

# مدل سازی تنش القایی ناشی از وزن دریاچه گتوند علیا بر روی گسل گلستان

محمدرضا ابراهیمی<sup>۱</sup> و محمد تاتار<sup>۲\*</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۴/۰۴

## چکیده

بارگذاری یک مخزن و تغییرات سطح آب دریاچه می‌تواند منجر به القا/چکانش زمین‌لرزه‌ها شود. در این پژوهش تغییرات پایداری در طول گسل گلستان در نتیجه آبرگیری مخزن سد گتوند علیا - که در رشته کوه‌های زاگرس در باختر ایران قرار دارد - مدل‌سازی شده است. فرمول‌بندی‌هایی بر پایه راه‌حل‌های سه‌بعدی بوسینسک برای محاسبه تنش‌های نرمال و برشی روی یک صفحه گسل مشخص استفاده شد. هندسه و سازوکار گسل گلستان با دقت بالایی با استفاده از زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط یک شبکه لرزه‌نگاری محلی مشخص شد. برای تحلیل بهتر نتایج، محاسبات در سه شیب متفاوت ۵۵، ۶۰ و ۶۵ درجه برای گسل گلستان انجام شد. از آنجا که دریاچه روی فرادریواره گسل رورانده گلستان قرار دارد، بنابراین انتظار می‌رود که بارگذاری مخزن روی این گسل موجب پایداری بیشتر گسل و تأخیر در رخداد زمین‌لرزه‌ها شود. این امر به خوبی در تحلیل تنش‌های ناشی از مخزن روی این گسل مشهود است و نتایج حاصل در همه شیب‌های یاد شده در بخش‌های ژرف گسل از ۷ تا ۲۰ کیلومتر که نزدیک‌تر به دریاچه هستند، نشان از پایداری این گسل دارد. تنها در بخش کوچکی از این گسل و در ژرفای کم میان ۵ تا ۷ کیلومتر، ناپایداری دیده می‌شود. توان برشی محاسبه شده ناشی از مخزن که موجب ناپایداری آن می‌شود؛ میان ۰/۲۴۳ - و صفر بار برآورد شده است. لرزه‌خیزی دیده شده در گستره گسل گلستان پیش و پس از آبرگیری مخزن، نتایج حاصل از مدل‌سازی تنش را در نقاط مختلف گسل تأیید می‌کند.

**کلیدواژه‌ها:** تنش، مخزن سد، لرزه‌خیزی القایی، گسل گلستان، زاگرس.

\*نویسنده مسئول: محمد تاتار

E-mail: mtatar@iices.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

به‌طور کلی، زمین‌لرزه‌های القایی به رویدادهای لرزه‌ای اشاره دارد که در نتیجه فعالیت‌های انسانی رخ می‌دهند. اگر چه کماکان در گروه زمین‌لرزه‌های زمین‌ساختی قرار می‌گیرند. لرزه‌خیزی القایی مخزن اولین بار در دریاچه مید (سد هوور) در آمریکا در سال ۱۹۳۶ دیده شد و پس از آن به عنوان یک واقعت مورد پذیرش قرار گرفت (Carder, 1970). به دنبال زمین‌لرزه‌های القایی مخرب ۱۹۶۰ کوینا در هندوستان، زینگ‌فنگ‌چیانگ در چین، کاریبا در زیمبابوه و کرامستا در یونان، پیشرفت بزرگی در نمایش و ثبت این نوع لرزه‌خیزی حاصل شد. زمین‌لرزه‌های القایی ناشی از بارگذاری مخزن سد در دیگر مناطق دنیا مانند آمریکا، فرانسه، ژاپن، ایتالیا، یونان، برزیل، مصر و دیگر کشورها نیز دیده و گزارش شده است (Gupta, 2002). مطالعه زمین‌لرزه‌های القایی مخزن فرصت مناسبی برای درک بهتر مکانیک زمین‌لرزه‌های طبیعی و خواص هیدرولیکی پوسته فراهم می‌کند. مطالعات تکمیلی در محل رخداد این زمین‌لرزه‌ها سبب شناسایی عامل‌های کنترل‌کننده آنها شده است. این عامل‌ها شامل تنش‌های محدود شده اعمالی در شرایط مکانی مخزن، وجود شکاف‌ها و درزها، خواص هیدرومکانیکی سنگ‌های بستری، زمین‌شناسی منطقه، همراه با ابعاد مخزن و طبیعت نوسان‌های سطح آب هستند (Talwani and Acree, 1985; Roeloffs, 1988; Talwani, 1997). اثرات آبرگیری مخزن روی رخداد زمین‌لرزه‌های القایی را می‌توان به سه اثر اصلی تقسیم کرد (Bell and Nur, 1978):

الف) افزایش تنش الاستیک در نتیجه آبرگیری مخزن. ب) افزایش فشار آب منفذی در سنگ‌های اشباع شده که در اثر نفوذ سیال به درون منافذ سنگ‌ها و فشردگی سنگ اشباع شده از آب ناشی از وزن دریاچه صورت می‌گیرد. ج) تغییرات در فشار منفذی؛ که در اثر تغییراتی در متغیرهای مکانیکی، زمین‌شناسی لایه زیرین و تعداد و دامنه نوسان‌های فشار منفذی به وجود می‌آیند (Roeloffs, 1988). برخی مطالعات مطابق با شرایط تنش در زمین‌لرزه‌های القایی، آنها را القایی (Induced) یا چکانشی (Triggered) رده‌بندی می‌کنند (McGarr and Simpson, 1997). لرزه‌خیزی «القایی» شامل یک تغییر قابل توجه در تنش پوسته یا فشار منفذی نسبت به حالت اولیه آن می‌شود. این حالت معمولاً مرتبط به آبرگیری اولیه مخزن یا تخلیه/

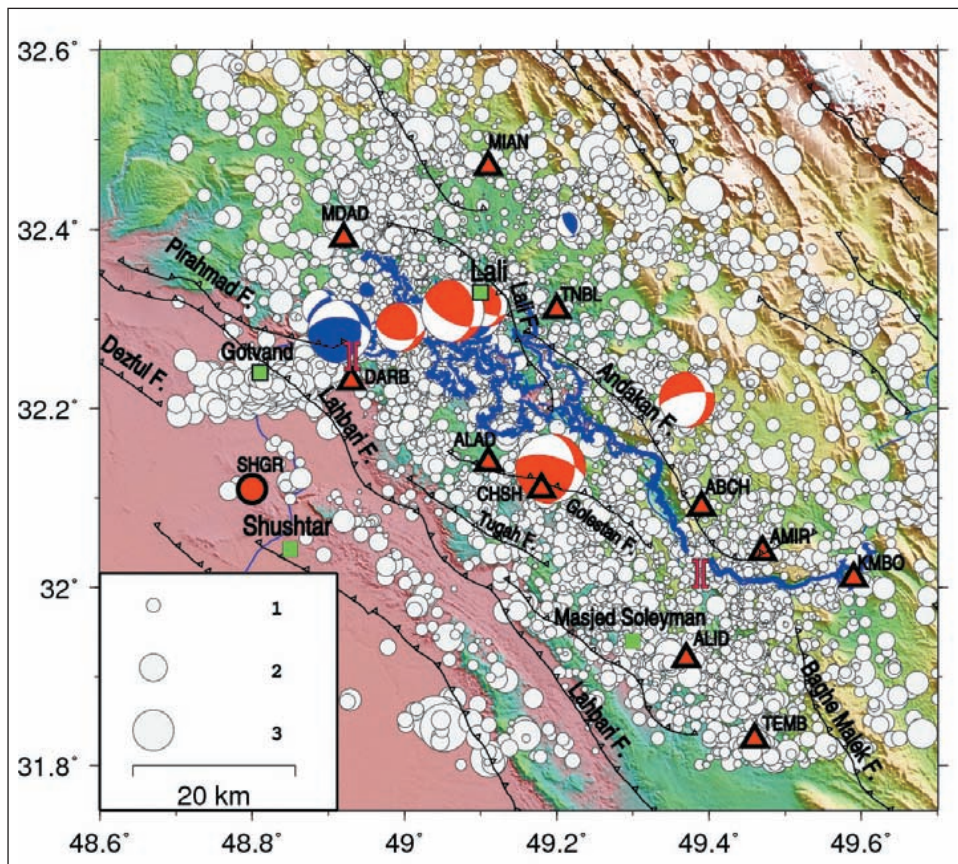
از آنجا که تنش زمین‌ساختی در پوسته زمین در برخی مکان‌ها بیشتر به اندازه کافی نزدیک به یک تنش بحرانی است؛ یک تغییر کوچک در میدان تنش برجا در نتیجه آبرگیری مخزن می‌تواند موجب چکانیده شدن زمین‌لرزه‌ها شود (Roeloffs et al., 1979; Talwani and Acree, 1985; Shapiro et al., 2006). به همین دلیل، مکان‌های رخداد زمین‌لرزه‌های القایی مخزن، بیشتر منطبق بر مکان‌های با تنش نزدیک به تنش بحرانی هستند. King et al. (1994) تغییر تنش کولمب در نتیجه زمین‌لرزه لندرز (Landers) را محاسبه کردند که در ۲۸ ژوئن سال ۱۹۹۲ رخ داد. آنها دریافتند که یک افزایش تنش با مقداری کمتر از ۰/۰۵ مگاپاسکال می‌تواند سبب چکانیدن زمین‌لرزه شود؛ که نشان می‌دهد شرایط تنش در منطقه باید خیلی نزدیک به شکست باشد. به‌طور مشابه، Grasso and Sornette (1998) با تحلیل موارد مختلف لرزه‌خیزی القایی اظهار کردند که هر دو عامل تغییر فشار منفذی و انتقال جرم، سبب تنش‌های انحرافی افزایشی با مقداری کمتر از یک مگاپاسکال می‌شوند که مناسب برای چکانیدن رویدادهای لرزه‌ای است. افزون بر این، Shapiro et al. (2006) نشان دادند که برای چکانیدن زمین‌لرزه‌های القایی در کانون زمین‌لرزه، به تغییرات فشاری به کمی یک تا ۱۰۰ کیلو پاسکال نیاز است. عموماً زمین‌لرزه‌های القایی در مناطقی رخ می‌دهند که ارتفاع آب مخزن بیشتر از ۱۰۰ متر و حجم آن نیز بیشتر از یک میلیارد متر مکعب باشد (Utsu, 1961). در برخی از مخازن بلافاصله پس از تکمیل آبرگیری (به علت تغییرات تنش کشسانی) و

آب با فشار وارد ترک‌ها و سبب کاهش تنش عادی روی گسل و در نتیجه آن موجب چکانیده شدن زمین‌لرزه القایی می‌شود (Rastogi, 2003). نمونه‌های کلاسیک از این دسته سدهای اسوان و کوئینا هستند. پاسخ تأخیری در مخزن سد اسوان هفده سال پس از شروع آبگیری آن (Simpson et al., 1988; Selim et al., 2002) و در سد کوئینا چهار سال پس از آغاز آبگیری مخزن رخ داد (Talwani, 2000; Gupta, 2002 and 2005).

سد مورد مطالعه در این پژوهش، سد گتوند علیا (که از این پس گتوند نامیده می‌شود) است که روی رودخانه کارون یکی از طولی‌ترین و پرآب‌ترین رودخانه‌های ایران ساخته شده است (شکل ۱). سد گتوند یک سد سنگریزه‌ای با هسته رسی است که حجم کل مخزن آن در بیشینه تراز بهره‌برداری با ارتفاع ۲۳۵ متر از سطح دریا، ۴/۵ میلیارد متر مکعب خواهد بود. ارتفاع از پی این سد ۱۸۰ متر، طول تاج آن ۷۶۰ متر، مساحت مخزن ۹۶/۵ کیلومتر مربع و طول دریاچه آن نیز ۹۰ کیلومتر است. ساختگاه این سد به عنوان بخشی از پهنه لرزه زمین‌شناختی زاگرس پتانسیل لرزه‌زایی بالایی دارد. گسل رورانده گلستان به طول حدود ۲۸ کیلومتر در حدود ۵ کیلومتری جنوب مخزن سد گتوند جای گرفته است (شکل ۱) و در امتداد آن سازندهای آگاجاری و بختیاری هستند که روی نهشته‌های رسوبات جوان‌تر (مربوط به کوآترنر بالایی) جای گرفته‌اند.

در برخی دیگر با تأخیر (به علت پخش سیال منفذی) و هنگامی که سطح آب مخزن تغییر می‌کند؛ زمین‌لرزه رخ می‌دهد (Talwani, 2000).

(Simpson et al., 1988) پاسخ پوسسته به آبگیری مخازن سدها را به دو دسته پاسخ لرزه‌ای سریع و پاسخ لرزه‌ای تأخیری تقسیم‌بندی کردند. پاسخ لرزه‌ای سریع بلافاصله پس از آبگیری اولیه مخزن یا پس از یک تغییر سریع در سطح تراز آب رخ می‌دهد. آنها نشان دادند که پاسخ سریع شامل زمین‌لرزه‌هایی با بزرگ‌های کوچک و مترکم مانند محدود به پیرامون و نزدیک مخزن است. آنها همچنین پیشنهاد دادند که این نوع از لرزه‌خیزی القایی مخزن به وسیله تغییرات در تنش‌های الاستیک یا تغییر در فشار منفذی به همراه تغییر در تنش الاستیک به وجود می‌آید و توزیع فشار منفذی فاکتور اصلی برای القای لرزه‌خیزی سریع نیست. نمونه‌های کلاسیک از پاسخ‌های سریع شامل سدهای نورک و کاریبست (Gupta, 2002). آنها همچنین نشان دادند که پاسخ‌های تأخیری با زمین‌لرزه‌های به نسبت بزرگ تری همراه خواهند بود و اینکه لرزه‌خیزی ممکن است به‌طور قابل توجهی فراتر از محدوده مخزن گسترش یابد. توزیع فشار منفذی سازوکار مسئول برای این اثرات مکانی و زمانی از لرزه‌خیزی‌های القایی مخزن از سوی آنها معرفی شد. بسته به میزان نفوذپذیری و شکستگی‌های موجود در سنگ، ممکن است ماه‌ها یا سال‌ها طول بکشد تا اثر فشار منفذی به درون پوسسته توزیع شود. در پایان زمانی که پالس فشار منفذی به منطقه ترک‌های ریز برسد؛



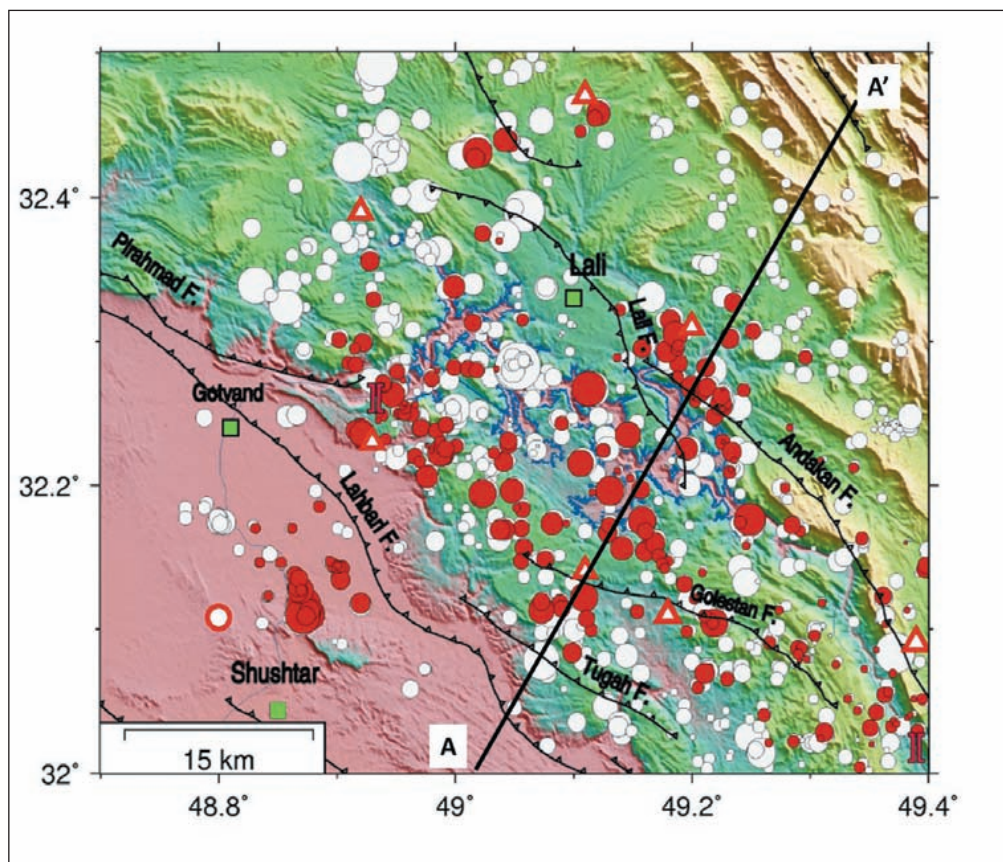
شکل ۱- نقشه دریاچه سد گتوند به همراه گسل‌های شناخته شده در منطقه مورد بررسی پیرامون مخزن و توزیع مکانی ۸۳۷۳ زمین‌لرزه ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در گستره سد و مخزن گتوند علیا از سال ۲۰۱۱ تا ۲۰۱۲؛ سازوکارهای کانونی به دست آمده برای شماری از زمین‌لرزه‌های محلی روی داده در گستره سد گتوند بر پایه خوانش پلاریته اولین رسید موج با کیفیت بهتر A با رنگ آبی و سازوکارهای با کیفیت B با رنگ سرخ نشان داده شده‌اند. اندازه سازوکارهای حل شده متناسب با بزرگی آنهاست. مثلث‌های سرخ نمایانگر ایستگاه‌های محلی و دایره سرخ نمایانگر تک ایستگاه باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله است.

مهندسی زلزله است (شکل ۱). در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری طرح سد و نیروگاه گتوند از دستگاه ثابت یا رکوردر تاروس ساخت شرکت نانومتريکس کانادا که یکی از پیشرفته‌ترین و معروف‌ترین دستگاه‌های رکوردر شناخته شده جهانی است؛ به همراه لرزه‌سنج تریلوم با بازه بسامدی ۵۰ هرتز تا ۴۰ ثانیه استفاده شده است. توزیع مکانی رومرکز ۸۳۷۳ زمین‌لرزه ثبت شده در محدوده مورد مطالعه دارای خطای مکانیابی میانگین کمتر از ۱۰ کیلومتر در بازه زمانی دو ساله از سال ۲۰۱۱ تا ۲۰۱۲ نیز در شکل ۱ نشان داده شده است. بر پایه شکل ۱ فعالیت لرزه‌های گسل‌هایی چون لهبری، توگاه، گلستان، مسجد سلیمان، لالی و اندکان در محدوده سد محرز است. با توجه به وجود خطا در تعیین محل‌های انجام شده برای ۸۳۷۳ زمین‌لرزه انتخابی، به‌ویژه برای رویدادهای در فاصله دور از شبکه و یا رویدادهایی که در کمتر از چهار ایستگاه ثبت شده‌اند؛ مجموعه‌ای از رویدادهای با خطای محدودتر انتخاب شد. برای این منظور از مجموع ۸۳۷۳ خردزمین‌لرزه، رویدادهایی که توسط دست کم ۶ ایستگاه لرزه‌نگاری ثبت شده‌اند و دارای خطای زمانی کمتر از ۰/۳ ثانیه، انفصال آزیموتی کوچک‌تر از ۲۷۰ درجه و خطای تعیین محل کمتر از ۵ کیلومتر (در سطح و در ژرفا) هستند؛ جدا شدند. میانگین خطای مکان‌یابی رویدادهای انتخابی به روش فوق کمتر از ۳ کیلومتر است. برای بررسی دقیق‌تر لرزه‌خیزی، توزیع مکانی این ۱۱۷۳ زمین‌لرزه انتخابی در نمای نزدیک‌تری نمایش داده شده است (شکل ۲). در شکل اخیر، فعالیت گسل‌هایی چون گلستان، لالی، اندکان، توگاه و لهبری و ارتباط نزدیک میان به خط شدگی رویدادها و امتداد و نوع این گسل‌ها کاملاً مشهود است.

در این پژوهش تلاش شده است تا چگونگی توزیع تنش ناشی از وزن دریاچه گتوند با انجام یک مدل‌سازی ریاضی روی گسل گلستان بررسی شود. همچنین سعی خواهد شد که متغیرهای مختلف تنش ناشی از مخزن سد در مقاطع مختلف به‌صورت ریاضی مدل و مقادیر تغییرات تنش در فاصله‌ها و اعماق مختلف بررسی شود. با استفاده از مفهوم قاعده موهور-کلمب، متغیرهای متفاوت تنش شامل بیشینه تنش برشی، مؤلفه‌های تنش برشی و تنش عادی و نیز پایداری با توجه به راستای بردار لغزش در صفحه گسیختگی یک گسل مشخص ارائه می‌شود. این متغیرها در سطوح مختلف سطح تراز آب (۱۴۰، ۱۶۰، ۱۸۰، ۲۰۰، ۲۱۵، ۲۲۵، ۲۳۰ و ۲۳۵ متر) روی صفحه گسیختگی گسل گلستان و در شیب‌های متفاوت برآورد خواهد شد.

## ۲- شبکه لرزه‌نگاری سد گتوند و موقعیت گسل گلستان

منطقه سد گتوند به‌عنوان بخشی از پهنه لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس، دارای پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی است. رخداد زمین‌لرزه‌های بسیار، با بزرگی متوسط تا بزرگ، از ویژگی‌های منطقه مورد مطالعه به‌عنوان بخشی از پهنه فعال زاگرس است. به دلیل ویژگی خاص گسل‌های زاگرس که بیشتر طولی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر دارند؛ بزرگی زمین‌لرزه‌های روی داده در این پهنه، گاه بیشتر از ۷ است (Ambraseys and Melville, 1982). شبکه لرزه‌نگاری مورد استفاده در این پژوهش در محدوده سد گتوند جمعاً از ۱۲ ایستگاه تشکیل می‌شود که شامل ۶ ایستگاه کوتاه دوره سد گتوند، ۵ ایستگاه کوتاه دوره سد مسجد سلیمان و یک ایستگاه باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و



شکل ۲- موقعیت مقطع عرضی انتخابی به‌صورت عمود بر ساختارهای مهم منطقه برای بررسی توزیع و هندسه لرزه‌خیزی در ژرفا. توزیع کانون سطحی ۱۱۷۳ و ۳۵۵ رویداد انتخابی مکان‌یابی شده با برنامه هاپیوستر به ترتیب با رنگ‌های سفید و سرخ در شکل نشان داده شده‌اند.

برای گسل گلستان، یک به خط‌شدگی واضح با شیبی حدود ۶۰ درجه به سوی شمال‌خاوری و ژرفای لرزه‌خیزی میان ۵ و ۲۰ کیلومتر دیده شده است. از این رو به منظور مدل‌سازی تنش ناشی از دریاچه سد روی این گسل از این متغیرها استفاده خواهد شد.

### ۳- چگونه محاسبه تنش القایی

همان‌گونه که پیش‌تر نیز عنوان شد؛ آنگیری یک مخزن می‌تواند موجب چکانیده شدن گسل‌های منطقه و رخداد زمین‌لرزه شود. لرزه‌خیزی در پیرامون مخازن سدها به دو صورت رخ می‌دهند: لرزه‌خیزی اولیه که در نتیجه بارگذاری اولیه آب پشت سد است و در نتیجه پاسخ غیر زهکشی مخزن رخ می‌دهد و لرزه‌خیزی تأخیری یا ثانویه که در نتیجه پاسخ زهکشی مخزن در اثر توزیع آب در زیر مخزن و افزایش فشار منفذی در سنگ‌های زیرین آن رخ می‌دهد (Simpson et al., 1988). در ادامه چگونگی تأثیر این دو اثر به اختصار توضیح داده می‌شود و معادلات مربوط به آنها معرفی می‌شود.

زمین‌لرزه‌های القایی مخزن در نتیجه یک شکست برشی در طول یک صفحه گسلی از پیش موجود به وجود می‌آید. طبق قانون کلمب تغییر توان برشی کل ( $\Delta S$ ) در طول صفحه یک گسل از پیش موجود در نتیجه آنگیری یک مخزن به وسیله فرمول زیر ارائه می‌شود (Bell and Nur, 1978):

$$\Delta S = \mu(\Delta\sigma_n - \Delta P) - \Delta\tau \quad (1)$$

$$\Delta P = (\Delta P_u + \Delta P_{diff}) \quad (2)$$

که در آن  $\Delta\sigma_n$  و  $\Delta\tau$  به ترتیب تنش‌های نرمال و برشی هستند و  $\mu$  ضریب اصطکاک است. تغییر فشار منفذی ( $\Delta P$ ) نیز به دو صورت رخ می‌دهد: به صورت آبی، که در واقع در نتیجه پاسخ غیرزهکشی سیال و بارگذاری مخزن است ( $\Delta P_u$ )؛ در این حالت سنگ دارای تخلخل، فشرده می‌شود اما سیال‌ها اجازه نفوذ به آن را ندارند. حالت دوم نیز پس از یک تأخیر زمانی، با توزیع فشار منفذی ( $\Delta P_{diff}$ )، از مخزن به سنگ‌های پسته زیرین آن رخ می‌دهد. مقادیر منفی برای  $\Delta S$  نشان‌دهنده تضعیف پایداری گسل و مقادیر مثبت بیان‌گر تقویت پایداری آن است؛ به طوری که یک افزایش در  $\Delta P$  موجب کاهش پایداری گسل می‌شود.

با نادیده گرفتن اثرات غیرخطی، می‌توان گفت که سطوح زیرسطحی به صورت کشسان با تغییر تنش‌های برشی و عادی روی یک صفحه گسل به بارگذاری مخزن پاسخ می‌دهند؛ به طوری که افزایش در تنش عادی سبب تقویت پایداری گسل‌های زیرسطحی می‌شود؛ در حالی که تغییر در تنش برشی بسته به جهت‌گیری نسبی گسل به میدان تنش منطقه ممکن است سبب تضعیف یا تقویت گسل شود. تغییر پایداری در حالت آبی یا غیرزهکشی ( $\Delta S_u$ ) در نتیجه پاسخ کشسان به بارگذاری مخزن رخ می‌دهد و آن را می‌توان به صورت زیر ارائه نمود:

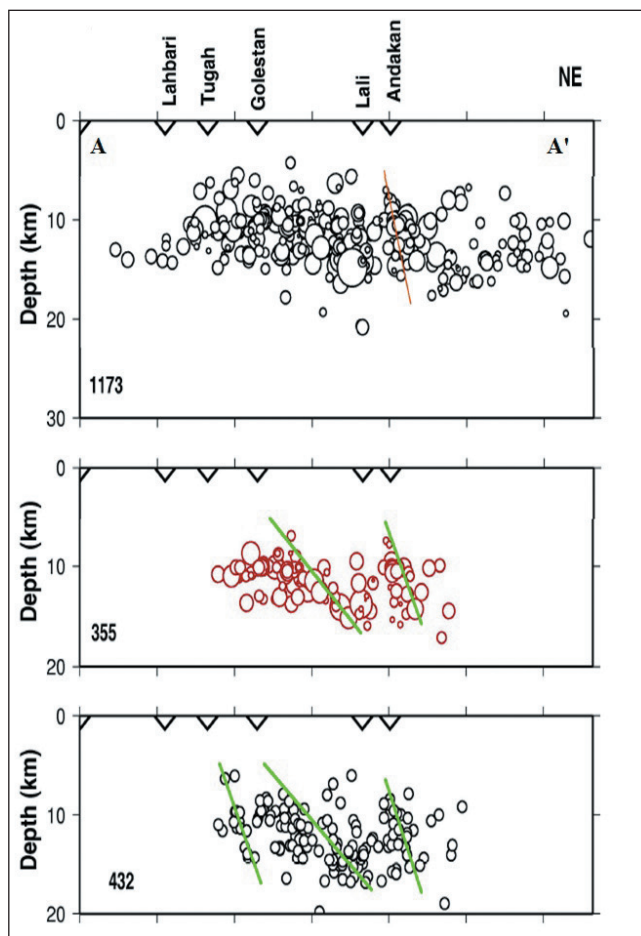
$$\Delta S_u = \mu(\Delta\sigma_n - \Delta P_u) - \Delta\tau \quad (3)$$

بنابراین با آگاهی داشتن از تاریخچه آنگیری مخزن، موقعیت گسل و جهت‌گیری صفحات گسلی که زمین‌لرزه‌ها روی آنها رخ داده‌اند، می‌توان مقادیر  $\Delta P_u$ ،  $\Delta\sigma_n$  و  $\Delta\tau$  را محاسبه و در نتیجه مقدار  $\Delta S_u$  را از معادله ۳ به دست آورد. با فرض توزیع پذیری هیدرولیکی برای شکستگی‌ها، می‌توان مقدار  $\Delta P_{diff}$  را نیز محاسبه کرد و با استفاده از معادلات ۱ و ۲ می‌توان تغییر در توان برشی کل،  $\Delta S$  را در نقاط مختلف گسل و در زمان رخداد زمین‌لرزه به دست آورد.

### ۳-۱. روش پژوهش

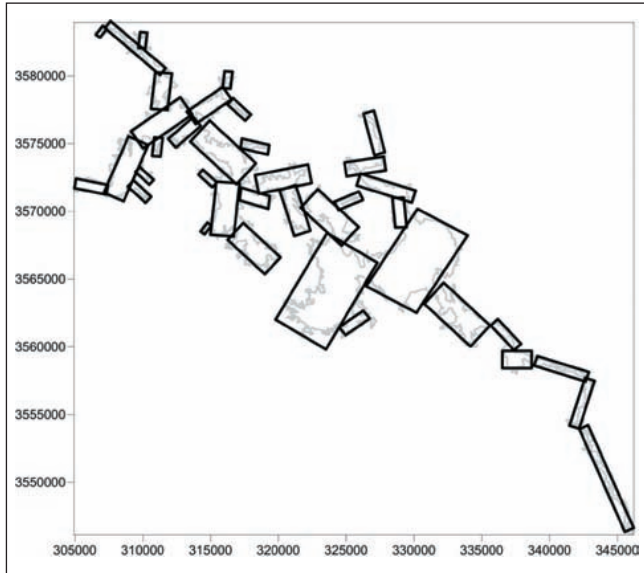
همانند (Chander and Kalpna (2000)، به منظور شبیه‌سازی بارگذاری مخزن روی گسل‌های پیرامون، مخزن این سد به ۲۸ مستطیل کوچک تقسیم‌بندی شد (شکل ۴). بارگذاری در هر مستطیل یکنواخت است اما بزرگای آن با کاهش فاصله مستطیل‌ها از محل بالادست سد کاهش می‌یابد. با استخراج توپوگرافی دریاچه، هر کدام از مستطیل‌ها به مستطیل‌های کوچک‌تر به ابعاد  $a$  و  $b$  ( $b > a$ ) تقسیم می‌شوند و برای تعیین فشار آب وارد بر سطح هر کدام از این مستطیل‌های کوچک برحسب اینکه

برای شناسایی هندسه گسل گلستان و چگونگی قرار گرفتن کانون زمین‌لرزه‌ها در ژرفا، توزیع کانون ژرفی زمین‌لرزه‌ها در امتداد مقطع عرضی انتخاب شده در سوی عمود بر ساختارهای اصلی گستره مورد مطالعه و با پهنای ۲۵ کیلومتر رسم شد. مقطع عرضی که به صورت عمود بر روند کلی لرزه‌خیزی و به‌ویژه عمود بر گسل‌های اصلی منطقه چون گسل لهری، گلستان و لالی رسم شده‌اند در شکل ۳ نشان داده شده است. هدف از اینکار شناسایی بهتر به خط‌شدگی زمین‌لرزه‌ها و نسبت دادن آنها به گسل‌های شناخته شده منطقه است. مقطع بالایی توزیع ۱۱۷۳ زمین‌لرزه انتخاب شده را نشان می‌دهد. در مقطع دربرگیرنده این مجموعه داده انتخابی، پراکندگی زیاد زمین‌لرزه‌ها و تعداد بالای آن مانع از شناسایی هر گونه به خط‌شدگی از رویدادهاست. بر پایه این مقطع، ژرفای زمین‌لرزه‌ها از حدود ۵ تا ۲۰ کیلومتر متغیر است. مقطع پایین‌تر (مقطع دوم از بالا) توزیع کانون ژرفایی ۳۵۵ زمین‌لرزه انتخابی مکان‌یابی شده به کمک برنامه هاپیوستر (Lienert, 1994) را نشان می‌دهد که خطای تعیین محل کمتر از ۳ کیلومتر دارند و در مقطع سوم از بالا، توزیع کانونی ۴۳۲ زمین‌لرزه تعیین محل شده با برنامه هاپیو ۷۱ (Lee and Lahr, 1971) نشان داده شده است که خطای مکان‌یابی کمتر از ۲ کیلومتر دارند. در شکل‌های مربوط به توزیع کانونی سطحی زمین‌لرزه‌ها و مقاطع عرضی رسم شده به خوبی سه تجمع و به خط‌شدگی به‌ویژه در ۳۵۵ رویداد انتخابی مکان‌یابی شده با دقت بهتر از ۳ کیلومتر در شمال گسل توگاه، شمال گسل گلستان و شمال گسل اندکان دیده می‌شود.



شکل ۳- مقطع عرضی AA' که با پهنای ۲۵ کیلومتر به صورت عمود بر روند لرزه‌خیزی در گستره مورد مطالعه رسم شده است. در رسم شکل از مجموع ۱۱۷۳ و ۳۵۵ رویداد انتخابی تعیین محل شده با برنامه هاپیوستر، دارای خطای مکان‌یابی به ترتیب کمتر از ۵ و ۳ کیلومتر و ۴۳۲ رویداد انتخابی تعیین محل شده به کمک برنامه هاپیو ۷۱ با خطای مکان‌یابی کمتر از ۲ کیلومتر استفاده شده است. عدد نوشته شده در هر مقطع ترسیمی نمایانگر نوع مجموعه و شمار زمین‌لرزه استفاده شده است.

مبنی بر تمایل به سوی شمال خاوری شیب چپ به خطشدگی های زمین لرزه ها، چنین به نظر می رسد که در سازوکارهای محاسبه شده نیز صفحه اصلی گسلش، صفحه های باشد که به سوی شمال خاوری شیب دارد. بنابراین برای گسل گلستان با صفحه گسلشی رو به شمال خاوری حل کانونی به دست آمده (راستا،  $\phi = 284^\circ$ ، شیب،  $\delta = 61^\circ$  و بردار لغزش صفحه گسل  $\lambda = 72^\circ$ ) با نتایج به دست آمده از تحلیل زمین لرزه های منطقه همخوانی خوبی دارد.



شکل ۴- چگونگی تقسیم بندی مخزن سد گنوند به شبکه هایی متشکل از مستطیل های مختلف برای پوشش دادن توپوگرافی دریاچه در سامانه مختصات UTM.

قدم بعدی برای هر زمین لرزه این است که همه مؤلفه های تنش به دست آمده روی صفحه گسلی به دست آمده از مرحله پیش تصویر شود. مؤلفه های  $x, y, z$  کل از تغییرات تنش روی صفحه گسلی یاد شده به وسیله معادلات زیر ارائه می شود (Jaeger and Cook, 1969):

$$\Delta\sigma_x(T) = l\sigma_{xx}(T) + m\tau_{yx}(T) + n\tau_{zx}(T),$$

$$\Delta\sigma_y(T) = l\sigma_{yy}(T) + m\tau_{xy}(T) + n\tau_{zy}(T),$$

$$\Delta\sigma_z(T) = l\sigma_{zz}(T) + m\tau_{yz}(T) + n\tau_{xz}(T),$$

(۶)

که در آن  $l, m$  و  $n$  کسینوس های هادی عمود بر صفحه گسل هستند. تنش های عادی و برشی روی صفحه گسل (شکل ۵) نیز به وسیله معادلات زیر ارائه می شوند (Jaeger and Cook, 1969):

$$\Delta\sigma_n = l\Delta\sigma_x(T) + m\Delta\sigma_y(T) + n\Delta\sigma_z(T),$$

$$\Delta\tau = \pm\sqrt{(\Delta\sigma_x(T))^2 + \Delta\sigma_y(T)^2 + \Delta\sigma_z(T)^2} - \Delta\sigma_n^2$$

(۸)

که در آن علامت  $\Delta\tau$  زمانی مثبت خواهد بود که تنش برشی در جهت مطلوب گسلش باشد. بنابراین با در دست داشتن تانسور تنش در دستگاه مختصات گسل با راستای  $\phi$  و شیب  $\delta$  می توان با استفاده از روابط بالا متغیرهای متفاوت تنش ناشی از بارگذاری مخزن سد در روی سطح گسل را به دست آورد. همچنین می توان با معلوم بودن بردار لغزش در صفحه گسل ( $\lambda$ )، مؤلفه مماسی تنش روی سطح گسل را در راستای بردار لغزش ( $\tau_{nr}$ ) با استفاده از رابطه زیر به دست آورد:

$$\tau_{nr} = \tau_n \cdot \cos(\theta)$$

(۹)

که در آن  $\theta$  زاویه میان بردار لغزش و بردار مؤلفه مماسی تنش روی سطح گسل است و توان برشی ناشی از اثر دریاچه سد روی سطح گسل در راستای بردار لغزش ( $\lambda$ ) نیز به صورت زیر تعریف می شود:

$$\Delta S_{nr} = \mu \cdot (\Delta\sigma_n - \Delta P_n) - \Delta\tau_{nr}$$

(۱۰)

که با معلوم بودن بردار لغزش در صفحه گسل و محاسبه مؤلفه مماسی تنش روی سطح گسل

چند درصد مساحت آن را آب فرا می گیرد؛ ضریبی به صورت درصد به هر یک اختصاص داده می شود. این ضریب برای هر مستطیل با استفاده از نقشه های توپوگرافی منطقه برآورد می شود. بدیهی است که هر چه این تقسیم بندی ریزتر صورت گیرد؛ مدل سازی دقیق تر و به واقعیت نزدیک تر خواهد بود. در مجموع، توپوگرافی منطقه سد گنوند به ۱۳۴۶ مستطیل کوچک در ابعادی به طول ۳۵۰ متر در ۴۰۰ متر برای محاسبات در نظر گرفته شد. بیشینه ژرفای آب در دریاچه سد گنوند در بیشینه سطح تراز آب (۲۳۵ متر) برابر با ۱۶۵ متر خواهد بود. تنش کل در هر نقطه از جمع تغییرات تنش در نتیجه افزایش سطح آب در هر یک از بلوک های این شبکه به دست می آید. در اینجا از معادلات بوسینسک (Jaeger and Cook, 1969)، برای محاسبه سه بعدی تغییرات تنش کشسان در یک محیط همگن در نتیجه آنگیری سدها استفاده می شود. شکل ۵ سامانه مختصات استفاده شده در معادلات را نمایش می دهد. تغییرات تنش کشسان ایجاد شده در ژرفای کانونی  $(x, y, z)$  به وسیله افزایش در سطح تراز میانگین آب  $(\Delta h)$  روی یک مساحت  $A$  ( $A \leq 1 \text{ km}^2$ ) از دریاچه به صورت جداگانه در هر شبکه در نتیجه آنگیری مخزن، به وسیله معادلات زیر، روی مرکز هر شبکه محاسبه می شود (Chen and Talwani, 2001):

$$\sigma_{xx} = \frac{p}{2\pi} \left\{ \frac{3x^2z}{r^5} + \frac{G(y^2+z^2)}{(\lambda+G)r^3(z+r)} - \frac{Gz}{(\lambda+G)r^3} - \frac{Gx^2}{(\lambda+G)r^2(z+r)^2} \right\},$$

$$\sigma_{yy} = \frac{p}{2\pi} \left\{ \frac{3y^2z}{r^5} + \frac{G(x^2+z^2)}{(\lambda+G)r^3(z+r)} - \frac{Gz}{(\lambda+G)r^3} - \frac{Gy^2}{(\lambda+G)r^2(z+r)^2} \right\},$$

$$\sigma_{zz} = \frac{3pz^3}{2\pi r^5},$$

$$\tau_{yz} = \frac{3pyz^2}{2\pi r^5},$$

$$\tau_{xz} = \frac{3pxz^2}{2\pi r^5},$$

$$\tau_{xy} = \frac{p}{2\pi} \left\{ \frac{3xyz}{r^5} - \frac{Gxy(z+2r)}{(\lambda+G)r^3(z+r)^2} \right\},$$

(۴)

که در آن  $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$  و  $p = \rho g \Delta h A$  از ژرفای کانونی تا مرکز جرم است؛  $\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}$  مؤلفه های عادی و  $\tau_{xy}, \tau_{yz}, \tau_{xz}$  مؤلفه های برشی تغییرات تنش در عمق کانونی،  $p$  افزایش وزن آب در نتیجه افزایش سطح تراز آب در هر شبکه،  $\rho$  چگالی آب و  $g$  نیز شتاب گرانشی هستند.  $A$  مساحت سطح شبکه و  $\Delta h$  نیز افزایش سطح تراز میانگین آب در یک شبکه است. ضمن اینکه  $\lambda$  و  $G$  نیز ضرایب لامه هستند. تغییرات تنش نرمال  $\sigma_{ii}(T)$  و برشی  $\tau_{ij}(T)$  کل از جمع سهم مقادیر آنها در هر شبکه به دست می آید. مقادیر به دست آمده برای آنها نیز در معادلات ۱ و ۳ به کار گرفته می شوند.

تغییر فشار منفذی در نتیجه اثر غیرزهکشی سیال نیز به صورت زیر به دست می آید (Skempton, 1954):

$$\Delta P_u = B \bar{\sigma}$$

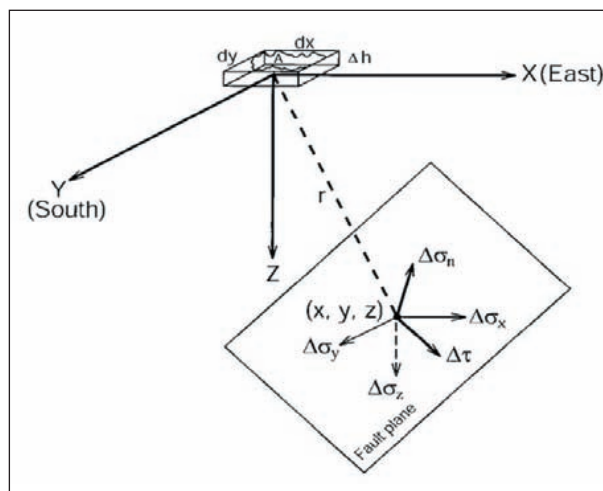
(۵)

که در آن تغییر تنش عادی میانگین به صورت  $\bar{\sigma} = \sigma_{ii}(T)/3$  خواهد بود و  $B$  ثابت اسکمپتون است که دارای مقداری به صورت  $0 < B < 1$  است (Talwani et al., 1999). برای محاسبه تنش ها احتیاج است تا صفحات گسلی که ژرفای کانونی روی آنها قرار دارند؛ شناسایی شود. که برای این کار می توان از روش های مختلف حل سازوکار کانونی همچون شبیه سازی شکل موج و حل پلاریته اولین رسید امواج حجمی و با اطلاعات زمین شناسی منطقه در مورد گسل ها استفاده شود. برای گسل های منطقه، سعی شد تا برای زمین لرزه هایی که دست کم در ۷ ایستگاه لرزه نگاری ثبت شده باشند؛ سازوکار کانونی محاسبه شود. در مجموع ۱۰ عدد سازوکار کانونی (شکل ۱) که بیشتر مشابه سازوکارهای چپه پهنه زاگرس است و بر گسلش راندگی دلالت دارند؛ برای این منطقه محاسبه شد. با توجه به نتایج حاصل از مقطع ژرفایی (شکل ۴)

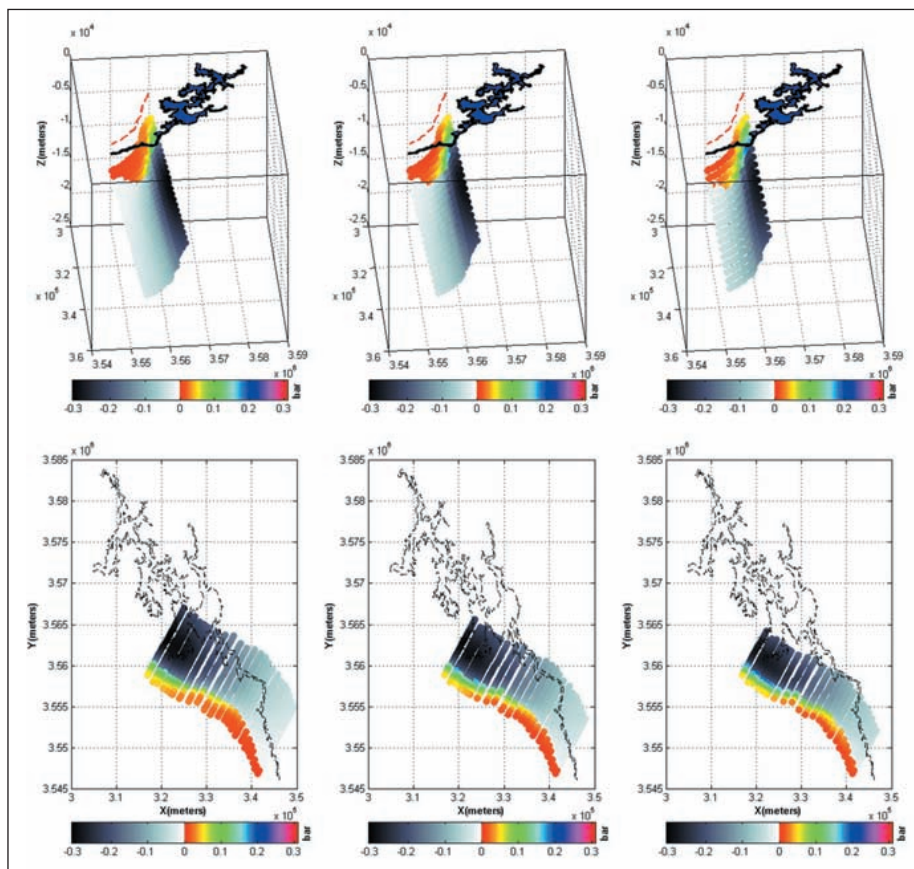
### ۳-۲. مدل‌سازی سه‌بعدی تنش در مخزن سد گتوند و اثر آن روی گسل گلستان

با توجه به روابط یاد شده در بخش پیشین، صفحه گسل رورانده گلستان در بخش جنوبی دریاچه گتوند مورد بررسی قرار می‌گیرد. طول، شیب، روند و بردار لغزش این گسل با استفاده از تحلیل هندسی این گسل مشخص است. با توجه به اطلاعات موجود از شیب گسل، صفحه گسیختگی با شیب‌های متفاوت ۵۵، ۶۰ و ۶۵ درجه و در ۸ سطح تراز مختلف از آب (۱۴۰، ۱۶۰، ۱۸۰، ۲۰۰، ۲۱۵، ۲۲۵، ۲۳۰ و ۲۳۵ متر) در ژرفای ۵ تا ۲۰ کیلومتری که ژرفای لرزه‌خیزی این گسل است؛ مدل‌سازی می‌شود. متغیرهای متفاوتی چون تنش برشی، تنش نرمال و توان برشی ناشی از دریاچه روی گسل در ادامه مورد تحلیل قرار می‌گیرند. دریاچه پشت سد گتوند یک مخزن بسیار بزرگ و به نسبت ژرف است که ارتفاع تاج سد آن از زمین ۱۸۰ متر و در سطح تراز آب بیشینه ۲۴۵ متر دارای حجمی در حدود ۴/۵ میلیارد متر مکعب و سطحی در حدود ۹۹/۵ کیلومتر مربع است. در انجام محاسبات متغیرهای ضریب پواسون ( $\nu = 0.29 \pm 0.07$ )، مدول یانگ ( $E = 7.78 \pm 0.06$ ) گیگاپاسکال، ضرایب لامه  $\lambda$  و  $G$  به ترتیب با مقادیر، ( $\lambda = 4.17 \pm 0.05$ ) و ( $G = 3.01 \pm 0.03$ ) گیگاپاسکال و چگالی حجمی آب دریاچه نیز ۱۰۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب در نظر گرفته شده‌اند. این مقادیر با استفاده از نسبت  $Vp/Vs$  زمین‌لرزه‌ها در منطقه دریاچه سد برابر با ( $\nu = 0.184 \pm 0.06$ ) به دست آمده‌اند. از آنجا که نسبت  $Vp/Vs$  با این رابطه  $(Vp/Vs)^2 = (2-2\nu)/(1-2\nu)$  با نسبت پواسون مرتبط است؛ می‌توان به سادگی آن را با استفاده از نمودار واداتی و خوانش زمان رسید امواج P و S و رسم نمودار اختلاف زمان رسید این دو موج ( $Ts-Tp$ ) بر حسب زمان رسید موج P به دست آورد؛ به طوری که شیب نمودار واداتی مطابق معادلات زیر برابر ( $Vp/Vs-1$ ) خواهد بود.

در راستای بردار لغزش ( $\tau_{rr}$ ) با استفاده از رابطه ۹، همچنین مؤلفه قائم تنش عادی (رابطه ۷) قابل محاسبه خواهد بود. در صورتی که  $0 < \theta < 90$  باشد،  $\Delta S_{rr} < 0$  است که بارگذاری مخزن موجب تسریع در زمان رخداد زمین‌لرزه می‌شود و در صورتی که  $90 < \theta < 180$  باشد،  $\Delta S_{rr} > 0$  خواهد بود و در این حالت بارگذاری اثری تأخیری در رخداد زمین‌لرزه خواهد داشت (Chander and Kalpna, 2000).



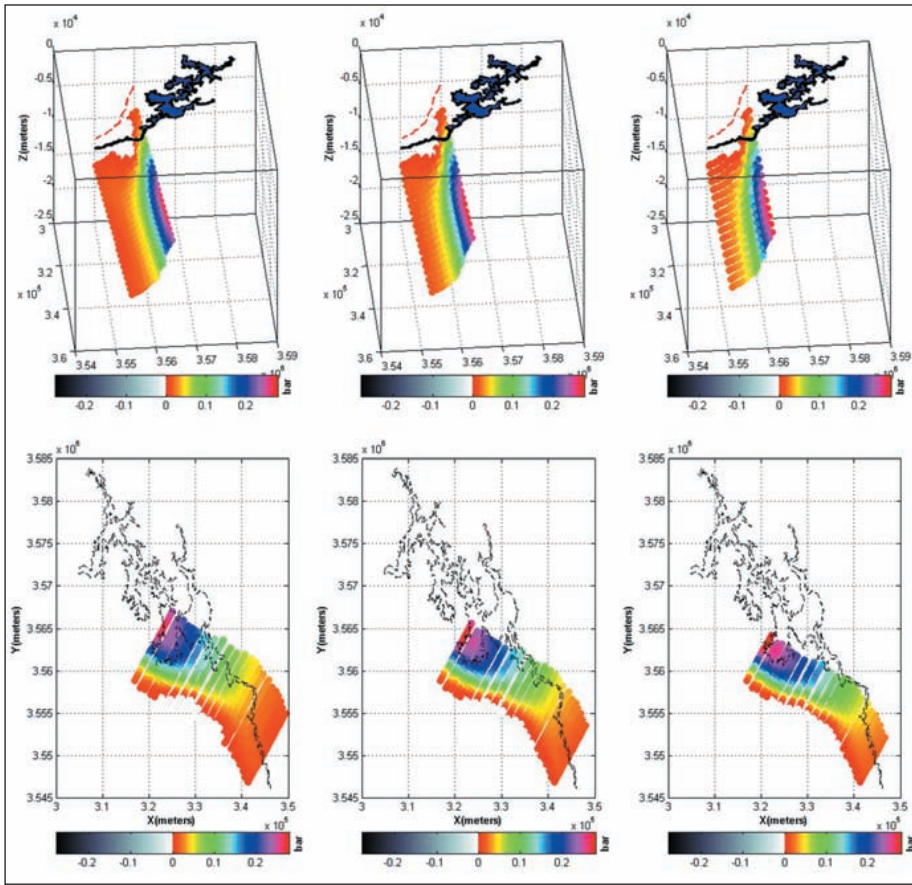
شکل ۵- سامانه مختصات استفاده شده در محاسبات تنش. تغییرات میانگین سطح آب ( $\Delta h$ ) روی یک مساحت از دریاچه  $A$  ( $A \leq 1 \text{ km}^2$ ) سبب محاسبه تغییرات  $\Delta\sigma_n$  و  $\Delta\tau$  در ژرفای کانونی ( $x, y, z$ ) روی صفحه گسل می‌شود (Chen and Talwani, 2001).



شکل ۶- تنش برشی ناشی از اثر دریاچه سد گتوند در راستای بردار لغزش گسل گلستان در بیشینه سطح تراز آب (۲۳۵ متر)، که در شیب‌های متفاوت به ترتیب از چپ به راست ۵۵، ۶۰ و ۶۵ درجه رسم شده‌اند. مقیاس رنگی بر حسب بار و ابعاد نمودارها بر حسب دستگاه مختصات UTM است. ردیف بالایی نمای سه‌بعدی از چگونگی قرارگیری دریاچه و گسل شیب‌ساز شده گلستان را در ژرفای نمایش می‌دهد و ردیف پایین نمایش دهنده نمایی دوبعدی از چگونگی قرارگیری آنهاست.

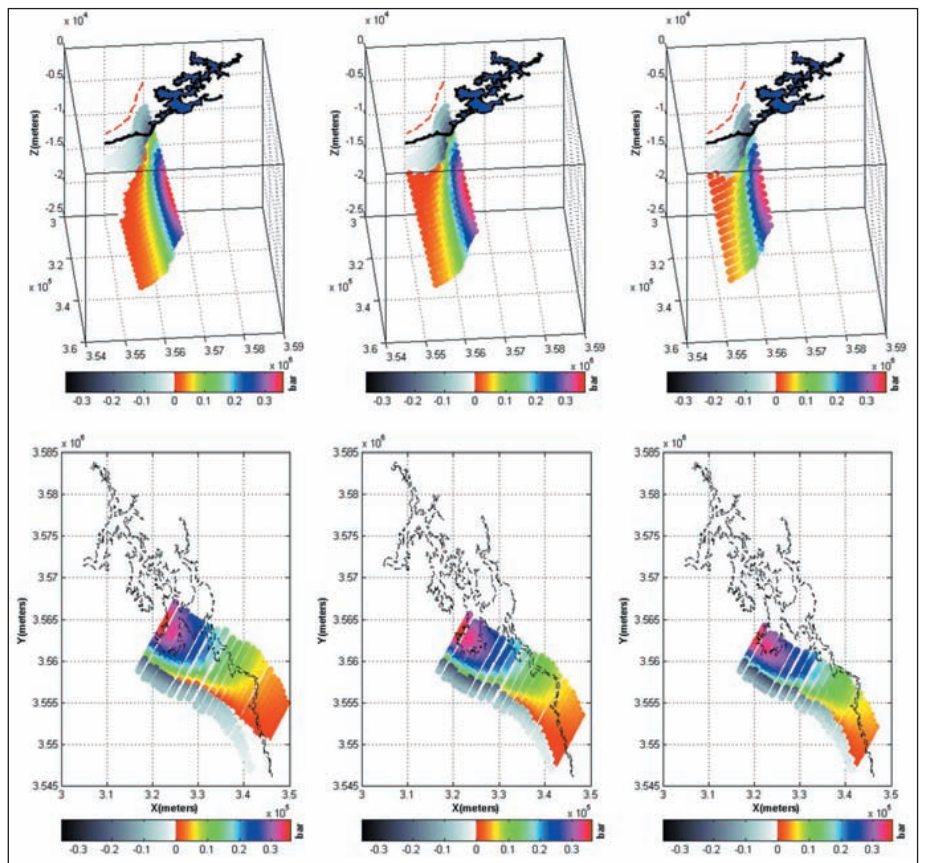
در صفحه گسیختگی سطحی گسل گلستان هستند که در شیب‌های متفاوت به ترتیب از چپ به راست ۵۵، ۶۰ و ۶۵ درجه رسم شده‌اند. مقیاس رنگی برحسب بار و ابعاد نمودارها برحسب UTM در دستگاه مختصات صفحه گسل است.

شکل‌های ۶، ۷ و ۸ در ادامه به ترتیب نشان‌دهنده نتایج سه بعدی به دست آمده برای تنش برشی ناشی از اثر دریاچه سد در راستای بردار لغزش، تنش نرمال و توان برشی ناشی از اثر دریاچه سد در راستای بردار لغزش، در بیشینه سطح تراز آب (۲۳۵ متر)



شکل ۷- تنش عادی ناشی از اثر دریاچه سد  
گنوند روی گسل گلستان در بیشینه سطح تراز آب  
(۲۳۵ متر)؛ دیگر ویژگی‌ها همانند شکل ۶ است.

شکل ۸- توان برشی ناشی از اثر دریاچه سد گنوند در راستای بردار لغزش گسل گلستان در بیشینه سطح تراز آب (۲۳۵ متر)؛ دیگر ویژگی‌ها همانند شکل ۶ است.



بنابراین بر پایه نتایج حاصل از تنش ناشی از مخزن در مورد گسل گلستان می‌توان این طور نتیجه‌گیری کرد که چنانچه دریاچه سد نزدیک به بخش فرادیواره گسل از نوع وارون و رورانده قرار گرفته باشد، انتظار می‌رود که مخزن بر پایه پاسخ کشسانی محیط بتواند موجب افزایش پایداری پوسته و در نتیجه تأخیر در زمان بروز گسیختگی گسل شود. همچنین از مقایسه شکل‌های ۶، ۷ و ۸ می‌توان گفت که، انحنا و روند مقادیر تنش‌های به دست آمده همگی متمایل به سوی دریاچه سد (منشأ نیرو) است. به دلیل دوری صفحه گسل از بخش ژرف دریاچه، شکل توزیع تنش در دو متغیر تنش عادی و توان برشی در راستای بردار لغزش مشابه یکدیگر و به نوعی عکس تنش برشی است؛ به طوری که محل بیشینه این دو متغیر همان کمینه تنش برشی در راستای بردار لغزش گسل است. محل بیشترین تأخیر زمانی در بروز گسیختگی در همه شیب‌ها همواره در نزدیک‌ترین نقاط گسل به دریاچه سد بوده است که با افزایش سطح تراز آب، افزایش می‌یابد و اینکه شیب متغیرهای متفاوت تنش در محل بیشینه تأخیر زمانی در بروز گسیختگی به تدریج با دور شدن از این نقاط کاهش می‌یابد.

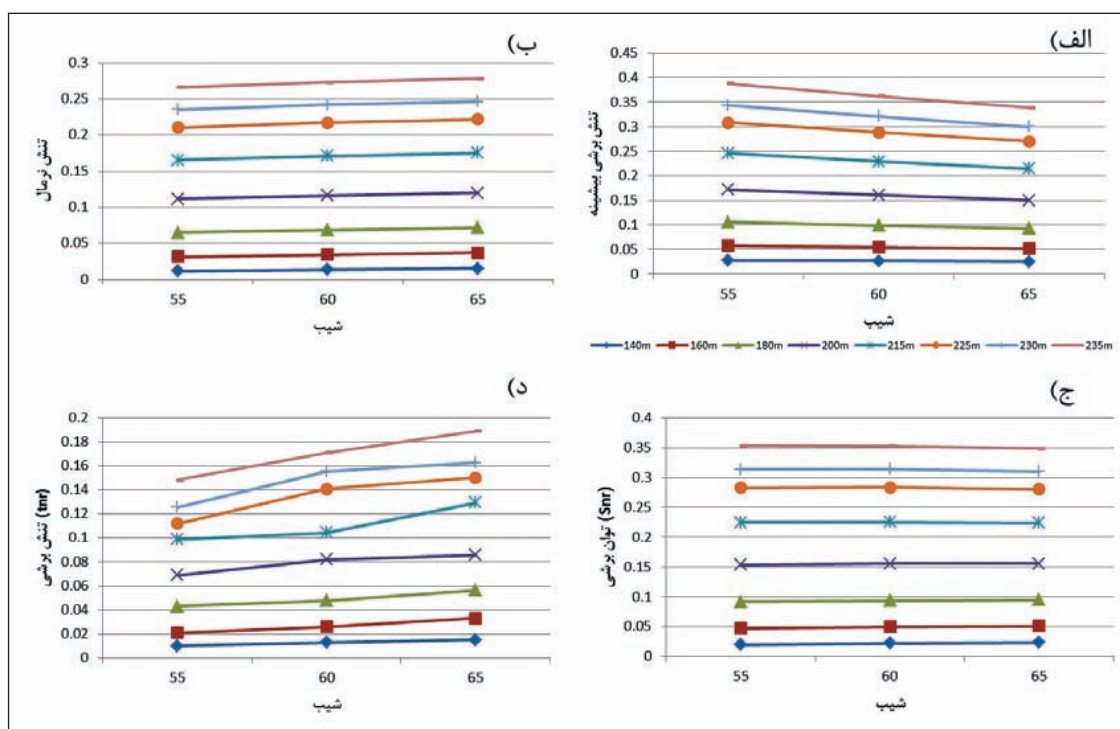
در شکل ۹ میزان تغییر بیشینه متغیرهای متفاوت تنش، ناشی از اثر دریاچه سد در ۸ سطح تراز آب (۱۴۰، ۱۶۰، ۱۸۰، ۲۰۰، ۲۱۵، ۲۲۵، ۲۳۰ و ۲۳۵ متر) بر حسب تغییر شیب صفحه گسیختگی سطحی گسل گلستان به ترتیب در نمودارهای الف) بیشینه تنش برشی، ب) تنش نرمال، ج) توان برشی در راستای بردار لغزش گسل و د) تنش برشی در راستای بردار لغزش گسل نشان داده شده است. ملاحظه می‌شود که همه متغیرها با کاهش سطح تراز آب از لحاظ قدر مطلق عددی به سمت صفر می‌روند و از ارتفاع ۱۶۰ متر به پایین به صورت کاملاً خطی در می‌آیند. به غیر از نمودار تنش برشی بیشینه که یک روند کاهشی را با افزایش شیب نمایش می‌دهد؛ در نمودارهای تنش عادی و تنش برشی در راستای بردار لغزش یک روند افزایشی دیده می‌شود. برای نمودار توان برشی در راستای بردار لغزش نیز تغییر محسوسی در شیب‌های مختلف دیده نمی‌شود که نشان می‌دهد تغییر شیب گسل تأثیر چندانی بر این متغیر نداشته است.

بر پایه شکل ۶، تنش برشی ناشی از اثر دریاچه سد در راستای بردار لغزش سطح گسیختگی گسل گلستان در همه شیب‌ها و در ناحیه بالایی گسل که نزدیک‌تر به سطح زمین است، در محدوده ژرفاهای ۵ تا ۷ کیلومتری، مثبت است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود کمینه مقدار این متغیر در ژرفاهای پایین‌تر و شمال‌خاوری گسل که گسیختگی درست در زیر مخزن قرار می‌گیرد؛ رخ می‌دهد و به تدریج با دور شدن از بخش‌های زیرین مخزن و حرکت به سوی جنوب‌باختری گسل، مقدار تنش برشی افزایش می‌یابد اما همچنان مقادیر منفی دارد.

بر پایه شکل ۷، تقریباً در همه سطح گسل و در همه شیب‌ها، مقدار تنش عادی ناشی از اثر دریاچه سد مثبت است و بیشینه مقدار آن نیز در بخش شمال‌خاوری گسل و در ژرفاهای میان ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر رخ می‌دهد که گسیختگی در زیر مخزن قرار می‌گیرد. با دور شدن از بخش‌های زیرین گسل و حرکت به سوی جنوب‌باختری گسل، مقادیر تنش نرمال به میزان قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد. ملاحظه می‌شود که این متغیر در همه شیب‌ها به تدریج با دور شدن از بخش‌های زیرین مخزن کاهش می‌یابد.

بر پایه شکل ۸ توان برشی ناشی از اثر دریاچه سد در راستای بردار لغزش سطح گسیختگی گسل گلستان در همه شیب‌ها تنها در ژرفاهای سطحی‌تر میان ۵ تا ۷ کیلومتر مقادیر منفی دارد و بیشترین مقدار مثبت خود را در ژرفاهای پایین‌تر گسل و به‌ویژه در بخش شمال‌خاوری آن دارد که در زیر مخزن قرار می‌گیرد. این نتیجه با توجه به رابطه ۱۰ نمایانگر نقش تأخیری مخزن در ژرفاهای ۷ تا ۲۰ کیلومتری این گسل و به‌ویژه در بخش شمال‌خاوری آن است که درست زیر مخزن قرار می‌گیرد. تأثیر آنگیری بر بخش‌های سطحی‌تر این گسل از ۵ تا ۷ کیلومتر موجب تسریع رخداد زمین‌لرزه‌ها می‌شود.

کمینه مقدار این متغیر در شیب‌های ۵۵، ۶۰ و ۶۵ به ترتیب ۰/۲۲۷، -۰/۲۴۳، -۰/۲۴۱- بار محاسبه شده که در ژرفای ۷ کیلومتری رخ می‌دهند. برای رخداد زمین‌لرزه‌های القایی تغییرات تنشی در حدود ۰/۱ بار نیز کفایت می‌کند (Talwani, 2000).



شکل ۹- بیشینه متغیرهای مختلف تنش ناشی از اثر دریاچه سد در هشت سطح تراز آب (۱۴۰، ۱۶۰، ۱۸۰، ۲۰۰، ۲۱۵، ۲۲۵، ۲۳۰ و ۲۳۵ متر) بر حسب تغییر شیب روی گسل گلستان به ترتیب در نمودارهای: الف) بیشینه تنش برشی؛ ب) تنش عادی؛ ج) توان برشی در راستای بردار لغزش گسل؛ د) تنش برشی در راستای بردار لغزش گسل نشان داده شده است.



۴- بحث

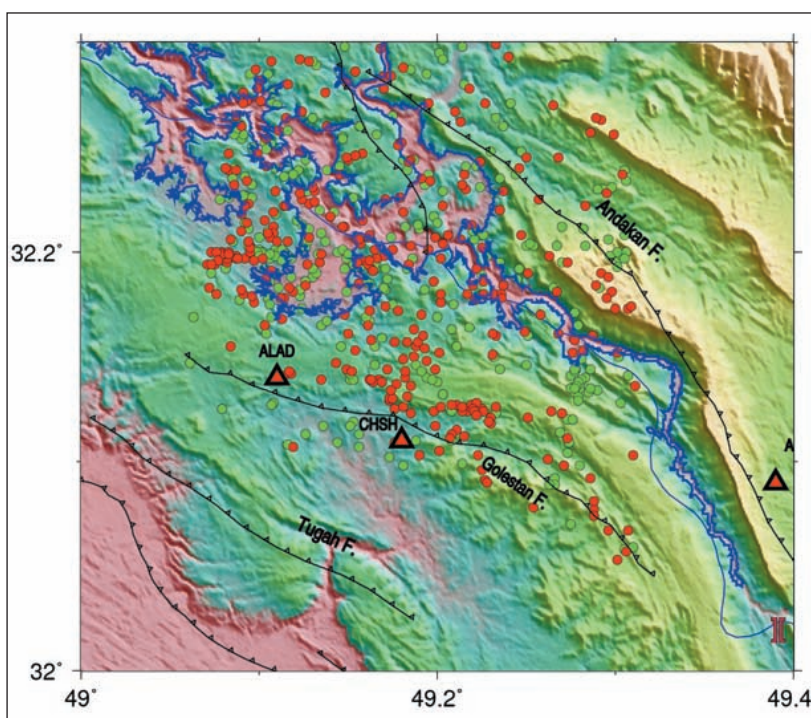
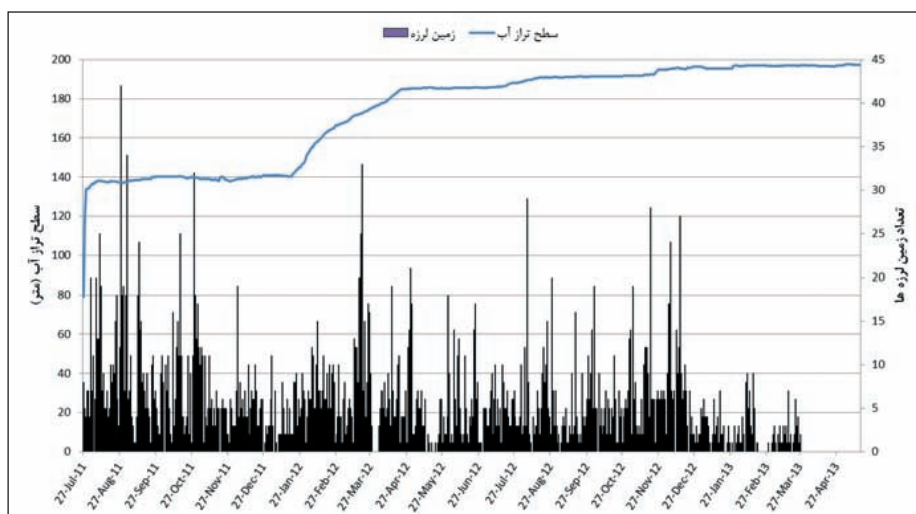
ادامه نیز هرگاه تغییری در روند سطح آب دیده می‌شود؛ این افزایش رویدادها نیز در منطقه دیده می‌شود که نشان از تأثیر آبرگیری مخزن بر لرزه‌خیزی منطقه دارد. به‌طور کلی شمار زمین‌لرزه‌های دیده شده در منطقه سد گتوند با مشخصه بزرگای کمتر از ۴ و ژرفای کانونی میان ۵ تا ۲۰ کیلومتر به‌طور محسوسی پس از آبرگیری سد افزایش یافته است.

شکل ۱۱ نقشه لرزه‌خیزی پیرامون گسل گلستان را ۱۱ ماه پیش (دایره‌های سبز) و ۱۱ ماه پس از آبرگیری سد گتوند (دایره‌های سرخ) نشان می‌دهد. با مشاهده این شکل یک تغییر واضح در فعالیت لرزه‌ای گسل گلستان دیده می‌شود؛ به‌طوری که لرزه‌خیزی در بخش‌هایی از این گسل که نزدیک به مخزن سد هستند؛ کاهش یافته است و در برابر آن یک افزایش شدید لرزه‌خیزی در نزدیکی ایستگاه چشمه (CHSH) دیده می‌شود که مکان رخداد این زمین‌لرزه‌ها همخوانی بسیار خوبی با نتایج مدل‌سازی ناشی از دریاچه دارند. به‌طوری که نتایج مدل‌سازی نشان می‌داد (شکل ۸)؛ در بخش‌های نزدیک به سطح و بالای گسل گلستان ناپایداری گسل دیده می‌شود و بنابراین رخداد این زمین‌لرزه‌ها را می‌توان به ناپایداری شدن این بخش از گسل در نتیجه آبرگیری مخزن نسبت داد.

در این بخش ابتدا میزان تغییرات سطح آب مخزن سد گتوند و رابطه آن با روند لرزه‌خیزی گسل گلستان بررسی شده و سپس نتایج مشاهده‌ای با نتایج حاصل از مدل‌سازی ریاضی تنش ناشی از مخزن سد کرخه در صفحه گسیختگی گسل گلستان مورد مقایسه و بحث قرار گرفت.

با شروع آبرگیری سد گتوند علیا در تاریخ ۲۷/۱۱/۲۰، تلاش شد تا به بررسی و مقایسه تغییرات سطح تراز آب دریاچه با تغییر آهنگ لرزه‌خیزی در گستره پیرامون سد پرداخته شود. با نگاهی به متوسط تراز آب مخزن سد در طی بازه زمانی از ۲۹/۱۱/۲۰ لغایت ۱۹/۴/۲۰۱۳ (شکل ۱۰)، افزایش محسوس شمار زمین‌لرزه‌ها در روزهای ابتدایی شروع آبرگیری، طی حدود یک تا دو ماه ابتدای آن دیده می‌شود؛ به‌گونه‌ای که طی مدت یاد شده فراوانی رویدادها از حدود ۱۵ تا ۲۰ رویداد در روز به حدود ۳۵ تا ۴۰ رویداد در روز افزایش می‌یابد. این تغییر در فراوانی زمین‌لرزه‌ها را شاید بتوان در نتیجه آغاز آبرگیری مخزن و تأثیر افزایش بارگذاری حجم سترگ آب دریاچه بر پوسته زیرین دریاچه دانست. در ادامه و طی یک افزایش در سطح تراز آب با شیب به نسبت تند از ۱۴۰ متر به ۱۷۰ متر، دوباره رخداد زمین‌لرزه‌ها تا حدود ۳۰ تا ۳۵ رویداد در روز افزایش می‌یابد. در

شکل ۱۰- منحنی تغییرات سطح تراز آب مخزن سد گتوند به همراه تعداد روزانه زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی ۲۰۱۱/۷/۲۹ تا ۲۰۱۳/۴/۱۹.



شکل ۱۱- نقشه لرزه‌خیزی پیرامون گسل گلستان در ۱۱ ماه پیش (دایره‌های سبز) و ۱۱ ماه بعد (دایره‌های سرخ) از آغاز آبرگیری سد گتوند.

## ۵- نتیجه گیری

بر پایه نتایج حاصل از مدل‌سازی تنش مؤثر ناشی از مخزن سد گتوند روی گسل گلستان می‌توان موارد زیر را عنوان کرد:

تنش ناشی از مخزن در بخش‌های ژرف گسل از ۷ تا ۲۰ کیلومتر که در زیر دریاچه قرار می‌گیرند؛ موجب پایداری گسل و در نتیجه تأخیر در زمان بروز گسیختگی در همه شیب‌ها می‌شود.

تنش ناشی از مخزن در بخش‌های کم‌ژرف‌تر و میان ۵ تا ۷ کیلومتر و در طول کل گسل و در همه شیب‌ها موجب ناپایداری گسل و در نتیجه تسریع در زمان بروز گسیختگی و رخداد زمین‌لرزه القایی می‌شود. کمینه مقدار این متغیر در شیب‌های ۵۵، ۶۰ و ۶۵ به ترتیب ۰/۲۲۷، ۰/۲۴۳، ۰/۲۴۱- بار محاسبه شده که در ژرفای ۷ کیلومتری رخ می‌دهند.

این نتایج با بررسی زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه همخوانی خوبی دارند. به‌طوری که تجمع زمین‌لرزه‌های عموماً از نوع کم‌ژرفا و بزرگای کوچک به‌ویژه پس از آب‌گیری روی قطعه بالایی و کم‌ژرفای گسل گلستان افزایش می‌یابد.

## سپاسگزاری

پژوهش حاصل ثمره قرارداد پژوهشی منعقد شده میان پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به عنوان مشاور و شرکت توسعه منابع آب و نیرو- طرح سد و نیروگاه گتوند علیا بعنوان کارفرما است. بدین وسیله از ریاست محترم پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله آقای دکتر جعفری، از مجری محترم طرح سد و نیروگاه گتوند علیا آقای مهندس شیبانی یکتا که امکان استفاده از داده‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری طرح سد و نیروگاه گتوند علیا را فراهم نمودند و از آقای دکتر داریوش محبوب و آقای مهندس ابراهیم ابتکار که در همه مراحل انجام پروژه شامل طراحی، نصب و بهره‌برداری از شبکه لرزه‌نگاری یاد شده یار و پشتیبان پروژه بودند، صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

از آقای مهندس محسن دزواره که با دقت فراوان زحمت خوانش فاز و تعیین محل اولیه رویدادهای ثبت شده را در شبکه لرزه‌نگاری سد و نیروگاه گتوند علیا به عهده داشتند و از آقای مهندس حمیدرضا محمدیوسف برای یاری‌هایشان در همه مراحل نطفه‌سنجی، نصب ایستگاه‌ها و گردآوری داده‌ها سپاسگزاری می‌شود.

## References

- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982- A history of Persian Earthquakes, Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, London.
- Bell, M. L. and Nur, A., 1978- Strength changes due to reservoir-induced pore pressure and application to Lake Oroville. *J. Geophys. Res.* 83, pp. 4469-4483.
- 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., pp. 51-61.
- Chander, R. and Kalpna, 2000- On categorising induced and natural tectonic earthquakes near new reservoirs. *Eng. Geol.* 46, 81-92.
- Chen, L. and Talwani, P., 2001- Mechanism of Initial Seismicity following Impoundment of the Monticello Reservoir, South Carolina, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 1582-1594.
- Grasso, J. R. and Sornette, D., 1998- Testing self-organized criticality by induced seismicity. *J. Geophys. Res.* 103, pp. 29965-29987.
- Gupta, H. K., 2002- A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquake in Koyna, India. *Earth-Sci. Reviews.* 58, pp. 279-310.
- Gupta, H. K., 2005- Artificial water reservoir-triggered earthquakes with special emphasis at Koyna. *Curr. Sci.* 88(10), pp. 1628-1631.
- Jaeger, J. C. and Cook, N. G., 1969- *Fundamentals of Rock Mechanics*, 515 pp., CRC, Boca Raton, Fla.
- King, G. C. P., Stein, R. S. and Lin, J., 1994- Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, pp. 935-953.
- Lee, W. H. K. and Lahr, J. C., 1971- HYPO71: a computer program for determining hypocentre, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geol. Sur., Open File Report.*
- Lienert, B. R., 1994- HYPOCENTER 3.2: A Computer Program for Locating Earthquakes Locally, Regionally and Globally. *Hawaii Institute of Geophysics and Planetology*, 2525 Corea Rd, Honolulu, HI, 74 pp.
- McGarr, A. and Simpson, D., 1997- Keynote lecture: A broad look at induced and triggered seismicity, "Rockbursts and seismicity in mines". In: S.J. Gibowicz and S. Lasocki, (eds.), *Proc. of 4th Int. Symp. On Rockbursts and Seismicity in Mines*, Poland. A.A. Balkema, Rotterdam. pp. 385-396.
- Rastogi, B. K., 2003- Studies on Koyna and other reservoir induced earthquakes. In: *Proc. National Workshop on Current Practices and Future Trends in Earthquake Geotechnical Engineering.*
- Roeloffs, E. A., 1988- Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *J. Geophys. Res.* 93(B3). pp. 2107-2124.
- Roeloffs, E. A., Wang, H. F., Cheung, L. S. and Haimson, B. C., 1979- Monotonic and cyclic pore pressure loading of sawcut sandstone. 20th U. S. Symposium on Rock Mechanics.
- Selim, M. M., Imoto, M. and Hurukawa, N., 2002- Statistical investigation of reservoir-induced seismicity in Aswan area, Egypt. *Earth Planets Space.* 54, pp. 349-356.
- Shapiro, S. A., Kummerow, J., Dinske, C., Asch, G., Rothert, E., Erziner, J., 2006- Fluid induced seismicity guided by a continental fault: Injection experiment of 2004/2005 at the German Deep Drilling Site (KTB). *Geophys. Res. Lett.* 33, L01309.
- Simpson, D. W., Leith, W. S. and Scholz, C. H., 1988- Two types of reservoir-induced seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78(6), pp. 2025-2040.
- Skempton, A. W., 1954- The pore pressure coefficients A and B, *Geotechnique*, 4, 143-147.
- Talwani, P. and Acree, S., 1985- Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity. *PAGEOPH.* 122. pp. 947-965.
- Talwani, P., 1997- On the nature of reservoir-induced seismicity. *PAGEOPH.* 150. pp. 473-492.
- Talwani, P., 2000- Seismogenic properties of the crust inferred from recent studies of reservoir-induced seismicity – Application to Koyna. *Curr. Sci.* 79(9), pp. 1327-1333.
- Talwani, P., Cobb, J. S. and Schaeffer, M. F., 1999- In situ measurements of hydraulic properties of a shear zone in northwestern South Carolina. *J. Geophys. Res.* 104, 14993-15003.
- Utsu, T., 1961- A statistical study on the occurrence of aftershocks. *Geophys. Magazine.* 30, pp. 521-605.

# Induced-stress modelling of the Gotvand-e Olya reservoir on the Golestan fault

M. R. Ebrahimi<sup>1</sup> and M. Tatar<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

Received: 2016 May 23

Accepted: 2017 June 25

## Abstract

Impoundment of a reservoir and changes in the lake levels can trigger / induce the seismicity. In this research, the strength changes are modeled across the Golestan fault, due to loading effect of Gotvand-e Olya reservoir which is located in the Zagros Mountain of western Iran. The formulas based on 3D Boussinesq solutions were used to calculate normal and shear stresses on a given fault plane. Geometry and mechanism of the Golestan fault were precisely determined using local earthquakes recorded by a local seismological network. For a better analysis, we did the calculations in three different dips of 55, 60 and 65 degrees for the Golestan fault. Since the lake is located on the hanging wall of the Golestan fault, it is expected that loading effect of the reservoir causes delay on occurrence of earthquakes and make the fault more stable. The results of stress analysis in all dips and in most parts of the fault from 7 km to 20 km depth, which are in closer distance to the reservoir, indicate on stabilization of this fault. Only in a small part of the fault, located at shallow depths between 5 and 7 km, the destabilizing effect is observed. The calculated strengths, which leads to destabilizing the Golestan fault ranges between -0.243 bars and 0. The observed seismicity in vicinity of the Golestan fault for before and after the impoundment confirms the results of stress modelling in different parts of this fault.

**Keywords:** Stress, Dam reservoir, Induced Seismicity, Golestan fault, Zagros

For Persian Version see pages 193 to 202

\*Corresponding author: M. Tatar; E-mail: mtatar@iiees.ac.ir