

مقایسه تغییرات زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی دشت‌های اصفهان - برخوار، نجف‌آباد و چادگان

صدیقه غفاری - دانشجوی کارشناسی ارشد رشته آبخیزداری دانشگاه تربیت مدرس
حمیدرضا مرادی* - دانشیار گروه علوم و مهندسی آبخیزداری دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس
رضا مدرس - استادیار گروه علوم و مهندسی آبخیزداری دانشگاه صنعتی اصفهان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۱/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۹/۱

چکیده

در این پژوهش به بررسی تغییرات زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی دشت‌های اصفهان - برخوار، نجف‌آباد، و چادگان در دوره آماری بیست‌وپنج‌ساله (۱۹۹۰-۲۰۱۵) و ارتباط آن با تغییرپذیری بارندگی سالانه پرداخته شد. روند نوسانات سطح آب زیرزمینی در مقیاس ماهانه، فصلی، و سالانه با استفاده از آزمون ناپارامتری من-کندال و تخمینگر شیب سن محاسبه شد. سپس، هیدروگراف معرف آبخوان در هر دشت تهیه شد. نقشه‌های پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی با استفاده از روش کریجینگ در هر سال از دوره مورد مطالعه ترسیم و نقشه هم‌افت سطح آب زیرزمینی تهیه شد. نتایج نشان داد به طور کلی در همه دشت‌ها و در بیشتر پیزومترها روند تغییرات سطح آب زیرزمینی کاهش است. متوسط افت سطح ایستایی در دشت‌های اصفهان - برخوار، نجف‌آباد، و چادگان به ترتیب ۰/۴۶۸، ۱/۱۲، و ۰/۶۳۸ متر در سال است. روند کلی هیدروگراف معرف آب زیرزمینی در هر دشت نزولی و بیانگر بروز افت مداوم و کاهش ذخایر مخازن آب زیرزمینی است. با توجه به فقدان روند معنی‌دار در بارش بیشتر ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه و وجود همبستگی یابین بارش و افت سطح آب زیرزمینی، می‌توان گفت که علت عمده کاهش ذخایر آبی مربوط به عوامل انسانی است.

کلیدواژه‌ها: پهنه‌بندی، تخمینگر شیب سن، سطح آب زیرزمینی، من-کندال، هیدروگراف آبخوان.

مقدمه

کشور ایران، به دلیل ریزش‌های جوی کم و نامناسب بودن پراکنش زمانی و مکانی بارش، در زمره کشورهای خشک و نیمه‌خشک جهان قرار دارد و یکی از کم‌آب‌ترین کشورهای جهان نیز به‌شمار می‌رود (مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۶). بررسی‌ها نشان می‌دهد که شاخص‌های آب در کشور به مراتب از متوسط استانداردهای جهانی پایین‌تر است؛ به‌طوری‌که، به‌رغم سکونت یک درصد جمعیت جهان در ایران، سهم کشور از کل منابع آب تجدیدشونده فقط ۰/۳۶ درصد است (مهدوی، ۱۳۸۸). از طرف دیگر، به دلیل افزایش جمعیت و به تبع آن گسترش صنایع، کشاورزی، و شهرنشینی، روز به روز با افزایش تقاضای آب مواجه است. دلایل بیان‌شده نیاز به مدیریت صحیح منابع موجود را افزایش داده است. از آنجا که در کشور ما، به‌ویژه در بخش‌های مرکزی و شرقی، منابع آب سطحی محدود است، استفاده از منابع آب زیرزمینی افزایش یافته است؛ به‌طوری‌که بخش اعظم منابع آب مورد نیاز را تشکیل می‌دهد (مهندسین مشاور زیندآب، ۱۳۸۷).
به منظور بهینه‌کردن بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی، مطالعه نوسانات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی ضروری است. درک رفتار آب زیرزمینی و بررسی روند طولانی‌مدت آن لازمه اتخاذ تصمیمات مدیریتی و برنامه‌ریزی‌های

بلندمدت و کوتاه‌مدت منابع آب در یک حوضه آبخیز است. درباره تعیین روند متغیرهای اقلیمی و نوسانات سطح آب زیرزمینی در نقاط مختلف جهان مطالعاتی انجام گرفته است؛ از جمله این کارها می‌توان به مطالعات شمسوددوها و همکاران (۲۰۰۹)، طبری و همکاران (۲۰۱۱)، معروفی و همکاران (۲۰۱۲)، معاضد و همکاران (۲۰۱۲)، و پاندا و همکاران (۲۰۱۲) اشاره کرد. هوشمند و همکاران (۲۰۱۳)، در بررسی تغییرات زمانی و مکانی تشتک تبخیر در حوضه آبخیز کارون- دز دریافتند که روند کاهشی در ۶۶ درصد از سری‌های زمانی فصلی و سالانه وجود داشته است. همچنین، ۲۶ و ۱۲ درصد از سری‌های زمانی به ترتیب روند کاهشی و افزایشی در سطح اعتماد ۹۵ درصد داشته‌اند.

در مطالعه زارع ایبانه و همکاران (۱۳۹۱) روند نوسانات عمق آب زیرزمینی با به‌کارگیری آزمون گرافیکی من- کندال انجام شد. نتایج نشان داد در مقیاس زمانی ماهانه، فصلی، و سالانه به ترتیب ۷۹/۵، ۸۰/۷، و ۸۱/۸ درصد چاه‌های مورد مطالعه دارای روند کاهشی‌اند. صمدی و همکاران (۱۳۹۴)، در بررسی روند تغییرات تراز آب زیرزمینی در دشت ارومیه، دریافتند که روند تراز آب زیرزمینی در همه ایستگاه‌ها کاهشی است و بیشترین روند کاهشی معنی‌دار در ماه شهریور مشاهده شده است. زفور و همکاران (۲۰۱۷) در آنالیز تغییرات سطح آب زیرزمینی منطقه‌ای در بنگلادش طی دوره آماری ۲۷ سال (۱۹۷۵-۲۰۱۱) با استفاده از آزمون من- کندال^۱ دریافتند که جهت روند سطح آب زیرزمینی به صورت کلی افزایشی و معنی‌دار بوده است. همچنین، بیش از نیمی از ایستگاه‌ها دارای روند معنی‌دار در سطح اعتماد ۹۹ درصد و با شیب روند بین ۰/۲۳ تا ۰/۳۵۹ میلی‌متر در سال بوده‌اند. توسانولو و کیسی (۲۰۱۷) روند متغیرهای حداکثر خشک‌سالی هیدرولوژیکی را با استفاده از روش من- کندال و تخمینگر شیب سن^۲ در ۲۳۳۵ ایستگاه در حوزه‌ای در ترکیه بررسی کردند. نتایج نشان داد که ۲۳۰۴ ایستگاه دارای روند معنی‌دار کاهشی در سطح معنی‌داری ۱۰ درصد در متغیر تداوم حداکثر سالانه و ۲۳۲۱ ایستگاه در متغیر شدت حداکثر سالیانه بود. آسوکا و همکاران (۲۰۱۷) به بررسی تغییرات ذخیره آب زیرزمینی تحت تأثیر پمپاژ و تغییرپذیری اقلیمی با استفاده از روش من- کندال و آزمون سن در کشور هند پرداختند. نتایج نشان داد که ذخیره آب زیرزمینی در بین سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۳ در بخش شمالی هند دو سانتی‌متر در سال کاهش و در بخش جنوبی یک تا دو سانتی‌متر افزایش یافته است. تغییرپذیری ذخیره آب زیرزمینی در بیشتر بخش‌های هند به طور مستقیم در نتیجه تغییرات تغذیه یا به صورت غیرمستقیم تحت تأثیر تلفات است.

عمق آب زیرزمینی در تعدادی مکان‌های تصادفی و به صورت نقطه‌ای اندازه‌گیری می‌شود. به منظور دستیابی به اطلاعات مورد نیاز در سطح حوضه، روش‌های درون‌یابی به کار گرفته می‌شود. روش‌های درون‌یابی رایج کلاسیک به دلیل نادیده گرفتن موقعیت جغرافیایی چاه‌ها مناسب نیست و پُر واضح است که متغیرهای محیطی از نظر فضایی وابسته‌اند، بنابراین، بدین منظور از روش‌های زمین‌آمار^۳ استفاده می‌شود (ایساک و سریواستوا، ۱۹۸۹). روش‌های زمین‌آمار بهترین ابزار از نظر کارایی، سودمندی و اعتبار برای افزایش تعداد نقاط اندازه‌گیری در مکان‌های نمونه‌گیری نشده و همچنین تحلیل واریوگرام برای امتحان رابطه ساختاری داده‌ها می‌باشند. (رخمتولا و همکاران، ۲۰۱۱). در داخل و خارج از کشور پژوهش‌هایی در زمینه پهنه‌بندی تغییرات زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های زمین‌آمار انجام شده است. از جمله این پژوهش‌ها می‌توان به مطالعات رحمتی و همکاران (۱۳۹۳)، یاداو و همکاران (۲۰۱۲)، یوین وکی (۲۰۱۳)، دلبری و همکاران (۲۰۱۳)، و مینی و همکاران (۲۰۱۴) اشاره کرد. در مطالعه طاهری تیزرو و همکاران (۱۳۹۵) پیش‌بینی زمانی عمق سطح آب زیرزمینی ۲۵ چاه مشاهده‌ای موجود در دشت هشتگرد، با استفاده از

1. Mann-Kendall Test

2. Sen's slope Estimator

3. Geostatistic

مدل سری زمانی، برای پنج سال به صورت ماهانه انجام گرفت. سپس، نقشه‌های پیش‌بینی مکانی و پیش‌بینی افت تراز سطح آب زیرزمینی تهیه شد. نتایج نشان داد بیشترین رقوم افت تراز سطح آب زیرزمینی به میزان ۱۶ متر برای شمال شرق و مرکز دشت و بیشترین رقوم افت تراز سطح آب زیرزمینی به میزان ۰/۵ متر برای بخش پایاب دشت پیش‌بینی می‌شود. ده بریتونو و همکاران (۲۰۱۶)، در بررسی تغییرپذیری تراز آب زیرزمینی، با استفاده از روش کریجینگ دریافتند که در دوره آماری مورد مطالعه، در کل منطقه، ضخامت بخش اشباع آبخوان به اندازه ۲۱/۷۶ درصد کاهش یافته است.

استان اصفهان یکی از استان‌های خشک در مرکز کشور است که دوسوم آب مورد نیاز آن از منابع آب زیرزمینی تأمین می‌شود. از این آب عمدتاً برای کشاورزی استفاده می‌شود. از نظر شاخص پایش منابع آب کشور، استان اصفهان در وضعیت تنش آبی قرار دارد (وزارت نیرو، ۱۳۹۳). به علت خشک‌سالی‌های اخیر و کاهش آورد رودخانه زاینده‌رود، تقاضای آب زیرزمینی افزایش یافته و این امر باعث افت سطح آب زیرزمینی در اغلب دشت‌های این حوضه شده است (میرانزاده و مامن‌پوش، ۱۳۸۷). برداشت‌های بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی استان اصفهان، طی سال‌های اخیر، خسارات جبران‌ناپذیری به این استان تحمیل و دشت‌های آن را با خطر فرونشست مواجه کرده است. پایین‌رفتن سطح ایستابی منابع آب زیرزمینی باعث افت کیفی آب و شورشدن آن می‌شود و تهدیدی برای کشاورزی منطقه به‌شمار می‌رود. به‌رغم اهمیت شناخت تغییرات زمانی و مکانی سطح آب‌های زیرزمینی در استان اصفهان، پژوهش در این زمینه بسیار اندک است. بنابراین، اجرای مطالعات دقیق به منظور توضیح رفتار نوسانات سطح آب زیرزمینی در مقیاس‌های زمانی و مکانی لازم است (احمدی و همکاران، ۲۰۰۸). هدف از این پژوهش بررسی روند بارش و تغییرات زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی در طول دوره مورد مطالعه در دشت‌های اصفهان-برخوار، نجف‌آباد، و چادگان و همچنین تعیین ارتباط افت آب زیرزمینی با تغییرپذیری بارش سالانه است.

منطقه مورد مطالعه

در این پژوهش، محدوده مطالعاتی شامل دشت‌های چادگان، اصفهان-برخوار و نجف‌آباد است. اقلیم مناطق مورد مطالعه بر اساس تقسیمات اقلیمی در سیستم سیلیانینف در دشت‌های اصفهان-برخوار و نجف‌آباد از نوع خشک و در دشت چادگان نیمه‌خشک میانه است (حاجیان، ۱۳۹۲). جدول ۱ مشخصات جغرافیایی مناطق مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

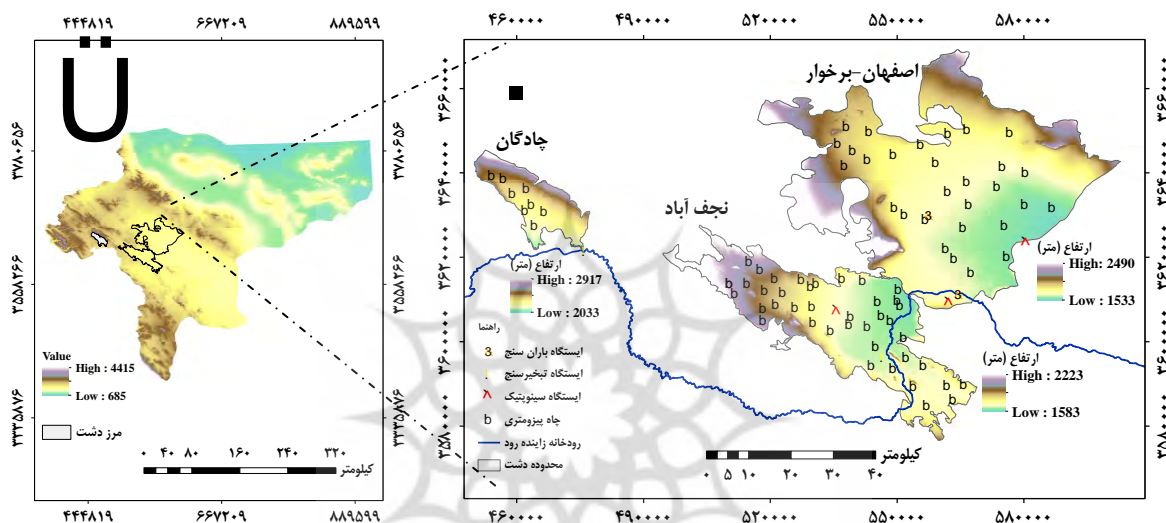
متوسط بارش سالانه در بین سال‌های ۱۹۸۴-۲۰۱۴ در ایستگاه سینوپتیک اصفهان و نجف‌آباد و ایستگاه تخیرسنج سد زاینده‌رود در مجاورت دشت چادگان به ترتیب برابر با ۱۳۳/۱۴، ۱۵۷/۱۷، و ۲۳۲ میلی‌متر است. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی دشت‌های مورد مطالعه و چاه‌های پیژومتری مورد استفاده را نشان می‌دهد.

جدول ۱. مشخصات دشت‌های مورد مطالعه

دشت	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	مساحت (کیلومتر مربع)	ارتفاع بیشینه (متر)	ارتفاع کمینه (متر)
اصفهان-برخوار	۳۳° ۳۶' ۲۲" N تا ۳۳° ۳۶' ۳۷" N	۵۱° ۵۴' ۱۰" E تا ۵۲° ۰۶' ۲۸" E	۲۴۸۱/۶۷	۲۴۶۰	۱۵۲۳
نجف‌آباد	۳۳° ۲۶' ۱۶" N تا ۳۳° ۴۷' ۱۲" N	۵۰° ۵۶' ۳۳" E تا ۵۱° ۴۳' ۵۷" E	۱۱۱۴/۶۳	۲۲۲۳	۱۵۸۳
چادگان	۳۳° ۴۴' ۶۳" N تا ۳۳° ۵۶' ۴۵/۲" N	۵۰° ۲۷' ۳۸" E تا ۵۰° ۴۵' ۲۷" E	۲۶۱/۴۱	۲۹۱۷	۲۰۳۳

مواد و روش‌ها

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش شامل داده‌های بارش ماهانه ایستگاه‌های سینوپتیک اصفهان، فرودگاه شهید بهشتی و نجف‌آباد، ایستگاه‌های باران سنج اصفهان و جعفرآباد، و ایستگاه‌های تبخیرسنج سد زاینده‌رود و زفره- فلاورجان در دوره آماری سی‌ساله (۱۹۸۴-۲۰۱۴) تهیه‌شده از اداره کل هواشناسی استان اصفهان و شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان است. داده‌های ماهانه ارتفاع پیزومتری تعداد ۲۹، ۴۰، و ۸ حلقه چاه پیزومتری به ترتیب مربوط به دشت اصفهان- برخوار، نجف‌آباد، و چادگان در دوره آماری مشترک ۲۵ساله (۱۹۹۰-۲۰۱۵) تهیه‌شده از شرکت آب منطقه‌ای استان اصفهان است. شکل ۱ موقعیت این چاه‌ها را نشان می‌دهد.



شکل ۱. موقعیت منطقه و پیزومترهای مورد مطالعه

بررسی روند سطح آب زیرزمینی

هدف از آزمون روند، بررسی وجود یا فقدان سیر صعودی یا نزولی معنی‌دار در سری داده‌هاست. روش من- کندال از روش‌های مهم ناپارامتری در ارزیابی وجود روند در سری‌های هیدرولوژیکی و اقلیمی است (من، ۱۹۴۵؛ کندال، ۱۹۷۵). آزمون ناپارامتریک من- کندال، برخلاف آزمون‌های پارامتریک، تابع توزیع مشخصی را برای سری داده‌ها فرض نمی‌کند. درحالی‌که قدرت تشخیص آن به اندازه آزمون‌های پارامتریک است (ایساک و سریواستا، ۱۹۸۹). آماره آزمون من- کندال (S) با استفاده از رابطه‌های ۱ و ۲ به دست می‌آید.

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

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } x_j > x_k \\ 0 & \text{if } x_j = x_k \\ -1 & \text{if } x_j < x_k \end{cases} \quad (2)$$

که در آن n طول ثبت مجموعه داده‌ها و X_j و X_k مقادیر داده مرتب‌اند. آزمون من-کندال دارای دو پارامتر به منظور تشخیص روند است: یکی سطح معنی‌داری و دیگری تخمین بزرگی شیب که جهت را علاوه بر مقدار تغییر نشان می‌دهد. پیش‌بینی می‌شود که توزیع S میانگینی از واریانس صفر و یک باشد (رابطه ۳).

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (3)$$

آماره آزمون Z نرمال از طریق رابطه ۴ محاسبه می‌شود.

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S > 0 \\ \cdot & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

فرض صفر در سطح معنی‌داری p اگر $|Z| > Z_{(1-p/2)}$ رد می‌شود؛ درحالی‌که $Z_{(1-p/2)}$ مقدار توزیع نرمال استاندارد با احتمال متجاوزبودن از $p/2$ است. یک مقدار مثبت از Z نشان‌دهنده روند صعودی است. درحالی‌که مقدار منفی روند نزولی را نشان می‌دهد. در این پژوهش این آماره برای سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد به ترتیب ± 1.96 و ± 2.58 است. اگر مقدار Z در خارج از محدوده یادشده باشد، فرض صفر پذیرفته می‌شود و سری زمانی مورد آزمون هیچ روندی در سطح اطمینان مورد نظر نخواهد داشت (Yin و همکاران، ۲۰۱۵). چنانچه روند خطی وجود داشته باشد، بزرگی روند β یا شیب (تغییر در واحد زمان) با استفاده از روش‌های ناپارامتریک مانند تخمینگر شیب سن محاسبه می‌شود و از تحلیل تفاوت بین مشاهدات یک سری زمانی بر اساس رابطه ۵ بهره می‌گیرد.

$$\beta = \text{Median} \left[\frac{X_j - X_k}{j - k} \right] \quad \text{for all } k < j \quad (5)$$

که $1 < k < j < n$ است. به عبارت دیگر، تخمینگر شیب β میانه در میان مجموعه تمام جفت ترکیبات ممکن داده‌ها است. مقدار مثبت سری زمانی شیب خط روند حاکی از صعودی بودن روند و مقدار منفی آن دال بر نزولی بودن روند است. در پژوهش حاضر روند در سری داده‌های ماهانه، فصلی، و سالانه با اعمال آزمون ناپارامتریک من-کندال و تخمینگر شیب سن در محیط نرم‌افزار Matlab 7.11 محاسبه شد.

تهیه هیدروگراف آبخوان در دشت‌های مورد مطالعه

هیدروگراف تراز آبخوان در پایه زمانی ۲۵ سال (ژانویه ۱۹۹۰ تا اکتبر ۲۰۱۵) در محیط نرم‌افزار Excel تهیه شد؛ به این صورت که سطح آب زیرزمینی در هر پیزومتر (h) به نسبت مساحت تحت پوشش آن پیزومتر (a) در مقابل مساحت کل دشت (A) محاسبه شد. به بیان دیگر، به هر یک از مقادیر ارتفاع سطح آب در هر پیزومتر وزنی متناسب با مساحت تحت پوشش آن داده شد. سپس، با استفاده از رابطه ۶ ارتفاع متوسط آب زیرزمینی برای دوره زمانی مورد نظر حاصل شد. با اجرای این محاسبات، برای چندین دوره زمانی، هیدروگراف آبخوان به دست آمد (شمسایی، ۱۳۸۳).

$$H = \frac{\sum_{i=1}^n ah}{A} \quad (6)$$

نیم‌تغییرنما^۱

نیم‌تغییرنما متداول‌ترین ابزار است که همبستگی مکانی را در زمین‌آمار بررسی می‌کند و میزان عدم تشابه را بین مقادیر یک ویژگی هنگامی که فاصله بین نمونه‌ها افزایش می‌یابد نشان می‌دهد. برای محاسبه نیم‌تغییرنمای تجربی از رابطه ۷ استفاده می‌شود (ایساک و سریواستا، ۱۹۸۹).

$$y(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i+h) - Z(x_i)]^2 \quad (7)$$

که در آن $y(h)$ نیم‌تغییرنمای تجربی، $N(h)$ تعداد جفت نقاطی که به فاصله h از یکدیگر قرار دارند، $Z(x)$ مقدار متغیر در نقطه‌ای به مختصات x ، و $Z(x+h)$ مقدار متغیر در نقطه‌ای به مختصات $(x+h)$ است. به مقدار نیم‌تغییرنما به ازای $h=0$ اثر قطعه‌ای (C_0) گفته می‌شود. با افزایش h مقدار نیم‌تغییرنما تا فاصله معینی اضافه می‌شود و سپس به حد ثابتی می‌رسد که به آن حد آستانه (C_0+c) گفته می‌شود. فاصله بین نمونه‌ها، که از آن به بعد مقادیر متغیر در نقاط مجاور تأثیر چندانی بر یکدیگر ندارند، دامنه یا شعاع تأثیر (A_0) است. قبل از کاربرد نیم‌تغییرنما لازم است مناسب‌ترین مدل تئوری بر آن برازش داده شود. مدل‌های سمیواریوگرام برازش داده‌شده در این مطالعه شامل مدل‌های نمایی^۲، گوسی^۳، کروی^۴، و خطی^۵ بودند. بهترین مدل با توجه به کمترین مقدار مجموع مربعات باقی‌مانده خطا (RSS) و بیشترین مقدار ضریب تبیین R^2 مشخص شد. کلیه داده‌های عمق آب زیرزمینی مورد استفاده در این پژوهش از نظر نرمال بودن با آزمون کلموگروف-اسمیرنوف ارزیابی شد. سپس، با کم کردن عمق آب از تراز هر پیزومتر، ارتفاع سطح آب در هر پیزومتر محاسبه شد. برای تعیین ساختار مکانی داده‌ها و بهترین مدل قابل استفاده، واریوگرام داده‌ها به وسیله نرم‌افزار GS^+ ترسیم و مشخصات آن‌ها استخراج شد.

کریجینگ

برای درون‌یابی داده‌ها از روش کریجینگ معمولی استفاده شد که از مهم‌ترین و مرسوم‌ترین روش‌های تخمین زمین‌آمار است. این روش متکی بر منطق میانگین متحرک وزن‌دار و بهترین تخمینگر خطی ناریب است که، علاوه بر مقادیر تخمین، میزان خطای تخمین در هر نقطه را نیز مشخص می‌کند (گووارتس، ۱۹۹۷). در روش کریجینگ، مقدار متغیر در هر نقطه نمونه‌برداری نشده با استفاده از متوسط‌گیری متحرک وزنی خطی و بر اساس مقادیر اندازه‌گیری شده در همسایگی نقطه مورد نظر تخمین زده می‌شود (رابطه ۸).

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (8)$$

که در آن $Z(x_0)$ مقدار تخمین زده شده متغیر در نقطه x_0 ، $Z(x_i)$ مقدار اندازه‌گیری شده متغیر در مکان x_i و λ_i وزن داده شده به مشاهده نام است.

1. Variogram
2. Exponential Model
3. Gaussian Model
4. Spherical Model
5. linear model

یافته‌های پژوهش

تحلیل روند سطح آب زیرزمینی در مقیاس ماهانه و فصلی

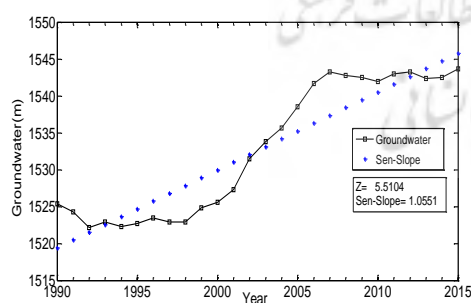
برای تعیین روند سطح آب زیرزمینی در چاه‌های مختلف، آماره من-کندال (آماره Z) تعیین شد. از تخمینگر شیب سن به منظور تعیین شیب خط روند (مقدار عمق آب زیرزمینی به متر در سال) در طول دوره آماری مورد نظر (۱۹۹۰-۲۰۱۵) استفاده شد. میانگین آماره Z برای همه دشت‌ها و در همه ماه‌های سال منفی است. نتایج مربوط به آن به طور خلاصه در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۲. مقدار بیشینه و کمینه میانگین آماره Z در دشت‌های مورد مطالعه (ماهانه و فصلی)

چادگان	نجف‌آباد	اصفهان-برخوار	نام دشت	مقیاس زمانی ماهانه و فصلی
فوریه	۴/۳۳-	۳/۵۸۸-	۳/۴۲-	ماهانه
نوامبر	۳/۸۶-	۳/۲۹۲-	۳/۰۲-	ماهانه
زمستان	۴/۳۵-	۳/۶۱-	۳/۶۸-	فصلی
بهار	۴-	۳/۵-	۳/۵۷-	فصلی

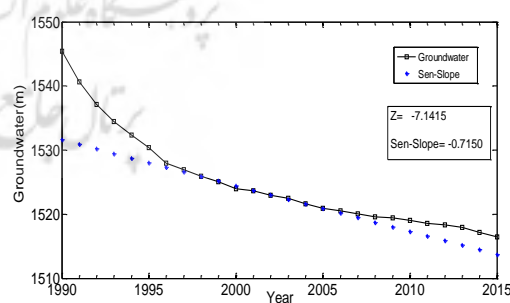
تحلیل روند سطح آب زیرزمینی در مقیاس سالانه

شکل ۲ نمونه‌ای از نمودارهای تغییرات تراز آب زیرزمینی را در چاه‌های مورد مطالعه در دشت اصفهان-برخوار نشان می‌دهد.



ب) پایگاه هشتم شکاری

شکل ۲. تغییرات تراز آب زیرزمینی (متر) و شیب خط روند (متر در سال) در دشت اصفهان-برخوار



الف) اول جاده جعفرآباد

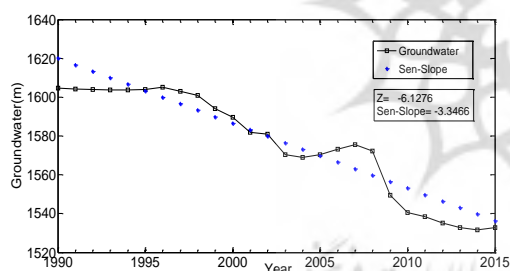
نتایج بررسی روند من-کندال نشان می‌دهد که در دشت اصفهان-برخوار پایین‌ترین مقدار آماره Z برابر با ۷/۱۴- مربوط به پیژومترهای اول جاده جعفرآباد (شکل ۲-الف)، جنب قلعه هوایی و یاقوت‌آباد قدیم است که هر سه در شمال غرب دشت واقع شده‌اند. همچنین، منفی‌ترین شیب خط روند مربوط به پیژومتر آخر جاده جعفرآباد است که افت آب زیرزمینی در این پیژومتر به طور متوسط ۲/۰۸ متر در سال در طول دوره مورد مطالعه است. مثبت‌ترین مقدار آماره Z و

شیب خط روند مربوط به پیزومتر پایگاه هشتم شکاری (شکل ۲-ب) است که مقدار آماره Z در این پیزومتر ۵/۵۱ است و افزایش تراز آب زیرزمینی ۱/۰۵ متر در سال است. مقدار افت آب زیرزمینی در دشت اصفهان - برخوار با توجه به مساحت تحت تأثیر هر چاه در حدود ۰/۴۶۸ متر در سال است.

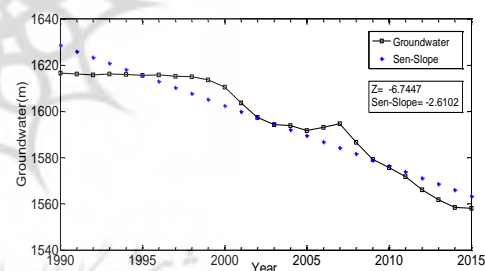
شکل ۳ نمونه‌ای از نمودارهای تغییرات تراز آب زیرزمینی را در چاه‌های مورد مطالعه در دشت نجف‌آباد نشان می‌دهد.

در دشت نجف‌آباد منفی‌ترین مقدار آماره Z برابر با ۶/۷۴- مربوط به پیزومتر سیاه‌افشار است (۳-الف). همچنین، منفی‌ترین شیب خط روند مربوط به پیزومتر قلعه‌سفید (شکل ۳-ب) است که مقدار افت سطح آب زیرزمینی آن برابر با ۳/۳۴ متر در سال است. در دشت نجف‌آباد بیشترین روند افزایشی سطح آب زیرزمینی در پیزومتر شمال امیرآباد با افزایش سطح آب زیرزمینی سالانه ۰/۳۲ متر در سال وجود دارد. میانگین شیب خط روند برای کل دشت در همه ماه‌های سال منفی است و مقدار افت آب زیرزمینی در دشت نجف‌آباد، با توجه به مساحت تحت تأثیر هر چاه، ۱/۱۱ متر در سال است. شکل ۴ نمونه‌ای از نمودارهای تغییرات تراز آب زیرزمینی را در چاه‌های مورد مطالعه در دشت نجف‌آباد نشان می‌دهد.

در دشت چادگان منفی‌ترین مقدار آماره Z با مقدار ۵/۲۴- مربوط به پیزومترهای شرق رزوه (شکل ۴-الف) و منفی‌ترین شیب خط روند با مقدار ۱/۰۲- متر در سال مربوط به پیزومتر اراضی علی‌عرب است (شکل ۴-ب). مقدار افت آب زیرزمینی در دشت چادگان، با توجه به مساحت تحت تأثیر هر چاه، ۰/۶۳۸ متر در سال است.

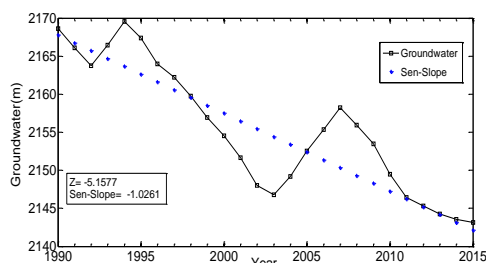


ب) قلعه سفید

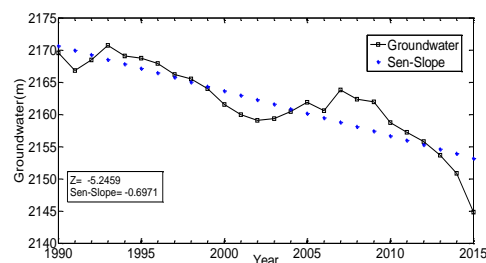


الف) سیاه‌افشار

شکل ۳. تغییرات تراز آب زیرزمینی (متر) و شیب خط روند (متر در سال) در دشت نجف‌آباد



ب) اراضی علی‌عرب

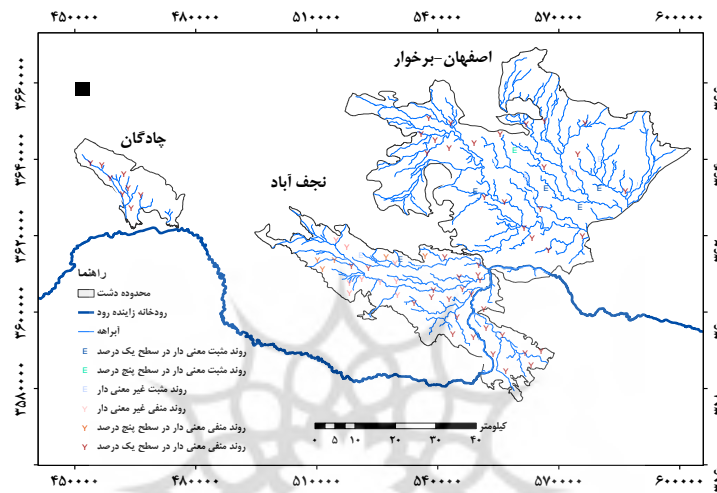


الف) شرق رزوه

شکل ۴. تغییرات تراز آب زیرزمینی (متر) و شیب خط روند (متر در سال) در دشت چادگان

بررسی توزیع مکانی روند سطح آب زیرزمینی

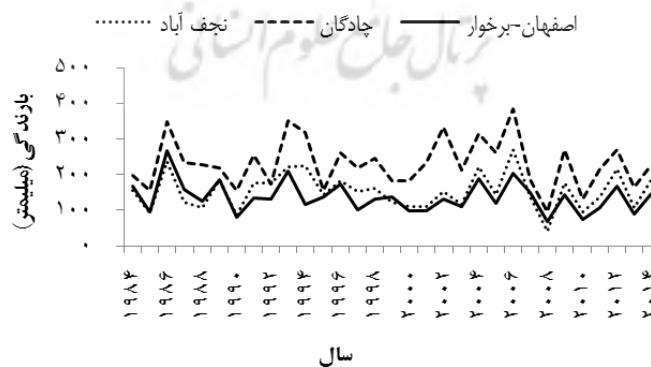
به طور کلی، در همه دشت‌های مورد مطالعه در بیشتر پیزومترها روند سطح آب زیرزمینی در دوره مطالعاتی کاهش یافته است. چاه‌هایی که نشان‌دهنده روند افزایشی بودند بسیار محدودند و بیشترین روند افزایشی مربوط به دشت اصفهان-برخوار است. در دشت چادگان هیچ‌گونه روند افزایشی در داده‌های پیزومتری سطح آب زیرزمینی مشاهده نشده است؛ به طوری که روند کاهش سطح معنی‌داری یک درصد در همه پیزومترهای مورد مطالعه دیده می‌شود. شکل ۵ نتایج حاصل از توزیع مکانی داده‌های سطح آب زیرزمینی سالانه با استفاده از روش من-کندال را در دشت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد.



شکل ۵. نقشه پراکنش روند سطح آب زیرزمینی چاه‌های پیزومتری در مناطق مورد مطالعه

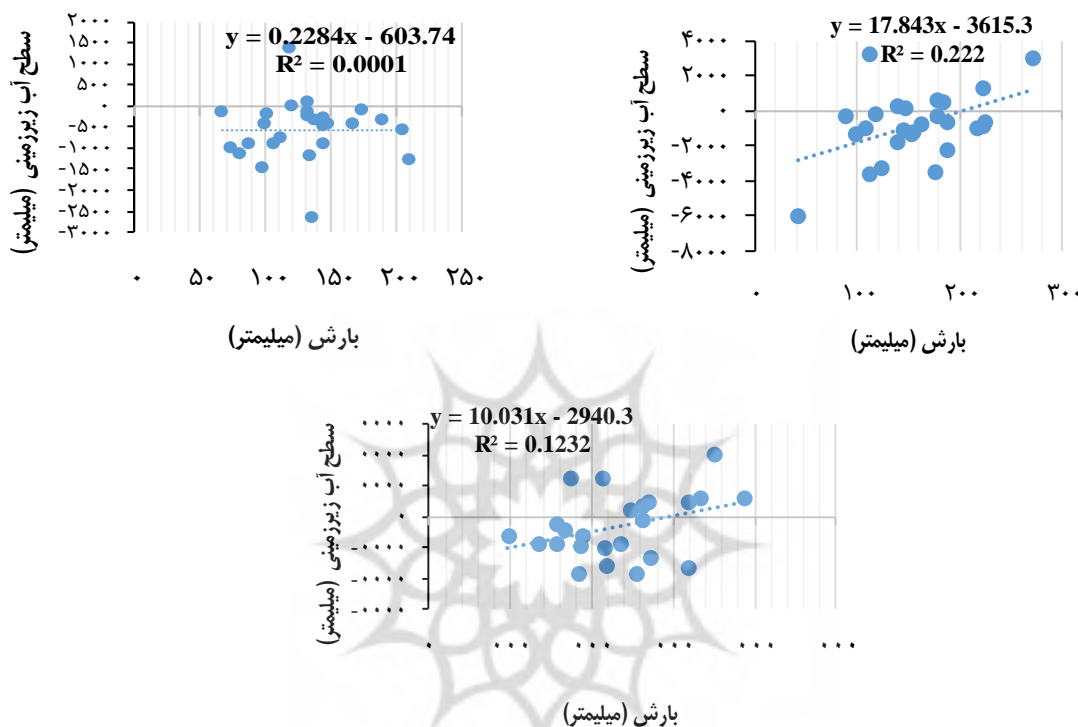
بررسی روند بارش

برای نمایش میزان تغییرات بارش در طول دوره آماری و نقش بارش در افزایش عمق سطح ایستابی به ترسیم نمودار تغییرات بارش متوسط سالانه، با توجه به سطح تأثیر هر ایستگاه (با استفاده از شبکه‌بندی تیسن)، در دشت‌های مورد مطالعه اقدام شد (شکل ۶).



شکل ۶. نمودار تغییرات بارش سالانه (میلی‌متر) در طول دوره مورد مطالعه شکل

پاسخ سطح آب زیرزمینی به تغییرپذیری بارش با استفاده از رگرسیون خطی در مقیاس سالانه ارزیابی شد. شکل ۷ پراکندگی بین بارش و افت سطح آب زیرزمینی را در دشت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. ضریب همبستگی خطی بین بارش و سطح آب زیرزمینی در دشت‌های اصفهان- برخوار، نجف‌آباد، و چادگان به ترتیب برابر با ۰/۴۷، ۰/۳۵ و ۰/۳۵ است. به‌رغم همبستگی پایین و ارتباط ضعیف بین بارندگی و تغییر سطح آب زیرزمینی در همه دشت‌های مورد مطالعه، همان‌طور که مشاهده می‌شود، در دشت‌های نجف‌آباد و چادگان این همبستگی بیشتر است.



شکل ۷. نمودار خط رگرسیون برازش داده‌شده بر داده‌های تغییر سطح آب زیرزمینی و بارش در دشت‌های مورد مطالعه

نتایج آزمون من- کندال و تخمینگر شیب سن نشان داد که روند معنی‌داری در کاهش یا افزایش مقدار بارش سالانه در ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه وجود ندارد. فقط در ایستگاه جعفرآباد در دشت اصفهان- برخوار، در ماه مارس و فصل زمستان، روند کاهشی در سطح اعتماد ۹۵ درصد مشاهده شده است. همچنین، در ایستگاه سد زاینده‌رود در نزدیکی دشت چادگان روند کاهشی در ماه مارس در سطح اعتماد ۹۵ درصد دیده شده است.

بررسی هیدروگراف آبخوان در دشت‌های مورد مطالعه

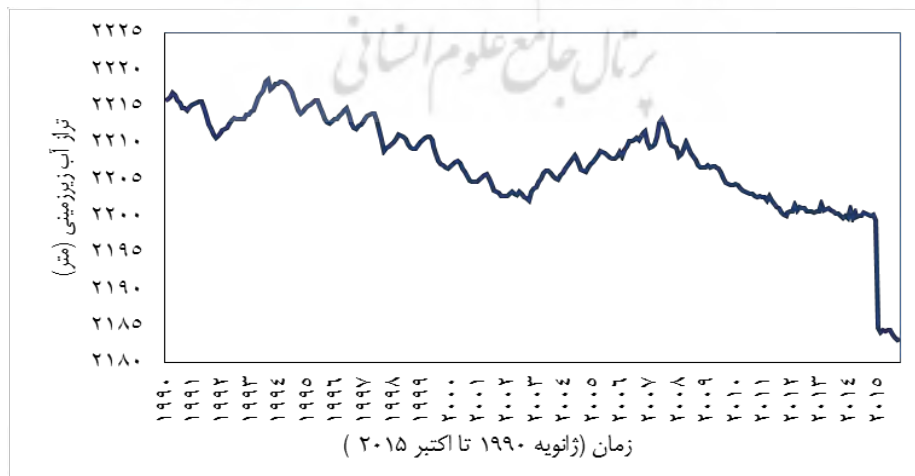
در شکل‌های ۸ تا ۱۰ نتایج حاصل از ترسیم هیدروگراف سطح آب زیرزمینی با استفاده از آمار چاه‌های پیژومتری در هر دشت ارائه شده است.



شکل ۸. هیدروگراف سطح آب زیرزمینی دشت اصفهان-برخوار



شکل ۹. هیدروگراف سطح آب زیرزمینی دشت نجف‌آباد



شکل ۱۰. هیدروگراف سطح آب زیرزمینی دشت چادگان

بررسی ساختار فضایی داده‌های چاه‌های پیزومتری

پس از آنالیز تجربی داده‌ها و اطمینان از نرمال بودن آن‌ها، با استفاده از نرم‌افزار آماری SPSS 21 و در صورت لزوم به نرمال کردن داده‌ها، برازش واریوگرام مناسب، و تعیین عامل‌های آن اقدام شد؛ نتایج به دست آمده به عنوان نمونه (سال‌های ۱۹۹۰ و ۲۰۱۵) در جدول ۳ ارائه شده است.

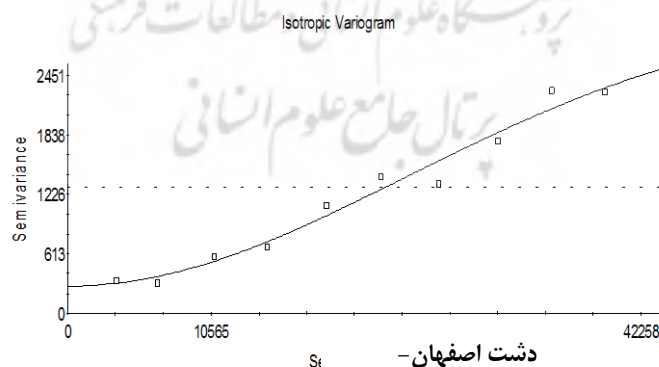
جدول ۳. مشخصات نیم‌تغییرنمای مناسب برازش داده‌شده به داده‌های سطح آب زیرزمینی

بهترین مدل	RSS	R ²	کلاس وابستگی مکانی (C _i , Co + C)	دامنه تأثیر (a)	سقف (Co+C)	اثر قطعه‌ای (Co)	سال	دشت
گوسی	۱۴۰۳۷۸	۰٫۹۷۲	۰٫۹۱	۶۰۷۹۴٫۹۸	۳۱۱۷	۲۸۰	۱۹۹۰	اصفهان-برخوار
گوسی	۸۳۹۱۳۹	۰٫۶۰۲	۰٫۸۱	۹۸۶۵۷٫۶۱	۳۴۰۸	۶۴۹	۲۰۱۵	
گوسی	۱٫۱۷E + ۰٫۷	۰٫۹۵	۰٫۹۹	۴۶۳۳۲	۱۴۰۶۰	۱۰	۱۹۹۰	نجف‌آباد
گوسی	۱٫۲۵۶E + ۰٫۷	۰٫۹۵۴	۰٫۹۹	۴۳۹۵۹٫۴۴	۱۹۵۷۰	۱۰	۲۰۱۵	
گوسی	۴٫۰۶۶E + ۰٫۶	۰٫۹۴۸	۱	۱۵۵۴۰	۲۱۱۲۰	۱۰	۱۹۹۰	چادگان
گوسی	۱٫۴۸۵E + ۰٫۶	۰٫۸۷	۱	۱۳۵۶۰	۲۱۱۲۰	۱۰	۲۰۱۵	

شکل ۱۱ نیم‌تغییرنمای سطح آب زیرزمینی را در سال ۱۹۹۰ در دشت اصفهان-برخوار نشان می‌دهد. به دلیل حجم زیاد نمودارها، از ارائه نمودارهای مربوط به همه سال‌ها و دشت‌ها خودداری شده است.

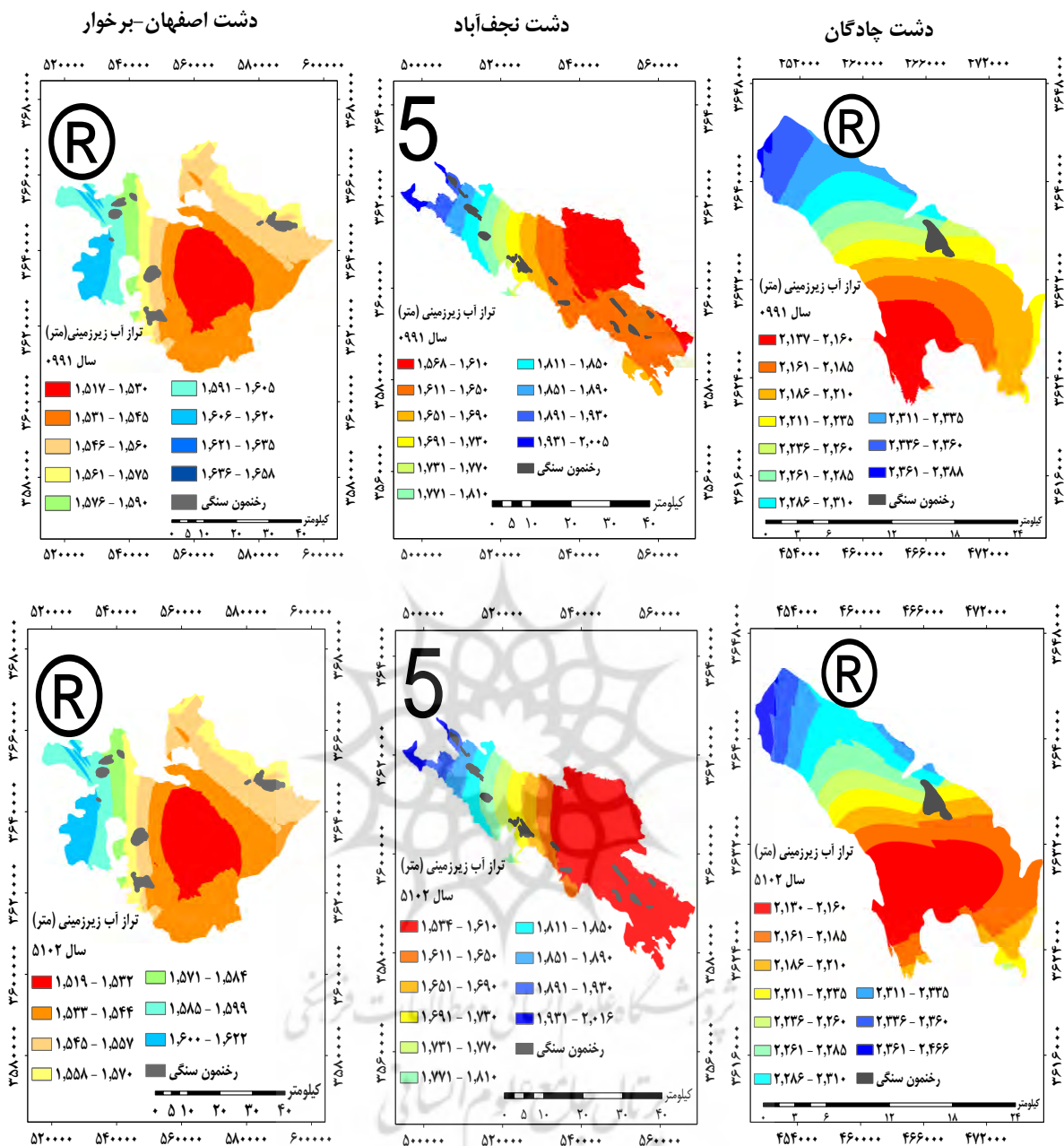
پهنه‌بندی ارتفاع سطح آب زیرزمینی

پس از برازش واریوگرام و تعیین مناسب‌ترین مدل برای سال‌های مختلف، پهنه‌بندی ارتفاع سطح آب زیرزمینی با استفاده از روش درون‌یابی کریجینگ معمولی انجام شد؛ تعدادی از نقشه‌ها به عنوان نمونه در شکل ۱۲ ارائه شده است.



Gaussian model (Co = 280.000000; Co + C = 3117.000000; Ao = 35.100.00; r2 = 0.972; RSS = 140378)

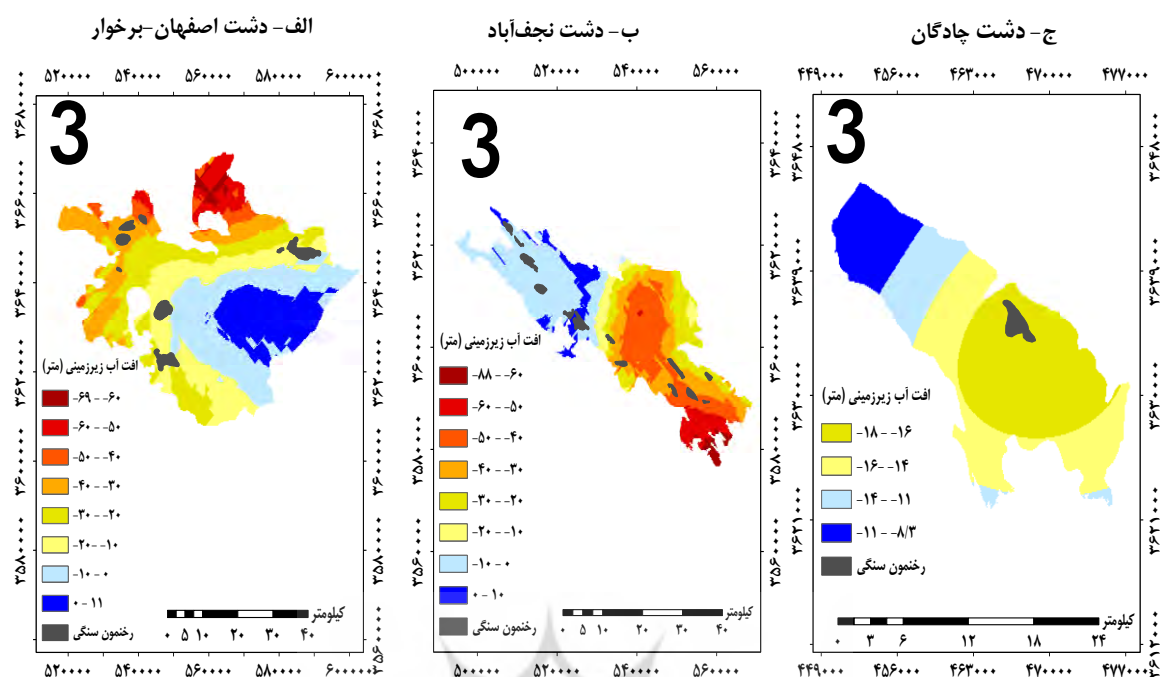
شکل ۱۱. نیم‌تغییرنما و مدل برازش داده‌شده سطح آب زیرزمینی سال ۱۹۹۰ (دشت اصفهان-برخوار)



شکل ۱۲. نقشه پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی دشت اصفهان-برخوار در مقیاس سالانه

تهیه نقشه هم‌افت آب زیرزمینی

پس از پهنه‌بندی مکانی سطح تراز آب زیرزمینی در مقیاس سالانه، از تفاضل نقشه‌های تهیه‌شده در ابتدای و انتهای دوره مورد مطالعه، نقشه هم‌افت آب زیرزمینی دشت‌های مورد مطالعه به‌دست آمد (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. نقشه هم‌افت آب زیرزمینی سال ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵ (متر) در دشت‌های مورد مطالعه

بحث و نتیجه‌گیری

آزمون من-کندال در دشت‌های مورد مطالعه نشان داد که روند کاهشی در سری‌های زمانی ماهانه و فصلی تراز آب زیرزمینی بسیار بیشتر از روند صعودی است. غالب بودن روند کاهشی معنی‌دار در همه سری‌های زمانی ماهانه، فصلی، و سالانه در مطالعات زارع ایبانه و همکاران (۱۳۹۱)، اطرج و همکاران (۱۳۹۳)، و عبداللهی و همکاران (۲۰۱۵) نیز گزارش شده است. همچنین، بیشترین روند کاهشی سطح آب زیرزمینی مربوط به ماه‌های گرم سال و کمترین روند کاهشی مربوط به ماه‌های سرد سال است که به علت تأثیر بارش‌های پاییزی و زمستانه بر تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی و نیز عدم برداشت آب زیرزمینی در فصل سرد سال است. نمودار تغییرات بارش سالانه نشان داد که کمترین مقدار بارش در همه دشت‌های مورد مطالعه مربوط به سال ۲۰۰۸ و بیشترین مقدار بارش مربوط به سال ۲۰۰۶ است. با توجه به فقدان روند کاهشی معنی‌دار در بارش بیشتر ایستگاه‌های مناطق مورد مطالعه، به نظر می‌رسد احتمالاً علت عمده کاهش ذخایر آب زیرزمینی و روند کاهشی آن مربوط به عوامل انسانی باشد.

بررسی هیدروگراف سطح آب زیرزمینی نشان داد در دشت اصفهان-برخوار روند ثابتی در افت سطح آب زیرزمینی وجود دارد. در دشت نجف‌آباد از اوایل سال ۱۹۹۹ افت سطح آب زیرزمینی آغاز شده و تا سال ۲۰۰۱ ادامه داشته است؛ خشک شدن رودخانه زاینده‌رود در این بازه زمانی اتفاق افتاده است و بیشترین برداشت از آب زیرزمینی مربوط به این دوره خشک‌سالی است (حاجیان، ۱۳۹۲). سپس، ارتفاع آب زیرزمینی بین سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۶ به صورت ثابت مانده و از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸ افزایش یافته است و از سال ۲۰۰۸ تاکنون تقریباً با روند ملایمی در حال کاهش است. سطح آب زیرزمینی در دشت چادگان از سال ۱۹۹۴ تا ۲۰۰۳ با روند ثابت کاهش یافته و از این سال تا سال ۲۰۰۷ افزایش یافته است؛ که ناشی از افزایش مقدار بارندگی در این بازه زمانی است. سپس، سطح آب زیرزمینی بین سال ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۲ کاهش یافته و، از آن پس، با شیب ملایم‌تری تا به حال کاهش یافته است. علت اصلی افت سطح ایستابی در دشت‌های

اصفهان-برخوار و نجف‌آباد را باید در نوسانات آب زاینده‌رود، که باعث مشروب‌شدن این دو دشت می‌شود، جست‌وجو کرد. نوسانات سینوسی شکل هیدروگراف مبین دوره‌های تغذیه و تخلیه آبخوان است که از این حیث با اظهارات شمسایی (۱۳۸۳) مبنی بر وجود حالت سینوسی در هیدروگراف به لحاظ فصل تغذیه و تخلیه انطباق دارد.

نتایج به‌دست‌آمده از آنالیز واریوگرام مربوط به سطح آب زیرزمینی در هر سال از دوره مورد مطالعه نشان‌دهنده این است که مناسب‌ترین مدل واریوگرام برازش‌شده بر ساختار فضایی داده‌ها مدل گوسی است. این مدل برخلاف مدل‌های نمایی و کروی رفتاری سهمی‌گون دارد. این مهم با یافته‌های محمدی و همکاران (۱۳۹۱) در دشت کرمان، پیری و بامری (۱۳۹۳)، کومار (۲۰۰۶)، و یون و کی (۲۰۱۳) همسویی دارد. دلیل این مطابقت را می‌توان درجه پیوستگی بالای عامل سطح آب زیرزمینی دانست. نسبت واریانس قطعه‌ای به آستانه یا واریانس کل ($C/C_0 + C$) شاخصی از قدرت ساختار مکانی متغیرهاست. هر چقدر نسبت اثر قطعه‌ای به سقف از مقادیر بیشتری برخوردار باشد و به عدد ۱ نزدیک‌تر باشد، نشان‌دهنده ساختار و همبستگی مکانی قوی‌تر برای پارامتر مورد بررسی است (حبشی و همکاران، ۱۳۸۶؛ پیری و بامری، ۱۳۹۳). بر این اساس، نسبت اثر قطعه‌ای به سقف گویای ساختار مکانی بسیار قوی برای تراز آب زیرزمینی است. نتایج مطالعات دسبارت و همکاران (۲۰۰۲)، تئودسیو و لتینیپولس (۲۰۰۶)، دش و همکاران (۲۰۱۰)، پیری و بامری (۱۳۹۳)، و طاهری تیزرو و همکاران (۱۳۹۵) نشان داد روش کریجینگ معمولی روشی بهینه برای پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی است. بنابراین، در پژوهش حاضر نیز برای پهنه‌بندی سطح آب زیرزمینی در دشت‌های مورد مطالعه از روش کریجینگ استفاده شد؛ به‌ویژه اینکه مناطق مورد مطالعه دشت بوده و دارای توپوگرافی نسبتاً همواری هستند. نتایج به‌دست‌آمده از بررسی نقشه‌های پهنه‌بندی مکانی سطح آب زیرزمینی نشان داد که به طور کلی، از نظر مکانی، در همه دشت‌های مورد مطالعه، جهت جریان آب زیرزمینی از سمت شمال و شمال‌غرب به سمت جنوب و جنوب‌شرق است که عمدتاً به دلیل تبعیت از توپوگرافی منطقه و گرادیان شیب است. در دشت اصفهان-برخوار، به دلیل برداشت بیش از حد، نیز جهت جریانی از سمت جنوب و از مناطقی که از شبکه زاینده‌رود استفاده می‌کنند به سمت مرکز دشت به‌وجود آمده است. بررسی نقشه هم‌افت آب زیرزمینی دشت‌ها نشان‌دهنده افت سطح ایستابی در بیشتر بخش‌های منطقه مورد مطالعه است که با نتایج رحمتی و همکاران (۱۳۹۳) در دشت کرمانشاه، آذره و همکاران (۱۳۹۳)، و ده بریتو نتو و همکاران (۲۰۱۶) در مناطق مورد مطالعه‌شان مطابقت دارد. دلیل این مطابقت شکننده و آسیب‌پذیر بودن اکوسیستم‌های مناطق خشک نسبت به دخالت‌های انسانی و سایر عوامل تنش‌زا است. از نظر زمانی، در طول دوره آماری مورد بررسی در دشت اصفهان-برخوار بیشترین افت سطح آب زیرزمینی در بخش‌های شمالی، به‌ویژه در شمال‌شرق، دشت وجود دارد و در بخش جنوب‌شرق دشت افزایش در سطح آب زیرزمینی در طول دوره آماری مورد نظر مشاهده شده است. به نظر می‌رسد در بخش‌های شمالی دشت، که عمدتاً کاربری از نوع مرتع است و در ارتفاعات بالاتر واقع شده‌اند، به دلیل گرادیان، شیب حاصله جهت جریانات از این بخش به سایر بخش‌ها تداوم یافته و باعث بالاتر بودن افت سطح ایستابی در این مناطق شده است. سطح آب چاه‌ها در بخش جنوب‌شرق دشت به علت واقع‌شدن در منطقه برگشت فاضلاب شهر اصفهان بالاآمدگی درخور توجهی یافته است. همان‌طور که در مطالعات سیدی‌پور و وحدت‌پور (۱۳۹۲) و امیدنی (۱۳۹۵) اشاره شده است، افزایش تراز آب زیرزمینی را می‌توان تا حدی به بازیافت تصفیه‌خانه‌های شمال اصفهان و شاهین‌شهر مربوط دانست که به واسطه استفاده در کشاورزی به آبخوان نفوذ کرده‌اند. از سوی دیگر، در مناطق بیابانی، که در بخش جنوب‌شرق دشت قرار گرفته‌اند، به علت پایین‌بودن کیفیت آب و نبود زمین مناسب برای کشاورزی، کمترین مقدار برداشت انجام می‌شود. در دشت نجف‌آباد، در بخش‌های شرقی، افت آب زیرزمینی و در بخش‌های غربی افزایش در

سطح آب زیرزمینی مشاهده می‌شود. دشت نجف‌آباد دارای آبراهه‌های زیادی است و مهم‌ترین آن رودخانه مرغاب است که بر روی آن سد زده شده است. بنابراین، دیگر آبی از این رودخانه به زاینده‌رود ریخته نمی‌شود. این موضوع بر میزان تغذیه آب‌های زیرزمینی نیز تأثیر گذاشته و باعث کاهش منابع آب زیرسطحی به‌خصوص در جنوب این دشت شده است. در دشت نجف‌آباد در مرز شمالی آبخوان سطح آب زیرزمینی تقریباً ثابت است و در سایر نواحی، آبخوان دشت با آبخوان‌های مجاور در ارتباط است و رودخانه زاینده‌رود، پس از آبخوان‌های مجاور، تغذیه‌کننده اصلی دشت نجف‌آباد است. در سال‌های اخیر خشک‌شدن زاینده‌رود و افزایش پمپاژ از چاه‌های بهره‌برداری موجب بیلان منفی در این دشت شده است. برداشت بیش از حد و افت سطح آب زیرزمینی دشت اصفهان - برخوار به‌خصوص در نواحی شمالی و غربی و همچنین نواحی شرقی دشت نجف‌آباد می‌تواند بخش کشاورزی منطقه را تحت تأثیر قرار دهد و اثر اقتصادی زیان‌باری برای ساکنان آن به‌وجود آورد. در دشت چادگان، افت سطح آب زیرزمینی در بخش‌های مرکزی و جنوب‌شرق دشت مشاهده می‌شود. علت اصلی افت سطح ایستابی دشت چادگان افزایش سطح اراضی کشاورزی و اضافه‌برداشت از سفره آب زیرزمینی است (غفاری و همکاران، ۱۳۹۵). در سال‌های اخیر، با رشد جمعیت و تمرکز صنایع و رشد مصارف ناشی از آن و همچنین انتقال آب به مراکز جمعیتی شهری و روستایی خارج از حوضه زاینده‌رود، کمبود آب شدیدتر شده است. چنانچه برداشت بی‌رویه آب به همین ترتیب ادامه یابد، بدون شک، در آینده بحران‌های اجتماعی، اقتصادی، و سیاسی در منطقه اتفاق خواهد افتاد. در شرایط فعلی، بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش، افت سطح آب زیرزمینی در دشت‌های اصفهان - برخوار، نجف‌آباد، و چادگان به‌ترتیب برابر با ۰/۴۶، ۱/۱۱، و ۰/۶۴ متر در سال در طول دوره مورد مطالعه (۱۹۹۰-۲۰۱۵) است. بنابراین، چاره‌ای جز جلوگیری از برداشت بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی و بهره‌برداری عادلانه و مدبرانه از منابع آب زیرزمینی موجود نیست و باید با کمک و حمایت همه مسئولان و سازمان‌های مرتبط چاه‌های غیرمجاز مسدود و از برداشت بی‌رویه آب جلوگیری شود. به علاوه، تغذیه مصنوعی سفره آب زیرزمینی، طرح‌های کاهش مصرف آب، و اصلاح شبکه‌های آبیاری کشاورزی به منظور افزایش راندمان آبیاری می‌تواند قدمی مهم در راستای حمایت از سفره‌های زیرزمینی در منطقه به‌شمار آید.

منابع

- آذره، ع.؛ رفیعی ساردویی، ا.؛ نظری سامانی، ع.؛ مسعودی، ر. و خسروی، ح. (۱۳۹۳). بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی در دشت گرمسار، نشریه مدیریت بیابان، ۲(۳): ۱۱-۲۰.
- امیدی‌نیا، ط.؛ میرعباسی نجف‌آبادی، ر. و طباطبایی، س.ح. (۱۳۹۵). بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی دشت برخوار اصفهان با استفاده از نرم‌افزار GMS، سومین کنفرانس بین‌المللی پژوهش در علوم و تکنولوژی، برلین، آلمان.
- اطرج، ع.؛ مدرس، ر. و بصیری، م. (۱۳۹۳). ارزیابی تأثیر خشک‌سالی و فعالیت‌های انسانی بر منابع آب زیرزمینی (حوضه آبخیز زاینده‌رود)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه صنعتی اصفهان.
- حاجیان، ن. و حاجیان، پ. (۱۳۹۲). پایگاه داده‌های زاینده‌رود، اصفهان: انتشارات پارس ضیاء؛ همای رحمت.
- حبشی، ه.؛ حسینی، س.م.؛ محمدی، ج. و رحمانی، ر. (۱۳۸۶). کاربرد تکنیک زمین‌آمار در مطالعات خاک‌های مناطق جنگلی، فصل‌نامه علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۴(۱): ۱۸-۲۴.
- پیری، ح. و بامری، ا. (۱۳۹۳). بررسی روند تغییرات کمی سطح ایستابی منابع آب زیرزمینی با استفاده از زمین‌آمار و سیستم اطلاعات جغرافیایی (مطالعه موردی: دشت سیرجان)، مجله سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی، ۵(۱): ۲۹-۴۴.
- رحمتی، م.؛ مرادی، ح.ر. و امیدپور، ر. (۱۳۹۳). ارزیابی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی در دشت کرمانشاه، فصل‌نامه علمی-پژوهشی مهندسی آبیاری و آب، ۵(۱۸): ۱-۱۶.
- زارع ایبانه، ح.؛ بیات ورکشی، م. و معروفی، ص. (۱۳۹۱). بررسی نوسانات عمق آب زیرزمینی در دشت ملایر، نشریه دانش آب و خاک، ۲۲(۲): ۱۷۴-۱۸۸.
- سیدی‌پور، م. و وحدت‌پور، ن. (۱۳۹۲). بازیافت پساب تصفیه‌خانه فاضلاب عامل متعادل‌سازی آبخوان اصفهان برخوار در شرایط بحران کم‌آبی، همایش ملی بازیافت آب؛ راهبردی اصولی برای مدیریت بحران آب، تهران، دانشگاه تهران.
- شمسایی، ا. (۱۳۸۳). هیدرولیک جریان آب در محیط‌های متخلخل، ج ۳، کاربرد مدل‌های ریاضی - کامپیوتری، تهران: انتشارات دانشگاه صنعتی امیر کبیر (پلی تکنیک).
- صمدی، ر.؛ بهمنش، ج. و رضایی، ح. (۱۳۹۴). بررسی روند تغییرات تراز آب زیرزمینی (مطالعه موردی: دشت ارومیه)، نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۲۲(۴): ۶۷-۸۴.
- طاهری تیزرو، ع.؛ نوذری، ح. و علیخانی، ه. (۱۳۹۵). پیش‌بینی زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل ترکیبی سری زمانی-زمین، نشریه علوم آب و خاک (علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی)، ۲۰(۷۶): ۹۹-۱۳۳.
- غفاری، ص.؛ مرادی، ح.م. و مدرس، ر. (۱۳۹۵). تغییرات زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی با تأکید بر تأثیر کاربری اراضی در دشت‌های چادگان و اصفهان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۳۲ص.
- محمدی، ص.؛ سلاجقه، ع.؛ مهدوی، م. و باقری، ر. (۱۳۹۱). بررسی تغییرات مکانی و زمانی سطح آب زیرزمینی دشت کرمان با استفاده از روش زمین‌آمار مناسب (طی یک دوره آماری ده‌ساله، ۱۳۷۵-۱۳۸۵)، فصل‌نامه علمی-پژوهشی تحقیقات مرتع و بیابان، ۱۹(۱): ۶۰-۷۱.
- مسعودیان، ا. و کاویانی، م.ر. (۱۳۸۶). اقلیم‌شناسی ایران، اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان.

مهدوی، م. (۱۳۸۸). هیدرولوژی کاربردی، چ عم تهران: انتشارات دانشگاه تهران.

مهندسین مشاور زاینده‌آب (۱۳۸۷). مطالعات منابع و مصارف آب حوضه زاینده‌رود، ج ۱: هواشناسی، شرکت سهامی آب منطقه‌ای اصفهان.

میرانزاده، م. و مأمّن‌پوش، ع.ر. (۱۳۸۷). بررسی میزان برداشت ماهانه آب زیرزمینی در محدوده شبکه‌های عمده آبیاری زاینده‌رود، مجله پژوهش آب ایران، ۲(۲): ۱۹-۲۶.

وزارت نیرو (۱۳۹۳). گزارش تمدید ممنوعیت اصفهان - برخوار، شرکت آب منطقه‌ای اصفهان، دفتر مطالعات پایه منابع آب.

Abdullahi, M.G.; Toriman, M.E.; Gasim, A.M. and Garba, I. (2015). Trends Analysis of Groundwater: Using Non-Parametric Methods in Terengganu Malaysia, *J Earth Sci Clim Change*, 6(1): 1-3.

Advisor Engineer Zayand Water. (2008). Water Expenses and Resources Studies in Zayandehroud River Basin, Meteorologic, Isfahan Region Water Corporation. (In Persian).

Ahmadi, S.H. and Sedghamiz, A. (2008). Application and Evaluation of Kriging and Cokriging Methods on Groundwater Depth Mapping, *Environ Monit Assess*, 138(3): 357-368.

Asoka, A., Gleeson, T.; Wada, Y. and Mishra, V. (2017). Relative Contribution of Monsoon Precipitation and Pumping to Changes in Groundwater Storage in India. *Nature Geoscience*, 10(2): 109-117.

Azareh, R.; Rafiei Sardoi, E.; Nazari Samani, A.; Masoodi, R. and Khosravi, H. (2014). Study on Spatial and Temporal Variation of Groundwater Level in Garmsar Plain, *Journal of Desert Management*, 3: 11-20. (In Persian).

Dash, J.; Sarangi, A. and Singh, D. (2010). Spatial Variability of Groundwater Ddepth and Quality Parameters in the National Capital Territory of Delhi, *Environmental Management*, 45(3): 640-650.

De Brito Neto, R.T.; Santos, C.A.; Mulligan, K. and Barbato, L. (2016). Spatial and Temporal Water Level Variations in the Texas Portion of the Ogallala Aquifer, *Natural Hazards*, 80(1): 351-365.

Delbari, M.; Motlagh, M.B. and Amiri, M. (2013). Spatio-temporal Variability of Groundwater Depth in the Eghlid Aquifer in Southern Iran, *Earth Sciences Research Journal*, 17(2): 105-114.

Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*, New York: Oxford Uni. Press.

Ghafari, S.; Moradi, H.R. and Modares, R. (2016). Temporal and Spatial Variation of Groundwater level with Emphasis of Land Use in Chadegan and Isfahan Plains. M.Sc. Thesis, Department of Natural Resources, Tarbiat Modares University. (In Persian).

Habashi, H.; Hoseyni, S.M.; Mohamadi, J. and Rahmani, R. (2007). Application of Geostatistical Technique in Studies of Forestal Regions Soils, *Agricultural Sciences and Natural Resources Quarterly*, 14(1): 18-24. (In Persian).

Hajjiyan., N. and Hajjiyan, P. (2013). Zayandehroud River Data Base, Pars Ziya publication, Homaye Rahmat, Isfahan. (In Persian).

Isaaks, E.H. and Srivastava, R.M. (1989). *An Introduction to Applied Geostatistics*, Oxford University Press, New York.

Hooshmand, A.; Salarijazi, M.; Bahrami, M.; Zahiri, J. and Soleimani, S. (2013). Assessment of Pan Evaporation Changes in South Western Iran, *African Journal of Agricultural Research*, 8(16): 1449-1456.

Kendall, M.G. (1975). *Rank Correlation Measures*, Charles Griffin, London.

Kumar, V. (2006). Kriging of Groundwater Levels—a Case Study, *Journal of Spatial Hydrology*, 6(1): 81-92.

Lettenmaier, D.P.; Wood, E.F. and Wallis, Jn.R. (1994). Hydro-Climatological Trends in the Continental United States, 1948-88, *Journal of Climate*, 7(4): 586-607.

Mahdavi, M. (2009). *Applied Hydrology*, Tehran University publication. (In Persian).

- Mann, H.B. (1945). Non-parametric tests against trend, *Econometrica: Journal of the Econometric Society*, 245-259.
- Marofi, S.; Soleymani, S.; Salarijazi, M. and Marofi, H. (2012). Watershed-wide Trend Analysis of Temperature Characteristics in Karun-Dez watershed, Southwestern Iran, *Theoretical and Applied Climatology*, 110(1-2): 311-320.
- Masoodian, A. and Kaviyani, M.R. (2007). *Iran Climatology*, Isfahan University Publication, Isfahan. (In Persian).
- Mini, P.K.; Singh, D.K. and Sarangi, A. (2014). Spatio-Temporal Variability Analysis of Groundwater Level in Coastal Aquifers Using Geostatistics, *International Journal of Environmental Research and Development*, 4(4): 329-336.
- Ministry of Energy (2013). Report of Continuation of the Impermissibility of Isfahan-Borkhar, Isfahan Regional Water Authority, Water Resources Management Company, 103 p. (In Persian).
- Miranzadeh, M. and Mamanpoush, A.R. (2008). Evaluation of Monthly Depletion of Groundwater in Zayandehroud Irrigation and Drainage Networks, *Journal of Research in Iran Water*, 2(2): 19-26. (In Persian).
- Moazed, H.; Salarijazi, M.; Moradzadeh, M. and Soleymani, S. (2012). Changes in Rainfall Characteristics in Southwestern Iran, *African Journal of Agricultural Research*, 7(18): 2835-2843.
- Mohamadi, S.; Salagegheh, A.; Mahdavi, M. and Bagheri, R. (2012). An Investigation on Spatial and Temporal Variations of Groundwater Level in Kerman Plain Using Suitable Geostatistical Method (During a 10-Year Period), *Range and Desert Research Quarterly*, 19(1): 60-71. (In Persian).
- Omidiniyah, T.; Mir Abasi, N. and Tabatabayi, S.H. (2016). Investigation of Variation of Groundwater level in Isfahan-Borkhar Plain Using GIS Software, 3rd International Conference on Research in Science and Technology, Berlin, Germany. (In Persian).
- Otroj, A.; Modarres, R. and Bassiri, M. (2015). Assessment of Drought and Anthropogenic Impacts on Groundwater Resources (in Zayandehroud River Basin), M.Sc. Thesis, Department of Natural Resources, Isfahan University of Technology. (In Persian).
- Panda, D.K.; Mishr, A.A. and Kumar, A. (2012). Quantification of Trends in Groundwater Levels of Gujarat in Western India, *Hydrol. Sci. Jour*, 57(7): 1325-1336.
- Piri, H. and Bameri, A. (2014). Investigating the Quantity Variation Trend of Groundwater Table Using Geostatistics and GIS (Case study: Sirjan Plain), *Journal of RS and GIS for Natural Resources*, 5(1): 29-44. (In Persian).
- Rahmati, M.; Moradi, H.R. and Omidipour, R. (2014). Evaluation of Spatial and Temporal Variation Groundwater Level in Kermanshah Plain, *Irrigation and Water Engineering Quarterly*, 5(18): 1-16. (In Persian).
- Rakhmatullaev, S.; Marache, A.; Huneau, F.Le.; Coustumer, P.; Bakiev, M. and Motelica-Heino, M. (2011). Geostatistical Approach for the Assessment of the Water Reservoir Capacity in Arid Regions: a Case Study of the Akdarya Reservoir, Uzbekistan, *Environmental Earth Sciences*, 63(3): 447-460.
- Samadi, R.; Behmanesh, J. and Rezaei, H. (2015). Investigation of Groundwater Level Changes Trend (Case Study: Urmia Plain), *Journal of Soil and Water Conservation*, 22(4): 67-84. (In Persian).
- Sen, P.K. (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's tau, *Journal of the American Statistical Association*, 63(32): 1379-1389.
- Shamsayi, A. (2004). *Hydraulics of Flow in Porous Media, Application of mathematic-computer models*, Publication of Amir Kabir University of Technology (Tehran Polytechnic). (In Persian).
- Shamsudduha, M.; Chandler, R.E.; Taylor, R.G. and Ahmad, K.M. (2009). Recent trends in groundwater levels in a highly seasonal hydrological system: the Ganges- Brahmaputra-Meghna Delta, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(12): 2373-2385.
- Tabari, H.; Nikbakht, J. and Shifteh Some'e, B. (2011). Investigation of groundwater level fluctuations in the north of Iran, *Environmental Earth Sciences*, 66(1): 231-43.

- Taheri Tizro, A.; Nozari, H. and Alikhani, H. (2016). Spatio-Temporal Water Levels Forecasting by Time Series-Geostatistics as a Hybrid Model in Hashtgerd Plain-Alborz Province, J. Sci. and Technol. Agric. and Natur. Resour, Water and Soil Sci., 20(76): 99-113. (In Persian).
- Theodossiou, N. and Latinopoulos, P. (2006). Evaluation and optimisation of groundwater observation networks using the Kriging methodology, Environmental Modelling and Software, 21(7): 991-1000.
- Tosunoglu, F. and Kisi, O. (2017). Trend Analysis of Maximum Hydrologic Drought Variables Using Mann-Kendall and Sen's Innovative Trend Method, River Research and Applications, 33(4): 597-610.
- Uyan, M. and Cay, T. (2013). Spatial analyses of groundwater level differences using geostatistical modeling, Environmental and Ecological Statistics, 20(4): 633-646.
- Yadav, G.S.; Ndatuwong, L.G. and Singh, S.K. (2012). Mapping the spatial extend of groundwater declination using Geostatistical, 4(1): 236-245.
- Yin, Y.; Liu, H.; Yi, X. and Liu, W. (2015). Spatiotemporal variation and abrupt change analysis of temperature from 1960 to 2012 in the Huang-Huai-Hai Plain, China, Advances in Meteorology, 11pp.
- Zafar, M.A.; Alam, M.J.B.; Rahman, M.A. and Amin, M.N. (2017). The Analysis of groundwater table variations in Sylhet region, Bangladesh. Environmental Engineering Research.
- Zare Abyaneh, H.; Bayat Varkeshi, M. and Maeroufi, S. (2012). Investigation of Variation of Groundwater Depth in Malayer Plain, Journal of Water and Soil Sciences, 22(2): 174-188. (In Persian).

