



فصلنامه زمین ساخت
زمستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۸

اثرات خشک شدن دریاچه ارومیه بر تغییر ضرایب لرزه خیزی آذربایجان

بهزاد زمانی ق^{۱*}، زهرا حنیفی^۲، ابراهیم اصغری کلجاهی^۳

- ۱- دانشیار گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
- ۲- کارشناس ارشد تکتونیک، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
- ۳- دانشیار گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۵/۰۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۱/۱۵



چکیده

در این پژوهش با توجه به خشک شدن دریاچه ارومیه و باربرداری گسترده در سطح پوسته، به بررسی تغییرات ضریب لرزه خیزی b و افزایش احتمالی زلزله خیزی منطقه در بازه‌های زمانی قبل (۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴) و بعد از کاهش (۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷) سطح آب دریاچه ارومیه پرداخته شده است. بررسی تغییرات پارامتر لرزه خیزی b مابین سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه ارومیه، کاهش مقدار ضریب b و افزایش تنش در منطقه را بیان می‌کند. همچنین نمودار مقایسه تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزه خیزی منطقه نیز نمایانگر میزان افزایش لرزه خیزی در منطقه همزمان با کاهش سطح آب در دریاچه ارومیه است. بررسی شعاع تأثیر تغییرات ضریب b نشانگر احتمال تأثیر پذیری زلزله ۶/۴ سال ۱۳۹۱ اهر و ورزقان و زلزله‌های ۷/۴ سال ۱۳۹۰ وان ناشی از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه و باربرداری حاصل از آن در حدود ۲۰ میلیارد تن است.

کلید واژه‌ها: دریاچه ارومیه، پارامتر لرزه خیزی b، زلزله القایی.

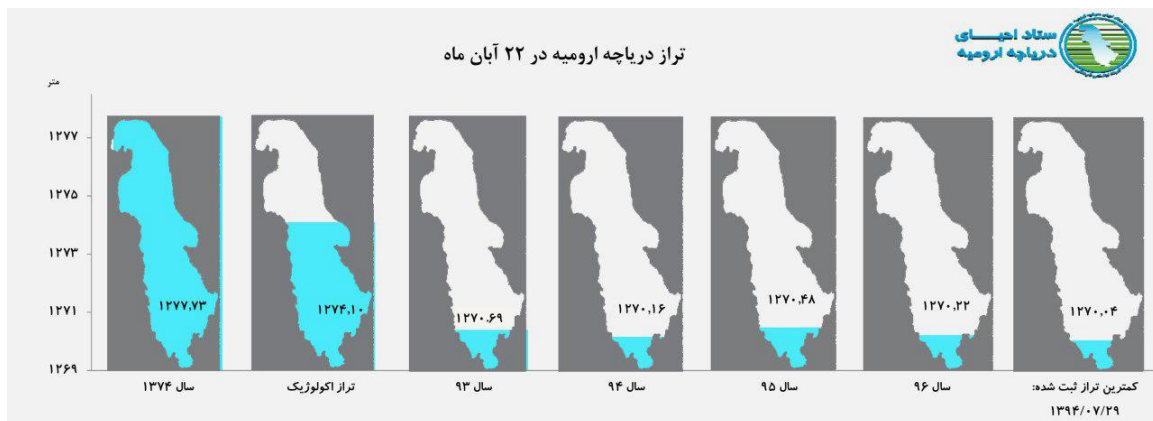
مقدمه

مرکزی فلات آذربایجان ایران پرداخته است. دریاچه ارومیه در شمال غربی ایران (آذربایجان) دارای مساحت تقریبی ۶۰۰۰ کیلومترمربع، طولی بین ۱۲۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و عرضی بین ۲۰ تا ۵۰ کیلومتر و میانگین ژرفای آن ۶ متر است. در این دریاچه ۱۰۲ جزیره کوچک و بزرگ وجود دارد (شهرابی، ۱۳۷۳). دریاچه ارومیه، بزرگ‌ترین و شورترین دریاچه دائمی ایران و یکی از دریاچه‌های فوق‌اشباع از نمک دنیا (آقاناتی، ۱۳۸۳ و شهرابی، ۱۳۷۳) و قابل مقایسه با دریاچه بزرگ نمک آمریکا است (Kelt & Shahrabi, 1986).

وضعیت ثابت دریاچه ارومیه بعد از سال‌های ۱۳۷۵ تقریباً سیرقهقراپی به خود گرفت و از سال ۱۳۸۰ سیرنابودی آن شتاب خیره‌کننده‌ای گرفته و در عرض ۱۰ سال قسمت اعظم آن به خشکی گرایید. پهنه عظیمی به وسعت تقریبی ۵ هزار کیلومترمربع بامیزان آب نزدیک به ۲۰ میلیارد مترمکعب که دریاچه ارومیه نامیده می‌شد در اثر گسترش روزافزون و غیراصولی کشاورزی، خشکسالی، سدسازی و جاده‌سازی تبدیل به نمکزار شد (شکل ۱).

آذربایجان اقیانوس‌های در شمال غرب ایران است که دگرشکلی و لرزه‌خیزی شدیدی دارد و میان کوه‌زادهای بزرگ قفقاز در شمال و البرز در شرق و بافاصله از آن زاگرس در جنوب قرار گرفته است. مطالعات اخیر وارون تنش در منطقه شرق آذربایجان (ایران) با استفاده از فوکال مکانیسم زمینلرزه‌ها و داده‌های صحرایی نشان می‌دهد که منطقه تحت کوتاه‌شدگی‌های N-S تا N155- SW (NE- SW) و دگرشکلیهای امتدادلغز - N155- and N287- SW (NE- SW) است (Zamani and Masson, 2014). فلات آذربایجان) شرقی (از شمال با قفقاز کوچک، از شرق بای سنگ خزر جنوبی و از جنوب و غرب با بلوک ایران مرکزی، مرزهای همگرا تشکیل داده و در برخورد است. به‌طور کلی می‌توان چنین گفت که آذربایجان شرقی از نظر مرزهای زمین‌ساختی در میان چهار خطواره امتدادلغز اصلی قرار گرفته است. این چهار خطواره محدودهای لوزی به وجود می‌آورند که فلات آذربایجان شرقی در آن قرار گرفته است (زمانی، ۱۳۹۲). (Zamani 2017) به منظور شفاف‌سازی روابط بین وضعیت تنش و تکتونیک در منطقه شرق آذربایجان با استفاده از الگوی تشبیه ساخت مدل تکتونیک تجربی بخش

1. Great Salt Lake



شکل ۱. تغییرات سطح دریاچه ارومیه بین سال‌های ۱۳۷۴ تا ۱۳۹۶ (ستاد احیا دریاچه ارومیه (۱۳۹۵)، سایت اینترنتی www.urmielake.ir).

– سلماس پرداخته‌اند که این زون گسلی از گسل‌های شمال مراغه (NMF)، آهوق (AF)، داشکسن (DF)، شرق دریاچه ارومیه (ELF) تشکیل شده است.

سنگ پی دریاچه را نهشته‌های سخت شده کرتاس هپاینیوآهک‌های مارنیموسن (سازندقم) تشکیل می‌دهد و ضخامت نزدیک به ۳۵ تا ۴۰ متر از نهشته‌های نرم دریاچه‌ای بر روی آنها قرار گرفته است (شهرابی، ۱۳۶۰). در تقسیم‌بندی

به نظر بسیاری از زمین‌شناسان این دریاچه به‌صورت یک ناحیه فرونشسته زمین‌ساختی در پست‌ترین فرونشست آذربایجان است که در اثر عملکرد گسل شمال تبریز در شرق و گسل ارومیه (زرینه رود) در غرب ایجاد شده و اطراف آن را کوه‌های مرتفع با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر فرا گرفته است (شهرابی، ۱۳۷۳). در تازه‌ترین مطالعات انجام شده در این منطقه Taghipour et al., (2018) به معرفی زون گسلی مراغه



لرزه خیز کشور تا کنون زمین لرزه های متعددی را تجربه کرده است. وجود گسل های فعال در این منطقه مهمترین دلیل وقوع این رویدادهای طبیعی می باشد. در این پژوهش با توجه به خشک شدن دریاچه ارومیه و با باربرداری گسترده در سطح پوسته، به بررسی زلزله های القایی ناشی از خشک شدن دریاچه ارومیه (با تأکید بر تغییرات ضریب لرزه خیزی b) و افزایش زلزله خیزی منطقه پرداخته شده است. شایان ذکر است که تاکنون تغییر رفتار لرزه های منطقه (با بررسی تغییرات ضریب لرزه خیزی b) در ارتباط با کاهش و یا افزایش آب دریاچه ارومیه بررسی نشده است.

مواد و روش ها

۱- داده ها

به منظور بررسی اثر کاهش آب دریاچه ارومیه و باربرداری حاصل از آن بر روی پارامتر b و افزایش زلزله خیزی منطقه، داده های تغییرات حجم و سطح آب دریاچه در بازه زمانی ۱۳۴۵ تا ۱۳۹۶ شمسی از سایت آب منطقه ای (آذربایجان غربی و شرقی) و داده های زمین لرزه های رخ داده در پهنه دریاچه ارومیه از بانک های اطلاعاتی زمین لرزه های معتبر (داده های مرکز ISC از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۷ به شعاع ۲۵۰ کیلومتر و مرکز لرزه نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۷) استخراج شد.

۲- یکپارچه سازی داده های لرزه ای

برای محاسبه پارامتر b در پهنه دریاچه ارومیه از داده های مرکز ISC از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۷ به شعاع ۲۵۰ کیلومتر استفاده شد. برای یکسان سازی داده ها تمام واحدهای ثبت شده را (مانند M_s ، M_w و... واحدهای مختلف ثبت بزرگی زمین لرزه که در رابطه تعیین بزرگی زلزله متفاوت است) با بهره گیری از روابط مناسب تبدیل بزرگا Shahvar et al (2013) به m_b (بزرگای امواج درونی) تبدیل شد. در مواردی که داده های ثبت شده دارای مقادیرهای غیر واقعی بودند یا مقداری برایشان ثبت نشده بود از بانک داده های حذف شدند. با توجه به اینکه دوره آماری جمع آوری داده ها طولانی بوده و دقت ثبت زلزله ها به مرور زمان افزایش یافته است. برای نرمالیزه کردن بانک داده های، داده های با بزرگای کمتر از ۳ از کاتالوگ حذف شدند. سپس مقدار پارامتر لرزه خیزی b و نمودار زمان- فراوانی زمین لرزه ها با نرم افزار ZMAP که

آقانباتی دریاچه ارومیه در پهنه مرکزی از پهنه های رسوبی- ساختاری قرار می گیرد (آقانباتی، ۱۳۸۳). این دریاچه، یکی از حوضه های پیش کمانی ناشی از برخورد خرده ورق ایران مرکزی در همگرایی مورب با ورق عربستان و ایران مرکزی است (Alavi, 1991) و از نظر ساز و کار زمین ساختی تشکیل، دریاچه ارومیه یک فرو افتادگی فشارشی^۱ می باشد (حنیفی، ۱۳۹۷).

به طور کلی رویدادهای لرزه های القایی، زمین لرزه هایی را توصیف می کند که به طریقی در ارتباط با فعالیت های انسانی روی پوسته زمین می باشند، که در دهه های اخیر به علت فعالیت زیاد انسانی در زمین با چنین پدیده هایی مواجه هستیم. این رویدادهای لرزه ای به طور کامل انسانزاد می باشند (زمین لرزه های القا شده) یا اینکه در مناطق زمین ساختی فعال در اثر تغییر مصنوعی وضعیت کلی تنش روی میدهند (زمین لرزه های چکانشی). این حرکات معمولاً با آشفستگی و برهم زدن موازنه طبیعت همراه بوده و نسبت مستقیمی بین این زمین لرزه ها و فعالیت های انسانی وجود دارد (برگی، ۱۳۸۲). زلزله های القایی از نظر طبیعت رخداد، در شمار زلزله های تکنونیک می باشند و از این نظر تشخیص قطعی القایی بودن برخی زلزله های متوسط و یا بزرگ کار دشواری است (Simpson et al., 1988). تنش های حاصل از بارگذاری یا باربرداری می توانند باعث تحریک گسل هایی شوند که متأثر از تنش های زمین ساختی ناحیه ای در آستانه جنبش قرار دارند. از دیدگاه لرزه خیزی (بررسی امکان وقوع زلزله در منطقه)، هر نوع بارگذاری یا باربرداری بیش از ۲۰۰ میلیون مترمکعب ممکن است به زلزله القایی بینجامد (زارع، ۱۳۹۳). خشک شدن دریاچه ارومیه (که حجم متوسط آن بین ۱۲ الی ۳۳ میلیارد مترمکعب به ترتیب در زمان های کم آبی و پرآبی برآورد می شود) و به علاوه برداشت بیرویه و کاهش حجم سفره های آب زیرزمینی (حدود ۷۵ میلیارد مترمکعب) در اطراف دریاچه ارومیه با باربرداری گسترده در سطح پوسته همراه بوده است، که می تواند سبب بهم خوردن تعادل ایزوستاتیکی و تغییر در وضعیت کلی تنش در منطقه و بروز زلزله شود. و این تغییرات تنش ناشی از بارگذاری و باربرداری، در زیر و نواحی پیرامون دریاچه ارومیه ممکن است باعث به جلو انداختن زلزله های طبیعی یا تشدید آنها شده باشد. سرزمین آذربایجان به عنوان یکی از مناطق

1. compressional depression



می تواند منجر به ضریب b کوچک در منطقه شود. در نتیجه مقدار b با میزان تنش تجمع یافته در منطقه به طور معکوس مرتبط است (Warren & Wyss, 1973; Scholz, 1968). تغییرات دمایی (Latham, 1970) نیز می توانند سبب تغییراتی در ضریب b شود. افزایش گرادیان حرارتی ممکن است باعث افزایش در ضریب b شود. همچنین بعضی از بررسی ها نشان می دهند که ضریب b برای زمین لرزه های کوچک و بزرگ متفاوت است (Hamilton and McCloskey, 1997). زمان کوتاه نمونه برداری می تواند در مورد زلزله های کوچک ضریب b خوبی را به دست آورد ولی در مورد زلزله های بزرگ چنین نیست. فوج زمین لرزه ها^۲ که نشانگر انحراف زیادی از مقدار $b=1$ می باشند اغلب دارای مقدار $b=2.0$ هستند. پس لرزه ها و پیش لرزه ها به ترتیب مقدار b بالا و پایین را نشان می دهند. برای مثال $b=0.6$ در پیش لرزه های زلزله های چینگ ۱۹۷۵ در حالی که برای پس لرزه ها مقدار $b=0.9$ است. Gupta et al., (1972) نشان دادند که برای زمین لرزه های القایی سدها مقادیر ضریب b پیش لرزه ها با مقادیر این ضریب در پس لرزه ها مشابه بوده و هر دوی آنها از مقادیر ضریب b ناحیه بیشتر هستند. مطالعات پژوهشگران نشان می دهد در سیستم های گسلی نرمال (کششی)، مقدار b بیشتر از یک و در سیستم های امتداد لغز و رورانده، مقدار b کمتر از یک است (Schorlemmer et al., 2005). وجود رابطه معکوس بین میزان پارامتر لرزه خیزی b و ناهنجاری گرانشی بوگه توسط برخی محققین ذکر شده است. خان و همکاران (۲۰۰۶) با مطالعه بر روی ۴ زون لرزه های متفاوت در فلات شیلینگ^۲ هندوستان، دریافتند که در نواحی دارای پارامتر لرزه خیزی b کم، میزان ناهنجاری گرانشی بوگه مثبت بوده و در نتیجه در این نواحی ضخامت پوسته کم و موهو دچار بالا آمدگی شده است و بالعکس در نواحی که میزان b بالاست، ناهنجاری گرانشی بوگه پایین و منفی و در نتیجه پوسته ضخیمتر است (Khan & Chakraborty, 2006).

نتایج

۱- تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزه خیزی منطقه

همانطور که در شکل (۲) مشاهده می شود منحنی تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۵ به بعد افت شدیدی را نشان می دهد و هم زمان با آن افزایش قابل توجهی هم در فراوانی زمین لرزه ها بر روی نمودار دیده می شود. همچنین با مقایسه توزیع مراکز سطحی زمین

توسط Wiemer (2001) نوشته شده، محاسبه و رسم شد و نمودار تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه به همراه لرزه خیزی منطقه با نرم افزار SPSS رسم شده است.

از داده های مرکز لرزه نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۷ برای رسم الگوی پراکندگی پیش لرزه ها و پس لرزه های زمین لرزه اهر و ورزقان استفاده شده است.

رابطه بزرگا و فراوانی زمین لرزه ها (محاسبه ضریب b)

یکی از پارامترهای زلزله شناسی که برای توصیف یک مجموعه از زمین لرزه ها به کار می رود، ضریب b در رابطه فراوانی - بزرگای زمین لرزه ها است. بزرگای زمین لرزه ها دارای یک توزیع براساس قانون توانی^۱ هستند که می توان آن را بر مبنای رابطه گوتنبرگ - ریشتر بیان کرد (Gutenberg and Richter, 1949). بر مبنای تحقیقات ایشان، حالت کلی توزیع فراوانی زمین لرزه ها را می توان تحت رابطه ساده زیر با بزرگای آنها مرتبط دانست:

$$\log N = a - bM$$

که در آن، N تعداد زمین لرزه های دارای بزرگای بزرگتر و یا مساوی M و a و b ضرایب ثابت هستند. مقدار ضریب a به مدت زمان مشاهده، ابعاد محدوده مورد بررسی و میزان لرزه خیزی منطقه بستگی دارد و ضریب b با نسبت زمین لرزه های دارای بزرگای کم به زمین لرزه های دارای بزرگای زیاد در ارتباط است. (Utsu (1965) به این نتیجه رسید که محاسبه ضریب b به روش بیشترین احتمال^۲ تقریب بهتری برای این ضریب است:

$$b = \frac{\log e}{M - M_c}$$

که در آن M بزرگای میانگین و $M_c M_c$ کمترین بزرگای به کار رفته است. ضریب b معمولاً بین ۰/۵ - ۱/۵ بسته به شرایط زمین ساختی و فعالیت لرزه خیزی منطقه مورد بررسی تغییر می کند که اغلب در حدود ۰/۷ الی ۱ قرار دارد (Gupta et al., 1972).

فاکتورهای مؤثر بر تغییر مقدار ضریب b

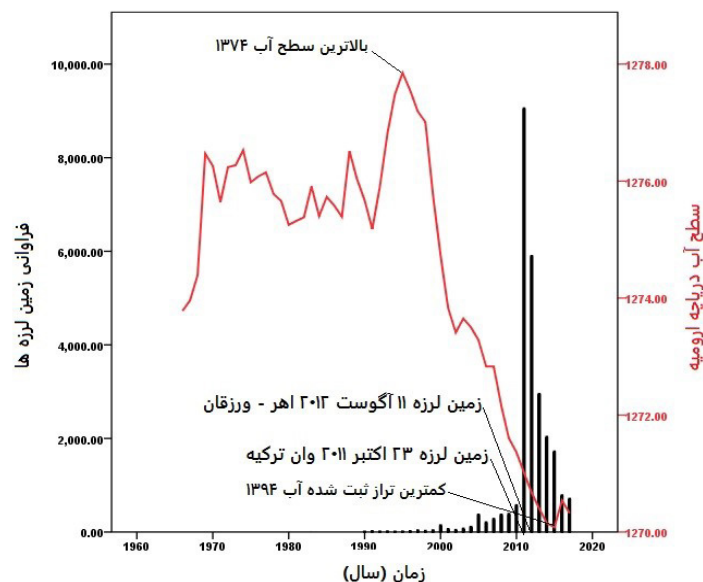
فاکتورهای زیادی در تغییر مقدار ضریب b مؤثر هستند. افزایش ناهمگنی مواد یا افزایش چگالی ترک ها و شکستگی ها (Mogi, 1962) منجر به ضریب b بزرگ می شود؛ در حالی که افزایش در تنش برشی اعمال شده و یا افزایش در تنش مؤثر (Wyss, 1973)

1. power-law distribution
2. Earthquake swarms
3. Shilling

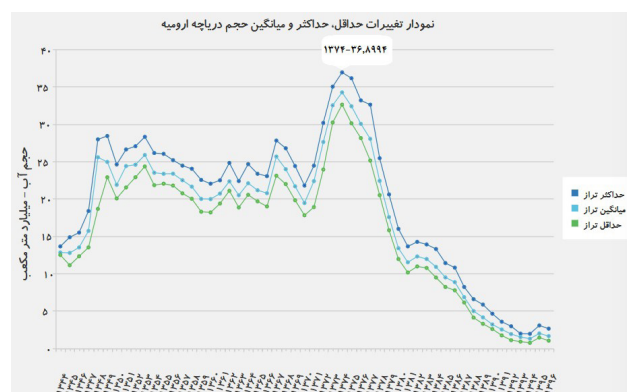


زمین لرزه‌ها را افزایش داده است. یکی دیگر از دلایل احتمالی افزایش در فراوانی زمین لرزه‌ها، که از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه ارومیه در منطقه اتفاق افتاده، می‌تواند باربرداری ۲۰ میلیارد تن آب (شکل ۳) ناشی از کاهش سطح آب دریاچه باشد، که سبب به هم خوردن تعادل ایزوستاتیکی منطقه شده و عکس‌العمل زمین در جهت رسیدن به تعادل مجدد، باعث آزاد شدن تنش و بروز زلزله می‌شود. به‌علاوه آریامنش (۱۳۹۱) در پژوهش خود، به ارتباط کاهش آب دریاچه ارومیه در سال‌های اخیر با تعداد و بزرگی زمین لرزه‌های رویداده در منطقه آذربایجان پرداخته است و نتایج حاصل از این پژوهش نیز نشان دهنده افزایش نسبی تعداد زمین لرزه‌ها در سالهای اخیر در این منطقه می‌باشد.

لرزه‌ها با بزرگای بالاتر از ۳، در بازه‌های زمانی قبل (۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴) و بعد از کاهش (۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷) سطح آب دریاچه ارومیه به ترتیب در شکل‌های ۴ و ۵ مشخص شد که رخدادهای لرزه‌ای در زمان بعد از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه افزایش یافته است. این موضوع می‌تواند دلایل مختلفی داشته باشد. یکی از دلایل افزایش ناگهانی در فراوانی زمین لرزه‌ها، که از سال ۲۰۰۵ به بعد (بعد کاهش سطح آب دریاچه) در منطقه اتفاق افتاده، این است که به مرور زمان تعداد ایستگاه‌ها و دقت لرزه نگارها افزایش یافته و کاتالوگ زمین لرزه‌ها کاملتر شده است. در نتیجه تعجبی ندارد که شمار زلزله‌ها از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ (بعد کاهش سطح آب دریاچه) به میزان چشمگیری افزایش یابد. به‌علاوه در این بازه زمانی در منطقه شاهد وقوع زمین لرزه‌های ۲۰۱۲ مهر - ورزقان با بزرگای ۶/۴ و ۶/۲ و ۲۰۱۱ وان ترکیه با بزرگای ۷/۱ در مقیاس امواج درونی در منطقه هستیم که فراوانی

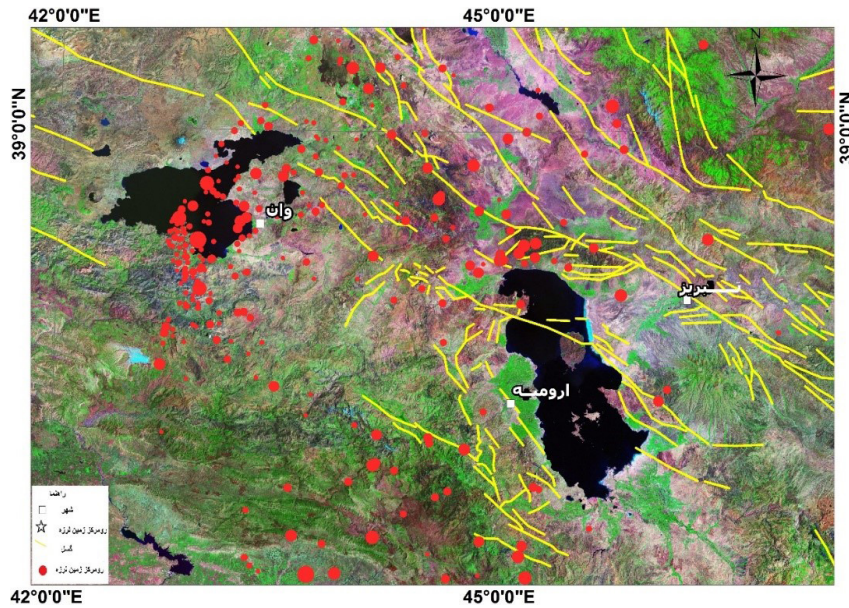


شکل ۲: منحنی تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه به همراه لرزه‌خیزی منطقه

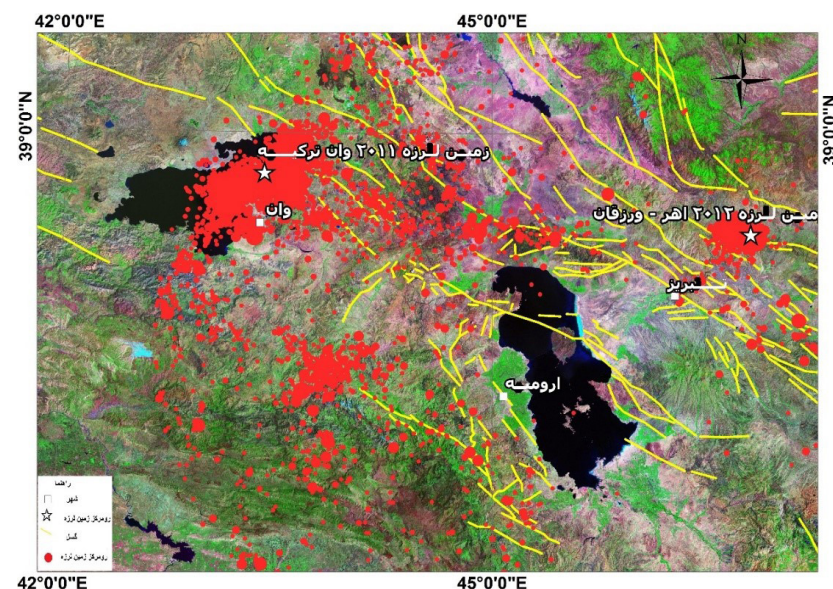


شکل ۳. نمودار تغییرات حداقل و حداکثر و میانگین حجم دریاچه ارومیه (سایت اینترنتی آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی،

۱۳۹۶، <http://www.azarwater>



شکل ۴: توزیع مراکز سطحی رخدادهای لرزه‌ای با بزرگای بالاتر از ۳ در قبل از کاهش سطح آب دریاچه (۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴).



شکل ۵: توزیع مراکز سطحی رخدادهای لرزه‌ای با بزرگای بالاتر از ۳ در بعد از کاهش سطح آب دریاچه (۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷) و مکان بزرگترین زمین لرزه‌های ثبت شده با ستاره مشخص شده است.

در بین سال‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴ میلادی نشانگر مقدار $1/4$ است. این امر کاهش مقدار ضریب b بین سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ و افزایش تنش در منطقه را بیان می‌کند (جدول ۱). سطح آب دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۵ به بعد دچار افت شدیدی شده، به طوری که ۸۵ درصد از آب دریاچه خشک شده است. خشک شدن دریاچه ارومیه (که حجم متوسط آن بین ۱۲ الی ۳۳ میلیارد متر مکعب به ترتیب در زمان‌های کم آبی و پر آبی برآورد می‌شود) و به علاوه برداشت بی-

۲- اثر کاهش آب دریاچه ارومیه و باربرداری ناشی از آن بر پارامتر b منطقه

با استفاده از داده‌های لرزه‌های بازه زمانی (۱۹۹۰-۲۰۱۷ میلادی) و پس از پالایش و یکسان‌سازی داده‌ها (۱۱۸۷ داده مربوط به زلزله‌های بزرگتر از $M_b = 3$ ریشتر)، محاسبه ضریب لرزه‌خیزی b در رابطه گوتنبرگ-ریشتر نشان دهنده مقدار ضریب b (۰/۸) از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ میلادی در منطقه (شعاع ۱۵۰ کیلومتری دریاچه ارومیه) است. در حالی که ضریب b



و تنش افزایش یافته است، که هم زمان با کاهش آب دریاچه ارومیه و باربرداری حاصل از آن است. بنابراین تأثیر کاهش آب دریاچه و باربرداری حاصل از آن بر کاهش پارامتر b و افزایش تنش در منطقه بین سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ در منطقه دور از انتظار نیست.

رویه و کاهش حجم سفره‌های آب زیرزمینی (حدود ۷۵ میلیارد مترمکعب) در اطراف دریاچه با باربرداری گسترده در سطح پوسته همراه بوده است که می‌تواند سبب به هم خوردن تعادل ایزوستاتیکی و تغییر در وضعیت کلیت نش در منطقه و بروز زلزله شود. همان‌طور که در بالا ذکر شد مقدار ضریب b بین سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ در منطقه کاهش

جدول ۱: مقادیر ضریب b قبل و بعد کاهش سطح آب دریاچه

b-value	زمان (سال)	
1.4	1990-2004	قبل از کاهش سطح آب دریاچه
0.8	2005-2017	بعد از کاهش سطح آب دریاچه

۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷، هم زمان با قبل و بعد از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه، مشخص شد، مقدار b در فاصله ۸۵ کیلومتری مابین سال‌های ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴ (قبل از کاهش سطح آب دریاچه) ۰/۸ بوده که با فاصله گرفتن از دریاچه برای فواصل ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتری افزایش یافته و این مقادیر نزدیک به هم است. بدین معنی که در فاصله نزدیک‌تر تعداد زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر نسبتاً کمتر و میزان تنش بیشتر است و ممکن است این تنش بالا و b کوچک در فاصله ۸۵ کیلومتری، بر اثر بار حاصل از آب دریاچه باشد. مقدار b در فاصله ۸۵ کیلومتری بین سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ (بعد از کاهش آب) ۱/۴۵ بوده که با فاصله گرفتن از دریاچه در منطقه کاهش یافته و تقریباً ثابت است. که این امر بیانگر کاهش تنش و متمرکز شدن زمین‌لرزه‌های با بزرگای کوچک‌تر در اطراف دریاچه و افزایش تنش با فاصله گرفتن از آن در منطقه است (جدول ۳-۳). به نظر می‌رسد افزایش پارامتر b و کاهش تنش در فاصله ۸۵ کیلومتری از دریاچه و کاهش پارامتر b و افزایش تنش در فواصل ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتر از دریاچه در بازه زمانی بین سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ که هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه و باربرداری حاصل از آن است، از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه و باربرداری ناشی از آن متأثر شده باشد.

۳- شعاع تأثیر کاهش سطح آب دریاچه ارومیه بر پوسته با مقایسه تغییرات پارامتر b در فواصل مختلف از دریاچه

ضریب b با لرزه‌خیزی منطقه در ارتباط بوده و رابطه بین فراوانی زمین‌لرزه‌ها و بزرگی آنها را نشان می‌دهد. به عبارت دیگر هرچه مقدار b کمتر باشد، نمایانگر آن است که نسبت زمین‌لرزه‌های بزرگ به کوچک در ناحیه بیشتر و یا متوسط بزرگای زلزله‌های رویداده در منطقه بیشتر است. در نتیجه مقدار b با میزان تنش جمعی افته در منطقه به طور معکوس مرتبط است (Wyss, 1973; Scholz, 1968; Wiemer and Wyss, 2002). برای بررسی شعاع تأثیر کاهش سطح آب دریاچه ارومیه بر پوسته در فواصل مختلف از دریاچه به ترتیب فواصل ۸۵ تا ۱۱۰ کیلومتر به‌طور منظم و بدون رومرکز زمین‌لرزه‌های اهر-ورزقان و وان انتخاب شده و فاصله ۱۵۰ کیلومتری شامل رومرکز زمین‌لرزه اهر-ورزقان و فاصله ۲۵۰ کیلومتری شامل هر دو رویداد زمین‌لرزه اهر-ورزقان و زمین‌لرزه وان می‌شود. همچنین محاسبه مقادیر b برای شعاع‌های مختلف برای بررسی تأثیرپذیری دریاچه با فاصله گرفتن از محل بارگذاری انجام شده است. با مقایسه مقادیر ضریب b برای فاصله‌های ۸۵، ۱۰۰، ۱۱۰، ۱۵۰، ۲۵۰ کیلومتری از دریاچه ارومیه با مرکزیت جزیره اسلامی برای بازه‌های زمانی

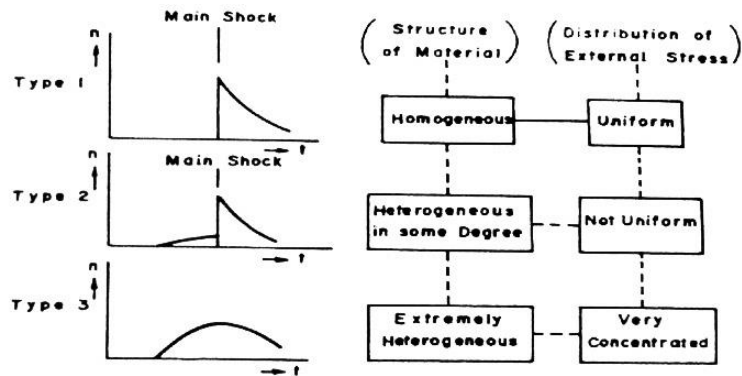
جدول ۲: مقایسه مقادیر ضریب b قبل و بعد از کاهش آب دریاچه ارومیه در فواصل مختلف

شعاع (km)	قبل کاهش سطح آب دریاچه	بعد کاهش سطح آب دریاچه
85	0.8	1.45
100	1.6	0.6
110	1.7	0.6
150	1.4	0.8
250	1.1	0.9

می‌دهد و با تعداد زیادی پس لرزه الاستیک همراه است. نوع ۲) زمانی که مواد، ساختاری به نسبت ناهمگن باشند و یا تنش-های اعمال شده یکنواخت نباشند، لرزه‌های الاستیکی کوچکی پیش از زمین لرزه اصلی رخ می‌دهد و پس از آن تعداد زیادی پس لرزه رخ خواهد داد.

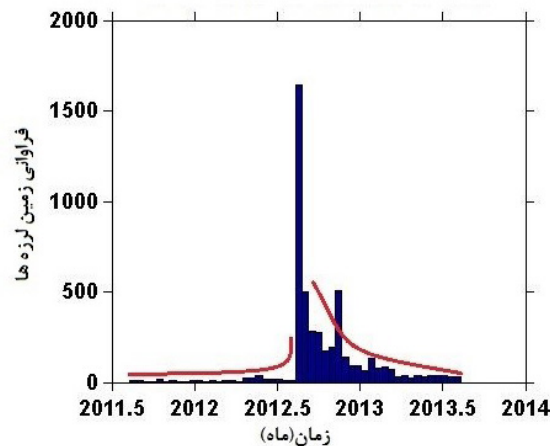
نوع ۳) در حالتی که ساختار مواد به طور کامل ناهمگن بوده و یا تنش‌های اعمال شده در مناطق مشخصی تمرکز داشته و یکنواخت نباشند، بزرگای زمین لرزه اصلی در ابتدا زیاد شده و پس از گذشت مدت زمانی کاهش می‌یابد. در سال‌های زیادی، مطالعات مختلف انجام گرفته بر روی الگوی پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌های زمین لرزه‌های القایی، بویژه در سدها (Gupta et al., 1972) مشخص کرد که این زمین لرزه‌ها از الگوی نوع ۲ (Mogi (1963) پیروی می‌کنند.

در ادامه همچنین با توجه به وقوع دو زمین لرزه بزرگ وان ترکیه و اهر-ورزقان در منطقه در بازه زمانی ۲۰۱۱ تا ۲۰۱۲ هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه ارومیه، به منظور بررسی تأثیر این پدیده به صورت ایجاد زلزله‌های القایی، نحوه و روش‌های شناسایی زمین لرزه‌های القایی در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفت. بررسی الگوی پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌ها یکی از مهم‌ترین شیوه‌های شناسایی زمین لرزه-های القایی است. Mogi (1963) برای این منظور الگوی پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌ها را به سه دسته مطابق شکل ۶ طبقه‌بندی کرد و این الگوها را با زمین لرزه‌های طبیعی مقایسه کرده است. اختلاف میان این سهم دلدر وضعیت ساختاری مواد و پراکندگی فضایی تنش‌ها به صورت زیر است: نوع ۱) در حالتی که مواد همگن بوده و تنش‌ها به صورت یکنواخت اثر می‌کنند، زمین لرزه اصلی بدون هیچ پیش لرزه‌ای رخ

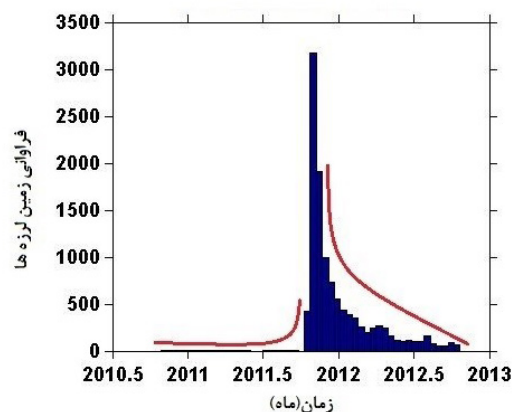


شکل ۶: الگوهای مختلف پراکندگی پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌ها همراه با زمان و رابطه آنها با نوع ساختار مواد تشکیل دهنده محیط و نحوه پراکندگی تنش‌های خارجی اعمالی (Mogi, 1963).

با بررسی الگوهای لرزه‌های زمین لرزه‌های اهر-ورزقان (شکل ۷) و وان ترکیه (شکل ۸) ملاحظه می‌گردد که این الگوها به خوبی از الگوی زمین لرزه‌های القایی پیشنهادی Mogi (1963) تبعیت می‌کنند.



شکل ۷: الگوی زمان-فرآوانی زمین لرزه‌های اهر-ورزقان



شکل ۸: الگوی زمان- فراوانی زمین لرزه های وان

نتیجه گیری

مهم ترین نتایج به دست آمده به شرح زیر است:

- ۱- بررسی تغییرات پارامتر لرزه خیزی b مابین سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه ارومیه، کاهش مقدار ضریب b و افزایش تنش در منطقه را بیان می کند که ممکن است از کاهش سطح آب دریاچه و باربرداری حاصل از آن در حدود ۲۰ میلیارد تن متأثر شده باشد.
- ۲- به نظر می رسد افزایش پارامتر b و کاهش تنش در فاصله ۸۵ کیلومتری از دریاچه و کاهش پارامتر b و افزایش تنش در فواصل ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتر از دریاچه در بازه زمانی بین سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ که هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه است، از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه و باربرداری ناشی از آن در حدود ۲۰ میلیارد تن متأثر شده باشد و این تغییرات تنش ناشی از باربرداری، در زیر و نواحی پیرامون دریاچه ارومیه ممکن است باعث به جلو انداختن زلزله های طبیعی یا تشدید آنها شده باشد. مانند زمین لرزه سال ۲۰۱۲ اهر- و رزقان با بزرگای ۶/۴ و زمین لرزه سال ۲۰۱۱ وان با

بزرگای ۷/۴، که نیازمند مطالعه ای جامع تر با داده های کافی می باشد.

- ۳- نمودار مقایسه تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزه خیزی نیز نمایانگر میزان افزایش لرزه خیزی در منطقه هم زمان با کاهش آب در دریاچه هست که یکی از دلایل آن می تواند کاهش سطح تراز آب در دریاچه ارومیه و به هم خوردن تعادل پوسته بر اثر باربرداری (۲۰ میلیارد تن) ناشی از آن باشد.
- ۴- در این مطالعه با بررسی الگوی پیش لرزه ها و پس- لرزه ها برای هر یک از زمین لرزه های ۲۰۱۲ اهر- و رزقان و ۲۰۱۱ وان ترکیه ملاحظه می گردد که این الگوها به خوبی از الگوی زمین لرزه های القایی پیشنهادی Mogi (1963) تبعیت می کنند.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت وزارت علوم، تحقیقات و فناوری و دانشگاه تبریز تهیه شده است که به این نحو سپاسگزاری می گردد.



منابع

- ◀ زمانی قره چمنی، ب.، ۱۳۹۲، مدل زمین ساخت فلات آذربایجان (شمال گسل تبریز و جنوب ارس)، مجله علوم زمین، شماره ۸۷، صفحه ۴۱ تا ۵۰.
- ◀ سایت اینترنتی آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی، ۱۳۹۶، <http://www.azarwater.ir>
- ◀ ستاد احیا دریاچه ارومیه، ۱۳۹۵، سایت اینترنتی www.urmiyalake.ir
- ◀ شهرابی، م.، ۱۳۶۰، گزارش مختصری از رخساره دریاچه‌ای زمان هولوسن و تغییرات آب و هوایی دریاچه فوق اشباع از نمک ارومیه، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش داخلی.
- ◀ شهرابی، م.، ۱۳۷۳، شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش ارومیه (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰)، سازمان زمین شناسی کشور.
- ◀ علوی، م.، ۱۹۹۱، نقشه تکتونیک خاورمیانه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ◀ آریامنش، م.، ۱۳۹۱، بررسی نقش کاهش آب دریاچه ارومیه در زلزله‌های منطقه آذربایجان، همایش ملی آسیب شناسی و برنامه ریزی اثرات زلزله، دانشگاه پیام‌نور استان آذربایجان شرقی - هریس ص ۷۲.
- ◀ آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ سوم، ۵۸۶ صفحه.
- ◀ برگی، خ.، ۱۳۸۲، اصول مهندسی زلزله، انتشارات دانشگاه تهران، ۶۸۵ صفحه.
- ◀ حنیفی، ز.، ۱۳۹۷، مطالعه ساز و کار زمین ساختی تشکیل دریاچه ارومیه و بررسی زلزله‌های بالقایی احتمالی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز.
- ◀ زارع، م.، ۱۳۹۳، مجموعه و مذاکرات سمینار، گذشته، حال، آینده دریاچه ارومیه، انتشارات فرهنگستان علوم.
- Shahvar, M.P., Zare, M., and Castellaro, S., 2013, A unified seismic catalog for the Iranian plateau (1900-2011). *Seismological Research Letters*, 84, 233-249.
- Simpson, D.W., Leith, W.S. and C.H. Scholz, 1988, Two types of reservoir induced seismicity, *Bulletin of Seismological Society of America*, 78(6): 2025-2040.
- Taghipour, K., Khatib, M., Heyhat, M., Shabani, E., Vaezihir, A., 2018, Evidence for distributed active strike-slip faulting in NW Iran: The Maragheh and Salmas fault zones, 742-743, 15-33.
- Utsu, T., 1965, A method for determining the value of b in the formula $\log N = a - bM$, showing the frequency-magnitude relation for earthquakes, *Geophy. Bull., Hokkaido uni.* 13, 99-103.
- Warren, N. W. and Latham, G. V, 1970, to volcanic seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 75, 4455-4464.
- Wiemer, S, 2001, A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seismol. Res. Lett*, 72, 373-382.
- Wiemer, S. and Wyss, M, 2002, Mapping spatial variability of the frequency magnitude distribution of earthquakes., *Adv. Geophys.* 45, 259-302.
- Wyss, M, 1973, Towards a physical understanding of earthquake frequency distribution, *Geophys. J., R., Astr. Soc.*, 31, 341-359.
- Zamani, B., 2017, Experimental tectonic modelling of East (Iranian) Azerbaijan, inferred from stress pattern, *Model. Earth Syst. Environ*, 3, 605-613.
- Zamani, B., Masson, F., 2014, Recent tectonics of East (Iranian) Azerbaijan from stress state reconstructions. *Tectonophysics*, 611, 61-82.

References

- Gupta, H., K., Rastogi, B., K., and Hari Narain, 1972, Common features of the reservoir associated seismic activities, *Bull. Seis. Soc. Am.* 62, 481- 492.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F., 1949, *Seismicity of the Earth*, Princeton Univ. Press Cambridge UK, 324.
- Hamilton, T. and McCloskey, J., 1997. Breakdown in power-law scaling in an analogue model of earthquake rupture and stick-slip. *Geophys. Res. Lett.* 24, 465-468.
- Kelts, K. and Shahrabi, M., 1986. Holocene sedimentology of hypersaline Lake urmia, Northwest Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54.
- Khan, P. K. and Chakraborty, P. P., 2006, The seismic b-value and its correlation with Bouguer gravity anomaly over the Shillong Plateau area: Tectonic implications. *Journal of Asian Earth Science* 29, 136-147.
- Mogi, K., 1962, Study of elastic shocks caused by fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena, *Bull. Earthquake Res. Inst.* 40, 125-173.
- Mogi, K., 1963, Some discussions on aftershock, foreshocks and earthquake swarms the - fracture of semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper), *Bull. Earthquake Res. Inst.* 41, 615-658.
- Scholz, C., H., 1968, The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seis. Soc. Am.* 58, 399-415.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S. and Wyss, M., 2005, Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, *Nature*, 437, 539- 542.

Induced earthquakes due to the loss of Urmia Lake water
(with reference to b-value variations)

Behzad Zamani G^{1*}, Zahra Hanifi², Ebrahim Asghari-Kaljahi³

1. Associate Professor, Department of Earth Sciences, Tabriz University

2. M.Sc. in Tectonic, Department of Earth Sciences, Tabriz University.

3. Associate Professor, Department of Earth Sciences, Tabriz University.



Abstract:

With regard to drying of Urmia Lake, and an extensive unloading from the earth's crust, due to the loss of water from the lake surface, the evaluation of b-value, and the probable increase of earthquakes, has been investigated in this study. The evaluation of b-value variations due to the loss of water from the lake's body, represents a decrease in b-value after water level dropping in the lake, subsequent unloading about 20 Milliard tones, and the increase of stress in the study area. Furthermore, the water level change-seismicity diagram, including 1990-2017 data, is clearly show an increase in seismicity and its relation with the lake water level. Research of the radius of the b-value variations have shown that Van M=7.5, 2011 earthquake and Ahar and Varzghan M=6.4, 2010, earthquakes, are the Induce earthquakes due to the loss of water of Urmia Lake.

Keywords: Urmia Lake, b-value, induced earthquake.

* b.zamani@tabrizu.ac.ir