



A new approach to groundwater-level response to earthquakes (case study: Sarpol-e Zahab aquifer)

H. Rashidi Gooya³alekiM .A and, ^{*2} Katibeh .H, ¹

Abstract

Based on the existing studies, earthquakes cause changes in the groundwater levels; however, so far, the mechanism of these changes has not been accurately identified. One of the main objectives of this research is to determine the factors, which directly or indirectly influence the intensity of the groundwater level changes after an earthquake. In this research, some of the factors that caused the increase or decrease in the groundwater level of the Sarpol-e Zahab aquifer after the earthquake of November 12, 2017, have been investigated. Linear regression analysis was used to compare the correlation between these factors and the groundwater level changes. The results showed relatively high correlation between the RT values (resistivity of the saturated zone multiplied by the thickness of the saturated zone) and the increase in groundwater levels with a correlation coefficient of $r=0.70$. Also, the water table depth (WTD) with $r=0.54$ and the extensional area caused by strike-slip fault with $r=0.48$ had the highest correlation with the decrease in groundwater levels.

Keywords: Groundwater Level, Earthquake, Fuzzy Logic, Aquifer, Sarpol-e Zahab.

Received: June 24, 2024
Accepted: August 15, 2024

نگرشی نوین به تأثیر زمین لرزه بر تغییرات سطح آب زیرزمینی (مطالعه موردی: آبخوان سرپل ذهاب)

حسین رشیدی گویا^۱، همایون کتیبه^{۲*} و امجد ملکی^۳

چکیده

براساس مطالعات و مبانی موجود، زلزله باعث تغییر در سطح آب زیرزمینی می‌شود؛ ولی تاکنون مکانیسم تغییرات به درستی مشخص نشده است. یکی از اصلی‌ترین اهداف این پژوهش، تعیین عواملی است که به طور مستقیم و یا غیر مستقیم در شدت تغییرات سطح آب زیرزمینی پس از زمین لرزه مؤثر هستند. در این پژوهش برخی از عواملی که باعث افزایش یا کاهش سطح آب زیرزمینی آبخوان سرپل ذهاب پس از زمین لرزه ۲۱ آبان ۱۳۹۶ شده‌اند؛ بررسی شده است. برای بررسی همبستگی بین عوامل کاهش دهنده و افزایش دهنده سطح آب زیرزمینی با تغییرات سطح آب زیرزمینی از روش رگرسیون خطی تک متغیره و چند متغیره استفاده شد. نتایج نشان‌دهنده همبستگی نسبتاً زیاد مقدار RT (حاصلضرب مقاومت ویژه لایه اشباع در ضخامت زون اشباع) با افزایش سطح آب زیرزمینی است؛ بطوریکه ضریب همبستگی $r=0.70$ است. همچنین، عمق سطح آب زیرزمینی (WTD) با $r=0.54$ و محدوده کششی گسل امتداد لغز با $r=0.48$ بترتیب بیشترین همبستگی را با کاهش سطح آب زیرزمینی داشتند.

کلمات کلیدی: سطح آب زیرزمینی، زمین لرزه، منطق فازی، آبخوان، سرپل ذهاب.

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۴/۴
تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۳/۵/۲۵

1- Ph.D. Student, Department of Mining Engineering, Amirkabir University of Technology (Tehran Polytechnic), Tehran, Iran. Email: rashidigooya@aut.ac.ir
2- Associate Professor, Department of Mining Engineering, Amirkabir University of Technology (Tehran Polytechnic), Tehran, Iran. Email: katibeh@aut.ac.ir
3- Associate Professor, Faculty of Literature and Humanities, Razi University, Kermanshah, Iran. Email: a.maleki@razi.ac.ir
*- Corresponding Author
Doi: [10.22034/IWRR.2024.464201.2768](https://doi.org/10.22034/IWRR.2024.464201.2768)

۱- دانشجوی دکتری مهندسی معدن گرایش اکتشاف، دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران، ایران.
۲- دانشیار گروه مهندسی معدن، دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران، ایران.
۳- دانشیار گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران.
*- نویسنده مسئول
بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان پائیز ۱۴۰۳ امکانپذیر است.



(2013). گاهی دو نوع بارز از تغییرات سطح ایستابی پس از زمین‌لرزه مشاهده می‌شود: یکی تغییرات ماندگار به مدت چند هفته تا چند ماه و دیگری تغییرات گذرا به مدت کمتر از یک هفته (Shi et al., 2015). گاهی تغییرات سطح آب زیرزمینی در نزدیک گسل مسبب زلزله، بصورت پله‌ای و در مناطق دورتر بصورت تدریجی است (Wang and Chia, 2008). زمین‌لرزه می‌تواند با تحت تأثیر قراردادن جریان آبهای سطحی و یا زیرزمینی، بر روی شدت خطرات سیل تأثیر بگذارد (Quigley and Duffy, 2020). همچنین، زمین‌لرزه می‌تواند باعث تغییر آبدی^۲ چشمه‌ها و رودخانه‌ها شود (Wang and Manga, 2019; Petitta et al., 2018; Ingebritsen and Manga, 2015). گاهی پس از زمین‌لرزه، چشمه‌ها در جاهایی که لایه‌های فوقانی آبخوان تحت فشار^۳ شکافته می‌شوند؛ ظاهر می‌شوند (Cox et al., 2012). شاید واضح‌ترین واکنش هیدرولوژیکی در زمان زمین‌لرزه و پس‌لرزه، افزایش جریان آب سطحی باشد که اغلب به صورت گسترده و معمولاً با افزایش سریع و کاهش شبه‌نمایی جریان آب رودخانه رخ می‌دهد (Mohr et al., 2017). همچنین، زمین‌لرزه باعث روانگرایی گسترده نهشته‌ها می‌شود (Vega, 2016; Subedi and Acharya, 2023; Upomo et al., 2022). برخی از مطالعات اخیر نشان داده‌اند که واکنش‌های دمایی آب‌های زیرزمینی به زلزله‌ها می‌توانند بینش‌های بیشتری را در مورد مکانیسم‌های پاسخ‌های هیدرولوژیکی به زلزله ارائه دهند (Cox et al., 2012; Wang et al., 2012; Ma, 2016; Shi et al., 2018; He and Singh, 2020; Miyakoshi et al., 2020).

هرچند گاهی زمین‌لرزه تغییری در دمای آب زیرزمینی ایجاد نمی‌کند (He et al., 2017). Crews and Cooper (2014) گزارش دادند که حباب گاز ایجاد شده ناشی از ارتعاش، فشار آب منفذی را تا حدی افزایش می‌دهد که با افزایش سطح آب چاه مشاهده‌ای در هنگام زمین‌لرزه مطابقت دارد. همچنین، تلاش‌هایی برای امکان‌پذیری زمین‌لرزه با بررسی تغییرات سطح ایستابی انجام شده است (Senthilkumar et al., 2020; Uzelli et al., 2021).

هدف از این پژوهش تعیین عواملی است که در شدت افزایش و کاهش سطح آب زیرزمینی پس از زمین‌لرزه مؤثرند. برای بررسی همبستگی این عوامل با نوسانات سطح آب زیرزمینی پس از زمین‌لرزه از روش رگرسیون خطی تک متغیره و چند متغیره استفاده شده است. نتایج این تحقیق می‌تواند برای تعیین موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای که بیشترین نوسانات را خواهند داشت مورد استفاده قرار گیرد. در نتیجه می‌توان چاه‌های حساس به زمین‌لرزه^۴ را شناسایی کرد.

آبخوان‌ها در هنگام زمین‌لرزه و پس از آن دچار تغییرات شیمیایی و فیزیکی می‌شوند که تغییرات شیمیایی معمولاً می‌تواند شامل: تغییر در هیدروشیمی، کدورت و غلظت عناصر ایزوتوپی آب باشد (Andrén et al., 2016; Kim et al., 2023). تغییرات فیزیکی ممکن است شامل: تغییر در دمای آب، سطح ایستابی، تغییر در آبدی چشمه‌ها و همچنین دبی رودخانه‌ها باشد (Montgomery et al., 2003).

تغییرات سطح آبهای زیرزمینی ناشی از زلزله به طور گسترده مورد مطالعه قرار گرفته است، ولی مکانیسم‌های ایجاد پاسخ‌های لرزه‌ای هنوز مورد بحث است. در بسیاری از زمین‌لرزه‌های بزرگ جهان، تغییرات سطح آب زیرزمینی قبل از رخداد زمین‌لرزه نیز گزارش شده است. در زمین‌لرزه سال ۲۰۰۸ ونچوان چین به بزرگی $M_w=7.9$ ، هفده روز قبل از زمین‌لرزه، آب یک تالاب در مدت چند ساعت ناپدید شد و تغییرات غیرعادی سطح آب چند روز قبل از زمین‌لرزه سبب رفتار غیرعادی بسیاری از حیوانات و بیرون آمدن بسیاری از وزغ‌ها به سطح زمین شد.

در ۲۱ آبان ۱۳۹۶، ساعت ۲۱:۴۸ به وقت ایران، زمین‌لرزه‌ای بزرگ به بزرگی $7/3$ ریشتر در ایران، استان کرمانشاه رخ داد (Zare et al., 2017). فاصله مرکز زمین‌لرزه تا شهر سرپل ذهاب حدود ۴۵ کیلومتر گزارش شد. بعد از وقوع این زمین‌لرزه، تغییر سطح آب زیرزمینی در برخی از چاه‌های مشاهده‌ای دشت سرپل ذهاب مشاهده شد؛ بطوریکه سطح آب برخی از چاه‌ها افزایش یافت و برخی دیگر افت کرد (Kermanshah Water Resources Studies Office, 2017). گزارشها و مطالعات متعددی در مورد تغییرات سطح آب وجود دارد (Bower and Heaton, 1978; Roeloffs, 1998; Chia et al., 2001; Roeloffs and Sneed, 2003; Cutillo and Ge, 2006; Lee and Woo 2012; Le et al., 2013; Weingarten and Ge, 2014; Lee et al., 2017; Nakagawa et al., 2019).

زمین‌لرزه‌های ۱۲ سپتامبر ۲۰۱۶ گیونجو^۵ کره با بزرگی (M5.1) و (M5.8) بر روی خصوصیات فیزیکی و هیدروشیمی منابع آب زیرزمینی تأثیرگذار بود (Kim et al., 2018). گاهی به صورت نادر، زمین‌لرزه باعث فوران آب چاه می‌شود (Yan et al., 2022). تغییر سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه با خصوصیات هیدروژئولوژیک آبخوان مرتبط است. بطوریکه تغییرات سطح آب زیرزمینی در لایه‌هایی با نفوذپذیری بیشتر، زیاده‌تر از لایه‌هایی است که نفوذپذیری کمتری دارند (Lee et al., 2013). همچنین، هرچه قابلیت انتقال آبخوان بزرگتر باشد، تغییر لرزه‌ای سطح آب قابل توجه‌تر است (Shi et al., 2013).

۲- محدوده مورد مطالعه

آبخوان سرپل ذهاب به وسعت ۹۶ کیلومتر مربع در استان کرمانشاه بین طول جغرافیایی "45°46'46" و "45°58'54" و عرض جغرافیایی "34°20'40" و "34°31'20" قرار دارد (شکل ۱). امتداد این آبخوان در جهت جنوب شرقی- شمال غربی است. ۱۸ چاه مشاهده در سراسر آبخوان برای نظارت و کنترل تغییرات سطح آب زیرزمینی وجود دارد. حداقل و حداکثر تراز سطح آب زیرزمینی ۵۱۲ متر و ۶۷۷ متر از سطح دریا است. عمق سطح آب زیرزمینی ۶/۱۳ تا ۳۲/۱۳ متر متغیر است. حداکثر مطلق دمای ثبت شده ۴۸/۸ درجه سانتیگراد و حداقل مطلق دمای ثبت شده ۱۷/۸- درجه سانتیگراد و میانگین دمای سالیانه هوا ۱۹/۸ درجه سانتیگراد است. متوسط بارندگی سالیانه در منطقه مورد مطالعه ۴۴۶/۶ میلیمتر برآورد شده است. متوسط سالانه رطوبت نسبی ۴۸/۲ درصد است. تبخیر و تعرق پتانسیل سالانه در محدوده مورد بررسی ۲۱۸۲/۶ میلیمتر است.

۲-۱- زمین شناسی

محدوده آبخوان عمدتاً از رسوبات دوران چهارم زمین شناسی تشکیل شده است (National Iran Oil Company, 1979). رخنمون‌هایی از سازند مارنی گچساران (Mg)، سازند کنگلومرای بختیاری (PLQb) و سازند آهکی گورپی (Kgu) در داخل محدوده مشاهده می‌شود (شکل ۲). ولی ارتفاعات داخل و خارج محدوده، از سازندهای آهکی سازند آسماری- شهبازان تشکیل شده‌اند (Kamandab, 2013). براساس نتایج ژئوفیزیکی ضخامت آبرفت آبخوان سرپل ذهاب ۴۱ تا ۱۰۸ متر تخمین زده می‌شود (Shafizadeh, 2012).

در شکل ۳ نیمرخ لایه‌بندی ژئوالکتریک در پروفیل شماره ۵ و پروفیل شماره ۱۹ ارائه شده است که تقریباً مشابه هم هستند. پروفیل شماره ۵ در بخش میانی دشت سرپل ذهاب در جنوب شهر سرپل ذهاب برداشت شده است. فاصله سونداژها در امتداد آن غالباً در حدود ۸۰۰ متر است.

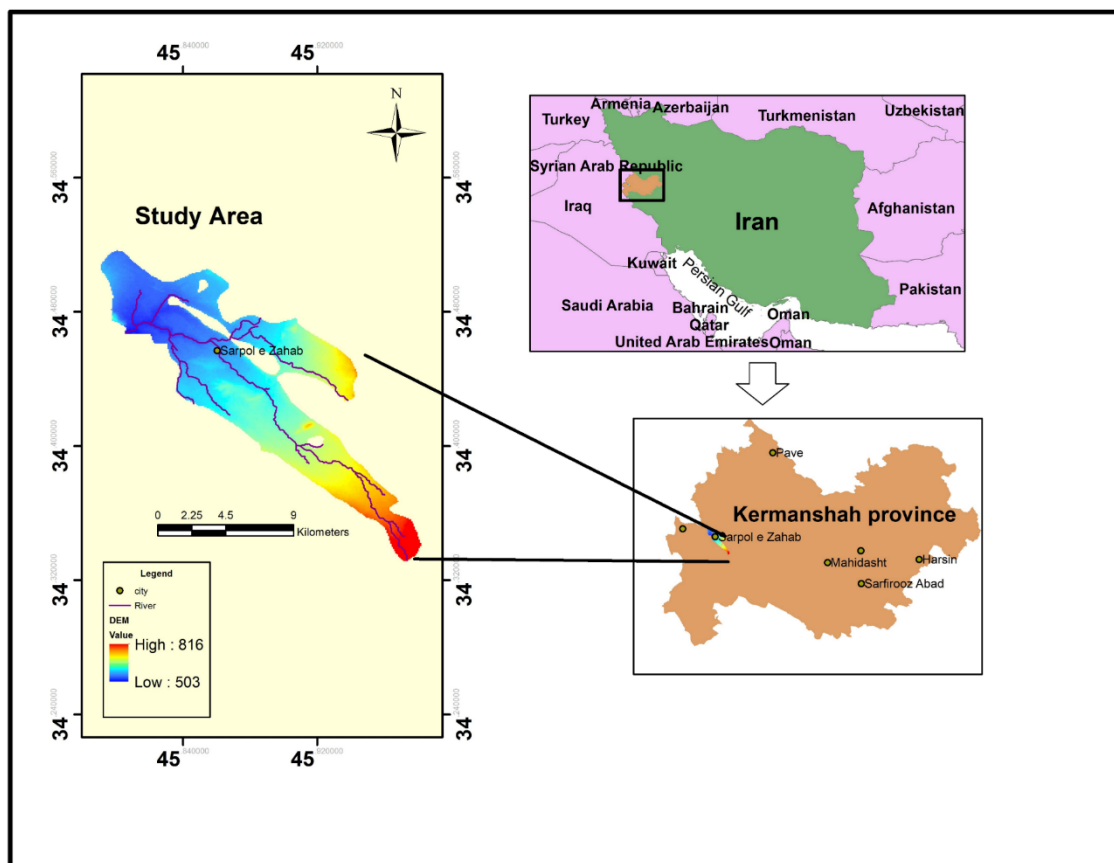


Fig. 1- Location of the study area

شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه

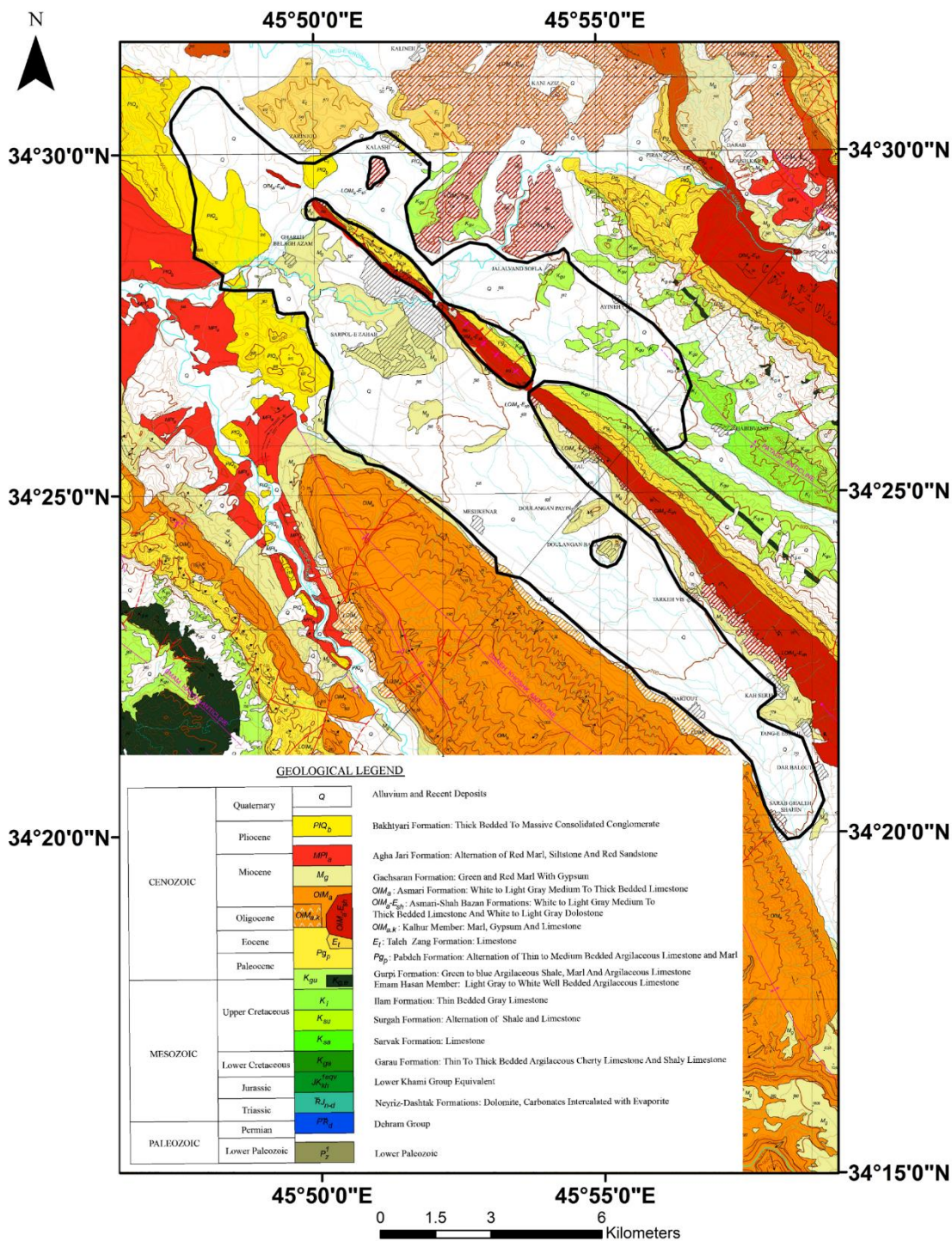


Fig. 2- Geological map of the study area
شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

حاکي از دانه بندی ريز رسوبات آبرفتی در سراسر پروفيل است. در این نيمرخ ژئوالکتریکي، لایه های تفکیک شده به سه بخش با ویژگی های متفاوت تفکیک می شوند:

میزان مقاومت ویژه لایه ها حاکي از یکنواختی نسبی جنس و ضخامت رسوبات آبرفتی در بخش مسطح دشت است و در انتهای پروفيل به دلیل نزدیک شدن به حاشیه دشت و کاهش عمق سنگ بستر آهکی، مارنی مقادیر مقاومت ظاهری افزایش می یابد. مقادیر مقاومت ویژه کم

کمتر از ۱۵ اهمتر از رسوبات آبرفتی ریزدانه با آبدهی نه‌چندان زیاد تشکیل شده و با نزدیک شدن به ابتدای پروفیل به دلیل افزایش نسبی ابعاد رسوبات مقاومت ویژه آن به تدریج زیاد می‌شود. سنگ بستر مارنی، آهکی در این نیمرخ نیز با مقاومت ویژه ۳۵ تا ۵۵ اهمتر در سراسر پروفیل قابل تفکیک بوده و با نزدیک شدن به کوهپایه تشکیلات در ابتدای پروفیل از عمق آن کاسته می‌شود (Malek Mohammadi, 2012).

لایه سطحی که از خاک‌های کم ضخامت کشاورزی و آبرفت‌های خشک تشکیل شده با مقاومت ویژه ۱۲ تا ۱۸۰ اهمتر به دو بخش قابل تفکیک است. بخش عمیق‌تر که مقاومت ویژه کمتری دارد؛ از دانه‌بندی ریزتری برخوردار است. این لایه در ابتدا و به ویژه در انتهای پروفیل به دلیل نزدیکی به کوهپایه تشکیلات مشرف به دشت در سمت شمال شرقی، از دانه‌بندی درشت‌تر و در نتیجه مقاومت ویژه بیشتری برخوردار است. لایه آبرفتی آبدار در این مقطع با مقاومت ویژه ۱۲ تا ۲۵ اهمتر در بخش مسطح و کم ارتفاع دشت با مقاومت ویژه

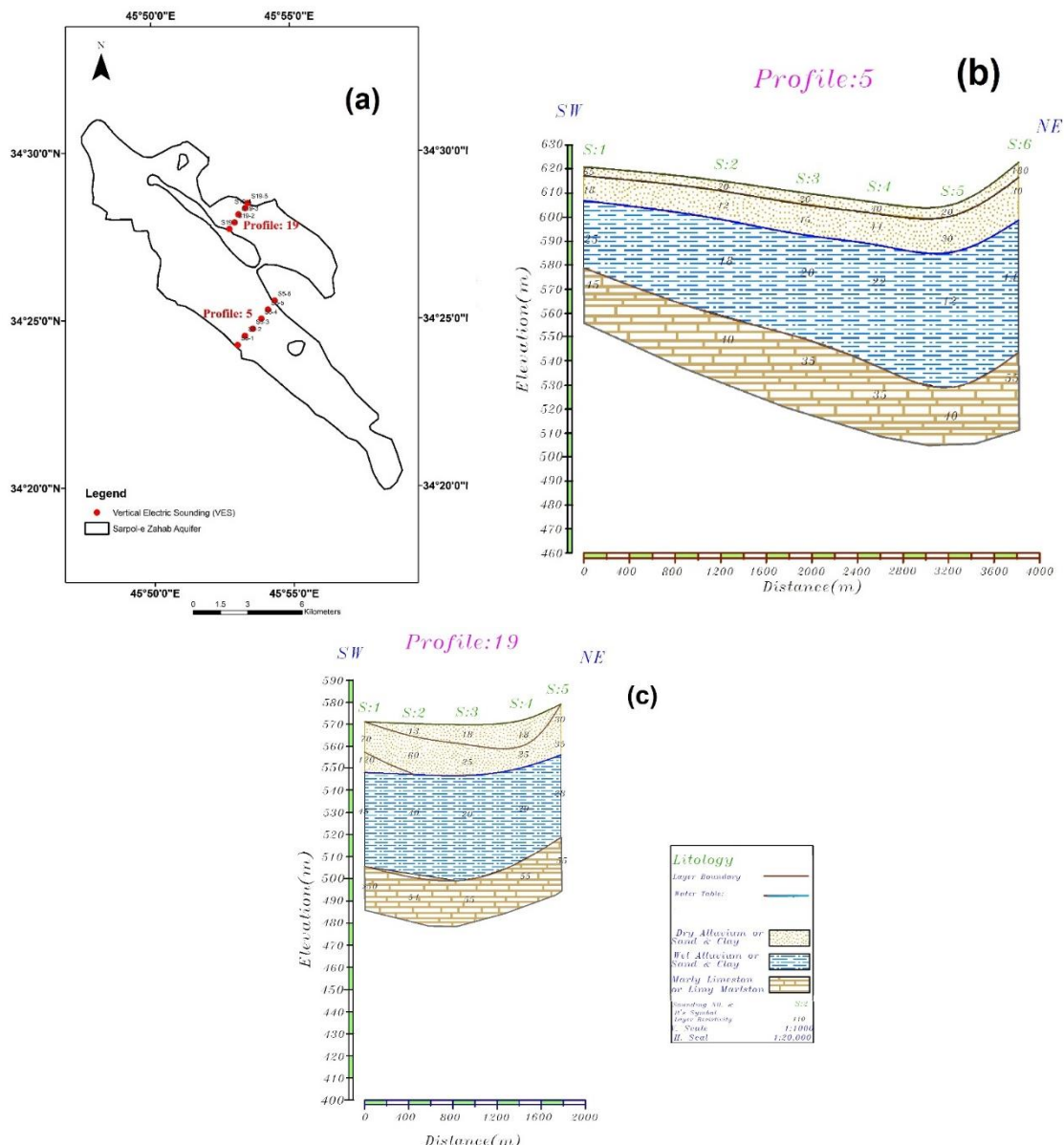


Fig. 3- Geoelectrical sections: locations of profile 5 and profile 19 (a), the geoelectrical section of profile 5 (b), and the geoelectrical section of profile 19 (c)

شکل ۳- نیمرخ ژئوالکتریکی (مقاومت ویژه): موقعیت پروفیل شماره ۵ و پروفیل شماره ۱۹ (a)، نیمرخ ژئوالکتریکی پروفیل شماره ۵ (b)، نیمرخ ژئوالکتریکی پروفیل شماره ۱۹ (c)

۲-۲- زمین‌لرزه ۲۱ آبان ۱۳۹۶ از گله (سرپل ذهاب)

زمین‌لرزه از گله (سرپل ذهاب) در ۲۱ آبان ۱۳۹۶ (۱۲ نوامبر ۲۰۱۷) در ساعت ۲۱:۴۸ دقیقه با بزرگی ۷/۳ در استان کرمانشاه رخ داد که موجب خرابی‌های گسترده در روستاها و همچنین مسکن‌های نوساز در سرپل ذهاب شد (Zare et al., 2017). کانون زلزله در جنوب از گله به فاصله حدود ۱۰ کیلومتری، شمال شرق قصرشیرین به فاصله ۳۳ کیلومتری، و شمال غرب سرپل ذهاب به فاصله ۳۷ کیلومتری قرار دارد (Tatar et al., 2017). این زمین‌لرزه می‌تواند بر اثر جنبش گسل جبهه کوهستان زاگرس (MFF) در منطقه سرپل ذهاب ایجاد شده باشد. در شکل ۴ تصویر شماتیک ساده‌ای از گسل راندگی مسبب زمین‌لرزه نشان داده شده است (Zare et al., 2017).

۳-۲- گل آلود شدن آب شهر سرپل‌ذهاب ناشی از زمین‌لرزه

شبه‌های آب در شهرهای زلزله‌زده متحمل خسارات جزیی تا شدید شدند. یکی از مشکلات عمده از دست رفتن بخشی یا کامل منابع آب در دو شهر بود که عمدتاً ناشی از گل آلود شدن منابع تأمین آب بود که منجر به غیرقابل استفاده بودن آب در روزهای اول در بخش وسیعی از مناطق زلزله‌زده بود (شکل ۵). این مشکل هم در شهرها و هم در روستاها وجود داشت. این مشکل در شهرهای سرپل ذهاب و قصرشیرین تا حدود دو هفته ادامه داشت. یکی از عوامل تشدید کننده موضوع علی‌رغم تلاش‌های گسترده‌ای که صورت می‌گرفت، وقوع پس‌لرزه‌ها بود که تلاش‌ها را ناکام می‌گذاشت (Bastami et al., 2016).

۳- مواد و روشها

در این پژوهش از اطلاعات ۱۸ چاه مشاهده‌ای استفاده شد که عمق سطح آب چاه‌ها، قبل و پس از زمین‌لرزه توسط دفتر مطالعات پایه منابع آب شرکت آب منطقه‌ای کرمانشاه اندازه‌گیری شد (Kermanshah Water Resources Studies Office, 2017). برای تهیه نقشه عمق سطح آب زیرزمینی (WTD⁸) از تابع Small با Midpoint=15m استفاده شد. همچنین، در تهیه نقشه RT داده‌های ۱۶۳ سونداژ الکتریکی قائم^۹ (VES) که توسط شرکت زمین کاو گستر برداشت و پردازش شده بود؛ استفاده شد (Malek Mohammadi, 2012). نقشه DEM^۶ از وب سایت ASF DATA SEARCH (<https://search.asf.alaska.edu>) استخراج شد و تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ از سایت سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا USGS (<http://earthexplore.usgs.gov>) بدست آمد که از آن برای تهیه نقشه NDVI در نرم‌افزار ENVI 5.6 استفاده شد. نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ از شرکت ملی نفت ایران خریداری شد (Kamandab, 2013). همچنین، از نقشه‌های هم‌دما و هم‌تبخیر نیز استفاده شد. کل نقشه‌ها بوسیله نرم‌افزار ArcGIS و رقومی شده‌اند. از نرم‌افزار Excel برای ترسیم نمودارهای همبستگی بین مقادیر مختلف استفاده شد و همچنین محاسبات مربوط به همبستگی چند متغیره توسط نرم‌افزار SPSS انجام شد.

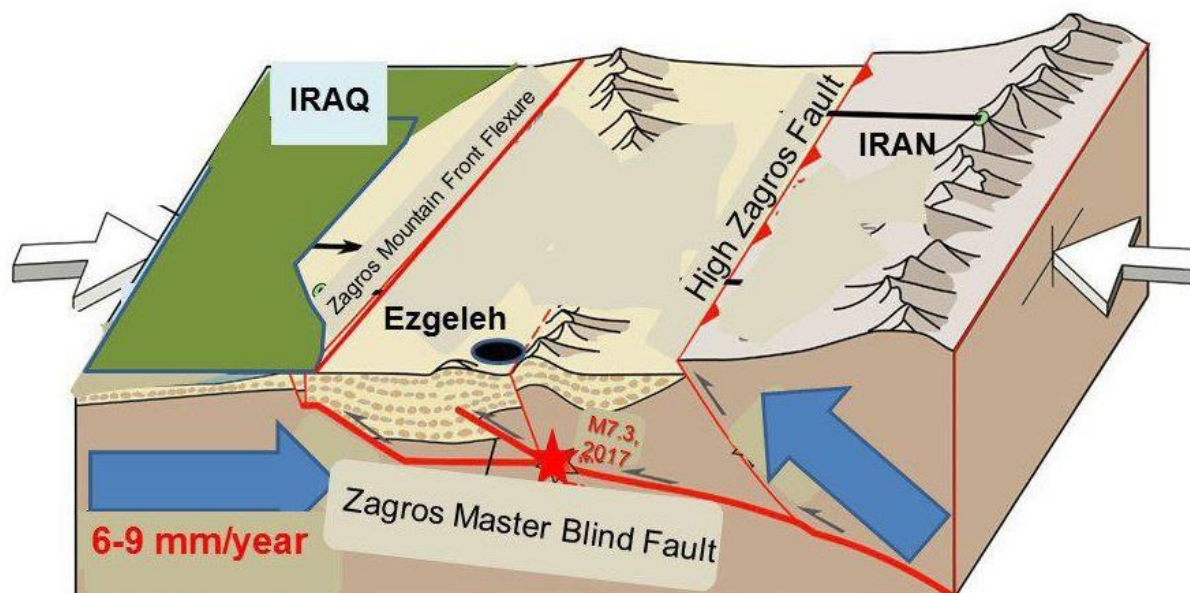


Fig. 4- A simple schematic picture of the thrust fault that caused the 21 November 1996 Ezgeleh (Sarpol-Zahab) earthquake (Zare et al., 2017)

شکل ۴- تصویر شماتیک ساده از گسل راندگی مسبب زمین‌لرزه ۲۱ آبان ۹۶ سرپل ذهاب (Zare et al., 2017)



Fig. 5- Drinking water in Sarpol-e Zahab city turned muddy after the aftershocks
شکل ۵- گل‌آلود شدن بیشتر آب آشامیدنی شهر سرپل ذهاب پس از پس لرزه‌ها

۱-۳- منطق فازی

منطق فازی که برای اولین بار توسط لطفی زاده در سال ۱۹۶۵ توسعه یافت (Zadeh, 1965)، امروزه در چندین زمینه بکار می‌رود. روش فازی احتمال عضویت یک پیکسل را به مجموعه‌های فازی، با توجه به تابع عضویت فازی ارزیابی می‌کند. مجموعه‌های فازی فاقد مرز مشخصی هستند و عضویت و یا عدم عضویت یک مکان در مجموعه‌ای خاص به صورت تدریجی است (Wang and , 1996). یک مجموعه فازی با استفاده از درجه عضویت فازی مشخص می‌شود، که به آن احتمال نیز گفته می‌شود (Estman et al., 1993). در نظریه مجموعه‌های فازی، عضویت می‌تواند هر مقداری بین ۰ و ۱ داشته باشد. مقدار درجه عضویت هر کلاس و واحد مکانی بر اساس نظرات کارشناسی و استفاده از دانش داده‌های تعیین می‌شود. سپس با استفاده از عملگرهای فازی عملیات تلفیقی مورد نظر انجام می‌شود (Bonham Carter, 1995).

برای ارزیابی اثربخشی زمین‌لرزه بر تغییرات سطح آب زیرزمینی در یک آبخوان آزاد از یک رویکرد مطالعه موردی استفاده شد. در این تحقیق عوامل مورد استفاده در تغییرات سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه به دو دسته اصلی تقسیم شدند. دسته اول عواملی که پس از رخداد زمین‌لرزه در افزایش سطح آب زیرزمینی می‌توانند مؤثر باشند که شامل: فاصله از مرکز زمین‌لرزه، محدوده فشاری گسل امتداد لغز، عمق سطح آب زیرزمینی (WTD^8)، $NDVI^9$ و RT (حاصلضرب مقاومت ویژه لایه آبدار در ضخامت آن) بودند؛ دسته دوم عواملی هستند که می‌توانند در کاهش سطح آب زیرزمینی پس از زمین‌لرزه مؤثر باشند که عبارتند از: دما سطحی، محدوده کششی گسل امتداد لغز، تبخیر سطحی و عمق سطح آب زیرزمینی. برای اینکه دامنه کل تغییرات عوامل مذکور یکسان باشد؛ از روش منطق فازی برای فازی‌سازی نقشه‌های پهنه‌بندی استفاده شد. بطوریکه دامنه تغییرات هر عامل افزایش دهنده یا کاهش‌دهنده سطح آب زیرزمینی بین مقدار صفر و یک است.

۳-۲- عضویت‌دهی فازی

ابزار Fuzzy Membership داده‌های ورودی را بر اساس امکان عضویت در یک مجموعه مشخص، مجدداً طبقه‌بندی یا به مقیاس صفر تا ۱ تبدیل می‌کند. مقدار صفر به مکانهایی اختصاص داده می‌شود که قطعاً عضوی از مجموعه مشخص شده نیستند؛ ۱ به مقادیری که قطعاً عضوی از مجموعه مشخص شده هستند، و کل محدوده احتمالات بین صفر و ۱ به سطحی از ممکن اختصاص داده می‌شود. در این پژوهش از ۳ تابع عضویت‌دهی فازی^۱ استفاده شده است که عبارتند از: Fuzzy Large و Fuzzy Linear و Fuzzy Small.

۳-۳- مکانیسم تغییرات سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه

تغییرات سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه شامل افزایش یا کاهش سطح آب زیرزمینی است که معمولاً در بیشتر مناطق این دو تغییر می‌توانند همپوشانی داشته باشند که در ادامه توضیح داده می‌شود:

- افزایش سطح آب زیرزمینی

- ارتعاشات ناشی از زمین‌لرزه باعث روانگرایی لایه‌های اشباع و نیمه اشباع (حاشیه مویینه) می‌شود. روانگرایی سبب افزایش فشار آب منفذی شده و در نتیجه فشار ایجاد شده، موجود افزایش سطح آب زیرزمینی می‌شود (Tohumcu Özener, 2009):

- زمین‌لرزه می‌تواند سبب جنبش گسل‌های امتداد لغز منطقه شده بطوریکه در ربع‌های فشاری مجاور آن، ما شاهد افزایش تراکم لایه اشباع و کاهش تخلخل در آن هستیم (Aydin and Nur, 1982)؛ که نتیجه آن افزایش سطح آب زیرزمینی است. در شکل ۶-۱ یک گسل امتداد لغز سبب جابجایی لایه‌ها شده است که در اثر کرنش حجمی،

ربع‌های فشاری (+) و کششی (-) بوجود می‌آید (شکل ۶-۱). شکل ۷ تصویر شماتیک از تأثیر گسل امتداد لغز بر تغییر سطح آب زیرزمینی را نشان می‌دهد؛ بطوریکه ربع‌های فشاری با رنگ قرمز و ربع‌های کششی با رنگ آبی ترسیم شده‌اند (شکل ۷-۱). در نیمرخ که از سطح ایستایی ارائه شده است؛ افت سطح ایستایی می‌تواند در ربع کششی و افزایش سطح آب در ربع فشاری رخ دهد (شکل ۷-۲).

- کاهش سطح آب زیرزمینی

- زمین‌لرزه سبب جنبش گسل‌های امتداد لغز منطقه شده بطوریکه در یک چهارم‌های کششی مجاور آن، کاهش تراکم لایه اشباع و افزایش تخلخل در آن، سبب کاهش سطح آب زیرزمینی می‌شود؛

- تبخیر سطح آب زیرزمینی باعث کاهش سطح آب زیرزمینی پس از زمین‌لرزه می‌شود. عواملی که بطور غیر مستقیم بر تغییرات سطح آب زیرزمینی تأثیر می‌گذارند عبارتند از: تبخیر سطحی، دمای سطحی، عمق سطح آب زیرزمینی و مدت زمان پس از زمین‌لرزه و حتی جذب آب توسط لایه‌های فوقانی که تشکیل حاشیه مویینه جدید می‌دهد.

۴- نتایج و بحث

شکل ۸ نقشه تغییرات سطح آب زیرزمینی آبخوان سرپل ذهاب را ۲۸ روز پس از زمین‌لرزه ۲۱ آبان سال ۱۳۹۶ نشان می‌دهد. محدوده‌های قرمز رنگ نشان دهنده کاهش سطح آب زیرزمینی و محدوده‌های آبی رنگ معرف مناطقی هستند که سطح آب زیرزمینی افزایش یافته است. حداکثر افت سطح آب زیرزمینی ۳/۰۸ متر و حداکثر افزایش ۴/۴۲ متر مشاهده شد.

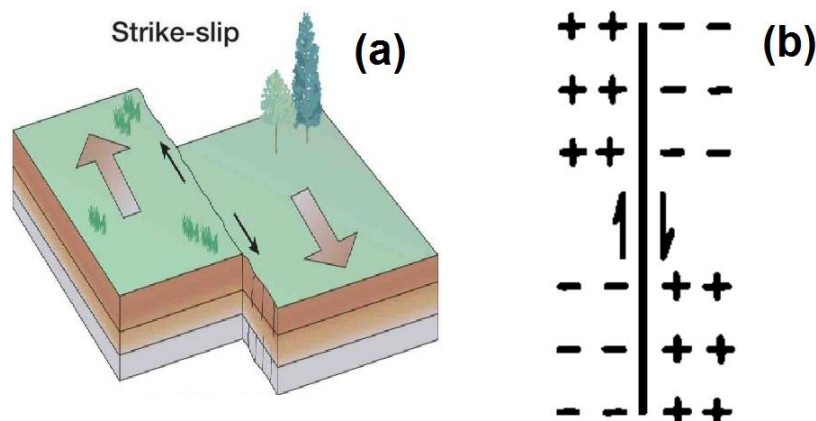


Fig. 6- lateral strike-slip fault (a) and the compressional and extensional quadrants around a lateral strike-slip fault (b)

شکل ۶- گسل امتداد لغز (a)، ربع‌های فشاری و کششی اطراف گسل امتداد لغز (b)

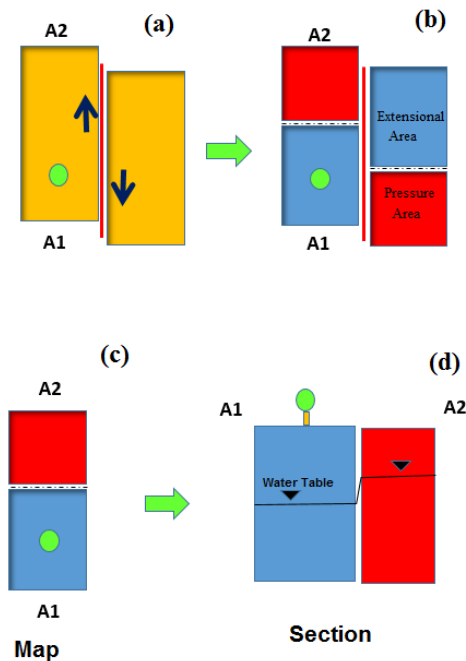


Fig. 7- Schematic picture of the effect of strike-slip fault in change of groundwater level: (a) right-lateral strike-slip fault; (b) compressional and extensional quadrants; (c) Schematic map of the compressional and extensional quadrant; (d) Schematic section of water table and compressional and extensional quadrant
 شکل ۷- تصویر شماتیک از تأثیر گسل امتداد لغز بر تغییر سطح آب زیرزمینی: گسل امتداد لغز راستگرد (a)، ربع‌های فشاری و کششی (b)، نقشه شماتیک از ربع فشاری و کششی (c)، نیمرخ از سطح ایستابی و ربع فشاری و کششی (d)

بوسیله روش آنالیز رگرسیون خطی^{۱۱}، ضریب تعیین (R^2) بین مقادیر افزایش سطح آب زیرزمینی و عوامل مؤثر بر آن محاسبه شد (شکل ۱۰). نمودار همبستگی بین میزان افزایش سطح آب زیرزمینی مشاهده شده ناشی از زمین‌لرزه را با عوامل مؤثر بر افزایش سطح آب زیرزمینی را نشان می‌دهد. بطوریکه محور عمودی مربوط به میزان افزایش سطح آب زیرزمینی پس از زمین‌لرزه بر حسب متر و محور افقی مربوط به مقادیر فازی شده عوامل مؤثر در افزایش سطح آب زیرزمینی است. افزایش سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه حداکثر ۴/۴۲ متر است. شکل ۱۰- e همبستگی مثبت نسبتاً زیاد مقدار RT با افزایش سطح آب زیرزمینی را نشان می‌دهد.

شکل ۱۱ ضریب همبستگی (r) بین میزان افزایش سطح آب زیرزمینی و عوامل مؤثر بر آن را نشان می‌دهد. همبستگی بین برخی از مقادیر مثبت و برخی دیگر منفی است. به طور شگفت‌آوری همبستگی زیادی بین مقدار RT با افزایش سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه ($r=0.70$) وجود دارد. بنابراین در مکانهایی که مقدار RT زیاد است؛ ما شاهد افزایش سطح آب زیرزمینی هستیم.

در شکل ۸ موقعیت ۱۸ حلقه چاه مشاهده‌ای و همچنین نقاط نمونه‌برداری مشخص شده است. فاصله نقاط نمونه‌برداری از هم ۵۰۰ متر است و موقعیت آنها به گونه‌ای طراحی شده است که در مجاورت چاه‌های مشاهده‌ای قرار داشته باشند تا سنجش داده‌ها از صحت بیشتری برخوردار باشد.

۴-۱- عوامل مؤثر بر افزایش سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه

شکل ۹ نقشه پهنه‌بندی ۵ عاملی که در شدت افزایش سطح آب زیرزمینی پس از رخداد زمین‌لرزه می‌توانند مؤثر باشند را نشان می‌دهد که این عوامل شامل: فاصله از مرکز زمین‌لرزه (شکل ۹-a)، محدوده فشاری گسل امتداد لغز (شکل ۹-b)، عمق سطح آب زیرزمینی^۸ WTD (شکل ۹-c)، شاخص پوشش گیاهی^۹ NDVI (شکل ۹-d) و RT (حاصلضرب مقاومت ویژه لایه آبدار در ضخامت آن) هستند (شکل ۹-e).

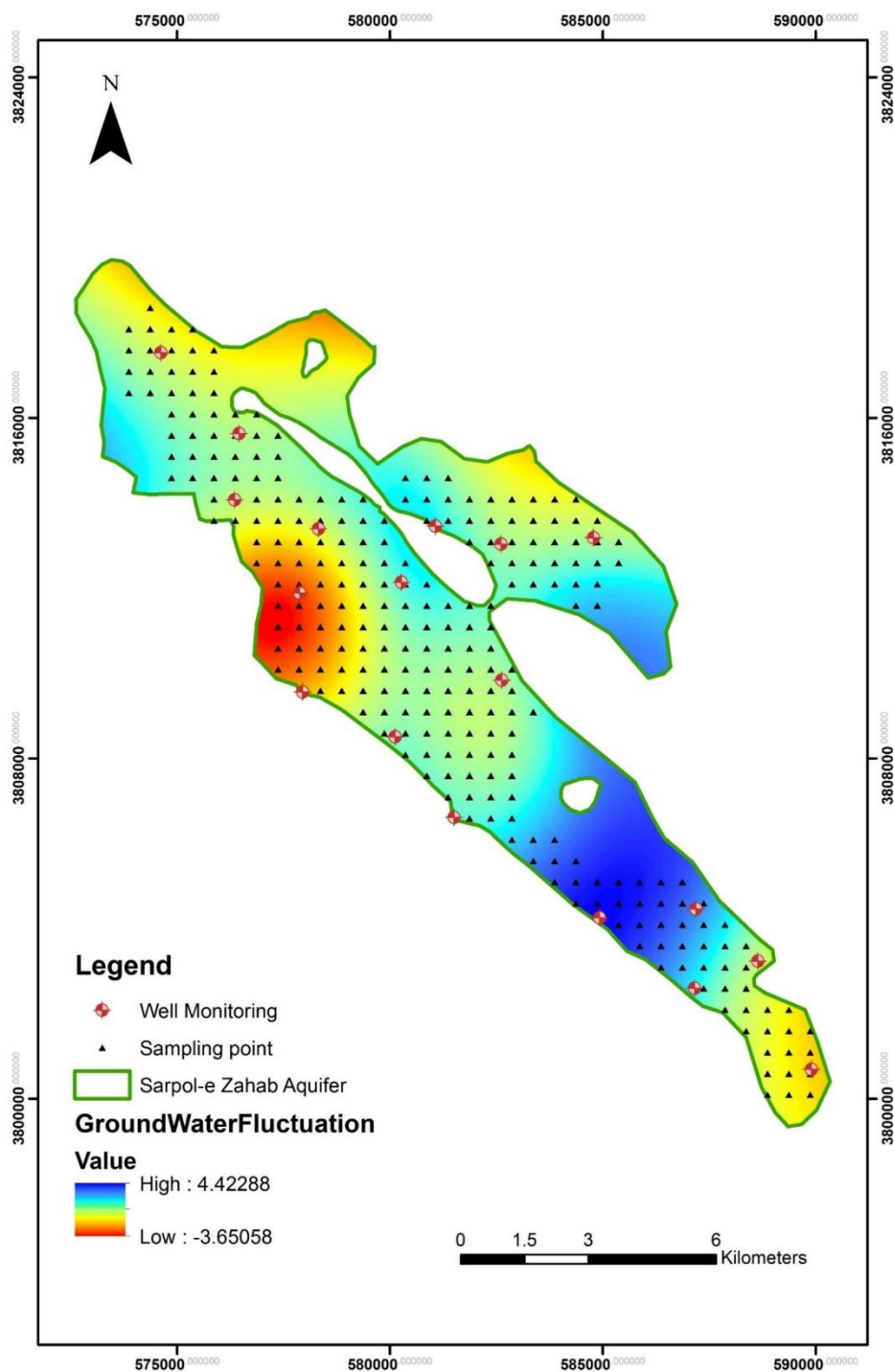
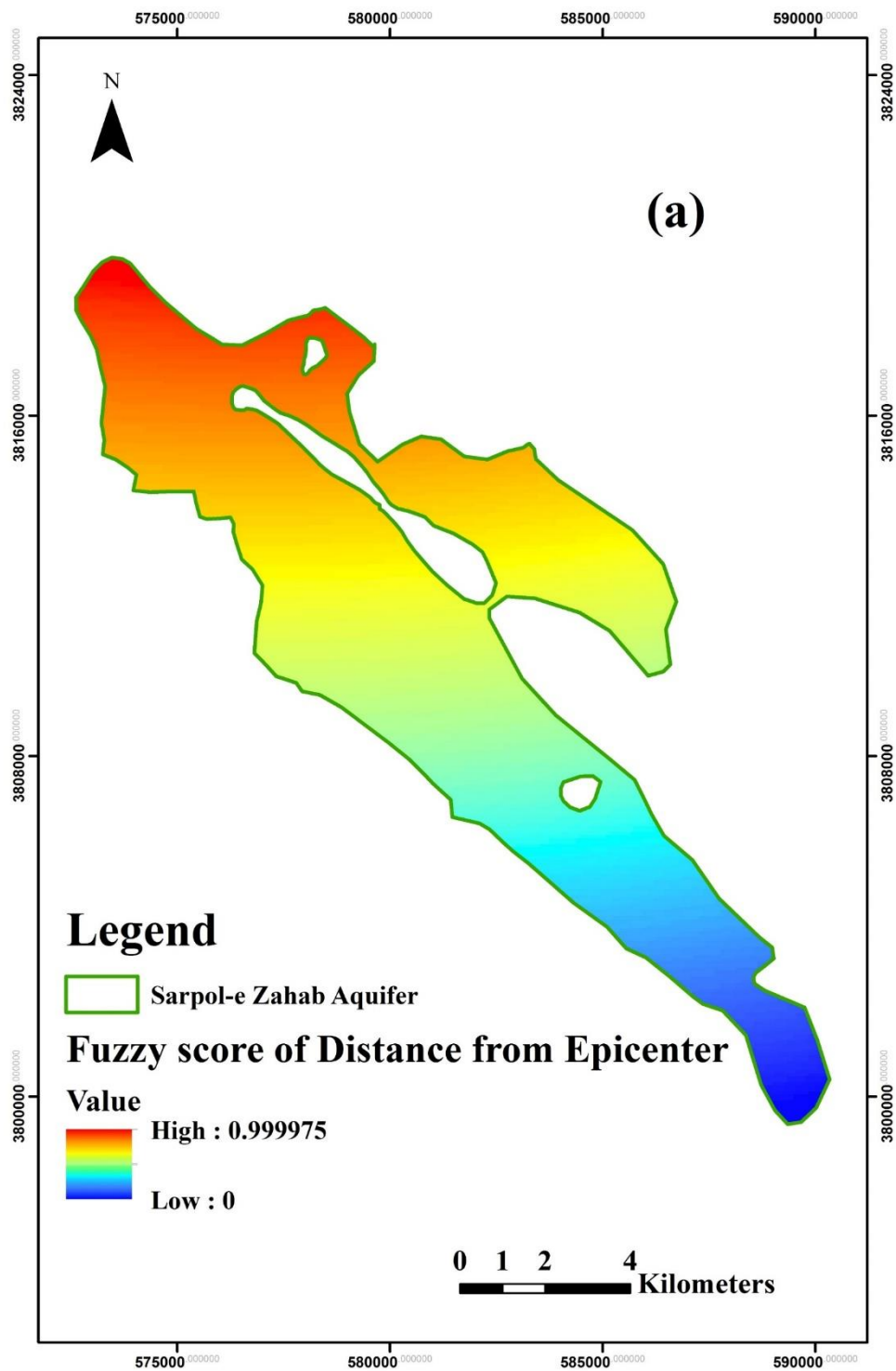
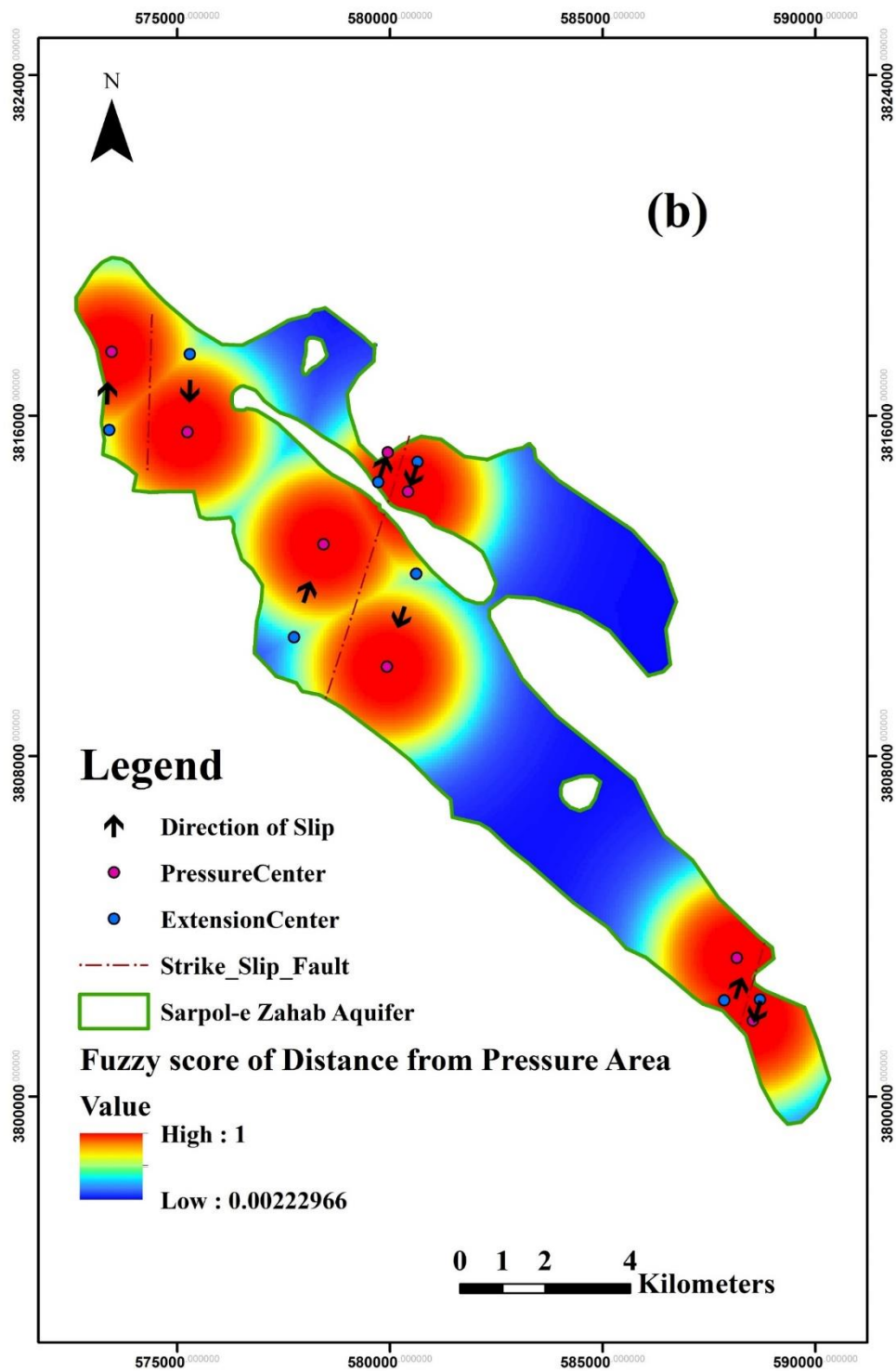
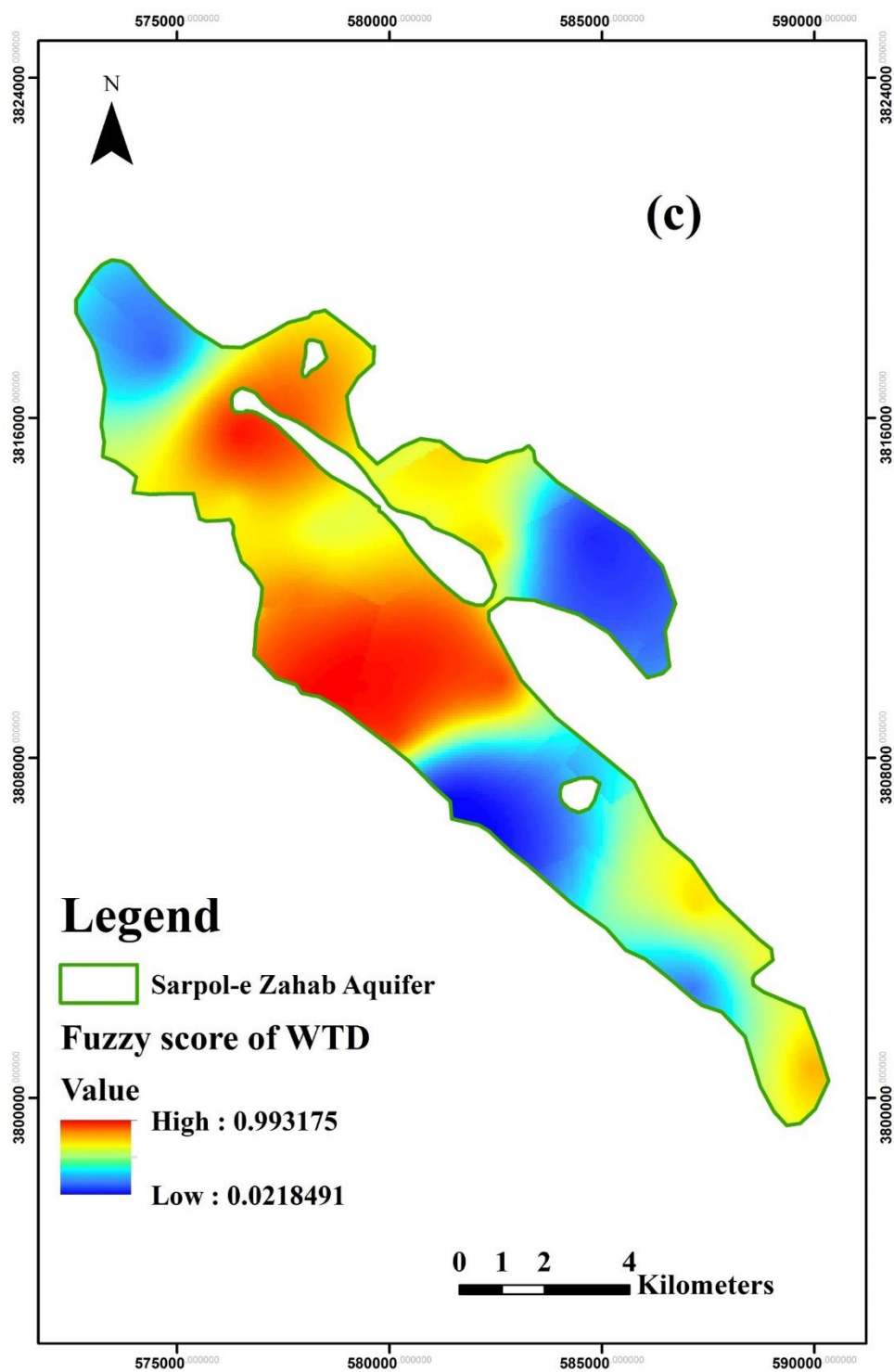
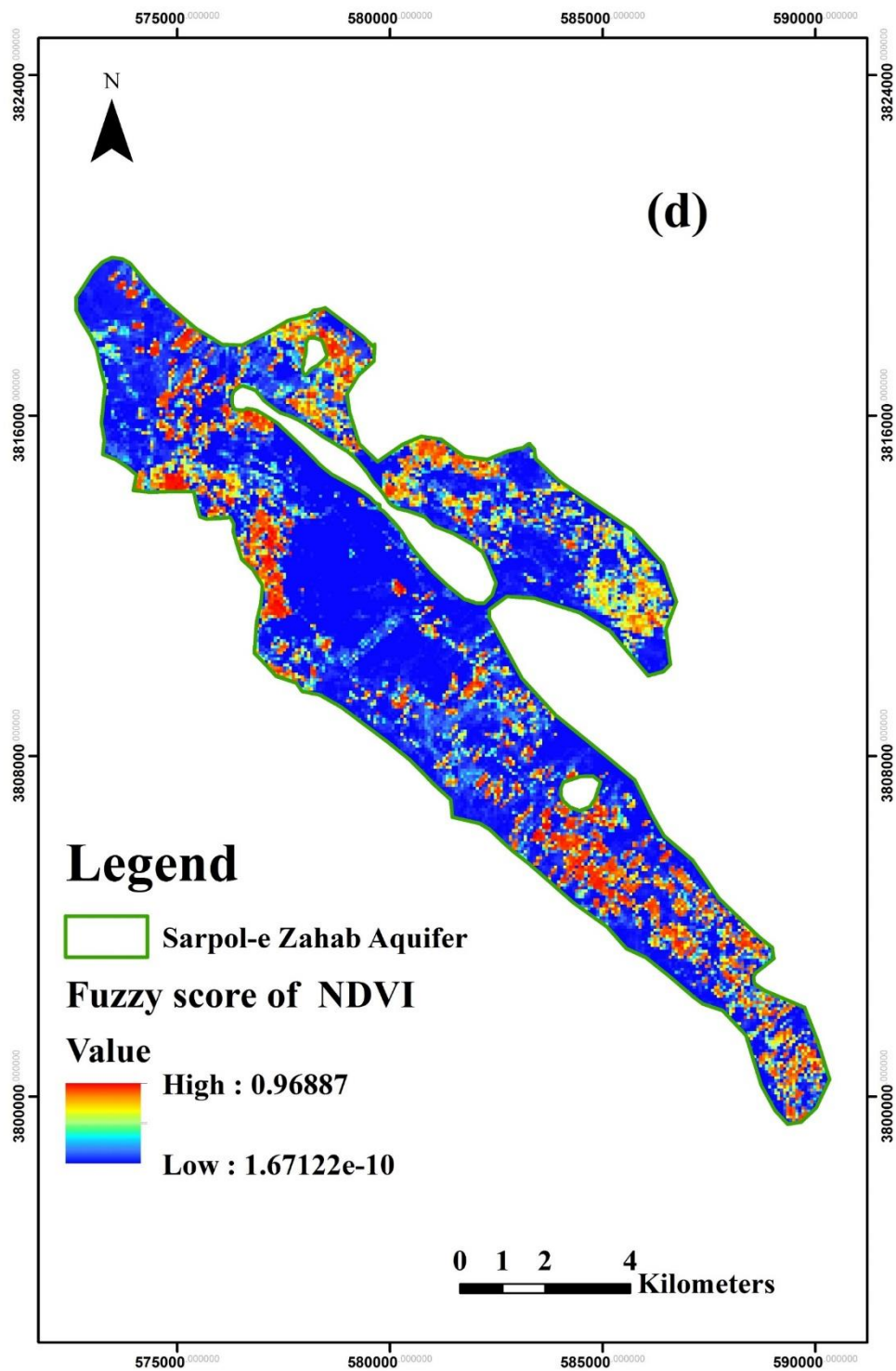


Fig. 8- Groundwater fluctuations map of Sarpol-e Zahab aquifer during the 2017 earthquake
 شکل ۸- نقشه تغییرات سطح آب زیرزمینی آبخوان سرپل ذهاب پس از زمین لرزه ۲۱ آبان ۱۳۹۶









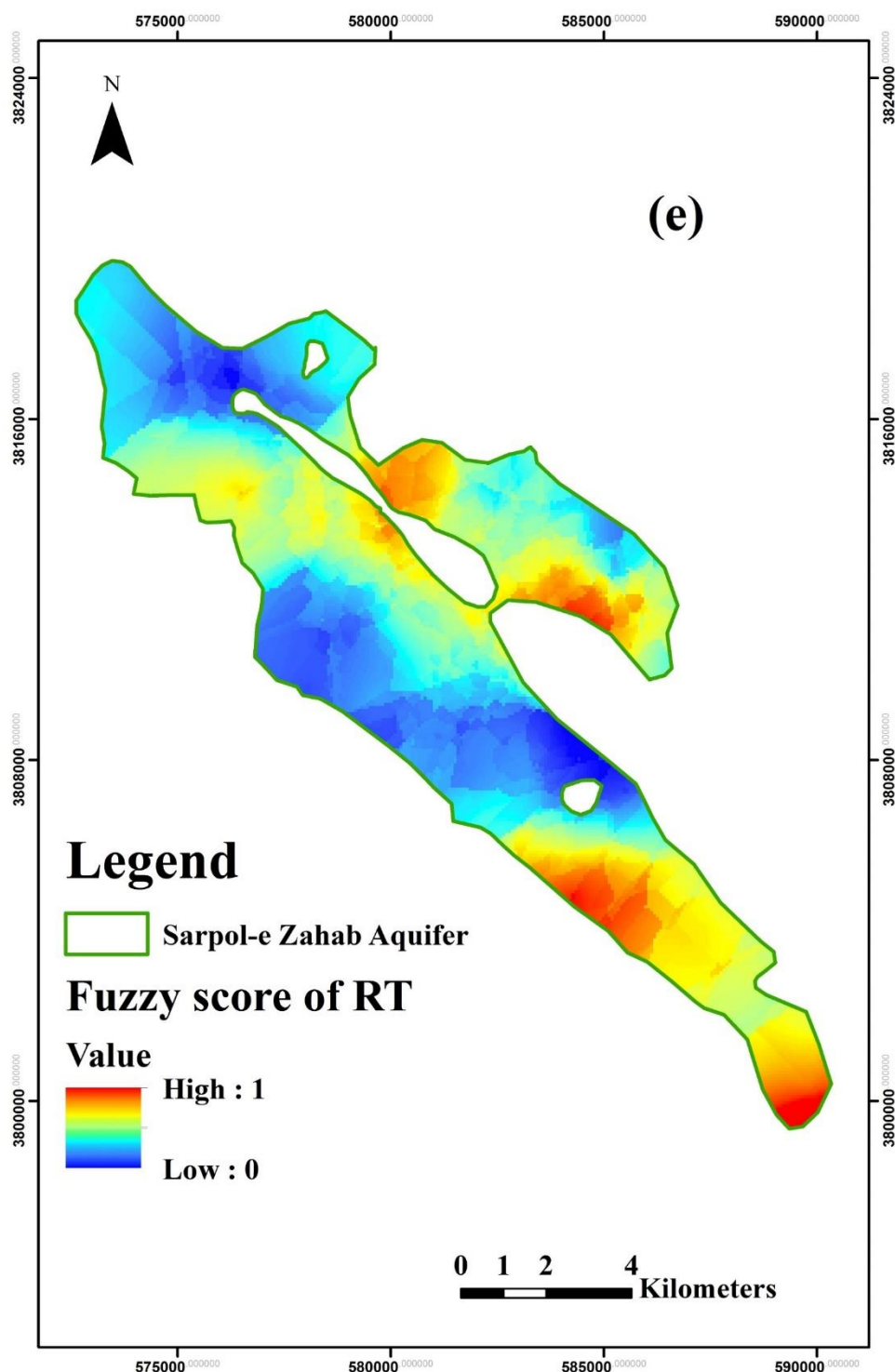
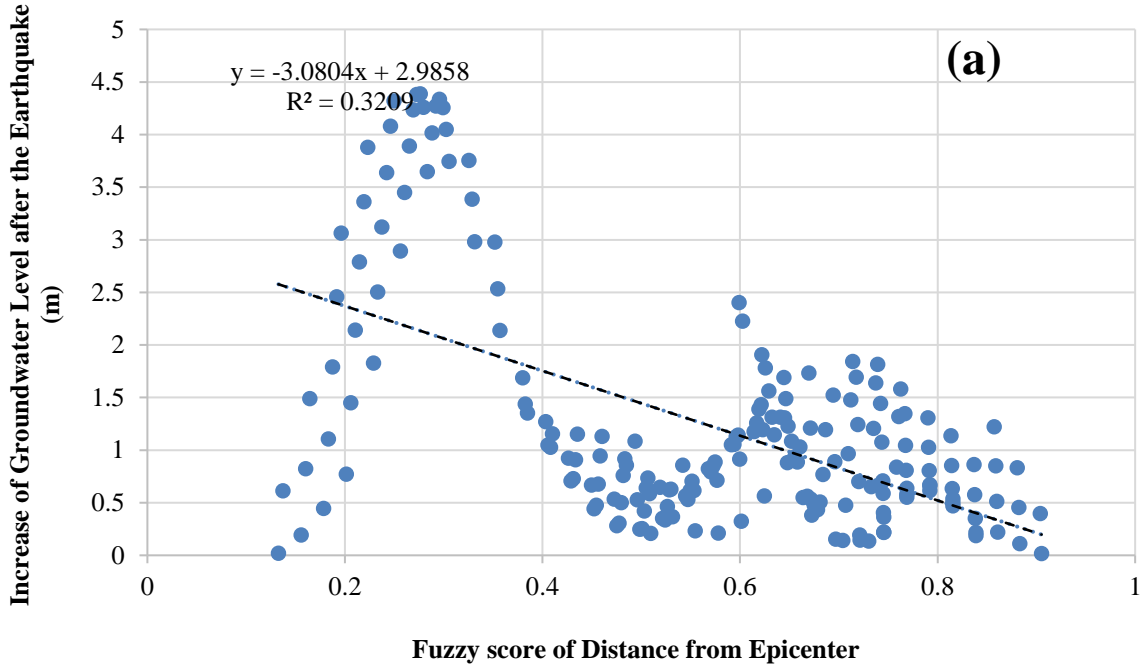


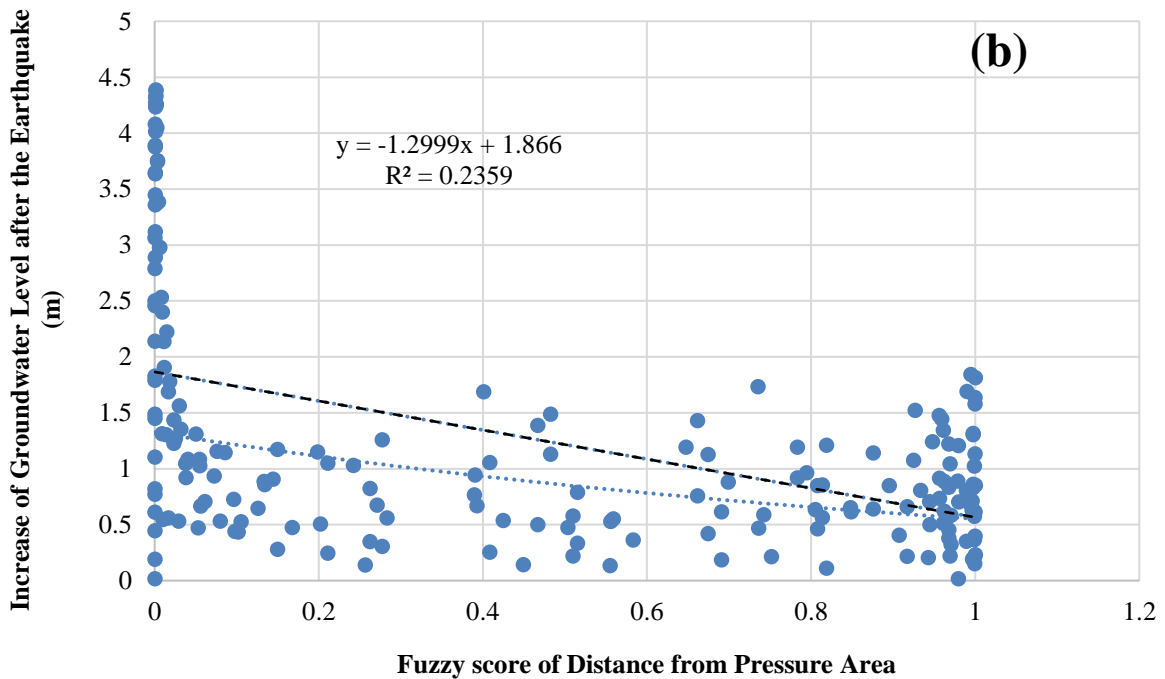
Fig. 9- Fuzzy maps of factors affecting the increase in the groundwater level after an earthquake; (a) Fuzzy score of distance to epicenter, (b) Fuzzy score of distance from pressure area, (c) fuzzy score of water table depth (WTD), (d) Fuzzy score of NDVI, and (e) Fuzzy score of RT

شکل ۹- نقشه‌های پهنه‌بندی فازی شده عواملی که در افزایش سطح آب زیرزمینی پس از رخداد زمین‌لرزه مؤثرند: فاصله از مرکز زمین‌لرزه (a)، محدوده فشاری گسل امتداد لغز (b)، عمق سطح آب زیرزمینی (WTD⁸) (c)، (d) NDVI⁹ و (e) حاصلضرب مقاومت ویژه لایه آبدار در ضخامت آن (e)

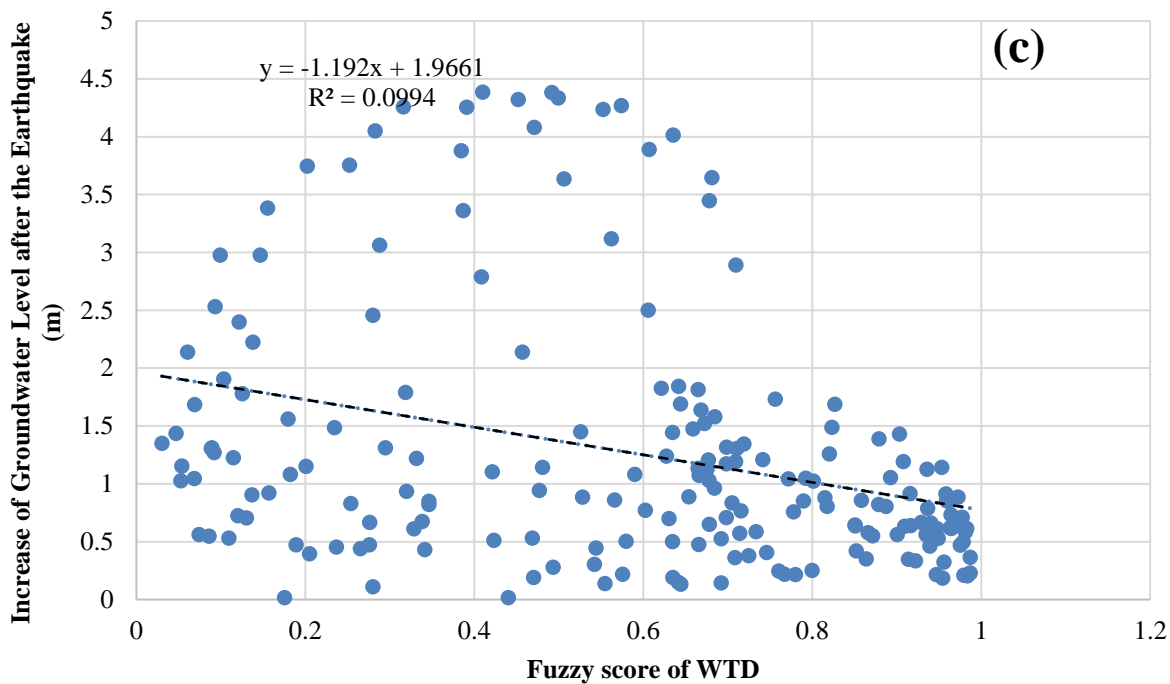
Correlation between the Increase in Water table and the Distance from Epicenter



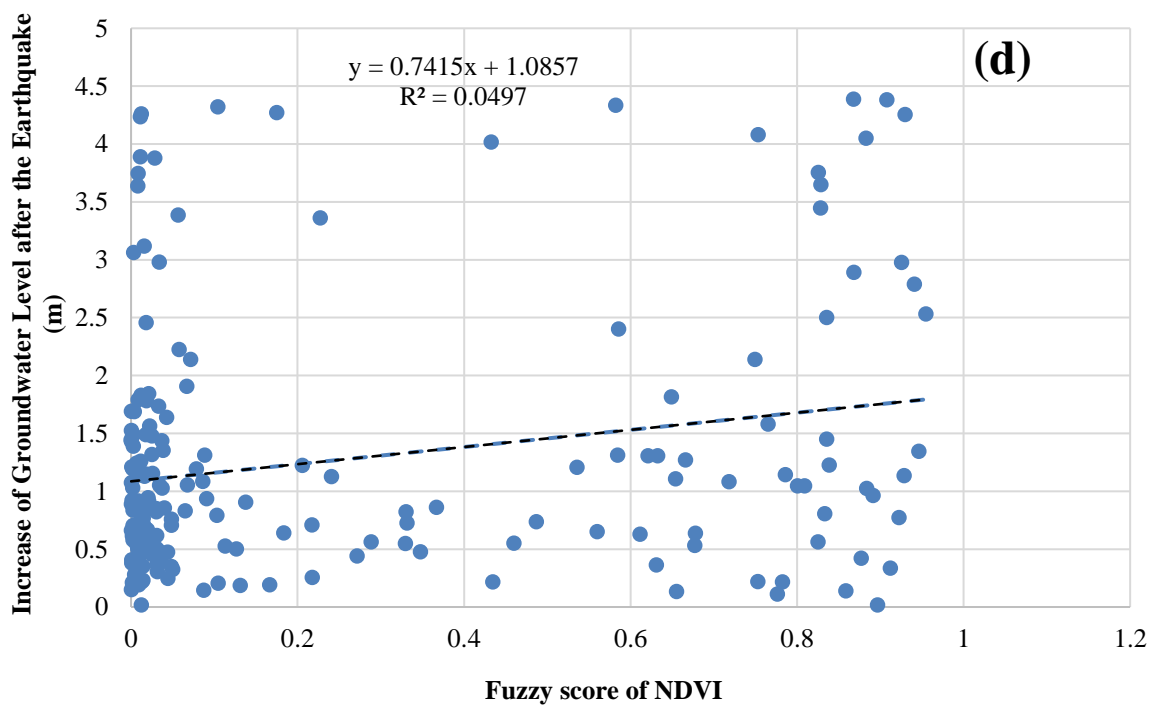
Correlation between the Increase of Water table and the Pressure Area



Correlation between the Increase of Water table and the WTD



Correlation between the Increase of Water table and the NDVI



Correlation between the Increase of Water table and the RT

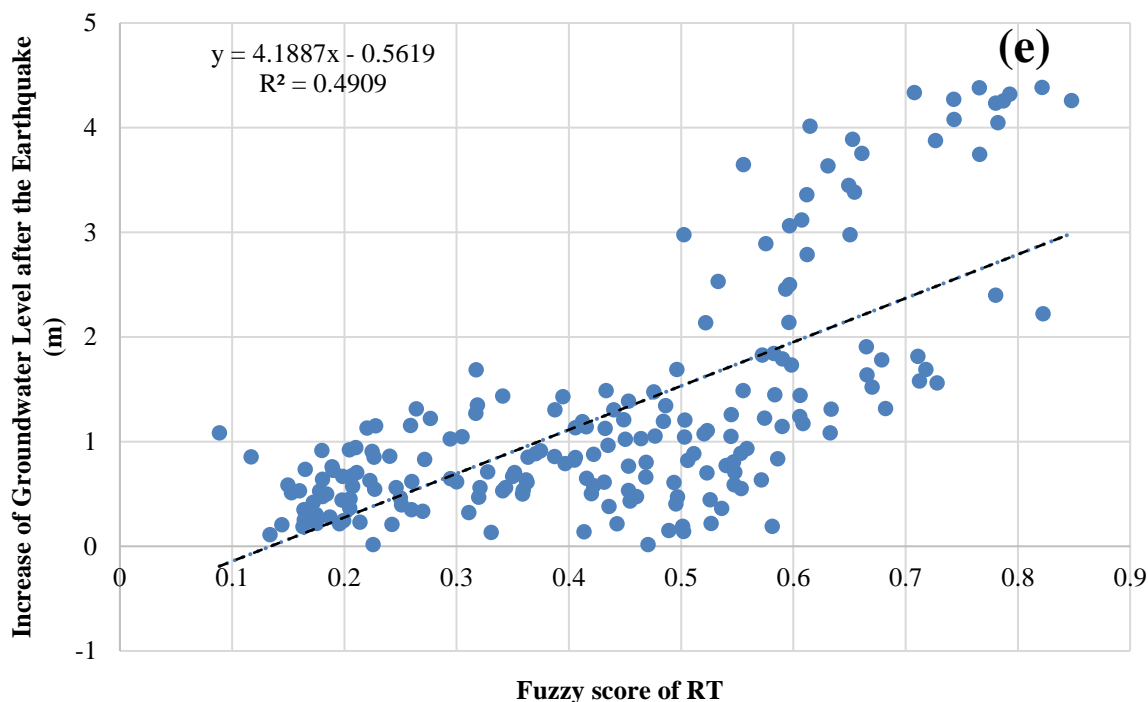


Fig. 10- Correlation between the Increase in Water table and the: (a) distance to epicenter, (b) distance from pressure area, (c) water table depth (WTD), (d) NDVI, and (e) RT

شکل ۱۰- نمودار همبستگی بین میزان افزایش سطح آب زیرزمینی مشاهده شده ناشی از زمین لرزه با فاصله از مرکز زمین لرزه (a)، محدوده فشاری گسل امتداد لغز (b)، عمق سطح آب زیرزمینی (WTD⁸) (c)، NDVI⁹ (d) و RT (حاصلضرب مقاومت ویژه لایه آبدار در ضخامت آن) (e)

۲-۴- عوامل مؤثر بر کاهش سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین لرزه

شکل ۱۲ نقشه‌های پهنه‌بندی شده ۴ عامل را که در شدت کاهش سطح آب زیرزمینی پس از رخداد زمین لرزه می‌توانند تأثیر گذار باشند؛ نشان می‌دهد. این چهار عامل شامل: دمای سطحی (شکل ۱۲-ا)، عمق سطح آب زیرزمینی WTD (شکل ۱۲-ب)، محدوده کشتی گسل امتداد لغز (شکل ۱۲-ج) و تبخیر سطحی (شکل ۱۲-د) است که بصورت نقشه رستری ترسیم شده‌اند.

شکل ۱۳ نمودار همبستگی بین میزان افت سطح آب زیرزمینی مشاهده شده پس از زمین لرزه را با عواملی که می‌توانند بر کاهش سطح آب زیرزمینی مؤثر باشند را نشان می‌دهد. نکته قابل توجه همبستگی مثبت کل این عوامل با میزان کاهش سطح آب زیرزمینی است؛ بطوریکه بیشترین همبستگی افت سطح آب زیرزمینی با WTD و محدوده کشتی ناشی از گسل‌های امتداد لغز است.

نکته قابل توجه دیگر عدم همبستگی مثبت بین افزایش سطح آب زیرزمینی با فاصله از مرکز زمین لرزه ($r = -0.57$) در این منطقه است که برخلاف انتظار نشان می‌دهد در این منطقه با نزدیک شدن به مرکز زمین لرزه، ما شاهد افزایش سطح آب زیرزمینی نیستیم که علت آن می‌تواند تأثیر عوامل مؤثرتر دیگری باشد که باعث کاهش سطح آب زیرزمینی می‌شوند. ولی با دقت در نمودار شکل ۱۰-ا می‌توان همبستگی مثبت بین افزایش سطح آب زیرزمینی با فاصله از مرکز زمین لرزه را بصورت محلی مشاهده کرد. در ضمن تأثیر عوامل مؤثرتر دیگری مانند تبخیر، دما و یا عوامل ناشناخته دیگر بر کاهش سطح آب زیرزمینی که وزن بیشتری نسبت به عامل محدوده فشاری گسل امتداد لغز دارند؛ می‌توانند منجر به عدم همبستگی مثبت بین افزایش سطح آب زیرزمینی با محدوده فشاری گسل امتداد لغز باشند (شکل ۱۰-ب).

Correlation coefficient of indices of groundwater level rise

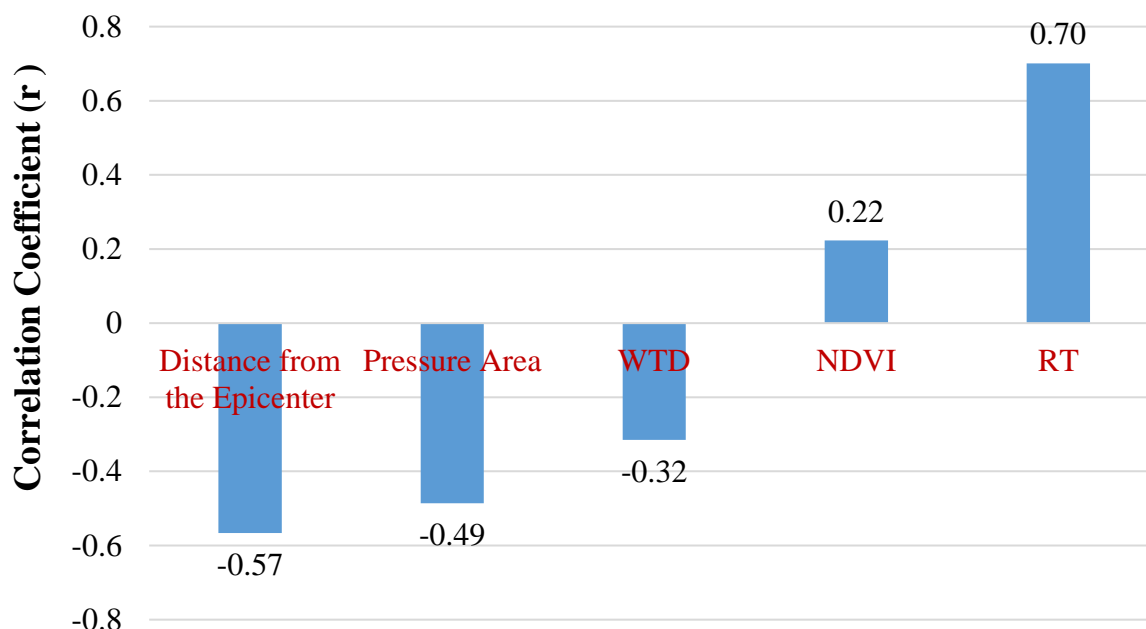


Fig. 11- Correlation coefficient between the Increase in Water table and indices of groundwater level rise
 شکل ۱۱- ضریب همبستگی (r) بین میزان افزایش سطح آب زیرزمینی و عوامل مؤثر بر آن

آب و همچنین عدم همبستگی کل عوامل افزایش دهنده سطح آب با متغیر وابسته افزایش سطح آب، رابطه خطی چند متغیره فقط برای متغیر وابسته کاهش سطح استفاده شد. لذا جهت بررسی رابطه چند متغیره بین کاهش سطح آب زیرزمینی در نقش متغیر وابسته و دمای سطحی، عمق سطح آب زیرزمینی، محدوده کششی گسل امتداد لغز و تبخیر سطحی به عنوان متغیرهای مستقل، وجود رابطه چند متغیره بین آنها در محیط نرم افزار SPSS بررسی شد.

نتایج این بررسی نشان داد که میزان ضریب همبستگی (R) و ضریب تبیین اصلاح شده (Adjusted R²) به ترتیب ۰/۷۴۱ و ۰/۵۲۲ هستند (جدول ۱). بنابراین ۵۲/۲ درصد از افت سطح آب زیرزمینی متأثر از عوامل کاهش دهنده سطح آب است که در این تحقیق معرفی شده‌اند؛ در جدول ۲ ضرایب مدل رگرسیونی ارائه شده است بطوریکه معادله رگرسیون خطی عبارت است از:

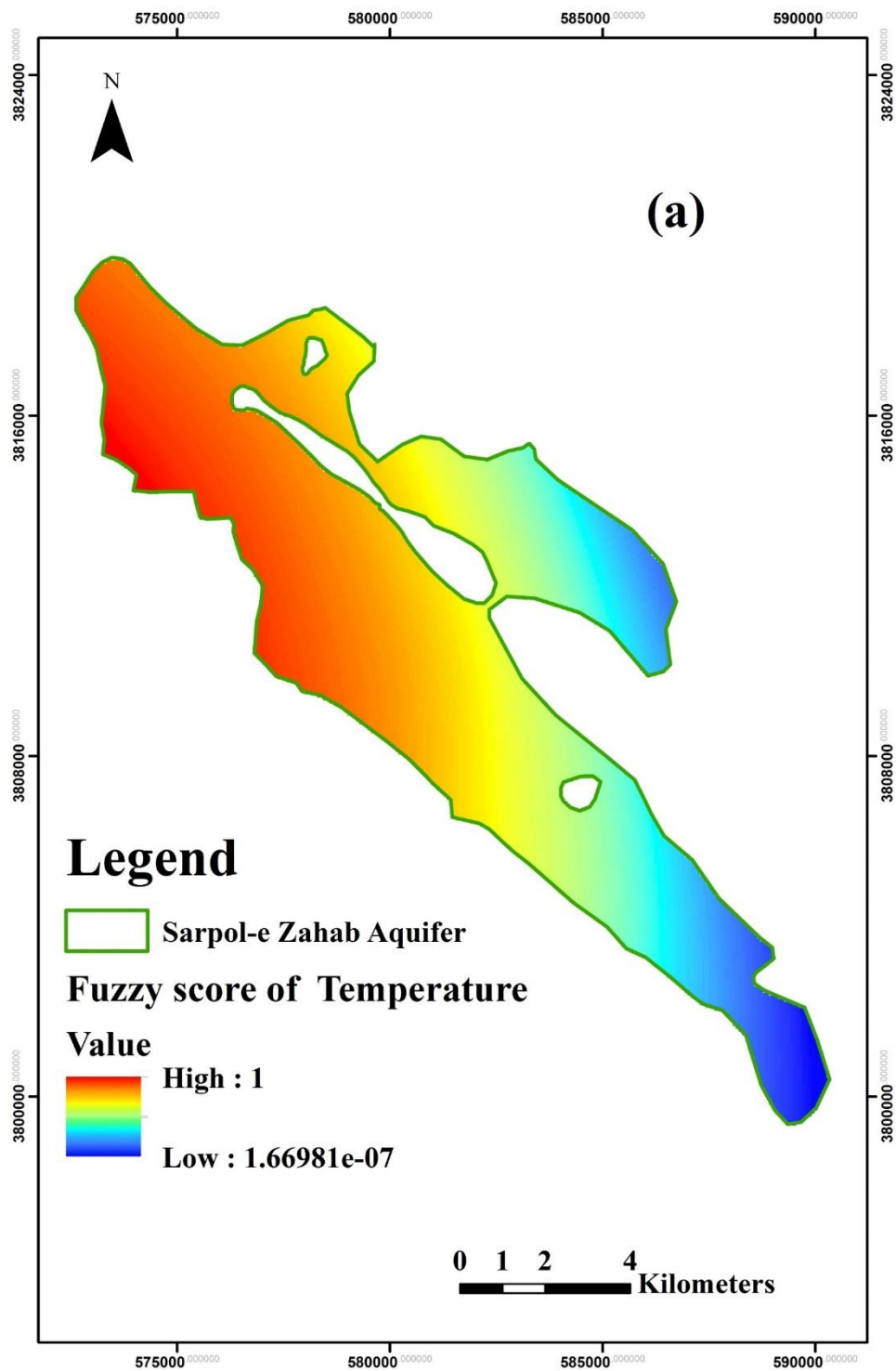
(۱)

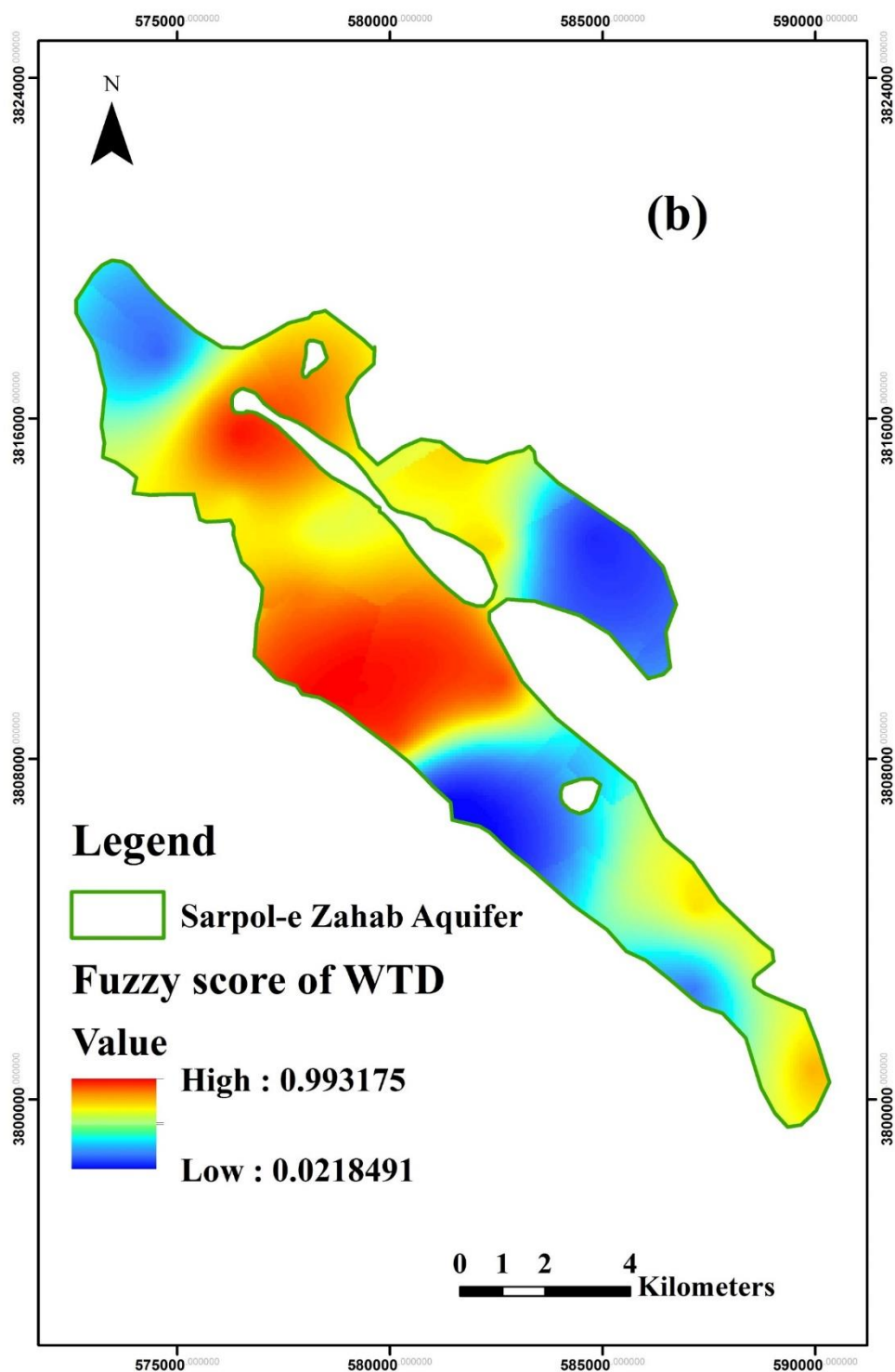
$$\text{Decrease of Water table} = (-7.461 \times \text{Temperature}) + (2.151 \times \text{Extension Area}) + (6.736 \times \text{Evaporation}) + (1.428 \times \text{WTD}) - 0.040$$

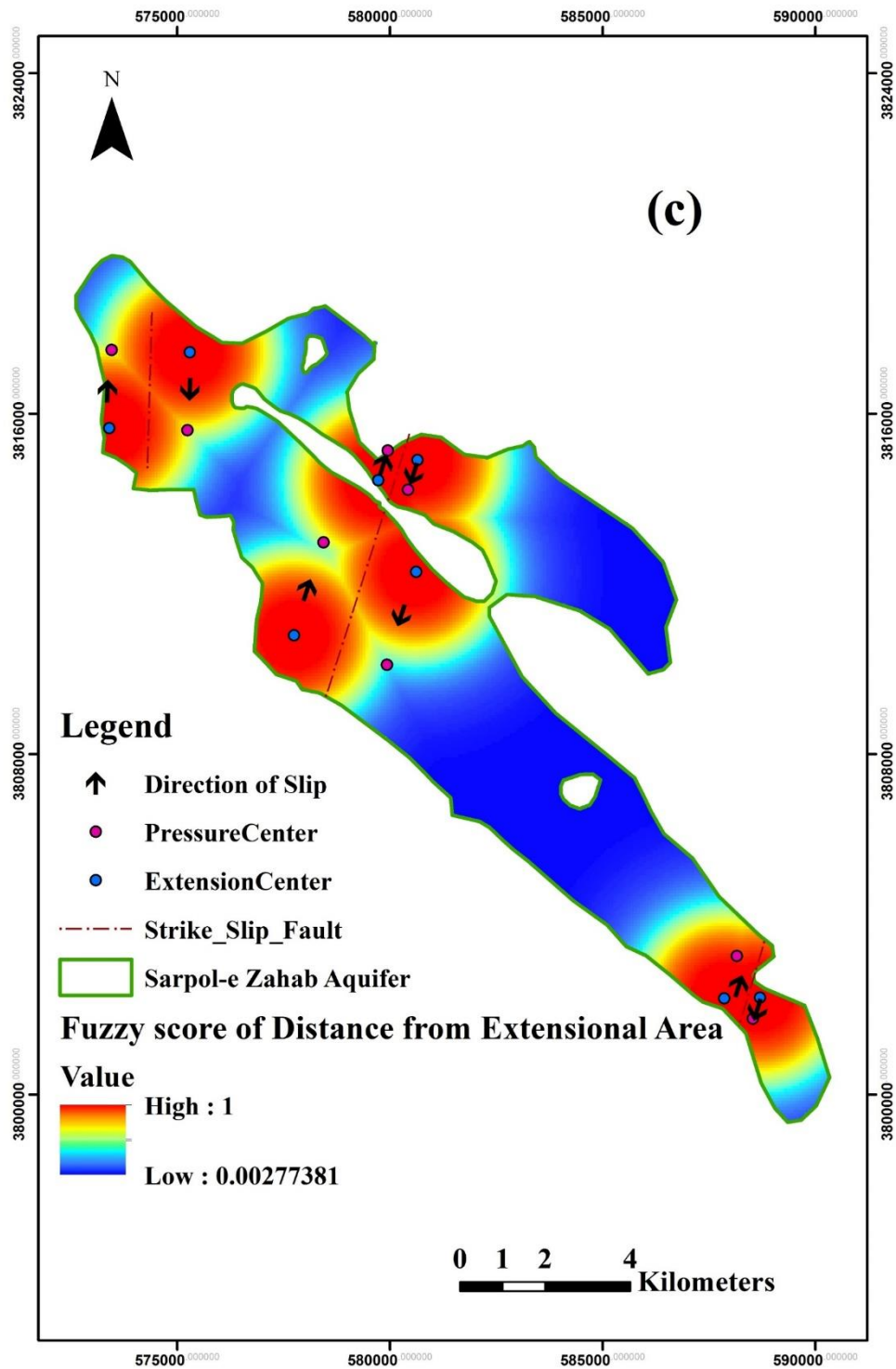
شکل ۱۴ ضریب همبستگی (r) بین میزان افت سطح آب زیرزمینی و عوامل مؤثر بر آن را نشان می‌دهد. بیشترین میزان ضریب همبستگی $r=0.54$ است که مربوط به عمق سطح آب زیرزمینی است؛ یعنی در مکان‌هایی که سطح آب زیرزمینی به عمق ۱۵ متری نزدیکتر است؛ ما شاهد کاهش بیشتر سطح آب زیرزمینی پس از زمین‌لرزه خواهیم بود. علت آن می‌تواند نزدیکی سطح آب زیرزمینی به سطح زمین باشد بطوریکه تبخیر آب زیر زمینی بیشتر رخ می‌دهد و در ضمن تبخیر سطحی و دمای سطح زمین می‌توانند بعنوان عواملی غیر مستقیم بر شدت تبخیر آب زیرزمینی تأثیر بگذارند. همچنین برای محدوده کششی گسل امتداد لغز $r=0.48$ است (شکل ۱۳-c و شکل ۱۴). بنابراین در مناطقی که جنبش گسل‌های امتداد لغز سبب ایجاد ربع‌های کششی می‌شوند؛ کرنش حجمی می‌تواند سبب افزایش تخلخل و در نتیجه افت سطح آب زیرزمینی شود.

۳-۴- روش رگرسیون چند متغیره خطی

به منظور بررسی همبستگی هم زمان چند عامل بر روی تغییرات سطح آب زیرزمینی از رابطه خطی چند متغیره استفاده شد. به دلیل همبستگی مثبت کل عوامل کاهش دهنده سطح آب با متغیر وابسته کاهش سطح







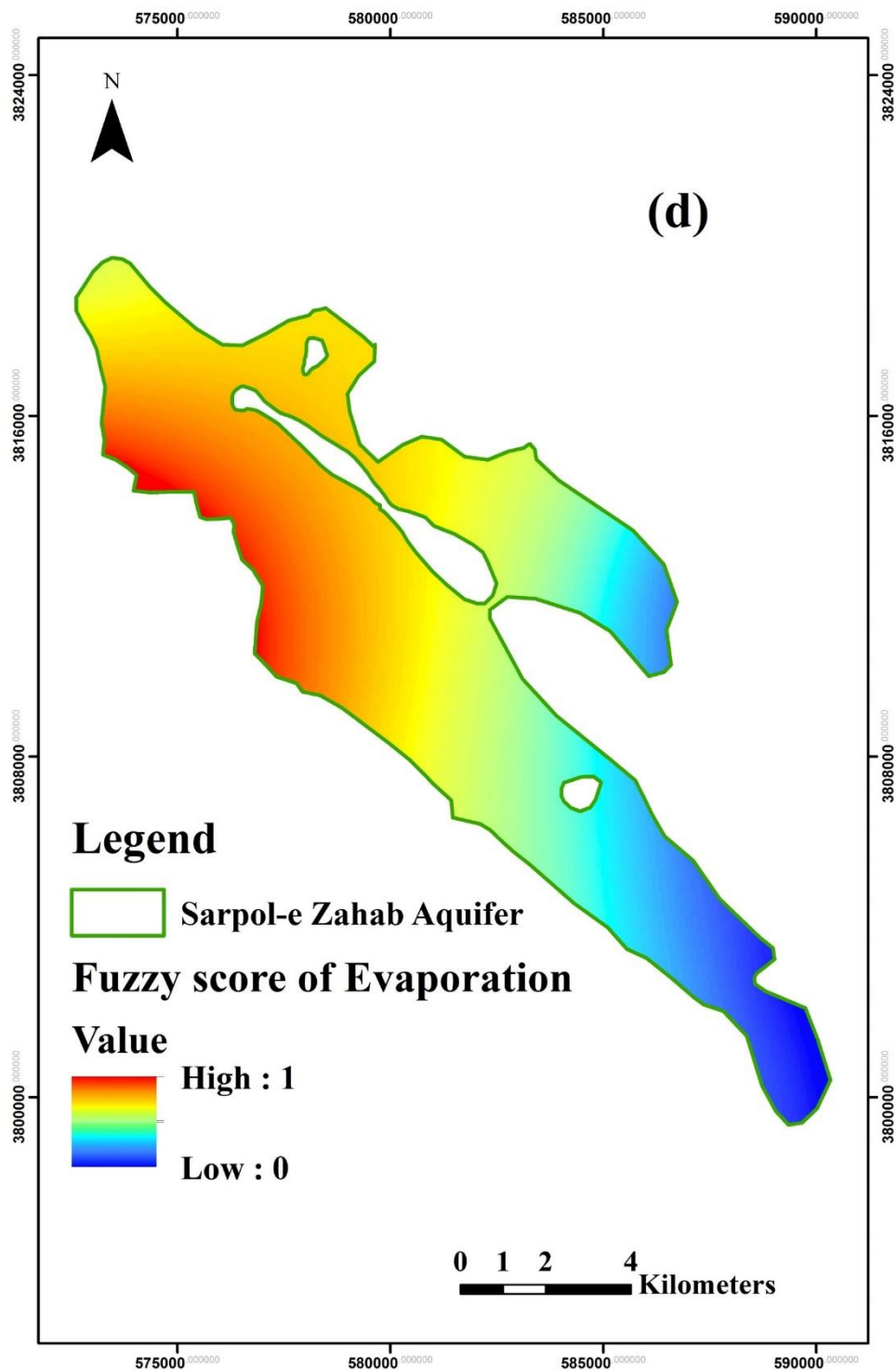
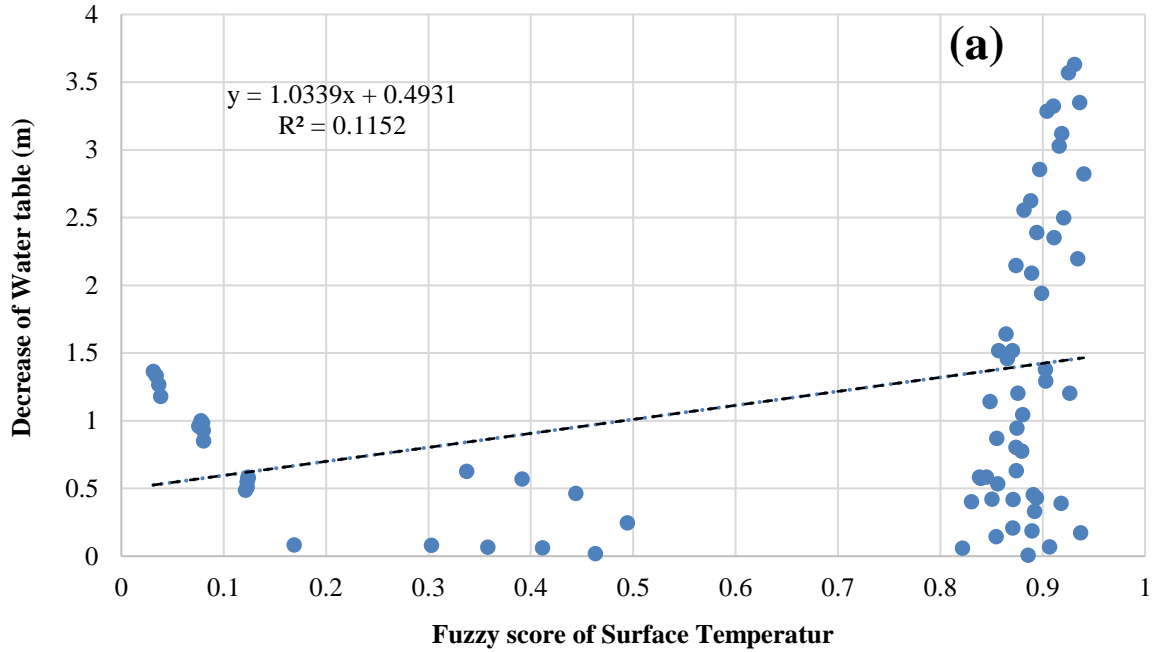


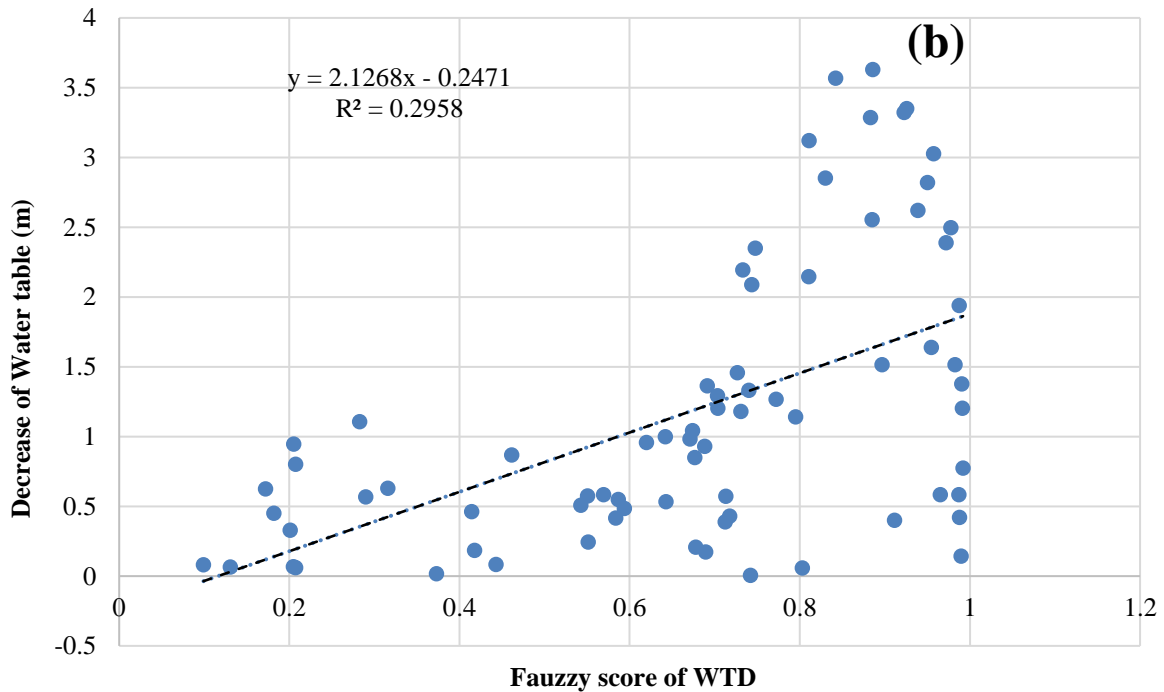
Fig. 12- Fuzzy maps of factors affecting the decrease in the groundwater level after an earthquake; (a) fuzzy score of land surface temperature, (b) fuzzy score of water table depth (WTD), (c) fuzzy score of distance from extensional area, and (d) fuzzy score of evaporation

شکل ۱۲- نقشه‌های پهنه‌بندی فازی شده معیاری که در کاهش (افت) سطح آب زیرزمینی پس از رخداد زمین‌لرزه مؤثرند: دمای سطحی (a)، عمق سطح آب زیرزمینی WTD (b)، محدوده کششی گسل امتداد لغز (c) و تبخیر سطحی (d)

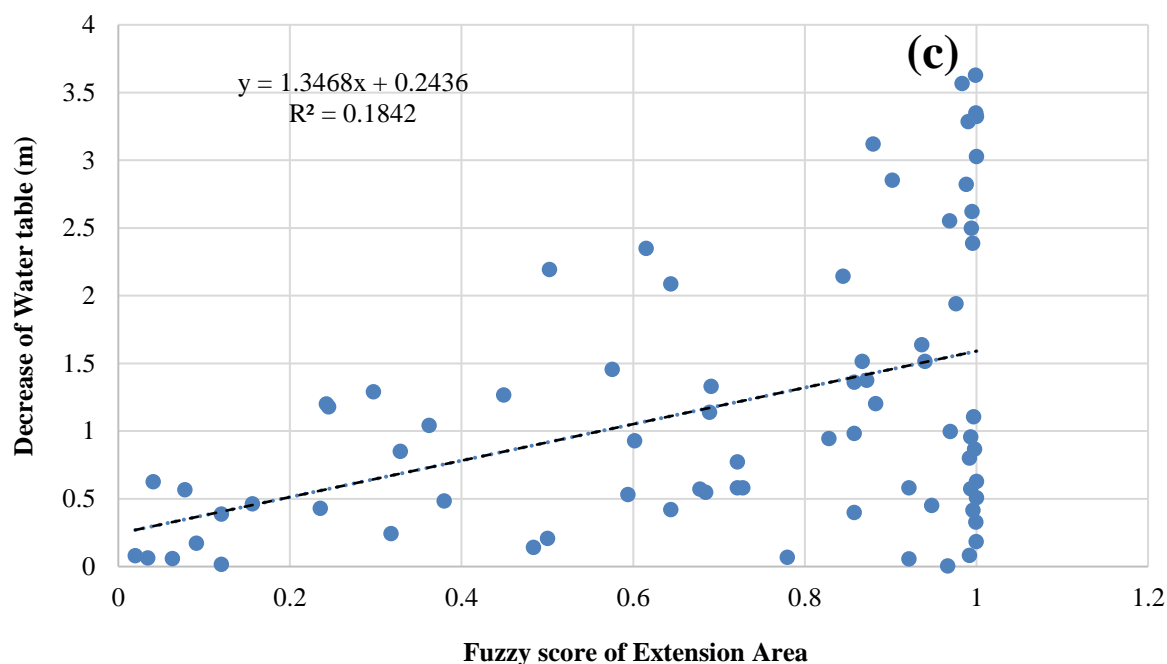
Correlation between the Decrease in Water Table and the Surface Temperatur



Correlation between the Decrease in Water Table and WTD



Correlation between the Decrease in Water Table and the Extension Area



Correlation between the Decrease in Water Table and the Surface Evaporation

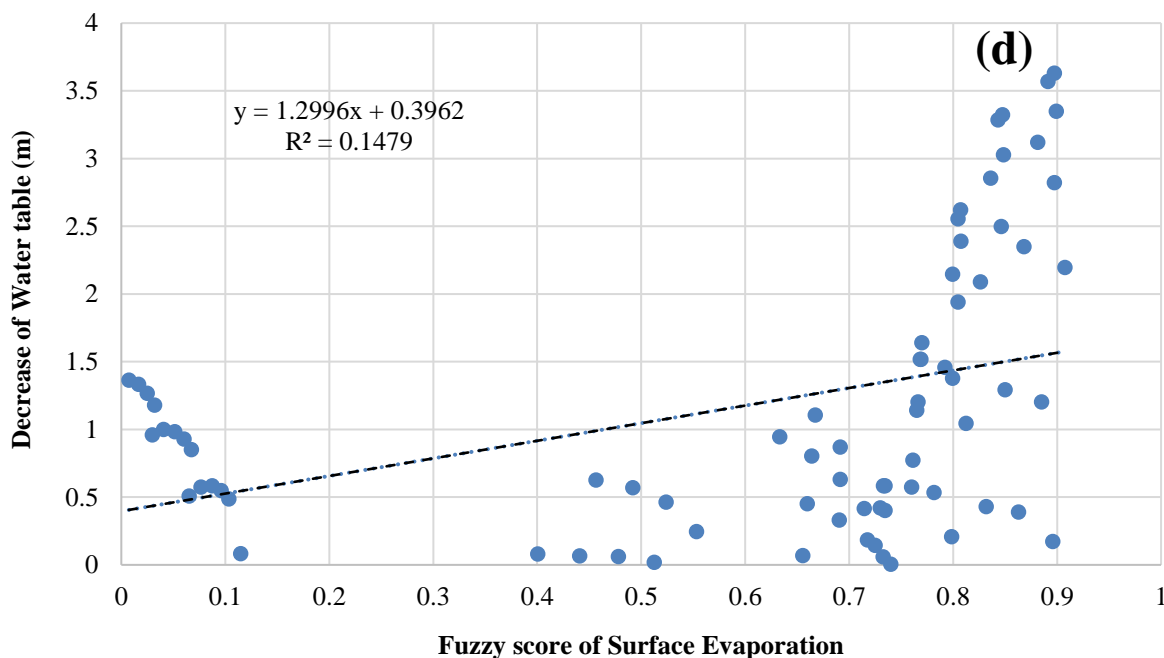


Fig. 13- Correlation between the decrease in Water table and the; (a) land surface temperature, (b) water table depth (WTD), (c) distance from extensional area, and (d) evaporation

شکل ۱۳- نمودار همبستگی بین میزان افت سطح آب زیرزمینی مشاهده شده ناشی از زمین لرزه را با دمای سطحی (a)، عمق سطح آب زیرزمینی WTD (b)، محدوده کششی گسل امتداد لغز (c) و تبخیر سطحی (d)

Correlation coefficient of indices of groundwater level fall

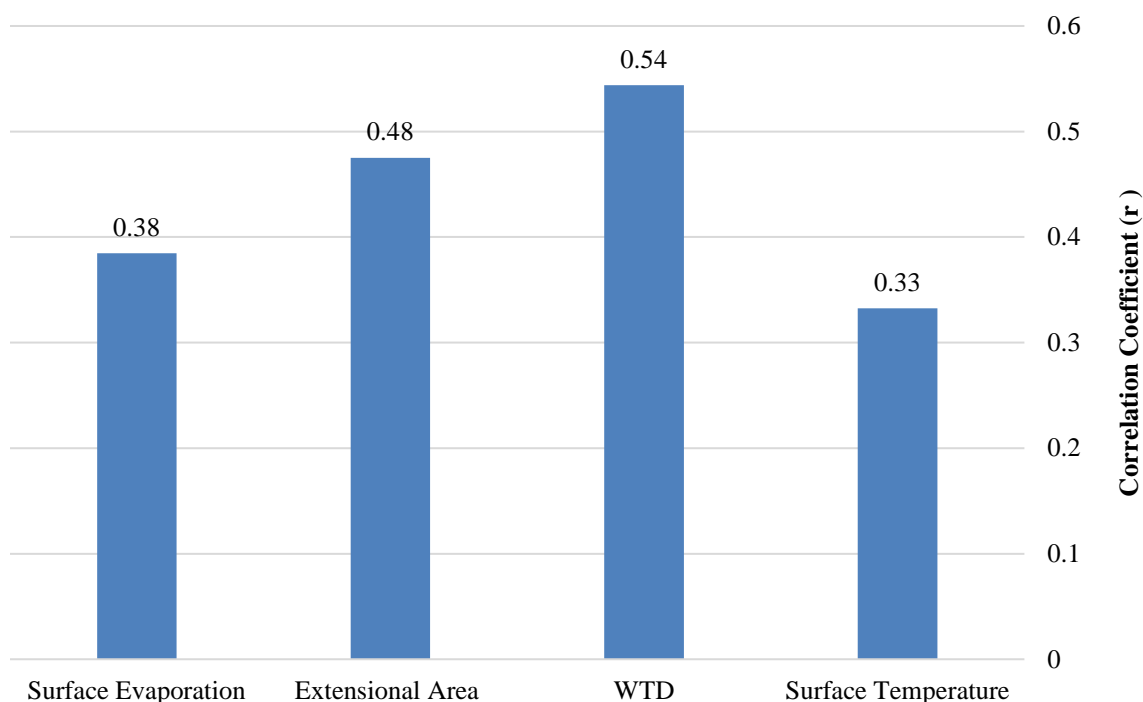


Fig. 14- Correlation coefficient between the decrease in Water table and the indices of groundwater level fall
 شکل ۱۴- ضریب همبستگی (r) بین میزان کاهش سطح آب زیرزمینی و عوامل مؤثر بر آن

Table 1- Model Summary and the values of R and the Adjusted R Square

جدول ۱- خلاصه مدل، شامل ضریب همبستگی و ضریب تعیین اصلاح شده

Model Summary				
Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	0.741 ^a	0.548	0.522	0.70379

a. Predictors: (Constant), WTD, Temperature, Extension Area, Evaporation

Table 2- Regression model coefficients

جدول ۲- ضرایب مدل رگرسیونی

Coefficients ^a						
Model		Unstandardized Coefficients		Standardized Coefficients	t	Sig.
		B	Std. Error	Beta		
1	(Constant)	-0.040	0.268		-0.150	0.882
	Temperature	-7.461	1.523	-2.449	-4.900	0.000
	Extension Area	2.151	0.415	0.864	5.186	0.000
	Evaporation	6.736	1.455	1.993	4.629	0.000
	WTD	1.428	0.354	0.359	4.036	0.000

a. Dependent Variable: Decrease of Water table

زیرزمینی کمتر می‌شود. میزان باز شدن فیزیکی و حجم شکستگی بستگی به جنس سنگ کف دارد. در مطالعات گذشته کمتر به بررسی همبستگی بین عوامل محیطی با تغییرات سطح آب زیرزمینی پرداخته شده است. معیار هیدرولوژی شامل زیرمعیارهای: تبخیر از سطح آب زیرزمینی و حاشیه مویینه^{۱۴} بعد از زمین لرزه است. همچنین، گستردگی سازند آهکی آسماری در جنوب و شرق منطقه که قابلیت انحلالی خوبی دارد، می‌تواند زمینه را برای شکل‌گیری و توسعه‌ی اشکال کارستی فراهم آورد. از طرفی حرکات ژئوتکنیکی مانند جنبش‌های ناشی از زمین لرزه می‌تواند تأثیر گسترده‌ای بر خروج ناگهانی آب و در نتیجه تأثیر بر روی تغییرات آب زیرزمینی داشته باشد. بنابراین آبخوان‌های کارستی می‌توانند در نوسانات ناشی از زمین لرزه مؤثر باشند.

عواملی که به طور غیر مستقیم بر تبخیر از سطح آب زیرزمینی اثر می‌گذارند شامل: تبخیر سطحی و دمای سطح زمین است. مدت زمان پس از رخداد زمین لرزه و عمق سطح آب زیرزمینی^{۱۵} (WTD) نیز در کاهش سطح آب زیرزمینی مؤثرند. عمق سطح آب زیرزمینی عاملی است که هم در افزایش و هم در کاهش سطح آب زیرزمینی می‌تواند مؤثر باشد که میزان تأثیر آن در کاهش یا افزایش سطح آب بستگی به شرایط هیدرولوژی منطقه دارد. عمق آب زیرزمینی یک پارامتر مهم برای حساسیت به روانگرایی^{۱۵} است؛ زیرا روانگرایی در مواد اشباع از آب رخ می‌دهد. مناطق با سطح آب زیرزمینی کمتر از ۱۰ متر مستعد روانگرایی هستند (Pudi et al., 2019). نهشته‌های حساس به روانگرایی، نهشته‌های شن و ماسه ریزدانه اشباع از آب و سست هستند. با توجه به اینکه عمق سطح آب زیرزمینی (WTD) کم منجر به افزایش روانگرایی می‌شود و افزایش روانگرایی منجر به افزایش سطح آب زیرزمینی می‌شود؛ لذا بر خلاف انتظار، در شکل ۹-۹ همبستگی مثبت مناسبی بین عمق سطح آب زیرزمینی با افزایش سطح آب پس از زمین لرزه مشاهده نمی‌شود. علت آن می‌تواند نزدیکی سطح آب زیرزمینی به سطح زمین باشد بطوریکه عواملی مانند دما و تبخیر تأثیر بیشتری برای افت سطح آب داشته‌اند. لذا چنانچه عمق سطح آب زیرزمینی (WTD) کم باشد، امکان تبخیر آب زیرزمینی نیز بیشتر است که در نهایت باعث کاهش بیشتر سطح آب زیرزمینی در طی گذر زمان می‌شود. روانگرایی می‌تواند باعث افزایش فشار آب منفذی شود و افزایش فشار آب منفذی نیز باعث افزایش سطح آب زیرزمینی می‌شود. میزان تراکم زون اشباع رابطه معکوسی با روانگرایی دارد. بنابراین آبرفت‌های قدیمی به علت تراکم بیشتر نسبت به آبرفت‌های جدید، کمتر تحت تأثیر روانگرایی قرار می‌گیرند. لذا افزایش سطح آب زیرزمینی در آبرفت‌های قدیمی‌تر می‌تواند کمتر باشد.

یکی از اصلی‌ترین اهداف این پژوهش، تعیین عواملی است که باعث شدت نوسانات سطح آب زیرزمین ناشی از زمین لرزه در یک آبخوان آزاد^{۱۶} می‌شوند و با آن همبستگی دارند. عوامل متعددی در نوسانات سطح آب زیرزمینی مؤثر هستند. برخی از عوامل باعث کاهش و برخی دیگر باعث افزایش سطح آب زیرزمینی می‌شوند. یکی از این عوامل می‌تواند محدوده‌های کششی یا فشاری گسل‌های امتداد لغز باشد. ارتعاشات ناشی از زمین لرزه می‌تواند گسل‌های امتداد لغز در منطقه را به جنبش درآورده و در اطراف هر گسل مناطق فشاری و کششی به وجود آید. محدوده‌های کششی گسل امتداد لغز، ربع‌های انبساطی اطراف گسل امتداد لغز^{۱۷} هستند (Aydin and Nur, 1982) که تخلخل در آن افزایش می‌یابد. افزایش تخلخل باعث کاهش سطح آب زیرزمینی می‌شود. بعکس در محدوده فشاری گسل امتداد لغز، تخلخل در آن می‌تواند کاهش یابد. کاهش تخلخل باعث افزایش سطح آب زیرزمینی می‌شود. بنابراین می‌توان افزایش و کاهش سطح آب زیرزمینی بترتیب در ربع فشاری و ربع کششی مجاور گسل را مشاهده کرد. (Vajedian et al. (2018) دریافتند که پس از زمین لرزه آبان ۹۶ سرپل ذهاب، حرکت امتداد لغز روی یک گسل کم عمق در داخل و نزدیک شهر قصرشیرین ایجاد شده است. با استناد به این گونه شواهد، می‌توان فرض کرد که زمین لرزه باعث جنبش گسل‌های منطقه شده است. در شکل ۱۲-۱۲ c- محدوده‌های قرمز رنگ نشان دهنده مناطقی هستند که جنبش گسل‌های امتداد لغز می‌تواند سبب ایجاد کشش در آنها شود و کرنش حجمی ایجاد کند و باعث افزایش تخلخل و در نتیجه افت سطح آب زیرزمینی شود که این محدوده‌ها با کاهش سطح آب زیرزمینی، همبستگی مثبت نسبتاً خوبی (r=0.48) دارند (شکل ۱۳-۱۳ c- و شکل ۱۴). هرچند ما انتظار همبستگی مثبت بین افزایش سطح آب زیرزمینی با محدوده فشاری گسل امتداد لغز (شکل ۹-۹ b) داشتیم ولی از آنجایی که اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی ۲۸ روز پس از زمین لرزه صورت گرفته است؛ لذا به علت نبود دیتا لاگر و ثبت دائمی سطح آب زیرزمینی، این احتمال وجود دارد که همبستگی مثبتی در یک مقطع زمانی پس از زمین لرزه وجود داشته است که با گذر زمان و تأثیر عوامل مؤثرتر دیگری همچون تبخیر و دما، ما شاهد عدم همبستگی مثبت بین افزایش سطح آب زیرزمینی با محدوده فشاری گسل امتداد لغز هستیم.

گاهی گسل‌ها باعث باز شدن فیزیکی یا ایجاد شکستگی‌های جدید سنگ بستر^{۱۸} می‌شود (Cox et al., 2012). بنابراین ایجاد فضای خالی در سنگ کف ممکن است باعث کاهش سطح آب زیرزمینی شود. هرچه فاصله از گسل بیشتر شود اثر این پدیده بر کاهش سطح آب

حاشیه مویینه می‌تواند نقش مهمی در افزایش یا کاهش سطح ایستابی پس از زمین‌لرزه داشته باشد؛ حاشیه مویینه یک لایه نیمه تراواست که ارتعاشات باعث تراوش آب در آن می‌شود که این تراوش ناشی از پدیده روانگرایی است. تراوش ایجاد شده بوسیله نیروی ثقل به بخش پایین حرکت می‌کند و سبب افزایش سطح آب زیرزمینی می‌شود. در حالت دیگر، وقتی که افزایش سطح آب زیرزمینی به یک لایه فوقانی می‌رسد و سبب ایجاد حاشیه مویینه جدید در قشر بالایی می‌شود؛ چنانچه خواص فیزیکی قشر بالایی به گونه‌ای باشد که باعث جذب زیاد آب شود؛ این جذب آب خود باعث کاهش سطح ایستابی می‌شود. همچنین، اگر مدت زمان پس از رخداد زمین‌لرزه زیاد باشد؛ گذر زمان باعث افزایش میزان تبخیر در سطح آب زیرزمینی می‌شود که در نهایت سبب کاهش سطح آب زیرزمینی می‌شود.

اگر ضخامت زون اشباع زیاد باشد، روانگرایی بیشتری ممکن است رخ دهد؛ لذا افزایش سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه بیشتر خواهد شد. جنس زون اشباع و میزان تراکم آن در میزان تغییر سطح آب زیرزمینی مؤثر است. هرچه میزان ماسه زون اشباع بیشتر باشد و تراکم آن کمتر باشد؛ افزایش سطح آب ناشی از زمین‌لرزه بیشتر است. آزمون نفوذ استاندارد^{۱۶} (SPT) برای تعیین مشخصات ژئوتکنیک، شرایط زیرسطحی و بررسی میزان تحمل فشار خاک زیر سطحی استفاده می‌شود. میزان SPT رابطه مستقیمی با میزان روانگرایی دارد. لذا هرچه میزان SPT زیاد باشد انتظار می‌رود که افزایش سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه نیز بیشتر باشد. معمولاً RT (مقاومت ویژه زون اشباع ضرب در ضخامت زون اشباع) یکی از پارامترهایی است که برای تعریف مناطق هدف با پتانسیل خوب آب زیرزمینی استفاده می‌شود. پارامتر RT توسط Mailliet (1947) پارامتر Dar-Zarrouk نامیده شد. در این پژوهش مقدار RT رابطه مستقیمی و همبستگی زیادی با افزایش سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه نشان داد (شکل ۱۰- e و شکل ۱۱). با توجه به اینکه مقدار RT از حاصلضرب ضخامت لایه اشباع در مقدار مقاومت ویژه آن لایه بدست می‌آید؛ طبیعی است که علت افزایش سطح آب زیرزمینی می‌تواند ناشی از افزایش میزان روانگرایی در لایه اشباع باشد. از طرفی مقدار RT زیاد بیانگر ضخامت بیشتر لایه اشباع است و همچنین مقاومت ویژه بیشتر نشان‌دهنده رس کمتر و آب بیشتر است؛ لذا در مکان‌هایی که میزان RT بیشتر است می‌توان انتظار لایه‌ای ضخیم‌تر و با ماسه بیشتر را داشت که این عوامل منجر به روانگرایی بیشتر می‌شود در نتیجه در مکان‌هایی که مقدار RT زیاد است ما شاهد افزایش سطح آب زیرزمینی پس از زمین‌لرزه هستیم. می‌توان انتظار داشت که نقش معیار قابلیت انتقال آبخوان^{۱۸} مشابه معیار RT باشد. طول زمان زمین‌لرزه^{۱۷}، شدت

زمین‌لرزه و تعداد پس‌لرزه‌ها رابطه مستقیمی با روانگرایی دارند و لذا می‌توان گفت که رابطه مستقیمی با افزایش سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه خواهند داشت. همچنین مقاومت حقیقی لایه آبدار و مقاومت الکتریکی ظاهری زون آبدار می‌توانند معیارهایی برای افزایش سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه باشند. در ضمن مقادیر بیشتر شاخص پوشش گیاهی (NDVI) ارتباط مستقیمی با منابع آب زیرزمینی کم عمق دارد. در شکل ۹-d این مناطق با رنگ قرمز نشان داده شده است. این محدوده‌ها مستعد روانگرایی هستند لذا همانطور که در شکل ۱۰-d و شکل ۱۱ مشخص است؛ NDVI با افزایش سطح آب زیرزمینی همبستگی مثبت ($r=0.22$) دارد.

عدم همبستگی مثبت بین افزایش سطح آب زیرزمینی با فاصله از مرکز زمین‌لرزه ($r=-0.57$) بیانگر اینست که برخلاف انتظار، با نزدیک شدن به مرکز زمین‌لرزه، افزایش سطح آب زیرزمینی مشاهده نمی‌شود. که علت آن می‌تواند تأثیر عوامل مؤثرتر دیگری باشد که باعث کاهش سطح آب زیرزمینی می‌شوند و وزن بیشتری نسبت به عامل فاصله از مرکز زمین‌لرزه دارند. از طرفی با دقت در نمودار شکل ۱۰-a می‌توان همبستگی مثبت بین افزایش سطح آب زیرزمینی با فاصله از مرکز زمین‌لرزه را بصورت محلی مشاهده کرد که با روند کلی مغایرت دارد. به نظر ما یکی از دلایل افزایش آبدی رودخانه‌ها می‌تواند ناشی از روانگرایی بستر رودخانه‌ها باشد که تاکنون کمتر به این نکته اشاره شده است. همچنین، افزایش آب چشمه‌های آبرفتی می‌تواند ناشی از روانگرایی منطقه اشباع^{۱۹} و حاشیه مویینه^{۱۴} باشد. این ادعای ما نیازمند تحقیق بیشتر در آینده است. به نظر ما کاهش دمای آب زیرزمینی پس از زمین‌لرزه می‌تواند ناشی از اختلاط آب سرد حاشیه مویینه با آب زیرزمینی باشد. (Crews and Cooper (2014) نشان دادند که آزاد شدن گاز CO₂ محلول در آب پس از زمین‌لرزه، منجر به افزایش فشار آب منفذی می‌شود و این افزایش فشار آب منفذی باعث افزایش سطح آب زیرزمینی می‌شود؛ به نظر ما علاوه بر اثر فشار گاز آزاد شده بر افزایش سطح آب زیرزمینی، ممکن است حرکت حباب‌های گاز از طریق منافذ خاک به سمت سطح زمین خود باعث مکش آب زیرزمینی شود و در نتیجه باعث افزایش سطح آب شود. این ادعا نیازمند بررسی و مطالعه در یک آزمایشگاه مجهز دارد.

ما پی بردیم که عاملی مانند RT نقش مؤثری در افزایش سطح آب زیرزمینی دارد. در پژوهش‌های گذشته دسته‌بندی عوامل به عوامل کاهنده و افزایش‌دهنده سطح آب زیرزمینی مورد توجه قرار نگرفته است. همچنین، ما دریافتیم که برخی عوامل برخلاف تصور، اهمیت کمتری دارند. برای مثال: فاصله از مرکز زمین‌لرزه^{۲۰} هرچند عامل

است که با نزدیکتر شدن به مرکز زمین‌لرزه برخلاف انتظار، ما شاهد افزایش سطح آب زیرزمینی نیستیم که علت آن می‌تواند تأثیر عوامل مؤثرتر دیگری باشند که باعث کاهش سطح آب زیرزمینی می‌شوند؛

- ارتعاشات ناشی از زمین‌لرزه ممکن است بر سازند آهکی آسماری که در جنوب و شرق منطقه گسترش دارد؛ اثر گذاشته و باعث خروج آب کارستی به آبخوان آبرفتی شود و در نتیجه بر تغییرات سطح آب زیرزمینی مؤثر باشد؛
- زمین‌لرزه می‌تواند سبب گل‌آلود شدن منابع تأمین آب شود که نتیجه آن غیرقابل شرب بودن آن برای ساکنین مناطق زلزله زده است.

مهمی است ولی به شدت تحت تأثیر عوامل دیگر قرار می‌گیرد و لذا همبستگی معنی‌داری با نوسانات سطح آب زیرزمینی نشان نمی‌دهد. در صورت در دست داشتن داده‌های بیشتر، علاوه بر عواملی که ذکر شد عوامل دیگری مانند: تبخیر از سطح آب زیرزمینی، مدت زمان پس از رخداد زمین‌لرزه که می‌توانند در کاهش سطح آب زیرزمینی مؤثر باشند؛ بیشتر مورد بررسی قرار گیرند. عوامل دیگری مانند: قابلیت انتقال آبخوان، میزان تراکم لایه آبدار، طول زمان زمین‌لرزه، شدت زمین‌لرزه و تعداد پس‌لرزه‌ها می‌توانند در افزایش سطح آب زیرزمینی مؤثر باشند. همچنین، فشار اتمسفر و جذر و مد نیز می‌توانند مورد استفاده بررسی قرار بگیرند.

پی‌نوشت‌ها

- 1- Gyeongju
- 2- Discharge Changes
- 3- Confined Aquifer
- 4- Earthquake-Sensitive Wells
- 5- Vertical Electrical Soundings (VES)
- 6- Digital Elevation Model
- 7- Unconfined Aquifer
- 8- Water Table Depth
- 9- Normalized Difference Vegetation Index
- 10- Fuzzy Membership Function
- 11- Linear Regression Analysis
- 12- Extensional Quadrants Around a Lateral Strike-Slip Fault
- 13- Bedrock
- 14- Capillary Fringe
- 15- Liquefaction
- 16- Standard Penetration Test
- 17- Duration
- 18- Aquifer Transmissivity
- 19- Saturated Zone
- 20- Epicenter
- 21- Data Logger
- 22- Continuous Water-Level

در این پژوهش سطح آب زیرزمینی چند روز قبل و ۲۸ روز بعد از زمین‌لرزه اندازه‌گیری شده است (Kermanshah Water Resources Studies Office, 2017)؛ چنانچه چاه‌های مشاهده‌ای مجهز به دیتا لاگر^{۲۱} باشند و اندازه‌گیری‌ها بصورت مستمر^{۲۲} باشد. می‌توان تحقیقات وسیع‌تری انجام داد که منجر به کشفیات جدیدی شود؛ برای مثال، می‌توان تأثیرات طولانی مدت زلزله بر آبخوان‌ها را بررسی نمود.

۵- نتیجه‌گیری

- افزایش سطح آب زیرزمینی ناشی از زمین‌لرزه بیشترین همبستگی را با مقدار RT ($r=0.70$) دارد. در مکانهایی که میزان RT بیشتر است می‌توان انتظار لایه‌ای ضخیم‌تر و با ماسه بیشتر را داشت که این عوامل منجر به روانگرایی بیشتر می‌شود در نتیجه در مکانهایی که مقدار RT زیاد است ما شاهد افزایش سطح آب زیرزمینی پس از زمین‌لرزه هستیم؛

- بیشترین همبستگی افت سطح آب زیرزمینی با عمق سطح آب زیرزمینی (WTD) و محدوده کششی ناشی از گسل‌های امتداد لغز مشاهده شد که ضریب همبستگی بترتیب $r=0.54$ و $r=0.48$ بود. بنابراین در مناطقی که عمق سطح آب زیرزمینی به عمق ۱۵ متری (Midpoint=15m) نزدیک است احتمال کاهش سطح آب زیرزمینی بیشتر است؛

- در محدوده مورد مطالعه، عدم همبستگی مثبت بین افزایش سطح آب زیرزمینی با فاصله از مرکز زمین‌لرزه ($r=-0.57$) نشان‌دهنده این

۶- مراجع

- Andrén M, Stockmann G, Skelton A, Sturkell E, Mörth C M, Guðrúnardóttir H R, ... & Kockum I (2016) Coupling between mineral reactions, chemical changes in groundwater, and earthquakes in Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121(4):2315-2337
- Ayđin A, Nur A (1982) Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1(1):91-105
- Bastami M, Bahrami J, Banafshi M (2017) Earthquake report on November 12, 2017, Sarpol-e Zahab, Kermanshah province (5th edition) Volume 3: Buildings and vital routes. International institute of earthquake engineering and seismology (<http://www.iiees.ac.ir>) (In Persian)
- Bonham Carter G F (1994) Geographic information systems for geoscientists- modeling with GIS (Computer Methods in the Geosciences 13). Pergamon Press, New York
- Bower D R, Heaton K C (1978) Response of an aquifer near Ottawa to tidal forcing and the Alaskan earthquake of 1964. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15(3):331-340
- Chia Y, Wang Y S, Chiu J J, Liu C W (2001) Changes of groundwater level due to the 1999 Chi-Chi earthquake in the Choshui River alluvial fan in Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 91(5):1062-1068
- Chung J W, Rogers J D (2013) Influence of assumed groundwater depth on mapping liquefaction potential water depth and liquefaction potential. *Environmental and Engineering Geoscience* 19(4):377-389
- Cox S C, Menzies C D, Sutherland R, Denys P H, Chamberlain C, Teagle D A (2012) Changes in hot spring temperature and hydrogeology of the Alpine Fault hanging wall, New Zealand, induced by distal South Island earthquakes. *Crustal Permeability*, 228-248
- Crews J B, Cooper C A (2014) Experimental evidence for seismically initiated gas bubble nucleation and growth in groundwater as a mechanism for coseismic borehole water level rise and remotely triggered seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119(9):7079-7091
- Cuttillo P A, Ge S (2006) Analysis of strain-induced ground-water fluctuations at Devils Hole, Nevada. *Geofluids* 6(4):319-333
- Eastman J R, Kyem P A K, Toledano J, and Jin W (1993) GIS and Decision Making. Vol. 4 of Explorations in Geographic Information Systems Technology, United Nations Institute for Training and Research, UNITAR, Geneva, Switzerland
- Harker P T, Vargas L G (1987) The theory of ratio scale estimation: Saaty's analytic hierarchy process. *Management Science* 33(11):1383-1403
- He A, Fan X, Zhao G, Liu Y, Singh R P, Hu Y (2017) Co-seismic response of water level in the Jingle well (China) associated with the Gorkha Nepal (Mw 7.8) earthquake. *Tectonophysics* 714-715:82-89
- He A, Singh R P (2020) Coseismic groundwater temperature response associated with the Wenchuan earthquake. *Pure and Applied Geophysics* 177:109-120
- Ingebritsen S E, Manga M (2019) Earthquake hydrogeology. *Water Resources Research* 55(7):5212-5216
- Kamandab (2013) Sarpol-e Zahab Geological map on 1:50000 scale. National Iran Oil Company, Exploration Directorate
- Kermanshah Water Resources Studies Office (2017) Report on evaluation of water resources in Kermanshah province after the Sarpol-e Zahab earthquake on November 12, 2017. Regional Water Company of Kermanshah (In Persian)
- Kim J, Kaown D, Park I W, Lee K K (2023) Hydrogeochemical and microbial signatures of deep and shallow groundwater near the enhanced geothermal system in response to the earthquake. *Environmental Earth Sciences* 82(3):87
- Kim J, Lee J, Petitta M, Kim H, Kaown D (2018) Hydrogeological responses to the 2016 Gyeongju earthquakes, Korea. *Hydrology and Earth System Sciences*, doi: 10.5194/hess-2018-360
- Lee H A, Woo N C (2012) Influence of the M9. 0 Tohoku Earthquake on groundwater in Korea. *Geosciences Journal* 16:1-6
- Lee S H, Cheong J Y, Park Y S, Ha K, Kim Y, Kim S W, Hamm S Y (2017) Groundwater level changes on Jeju Island associated with the Kumamoto and Gyeongju earthquakes. *Geomatics, Natural Hazards and Risk* 8(2):1783-1791
- Lee S H, Ha K, Soo Shin J, Ko K S, Hamm S Y (2013) Successive groundwater level changes on Jeju Island due to the M w 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 103(2B):1614-1621
- Maillet R (1947) The fundamental equations of electrical prospecting. *Geophysics* 12(4):529-556

- Ma Y (2016) Earthquake-related temperature changes in two neighboring hot springs at Xiangcheng, China. *Geofluids* 16(3):434-439
- Miyakoshi A, Taniguchi M, Ide K, Kagabu M, Hosono T, Shimada J (2020) Identification of changes in subsurface temperature and groundwater flow after the 2016 Kumamoto earthquake using long-term well temperature–depth profiles. *Journal of Hydrology* 582:124530
- Malek Mohammadi M A (2012) Geo-electrical resistivity studies of the Kermanshah plains. Zeminkav Gostar Consulting Engineers Company (In Persian)
- Mohr C H, Manga M, Wang C Y, Korup O (2017) Regional changes in streamflow after a megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 458:418-428
- Montgomery D R, Greenberg H M, and Smith D T (2003) Streamflow response to the Nisqually earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 209(1-2):19-28
- Nakagawa K, Yu Z Q, Berndtsson R, Kagabu M (2019) Analysis of earthquake-induced groundwater level change using self-organizing maps. *Environmental Earth Sciences* 78:1-11
- National Iran Oil Company (1979) Sarpol-e Zahab Geological map on 1:100000 scale. Exploration Directorate
- Petitta M, Mastrorillo L, Preziosi E, Banzato F, Barberio M D, Billi A, ... & Doglioni C (2018) Water-table and discharge changes associated with the 2016–2017 seismic sequence in central Italy: Hydrogeological data and a conceptual model for fractured carbonate aquifers. *Hydrogeology Journal* 26:1009–1026
- Pudi R, Martha T R, Roy P, Kumar K V, Rao P R (2019) Regional liquefaction susceptibility mapping in the Himalayas using geospatial data and AHP technique. *Current Science* 116(11):1868-1877
- Quigley M, Duffy B (2020) Effects of earthquakes on flood hazards: A case study from Christchurch, New Zealand. *Geosciences* 10(3):114
- Qu W, Xu P, Qian H, Zhang Q (2020, March) Groundwater assessment based on analytic hierarchy process and the normal cloud model in Weinan, China. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 467, No. 1, p. 012134). IOP Publishing
- Roeloffs E A (1998) Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103(B1):869-889
- Roeloffs E, Sneed M, Galloway D L, Sorey M L, Farrar C D, Howle J F, & Hughes J (2003) Water-level changes induced by local and distant earthquakes at Long Valley caldera, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 127(3-4):269-303
- Saaty R W (1987) The analytic hierarchy process—what it is and how it is used. *Mathematical Modelling*, 9(3-5), 161–176. doi:10.1016/0270-0255(87)90473-8
- Saaty T L (1977) A scaling method for priorities in hierarchical structures. *Journal of Mathematical Psychology* 15(3):234–281
- Saaty T L (1980) *The analytic hierarchy process*. McGraw-Hill, New York
- Saaty T L (2008) Decision making with the analytic hierarchy process. *International Journal of Services Sciences* 1(1):83
- Senthilkumar M, Gnanasundar D, Mohapatra B, Jain A K, Nagar A, Parchure P K (2020) Earthquake prediction from high frequency groundwater level data: A case study from Gujarat, India. *HydroResearch* 3:118-123
- Shahrouz Shafizadeh (2012) Geo-electrical resistivity studies of the Kermanshah plains. Zeminkav Gostar Consulting Engineers Company (In Persian)
- Shi Z, Wang G, Liu C, Mei J, Wang J, Fang H (2013) Coseismic response of groundwater level in the Three Gorges well network and its relationship to aquifer parameters. *Chinese Science Bulletin* 58:3080-3087
- Shi Z, Zhang S, Yan R, Wang G (2018) Fault zone permeability decrease following large earthquakes in a hydrothermal system. *Geophysical Research Letters* 45(3):1387-1394
- Shi Z, Wang G, Manga M, Wang C Y (2015) Mechanism of co-seismic water level change following four great earthquakes – insights from co-seismic responses throughout the Chinese mainland. *Earth and Planetary Science Letters* 430:66–74
- Subedi M, Acharya I P (2022) Liquefaction hazard assessment and ground failure probability analysis in the Kathmandu Valley of Nepal. *Geoenviron Disasters* 9(1)
- Tatar M, Qaimqamian M R, Yamini F, Hosami F, Ansari A, and Firouzi E (2017) Earthquake report on November 12, 2017, Sarpol-e Zahab, Kermanshah province (5th edition) Volume 1: Seismological aspects. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (<http://www.iiess.ac.ir/fa/35259-2/>) (In Persian)

- Tohumcu Özener P, Özaydın K, Berilgen M M (2009) Investigation of liquefaction and pore water pressure development in layered sands. *Bulletin of Earthquake Engineering* 7:199-219
- Upomo T C, Chang M, Kusumawardani R, Prayitno G A, Huang R C, Fansuri M H (2023, June) An overview study of flowslide liquefaction in Petobo, Palu, Indonesia. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 1203, No. 1, p. 012007), IOP Publishing
- Uzelli T, Bilgiç E, ÖZTÜRK B, Baba A, Sözbilir H, Tatar O (2021) Effects of seismic activity on groundwater level and geothermal systems in İzmir, Western Anatolia, Turkey: The case study from October 30, 2020 Samos Earthquake. *Turkish Journal of Earth Sciences* 30(8):758-778
- Vajedian S, Motagh M, Mousavi Z, Motaghi K, Fielding E J, Akbari B, ... & Darabi A (2018) Coseismic deformation field of the Mw 7.3 12 November 2017 Sarpol-e Zahab (Iran) earthquake: A decoupling horizon in the northern Zagros Mountains inferred from InSAR observations. *Remote Sensing* 10(10):1589
- Vega E D (2016) Liquefaction susceptibility plot of Gerona, Central Luzon Philippines. Tarlac City, Tarlac, Philippines: Tarlac State University
- Wang C, Chia Y (2008) Mechanism of water level changes during earthquakes: Near field versus intermediate field. *Geophysical Research Letters* 35(12)
- Wang C Y, Manga M (2015) New streams and springs after the 2014 Mw6. 0 South Napa earthquake. *Nature Communications* 6(1):7597
- Wang CY, Manga M, Wang CH, Chen CH (2012) Transient change in groundwater temperature after earthquakes. *Geology* 40(2):119–122
- Wang F and Hall G B (1996) Fuzzy representation of geographical boundaries in GIS. *International Journal of Geographical Information Science* 10(5):573-590
- Weingarten M, and Ge S (2014) Insights into water level response to seismic waves: A 24 year high-fidelity record of global seismicity at Devils Hole. *Geophysical Research Letters* 41:74–80
- Yan X, Shi Z, Wang C Y, Ingebritsen S E, Manga M (2022) Violent groundwater eruption triggered by a distant earthquake. *Geophysical Research Letters* 49:e2022GL101239
- Zadeh L A (1965) Fuzzy Sets. *Information and Control* 8(3):338-353
- Zare M, Kamranzad F, Parcharidis I, Tsironi V (2017) Preliminary report of Mw7. 3 Sarpol-e Zahab, Iran earthquake on November 12, 2017. *EMSC Report* 1(10)