

زمین لرزه القایی بعد از آبگیری سد البرز: دلالت‌هایی بر زمین ساخت فعال شمال البرز

زمان ملک‌زاده^{۱*} و زینب رکنی^۲

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ساری، ایران
۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دریافت: ۹۹/۱۲/۱۰، پذیرش نهایی: ۱۴۰۰/۶/۲۹)

چکیده

یکی از مهم‌ترین جنبه‌های مطالعه زمین لرزه القایی امکان چکانش زمین لرزه‌های بزرگ است. این مطالعه درصدد ایجاد ارتباط بین زمین لرزه ۲۱ دی ماه ۱۳۹۰ در جنوب شهرستان بابل با احداث سد البرز است که آبگیری آن از تقریباً سه سال قبل از این زمین لرزه شروع شد. محل مخزن سد توسط دو گسل فعال البرز شمالی در جنوب و خزر در شمال محصور شده است. نتایج مطالعات نشانگر فزونی زمین لرزه‌ها بعد از آبگیری سد البرز است. در یک نگاه کلی به آمار زمین لرزه و آبگیری سد، از تاریخ مهر ۱۳۸۸ تا زمین لرزه ۲۱ دی ماه ۱۳۹۰ دو دوره باربرداری یا کاهش سطح آب مخزن سد اتفاق افتاده است که همزمان موجب افزایش زمین لرزه شده است. بعد از دوره دوم باربرداری، که بیشتر از دوره اول بوده است، زمین لرزه ML₅/۲ رخ داده است. یکی از دلایل فعال شدن گسل را می‌توان به توسعه یا پخش فشار آب منفذی با ضریب موسوم به C، از محل مخزن به کانون زمین لرزه نسبت داد. در گسترش فشار آب منفذی متناسب با تراوایی سنگ، بین آبگیری سد و بالارفتن فشار منفذی و در نتیجه لرزه‌خیزی تأخیر وجود دارد. این تأخیر موجب می‌شود زمین لرزه‌ها در عمق و فاصله بیشتری از سد رخ داده و با توجه به درگیری طول و سطح بیشتری از شکستگی‌ها، اختلاف تنش کمتری را برای فعالیت گسل‌های فعال بر اساس معیار گسیختگی کلمب فراهم می‌سازند. ضریب C می‌تواند در یک ایالت زمین‌ساختی مشابه و در یک تجربه سدسازی دیگر برای پیش‌بینی زمین لرزه القایی مورد استفاده قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: زمین لرزه القایی، گسل فعال، فشار آب منفذی، آبگیری سد، پخش فشار آب منفذی.

۱. مقدمه

محل احداث اکثر سدهای ایران در مناطق لرزه‌خیز و کوهستانی واقع شده است، از سوی دیگر به دلیل پراکندگی گسل‌ها در مناطق کوهستانی و فرسایش شیب دامنه آنها خطراتی را برای سد به دنبال خواهد داشت؛ زیرا سدها معمولاً در دره‌ها ساخته می‌شوند و عواقب شکست سد و بروز سیل می‌تواند فاجعه‌آفرین باشد. از این رو لزوم مطالعات دقیق‌تر در خصوص زلزله‌های القایی مخزن ضروری به نظر می‌رسد؛ بنابراین با دخالت دادن عوامل لرزه‌خیزی نواحی گوناگون در توزیع سکونتگاه‌های انسانی و مراکز مهم اقتصادی و وضع مقررات ایمنی متناسب با خطر زمین لرزه، می‌توان از تلفات و خسارات ناشی از زمین لرزه که پدیده‌ای اجتناب‌ناپذیر می‌باشد، کاست.

بر اساس تجربیات موجود در مورد مخزن سدهای بزرگ با ژرفای آب بیش از ۸۰ تا ۱۰۰ متر می‌توان وقوع

برخی از فعالیت‌های انسانی موجب تغییرات وضعیت تنش ساختگاهی و حتی زمین ساختی شده که پیامد آن می‌تواند زمین لرزه باشد. به این نوع زمین لرزه‌ها، زمین لرزه القایی یا تحریک شده می‌گویند. از میان زمین لرزه‌های القایی، آبگیری مخازن سدها، باعث ایجاد بزرگ‌ترین لرزه‌ها شده‌اند. بخشی از مسئله لرزه‌خیزی القایی که به وابستگی زمین لرزه‌ها به آبگیری مخزن سدها به‌ویژه تغییرات سطح آب در مخزن سد و در نتیجه بارگذاری و باربرداری مربوط است، برای اولین بار توسط کاردر (۱۹۷۰) برای دریاچه مید در ایالات متحده مطرح شد. وقوع یک زمین لرزه مخرب با بزرگای ۶/۳ در سد کوینا در هند (۱۹۶۷) موجب توجه بین‌المللی به این مسئله شد (سیمپسون و همکاران، ۱۹۸۸). زلزله‌های القایی نه تنها در اثر آبگیری دریاچه سدها، بلکه در هنگام تخلیه دریاچه‌ها نیز ممکن است رخ دهند.

پدیده‌های ژئومورفیک برای معرفی زمین‌ساختی ساخته‌گاه سد استفاده شده است. ضمناً از مشاهدات و اندازه‌گیری سینماتیکی گسل‌های فعال موجود در پهنه مورد مطالعه شامل گسل خزر و شمال البرز برای معرفی نحوه و سازوکار گسل‌های فعال و در نتیجه وارون‌سازی داده‌های مذکور برای شناسایی این سازوکار بهره‌گیری شده است.

سد البرز از نوع خاکی سنگریزه‌ای با هسته رسی قائم است و حجم بدنه آن در حدود ۸/۶ میلیون متر مکعب می‌باشد. شکل (۱) نمایی از سد و موقعیت آن را نشان می‌دهد. ارتفاع این سد ۷۸ متر، طول تاج آن ۸۳۸ متر و گنجایش مخزن سد حدود ۱۵۰ میلیون متر مکعب و سطح مخزن آن ۵۱۰۰ هکتار می‌باشد. طول سد انحرافی ۵۰ متر، عرض آن ۳۸ متر و بلندی آن ۲/۵ متر و طول تونل انتقال آب از رودخانه بابلک به مخزن سد البرز ۲/۶ کیلومتر است. شروع اولین مرحله آبرگیری سد مرداد ۱۳۸۷ و اتمام آخرین مرحله آبرگیری مخزن آن بهمن ۱۳۸۹ بوده و مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. به گزارش روابط عمومی شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس در بهمن ۱۳۸۹ بیش از ۸۹ درصد از حجم مخزن سد البرز با ظرفیت ۱۳۳ میلیون متر مکعب آبرگیری شد. میزان ورودی آب به دریاچه این سد ۱۷/۵۳ متر مکعب بر ثانیه و میزان خروجی آن ۱۷۰ لیتر بر ثانیه است.

۲. روش پژوهش

با توجه به اهمیت بحث زمین‌شناسی در ایجاد زمین‌لرزه القایی، بخش ابتدایی نوشتار به بررسی وضعیت زمین‌شناسی عمومی و ساختاری منطقه اختصاص پیدا می‌کند. سپس ساختگاه سد از دیدگاه نوزمین‌ساختی مورد ارزیابی قرار گرفته و شواهدی دال بر فعال بودن گسل‌های اصلی منطقه و به‌ویژه ساختگاه سد ارائه خواهد شد. از جمله مطالعات ساختاری، تحلیل سینماتیک گسل‌های فعال اصلی موجود در منطقه شامل گسل شمال البرز و خزر است. این مطالعات ضمناً با تکیه بر روش

زمین‌لرزه‌ای با بزرگای ۶/۵ را انتظار داشت. البته ذکر این نکته مهم است که معمولاً زمین‌لرزه‌های القایی بزرگ در نواحی با زمین‌ساخت جنبا و احتمال گسیختگی کوتاه‌تر رخ می‌دهد. از سوی دیگر امکان گسیختگی سطحی زمین‌لرزه‌ای نیز در لرزه‌خیزی القایی وجود دارد. مثلاً زلزله ۱۹۶۷ سد کوینا در هند (سیمپسون و همکاران، ۱۹۸۸؛ گوپتا، ۲۰۰۲) با وقوع ۳۰ سانتی‌متر تغییر مکان سطحی در راستای یک گسل کوتاه‌تر که از یکی از جناح‌های مخزن سد عبور می‌کند، همراه بود. بدیهی است که چنین گسیختگی در زیر محور سد نیز می‌تواند رخ دهد و از آنجا که مخزن سد توزیع تنش را درون گسل‌های منطقه تغییر می‌دهد، گسل‌های غیرفعال نیز می‌توانند در چنین شرایطی فعالیت لرزه‌ای نشان دهند.

مطالعات انجام‌شده نشانگر تشابه زمین‌لرزه‌های القایی با زمین‌لرزه‌های طبیعی در اکثر موارد بوده و بزرگای آن تا حد زیادی به وضعیت زمین‌ساختی منطقه نیز مربوط است. از سوی دیگر احتمال وقوع این رویدادها در درون مخزن و یا نزدیک آن بیشتر بوده و بیشتر در بازه تا ۱۰ سال بعد از احداث سد را شامل می‌شود. سازوکار زمین‌لرزه القایی در اثر آبرگیری مخزن سد تحت‌تأثیر افزایش فشار آب منفذی است. تجربیات قبلی نشان می‌دهند که با گذشت زمان به عمق زمین‌لرزه‌ها افزوده، برعکس از تعداد آنها کاسته می‌شود. همچنین در صورت آبرگیری تدریجی سد، احتمال کاهش رویدادهای لرزه‌ای وجود دارد (بل و نور، ۱۹۷۸). این زمین‌لرزه‌ها خصوصاً در مناطق با سوابق لرزه‌ای، ممکن است موجب چکانش زمین‌لرزه‌های بزرگ شود.

این مقاله درصدد این است تا ارتباطی بین وقوع زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه (شکل ۱) با آبرگیری سد البرز پیدا کند. از میان این زمین‌لرزه‌ها، زمین‌لرزه با بزرگای ۵/۲ در تاریخ ۲۱ دی ماه ۱۳۹۰ را می‌توان نام برد. برای این منظور از اطلاعات لرزه‌ای موجود در شبکه‌های لرزه‌نگاری کشور به‌همراه اطلاعاتی از نحوه آبرگیری سد البرز استفاده کرده است. برای تکمیل اطلاعات، از

پایان و با توجه به اطلاعات ایستگاه‌های زلزله‌شناسی، تحلیل سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۲۰ دی‌ماه ۱۳۹۰ ارائه خواهد شد.

۳. اندازه‌گیری، مشاهده و محاسبه

۳-۱. مشاهدات زمین‌شناسی

البرز بخشی از سیستم چین‌خوردگی فعال آلپ-همالیا به‌شمار می‌آیند. در بالاآمدگی البرز شمالی دو گسل راندگی فعال شمال البرز و خزر نقش مهمی ایفا می‌کنند (شکل ۲-الف و ۲-ب). گسل شمال البرز که از شکستگی‌های بزرگ گستره طرح به‌شمار می‌آید از ۴ کیلومتری جنوب ساختگاه سد می‌گذرد (شکل ۱). گسل خزر، شکستگی بزرگ دیگر گستره طرح، از فاصله حداقل حدود ۱۰ کیلومتری شمال ساختگاه یادشده، عبور می‌کند (شکل ۱).

برگشتی، وضعیت تنش نوزمین‌ساختی را در منطقه مشخص خواهد کرد. اطلاعات نوزمین‌ساختی تلاش دارد تا خواننده را متقاعد کند که منطقه به اندازه کافی دارای شکستگی است تا با آبیگری سد درزو شکاف‌های پهنه‌ی وسیعی از منطقه تحت‌اشباع قرار گیرد و زمینه را برای توسعه فشار آب منفذی و در نهایت مهیا کردن شرایط لازم برای شکستگی و فعال‌شدن گسل بر طبق معیار کلمب فراهم سازد. در این رابطه می‌توان با توجه به تاریخچه لرزه‌خیزی منطقه، ضریب توسعه فشار آب منفذی را که از شاخص‌های هیدرودینامیکی مهم در تحلیل زمین‌لرزه‌های القایی است تخمین زد. برای رسیدن به این هدف، آمار و تاریخچه زمانی آبیگری سد، آمار و اطلاعات زمین‌لرزه‌های قبل و بعد از احداث سد، پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه مورد استفاده قرار خواهند گرفت. در

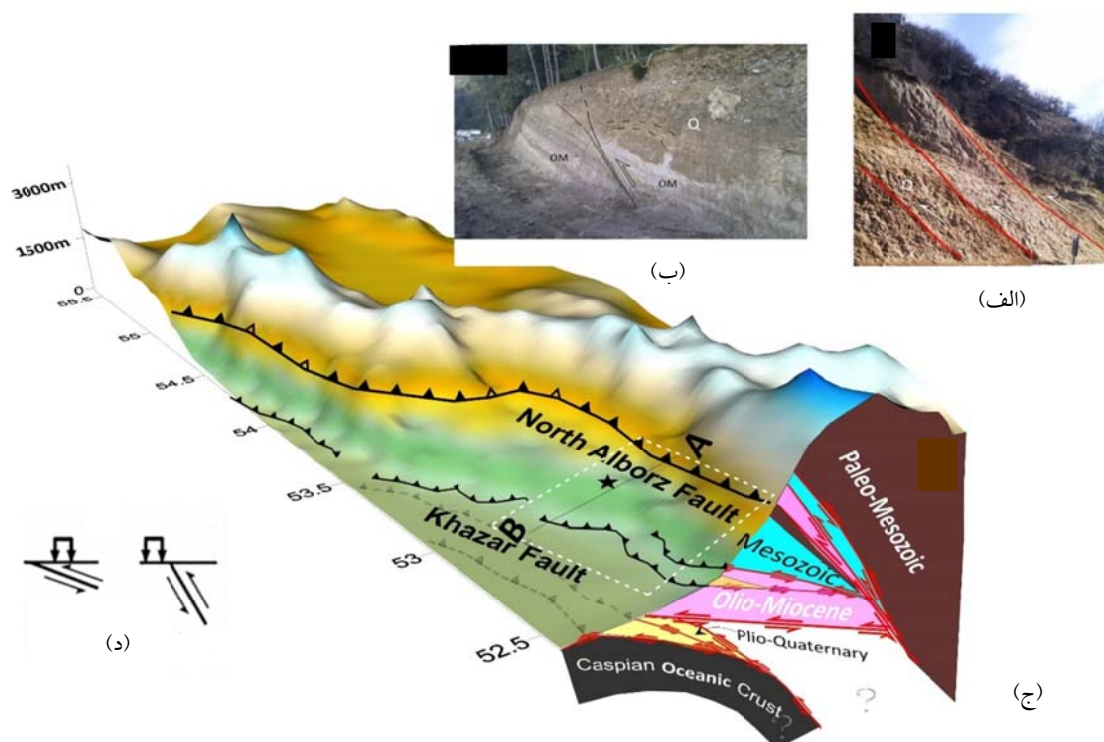


شکل ۱. موقعیت سد البرز و رویدادهای لرزه‌ای قبل (با علامت ستاره) و بعد (با علامت دایره‌های توپر). تاج سد در زمینه عکس دیده می‌شود. محل گزارش شده زمین‌لرزه با دایره توپر بزرگ نشان داده شده است که با تعیین محل مجدد در این مقاله به قسمت شمالی‌تر با علامت زردرنگ که با درج طول و عرض جغرافیایی مشخص شده، منتقل شده است. به محل زمین‌لرزه‌های (پس‌لرزه‌های) بعد از رویداد اصلی ۲۱ دی‌ماه ۱۳۹۰، در فرودست سد و در امتداد دره‌ای که مسیر رود اصلی را دنبال می‌کند، توجه شود. خط AB پروفیل ساختاری پیشنهادی در شکل ۲-ج است. ضمناً موقعیت شهر زیراب (محل عبور گسل البرز شمالی (موضوع عکس در شکل ۲-الف) و شیرگاه (موضوع عکس در شکل ۲-ب) با بیضی توپر سفید نشان داده شده است.

می‌توان دید. بخش اعظمی از دریاچه سد بر روی سازندهای مارن-آهک مربوط دوره پالئوسن قرار دارد (شکل ۳).

گسل‌های متعددی با راستای خاوری-باختری به موازات هم و گسل‌های زیادی با راستای شمالی-جنوبی که عمود بر گسل‌های فوق‌الذکر است در گستره دریاچه سد و فراتر از آن دیده می‌شود (شکل ۳). گسل شمال البرز که به آن اشاره شد، از بخش‌های انتهایی شاخه‌های دریاچه سد یعنی از فاصله حدود ۴ کیلومتری محل سد عبور کرده و سازندهای مربوط به تریاس و ژوراسیک را در برابر لایه‌های میوسن قرار داده است (شکل ۲ج). از نظر توان لرزه‌ای، گسل شمال البرز و گسل خزر مهم‌ترین گسل‌های منطقه طرح به‌شمار می‌آیند. به‌نظر می‌رسد هندسه گسل خزر و حتی البرز محصول زیراندگی (underthrusting) گسل خزر باشد (شکل ۲-ج). همان‌گونه که در شکل (۲) دیده می‌شود.

دامنه فعالیت گسل شمال البرز همان‌گونه که نام آن برمی‌آید محدود به شمال رشته کوه البرز می‌شود. گسل خزر اما از دیدگاه مؤلفین این نوشتار ساختار پیچیده‌تری دارد و مرکب از چندین گسل با قطعات متفاوت با ترکیبی از گسل‌های پیدا و پنهان است (شکل ۲-ث). حاصل فعالیت این دوگسل ایجاد چین‌خوردگی و گسل‌های متعدد و شکستگی‌های متراکم در منطقه مورد مطالعه است. موقعیت سد در بین این دو گسل فعال واقع است (شکل ۲-د) که در هر دو مورد امکان ناپایداری آنها در اثر آبرگیری سد وجود دارد (تالوانی، ۱۹۹۷). قدیمی‌ترین سازندهای دیده شده در این گستره مربوط به دوره پرمین است که در بخش زیرین بیشتر ماسه سنگی و در بخش بالایی آهک است. سنگ‌های مربوط به دوره ژوراسیک بالا در بخش جنوبی و خارج از دریاچه سد و نهشته‌های کرتاسه به ویژه مارن‌ها را بیشتر در نواحی مورد بررسی



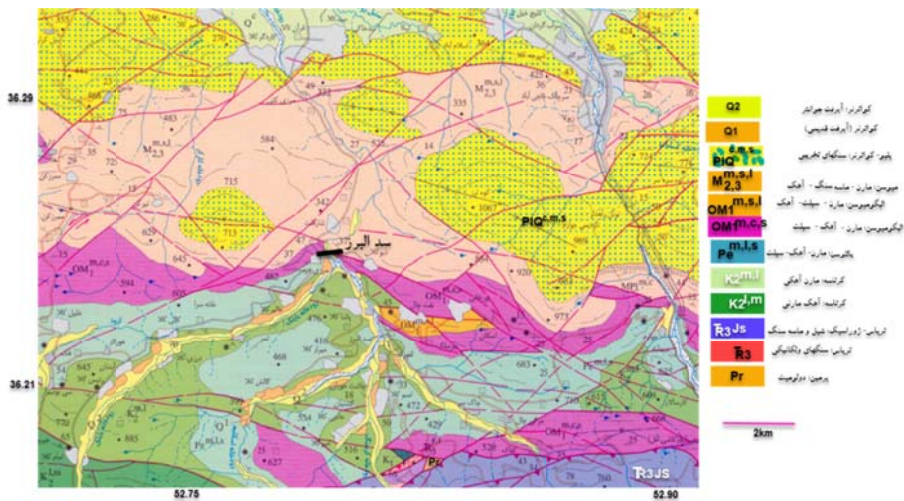
شکل ۲. الف) مشاهده و اندازه‌گیری گسل‌های شمال البرز و خزر، (ب) که با خطوط همراه با مثلث توپر برای گسل‌های پیدا و خطوط کم‌رنج مقطع برای گسل‌های راندگی پنهان نشان داده شده و موقعیت ژئومورفیکی آنها، (ج) در ضلع شمالی البرز، خط AB پروفیلی است که در راستای AB در شکل ۱ زده شده است و قسمتی از آن نیز شکل ۳ را شامل می‌شود. محل سد البرز با ستاره نشان داده شده است. مربعی که با خط چین سفید نشان داده شده، محدوده عکس هوایی شکل ۱ است، (د) با توجه به موقعیت سد نسبت به گسل‌های البرز و خزر، امکان ناپایداری و چکانش لرزه‌ای گسل‌های مذکور بنا به معیار تالوانی (۱۹۹۷) وجود دارد.

حاشیه این شاخه از دریاچه پادگانه‌های نسبتاً کم ارتفاعی که اغلب زمین‌های مزروعی را تشکیل می‌دهد، به چشم می‌خورد. شیب دامنه‌ها به جز یک کیلومتر انتهایی دریاچه که حدود ۳۵ تا ۴۵ درجه است، در بقیه قسمت‌ها ملایم‌تر و حدود ۱۵ تا ۲۵ درجه است. پهنای دره در قسمت‌های انتهایی دریاچه حدود ۲۰۰ متر و در قسمت‌هایی که به شاخه بز رود می‌پیوندد، به حدود ۱ کیلومتر می‌رسد. شاخه فرعی دره گشندان به این شاخه می‌پیوندد و طولی حدود ۳/۷ کیلومتر از دریاچه سه را شامل می‌شود. این شاخه از دریاچه بر روی نهشته‌های مارنی و ماسه سنگی میوسن واقع شده، در دو سمت این شاخه رودخانه نیز پادگانه‌های آبرفتی کم ارتفاعی که زمین‌های مزروعی را تشکیل می‌دهد، وجود دارد.

شاخه دیگر دریاچه سد شاخه گزو طویل‌تر از دو شاخه دیگر است و طول آن تا ارتفاع ۳۰۱ متر تراز شمال آب دریاچه به حدود ۵/۳ کیلومتر می‌رسد شیب رودخانه در این شاخه ۱۵ در هزار و شیب دامنه‌ها تا ارتفاع ۳۰۷ متری حدود ۱۵ تا ۲۵ درجه است. این بخش از دریاچه سد بر روی مارن‌های ماسیو کرتاسه قرار می‌گیرد. بخش عمده این شاخه نیز از نهشته‌های از جنس رس و پوشش گیاهی پوشیده شده و به ندرت دارای رخنمون است. شکل ۳، سازندهای زمین‌شناسی محدوده سد البرز را که بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه قائمشهر (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)، را نشان می‌دهد.

حاصل همگرایی پوسته خزر و البرز شمالی ایجاد فرورانشی است که به نظر می‌رسد در مراحل اولیه خود باشد و حاصل آن مجموعه‌ای از گسل‌های راندگی با زاویه کم است. فرورانش پوسته اقیانوسی خزر قبلاً نیز توسط تاتار و همکاران (۲۰۰۷) نیز پیشنهاد شده است. احتمالاً و با توجه به عمق نسبتاً زیاد زمین لرزه ۲۱ دی‌ماه ۱۳۹۰ و همچنین زمین لرزه ۲۰۰۴ بلده، از نظر ساختاری پوسته اقیانوسی خزر باید در انتهایی خود دارای شیب زیاد باشد.

دریاچه سد البرز در سر شاخه فرعی رودخانه‌های بز رود، چاهخانی و گزو در بالا دست محور سد تشکیل می‌شود. گنجایش دریاچه با توجه به تراز شمال سد ۳۰۱ متر بالاتر از سطح دریا حدود ۱۵۰ میلیون مترمکعب خواهد بود. شاخه‌های فرعی رودخانه به ترتیب دارای راستای جنوب باختری-شمال خاوری، جنوب و جنوب خاوری-شمال باختری است. در شاخه فرعی بز رود (دره گالش کلا) طول دریاچه سد تا تراز ۳۰۱ متر تراز شمال آب دریاچه، حدود ۳/۶ کیلومتر است. شیب رودخانه در این شاخه ۱۹ در هزار و شیب دامنه‌های ملایم حدود ۱۵ تا ۲۰ درجه است، عرض دره حدود ۸۰۰ متر است ولی در انتهایی شاخه به حدود ۲۰۰ متر می‌رسد. این شاخه از دریاچه سد بر روی مارن‌ها و ماسه سنگ‌های میوسن قرار گرفته است و به دلیل پوشیده بودن توسط قشر ضخیمی از مواد هوازده از جنس رس و پوشش گیاهی به ندرت دارای رخنمون است. در



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی محدوده سد البرز برگرفته از نقشه چهارگوش قائمشهر.

۳-۲. اندازه‌گیری سینماتیکی

معمولاً وقوع زمین‌لرزه‌های القایی به دو صورت توجیه می‌شود: الف) تغییر تنش‌های کلی و مؤثر در نتیجه بارگذاری یا بار برداری حجم عظیمی از مواد. ب) کاهش مقاومت سنگ‌ها بر اثر تزریق سیالات و افزایش فشار در درزها، شکاف‌ها و خلل و فرج آنها (روییس برآجا و همکاران، ۲۰۲۱؛ تالوانی و همکاران، ۲۰۰۷). از عوامل زمین‌شناسی مؤثر بر وقوع زمین‌لرزه‌های القایی شامل ساختارها و قابلیت نفوذپذیری زمین است؛ به نحوی که در دو سد حتی در یک فاصله نزدیک نسبت به هم متفاوت است. گسل‌ها (به ویژه گسل‌های فعال) و شکستگی‌های ناشی از چین خوردگی موجب نفوذپذیری آب می‌شود، عاملی که به طور اساسی بر ایجاد زمین‌لرزه‌های القایی مؤثر است. تحقیقات انجام شده (والروسو و همکاران، ۲۰۰۹؛ تریفو، ۲۰۰۲) نشان می‌دهد که یک ارتباط مشخص بین وقوع زمین‌لرزه‌های القایی مخزن و حضور گسل‌های فعال در منطقه سد وجود دارد. تأثیر گسل فعال بر روی ایجاد زمین‌لرزه‌های القایی با توجه به نوع گسل متفاوت است. این تفاوت توسط وضعیت تنش حاکم بر این گسل‌ها کنترل می‌شود که با توجه به نوع گسل، متفاوت است. به موازات نوع گسل، فشار منفذی که ناشی از نفوذ آب به زیر مخزن سد است، عامل تعیین‌کننده محسوب می‌شود که خود از ساختار گسل شامل نوع، جهت و نحوه و میزان خردشدگی ناشی از فعالیت آن پیروی می‌کند؛ بنابراین دو عامل اساسی میدان تنش حاکم بر گسل و فشار منفذی تأثیر مستقیمی بر ایجاد زمین‌لرزه‌های القایی دارند که ممکن است در گسل‌های مختلف سهم هر یک تعیین‌کننده باشد. علاوه بر موارد ذکر شده تحقیقات انجام گرفته توسط گوپتا و راستوگی (۱۹۷۶) نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های القایی مخزن عموماً در نقاط انتهایی گسل‌ها، در جاهایی که دو گسل با هم برخورد می‌کنند و نقاطی که در اثر عبور گسل‌ها خرد شده‌اند، نیز رخ می‌دهند. برای مخازنی که تحت رژیم تنش فشاری قرار می‌گیرند، انتظار می‌رود گسلش معکوس در عمق کم، یا گسلش امتدادلغز روی

گسل با شیب زیاد رخ دهد. همان‌گونه که در زمین‌ساخت حاکم بر منطقه متذکر شده است، رژیم تکتونیکی در البرز مرکزی متشکل از گسل‌های راندگی (علوی، ۱۹۹۶)، و امتدادلغز با مؤلفه نرمال (ریتر و همکاران، ۲۰۰۶؛ ملک‌زاده، ۲۰۱۸) است. حاشیه شمالی البرز تحت سیطره عملکرد دو گسل فعال و لرزه‌زای شمال البرز و خزر است که توصیف آن در بخش قبل و در شکل ۲ آمده است. آنچه در زیر می‌آید، حاصل بررسی و مطالعه شواهد صحرائی از این دو گسل است. این بررسی‌ها در قالب اندازه‌گیری‌های بردار لغزش گسل (خش‌لغز) برای پی‌بردن به مکانیسم حاکم بر رفتار گسل است. اساس روش تحلیل سینماتیکی پی‌بردن به جهت‌های تنش اساسی با داشتن جهت حداکثر برش اعمال شده بر سطح گسل (جهت خش‌لغز) است. با داشتن جهت‌های تنش اساسی (سه بعدی) می‌توان مکانیسم گسل را شناسایی کرد. به کمک برنامه رایانه‌ای که توسط کری-گیلهاردیس و مرسیه (۱۹۸۷) تدارک دیده شده، و با برداشت تعداد مناسبی از سطح گسل و تعیین جهت حرکت آن، تنش‌های اساسی و در نتیجه سازوکار گسل شمال البرز و خزر شناخته شد (شکل ۴).

مشاهدات صحرائی و اندازه‌گیری‌های در محل حاکی از این است که گسل شمال البرز در حوالی شهرستان زیرآب در استان مازندران (شکل ۱)، تأثیر ژئومورفیکی برجسته در خلال راندگی داشته و رسوبات تراس‌های رودخانه‌ای و کواترنری با پهنای عملکردی نزدیک به یک کیلومتر را متأثر ساخته است (شکل ۲-الف). همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، تراس آبرفتی در این ناحیه در اثر عملکرد این گسل با شیب زیاد به روی سنگ‌های قدیمی‌تر رانده می‌شود. گسل خزر با سازوکار مشابه گسل البرز شناخته و معرفی شده است (شکل ۲-ب). این گسل با شیب به سمت جنوب در شمال سد البرز قرار دارد. همان‌طور که در بخش زمین‌شناسی گفته شد، گسل خزر مانند همه گسل‌های قدامی در کمربند کوهزایی فعال دارای هندسه فلسی شکل (imbricated zone) بوده و با تپه‌هایی که به

شده است. بنابراین از نظر مؤلفین این نوشتار استنباط معنی‌داری نسبت به تغییرات عمق زمین لرزه در طول آبیگری سد با توجه به اطلاعات و کاتالوگ محدود وجود ندارد.

درخصوص زمین لرزه ۲۱ دی ماه ۱۳۹۰، شکل ۶-الف، مقدار (RMS (Root Mean Square، برحسب عمق را بر اساس رابطه ۱ نشان می‌دهد.

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N R_i^2}{N-1}} \quad (1)$$

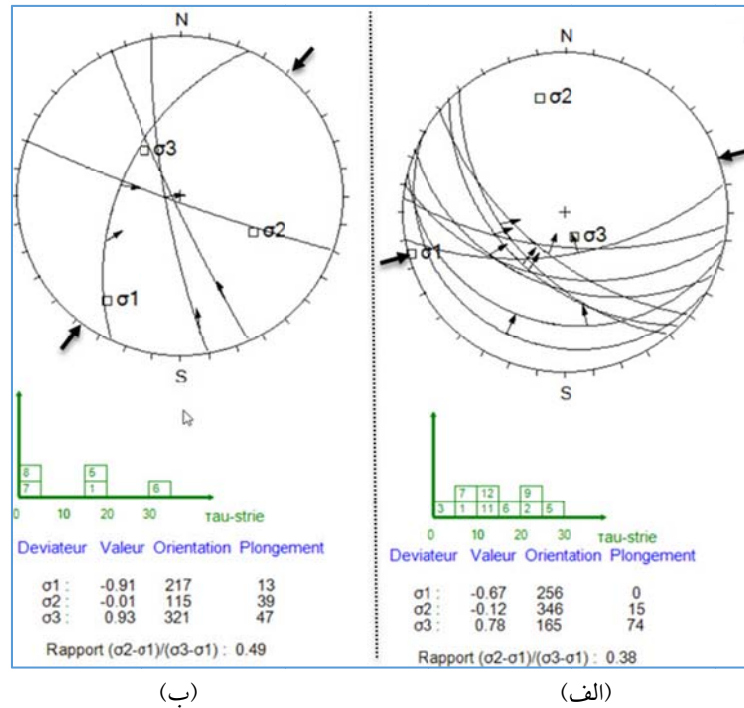
که در آن، R_i تفاوت بین آمین زمان رسید مشاهده شده و آمین زمان رسید محاسبه شده است. در عبارت بالا بهترین راه حل وقتی حاصل می‌شود که کمترین RMS به دست آید؛ لذا همان گونه که مشاهده می‌شود با ساختار سرعتی در نظر گرفته شده (جدول ۱)، مقدار ۲۰ کیلومتر کمترین RMS و بهترین سازگاری را خواهد داشت. در نقشه کانتور RMS، برحسب طول و عرض جغرافیایی (شکل ۶-ب)، موقعیت رومرکز از همین قاعده تبعیت می‌کند. ملاحظه می‌شود که محل تعیین شده کمترین مقدار RMS را برای رومرکز نشان می‌دهد. محاسبات فوق بر اساس شکل موج‌های به دست آمده از ایستگاه‌های زلزله‌شناسی است که مؤلفه قائم آنها در شکل ۷ و توزیع موقعیت آنها در شکل ۸ و جدول ۲ درج شد.

دشت ساحلی ختم می‌شوند، مرزبندی می‌شود؛ هر چند شاخه‌هایی از این گسل هم در نواحی جنوبی‌تر و نیز در دشت‌های ساحلی به صورت گسل‌های راندگی پنهان پیشنهاد می‌شود (شکل ۲-ج). به عبارت دیگر این گسل مانند گسل البرز از محدودیت هندسی برخوردار نبوده و گستره جغرافیای بیشتری را متأثر می‌سازد.

۳-۳. بررسی پارامترهای لرزه‌ای در طول آبیگری سد به کمک کد zmap در محیط نرم افزار متلب و با توجه به کاتالوگی که از سایت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی در مدت آبیگری سد و قبل از آن به دست آمده است، اقدام به استخراج پارامترهای لرزه‌خیزی اعم از توزیع زمین لرزه‌ها نسبت به عمق (شکل ۵-الف)، ضرایب لرزه‌خیزی (موسوم به a و b) و Mc (حد آستانه‌ای زمین لرزه) (شکل ۵-ب)؛ همچنین ترسیم نمودار تجمعی زمین لرزه نسبت به تاریخ رویداد (شکل ۵-ج) شده است. البته قبل از آن و به منظور حذف زمین لرزه‌های وابسته، پالایش داده‌ها به روش رزبرگ (وایس و ویمر، ۲۰۰۱) انجام شد. با توجه به شکل ۴-الف، مشاهده می‌شود که اغلب زمین لرزه‌های ثبت شده دارای عمق ۵ تا ۱۵ کیلومتری هستند. تحلیل مشابهی نیز بر روی زمین لرزه‌های قبل از آبیگری سد نیز انجام شده است که به جز ضرایب زمین لرزه و به خاطر اختصار، از آوردن نتایج آن صرف نظر

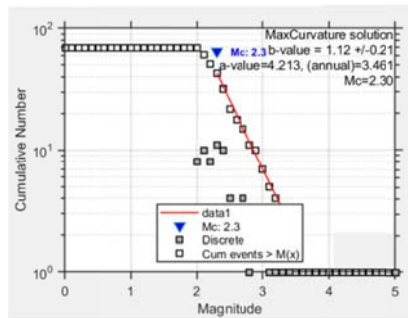
جدول ۱. مدل سرعت استفاده شده در تحلیل سازوکار کانونی و تعیین محل رویداد زمین لرزه مورد مطالعه. این مدل سرعت توسط عزیززنجانی و همکاران (۲۰۱۳)، تاتار (۲۰۰۱) و دولویی و روبرت (۲۰۰۳) و کاویانی (۲۰۰۴) در مطالعات ژئوفیزیکی محدوده شمال البرز مورد استفاده قرار گرفته است.

عمق (کیلومتر)	سرعت موج طولی (کیلومتر بر ثانیه)	سرعت موج عرضی (کیلومتر بر ثانیه)
۰/۰۰	۵/۴	۳/۱۲
۶/۰	۵/۹	۳/۴۱
۱۴	۶/۳	۳/۶۴
۱۸	۶/۵	۳/۷۶
۴۶	۸/۰۵	۴/۶۵
۸۰	۸/۱	۴/۶۸

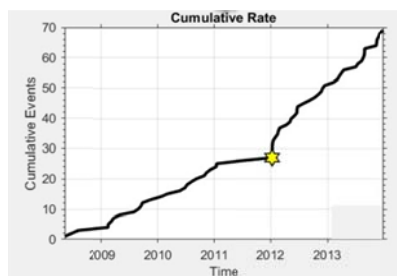


(الف) (ب)

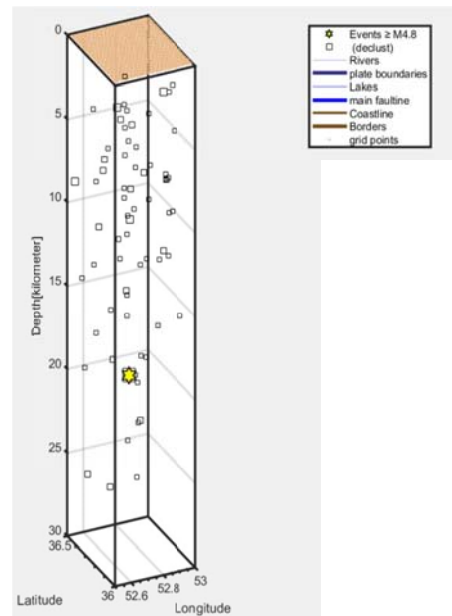
شکل ۴. نتیجه تحلیل سینماتیکی خش‌لغزهای اندازه‌گیری شده در شکل ۴ در نیم‌کره پایینی ولف. الف) نتیجه تحلیل برگشتی بر روی خش‌لغزهای گسل شمال البرز، ب) نتیجه تحلیل برگشتی بر روی خش‌لغزهای اندازه‌گیری شده بر روی گسل خزر. فلش مشکی بر روی استریوگرام جهت تنش بیشینه عهد حضر اعمال شده را نشان می‌دهد. بر روی هر صفحه گسل نیز فلش‌ها جهت بردار لغزش هستند. با توجه به این‌که تنش اساسی حداکثر (یعنی σ_1) افقی و تنش اساسی حداقل (یعنی σ_3) شاقولی یا نزدیک به آن است، سازوکار گسل‌ها نشانگر راندگی است. در قسمت میانی هر شکل هستیوگرام زاویه انحراف هر بردار لغزش از بردار میانگین (misfit angle) را بر اساس وضعیت تنش ترسیم شده نشان می‌دهد. معمولاً برای یک داده خوب باید توزیع این داده‌ها نرمال باشد. در پایین هر شکل نیز بزرگای نسبی هر یک از تنش‌های اساسی (ستون اول)، آزمون آن (ستون دوم) و میل هر محور تنش (ستون سوم) را نشان می‌دهد. در پایین‌ترین سطر جدول ضریب شکل تنش (R) تنش نشان داده شده است. مقدار R از ۰ تا یک تغییر می‌کند.



(ب)

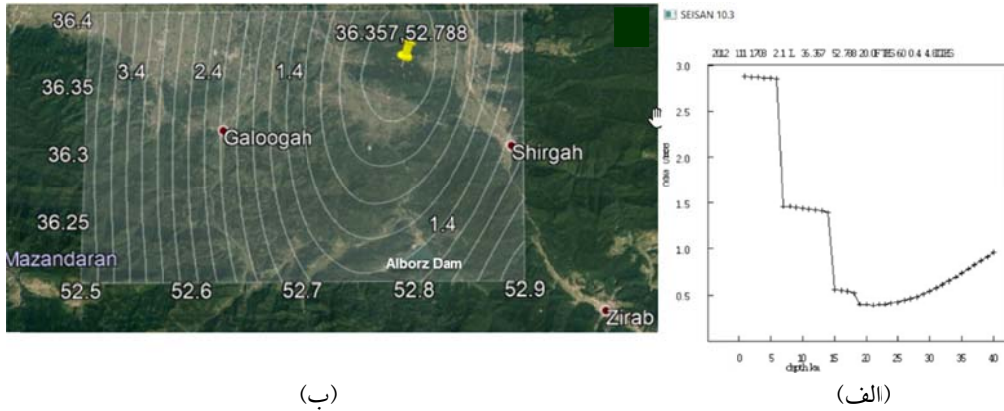


(ج)



(الف)

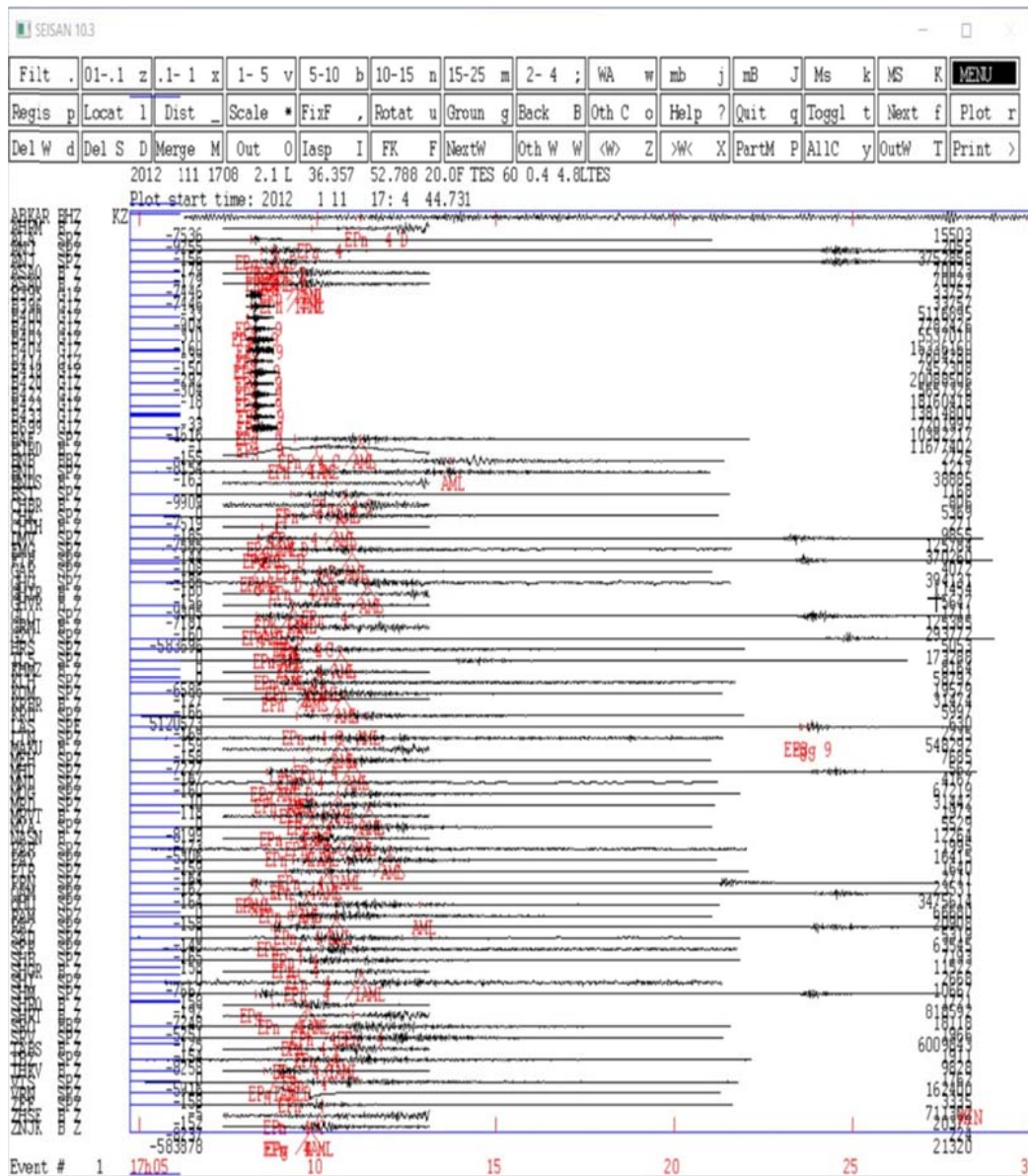
شکل ۵. نتیجه تحلیل کاتالوگ لرزه‌ای در محدوده‌ای به شعاع ۲۰ کیلومتر از محل سد البرز. الف) عمق زمین‌لرزه‌ها پس از پالایش داده به روش رزنبرگ. ب) ضرایب a و b و مقدار Mc. ج) رویداد لرزه‌ای تجمعی از تاریخ شروع آنگیری تا دو سال بعد از آن. به کاهش تعداد زمین‌لرزه‌ها یک‌سال قبل از رویداد اصلی توجه شود.



(ب)

(الف)

شکل ۶. نمودار عدم قطعیت مختصات کانونی. عمق (الف) و موقعیت جغرافیایی، (ب) با حداقل RMS و مقدار باقی‌مانده با استفاده نرم‌افزار ساین. با توجه به شکل، عمق ۲۰ کیلومتر بهترین نتیجه به‌دست آمده را نشان می‌دهد.



شکل ۷. شکل موج‌های مؤلفه قائم استفاده شده در تعیین محل رومرکز، عمق و سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۲۱ دی‌ماه ۱۳۹۰ بعد از تعیین فاز. این شکل موج‌ها برگرفته از ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری ملی و همچنین شتاب‌نگاشت‌های مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن است. آدرس این ایستگاه‌ها در جدول ۲ مشخص شده است. به‌علت عدم کیفیت مناسب مؤلفه قائم دو ایستگاه، این مؤلفه‌ها حذف شده و در شکل وجود ندارند.

شده است. در بقیه اعماق شامل ۵، ۱۰، ۱۵، و ۲۷ کیلومتر، همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، سازوکار غیر از راندگی (اغلب امتداد لغز) پیشنهاد شده است که همان‌طور که گفته شد با مشاهدات قبلی (تاتار و همکاران، ۲۰۰۷؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲) و با تحلیل سینماتیکی انجام شده در این مطالعه سازگاری ندارد. مختصات ایستگاه‌هایی که شکل موج‌های شکل ۷ از آن اقتباس شده است، در جدول ۲ درج است.

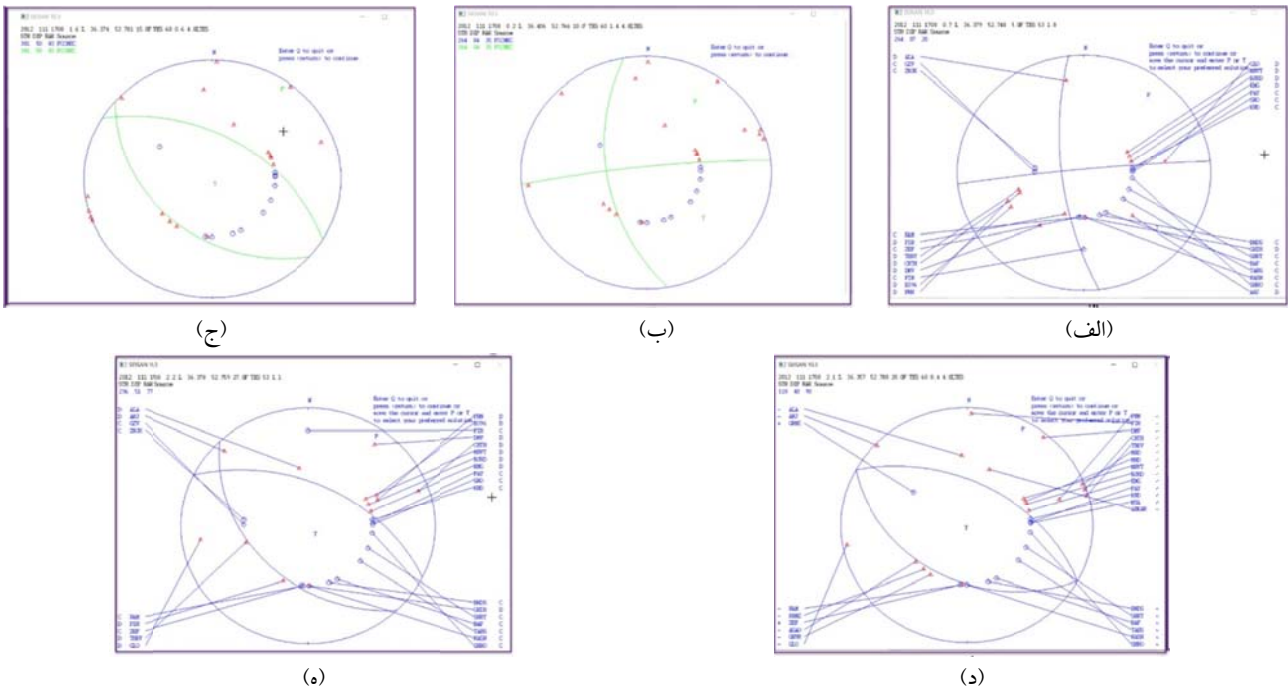
ضمناً برای تعیین عمق مناسب، به کمک نرم‌افزار ساینز، که کمترین خطا را در بر داشته باشد، اقدام به تثبیت عمق در اعماق مختلف شد (شکل ۹). همان‌طور که در شکل مشخص شده است، دلیل انتخاب عمق ۲۰ کیلومتر، اولاً داشتن کمترین RMS و ثانیاً به دست آوردن سازوکار کانونی سازگار با مشاهدات سطحی و تحلیل سینماتیکی (شکل ۴) است. در سازوکار انتخابی برای زمین‌لرزه اصلی با عمق ۲۰ کیلومتر (شکل ۹) سازوکار راندگی منحصربه‌فرد گسل خزر رعایت

جدول ۲. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌هایی که برای تعیین سازوکار کانونی، عمق و رومرکز زمین‌لرزه ۲۱ دی‌ماه ۱۳۹۰ از آنها استفاده شده است.

ردیف	نام ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)	ردیف	نام ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)
۱	AHRM	۲۸/۸۶	۵۱/۲۹	۸۰	۴۳	LIN	۳۴/۹۲	۴۶/۹۶	۲۱۴۰
۲	ALA	۳۶/۱۰	۵۲/۸۱	۲۵۸۵	۴۴	MAKU	۳۹/۳۵	۴۴/۶۸	۱۷۳۰
۳	ANJ	۳۵/۴۷	۵۳/۹۱	۱۸۴۵	۴۵	MEH	۳۱/۳۹	۵۴/۶۱	۱۹۸۹
۴	ASAO	۳۴/۵۵	۵۰/۰۲	۲۲۱۷	۴۶	MHD	۳۵/۶۵	۵۰/۶۷	۱۶۵۸
۵	B395	۳۶/۲۵	۵۳/۲۳	۳۰۰	۴۷	MND	۳۷/۲۴	۵۵/۳۹	۲۰۰
۶	B396	۳۶/۲۱	۵۲/۳۴	۳۰۰	۴۸	MOG	۳۶/۱۱	۵۹/۳۴	۲۵۷۷
۷	B400	۳۶/۲۰	۵۱/۸۰	۳۰۰	۴۹	MRD	۳۸/۷۱	۴۵/۷۰	۲۱۴۲
۸	B402	۳۶/۷۰	۵۲/۶۶	۳۰۰	۵۰	MRVT	۳۷/۶۶	۵۶/۰۹	۸۷۰
۹	B403	۳۶/۱۲	۵۳/۰۵	۳۰۰	۵۱	MYA	۳۶/۳۴	۶۰/۱۰	۱۶۸۴
۱۰	B404	۳۶/۶۳	۵۲/۵۲	۳۰۰	۵۲	NASN	۳۲/۸۰	۵۲/۸۰	۲۸۰۰
۱۱	B414	۳۶/۰۲	۵۳/۰۴	۳۰۰	۵۳	PAR	۲۹/۸۴	۵۳/۰۳	۲۵۸۰
۱۲	B418	۳۶/۷۰	۵۲/۶۵	۳۰۰	۵۴	PAY	۳۶/۳۵	۵۸/۹۹	۲۱۰۰
۱۳	B420	۳۶/۴۶	۵۲/۳۵	۳۰۰	۵۵	PIR	۳۵/۹۱	۵۱/۱۳	۴۶۰۰
۱۴	B422	۳۶/۲۲	۵۲/۸۰	۳۰۰	۵۶	PRN	۳۶/۲۴	۵۲/۳۴	۱۳۳۳
۱۵	B423	۳۶/۰۷	۵۲/۸۴	۳۰۰	۵۷	QAM	۳۳/۷۶	۵۱/۴۴	۱۸۶۵
۱۶	B433	۳۶/۶۱	۵۲/۰۷	۳۰۰	۵۸	QHU	۳۷/۰۷	۵۸/۵۴	۱۳۳۵
۱۷	B699	۳۶/۴۸	۵۲/۸۷	۳۰۰	۵۹	RAM	۳۱/۸۱	۵۲/۳۸	۲۰۰۰
۱۸	BAF	۳۱/۵۹	۵۵/۵۷	۱۴۱۵	۶۰	RAZ	۳۵/۴۰	۴۹/۹۳	۱۹۵۰
۱۹	BJRD	۳۷/۷۰	۵۷/۴۱	۱۳۳۷	۶۱	SAD	۳۱/۹۱	۵۳/۶۸	۲۴۶۴
۲۰	BNB	۲۷/۴۴	۵۶/۵۴	۶۲	۶۲	SFR	۳۷/۰۵	۵۸/۰۰	۲۴۳۵
۲۱	BNDS	۲۷/۴۸	۵۶/۱۷	۶۲	۶۳	SHB	۳۸/۲۸	۴۵/۶۲	۲۲۹۰
۲۲	BST	۳۷/۷۰	۴۶/۸۹	۱۵۰۰	۶۴	SHGR	۲۰/۱۰	۴۸/۸۰	۱۵۰
۲۳	CHBR	۲۹/۵۹	۶۰/۴۸	۲۱۰۰	۶۵	SHI	۲۹/۶۴	۵۲/۵۲	۱۶۰۰
۲۴	CHK	۳۲/۲۴	۵۴/۴۱	۱۶۰۰	۶۶	SHM	۳۵/۸۱	۵۳/۲۸	۲۶۳۳
۲۵	CHTH	۳۵/۹۱	۵۱/۱۳	۱۵۳۷	۶۷	SHRO	۳۶/۰۱	۵۶/۰۱	۱۲۶۴
۲۶	DMV	۳۵/۵۸	۵۲/۰۳	۲۲۵۰	۶۸	SHRT	۳۳/۶۵	۶۰/۲۹	۸۳۷
۲۷	EMG	۳۷/۴۱	۵۸/۶۵	۲۵۴۶	۶۹	SRO	۳۶/۳۱	۵۹/۴۷	۱۰۵۰
۲۸	FIR	۳۵/۶۴	۵۲/۸۵	۲۵۴۷	۷۰	SRV	۲۰/۳۸	۵۳/۱۰	۲۶۸۸
۲۹	GAR	۳۲/۴۱	۵۲/۰۵	۲۳۸۰	۷۱	TABS	۳۳/۶۵	۵۷/۱۲	۱۱۶۰
۳۰	CHK	۳۲/۲۴	۵۴/۰۴	۲۰۲۰	۷۲	TBZ	۳۸/۲۳	۴۶/۱۵	۱۵۵۰
۳۱	GHIR	۲۸/۳۸	۵۲/۹۹	۱۶۰۰	۷۳	THKV	۳۵/۹۱	۵۰/۸۹	۱۷۹۵
۳۲	GHVR	۳۴/۴۸	۵۱/۲۵	۱۲۰۰	۷۴	VIS	۳۴/۵۳	۴۶/۸۵	۱۸۳۳
۳۳	GLO	۳۶/۵۰	۵۳/۸۳	۹۲۷	۷۵	VRN	۳۴/۹۹	۵۱/۸۳	۱۱۲۹
۳۴	GRMI	۳۸/۸۱	۴۷/۸۹	۱۹۵۰	۷۶	ZEF	۳۲/۹۰	۵۲/۳۳	۳۲۰۰
۳۵	GZV	۳۶/۳۹	۵۰/۲۲	۱۳۰۰	۷۷	ZHSF	۲۹/۶۰	۶۰/۷۷	۱۵۷۷
۳۶	HRS	۳۸/۳۲	۴۷/۰۴	۲۴۵۸	۷۸	ZNJK	۳۶/۶۷	۴۸/۶۹	۲۲۰۰
۳۷	IL5	۳۵/۲۱	۵۰/۵۸	۲۱۳۷	۷۹	ABKAR	۲۹/۲۵	۵۹/۹۲	۲۳۳
۳۸	KHM2	۳۶/۷۴	۴۹/۹۶	۱۳۵۳	۸۰	LAS	۳۵/۳۸	۵۲/۹۶	۱۸۲۰
۳۹	KLH	۳۳/۳۲	۵۱/۵۸	۲۲۸۰					
۴۰	KOM	۳۴/۱۸	۴۷/۵۱	۱۵۹۵					
۴۱	KRBR	۲۹/۹۸	۵۶/۷۶	۲۵۷۶					
۴۲	KRD	۳۶/۷۸	۵۹/۵۱	۲۲۴۵					



شکل ۸. توزیع جغرافیایی ایستگاه‌های زلزله‌شناسی که در ارزیابی موقعیت رومرکزی، عمق و سازوکار کانونی زمین‌ارزه ۲۱ دی‌ماه ۱۳۹۰ از شکل موج‌های به‌دست آمده از آنها استفاده شده است.



شکل ۹. سازوکارهای مختلف کانونی با تثبیت اعماق مختلف. سازوکارهای کانونی ردیف بالا به‌ترتیب از الف تا ج شامل سازوکار امتداد لغز با $RMS=1/8$ ، سازوکار امتداد لغز با $RMS=1/4$ ، سازوکار راندگی با مولفه امتداد لغز و $RMS=0/6$. در ردیف پایین از د تا ه سازوکار راندگی با عمق تثبیت شده ۲۰ کیلومتر با $RMS=0/4$ و بالاخره سازوکار راندگی با مولفه امتداد لغز و $RMS=1/1$ با عمق ۲۷ کیلومتر. بنابر این سازوکار با عمق ۲۰ کیلومتر از بهترین سازگاری با سینماتیک به‌دست آمده در بیرون‌زدگی سطحی خود و همچنین کمترین RMS برخوردار است (مقایسه کنید با شکل ۶-الف).

۴. بحث

با توجه به اطلاعات موجود و بررسی‌های انجام شده که شرح آنها داده شده است، می‌توان از شواهد زیر برای برقراری ارتباط بین احداث سد و لرزه‌خیزی القایی استفاده کرد.

۴-۱. ارتباط تغییرات سطح آب مخزن و لرزه‌خیزی منطقه

زمین‌لرزه‌های القایی را می‌توان به‌عنوان پاسخ پوسته زیر مخزن در نتیجه اعمال یک بارگذاری خارجی روی آن در نظر گرفت. نیروی این بارگذاری تابع تغییرات سطح آب در مخزن می‌باشد که منجر به تغییر در لرزه‌خیزی منطقه می‌شود، و این تغییر در نتیجه افزایش تنش الاستیک و افزایش فشار منفذی می‌باشد که شرایط تنش منطقه را تغییر می‌دهد (پاولو و همکاران، ۲۰۱۶).

فاکتورهای زیادی ممکن است وقوع زمین‌لرزه‌های القایی را کنترل کنند. بیشتر این فاکتورها از خارج به سیستم مخزن اعمال می‌شوند (مثل تنش‌هایی که از پیش موجود هستند، شرایط زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی منطقه، توانایی گسل‌ها و غیره). اما زمانی که زمین‌لرزه‌های القایی رخ می‌دهند، فاکتورهایی که وابسته به بازخورد پاسخ پوسته به مخزن هستند می‌توانند فعالیت آینده زمین‌لرزه‌های القایی را کنترل کنند (فاکتورهایی همچون تغییر در تنش و استحکام گسل‌ها در نتیجه زمین‌لرزه‌های القایی گذشته). لرزه‌خیزی وابسته به سطح تراز آب می‌باشد چراکه همه افزایش‌ها در لرزه‌خیزی زمانی رخ می‌دهند که تراز آب نزدیک یا بالای بیشترین مقدار پیشین خود باشد. اما در این بین باید به این نکته توجه کرد، اگرچه افزایش لرزه‌خیزی زمانی اتفاق می‌افتد که تراز آب در بالاترین سطح خود باشد، اما زمان‌بندی وقوع زمین‌لرزه‌ها همیشه مشابه هم نیستند. در بعضی از موارد بیشترین فعالیت درست در زمان بیشترین اوج سطح تراز آب رخ می‌دهد، گاهی این افزایش قبل از رسیدن به

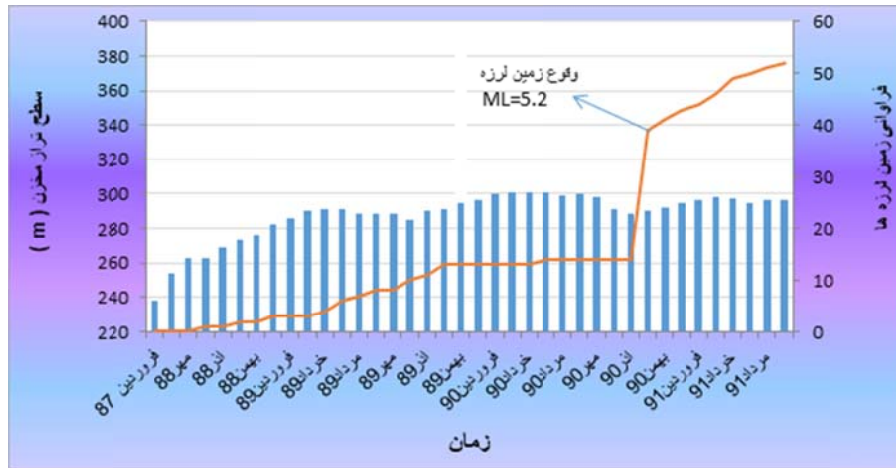
نقطه اوج سطح تراز آب می‌باشد و در بعضی موارد، زمانی رخ می‌دهد که سطح تراز آب شروع به کاهش می‌کند. علت این امر نیز کاملاً مشخص می‌باشد، چراکه افزایش لرزه‌خیزی در ارتباط مستقیم با دو عامل بارگذاری روی پوسته و افزایش فشار آب منفذی است، در مواردی که پیش از رسیدن به بیشترین مقدار سطح آب شاهد وقوع فوج لرزه‌ها هستیم عامل بارگذاری دارای نقش مؤثرتری می‌باشد، چراکه اندکی بارگذاری روی گسل‌های دارای پایداری کم منجر به چکانش آنها و وقوع زمین‌لرزه‌ها می‌شود و در مواردی که لرزه‌خیزی‌ها پس از رسیدن به بیشترین مقدار سطح آب و در زمانی که شاهد کاهش تراز آب هستیم به وقوع می‌پیوندد، عامل افزایش فشار آب منفذی نقش مؤثرتری ایفا می‌کند و موجب عدم پایداری گسل‌ها می‌شود (تالوانی و همکاران، ۲۰۰۷؛ گوپتا، ۲۰۰۲؛ سیمپسون و همکاران، ۱۹۸۸).

در مورد سد البرز بیشترین فراوانی زمین‌لرزه‌ها در محدوده ۴۰ کیلومتری سد، زمانی رخ داده‌اند که سطح تراز آب مخزن کاهش یافته است، لذا به نظر می‌رسد فشار آب منفذی سبب ناپایداری گسل‌های منطقه و بروز زمین‌لرزه‌های متعدد شده است (شکل ۱۰ و ۱۱).

۴-۲. ارتباط بین حجم مخزن و فراوانی زمین‌لرزه‌ها

همان‌طور که پیشتر نیز گفته شده، فاکتورهای زیادی مثل تغییرات سطح آب، وجود گسل‌های فعال، نوع سنگ‌های موجود در منطقه و شرایط هیدروژئولوژیکی حاکم بر منطقه در وقوع زمین‌لرزه‌های القایی مخزن مؤثر می‌باشند. اما علاوه بر این فاکتورها، میدان تنش تکنونیککی اولیه در منطقه سد نیز از اهمیت ویژه‌ای در وقوع این نوع زمین‌لرزه‌ها برخوردار است. وقتی همه شرایط برای معیار گسیختگی کلمب مهیا شود، بر اساس رابطه ۲، گسل فعال خواهد شد (بل و نور، ۱۹۷۸):

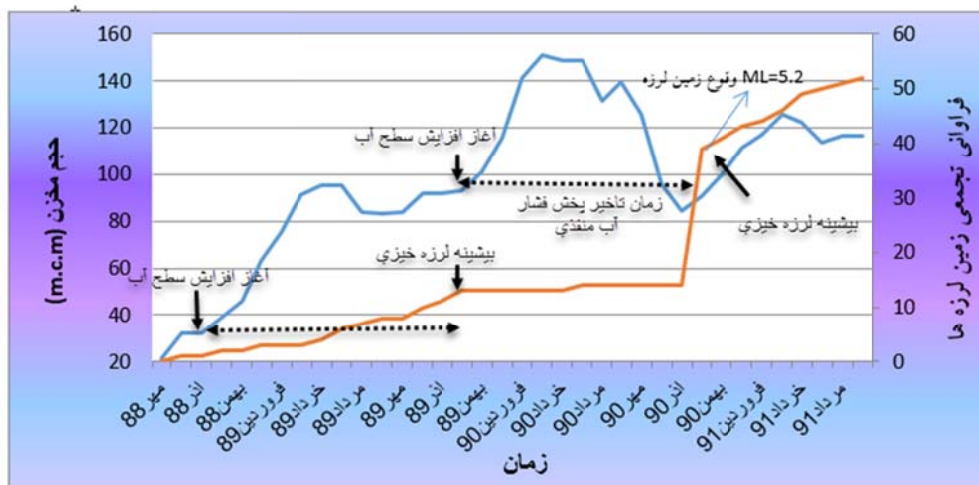
$$\Delta S = \mu(\Delta\sigma - \Delta P_p) \pm \Delta\tau \quad (2)$$



شکل ۱۰. مقایسه تغییرات فراوانی زمین‌لرزه‌ها در حین و بعد از آبگیری مخزن سد با تغییرات سطح تراز مخزن سد البرز. (سطح تراز آب به شکل ستونی و فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها به صورت خط شکسته نمایش داده شده است). به دو سیکل بارگذاری و باربرداری که مدت‌زمان تقریباً یک‌سال برای هر باربرداری است توجه شود. منحنی فراوانی زمین‌لرزه مشابه با شکل (۵ج) است.

ناشی از آب مخزن به تنهایی برای فعال کردن پیک گسل در مقیاس زمین‌ساختی کافی نیست. به عبارت دیگر، تنش‌های ناشی از آبگیری سد فقط نقش چکانش را به‌عهده دارند. عمق و حجم مخازن هر دو فاکتورهای تأثیرگذار مهمی در وقوع زمین‌لرزه‌های القایی مخزن هستند. بررسی‌ها نشان می‌دهند که نسبت زمین‌لرزه‌های القایی مخزن با افزایش عمق و حجم مخازن افزایش می‌یابد (بل و نور، ۱۹۷۸). در مورد سد البرز تغییرات فراوانی بازای تغییرات حجم مخزن در شکل (۱۱) نشان داده شده است.

در رابطه (۲)، ΔS اختلاف تنش لازم برای حرکت گسل، μ ضریب اصطکاک سطح گسل، $\Delta \sigma$ و $\Delta \tau$ به ترتیب تنش عمودی و برشی حاکم بر سطح گسل و ΔP_p اختلاف فشار آب منفذی است. مقدار منفی رابطه (۲) حاکی از گسیختگی است. در ایجاد زمین‌لرزه‌های القایی فرض بر این است که تنش تکنونیکایی کافی قبل از آبگیری مخزن وجود داشته است به عبارت دیگر از موقع آخرین زمین‌لرزه بزرگ در نزدیک سد مدت قابل توجهی (بسته به لرزه‌خیزی منطقه) گذشته و استرین کافی در طول گسل‌های فعال جمع شده باشد. برای این که عملاً فشار



شکل ۱۱. مقایسه تغییرات فراوانی زمین‌لرزه‌ها در حین و بعد از آبگیری مخزن سد با تغییرات حجم مخزن سد البرز. (خط شکسته آبی تغییرات حجم و خط شکسته قرمز فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهد). به دو سیکل بارگذاری و باربرداری توجه کنید. همچنین به بازه زمانی بین آغاز افزایش سطح آب و بیشینه لرزه‌خیزی که در واقع زمان تأخیر در توسعه فشار منفذی در این مطالعه است. این مقدار تقریباً یک‌سال تخمین زده می‌شود. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

۳-۴. ارتباط زمانی میان آبیگری سد و افزایش لرزه خیزی منطقه

در تحلیل گسیختگی و یا چکانش یک گسل فعال در اثر آبیگری می‌توان از دو عامل بعنوان فرایند تأثیر گذار نامبرده شود. نخست این که با افزایش سطح آب فشار بر مخزن افزوده می‌شود و در اثر این فشار آب در داخل شکستگی‌ها و خلل و فرج سنگ نفوذ کرده بسته به نفوذپذیری یا تراوایی سنگ در مدت زمانی که وابسته به این تراوایی است فشار آب منفذی به بیشینه خود می‌رسد. افزایش فشار منفذی از دو پارامتر تغییر فشار سریع و تغییر فشار تأخیری تأثیر می‌پذیرد. به جز اندازه‌گیری فشار منفذی در زیر فونداسیون سد که افزایش فشار آب منفذی تا ۵۴۴ کیلوپاسکال را در تقریباً انتهای آبیگری سد تجربه کرده است (رسولی و هوشمندان، ۱۳۸۹)، پیرومتری در سنگ بستر و در اعماق مناسب برای اندازه‌گیری فشار آب منفذی نصب نشده است.

مقدار تغییر فشار آب منفذی از رابطه زیر که اسکمپتون پیشنهاد کرده به دست می‌آید:

$$\Delta p = \Delta p_u + \Delta p_{diff} \quad (۳)$$

در رابطه ۳، Δp_u تغییر فشار منفذی آنی (الاستیک) و Δp_{diff} تغییر فشار آب منفذی تأخیری در اثر توسعه فشار آب منفذی به داخل شکافها از محل مخزن تا کانون زمین لرزه و یا سطح گسل است. اگر عبارت نخست رابطه ۳ مد نظر باشد، طبق رابطه اسکمپتون (۱۹۵۴) به صورت رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$\Delta p_u = B \bar{\sigma}_n \quad (۴)$$

در رابطه ۴، مقدار B موسوم به ضریب اسکمپتون است که مقدار بیشینه ۱ (یعنی صد درصد اشباع) دارد اما از آنجایی که این مقدار اشباع عملاً رخ نمی‌دهد مقدار متوسط ۰/۷ پیشنهاد می‌شود، ضمناً $\bar{\sigma}_n$ تنش عمودی متوسط است. اگر تغییر فشار آب منفذی ناشی از آبیگری به بیشینه خود برسد گسیختگی رخ خواهد داد. اما نکته

مهمی که در رابطه ۴ نهفته است توجیه فعال شدن گسل‌ها متعاقب کاهش سریع سطح آب نیز است. این مورد که اغلب زمین لرزه‌های القایی را در عمق کم توجیه می‌کند، ناشی از آن است که اگر سطح آب به سرعت پایین بیاید، درست است که مقدار $\bar{\sigma}_n$ در رابطه ۴ کاهش می‌یابد، ولی ضریب اسکمپتون نمی‌تواند با همان سرعت نزول پیدا کند لذا به‌طور ناگهانی و همزمان با کاهش سطح آب، مجدداً فشار آب منفذی در حد بحرانی خود باقی‌مانده و باعث گسیختگی می‌شود. لازم به یادآوری است که کاهش سطح آب برای چکانش زمین لرزه القایی از مقدار خاصی تبعیت نمی‌کند گرچه از نظر علمی مقدار افزایش یا کاهش سطح آب شانس چکانش را افزایش می‌دهد، مطالعات (بل و نور، ۱۹۷۸) نشانگر ایجاد زمین لرزه القایی کاهش سطح آب حتی به اندازه ۳ متر است. لازم به ذکر است که معادله ۴، بخشی از معادله اسکمپتون است که صورت کلی آن به صورت زیر است:

$$\Delta u = B[\Delta \sigma_3 + A(\Delta \sigma_1 - \Delta \sigma_3)] \quad (۵)$$

در واقع تغییرات فشار منفذی منحصر به تغییرات فشار شاقولی نمی‌شود، بلکه این فشار می‌تواند تبعات دیگری از تفریق تنش (Deviatoric stress) باشد که با ضریب موسوم به ضریب A است. در صورتی که مسبب زمین لرزه القایی یک گسل راندگی باشد (مانند گسل مورد مطالعه این نوشتار) آنگاه اگر زاویه گسل زیاد باشد، فعال شدن آن در اثر آبیگری سد وابسته به محل سد خواهد بود (تالوانی، ۱۹۹۷) به نحوی که اگر بر روی فرادیواره باشد احداث سد نه تنها موجب زمین لرزه القایی در اثر افزایش فشار منفذی الاستیک (رابطه ۳) نمی‌شود بلکه حتی در جهت پایداری آن خواهد بود. اما اگر زاویه گسل کم باشد (مانند گسل خزر) به علت مشارکت ضریب A و یا تأثیر تنش تفریقی، موجبات ناپایداری گسل فراهم خواهد شد. بنابراین ناپایداری‌های ایجاد شده در اثر افزایش فشار منفذی الاستیک حاصل مشارکت تنش‌های شاقولی (با ضریب B) و تنش‌های تفریقی (با ضریب A) است. از

آّبگیری سد پی‌برد. به این منظور سطح درگیری گسل، که با پس‌لرزه‌ها قابل شناسایی است، بجای مجذور فاصله (r^2) تلقی می‌شود. و بالأخره معیار بعدی برای به‌دست آوردن ضریب پخش تنش، وقفه زمانی (Δt) بین ریزش‌های جوی و لرزه‌خیزی است. در نهایت و با توجه به این که از بین این روش‌ها کدامیک مناسب محل مورد مطالعه باشند می‌توان با توجه به رابطه زیر ضریب پخش فشار منفذی را محاسبه کرد:

$$c = \frac{r^2}{4\Delta t} \quad (6)$$

در این مطالعه از بین روش‌های یادشده بالا، دو شیوه را می‌توان اعمال کرد. در شیوه نخست با توجه به در نظر گرفتن فاصله تقریبی ۱۵ کیلومتری کانون سطحی از محل سد، عمق کانونی ۲۰ کیلومتر، و زمان تأخیر در حدود یک‌سال (شکل ۱۱)، از رابطه (۶) مقدار $c = 4.9 \frac{m^2}{s}$ تخمین زده می‌شود. از سوی دیگر و به کمک روش چهارم یادشده بالا، اگر مساحت ناحیه متأثر از پس‌لرزه مطابق شکل ۲ در حدود صد کیلومتر مربع (شکل ۲) تخمین زده شود، مقدار ضریب پخش فشار منفذی در حدود $0.8 \frac{m^2}{s}$ خواهد بود. مؤلفین این نوشتار بر این عقیده‌اند که زمین‌لرزه ۲۱ دی‌ماه ۱۳۹۰ ناشی از توسعه تنش ناشی از فشار آب منفذی تأخیری بر اساس رابطه ۵ است و این مورد شکل ۱۱ به تصویر کشیده است. ضمناً از نظر مؤلفین این نوشتار، دلیل تفاوت زیاد بین پارامتر ضریب C حاصل از دو روش نام‌برده شده را می‌توان در نبود اطلاعات ژئومکانیکی و همچنین نداشتن ابعاد دقیق نواحی پس‌لرزه به دلیل فقدان شبکه لرزه‌نگاری محلی ویژه مطالعه آّبگیری سد تلقی کرد. لذا احتمالاً میانگین این دو مقدار (یعنی $c=2.9 \frac{m^2}{s}$) می‌تواند معقول باشد.

۴-۴. ارتباط مکانی میان آّبگیری سد و افزایش لرزه‌خیزی منطقه

همان‌طور که پیشتر بیان شد، به‌دنبال آّبگیری دریاچه‌ها لرزش‌ها آغاز می‌شود. رومرکز این زمین‌لرزه‌ها غالباً در فاصله‌ای حدود ۲۵ کیلومتری از دریاچه‌ها قرار می‌گیرند

سوی دیگر و با توجه به شکل ۲ ملاحظه می‌شود که سد البرز در بین دو گسل خزر و البرز است و با توجه به زاویه زیاد البرز و زاویه کمتر خزر، بر اساس نظر تالوانی (۱۹۹۷) هر دو گسل در چکانش زمین‌لرزه زمین‌ساختی می‌توانند نقش ایفا کنند.

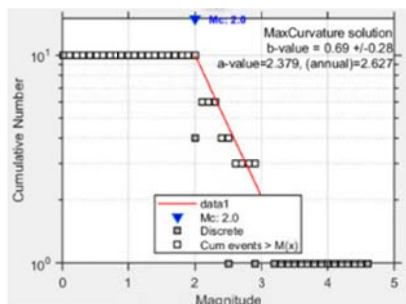
با توجه به شکل ۱۱ می‌توان منظور مؤلف را در ارائه مدرک لازم برای روشن کردن نقش توسعه و پخش فشار آب منفذی (diffusion) و همچنین تأخیر در این پخش فشار آب منفذی متناسب با رابطه ۳ جست‌وجو کرد. به‌عبارت دیگر اگر زمان قابل‌توجهی از آّبگیری سد بگذرد متناسب با تراوایی پوسته بالایی زمین (به‌علت خردشدگی زمین‌ساختی ناشی از حضور گسل‌های فعال) فشار منفذی ناشی از تأخیر نفوذ آب (از سد تا کانون زمین‌لرزه) به تدریج افزایش‌یافته و موجب ناپایداری می‌شود. مقدار نرخ افزایش فشار آب منفذی وابسته به مقدار ضریب افزایش تنش ناشی از توسعه فشار آب منفذی (یعنی Δp_{diff} در رابطه ۳) است. این ضریب موسوم است به ضریب پخش فشار است و در تعیین نرخ تغییرات فشار آب منفذی که عامل مؤثر در گسیختگی بر اساس قانون کلمب است، کاربرد دارد (تالوانی و همکاران، ۲۰۰۷). ضریب پخش فشار را می‌توان به روش‌های مختلف محاسبه کرد (تالوانی و همکاران، ۲۰۰۷). از جمله این روش‌ها محاسبه زمان تأخیر (Δt) بین آّبگیری سد و شروع لرزه‌خیزی یا زمان تأخیر بین شروع افزایش سطح آب و لرزه‌خیزی در فاصله کانونی I از محل سد است. در روش دوم محاسبه زمان تأخیر بین آغاز تزریق در چاه و شروع لرزه‌خیزی است. روش سوم برای محاسبه پخش فشار آب منفذی، روش گسترش مکانی کانون زمین‌لرزه نسبت به زمان از آغاز آّبگیری سد است. در این روش نیاز خواهد بود تا یک شبکه لرزه‌نگاری محلی به‌مدت کافی و قبل از آّبگیری سد در اطراف سد نصب شود. در روش چهارم می‌توان بر اساس تغییرات زمانی پیش‌نشانگرها (جلو یا عقب انداختن رویدادها یا زمین‌لرزه‌های مشخصه) به تأثیر پخش فشار منفذی و

گسل تحت اثر آبرگیری سد قرار گرفته باشند ولی همان‌طور که گفته شد فقدان داده‌های کافی خردلرزه‌ای (پس‌لرزه و پیش‌لرزه) مربوط به رویداد ۲۱ دی‌ماه ۱۳۹۰ امکان برقراری این ارتباط را کمرنگ می‌کند. نکته دیگری که از روی مقدار ضریب b مطابق رابطه گوتنبرگ-ریشتر:

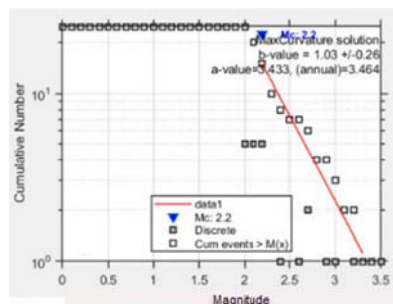
$$M = a - b \log_{10} N \quad (۷)$$

قابل استنباط است تغییرات این ضریب از قبل از آبرگیری (شکل ۱۲-الف و ۱۲-ب)، در حین آبرگیری (شکل ۱۲-ج و ۱۲-د) و بعد از آبرگیری (شکل ۱۲-ه و ۱۲-و) است. نکته جالب توجه کاهش قابل توجه ضریب b ، درست در حین آبرگیری سد (بین سال‌های ۱۳۸۸ تا ۱۳۹۰) و قبل از زمین‌لرزه ۲۱ دی‌ماه ۱۳۹۰ (شکل ۱۲ ز) است که قابل مقایسه با وضعیتی است که در زمین‌لرزه‌های زمین‌ساختی اتفاق می‌افتد (ما و همکاران، ۲۰۱۸؛ نانین، ۲۰۰۶). این شواهد دال بر تأثیر فشار آب منفذی بر روی فعال‌شدن گسل‌های فعال است که مشابه آن در سدهای احداث شده در مناطق فعال زمین‌ساختی دیده می‌شود (پاولو و همکاران، ۲۰۱۶؛ ویلیام استرود، ۲۰۱۴).

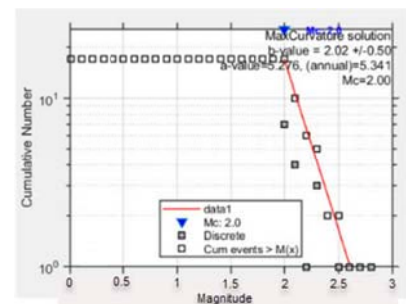
(والروسو و همکاران، ۲۰۰۹ و تالوانی و همکاران، ۲۰۰۷)، بررسی زمین‌لرزه‌های رخ داده بعد از اتمام آبرگیری سد و قبل از آن و جانمایی رومرکز این زمین‌لرزه‌ها در محدوده‌ای به شعاع ۲۰ کیلومتری گستره سد نشان می‌دهد که رومرکز این زمین‌لرزه‌ها در محدوده ۱۰ کیلومتری شمال سد بین دو گسل مهم و لرزه‌خیز شمال البرز و خزر متمرکز شده‌اند (شکل ۱ و ۲). انتخاب شعاع ۲۰ کیلومتر و یا محیطی به ابعاد ۴۰×۴۰ کیلومتر با هدف تحت پوشش قراردادن همه زمین‌لرزه‌هایی است که حدس زده می‌شود مسبب آن گسل‌های فعال شمال البرز و یا خزر باشند. از نگاه مؤلفین این نوشتار، رویدادهای نشان داده شده در شکل ۱ نشانگر تأثیر گسل خزر پس از احداث سد بر روی لرزه‌خیزی منطقه است. تأثیر آبرگیری سد بر روی فعالیت گسل شمال البرز به‌خوبی روشن نیست؛ دلیل آن عدم داده‌های مناسب برای بررسی اثرات چکانشی فعالیت این گسل بر روی فعالیت گسل خزر است. تالوانی (۱۹۹۷) نشان داده است که قرار گرفتن سد در فرودپواره گسل راندگی با زاویه زیاد مانند گسل البرز و فرادپواره گسل راندگی با زاویه کم مانند گسل خزر امکان ناپایداری را افزایش می‌دهد (شکل ۲-د). بنابراین بعید نیست هر دو



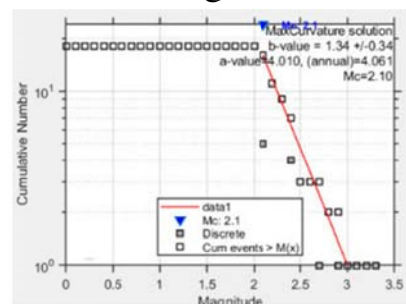
(ا)



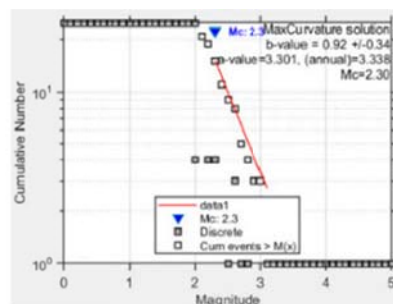
(ب)



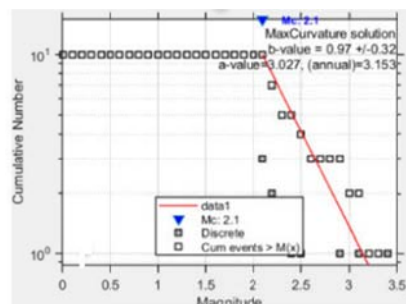
(الف)



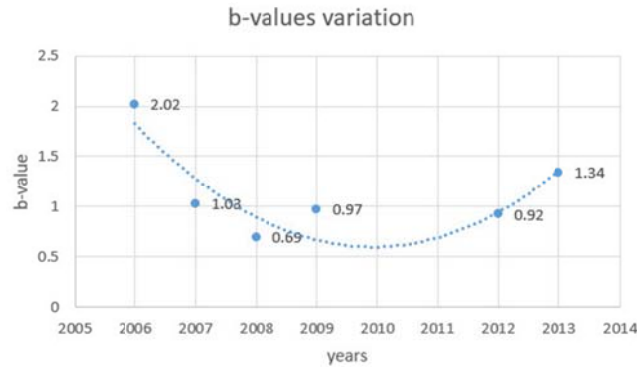
(د)



(ه)



(و)



(ز)

شکل ۱۲. محاسبه مقدار b در سال‌های قبل و بعد از آبگیری سد (الف تا و). کاهش قابل ملاحظه مقدار ضریب b و لرزه‌خیزی قبل از زمین‌لرزه ۲۱ دی‌ماه ۱۳۹۰ و افزایش آن بعد از این رویداد مشخص است (ز). تعداد رویداد در بازه ۲۰۱۰-۲۰۱۱ کم بوده به‌نحوی که مقدار b از نظر آماری قابل تعیین نبوده است. لذا در واقع می‌توان حداقل یک نقطه حداقل مقدار b را در حین سال‌های نخست بهره‌برداری سد شاهد باشیم. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه کنید.

۵. نتیجه‌گیری

چکانش زمین‌لرزه القایی در اثر آبگیری از جمله بزرگای آن وابسته به مقدار استرین تجمعی در امتداد گسل‌های فعال موجود است؛ همچنین تخمین ضریب پخش فشار آب منفذی (c) این امکان را فراهم می‌سازد تا در صورت وجود پروژه مشابه در آینده در ایالت زمین‌ساختی البرز شمالی، بتوان زمان زمین‌لرزه القایی احتمالی را پیش‌بینی کرد. بدیهی است افزایش فشار منفذی ناشی از آبگیری سد می‌تواند چکانش قطعاتی از گسل که در آستانه فعال‌شدن مجدد است و یا به اندازه کافی استرین تجمعی را تا آبگیری سد ذخیره کردند فراهم سازد. مؤلفین پیشنهاد می‌کنند، با توجه به این که در یال شمالی البرز احتمال احداث و بهره‌برداری سد در آینده وجود خواهد داشت، قبل و بعد از مدت مشخص از آبگیری آن نسبت به برپایی پایش لرزه‌ای (ایجاد شبکه لرزه‌نگاری محلی) و ژئومکانیکی (حفر گمانه و نصب پیژومتر در اعماق و فواصل مختلف از سد) اقدام شود. بدیهی است پارامترهایی که در این نوشتار آمده است ممکن است با وجود اطلاعات دقیق‌تر دستخوش تغییر شود.

تشکر و قدردانی

از مدیریت منابع آب مرکز ساری برای در اختیار گذاشتن اطلاعات مربوط به تاریخ و نحوه آبگیری سد قدردانی

این نوشتار با تکیه بر اطلاعات به‌دست آمده از ثبت زمین‌لرزه‌های دستگاهی قبل، در حین و بعد از آبگیری سد البرز، همچنین تاریخچه زمانی آبگیری سد از یک‌سو و اطلاعات نوزمین‌ساختی از سوی دیگر درصدد ارائه مدارک لازم برای ارتباط بین زمین‌لرزه ۲۱ دی‌ماه ۱۳۹۰ با بزرگای ۵/۲ و عمق کانونی ۲۰ کیلومتر، و موقعیت کانون سطحی E ۵۲/۷۸۸، ۳۶/۳۵۷ N با آبگیری سد البرز است. سازوکار گسیختگی و لرزه‌خیزی را با تغییر شکل الاستیک ناشی از بارگذاری و باربرداری و ارتباط آن با تغییرات فشار آب منفذی که بر نظریه‌پردازی اسکمپتون استوار است، می‌توان توجیه کرد. با این وجود به عقیده مؤلف با توجه به این که غالباً رشد لرزه‌خیزی پس از نزول سطح آب دریاچه سد اتفاق افتاده است، مدارک فوق‌الذکر به نفع کنترل تأخیر توسعه و گسترش فشار آب منفذی ناشی از نفوذ آب در درز و شکاف سنگ‌ها از مخزن تا کانون زمین‌لرزه است که موجب شده است ضمن درگیری حجم گسترده‌ای از درز و شکاف توسط آب تحت‌فشار بعد از آبگیری، زمینه برای فعالیت گسل‌های فعال موجود مانند خزر بر اساس معیار کلمب (رابطه ۲) فراهم شود. این نوشتار تأکیدی است بر تأثیر زمین‌لرزه القایی، عموماً، و آبگیری سد، خصوصاً، بر روی تغییر الگوی لرزه‌خیزی منطقه و بدیهی است تبعات

زنجان تشکر می‌کنم.

مراجع

رسولی، ر.، و هوشمندان، ح.، ۱۳۸۹، بررسی روند تغییرات فشار آب منفذی در بدنه و پی سد البرز با استفاده از نتایج ابزار دقیق و مقایسه آن با نتایج تحلیلی، اولین همایش ملی سازه - زلزله-ژئوتکنیک آذر ۱۳۸۹، مازندران-بابلسر.

- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21, 1-33.
- Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Saeed Madanipour, S. and Rezaeian, M., 2013, Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains. *Geophys. J. Int.* <https://doi.org/10.1093/gji/ggt299>.
- Bell, M.L. and Nur, A., 1978, Strength changes due to reservoir-induced pore pressure and stresses and application to Lake Oroville. *J. Geophys. Res.* 83, 4469 - 4483.
- Carey-Gailhardis, E. and Mercier, J.-L., 1987, a numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru, *earth planet. Sci. Lett.* 82, 165-179.
- Carder, D. S., 1970, Reservoir loading and local earthquakes in engineering seismology the works of man. In: W.M. Adams (Editor), *Engineering Geology Case Histories*, No. 8. Geological Society of America, Denver, Colo., 51-61.
- Doloei, J. and Roberts, R., 2003, Crustal and uppermost mantle structure of Tehran region from teleseismic P-waveform receiver function analysis, *Tectonophysics*, 364, 115-133.
- Gupta, H., K. and Rastogi, B., K., 1976, *Dams and Earthquake*, Elsevier, the Netherlands, 229pp.
- Gupta, H. K., 2002, a review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews* 58(3-4), 279-310.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148(2), 214-245.
- Kavian, A., 2004, La chaine de collision

می‌شود. همچنین از مدیریت و کارشناسان مرکز لرزه‌نگاری دانشگاه تهران مرکز ساری به‌خاطر در اختیار گذاشتن داده‌های ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مازندران سپاسگزاری می‌شود. به‌جز اطلاعات داده‌های لرزه‌ای شمال مابقی اطلاعات از طریق همکاری با آقای دکتر عبدالرضا قدس به‌دست آمده است که بدین‌وسیله از مشاوره و همکاری ایشان قدردانی می‌شود. ضمناً از همکاری دکتر ماهری از دانشگاه تحصیلات تکمیلی

- continentale du Zagros (Iran): structure litospherique par analyse De donees sismologiques, PhD Thesis, University of Joseph Fourier-Grenoble I.
- Maa, Xu., Westmana, E., Slakera, B., Thibodeaub, D. and Counter, D., 2018, The b-value evolution of mining-induced seismicity and mainshock occurrences at hard-rock mines, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 104.
- Malekzade, Z., 2018, Block rotation induced by the change from the collision to subduction: 1333 Implications for active deformations within the areas surrounding South Caspian Basin. 1334 *Marin Geology* 404, 111-129.
- Nuannin, P., 2006, The Potential of b-value Variations as Earthquake Precursors for Small and Large Events. *Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology* 183.
- Pavlou, K., Drakatos, G., Kouskouna, V., Makropoulos, K. and Kranis, H., 2016, Seismicity study in Pournari reservoir area (W. Greece) 1981-2010.
- Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Soleymani, S. and Vernant, P., 2006, Active transtension inside Central Alborz: a new insight into northern Iran—southern Caspian geodynamics, *Geology*, 34, 477-480.
- Ruiz-Barajas, S., Santoyo, M. A., BenitoOterino, M. B., Alvarado, G. E. and Climent, A., 2021, Stress transfer patterns and local seismicity related to reservoir water-level variations. A case study in central Costa Rica.
- Simpson, D. W., Leith, W. S. and Scholz, C. H., 1988, Two types of reservoir induced seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 2025-2040.
- Skempton, A. W., 1954, The pore pressure coefficients A and B, *Geotechnique* 4, 143-147.
- Tatar, M., 2001, Etude siesmotectonique de deux zones de collision continentale: Le Zagros Central et l'Alborz (Iran), PhD Thesis,

- University of Joseph Fourier-Grenoble I.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. and Bergman, E.A., 2007, The 28 May 2004 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: implications for the geology of the south Caspian basin margin and for the seismic hazard of Tehran, *Geophys J. Int.*, 170, 249–261.
- Talwani, P., 1997, on the nature of reservoir-induced seismicity, *Pageoph* 150, 473–492.
- Talwani, P., L. Chen, and K. Gahalaut, 2007, Seismogenic permeability, *J. Geophys. Res.*, 112, B07309, doi:10.1029/2006JB004665.
- Trifu, C., 2002, *the Mechanism of Induced Seismicity*; Springer RaseI AG.
- Valoroso, L., Improta, L., Chiaraluce, L., Di Stefano, R., Ferranti, L., Govoni, A. and Chiarabba, C., 2009, Active faults and induced seismicity in the Val d'Agri area (Southern Apennines, Italy). *Geophysical Journal International* 178 (1), 488e502.
- Williams-Stroud S., 2014, A geological approach to seismicity b-values: implications for hazard assessment. SEG SEG International Exposition and 87th Annual Meeting.
- Wyss, M., and Wiemer, S., ZMAP, 2001, A tool for analyses of Seismicity Pattern. ZMAP cook book, ETH, Zurich.

The induced seismicity after Alborz Dam impoundment: implications to the active tectonic in northern Iran

Malekzade, Z.^{1*} and Rokni, Z.²

1. Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Sari, Iran

2. M.Sc. Graduated, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

(Received: 28 Feb 2021, Accepted: 20 Sep 2021)

Summary

The study of induced earthquakes is important in different aspects. One of the most important aspects of reservoir-induced seismicity is the possibility of the triggering of a strong ground motion after reservoir impoundment. This study aims at finding a relationship between the ML5.2 Babolkenar earthquake of 2012 January 11 and the Alborz dam's impoundment. The Alborz dam is located on the northern flank of the Alborz Mountains. The Alborz dam is an embankment dam and its capacity is 8.6 million cubic meters. Its ridge lies on the tectonized Early Tertiary rocks. The 5.2 ML Babolkenar earthquake of 2012 January 11 is assessed with the use of waveforms provided by different seismic stations. The analyses of waveforms show the centroid depth of 20km and epicenter located at 36.357N, 52.788E. Its thrust fault focal mechanism is in agreement with the fault kinematics inversion implying the reactivation of one of segments of the Khazar fault. Although the event in question could be considered as an ordinary tectonic earthquake, some lines of existing evidence associated with the reservoir impounding data encouraged the authors to consider it as anthropogenic seismicity. Firstly the reservoir is located in the area between two very active thrust fault that contains fractured and permeable rocks. Secondly is the drastic change of seismicity after the onset of reservoir impoundment represents the change of the b-value before, during, and after reservoir impoundment. Thirdly the trigger of the event just after a lowering of the water level. In these cases, earthquake rupture may be interpreted by two different mechanisms: 1) an immediate, undrained, elastic response to the reservoir load and/or an instantaneous pore pressure change in the vicinity of the reservoir due to an undrained response (Skempton, 1954). The governing equation to explain the undrained response is $\Delta p_u = B \overline{\sigma}_n$. In this equation, the change of the undrained compression is related to the Skempton coefficient (B) and the average normal stress at a point located on the fracture ($\overline{\sigma}_n$). Although the lowering of the reservoir's water table may change rapidly $\overline{\sigma}_n$, the B-coefficient on the other hand, could not change immediately. Therefore the pore pressure is increased even if the water level is decreased leading to satisfying the Coulomb failure criteria. 2) A delayed and/or undrained response due to diffusion of pore pressure. The curve of the accumulative of the seismicity versus the time history of the reservoir impoundment shows two cycles of rising and lowering the water level. Each cycle starts with a gently linear increase of seismicity corresponding to the rising of the water table and ends with a period of increase of the seismicity in response to the water level drawdown. The authors think the diffusion of pore pressure is responsible for the increasing of the seismicity after reservoir impoundment. Given the $r=25\text{km}$ as the maximum distance between dam and centroid depth and $\Delta t=12$ months as average time elapsed between the time of that water level increase and the time of the earthquake, the hydraulic diffusivity $c=4.95 \text{ m}^2/\text{sec}$ is estimated by $c = \frac{r^2}{4\Delta t}$. By the other approach in which the area is affected by the after shakes (here $\sim 100\text{km}^2$) is considered as the r^2 in the above-mentioned equation, the c-value takes $0.8 \text{ m}^2/\text{sec}$. This c-value discrepancy may be raised by lack of data especially due to lack of local seismic network to the survey of microearthquakes and also unavailable bore-hole to install piezometers measuring the water pore pressure versus time. The c-coefficient may be a useful parameter that is applicable to predict the same reservoir-induced or triggered seismicity in future times. Finally, as mentioned above, the b-value decreased just before the event. This may be in an analogy to the decreasing of the b-value in the other anthropogenic seismic activity i.e. mining tremors, usually called rockburst, and a strong ground motion governed by tectonic activity. The b-value after the event M5.2 increased. Finally, the authors strongly recommend the government plan detailed geological, geophysical and geotechnical studies before and after the impoundment of a new water reservoir to monitor the induced seismicity in the northern flank of Alborz. This may help to mitigate the damages due to the probable triggering of the active faults within this very seismically active belt.

Keywords: Induced seismicity, Active fault, Water pore pressure, Impoundment, Diffusivity.

* Corresponding author:

z_malekzadeh@pnu.ac.ir