



بررسی روند تغییرات تراز آب زیرزمینی (مطالعه موردی: دشت ارومیه)

رقیه صمدی^۱،* جواد بهمنش^۲ و حسین رضایی^۲

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد گروه مهندسی آب، دانشگاه ارومیه، ^۲ دانشیار گروه مهندسی آب، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۹۲/۱۲/۱۷؛ تاریخ پذیرش: ۹۳/۶/۲۲

چکیده

سابقه و هدف: منابع آب زیرزمینی پس از یخچال‌های قطبی، دومین منبع آب شیرین موجود در جهان به‌شمار می‌روند. بررسی تغییرات سطح آب زیرزمینی در برنامه‌ریزی و مدیریت پایدار منابع آب هر منطقه از اهمیت فراوانی برخوردار است. کاهش پیوسته سطح آب زیرزمینی در بسیاری از مناطق دنیا در نیمه دوم قرن اخیر مشاهده شده است. این امر باعث کاهش ذخایر آب زیرزمینی در مقیاس بزرگ شده است. این کاهش ذخایر ناشی از دو عامل بهره‌برداری بیش از اندازه یا کاهش تغذیه می‌باشد. در سال‌های اخیر، استفاده از آب زیرزمینی به‌طور پیوسته برای تامین نیازهای کشاورزی، شرب و صنعت افزایش یافته است. تغییر پارامترهای اقلیمی نیز فشار مضاعفی را برای کاهش بیش‌تر سطح آب زیرزمینی وارد می‌نماید. از آنجایی که تا به حال مطالعات جامع در مورد روند تغییرات تراز آب زیرزمینی دشت ارومیه انجام نشده بنابراین هدف اصلی این پژوهش بررسی روند تغییرات تراز آب زیرزمینی ارومیه با روش ناپارامتری من- کندال می‌باشد.

مواد و روش‌ها: منطقه مورد مطالعه دشت ارومیه با طول جغرافیایی ۴۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۳۹ ثانیه و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۲ دقیقه و ۱۷ ثانیه در شمال‌غرب ایران قرار دارد. متوسط بارندگی منطقه ۳۰۴ میلی‌متر در سال و اقلیم آن سرد و خشک می‌باشد. این دشت در قسمت غربی دریاچه ارومیه در استان آذربایجان غربی واقع شده است. در این پژوهش روند تغییرات تراز آب زیرزمینی ۳۱ ایستگاه پیزومتری در مقیاس ماهانه و سالانه در منطقه دشت ارومیه در دوره آماری ۲۰۱۱-۲۰۰۲ با آزمون ناپارامتری من- کندال مورد بررسی قرار گرفت. آنالیز داده‌ها توسط نرم‌افزار باکس پلات در SPSS انجام گردید. برای هر سری زمانی شیب خط روند با استفاده از روش تخمین‌گر سن محاسبه شد. همگنی روند تغییرات عمق آب زیرزمینی با روش وان‌بل و هوقس مورد آزمون قرار گرفت.

یافته‌ها: نتایج نشان داد که در همه ایستگاه‌ها تراز آب زیرزمینی دارای روند منفی و در ۵۶٪ ایستگاه‌ها روند منفی در سطح احتمال ۱٪ معنی‌دار بودند. بررسی شیب خط روند نشان داد که به‌طور متوسط تراز آب زیرزمینی در دشت ارومیه حدود ۱۹/۹ سانتی‌متر در سال در دهه اخیر در حال کاهش است. همچنین نتایج آزمون همگنی نشان داد که روند عمق آب زیرزمینی در دشت ارومیه در ماه‌های مختلف و در ایستگاه‌های مختلف در سطح احتمال ۵٪ غیرهمگن است.

* مسئول مکاتبه: j.behmanesh@urmia.ac.ir

نتیجه‌گیری: با توجه به نتایج به‌دست آمده از این پژوهش روند تغییرات روند در سطح آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه منفی می‌باشد. اگر بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه به شکل کنونی ادامه یابد، بحران‌های اجتماعی و اقتصادی می‌تواند در منطقه شکل بگیرد. با توجه به نتایج این پژوهش باید نسبت به کنترل برداشت از منابع آب‌های زیرزمینی اقدام و سطح آب زیرزمینی با افزایش راندمان آبیاری و تغذیه مصنوعی افزایش خواهد یافت.

واژه‌های کلیدی: تحلیل روند، تخمین گر سن، تراز آب زیرزمینی، دشت ارومیه، من - کندال

مقدمه

منابع آب زیرزمینی بلافاصله تحت تأثیر تغییرات آب و هوایی به‌ویژه نوسانات بارندگی قرار نمی‌گیرند. بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی ابزاری مفید در تعیین اندازه تغییرات کوتاه‌مدت و بلندمدت سفره در اقلیم‌های متفاوت به‌واسطه برداشت و تغذیه می‌باشد. مدل‌سازی نوسانات سطح آب زیرزمینی به‌دلیل پیچیدگی ماهیت و عدم قطعیت در مؤلفه‌های آن پیچیده است (22). استفاده از مدل‌های کامپیوتری آب زیرزمینی در دهه‌های اخیر به‌عنوان روشی ارزان و سریع در بررسی چگونگی حرکت، بیلان و مدیریت بهره‌برداری می‌باشد که پیشرفت قابل توجهی هم داشته است (14, 20). یکی از رویکردهای مهم در مطالعات آب زیرزمینی بررسی روند تغییرات عمق دسترسی به آب زیرزمینی در مقیاس‌های مختلف زمانی است. وجود روند در پارامترهای هیدرولوژیک به‌دلیل طبیعت پیچیده فرایندهای هیدرولوژیک و تغییرات اقلیمی می‌باشد (5). برای بررسی وجود روند در سری‌های هیدرولوژیک روش‌های مختلفی وجود دارد، ولی در مطالعات اغلب از روش‌های ناپارامتریک استفاده می‌شود (5). روش من - کندال و تخمین گر سن از مهم‌ترین روش‌های ناپارامتریک در ارزیابی وجود روند در سری‌های هیدرولوژیک و اقلیمی هستند که به‌طور گسترده در آشکارسازی روند داده‌های غیرنرمال استفاده می‌شود (25, 27, 31). از بین آزمون‌های ناپارامتری، آزمون

من - کندال (15, 18) بهترین روش برای بررسی روند یکنواختی در سری داده‌ها می‌باشد (29). در مطالعات متعددی مربوط به روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در نقاط مختلف جهان و ایران انجام شده است. گرلس و همکاران (1994) تحلیل سری‌های 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 بوده است. 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 (12). زحمتکش و همکاران (2001) نوسانات سفره‌های آب زیرزمینی کم‌عمق حاشیه پلایا در سمنان را برای ۱۰ چاهک در سال آبی ۲۰۰۰-۱۹۹۹ بررسی نمودند. نتایج نشان داد که مقدار متوسط کاهش سطح ایستابی ۱۰ چاهک در طی یکسال حدود ۶۵ سانتی‌متر است که احتمالاً نشان‌دهنده قرار داشتن منطقه در یک دوره خشکی می‌باشد (30). عزیزی (2003) بروز روند منفی در سطح آب زیرزمینی دشت قزوین را معلول فعالیت‌های انسانی ذکر کرده است که می‌توان ناهنجاری‌های منفی در اکثر دشت‌های کشور را ناشی از چنین فعالیت‌هایی دانست (3). بیضایی و محمدی (2003) اثر خشکسالی بر منابع آب زیرزمینی دشت نیشابور را بررسی کردند.

زیرزمینی در ۴۲٪ از این منطقه هر ساله پدیدار است. تحلیل هیدروگراف سطح آب زیرزمینی و سری زمانی بارندگی نشان داد که افزایش برداشت آب زیرزمینی برای آبیاری در فصل‌های خشک و بازگشت خشکسالی‌ها از عوامل افت سطح آب زیرزمینی در این منطقه می‌باشد (26). دانشور وثوقی و همکاران (2010) رفتار تراز آب زیرزمینی را تحت تأثیر خشکسالی دو دهه اخیر مورد مطالعه قرار داده و روند تراز آب زیرزمینی ۳۲ ایستگاه پیژومتری در منطقه دشت اردبیل را در دوره آماری ۲۰۰۸-۱۹۸۸ با آزمون ناپارامتری من- کندال مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که به طور متوسط سطح آب زیرزمینی در دشت اردبیل حدود ۱۸ سانتی‌متر در سال افت داشته است (6). نادریان‌فر و همکاران (2011) در مطالعه‌ای تحت عنوان بررسی روند تغییرات نوسانات سطح آب زیرزمینی دشت نیشابور مشخص کردند که روند شیب سطح آب زیرزمینی دشت در دوره ۲۰۰۶-۱۹۹۳ منفی بوده و در سطح ۰.۵٪ معنی‌دار می‌باشد (21). اکرامی و همکاران (2011) روند تغییرات کیفی و کمی منابع آب زیرزمینی دشت یزد- اردکان را در دوره آماری (۲۰۰۹-۲۰۰۰) بررسی کرده و به این نتیجه رسیدند که سطح آب زیرزمینی در ۴ دهه اخیر دارای روند نزولی بوده و متوسط افت سطح ایستابی حدود ۰/۵ متر در سال می‌باشد. همچنین نتایج حاصل از تغییرات کیفیت آب در دهه اخیر بیانگر آن است که با افزایش تکرار خشکسالی و افت شدید سفره آب زیرزمینی، کیفیت آب زیرزمینی دارای روند نزولی بوده است (7). مطالعه دانشور وثوقی و همکاران (2011) در بررسی روند تغییرات کیفیت آب زیرزمینی دشت اردبیل بیانگر روند افزایشی همه متغیرهای کیفی آب بود (5). زارع‌ایبانه و همکاران (2012) با استفاده از آزمون ناپارامتریک تخمین‌گر سن به محاسبه روند نوسانات عمق آب زیرزمینی ۲۲ حلقه چاه پیژومتری

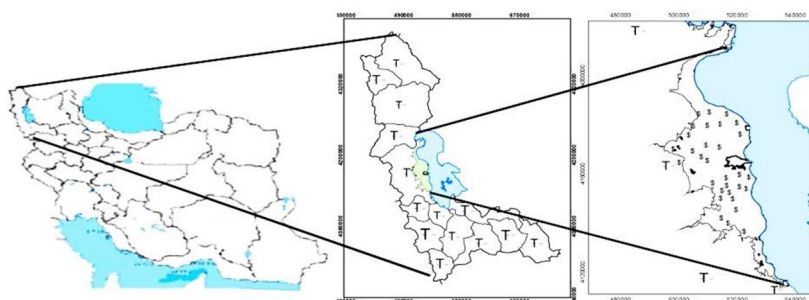
نتایج آن‌ها نشان داد که عامل اصلی افت سطح آب زیرزمینی، برداشت بی‌رویه آب برای مصارف کشاورزی است. آن‌ها نشان دادند که میزان افت تراز آب زیرزمینی در مناطق مخروط افکنه نسبت به نواحی مرکزی و جنوبی دشت کم‌تر است (4). در پژوهشی توسط عبدالهی و همکاران (2006) ارتباط تغییرات بارندگی و سطح آب زیرزمینی در منطقه چاه افضل اردکان یزد بر پوشش گیاهی، تراکم و تولید گونه گیاهی اشنان مطالعه گردید. نتایج نشان داد که شاخص‌های گیاهی فوق با نوسان‌های بارندگی ارتباطی نداشته ولی همبستگی بالایی با افت دسترسی به آب زیرزمینی دارند (1). المدیج و رواج (2006) رفتار نوسانات تراز آب زیرزمینی را در مناطق مسکونی کویت و حومه با توجه به اطلاعات ۶ حلقه چاه پیژومتری 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، تراز آب زیرزمینی با درجه حرارت همبستگی منفی و با بارش همبستگی مثبت دارد (2). قاسمی و همکاران (2007) به مطالعه سطح آب زیرزمینی دشت همدان- بهار پرداختند و نتایج نشان داد که سطح آب از سال ۱۹۹۱ تا سال ۲۰۰۶ در حدود ۱۱ متر افت داشته است (11). زانگ و همکاران (2009) الگوی مکانی و زمانی مقادیر حداقل و حداکثر تراز آب زیرزمینی در ناحیه دلتای رودخانه پرل چین را با روش من- کندال و روش پیش‌سفید کردن شناسایی کردند و گزارش دادند که در قسمت بالایی دلتا روند تغییرات تراز آب زیرزمینی کاهشی و در قسمت‌های میانی و پایینی آن افزایشی است (32). شهید و هازریکا (2009) تأثیر خشکسالی بر آب زیرزمینی در شمال‌غربی منطقه بنگلادش را مورد بررسی قرار دادند، نتایج آن‌ها نشان داد که کاهش سطح آب

ضلع غربی دریاچه ارومیه واقع شده است. منابع آب‌های سطحی دشت ارومیه را چهار رودخانه نازلوچای، شهرچای، روضه‌چای و باراندوزچای با مجموع تخلیه متوسط سالانه معادل ۸۳۰ میلیون مترمکعب و دارای دو نوع سفره آزاد و تحت فشار بوده که بیش‌ترین وسعت دشت را سفره آزاد با مساحت ۷۶۴ کیلومترمربع تشکیل می‌دهند. در مجموع ۱۸۸۰۳ حلقه چاه عمیق و نیمه‌عمیق و ۴۶ دهنه چشمه و ۴۹ رشته قنات منابع آب زیرزمینی را تخلیه می‌نمایند. جهت جریان آب زیرزمینی از غرب به شرق می‌باشد. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و قرارگیری آن در کنار دریاچه ارومیه، به اهمیت پژوهش و ارزیابی تراز آب‌های زیرزمینی غرب دریاچه ارومیه می‌افزاید. این تغییرات و پایین آمدن سطح آب دریاچه ارومیه تأثیر بسیاری در حرکت آب‌های زیرزمینی داشته و باعث تغییرات فراوانی در کیفیت آب‌های زیرزمینی مناطق مختلف غرب دریاچه ارومیه شده است. به‌منظور انجام تحلیل‌های روند، ابتدا داده‌های کمی ۷۲ حلقه چاه پیزومتری در سطح دشت مورد توجه قرار گرفت. با توجه به بیش‌ترین طول دوره آماری (۲۰۱۱-۲۰۰۲) و عدم وجود داده گمشده، آنالیز داده‌ها نسبت به وجود داده پرت با استفاده از روش باکس پلات از طریق نرم‌افزار spss انجام گردید. با توجه به پراکندگی مناسب ایستگاه‌های پیزومتری، داده‌های پیزومتری ۳۱ حلقه چاه در مقیاس‌های سالانه و ماهانه استفاده شد. مشخصات ایستگاه‌های منتخب در جدول ۱ آمده است. همچنین شکل ۱ موقعیت جغرافیایی دشت ارومیه و ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

دشت ملایر در طی ۱۹ سال (۲۰۰۷-۱۹۸۹) پرداختند. نتایج نشان داد که در مجموع رفتار روند چاه‌های پیزومتری در جهت کاهش عمق آب‌زیرزمینی است که بیانگر وضعیت نامطلوب حاکم بر آبخوان است (31). مطالعه فلاح و همکاران (2012) بر روی منابع آب زیرزمینی دشت داراب استان فارس، تغییرات سطح آب زیرزمینی دشت داراب برای دوره ۱۸ ساله (۲۰۱۰-۱۹۹۳) و تغییرات کیفی در سال‌های ۲۰۱۰-۲۰۰۸ را مورد بررسی قرار دادند. نتایج حاصل از اندازه‌گیری سطح آب در ۳۹ چاه پیزومتری نشان داد که متوسط افت آب زیرزمینی در دشت داراب در طول دوره برابر ۲۷/۲ متر بوده و همچنین از نظر کیفیت، آب دشت مورد مطالعه افزایش سالانه هدایت هیدرولیکی، pH و نیترات را تجربه کرده است (9). اغلب این مطالعات بیانگر کاهش تراز آب‌زیرزمینی در دشت‌های مختلف ایران و جهان است. با توجه به بررسی پیشینه پژوهش به‌نظر می‌رسد که تاکنون مطالعات جامع در مورد روند تغییرات تراز آب زیرزمینی دشت ارومیه انجام نشده است. بنابراین هدف اصلی این مطالعه بررسی روند تغییرات تراز آب زیرزمینی ارومیه با روش ناپارامتری من- کندال می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه: منطقه مورد مطالعه دشت ارومیه با طول جغرافیایی ۴۶ درجه و ۱۳ دقیقه و ۳۹ ثانیه و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۲ دقیقه و ۱۷ ثانیه در شمال‌غرب ایران با متوسط بارندگی ۳۰۴ میلی‌متر در سال دارای اقلیم سرد و خشک می‌باشد. این دشت با مساحت ۹۸۱۰۰ هکتار در اراضی ساحلی و کم‌شیب



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه.

Figure 1. Position of the studied area.

جدول ۱- مشخصات چاه‌های پیزومتری دشت ارومیه.

Table 1. Properties of Urmia plain piezometric wells.

مختصات جغرافیایی (UTM) و ارتفاع محل چاه (متر)				مختصات جغرافیایی (UTM) و ارتفاع محل چاه (متر)			
Geographic coordinates (UTM) and height of the well (m)				Geographic coordinates (UTM) and height of the well (m)			
ارتفاع	عرض	طول	نام چاه	ارتفاع	عرض	طول	نام چاه
elevation	latitude	Longitude	name of well	elevation	latitude	longitude	name of well
481.303	4138402	515680	پولادلو Poladlou	271.359	4168540	496775	جنیزه Janizeh
31.293	4150857	516045	طسمالو Tesimalou	61.394	4163250	498800	درزم Darzam
341.286	4148320	517117	اوج اولر Ouch oular	591.336	4167831	503422	عسگرآباد تپه Asgar abade tapeh
71.289	4143940	518390	مقدم Moghadam	371.320	4165561	506380	قره‌گوز سلیم‌آقا Gara goze salim aga
241.283	4135053	521233	دولاما Doulama	551.299	4170089	508056	شاه میرزاکندی Shah mirza kandi
261.279	4174530	519842	اصلو Osalous	151.308	4163869	508481	شورکند Shorkand
91.279	4157231	522832	یوالار Yovalar	981.287	4169423	512666	یورقون‌آباد Yorgon abad
911.300	4151634	513447	گوی تپه Goy tapeh	71.320	4154788	510233	پشت پلیس‌راه مهاباد Behind the Mahabad police constable
91.301	4157007	514884	کلیسا کندی Kilisa kandi	91.331	4174410	502057	ساعتلوی بیگلر Saatloye bigalar
341.301	4153746	515074	بیلان Bilan	281.351	4177961	503653	خانقاه سرخ Khangah sorkh
881.286	4153222	519492	امام‌زاده Emam zadeh	381.284	4182898	505602	کریم‌آباد Karim abad
81.287	4158166	519584	کردلر Kordlar	61.295	4178164	508529	قشلاق شکور Geshlage shakour
631.279	4152587	521858	ایگدیر Igdir	281.283	4183735	509172	باشلان‌بشلو Bashlanbeshlo
351.279	4182874	515093	عبداله کندی Abdolah kandi	991.287	4178693	512854	شیرآباد Shir abad
931.279	4179429	518658	سپرغان Saparghan	751.294	4148524	513019	قره‌آغاج Gara aghaj
				91.303	4140484	513349	ساعتلوی باراندوز به‌بهر Saatloye barandoz-bahbah lar

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)-\beta}{18} \quad (۴)$$

β عامل مربوط به تصحیح پراکندگی است و در صورتی که داده‌های تکراری در داده‌ها وجود داشته باشد از رابطه ۵ محاسبه شده و در واریانس اعمال می‌شود:

$$\beta = \sum_{t=1}^m t_i (t_i - 1)(2t_i - 5) \quad (۵)$$

که در آن، t_i : تعداد داده‌های یکسان در دسته i ام می‌باشد. در نهایت آماره آزمون MK یا Z توسط رابطه ۶ محاسبه می‌شود:

$$Z = f(x) = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases} \quad (۶)$$

فرض صفر (عدم وجود روند) به شرط $Z_{1-\alpha/2} \leq Z \leq Z_{1-\alpha/2}$ پذیرفته می‌شود و در غیر این صورت، H_0 رد و فرض مخالف آن یعنی وجود روند پذیرفته می‌شود (۸).

آزمون من- کندال اصلاح شده (MK3): آزمون اصلاح شده من- کندال توسط حامد و راثو (1998) ارائه و توسط کومار و همکاران (2006) برای تحلیل روند رودخانه‌های هند به کار رفته است (17, 13). در این روش اثر همه ضرایب خودهمبستگی معنی‌دار از داده‌ها حذف می‌شود و برای سری‌هایی مورد استفاده قرار می‌گیرد که ضرایب خودهمبستگی آن‌ها در یک یا چند مورد معنی‌دار باشد. در این روش ابتدا واریانس اصلاح شده $V(S)^*$ ، برای محاسبه آماره من- کندال توسط رابطه‌های ۷ و ۸ محاسبه می‌شود:

$$V(S)^* = V(S) \frac{n}{n^*} \quad (۷)$$

$$\frac{n}{n^*} = 1 + \frac{2}{n(n-1)(n-2)} \quad (۸)$$

$$* \sum_{i=1}^{n-1} (n-i)(n-i-1)(n-i-2)r_i$$

تحلیل روند: هدف از آزمون روند بررسی وجود یا عدم وجود سیر صعودی یا نزولی در سری داده‌ها می‌باشد. به این دلیل که در روش‌های پارامتری فرضیاتی نظیر نرمال بودن، ایستایی و مستقل بودن متغیرها وجود داشته و این فرضیات برای متغیرهای هیدرولوژیک اعتبار ندارد بنابراین از روش غیرپارامتری من- کندال که کاربرد بیشتری در مطالعات هواشناسی و هیدرولوژی دارد، استفاده گردید. در ضمن روش‌های غیرپارامتری جهت بررسی روند نسبت به روش‌های پارامتری حساسیت کمتری به مقادیر حدی دارند. همچنین آزمون غیرپارامتری را می‌توان برای سری زمانی، بدون در نظر گرفتن خطی یا غیرخطی بودن روند به کار برد (خلیلی و همکاران، 2012).

آزمون من- کندال مرسوم (MK1): این روش که فرم کلاسیک آزمون من- کندال می‌باشد در بسیاری از پژوهش‌ها مورد استفاده قرار گرفته است. اگر سری زمانی در دوره n باشد ابتدا آماره S به شرح زیر محاسبه می‌شود:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{i=k+1}^n \text{sgn}(x_i - x_k) \quad (۱)$$

که در آن، x_i : داده i ام سری، x_k : داده k ام سری، n : طول دوره آماری و sgn : تابع علامت که به شرح زیر تعریف می‌گردد:

$$\text{sgn}(x) = f(x) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_i - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_i - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_i - x_k) < 0 \end{cases} \quad (۲)$$

به‌ازای $n \geq 8$ آماره دارای توزیع نرمال بوده و میانگین و واریانس آن به ترتیب توسط رابطه‌های ۳ و ۴ محاسبه می‌شود:

$$E(s) = 0 \quad (۳)$$

۲ تهیه شد. سپس میانگین آماره مذکور برای ایستگاه‌ها از رابطه ۱۰ که در آن t تعداد ایستگاه‌هاست به دست آمد. همچنین میانگین آماره Z برای ماه‌های مختلف از رابطه ۱۱ که در آن S تعداد ماه‌های سال ۱۲ است و میانگین کل هم با رابطه ۱۲ به دست آمد.

$$Z_{g\bullet} = t^{-1} \sum_{k=1}^t Z_{gk} \quad (10)$$

$$Z_{\bullet k} = s^{-1} \sum_{g=1}^s Z_{gk} \quad (11)$$

$$Z_{\bullet\bullet} = (st)^{-1} \sum_{g=1}^s \sum_{k=1}^t Z_{gk} \quad (12)$$

در این روش فرض‌های صفر همگنی روند در بین ماه‌ها، ایستگاه‌ها، برهم‌کنش بین ایستگاه و ماه و همگنی روند در حالت کلی مورد آزمون واقع شد. فرض‌های صفر به‌منزله عدم وجود روند معنی‌دار برای ماه مشخصی در یک ایستگاه خاص است، به‌عنوان مثال فرض صفر $H_0: \tau_{gk}=0, \sum_g \sum_k Z_{gk}^2$ از توزیع χ^2 با درجه آزادی st تبعیت می‌کند. در این مطالعه برای آزمون درستی یا نادرستی فرض‌های صفر آماره‌های χ^2 و درجات آزادی هر کدام به‌شرح زیر مطابق جدول در شکل ۳ محاسبه و با مقادیر نظیر جدول χ^2 در سطح معنی‌داری α مقایسه شدند:

که در آن، X_i : ضریب خودهمبستگی با تأخیر i بوده و $V(S)$ از رابطه ۴ به دست می‌آید. برای محاسبه آماره Z من- کندال اصلاح‌شده در رابطه ۶، $V(S)$ با $V(S)^*$ جایگزین می‌گردد و مقدار آماره Z به دست آمده از رابطه فوق با Z استاندارد نرمال در سطح معنی‌داری α مقایسه می‌شود.

شیب خط روند با روش تخمین‌گر سن: در آزمون من- کندال شیب خط روی سری داده‌ها با روش تخمین‌گر سن از رابطه ناپارامتری زیر محاسبه می‌گردد:

$$\beta = \text{Median} \left[\frac{X_j - X_i}{j - i} \right] \quad (v_j > i) \quad (9)$$

که در آن، β : برآوردگر شیب خط روند و X_j و X_i به‌ترتیب مقادیر مشاهداتی i ام و j ام می‌باشد. مقادیر مثبت (منفی) β نشان‌دهنده روند افزایشی (کاهشی) در سری داده‌هاست (19).

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، ایستگاه‌ها و برهم‌کنش ماه و ایستگاه استفاده می‌کند (وانبل و هوقس، ۱۹۸۴؛ گان، ۱۹۸۸). در این روش ابتدا جدول آماره من- کندال Z_{gk} مطابق شکل

	1	2	T	Z_{g*}
1	Z_{11}	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_{*k}	Z_{**}

شکل ۲- دیاگرام Z من- کندال در مطالعه همگنی روند به روش وانبل و هوقس.

Figure 2. Mann-Kendall Z Diagram in trend homogeneous study using Van Bel Vehogs method.

انجام می‌شود که تحت فرض صفر $H_0 = \tau_{g\bullet} = 0$ می‌باشد. همچنین اگر روند هم در بین ماه‌ها و هم در بین ایستگاه‌ها ناهمگن باشد یا برهم‌کنش ایستگاه و فصل معنی‌دار باشد، پس آزمون همگنی روند ایستگاه- ماه به‌تنهایی انجام می‌شود.

برای این کار تنها لازم است برای هر ایستگاه و ماه کمیت Z_{gk} ($g=1,2,\dots,s; K=1,2,\dots,t$) محاسبه و معنی‌داری آن آزمایش شود. فرض صفر عدم وجود روند در سطح معنی‌داری α پذیرفته می‌شود اگر $-Z_{\alpha/2} < Z_{gk} < Z_{\alpha/2}$ باشد، آزمون همگنی وان‌بل و هوقس توسط پارتال و کایا (2006)، گان (1998)، پاندا و همکاران (2007) و دانشور و ثوقی و همکاران (2010) در مطالعات مشابه مورد استفاده واقع شده است (6, 23, 10, 24).

برای انجام آزمون فرض صفر به‌ترتیب مراحل زیر مورد استفاده قرار گرفت (۲۳):

کمیت‌های لازم برای آزمون همگنی روند بین ایستگاه‌ها χ_{site}^2 ، همگنی بین ماه‌ها χ_{seseon}^2 و همگنی ایستگاه- ماه $\chi_{site-seseon}^2$ محاسبه می‌شود. اگر آزمون همگنی روند بین ایستگاه‌ها، ماه‌ها و برهم‌کنش ایستگاه- ماه معنی‌دار نباشد، آزمون همگنی روند کلی از کمیت χ_{trend}^2 انجام می‌شود و اگر روند در بین ایستگاه‌ها غیرهمگن، اما در بین ماه‌ها همگن باشد، آن‌گاه آزمون همگنی روند تنها برای ایستگاه‌ها با استفاده از کمیت $sZ_{\bullet k}^2 (k = 1, 2, \dots, t)$ انجام می‌شود که تحت فرض صفر $H_0 = \tau_{\bullet k} = 0$ می‌باشد. در صورتی‌که روند در بین ماه‌ها غیرهمگن اما در بین ایستگاه‌ها همگن باشد، آزمون همگنی روند تنها برای ماه‌ها با استفاده از کمیت $tZ_{g\bullet}^2 (g = 1, 2, \dots, s)$

H_0	D_f
$\chi_{total, st}^2 = \sum_{g=1}^{s=12} \sum_{k=1}^{k=t} Z_{gk}^2$	St
$\chi_{homogeneity, st-1}^2 = \sum_{g=1}^{s=12} \sum_{k=1}^{k=t} (Z_{gk} - Z_{\bullet\bullet})^2$	st-1
$\chi_{seseon, s-1}^2 = t \sum_{g=1}^{s=12} (Z_{g\bullet} - Z_{\bullet\bullet})^2$	s-1
$\chi_{site, t-1}^2 = s \sum_{k=1}^{t=32} (Z_{\bullet k} - Z_{\bullet\bullet})^2$	t-1
$\chi_{site-seseon, (t-1)(s-1)}^2 = s \sum_{g=1}^{s=12} \sum_{k=1}^{k=32} (Z_{gk} - Z_{\bullet k} - Z_{g\bullet} - Z_{\bullet\bullet})^2$	$(t-1)(s-1)$
$\chi_{trend, 1}^2 = stZ_{\bullet\bullet}^2$	1

شکل ۳- فرض‌های صفر مورد آزمون در آزمون همگنی روند.

Figure 3. Zero assumptions tested in the trend homogeneity test.

نتایج و بحث

نتایج آماره Z ماهانه و سالانه حاصل از آزمون روند برای سری‌هایی که فاقد خودهمبستگی معنی‌دار ($r_k; k=1,2,\dots$) بودند با $MK1$ و برای دیگر سری‌ها از روش $MK3$ در جدول ۲ ارائه گردید. به طوری که از جدول می‌توان استنباط کرد تعداد کل سری‌های زمانی تراز آب‌زیرزمینی دارای روند نزولی بیش‌تر از تعداد سری‌های دارای روند صعودی می‌باشد. همچنین تعداد ۲۰۹ سری دارای روند منفی معنی‌دار بودند، در حالی که تعداد سری‌های با روند مثبت معنی‌دار فقط ۱ می‌باشد. در مقیاس ماهیانه ایستگاه‌های کریم‌آباد، قشلاق‌شکور و مقدم به ترتیب با آماره Z میانگین $-۳/۷۳$ ، $-۲/۷۷$ و $-۲/۶۱$ بیش‌ترین روند منفی معنی‌دار ($\alpha=0.1$) را دارا بودند. چون مقدار آن‌ها از مقدار بحرانی $2/57$ (برای $\alpha=0.1$) بیش‌تر می‌باشد، بنابراین روند نزولی در سطح احتمال ۱٪ معنی‌دار محسوب می‌شوند. در مجموع روند در همه ایستگاه‌های این دشت نزولی بوده که ۵۶٪ آن‌ها در سطح حداقل ۱۰٪ معنی‌دار می‌باشند. در کل دشت ارومیه (میانگین ۳۱ ایستگاه) شهریورماه بیش‌ترین روند منفی معنی‌دار در سطح احتمال ۵٪ ($Z = -2/149$) را به خود اختصاص داده است. در این ماه ایستگاه‌ها روند نزولی را تجربه کرده‌اند که ۷۸٪ آن‌ها حداقل در سطح ۱۰٪ معنی‌دار می‌باشند و در ۵۶٪ ایستگاه‌ها روند منفی در سطح احتمال ۱٪ معنی‌دار بودند. میانگین آماره Z برای کل دشت ارومیه برای تمام ماه‌های سال منفی و سه ماه اردیبهشت، تیر و مرداد به ترتیب با مقادیر آماره Z_{g0} برابر با $-۱/۶۵$ ، $-۱/۸۰$ و $-۱/۶۶$ در سطح احتمال ۱۰٪ و شهریورماه در سطح ۵٪ معنی‌دار می‌باشند و کم‌ترین مقدار منفی آماره Z_{g0} نیز متعلق

به ماه آذر بود که مقدار آماره $Z_{g0} = -۱/۳۴$ را به خود اختصاص داده است. همچنین در مقیاس سالانه ایستگاه یوالار ($Z=0$) دارای روند صعودی بوده که تنها ایستگاه با روند صعودی در سطح ۱٪ قرار دارد. که از بین بقیه ایستگاه‌های با روند نزولی ایستگاه‌های عسگرآبادتپه، کریم‌آباد و قشلاق‌شکور با آماره Z من - کندال $۳/۲۰۲$ ، $۳/۹۳۵$ و $۳/۲۲$ شدیدترین روند منفی را تجربه کرده‌اند. به این ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که سطح ایستابی دشت ارومیه در طول سال در دهه اخیر دارای کاهش معنی‌دار در سطح $(P < 0.1)$ بوده است.

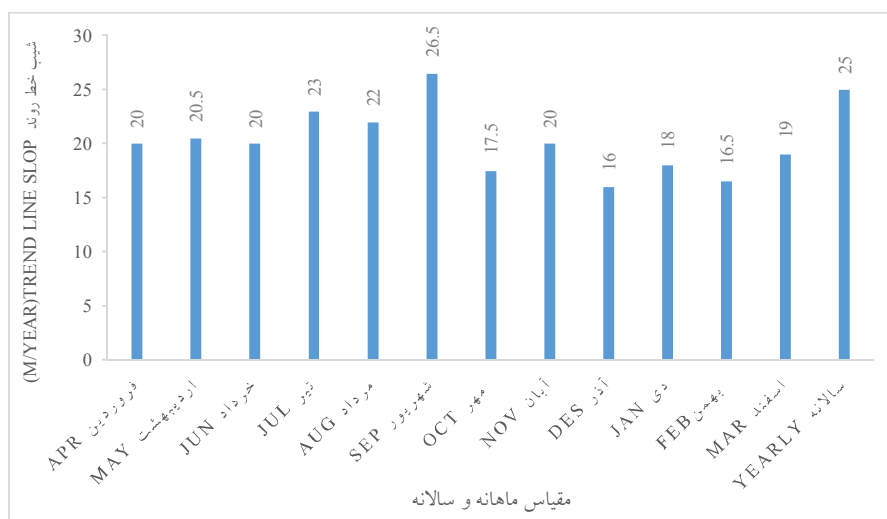
در جدول ۲ علاوه بر مقادیر آماره Z من - کندال شیب خط روند در مورد متغیر تراز آب زیرزمینی دشت ارومیه نشان می‌دهد همان‌طور که از این جدول قابل استنباط است میانه شیب‌ها ما بین 0.16 متر در سال در ماه آذر تا 0.265 متر در سال در ماه شهریور در حال تغییر است. در این صورت می‌توان نتیجه گرفت که در شرایط فعلی سطح ایستابی در دشت ارومیه بین 0.16 متر تا 0.265 متر در هر دهه کاهش می‌یابد. در بین ایستگاه‌های با روند منفی معنی‌دار (در سطح احتمال ۱۰٪) بیش‌ترین روند منفی مربوط به ماه‌های تیر و شهریور در ایستگاه کریم‌آباد با شیب 0.45 متر در سال می‌باشد.

شکل ۴ شیب میانه روند افزایش عمق دسترسی به آب زیرزمینی برای هر ماه و مقیاس سالانه ارائه شده با توجه به این شکل مشاهده می‌شود که بیش‌ترین مقدار روند کاهشی در ماه شهریور و کم‌ترین مقدار در ماه آذر می‌باشد. به طوری که از شکل نیز می‌توان استنباط کرد میانه شیب‌های خط

ماه‌ها ($\chi^2_{season} = 10.8/12$) بیش‌تر از مقدار نظیر جدول χ^2 (۱۹/۶۸) با درجه آزادی ۱۱ در سطح ۰.۵٪ است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ماه‌ها از نظر داشتن روند تغییرات تراز آب‌زیرزمینی در سطح ۰.۵٪ ناهمگن و نتایج آزمون همگنی مکانی تراز آب زیرزمینی دشت نشان داد که چون χ^2 محاسبه شده برای ایستگاه‌ها بزرگ‌تر از χ^2 متناظر جدول با درجه آزادی ۳۱ می‌باشد. بنابراین، ایستگاه‌ها از نظر داشتن روند تغییرات تراز آب‌زیرزمینی در سطح ۰.۵٪ همگن نمی‌باشد.

روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در تمام ماه‌های سال منفی و ما بین ۰/۱۶ و ۰/۲۶۵ متر در سال تغییر می‌کند. به عبارت دیگر سطح ایستابی آبخوان دشت ارومیه به‌طور متوسط در طول ده سال بین ۰/۱۶ متر در ماه آذر و ۰/۲۶۵ متر در ماه شهریور کاهش پیدا می‌کند. حداکثر شیب مشاهده شده در ماه‌های مختلف بین ۰/۳۹ تا ۰/۴۵ متر در سال می‌باشد.

جدول ۳ نتایج آزمون همگنی روند را برای تراز آب‌زیرزمینی دشت ارومیه نشان می‌دهد. به‌طوری‌که از این جدول استنباط می‌شود مقدار χ^2 محاسباتی برای



شکل ۴- شیب خط روند تغییرات تراز آب‌زیرزمینی دشت ارومیه از سال ۲۰۰۲ تا سال ۲۰۱۱.

Figure 4. The changes trend line slope of groundwater level in Urmia plain from 2002 to 2011.

جدول ۲- نتایج آزمون من- کندال و تخمین گرشیب سن برای ایستگاههای پیزومترى منطقه مورد مطالعه.

Table 2. Results of Mann-Kendall and Sen's Slope estimator for piezometric stations in the studied area.

سالانه yearly	اسفند Mar	بهمن Feb	دی Jan	آذر Des	آبان Nov	مهر Oct	شهریور Sep	مرداد Aug	تیر Jul	خرداد Jun	اردیبهشت May	فروردین Apr	زمانی مقیاس Time scale	ایستگاه Station
-68.2	-64.2	-57.2	-2.2	-79.1	-95.1	-33.2	-33.2	-10.2	-10.2	-97.2	-11.3	-11.3	Z	جنبیره Janizeh
-31	-35	-34	-27	-24	-26	-31	-31	-29	-28	-39	-41	-41	سن شیپ sen's slop	
-14.2	-98.1	-968.1	-98.1	-35.1	-88.1	-78.1	-34.2	-43.1	-98.1	-91.2	-16.2	-50.2	Z	درزم Darzam
-25	-23	-23	-23	-16	-22	-21	-27	-17	-23	-33	-25	-29	سن شیپ sen's slop	
-20.3	-4.3	-78.1	-88.1	-80.1	-61.1	-14.2	-68.2	-34.1	-25.1	-70.1	-32.2	-88.1	Z	عسگرآبادتپه Asgar abade tapeh
-42	-35	-21	-22	-21	-19	-25	-31	-16	-15	-20	-27	-22	سن شیپ sen's slop	
-40.3	-32.2	-24.2	-14.2	-32.2	-50.2	-4.3	-33.3	-32.2	-78.1	-96.1	-14.2	-32.2	Z	قره گوزسلیما آقا Gara goze salim aga
-35	-27	-26	-25	-27	-29	-35	-39	-27	-21	-23	-25	-27	سن شیپ sen's slop	
-50.2	-98.1	-25.2	-80	-16.1	-14.2	-43.1	-42.3	-88.1	-60.2	-96.1	-85.1	-72.1	Z	شاه میرزا کندی Shah mirza kandi
-29	-23	-26	-10	-14	-25	-17	-39	-22	-24	-11	-21	-20	سن شیپ sen's slop	
-147.2	-98.1	-96.1	-98.1	-35.1	-88.1	-78.1	-34.2	-43.1	-98.1	-91.2	-16.2	-50.2	Z	شور کند Shorkand
-25	-23	-23	-23	-16	-22	-21	-27	-17	-23	-33	-25	-29	سن شیپ sen's slop	
-96.1	-98.1	-88.1	-70.1	-68.2	-6.2	-32.2	-6.2	-52.1	-96.1	0	44	-6.2	Z	یورقون آباد Yorgon abad
-23	-23	-22	-20	-31	-24	-27	-24	-18	-23	1	6	-24	سن شیپ sen's slop	
-14.2	-34.1	-80	-88.1	-27.2	-6.2	-98.1	-14.2	-73.1	-98	-45	-92	-52.1	Z	ساعتلوی بیگلر Saatloye bigalar
-25	-16	-10	-22	-26	-24	-23	-25	-13	-12	-6	-11	-18	سن شیپ sen's slop	

ادامه جدول ۲ -

Continue Table 2.

سالانه yearly	اسفند Mar	بهمن Feb	دی Jan	آذر Des	آبان Nov	مهر Oct	شهریور Sep	مرداد Aug	تیر Jul	خرداد Jun	اردیبهشت May	فروردین Apr	زمانی مقیاس Time scale	ایستگاه Station
0	-89	-11	-3	-17	0	-62	0	0	0	-53	-17	35	Z	خانقاه سرخ Khangah sorkh
-1	-89	-11	-3	-17	0	-62	0	-1	0	-7	-3	5	سن شیب sen's slop	
-93.3	-93.3	-93.3	-75.3	-55.3	-93.3	-93.3	-93.3	-14.3	-39.3	-39.3	-93.3	-93.3	Z	کریم آباد Karim abad
-45	-45	-45	-43	-41	-45	-45	-45	-36	-39	-39	-45	-45	سن شیب sen's slop	
-2.3	-96.2	-60.2	-32.2	-68.2	-60.2	-6.2	-2.3	-50.2	-86.2	-22.3	-4.3	-2.3	Z	قشلاق شکور Geshlage shakour
-37	-34	-30	-27	-31	-30	-24	-37	-29	-33	-37	-35	-37	سن شیب sen's slop	
-25.1	-70.1	-34.1	-43.1	-98.1	-52.2	-42.2	-61.1	-34.1	-34.1	-7.1	-16.1	-16.1	Z	باشلابشلو Bashlabeshlo
-15	-20	-16	-17	-23	-29	-28	-19	-16	-16	-13	-14	-14	سن شیب sen's slop	
-14.2	-7.1	-16.1	-90	-7.1	-43.1	-43.1	-32.2	-88.1	-43.1	-25.1	-61.1	-62	Z	شیرآباد Shir abad
-25	-13	-14	-11	-13	-17	-17	-27	-22	-17	-15	-19	-8	سن شیب sen's slop	
-71	-53	-90	-71	-71	-71	-16.1	-43.1	-98	-25.1	-98	-99	-35	Z	قره آغاج aghaj Gara
-13	-7	-11	-9	-9	-13	-14	-17	-12	-15	-12	-12	-5	سن شیب sen's slop	
-14.2	-34.1	-80	-88.1	-27.2	-6.2	-98.1	-14.2	-7.1	-98	-45	-92	-52.1	Z	ساعتلوی باراندوز به بلر Saatloye barandoz- bahbah lar
-27	-16	-10	-22	-26	-24	-23	-25	-13	-12	-6	-11	-18	سن شیب sen's slop	
-25.1	-53	-71	-71	-35	-26	-35	-68.2	-42.2	-14.2	-24.2	-88.1	-7.1	Z	کلیسا کندی Kilisa kandi
-15	-7	-9	-9	-5	-4	-5	-31	-28	-25	-26	-22	-13	سن شیب sen's slop	

ادامه جدول ۲ -

Continue Table 2.

سالانه yearly	اسفند Mar	بهمن Feb	دی Jan	آذر Des	آبان Nov	مهر Oct	شهریور Sep	مرداد Aug	تیر Jul	خرداد Jun	اردیبهشت May	فروردین Apr	زمانی مقیاس Time scale	ایستگاه Station
-64.1	-52.1	-25.1	-89	-53	-53	-44	43	-42.2	-24.2	-32.2	-78.1	-88.1	Z	بیان Bilan
-19	-18	-15	-11	-7	-7	-6	-24	-28	-26	-27	-21	-22	شیب سن sents slop	
-78.1	-25.1	-44.1	-71	-62	-34.1	-52.1	-28.2	-32.2	-60.2	-14.2	-88.1	-70.1	Z	امامزاده Emam zadeh
-21	-15	-17	-9	-8	-16	-18	-26	-27	-30	-25	-22	-20	شیب سن sents slop	
-71	35	0	35	17	80	88.1	-80	-62.1	-88.2	-32.3	-44.1	-26	Z	کردلر Kordlar
-9	5	-1	5	3	10	22	-10	-19	-33	-38	-17	-4	شیب سن sents slop	
-68.2	-32.2	-43.1	-34.2	-24.2	-14.2	-68.2	-39.3	-34.2	-60.2	-64.1	-96.1	-96.1	Z	ایگدیر Igdır
-31	-21	-17	-27	-26	-25	-31	-39	-27	-30	-19	-23	-23	شیب سن sents slop	
-7.1	-98	-16.1	-34.1	-16.1	-7.1	-44.1	-34.1	-70.1	-42.2	-36.1	-72.1	-16.1	Z	عبداله کندی Abdolah kandi
-13	-12	-14	-16	-14	-13	-17	-16	-20	-28	-16	-20	-14	شیب سن sents slop	
-78.1	-34.1	-89	-98	-25.1	-80	-35	-14.2	-32.2	-88.1	-70.1	-98	-44.1	Z	سپرغان Saparghan
-21	-16	-11	-12	-15	-10	-5	-25	-27	-22	-20	-12	-17	شیب سن sents slop	
-7.1	-72	-72	-62	-99	-43.1	-44.1	-27.2	-7.1	-52.1	-98.1	-18.1	-26	Z	اصلو Osalou
-13	-9	-9	-8	-12	-17	-17	-26	-13	-18	-23	-14	-4	شیب سن sents slop	
-3.04	-42.2	-32.2	-61.1	-43.1	-78.1	-62	-52.1	-98	-88.1	0	-34.1	-0.2	Z	پولادلو Poladlou
-35	-28	-27	-19	-17	-21	-7	-18	-12	-22	0	-16	-23	شیب سن sents slop	

ادامه جدول ۲ -

Continue Table 2.

سالانه yearly	اسفند Mar	بهمن Feb	دی Jan	آذر Des	آبان Nov	مهر Oct	شهریور Sep	مرداد Aug	تیر Jul	خرداد Jun	اردیبهشت May	فروردین Apr	مقیاس زمانی Time scale	ایستگاه Station
-78.1	-34.1	-34.1	-34.1	-7.1	-34.1	-43.1	-68.2	-14.2	-14.2	-61.1	-43.1	-43.1	Z	تسمالو Tesimalou
-21	-16	-16	-16	-13	-16	-17	-31	-25	-25	-19	-17	-17	شیب سن sen's slop	
-86.2	-50.2	-60.2	-96.1	-14.2	-42.2	-50.2	-68.2	-68.2	-96.2	-96.1	-39.3	-68.2	Z	دولاما Doulama
-33	-29	-24	-23	-25	-28	-29	-31	-31	-34	-23	-39	-31	شیب سن sen's slop	
-50.2	-50.2	-96.1	-96.1	-96.1	-35	-35	-78.1	-32.2	-60.2	-22.3	-4.3	-86.2	Z	پشت پلیس راه مهاباد Behind the Mahabad police constable
-29	-29	-23	-23	-23	-5	-5	-21	-27	-30	-37	-35	-33	شیب سن sen's slop	
0	26	26	18	44	-53	54	-88.1	-80	-34.1	-71	-53.1	-9	Z	یوالار Yovalar
1	4	4	3	6	13	7	-22	-10	-16	-9	-18	-2	شیب سن sen's slop	
-431.1	-70.1	-98	-80	-71	-53	-62	-32.2	-50.2	-14.2	-96.1	-96.1	-52.1	Z	گوی تپه Goy tapeh
-17	-13	-12	-10	-9	-7	-8	-27	-29	-25	-23	-23	-18	شیب سن sen's slop	
-86.2	-60.2	-68.2	-40.3	-14.2	-32.2	-78.2	-60.3	-60.2	-96.1	-16.1	-61.1	-50.2	Z	اوج اولر Ouch oular
-33	-30	-31	-35	-25	-27	-32	-35	-24	-23	-14	-19	-29	شیب سن sen's slop	
-40.3	-40.3	-96.2	-86.2	-22.3	-32.3	-40.3	-50.2	-96.1	-60.2	-42.2	-78.1	-80.2	Z	مقدم Moghadam
-35	-35	-34	-33	-37	-38	-35	-29	-23	-24	-28	-21	-24	شیب سن sen's slop	

جدول ۳- نتایج آزمون همگنی برای متغیر تراز آب زیرزمینی دشت ارومیه (۲۰۱۱-۲۰۰۲).

Table 3. Results of the homogeneity test for the variable of Urmia groundwater level (2002-2011).

درجه آزادی	محاسباتی x_2	جدول x_2	معنی داری	منبع
Degrees of freedom	calculated x_2	tabel x_2	Significantly	Source
372	72.1434	364.328	معنی دار Significant	χ^2_{total}
371	793.33	427.327	معنی دار Significant	χ^2_{homog}
11	12.108	68.19	معنی دار Significant	χ^2_{season}
30	512.186	49.18	معنی دار Significant	χ^2_{tsite}
330	16.54660	01.289	معنی دار Significant	$\chi^2_{site-season}$
1	93.1098	004.0	معنی دار Significant	χ^2_{trend}

نتیجه گیری

دشت ارومیه به طور متوسط در طول ده سال بین ۰/۱۶ متر در ماه آذر و ۰/۲۶۵ متر در ماه شهریور کاهش پیدا می کند. که یکی از عوامل افت سطح آب زیرزمینی را بهره برداری غیراصولی از چاه های حفر شده می توان معرفی کرد.

کاهش بارندگی، بروز خشکسالی های پیوسته در چند سال اخیر و برداشت های بی رویه و غیرمجاز، در کاهش حجم ذخایر سفره و بروز روند منفی عمق دسترسی به آب زیرزمینی آبخوان دشت ارومیه بی تأثیر نبوده است. همچنین در دهه های گذشته روند منفی برای تراز آب زیرزمینی در نقاط مختلف جهان و ایران گزارش شده است که با توجه به شرایط اقلیمی خشک و نیمه خشک کشور که ایران را کشوی دارای تنش آبی زیاد معرفی کرده است. نتایج حاصل از این مطالعه در راستای مطالعات از سوی سایر پژوهشگران از جمله قاسمی و همکاران (2007) در دشت همدان- بهار، نادریان فر و همکاران (2011) در دشت نیشابور، اکرامی و همکاران (2011) در منابع آب زیرزمینی دشت یزد- اردکان، مطالعه فلاح و همکاران

در این پژوهش روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در مقیاس ماهانه و سالانه با استفاده از آزمون ناپارامتری من- کندال در دوره آماری ۲۰۱۱-۲۰۰۲ مورد بررسی قرار گرفت. همچنین شیب خط روند تراز آب زیرزمینی برای تمام سری داده ها با روش ناپارامتری سن تعیین شد. نتایج نشان داد که روند تراز آب زیرزمینی در اغلب ایستگاه های این منطقه منفی و معنی دار می باشد. بیشترین روند منفی معنی دار در ماه شهریور مشاهده شد. شدیدترین روند منفی با آماره Z معادل $-۳/۷۳$ مربوط به ایستگاه کریم آباد در شمال منطقه می باشد. در این ماه ایستگاه ها روند نزولی را تجربه کرده اند که ۷۸٪ آن ها حداقل در سطح ۱۰٪ معنی دار می باشند. در مقیاس سالانه روند در ایستگاه های پیرومتری این دشت نزولی بوده است. نتایج نشان داد که تغییرات تراز آب زیرزمینی در سطح معنی داری ۵٪ هم در طول ماه های سال و هم در خصوص ایستگاه های منطقه همگن نمی باشد. همچنین نتایج نشان داد سطح آب های زیرزمینی در

سفره آب زیرزمینی دشت ارومیه و تجدیدنظر در میزان بهره‌برداری از آبخوان مربوطه، افزایش راندمان آبیاری، پوشش انهار و صرفه‌جویی در مصرف آب می‌تواند تا حدودی از افت بی‌رویه سطح آب دشت ارومیه جلوگیری کند.

(2012) بر روی منابع آب زیرزمینی دشت داراب استان فارس می‌باشد. در نتیجه اگر برداشت بی‌رویه آب به همین ترتیب ادامه یابد بدون‌شک در آینده عواقب نامطلوب در مورد منابع آب زیرزمینی دشت ارومیه و به‌تبع آن بحران‌های اجتماعی، اقتصادی و سیاسی در منطقه اتفاق خواهد افتاد. تغذیه مصنوعی

منابع

1. Abdolahi, J., Arzani, H., Bagestani, N., and Mir Asgar Shahi, F. 2006. Investigation of Rainfall and accessible depth of groundwater effects on covering, density and production of Ashnan species in Chah Afzal, Ardakan. Iran. J. Range Des. Res. 13: 74-81. (In Persian)
2. Almedeij, J., and AL-Ruwaih, F. 2006. Periodic behavior of groundwater level fluctuations in residential areas. J. Hydrol. 328: 677-684.
3. Azizi, G. 2003. Relation of recent Droughts and groundwater resources in Gazvin plain. Geographical Research, 46: 131-143. (In Persian)
4. Beyzaei, E., and Mohamadi, H. 2003. Investigation of recent Droughts effects on groundwater resources of Neyshabur Plain. M.Sc. Thesis in natural geography, Department of geography, Tehran University. (In Persian)
5. Daneshvar Vosuogi, F., Dinpazhoh, Y., Aalami, M.T., and Gorbani, M.A. 2011. Analysis of trend of changes in groundwater quality of Ardebil plain using Man-Kendal non-parametric tests. J. Civil Engin. Environ. 40: 3. 13-23. (In Persian)
6. Daneshvar Vosuogi, F., Dinpazhoh, Y., and Aalami, M.T. 2010. Effect of Drought on Groundwater Level in the Past Two Decades (Case study: Ardebil Plain). J. Soil Water Sci. 21: 4. 165-179. (In Persian)
7. Ekrami, M., Sharifi, Z., and Ekhtesasi, M. 2011. Investigation of qualitative and quantitative changes of groundwater resources in Yazd-Ardakan Plain in decade of 2000-2009. J. Department of hygiene in Yazd. 10: 82-91. (In Persian)
8. Esmaeilpuor, M., and Dinpazhoh, Y. 2012. Longtime analysis of potential evapotranspiration in Aras south watershed. J. Geograph. Environ. Plan. 37: 3. 193-210. (In Persian)
9. Falah, S., Gobadina, M., Shokrgozar Darabi, M., and Gorbani Dastkeshi, S. 2012. Investigation of Sustainability of groundwater resources of Darab plain in Fars. J. Water Res. Agric. 26: 2. 161-172. (In Persian)
10. Gan, T.Y. 1998. Hydro climatic trends and possible climatic warming in the Canadian Prairies. Water Resource, 34: 3009-3015.
11. Gasemi, E., Zare Abyane, H., and Maruofi, S. 2007. Investigation of Status of groundwaters in Bahar-Hamadan in the years of 2005-2006. The second Conference and specialized exhibition of Environment. Pp: 1-7. (In Persian)
12. Geheles, J.C., Van Geer, F.C., and De Vries, J.J. 1994. Decomposition of groundwater level fluctuations using transfer modeling in an area with shallow to deep unsaturated zones. J. Hydrol. 157: 105-138.
13. Hamed, K.H., and Rao, A.R. 1998. A modified Mann-Kendall trend test for auto correlated data. J. Hydrol. 204: 182-196.
14. Izadi, E., Davari, K., Alizade, A., and Gahraman, B. 2008. Application of combinatorial data models in groundwater level prediction. J. Irrig. Drain. Iran. 2: 2.133-145. (In Persian)
15. Kendall, M.G. 1975. Rank Correlation Measures. Charles Griffin Inc. London.
16. Khalili, K., Ahmadi, F., Behmanesh, J., and Verdinezhad, V. 2012. Investigation of effects of climate change on temperature and flow of Shahr Chay River which located in Urmia Lake west using trend and stationary analysis. Irrigation Engineering and Science, 35: 4. 97-108. (In Persian)

17. Kumar, S., Merwade, V., Kam, J., and Turner, K. 2006. Stream flow trends in India: Effects of long term persistence, precipitation and subsurface drains. *J. Hydrol.* 374: 171-183.
18. Mann, H.B. 1945. Non-parametric test against trend. *Econometrica*, 13: 245-259.
19. Mir Abasi, R., and Dinpazhoh, Y. 2012. Analysis of precipitations of North West of Iran in the last half century. *J. Irrig. Sci. Engin.* 35: 4. 59-73. (In Persian)
20. Mir Abasi Najaf Abadi, R., and Rahnema, M.B. 2007. Simulation of Sirjan aquifer using MODFLOW model and Investigation of effects of Tengoeine dam on it. *J. Iran Water Res.* 1: 1-9. (In Persian)
21. Naderianfar, M., Ansari, H., Ziaei, E.N., and Davari, K. 2011. Investigation of trend of groundwater level fluctuations changes in Neyshabuor watershed under different climatic conditions. *J. Irrig. Water Engin.* 3: 21-37. (In Persian)
22. Nayak, P., Satyajji, R., and Sudheer, K.P. 2006. Groundwater level forecasting in a shallow aquifer using artificial neural network approach. *Water Resources Management*, 2: 1. 77-99.
23. Panda, K., Mishra, A., Jena, S.K., James, B.K., and Kumar, A. 2007. The influence of drought and anthropogenic effects on groundwater levels in Orrissa, India. *J. Hydrol.* 343: 140-153.
24. Partal, T., and Kahya, E. 2006. Trend analysis in Turkish precipitation data, *Hydrological Processes*, 20: 2011-2026.
25. Pasquini, A.I., Lecomte, K.L., Piovano, E.L., and Depetris, P.Y. 2006. Recent rainfall and runoff variability in central Argentina. *Quaternary International*, 158: 1. 127-139.
26. Shahid, S., and Hazarika, M.K. 2009. Groundwater drought in the northwestern districts of Bangladesh. *Water Resource Management*, 24: 1989-2006.
27. Sobuohi, J., and Soltani, S. 2008. Trend analysis of climate factors in large cities of Iran. *J. Sci. Technol. Agric. Natur. Resour.* 12: 303-321. (In Persian)
28. Van Belle, G., and Hughes, J.P. 1984. Nonparametric tests for trend in water quality. *Water Resources Research*, 20: 127-136.
29. Xu, Z.X., Takeuchi, K., and Ishidaira, H. 2003. Monotonic trend and step changes in Japan precipitation. *J. Hydrol.* 279: 144-150.
30. Zahmatkesh, G.A., Alavi Panah, K., and Zehtabian, G.R. 2001. Study of shallow groundwater table fluctuations of Playa margin, case study of Semnan. *J. Des.* 6: 2. 15-30. (In Persian)
31. Zare Abyane, H., Bayat Varkeshi, M., and Maruofi, S. 2012. Investigation of groundwater fluctuations in Malayer Plain. *J. Soil Water Sci.* 22: 2. 173-190. (In Persian)
32. Zhang, W., Yan, Y., Zeng, 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. *J. Global Planetary Change.* 69: 35-47.



Investigation of groundwater level changes trend (Case study: Urmia plain)

R. Samadi¹, *J. Behmanesh² and H. Rezaei²

¹M.Sc. Student, Dept. of Water Engineering, Urmia University,

²Associate Prof., Dept. of Water Engineering, Urmia University

Received: 03/08/2014; Accepted: 09/13/2014

Abstract

Background and Objectives: In the world, groundwater resources are counted the second freshwater resources after polar glaciers. Investigating changes in groundwater levels in any region has an important role in planning and sustainable water resources management. Continuous decline of groundwater level has been observed in many places of the world in the past half-century. It has indicated the depletion of groundwater reserve in large scale. This reserve depletion has been caused either by over-exploitation or reduction of groundwater recharge. In the recent years, groundwater use has continuously increased to meet demand for expanding industrial, agricultural and urban water supply. Meteorological parameters changes exert extra pressure on further reduction of groundwater level. Since, until now, the comprehensive studies about trend changes of ground water level have not accomplished in Urmia region therefore the main goal of the present research is to investigate the changed trend of Urmia ground water level using Mann-Kendal non-parametric method.

Materials and Methods: The study area has located at 55° 10' 26" longitude and 37° 4' 12" latitude in northwest of Iran. For studied region, the mean annual precipitation is 304 mm and its climate is dry and cold. This plain located in west part of Urmia lake in west Azarbayjan. In the present research, trend analysis was conducted on groundwater level of 31 piezometric stations in the monthly and annually scales in the period of 2002-2011 using Mann-Kendall non-parametric test. Data Analyze was carried out using the boxplot software in SPSS. Trend line slope was estimated by using Sen's estimator for each time series. Homogeneity of trend was tested using the Van Belle and Hughes method.

Results: The results showed that the trend of groundwater level for all stations was negative and the negative trend in 1% probability level was significant for 56 percent of the stations. The investigation of trend line slopes revealed that in average, the groundwater level of Urmia plain has been decreased about 19.9 cm/year. Also, the results of homogeneity test of trend in 5% probability level showed that the trend was non-homogeneous for different months and heterogeneous for various stations.

Conclusion: According to the obtained results from the present research, the changes trend of the region ground water level is negative. If the exploitation from ground water resources continues in the present form, social and economic crisis can be formed. According to the results of this research, it is necessary to control the ground water exploitation and ground water level will be increased by increasing agricultural water efficiency and artificial recharge.

Keywords: Trend analysis, Sen's estimator, Groundwater level, Urmia plain, Mann-Kendall

* Corresponding Author; Email: j.behmanesh@urmia.ac.ir