ایستگاه‌ها همگن است؟

$$H_0 : \tau_{\bullet 1} = \tau_{\bullet 2} = \mathbf{L} = \tau_{\bullet t}$$

3- آیابرهم کنش روند بین ایستگاه و ماه همگن است؟

$$H_0 : t_{gk} - t_{g\bullet} - t_{\bullet k} - t_{\bullet\bullet} = \cos\tan t$$

4- آیا در حالت کلّی روند همگن است؟

فرض‌های صفر به منزله عدم وجود روند معنی‌دار برای ماه مشخصی در یک ایستگاه خاص است، به عنوان مثال فرض صفر $H_0 : t_{gk} = 0, \sum_g\sum_k Z_{gk}^2$ از توزیع c^2 با درجه آزادی st تبعیت می‌کند. در این مطالعه برای آزمون درستی یا نادرستی فرض‌های صفر آماره‌های c^2 و درجات آزادی هرکدام بشرح زیر محاسبه و با مقادیر نظیر جدول c^2 در سطح معنی‌داری α مقایسه شدند:

1- کمیت $c^2_{total,st} = \sum_{g=1}^{s=12}\sum_{k=1}^{k=t} Z_{gk}^2$ با درجه آزادی st که در آن s تعداد ماه‌ها و t تعداد ایستگاه‌ها است.

2- کمیت $c^2_{\text{homogeneity},st-1} = \sum_{g=1}^{s=12}\sum_{k=1}^{k=t}\left(Z_{gk} - Z_{\bullet\bullet}\right)^2$ با درجه آزادی st-1.

3- کمیت $c^2_{season,s-1} = t\sum_{g=1}^{s=12}\left(Z_{g\bullet} - Z_{\bullet\bullet}\right)^2$ با درجه آزادی s-1.

4- کمیت $c^2_{site,t-1} = s\sum_{k=1}^{t=32}\left(Z_{\bullet k} - Z_{\bullet\bullet}\right)^2$ بادرجه آزادی t-1.

5- $c^2_{site-season,(t-1)(s-1)} = \sum_{g=1}^{s=12}\sum_{k=1}^{k=32}\left(Z_{gk} - Z_{\bullet k} - Z_{g\bullet} - Z_{\bullet\bullet}\right)^2$ با درجه آزادی (t-1)(s-1) و

6- $\chi^2_{trend,1} = st\, Z_{\bullet\bullet}^2$ با درجه آزادی 1.

اگر کمیت‌های محاسبه شده در هر شش قسمت فوق بزرگتر از مقدار متناظر مستخرج از جدول c^2 (در سطح معنی‌داری α) باشد، فرض همگنی روند مربوطه رد می‌شد.

مراحل زیر برای آزمون فرض صفر استفاده شد (پاندا و همکاران 2007):

Archive of SID

www.SID.ir

1- تحت فرض‌های صفر اشاره شده در مرحله قبل کمیت‌های لازم برای آزمون همگنی روند بین ایستگاه‌ها c^2_{site} ، همگنی بین ماه‌ها c^2_{season} و همگنی ایستگاه- ماه $c^2_{site-season}$ محاسبه می‌شود.

2- اگر همگنی روند بین ایستگاه‌ها، ماه‌ها و برهم کنش ایستگاه- ماه معنی‌دار نباشد، آنگاه آزمون همگنی روند کلّی با استفاده از کمیت c^2_{trend} انجام می‌شود.

3- اگر روند در بین ایستگاه‌ها غیرهمگن، امّا در بین ماه‌ها همگن باشد، آنگاه آزمون همگنی روند تنها برای ایستگاه‌ها با استفاده از کمیت $sZ^2_{\bullet k}(k=1,2,\mathbf{L},t)$ انجام می‌شود، که تحت فرض صفر $H_0: t_{\bullet k}=0$ دارای توزیع c^2 می‌باشد.

4- اگر روند در بین ماه‌ها غیرهمگن امّا در بین ایستگاه- ها همگن باشد. آنگاه آزمون روند تنها برای ماه با محاسبه کمیت $tZ^2_{g\bullet}(g=1,2,\mathbf{L},s)$ انجام می‌شود، که تحت فرض صفر $H_0: t_{g\bullet}=0$ دارای توزیع χ^2 می‌باشد.

5-اگر روند هم در بین ماه‌ها و هم در بین ایستگاه ها ناهمگن باشد یا برهم کنش ایستگاه و فصل معنی‌دار باشد، پس آزمون همگنی روند ایستگاه- ماه به تنهایی انجام می‌شود. برای این کار تنها لازم است برای هر ایستگاه و ماه کمیت $Z_{gk}(g=1,2,\ldots,s;\ k=1,2,\ldots,t)$، محاسبه و معنی‌داری آن آزمایش می‌شود. فرض صفر عدم وجود روند در سطح معنی‌داری α پذیرفته می شود اگر $Z_{a/2}<Z_{gk}<Z_{a/2}$ باشد.

آزمون همگنی وان بل و هوقس توسط پارتال و کایا (2006)، گان (1998) و پاندا و همکاران (2007) در مطالعات مشابه مورد استفاده واقع شده است.

نتایج و بحث

جدول1 مقادیر آماره Z مان-کندال را در خصوص متغیر تراز آب زیرزمینی دشت اردبیل نشان می‌دهد. بطوریکه از این جدول می‌توان استنباط کرد مجموع تعداد سری‌های زمانی تراز آب زیرزمینی که دارای روند نزولی هستند خیلی بیشتر از مقادیر نظیر با روند صعودی می‌باشد. افزون بر این غالب سری‌ها با روند منفی نیز در سطح 1% معنی‌دار بودند. نتایج نشان داد که تعداد 303 سری زمانی دارای روند منفی معنی دار بودند، در حالیکه تعداد سری‌های با روند صعودی معنی دار فقط 14 سری می‌باشد. ایستگاه‌های قره-حسنلو، خلیفه‌لو شیخ، اراضی قره‌حسنلو آقاباقر، سه-راهی مرنی و اراضی خلیل آباد شدیدترین روند منفی معنی‌دار (α=%1) را دارا بودند. این ایستگاه‌ها بترتیب دارای آماره Z مان-کندال معادل 5/58-، 5/78-، 5/7-، 5/5- و 5/4- بودند که چون قدرمطلق آن‌ها از رقم بحرانی 2/33 (برای α=%1) بمراتب بیشتر می‌باشد، بنابراین روند نزولی در سطح 1% احتمال معنی‌دار محسوب می‌شوند. هم‌چنین در کل دشت اردبیل (میانگین 32 ایستگاه) اردیبهشت ماه روند منفی معنی‌دار در سطح 1% احتمال (Z= -3/236) را به خود اختصاص داده است که بسیار معنی‌دار است. در این ماه بجز ایستگاه‌های دروازه آستارا، ینگجه ملّامحمّدرضا و آغچه‌کندی بقیه ایستگاه‌ها روند نزولی معنی‌داری (حداقل در سطح 10%) داشتند. میانگین آماره Z برای کل دشت اردبیل برای تمام ماه‌های سال منفی و در سطح 1 درصد معنی‌دار بود. قدرمطلق مقادیر $Z_{g\bullet}$ برای تمام دوازده ماه سال در سطح معنی‌داری 1% احتمال از رقم c^2 بحرانی (2/33) بزرگتر است. با این حال سه ماه مربوط به فصل بهار و ماه شهریور بیشترین مقدار آماره $Z_{g\bullet}$ را به خود اختصاص داده‌اند. با این وصف این ماه‌ها نیز دارای روند منفی نزولی معنی‌دار ($P<0.1$) بودند. کمترین مقدار آماره $Z_{g\bullet}$ نیز متعلّق به ماه اسفند بود که مقدار 2/73- = $Z_{g\bullet}$ را به خود اختصاص داده و در سطح 1% احتمال معنی‌دار است. به این ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که تراز سطح آب دشت اردبیل در تمام طول سال در دو دهه‌ی اخیر دچار افت معنی‌دار در سطح ($P<0.1$) بوده است.

میانگین روند برای ماه‌ها (با توجه به مقادیر $Z_{\bullet k}$) در غالب ایستگاه‌ها (بجز 7 ایستگاه) منفی و معنی‌دار (در سطح10% احتمال) بود (جدول 1). این 7 ایستگاه‌ها عبارتند از دروازه آستارا، صومعه روبروی مرغداری،

Archive of SID

www.SID.ir

جدول۱- مقادیر اماره Z زمین های - کندال برای متغیر تراز آب زیرزمینی هشت اردبیل (۱۳۸۷ - ۱۳۶۷)

ردیف	نام ایستگاه‌ها	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	کل
۱	حسن باری	-۲/۴۰	-۲/۲۱	-۱/۸۵	-۱/۸۷	-۱/۲۶	-۱/۹۸	-۲/۰۴	-۱/۹۸	-۲/۵۴	-۰/۸۱	-۱/۲۰	۰/۶۲	-۱/۶۸
۲	اراضی جبه دار	-۲/۰۴	-۲/۶۶	-۲/۴۴	-۲/۱۸	-۲/۸۷	-۲/۲۱	-۲/۹۵	-۲/۶۴	-۱/۸۲	-۱/۱۹	-۰/۸۷	-۰/۴۴	-۲/۲۶
۳	گنارق	-۴/۴۴	-۴/۹۲	-۲/۹۹	-۲/۴۳	-۴/۴۳	-۴/۲۵	-۴/۸۳	-۴/۰۶	-۲/۸۴	-۲/۸۴	-۲/۹۲	-۴/۱۶	-۲/۸۶
۴	آتا زمان کندی	-۲/۶۶	-۲/۴۸	-۲/۴۸	-۲/۶۶	-۴/۲۸	-۴/۸۳	-۲/۵۸	-۴/۱۶	-۲/۶۱	-۲/۹۲	-۲/۲۸	-۲/۴۷	-۲/۵۹
۵	انزاب پایین	-۲/۶۴	-۲/۴۱	-۲/۵۴	-۲/۶۶	-۲/۵۴	-۲/۸۶	-۴/۱۹	-۲/۴۷	-۲/۱۱	-۴/۰۶	-۴/۲۵	-۲/۰۲	-۲/۶۵
۶	اراضی خلیل آباد	-۵/۶۱	-۵/۹۴	-۵/۶۸	-۵/۱۵	-۵/۴۳	-۵/۲۳	-۵/۶۷	-۵/۶۷	-۵/۸۳	-۴/۹۱	-۵/۱۰۷	-۵/۱۵	-۵/۴۰
۷	رویروی درودگاه	۲/۹۴	-۲/۱۱	-۲/۸۲	-۲/۶۹	-۴/۴۲	-۴/۰۸	-۴/۶۵	-۴/۸۲	-۲/۸۳	-۴/۹۲	-۴/۱۰۵	-۴/۲۷	-۴/۲۰
۸	سه راهی مهماندوست	-۲/۸۴	-۲/۸۶	-۴/۱۶	-۲/۲۶	-۲/۲۶	-۴/۰۶	-۲/۸۲	-۲/۶۱	-۲/۹۴	-۲/۰۷	-۲/۲۲	-۲/۶۶	-۲/۶۹
۹	سه راهی مرزی	-۵/۵۲	-۵/۴۹	-۵/۸۷	-۵/۱۰۴	-۶/۰۰	-۵/۰۴	-۵/۶۱	-۵/۹۴	-۵/۴۰	-۵/۰۹	-۵/۱۰۰	-۵/۴۰	-۵/۵۰
۱۰	دروازه آشارا	-۰/۶۴	-۱/۰۶	-۰/۲۲	۰/۲۹	۴/۰۹	۰/۶۰	۰/۸۰	-۰/۴۹	-۱/۶۱	-۲/۶۵	-۲/۴۰	-۱/۸۸	-۰/۵۱
۱۱	ساخصلو	-۲/۵۴	-۲/۹۴	-۲/۶۰	-۴/۳۲	-۴/۵۸	-۴/۰۹	-۴/۵۸	-۲/۴۵	-۲/۷۵	-۴/۰۸	-۴/۵۶	-۲/۹۳	-۴/۳۶
۱۲	نوشهر کرکان	-۲/۹۲	-۴/۱۲	-۴/۱۹	-۵/۱۱	-۴/۵۷	-۴/۴۴	-۴/۴۴	-۲/۹۹	-۲/۴۲	-۲/۹۲	-۲/۸۴	-۱/۶۴	-۴/۸۰
۱۳	طالب تپلاقی	-۲/۰۵	-۲/۲۲	-۲/۵۸	-۲/۲۶	-۲/۱۲	-۲/۲۰	-۱/۰۴	-۲/۲۲	-۲/۹۷	-۲/۱۵	-۲/۰۲	-۲/۹۹	-۲/۶۴
۱۴	رضی آباد	-۲/۴۱	-۲/۹۴	-۲/۴۲	-۲/۶۸	-۲/۶۶	-۲/۱۷	-۲/۸۷	-۲/۱۱	-۲/۵۱	-۲/۲۷	-۲/۴۹	-۲/۴۹	-۲/۸۴
۱۵	قره خسلو	-۵/۲۲	-۶/۰۰	-۵/۶۱	-۵/۲۲	-۵/۶۷	-۵/۸۱	-۶/۰۷	-۵/۴۸	-۵/۹۵	-۵/۹۵	-۵/۵۶	-۵/۶۸	-۵/۸۰
۱۶	صومعه رویروی مرغداری	-۱/۳۷	-۱/۴۴	-۲/۸۰	-۱/۵۹	-۰/۹۹	۰/۱۰۰	۰/۸۵۵	-۰/۸۹	-۰/۸۹	-۰/۵۴	-۰/۳۱	۰/۱۰۰	۰/۸۱
۱۷	پنکچه ملا محمدرضا	-۰/۶۶	۰/۱۰۰	۰/۴۶	-۰/۹۴	-۰/۹۴	-۰/۴۹	۰/۴۴	۰/۱۵	۰/۴۴	۱/۰۹	۱/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸
۱۸	پیرالدوم	-۵/۴۲	-۵/۴۱	-۵/۶۷	-۴/۴۹	-۵/۲۲	-۴/۹۸	-۵/۰۰	-۴/۹۸	-۴/۱۶	-۵/۰۰	-۴/۹۱	-۵/۰۰	-۵/۰۱
۱۹	نوشتی	-۰/۴۶	-۰/۲۸	-۱/۴۴	-۰/۶۳	-۰/۴۹	-۱/۱۴	-۲/۴۹	-۲/۸۷	-۲/۸۷	-۰/۸۵	-۱/۸۷	-۱/۸۶	-۱/۵۱
۲۰	آغبه کندی	-۱/۲۱	-۱/۴۶	۱/۰۵	۰/۸۷۵	۱/۴۷	۲/۴۰	۰/۰۰	۰/۴۴	-۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۲۲	-۰/۸۵	۰/۸۵۰
۲۱	گلی نادم	-۲/۹۲	-۲/۱۸	-۲/۹۲	-۲/۶۷	-۲/۴۸	-۲/۴۸	-۲/۹۹	-۱/۸۸	-۱/۹۹	-۲/۵۰	-۲/۷۴	-۱/۴۴	-۲/۵۸
۲۲	آتا باتر نصاب تپه	-۴/۸۵	-۴/۶۵	-۵/۱۵	-۴/۸۳	-۴/۹۱	-۴/۸۵	-۴/۸۵	-۲/۴۵	-۴/۴۳	-۴/۴۵	-۴/۴۸	-۴/۸۵	-۴/۶۹
۲۳	کلخوران شریح	-۱/۴۰	-۲/۱۰	-۱/۱۴	-۱/۸۳	-۰/۸۵۹	۰/۴۳	-۲/۴۵	-۲/۴۵	-۲/۴۰	-۲/۵۴	-۲/۱۸	-۱/۸۳	-۱/۶۳
۲۴	اراضی کرکرق	-۴/۴۹	-۴/۵۷	-۴/۰۲	-۴/۹۴	-۴/۹۶	-۴/۸۶	-۴/۸۰	-۲/۸۷	-۲/۰۲	-۲/۵۴	-۲/۱۹	-۲/۴۶	-۴/۰۲
۲۵	سعید آباد	-۲/۰۲	-۲/۲۶	-۴/۱۷	-۴/۳۱	-۴/۳۵	-۴/۰۹	-۲/۵۰	-۲/۸۱	-۱/۹۸	-۲/۹۶	-۲/۸۵	-۲/۵۸	-۲/۴۰
۲۶	اراضی نوشهر	-۲/۵۰	-۴/۴۸	-۴/۴۸	-۴/۲۷	-۴/۲۵	-۴/۴۹	-۴/۲۸	-۴/۶۵	-۲/۱۱	-۲/۸۵	-۲/۸۸	-۲/۸۸	-۲/۸۴
۲۷	اراضی کمی آباد	-۲/۴۶	-۲/۴۹	-۲/۴۶	-۴/۶۲	-۴/۲۲	-۲/۸۴	-۲/۶۲	-۲/۶۲	-۴/۴۳	-۲/۹۵	-۲/۸۱	-۲/۹۲	-۲/۹۲
۲۸	نیار مدرسه	۲/۰۱	۲/۶۴	۲/۴۷	۲/۰۲	۲/۷۵	۲/۶۴	۴/۲۴	۲/۸۱	۴/۶۴	۲/۶۵	۴/۸۳	۴/۸۳	۲/۴۸
۲۹	سلطان آباد	-۴/۸۹	-۴/۶۴	-۲/۲۶	-۲/۴۴	-۲/۴۶	-۴/۸۹	-۴/۸۹	-۲/۰۷	-۲/۰۷	-۴/۶۹	-۲/۹۲	-۲/۹۶	-۲/۴۲
۳۰	علی بلاغی	-۲/۲۴	-۱/۹۶	-۱/۴۲	-۰/۱۲	-۰/۹۱	-۱/۴۴	-۱/۴۷	-۱/۱۲	-۱/۱۲	-۱/۴۴	-۱/۵۷	-۱/۹۰	-۱/۶۲
۳۱	خلیفه لو شریح	-۵/۶۸	-۶/۰۷	-۶/۰۷	-۵/۸۱	-۵/۹۴	-۶/۰۰	-۵/۹۵	-۵/۴۷	-۵/۴۷	-۵/۴۶	-۵/۵۶	-۵/۵۶	-۵/۵۶
۳۲	اراضی قره خسلو آتاباتر	-۵/۹۷	-۵/۸۷	-۶/۰۷	-۵/۴۴	-۶/۱۲	-۵/۸۱	-۶/۱۲	-۵/۵۴	-۵/۰۹	-۴/۸۵	-۵/۴۱	-۵/۵۸	-۵/۵۸
		-۲/۱۵	-۲/۲۴	-۲/۹۷	-۲/۹۴	-۲/۹۴	-۲/۱۰۲	-۲/۱۱	-۲/۷۷	-۲/۸۹	-۲/۸۴	-۲/۸۴	-۲/۹۸	-۲/۹۸

Z_{gc} میانگین زمانی Z ها: Z_{gc} میانگین مکانی Z ها: اعداد پررنگ بیانگر ارقام معنی دار در سطح ۱۰٪ می باشد.

www.SID.ir

ینگجه‌ملامحمدرضا، نوشنق، آغچه‌کندی، کلخوران شیخ و علی بلاغی. چون قدرمطلق کمیت Z_{*_k} این هفت ایستگاه از رقم 1/645 (سطح معنی‌داری 10 درصد) کوچکتر می‌باشد، پس روند نزولی این ایستگاه‌ها غیر معنی‌دار می‌باشند.

علاوه بر متغیر تراز آب زیرزمینی بررسی روند برای متغیر بارش، تبخیر و میانگین درجه حرارت هوا در برخی ایستگاه‌ها مانند اردبیل، آبی‌بیگلو، خلیفه‌لو، گیلانده و سامیان در دوره آماری مشابه نیز انجام شد. نتایج حاکی از آن است که در مقیاس ماهانه در غالب ایستگاه‌ها، بارش فاقد روند معنی‌دار است. درخصوص متغیر درجه حرارت هوا نتایج حاکی از آن است که تقریباً در 6 ماه از سال روند درجه حرارت ایستگاه‌ها مثبت و معنی‌دار است. در مقیاس فصلی و سالانه نیز درجه حرارت هوا در تمام ایستگاه‌ها در اکثر فصل‌ها روند مثبت و معنی‌داری در سطح احتمال 10% داشتند. در میان 2 ایستگاه تبخیرسنجی آبی‌بیگلو و سامیان متغیر تبخیر از تشت در مقیاس ماهانه در اکثر ماه‌ها روند مثبت غیر معنی‌دار از خود نشان دادند. به این ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که افت معنی‌دار تراز آب زیرزمینی در تمام ماه‌های سال برای دشت اردبیل ناشی از خشکسالی یا کاهش بارش نبوده بلکه به علّت افزایش معنی‌دار درجه حرارت و نیاز آبی گیاهان، برداشت بی‌رویه آب از چاه‌های عمیق، نیمه‌عمیق و دستی می‌باشد که موجب کاهش تراز آب زیرزمینی در دشت اردبیل شده است. به عبارت دیگر پایین رفتن تراز آب زیرزمینی در دوره آماری مورد بررسی به خشکسالی ارتباط چندانی ندارد بلکه معلول استفاده بی-رویه از منابع آبی سفره‌آبدار دشت اردبیل می باشد.

گرلس و همکاران (1994) کاهش در تراز آب زیرزمینی هلند را ناشی از برداشت بی‌رویه کشاورزان و خشکسالی گزارش کردند. زانگ و همکاران (2009) نیز برای تراز آب زیرزمینی حوضه رودخانه پرل چین کاهش شدید را برای قسمت بالایی دلتا بیان کردند. شهید و هازاریکا (2009) افت تراز آب زیرزمینی در ناحیه شمال‌غرب بنگلادش را ناشی از استخراج گسترده از این منابع معرفی کردند. در ایران نیز، بیضایی و محمدی (1382) کاهش در تراز آب زیرزمینی دشت نیشابور را ناشی از برداشت بی‌رویه آب برای مصارف کشاورزی گزارش کردند. یزدانی و خداقلی (1388) نیز بهره‌برداری غیراصولی در منطقه مبارکه لنجان اصفهان را عامل کاهش در تراز آب زیرزمینی گزارش کردند.

جدول 2 مقادیر شیب خط روند را در مورد متغیر تراز آب زیرزمینی دشت اردبیل نشان می‌دهد بطوریکه از این جدول می‌توان استنباط کرد میانه شیب‌ها مابین 0/14- متر در سال در ماه خرداد و 0/19- متر در سال در ماه‌های آذر و بهمن نوسان می‌کند. به این ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که در شرایط فعلی سطح ایستابی در دشت اردبیل بین 1/4 متر تا حداکثر 1/9 متر در هر دهه کاهش می‌یابد. در بین ایستگاه‌هایی با روند منفی معنی‌دار (در سطح 10% احتمال) بیشترین روند منفی مربوط به آذرماه و در ایستگاه خلیفه‌لوشیخ با شیب 1/93- متر در سال می‌باشد. بیشترین روند مثبت نیز مربوط به آذرماه در ایستگاه نیارمدرسه با شیب 0/23+ متر در سال می‌باشد. لازم به ذکر است که ایستگاه خلیفه‌لو در قسمت مرکز دشت اردبیل و ایستگاه نیارمدرسه در غرب این دشت قرار دارد.

شکل 3 نمودار باکس و ویسکر شیب خط روند تغییرات تراز آب زیرزمینی دشت اردبیل را در ماه‌های مختلف نشان می‌دهد. در این نمودار خط موجود در وسط مستطیل‌ها میانه شیب خط روند را نشان می‌دهد. قسمت پایین هر مستطیل نشان‌دهنده صدک 25 و قسمت بالای آن نشان‌دهنده صدک 95 است. انتهای خطوط قائم در قسمت پایین حداقل شیب خط روند مشاهده شد، و قسمت فوقانی آن حداکثر شیب را نشان می دهد. بطوریکه از این شکل نیز می‌توان استنباط کرد میانه شیب‌های خط روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در تمام ماه‌های سال منفی و مابین 0/14- و 0/19- متر در سال تغییر می‌کند. به عبارت‌دیگر در دشت اردبیل به طور متوسط تراز سطح ایستابی در هر ده سال بین 1/4 متر در ماه خرداد تا 1/9 متر در ماه‌های آذر وبهمن

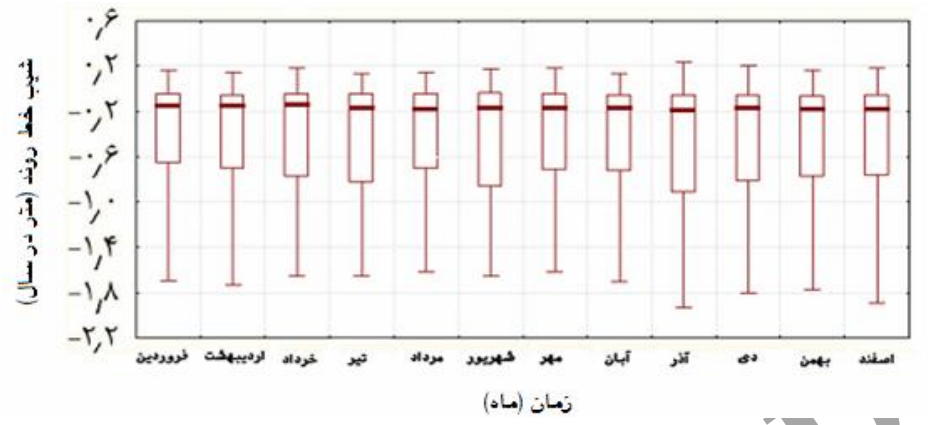
Archive of SID

www.SID.ir

جدول۲- مقادیر اماره β شیب خط روند ازمون من - کندال (متر در سال) تراز آب زیرزمینی دشت اردبیل (۱۳۸۷-۱۳۶۷)

ردیف	نام پیزومتر ها	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
۱	حسن باری	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۱	-۰/۰۲	-۰/۰۱
۲	اراضی جبه دار	-۰/۱۶	-۰/۱۹	-۰/۱۵	-۰/۱۹	-۰/۲۲	-۰/۱۹	-۰/۱۸	-۰/۱۹	-۰/۱۴	-۰/۱۴	-۰/۱۴	-۰/۱۲
۳	کناررق	-۰/۰۵	-۰/۰۵	-۰/۰۴	-۰/۰۴	-۰/۰۵	-۰/۰۴	-۰/۰۴	-۰/۰۵	-۰/۰۵	-۰/۰۵	-۰/۰۶	-۰/۰۸
۴	آتا زمان کندی	-۰/۱۲	-۰/۱۰	-۰/۰۸	-۰/۰۹	-۰/۱۱	-۰/۱۲	-۰/۱۵	-۰/۱۴	-۰/۲۲	-۰/۱۷	-۰/۲۲	-۰/۲۰
۵	انزاب پایین	-۰/۰۸	-۰/۰۸	-۰/۰۶	-۰/۰۷	-۰/۰۸	-۰/۰۶	-۰/۰۵	-۰/۰۶	-۰/۰۷	-۰/۰۵	-۰/۰۶	-۰/۰۸
۶	خلیل آباد	-۱/۵۷	-۱/۴۲	-۱/۵۸	-۱/۵۱	-۱/۶۱	-۱/۴۲	-۱/۴۲	-۱/۴۴	-۱/۴۴	-۱/۴۴	-۱/۴۶	-۱/۶۶
۷	رودبری درودگاه	-۰/۱۵	-۰/۱۵	-۰/۱۵	-۰/۱۷	-۰/۲۰	-۰/۲۱	-۰/۲۰	-۰/۲۰	-۰/۲۱	-۰/۱۹	-۰/۲۱	-۰/۱۹
۸	سه راهی مهمندوست	-۰/۸۸	-۰/۸۸	-۰/۹۲	-۱/۰۲	-۱/۱۶	-۱/۱۷	-۰/۹۲	-۰/۹۸	-۰/۹۷	-۰/۸۲	-۰/۸۵	-۰/۹۵
۹	سه راهی مرزی	-۱/۶۹	-۱/۶۴	-۱/۶۵	-۱/۶۵	-۱/۵۲	-۱/۶۶	-۱/۵۱	-۱/۵۵	-۱/۷۵	-۱/۸۰	-۱/۸۷	-۱/۸۹
۱۰	دروازه آستارا	۰/۰۰	-۰/۰۲	-۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۱۵	۰/۰۶	۰/۰۲	-۰/۰۱	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۶	-۰/۰۳
۱۱	ساخصلو	-۰/۰۸	-۰/۰۹	-۰/۰۷	-۰/۱۲	-۰/۱۲	-۰/۰۸	-۰/۰۸	-۰/۱۱	-۰/۱۱	-۰/۱۱	-۰/۱۰	-۰/۰۹
۱۲	نوشهر-کرکان	-۰/۲۷	-۰/۴۲	-۰/۴۱	-۰/۴۳	-۰/۴۱	-۰/۴۱	-۰/۲۸	-۰/۵۰	-۰/۲۵	-۰/۲۵	-۰/۲۶	-۰/۲۵
۱۳	طالب کتلاقی	-۰/۱۵	-۰/۱۵	-۰/۱۰	-۰/۱۲	-۰/۱۲	-۰/۰۸	-۰/۰۶	-۰/۱۳	-۰/۱۸	-۰/۱۴	-۰/۱۲	-۰/۱۶
۱۴	رضی آباد	-۰/۴۲	-۰/۴۷	-۰/۶۵	-۰/۶۶	-۰/۴۶	-۰/۴۵	-۰/۴۲	-۰/۴۰	-۰/۴۲	-۰/۴۹	-۰/۴۵	-۰/۲۹
۱۵	نره خسلو	-۱/۲۰	-۱/۱۵	-۱/۲۴	-۱/۴۵	-۱/۲۰	-۱/۱۷	-۱/۱۱	-۱/۰۹	-۱/۲۶	-۱/۱۲	-۱/۲۵	-۱/۲۶
۱۶	صومعه رهنوری مرغداری	-۰/۱۵	-۰/۱۸	-۰/۱۷	-۰/۱۷	-۰/۱۹	۰/۰۱	-۰/۰۴	-۰/۰۹	-۰/۱۸	-۰/۱۴	-۰/۰۹	۰/۰۰
۱۷	پنکجه ملا محمدرضا	-۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	-۰/۰۲	-۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰
۱۸	پیرالدوم	-۱/۴۲	-۱/۵۹	-۱/۴۴	-۱/۵۹	-۱/۵۲	-۱/۵۲	-۱/۴۱	-۱/۴۴	-۱/۴۶	-۱/۴۴	-۱/۴۵	-۱/۴۴
۱۹	نوشنی	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۰۵	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۴	-۰/۰۶	-۰/۰۵	-۰/۰۶	-۰/۰۶	-۰/۰۴	-۰/۰۵
۲۰	آغوجه کندی	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲
۲۱	گلی تلدم	-۰/۰۵	-۰/۰۶	-۰/۰۴	-۰/۰۵	-۰/۰۶	-۰/۰۴	-۰/۰۷	-۰/۰۷	-۰/۰۶	-۰/۰۹	-۰/۰۵	-۰/۰۶
۲۲	آتا باذر نصاب تپه	-۱/۱۵	-۱/۱۴	-۱/۲۱	-۱/۲۶	-۱/۲۶	-۱/۲۴	-۱/۲۴	-۱/۲۱	-۱/۱۰	-۱/۱۰	-۱/۱۶	-۱/۱۷
۲۳	کلخوران شیخ	-۰/۰۵	-۰/۰۶	-۰/۰۵	-۰/۲۸	۰/۰۷	-۰/۱۴	-۰/۱۴	-۰/۱۲	-۰/۱۰	-۰/۰۹	-۰/۱۰	-۰/۰۷
۲۴	اراضی کرکرق	-۰/۱۴	-۰/۱۶	-۰/۱۴	-۰/۱۹	-۰/۱۸	-۰/۱۶	-۰/۱۶	-۰/۱۸	-۰/۲۱	-۰/۱۷	-۰/۲۶	-۰/۲۱
۲۵	سجد آباد	-۰/۰۲	-۰/۲۱	-۰/۲۲	-۰/۲۷	-۰/۲۸	-۰/۲۹	-۰/۴۹	-۰/۴۴	-۰/۴۴	-۰/۴۷	-۰/۴۷	-۰/۴۵
۲۶	اراضی نوشهر	-۰/۴۲	-۰/۴۴	-۰/۲۲	-۰/۲۹	-۰/۴۲	-۰/۲۵	-۰/۴۰	-۰/۴۰	-۰/۴۵	-۰/۴۵	-۰/۴۲	-۰/۴۲
۲۷	اراضی کمی آباد	-۰/۵۲	-۰/۵۴	-۰/۵۲	-۰/۵۰	-۰/۴۷	-۰/۴۴	-۰/۵۶	-۰/۵۵	-۰/۸۷	-۰/۸۱	-۰/۸۰	-۰/۸۹
۲۸	نیار مدرسه	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۱۹
۲۹	سلطان آباد	-۰/۱۵	-۰/۱۴	-۰/۱۰	-۰/۰۶	-۰/۱۲	-۰/۲۱	-۰/۱۸	-۰/۱۶	-۰/۱۸	-۰/۱۸	-۰/۱۷	-۰/۲۵
۳۰	علی بلاغی	-۰/۰۴	-۰/۰۴	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۱	-۰/۰۲	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۴
۳۱	خلیفه لو شیخ	-۱/۵۷	-۱/۵۴	-۱/۵۹	-۱/۶۵	-۱/۶۰	-۱/۵۶	-۱/۶۱	-۱/۷۰	-۱/۹۲	-۱/۹۴	-۱/۹۹	-۱/۹۵
۳۲	اراضی نره خسلو آقاباذر	-۰/۹۵	-۰/۹۶	-۰/۹۶	-۰/۹۶	-۰/۹۳	-۰/۹۸	-۰/۸۸	-۰/۹۲	-۱/۰۲	-۱/۰۲	-۰/۹۹	-۱/۰۲
	میانه شب‌ها	-۰/۱۵	-۰/۱۶	-۰/۱۳	-۰/۱۸	-۰/۱۷	-۰/۱۷	-۰/۱۷	-۰/۱۷	-۰/۱۹	-۰/۱۹	-۰/۱۹	-۰/۱۸

www.SID.ir



شکل 3- نمودار باکس و ویسکر شیب خطّ روند تغییرات تراز آب زیرزمینی دشت اردبیل از سال 1367 تا 1387

کاهش پیدا می‌کند. حداقل شیب مشاهده شده در ماه‌های مختلف بین 1/7- و 1/9- متر در سال و حداکثر شیب مشاهده شده در حدود 0/2 متر در سال می‌باشد. در تمام ماه‌ها فاصله میانه تا صدک 95 کمتر از فاصله نظیر میانه تا صدک 5 است. این نشان می‌دهد که واریانس داده‌های مربوط به شیب خط روند ایستگاه‌ها که بالاتر از رقم میانه هستند کمتر از مقدار متناظر در پایین رقم میانه است. به عبارت بهتر ایستگاه‌هایی که شیب خط روند آن ها بالاتر از رقم میانه است دارای شیب‌های نزدیک بهم هستند در حالیکه ایستگاه‌هایی که شیب خط روند آن‌ها پایین‌تر از رقم میانه است دارای شیب‌های روند متفاوت و دور از هم هستند. این موضوع درخصوص فاصله بین حداقل رقم مشاهده شده در منطقه و صدک 25 (طول خط قائم در قسمت زیر مستطیل) و فاصله نظیر بین حداکثر رقم مشاهده شده در منطقه و صدک 75 (طول خط قائم در قسمت بالای مستطیل) صادق است. در حالت کلّی می‌توان نتیجه گرفت که تقریباً در تمام ایستگاه‌های پیزومتری دشت افت سطح ایستابی در تمام ماه‌های سال مشهود است. اگر برداشت بی‌رویه آب با روال گذشته در آینده نیز ادامه پیدا کند بدون شک سفره آبدار زیرزمینی در دشت اردبیل به سمت نابودی پیش خواهد رفت و منطقه از نظر اقتصادی و اجتماعی دچار تنش خواهد شد.

جدول 3 نتایج آزمون همگنی روند را برای تراز آب زیرزمینی دشت اردبیل نشان می‌دهد. بطوریکه از این جدول استنباط می‌شود مقدار c^2 محاسباتی برای ماه‌ها (10/08= c^2_{season}) کمتر از مقدار نظیر جدول c^2 (19/68) با درجه آزادی 11 است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ماه‌ها از نظر داشتن روند تغییرات سطح ایستابی از همگنی کامل در سطح معنی-داری 5 درصد بر خوردارند و مفهوم آن این است که روند منفی در تمام ماه‌های سال در خصوص تراز سطح ایستابی ایستگاه‌های پیزومتری دشت اردبیل حاکم است. نتایج آزمون همگنی مکانی تراز سطح ایستابی دشت اردبیل نشان داد که چون c^2 محاسبه شده برای ایستگاه‌ها (معادل 1545) بزرگتر از c^2 متناظر جدول با درجه آزادی 31 (معادل 44/97) می-باشد. بنابراین، ایستگاه‌ها از نظر روند تغییرات سطح ایستابی در سطح معنی‌داری 5 درصد همگن نمی‌باشد (جدول 3). چون روند در بین ایستگاه غیر همگن ولی در بین ماه‌ها همگن می‌باشد، بنابراین محاسبه آماره $sZ^2_{\bullet k}(k=1,2,\mathbf{L},32)$ به‌طور جداگانه برای هر ایستگاه انجام شد و نتایج نشان داد که بجز 3 ایستگاه (ایستگاه-های دروازه آستارا، ینگجه‌ملا محمّدرضا، آغچه‌کندی) در بقیّه ایستگاه‌ها روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در ماه‌های مختلف غیرهمگن می‌باشد.

Archive of SID

www.SID.ir

جدول3- نتایج آزمون همگنی برای متغیر تراز آب زیرزمینی دشت اردبیل (1387-1367)

منبع	معنی‌داری	c^2 جدول	c^2 محاسباتی	درجه آزادی
χ^2_{total}	معنی‌دار	339/43	5133/80	384
χ^2_{homog}	معنی‌دار	338/48	1730/74	383
χ^2_{season}	غیر معنی‌دار	19/68	10/08	11
χ^2_{site}	معنی‌دار	44/97	1545/07	31
$\chi^2_{site\ -\ season}$	معنی‌دار	299/05	13787/81	341
χ^2_{tremd}	معنی‌دار	3/84	3403/06	1

نتیجه گیری

در این مطالعه روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در مقیاس زمانی ماهانه در منطقه دشت اردبیل در خلال سال‌های 1387-1367 با استفاده از آزمون‌های ناپارامتری مان-کندال پس از حذف اثر خود همبستگی مرتبه اول از سری داده‌ها مورد بررسی قرار گرفت. هم‌چنین شیب روند برای تمام سری داده‌ها با روش تخمین گر*Sen* تعیین گردید. نتایج نشان دادند که تراز آب زیرزمینی اغلب ایستگاه‌های این منطقه دارای روند منفی معنی‌دار می‌باشد. بیشترین روند منفی معنی‌دار در ماه اردیبهشت مشاهده شد. شدیدترین روند منفی با آماره Z معادل 5/78- مربوط به ایستگاه خلیفه‌لوشیخ در شرق دشت اردبیل می‌باشد. در بین 32 ایستگاه اندازه‌گیری تراز آب زیرزمینی مورد مطالعه، بجز ایستگاه نیارمدرسه همه ایستگاه ها روند منفی معنی-داری را تجربه کرده‌اند. نتایج نشان داد که روند تغییرات بارندگی در دشت اردبیل غیر معنی‌دار می‌باشد با این حال روند تغییرات درجه حرارت هوا مثبت بود. به این ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که پایین رفتن تراز سطح آب چاه‌های دشت اردبیل معلول کاهش بارندگی نبوده بلکه به برداشت بی‌رویه آب از چاه‌های آب زیرزمینی ارتباط دارد. نتایج نشان داد که در تمام ماه-های سال روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در سطح معنی‌داری 5% همگن می‌باشد ولیکن این موضوع درخصوص ایستگاه‌ها صحت ندارد. چون پایین رفتن تراز آب زیرزمینی معلول کاهش بارندگی نمی‌باشد بنابراین، می‌توان بهره‌برداری غیراصولی از چاه‌های حفر شده در دشت اردبیل را عامل افت تراز آب زیرزمینی معرفی کرد. در نتیجه اگر برداشت بی‌رویه آب به‌همین ترتیب ادامه یابد بدون شک در آینده عواقب نامطلوب در مورد منابع آب زیرزمینی دشت اردبیل و به تبع آن بحران‌های اجتماعی، اقتصادی و سیاسی در منطقه اتّفاق خواهد افتاد. تغذیه مصنوعی سفره آب زیرزمینی دشت اردبیل و تجدید نظر در میزان بهره برداری از آب زیرزمینی آبخوان مربوطه، افزایش راندمان آبیاری، پوشش انهار و صرفه جویی در آب می تواند تا حدودی از افت بی‌رویه سطح آب دشت اردبیل جلوگیری کند.

Archive of SID

www.SID.ir

منابع مورد استفاده

بیضایی ع و محمدی ح، 1382. بررسی اثرات خشکسالی‌های اخیر بر منابع آب زیر زمینی دشت نیشابور. پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیایی طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.

جهانبخش س و کرمی ف، 1388. ارتباط خشکسالی و منابع آب زیرزمینی دشت تبریز، گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، دانشگاه تبریز.

چیت سازان م، میرزایی ی، محمدی بهزاد ح م، شبان م، غفاری ح ر و موسوی م، 1388، تاثیر خشکسالی بر کمیت و کیفیت منابع آب های زیرزمینی دشت خویس. صفحه‌های 551 تا 558. دومین همایش ملّی اثرات خشکسالی و راهکارهای مدیریت آن، اردیبهشت، اصفهان.

زحمتکش ق ا، علوی پناه ک و زهتابیان غ ر، 1380. مطالعه نوسانات سفره های آب زیرزمینی کم عمق حاشیه پلایا مطالعه مورد سمنان. مجله بیابان، جلد ششم، شماره 2. صفحه های 15 تا 30.

شمسی پور ع ا و حبیبی ک، 1382. ارزیابی اثرات خشکسالی ها بر منابع آب های زیرزمینی مطالعه موردی دشت های شمال همدان. پژوهش های جغرافیایی دوره 35، شماره 45. صفحات 115 تا 130.

عزیزی ق، 1382. ارتباط خشکسالی های اخیر و مابع آب زیرزمینی در دشت قزوین. مجله پژوهشهای جغرافیایی، شماره چهل و ششم. صفحه های 131 تا 143.

کرمی ف و بیاتی خطیبی م، 1388. تآثیر خشکسالی در افت منابع آب زیرزمینی دشت سراب، گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، دانشگاه تبریز.

کلانتری ن، رحیمی م ح و باقرزاده س، 1388. بررسی نوسانات سطح ایستابی دشت بهبهان با نگاهی به خشکسالی اخیر. صفحه‌های 23 تا 30. دومین همایش ملّی اثرات خشکسالی و راهکارهای مدیریت آن، اردیبهشت، اصفهان.

نجاتی جهرمی ز، چیت سازان م، میرزایی ی و عبودی ط، 1388. تأثیر خشکسالی بر منابع آب زیر زمینی دشت عقیلی. صفحه‌های 102 تا 109. دومین همایش ملّی اثرات خشکسالی و راهکارهای مدیریت آن، اردیبهشت، اصفهان.

یزدانی م ح و خدا قلی م، 1388. تحلیل خشکسالی هیدرولوژیک (آب های زیرزمینی) در منطقه مبارکه لنجان. صفحه‌های 990 تا 997. دومین همایش ملّی اثرات خشکسالی و راهکارهای مدیریت آن، اردیبهشت، اصفهان.

Almedeij J and Al-Ruwaih F, 2006. Periodic behavior of groundwater level fluctuations in residential areas. Journal of Hydrology 328: 677-684.

Chen Z, Grasby S and Osadetz KG, 2004. Relation between climate variability and groundwater level in the upper carbonate aquifer, south Manitoba, Canada. Journal of Hydrology 290: 43-62.

Gan TY, 1998, Hydro climatic trends and possible climatic warming in the Canadian Prairies. Water Resour 34: 3009-3015.

Archive of SID

www.SID.ir

Gehrels JC, van Geer FC and de Vries JJ, 1994. Decomposition of groundwater level fluctuations using transfer modelling in an area with shallow to deep unsaturated zones. Journal of Hydrology 157: 105-138.

Jan C-D, Chen T-H and Lo W-C, 2007. Effects of rainfall intensity and distribution on groundwater level fluctuations. Journal of Hydrology 332: 348-360.

Kendall MG, 1975. Rank Correlation Measures. Charles Griffin Inc. London.

Kumar S, Merwade V, Kam J and Thurner K, 2009. Streamflow trends in Indiana: Effects of long term persistence, precipitation and sub surface drains. Journal of Hydrology 374: 171-183.

Lee JY, Yi MJ, Moon SH, Cho M, Won JH, Ahn KH and Lee JM, 2007. Causes of the changes in groundwater levels at Daegu, Korea: the effect of subway excavations. Bull Eng Geol Environ 66: 251-258.

Mann HB, 1945. Non-parametric test against trend. Econometrica 13:245-259.

Panda K, Mishra A, Jena SK, James BK and Kumar A, 2007. The influence of drought and anthropogenic effects on groundwater levels in Orissa, India. Journal of Hydrology 343: 140-153.

Partal T and Kahya E, 2006. Trend analysis in Turkish precipitation data, Hydrol Process 20: 2011-2026.

Sen Pk, 1966. Estimates of the regression coefficients based on Kendall's tau. Journal of the American Statistical Association 63: 1379-1389.

Shahid S and Hazarika MK, 2009. Groundwater drought in the northwestern districts of Bangladesh, Water Resour Manag 24:1989-2006.

Theil H, 1950. A rank invariant method of linear and Polynomial regression analysis, Part3. Netherlands Akademic van Wettenschappen, Proceedings, 53: 1379-1412.

Van Belle G and Hughes JP, 1984. Nonparametric tests for trend in water quality. Water Resour. 20: 127-136.

Xu ZX, Takeuchi K and Ishidaira H, 2003. Monotonic trend and step changes in Japanese precipitation. Journal of Hydrology 279: 144-150.

Zhang W, Yan Y, Zheng J, Li L, Dong X and Cai H, 2009. Temporal and spatial variability of annual extreme water level in the Pearl River Delta region, China. Journal of the Global and Planetary Change 69: 35-47.

www.SID.ir