





دانشکده علوم زمین

گروه تکتونیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

عنوان

ارزیابی خطر گسلش، زمین لرزه و لرزه خیزی القائی در محدوده سد شهید رجائی

ساری

مهدی سعیدیان

اساتید راهنما

دکتر ناصر حافظی مقدس

دکتر رمضان رضانی اومالی

استاد مشاور

دکتر خالد حسامی آذر

بهمن ۱۳۹۱

دانشگاه صنعتی شاهرود

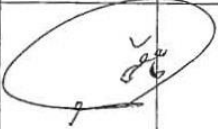
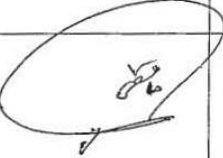
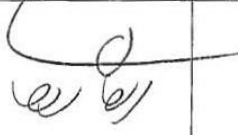
دانشکده : علوم زمین


گروه : تکتونیک

پایان نامه کارشناسی ارشد آقا/خانم مهدی سعیدیان

تحت عنوان: ارزیابی خطر گسلش، زمین لرزه و لرزه خیزی القایی در محدوده سد شهید رجایی ساری

در تاریخ..... توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه.....مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی : دکتر خالد حسامی آذر		نام و نام خانوادگی : دکتر ناصر حافظی مقدس
	نام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی : دکتر رمضان رمضانی اومالی

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : دکتر هادی جعفری		نام و نام خانوادگی : دکتر غلام جوان دولویی
			نام و نام خانوادگی : سید سعید الرضا اسلامی



دانشگاه صنعتی شاهرود

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

شماره: ۱۱۱۶۶۱۹

تاریخ: ۲۲ اردیبهشت ۹۶

ویرایش:

بسمه تعالی

فرم صورتجلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای ... مهدی سعیدیان... رشته ... زمین شناسی... گرایش تکتونیک تحت عنوان ارزیابی خطر گسلش، زمین لرزه و لرزه خیزی القایی در محدوده سد شهید رجایی ساری که در تاریخ ۱۳۹۱/۱۱/۲۵ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

<input type="checkbox"/> مردود	<input type="checkbox"/> دفاع مجدد	<input checked="" type="checkbox"/> قبول (با درجه: <u>بسیار</u> امتیاز <u>۱۹/۴۲</u>)
--------------------------------	------------------------------------	---

۲- بسیار خوب (۱۸ - ۱۸/۹۹)

۱- عالی (۱۹ - ۲۰)

۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

امضاء	مرتبه علمی	نام و نام خانوادگی	عضو هیأت داوران
	دانشیار	دکتر ناصر حافظی مقدس	۱- اساتید راهنما
	استادیار	دکتر رمضان رضانی اومالی	
—	استادیار	دکتر خالد حسامی آذر	۲- استاد مشاور
	دانشیار	دکتر هادی جعفری	۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی
	استادیار	دکتر غلام جوان دولویی	۴- استاد ممتحن
	استادیار	دکتر سید سعید الرضا اسلامی	۵- استاد ممتحن

رئیس دانشکده

تقدیم به

حامیان همیشگی زندگی ام:

پدر، مادر و همسر مهربانم

تقدیم به روح بلند

شهید حسن باقری

مغز

متفکر جنگ تحمیلی

سپاسگزاری

سپاس بی‌کران پروردگار یکتا را که هستی‌مان بخشید و به طریق علم و دانش رهنمونمان شد و به همنشینی رهروان علم و دانش مفتخرمان نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزیمان ساخت.

از اساتید بزرگوارم آقایان دکتر ناصر حافظی مقدس، دکتر رمضان رضانی اومالی و دکتر خالد حسامی آذر سپاسگزارم، چرا که انجام این پژوهش بدون راهنمایی‌های بی‌دریغ ایشان امکان‌پذیر نبود.

همچنین از جناب آقای دکتر جوان دولویی و جناب آقای دکتر اسلامی که زحمت داوری این پایان‌نامه را بر عهده داشتند، نهایت سپاسگزاری را دارم. نهایت سپاس و امتنان را از اساتید و پرسنل محترم دانشکده علوم زمین دکتر پرویز امیدی، دکتر عزیزالله طاهری، دکتر محمود صادقیان، دکتر فرج‌الله فردوست، دکتر هادی جعفری، دکتر غلامعباس کاظمی، مهندس فارسی، مهندس سعیدی و مهندس خانعلی‌زاده دارم که در طی دوره‌های کارشناسی و کارشناسی ارشد، بنده را از الطاف بی‌دریغ‌شان محروم نساختند.

مراتب قدردانی و تشکر خود را از آقایان دکتر نوربخش میرزایی (ریاست محترم مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران)، دکتر فاطمی عقدا (ریاست محترم مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن)، دکتر شهریار سلیمانی آزاد، مهندس نوروزمحمدی (مدیریت محترم امور بهره‌برداری و نگهداری سد شهید رجایی) و دکتر تاتار و مهندس رخشنده (اساتید و پرسنل محترم پژوهشگاه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله) را اعلام می‌دارم که با در اختیار گذاشتن اطلاعات لازم و راهنمایی‌های بی‌دریغ، اینجانب را یاری نمودند.

و در پایان از دوستان عزیزم آقایان: محمد غربی خانیانی، وحید مزینانی، اکبر نورافکن، موسی کردوانی، سلمان فتحی، رضا سری‌زن، مجتبی آدینه‌وند و مهندس مرتضی رحیمی که یاری‌رسان بنده بودند، تشکر می‌نمایم.

تعهد نامه

اینجانب مهدی سعیدیان دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی / تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه ارزیابی خطر گسلش، زمین لرزه و لرزه خیزی القایی در محدوده سد شهید رجایی ساری تحت راهنمایی دکتر حافظی مقدس و دکتر رضانی اومالی متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ ۱۳۹۱/۱۲/۲

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

سد مخزنی شهید رجایی در ۴۰ کیلومتری جنوب شهر ساری و بر روی رودخانهٔ تجن احداث شده است. ناحیهٔ مورد مطالعه شعاع ۱۰۰ کیلومتری از ساختگاه سد شهید رجایی می‌باشد که دامنهٔ شمالی و جنوبی البرز خاوری و بخشی از ایران مرکزی را در بر می‌گیرد. در این تحقیق گسل‌های محدودهٔ مطالعاتی در دو حوزهٔ ۳۰ و ۱۰۰ کیلومتری مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعات انجام گرفته در حوزهٔ ۳۰ کیلومتری، منجر به شناسایی و معرفی گسل‌های مرگاو، تلاوک، شالمک، مجید، ولیک‌بن، جورجاده، خرم‌آباد و زیرآب با سازوکار غالب معکوس و گسل سوخته‌سرا با سازوکار غالب امتدادلغز چپ‌بر گردید. در بررسی‌های صورت گرفته بر روی زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در محدودهٔ مورد مطالعه، ژرفای 2 ± 11 کیلومتر به‌عنوان لایهٔ لرزه‌زا در نظر گرفته شد. طی مطالعات انجام یافته بر روی گسل‌های شمال البرز، خزر و مشا در شعاع مطالعاتی، گسل شمال البرز و خزر به سه قطعه و گسل مشا به دو قطعه تفکیک گردیدند. با ارزیابی حریم گسلش (عرض پهنهٔ گسیختگی) برای گسل‌های محدودهٔ مورد بررسی، پهنهٔ گسیختگی گسل شمال البرز بخش قابل توجهی از مخزن سد شهید رجایی را در بر می‌گیرد. شهرهای ساری، قائم‌شهر، نکا و بهشهر نیز در پهنهٔ گسیختگی گسل خزر قرار می‌گیرند. درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها براساس بُعد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه نشان داد که گسل‌های شمال البرز، دامغان، بادله، لاله‌بند، سوخته‌سرا و گرمسار دارای درجه فعالیت بالا می‌باشند. با درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها براساس گشتاور لرزه‌ای و نرخ لغزش، گسل‌های دامغان و مشا دارای میزان لغزش کم و در نتیجه مسبب زمین‌لرزه‌های بزرگ با دورهٔ بازگشت طولانی خواهد بود. با توجه به نتایج نقشهٔ پهنه‌بندی پتانسیل لرزه‌زایی می‌توان گفت که در بخش جنوبی ساختگاه سد شهید رجایی، پهنه‌ای با پتانسیل لرزه‌زایی بالا وجود دارد که در ارتباط با گسل‌های فعال و لرزه‌زای آستانه، فیروزکوه و مشا می‌باشد. با تحلیل خطر زمین‌لرزه به روش تعیینی، قطعهٔ شمارهٔ دو گسل شمال البرز با توان لرزه‌زایی $M_s=6/8$ دارای بیشینه مقادیر شتاب افقی و قائم به ترتیب معادل $0/48g$ و $0/34g$ می‌باشد. در تحلیل خطر زمین‌لرزه به روش احتمالاتی، شتاب افقی و قائم در دورهٔ بازگشت ۱۰۰ ساله (معادل با عمر مفید سد) به ترتیب معادل $0/25g$ و $0/12g$ می‌باشد. همچنان نتایج این مطالعه نشان داد که لرزه‌خیزی القایی عمدتاً در اثر کاهش تراز آب به وقوع می‌پیوندد و این زمین‌لرزه‌ها در بخش جنوبی ساختگاه سد و در مجاورت گسل شمال البرز فراوانی بیشتری دارند.

واژه‌های کلیدی: سد شهید رجایی، ساری، حریم گسلش، گشتاور لرزه‌ای، زمین‌لرزهٔ القایی

مقالات مستخرج از این پایان‌نامه

- ۱- " پهنه‌بندی نسبی پتانسیل لرزه‌زایی در محدوده سد شهید رجایی ساری"، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز، شیراز، شهریورماه ۱۳۹۱.
- ۲- " تعیین حریم گسلش در بخش خاوری گسل خزر، استان مازندران"، دومین کنفرانس ملی سازه - زلزله - ژئوتکنیک، مازندران، آذرماه ۱۳۹۱.
- ۳- " ارزیابی خطر گسلش و رده‌بندی گسل‌های فعال اطراف سد شهید رجایی ساری براساس نرخ فعالیت آنها"، مجله علمی- پژوهشی زمین‌شناسی مهندسی، دانشگاه تربیت مدرس، مهرماه ۱۳۹۱، در دست داوری.

فصل اول: کلیات

۲	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی.....
۳	۲-۱- مشخصات اصلی سد.....
۴	۳-۱- شرایط زمین‌شناسی ساختگاه سد.....
۷	۴-۱- ضرورت و اهداف تحقیق.....
۸	۵-۱- روش انجام تحقیق.....
۹	۶-۱- تاریخچه مطالعات پیشین.....
۹	۱-۶-۱- زمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت.....
۱۰	۲-۶-۱- زمین‌لرزه‌های القایی مخزن و تحلیل خطر زمین‌لرزه.....

فصل دوم: زمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

۱۳	۱-۲- زمین‌ساخت البرز.....
۱۵	۲-۲- لرزه زمین‌ساخت البرز.....
۱۶	۱-۲-۲- ایالت لرزه زمین‌ساختی البرز.....
۱۸	۳-۲- گسلش.....
۲۰	۱-۳-۲- گسل‌های اصلی در گستره ۳۰ کیلومتری ساختگاه سد.....
۲۰	۱-۱-۳-۲- گسل شمال البرز.....
۲۲	۲-۱-۳-۲- گسل بادله.....
۲۳	۳-۱-۳-۲- پهنه گسلی افراچال.....
۲۴	۱-۳-۱-۳-۲- گسل لله‌بند.....
۲۵	۲-۳-۱-۳-۲- گسل زیرآب.....
۲۶	۳-۳-۱-۳-۲- گسل محمدآباد.....
۲۶	۴-۳-۱-۳-۲- گسل مرگاو.....
۲۷	۵-۳-۱-۳-۲- گسل تلاوک.....
۲۷	۴-۱-۳-۲- پهنه گسلی نوده- بایجان.....
۲۹	۱-۴-۱-۳-۲- گسل سوخته‌سرا.....
۳۰	۲-۳-۲- گسل‌های فعال در گستره ۱۰۰ کیلومتری ساختگاه سد.....
۳۰	۱-۲-۳-۲- گسل خزر.....
۳۱	۲-۲-۳-۲- گسل مشا.....
۳۳	۳-۲-۳-۲- گسل آستانه.....

۳۶ ۲-۳-۲-۴- گسل دامغان
۳۷ ۲-۳-۲-۵- گسل فیروزکوه
۳۹ ۲-۳-۲-۶- گسل گرمسار
۳۹ ۲-۳-۲-۷- گسل بایجان
۴۳ ۲-۴- زمین لرزه
۴۳ ۲-۴-۱- زمین لرزه‌های تاریخی
۴۳ ۲-۴-۱-۱- زمین لرزه ۲۲ دسامبر سال ۸۵۶ میلادی کومس / دامغان
۴۴ ۲-۴-۱-۲- زمین لرزه سال ۱۱۲۷ میلادی فریم - چهاردانگه
۴۵ ۲-۴-۱-۳- زمین لرزه سال ۱۳۰۱ میلادی فریم
۴۵ ۲-۴-۱-۴- زمین لرزه ۱۶۶۵ میلادی دماوند
۴۵ ۲-۴-۱-۵- زمین لرزه ۲۷ مارس سال ۱۸۳۰ میلادی دماوند - شمیرانات
۴۶ ۲-۴-۲- زمین لرزه‌های دستگاهی
۴۷ ۲-۴-۱- زمین لرزه ۵ مارس ۱۹۳۵ میلادی دوآب (تالار رود)
۴۷ ۲-۴-۲- زمین لرزه ۱۱ آوریل سال ۱۹۳۵ میلادی کسوت - مازندران
۴۸ ۲-۴-۳- زمین لرزه ۲ ژوئیه سال ۱۹۵۷ میلادی سنگچال
۴۹ ۲-۴-۴- زمین لرزه ۲۰ ژانویه سال ۱۹۹۰ میلادی گدوک
۵۰ ۲-۵- ساختمان پوسته زمین
۵۱ ۲-۶- خطواره‌های مغناطیسی
۵۲ ۲-۷- راستای عمومی تنش وارده به گستره مورد مطالعه
۵۴ ۲-۸- سازوکار و ژرفای کانونی زمین لرزه‌ها
۵۶ ۲-۹- مدل لرزه زمین‌ساختی

فصل سوم: ارزیابی توان لرزه‌ای سرچشمه‌های لرزه‌زا در محدوده مطالعاتی

۵۹ ۳-۱- نو زمین‌ساخت
۶۰ ۳-۱-۱- علائم و شواهد زلزله‌شناسی
۶۰ ۳-۲- قطعه‌بندی گسل‌ها
۶۱ ۳-۲-۱- روش‌های قطعه‌بندی گسل‌ها
۶۱ ۳-۲-۱-۱- قطعه‌بندی گسل‌ها بر پایه ناپیوستگی‌های هندسی
۶۲ ۳-۲-۱-۲- قطعه‌بندی گسل‌ها بر پایه داده‌های لرزه‌ای

۶۲۲-۲-۳- قطعه‌بندی گسل شمال البرز.....
۶۴۳-۲-۳- قطعه‌بندی گسل خزر.....
۶۴۴-۲-۳- قطعه‌بندی گسل مشا.....
۶۵۵-۲-۳- قطعه‌بندی گسل دامغان.....
۶۵۱-۵-۲-۳- قطعه ده‌ملا- سیاه‌کوه.....
۶۶۲-۵-۲-۳- قطعه سیاه‌کوه- رودبار.....
۶۶۳-۵-۲-۳- قطعه رودبار- فولاد محله.....
۶۶۴-۵-۲-۳- قطعه لبرود- شترگردن.....
۶۸۳-۳- حریم گسلش.....
۶۹۱-۳-۳- تعیین حریم گسلش براساس روابط تجربی.....
۷۳۲-۳-۳- تعیین حریم گسلش براساس چگالی گسل.....
۷۴۴-۳- درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها.....
۷۴۱-۴-۳- درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها براساس بُعد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه.....
۷۹۲-۴-۳- درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها براساس گشتاور لرزه‌ای و نرخ لغزش.....
۸۱۱-۲-۴-۳- ممان لرزه‌ای (Mo).....
۸۴۲-۲-۴-۳- بیشینه بزرگای زمین‌لرزه.....
۸۶۵-۳- چین‌های فعال.....
۹۰۶-۳- پهنه‌بندی نسبی پتانسیل لرزه‌زایی در محدوده سد شهید رجایی.....
۹۰۱-۶-۳- ارزیابی پارامترهای مؤثر در وقوع زلزله.....
۹۲۲-۶-۳- نرخ دهی به محرک‌های لرزه‌ای و تهیه نقشه استعدادداری.....

فصل چهارم: ارزیابی پارامترهای لرزه‌خیزی و تحلیل خطر زمین‌لرزه

۹۸۱-۴- تهیه فهرست زمین‌لرزه‌ها.....
۹۹۲-۴- تعیین عمق لایه لرزه‌زا (Seismogenic zone).....
۱۰۰۳-۴- تکمیل بزرگا در فهرست زمین‌لرزه‌ها.....
۱۰۰۴-۴- پردازش فهرست زمین‌لرزه‌ها.....
۱۰۲۵-۴- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی.....
۱۰۲۱-۵-۴- روش مقدماتی گوتنبرگ- ریشتر (GB- R).....
۱۰۷۲-۵-۴- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی به روش کیکو- سلوول (K- S).....
۱۱۶۶-۴- برآورد پارامترهای جنبش نیرومند زمین.....
۱۱۶۱-۶-۴- انتخاب روابط کاهیدگی.....

- ۱۱۸ ۲-۶-۴- ارزیابی خطر زمین لرزه به روش تعیینی (DSHA)
- ۱۲۳ ۳-۶-۴- ارزیابی خطر زمین لرزه به روش احتمالاتی (PSHA)

فصل پنجم: زمین لرزه‌های القایی مخزن

- ۱۲۹ ۱-۵- زمین لرزه‌های القایی مخزن (RIS)
- ۱۳۰ ۲-۵- ویژگی‌های زمین لرزه‌های القایی مخزن
- ۱۳۱ ۳-۵- تقسیم‌بندی زمین لرزه‌های القایی مخزن براساس زمان رخداد
- ۱۳۲ ۴-۵- سازوکار زمین لرزه‌های القایی مخزن
- ۱۳۳ ۵-۵- عوامل پیدایش زمین لرزه‌های القایی مخزن
- ۱۳۳ ۱-۵-۵- وضع مخزن و سرعت ذخیره آب
- ۱۳۴ ۲-۵-۵- خصوصیات زمین‌شناسی محل احداث سد
- ۱۳۴ ۳-۵-۵- خصوصیات ساختاری محل احداث سد
- ۱۳۴ ۱-۳-۵-۵- استعداد لرزه‌خیزی منطقه احداث سد
- ۱۳۴ ۲-۳-۵-۵- تأثیر درزه‌ها و منافذ در لایه‌های زیر دریاچه
- ۱۳۵ ۳-۳-۵-۵- وجود گسل‌ها و شکستگی‌های متعدد در منطقه احداث سد
- ۱۴۰ ۶-۵- زمین لرزه‌های القایی مخزن سد شهید رجایی
- ۱۴۰ ۱-۶-۵- تعداد رخدادهای لرزه‌ای
- ۱۴۱ ۲-۶-۵- نرخ وقوع زمین لرزه
- ۱۴۲ ۳-۶-۵- عمق کانونی رخدادهای لرزه‌ای
- ۱۴۷ ۴-۶-۵- بزرگی رخدادهای لرزه‌ای
- ۱۴۹ ۵-۶-۵- ارزیابی فراوانی و پارامترهای لرزه‌خیزی رخدادها
- ۱۵۲ ۶-۶-۵- موقعیت جغرافیایی رخدادهای لرزه‌ای
- ۱۵۳ ۷-۶-۵- تغییرات زمانی موقعیت کانون سطحی زمین لرزه‌ها
- ۱۵۵ ۸-۶-۵- رابطه بین تغییرات تراز آب و وقوع زمین لرزه‌ها
- ۱۵۸ ۹-۶-۵- ارتباط بین گسل‌ها و زمین لرزه‌های القایی مخزن

فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

- ۱۶۱ ۱-۶- زمین ساخت و لرزه زمین ساخت
- ۱۶۱ ۲-۶- ارزیابی توان لرزه‌زایی سرچشمه‌های لرزه‌زا
- ۱۶۲ ۳-۶- تحلیل خطر زمین لرزه
- ۱۶۳ ۴-۶- زمین لرزه‌های القایی مخزن

فهرست مطالب

۱۶۳ ۵-۶- پیشنهادها
۱۶۴ پیوست‌ها
۱۷۵ منابع

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی محدوده مورد مطالعه و ساختگاه سد شهید رجایی. ۳
- شکل ۱-۲- موقعیت ریخت زمین‌ساختی محدوده سد (برگرفته از تصویر ماهواره‌ای SRTM)..... ۴
- شکل ۱-۳- ساختگاه سد شهید رجایی و ارتباط آن با تاقدیس سلیمان تنگه..... ۵
- شکل ۱-۴- زمین‌شناسی عمومی محدوده دریاچه و ساختگاه سد شهید رجایی..... ۶
- شکل ۱-۲-۱- تصویر SRTM از رشته کوه البرز در شمال ایران..... ۱۴
- شکل ۲-۲- موقعیت محدوده مورد مطالعه در نقشه ایالت‌های لرزه زمین‌ساختی ایران..... ۱۷
- شکل ۲-۳- تصویر ماهواره‌ای Landsat از پهنه گسلی شمال البرز در محدوده ساختگاه سد..... ۲۱
- شکل ۲-۴- نمایی از رسوبات جوان گسلیده در بخش خاوری گسل شمال البرز، شمال کیاسر..... ۲۱
- شکل ۲-۵- نمای صحرایی از گسل بادله..... ۲۳
- شکل ۲-۶- پهنه گسلی افراچال و خطواره‌های گسلی شناسایی شده در نقشه زمین‌شناسی پل سفید..... ۲۴
- شکل ۲-۷- تصویر ماهواره‌ای Landsat و گسل‌های معکوس با شیب به سمت جنوب- جنوب خاور..... ۲۵
- شکل ۲-۸- تصویر ماهواره‌ای Landsat و گسل‌های معکوس با شیب به سمت شمال باختر..... ۲۷
- شکل ۲-۹- پهنه گسلی نوده- بایجان در شمال ساختگاه سد شهید رجایی..... ۲۸
- شکل ۲-۱۰- تصویر ماهواره‌ای Landsat و اثر خطواره گسلی سوخته‌سرا با سازوکار راستالغز..... ۲۹
- شکل ۲-۱۱- نمایی از بخش خاوری گسل خزر در نزدیکی روستای گالیکش..... ۳۱
- شکل ۲-۱۲- تصویر هوایی از گسل مشا در نزدیکی دریاچه تار..... ۳۲
- شکل ۲-۱۳- تصویر صحرایی از گسل آستانه در شمال روستای آستانه..... ۳۵
- شکل ۲-۱۴- تصویر ماهواره‌ای Landsat و خطواره گسلی دامغان..... ۳۷
- شکل ۲-۱۵- تصویر هوایی و برش ساختاری از گسل فیروزکوه..... ۳۸
- شکل ۲-۱۶- پهنه زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر سال ۸۵۶ میلادی کومس..... ۴۴
- شکل ۲-۱۷- زمین‌لرزه ۱۱۲۷ میلادی فریم- چهار دانگه..... ۴۵
- شکل ۲-۱۸- زمین‌لرزه ۲۷ مارس سال ۱۸۳۰ میلادی دماوند - شمیرانات..... ۴۶
- شکل ۲-۱۹- زمین‌لرزه ۵ مارس ۱۹۳۵ میلادی دوآب (تالار رود)..... ۴۷
- شکل ۲-۲۰- زمین‌لرزه ۱۱ آوریل سال ۱۹۳۵ میلادی کسوت - مازندران..... ۴۸
- شکل ۲-۲۱- زمین‌لرزه ۲ ژوئیه سال ۱۹۵۷ میلادی سنگچال..... ۴۹
- شکل ۲-۲۲- نقشه ژرفای موهو (ستبرای پوسته) در ایران براساس گرانی‌سنجی..... ۵۰
- شکل ۲-۲۳- نقشه اثر خطواره‌های مغناطیسی بررسی و معرفی شده..... ۵۲
- شکل ۲-۲۴- تکامل ساختاری البرز در اواخر دوران سنوزوئیک..... ۵۳
- شکل ۲-۲۵- سازوکار برخی زمین‌لرزه‌های رویداده در منطقه مورد مطالعه..... ۵۵
- شکل ۲-۲۶- مدل لرزه زمین‌ساختی گستره ۴۰ کیلومتری ساختگاه سد شهید..... ۵۷
- شکل ۳-۱- قطعه‌بندی گسل‌های شمال البرز، خزر، دامغان و مشا..... ۶۷
- شکل ۳-۲- نمودار سه بعدی، نشان دهنده ارتباط هندسی و سینماتیک قطعات گسلی دامغان..... ۶۷
- شکل ۳-۳- حریم گسل‌های گستره ۱۰۰ کیلومتری سد..... ۷۱

فهرست شکل‌ها

- شکل ۳-۴- حریم گسلش و قرارگیری سد شهید رجایی در پهنه گسیختگی گسل شمال البرز..... ۷۲
- شکل ۳-۵- حریم گسلش در قطعه ۲ و ۳ گسل خزر..... ۷۲
- شکل ۳-۶- نقشه طبقه‌بندی چگالی گسل‌های گستره ۱۰۰ کیلومتری سد..... ۷۳
- شکل ۳-۷- شبکه‌بندی محدوده ۱۰۰ کیلومتری سد جهت تحلیل فرکتالی..... ۷۵
- شکل ۳-۸- دیاگرام لگاریتمی $1/S$ به N_F برای گسل‌های گستره ۱۰۰ کیلومتری سد..... ۷۸
- شکل ۳-۹- دیاگرام لگاریتمی $1/S$ به N_{EQ} برای زمین‌لرزه‌های گستره ۱۰۰ کیلومتری سد..... ۷۸
- شکل ۳-۱۰- خط گوتنبرگ- ریشتر برای زمین‌لرزه‌های محدوده و زمین‌لرزه‌های گسل چشم..... ۸۲
- شکل ۳-۱۱- نرخ‌های دگرشکلی اندازه‌گیری شده توسط GPS توسط ورنانت و همکاران..... ۸۳
- شکل ۳-۱۲- موقعیت زمین‌لرزه‌ها (بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱) و چین‌های فعال گستره سد..... ۸۸
- شکل ۳-۱۳- نقشه منحنی دانسیته و درجه‌بندی چین‌های فعال گستره سد..... ۸۹
- شکل ۳-۱۴- نقشه تفکیک جنس مصالح در محدوده سد شهید رجایی..... ۹۲
- شکل ۳-۱۵- شبکه بندی محدوده ۱۰۰ کیلومتری سد شهید رجایی به مربعات با اضلاع ۵ کیلومتر..... ۹۳
- شکل ۳-۱۶- نقشه پهنه‌بندی نسبی پتانسیل لرزه‌زایی در گستره ۱۰۰ کیلومتری سد..... ۹۵
- شکل ۳-۱۷- ارتباط بین گسل‌های آستانه، فیروزکوه و مشا در گستره مورد مطالعه..... ۹۶
- شکل ۴-۱- ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱ در محدوده مورد مطالعه..... ۹۹
- شکل ۴-۲- رابطه بین فراوانی تجمعی و بزرگای سطحی (زمین‌لرزه‌های تا سال ۱۹۹۶ میلادی)..... ۱۰۴
- شکل ۴-۳- رابطه بین فراوانی تجمعی و بزرگای سطحی (زمین‌لرزه‌های تا سال ۲۰۱۱ میلادی)..... ۱۰۵
- شکل ۴-۴- منحنی دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های براساس روش گوتنبرگ- ریشتر..... ۱۰۶
- شکل ۴-۵- آهنگ رویداد سالیانه زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (بازه زمانی تا سال ۱۹۹۶)..... ۱۱۱
- شکل ۴-۶- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (بازه زمانی تا سال ۱۹۹۶ میلادی)..... ۱۱۱
- شکل ۴-۷- درصد احتمال وقوع زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (بازه زمانی تا سال ۱۹۹۶)..... ۱۱۲
- شکل ۴-۸- آهنگ رویداد سالیانه زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (بازه زمانی تا سال ۲۰۱۱)..... ۱۱۴
- شکل ۴-۹- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (بازه زمانی تا سال ۱۹۹۶ میلادی)..... ۱۱۴
- شکل ۴-۱۰- درصد احتمال وقوع زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (بازه زمانی تا سال ۲۰۱۱)..... ۱۱۵
- شکل ۴-۱۱- نحوه تعریف فاصله با توجه به سازوکار گسل‌ها..... ۱۲۱
- شکل ۴-۱۲- نقشه تفکیک سرچشمه‌های لرزه‌زای ناحیه‌ای در گستره ساختگاه سد..... ۱۲۵
- شکل ۴-۱۳- منحنی مقادیر شتاب افقی و قائم جنبش نیرومند زمین..... ۱۲۷
- شکل ۵-۱- جابجایی دایره مور به سمت چپ در اثر افزایش فشار منفذی..... ۱۳۳
- شکل ۵-۲- تغییرات پایداری گسل‌ها برای عمق‌های مختلف در زیر مخزن..... ۱۳۷
- شکل ۵-۳- شکل شماتیک برای نشان دادن اثر یک مخزن در حال نوسان بر روی بلوک‌های گسلی..... ۱۳۹
- شکل ۵-۴- نقشه سبزموتکتونیک گستره سد شهید رجایی به شعاع ۳۰ کیلومتر..... ۱۴۰
- شکل ۵-۵- مقایسه فراوانی زمین‌لرزه‌های قبل و بعد از آبگیری سد شهید رجایی..... ۱۴۱
- شکل ۵-۶- مقایسه فراوانی تجمعی سالیانه زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در شعاع ۶۰ کیلومتری..... ۱۴۲
- شکل ۵-۷- مقایسه متوسط عمق رخدادهای لرزه‌ای در بازه زمانی قبل و بعد از آبگیری..... ۱۴۳
- شکل ۵-۸- منحنی تغییرات عمق زمین‌لرزه‌ها بعد از آبگیری سد..... ۱۴۳

فهرست شکل‌ها

- شکل ۵-۹- نقشه کنتوری مربوط به عمق زمین‌لرزه‌های شعاع ۳۰ کیلومتری سد..... ۱۴۴
- شکل ۵-۱۰- توزیع عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در شعاع ۳۰ کیلومتری سد..... ۱۴۵
- شکل ۵-۱۱- مقایسه متوسط عمق رخدادهای لرزه‌ای به فواصل مختلف از ساختگاه..... ۱۴۵
- شکل ۵-۱۲- مقایسه متوسط عمق رخدادهای لرزه‌ای در دوره نگهداشت آب با دوره آبیگری..... ۱۴۶
- شکل ۵-۱۳- نمودار عمق در برابر بزرگی رخدادهای لرزه‌ای واقع شده در شعاع ۳۰..... ۱۴۷
- شکل ۵-۱۴- مقایسه متوسط بزرگی رخدادهای لرزه‌ای در بازه زمانی قبل و بعد از آبیگری..... ۱۴۷
- شکل ۵-۱۵- مقایسه متوسط بزرگی رخدادهای لرزه‌ای به فواصل مختلف از ساختگاه سد..... ۱۴۸
- شکل ۵-۱۶- مقایسه متوسط بزرگی رخدادهای لرزه‌ای در دوره نگهداشت آب با دوره آبیگری..... ۱۴۹
- شکل ۵-۱۷- مقایسه توزیع سالیانه زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی قبل و بعد از آبیگری سد..... ۱۵۰
- شکل ۵-۱۸- مقایسه پارامترهای لرزه‌خیزی در دوره زمانی بعد از آبیگری..... ۱۵۱
- شکل ۵-۱۹- مقایسه ضریب β در فواصل مختلف از محور سد..... ۱۵۱
- شکل ۵-۲۰- موقعیت جغرافیایی رخدادهای لرزه‌ای در شعاع ۶۰ کیلومتری از ساختگاه..... ۱۵۲
- شکل ۵-۲۱- توزیع جغرافیایی زمین‌لرزه‌های در بازه زمانی سال ۱۹۰۰ تا ۱۹۹۵..... ۱۵۴
- شکل ۵-۲۲- توزیع جغرافیایی زمین‌لرزه‌های بعد از آبیگری سد در شعاع ۱۵ کیلومتری..... ۱۵۵
- شکل ۵-۲۳- مقایسه تراز روزانه سطح آب با فراوانی رخدادهای لرزه‌ای در هر روز..... ۱۵۶
- شکل ۵-۲۴- نمایش کلی تغییرات سطح آب و فراوانی رخدادهای لرزه‌ای در گستره ۳۰ کیلومتری..... ۱۵۷
- شکل ۵-۲۵- مقایسه حالت گسل معکوس با شیب ۶۰ درجه و فعالیت لرزه‌خیزی در جنوبی سد..... ۱۵۹

عنوان	صفحه
جدول ۱-۲- مشخصات گسل‌های محدوده سد شهید رجایی به شعاع ۱۰۰ کیلومتر.....	۴۰
جدول ۲-۲- ارتباط بین خطواره‌های مغناطیسی و گسل‌های محدوده مورد مطالعه.....	۵۱
جدول ۱-۳- عرض پهنه گسیختگی (حریم گسل) گسل‌های گستره سد شهید رجایی.....	۷۰
جدول ۲-۳- ابعاد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه و تعیین درجه فعالیت قطعات سه گانه گسل خزر.....	۷۶
جدول ۳-۳- نحوه تقسیم‌بندی بعد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه و تعیین درجه فعالیت.....	۷۷
جدول ۴-۳- درجه فعالیت گسل‌های محدوده سد شهید رجایی براساس بعد فرکتالی.....	۷۹
جدول ۵-۳- رده بندی گسل‌های محدوده مورد مطالعه براساس نرخ لغزش آنها.....	۸۴
جدول ۶-۳- رده بندی گسل‌های اطراف سد شهید رجایی براساس نرخ لغزش آنها.....	۸۵
جدول ۷-۳- تقسیم بندی چین‌ها براساس درجه فعالیت.....	۸۹
جدول ۸-۳- تقسیم بندی واحدهای سنگی براساس جنس و مقاومت آنها.....	۹۱
جدول ۹-۳- ضرایب استخراج شده از رابطه تجربی (۳-۹) برای محرک‌های لرزه‌ای گستره.....	۹۴
جدول ۱-۴- پنجره زمان- مکانی حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها براساس بزرگا.....	۱۰۱
جدول ۲-۴- مقادیر پارامترها و ضرایب ثابت رابطه گوتنبرگ-ریشتر (زمین‌لرزه‌های تا ۱۹۹۶ میلادی).	۱۰۴
جدول ۳-۴- مقادیر پارامترها و ضرایب ثابت رابطه گوتنبرگ-ریشتر (زمین‌لرزه‌های تا ۲۰۱۱ میلادی).	۱۰۵
جدول ۴-۴- آهنگ وقوع سالیانه و ... به روش کیکو- گراهام (زمین‌لرزه‌های تا سال ۱۹۹۶ میلادی).....	۱۱۰
جدول ۵-۴- آهنگ وقوع سالیانه و ... به روش کیکو- گراهام (زمین‌لرزه‌های تا سال ۲۰۱۱ میلادی).....	۱۱۳
جدول ۶-۴- بیشینه مقادیر شتاب افقی و قائم حرکت زمین به روش تعیینی بر حسب (g).....	۱۲۲
جدول ۷-۴- بیشینه مقادیر شتاب جنبش نیرومند زمین بر حسب (g) در دوره بازگشت‌های مختلف..	۱۲۶

فصل اول

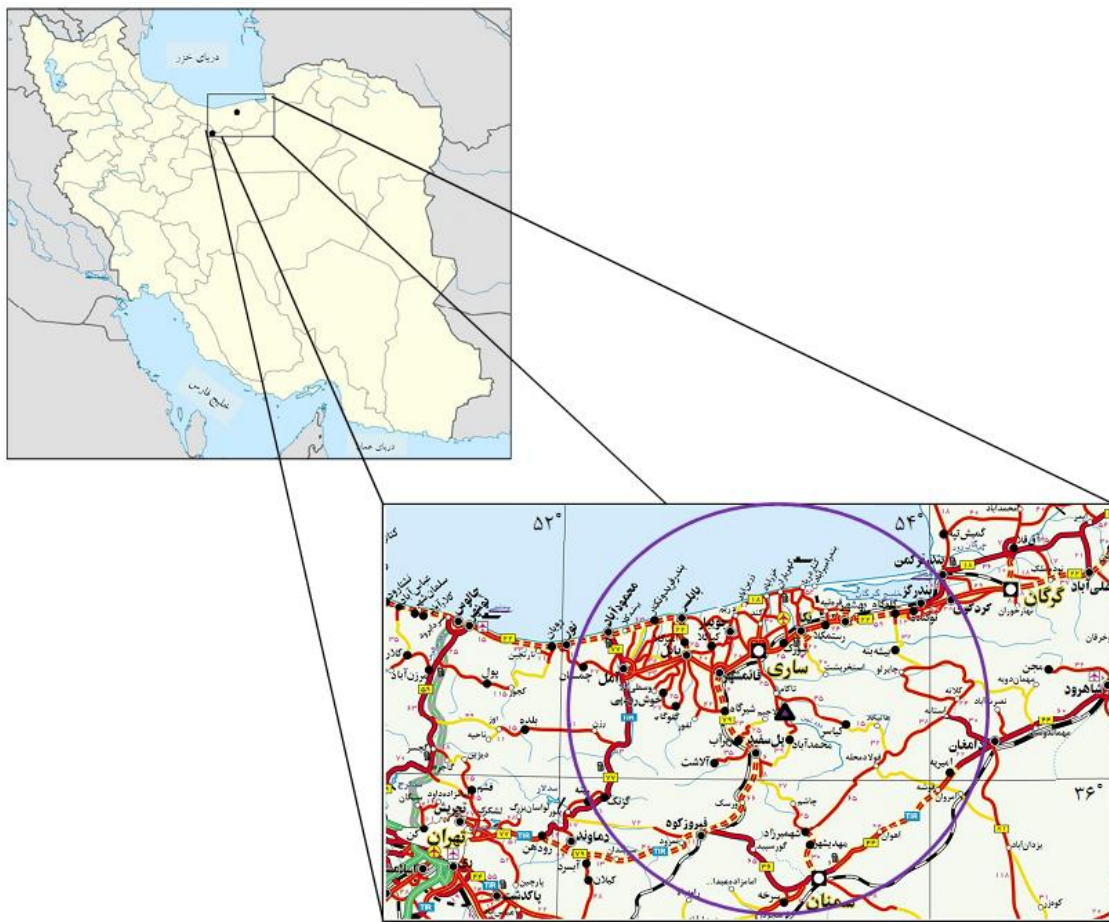
کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

سد مخزنی شهید رجایی در ۴۰ کیلومتری جنوب شهر ساری، در محل سلیمان تنگه و نقطه‌ای به مختصات جغرافیایی $۳۶^{\circ} ۱۴' ۹۴''$ شمالی و $۵۳^{\circ} ۱۳' ۰۷''$ خاوری و بر روی رودخانه تجن احداث گردیده است. ناحیه مورد مطالعه، محدوده‌ای به شعاع ۱۰۰ کیلومتری از سد شهید رجایی می‌باشد که در فاصله بین طول‌های $۵۲^{\circ} ۰۵'$ تا $۵۴^{\circ} ۲۰'$ خاوری و عرض‌های $۳۵^{\circ} ۱۰'$ تا $۳۷^{\circ} ۲۰'$ شمالی قرار دارد.

براساس نقشه‌های چهارگوش تهیه شده با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، این منطقه واقع در نقشه چهارگوش ساری، نیمه شمالی چهارگوش سمنان، بخش باختری چهارگوش گرگان، بخش خاوری چهارگوش آمل، بخش شمال خاوری چهارگوش تهران و بخش شمال باختری چهارگوش طرود می‌باشد.

از مراکز مهم جمعیتی این گستره می‌توان به شهرهای ساری، سمنان، دامغان، آمل، بابل و قائم‌شهر اشاره نمود. دسترسی به بیشتر قسمت‌های منطقه از طریق محورهای اصلی و فرعی ساری-کیاسر-دامغان، تهران-فیروزکوه-ساری، تهران-آمل-ساری میسر بوده که امکان پایش در این منطقه را فراهم می‌آورند. از جمله راه‌های دسترسی به ساختگاه سد شهید رجایی، جاده فرعی آسفالت‌منشعب شده از روستای تاکام در محور اصلی ساری-کیاسر-دامغان است (شکل ۱-۱).



▲ سد شهید رجایی

شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی محدوده مورد مطالعه و ساختگاه سد شهید رجایی

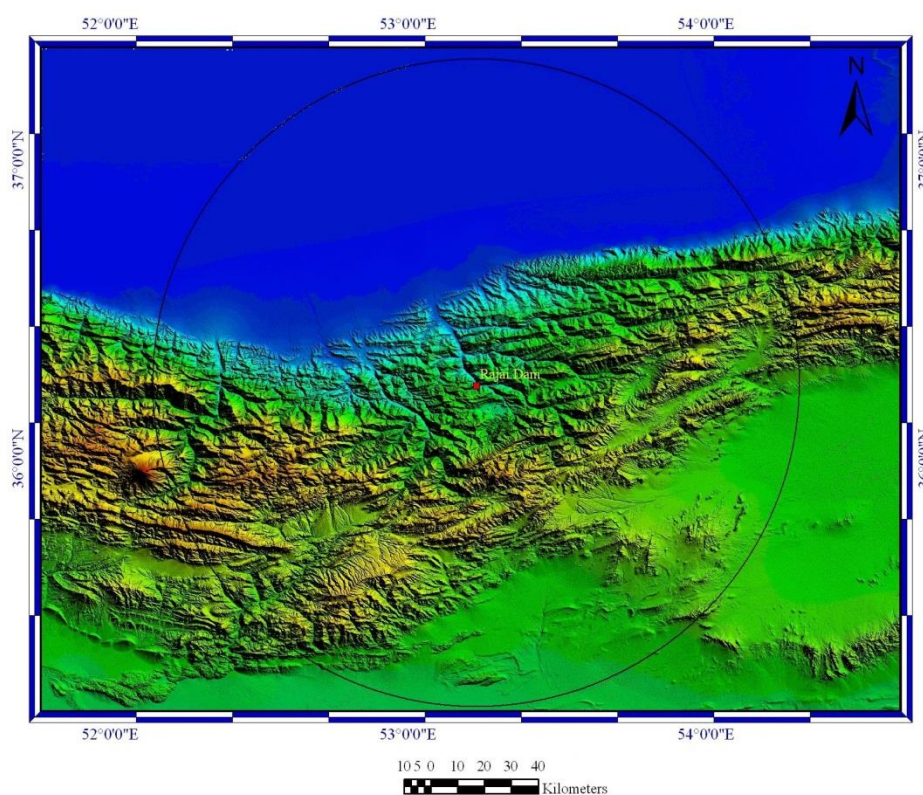
(برگرفته از اطلس راه‌های کشور، مقیاس: ۱:۲۵۰۰۰۰۰)

۲-۱- مشخصات اصلی سد

سد مخزنی شهید رجایی ساری از نوع دوقوسی با سرریز آزاد با طول تاج ۴۲۷ متر، ارتفاع از پی ۱۳۸ متر، ضخامت سد در پی ۲۷ متر و ضخامت سد در تاج ۷ متر می‌باشد. سطح دریاچه سد ۵۲۰ هکتار، طول دریاچه ۸۵۰۰ متر و حجم مخزن ۱۹۱/۵ میلیون متر مکعب است. مطالعات اولیه این سد از سال ۱۳۳۶ توسط شرکت الکساندر گیپ در قالب مطالعه حوضه رودخانه تجن آغاز و مطالعات مجدد در سال ۱۳۶۰ و توسط شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس ادامه یافت. عملیات اجرایی آن از شهریور سال ۱۳۷۰ آغاز و در سال ۱۳۷۵ پایان یافته و در تاریخ ۱۳۷۷/۱/۱ مورد آبیگری مستمر قرار گرفت.

۳-۱- شرایط زمین‌شناسی ساختگاه سد

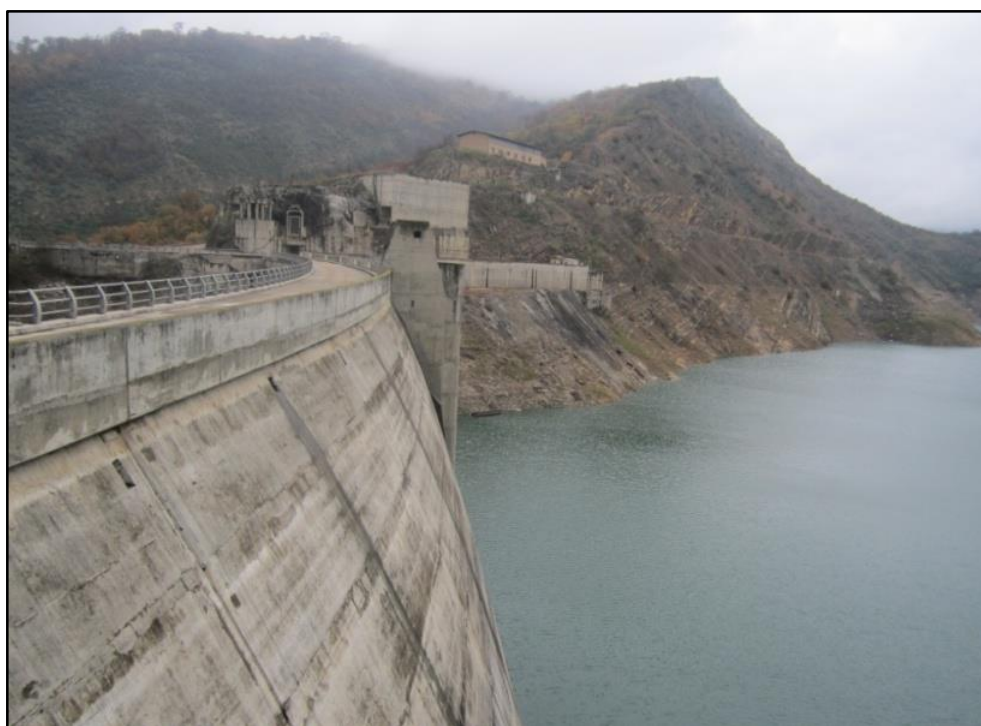
از دیدگاه زمین‌شناسی ایران، ناحیه مورد مطالعه در بخش مرکزی- خاوری پهنه ساختاری- رسوبی البرز واقع شده است (شکل ۱-۲). از نظر زمین‌ریخت‌شناسی، سلیمان تنگه (محل ساختگاه سد) دره‌ای کاملاً باریک شده و در امتداد لایه‌های آهکی عمود بر مسیر رودخانه و شیب به طرف پایاب می‌باشد. جهت جریان رودخانه از جنوب به سمت شمال است.



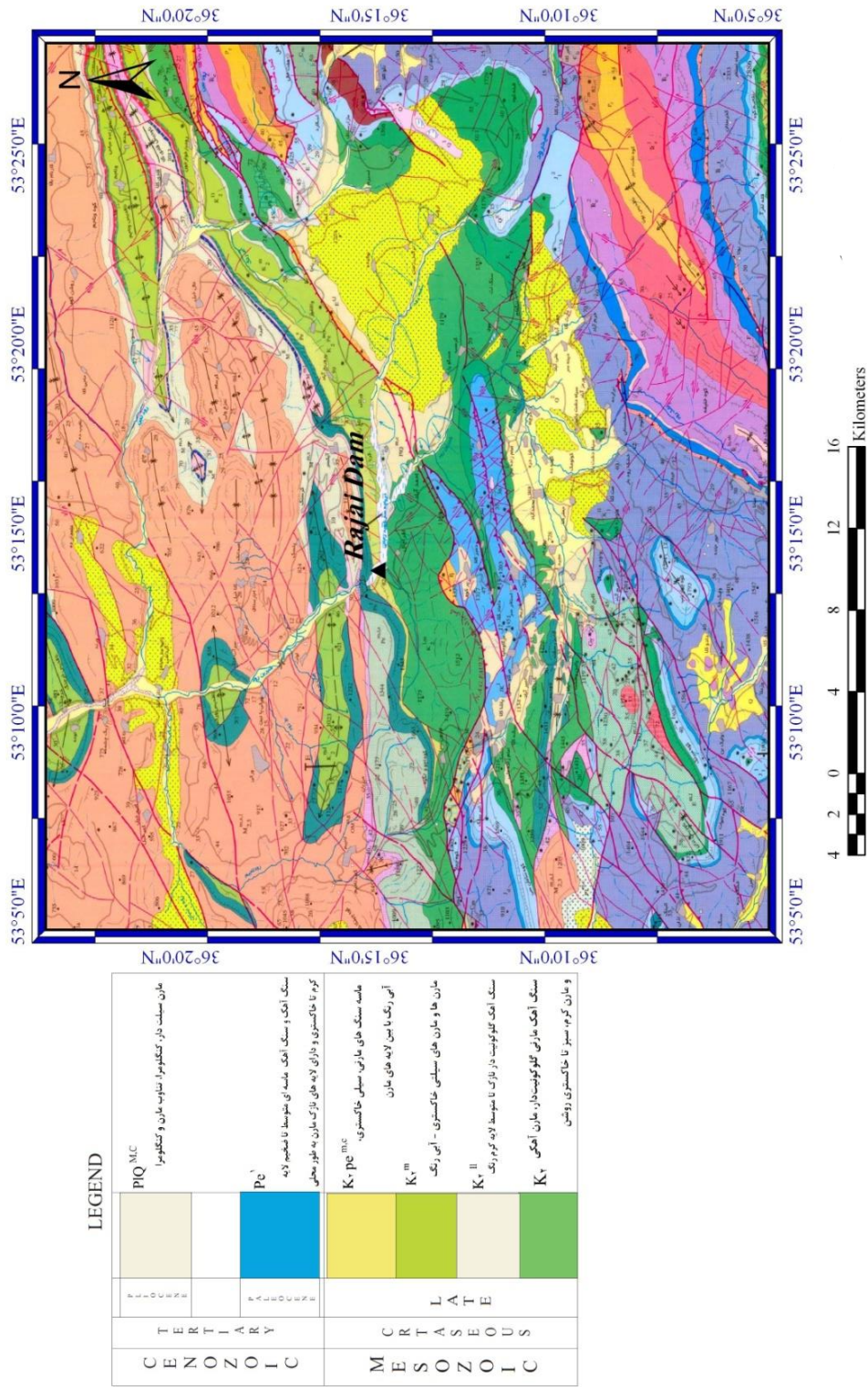
شکل ۱-۲- موقعیت ریخت‌زمین‌ساختی محدوده سد شهید رجایی (شعاع ۱۰۰ کیلومتری سد)
(برگرفته از تصویر ماهواره‌ای SRTM)

محل محور این سد با امتداد خاوری- باختری به موازات محور تاقدیس پرشیبی به نام محلی تاقدیس سلیمان تنگه قرار گرفته و محور آن حدود ۲۰ درجه به سمت خاور میل دارد. شیب لایه‌ها در محل محور سد حدود ۷۰ درجه به سمت شمال بوده و یال جنوبی این تاقدیس در اثر حرکات تکتونیکی از بین رفته است. دیواره مخزن سد نیز دارای شیب دامنه‌ای تند است (شکل ۱-۳).

بخش اعظم محدوده مخزن سد و اطراف آن از واحد $k_2^{l,m}$ تشکیل شده است که شامل مجموعه‌ای از سنگ آهک مارنی گلوکونیت‌دار، مارن آهکی و مارن کرم، سبز تا خاکستری روشن متعلق به کرتاسه بالایی می‌باشد. این واحد در زیر پوشش جنگلی واقع شده و در بعضی از مناطق فاقد پوشش و شیب‌های تند دامنه‌ها و ترانشه‌های کنار جاده‌ها رخنمون دارد. جنس پی مرکزی سد متشکل از واحد $k_2^{pe\ ms}$ به سن کرتاسه بالایی است که این واحد به سمت جنوب و به طرف مخزن سد به مارن‌های کرتاسه تبدیل می‌شود. تکیه‌گاه‌های سد شهید رجایی بر روی واحد Pe^1 به سن پالئوسن شامل سنگ آهک و سنگ آهک ماسه‌ای متوسط تا ضخیم لایه و دارای لایه‌های نازک مارن (به طور محلی) قرار گرفته‌اند. از دیگر واحدهایی که دریاچه سد شهید رجایی بر روی آنها قرار گرفته است، واحد K_2^{ll} که متشکل از سنگ آهک گلوکونیت‌دار نازک تا متوسط لایه (به سن کرتاسه بالایی) و واحد $PIQ^{m,c}$ متشکل از مارن سیلت‌دار، کنگلومرا، تناوب مارن و کنگلومرا (به سن پلیوسن) است (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۳- ساختگاه سد شهید رجایی و ارتباط آن با تاقدیس سلیمان تنگه (دید به سمت باختر)



شکل ۱-۴- زمین شناسی عمومی محدوده دریاچه و ساختمان سد شهید رجایی (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید)

۱-۴- ضرورت و اهداف تحقیق

پهنه البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب (Anticlinorium)، در یک راستای عمومی خاوری- باختری، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد (آقناباتی، ۱۳۸۳). در بررسی‌های ساختاری انجام شده در محدوده مورد مطالعه (نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰)، چینه‌نگاری و ساختارهای کلی معرفی شده‌اند و در برخی از این بررسی‌ها، مطالعات تفصیلی بر روی ساخت‌ها به‌ویژه اختصاصات سینماتیک و دینامیک گسل‌ها انجام شده است. از این بررسی‌های ساختاری می‌توان به عنوان پایه‌ای برای مطالعاتی همچون ارزیابی خطر گسلش، لرزه زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی مورد استفاده قرار داد که در این مطالعه نیز از این اطلاعات پایه‌ای استفاده شده است.

سد شهید رجایی در دامنه شمالی البرز و یکی از مناطق با خطر بالای لرزه‌خیزی احداث شده است. گسل خزر و گسل شمال البرز از شمال و جنوب سد عبور می‌کنند که بسیار فعال بوده و دارای پتانسیل بالای لرزه‌خیزی هستند. گسل‌های کوچک‌تری نیز در مجاورت ساختگاه سد قرار دارند که از نظر لرزه‌خیزی پتانسیل بالایی ندارند اما خطر جابجایی آنها در طی یک زمین‌لرزه وجود خواهد داشت. بنابراین محدوده سد شهید رجایی از هر دو نظر گسلش و لرزه‌خیزی دارای اهمیت می‌باشد.

در این راستا اهداف این تحقیق را می‌توان به صورت زیر بیان نمود:

- ۱- تهیه نقشه لرزه‌زمین‌ساخت به شعاع ۱۰۰ کیلومتر از اطراف سد شهید رجایی
- ۲- ارزیابی خطر گسلش در منطقه و درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها براساس پارامترهای مختلف
- ۳- ارزیابی زمین‌لرزه‌های القایی مخزن
- ۴- بررسی لرزه‌خیزی منطقه، تحلیل خطر و برآورد پارامترهای جنبشی زمین‌لرزه در عمر مفید سد

۱-۵- روش انجام تحقیق

روش کار در این تحقیق، به ترتیب شامل موارد زیر می باشد:

- ۱- مطالعات کتابخانه‌ای: شامل مقالات، کتاب‌ها، پایان‌نامه‌ها و کلیه منابع مرتبط
 - ۲- جمع‌آوری مدارک علمی: اعم از تهیه بانک اطلاعات زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی، اطلاعات شتابنگاشت‌های مستقر در منطقه و داده‌های تراز آب سد
 - ۳- مطالعه و پردازش داده‌های دورسنجی: از طریق بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی (با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰) و توپوگرافی (با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)، تصاویر ماهواره‌ای لندست ۷، نقشه‌های ژئوفیزیک هوایی (با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) و داده‌های SRTM
 - ۴- مطالعات صحرایی: با هدف بررسی ساختگاه و تکیه‌گاه‌های سد از نظر سنگ‌شناسی و ساختارهای در برگیرنده آن و همچنین برداشت‌های صحرایی از گسل‌های با سازوکار مشکوک و تحلیل داده‌های ساختاری که برگرفته از مطالعات قبلی، داده‌ها و اطلاعات بدست آمده از برداشت‌های صحرایی می‌باشد.
 - ۵- تحلیل داده‌ها و تدوین پایان‌نامه: شامل تلفیق اطلاعات لرزه‌ای، تصاویر ماهواره‌ای، اطلاعات تراز آب، برداشت‌های صحرایی و نقشه‌های توپوگرافی جهت تحلیل خطر گسلش، زمین‌لرزه و لرزه‌خیزی القایی و در نهایت تدوین پایان‌نامه.
- در این تحقیق از نرم‌افزارهای متعددی از جمله Arc GIS 9.3, Global Mapper, Seisrisk III, Kijko 2000 و ... جهت تهیه نقشه‌های لرزه‌زمین‌ساختی و تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی و جنبشی زمین استفاده شده است.

۱-۶- تاریخچه مطالعات پیشین

۱-۶-۱- زمین ساخت و لرزه زمین ساخت

زمین‌شناسی رشته کوه البرز تاکنون توسط محققان زیادی و از دیدگاه‌های مختلفی از قبیل زمین‌ساخت، چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی، لرزه‌خیزی و لرزه زمین‌ساخت مورد بررسی قرار گرفته است. از جمله مطالعاتی که تا حدودی به جزئیات ساختاری منطقه پرداخته است، می‌توان به نقشه‌های زمین‌شناسی ساری، آمل، گرگان، سمنان، تهران و طرود با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور اشاره کرد.

پریستلی و همکاران (Prestley et al, 1994) براساس بررسی داده‌های لرزه‌ای حوضه خزر جنوبی و نواحی اطراف، این ناحیه را واجد تکتونیک فعال دانسته‌اند.

جکسون و همکاران (Jackson et al, 2002)، زمین‌ساخت فعال حوضه خزر جنوبی را مورد بررسی قرار داده‌اند و براساس سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها، گسلش سطحی و ساختار سرعت تصحیح شده به وسیله گسترش موج سطحی، حرکت به سمت جنوب باختری کنونی این حوضه را با سرعت بیشینه ۱۷-۱۳ میلی‌متر در سال نسبت به ایران مطرح نموده‌اند. ایشان با توجه به مؤلفه راست‌بر و چپ‌بر گسل‌های کپه‌داغ و البرز خاوری که حاصل از مؤلفه کوتاه‌شدگی مایل در این ناحیه هستند، مؤلفه حرکت به سمت باختر را برای حوضه خزر جنوبی پیشنهاد نموده‌اند.

پژوهش‌های نوین نشان می‌دهد که نحوه دگرشکلی در گستره البرز مرکزی به گونه ترافشارشی چپ‌بر و به موازات ساختارهای البرز است (Jackson et al, 2002).

بررسی لرزه‌خیزی و سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌های البرز، اغلب براساس تحلیل‌های جکسون و همکاران (Jackson et al, 2002) می‌باشد. ایشان حوضه خزر جنوبی را به عنوان یک بخش دارای تکتونیک

فعال (به احتمال از ۳/۴ میلیون سال پیش) تحریک شده در اثر بسته شدن حوضه‌های فرعی داخل ایران و آغاز کوتاه‌شدگی کمربند چین خورده ساده زاگرس می‌دانند.

آلن و همکاران (Allen et al, 2003) براساس مشاهدات صحرایی و لرزه خیزی البرز، واتنش در این بخش را به دو مؤلفه شیب لغز (رانندگی‌ها) و راستالغز تقسیم‌بندی نموده‌اند.

بر پایه داده‌های GPS، کوتاه‌شدگی شمالی- جنوبی 5 ± 2 mm/yr و برش چپ‌بر 4 ± 2 mm/yr (Vernant et al, 2004b) برآورد شده است.

نظری و ریتز (Nazari & Ritz, 2008) با بررسی‌های زمین‌ریخت‌شناسی، زمین‌ساختی و دیرینه لرزه‌شناسی بر این باورند که رانندگی‌های بنیادی البرز چون طالقان، مشا، فیروزکوه و آستانه در بخش داخلی البرز در حال حاضر دارای سازوکار راستالغز چپ‌بر با مؤلفه عادی هستند، در حالی که سازوکار چیره این گسل‌ها در میوسن- پلیوسن معکوس به همراه سازوکار چپ‌بر بر روی گسل‌های آستانه و فیروزکوه و راست‌بر بر روی گسل‌های مشا و کندوان بوده است. داده‌ها نشان می‌دهد که وارونگی تنش قدیمی رخ داده است. آنها زمان این وارونگی را بسیار جوان یعنی پلیستوسن می‌دانند. نظری و ریتز (Nazari & Ritz, 2008) بر این باورند که بیشترین نرخ لغزش کوتاه‌شدگی در راستای شمالی- جنوبی در دامنه شمالی البرز مرکزی با سازوکار فشاری و مؤلفه کوچکی چپ‌بر روی گسل خزر قابل مشاهده باشد.

۱-۶-۲- زمین‌لرزه‌های القایی مخزن و تحلیل خطر زمین‌لرزه

زمین‌لرزه‌های القایی مخزن اولین بار در دریاچه مید (سد هوور) در ایالات متحده آمریکا در سال ۱۹۳۶ عنوان شد. بعد از آن زمین‌لرزه‌های خسارت باری در ارتباط با بهره‌برداری از سدها در مناطق مختلف جهان روی داد.

نکته قابل توجه در مورد زمین‌لرزه‌های القایی این است که در بعضی از موارد، زمانی که سطح آب دریاچه سدها به ارقام خیلی پائین نزدیک می‌شود، برخلاف انتظار تعداد زمین‌لرزه‌های ثبت شده افزایش می‌یابد. براساس مطالعات مسعود پیمان (۱۳۵۴) این وضع به طور مشخص در سدهای شهید عباسپور، امیرکبیر، زاینده رود و دز مشاهده شده است.

حسینی و همکاران (۱۳۸۶) زمین‌لرزه‌های القایی مرتبط با ۱۵ سد بزرگ ایران از جمله سدهای کرخه و کارون ۳ را مورد بررسی قرار داده و به مطالعه تأثیر احداث این سدها در تغییرات لرزه‌خیزی مناطق پیرامونی آنها پرداختند.

ابراهیمی و همکاران (۱۳۸۸) زمین‌لرزه ۲۰۰۲/۰۹/۲۵ مسجد سلیمان با بزرگی $M_w=5/6$ را به عنوان بزرگ‌ترین زمین‌لرزه القایی شناسایی شده در ایران معرفی نمودند. این زمین‌لرزه ۹۰ روز پس از اتمام آگیری در منطقه سد مسجد سلیمان رخ داد.

در حوضه تحلیل خطر زمین‌لرزه، شرکت مهندسين مشاور مهتاب قدس (۱۳۶۵) در حین احداث سد شهید رجایی مطالعات لرزه‌خیزی و برآورد خطر زمین‌لرزه در گستره ۲۰۰ کیلومتری سد را انجام داده و به عنوان مطالعات فنی پایه (مرحله اول) در اختیار شرکت سهامی آب منطقه‌ای مازندران قرار دادند. بربریان و همکاران (۱۳۷۵) نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره سمنان را مورد پژوهش و بررسی قرار دادند و آن را در قالب بخش هفتم گزارش شماره ۶۳ سازمان زمین‌شناسی کشور ارائه نمودند. قابل ذکر است که تقریباً همه گسل‌های مورد بحث و بررسی در این گزارش، در گستره مورد مطالعه این پژوهش قرار می‌گیرند.

رضانی اومالی و همکاران (۱۳۸۶) لرزه‌خیزی و خطر زمین‌لرزه در استان مازندران را ارزیابی و پارامترهای جنبشی زمین را برآورد و در نهایت منحنی‌های خطر و طیف‌های پاسخ شتاب افقی مربوط به هریک از شهرستان‌های استان مازندران را تهیه نمودند.

فصل دوم

زمین ساخت و لرزه زمین ساخت

منطقه مورد مطالعه

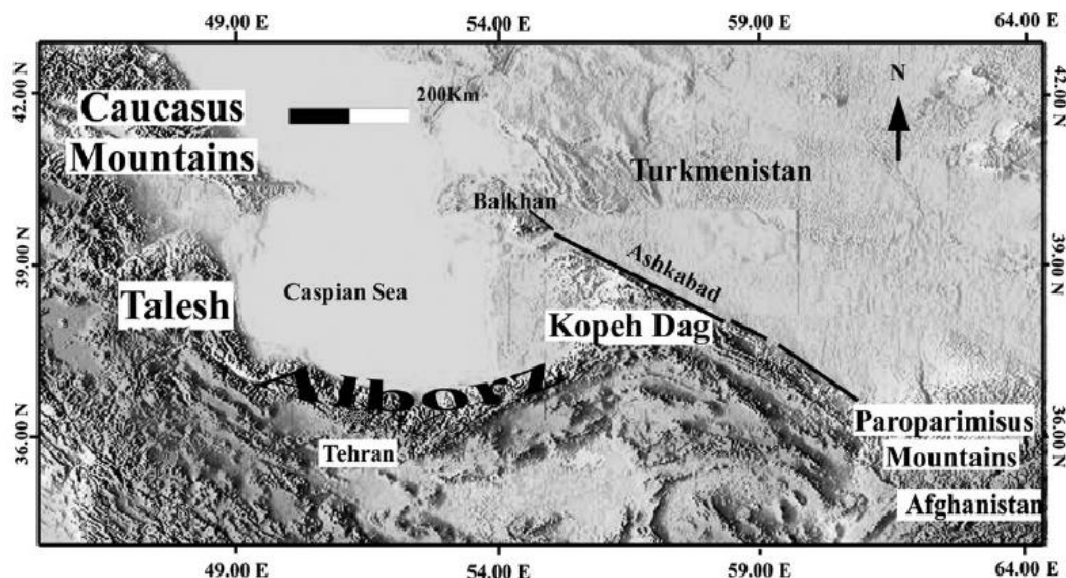
صفحات سخت و محکم سازنده لیتوسفر پیوسته در جهات مختلف و با سرعت متفاوت در حرکت می‌باشند. با وجود چنین شرایطی پیوسته زمین پیوسته تحت تأثیر نیروهای کششی و فشارشی قرار دارد. این تغییرات بیشتر در قالب گسل‌ها و چین‌ها قابل مشاهده و بررسی می‌باشند.

موقعیت خاص ایران در نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا باعث شده است که از دیرباز کشور ما یکی از مناطق پرتحرک و در عین حال لرزه‌خیز جهان به‌شمار آید. مطالعه گسل‌های فعال نقش بسزایی در بررسی وضعیت لرزه زمین‌ساخت یک منطقه دارد.

در این فصل به معرفی و شناسایی گسل‌های فعال و اصلی و همچنین تشریح زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی مهم به‌وقوع پیوسته در محدوده مورد مطالعه (شعاع ۱۰۰ کیلومتری از ساختمان سد شهید رجایی) پرداخته می‌شود و در ادامه ساختمان پیوسته زمین و جهت تنش وارده به گستره، مورد بحث قرار خواهد گرفت. لازم به ذکر است با استفاده از زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها و چین‌های بررسی شده، نقشه لرزه زمین‌ساخت گستره مورد مطالعه در پیوسته‌های ۵ و ۶ آورده شده است.

۲-۱- زمین‌ساخت البرز

به باور شمار زیادی از زمین‌شناسان همچون علوی (Alavi, 1996)، رشته کوه البرز بخشی از سلسله جبال آلپ- هیمالیا می‌باشد که با طولی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر، از کوه‌های قفقاز کوچک در ارمنستان و آذربایجان شروع و تا کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان امتداد یافته است (شکل ۲-۱). البرز یک کمربند چند کوهزادی است که توسط کوهزایی‌های سیمین و آلپی، از تریاس پسین تا آلیگومیوسن متأثر شده است (Alavi, 1996).



شکل ۱-۲- تصویر SRTM از رشته کوه البرز در شمال ایران (برگرفته از Ehteshami and Yassaghi, 2006)

در پرکامبرین، همه بخش‌های پوسته قاره‌ای ایران امروزی در جنوب استوا قرار داشت و بخشی از قاره بزرگ گندوانا را می‌ساخت. در این زمان گندوانا توسط اقیانوس بزرگی به نام تتیس کهن (پالئوتتیس) از قاره شمالی جدا شده بود. در اواخر دوران پالئوزوئیک تا ابتدای مزوزوئیک، البرز و ایران مرکزی از گندوانا جدا شده و با حرکت تدریجی به سمت شمال، طی تریاس پسین (Sengor et al, 1988) به ورقه شمالی برخورد کرده و زمین‌درز تتیس کهن را به وجود آوردند (Berberian, 1981).

در تریاس پسین، همزمان با رویداد کوهزایی سیمین پیشین، اگرچه رویدادهای ناشی از برخورد حاشیه قاره‌ای فعال و پویای توران با حاشیه قاره‌ای ناپویای البرز موجب شکل‌گیری گسل‌های راندگی و فرارانش مجموعه‌های اقیانوسی تتیس کهن بر روی لبه شمالی البرز شده، ولی نخستین کوهزایی آلپی واقعی در پالئوسن، همزمان با رویداد لارامید رخ داده که با گسلش راندگی، چین‌خوردگی و فراخاست همراه بوده است. کوهزایی بعدی در آغاز الیگوسن بوده که ماگماتیسیم درونی، از آب خارج شدن گسترده زمین و گسترش حوضه‌های میان کوهی از پیامدهای آن است. بازپسین فاز کوهزایی آلپی در اواخر پلیوسن یا اوایل پلیستوسن صورت گرفته که حاصل آن گسلش، راندگی، مرتفع شدن و سیمای امروزی البرز است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

در بخش باختری البرز، ساختارها روند شمال باختری- جنوب خاوری دارند، اما در بخش خاوری روند ساختارها شمال خاوری- جنوب باختری می‌باشد. این دو روند ناهمسان در البرز مرکزی به یکدیگر می‌رسند. در شکل‌گیری ساختارهای چین‌خورده البرز عواملی همچون برخورد صفحه ایران و توران، عملکرد گسل‌های راندگی و سرانجام عملکرد گسل‌های امتدادلغز شمال باختری- جنوب خاوری در البرز باختری و شمال خاوری- جنوب باختری در البرز خاوری، نقش دارند (آقاباتی، ۱۳۸۳).

۲-۲- لرزه زمین‌ساخت البرز

فلات ایران یکی از لرزه‌خیزترین نواحی جهان است و با رویداد زمین‌لرزه‌های قاره‌ای مشخص می‌باشد. به دلیل موقعیت ایران در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا و قرارگیری در یک پهنه فشاری (در میان ورقه‌های عربستان در جنوب باختری و توران در شمال خاوری)، این سرزمین دارای پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی بوده و زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگی در آن به وقوع می‌پیوندد. پژوهشگران علوم زمین براساس تاریخچه تحولات ساختمانی- رسوبی، جایگاه زمین‌ساختی، اطلاعات ژئوفیزیکی، داده‌های زلزله‌شناسی و ویژگی‌های لرزه زمین‌ساختی، سرزمین ایران را به واحدهای مختلف تقسیم کرده‌اند. بر مبنای تقسیم‌بندی لرزه زمین‌ساختی ایران توسط کمیته ملی سدهای بزرگ ایران (۱۳۷۵)، عمده محدوده مورد مطالعه در ایالت لرزه زمین‌ساختی البرز و بخشی نیز در ایالت‌های فروافتادگی جنوب خزر، ایران مرکزی و همچنین کپه‌داغ قرار می‌گیرند (شکل ۲-۲). به دلیل قرار گرفتن بیش از ۹۰ درصد ساختارها و به‌خصوص گسل‌های مورد بحث، در ایالت لرزه زمین‌ساختی البرز، در ادامه این ایالت مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۲-۱-۲- ایالت لرزه زمین‌ساختی البرز

ایالت لرزه زمین‌ساختی، پهنه‌ای است که در رژیم ژئودینامیکی کنونی دارای جایگاه زمین‌ساختی همانند و الگوی لرزه‌خیزی یکسان است. به نظر بونه و همکاران (Bune et al, 1975)، منظور از یک استان لرزه زمین‌ساختی، مناطقی از زمین است که در آن سه شرط زیر برقرار باشد:

۱- از نظر روند لرزه‌خیزی، بیشینه ژرفای کانونی و سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها تا حد ممکن همگن باشد.

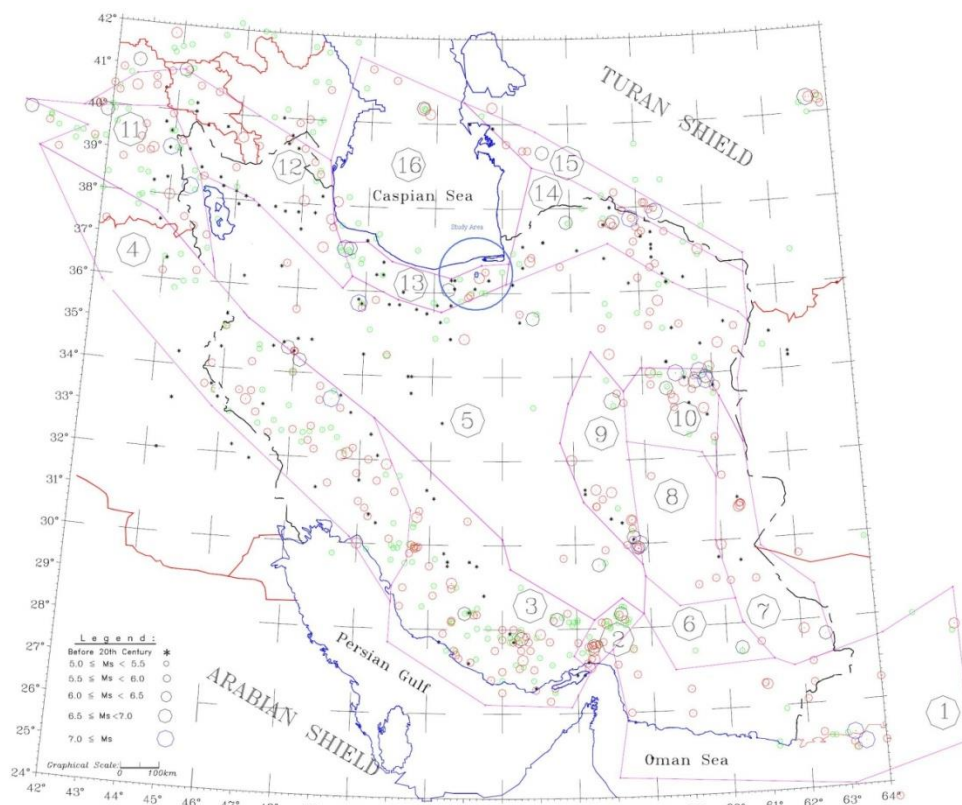
۲- پارامترهای لرزه‌خیزی β و λ (آهنگ رویداد زمین‌لرزه) را بتوان در آن ثابت در نظر گرفت.

۳- زمین‌لرزه روی داده در مناطق مختلف آن، از تطابق آماری خوبی برخوردار باشد.

تاریخچه لرزه‌خیزی البرز نشان‌دهنده ویرانی‌های متعددی در شهرهای مختلف حوضه البرز می‌باشند. از جمله آنها این زمین‌لرزه‌ها می‌توان به زمین‌لرزه تاریخی سال ۸۵۶ میلادی کومس و همچنین زمین‌لرزه ۱۳۶۹ شمسی رودبار اشاره نمود که در اثر وقوع آنها هزاران نفر کشته شدند. براساس نقشه لرزه زمین‌ساخت ایران (Berberian, 1976) در البرز، زمین‌لرزه‌ها کم ژرفا هستند، بعضی انواع متوسط نیز وجود دارند و به طور کلی البرز خاوری لرزه‌خیزتر از البرز باختری است. ت-چالنگو (Tchalenko, 1974) با مطالعه زمین‌لرزه‌های سده بیستم، البرز را به دو ایالت لرزه‌خیز تقسیم نمود:

- دامنه شمالی شامل بخش‌های شمال خاوری و شمال باختری

- دامنه جنوبی شامل بخش‌های جنوب باختری و بخش جنوب خاوری



Van	⑪	Jazmoorian	⑥	Makran	①
Azarbaiijan	⑫	East of Iran	⑦	Khorgu	②
Alborz	⑬	Lut	⑧	South-eastern Zagros	③
Kopch-Dagh	⑭	Tabas	⑨	North-western Zagros	④
Fault Zone of Kopch-Dagh	⑮	Ferdows	⑩	Central Iran	⑤
South Caspian Depression	⑯				

شکل ۲-۲- موقعیت محدوده مورد مطالعه (حلقه آبی) در نقشه ایالت‌های لرزه زمین‌ساختی ایران

(کمیته ملی سدهای بزرگ ایران، ۱۳۷۵).

۲-۳- گسلش

گسل‌ها آن دسته از شکستگی‌های پوسته جامد زمین هستند که در قطعات طرفین آنها جابجایی نسبی روی داده و در طول آنها تغییر شکل‌های قابل توجهی ایجاد شده است. این جابجایی‌ها در اثر انباشتگی تنش‌های ناشی از جنبش ورقه‌های لیتوسفری نسبت به هم روی می‌دهد.

گسل‌های منطقه مورد مطالعه، بخصوص گسل‌های اصلی، عمدتاً دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری هستند. گسل‌های شمال البرز، خزر، مشا، فیروزکوه، دامغان، عطاری، گرمسار و بادله، اصلی‌ترین ساختارهای این منطقه می‌باشند.

جهت شناسایی گسل‌های فعال روش‌های متفاوتی وجود دارد که در این مطالعه گسل‌های فعال به روش‌های زیر مورد شناسایی و بررسی قرار گرفته شد:

۱- شناسه‌های زمین‌ریختی (افرازهای گسلی، مخروطه افکنه‌ها، پادگانه‌های رودخانه‌ای، آبراهه‌های قطع شده و ...)

۲- معرف‌های زمین‌لرزه‌ای (مطالعات دقیق توزیع کانون و مرکز زمین‌لرزه‌های واقع بر روی پهنه‌های گسلی و همچنین زمین‌لرزه‌های تاریخی)

۳- معرف‌های زمین‌شناسی (قطع‌شدگی و تغییر روند واحدهای سنگی، چین‌خوردگی و ...)

۴- خطواره‌های ماهواره‌ای (خط اثر سطحی گسل‌ها بر روی تصاویر ماهواره‌ای، قرارگیری واحدهای سنگ چینه‌ای با سن‌های مختلف در کنار هم و ...)

در این گزارش گسل‌های محدوده سد شهید رجایی ساری به شعاع ۱۰۰ کیلومتر توسط نقشه‌های زمین‌شناسی گستره (به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰)، نگاره‌های ماهواره‌ای لندست ۷، نقشه‌های توپوگرافی (به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)، نقشه‌های ساختاری و لرزه زمین‌ساختی منطقه، داده‌های SRTM،

انجام مطالعات صحرایی و در نهایت تکمیل فهرست زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی محدوده مورد مطالعه، به منظور انطباق گسل‌های شناخته شده و شناسایی شده با زلزله‌های ثبت شده، مورد بررسی قرار گرفتند. تمامی گسل‌های به طول بیش از ۱۰ کیلومتر موجود در نقشه‌های ساختاری و زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه در این مطالعه آورده شده است. لازم به ذکر است که با بررسی‌های صورت گرفته بر روی این گسل‌ها مشخص شد که تعدادی از این گسل‌ها در مناطقی نیاز به اصلاح خط اثر گسل نسبت به توپوگرافی دارند که این اصلاحات نیز صورت پذیرفت. براساس روش‌های بیان شده جهت شناسایی گسل‌ها، گسل‌های جدیدی نیز در محدوده مورد مطالعه معرفی گردیدند. در ادامه به معرفی تعدادی از گسل‌های محدوده مورد مطالعه در قالب دو گروه زیر پرداخته شده است:

- گسل‌های اصلی در گستره ۳۰ کیلومتری ساختگاه سد به عنوان گسل‌های حوزه نزدیک (Near Field)

- گسل‌های فعال و لرزه‌زا در گستره ۱۰۰ کیلومتری ساختگاه سد به عنوان گسل‌های حوزه دور (Far Field)

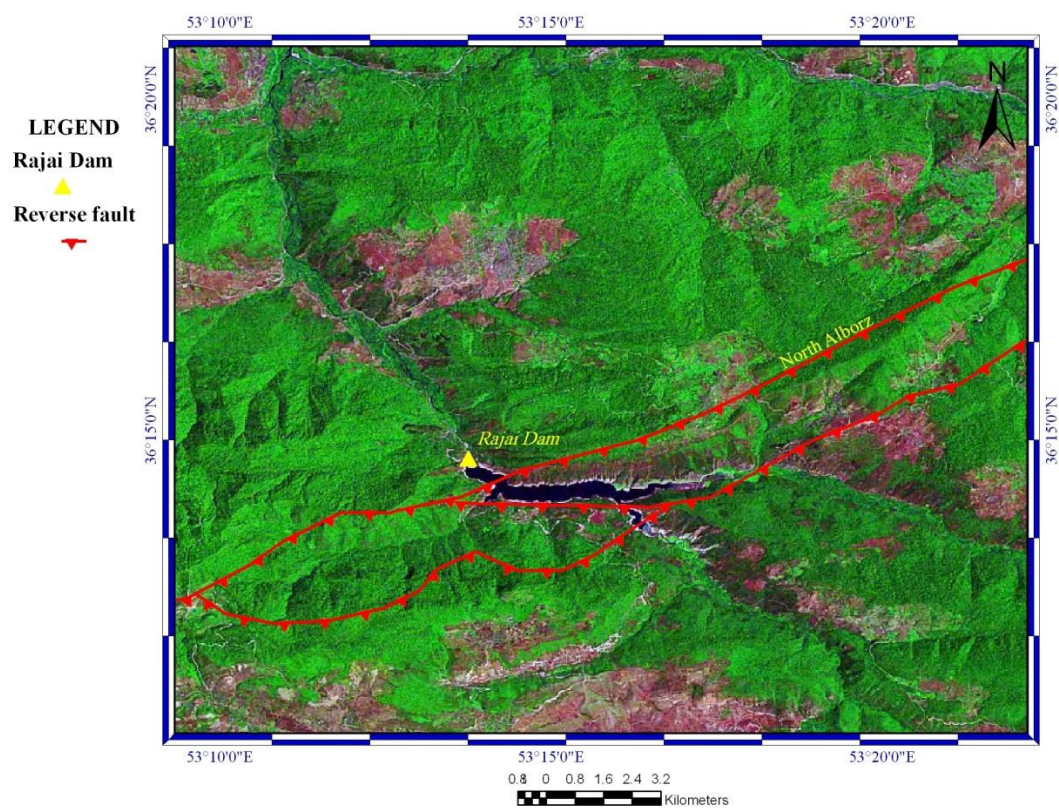
قابل ذکر است که راستا و طول شناخته شده گسل‌های معرفی شده و شناسایی شده در گستره ۳۰ کیلومتری ساختگاه سد براساس نقشه‌های زمین‌شناسی، نقشه‌های توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای تصحیح گردیدند. در نهایت مشخصات فیزیکی و اصلی کلیه گسل‌های محدوده مورد مطالعه در جدول (۱-۲) به تفکیک ذکر شده است. این گسل‌ها در نقشه ساختارهای زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (پیوست ۴) ارائه شده‌اند.

۲-۳-۱- گسل‌های اصلی در گستره ۳۰ کیلومتری ساختگاه سد

۲-۳-۱-۱- گسل شمال البرز

این گسل در دامنه شمالی البرز به طول تقریبی ۵۵۰ کیلومتر، از لاهیجان تا جنوب گنبدکاووس و موازی ساحل خزر کشیده شده و در ناحیه البرز مرکزی و در حدود طول جغرافیایی ۵۳ درجه خاوری خمیده شده است. از دیدگاه زمین ریخت‌شناسی، برخاستگی البرز کوه (در جنوب) و فرونشست خزر جنوبی (در شمال) در راستای این گسل روی داده است. نبوی (۱۳۵۵) شیب گسل البرز را به سمت جنوب می‌دانند. نزدیک‌ترین گسل به ساختگاه سد شهید رجایی گسل شمال البرز با فاصله حدود ۸۰۰ متر که به صورت پهنه گسلی در بخش جنوبی ساختگاه قرار گرفته و یکی از شاخه‌های اصلی آن از میان دریاچه سد عبور می‌کند (شکل ۲-۳).

طبسی و عباسی (۱۳۸۱)، گسل شمال البرز را به صورت یک پهنه گسلی با عرض بیش از ۱۰ کیلومتر معرفی کرده که در البرز خاوری دارای راستای شمال خاوری- جنوب باختری و در البرز مرکزی، دارای راستای خاوری- باختری تا شمال باختری- جنوب خاوری می‌باشد. سازوکار اصلی آن در بخش خاوری معکوس همراه با مؤلفه کوچک راستالغز راست‌بر و در بخش مرکزی جنبش راستالغز کوچک آن به چپ‌بر تغییر می‌کند (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۳- تصویر ماهواره‌ای Landsat از پهنه گسلی شمال البرز در محدوده ساختگاه سد شهید رجایی و عبور شاخه گسلی اصلی این پهنه از میان دریاچه سد شهید رجایی



شکل ۲-۴- نمایی از رسوبات جوان گسلیده در بخش خاوری گسل شمال البرز، شمال کیاسر، دید به سمت باختر (برگرفته از طبسی و عباسی، ۱۳۸۱)

بربریان و قرشی (۱۳۷۱) نیز بر پایه داده‌های لرزه‌خیزی، این گسل را مسبب زمین‌لرزه‌های متعددی دانسته و آن را به‌عنوان ساختاری لرزه‌زا منظور کرده‌اند. داده‌های زمین‌لرزه‌ای تاریخی و عهد حاضر، دلالت بر جنبش بخش‌های خاوری این گسل دارند و زمین‌لرزه سال ۱۱۲۷ میلادی فریم-چهاردانگه (شمال کیاسر) با بزرگی $M_s=6/8$ (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian, 1981) به این گسل نسبت داده شده است.

۲-۳-۱-۲- گسل بادله

گسل بادله با درازای ۱۲۰ کیلومتر با راستای شمال خاوری- جنوب باختری و شیب به سوی شمال باختری است که به موازات بخش خاوری گسل شمال البرز است. کمتر از ۱۵ کیلومتر از این گسل در شعاع ۳۰ کیلومتری از ساختگاه سد شهید رجایی قرار می‌گیرد. به نظر عباسی و همکاران (۱۳۸۶) عملکرد این گسل همراه با گسل شمال البرز، سبب ایجاد فرازمین بادله شده است؛ به گونه‌ای که از زمان تریاس بالایی این فرازمین از آب بیرون آمده است. همچنین آنها این گسل را به‌عنوان گسل پس‌راندگی (Back thrust) گسل شمال البرز معرفی نموده‌اند. بر پایه این کار، گسل بادله یک گسل کم و بیش خاوری- باختری با شیب رو به شمال و سازوکار از نوع فشاری می‌باشد. بریده شدن نهشته‌های هولوسن در امتداد آن، نشانگر فعالیت قطعی این گسل است. همچنین زمین‌لرزه ۱۹۹۴/۶/۴ با بزرگی ۴/۴ درجه در مقیاس ریشتر با این گسل همخوانی دارد.

مطالعات صحرائی بر روی گسل بادله بیانگر روند $N60^{\circ}E$ با شیب ۷۵ درجه به سمت شمال باختری می‌باشد (شکل ۲-۵). گسل بادله دارای سازوکار معکوس چپ‌بر، که در اثر آن سازند خوش‌یلاق به سن دونین در مقابل سازند شمشک به سن تریاس- ژوراسیک قرار گرفته است. از جمله اثرات گسل بادله را می‌توان به ایجاد دره و رودخانه‌های خطی در راستای گسل، حفر بستر رودخانه و کج‌شدگی در مسیر رودخانه‌ها اشاره نمود.

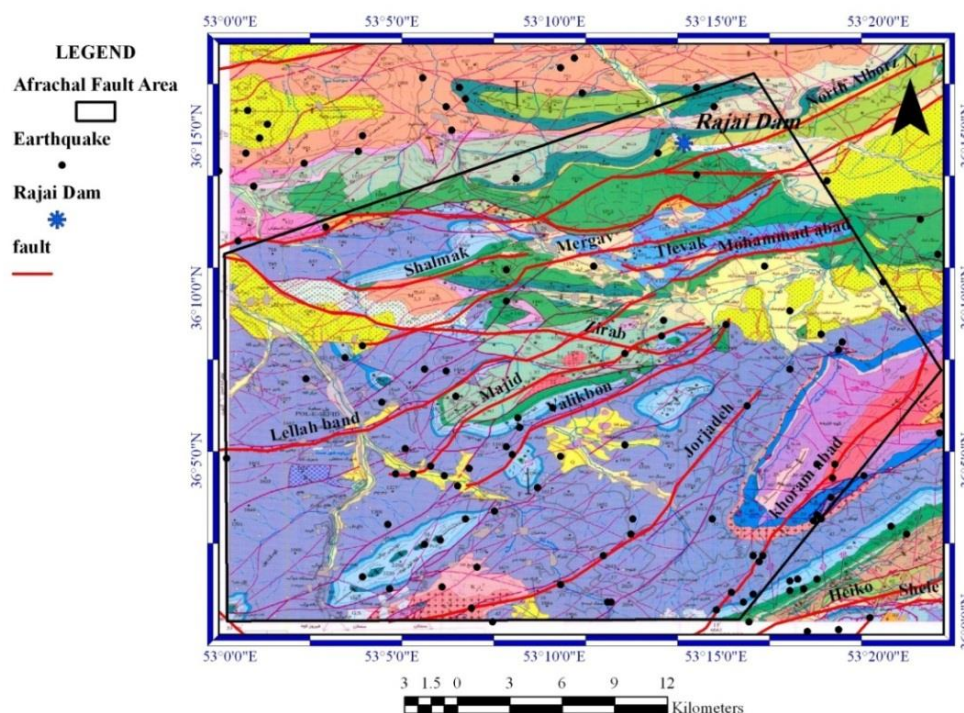


شکل ۲-۵- نمای صحرایی از گسل بادله (فلش‌های سیاه رنگ در امتداد گسل می‌باشند)، دید به سمت شمال خاور

۲-۳-۱-۳- پهنه گسلی افراچال

پهنه گسلی افراچال، از روستای سوچلما در ۳۵ کیلومتری جنوب خاوری نکا آغاز شده، با راستای عمومی شمال خاوری- جنوب باختری، پس از گذر از ولاغوز، افراچال و لله‌بند، در امتداد دره رودخانه شش رودبار رو به جنوب باختر ادامه می‌یابد. درازای این پهنه گسلی به ۸۰ کیلومتر می‌رسد که در قالب تکه‌های ۲۵ تا ۳۰ کیلومتری خودنمایی می‌کند. بخشی از این پهنه گسلی که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید قرار گرفته و بخش جنوبی ساختگاه سد شهید رجایی را شامل می‌گردد، در شکل (۲-۶) آورده شده است. عباسی و همکاران (۱۳۸۶) با معرفی این پهنه گسلی و بررسی زمین‌ساختی آن، این پهنه را یکی از ساختارهای عرضی مهم البرز مرکزی دانسته، به طوریکه گسل شمال البرز را دست‌کم ۱۵ کیلومتر در راستای خود به طور چپ‌بر جابجا کرده است. ایشان بر پایه داده‌های برداشت شده در پهنه گسله، آن را پهنه‌ای از گسل‌های پر شیب مورب‌لغز تا شیب‌لغز دانسته که سازوکار عمومی معکوس چپ‌بر را از خود بروز می‌دهد. بریده شده خاک‌های هولوسن توسط صفحات شکستگی پهنه گسلی افراچال نشانه فعال بودن این پهنه است (عباسی و همکاران، ۱۳۸۶). در این مطالعه با تفکیک گسل‌های مهم پهنه گسلی افراچال، گسل‌های لله‌بند، محمدآباد، مرگاو،

زیرآب، تلاوک، مجید، ولیک‌بن، شالمک، جورجاده و خرم‌آباد معرفی و در ادامه به برخی از این گسل‌ها اشاره شده است.



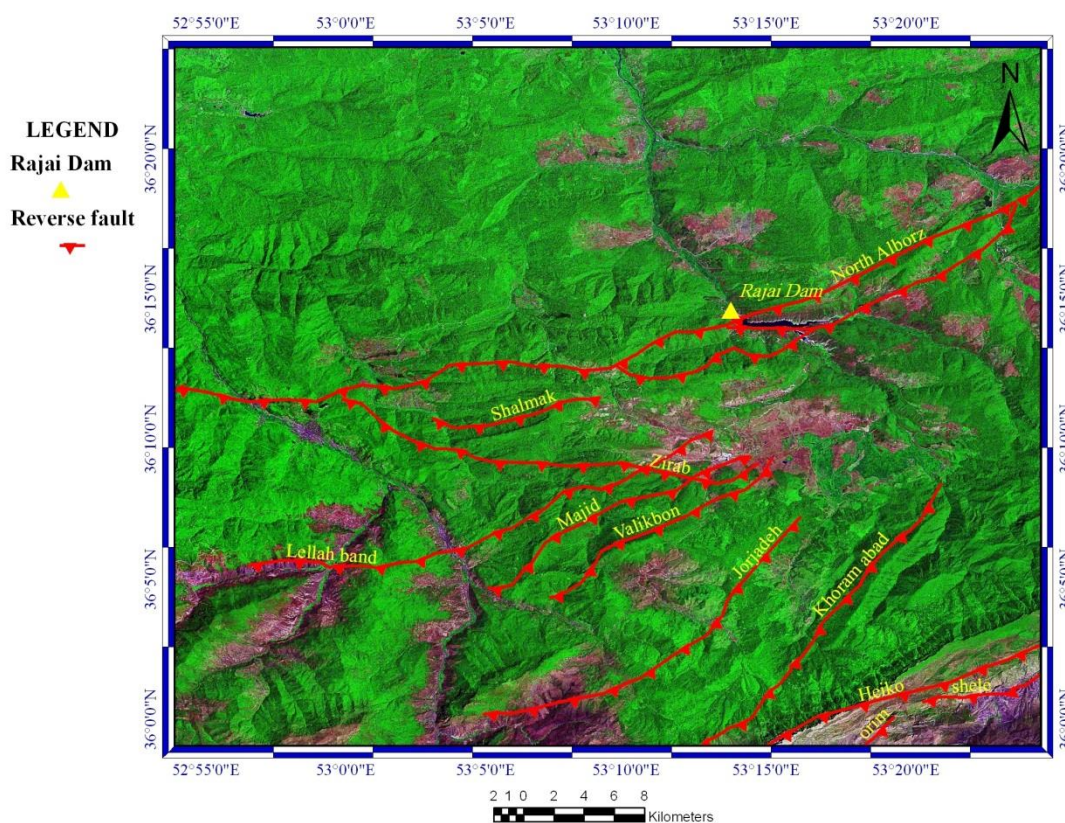
شکل ۲-۶- پهنه گسلی افراچال و خطواره‌های گسلی شناسایی شده در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید

۲-۳-۱-۳-۱- گسل لله‌بند

این گسل از یک کیلومتری جنوب روستای لله‌بند آغاز می‌گردد و با راستای عمومی خاوری- باختری از روستاهای لیند، لرزنه، امامزاده حسن و دامنه کوه نارگلی رو به باختر ادامه دارد. درازای شناخته شده این گسل ۸۲ کیلومتر و شیب آن رو به جنوب است (شکل ۲-۷). در راستای این گسل، واحدهای شیلی- ماسه‌سنگی ژوراسیک را در بلوک جنوبی (فرادیواره)، بر روی ناودیس‌های با هسته کرتاسه در بلوک شمالی (فرودیواره) رانده است. سازوکار گسل لله‌بند از نوع واژگون پر شیب است که در راستای خود نهشته‌های هولوسن را بریده است (عباسی و همکاران، ۱۳۸۶). زمین‌لرزه ۱۹۹۰/۴/۲۱ با بزرگی ۵/۴ درجه در مقیاس ریشتر در مجاورت این گسل رخ داده است.

۲-۳-۱-۳-۲- گسل زیرآب

در ۱۲ کیلومتری جنوب باختری سد شهید رجایی، گسلی با روند شمال باختری- جنوب خاوری و طول شناخته شده ۲۵ کیلومتر می‌باشد. این گسل در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید به صورت شاخه گسلی با سازوکار معکوس و شیب حدود ۶۰ درجه به سمت جنوب نشان داده شده است (شکل ۷-۲). این گسل به صورت متقاطع نسبت به گسل لله‌بند قرار گرفته و به دلیل عبور از بخش شمالی شهر زیرآب به نام گسل زیرآب نامگذاری گردید. از جمله شواهد فعال بودن این گسل می‌توان به قرارگیری مرکز سطحی زمین‌لرزه‌ها در نزدیکی و بر روی خطواره گسلی، انحراف آبراهه‌ها و جابجایی واحدهای زمین‌شناسی اشاره نمود.



شکل ۷-۲- تصویر ماهواره‌ای Landsat و گسل‌های شناسایی شده در پهنه افراچال. این گسل‌ها در بخش جنوبی سد و دارای شیب به سمت جنوب- جنوب خاور می‌باشند.

۲-۳-۱-۳-۳- گسل محمدآباد

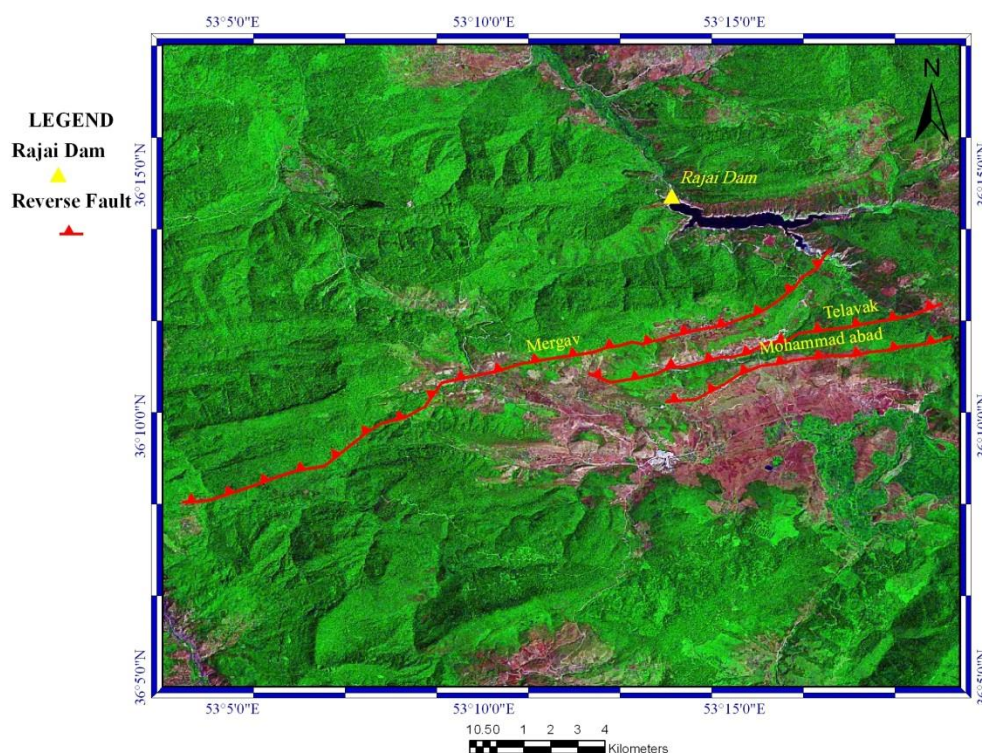
این گسل برای اولین بار در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید (وحدتی دانشمند، ۱۳۸۱) به صورت یک شاخه گسلی با روند شمال خاوری- جنوب باختری و سازوکار راندگی با شیب ۶۰ درجه به سمت شمال معرفی و نشان داده شد (شکل ۲-۸). در راستای این گسل واحدهای با سن ژوراسیک در بلوک شمالی (فرادیواره) در مقابل واحدهای با سن کرتاسه در بلوک جنوبی (فرودیواره) قرار گرفته‌اند. طول شناخته شده گسل محمدآباد ۱۰ کیلومتر و فاصله آن از سد شهید رجایی کمتر از ۵ کیلومتر می‌باشد. قرارگیری مرکز سطحی زمین‌لرزه‌ها در نزدیکی و بر روی خطواره گسلی، انحراف آبراهه‌ها و جابجایی واحدهای زمین‌شناسی از نشانه‌های فعال بودن این گسل می‌باشد.

۲-۳-۱-۳-۴- گسل مرگاو

در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید (وحدتی دانشمند، ۱۳۸۱)، در بخش جنوبی دریاچه سد شهید رجایی و به فاصله ۲/۵ کیلومتری از آن، شاخه گسلی با روند شمال خاوری- جنوب باختری و سازوکار راندگی با شیب بیش از ۶۰ درجه به سمت شمال نشان داده شده است که در این مطالعه به عنوان گسل مرگاو معرفی گردید (شکل ۲-۸). در راستای این گسل واحدهای با سن ژوراسیک در بلوک شمالی (فرادیواره) در مقابل واحدهای با سن کرتاسه در بلوک جنوبی (فرودیواره) قرار گرفته‌اند. طول شناخته شده این گسل ۲۳ کیلومتر بوده و در بخش خاوری با قطع گسل شمال البرز آغاز و پس از عبور از بخش شمالی روستاهای امیرکلا و مرگاو علیا و سفلی تا روستای ایساس ادامه یافته است. فعال بودن این گسل را می‌توان به دلیل قرارگیری مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها در نزدیکی و بر روی خطواره گسلی، انحراف آبراهه‌ها و جابجایی واحدهای زمین‌شناسی دانست.

۲-۳-۱-۳-۵- گسل تلاوک

این گسل در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید به صورت یک شاخه گسلی با سازوکار راندگی و شیب ۶۰ درجه به سمت شمال، در فاصله ۵ کیلومتری سد شهید رجایی قرار دارد. طول این گسل ۱۰ کیلومتر و هم‌راستا با گسل‌های مرگاو و محمدآباد با روند شمال خاوری- جنوب باختری قرار گرفته است (شکل ۲-۸). قرارگیری مرکز سطحی زمین‌لرزه‌ها در نزدیکی و بر روی خطواره گسلی، از دلایل فعال بودن این گسل می‌باشد.

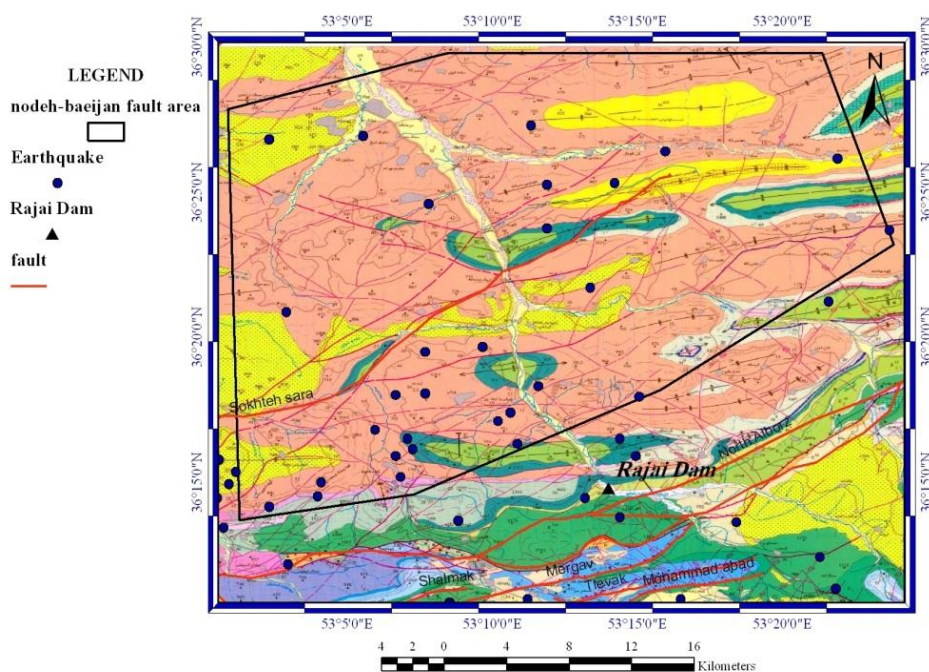


شکل ۲-۸- تصویر ماهواره‌ای Landsat که در آن خطواره گسل‌های معکوس با شیب به سمت شمال باختری پهنه گسلی افراچال شامل محمدآباد، مرگاو و تلاوک شناسایی و مشخص شده است.

۲-۳-۱-۴- پهنه گسلی نوده- بایجان

پهنه گسلی نوده- بایجان از ۱۵ کیلومتری شمال خاوری روستای نوده (در جنوب ساری) آغاز شده، پس از گذر از روستای سوخته‌سرا و بریدن گسل شمال البرز، در میان رودخانه‌های بابلک و کرسنگ، تا بایجان، در جاده هراز ادامه دارد. راستای عمومی آن $N60^{\circ}E$ ، سازوکار آن راستالغز تا مورب‌لغز

فشاری چپ‌بر و درازای آن تا ۹۰ کیلومتر قابل پیگیری است. در شکل (۲-۹) بخشی از این پهنه گسلی که در نقشه زمین‌شناسی پل سفید قرار می‌گیرد، آورده شده است. گسل شمال البرز در راستای این پهنه نزدیک به ۱۰ کیلومتر و به‌طور چپ‌بر جابجا شده است. این پهنه گسلی که توسط عباسی و همکاران (۱۳۸۶) معرفی شده است، دست‌کم چهار رودخانه بزرگ تجن، ظالم رود، تالار رود و شیرین رود را در مسیر خود به‌طور چپ‌بر جابجا کرده است. میانگین جابجایی این رودخانه‌ها به ۷ کیلومتر می‌رسد. بریده شدن نهشته‌های هولوسن در این پهنه گسلی نشان‌گر فعال بودن این پهنه است و احتمال می‌رود زمین‌لرزه ۱۹۷۹/۳/۱۸ با بزرگی ۴/۳ و زمین‌لرزه ۱۹۵۸/۶/۲۵ با بزرگی ۴/۱ ناشی از فعالیت این پهنه گسلی باشد. در این مطالعه با بررسی پهنه گسلی نوده-بایجان، گسل سوخته‌سرا به‌عنوان یکی از گسل‌های اصلی این پهنه که در گستره ۳۰ کیلومتری ساختگاه سد شهید رجایی قرار می‌گیرد، معرفی و مورد بررسی قرار گرفت.

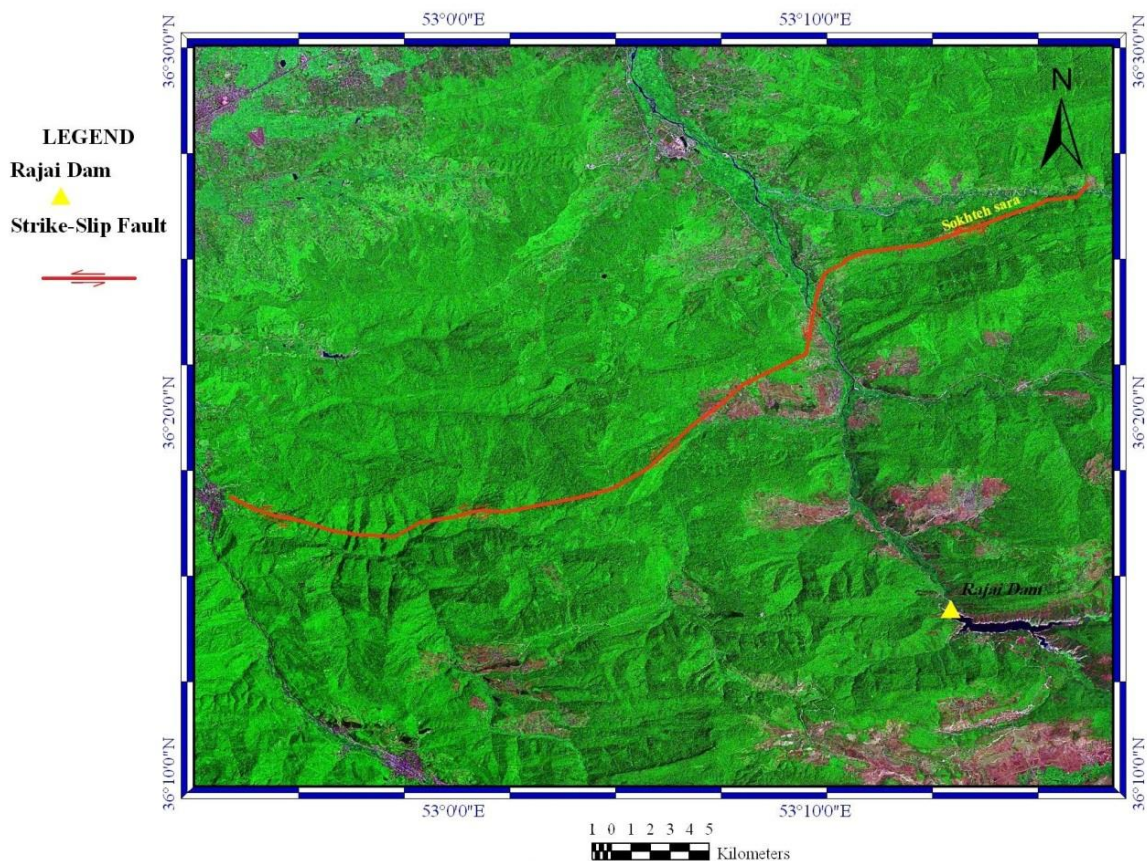


شکل ۲-۹- پهنه گسلی نوده-بایجان در شمال ساختگاه سد شهید رجایی و خطواره گسلی شناسایی شده (گسل

سوخته‌سرا) در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ پل سفید

۲-۳-۱-۴-۱- گسل سوخته‌سرا

این گسل که در بخش شمالی سد شهید رجایی و در فاصله ۱۴ کیلومتری از ساختگاه سد شهید رجایی قرار گرفته و طول شناخته شده آن ۸۵ کیلومتر می‌باشد. این گسل با روند شمال خاوری- جنوب باختری (هم‌روند با پهنه گسلی نوده- بایجان) و سازوکار راستالغز چپ‌بر از روستای احمدآباد آغاز و با قطع نمودن تاقدیس خرچنگ از بخش شمالی روستای سوخته‌سرا عبور نموده و به سمت باختر ادامه دارد. وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی $mb > 3$ در راستای این گسل و بخصوص در بخش خاوری آن مؤید فعالیت این گسل در چند سال اخیر می‌باشد.



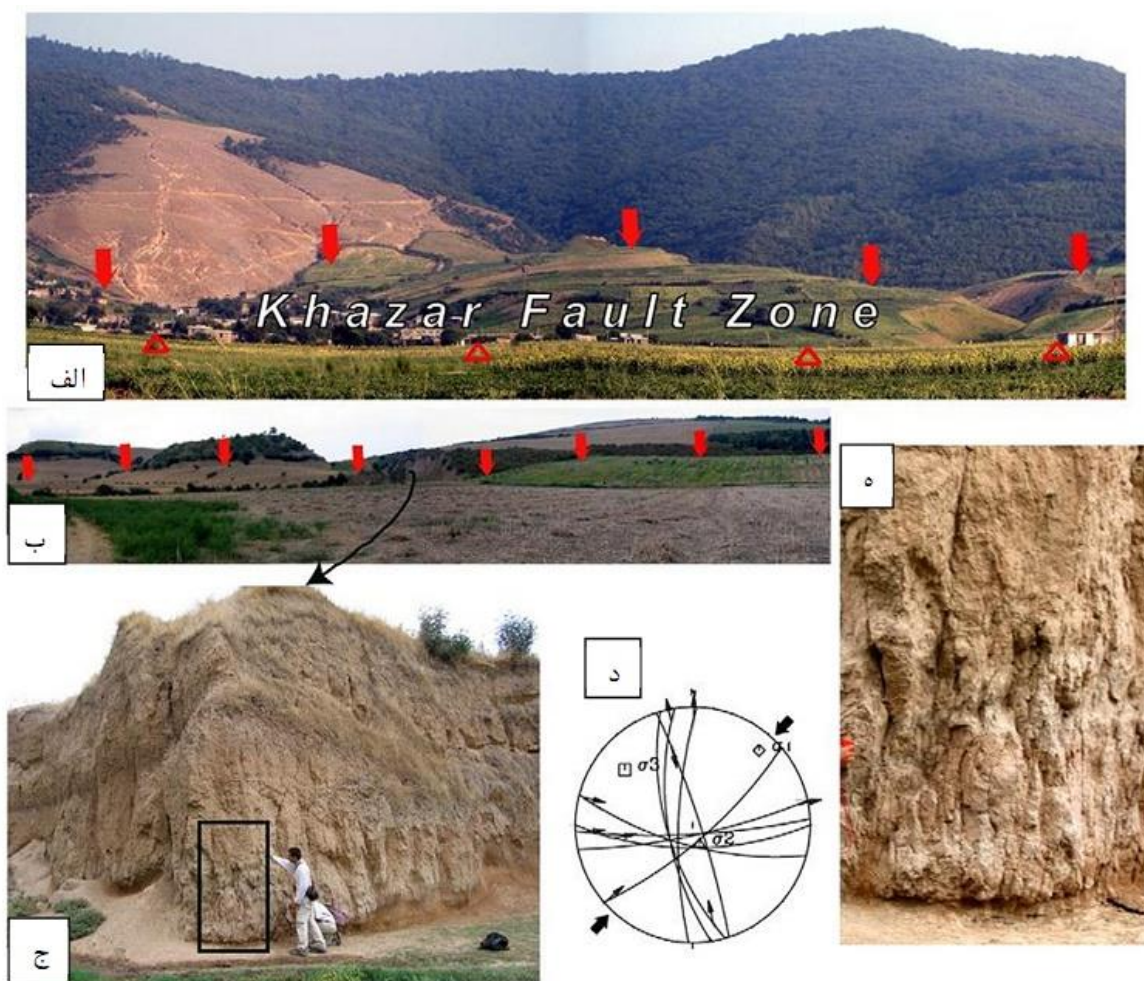
شکل ۲-۱۰- تصویر ماهواره‌ای Landsat و اثر خطواره گسلی سوخته‌سرا با سازوکار راستالغز در بخش شمالی ساختگاه

سد شهید رجایی

۲-۳-۲- گسل‌های فعال در گستره ۱۰۰ کیلومتری ساختگاه سد

۲-۳-۲-۱- گسل خزر

گسل خزر، واقع در یک مرز ساختاری در حاشیه جنوبی خزر با درازای بیش از ۶۰۰ کیلومتر است. این گسل با راستای خاوری- باختری، شیب به سوی جنوب و سازوکار فشاری با مؤلفه راستالغز، در شمال کوه‌های البرز و جنوب دشت کرانه‌ای مازندران از گرگان تا لاهیجان کشیده شده است. اختلاف ارتفاع شدید و ناگهانی میان دریای خزر (با ارتفاع نزدیک به ۲۸ متر زیر سطح دریاهای آزاد) و یال شمالی رشته کوه‌های البرز با ارتفاع نزدیک به ۲۰۰۰ متر، فرورفتگی دریای خزر، ریخت شناسی دشتهای ساحلی مازندران و گیلان به سبب عملکرد گسل خزر است. این گسل در بخشی از خود شیست‌های گرگان (فرادیواره) را در کنار انباشته‌های کواترنر دشت ساحلی جنوبی خزر (فرودیواره) قرار داده است که ناشی از جابجایی قائم بسیار بزرگ در راستای این گسل است. بررسی داده‌های لرزه‌خیزی نشان می‌دهد که جنبش این گسل سبب رویداد زمین‌لرزه‌های متعددی شده است و گسل خزر، گسلی بسیار لرزه‌زا محسوب می‌شود. زمین‌لرزه‌های ۸۷۴ میلادی گنبدکاووس با بزرگی $M_s = 6$ و شدت $I_0 = VII+$ (بربریان و قرشی، ۱۳۶۷ و ۱۳۶۸)، ۵ آوریل ۱۹۴۴ گرگان با بزرگی $M_s = 5/2$ و شدت $I_0 = VII$ (بربریان و قرشی، ۱۳۶۷ و ۱۳۶۸)، زمین‌لرزه‌های ۱۹۳۳ گرگان، ۱۹۵۷ سنگچال، ۱۹۹۰ رودبار و زمین‌لرزه ۲۸ می ۲۰۰۴ بلده با بزرگی $M_w = 6/2$ (Tatar et al, 2007) به این گسل نسبت داده می‌شوند.

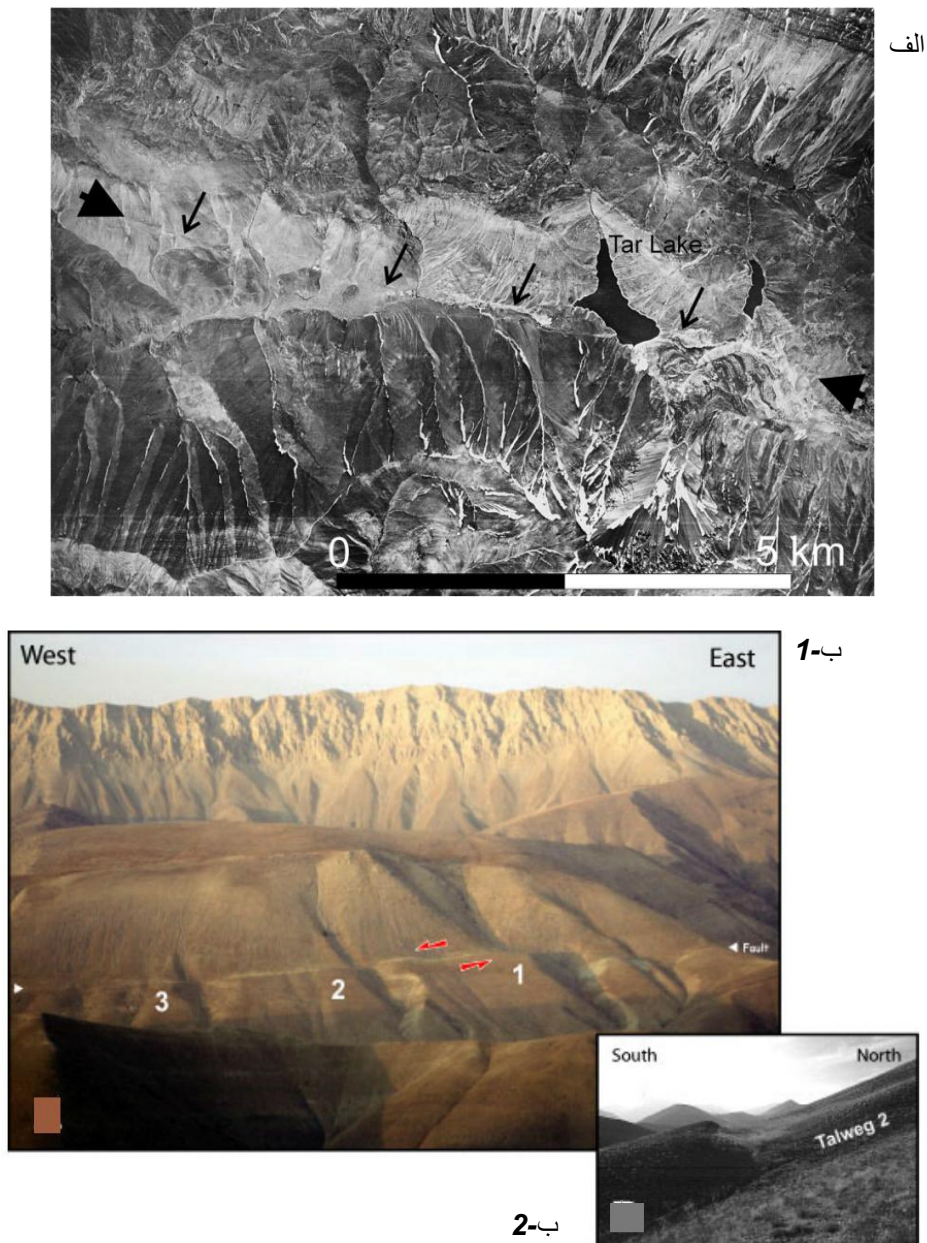


شکل ۲-۱۱- الف- نمایی از بخش خاوری گسل خزر در نزدیکی روستای گالیکش ب- اثر گسل خزر بر روی رسوبات کواترنری که به وسیله پیکان مشخص شده است. ج- صفحه گسل خزر و محل اندازه‌گیری‌های انجام شده جهت برداشت گسل. د- نیمکره پائینی استریوگرام که نشان‌دهنده جنبش چپ‌بر گسل در این ایستگاه می‌باشد. ه- مستطیل نشان داده شده در قسمت ج (محل اندازه‌گیری‌ها و برداشت‌های گسلی) (برگرفته از Javidfakhr et al, 2011).

۲-۲-۳-۲- گسل مشا

گسل مشا را نخستین بار دلنباخ (Dellenbach, 1964) به نام گسل مشا- فشم معرفی و سپس بربریان و همکاران (۱۳۶۴) نام آن را به گسل مشا تغییر داده و آن را با شیب ۷۰-۳۵ درجه رو به شمال و درازای تا ۲۰۰ کیلومتر معرفی کرده‌اند. با بررسی‌های دورسنجی و ریخت زمین‌ساختی سلیمانی آزاد و همکاران (۱۳۸۲) بر روی پهنه گسلی مشا، این گسل از شمال خاوری روستای امین‌آباد فیروزکوه آغاز و پس از گذر از دره‌های تار، مشا و آیگان در باختر با روند $110^{\circ}\text{N}-125^{\circ}$ درجه ادامه می‌یابد. از انتهای دره شهرستانک- پل خواب نیز این گسل با تغییر روند به سوی جنوب باختر (در راستای 75°E) به

صورت چند شکستگی ناپیوسته قابل پیگیری است. عوارض ریخت زمین‌ساختی فراوانی مانند دره‌های خطی، آبراهه‌ها و پشته‌های با جدایش و جابجایی چپ‌بر در راستای این گسل دیده می‌شود که نشانه‌ی چیرگی جنبش‌های چپ‌بر جوان در امتداد آنها است (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲- الف- تصویر هوایی از گسل مشا در نزدیکی دریاچه‌ی تار. دریاچه‌ی تار ممکن است در اثر وجود یک حوضه‌ی کششی کوچک (Pull apart basin) که بین دو قطعه‌ی گسلی ایجاد شده باشد.

ادامه شکل ۲-۱۲- الف- پیکان‌های بزرگ روند گسل و پیکان‌های کوچک نمونه‌ای از دیواره جدید می‌باشند (Allen et al, 2003).

ب- ۱- دید کلی از گسیختگی سطحی مشا در نمایی به همراه دریاچه تار. جنبش راستالغز چپ‌بر در طول ۳ آبراهه. ب-۲- دید عرضی از دیواره گسلی (Ritz et al, 2003)

براساس اطلاعات آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982) و همچنین بربریان و یتس (Berberian and Yeats, 1999)، دست‌کم سه زمین‌لرزه ویرانگر تاریخی و یک زمین‌لرزه سده بیستم بر روی گسل مشا در بخش‌های باختری و خاوری آن روی داده است. مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های منتسب به گسل مشا عبارتند از:

- زمین‌لرزه ۲۳ فوریه ۹۵۸ میلادی، با بزرگی ($M_s=7/7$) و در پهنه‌ای از جاجرود تا طالقان

- زمین‌لرزه سال ۱۶۶۵ میلادی در شهرستان دماوند با بزرگی ($M_s = 6/5$)

- زمین‌لرزه ۲۷ مارس ۱۸۳۰ میلادی با بزرگی ($M_s = 7/1$) در پهنه شمیرانات- جاجرود

- زمین‌لرزه دوم اکتبر ۱۹۳۰ ه- مبارک آباد با بزرگی ($M = 5/2$)

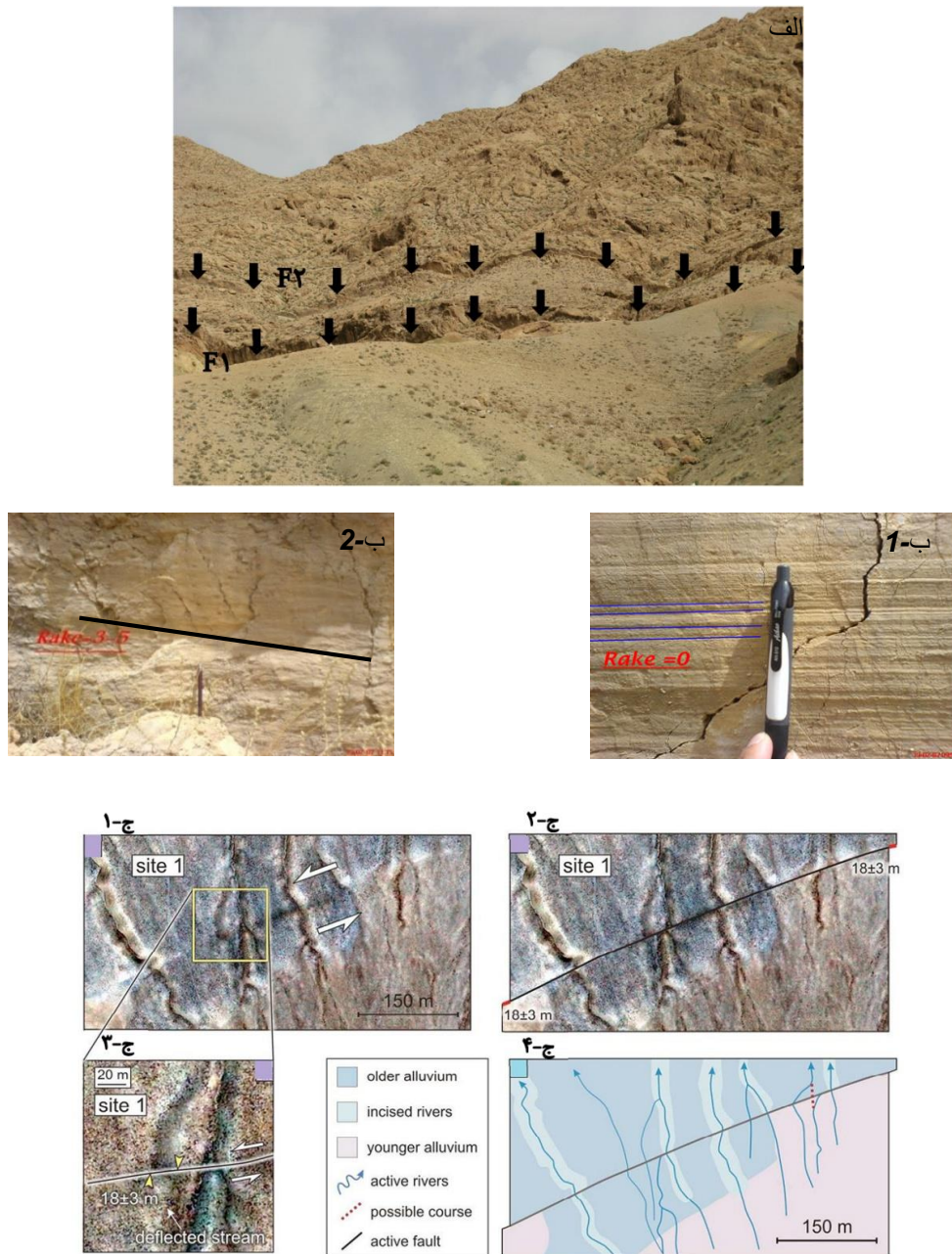
۲-۳-۲-۳- گسل آستانه

گسل پویای آستانه با روند شمال خاوری- جنوب باختری در بخش خاوری البرز مرکزی قرار دارد. این گسل، نخستین بار توسط بربریان (۱۳۶۳)، در باختر روستای آستانه (شمال باختری دامغان) در مجاورت روستای آستانه- فولاد محله به صورت دو گسل موازی در کنار هم و با ذکر نشانه‌هایی از برش چپ‌بر در رسوبات آبرفتی کواترنر، با درازایی بیش از ۷۵ کیلومتر در جنوب باختری آستانه و چشمه‌علی شناسایی و معرفی شد. وی سازوکار گسل آستانه را راندگی با مؤلفه راستالغز چپ‌بر اعلام کرد. بربریان و قرشی (۱۳۶۷) ویرانی دژ فولاد محله و نیز رویداد زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی کومس با بزرگی $M_s=7/9$ را با احتمال جنبش گسل آستانه مرتبط دانسته‌اند. امیدی (۱۳۸۰)، سازوکار گسل آستانه را راستالغز چپ‌بر معرفی نموده است. جکسون و همکاران (Jackson et al,)

2002) نیز سازوکار این گسل را راستالغز چپ‌بر معرفی کرده‌اند. نظری (Nazari, 2006) نیز بر سازوکار راستالغز چپ‌بر به همراه مؤلفه عادی اعتقاد دارد. بریریان و همکاران (۱۳۷۵)، گسل آستانه را در کنار گسل‌های مشا و فیروزکوه مرز بین ایالت زمین‌ساختی البرز شمالی و جنوبی قرار داده‌اند.

با توجه به اسناد و مدارک تاریخی موجود، دو زمین‌لرزه تاریخی منسوب به گسل آستانه موجود است که یکی زمین‌لرزه ویرانگر کومس با بزرگی $M_s=7/9$ و دیگری زمین‌لرزه تاریخی ۱۱۰۲ میلادی گردکوه در منطقه دامغان است. براساس مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی توسط شکری و همکاران (۱۳۸۶)، ویژگی‌های چینه‌ای و نشانه‌های برداشت شده موجود از دیواره ترانشه شماره ۴، بر رخداد دست‌کم ۴ تا ۵ زمین‌لرزه کهن بر روی گسل آستانه به عنوان گسلی با سازوکار راستالغز چپ‌بر با مؤلفه عادی (نرمال) دلالت دارند.

طی مطالعات صحرائی، دو خطواره گسلی به فاصله ۱۵ تا ۲۰ متر در بالای روستای آستانه قابل مشاهده می‌باشند که براساس زاویه ریک برداشت شده از خش‌لغزهای بر روی آنها، سازوکار راستالغز چپ‌بر قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۲-۱۳). براساس تصاویر ماهواره‌ای نیز جابجایی چپ‌بر در نهشته‌های آبرفت‌های نمایان است.



شکل ۲-۱۳-الف- تصویر صحرایی از دو خطواره گسلی آستانه در شمال روستای آستانه (دید به سمت شمال)
 ب-۱- سطح گسلی F1 همراه با خراش‌های گسلی با ریک‌های حدود صفر درجه بر روی سطح گسل ب-۲- سطح گسل F2 و خراش‌های گسلی ریک حدود ۳ تا ۵ درجه بر روی آن.
 ج- ۱- تصویر ماهواره‌ای Quickbird و بریده شده نهشته‌های آبرفتی سطحی و جابجایی 18 ± 3 در راستای رودخانه‌ها بر اثر کارکرد گسل آستانه. ج-۲- بازسازی زهکش‌های جابجا شده در اثر حرکت گسل ج-۳- تصویر بسته از گسلی که رودخانه را به اندازه 18 ± 3 جابجا کرده است. ج-۴- نقشه ریخت زمین‌شناختی ساده شده که زهکش بازسازی شده در بخش ج-۲ را با دقت نشان می‌دهد (Hollingsworth et al, 2010).

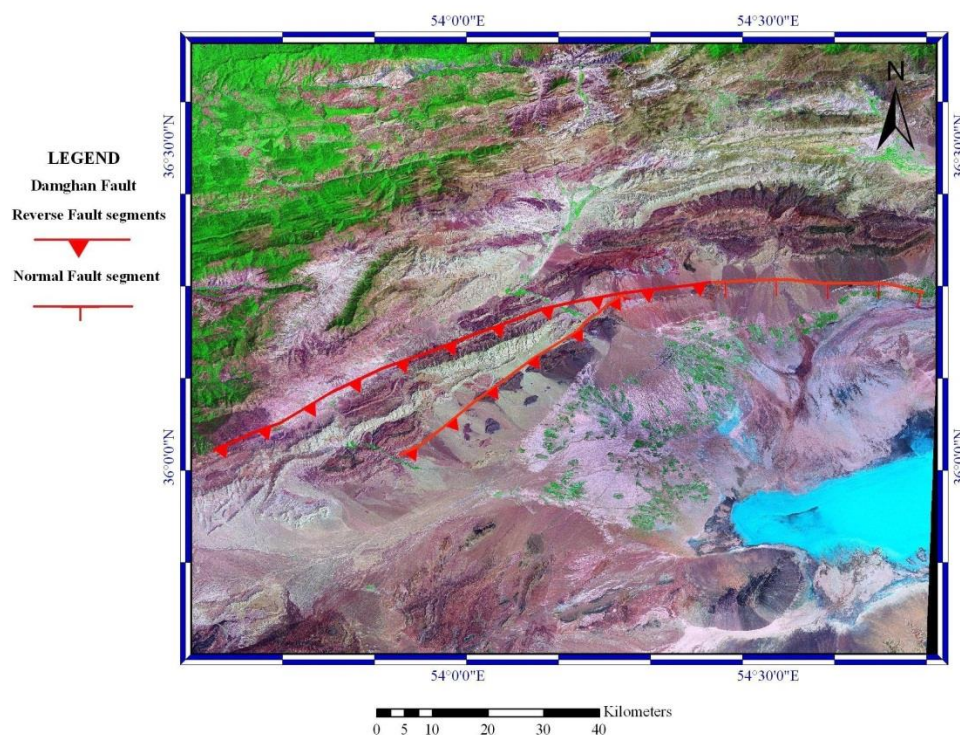
۲-۳-۲-۴- گسل دامغان

گسل دامغان از ۱۰ کیلومتری شمال شهر دامغان می‌گذرد و با برش نهشته‌های کواترنری، معرف یک گسل کواترنری است. نخستین بار کرینسلی (Krinley, 1970)، ۱۴/۵ کیلومتر از طول گسل مذکور را مطالعه و آن را نوعی گسل نرمال با شیب به سوی جنوب همراه با فرو افتادن بخش جنوبی دانست. بنا به گزارش بربریان و همکاران (۱۳۷۵)، درازای این گسل حدود ۱۰۰ کیلومتر برآورد می‌شود و از دو بخش بنیادی خاوری و باختری ساخته شده است.

امیدی (۱۳۸۰) با استفاده از کارهای از قبل انجام شده و به استناد مطالعه و برداشت روی زمین در پهنه گسله، گسل دامغان را مورد بررسی قرار داده‌اند. ایشان معتقدند که نظام گسلی دامغان یکی از عناصر تکتونیکی مهم در پهنه برشی همگرای چپ‌گرد آستانه- عطاری در نیمه جنوبی البرز خاوری است که از شمال به گسل آستانه- طزره و از جنوب به گسل عطاری محدود می‌باشد و قابل تفکیک به ۴ قطعه می‌باشد که این قطعات دارای هندسه، سازوکار و فعالیت لرزه‌ای متفاوتی هستند.

براساس مطالعات امیدی و همکاران (۱۳۸۰)، قطعه گسلی ده‌ملا- سیاه‌کوه با سازوکار نرمال و قطعه سیاه‌کوه- رودبار با سازوکار معکوس، یک گسله چرخشی با جهت راست‌گرد را می‌سازند. قطعات لبرود- شترگردن و همچنین رودبار- فولاد محله نیز دارای سازوکار معکوس با شیب به سمت جنوب می‌باشند (شکل ۲-۱۴).

امکان دارد زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی کومس با بزرگی $M_s=7/9$ در پیوند با جنبش گسل دامغان باشد (بربریان و قرشی، ۱۳۷۵).

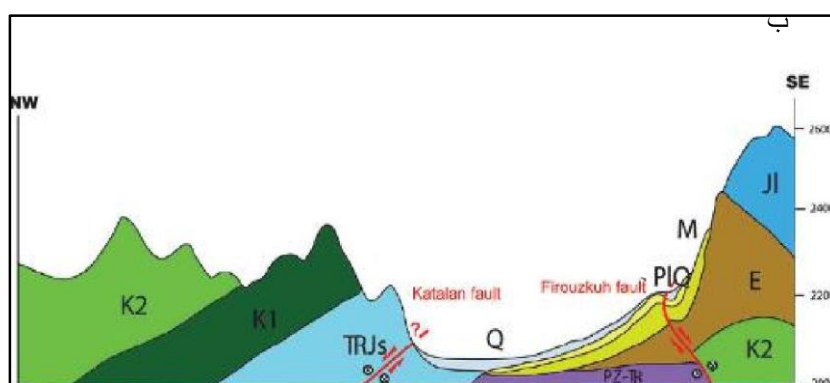
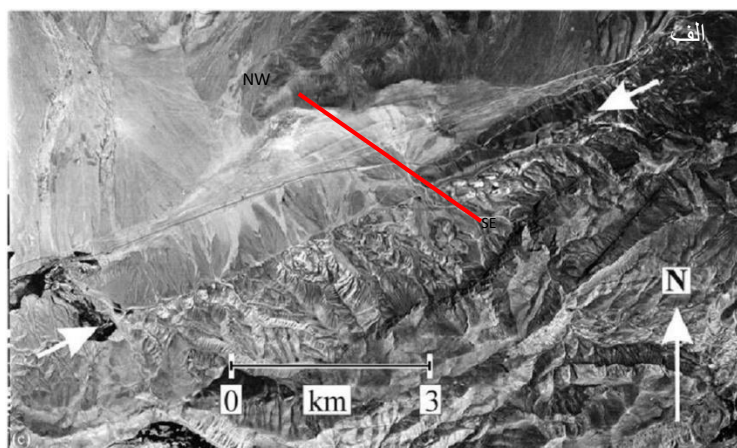


شکل ۲-۱۴- تصویر ماهواره‌ای Landsat و خطواره گسلی دامغان. امیدی و همکاران (۱۳۸۰)، گسل دامغان را در قطعات و سازوکارهای متفاوت معرفی نموده‌اند که قطعه ۱ را نرمال و قطعات دیگر (۲، ۳ و ۴) را با سازوکار معکوس معرفی نموده‌اند.

۲-۳-۵- گسل فیروزکوه

گسل فیروزکوه با درازایی نزدیک به ۷۰ کیلومتر از پایانه خاوری گسل مشا در باختر روستای امین‌آباد تا گردنه گدوک بر روی تصاویر ماهواره‌ای و هوایی (شکل ۲-۱۵ الف) در مقیاس‌های گوناگون دیده می‌شود (Nazari, 2006). از این گسل در ابتدا به عنوان گسل راندگی با صفحه‌ای به سوی جنوب (Berberian et al, 1996) و پس از آن در شمار گسل‌های راستالغز با برش چپبر (Jackson et al, 2003 ; Allen et al., 2002) و سپس چپبر با مؤلفه نرمال یاد شد (Nazari, 2005; Nazari et al, 2006) (شکل ۲-۱۵ ب). در بزرگ مقیاس وجود بلندهای خاوری و الگوی دگرشکلی جوان در پهنه گسل به‌ویژه در گستره حوزه فیروزکوه نشان از سازوکار راستالغز چپبر با مؤلفه قائم برای گسل فیروزکوه دارد. از دیدگاه تاریخی اگرچه گسل فیروزکوه در پهنه لرزه‌ای زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی کومس قرار دارد، ولی با توجه به جایگاه میان کوهستانی فیروزکوه، زمین‌لرزه تاریخی شناخته

شده و مشخص دیگری برای آن ارائه نشده است (Ambraseys and Melville, 1982). با توجه به گستره لرزه‌ای هر زمین‌لرزه رخ داده در گستره فیروزکوه، زمین‌لرزه‌های دستگاهی مانند زمین‌لرزه سال‌های ۱۹۷۳، ۱۹۶۹، ۱۹۷۵، ۱۹۷۹، ۱۹۸۵، ۱۹۸۹، ۱۹۹۰ و ۲۰۰۸ میلادی را می‌توان در گستره کارکرد این گسل در نظر گرفت. بیشتر این زمین‌لرزه‌ها بزرگایی کمتر از $mb = 4/8$ دارند و از این میان زمین‌لرزه ۲۰ ژانویه ۱۹۹۰ گدوک ($Io=VII$, $Ms=5/8$) به عنوان بزرگ‌ترین زمین‌لرزه دستگاهی شناخته شده در گستره این گسل جای دارد.



شکل ۲-۱۵- الف) تصویر هوایی از گسل فیروزکوه و بریده شدن مخروطه‌افکنه‌ها در بخش شمال خاوری (Jackson et al, 2002). ب) برش ساختمانی ساده شده دره فیروزکوه در گذر گسل فیروزکوه در جنوب دره (نظری و همکاران، ۱۳۸۹).

۲-۳-۲-۶- گسل گرمسار

گسل گرمسار دارای راستای عمومی خاوری-باختری و درازای بیش از ۱۰۰ کیلومتر که از شمال گرمسار واقع در نقشه چهار گوشه تهران می‌گذرد. در ادامه با عبور از دامنه کوه‌های تخت‌رستم و کوه‌سرخ در جنوب خاوری ورامین به گسل پیشوا می‌رسد. آرایش هندسی گسل، سازوکار معکوس با شیب به سمت شمال را پیشنهاد می‌کند. در شمال خاوری گرمسار، این گسل مرز بین سازند آبرفتی هزاردره و آبرفت‌های دشت را تشکیل می‌دهد. در جنوب کوه‌سرخ (جنوب خاوری ورامین) یال جنوب باختری تاقدیس کوه‌سرخ به وسیله این گسل بریده شده و سازند قرمز بالایی را بر روی دشت رانده است (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴). زمین‌لرزه‌های زیر احتمالاً در اثر جنبش گسل گرمسار رخ داده است (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴):

- زمین‌لرزه بهار ۷۴۳ میلادی دروازه‌های خزر (تنگ سردره، میان ایوانکی و گرمسار)، ($M_s=7/2$)

- زمین‌لرزه ۲۵ اکتبر ۱۹۸۲ گرمسار با بزرگی $M_s=5/4$

- زمین‌لرزه ۲۲ اوت ۱۹۸۸ گرمسار با بزرگی $m_b=5/5$

۲-۳-۲-۷- گسل بایجان

این گسل از نوع راندگی با راستای خم‌دار شمال باختری-جنوب خاوری، درازای ۴۵ کیلومتر و شیب عمومی نزدیک ۶۰ درجه به سوی شمال است. کمترین میزان جابجایی این گسل در پهنه بایجان ۱۰۰۰ متر برآورد شده است (آلن باخ، ۱۳۴۹). میزان این جابجایی به سمت خاور به سرعت کم شده، به طوری که آهک‌های سازند لار (در شمال) رو به روی سنگ‌های سازند تیزکوه (در جنوب) قرار می‌گیرد. راندگی بایجان، گسلی لرزه‌زا بوده و به نظر می‌رسد زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۳/۳/۲۵ ($m_b=5/2$) و ۱۹۸۳/۳/۲۶ ($m_b=4/5$) میلادی در اثر فعالیت این گسل باشند.

جدول ۲-۱- مشخصات گسل‌های محدوده سد شهید رجایی به شعاع ۱۰۰ کیلومتر

رده	نام گسل	سازوکار گسل	روند غالب	جهت شیب	طول (km)	فاصله از سد (km)	بررسی توسط	زمین لرزه تاریخی	زمین لرزه دستگاهی	توضیحات
۱	خزر	معکوس	NE-SW	۳۴SE	۱۹۷	۳۴	OLD	دارد	دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۲	شمال البرز	معکوس	NE-SW	۶۰SE	۲۱۰	۰/۸	OLD	دارد	دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۳	مشا	راستایگز	NE-SW	۷۰SE	۱۵۰	۵۷	OLD	دارد	دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۴	دامغان	معکوس	NE-SW	۶۰-۶۵SE	۱۲۰	۳۵	OLD	دارد	دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۵	عطاری	راندگی	NE-SW	۷۰SE	۱۳۵	۷۰	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۶	آستانه	راستایگز	NE-SW	۷۰SE	۷۵	۳۶	OLD	دارد	دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۷	فیروزکوه	راستایگز	NE-SW	۵۵SE	۷۰	۴۸	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۸	سمنان	راندگی	NE-SW	۴۰-۴۵NW	۲۸	۶۳	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۹	گرمسار	معکوس	E-W	۴۰-۴۵N	۳۰	۹۳	OLD	دارد		جایابی واحدهای زمین شناسی
۱۰	بایجان	راندگی	NW-SE	۶۰NW	۴۵	۸۱	OLD	دارد	دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی
۱۱	بشم	راندگی	NE-SW	SE	۷۲	۴۱	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۱۲	اوریم	راستایگز	NE-SW	-	۳۴	۲۸	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۱۳	چاشم	راندگی	E-W	N	۴۶	۳۷	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۱۴	بادله	معکوس	NE-SW	NW	۱۲۰	۱۷	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۱۵	نوکه	معکوس	NE-SW	SE	۲۹	۶۰	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۱۶	سرخه‌کوت	راندگی	E-W	۴۲-۴۷N	۵۳	۹۰	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۱۷	دیکتاش	معکوس	NE-SW	NW	۳۲	۵۸	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی
۱۸	نوا	راندگی	E-W	N	۲۹	۸۳	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۱۹	لنگر	معکوس	NE-SW	NW	۲۹	۲۴	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۲۰	لله‌بند	معکوس	E-W	S	۸۲	۸	OLD		دارد	جایابی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه

ادامه جدول ۱-۲

رده	نام گسل	سازوکار	روند غالب	جهت شیب	طول (km)	فاصله از سد (km)	بررسی توسط	زمین لرزه تاریخی	زمین لرزه دستگامی	توضیحات
۲۱	شمال دامغان	معکوس	E-W	N	۲۵	۷۹	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۲۲	مهرباب	راندگی	NE-SW	SE	۴۲	۴۵	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۲۳	صبور	راندگی	NE-SW	SE	۲۸	۴۰	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۲۴	سفیداب	راندگی	NE-SW	NW	۳۰	۵۶	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی
۲۵	سفیدکوه	معکوس	NE-SW	NW	۷۰	۳۹	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۲۶	چشمه علی	راندگی	NE-SW	NW	۷۰	۴۲	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۲۷	توبه	معکوس	NE-SW	SE	۱۵	۵۰	OLD			جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۲۸	میلا	راندگی	NE-SW	SE	۴۰	۵۶	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۲۹	هیکو	راندگی	E-W	۸۰ SE	۴۲	۲۵	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۳۰	فروسینیس	راستاغز	N-S	-	۱۰	۶۲	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۳۱	کوه سرخ	راندگی	NW-SE	۳۰-۴۰ NE	۲۲	۹۴	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی
۳۲	دروار	معکوس	NE-SW	SE	۱۱	۶۵	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۳۳	رمه	راندگی	E-W	N	۴۲	۸۰	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی
۳۴	قوشه ۱	معکوس	NE-SW	NW	۲۵	۸۰	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی
۳۵	قوشه ۲	معکوس	NE-SW	NW	۲۴	۸۲	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی
۳۶	دلاریان	?	N-S	؟	۲۲	۸۸	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی
۳۷	دریاچه ساهون	راندگی	NE-SW	NW	۲۲	۸۹	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی
۳۸	اورست	معکوس	NE-SW	۷۵ SE	۲۴	۲۷	OLD		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۳۹	سوخته سرا	راستاغز	NE-SW	-	۸۵	۱۴	NEW		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۴۰	زیراب	معکوس	NW-SE	۶۰ SW	۲۵	۱۲	NEW		دارد	جابجایی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه

ادامه جدول ۱-۲

رده	نام سازوکار	روند غالب	جهت شیب	طول (km)	فاصله از سد (km)	بررسی توسط	داده‌های لرزه‌ای		توضیحات
							تاریخی	دستگاهی	
۴۱	مجدد گسل	NE-SW	~۷۵SE	۱۸	۸	NEW	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۴۲	خرم‌آباد	NE-SW	~۶۵SE	۲۳	۱۵	NEW	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۴۳	شله	NE-SW	~۷۰SE	۱۱	۲۷	Old	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۴۴	جورجاده	NE-SW	~۶۵SE	۲۳	۱۴	NEW	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۴۵	رودبارک	NE-SW	۴۵SW	۶۷	۳۳	NEW	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۴۶	شالمک	NE-SW	~۷۵SE	۱۰	۸	NEW	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۴۷	کوات	NE-SW	NW	۲۴	۴۴	NEW	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی
۴۸	ولیکین	NE-SW	~۶۵NW	۱۶	۹	NEW	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۴۹	تلاوک	NE-SW	~۶۰NW	۱۰	۵	NEW	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۵۰	تلمادره	NE-SW	-	۲۲	۴۰	NEW	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی
۵۱	مرگاو	NE-SW	~۶۰NW	۲۳	۲/۵	NEW	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه
۵۲	محمدآباد	NE-SW	~۶۰NW	۱۰	۵	Old	دارد	دارد	جایگاهی واحدهای زمین شناسی - انحراف آبراهه

۲-۴- زمین‌لرزه

۲-۴-۱- زمین‌لرزه‌های تاریخی

در این بخش شرح مختصری از مهم‌ترین رویدادهای لرزه‌ای که مربوط به بازه زمانی قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی می‌باشند، ارائه شده است. این توصیف به منظور ارائه تصویر هرچه بهتر از خصوصیات زمین‌لرزه‌ها، تلفات جانی و خرابی‌های ناشی از آنها می‌باشد.

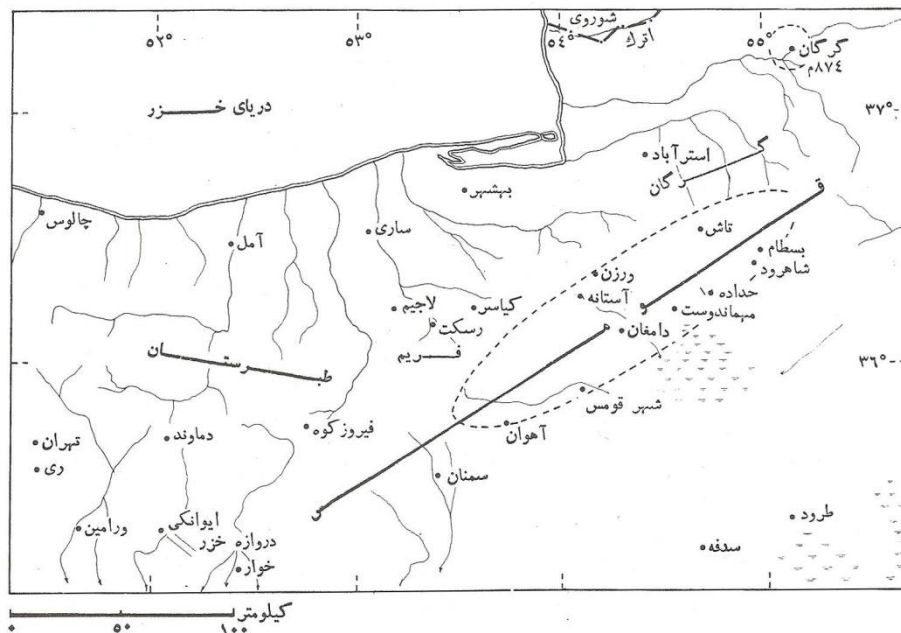
منابع مورد استفاده در ارائه این بخش منحصر به کتاب‌های تاریخی از جمله تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران (Ambraseys and Melville, 1982) و همچنین نخستین کاتالوگ زلزله و پدیده‌های طبیعی ایران زمین (بربریان، ۱۳۷۵) می‌باشد (پیوست ۱).

۲-۴-۱-۱- زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر سال ۸۵۶ میلادی کومس / دامغان

از مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های شناخته شده در پهنه البرز، زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر سال ۸۵۶ میلادی کومس / دامغان است. این زمین‌لرزه توسط آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982) و نیز بربریان و همکاران (۱۳۷۵) مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. این زمین‌لرزه در بخش البرز خاوری روی داد که منطقه کومس و ناحیه طبرستان (مازندران و گرگان کنونی) و بسطام را ویران کرد و ۲۰۰۰۰۰ تن کشته شدند (شکل ۲-۱۶). آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982)، زمین‌لرزه کومس را با بزرگی $M_s=7/9$ و شدت $I_0=X$ با کانون مهلرزه‌ای در شمال باختر دامغان معرفی نمودند.

بربریان و همکاران (۱۳۷۵) معتقدند که با توجه به نوشتارهای کهن که اشاره به ویرانی نیمی و یا تمامی دامغان، یک سوم بسطام، پهنه دامغان تا حداده و شهر کومس دارند، در نتیجه پهنه ویرانی با شدت VIII دارای درازای نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر (از بسطام تا دامغان و شهر کومس) بوده که یک ارزیابی پذیرفتی است و با پهنه کلان لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های بزرگ سده بیستم همخوانی دارد. در بررسی لرزه زمین‌ساختی گسل‌های فعال پهنه لرزه‌خیز زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی کومس /

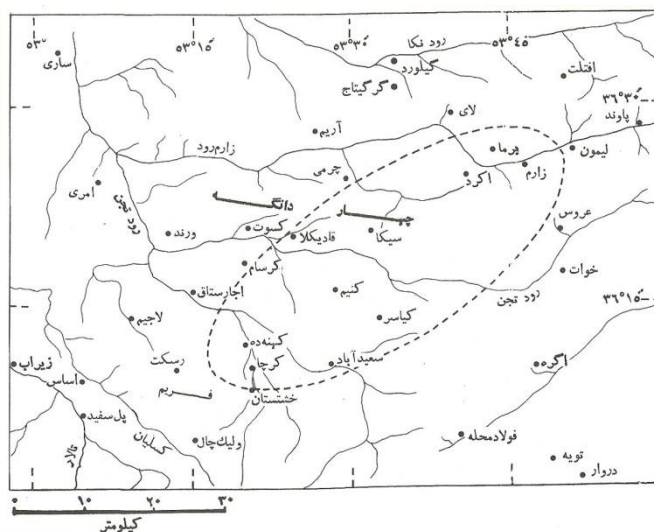
دامغان، دو گسل بزرگ و فعال دامغان و آستانه با برش در رسوبات کواترنز دیده می‌شود (Berberian, 1976؛ بربریان و قرشی، ۱۳۶۷ و ۱۳۶۳).



شکل ۲-۱۶- پهنه زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر سال ۸۵۶ میلادی کومس (Ambraseys and Melville, 1982)

۲-۱-۴-۲- زمین‌لرزه سال ۱۱۲۷ میلادی فریم - چهاردانگه

زمین‌لرزه بزرگی در منطقه هزار جریب مازندران جنوبی، سبب ویرانی سراسری روستاهای منطقه فریم، که دره پهناوری در کوه‌های شرق پل سفید است، گردید. روستاهای کنیم و زارم کم و بیش به طور کامل ویران شدند و روستاهای دولیت بر اثر یک زمین‌لغزه، به سوی رودخانه‌ای که در کنار آن جا داشت، رانده شدند. بزرگی این زمین‌لرزه توسط آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982)، $M_s=6/8$ و رومرکز مهلزهای آن با کیفیت متوسط مکان‌یابی شده است (شکل ۲-۱۷).



شکل ۲-۱۷- زمین‌لرزه ۱۱۲۷ میلادی فریم- چهار دانگه (Ambraseys and Melville, 1982)

۲-۴-۱-۳- زمین‌لرزه سال ۱۳۰۱ میلادی فریم

این زمین‌لرزه روستاهای بسیاری را در مازندران جنوبی به طور کامل ویران کرده و سبب افول رونق منطقه فریم گردید. بزرگی این زمین‌لرزه توسط آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982)، $M_s=6/8$ و رومرکز مهلزهای آن با کیفیت مکان‌یابی شده است.

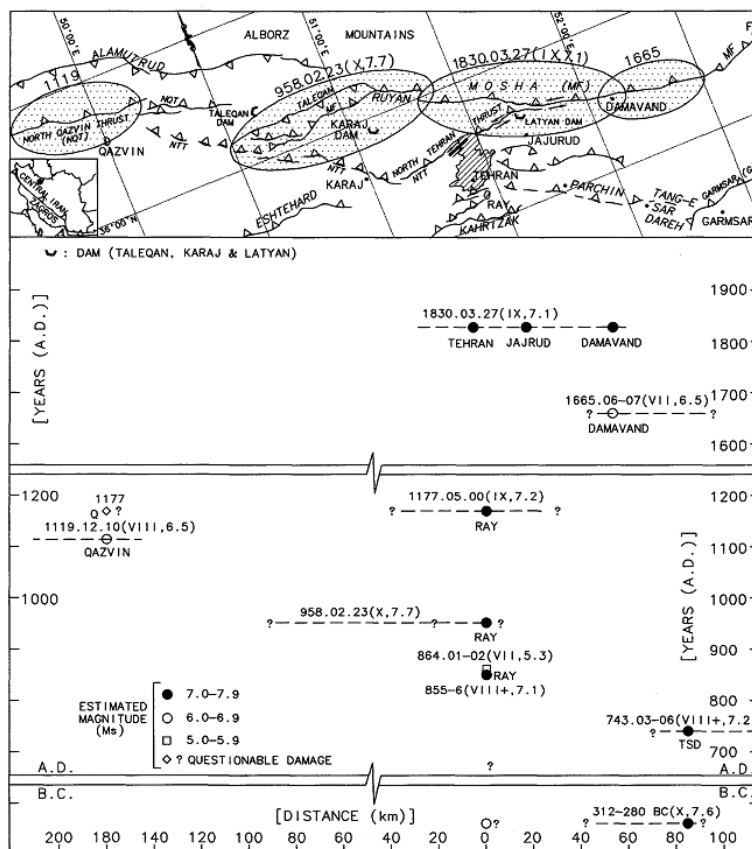
۲-۴-۱-۴- زمین‌لرزه ۱۶۶۵ میلادی دماوند

این زمین‌لرزه ویرانگر در دماوند و توابع آن رخ داد که خانه‌ها و ساختمان‌های بسیاری را ویران کرد. کتیبه‌ای در مسجد جامع دماوند به آسیب این زمین‌لرزه اشاره نمود و تاریخ مرمت بنا را که ۵ سال پس از رخداد این زمین‌لرزه (۱۶۷۰ میلادی) انجام شده، ثبت نموده است. بزرگی این زمین‌لرزه توسط آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982)، $M_s=6/5$ و رومرکز مهلزهای آن با کیفیت ضعیف مکان‌یابی شده است.

۲-۴-۱-۵- زمین‌لرزه ۲۷ مارس سال ۱۸۳۰ میلادی دماوند - شمیرانات

زمین‌لرزه بزرگی در مازندران جنوبی، مناطق شمیرانات و دماوند در شرق تهران را تقریباً به طور کامل ویران کرد (شکل ۲-۱۸). در حدود ۷۰ روستا که در بخش شرقی جاجرود و در امتداد راه‌هایی که از

طریق دماوند به سمنان و دامغان می‌رود، جای داشتند که ویران شدند و تنها در دماوند بیش از ۵۰۰ نفر کشته شدند. در تهران نیز بسیاری از خانه‌های کهنه فروریخت و حدود ۳۰ تن کشته شدند (Ambraseys and Melville, 1982).



شکل ۲-۱۸- زمین‌لرزه ۲۷ مارس سال ۱۸۳۰ میلادی دماوند - شمیرانات (برگرفته از Berberian and Yeats, 1999).

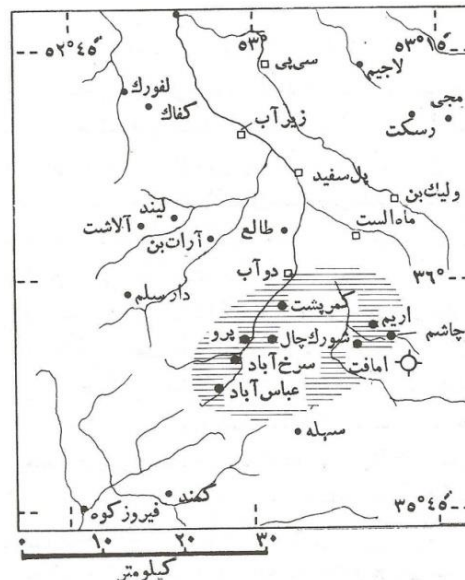
۲-۴-۲- زمین‌لرزه‌های دستگاهی

با شروع سده بیستم ثبت دستگاهی زمین‌لرزه‌ها به گونه‌ای اصولی آغاز گردید. این امر پس از چند دهه (از سال ۱۹۶۳ میلادی) منجر به ایجاد شبکه‌های لرزه‌نگاری و گزارش نسبتاً منظم پارامترهای سرچشمه زمین‌لرزه‌ها شد. در آغاز خطای ثبت زمین‌لرزه‌ها (به‌عنوان نمونه مکان‌یابی و مرکز زمین‌لرزه‌ها) زیاد بود و گاه تا ۵۰۰ کیلومتر می‌رسید. این خطا در دهه ۱۹۶۰ به ۱۵ کیلومتر و در دهه ۱۹۷۰ به حدود ۱۰ کیلومتر رسید. مطالعات موردی زمین‌لرزه‌های نسبتاً بزرگ نیز مجموعه ارزشمندی از داده‌ها را در اختیار پژوهشگران قرار داد. فهرست رویدادهای سده بیستم به وقوع پیوسته

(پس از حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها) در گستره ۱۰۰ کیلومتری ساختگاه سد شهید رجایی در پیوست‌های ۲ و ۳ ارائه شده است. در ادامه به برخی از مهمترین این رویدادها پرداخته شده است.

۲-۴-۱- زمین‌لرزه ۵ مارس ۱۹۳۵ میلادی دوآب (تالار رود)

این زمین‌لرزه با بزرگی $M_s=5/8$ و شدت $I_0 = VII+$ در ساعت ۱۴ به وقت تهران سبب ویرانی ۸ روستا، آسیب ۱۹ روستا و کشته شدن دست‌کم ۶۰ نفر در پهنهٔ بنافت و دودانگه از شاخه‌های تالار رود گردید (شکل ۲-۱۹). این زمین‌لرزه در شهر ساری به شدت احساس شد ولی تلفاتی را به همراه نداشت و فقط آسیب کمی به سازه‌های شهر وارد آورد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵).

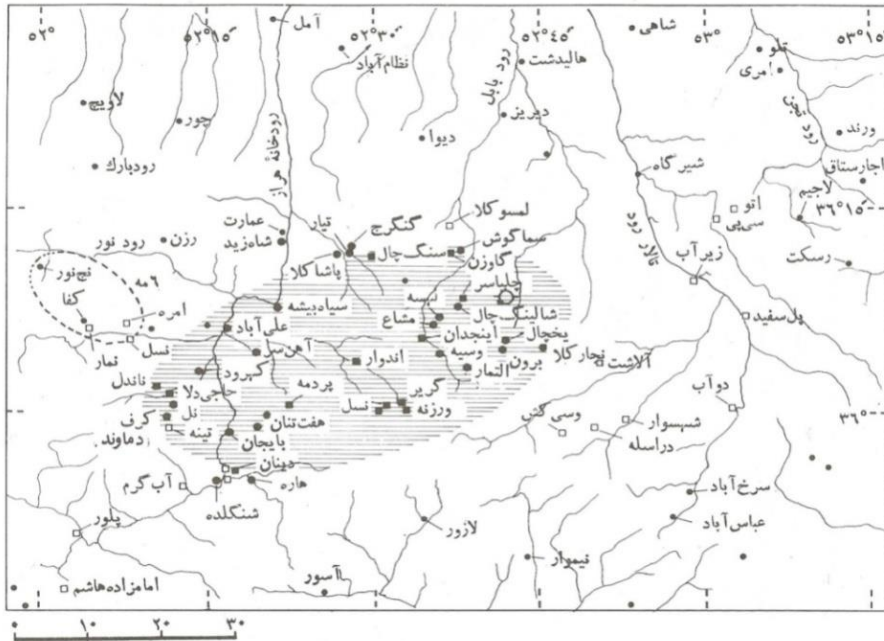


شکل ۲-۱۹- زمین‌لرزه ۵ مارس ۱۹۳۵ میلادی دوآب (تالار رود) (Ambraseys and Melville, 1982)

۲-۴-۲- زمین‌لرزه ۱۱ آوریل سال ۱۹۳۵ میلادی کسوت - مازندران

چند ساعتی پس از نیمه شب ۲۳ فروردین ۱۳۱۴ هجری شمسی (۱۱ آوریل ۱۹۳۵ میلادی) زمین‌لرزه ویرانگری با رشته پس‌لرزه‌های آسیب‌رسانش در مناطق گلیجان و چهاردانگه در مازندران روی داد که ۲۶ روستا را ویران و یا در حد ترمیم‌ناپذیری آسیب رساند و حدود ۴۸۰ نفر کشته شدند. بزرگی این زمین‌لرزه $6/7$ درجه در مقیاس ریشتر برآورد شده است. این زمین‌لرزه در گستره نسبتاً پهناوری و عمدتاً در راستای خاوری - باختری از شیروان تا رشت و از گازان قلی در اتحاد شوروی

بربریان و قرشی (۱۳۶۸) این زمین‌لرزه را با بزرگی $M_s=6/8$ و شدت $I_0=VIII+$ معرفی نموده‌اند که سبب ویرانی در پهنه گسترده‌ای در شمال خاوری دماوند و باختر آلاشت گردیده است. دلیلی مبنی بر وجود گسلش سطحی برای این زمین‌لرزه وجود ندارد.



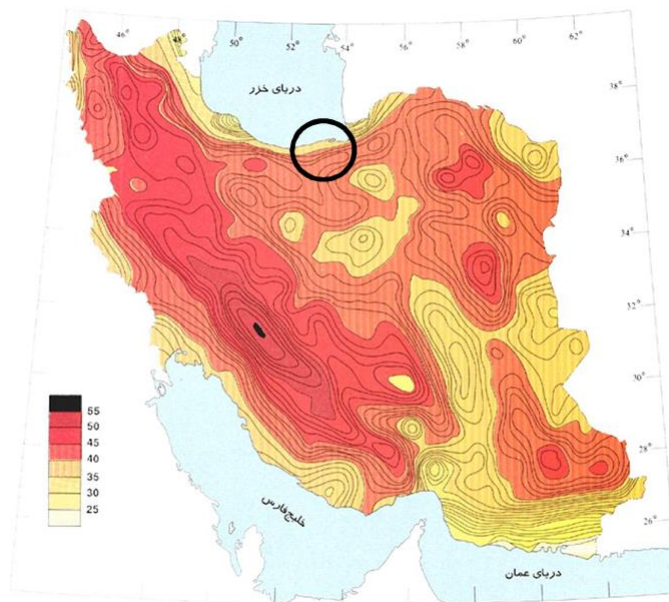
شکل ۲-۲۱- زمین‌لرزه ۲ ژوئیه سال ۱۹۵۷ میلادی سنگچال (Ambraseys and Melville, 1982)

۲-۴-۲-۴- زمین‌لرزه ۲۰ ژانویه سال ۱۹۹۰ میلادی گدوک

این زمین‌لرزه با بزرگی $M_s=5/8$ و شدت $I_0=VII$ در ساعت ۴ و ۵۷ دقیقه به وقت تهران سبب وارد آمدن خسارت‌هایی در پهنه گدوک فیروزکوه شد. میزان خرابی‌های در روستای چاشم کمی غیرعادی به نظر می‌رسید که طی بررسی‌های محلی و گفتگو با روستائیان روشن شد که خرابی در چاشم به هنگام رویداد زمین‌لرزه دوم (نخستین پس‌لرزه بزرگ با بزرگی $m_b=4/6$ با ۳۹ دقیقه اختلاف نسبت به زمین‌لرزه اصلی) به وجود آمده است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). بررسی‌های بربریان و قرشی (۱۳۷۵) نشان می‌دهد که گسل فیروزکوه با برش در رسوبات کواترنر، در میان پهنه مه‌لرزه‌ای این زمین‌لرزه قرار گرفته و ممکن است جنبش آن در ژرفا سبب رویداد این زمین‌لرزه شده باشد.

۲-۵- ساختمان پوسته زمین

بر پایه بررسی‌های گرانی‌سنجی (Gravimetry) و تعیین ناهنجاری‌های بوگر (Bouger) که برای تعیین ستبرای پوسته و ناپیوستگی موهو در نوشتارهای دهقانی و ماکریس (Dehghani and Makris, 1983) آمده است، ژرفای موهو در ایران مشخص شده است. بر پایه نوشتار یاد شده، ستبرای پوسته در گستره مورد بررسی از کمتر از ۳۵ کیلومتر تا بیشتر از ۴۰ کیلومتر در تغییر است و ستبرای پوسته در جایگاه سد شهید رجایی حدود ۴۰ کیلومتر می‌باشد (شکل ۲-۲۲). با توجه به الگوی ساختاری ایران، دیده می‌شود که افزایش ضخامت پوسته به طور عمده در محل تقریبی برخورد ورقه‌ها است. در مرز شمالی ایران به سمت دریای خزر، رشته کوه البرز ریشه‌ای نشان نمی‌دهد و ضخامتی کمتر از ۳۵ کیلومتر دارد. به نظر می‌رسد که تغییر در عمق موهو، تغییر در ضخامت و ژرفای لایه لرزه‌ای (Seismogenic zone) پوسته را نیز به همراه خواهد داشت و گویای این واقعیت است که ویژگی‌های لرزه زمین‌ساختی گستره مورد مطالعه یکنواخت نیست.



شکل ۲-۲۲- نقشه ژرفای موهو (ستبرای پوسته) در ایران براساس گرانی‌سنجی دهقانی و ماکریس (Dehghani and Makris, 1983). واحد منحنی‌های میزان، کیلومتر است. محدوده اطراف ساختگاه سد با دایره نشان داده شده است.

۲-۶- خطواره‌های مغناطیسی

بر پایه نقشه‌های مغناطیس هوایی یوسفی و فریدبرگ (Yousefi and Friedberg, 1978)، گروهی از خطواره‌های مغناطیسی در سطح زمین دارای گسل هم‌تا می‌باشند و به نوعی می‌توان آنها را در ارتباط با هم دانست. بر همین اساس نقشه‌های مغناطیس هوایی (به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) تهران، سمنان، گرگان، بابل و آمل مورد ارزیابی قرار گرفته و ارتباط بین خطواره‌های مغناطیسی و گسل‌های محدوده مورد مطالعه، تعیین گردید. علاوه بر ارتباطات معرفی شده قبلی، تعدادی ارتباط بین خطواره‌های مغناطیسی و گسل‌ها نیز به صورت جدید معرفی گردید که در جدول (۲-۲) و شکل (۲-۲۳) آورده شده است.

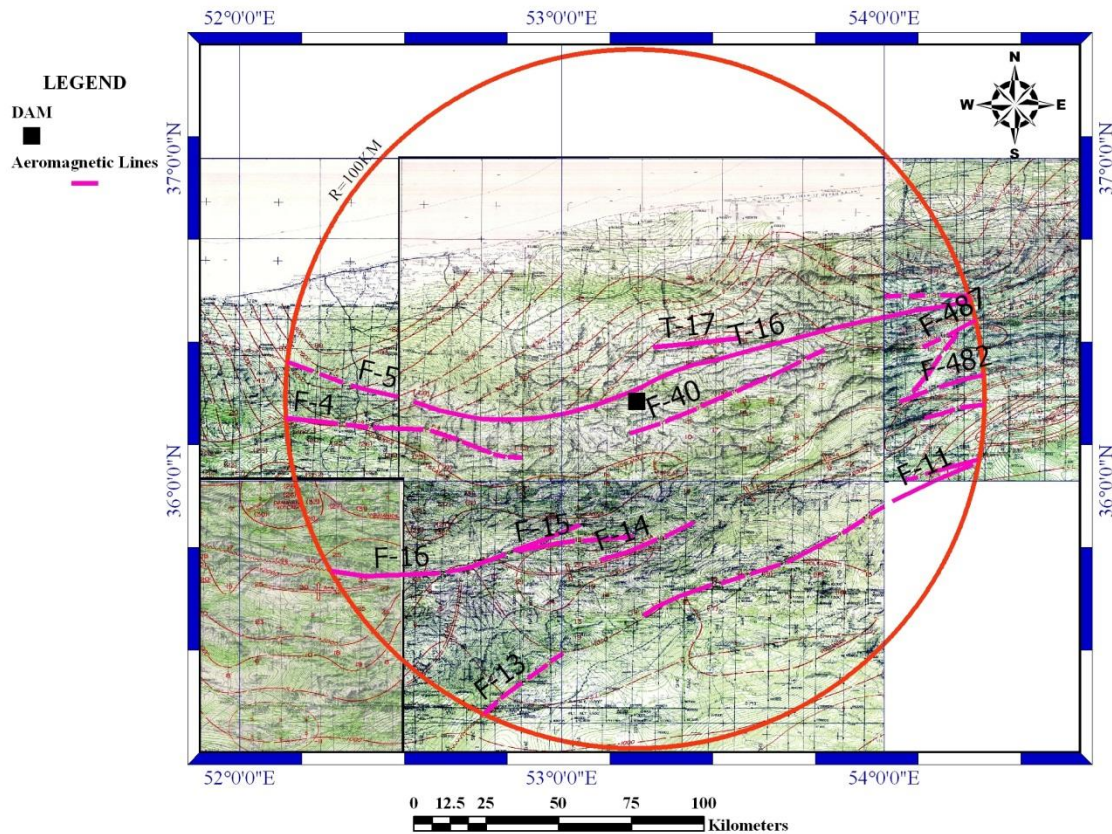
جدول ۲-۲- ارتباط بین خطواره‌های مغناطیسی و گسل‌های محدوده مورد مطالعه

نام گسل روی زمین	شماره خطواره پی‌سنگ مغناطیسی	نوع معرفی
مشا	F-۱۶	قدیمی
فیروزکوه	F-۱۶	قدیمی
بشم	F-۱۴	قدیمی
نوکه	F-۱۱	قدیمی
خزر	F-۴۷۹	قدیمی
شمال البرز	T-۱۶	جدید
بادله	F-۴۸۷	جدید
چشمه‌علی	F-۴۸۶	جدید
لله‌بند	F-۴	جدید

سایر گسل‌های شناخته شده روی زمین هیچگونه خطواره مغناطیسی هم‌تایی ندارند. راندگی عطاری نیز بر روی خطواره مغناطیسی خاصی قرار ندارد، هرچند خطواره مغناطیسی F-۱۱ از ۲ کیلومتری شمال آن و با همان روند می‌گذرد، اما به دلیل اختلاف در جهت شیب آنها به نظر می‌رسد پیوندی میان آنها وجود ندارد.

برخی از خطواره‌ها گسل هم‌تایی روی زمین ندارند و به نوعی آنها را که با وجود بزرگ و طویل بودنشان به هیچ گسلی ارتباط نداده‌اند که از جمله آنها می‌توان به خطواره‌های F-۱۴، F-۱۵، F-۴۰ و

T-17 اشاره نمود. در شکل (۲-۲۳) نقشه خطواره‌های مغناطیسی اصلی محدوده مورد مطالعه آورده شده است.

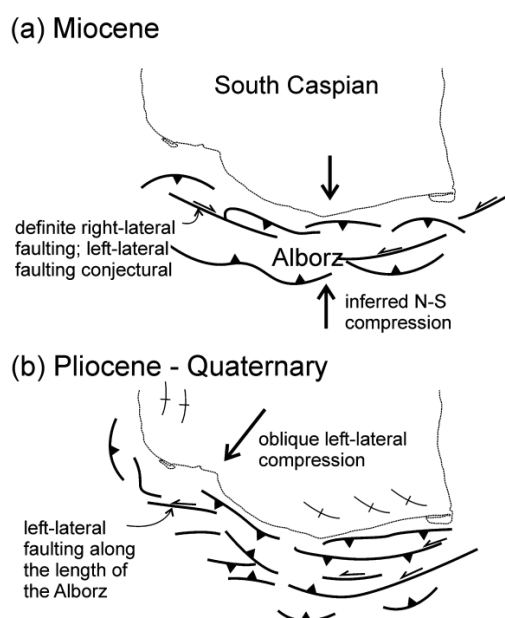


شکل ۲-۲۳- نقشه اثر خطواره‌های مغناطیسی بررسی و معرفی شده در محدوده مورد مطالعه

۲-۷- راستای عمومی تنش وارده به گستره مورد مطالعه

در چند سال اخیر روش‌های جدیدی برای تخمین جهت تنش زمین‌ساختی و در نتیجه برآورد بردار لغزش بر روی سطح گسل ابداع شده است. سازوکار گسلش جوان، ایجاد دگرریختی‌های نوزمین‌ساختی (Neotectonic Deformation) و چگونگی شکل‌گیری آنها و جنبش نیرومند زمین همراه با رویداد زمین‌لرزه‌ها، همگی به میزان قابل توجهی تابع میدان تنش حاکم بر پوسته در ناحیه مورد نظر می‌باشد.

تغییر شکل فشاری سنوزوئیک در البرز، از میوسن (یا کمی پیش‌تر) و با اولین مرحله برخورد صفحات عربی و اوراسیا آغاز گشت که در این زمان جهت‌گیری تنش بیشینه، شمالی-جنوبی بوده و البرز به طور غالب تحت تنش فشاری قرار داشته است. با غلبه تنش اعمال شده از صفحه عربی و آغاز حرکت رو به سمت باختر پی‌سنگ خزر جنوبی نسبت به ایران از زمان پلیوسن، جهت تنش بیشینه ناحیه‌ای از حالت شمالی-جنوبی به راستای شمال خاوری-جنوب باختری تغییر کرده (شکل ۲-۲۴) و تغییر در شرایط دگرشکلی فشاری به چپ‌لغز را سبب شده است (Allen et al, 2003). این تغییرات، شرایط شکل‌گیری و فعالیت گسل‌های امتدادلغز چپ‌بر را ایجاد کرده که تاکنون به فعالیت خود ادامه داده‌اند.



شکل ۲-۲۴- تکامل ساختاری البرز در اواخر دوران سنوزوئیک؛ تغییر شکل در میوسن بیشتر به صورت فشاری همراه با حرکات راست‌لغز و بعد از میوسن به سبب جابجایی رو به سمت باختر پی‌سنگ خزر جنوبی، حرکات غالب به طور عمده از نوع چپ‌بر می‌باشد (برگرفته از Allen et al, 2003)

با توجه به موارد ذکر شده در مورد گسل‌های اصلی ناحیه مورد مطالعه و با توجه به پوشیده بودن قسمت عمده این منطقه توسط واحدهای رسوبی شکل گرفته بعد از ائوسن و رانده شدن سازندهای قدیمی‌تر بر روی این واحدها، می‌توان این‌طور بیان داشت که تکامل ساختاری ناحیه مورد بحث در ارتباط با آخرین مراحل کوهزایی آلپی می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

محققین متعددی طی پژوهش‌های خود به بررسی جهت تنش‌های دیرینه و کنونی حاکم بر البرز پرداخته‌اند. امیدی و همکاران (۱۳۸۱) در بازسازی تنش کواترنری در نیمه جنوبی البرز خاوری، جهت تنش بیشینه را رو به سمت شمال-شمال خاوری معرفی کرده‌اند.

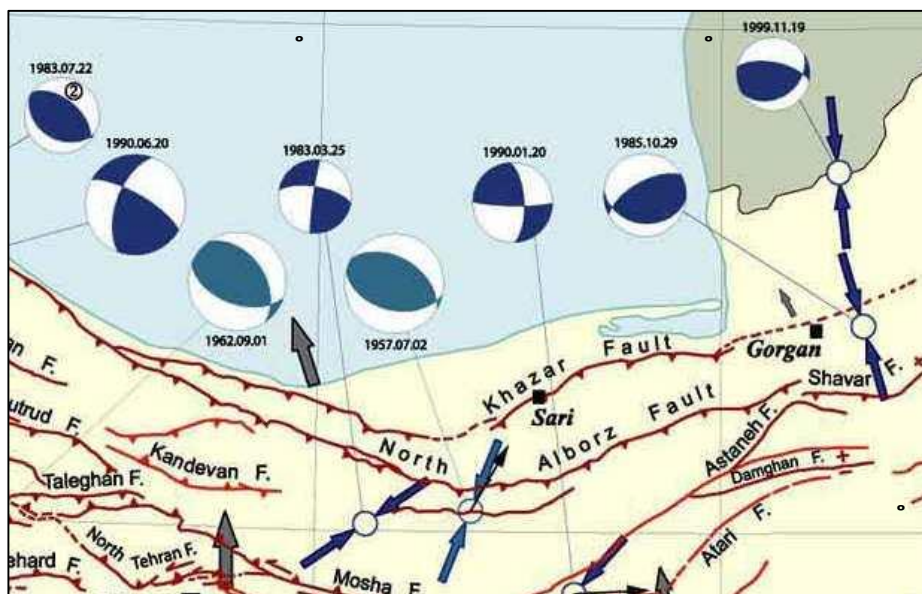
گلونکا (Golonka, 2007) این طور بیان می‌دارد که با حرکت رو به باختر خزر جنوبی نسبت به ایران در زمان پلیوسن، جهت تنش بیشینه از حالت شمالی-جنوبی به حالت شمال خاوری-جنوب باختری تغییر روند داده و تاکنون ادامه دارد.

۲-۸- سازوکار و ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها

به منظور نشان دادن مکانسیم پهنه‌های لرزه‌زا، حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های روی داده در ارتباط با گسلش نشان داده می‌شود. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها مؤید آن است که غالب گسل‌های ایران از نوع تراستی و امتدادلغز می‌باشند که در یک رژیم فشاری - برشی فعالیت دارند (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲). سازوکار حاکم بر زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه و به طور کل حاکم بر زون البرز از نوع فشاری با راستای شمال-شمال خاوری می‌باشد. بیشتر سازوکارهای قابل قبول زون البرز براساس حل CMT (مرکز زمین‌لرزه‌شناسی دانشگاه هاروارد) و یا براساس مدل‌سازی امواج پیکری (Jackson and Mckenzie, 1984) تعیین شده‌اند.

براساس سازوکار ارائه شده برای زمین‌لرزه ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ سنگچال با بزرگی $M_s=6/8$ (بربریان و قرشی، ۱۳۶۸) می‌توان به مؤلفه چیره معکوس با راستای شمال خاوری اشاره نمود. همچنین سازوکار ارائه شده برای زمین‌لرزه ۲۰ ژانویه ۱۹۹۰ نیز راستالغز چپ‌بر با مؤلفه فشاری می‌باشد.

در شکل (۲-۲۵) تعدادی از سازوکارهای ارائه شده برای محدوده مورد مطالعه آورده شده است.



شکل ۲-۲۵- سازوکار برخی زمین‌لرزه‌های رویداده در منطقه مورد مطالعه (برگرفته از حسامی و همکاران، ۱۳۸۲)

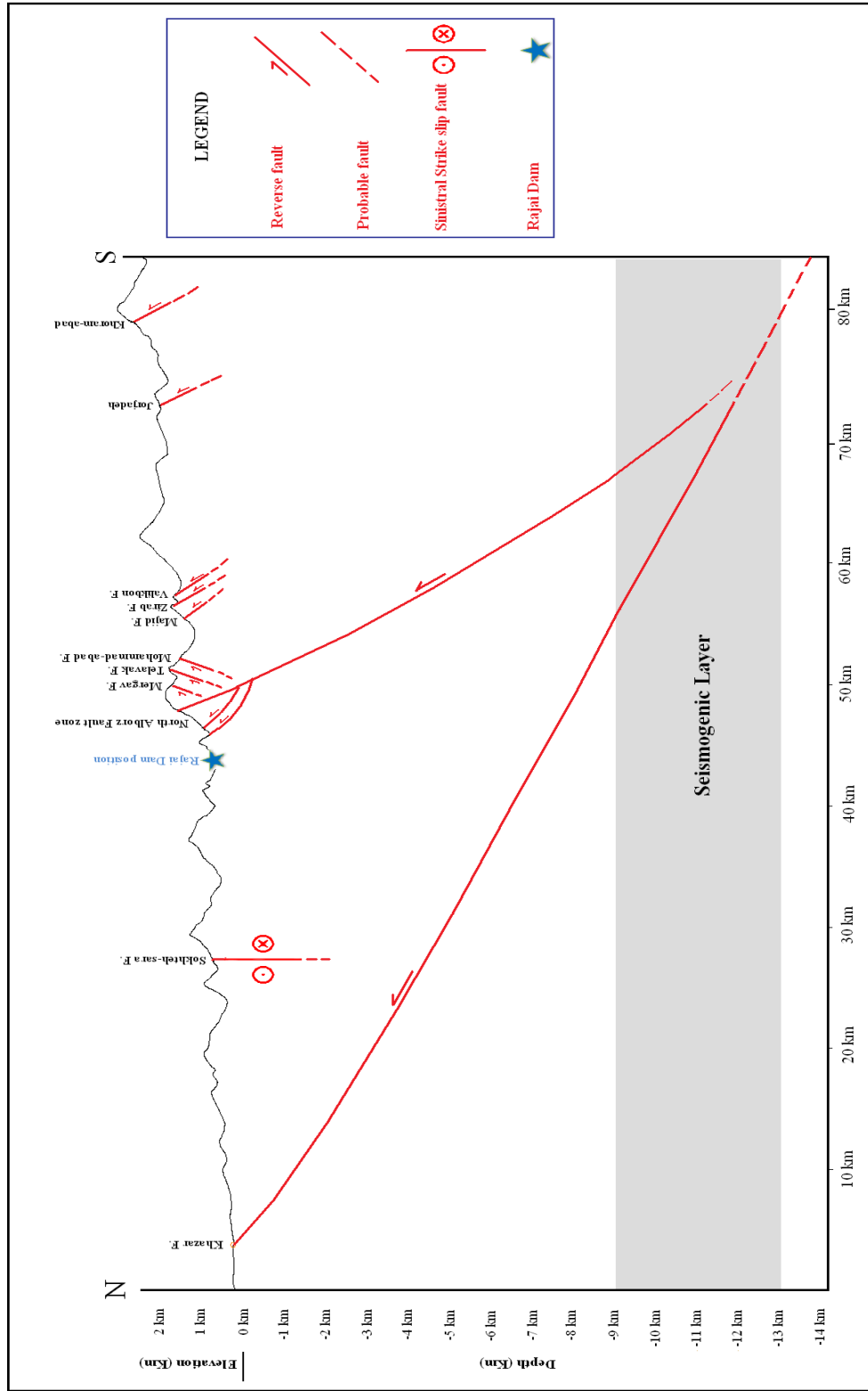
برآورد و تخمین صحیح ژرفای کانونی امری ضروری برای تفسیر صحیح لرزه‌خیزی جهت برآورد تکتونیک منطقه‌ای و خطر زمین‌لرزه به شمار می‌آید. در اکثر نواحی قاره‌ای زمین‌لرزه‌ها بیشتر در پوسته بالایی رخ می‌دهند و به نظر می‌رسد که پوسته قاره‌ای پائینی ذاتاً بدون لرزه باشد.

در این مطالعه از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱ میلادی استفاده شده است، که با دقت نسبتاً خوبی تعیین محل و عمق شده‌اند. این کاتالوگ ژرفای کانونی عمدتاً کمتر از ۳۰ کیلومتر را نشان داده و می‌توان به راحتی آنها را تأیید نمود در حالی که تعدادی زمین‌لرزه‌های با عمق بیش از ۶۰ کیلومتر نیز در کاتالوگ‌های جهانی دیده می‌شود که به راحتی قابل تأیید نیستند. با توجه به توزیع عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها (فصل چهارم)، می‌توان ژرفای 11 ± 2 کیلومتر را به‌عنوان لایه لرزه‌زا (Seismogenic Layer) در نظر گرفت.

۲-۹- مدل لرزه زمین‌ساختی

دانش خطرپذیری لرزه‌ای نیازمند بررسی فرآیندهای زمین‌ساختی نزدیک ساختگاه است. حتی با وجود اطلاعات کم، ارائه یک مدل لرزه زمین‌ساختی الزامی خواهد بود. این مدل تعریف‌کننده چارچوبی است که چشمه‌های زمین‌لرزه‌های احتمالی آینده را در بر می‌گیرد.

مدل لرزه زمین‌ساختی تهیه شده برای محدوده ساختگاه سد شهید رجایی در شکل (۲-۲۶) آورده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود، پروفیل ساختاری به گونه‌ای در نظر گرفته شده است که عمود بر روند گسل‌های اصلی محدوده و در برگیرنده اکثر آنها باشد. این پروفیل ساختاری گسل‌های اصلی منطقه شامل گسل شمال البرز و خزر را در بر می‌گیرد. از میان گسل‌های مدل شده، گسل شمال البرز به عنوان نزدیک‌ترین و مهم‌ترین گسل در محدوده ساختگاه سد شهید رجایی است که از میان دریاچه سد عبور می‌کند.



شکل ۲-۲۶ - مدل لرزه زمین ساختی گستره ۴۰ کیلومتری ساختگاه سد شهید رجایی (تهیه نیمرخ توپوگرافی در نرم افزار Global mapper و با استفاده از داده‌های SRTM)

فصل سوم

ارزیابی توان لرزه‌زایی سرچشمه‌های لرزه‌زا

در محدوده مطالعاتی

ارزیابی توان لرزه‌ای سرچشمه‌های لرزه‌زا ارتباط مستقیم با مطالعه فعالیت‌های نو زمین‌ساختی دارد. فعالیت‌هایی همچون زمین‌لرزه‌ها که احتمال وقوع آنها برای بسیاری از فعالیت‌های بشری مانند طراحی و احداث شهرها، سدها و نیروگاه‌ها از اهمیت بالایی برخوردار است. تقریباً هیچ ناحیه‌ای را در جهان نمی‌توان یافت که در طول چند هزار سال اخیر تحت تأثیر تغییرات زمین‌ساختی قرار نگرفته باشد (Keller and Pinter, 1996). به‌منظور بررسی این‌گونه فرآیندها می‌توان از مطالعات نو زمین‌ساختی، زلزله‌شناسی، ژئودتیک و ژئوفیزیکی در منطقه، به‌منظور کاهش خطرات ناشی از این فرآیندهای زمین‌ساختی بهره جست. گستره مورد مطالعه از جمله مناطقی است که زمین‌ساخت فعال در آن تأثیر مستقیم و تنگاتنگی در پیدایش و تکامل سرچشمه‌های لرزه‌زا داشته و با ایجاد چین‌ها و گسل‌های فعال، خطرات ناشی از این سرچشمه‌ها را تقویت نموده است.

در این فصل جهت ارزیابی توان لرزه‌ای سرچشمه‌های لرزه‌زا، گسل‌ها و چین‌های فعال محدوده مورد مطالعه مورد بررسی قرار می‌گیرند. در رابطه با گسل‌ها، به مطالعاتی همچون قطعه‌بندی گسل‌های بزرگ، تعیین حریم گسلش و ارزیابی درجه فعالیت گسل‌ها اشاره می‌گردد. همچنین چین‌های بزرگ و لرزه‌زا در گستره مورد مطالعه شناسایی و براساس فعالیت لرزه‌ای درجه‌بندی می‌شوند. در نهایت به پهنه‌بندی نسبی پتانسیل لرزه‌زایی پرداخته می‌شود.

۳-۱- نو زمین‌ساخت

اُبرَچِف (Obruchev, 1948) نو زمین‌ساخت (Neotectonics) را مطالعه جنبش‌های جوان و اخیر معرفی می‌کند که از پایان ترشیری و نیمه اول کواترنری به وقوع پیوسته است.

در تعریفی دیگر، مورنر (Morner, 1990) معتقد است که علم نو زمین‌ساخت فعالیت‌های تکتونیک جوان را مورد بحث و بررسی قرار می‌دهد، لیکن محدوده زمانی آن نسبت به هر منطقه متفاوت است.

استیوارت و هنکوک (Stewart and Hancock, 1994) در تعریفی جامع‌تر، نو زمین‌ساخت را به صورت شاخه‌ای از زمین‌ساخت در نظر می‌گیرند که به درک حرکات گذشته زمین که تاکنون تداوم

یافته‌اند، مربوط می‌باشد. در واقع در این تعریف، زمان آغاز این حرکات مهم نیست و آنچه اهمیت دارد، تداوم آنها در عهد حاضر است.

به طور کلی فعالیت‌های نو زمین‌ساختی با علائم و شواهد مختلف از جمله علائم و شواهد زمین‌شناسی، زمین ریخت‌شناسی، تاریخی، باستان‌شناسی، زلزله‌شناسی و ژئودزی قابل شناسایی و بررسی هستند. در این مطالعه به علت تمرکز بر روی شواهد زلزله‌شناسی، به تفسیر این نوع از شواهد پرداخته و به نوعی فعالیت‌های نو زمین‌ساختی در این راستا مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

۳-۱-۱- علائم و شواهد زلزله‌شناسی

علائم و شواهد زلزله‌شناسی از جمله مهم‌ترین علائم در شناخت حرکات نو زمین‌ساختی در هر منطقه به شمار می‌روند. این علائم از دقت بالایی برخوردار بوده و همچنین به راحتی قابل دسترسی هستند. نتایج مطالعه و بررسی داده‌های لرزه‌ای یک منطقه می‌تواند در تحلیل حرکات نو زمین‌ساختی در آن منطقه به کار برده شود. توجه به لرزه‌خیزی به عنوان معرف تشخیص دگرشکلی نو زمین‌ساختی، بر این فرض استوار است که نسبت قابل توجهی از دگرشکلی، به طور لرزه‌ای آزاد می‌شود؛ البته دگرشکلی می‌تواند با فرآیندهای غیر لرزه‌ای شامل لغزیدن اصطکاکی پایدار و خزش گسلی نیز همراه باشد.

۳-۲- قطعه‌بندی گسل‌ها

تفکیک مکانی دگرشکلی در طول ساختارهای فعال، توسط قطعه‌بندی گسل بیان می‌شود که به موجب آن پهنه‌های گسلش براساس ویژگی‌های ساختاری و هندسی قابل تقسیم به یک سری از بخش‌های پشت سرهم تحت عنوان قطعات هندسی گسل می‌باشند (Barka and Kadinske- Cade, 1988). در هنگام وقوع زمین‌لرزه، گسیختگی در تمام طول گسل رخ نداده بلکه در یک یا چند قطعه از آن اتفاق می‌افتد. این قطعات معمولاً با طولی معادل چند ده کیلومتر در یک پهنه گسلش قرار داشته و ممکن است توسط مانع‌های گسلی (Barriers) از یکدیگر جدا شوند (Stewart and

(Hancock, 1990). امروزه طول این قطعات و مرز بین آنها به کمک بررسی‌های عمق پهنه لرزه‌خیز، وجود و موقعیت خمش‌های گسلش فشاری یا کششی، گره‌ها (Tang et al, 1984) پرش‌های نردبانی شکل، انشعابات گسلی، اختتام گسلی (Machette et al, 1991)، بررسی‌های گرانی‌سنجی، ژئودزی، انقطاع در روند ساختاری پی‌سنگ، جلوآمدگی پیشانی خود گسل، مکانیسم زمین‌لرزه، فعالیت‌های لرزه‌ای گذشته (Schwartz and Coppersmith, 1984)، تحلیل فرکتالی (Sukmono et al, 1997) و ریخت زمین‌ساخت گسل تعیین می‌شوند.

این احتمال غیر قابل انکار است که در بعضی از زمین‌لرزه‌ها، گسیختگی از قطعه اول عبور کرده و در بعضی از موارد حتی به قطعه مجاور کشیده و آن قطعه را نیز کاملاً گسیخته می‌کند (Schwartz and Coppersmith, 1984). به طور کلی از مفهوم قطعه‌بندی گسل‌ها می‌توان در پیش‌بینی بلند مدت زمین‌لرزه‌ها مثلاً در برآورد خطر زمین‌لرزه، بیشینه زمین‌لرزه محتمل در طول گسل، میزان جابجایی و لغزش در طول هر قطعه، تعیین چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه و همچنین درک دقیق‌تر سازوکار زمین‌لرزه‌ها استفاده نمود.

۳-۲-۱- روش‌های قطعه‌بندی گسل‌ها

۳-۲-۱-۱- قطعه‌بندی گسل‌ها بر پایه ناپیوستگی‌های هندسی

در طبیعت ساختار خطی گسل‌ها به صورت خط مستقیم و ممتد نبوده، بلکه از تعدادی قطعات مجزا که توسط ناپیوستگی هندسی از یکدیگر جدا شده‌اند، تشکیل یافته است. مطالعات زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی نشان داده‌اند که رفتار تکتونیکی این قطعات با یکدیگر متفاوت است، لذا یکی از روش‌های متداول برای قطعه‌بندی گسل‌ها استفاده از ناپیوستگی‌های هندسی می‌باشد. ناپیوستگی‌های هندسی گسل‌ها عبارتند از: پرش گسلی، خمش گسلی، انشعاب گسلی و اختتام گسلی (Sanders and Magistrale, 1997). لغزش در طول یک گسل یکسان نمی‌باشد و تغییر امتداد گسل در تعیین

هندسه گسلش (Bilham and King, 1989) و گسترش جانبی گسیختگی متأثر از پدیده‌های هندسی گسل مؤثر می‌باشد (King and Nabelek, 1985).

۳-۲-۱-۲-۳- قطعه‌بندی گسل‌ها بر پایه داده‌های لرزه‌ای

قبل و بعد از وقوع زمین‌لرزه‌های اصلی ممکن است یک یا چندین پیش‌لرزه و پس‌لرزه به وقوع بپیوندد. پس‌لرزه‌ها به دلیل کمی گشتاور لرزه‌ای تجمعی در مقایسه با زمین‌لرزه‌های اصلی قادر به شکستن مانع‌ها نخواهند بود (Eaton et al, 1970). بنابراین پس‌لرزه‌ها معمولاً از قطعه گسلی که در آن زمین‌لرزه اصلی رخ داده خارج نخواهد شد و در محدوده همان قطعه گسلی فعال رخ خواهند داد. مطالعات جدید فعالیت لرزه‌ای نشان می‌دهند که خوشه‌های لرزه‌ای تمایل دارند که در نزدیکی پرش‌های گسلی و سایر بی‌نظمی‌ها در طول تعدادی از گسل‌ها حادث شوند (Segall and Pollard, 1980). به منظور انجام این بررسی لازم است که داده‌های لرزه‌ای به کمک نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی به همراه مشاهدات صحرایی مورد مطالعه قرار گیرد و موقعیت مرکز سطحی زمین‌لرزه‌ها براساس طول و عرض جغرافیایی ترسیم شود تا بتوان قطعات مجزا در اثر خط گسلی تفکیک نمود.

۳-۲-۲-۳- قطعه‌بندی گسل شمال البرز

عباسی و همکاران (۱۳۸۶) با اندازه‌گیری داده‌های گسلی هولوسن در پهنه گسلی شمال البرز و بررسی ویژگی‌های هندسی-جنبشی و نقش آن در تکوین حوضه البرز نشان دادند که گسل شمال البرز یک گسل پیوسته و همانند نبوده، بلکه یک پهنه گسلی بسیار پیچیده است که از چندین قطعه گسلی متفاوت تشکیل شده و به طور کلی به دو بخش خاوری و باختری تقسیم می‌شود. پهنه گسلی شمال البرز در بخش خاوری از مجموعه گسل‌های کم و بیش موازی تشکیل شده که راستای عمومی آنها در قلمرو $80^{\circ}-N60^{\circ}$ درجه قرار می‌گیرد. داده‌های گسلی برداشت شده بر روی آنها دو سازوکار متفاوت فشاری و راستالغز راست‌گرد را نشان می‌دهند. نکته جالب اختلاف آشکاری است که میان

داده‌های زمین‌شناسی جوان و تفسیرهای زلزله‌شناسی به چشم می‌آید. چرا که پریستلی و همکاران (Priestley et al, 1994) و جکسون و همکاران (Jackson et al, 2002)، و همچنین والکر و همکاران (Walker et al, 2003) با استناد به داده‌های زمین‌لرزه‌ای، جنبش چپ‌گرد را برای بخش خاوری گسل شمال البرز پیشنهاد کرده‌اند.

بخش باختری دارای راستای عمومی شمال باختری- جنوب خاوری در قالب پهنه‌ای از گسل‌های موازی دیده می‌شود. این بخش از پهنه گسلی، جنبش شاقولی بیشتری نسبت به بخش خاوری داشته و سازوکار آن به طور نسبی یکنواخت‌تر از بخش مقابل است. تحلیل نهایی صورت گرفته توسط عباسی و همکاران (۱۳۸۶)، نشانگر چیرگی سازوکار فشاری با مؤلفه کوچکی از جنبش چپ‌گرد است. شیب این گسل در سطح بیش از ۶۰ درجه می‌باشد.

قسمتی از گسل شمال البرز که در محدوده مورد مطالعه قرار می‌گیرد، تکه کوچکی از بخش کلی باختری و تکه بزرگتری از بخش کلی خاوری را شامل می‌گردد و براساس قطعه‌بندی گسل‌ها بر پایه ناپیوستگی‌های هندسی و همچنین ویژگی‌های هندسی- جنبشی، قطعه شماره ۱ (مربوط به بخش باختری) از بقیه گسل شمال البرز (مربوط به بخش خاوری) در محدوده مورد مطالعه، تفکیک می‌گردد (شکل ۳-۱). جهت قطعه‌بندی گسل‌ها بر پایه داده‌های لرزه‌ای و براساس دانسیته مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های رویداده، طولی از گسل که در محدوده مورد مطالعه قرار می‌گیرد قابل تقسیم به دو قطعه شماره ۲ و ۳ می‌باشد و تفاوت در تعداد زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در این دو قطعه مؤید این قطعه‌بندی می‌باشد (شکل ۳-۱).

۳-۲-۳- قطعه‌بندی گسل خزر

گسل خزر از جنوب گنبد کاووس تا رامسر به موازات ساحل کشیده شده است. گسل بزرگ خزر به طور کلی و براساس ناپیوستگی‌های هندسی قابل تقسیم به دو بخش خاوری و باختری می‌باشد. بخش خاوری دارای روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری و بخش باختری دارای روند کلی شمال

باختری- جنوب خاوری می‌باشد. بخشی از گسل خزر که در محدوده مورد مطالعه قرار می‌گیرد، براساس ناپیوستگی‌های هندسی به دو قطعه قابل تقسیم می‌باشد. در واقع نقطه‌ای از گسل خزر را که در آنجا می‌توان آن را به دو بخش کلی خاوری و باختری تقسیم نمود، در محدوده مورد مطالعه قرار گرفته، لذا براساس قطعه‌بندی گسل‌ها بر پایه ناپیوستگی‌های هندسی و تغییر روند کلی این دو قطعه، می‌توان قطعه شماره ۱ را از قطعات ۲ و ۳ تفکیک نمود (شکل ۳-۱).

براساس قطعه‌بندی گسل‌ها بر پایه داده‌های لرزه‌ای می‌توان اظهار نمود که گسل خزر در راستای بخش خاوری خود دارای سابقه و پتانسیل لرزه‌خیزی متفاوتی هستند که براساس مرکز سطحی زمین‌لرزه‌های دستگاهی رویداده در نزدیکی اثر سطحی این گسل و همچنین دانسیته مرکز سطحی زمین‌لرزه‌ها می‌توان قطعات شماره ۲ و ۳ را از هم تفکیک نمود و به عنوان قطعات مجزایی در نظر گرفت. در نهایت بخشی از گسل خزر که در محدوده مورد مطالعه قرار می‌گیرد، قابل تفکیک به سه قطعه می‌باشد (شکل ۳-۱).

۳-۲-۴- قطعه‌بندی گسل مشا

پهنه گسلی مشا بطور کلی با توجه به ویژگی‌های هندسی و جنبشی آن، به دو بخش متفاوت خاوری و باختری جدا می‌شود. این گسل در بخش خاوری، راستای شمال باختری- جنوب خاوری داشته و از هندسه یکنواختی با سازوکار غالب راستالغز چپ‌گرد برخوردار است. درازای این قطعه ۱۱۰ کیلومتر برآورد شده است. هندسه گسل مشا در بخش باختری تغییر کرده و راستای آن به خاوری- باختری نزدیک می‌شود. این قطعه از گسل که ۸۰ کیلومتر درازا دارد، بطور عمده دارای سازوکار فشاری است (عباسی و همکاران، ۱۳۸۶). بخشی از گسل مشا که در محدوده مورد مطالعه قرار می‌گیرد، طبق قطعه‌بندی گسل مشا توسط عباسی و همکاران (۱۳۸۶)، در بخش خاوری قرار می‌گیرد، که معتقدند از هندسه یکنواختی برخوردار می‌باشد. اما برخلاف نظر عباسی و همکاران (۱۳۸۶)، بخش خاوری قابل تقسیم به دو قطعه خاوری و باختری بوده و براساس تغییر روند گسل مشا از هم تفکیک

می‌شوند. قطعه خاوری دارای روند تقریبی شمال خاوری- جنوب باختری (در راستای 70°E) و قطعه باختری دارای روند شمال باختری- جنوب خاوری (در راستای 80°W) می‌باشد (شکل ۳-۱).

۳-۲-۵- قطعه‌بندی گسل دامغان

امیدی و همکاران (۱۳۸۰) به استناد مشاهدات مستقیم روی زمین و جمع آوری داده‌های ساختاری و تلفیق آنها با داده‌های دورسنجی، گسل دامغان را به ۴ قطعه تقسیم‌بندی نمودند (شکل ۳-۲). این قطعات براساس موقعیت هندسی، سازوکار، سابقه فعالیت و پویایی قطعه‌بندی شده‌اند که در ادامه این قطعات به اختصار معرفی می‌شوند.

۳-۲-۵-۱- قطعه ده‌ملا- سیاه‌کوه

این قطعه به طول ۲۵ کیلومتر و در فاصله باختر روستای ده‌ملا تا سیاه‌کوه قرار دارد. موقعیت کلی این قطعه 90°E , 65°SE و دارای سازوکار نرمال با شیب به سمت جنوب می‌باشد (امیدی و همکاران، ۱۳۸۰).

۳-۲-۵-۲- قطعه سیاه‌کوه - رودبار

اثر این قطعه از باختر مارچشمه (در سیاه‌کوه) تا رودخانه چشمه‌علی و به طول ۲۲ کیلومتر مشخص شده است. با استناد به یافته‌ها و شواهد، روند تقریبی این قطعه 80°E , 65°SE و سازوکار معکوس چپ‌بر می‌باشد (امیدی و همکاران، ۱۳۸۰).

۳-۲-۵-۳- قطعه رودبار - فولاد محله

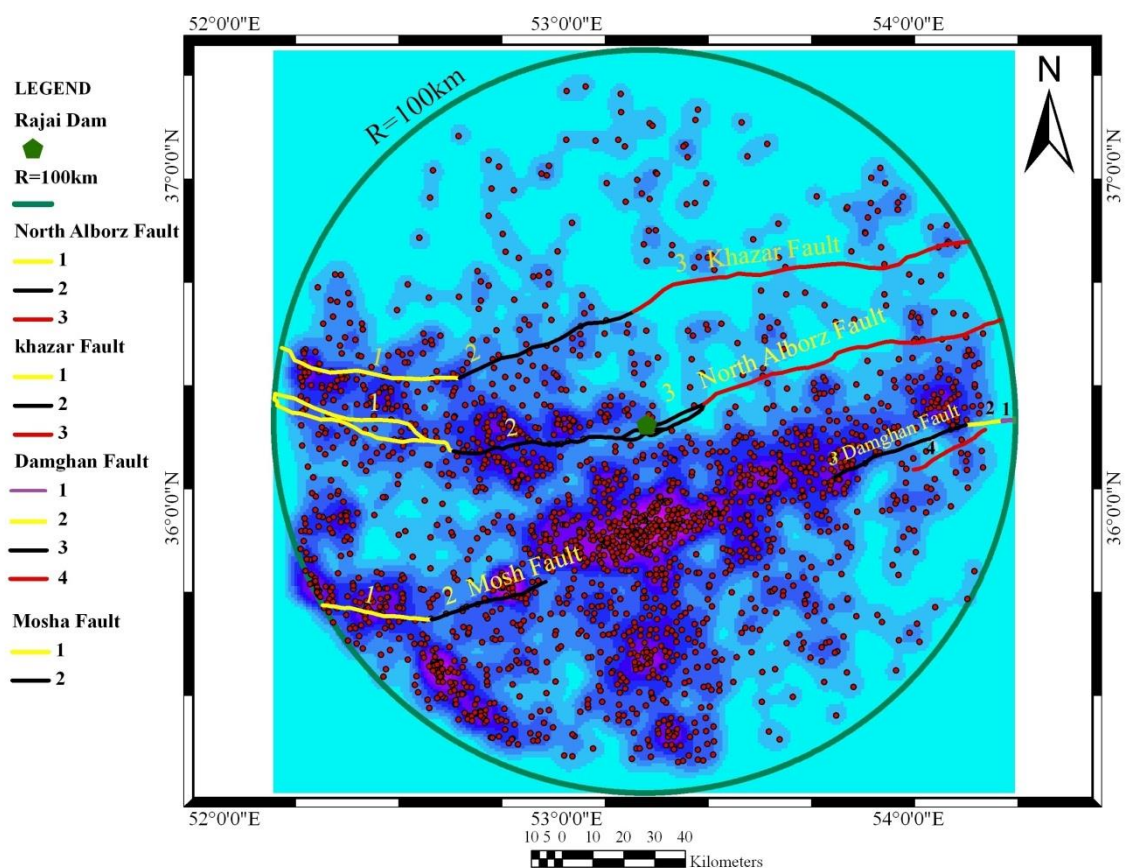
اثر این بخش از روستای رودبار تا روستای فولاد محله و با روند اساس 60°E به سمت شمال شهمیرزاد پیش می‌رود. روند این قطعه 90°E , 65°SE و به درازای ۷۰ کیلومتر می‌باشد. آنچه از گوه‌های چینه‌نگاری و زمین‌ریختی استنباط می‌گردد حاکی از جنبش قائم با سازوکار معکوس بر روی

گسل‌های با شیب جنوبی است. آثار جنبش جوان این گسل در کنگلومرای نئوژن بصورت خراش‌های افقی، مؤید حرکت امتدادلغز در این قطعه نیز می‌باشد (امیدی و همکاران، ۱۳۸۰).

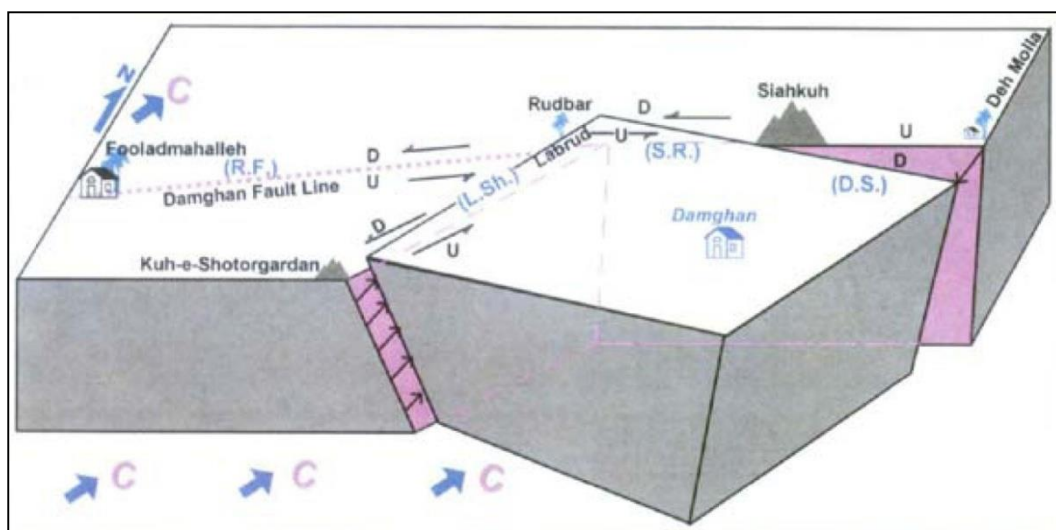
۳-۲-۵-۴- قطعه لبرود- شترگردن

این قطعه با درازای نزدیک ۴۰ کیلومتر و روند $N50^{\circ}E, 65^{\circ}SE$ در باختر و شمال باختری دامغان واقع شده است. آثار خراش‌های گسلی این بخش در نقاط دور از هوازدگی و فرسایش حاکی از سازوکار چیره شیب‌لغز (فشاری) قدیمی و فاز جدیدتر با مؤلفه چیره امتدادلغز است (امیدی و همکاران، ۱۳۸۰).

در این مطالعه، براساس قطعه‌بندی صورت گرفته توسط امیدی و همکاران (۱۳۸۰)، قطعات قرار گرفته در محدوده مورد مطالعه را بررسی و بخشی از قطعه دهملا- سیاه کوه را به عنوان قطعه شماره ۱، قطعه سیاه کوه- رودبار را به عنوان قطعه شماره ۲، قطعه رودبار- فولاد محله به عنوان قطعه شماره ۳ و قطعه لبرود- شترگردن را به عنوان قطعه شماره ۴ در نظر گرفته شدند.



شکل ۳-۱- قطعه‌بندی گسل‌های شمال البرز، خزر، دامغان و مشا برپایه ناپیوستگی‌های هندسی و داده‌های لرزه‌ای



شکل ۳-۲- نمودار سه بعدی، نشان دهنده ارتباط هندسی و سینماتیک تکه‌های تکه ده‌ملا- سیاه‌کوه، سیاه‌کوه- رودبار، رودبار- فولاد محله و لبرود- شترگردن (C: جهت تنش کلی) (برگرفته از امید و همکاران، ۱۳۸۰)

۳-۳- حریم گسلش

کلیه سازه‌های بشری احداث شده در حریم گسیختگی سطحی یک گسل زمین‌لرزه‌ای (Surface Fault Rupture Zone)، صرف نظر از میزان آسیب‌پذیری‌شان، با خطر مستقیم گسیختگی ساختگاه رو به رو هستند. حریم گسل فاصله مشخص شده‌ای از گسل است که ساخت هر گونه سازه‌ای در آن محوطه ممنوع است. بر این اساس هر نوع سازه با هر درجه‌ای از مقاوم‌سازی، توان مقابله با گسیختگی سطحی را نخواهد داشت و در جهت امنیت سازه هیچ گزینه‌ای به غیر از تغییر مکان سازه وجود ندارد (CDC, 2002). در گسل‌های بزرگ و طویل که شامل چند قطعه هستند می‌توان حریم گسل را در تمام طول گسل یکسان برآورد نمود، اما به صورت دقیق‌تر هر قطعه از گسل حریم مشخصی دارد و باید حریم گسل را برای هر قطعه به صورت مجزا محاسبه نمود. در گسل‌های با مؤلفه شیب‌لغز (نرمال و معکوس)، پهنه گسیختگی در فرادیواره دو برابر پهنه گسیختگی در فرودیواره در نظر گرفته می‌شود. به عنوان مثال اگر پهنه گسیختگی گسلی ۳۰۰ متر باشد، ۲۰۰ متر از آن در بخش فرادیواره و ۱۰۰ متر نیز در بخش فرودیواره قرار می‌گیرد.

نتایج حاصل از بررسی‌ها نشان می‌دهد که هیچ معیار واحد و مشخصی جهت تعیین دقیق حریم گسل وجود ندارد؛ به‌علاوه هیچ‌گونه رابطه‌ای در خصوص حریم گسل‌های یک منطقه با سایر مناطق وجود ندارد. حتی اگر در یک منطقه معین برای یک گسل حریم یا رابطه‌ای تعریف شود، امکان انطباق آن تعریف یا رابطه برای سایر گسل‌های همان منطقه هم قطعی و روشن نیست. در خصوص حریم گسل‌ها عوامل متعددی مانند جنس سنگ‌های پوسته زمین، نحوه گسیختگی (گسل منفرد یا پهنه گسیختگی)، سازوکار گسل (راستالغز، شیب‌لغز و مورب‌لغز)، موقعیت گسل‌ها نسبت به صفحات فعال پوسته زمین، عمق وقوع گسیختگی و ... تأثیرگذارند.

۳-۳-۱- تعیین حریم گسلش براساس روابط تجربی

از جمله روش‌های معمول تعیین حریم گسل، استفاده از روابط تجربی و همچنین مطالعات ژئوفیزیکی است. زارع (۱۳۸۰) با انجام مطالعاتی بر روی حریم گسل شمال تبریز و حریم گسل‌های زمین‌لرزه‌ای ایران، رابطه تجربی بین بزرگی زمین‌لرزه‌های منتسب به گسل‌های زمین‌لرزه‌ای با عرض پهنه گسیختگی و همچنین ارتباط بین طول گسیختگی و عرض پهنه گسیختگی استخراج نمودند. در این مطالعه از رابطه تجربی (۳-۱) (زارع، ۱۳۸۰) بین عرض پهنه گسیختگی سطحی با طول گسیختگی سطحی گسل زمین‌لرزه‌ای (هر دو به کیلومتر) استفاده شد:

$$W=10^{(a+b \log LR)+\sigma.P} \quad (\text{رابطه ۳-۱})$$

$$a = -0.45 \quad b = 0.48 \quad \sigma = 0.7 \quad P = 0.71$$

در این رابطه a ، b ، σ و P به صورت ضرایب ثابت بوده و خطای استاندارد برای ضریب $a=0.42$ و برای ضریب $b=0.2$ می‌باشد.

با توجه به اینکه احتمال گسیختگی در هر گسل برابر با 0.37 طول کل گسل است، در نتیجه در این رابطه $LR=0.37LF$ خواهد بود. در جدول (۳-۱) حریم گسلش مربوط به هر یک از گسل‌های موجود در گستره ۱۰۰ کیلومتری سد شهید رجایی قابل مشاهده می‌باشد. در نهایت حریم گسلش برای هر یک از گسل‌های محدوده سد بدست آمد که در شکل (۳-۳) قابل مشاهده می‌باشد.

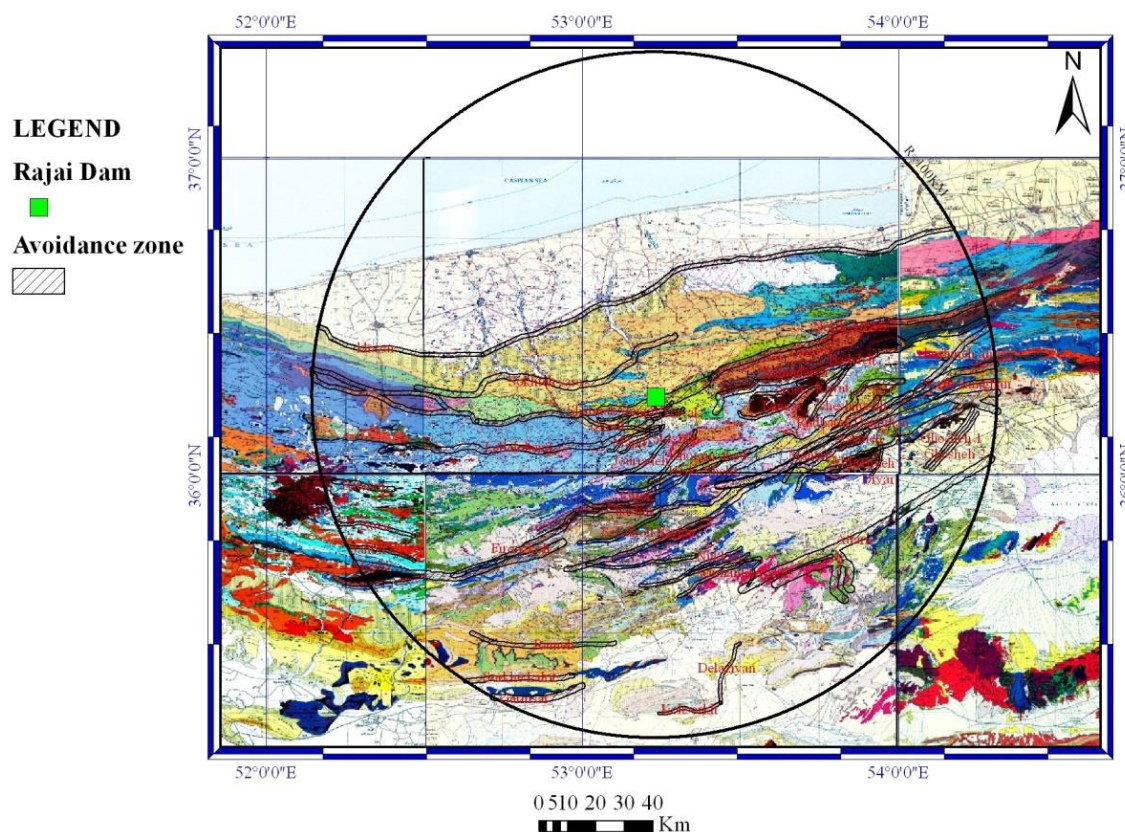
جدول ۳-۱- عرض پهنه گسیختگی (حریم گسل) گسل‌های گستره سد شهید رجایی

گسل	پهنه گسیخته (km)	گسل	پهنه گسیخته (km)	گسل	پهنه گسیخته (km)
خزر ۱	۱/۴۳±۰/۷	شمال دامغان	۱±۰/۷	لله‌بند	۱/۸±۰/۷
خزر ۲	۱/۴۷±۰/۷	گرمسار	۱/۸±۰/۷	هیکو	۱/۳±۰/۷
خزر ۳	۱/۹۶±۰/۷	بایجان	۱/۳±۰/۷	سوخته سرا	۱/۸±۰/۷
شمال البرز ۱	۱/۴۸±۰/۷	آستانه	۱/۸±۰/۷	خرم آباد	۱±۰/۷
شمال البرز ۲	۱/۷±۰/۷	چشمه علی	۱/۷±۰/۷	لنجر	۱±۰/۷
شمال البرز ۳	۱/۸۶±۰/۷	مهتاب (گوشواره)	۱/۳±۰/۷	سفید کوه	۱±۰/۷
بادله	۱/۹±۰/۷	صبور	۱±۰/۷	ولیک بن	۰/۸±۰/۷
فیروز کوه	۱/۷±۰/۷	بشم	۱/۷±۰/۷	چشم	۱/۴±۰/۷
دامغان ۱	۱/۱±۰/۷	رمه	۱/۳±۰/۷	جور جاده	۱±۰/۷
دامغان ۲	۱±۰/۷	اوریم	۱/۲±۰/۷	مرگاو	۱±۰/۷
دامغان ۳	۱/۳±۰/۷	دیکتاش	۱/۲±۰/۷	دروار	۰/۷±۰/۷
دامغان ۴	۱/۶±۰/۷	مجید	۰/۸±۰/۷	کوه سرخ	۰/۹±۰/۷
مشا ۱	۲/۱±۰/۷	محمد آباد	۰/۷±۰/۷	دلازیان	۱±۰/۷
مشا ۲	۱/۸±۰/۷	کوات	۰/۹±۰/۷	سرخه	۱/۵±۰/۷
عطاری	۱/۹±۰/۷	شالمک	۰/۷±۰/۷	قوشه ۱	۱±۰/۷
سمنان	۱±۰/۷	تلاوک	۰/۷±۰/۷	قوشه ۲	۱±۰/۷
تلمادره	۰/۹±۰/۷	شله	۰/۷±۰/۷	رودبارک	۱/۸±۰/۷
اورست	۱±۰/۷	نوا	۱/۱±۰/۷	فروسلیس	۰/۷±۰/۷
سفیدآب	۱/۱±۰/۷	تویه	۰/۸±۰/۷	دریاچه ساهون	۱±۰/۷
زیرآب	۱±۰/۷	میلا	۱/۳±۰/۷	نوکه	۱±۰/۷

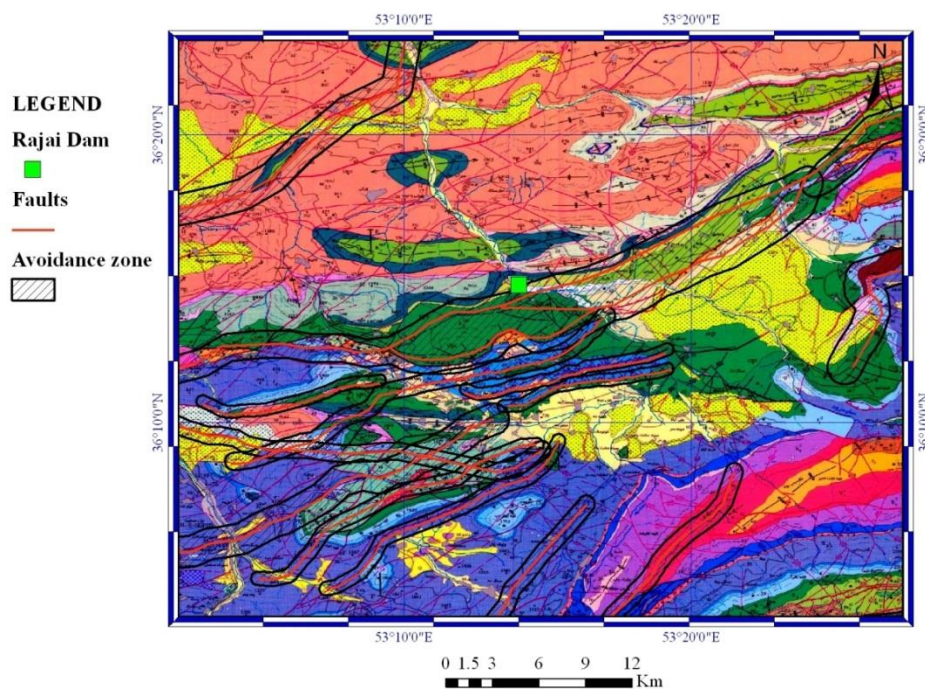
از نتایج به دست آمده در بحث حریم گسلش می‌توان به قرارگیری ساختگاه سد شهید رجایی در پهنه گسیختگی گسل شمال البرز که از گسل‌های بنیادی و فعال ایران است، اشاره نمود (شکل ۳-۴). رویداد زمین‌لرزه و ایجاد گسیختگی مستقیم بر اثر گسلش در راستای این گسل می‌تواند موجب افزایش خسارت به ساختگاه و تأسیسات سد گردد.

از نکات قابل توجه دیگر، قرارگیری شهرهای ساری، بهشهر، قائم‌شهر و نکا در پهنه گسیختگی گسل خزر است. نتیجه حاصل از تعیین حریم گسلش در هریک از قطعات سه گانه گسل خزر بدین صورت است که قطعه شماره ۲ گسل خزر را می‌توان به عنوان خطرناک‌ترین قطعه در صورت فعال شدن دانست (شکل ۳-۵). این قطعه با عبور از حاشیه جنوبی شهرهای ساری و قائم‌شهر و تحت پوشش

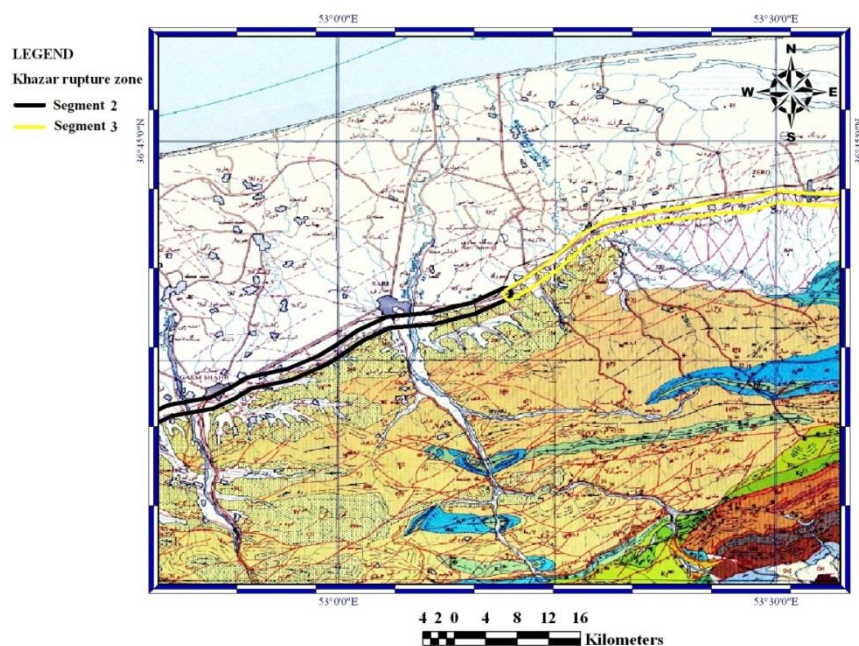
قرار گرفتن حدود نیمی از گستره این شهرها در پهنه گسیختگی گسل خزر، بسیار حائز اهمیت است. قطعه شماره ۳ را نیز می‌توان با اهمیت دانست، به دلیل اینکه این قطعه نیز دقیقاً از میان شهرهای نکا و بهشهر عبور کرده و حریم گسلش این قطعه، همه شهر را در بر می‌گیرد (شکل ۳-۵ و پیوست ۷).



شکل ۳-۳- حریم گسل‌های گستره ۱۰۰ کیلومتری سد شهید رجایی



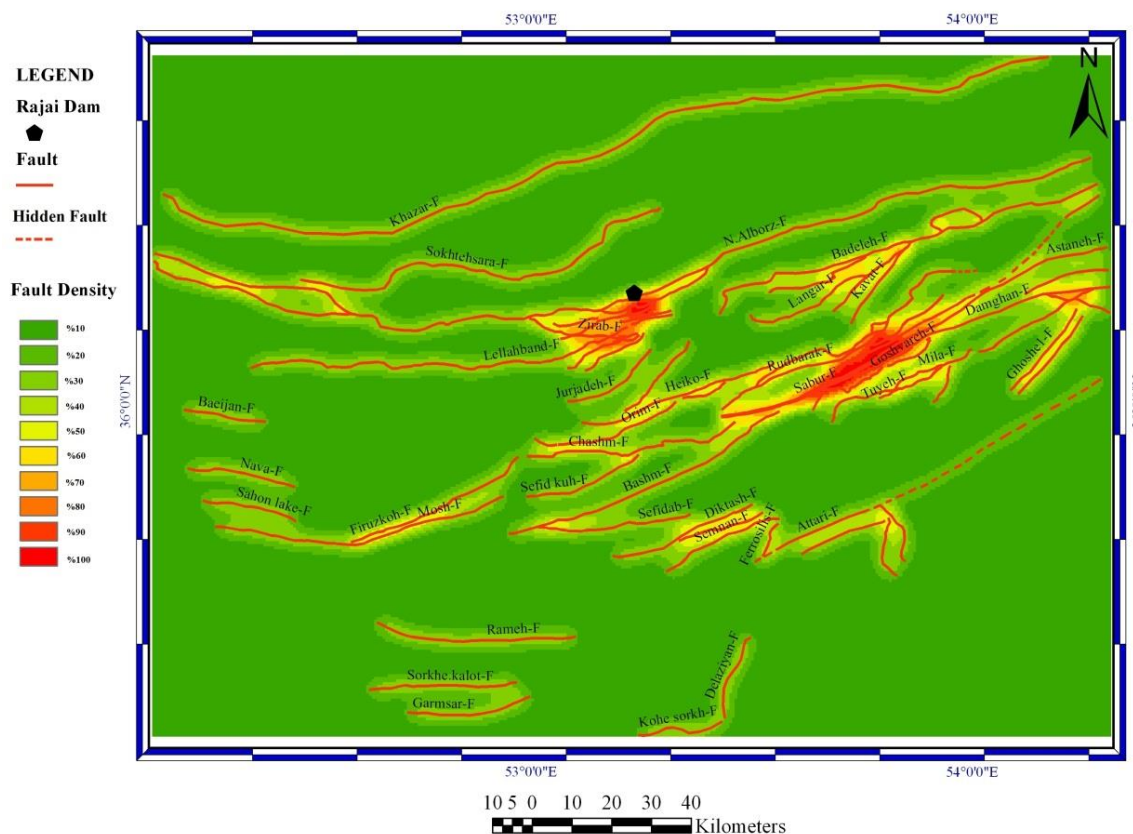
شکل ۳-۴- حریم گسلش گسل‌های محدوده سد شهید رجایی و قرارگیری سد شهید رجایی در پهنه گسیختگی گسل شمال البرز



شکل ۳-۵- حریم گسلش در قطعه ۲ و ۳ گسل خزر و ارتباط آن با شهرهای ساری، قائم‌شهر، نکا و بهشهر

۳-۲- تعیین حریم گسلش براساس چگالی گسل

یکی از روش‌های نیمه توصیفی جهت تعیین حریم گسلش، بدست آوردن چگالی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه است که بوسیله آن می‌توان گستره را از نظر خطر گسلش طبقه‌بندی نمود. به هر مقدار چگالی گسل در یک منطقه بالا باشد، احتمال اینکه در آن منطقه شاهد فعالیت و جنبایی گسل باشیم، بیشتر است. در این مطالعه، نقشه چگالی گسل تهیه و مناطق با چگالی متفاوت طبقه‌بندی شده‌اند (شکل ۳-۶). این روش نیمه توصیفی جهت طبقه‌بندی خطر گسلش و تعیین حریم گسلش با وزن‌دهی به میزان گسل موجود در هر پیکسل محاسبه می‌گردد.



شکل ۳-۶- نقشه طبقه‌بندی چگالی گسل‌های گستره ۱۰۰ کیلومتری سد شهید رجایی

۳-۴- درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها

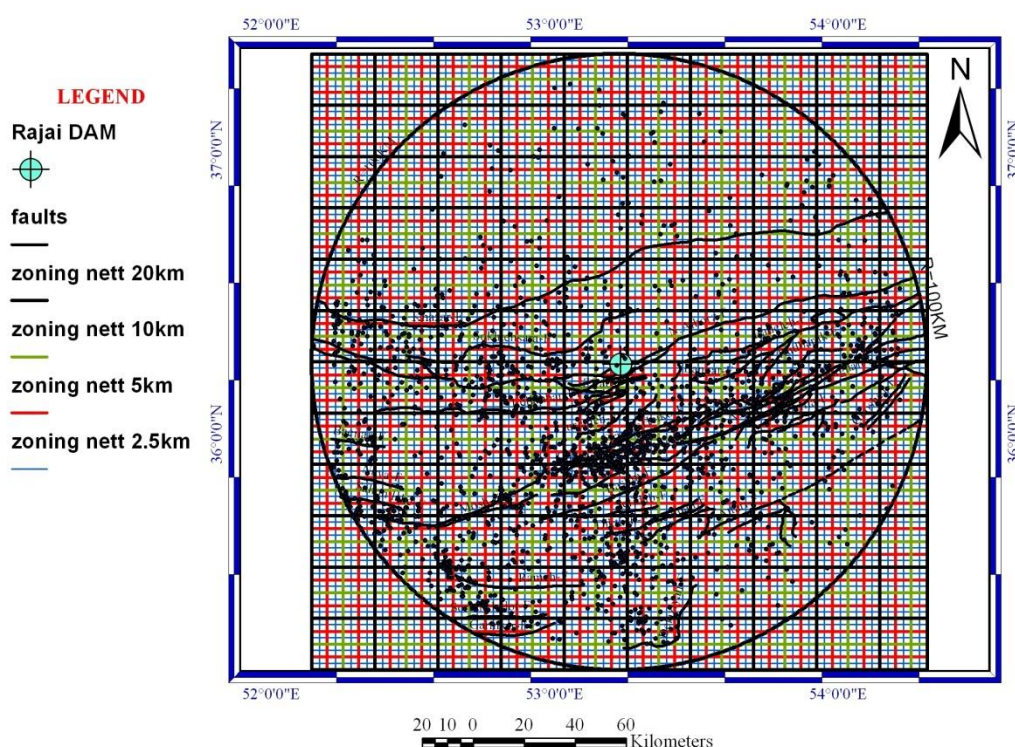
روش‌ها و پارامترهای متعددی جهت درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها وجود دارد. از جمله کاربردی‌ترین و نوین‌ترین این روش‌ها، درجه‌بندی براساس بعد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه و همچنین درجه‌بندی براساس گشتاور لرزه‌ای و نرخ لغزش می‌باشد که در ادامه به صورت جداگانه مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرند.

۳-۴-۱- درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها براساس بُعد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه

توصیف کمی ساختارهای خطی گسل‌ها، الگوهای پیچیده‌ای را در مقیاس‌های مختلف نشان می‌دهد. هندسه جدید فرکتالی که توسط مندلبورت (Mandelbrot, 1982) ابداع گردیده است، توصیف کمی الگوهای پیچیده گسل‌ها را میسر می‌سازد. هندسه فرکتالی مندلبورت اشکال اقلیدسی استاندارد یعنی نقاط، خطوط و سطوح را توصیف می‌کند. سوکمونو و همکاران (Sukmono et al, 1997) پهنه گسلش Sumatra را مورد تحلیل فرکتالی قرار دادند. نتیجه بررسی آنان نشان داد که توزیع مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌ها در این پهنه گسلش به شدت در ارتباط با توزیع هندسه فرکتالی گسلش می‌باشد. در این مطالعه، با استفاده از تحلیل فرکتالی و تعیین بُعد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه و در نهایت توسط تقسیم‌بندی براساس این ابعاد فرکتالی، درجه فعالیت گسل‌های محدوده سد شهید رجایی تعیین گردید.

جهت ارزیابی درجه فعالیت گسلش، بُعد فرکتالی هر گسل و زمین‌لرزه‌های منتسب به آن مشخص و براساس تقسیم‌بندی صورت گرفته بر مبنای این بُعد فرکتالی‌ها، درجه فعالیت هر گسل تعیین گردید. بُعد فرکتالی برای گسل‌های و زمین‌لرزه‌ها در محدوده مورد مطالعه به روش مربع شمار (Box-Counting) محاسبه گردید. روش مربع شمار یکی از روش‌های متداول در تشخیص هندسه فرکتالی پهنه‌های گسلش بوده و براساس این روش بُعد فرکتالی در هر منطقه محاسبه شده و تفاوت‌های موجود در ابعاد فرکتالی مناطق مختلف مشخص می‌شود. برای تحلیل فرکتالی به روش تکنیک مربع

شمار لازم است ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی، نقشه‌های توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی در مقیاس‌های مناسب به همراه بررسی‌های صحرایی مورد مطالعه قرار گیرد و خط ساختاری گسلی پهنه گسلش به دقت برداشت شود. جهت تعیین بُعد فرکتالی، گستره ۱۰۰ کیلومتری سد به چهارگوش‌هایی اصلی با طول اضلاع ۲۰ کیلومتر شبکه‌بندی گردید. در ادامه هریک از این چهارگوش‌های مربعی در طی سه مرحله و با طول اضلاع متفاوت (S) به ترتیب ۱۰، ۵ و ۲/۵ کیلومتر مورد شبکه‌بندی فرعی قرار گرفتند (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷- شبکه‌بندی محدوده ۱۰۰ کیلومتری سد جهت تحلیل فرکتالی

در هریک از مراحل چهارگانه، تعداد چهارگوش‌های مربعی که آثار خطی پهنه گسلی از آنها عبور می‌کند (Ns) شمارش گردید و با استفاده از ترسیم نمودار لگاریتمی فراوانی (N) بر حسب عکس طول اضلاع در هر مرحله (1/S) بُعد فرکتالی هر گسل محاسبه گردید. جهت تعیین بُعد فرکتالی زمین‌لرزه‌ها نیز تعداد زمین‌لرزه‌هایی که در هر یک از مراحل چهارگانه درون شبکه‌ای که اثر خطی گسل قرار دارد، مورد شمارش قرار گرفته و نمودار لگاریتمی برای آن ترسیم شده و بُعد فرکتالی زلزله

نیز محاسبه گردید. جهت تعیین بُعد فرکتالی براساس نمودار لگاریتمی و رابطه (۲-۳) میزان D که همان بُعد فرکتالی و شیب خط رگرسیون است، محاسبه گردید.

$$\text{Log}(N_s) = a + D \text{Log}(1/s) \quad (\text{رابطه ۲-۳})$$

در این رابطه a عرض از مبدا بوده و D شیب خط و نشان‌دهنده بُعد فرکتالی آن بخش از پهنه گسلش می‌باشد (Hiraia, 1989). جهت درک نحوه تعیین درجه فعالیت هر گسل، محاسبات انجام شده برای گسل خزر به عنوان نمونه و با توجه به قطعه‌بندی در نظر گرفته شده برای این گسل در محدوده مورد مطالعه در جدول (۲-۳) آورده شده است.

جدول ۲-۳- ابعاد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه و تعیین درجه فعالیت قطعات سه گانه گسل خزر

درجه فعالیت		N(F) بعد فرکتالی گسلش			N(EQ) بعد فرکتالی زمین‌لرزه		
S	1/S	قطعه ۱	قطعه ۲	قطعه ۳	قطعه ۱	قطعه ۲	قطعه ۳
۲۰	۰/۰۵	۴	۳	۶	۱۰۶	۹۲	۴۰
۱۰	۰/۱	۶	۷	۱۳	۹۱	۳۴	۱۳
۵	۰/۲	۱۱	۱۳	۲۱	۳۰	۱۸	۸
۲/۵	۰/۴	۲۲	۲۵	۴۳	۱۹	۷	۵
لگاریتمی	-۱/۳	۰/۶۰۲۱	۰/۴۷۷۱	۰/۷۷۸۲	۲/۰۲۵۳	۱/۹۶۳۸	۱/۶۰۲۱
	-۱	۰/۷۷۸۱	۰/۸۴۵۱	۱/۱۱۳۹	۱/۷۸۵۳	۱/۵۳۱۵	۱/۱۱۳۹
	-۰/۶۹۸۹	۱/۰۴۱۴	۱/۱۱۳۹	۱/۳۲۲۲	۱/۴۷۷۱	۱/۲۵۵۳	۰/۹۰۳۱
	-۰/۳۹۷۹	۱/۳۴۲۴	۱/۳۹۷۹	۱/۶۳۳۵	۱/۲۷۸۸	۰/۸۴۵۱	۰/۶۹۹
بعد فرکتالی (D) براساس شیب نمودار		۰/۸۲۵	۱/۰۰۷	۰/۹۲۱	۰/۸۴۶	۱/۲۰۶	۰/۹۷
درجه فعالیت		A	B	B	C	D	D

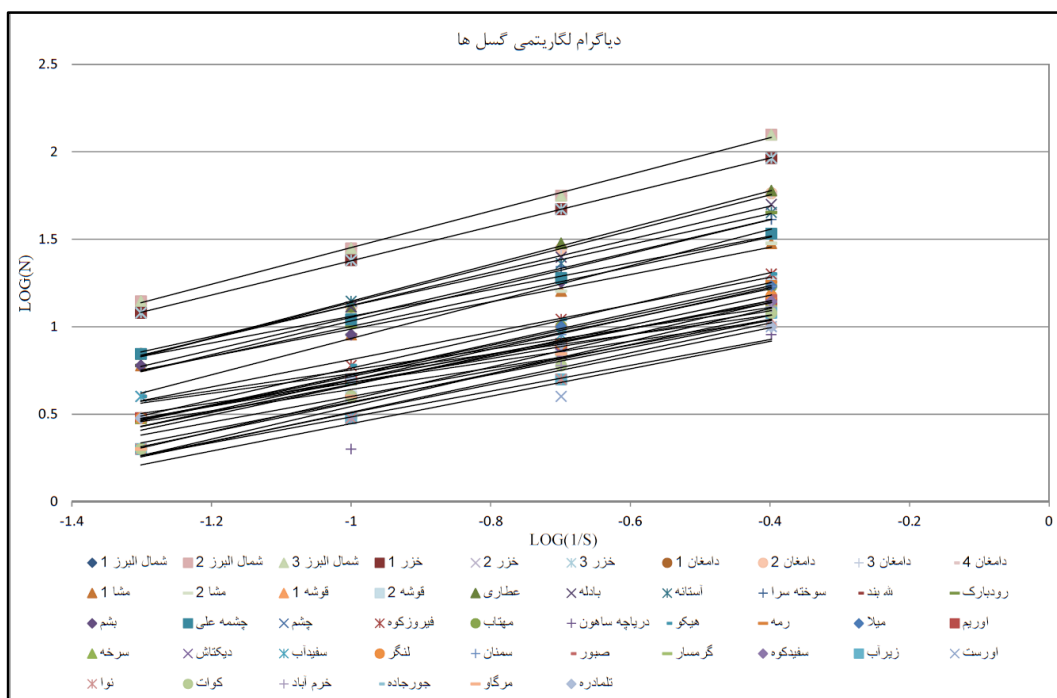
وجود اختلاف بُعد فرکتالی در بخش‌های متفاوت پهنه گسلش نشانگر تفاوت هندسه سیستم گسلش آن بخش‌ها با یکدیگر می‌باشد (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۶). مقدار کم بُعد فرکتالی نشانگر این خواهد بود که گستره سطحی سیستم گسل محدود بوده و دگرشکلی در آن به حد نهایی رسیده است (Cowie, 1996). اما برعکس مقدار زیاد بُعد فرکتالی نشانگر گستره سطحی زیاد سیستم گسلی و بلوغ کمتر سیستم گسل می‌باشد (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۶).

جهت بررسی درجه فعالیت گسل‌های بزرگ، قطعه‌بندی این نوع از گسل‌ها و تعیین درجه فعالیت هر قطعه به صورت مجزا امری الزامیست، لذا در این مطالعه براساس قطعه‌بندی در نظر گرفته برای گسل‌های شمال البرز، خزر، مشا و دامغان، ابعاد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه برای هر یک از قطعات آنها جداگانه محاسبه گردید.

جهت ارزیابی درجه فعالیت گسلش در محدوده سد شهید رجایی تحلیل فرکتالی از گسلش و زمین‌لرزه در این محدوده و تعیین بُعد فرکتالی صورت پذیرفت (اشکال ۳-۸ و ۳-۹). جهت ارزیابی درجه فعالیت هر گسل، تقسیم بندی بر مبنای میزان بعد فرکتالی گسل و زمین‌لرزه تهیه گردید (جدول ۳-۳) و براساس این تقسیم‌بندی درجه فعالیت هر یک از گسل‌های شناسایی شده در گستره ۱۰۰ کیلومتری سد شهید رجایی تعیین گردید (جدول ۳-۴).

جدول ۳-۳- نحوه تقسیم‌بندی بُعد فرکتالی گسلش و زمین‌لرزه و تعیین درجه فعالیت

درجه فعالیت Activity grade(A.g)		بعد فرکتالی زمین‌لرزه	
		C ($D < 0.9$)	D ($D > 0.9$)
بعد فرکتالی گسلش	A ($D < 0.9$)	AC (کم)	AD (متوسط)
	B ($D > 0.9$)	BC (زیاد)	BD (خیلی زیاد)



شکل ۳-۸- دیاگرام لگاریتمی $1/S$ به N_F برای گسل‌های گستره ۱۰۰ کیلومتری سد شهید رجایی



شکل ۳-۹- دیاگرام لگاریتمی $1/S$ به N_{EQ} برای زمین‌لرزه‌های گستره ۱۰۰ کیلومتری سد شهید رجایی

جدول ۳-۴- درجه فعالیت گسل‌های محدوده سد شهید رجایی براساس بُعد فرکتالی

گسل	درجه فعالیت	گسل	درجه فعالیت	گسل	درجه فعالیت
قطعه ۱ شمال البرز	BD	قطعه ۱ خزر	AC	قوشه ۱	AD
قطعه ۲ شمال البرز	BD	قطعه ۲ خزر	BD	قوشه ۲	AC
قطعه ۳ شمال البرز	BC	قطعه ۳ خزر	BD	نوا	AD
قطعه ۱ دامغان	BD	قطعه ۱ مشا	AC	کوات	AD
قطعه ۲ دامغان	BC	قطعه ۲ مشا	AC	خرم آباد	AD
قطعه ۳ دامغان	AD	چشم	AC	اوریم	AC
قطعه ۴ دامغان	AD	سرخه	AD	بادله	BD
آستانه	AD	دیکتاش	AD	جورجاده	AD
عطاری	BC	سفیدآب	AD	مرگاو	AD
سوخته سرا	BD	لنگر	AD	مهتاب	AD
لله بند	BD	سمنان	AD	دریاچه ساهون	AC
رودبارک	BC	صبور	AD	هیکو	AD
بشم	AD	گرمسار	BD	رمه	AD
چشمه علی	AD	سفیدکوه	BD	میلا	AD
اورست	AD	زیرآب	AD	تلمادره	AD
فیروزکوه	BC				

گسل‌های شمال البرز، دامغان و گرمسار در طی ۱۰۰ سال گذشته از جمله فعال‌ترین گسل‌های محدوده مورد بررسی بوده‌اند که براساس برآورد درجه فعالیت گسلش به روش تحلیل فرکتالی نیز در رده BD قرار گرفته و فعال بودن آنها را تأیید می‌کند. در مورد گسل‌های لاله‌بند، بادله و سوخته‌سرا نیز می‌توان به فعالیت قریب الوقوع همراه با رویداد لرزه‌ای با بزرگی قابل ذکر آنها اشاره نمود.

۳-۴-۲- درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها براساس گشتاور لرزه‌ای و نرخ لغزش

برآورد نرخ ممان روشی به نسبت نوین در بررسی میزان فعالیت زمین‌ساختی مناطق مختلف به شمار می‌رود. روش معمولی تشریح چشمه‌های لرزه‌زا، توصیف این چشمه‌ها با استفاده از یک مدل تقریبی از نیروهای معادل (Equivalent forces) است که این نیروها با کمیت دیگری به نام تنسور ممان نمایش داده می‌شوند. ممان لرزه‌ای نماینده آن دسته از نیروهای پوسته زمین است که باعث رها شدن انرژی در یک زمین‌لرزه می‌گردد. روش ممان لرزه‌ای که به تخمین از بزرگای زمین‌لرزه منجر می‌شود،

بهترین انطباق را با نظریه و مشاهدات لرزه‌ای دارد. ممان لرزه‌ای را می‌توان هم براساس لرزه‌نگاشت‌ها و هم با برقراری رابطه بین ممان لرزه‌ای و اطلاعات زمین‌شناختی برآورد نمود (Aki, 1966).

اسمیت (Smith, 1976) پیشنهاد کرد تا از تخمین میزان لغزش برای برآورد زمین‌لرزه بیشینه استفاده شود. او از رابطه گشتاور- لغزش گسل (Bron, 1970) و بزرگا- فراوانی گوتنبرگ- ریشتر (Gutenberg and Richter, 1944) برای توسعه رابطه خود بهره گرفت.

در این مطالعه براساس رابطه تجربی بین ممان لرزه‌ای و اطلاعات زمین‌شناسی، نرخ لغزش مربوط به گسل‌های محدوده سد شهید رجایی به شعاع ۱۰۰ کیلومتر تخمین و مورد ارزیابی قرار گرفت و جهت برآورد بیشینه بزرگا زمین‌لرزه‌ها نیز براساس نرخ لغزش گسل‌ها از رابطه اسمیت (Smith, 1976) استفاده گردید. جهت برآورد نرخ لغزش ابتدا پارامترهای لرزه‌خیزی (a و b) محدوده مورد مطالعه تعیین و در مرحله بعد این پارامترهای لرزه‌خیزی را برای هر گسل و براساس زمین‌لرزه‌های رویداده در حریم گسل نرمالیزه شدند. براساس روابط موجود و با در دست داشتن مقادیر a و b برای هر گسل، نرخ ممان لرزه‌ای آن گسل محاسبه گردید. طبق روابط ارائه شده جهت محاسبه نرخ ممان لرزه‌ای و با وجود پارامترهای آن، طول گسیختگی و عرض گسیختگی نرخ لغزش در هر گسل به صورت نرخ فعالیت آن گسل تعیین گردید. در نهایت، نرخ لغزش یا نرخ فعالیت نسبت به نرخ فعالیت کلی براساس مطالعات ژئودتیکی مقایسه و درصد نرخ فعالیت هر گسل محاسبه و گسل‌های محدوده مورد مطالعه بر این اساس رده‌بندی گردیدند. پس از برآورد نرخ لغزش هر گسل با استفاده از روابط تجربی، بیشینه بزرگای زمین‌لرزه‌ها برای هر گسل طبق این نرخ لغزش تعیین گردید.

جهت تعیین نرخ لغزش و به نوعی درصد نرخ فعالیت هر گسل از رابطه بین پارامترهای گسل و گشتاور لرزه‌ای استفاده شده است. در همین راستا رابطه (۳-۳) انتخاب شده که به صورت زیر است:

$$\bar{M}_0 = \mu LWD \quad (\text{رابطه ۳-۳})$$

در این رابطه M_0 ممان (گشتاور) لرزه‌ای بر حسب (dyn-cm)، L طول گسیختگی گسل (Cm)، W عرض گسل (Cm)، D تغییر مکان میانگین در طول گسیختگی (Cm) و μ سختی (مدول برشی) (10^{11} dyn/cm^2 * ۳/۵ تا ۳ برای سنگ‌های پوسته) می‌باشد (Aki, 1966).

جهت تعیین نرخ لغزش هر گسل، پارامترهای ممان لرزه‌ای، طول گسیختگی و عرض پهنه گسیختگی هر گسل را برآورد و در ادامه مقدار D (تغییر مکان میانگین یا نرخ لغزش گسل) محاسبه شده است. در این راستا به تشریح پارامترهای رابطه (۳-۳) خواهیم پرداخت.

۳-۴-۲-۱- ممان لرزه‌ای (M_0)

جهت تعیین مقدار ممان لرزه‌ای مراحل زیر صورت پذیرفت:

- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی ناحیه (a و b)

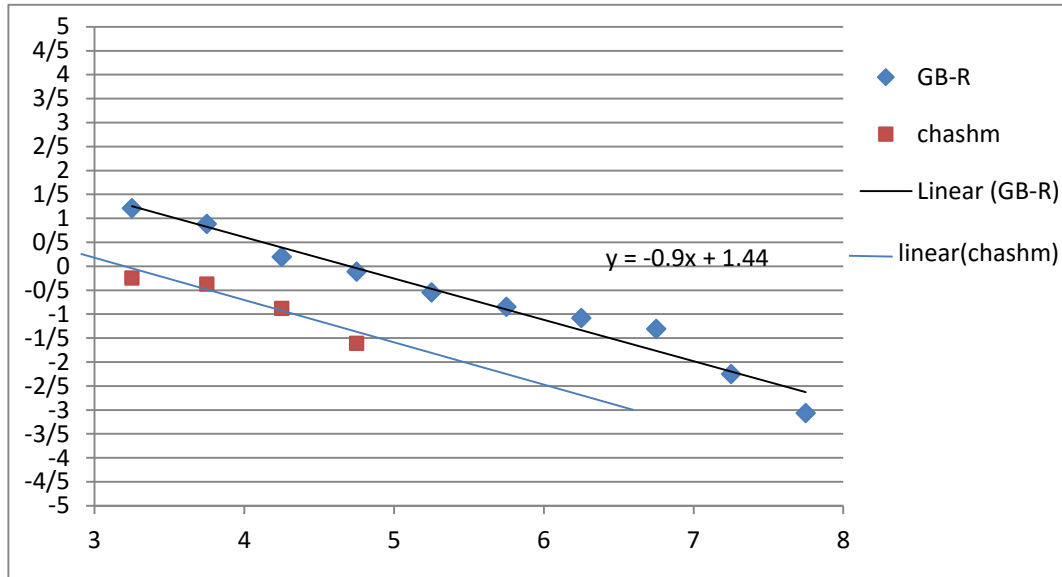
پارامترهای لرزه‌خیزی محدوده مورد مطالعه براساس روش مقدماتی گوتنبرگ- ریشتر (Gutenberg and Richter, 1956) برآورد گردید. در این رابطه فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها (N_c) به طور خطی و با در نظر گرفتن رابطه ساده زیر به بزرگا نسبت داده می‌شود.

$$\text{Log}(N_c) = a - bM \quad (\text{رابطه ۳-۴})$$

که a آهنگ رویداد سالیانه و b معرف میزان لرزه‌خیزی ناحیه مورد مطالعه است.

شکل (۳-۱۰) نشان دهنده رابطه گوتنبرگ- ریشتر براساس توزیع داده‌های واقعی در گستره ۱۰۰ کیلومتری ساختگاه سد شهید رجایی می‌باشد. جهت برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی هر گسل و نرمالیزه کردن این پارامترها بدین صورت عمل گردید که تعداد زمین‌لرزه‌های موجود در حریم هر گسل را به عنوان زمین‌لرزه‌های متأثر از آن گسل در نظر گرفته و پارامترهای لرزه‌خیزی بر مبنای آنها محاسبه گردید. در این راستا پارامتر β که لرزه‌خیزی ناحیه‌ای را نشان می‌دهد، به صورت ثابت در نظر گرفته و پارامتر a را با مماس کردن خط گوتنبرگ- ریشتر بر داده‌های هر گسل و موازی با خط گوتنبرگ- ریشتر بدست آمده از داده‌های کل ناحیه بدست می‌آید. قابل ذکر است که میزان a بدست آمده از

خط گوتنبرگ- ریشتر هر گسل به صورت مقدار a برای کمترین مقدار زمین‌لرزه رویداده ($M_s=3$) در نظر می‌گیریم. شکل (۳-۱۰) نمونه‌ای از این نرمالیزه کردن را برای گسل چشم را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۰ - خط گوتنبرگ- ریشتر برای زمین‌لرزه‌های محدوده مورد بررسی و خط موازی آن جهت تعیین ضرایب

لرزه‌خیزی گسل چشم

پس از تعیین پارامترهای a و b ، نرخ ممان لرزه‌ای هر گسل براساس روابط (۳-۵) و (۳-۶) محاسبه گردید.

$$\bar{M}_0 = \mu L W \bar{D} \quad (\text{رابطه ۳-۵})$$

$$\bar{M}_0 = \sum_{M_0=3}^{M \max} N(m) M_0 = \sum_{M_0=3}^{M \max} 10^{a-bm} 10^{1/5m+16} \quad (\text{رابطه ۳-۶})$$

- طول گسیختگی (L)

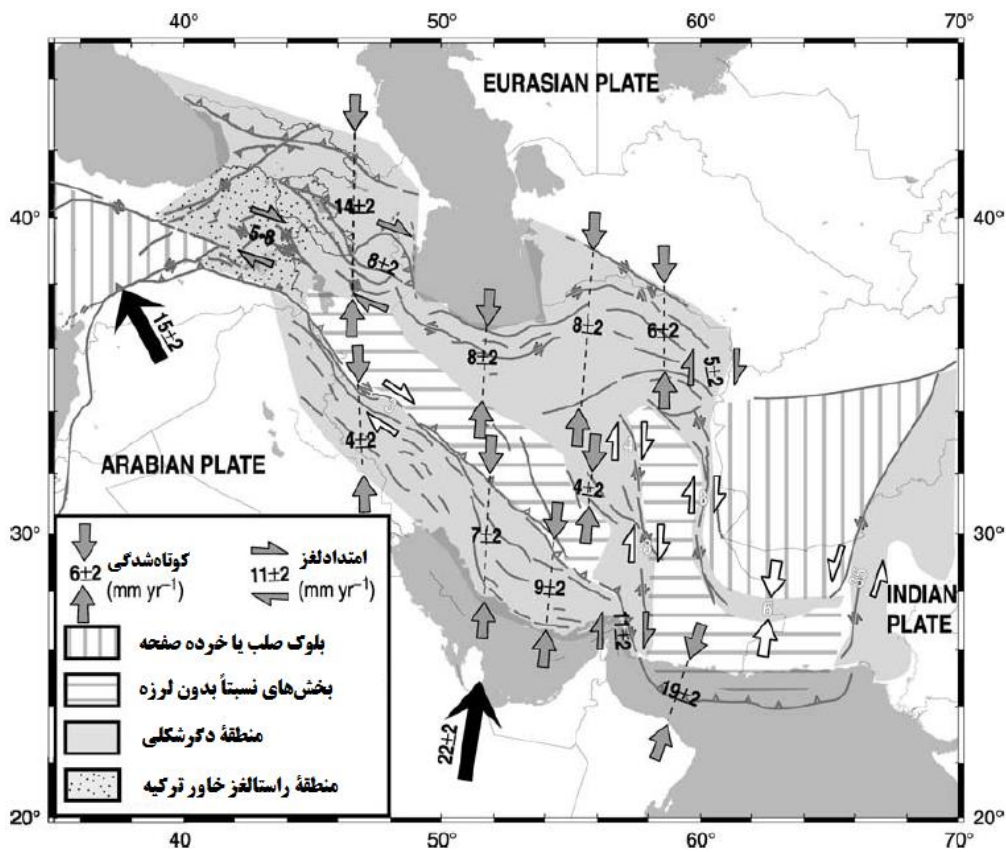
طولی از گسل را که گسیختگی در آن صورت می‌پذیرد و معمولاً معادل با 0.37 طول کل گسل است، به عنوان طول گسیختگی در نظر گرفته می‌شود.

- عرض گسلش (w)

جهت برآورد عرض گسل در این تحقیق از رابطه تجربی ارائه شده توسط زارع (۱۳۸۰) که در بخش تعیین حریم گسل (۳-۳) به صورت رابطه (۳-۷) تشریح گردید، استفاده شده است.

$$W=10^{(a+\log LR)} + \sigma.P \quad (\text{رابطه ۳-۷})$$

در ادامه پس از تعیین پارامترهای M_0 ، L و W هر گسل، مقدار D (تغییر مکان میانگین یا نرخ لغزش گسل) محاسبه شده و این مقدار D نسبت به مطالعات ژئودتیکی مقایسه شده است. ورنانت و همکاران (Vernant et al, 2004) با اندازه‌گیری‌های GPS صورت گرفته بر روی البرز، میزان 8 ± 2 میلی‌متر کوتاه‌شدگی در سال را برای ناحیه البرز و در راستای تقریباً شمالی- جنوبی برآورد کردند (شکل ۳-۱۱). در این مطالعه نیز نرخ لغزش کلی در ناحیه را 8 میلی‌متر در سال در نظر گرفته و محاسبات بر مبنای آن ادامه انجام پذیرفت.



شکل ۳-۱۱- نمایش نتایج بررسی‌های ورنانت و همکاران (Vernant et al, 2004)؛ پیکان‌های سیاه نشانگر جنبش صفحه عربستان نسبت به اوراسیا می‌باشند. پیکان‌های خاکستری نرخ‌های دگرشکلی اندازه‌گیری شده توسط GPS را نشان می‌دهند. پیکان‌های سفید نمایانگر نرخ‌های برآورد شده به کمک GPS، شواهد زمین‌شناسی و زلزله‌شناسی هستند. تمامی نرخ‌ها بر حسب میلی‌متر در سال می‌باشد (برگرفته از Vernant et al, 2004).

پس از تعیین درصد نرخ لغزش، گسل‌های محدوده مورد مطالعه براساس نسبت نرخ لغزش رده‌بندی گردیدند. جهت رده‌بندی گسل‌ها طبق جدول (۳-۵) عمل شده است. در جدول (۳-۷) مقدار پارامتر a برای هر گسل ($a_{m.}$)، درجه فعالیت یا نرخ لغزش (D)، نسبت نرخ لغزش به لغزش کل در منطقه (D/Dt)، درصد درجه فعالیت ($\%D$) و رده هر یک از گسل‌های محدوده مورد مطالعه نشان داده شده است.

جدول ۳-۵- رده بندی صورت گرفته برای گسل‌های محدوده مورد مطالعه براساس نرخ لغزش آنها

بازه	نرخ فعالیت	رده
$D < 0.3 \text{ mm/y}$	کم	A
$0.3 \text{ mm/y} \leq D < 0.4 \text{ mm/y}$	متوسط	B
$D \geq 0.4 \text{ mm/y}$	زیاد	C

۳-۴-۲-۲- بیشینه بزرگای زمین لرزه

جهت برآورد بیشینه بزرگای زمین لرزه براساس میزان لغزش صورت گرفته، از رابطه (۳-۸) (Smith, 1976) استفاده گردید که به صورت زیر است:

$$M_s = 7.223 + 1.263 \log s \quad (\text{رابطه ۳-۸})$$

در این رابطه s میزان لغزش به میلی‌متر در سال می‌باشد. در جدول (۳-۶) بیشینه بزرگای زمین لرزه مربوط به هر یک از گسل‌های محدوده مورد مطالعه آورده شده است.

جدول ۳-۶- رده‌بندی گسل‌های اطراف سد شهید رجایی براساس نرخ لغزش آنها

بزرگی	رده	درصد درجه فعالیت	نسبت نرخ لغزش	نرخ لغزش	(am.)	گسل
۶/۶	B	۴/۹	۰/۳۴	۰/۳۲۴	۰/۲	خزر
۶/۴	A	۳/۳	۰/۲۳	۰/۲۱۷	۰/۲	بادله
۶/۴	A	۳/۴	۰/۲۴	۰/۲۲۱	۰/۱۵	عطاری
۶/۶	B	۵	۰/۳۵	۰/۳۲۸	۰/۱	سوخته سرا
۶/۶	B	۴/۹	۰/۳۴	۰/۳۲۲	۰/۲۵	شمال البرز
۶/۳	A	۲/۹	۰/۲۱	۰/۱۹۳	۰/۱۵	فیروزکوه
۶/۴	A	۳/۳	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۱	دیکتاش
۶/۹	C	۸/۲	۰/۵۷	۰/۵۳۷	۰/۲	چشم
۵/۹	A	۱/۳	۰/۱	۰/۰۸۹	۰/۱۵	چشمه علی
۶/۴	A	۳/۲	۰/۲۲	۰/۲۱۱	۰/۱۵	بایجان
۶	A	۱/۶	۰/۱۲	۰/۱۰۸	۰/۲	هیکو
۶/۷	C	۶/۴	۰/۴۵	۰/۴۲۳	۰/۱۵	مجید
۵/۹	A	۱/۵	۰/۱۱	۰/۰۹۹	۰/۱۵	رودبارک
۶/۵	A	۴/۳	۰/۳	۰/۲۸۲	۰/۱۵	لنگر
۶/۴	B	۲/۶	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۵	کوه سرخ
۵/۲	A	۰/۴	۰/۰۳	۰/۰۲۶	۰/۱۵	دامغان
۶/۵	A	۴/۴	۰/۳۱	۰/۲۹۲	۰/۱	قوشه
۵/۹	A	۱/۴	۰/۱	۰/۰۹	۰/۲	مشا
۶/۱	A	۱/۷	۰/۱۲	۰/۱۱۵	۰/۱	رمه
۶/۸	C	۷/۱	۰/۵	۰/۴۷	۰/۱	ساهون
۶/۸	C	۶/۶	۰/۴۷	۰/۴۳۷	۰/۲	اوریم
۶	A	۱/۵	۰/۱۱	۰/۱۰۱	۰/۱۵	آستانه
۷	C	۱۰/۳	۰/۷۲	۰/۶۷۷	۰/۱۵	خرم آباد
۶/۳	A	۲/۷	۰/۱۹	۰/۱۷۶	۰/۱	چور جاده

بیشینه بزرگ‌های بدست آمده، برآوردهای قابل قبولی برای گسل‌های با میزان لغزش زیاد و تخمین دست پائین برای گسل‌های با میزان لغزش کم به دست می‌دهد. گسل‌های معرفی شده در بخش جنوبی ساختگاه سد شهید رجایی، از جمله گسل‌های مجید و خرم آباد دارای نرخ لغزش بالا و به تبع آن بیشینه زمین‌لرزه قابل توجهی می‌باشند که ضرورت بررسی‌های دقیق لرزه زمین‌ساختی و تحلیل خطر زمین‌لرزه برای این گسل‌ها را نشان می‌دهد. بالا بودن نرخ لغزش در راستای گسل‌های جدید معرفی شده (خرم آباد، مجید و ...) در این محدوده با توجه به رویداد زمین‌لرزه‌های در حریم گسلی آنها، منطقی به نظر می‌رسد.

براساس مطالعات وسنوسکی (Wesnousky, 1986) گسل‌های با میزان نرخ لغزش کم که دوره بازگشت رویداد زمین‌لرزه‌ها در آنها طولانی است، می‌توانند زمین‌لرزه‌های بزرگی ایجاد کنند که کمتر رخ می‌دهند در نتیجه زمین‌لرزه سال ۸۵۶ میلادی کومس و گسل مسبب آن یعنی گسل دامغان را می‌توان از این نوع گسل‌ها دانست. همچنین گسل‌های با میزان لغزش کمتر می‌توانند لغزش‌های بزرگتر و به تبع آن گشتاور لرزه‌ای بزرگتری ایجاد نمایند. در نتیجه انتظار لغزش‌های بزرگتر در آینده بر روی گسل‌هایی مانند آستانه، رمه، چشمه‌علی و ... را خواهیم داشت.

با توجه به نرخ لغزش کلی به‌دست آمده از روش گشتاور لرزه‌ای (۶/۵ میلی‌متر) و نرخ لغزش بیان شده توسط ورنانت (Vernant et al, 2004) (۸ میلی‌متر)، مشخص می‌شود که نرخ لغزش کلی منطقه منتسب به گسل‌های اصلی در نظر گرفته شده در این مطالعه نبوده و حدود ۱/۵ میلی‌متر از این لغزش را می‌توان متأثر از سایر ساختارهای زمین‌شناسی از جمله گسل‌های فرعی و مدفون دانست.

۳-۵- چین‌های فعال

عمومی‌ترین مظاهر دگرشکلی شکل‌پذیر در سنگ‌ها، چین‌ها هستند که تحت شرایط متنوعی در سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی بوجود می‌آیند. چین‌خوردگی‌ها می‌توانند نتیجه دگرشکلی اولیه یا تکتونیک در جریان کوهزایی باشند. چین‌های اولیه ضمن تشکیل سنگ‌ها به‌وجود می‌آیند. برای نمونه، چین‌های جریان در گدازه‌ها، نمونه‌ای از چین‌های اولیه‌اند. چین‌های تکتونیک در پاسخ به عملکرد تنش ناشی از حرکت صفحات و تشکیل کمربندهای کوهزایی به‌وجود می‌آیند. هندسه چین‌ها متغیر است که منعکس‌کننده خواص رئولوژی سنگ، شرایط و آهنگ دگرشکلی هستند (Marshak and Mitra, 1988). برخی از چین‌ها را می‌توان در شمار عناصر ساختاری فعال تلقی نمود و از آنها به عنوان چین‌های فعال نام برد. این چین‌های فعال را می‌توان در ارتباط با گسل‌های فعال مدفون دانست و اخیراً مشخص شده است که گسل‌های فعال مدفون نیز در ارزیابی خطر زمین‌لرزه

بسیار حائز اهمیت هستند. از جمله معیارهایی که می‌توان جهت انتخاب چین‌های فعال در نظر گرفت عبارتند از:

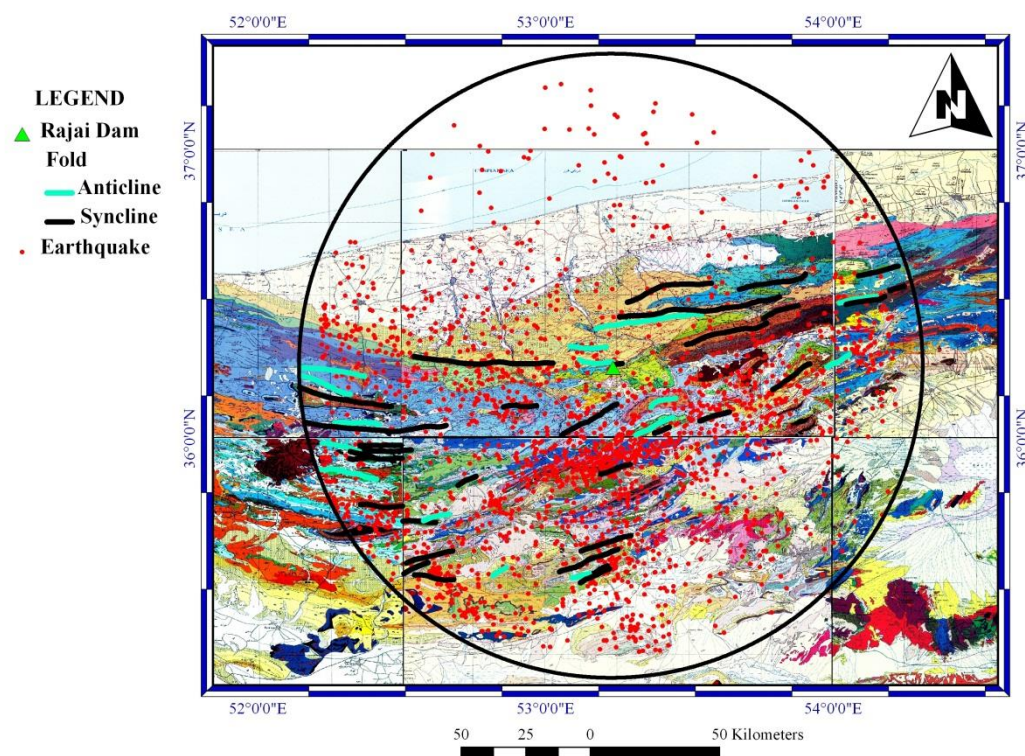
۱- رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاہی در منطقه چین

۲- رویداد لرزش‌های خفیف و فراوان در منطقه چین

۳- بالا آمدگی و یا کج‌شدگی در رسوبات کواترنر پس از چین‌خوردگی

۴- وجود پدیده‌هایی مانند زمین‌لغزش، ریزش سنگ و ... به‌ویژه در بخش انتهایی یال‌های چین در نتیجه حرکت این ساختارها

در این مطالعه چین‌های تقریباً بزرگ مقیاس محدوده ۱۰۰ کیلومتری سد شهید رجایی مورد بررسی قرار گرفت. در بررسی روند کلی چین‌های اصلی گستره مورد مطالعه، می‌توان چین‌ها را به دو گروه کلی چین‌های با روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری و چین‌های با روند خاوری - باختری تقسیم نمود. در بررسی اولیه چین‌ها مشخص شد که در همه چین‌های مورد بررسی، شاهد وقوع زمین‌لرزه‌هایی در منطقه چین و به‌خصوص بر روی سطح محوری چین‌ها هستیم که مرکز سطحی این زمین‌لرزه‌ها منطبق با اثر سطح محوری چین‌ها می‌باشد (شکل ۳-۱۲).

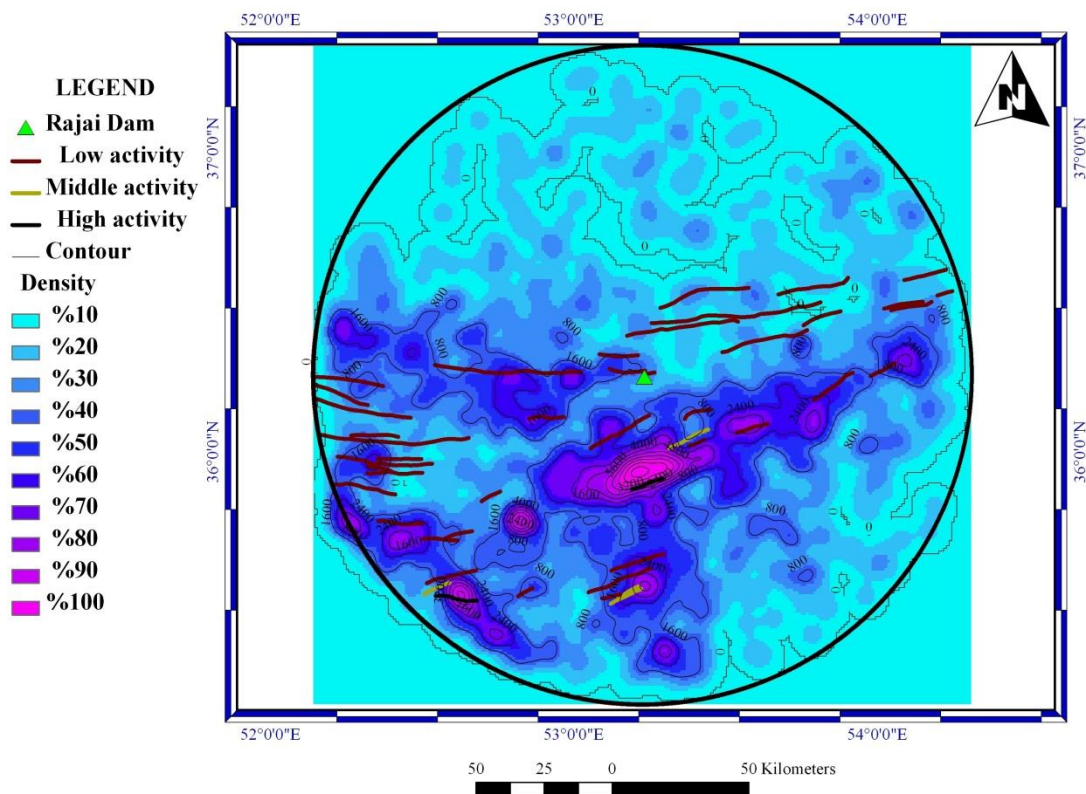


شکل ۳-۱۲- موقعیت زمین‌لرزه‌ها (بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱) و چین‌های فعال گستره سد شهید رجایی (برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساری، سمنان، آمل، گرگان، تهران و طرود)

جهت تعیین ارتباط بین چین‌های فعال (ناودیس و تاقدیس) و رویدادهای لرزه‌ای، رده‌بندی از درجه فعالیت چین‌ها براساس دانسیته وقوع زمین‌لرزه‌ها در محدوده مورد مطالعه صورت پذیرفت. جهت رده‌بندی بدین صورت عمل گردید که با رسم نقشه کنتوری حاصل از دانسیته زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در گستره و تقسیم‌بندی این کنطور دیاگرام‌ها به ۱۰ رده اصلی، اثر سطح محوری هر چین در یکی از این رده‌ها قرار گرفته است. در نهایت براساس تقسیم‌بندی این کنطورها در بازه‌های سه‌گانه، درجه فعالیت هر چین تعیین گردید (جدول ۳-۷). همانطور که در شکل (۳-۱۳) مشاهده می‌شود، درجه فعالیت هر چین (ناودیس و تاقدیس) در گستره مورد مطالعه نشان داده شده است.

جدول ۳-۷- تقسیم‌بندی چین‌ها براساس درجه فعالیت

درجه فعالیت چین	کنتور قطع کننده	رنگ اختصاری در نقشه
کم	$N < 2400$	قرمز
متوسط	$2400 < N \leq 4000$	زرد
زیاد	$4000 \leq N$	مشکی



شکل ۳-۱۳- نقشه منحنی دانسیته و درجه‌بندی چین‌های فعال گستره سد شهید رجایی

۳-۶- پهنه‌بندی نسبی پتانسیل لرزه‌زایی در محدوده سد شهید رجایی

با توجه به قرارگیری سد شهید رجایی در منطقه‌ای با شرایط تکتونیکی فعال و رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی و همچنین چین‌خوردگی بسیار زیاد، بررسی دقیق پتانسیل لرزه‌زایی در محدوده سد امری ضروری می‌باشد. در این بخش تلاش شده است مشابه با مطالعات استعدادداری سایر خطرات زمین‌شناسی نظیر فرسایش، سیلاب و لغزش براساس رابطه بین کانون سطحی زمین‌لرزه‌های موجود با مشخصه‌های زمین‌شناسی، عوامل مؤثر در وقوع زمین‌لرزه در محدوده سد شهید رجایی شناسایی شده و نقشه پهنه‌بندی استعدادداری وقوع زمین‌لرزه تهیه گردد. در همین راستا و براساس نقشه لرزه زمین‌ساخت محدوده سد شهید رجایی ساری به شعاع ۱۰۰ کیلومتری، نقشه استعدادداری وقوع زمین‌لرزه بر مبنای محرک‌های لرزه‌ای و یا پارامترهای مؤثر در وقوع زمین‌لرزه مورد بررسی قرار گرفته و به هریک از این محرک‌ها ضریب اهمیت داده شده و براساس شبکه‌بندی صورت گرفته در محیط نرم افزاری Arc GIS و نسبت دادن مجموع ضرایب محرک‌های لرزه‌ای در هر شبکه به مرکز آن شبکه، نقشه پهنه‌بندی پتانسیل لرزه‌زایی بر مبنای محرک‌های لرزه‌ای ترسیم گردید.

۳-۶-۱- ارزیابی پارامترهای مؤثر در وقوع زلزله

جهت شناسایی عوامل مؤثر در وقوع زمین‌لرزه از رابطه بین توزیع کانون سطحی زمین‌لرزه‌ها با خصوصیات زمین‌شناسی و ریخت‌شناسی منطقه استفاده شده است. در این راستا پارامترهای زیر به عنوان مناطق مستعد وقوع زمین‌لرزه یا محرک لرزه‌ای انتخاب شده است:

- ۱- مراکز کانون سطحی زمین‌لرزه‌های موجود: با صرف نظر از خطای کانون‌یابی زمین‌لرزه‌ها، موقعیت زمین‌لرزه‌های گذشته محتمل‌ترین مناطق وقوع زمین‌لرزه در آینده می‌باشد.
- ۲- گسل‌های فعال و کواترنری: گسل‌های فعال براساس تعریف استاندارد (USAEC, 1973) از جمله مناطق محتمل وقوع زمین‌لرزه‌های آینده هستند.

۳- دو انتهای گسل: بررسی توزیع زمین‌لرزه‌ها در منطقه مطالعاتی حاکی از تجمع بیشتر کانون سطحی زمین‌لرزه‌ها در دو انتهای گسل‌های فعال می‌باشد. لذا در طول گسل بخش‌های انتهایی استعداد بیشتری جهت وقوع زمین‌لرزه دارا می‌باشد.

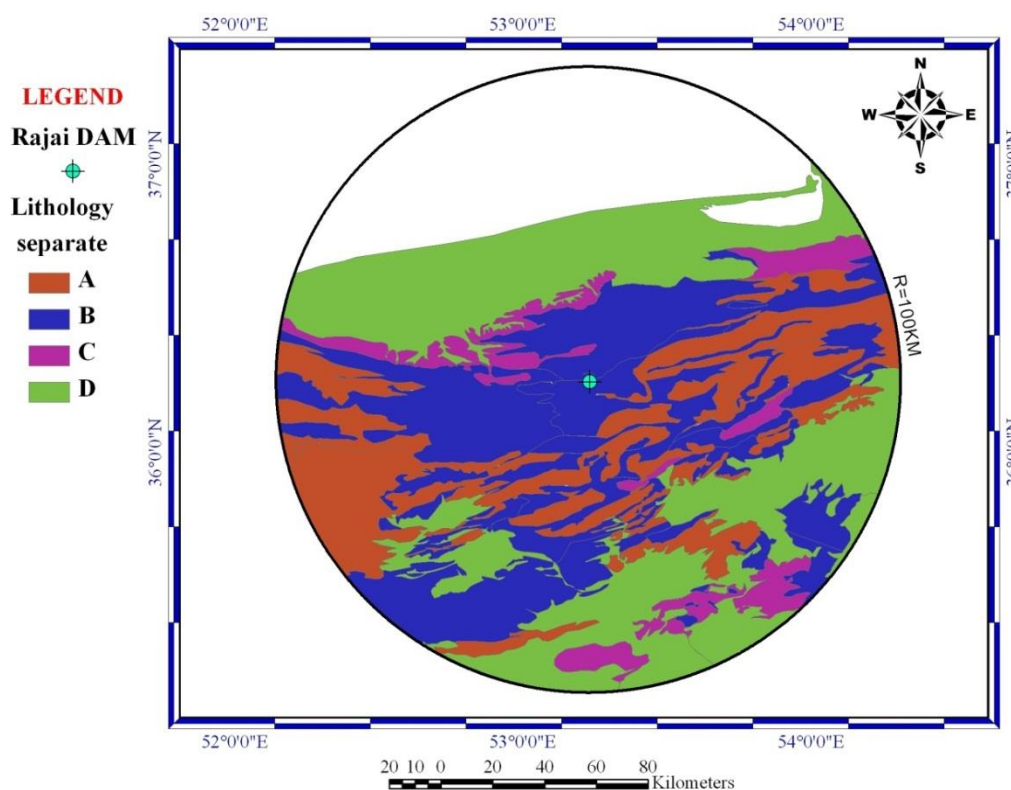
۴- محل تلاقی دو گسل: محل تلقی گسل‌ها محل‌های تجمع تنش می‌باشد که از آنها به‌عنوان گره‌های تکتونیکی نیز یاد می‌شود. لذا وقوع زمین‌لرزه‌های آینده در این مناطق نیز بالا می‌باشد.

۵- محور چین‌های فعال: محل لولا یا محور چین نیز از جمله محل‌های تجمع تنش و از جمله مناطقی است که انتظار وقوع زمین‌لرزه وجود دارد.

۶- لیتولوژی (جنس مصالح): سختی سنگ، نوع تغییر شکل شکننده یا شکل پذیر آن را تعیین می‌کند. سنگ‌های سخت در دو طرف گسل تنش بیشتری را تحمل می‌کنند و استعداد بیشتری جهت رها سازی تنش و وقوع زمین‌لرزه دارند. در این مطالعه، واحدهای سنگی به چهار گروه سنگ‌های سخت یا شکننده، نرم یا شکل‌پذیر و تناوب سنگ‌های سخت و نرم تقسیم شده است (شکل ۳-۱۴ و جدول ۳-۸).

جدول ۳-۸- تقسیم‌بندی واحدهای سنگی براساس جنس و مقاومت آنها

گروه	نوع لیتولوژی
A	مصالح سخت شامل سنگ‌های آذرین، آهک، دولومیت و ... (Brittle)
B	تناوب مصالح سخت و نرم (Alternation of A and C)
C	مصالح نرم و ضعیف شامل مارن، شیل، گچ، اسلیت، فیلیت و ... (Ductile)
D	نهبشته‌های آبرفتی (Alluvial Fan)



شکل ۳-۱۴- نقشه تفکیک جنس مصالح در محدوده سد شهید رجایی
(A: مصالح سخت، B: تناوب مصالح سخت و نرم، C: مصالح نرم، D: نهشته‌های آبرفتی)

۷- مرز سنگ شناسی: در تناوب رخنمون‌های سنگی با جنس مختلف مرز واحدهای سنگی محل‌های تجمع تنش بوده و استعداد بیشتری جهت وقوع زمین‌لرزه دارا می‌باشد.

۸- مخزن سد: در منطقه مطالعاتی سد شهید رجایی از جمله محرک‌های مصنوعی وقوع زمین‌لرزه است و توزیع بیشتر کانون سطحی زمین‌لرزه‌ها در محدوده مخزن سد مزبور نیز این فرض را ثابت می‌کند.

۳-۶-۲- نرخ دهی به محرک‌های لرزه‌ای و تهیه نقشه استعدادداری

برای این منظور ابتدا در محیط Arc GIS منطقه مطالعاتی به شبکه‌های 5×5 کیلومتر تقسیم شده است (شکل ۳-۱۵). در گام بعدی تعداد شبکه‌های در بردارنده هر یک از ۸ پارامتر مورد بحث مشخص شده و سپس بر مبنای رابطه (۳-۹)، ضریب اهمیتی به هر یک از پارامترها اختصاص داده شده است.

$$\text{ضریب اهمیت} = (xi/X)/(n/N) \quad (\text{رابطه ۳-۹})$$

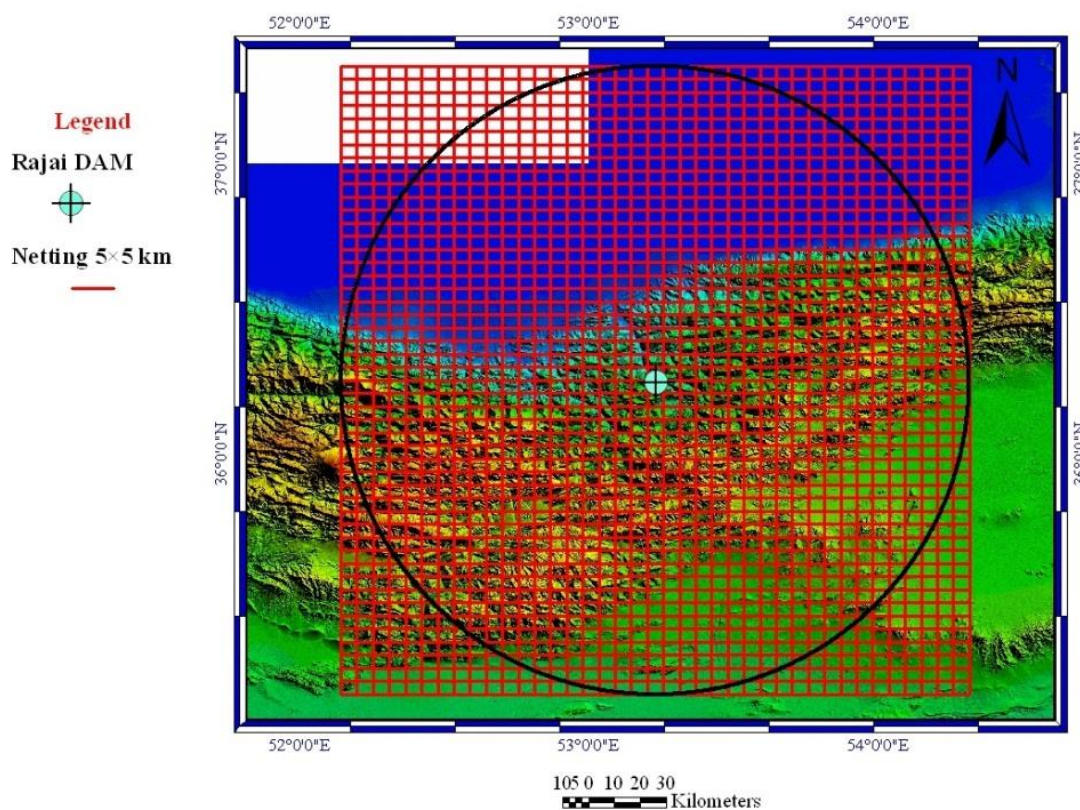
xi: تعداد شبکه‌های دارای پارامتر X که واجد زلزله می‌باشند

X: تعداد کل شبکه‌های واجد پارامتر X

n: تعداد شبکه‌های دارای زمین‌لرزه

N: تعداد کل شبکه‌ها

در جدول (۳-۹) ضریب اهمیت برای هر یک از عوامل آمده است. در گام نهایی مجموع ضرایب هر شبکه محاسبه شده و با نسبت دادن آن به مرکز شبکه، نقشه استعدادداری وقوع زمین‌لرزه ترسیم گردید. شایان ذکر است که تعداد کل زمین‌لرزه‌های گستره مورد مطالعه ۲۰۱۰ و تعداد شبکه‌های موجود در شعاع ۱۰۰ کیلومتری ۱۵۴۱ می‌باشد.



شکل ۳-۱۵- شبکه بندی محدوده ۱۰۰ کیلومتری سد شهید رجایی به مربعات با اضلاع ۵ کیلومتر

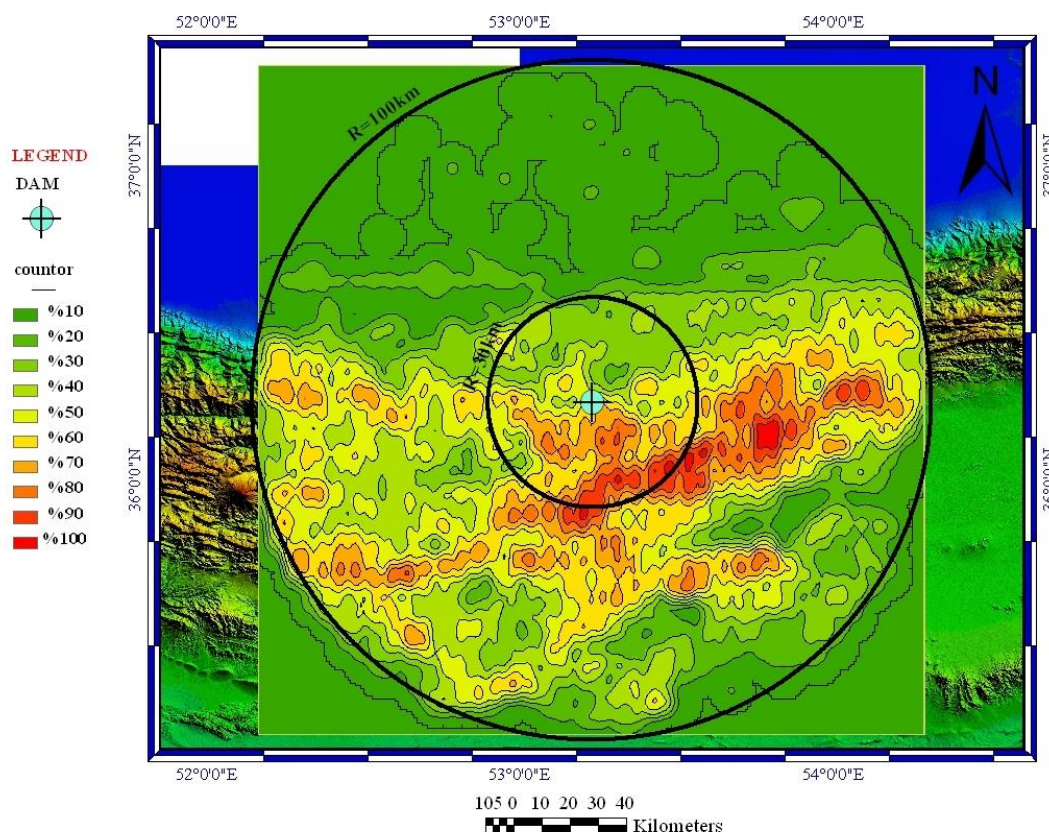
جدول ۳-۹- ضرایب استخراج شده از رابطه تجربی (۳-۹) برای محرک‌های لرزه‌ای گستره

وزن کلی	درجه اهمیت	ضریب اهمیت	تعداد شبکه	رده بندی	پارامتر اصلی
۰/۸۶۵	۱	۰/۸۶۵	۳۴۶	یک زمین لرزه	کانونی سطحی زمین لرزه‌ها
۳/۶۴۱	۲	۱/۸۲*	۳۸۲	۵ - ۲	
۵/۸۸۹	۳	۱/۹۶۳*	۵۷	بیش از ۵	
۱/۴۹۵	۱	۱/۴۹۵	۴۵۱	یک گسل	گسل فعال
۳/۲۵۶	۲	۱/۶۲۸	۱۲۳	بیش از یک گسل	
۱/۴۲۸		۱/۴۲۸	۲۲		محل تلاقی گسلها
۱/۶۷۵		۱/۶۷۵	۷۵		دو انتهای گسل
۱/۰۰۹	۱	۱/۰۰۹	۱۰۷	مصالح نرم	جنس مصالح
۲/۷۳۸	۲	۱/۰۳۷	۵۰۶	تناوب مصالح نرم و سخت	
۴/۲۶۷	۳	۱/۴۲۲	۳۰۵	مصالح سخت	
۱/۴۲۱		۱/۴۲۱	۱۷۴		محور چین
۱/۳۳۸		۱/۳۳۸	۶۲۵		مرز واحدهای سنگی
۱/۳۰۹		۱/۳۰۹	۳		مخزن سد

*نکته: جهت تعیین ضریب اهمیت کانون سطحی زمین لرزه‌ها ضریب بدست آمده برای هر رده را با ضریب رده قبلی جمع می‌کنیم.

طبق نقشه پهنه‌بندی پتانسیل وقوع زمین لرزه بدست آمده (شکل ۳-۱۶)، ساختگاه سد شهید رجایی در رده شماره ۶ (۰/۶۰) و به طوریکه از نظر لرزه‌خیزی به نسبت شعاع ۱۰۰ کیلومتری خود در بالاتر از حالت میانه قرار دارد. پرخطرترین بخش در این گستره را می‌توان در جنوب و جنوب خاوری سد شهید رجایی و در فاصله بین ۵ تا ۱۵ کیلومتری و همچنین ۲۰ تا ۳۵ کیلومتری از ساختگاه سد در

نظر گرفت که تمرکزی از همه محرک‌های لرزه‌ای را شامل می‌گردد و طبق پهنه‌بندی صورت گرفته به ترتیب در رده شماره ۹ و ۱۰ (پتانسیل لرزه‌زایی بیشتر از ۸۰٪) قرار دارند.

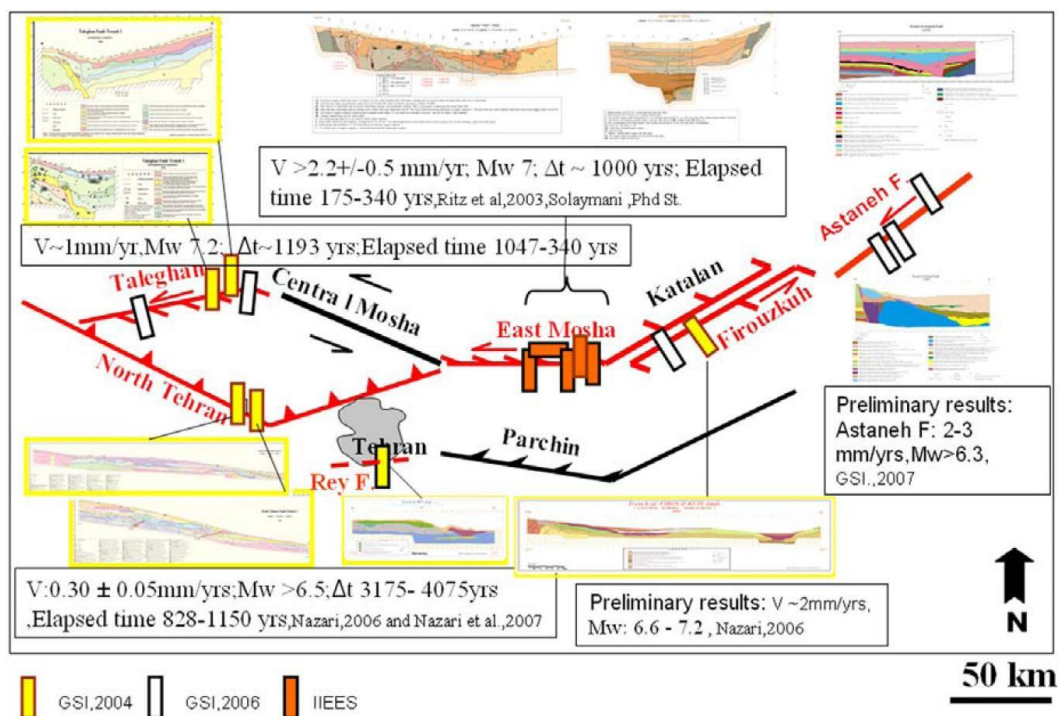


شکل ۳-۱۶- نقشه پهنه‌بندی نسبی پتانسیل لرزه‌زایی در گستره ۱۰۰ کیلومتری سد شهید رجایی

نظری و همکاران (Nazari et al, 2007) طی بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناختی در گستره البرز مرکزی به ارتباط بین گسل‌های طالقان، مشا، فیروزکوه و آستانه اشاره نموده و آنها را در یک سیستم امتدادلغز چپ‌گرد بازسازی نموده که این سیستم امتدادلغز سبب ایجاد دگرریختی‌هایی در راستای خود شده و زمین‌لرزه‌های بزرگی در این سیستم به وقوع پیوسته است (شکل ۳-۱۷). بر همین اساس می‌توان این سیستم امتدادلغز را به‌عنوان یک پهنه فعال و لرزه‌زا در نظر گرفته شده است. در این مطالعه نیز مناطق با پتانسیل بالا و در واقع مستعد زمین‌لرزه را می‌توان هم‌راستا با گسل‌های دامغان، آستانه، فیروزکوه و مشا دانست و در نتیجه این گسل‌ها را مستعدترین مناطق وقوع زمین‌لرزه معرفی

نمود. تمرکز زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در مناطق پرخطر، مؤید صحت نتایج این پژوهش می‌باشد.

نتایج این مطالعه جهت انتخاب پارامترهای لرزه‌ای در مطالعات تحلیل خطر و نیز اولویت‌بندی مناسب چشمه‌های لرزه‌زا در روش تحلیل خطر برمبنای سناریوهای لرزه‌ای قابل استفاده می‌باشد.



شکل ۳-۱۷- ارتباط بین گسل‌های آستانه، فیروزکوه و مشا در گستره مورد مطالعه

(برگرفته از Nazari et al, 2007)

فصل چهارم

ارزیابی پارامترهای لرزه‌خیزی

و تحلیل خطر زمین‌لرزه

۴-۱- تهیه فهرست زمین‌لرزه‌ها

یکی از مهم‌ترین نتایج لرزه‌شناسی، تولید کاتالوگ زمین‌لرزه می‌باشد. این کاتالوگ‌ها اطلاعات مفید و جامعی برای تحقیقات متعدد و در ارتباط با لرزه زمین‌ساخت، لرزه‌خیزی، تحلیل خطر و خطرپذیری زمین‌لرزه فراهم می‌آورند. ارزیابی کیفیت، پیوستگی و همگن بودن اطلاعات یکی از موارد ضروری پیش از انجام تحلیل‌های علمی می‌باشد. در حقیقت هر کاتالوگ زمین‌لرزه نتیجهٔ سیگنال‌های ثبت شده در یک شبکهٔ لرزه‌نگار پیچیده و ناهمگن از نظر مکانی و زمانی می‌باشد که توسط انسان‌های مختلف و با استفاده از نرم‌افزار و فرضیات متفاوت پردازش می‌شوند، به این ترتیب دارای خطا و عدم پیوستگی هستند. در بررسی‌های لرزه‌خیزی یا تحلیل خطر زمین‌لرزه لازم است اطلاعات زمین‌لرزه به‌ویژه ژرفای کانونی و بزرگی آنها تکمیل گردد.

در این مطالعه، با توجه به موقعیت زمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی ساختگاه سد شهید رجایی و گسترهٔ مطالعاتی، فهرست زمین‌لرزه‌های گسترهٔ سد به شعاع ۱۰۰ کیلومتر گردآوری و پس از تکمیل و پردازش این داده‌ها، با بکارگیری روش‌های مناسب آماری، ویژگی‌ها و پارامترهای لرزه‌خیزی را برآورد و در نهایت براساس این اطلاعات، تحلیل خطر زمین‌لرزه صورت پذیرفت. جهت تهیهٔ فهرست زمین‌لرزه‌های محدودهٔ مورد مطالعه، از منابع و کاتالوگ‌های زیر استفاده گردید:

۱- تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران، آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982)

۲- نخستین کاتالوگ زلزله و پدیده‌های طبیعی ایران زمین، بربریان (۱۳۷۴)

۳- کاتالوگ لرزه‌ای پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) (۱۹۰۰ تا ۲۰۱۱)

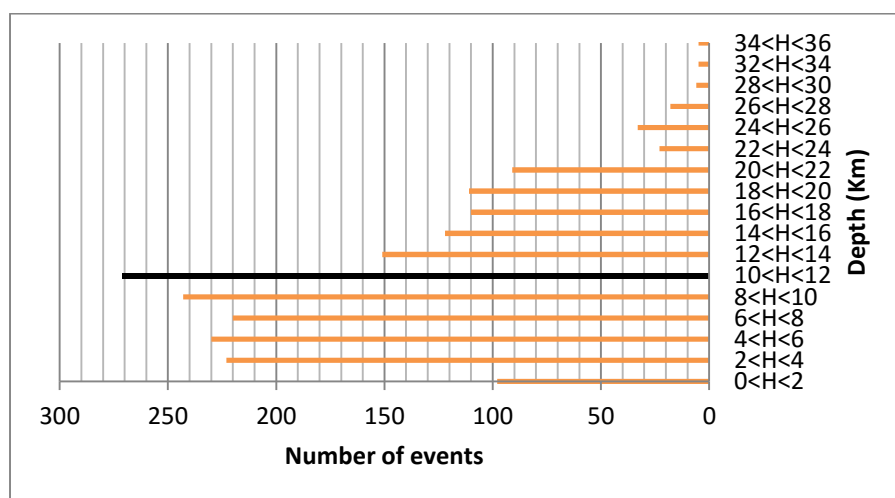
۴- کاتالوگ لرزه‌ای مرکز لرزه‌نگاری کشور، وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGTU)

(۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱)

۲-۴- تعیین عمق لایه لرزه‌زا (Seismogenic zone)

فاصله قائم کانون یک زمین‌لرزه نسبت به سطح زمین، ژرفای کانونی زمین‌لرزه می‌باشد. با توجه به فهرست زمین‌لرزه‌ها، اطلاعات مربوط به ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های برگرفته از کاتالوگ لرزه‌ای IIEES (پیوست- ۱)، برای بیشتر زمین‌لرزه‌های اصلی ژرفای کانونی گزارش شده است، اما در برخی موارد نیز گزارش نشده و یا به علت فقدان اطلاعات و یا عدم امکان محاسبات، ژرفای کانونی ۱۰ و ۳۳ کیلومتر به‌طور عمومی و از سوی ایستگاه‌ها و مراکز لرزه‌نگاری به زمین‌لرزه نسبت داده شده است. در کاتالوگ لرزه‌ای IGTU (پیوست- ۲)، تقریباً ژرفای کانونی همه زمین‌لرزه‌ها ثبت شده است، لذا از این کاتالوگ جهت بررسی توزیع ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های محدوده مورد مطالعه استفاده گردید.

از جمله پژوهش‌های صورت گرفته در جهت تعیین ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های گستره البرز، می‌توان به مطالعات اشتیری و همکاران (Ashtari et al, 2005)، تاتار و همکاران (Tatar et al, 2007) و انگدال و همکاران (Engdahl et al, 2006) اشاره نمود که معتقدند ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های گستره البرز در بازه ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری قرار دارد. در بررسی‌های صورت گرفته بر روی زمین‌لرزه‌های محدوده مورد مطالعه (کاتالوگ IGTU)، می‌توان ژرفای 11 ± 2 کیلومتر را به‌عنوان لایه لرزه‌زا (Seismogenic zone) در نظر گرفت (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱- ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱ در محدوده مورد مطالعه

۳-۴- تکمیل بزرگا در فهرست زمین‌لرزه‌ها

بزرگا مقیاسی کمی و براساس دامنهٔ امواج ثبت شده در دستگاه‌های لرزه‌نگار تعیین می‌شود. بیشتر داده‌های لرزه‌ای ایران یا برحسب بزرگای امواج سطحی (Ms) و یا بر حسب بزرگای امواج حجمی (mb) بیان می‌شوند. به جهت اینکه در محاسبات تحلیل خطر زمین‌لرزه اغلب از بزرگی امواج سطحی (Ms) استفاده می‌گردد، و به دلیل کامل نبودن فهرست زمین‌لرزه‌ها براساس این بزرگا، لازم است که بزرگای کلیهٔ زمین‌لرزه‌های ثبت شده بر پایهٔ بزرگای Ms تکمیل گردند. لذا معمول است که با استفاده از زمین‌لرزه‌هایی که هر دو بزرگای Ms و mb برای آنها گزارش شده، رابطهٔ مناسبی بین Ms و mb لحاظ نمود. به دست آوردن رابطهٔ قابل قبول در صورتی امکان‌پذیر است که فهرست زمین‌لرزه‌ها به تعداد کافی در برگیرندهٔ زمین‌لرزه‌های با دو مقیاس بزرگی بوده و همچنین رابطهٔ مناسبی بین دو بزرگی و توزیع آماری آنها وجود داشته باشد. در این مطالعه به دلیل کمبود زمین‌لرزه‌های ثبت شدهٔ دارای هر دو بزرگی، از رابطهٔ پیشنهادی کمیتهٔ ملی سدهای بزرگ ایران (ICOLD, 1995) استفاده و بزرگی همهٔ زمین‌لرزه‌های ثبت شده در گستره به صورت Ms ارائه گردید (رابطه ۴-۱).

$$M_s = 1/2 \cdot 0.5 \cdot m_b - 1/23 \quad (\text{رابطه } 4-1)$$

قابل ذکر است که زمین‌لرزه‌های برگرفته از کاتالوگ IGTU بر حسب بزرگای m_{blg} (نوعی از بزرگای حجمی) می‌باشند. m_{blg} از دامنه پریود یک ثانیه موده‌های بالاتر موج ریلی بدست می‌آید (Nuttli, 1973). این نوع از بزرگای حجمی جهت توصیف زمین‌لرزه‌های درون صفحه‌ای استفاده می‌شود.

۴-۴- پردازش فهرست زمین‌لرزه‌ها

به منظور استفادهٔ مناسب از داده‌های کاتالوگ‌های لرزه‌ای ایران، لازم است ابتدا خصوصیات آماری قسمت‌های مختلف این کاتالوگ‌ها مورد بررسی قرار گیرد. یکی از نکات مهم در این زمینه بررسی

وضعیت زمین‌لرزه‌های اصلی در مقایسه با پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها می‌باشد. بدین منظور لازم است تا پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌های موجود در کاتالوگ‌ها به روش مناسبی فیلتر یا تفکیک گردند.

در مطالعات تحلیل خطر و برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی فرض بر این است که وقوع زمین‌لرزه‌ها از لحاظ آماری تابع فرآیند پواسونی می‌باشد. تبعیت وقوع زمین‌لرزه‌ها از فرآیند پواسونی به معنای مستقل نمودن رویداد زمین‌لرزه‌ها در حوزه زمان و مکان از یکدیگر است. فهرست زمین‌لرزه‌ها شامل دو نوع توزیع می‌باشد: ۱- رویداد پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها که ناپواسونی‌اند. ۲- زمین‌لرزه‌های اصلی که باید آنها را براساس فرضیه پواسونی بودن، مورد بررسی قرار داد.

از کاربردی‌ترین روش‌های حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها، روش پنجره‌های متغیر در حوزه زمان و مکان (Gardner and Knopoff, 1974) می‌باشد. گاردنر و نوپوف با بررسی حوادث و کاتالوگ لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های کالیفرنیا، با روش دستی اقدام به حذف پس‌لرزه‌ها نمودند. این روش در واقع یک روش عددی بر پایه عملیات دستی می‌باشد. بر این اساس می‌توان یک پنجره زمانی- مکانی انتخاب نمود که براساس بزرگ‌ترین حادثه در این پنجره به عنوان حادثه اصلی انتخاب می‌گردد و سایر حوادث حذف می‌شوند. لیست ابعاد پنجره‌های انتخابی در جدول (۴-۱) ارائه شده است. لیست زمین‌لرزه‌های پردازش شده (کاتالوگ‌های IIEES و IGTU) در پیوست‌های ۲ و ۳ آورده شده‌اند.

جدول ۴-۱- پنجره زمان- مکانی حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها براساس بزرگ‌ترین (Gardner and Knopoff, 1974)

بزرگ‌ای زمین‌لرزه	فاصله مکانی (کیلومتر)	فاصله زمانی (روز)
۲/۵	۱۹/۵	۶
۳	۲۲/۵	۱۱/۵
۳/۵	۲۶	۲۲
۴	۳۰	۴۲
۴/۵	۳۵	۸۳
۵	۴۰	۱۵۵
۵/۵	۴۷	۲۹۰
۶	۵۴	۵۱۰
۶/۵	۶۱	۷۹۰
۷	۷۰	۹۱۵
۷/۵	۸۱	۹۶۰

۴-۵- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی

الگوی رویداد زمین‌لرزه در یک گستره با استفاده از پارامترهای لرزه‌خیزی آن گستره بیان می‌شود.

این پارامترها عبارتند از α ، β ، λ و M_{max} که به صورت زیر تعریف می‌شوند:

α : مقدار سالانه میانگین زمین‌لرزه‌ای با بزرگی بیشتر یا مساوی صفر (در رابطه گوتنبرگ-ریشتر)

β : احتمال نسبی زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگ (ضریب لرزه‌خیزی)

λ : آهنگ وقوع سالانه میانگین رویداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگی M

M_{max} : بیشینه بزرگای زمین‌لرزه محتمل

پارامترهای لرزه‌خیزی براساس فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگی، بر مبنای روابط مختلف

گوتنبرگ-ریشتر و با استفاده از روش‌های آماری مختلف، محاسبه می‌شوند.

در این مطالعه جهت برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی از دو روش، ۱- روش مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر

(Gutenberg and Richter, 1956) ۲- روش پیشرفته کیکو-سلوول (Kijko and Sellevoll, 1989)

(بر پایه توزیع دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر) استفاده شده و براساس نتایج حاصل، پارامترهای

لرزه‌خیزی در رابطه با فعالیت سرچشمه‌های لرزه‌زا در محدوده سد شهید رجایی به شعاع ۱۰۰

کیلومتر اتخاذ گردید.

۴-۵-۱- روش مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر (GB-R)

در تابع توزیع مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر (Gutenberg and Richter) که در سال ۱۹۵۶ میلادی ارائه

گردید، فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها (N_c) به صورت خطی و با در نظر گرفتن رابطه ساده زیر به بزرگی

(M) نسبت داده می‌شود.

$$\text{Log}(N_c) = a - bM \quad (\text{رابطه ۴-۲})$$

با استفاده از رابطه بالا و با انجام یک دسته‌بندی مناسب بزرگی برای زمین‌لرزه‌ها، رابطه لرزه‌خیزی و

ضرایب مربوطه (a و b) به دست می‌آید.

این رابطه دارای ایراداتی نیز می‌باشد و نتایج به‌دست آمده از آن تنها تابع ماهیت ریاضی رابطه می‌باشد که با واقعیت‌های لرزه‌خیزی منطقه سازگار نمی‌باشد. از جمله این ایرادات پوشش بازه نامحدودی از بزرگا (از $-\infty$ تا $+\infty$) می‌باشد. برای مقاصد مهندسی اثر زمین‌لرزه‌های خیلی کوچک اهمیت کمی دارد و معمول است که آنها را در نظر نمی‌گیرند، چراکه خسارت مهمی ایجاد نمی‌کنند. اگر زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمتر از یک حد آستانه (M_0) حذف شوند، رابطه ساده گوتنبرگ-ریشتر را می‌توان بر حسب لگاریتم طبیعی (مبنای نمایی) و به‌صورت زیر ارائه نمود:

$$\lambda m = 10^{(a-bm)} = \text{Exp}(\alpha-\beta) \quad (\text{رابطه ۳-۴})$$

$$\beta = b \ln(10) \quad , \quad \alpha = 2/3 \cdot 0.3a$$

a و α معرف آهنگ رویداد سالیانه و b و β معرف ضریب لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه می‌باشند. در این مطالعه به‌دلیل تأثیرات احتمالی ساخت سد شهید رجایی و به‌نوعی مشخص نمودن اثرات ساخت سد، ضرایب لرزه‌خیزی به روش گوتنبرگ-ریشتر در شعاع ۱۰۰ کیلومتری سد در دو بازه زمانی زیر تعیین گردید:

۱- زمین‌لرزه‌های بازه زمانی قبل از احداث سد (زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی قبل از سال ۱۹۹۶ میلادی) که نتایج آن در جدول (۲-۴) و شکل (۲-۴) ارائه شده است. رابطه گوتنبرگ-ریشتر برای این بازه به صورت زیر می‌باشد:

$$\text{Log}(N) = 1/39 - 0/86 Ms \quad a = 1/39, b = 0/86$$

$$\text{Ln}(N) = 2/23 - 2/02 Ms \quad \alpha = 2/23, \beta = 2/02$$

۲- زمین‌لرزه‌های بازه زمانی قبل و بعد از احداث سد (کلیه زمین‌لرزه‌های ثبت شده تا سال ۲۰۱۱ میلادی) که نتایج این بخش نیز در جدول (۳-۴) و شکل (۳-۴) نشان داده شده است. رابطه گوتنبرگ-ریشتر برای این بازه به صورت زیر می‌باشد:

$$\text{Log}(N_c) = 1/44 - 0/9 Ms \quad a = 1/44, b = 0/9$$

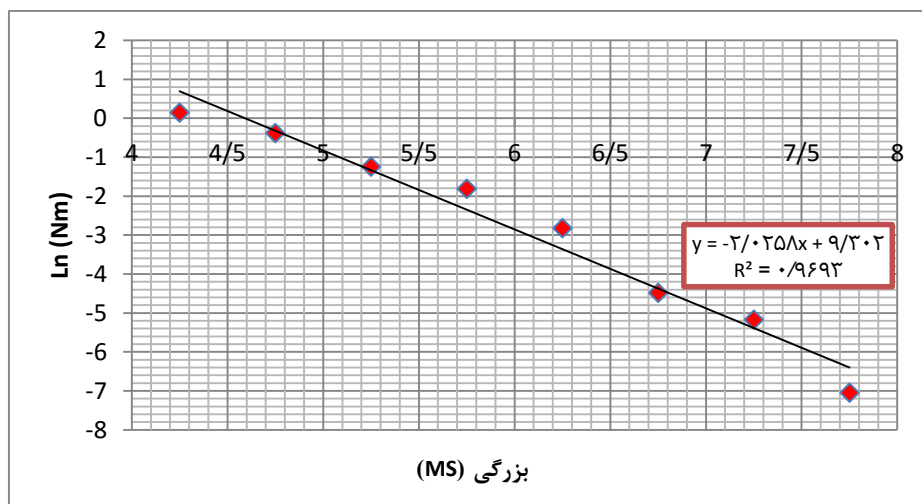
$$\text{Ln}(N_c) = 2/27 - 2/09 Ms \quad \alpha = 2/27, \beta = 2/09$$

فصل چهارم: ارزیابی پارامترهای لرزه‌ای و تحلیل خطر زمین‌لرزه

با بررسی و مقایسه مقادیر پارامترهای لرزه‌خیزی برای دو بازه در نظر گرفته شده، می‌توان اینگونه بیان نمود که آهنگ رویداد سالیانه زمین‌لرزه‌ها و ضریب لرزه‌خیزی در محدوده مورد مطالعه پس از احداث سد شهید رجایی افزایش یافته است.

جدول ۴-۲- مقادیر پارامترها و ضرایب ثابت رابطه گوتنبرگ- ریشتر در گستره سد شهید رجایی به شعاع ۱۰۰ کیلومتر (زمین‌لرزه‌های تا سال ۱۹۹۶ میلادی)

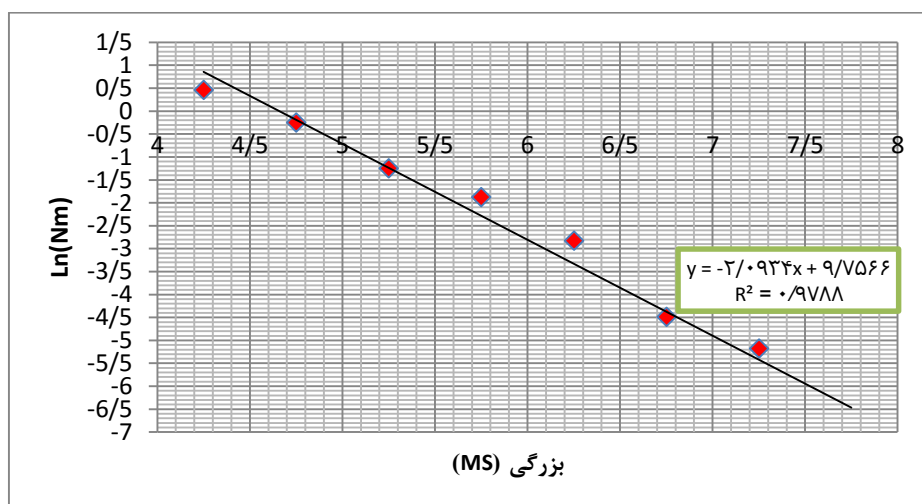
بزرگی	فراوانی	فراوانی تجمعی	سال	سال/میانگین	ln(Nm)	log(Nm)	بزرگی میانه
۴-۴/۴	۱۰	۵۱	۴۴	۱/۱۵۹۰۹۰	۰/۱۴۷۶۳	۰/۰۶۴۱۱۷۵	۴/۲۵
۴/۵-۴/۹	۱۶	۴۱	۶۰	۰/۶۸۳۳۳۳	-۰/۳۸۰۷۷۲	-۰/۱۶۵۳۶۷	۴/۷۵
۵-۵/۴	۸	۲۵	۸۷	۰/۲۸۷۳۵۶	-۱/۲۴۷۰۳	-۰/۵۴۱۵۷۹	۵/۲۵
۵/۵-۵/۹	۵	۱۷	۱۰۴	۰/۱۶۳۴۶۱	-۱/۸۱۱۱۷	-۰/۷۸۶۵۸۴	۵/۷۵
۶-۶/۴	۲	۱۲	۲۰۲	۰/۰۵۹۴۰۵	-۲/۸۲۳۳۶	-۱/۲۲۶۱۷	۶/۲۵
۶/۵-۶/۹	۵	۱۰	۸۸۴	۰/۰۱۱۳۱۲	-۴/۴۸۱۸۷	-۱/۹۴۶۴۵۲	۶/۷۵
۷-۷/۴	۴	۵	۸۸۴	۰/۰۰۵۶۵۶	-۵/۱۷۵۰۱۹	-۲/۲۴۷۴۸۲	۷/۲۵
۷/۵-۷/۹	۱	۱	۱۱۵۵	۰/۰۰۰۸۶۵	-۷/۰۵۱۸۵۶	-۳/۰۶۲۵۸	۷/۷۵



شکل ۴-۲- رابطه بین فراوانی تجمعی (NC) و بزرگای سطحی (Ms) براساس روش گوتنبرگ- ریشتر در گستره ۱۰۰ کیلومتری پیرامون ساختگاه سد شهید رجایی (زمین‌لرزه‌های تا سال ۱۹۹۶ میلادی)

جدول ۳-۴- مقادیر پارامترها و ضرایب ثابت رابطه گوتنبرگ- ریشتر در گستره سد شهید رجایی به شعاع ۱۰۰ کیلومتر (زمین‌لرزه‌های تا سال ۲۰۱۱ میلادی)

بزرگی	فراوانی	فراوانی تجمعی	سال	سال/میانگین	ln(Nm)	log(Nm)	بزرگی میانه
۴-۴/۴	۲۳	۷۰	۴۴	۱/۵۹۰۹۰۹۱	-۰/۴۶۴۳۰	۰/۲۰۱۶۴	۴/۲۵
۴/۵-۴/۹	۲۲	۴۷	۶۰	۰/۷۸۳۳۳۳۳	-۰/۲۴۴۱۹	-۰/۱۰۶۰۵	۴/۷۵
۵-۵/۴	۹	۲۵	۸۷	۰/۲۸۷۳۵۶۳	-۱/۲۴۷۰۳	-۰/۵۴۱۵۷	۵/۲۵
۵/۵-۵/۹	۴	۱۶	۱۰۴	۰/۱۵۳۸۴۶۲	-۱/۸۷۱۸۰	-۰/۸۱۲۹۱	۵/۷۵
۶-۶/۴	۲	۱۲	۲۰۲	۰/۰۵۹۴۰۵۹	-۲/۸۲۳۳۶	-۱/۲۲۶۱۷	۶/۲۵
۶/۵-۶/۹	۵	۱۰	۸۸۴	۰/۰۱۱۳۱۲۲	-۴/۴۸۱۸۷	-۱/۹۴۶۴۵۲	۶/۷۵
۷-۷/۴	۴	۵	۸۸۴	۰/۰۰۵۶۵۶۱	-۵/۱۷۵۰۱۹	-۲/۲۴۷۴۸۲	۷/۲۵
۷/۵-۷/۹	۱	۱	۱۱۵۵	۰/۰۰۰۸۶۵۸	-۷/۰۵۱۸۵۶	-۳/۰۶۲۵۸	۷/۷۵



شکل ۳-۴- رابطه بین فراوانی تجمعی (NC) و بزرگای سطحی (Ms) براساس روش گوتنبرگ ریشتر در گستره ۱۰۰ کیلومتری پیرامون ساختگاه سد شهید رجایی (زمین‌لرزه‌های تا سال ۲۰۱۱ میلادی)

۴-۵-۱-۱- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها براساس روش گوتنبرگ- ریشتر

رابطه گوتنبرگ- ریشتر ساده‌ترین روش تعیین دوره بازگشت و احتمال رخداد زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگای آنها بوده و به صورت زیر بیان می‌گردد:

$$RP (M \geq m) = to \exp [-(a-bM) \text{Ln}10] \quad (\text{رابطه ۴-۴})$$

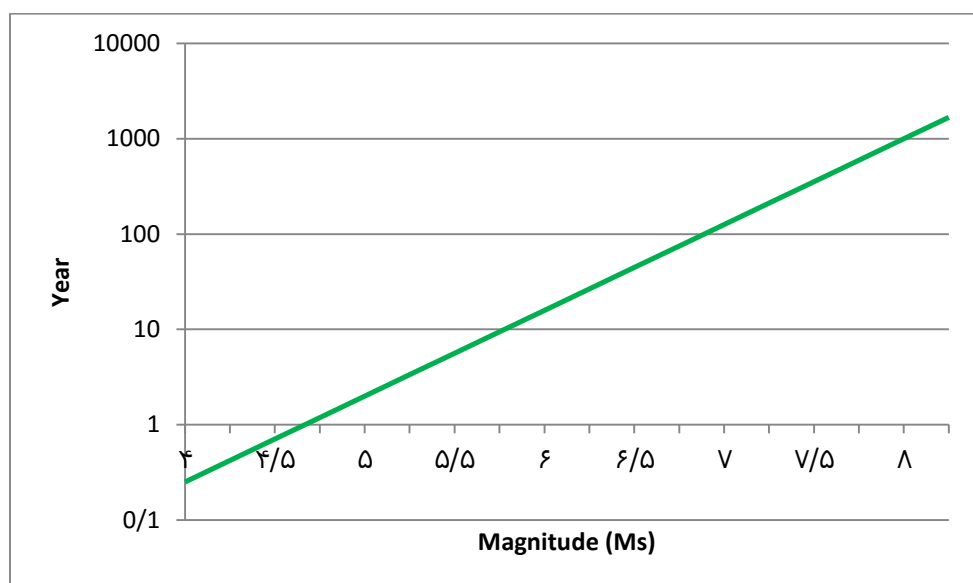
a و b: ضرائب لرزه خیزی منطقه (مستخرج از خط گوتنبرگ- ریشتر)

Ms: بزرگای سطحی زمین‌لرزه‌ها

T: دوره آماری مورد استناد (۱۹۰۰ تا ۲۰۱۱)

TR: دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگای سطحی بزرگتر یا مساوی m

قابل ذکر است به دلیل عدم استفاده از زمین‌لرزه‌های تاریخی، نتایج مربوط به دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه‌ها را نمی‌توان معیار صحیحی برای پیشینه لرزه‌خیزی دراز مدت منطقه که دارای زمین‌لرزه‌های نسبتاً بزرگ در سده‌های پیشین می‌باشد، دانست. همچنین به دلیل نداشتن حد بالا و پائین بزرگا و خطی بودن رابطه پایه گوتنبرگ- ریشتر مقادیری برای دوره بازگشت بزرگای زمین لرزه‌ها حاصل می‌شود که از حد خاصی به بعد به دور از واقعیات لرزه‌خیزی منطقه می‌باشد. در واقع برای فهم بهتر و بیشتر الگوی واقعی لرزه‌خیزی منطقه می‌بایست داده‌های یک دوره زمانی طولانی‌تر به همراه روش‌های قابل اطمینان‌تر مورد مطالعه و ارزیابی قرار گرفته شود و ارائه این روش بیشتر جنبه اطلاع و مقایسه دارد.



شکل ۴-۴- منحنی دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های محدوده مورد مطالعه براساس روش گوتنبرگ- ریشتر

با توجه به نتایج بدست آمده از شکل (۴-۴) در دوره بازگشت ۱۰۰ سال (معادل با عمر مفید سد) وقوع زمین‌لرزه‌ای با بزرگای $M_s=6/8$ در گستره ۱۰۰ کیلومتری ساختگاه سد شهید رجایی محتمل خواهد بود.

۴-۵-۲- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی به روش کیکو- سلوول (K-S)

روش ارائه شده توسط کیکو- سلوول (Kijko and Sellevoll) در سال ۱۹۹۲ و تکمیل آن توسط کیکو - گراهام (Kijko and Graham, 1998)، دارای قابلیت‌های سودمندی در بکارگیری فهرست زمین‌لرزه‌های آمیخته و ناهمگون است که متناسب با خصوصیات داده‌های لرزه‌ای سرزمین ایران نیز می‌باشد. توابع استفاده شده در این روش شامل تابع توزیع برازش مقادیر نهائی برای زمین‌لرزه‌های پیش از سده بیستم که اغلب بزرگ ولی کم دقت می‌باشند و تابع توزیع دو کراندار گوتنبرگ- ریشتر برای زمین‌لرزه‌های ثبت شده دستگاهی و بکارگیری روش آماری تخمین بیشینه محتمل می‌باشد.

در روش کیکو- گراهام (Kijko and Graham, 1998)، توان بکارگیری توأم زمین‌لرزه‌های تاریخی و ثبت شده دستگاهی با انجام دسته‌بندی‌های مناسب و با در نظر گرفتن خطای بزرگا (M)، بزرگای آستانه (M_0) و بزرگای بیشینه (M_{max}) به صورت متفاوت برای هر دسته وجود دارد. استفاده از این روش در پهنه‌های زمین‌ساختی که دارای فهرست ناقصی از اطلاعات زمین‌لرزه‌های تاریخی و یا اساساً فاقد زمین‌لرزه‌های تاریخی می‌باشند، بسیار مناسب و کارآمد است. نتایج حاصل از بکارگیری این روش شامل تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی یعنی ضرایب β و λ (میزان فعالیت و آهنگ لرزه‌خیزی)، M_{max} (بیشینه بزرگای محتمل)، تعیین دوره بازگشت، احتمال رویداد و عدم رویداد بزرگای زمین لرزه در دوره‌های زمانی متفاوت می‌باشد.

از نظر تاریخچه لرزه‌خیزی، محدوده مورد مطالعه شاهد وقوع زمین‌لرزه‌های نسبتاً بزرگ تاریخی و دستگاهی بوده است. در محدوده مطالعاتی فهرست رویداد زمین‌لرزه‌ها در پنج بازه زمانی به شرح زیر قرار می‌گیرند:

- ۱- رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی قبل از ۱۸۰۰ میلادی با خطای محاسبه بزرگا از ۰/۵ واحد بزرگا
- ۲- زمین‌لرزه‌های تاریخی ۱۸۰۰ تا ۱۹۰۰ میلادی با خطای محاسبه بزرگا از ۰/۴ واحد بزرگا
- ۳- فهرست زمین‌لرزه‌های ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳ با خطای ۰/۲۵ واحد بزرگا و بزرگای آستانه $M_s=4$
- ۴- زمین‌لرزه‌های ۱۹۶۴ تا ۱۹۷۹ میلادی با خطای ۰/۱ واحد بزرگا و بزرگای آستانه $M_s=4$

۵- فهرست زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۱ به بعد با خطای ۰/۱ واحد بزرگ و بزرگای آستانه $M_s=4$ قابل ذکر است که تفکیک زمین‌لرزه‌های دستگامی و قرارگیری آنها در سه بازه، به دلیل استفاده از روش کیکو- گراهام (Kijko and Graham, 1998) و نسخه برنامه ارائه شده از این روش در سال ۲۰۰۰ میلادی، اقدام به برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی گستره سد شهید رجایی به شعاع ۱۰۰ کیلومتر گردید. در این روش نیز همانند روش گوتنبرگ- ریشتر (GB- R) و جهت بررسی تأثیرات احتمالی ساخت سد، پارامترهای ارائه شده در دو بازه زمانی زمین‌لرزه‌های تا سال ۱۹۹۶ میلادی (قبل از احداث سد) و زمین‌لرزه‌های رویداده تا سال ۲۰۱۱ میلادی ارائه گردیدند. قابل ذکر است احتمال رویداد بزرگای زمین‌لرزه‌ها براساس دوره‌های زمانی ۱، ۵۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ ساله و برحسب بزرگای سطحی (Ms) ارائه شده‌اند.

جدول (۴-۴) و شکل‌های (۴-۵)، (۴-۶) و (۴-۷) نشان‌دهنده آهنگ وقوع سالیانه، دوره بازگشت و احتمال رویداد بزرگای زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی تا سال ۱۹۹۶ میلادی (قبل از احداث سد) می‌باشند که پارامترهای لرزه‌خیزی این بازه به صورت زیر می‌باشد:

RESULTS

Beta = 2.05 ± 0.1 ($b = 0.89 \pm 0.04$)
Lambda = 1.23 ± 0.19 (for $M_{min} = 3.99$)
 $M_{max} = 8.40 \pm 0.51$ (for $SIG(X_{max}) = 0.1$)

جدول (۴-۵) و شکل‌های (۴-۸)، (۴-۹) و (۴-۱۰)، آهنگ وقوع سالیانه، دوره بازگشت و احتمال رویداد بزرگای زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی زمین‌لرزه‌های رویداده تا سال ۲۰۱۱ میلادی را نشان می‌دهد. پارامترهای لرزه‌خیزی این بازه به صورت زیر می‌باشد:

RESULTS

Beta = 2.09 ± 0.1 ($b = 0.91 \pm 0.04$)
Lambda = 1.26 ± 0.16 (for $M_{min} = 3.99$)
 $M_{max} = 8.40 \pm 0.52$ (for $SIG(X_{max}) = 0.1$)

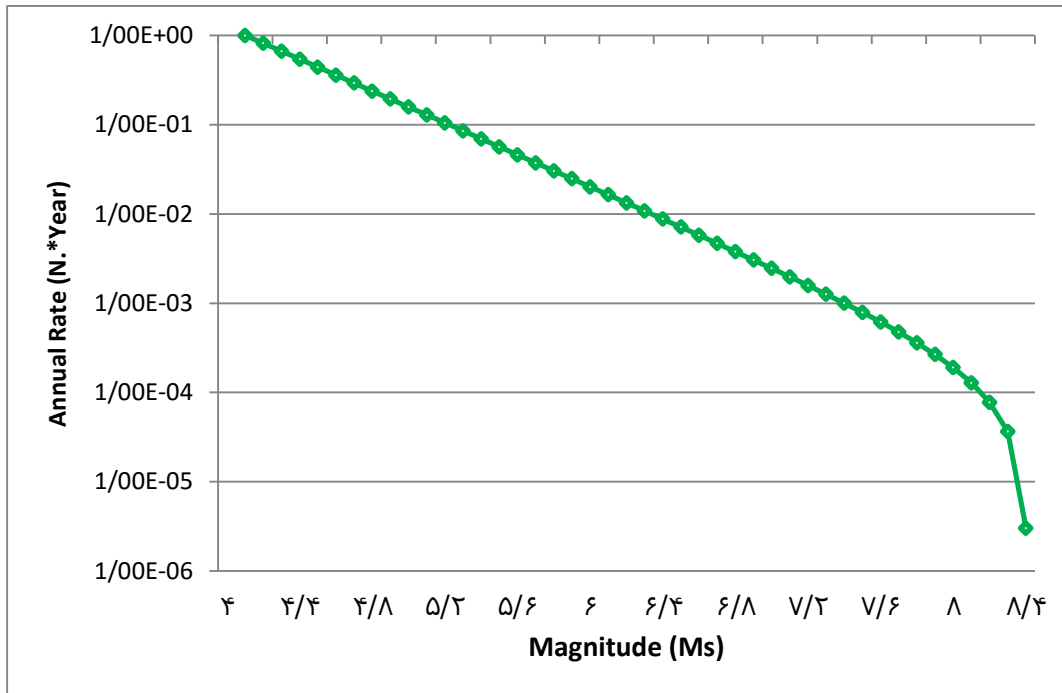
بررسی و مقایسهٔ مقادیر پارامترهای لرزه‌خیزی در دو بازهٔ تفکیک شده، گویای افزایش این ضرایب در بازهٔ زمین‌لرزه‌های تا سال ۲۰۱۱ میلادی می‌باشد. در روش گوتنبرگ- ریشتر (GB- R) نیز شاهد افزایش پارامترهای لرزه‌خیزی بوده‌ایم و نسبت تغییرات پارامترهای لرزه‌خیزی در هر دو روش تقریباً یکسان می‌باشد. در هر دو روش ارائه شده جهت برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی، شاهد افزایش میزان ضریب b در زمین‌لرزه‌های بازهٔ زمانی تا سال ۲۰۱۱ میلادی نسبت به زمین‌لرزه‌های بازهٔ زمانی تا سال ۱۹۹۶ میلادی می‌باشیم. افزایش ضریب b به این معنی است که تعداد زمین‌لرزه‌های بزرگ (به نسبت زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمتر) در زمین‌لرزه‌های بازهٔ زمانی تا سال ۲۰۱۱ میلادی کاهش یافته است. افزایش مقادیر ضریب لرزه‌خیزی گستره و تغییرات آهنگ رویداد سالیانهٔ زمین‌لرزه‌ها را می‌توان به احداث سد شهید رجایی نسبت داد. جهت پی بردن به احتمال تأثیر احداث سد شهید رجایی بر لرزه‌خیزی منطقه، پارامترهای لرزه‌خیزی در شعاع‌های کمتر (شعاع‌های ۷/۵، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ کیلومتری از سد) نیز صورت گرفت که در فصل پنجم (زمین‌لرزه‌های القایی) به‌طور کامل توضیح داده می‌شود. طبق بررسی‌های صورت گرفته، می‌توان اظهار نمود که در زمین‌لرزه‌های بازهٔ زمانی قبل از سال ۱۹۹۶ میلادی، در دورهٔ بازگشت ۱۰۰ سال (معادل با عمر مفید سد) احتمال زمین‌لرزه‌ای با بزرگی $6/3$ را خواهیم داشت، و در زمین‌لرزه‌های بازهٔ زمانی تا سال ۲۰۱۱ میلادی این مقدار بزرگی کاهش جزئی داشته و مقدار بزرگی آن $6/2$ می‌باشد (شکل‌های ۴-۶ و ۴-۹).

فصل چهارم: ارزیابی پارامترهای لرزه‌ای و تحلیل خطر زمین‌لرزه

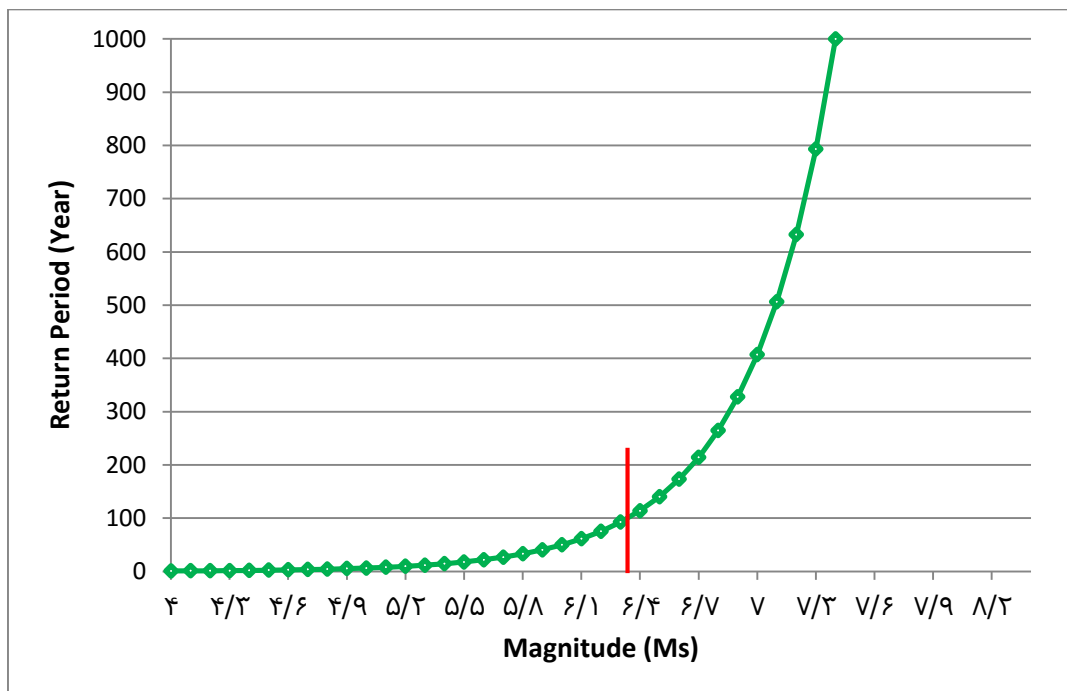
جدول ۴-۴- آهنگ وقوع سالیانه، دوره بازگشت و احتمال رویداد زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (۲۰۰۰)

(بازه زمانی زمین‌لرزه‌های تا سال ۱۹۹۶ میلادی)

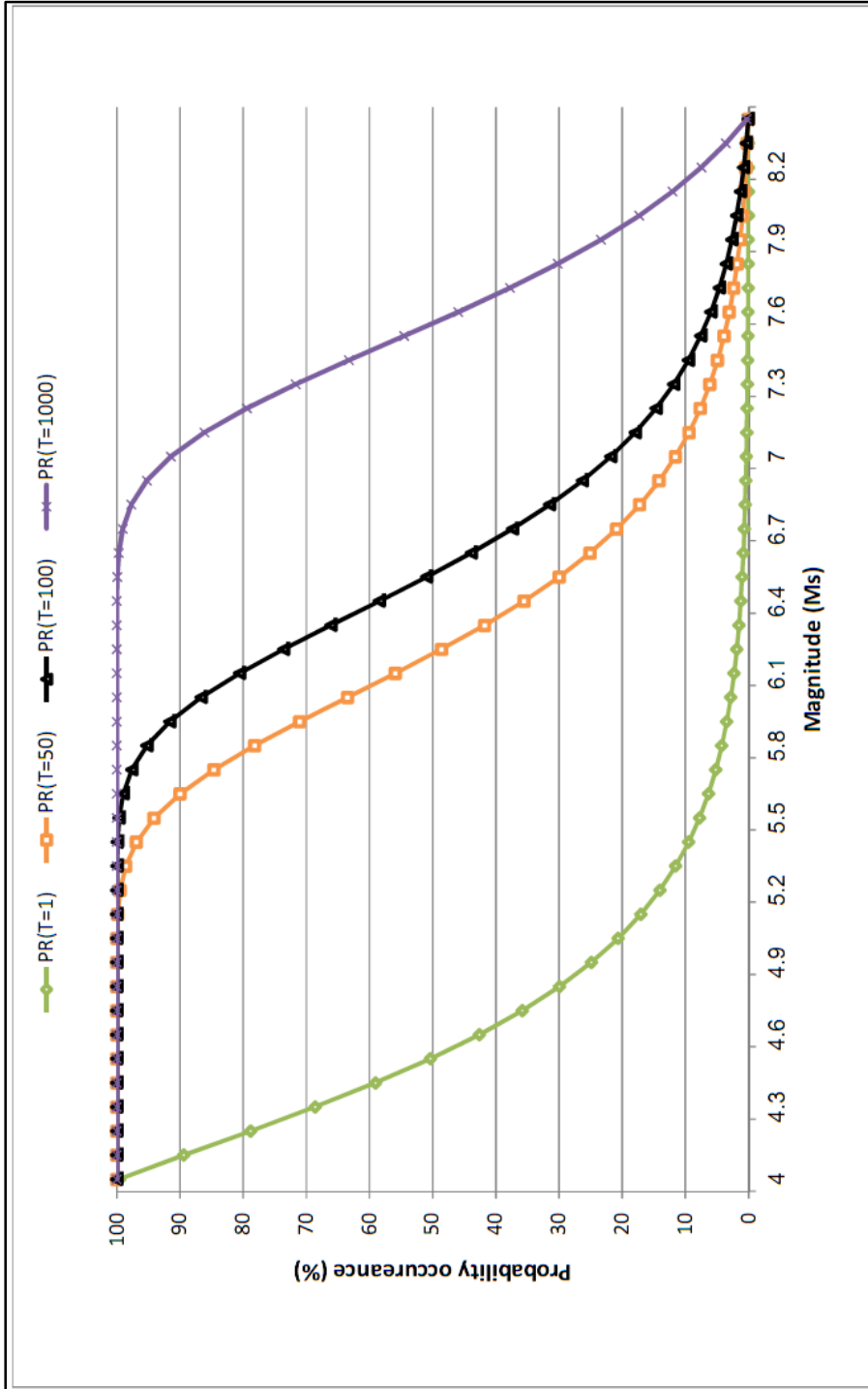
Magnitude	Lambda	Return period	PR(T=۱)	PR(T=۵۰)	PR(T=۱۰۰)	PR(T=۱۰۰۰)
۴/۳	۶/۶۶ E-۰۱	۱/۵	۰/۶۸۶۰۴۷	۱	۱	۱
۴/۴	۵/۴۲ E-۰۱	۱/۸	۰/۵۹۰۶۰۸	۱	۱	۱
۴/۵	۴/۴۱ E-۰۱	۲/۳	۰/۵۰۳۶۸۴	۱	۱	۱
۴/۶	۳/۵۹ E-۰۱	۲/۸	۰/۴۲۶۱۴	۱	۱	۱
۴/۷	۲/۹۳ E-۰۱	۳/۴	۰/۳۵۸۱۲۴	۱	۱	۱
۴/۸	۲/۳۸ E-۰۱	۴/۲	۰/۲۹۹۲۸۱	۰/۹۹۹۹۹۳	۱	۱
۴/۹	۱/۹۴ E-۰۱	۵/۲	۰/۲۴۸۹۴۲	۰/۹۹۹۹۳۹	۱	۱
۵	۱/۵۸ E-۰۱	۶/۳	۰/۲۰۶۲۶۹	۰/۹۹۹۶۲۹	۱	۱
۵/۱	۱/۲۹ E-۰۱	۷/۸	۰/۱۷۰۳۶۴	۰/۹۹۸۳۹	۰/۹۹۹۹۹۷	۱
۵/۲	۱/۰۵ E-۰۱	۹/۵	۰/۱۴۰۳۳۶	۰/۹۹۴۶۷۹	۰/۹۹۹۹۷۲	۱
۴/۳	۸/۵۳ E-۰۲	۱۱/۷	۰/۱۱۵۳۴۷	۰/۹۸۵۹۱۷	۰/۹۹۹۸۰۲	۱
۴/۴	۶/۹۴ E-۰۲	۱۴/۴	۰/۰۹۴۶۳۵	۰/۹۶۸۸۸۴	۰/۹۹۹۰۳۲	۱
۴/۵	۵/۶۵ E-۰۲	۱۷/۷	۰/۰۷۷۵۲۳	۰/۹۴۰۶۶۲	۰/۹۹۶۴۷۹	۱
۴/۶	۴/۶ E-۰۲	۲۱/۸	۰/۰۶۳۴۲۴	۰/۸۹۹۶۲۱	۰/۹۸۹۹۲۴	۱
۴/۷	۳/۷۴ E-۰۲	۲۶/۷	۰/۰۵۱۸۳۳	۰/۸۴۵۹۸۴	۰/۹۷۶۲۷۹	۱
۴/۸	۳/۰۴ E-۰۲	۳۲/۸	۰/۰۴۲۳۱۹	۰/۷۸۱۷۴۱	۰/۹۵۲۳۶۳	۱
۴/۹	۲/۴۸ E-۰۲	۴۰/۴	۰/۰۳۴۵۲۳	۰/۷۱۰۰۸۵	۰/۹۱۵۹۴۹	۱
۵	۲/۰۱ E-۰۲	۴۹/۷	۰/۰۲۸۱۴۲	۰/۶۳۴۶۷۵	۰/۸۶۶۵۳۸	۱
۵/۱	۱/۶۴ E-۰۲	۶۱/۱	۰/۰۲۲۹۲۳	۰/۵۵۸۹۹۲	۰/۸۰۵۵۱۲	۱
۵/۲	۱/۳۳ E-۰۲	۷۵/۱	۰/۰۱۸۶۵۸	۰/۴۸۶۹۱۶	۰/۷۳۵۷۱۷	۰/۹۹۹۹۹۸
۵/۳	۱/۰۸ E-۰۲	۹۲/۵	۰/۰۱۵۱۷۶	۰/۴۱۷۵۴۸	۰/۶۶۰۷۵	۰/۹۹۹۹۸
۵/۴	۸/۷۸ E-۰۳	۱۱۳/۹	۰/۰۱۲۳۳۴	۰/۳۵۵۲۰۹	۰/۵۸۴۲۴۵	۰/۹۹۹۸۴۶
۵/۵	۷/۱۲ E-۰۳	۱۴۰/۴	۰/۰۱۰۰۱۵	۰/۲۹۹۵۴۶	۰/۵۰۹۳۶۵	۰/۹۹۹۱۹۲
۵/۶	۵/۷۷ E-۰۳	۱۷۳/۳	۰/۰۰۸۱۲۳	۰/۲۵۰۶۸۶	۰/۴۳۸۵۲۸	۰/۹۹۶۸۸۶
۵/۷	۴/۶۷ E-۰۳	۲۱۴	۰/۰۰۶۵۸۱	۰/۲۰۸۳۸۸	۰/۳۷۳۳۵۱	۰/۹۹۰۶۶۲
۵/۸	۳/۷۸ E-۰۳	۲۶۴/۶	۰/۰۰۵۳۲۴	۰/۱۷۲۱۸۶	۰/۳۱۴۷۲۴	۰/۹۷۷۱۶۲
۵/۹	۳/۰۵ E-۰۳	۳۲۷/۸	۰/۰۰۴۳	۰/۱۴۱۴۸۴	۰/۲۶۲۹۵۱	۰/۹۵۲۶۸۹
۶	۲/۴۶ E-۰۳	۴۰۶/۹	۰/۰۰۳۴۶۵	۰/۱۱۵۶۴۴	۰/۲۱۷۹۱۴	۰/۹۱۴۳۸۶
۷/۱	۱/۹۷ E-۰۳	۵۰۶/۴	۰/۰۰۲۷۸۵	۰/۰۹۴۰۲۷	۰/۱۷۹۲۱۲	۰/۸۶۱۲۲۵
۷/۲	۱/۵۸ E-۰۳	۶۳۲/۳	۰/۰۰۲۲۳۱	۰/۰۷۶۰۳۳	۰/۱۴۶۲۸۵	۰/۷۹۴۳۴۹
۷/۳	۱/۲۶ E-۰۳	۷۹۲/۹	۰/۰۰۱۷۷۹	۰/۰۶۱۱۱۶	۰/۱۱۸۴۹۷	۰/۷۱۶۷۰۴
۷/۴	۱ E-۰۳	۹۹۹/۶	۰/۰۰۱۴۱۱	۰/۰۴۸۷۹۱	۰/۰۹۵۲۰۱	۰/۶۳۲۲۷۵
۷/۵	۷/۸۸ E-۰۳	۱۲۶۹	۰/۰۰۱۱۱۲	۰/۰۳۸۶۳۴	۰/۰۷۵۷۷۵	۰/۵۴۵۲۴۷
۷/۶	۶/۱۵ E-۰۳	۱۶۲۵	۰/۰۰۰۸۶۸	۰/۰۳۰۲۸۳	۰/۰۵۶۶۴۹	۰/۴۵۹۳۶۸
۷/۷	۴/۷۴ E-۰۳	۲۱۰۹	۰/۰۰۰۶۶۹	۰/۰۲۳۴۲۹	۰/۰۴۶۳۰۸	۰/۳۷۷۵۸۵
۷/۸	۳/۵۹ E-۰۴	۲۷۸۲	۰/۰۰۰۵۰۷	۰/۰۱۷۸۱۱	۰/۰۳۵۳۰۵	۰/۳۰۱۹۲۶
۷/۹	۲/۶۶ E-۰۴	۳۷۵۸	۰/۰۰۰۳۷۵	۰/۰۱۳۲۱۲	۰/۰۲۶۲۵	۰/۲۲۳۳۵۶۸
۸	۱/۹ E-۰۴	۵۲۶۵	۰/۰۰۰۲۶۸	۰/۰۰۹۴۵۲	۰/۰۱۸۸۱۵	۰/۱۷۲۹۸۵



شکل ۴-۵- آهنگ رویداد سالیانه زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (۲۰۰۰) (بازه زمانی تا سال ۱۹۹۶ میلادی)



شکل ۴-۶- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (۲۰۰۰) (بازه زمانی تا سال ۱۹۹۶ میلادی)



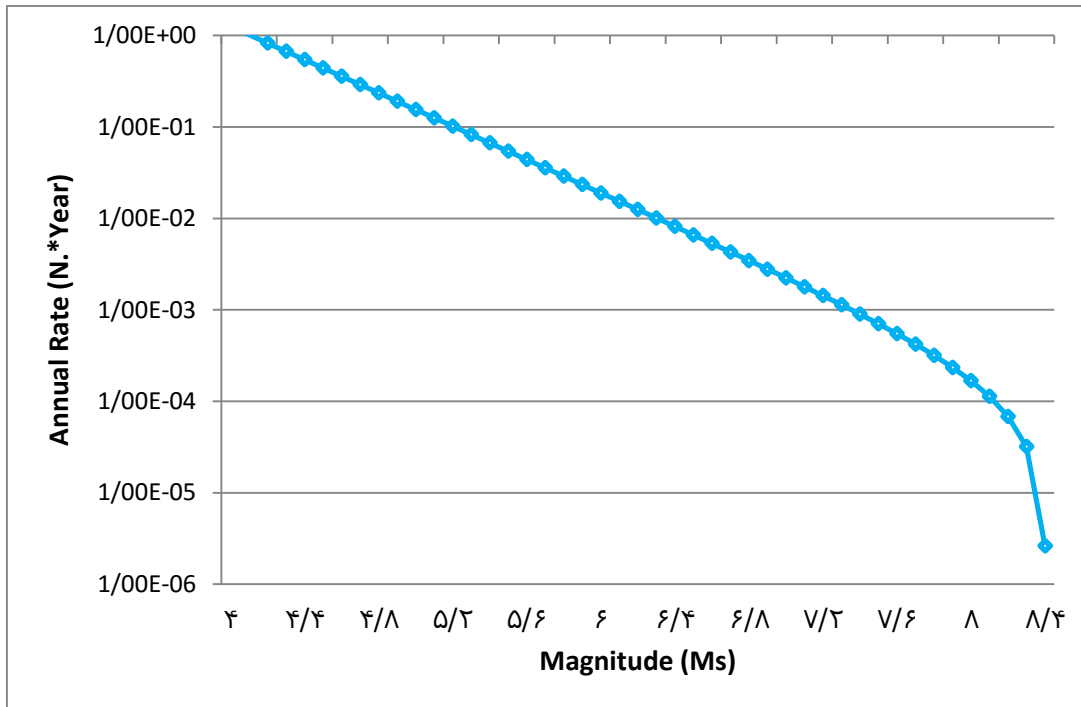
شکل ۴-۷- درصد احتمال وقوع زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (۲۰۰۰) (بازه زمانی تا سال ۱۹۹۶ میلادی)

فصل چهارم: ارزیابی پارامترهای لرزه‌ای و تحلیل خطر زمین‌لرزه

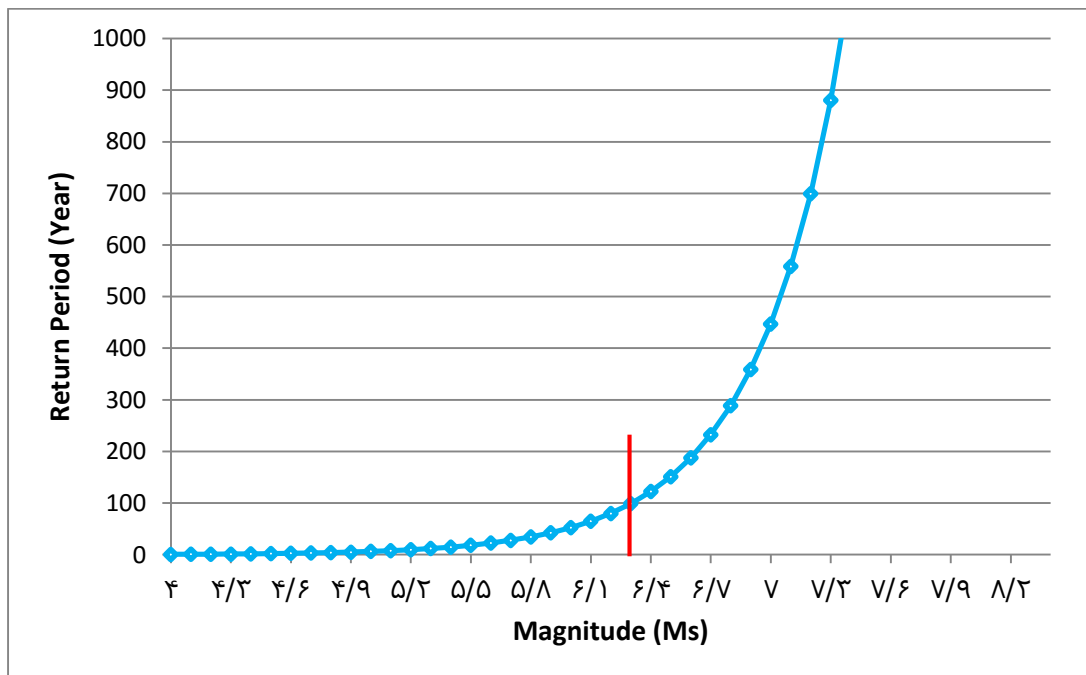
جدول ۴-۵- آهنگ وقوع سالیانه، دوره بازگشت و احتمال رویداد زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (۲۰۰۰)

(بازه زمانی زمین‌لرزه‌های تا سال ۲۰۱۱ میلادی)

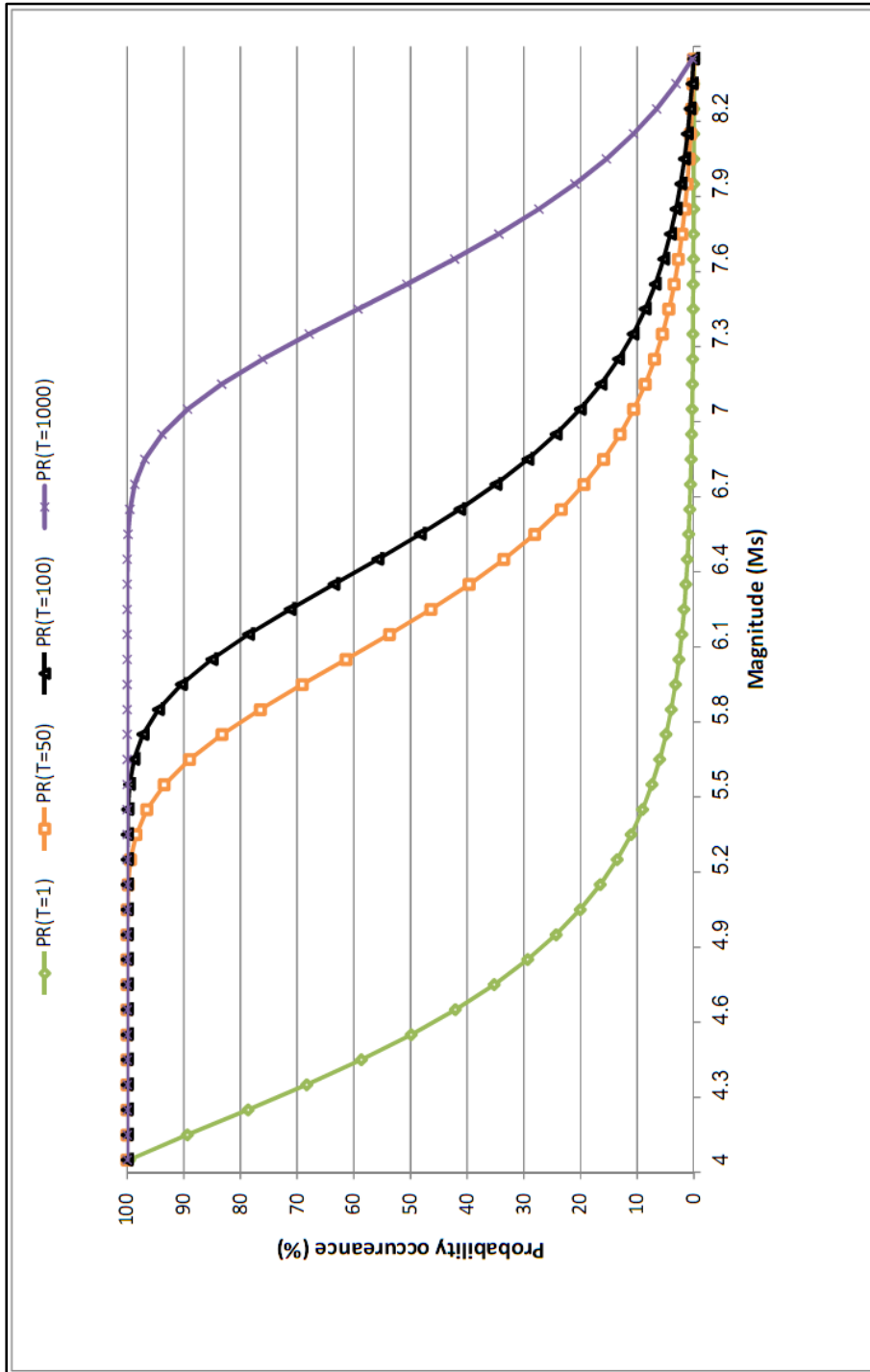
Magnitude	Lambda	Return period	PR(T=۱)	PR(T=۵۰)	PR(T=۱۰۰)	PR(T=۱۰۰۰)
۴/۳	۶/۷۱ E-۰۱	۱/۵	۰/۶۸۳۱۰۷	۱	۱	۱
۴/۴	۵/۴۴ E-۰۱	۱/۸	۰/۵۸۶۵۸۴	۱	۱	۱
۴/۵	۴/۴۲ E-۰۱	۲/۳	۰/۴۹۸۷۸۵	۱	۱	۱
۴/۶	۳/۵۸ E-۰۱	۲/۸	۰/۴۲۰۶۲۹	۱	۱	۱
۴/۷	۲/۹ E-۰۱	۳/۴	۰/۳۵۲۲۶۵	۱	۱	۱
۴/۸	۲/۳۶ E-۰۱	۴/۲	۰/۲۹۳۳۱	۰/۹۹۹۹۹۲	۱	۱
۴/۹	۱/۹۱ E-۰۱	۵/۲	۰/۲۴۳۰۵۵	۰/۹۹۹۹۲۹	۱	۱
۵	۱/۵۵ E-۰۱	۶/۵	۰/۲۰۰۶۱۳	۰/۹۹۹۵۶۹	۱	۱
۵/۱	۱/۲۶ E-۰۱	۸	۰/۱۶۵۰۴۳	۰/۹۹۸۱۳۵	۰/۹۹۹۹۹۷	۱
۵/۲	۱/۰۲ E-۰۱	۹/۸	۰/۱۳۵۴۱۵	۰/۹۹۳۸۸۲	۰/۹۹۹۹۶۳	۱
۴/۳	۸/۲۷ E-۰۲	۱۲/۱	۰/۱۱۰۸۵۹	۰/۹۸۳۹۶۴	۰/۹۹۹۷۴۳	۱
۴/۴	۶/۷ E-۰۲	۱۴/۱	۰/۰۹۰۵۹	۰/۹۶۴۹۶۱	۰/۹۹۸۷۷۲	۱
۴/۵	۵/۴۳ E-۰۲	۱۸/۴	۰/۰۷۳۹۱۴	۰/۹۳۳۹۴۵	۰/۹۹۵۶۳۷	۱
۴/۶	۴/۴۱ E-۰۲	۲۲/۷	۰/۰۶۰۲۳۱	۰/۸۸۹۵۲۶	۰/۹۸۷۷۹۶	۱
۴/۷	۳/۵۷ E-۰۲	۲۸	۰/۰۴۹۰۲۸	۰/۸۳۲۳۳۸	۰/۹۷۱۸۸۹	۱
۴/۸	۲/۸۹ E-۰۲	۳۴/۵	۰/۰۳۹۸۷۱	۰/۷۶۴۸۲۱	۰/۹۴۴۶۹۱	۱
۴/۹	۲/۳۵ E-۰۲	۴۲/۶	۰/۰۳۲۳۹۸	۰/۶۹۰۵۳۷	۰/۹۰۴۲۳۳	۱
۵	۱/۹ E-۰۲	۵۲/۶	۰/۰۲۶۳۰۶	۰/۶۱۳۳۵۹	۰/۸۵۰۵۰۹	۱
۵/۱	۱/۵۴ E-۰۲	۶۵	۰/۰۲۱۳۴۵	۰/۵۳۶۸۲۴	۰/۷۸۵۴۶۸	۱
۵/۲	۱/۳۵ E-۰۲	۸۰/۲	۰/۰۱۷۳۰۷	۰/۴۶۳۷۴۴	۰/۷۱۲۴۲۹	۰/۹۹۹۹۹۶
۵/۳	۱/۰۱ E-۰۲	۹۹/۱	۰/۰۱۴۰۲۳	۰/۳۹۶۰۷۵	۰/۶۳۵۲۷۴	۰/۹۹۹۹۵۸
۵/۴	۸/۱۶ E-۰۳	۱۲۲/۶	۰/۰۱۱۳۵۴	۰/۳۳۴۹۵۹	۰/۵۵۷۷۲۱	۰/۹۹۹۷۱۴
۵/۵	۶/۵۹ E-۰۳	۱۵۱/۶	۰/۰۰۹۱۸۴	۰/۲۸۰۸۷	۰/۴۸۲۸۵۲	۰/۹۹۸۶۳۲
۵/۶	۵/۳۳ E-۰۳	۱۸۷/۸	۰/۰۰۷۴۲۲	۰/۲۳۳۷۸	۰/۴۱۲۹۰۷	۰/۹۹۵۱۳۲
۵/۷	۴/۳ E-۰۳	۲۳۲/۷	۰/۰۰۵۹۹۱	۰/۱۹۳۳۲۶	۰/۳۴۹۲۷۷	۰/۹۸۶۳۸۷
۵/۸	۳/۴۶ E-۰۳	۲۸۸/۸	۰/۰۰۴۸۲۹	۰/۱۵۸۹۴۸	۰/۲۹۲۶۳۱	۰/۹۶۸۶۳۴
۵/۹	۲/۷۸ E-۰۳	۳۵۹/۱	۰/۰۰۳۸۸۶	۰/۱۲۹۹۸۸	۰/۲۴۳۰۸	۰/۹۳۸۲۶۹
۶	۲/۲۴ E-۰۳	۴۴۷/۳	۰/۰۰۳۱۲۱	۰/۱۰۵۷۶۶	۰/۲۰۰۳۴۶	۰/۸۹۳۰۹
۷/۱	۱/۷۹ E-۰۳	۵۵۸/۶	۰/۰۰۲۴۹۹	۰/۰۸۶۶۳۴	۰/۱۶۳۹۱۷	۰/۸۳۳۰۸۵
۷/۲	۱/۴۳ E-۰۳	۶۹۹/۸	۰/۰۰۱۹۵۵	۰/۰۶۸۹۵۳	۰/۱۳۳۱۵۱	۰/۷۶۰۴۲۸
۷/۳	۱/۲۶ E-۰۳	۸۸۰/۵	۰/۰۰۱۵۸۶	۰/۰۵۵۲۰۶	۰/۱۰۷۳۶۵	۰/۶۷۸۸۲۷
۷/۴	۱ E-۰۳	۱۱۱۳/۶	۰/۰۰۱۲۵۴	۰/۰۴۳۹۰۷	۰/۰۸۵۸۸۶	۰/۵۹۲۶۱۷
۷/۵	۷/۸۸ E-۰۳	۱۴۱۸/۱	۰/۰۰۰۹۸۵	۰/۰۳۴۶۴۲	۰/۰۶۸۰۸۴	۰/۵۰۵۹۵۶
۷/۶	۶/۱۵ E-۰۳	۱۸۲۲/۷	۰/۰۰۰۷۶۷	۰/۰۲۷۰۶۱	۰/۰۵۳۳۹	۰/۴۲۲۲۸۸
۷/۷	۴/۷۴ E-۰۳	۲۳۷/۱	۰/۰۰۰۵۸۹	۰/۰۲۹۸۶۸	۰/۰۴۱۳	۰/۳۴۴۱۱۷
۷/۸	۳/۵۹ E-۰۴	۳۱۳۶	۰/۰۰۰۴۴۵	۰/۰۱۵۸۱۵	۰/۰۳۱۳۸	۰/۲۷۳۰۰۲
۷/۹	۲/۶۶ E-۰۴	۴۲۴۹	۰/۰۰۰۳۲۹	۰/۰۱۱۶۹۸	۰/۰۲۳۲۵۸	۰/۲۰۹۶۹
۸	۱/۹ E-۰۴	۵۹۶۶	۰/۰۰۰۲۳۴	۰/۰۰۸۳۴۵	۰/۰۱۶۶۲	۰/۱۵۴۳۰۵



شکل ۴-۸- آهنگ رویداد سالیانه زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (۲۰۰۰) (بازه زمانی تا سال ۲۰۱۱ میلادی)



شکل ۴-۹- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (۲۰۰۰) (بازه زمانی تا سال ۲۰۱۱ میلادی)



شکل ۴-۱ - درصد احتمال وقوع زمین‌لرزه‌ها به روش کیکو- گراهام (۲۰۰۰) (بازه زمانی تا سال ۲۰۱۱ میلادی)

۴-۶- برآورد پارامترهای جنبش نیرومند زمین

سدها و سازه‌های وابسته با آن از نظر خطرپذیری از جمله سازه‌های خاص و با اهمیت محسوب می‌شوند، لذا طراحی لرزه‌ای و مقاوم‌سازی آن در مقابل جنبش‌های ناشی از زمین‌لرزه باید با دقت و براساس معیارهای تدوین شده صورت گیرد. ارزیابی خطرات زمین‌لرزه‌ای و برنامه‌ریزی جهت کاهش این خطرات نیاز به پیش‌بینی پارامترهای حرکتی زمین نظیر شتاب، جابجایی حداکثر، سرعت، طیف پاسخ و ... دارد.

مناسب‌ترین راهکار به منظور برآورد پارامترهای جنبش زمین، بکارگیری روابط کاهیدگی (Attenuation Relationships) می‌باشد که در ساده‌ترین شکل آن، جنبش نیرومند زمین بر حسب تابعی از متغیرهای زمین‌لرزه نظیر بزرگا و فاصله ساختگاه تا چشمه لرزه‌زا بیان می‌شود. بر این اساس، تحلیل‌های سازه‌ای بر پایه پارامتر شتاب جنبش نیرومند زمین، به همراه طیف پاسخ مربوطه و برای مؤلفه‌های افقی و قائم انجام می‌گیرد. به منظور برآورد پارامتر بیشینه شتاب جنبش نیرومند زمین در این سطح از مطالعات از دو روش تعیینی و احتمالاتی استفاده شده است.

۴-۶-۱- انتخاب روابط کاهیدگی

روابط کاهیدگی تأثیر متقابل پارامترهای مختلف مؤثر در حرکت زمین و نحوه تضعیف حرکات لرزه‌ای با فاصله گرفتن از مرکز سطحی زمین‌لرزه را نشان می‌دهد. این روابط به دو صورت تجربی و نظری بدست می‌آیند. در روش تجربی از نگاشت‌های رویداده جنبش نیرومند زمین (زمین‌لرزه‌های ثبت شده) و در روش نظری از مدل‌های لرزه‌شناختی برای ایجاد مصنوعی جنبش نیرومند زمین (با مدل نمودن خصوصیات چشمه، ساختگاه و ...) استفاده می‌شود. مدل کاهیدگی مناسب بایستی به گونه‌ای سازگار، تمامی پارامترهای مورد نیاز در آنالیز خطر زمین‌لرزه را براساس داده‌های پایه یکسان، ارائه نماید.

به‌طور کلی مهم‌ترین ویژگی‌های مورد نظر در این روابط به شرح زیر می‌باشند:

الف- خصوصیات چشمه: بزرگا، نوع گسلش و فاصله از چشمه لرزه‌زا

ب- مسیر عبور موج، انکسار، انعکاس و جذب انرژی با توجه به خصوصیات محیطی که امواج از درون آنها عبور می‌کنند.

ج- ویژگی‌های ساختگاه: ساختگاه‌های سنگی (سخت و نرم)، خاکی، آبرفتی و غیره

با استفاده از روش‌های آماری مختلف امکان مدل نمودن این پارامترها و هرگونه پارامتر دیگری که اهمیت موردی آن مورد نیاز باشد، ممکن خواهد بود. مدل‌های کاهیدگی با پارامترهای گوناگون که از سوی محققین ارائه شده، گویای این مطلب است.

شکل کلی ریاضی روابط کاهیدگی بصورت زیر می‌باشد:

$$\text{Log } Y = a + F_1(M) + F_2(R) + F_3(S) \pm \varepsilon \quad (\text{رابطه ۴-۵})$$

(Y) پارامتر مورد نظر جنبش نیرومند زمین است که بطور کلی با بزرگا (M) رابطه مستقیم و با فاصله (R) رابطه معکوس دارد. ضرایب ثابت این روابط بطور تجربی براساس شتاب‌نگاشت‌های انتخاب شده و استفاده از روش‌های آماری حاصل می‌گردد. (ε) خطای میانگین تصادفی با مقدار میانگین صفر و انحراف معیاری معادل با خطای تخمین (Y) می‌باشد. پارامترهای دیگری نظیر شرایط ساختگاه، نوع گسلش، ضخامت آبرفت و یا پارامترهای خاص دیگر که قابل مدل شدن به صورت ریاضی باشند، به صورت کلی (F₃(S)) در رابطه فوق نشان داده شده است.

با مطالعه و بررسی روابط کاهیدگی و از جمله روابطی که بر پایه داده‌های شتاب‌نگاشتی کشور و سایر نقاط جهان تهیه شده‌اند، از روابط کمپبل و بزرگ‌نیا (Campbell and Bozorgnia, 2003)، آمبرسیز و داگلاس (Ambraseys and Douglas, 2003) و بور، جوینر و فومال (Boor, Joyner and Fumal, 1997) جهت تحلیل خطر زمین‌لرزه در این مطالعه، استفاده شده است.

از جمله مزایای این روابط که باعث انتخاب آنها شده می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- انتخاب زمین‌لرزه‌های کم عمق پوسته، رویداده در نواحی فعال زمین‌ساختی

- استفاده کمپبل - بزرگ‌نیا از طیف وسیعی از مناسب‌ترین شتاب‌نگاشت‌های ثبت شده در نقاط مختلف دنیا (۹۴۰ شتاب‌نگاشت از ۴۹ زمین‌لرزه) ثبت شده طی سال‌های ۱۹۵۷ تا ۱۹۹۵ میلادی، از جمله زمین‌لرزه‌های طبس و منجیل از کشور ایران (جمعاً شامل ۱۲ شتاب‌نگاشت)، در برآورد روابط خود.

- ارائه مقادیر بیشینه شتاب و طیف پاسخ شبه شتاب برای مؤلفه‌های افقی و قائم جنبش نیرومند زمین

- امکان در نظر گرفتن سطح ۵۰٪ یا ۸۴٪ منحنی خطای برآورد روابط کاهیدگی (Random Error) در محاسبات پارامترهای جنبش زمین در دو حالت یکی وابسته به بیشینه مقادیر شتاب (PGA) و دیگری براساس بزرگای زمین‌لرزه در روابط.

۴-۶-۲- ارزیابی خطر زمین‌لرزه به روش تعیینی (DSHA)

روش تعیینی بر این فرض استوار است که زمین‌لرزه‌های آینده در مکان‌های خاص (سرچشمه‌های لرزه‌زا) و با بزرگی مشخص اتفاق می‌افتند. در رهیافت تعیینی، بیشینه زمین‌لرزه باورپذیر برآورد می‌شود. بیشینه زمین‌لرزه باورپذیر به صورت مستقل از دوره زمانی خاص، صرفاً براساس بالاترین سطح محاسبه شده جنبش نیرومند زمین (شتاب) برای ساختگاه مورد نظر برآورد می‌گردد. این رهیافت محافظه‌کارانه، صرفاً در مورد برخی سازه‌های خاص (نظیر سدها و نیروگاه‌ها) به عنوان رهیافت مبنا برای محاسبه زمین‌لرزه سطح طراحی (در این حالت برابر خواهد بود با بیشینه زمین‌لرزه باورپذیر) به کار می‌رود.

مراحل تحلیل خطر زمین‌لرزه با رهیافت تعیینی عبارتند از:

۱- شناسایی سرچشمه‌های لرزه‌زا

۲- انتخاب زمین‌لرزه کنترل‌کننده (بیشینه بزرگی زمین‌لرزه‌ها) برای هر سرچشمه لرزه‌زا

۳- انتخاب رابطه کاهیدگی مناسب

۴- محاسبه پارامترهای حرکتی زمین با توجه به بزرگی زمین‌لرزه و فاصله کانونی

جهت شناسایی سرچشمه‌های لرزه‌زا در پیرامون ساختگاه سد شهید رجایی، لازم است تمامی سرچشمه‌های لرزه‌زایی که می‌توانند احتمالاً موجب وقوع یک زمین‌لرزه مخرب گردند، مورد بررسی قرار گیرند. در همین راستا پس از شناسایی مهم‌ترین گسل‌های لرزه‌زا (مطالعات فصل دوم- زمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت) در شعاع ۱۰۰ کیلومتری نسبت به ساختگاه سد، این گسل‌ها به صورت سرچشمه‌های خطی لرزه‌زا و در تحلیل خطر زمین‌لرزه به روش تعیینی به کار می‌روند. پس از شناسایی سرچشمه‌های لرزه‌زا، باید زمین‌لرزه کنترل کننده برای هر سرچشمه تعیین شود. برای سازه‌های خاص نظیر سدها و نیروگاه‌ها زمین‌لرزه کنترل کننده به عنوان زمین‌لرزه با بزرگای بیشینه (M_{max}) در نظر گرفته می‌شود. جهت تعیین زمین‌لرزه بیشینه می‌توان از بزرگترین زمین‌لرزه تاریخی روی داده، رابطه‌های بزرگا- طول گسل و همچنین انجام مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی با حفر یک ترانشه استفاده نمود. در این مطالعه جهت برآورد بیشینه بزرگی زمین‌لرزه‌ها از روابط تجربی که بزرگای زمین‌لرزه را با ابعاد گسل، از جمله درازای شکستگی همبسته می‌سازد، استفاده گردید. در حالت عمومی روابطی که بزرگای زمین‌لرزه را به درازای شکستگی منتسب می‌سازند به صورت زیر نوشته می‌شوند:

$$M = b \log(L) + a \quad (\text{رابطه ۴-۶})$$

در این رابطه (M) بزرگای زمین‌لرزه منتسب به گسل (بر حسب بزرگای گشتاوری M_w یا بزرگای امواج سطحی (M_s))، L درازای شکستگی گسل و a و b ضرایب ثابت می‌باشند. در حال حاضر از جمله معتبرترین روابط قابل استفاده برای ایران، روابط ولز- کاپراسمیت (Wells and Coppersmith, 1994)، مهاجراشجعی و نوروزی (Mohajer-ashjaei and Nowroozi, 1978) و آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982) می‌باشد، که در این مطالعه نیز از میانگین بزرگای به دست آمده از این روابط به عنوان بیشینه بزرگای منتسب به هر گسل استفاده شده است:

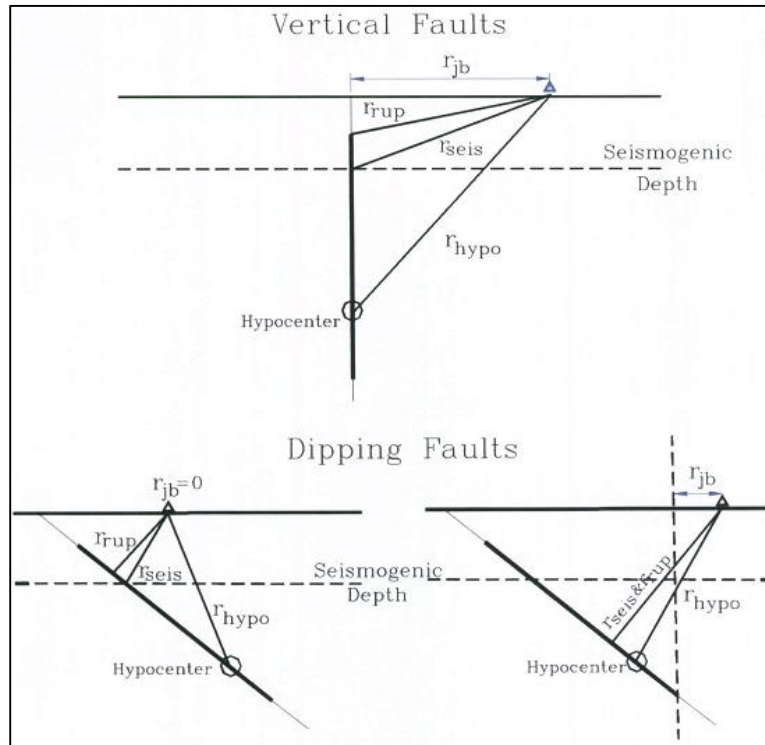
$M_s = 4/629 + 1/429 \log(L/2)$	رابطه (۷-۴) (۱) Ambraseys & Melville 1982
$M_s = 4/629 + 1/429 \log(L^* \cdot 0.37)$	رابطه (۸-۴) (۲) Ambraseys & Melville 1982
$M_s = 5/16 + 1/121 \log(L/2)$	رابطه (۹-۴) (۱) Wells & Coppersmith 1994
$M_s = 5/16 + 1/121 \log(L^* \cdot 0.37)$	رابطه (۱۰-۴) (۲) Wells & Coppersmith 1994
$M_s = 1/259 + 1/244 \log(L^* \cdot 1000/2)$	رابطه (۱۱-۴) (۱) Nowroozi 1985
$M_s = 1/259 + 1/244 \log(L^* \cdot 1000 \cdot 0.37)$	رابطه (۱۲-۴) (۲) Nowroozi 1985

همانطور که در بخش (۴-۶-۱) (انتخاب روابط کاهیدگی) بیان شد، با استفاده از رابطه کاهیدگی برای زمین‌لرزه کنترل‌کننده مربوط به هر سرچشمه، از بیشینه شتاب زمین (PGA) برای نشان دادن پارامترهای حرکتی زمین استفاده می‌شود.

با استفاده از روابط کاهیدگی انتخاب شده در این مطالعه، مقادیر بیشینه شتاب زمین (PGA) طبق جدول (۴-۶) پیشنهاد می‌گردد. این مقادیر در دو سطح ۵۰٪ (در حالیکه خطای روابط کاهیدگی وارد محاسبات نشود) و همچنین ۸۴٪ (در حالیکه خطای روابط کاهیدگی، $\pm \sigma$ وارد محاسبات شود) محاسبه شده‌اند. براساس توصیه‌های کمیته بین‌المللی سدهای بزرگ (ICOLD, 1995)، مناسب‌ترین روش برای برآورد بیشینه مقادیر پارامترهای جنبش زمین برای سطح طراحی لرزه‌ای (MCL)، روش تعیینی می‌باشد.

نتایج به‌دست آمده از برآورد بیشینه مقادیر شتاب افقی و قائم جنبش نیرومند زمین برای مهم‌ترین گسل‌های شعاع ۱۰۰ کیلومتری ساختگاه سد شهید رجایی در دو سطح ۵۰٪ و ۸۴٪ روابط کاهیدگی در جدول (۴-۶) بازتاب شده‌اند. از میان همه گسل‌ها، قطعه شماره ۲ گسل شمال البرز با توان لرزه‌زایی $M_s=6/8$ که از فاصله کمتر از ۱ کیلومتری ساختگاه سد عبور می‌کند، دارای بیشینه مقادیر شتاب افقی و قائم جنبش نیرومند زمین به ترتیب معادل $0/48g$ و $0/34g$ در سطح ۵۰ درصد می‌باشد. قابل ذکر است که فواصل آورده شده در جدول (۴-۶)، به صورت فاصله افقی (I_{jb}) می‌باشد که با توجه به رابطه کمپیل و بزرگ‌نیا (Campbell and Bozorgnia, 2003) و براساس این رابطه،

فاصله از عمق ساینموژنیک (r_{seis}) نیز برآورد گردید (عمق ساینموژنیک برابر با ۱۱ کیلومتر در نظر گرفته شده است). در شکل (۱۱-۴) فواصل مختلف بین گسل و ساختگاه مدنظر تعریف شده است.



شکل ۱۱-۴ - نحوه تعریف فاصله با توجه به سازوکار گسل‌ها

جدول ۴-۶- بیشینه مقادیر شتاب افقی و قائم حرکت زمین به روش تعیینی بر حسب (g) برای گسل‌های لرزه‌زای محدوده مورد مطالعه

ردیف	نام گسل	فاصله از ساختگاه سد(Rjb) (Km)	بیشینه بزرگا (Ms)	B & J (1997)		A & D (2003)				C & B (2003)				میانگین			
				افقی		افقی		قائم		افقی		قائم		افقی		قائم	
				%۵۰	%۸۴	%۵۰	%۸۴	%۵۰	%۸۴	%۵۰	%۸۴	%۵۰	%۸۴	%۵۰	%۸۴	%۵۰	%۸۴
۱	قطعه ۱ خزر	۱۸	۶/۴	۰/۱۵	۰/۲۶	۰/۱۷	۰/۲۷	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۲۸	۰/۱۲	۰/۲	۰/۱۷	۰/۲۷	۰/۱	۰/۱۸
۲	قطعه ۲ خزر	۳۵	۶/۸	۰/۱۱	۰/۱۹	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۰۵	۰/۱
۳	قطعه ۳ خزر	۳۷	۶/۹	۰/۱۲	۰/۲	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۱
۴	قطعه ۱ شمال البرز	۴۴	۶/۹	۰/۱	۰/۱۷	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۱۹	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۰۴	۰/۰۸
۵	قطعه ۲ شمال البرز	۱	۶/۸	۰/۴۹	۰/۸۲	۰/۵۱	۰/۸۴	۰/۳۹	۰/۶۹	۰/۴۴	۰/۶۷	۰/۳	۰/۴۸	۰/۴۱	۰/۷۷	۰/۳۴	۰/۵۸
۶	قطعه ۳ شمال البرز	۲۱	۶/۷	۰/۱۶	۰/۲۷	۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۳	۰/۱	۰/۲	۰/۱۷	۰/۲۷	۰/۱	۰/۱۸
۷	لله‌بند	۹	۶/۹	۰/۳۱	۰/۵۱	۰/۳۳	۰/۵۵	۰/۲۱	۰/۳۹	۰/۳۳	۰/۵	۰/۲۲	۰/۳۶	۰/۳۲	۰/۵۲	۰/۲۲	۰/۳۷
۸	سوخته سرا	۱۴	۶/۹	۰/۲۳	۰/۳۹	۰/۲۶	۰/۴۲	۰/۱۵	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۴۲	۰/۱۹	۰/۳	۰/۲۶	۰/۴۱	۰/۱۷	۰/۲۹
۹	مجید	۵	۶/۲	۰/۲۸	۰/۴۷	۰/۳	۰/۴۹	۰/۱۹	۰/۳۶	۰/۲۶	۰/۳۹	۰/۱۸	۰/۳	۰/۲۸	۰/۴۵	۰/۱۹	۰/۳۳
۱۰	محمدآباد	۷	۵/۷	۰/۱۹	۰/۳۲	۰/۲۲	۰/۳۶	۰/۱۳	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۲۹	۰/۱۳	۰/۲۲	۰/۲	۰/۳۲	۰/۱۳	۰/۲۳
۱۱	آستانه	۳۹	۶/۹	۰/۱۱	۰/۱۹	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۱	۰/۱۷	۰/۰۵	۰/۰۹
۱۲	بادله	۱۵	۶/۹	۰/۲۳	۰/۳۹	۰/۲۵	۰/۴۱	۰/۱۴	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۴۷	۰/۱۸	۰/۳	۰/۲۵	۰/۴	۰/۱۶	۰/۲۸
۱۳	هیکو	۲۸	۶/۵	۰/۱۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱۶	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۰۶	۰/۱۲
۱۴	مرگاو	۵	۶/۱	۰/۲۸	۰/۴۷	۰/۳	۰/۴۹	۰/۲	۰/۳۶	۰/۲۶	۰/۳۹	۰/۱۸	۰/۳	۰/۲۸	۰/۴۵	۰/۱۹	۰/۳۳
۱۵	خرم آباد	۱۷	۶/۲	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۱	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۲۳	۰/۰۹	۰/۱۷
۱۶	لنجر	۲۵	۶/۳	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۱۲
۱۷	زیرآب	۱۲	۶/۲	۰/۱۸	۰/۳۱	۰/۲۱	۰/۳۴	۰/۱۲	۰/۲۳	۰/۲	۰/۳۱	۰/۱۴	۰/۲۳	۰/۲	۰/۳۲	۰/۱۳	۰/۲۳
۱۸	جورجاده	۱۵	۶/۹	۰/۱۵	۰/۲۶	۰/۱۷	۰/۲۹	۰/۰۹	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۲۷	۰/۱۱	۰/۲	۰/۱۷	۰/۲۷	۰/۱	۰/۱۹
۱۹	مجید	۱۲	۶	۰/۱۷	۰/۲۸	۰/۱۹	۰/۳۲	۰/۱۱	۰/۲	۰/۱۸	۰/۲۸	۰/۱۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۹	۰/۱۲	۰/۲۱
۲۰	شالمک	۱۲	۵/۷	۰/۱۴	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۲۷	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۲۴	۰/۱	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۱	۰/۱۷
۲۱	تلاوک	۸	۵/۷	۰/۱۸	۰/۳	۰/۲۱	۰/۳۴	۰/۱۲	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۲۸	۰/۱۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۳۱	۰/۱۲	۰/۲۲
۲۲	ولیک‌بن	۱۱	۵/۹	۰/۱۷	۰/۲۸	۰/۲	۰/۳۲	۰/۱۱	۰/۲	۰/۱۸	۰/۲۹	۰/۱۲	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۲۹	۰/۱۲	۰/۲۱

۴-۶-۳- ارزیابی خطر زمین‌لرزه به روش احتمالاتی (PSHA)

تحلیل خطر زمین‌لرزه با روش احتمالی شامل برآورد رابطه بین پارامترهای جنبش نیرومند زمین و احتمال فزونی آنها در ساختگاه سد برای یک بازه زمانی خاص (به‌عنوان مثال عمر مفید مخزن سد) با استفاده از روش‌های ریاضی و احتمالاتی می‌باشد. امکان در نظر گرفتن عدم قطعیت در اندازه، موقعیت و میزان رویداد زمین‌لرزه و تغییرات در ویژگی‌های جنبش زمین با پارامترهای یاد شده در تحلیل‌های خطر زمین‌لرزه کاربرد پیدا کرده است. تحلیل احتمالی زمین‌لرزه با اندازه‌گیری و ترکیب منطقی این عدم قطعیت‌ها، تصویر کامل‌تری از خطر زمین‌لرزه را ارائه می‌نماید. در روش تحلیل احتمالی خطر زمین‌لرزه اثر توأم چشمه‌های لرزه‌ای متعدد بر ساختگاه بررسی می‌گردد و به‌علاوه عدم قطعیت در پارامترهای مختلف را می‌توان در محاسبات دخالت داد.

اولین گام در تحلیل خطر احتمالی زمین‌لرزه توسط کرنل (Cornell, 1968) برداشته شده که توسط ریتر (Reiter, 1990) توصیف شده است. در این روش ابتدا سرچشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه تعیین می‌شوند، سپس مشخصات لرزه‌خیزی هر سرچشمه لرزه‌زا تعیین و با استفاده از روابط کاهیدگی مناسب برآورد خطر زمین‌لرزه انجام می‌شود.

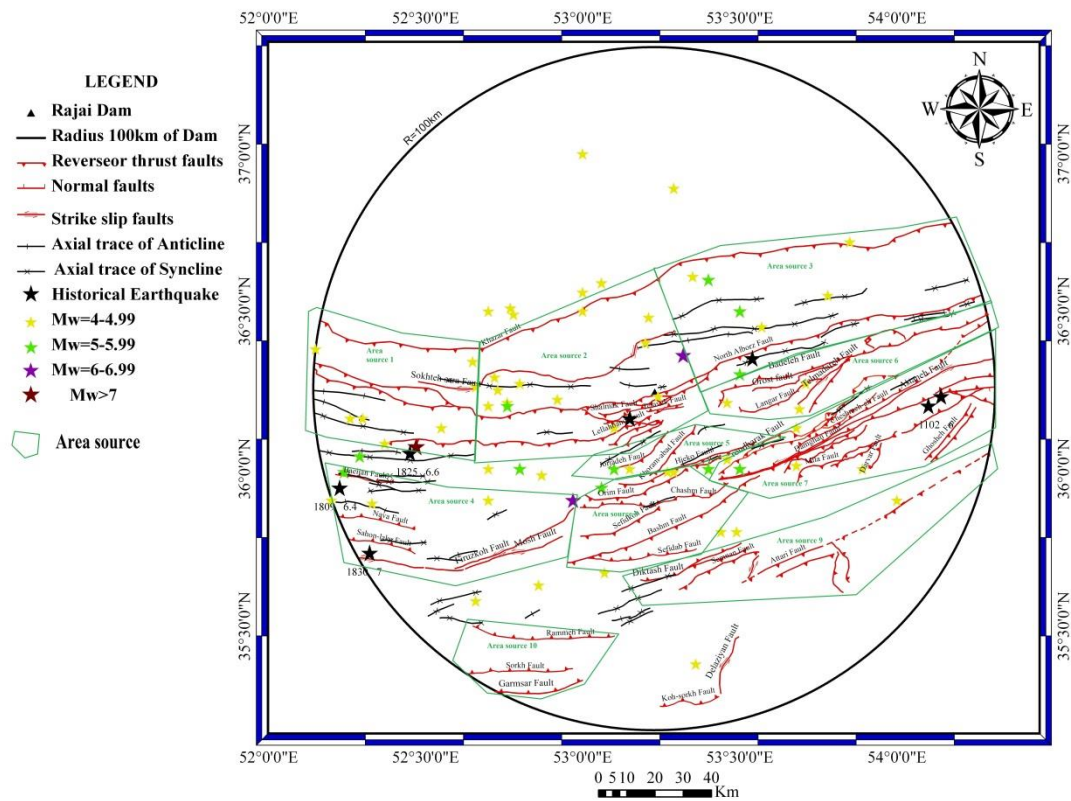
موقعیت مکانی چشمه‌های لرزه‌ای توانمند و با اهمیت در گستره ساختگاه و آهنگ رویداد منتسب به هر چشمه لرزه‌زا، پایه‌های اساسی مدل خطر لرزه‌ای ساختگاه مورد نظر را تشکیل می‌دهند. این مدل باید با شرایط زمین‌ساختی و زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه و همچنین آهنگ فعالیت لرزه‌ای گذشته هماهنگی داشته باشد.

تحلیل خطر زمین‌لرزه با رهیافت احتمالی را نیز می‌توان در چهار مرحله شناسایی سرچشمه‌های لرزه‌زا، لرزه‌خیزی، انتخاب روابط کاهیدگی و محاسبه پارامترهای جنبش شدید زمین برای طراحی توضیح داد.

تعیین سرچشمه‌های لرزه‌زا نیازمند بررسی ویژگی‌های فضایی سرچشمه و توزیع زمین‌لرزه‌ها در درون هر سرچشمه، به توزیع اندازه زمین‌لرزه‌ها برای هر سرچشمه و توزیع زمین‌لرزه‌ها با زمان می‌باشد.

تفکیک سرچشمه‌های لرزه‌زای ناحیه‌ای براساس پارامترها و خصوصیات لرزه‌ای به‌دست آمده برای گسل‌های قرار گرفته در هر ناحیه صورت پذیرفت. پس از شناسایی سرچشمه‌ها، لرزه‌خیزی یا توزیع زمانی رویداد زمین‌لرزه‌ها بررسی می‌شود.

سرچشمه‌های لرزه‌زا را می‌توان به صورت نقطه‌ای، خطی و یا ناحیه‌ای تعریف نمود. در اکثر مواقع تعریف سرچشمه‌ها به صورت ناحیه‌ای صورت می‌گیرد؛ چرا که تعریف آن به صورت نقطه‌ای و یا خطی نشانه کاملی برای دانسته‌ها یا مجهولات سازوکار زمین‌لرزه نیست (زارع، ۱۳۸۸). لذا در تحلیل احتمالی زمین‌لرزه محدوده سد شهید رجایی، با استفاده از گسل‌های شناخته شده محدوده سد و همچنین با توجه به تمرکز مرکز سطحی زمین‌لرزه‌های رویداده تا سال ۲۰۱۱ میلادی سرچشمه‌های لرزه‌زا به صورت سرچشمه‌های ناحیه‌ای معرفی گردیدند (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۲- نقشه تفکیک سرچشمه‌های لرزه‌ای ناحیه‌ای در گستره ساختگاه سد شهید رجایی

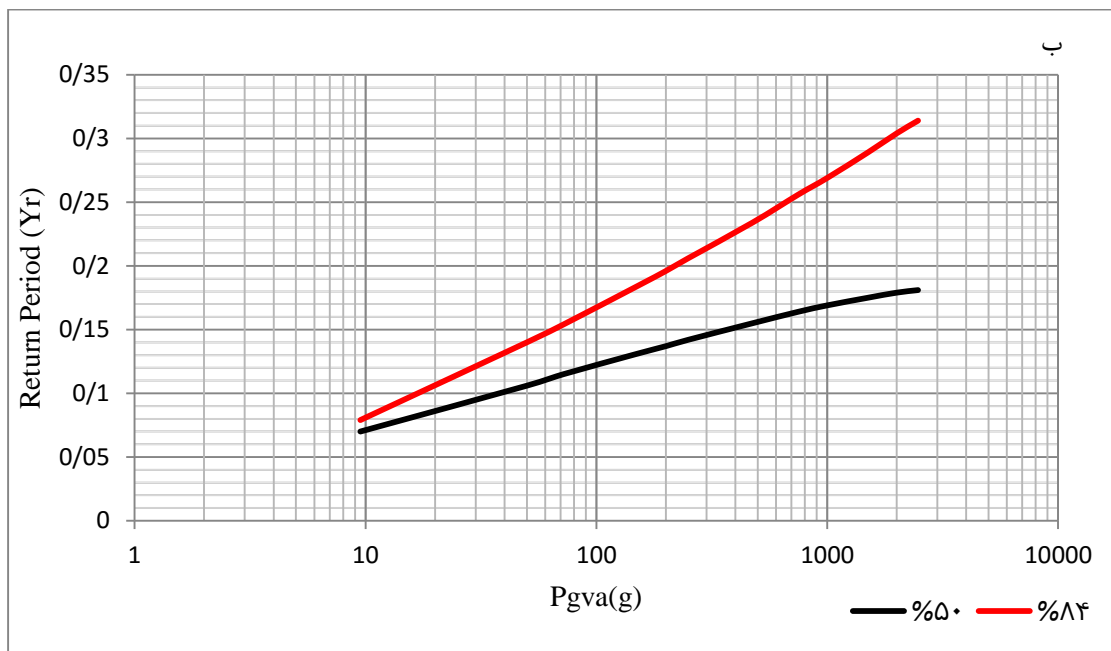
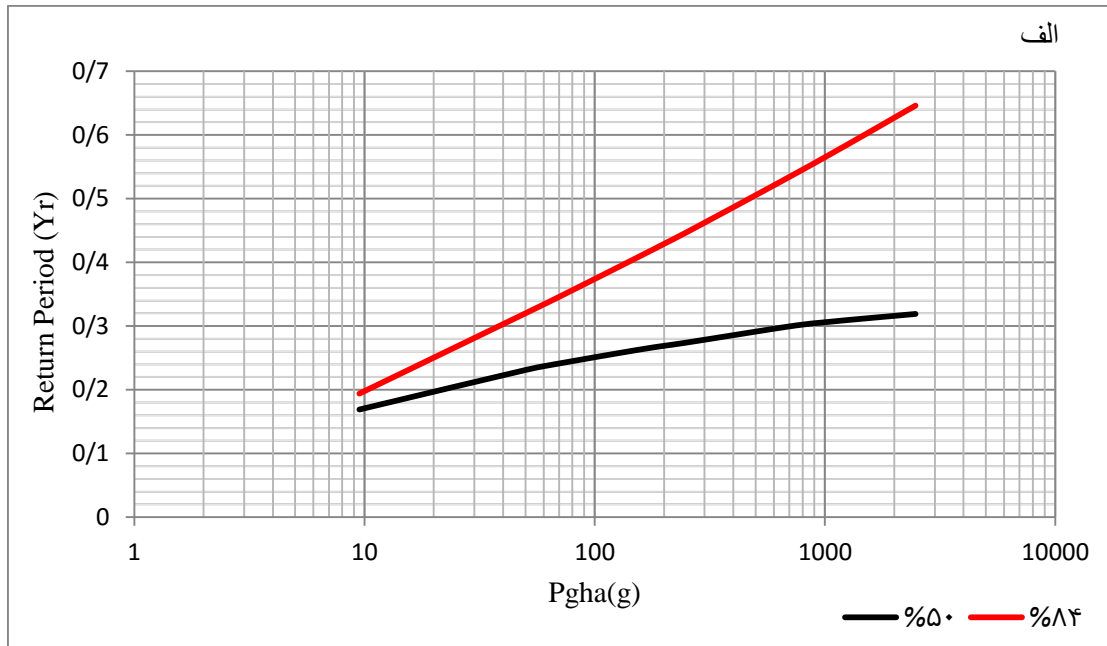
جهت تعیین عدم قطعیت زمانی رویداد زمین‌لرزه‌ها مطالعات پردازش فهرست زمین‌لرزه‌ها در بخش (۴-۴) و جهت تعیین عدم قطعیت بزرگای زمین‌لرزه‌ها، مطالعات مربوط به تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها براساس توابع دو کراندار گوتنبرگ- ریشتر (Gutenberg and Richter, 1956) و روش کیکو- گراهام (Kijko and Graham, 1988) (محاسبات بخش ۴-۵) برای هر یک از سرچشمه‌های لرزه‌ها انجام شده است. جهت برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی هر سرچشمه ناحیه‌ای بدین صورت عمل گردید که تعداد زمین‌لرزه‌های موجود در هر سرچشمه را به عنوان زمین‌لرزه‌های متأثر از آن سرچشمه در نظر گرفته و پارامترهای لرزه‌خیزی بر مبنای آنها محاسبه گردیدند. در این راستا پارامتر β که لرزه‌خیزی ناحیه‌ای را نشان می‌دهد، به صورت ثابت $(\beta=2/0.9)$ در نظر گرفته و پارامتر α را با مماس کردن خط گوتنبرگ- ریشتر بر داده‌های هر گسل و موازی با خط گوتنبرگ- ریشتر بدست آمده از داده‌های کل گستره بدست می‌آید. این مطالعات در فصل سوم (ارزیابی توان لرزه‌زایی سرچشمه‌های لرزه‌زا) و تحت عنوان درجه‌بندی فعالیت گسل‌های محدوده

مورد مطالعه با استفاده از گشتاور لرزه‌ای و نرخ لغزش جهت تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی صورت پذیرفت (جدول ۳-۶)، لذا با ادغام پارامترهای لرزه‌خیزی گسل‌های موجود در هر ناحیه لرزه‌زا، پارامترهای لرزه‌خیزی (α ، β و λ) برای هر سرچشمه ناحیه‌ای نیز تعیین گردید.

در این مطالعه، تحلیل خطر زمین‌لرزه براساس روش اصلی معرفی شده توسط کرنل (Cornell, 1968) و روابط ارائه شده توسط بندر و پرکینز (Bender and Perkins) به صورت برنامه نرم افزاری (Seisrisk III, 1987) انجام شده است. به این صورت که احتمال فزونی بیشینه شتاب جنبش زمین با توجه به رابطه کاهیدگی انتخاب شده در محدوده سد شهید رجایی محاسبه گردید. این محاسبات بر پایه مدل‌سازی چشمه‌های لرزه‌زا به صورت چشمه‌های ناحیه‌ای لرزه‌زا و نسبت دادن پارامترهای لرزه‌خیزی و با بکارگیری توأم تمامی سرچشمه‌های لرزه‌زا، پارامترهای مورد نظر جنبش زمین برای احتمال فزونی و عمر مفید سازه بدست می‌آید. با استفاده از رابطه کاهیدگی کمپبل-بزرگنیا (Campbell and Bozorgnia, 2003) و براساس تحلیل خطر زمین‌لرزه با استفاده از برنامه نرم‌افزاری معتبر Seisrisk III، بیشینه مقادیر شتاب افقی و قائم در دوره بازگشت ۱۰۰ سال (عمر مفید مخزن سد)، ۲۰۰ و ۴۷۵ سال، برای سطوح ۰.۵۰٪ و ۰.۸۴٪ خطا در روابط کاهیدگی محاسبه و در جدول (۴-۷) ارائه شده است. و در نهایت منحنی خطر لرزه‌ای شتاب افقی و قائم جنبش نیرومند زمین در سطوح ۰.۵۰٪ و ۰.۸۴٪ به ترتیب در شکل (۴-۱۳ الف و ب) نشان داده شده است.

جدول ۴-۷- بیشینه مقادیر شتاب جنبش نیرومند زمین بر حسب (g) در دوره بازگشت‌های مختلف

شتاب (g)	مؤلفه افقی (g)		مؤلفه قائم (g)	
	۰.۵۰٪	۰.۸۴٪	۰.۵۰٪	۰.۸۴٪
دوره بازگشت (سال)				
۱۰۰	۰/۲۵	۰/۳۷	۰/۱۲	۰/۱۶
۲۰۰	۰/۲۶	۰/۴۲	۰/۱۴	۰/۱۹
۴۷۵	۰/۲۹	۰/۵۱	۰/۱۵	۰/۲۴



شکل ۴-۱۳- الف) منحنی مقادیر شتاب افقی جنبش نیرومند زمین برای سطوح ۵۰٪ و ۸۴٪ خطا در رابطه کاهیدگی (ب) منحنی مقادیر شتاب قائم جنبش نیرومند زمین برای سطوح ۵۰٪ و ۸۴٪ خطا در رابطه کاهیدگی

فصل پنجم

زمین لرزه‌های القایی مخزن

در سال‌های اخیر زمین‌لرزه‌هایی ثبت شده‌اند که منشأ آنها پدیده‌های طبیعی از قبیل آتشفشان، فرآیندهای تکتونیکی و یا نظایر آن نبوده بلکه فعالیت بشر و عملکرد آن به صورت‌های مختلف سبب به هم خوردگی تنش‌های منطقه‌ای، تغییر شکل پوسته و وقوع زمین‌لرزه شده است. بزرگی این نوع زمین‌لرزه‌ها اغلب متوسط بوده ولی در چند مورد حتی از ۶ ریشتر نیز فراتر رفته است. این نوع از زمین‌لرزه‌ها حتی در مناطقی که به لحاظ لرزه‌خیزی غیرفعال می‌باشند نیز مشاهده شده است.

در بررسی‌های صورت گرفته بر روی زمین‌لرزه‌های القایی مخزن در این فصل، ویژگی‌های این رخدادها از نظر تعداد، عمق کانونی، بزرگی، فراوانی رخدادها، پارامترهای لرزه‌خیزی، موقعیت جغرافیایی و نرخ وقوع زمین‌لرزه‌ها در فاصله ۶۰ کیلومتری نسبت به محور سد و در بازه‌های زمانی قبل از آبگیری و بعد از آبگیری مورد بررسی قرار می‌گیرد. به منظور بررسی‌های دقیق‌تر، از آنجایی که رومرکز زمین‌لرزه‌های القایی غالباً تا فاصله ۳۰ کیلومتری از محل محور سد قرار می‌گیرند (Gupta et al, 1972)، علاوه بر مطالعات در شعاع ۶۰ کیلومتری از محور سد، در شعاع‌های ۳۰، ۱۵ و ۷/۵ کیلومتر نیز ادامه یافت. در همین راستا ضریب β در شعاع‌های مختلف، تغییرات زمانی موقعیت کانون سطحی زمین‌لرزه‌ها و رابطه تغییرات تراز آب و وقوع زمین‌لرزه‌ها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۵-۱- زمین‌لرزه‌های القایی مخزن (RIS)

رویدادهای لرزه‌ای القایی، زمین‌لرزه‌هایی را شامل می‌شوند که به نوعی در اثر فعالیت‌های انسانی به وجود می‌آیند. این نوع از زمین‌لرزه‌ها را می‌توان در دو دسته تقسیم‌بندی نمود. دسته اول شامل زمین‌لرزه‌هایی می‌گردد که انسان‌ساز هستند و به‌عنوان زمین‌لرزه‌های القا شده (Induced Earthquakes) معرفی شده‌اند و دسته دوم زمین‌لرزه‌های هستند که در مناطق فعال زمین‌ساختی و در اثر تغییرات وضعیت تنش روی می‌دهند که آنها را زمین‌لرزه‌های تحریک شده (Triggred Earthquakes) می‌نامند (برگی، ۱۳۸۲).

یکی از عمده‌ترین عوامل ایجادکننده زمین‌لرزه‌های القایی، تجمع حجم عظیمی از آب در مخازن سدهای بزرگ با عمق بیش از ۸۰ تا ۱۰۰ متر می‌باشد (Rothe, 1970). ساخت سد با کاهش مقاومت سنگ‌ها در اثر جذب آب، افزایش فشار آب منفذی در سطح شکستگی‌ها، گسترش ترک ناشی از تراوش آب و کاهش اصطکاک سطح گسل به دلیل خاصیت نرم‌کنندگی و روغن‌کاری آب، میدان تنش طبیعی را افزایش می‌دهد. هنگامی که نیروی زیادی به بدنه کوه‌های اطراف دریاچه سد وارد شود، در ابتدا این نیرو به صورت انرژی کرنشی ذخیره می‌شود و اگر میزان انرژی وارد شده از میزان تحمل سنگ بیشتر شود، آن را همانند انتشار امواج ارتجاعی آزاد نموده که سبب ایجاد زمین‌لرزه‌های القایی مخزن می‌گردد (Roeloff, 1988).

۵-۲- ویژگی‌های زمین‌لرزه‌های القایی مخزن

براساس مطالعات صورت گرفته توسط محققان مختلف از جمله گوپتا (Gupta et al, 1972)، راستوگی (Rastogi et al, 1986) و گوها (Guha and Patil, 1992)، برخی از مشخصات زمین‌لرزه‌های القایی مخزن به شرح زیر است:

- ۱- احتمال وقوع این زمین‌لرزه‌ها در فواصل نزدیک مخزن و در محل گسل‌ها بیشتر است.
- ۲- عمدتاً بزرگی این زمین‌لرزه‌ها کم و در اعماق کمتر از ۱۰ کیلومتر رخ می‌دهند.
- ۳- سازوکار کانونی این زمین‌لرزه‌ها در هر منطقه تقریباً مشابه با زمین‌لرزه‌های طبیعی آن منطقه است.
- ۴- در سدهای مخزنی که آب برای مدت طولانی در مخزن باقی می‌ماند، احتمال بروز این زمین‌لرزه‌ها بیشتر است.
- ۵- زمین‌لرزه‌های القایی مخزن می‌توانند در فاصله چند روز پس از آبیگری سد و در مواردی پس از یک و یا چند سال اتفاق بیافتند.

۶- فعالیت زیاد این نوع زمین‌لرزه‌های القایی در حالت‌هایی است که عمق مخزن بیشتر از ۸۰ تا ۱۰۰ متر باشد.

۷- زمین‌لرزه‌های القایی مخزن تحت شرایط خاص زمین‌شناسی و تکتونیکی رخ می‌دهند، بنابراین برای سدهایی که بر روی زمین‌های نرم ساخته شده‌اند، چنین ارتعاشات القایی بوجود نمی‌آید.

۸- پس‌لرزه‌ها در زمین‌لرزه‌های القایی مخزن برای مدت نسبتاً طولانی‌تری نسبت به زمین‌لرزه‌های معمولی ادامه می‌یابند.

۵-۳- تقسیم‌بندی زمین‌لرزه‌های القایی مخزن براساس زمان رخداد

زمین‌لرزه‌های القایی مخزن را می‌توان براساس پاسخ لرزه‌ای یک مخزن نسبت به شروع آبگیری به دو دسته تقسیم کرد:

۱- لرزه‌خیزی اولیه یا سریع (Initial Seismicity): این لرزه‌خیزی که معمولاً بیشتر مشاهده می‌شود، بعد از اولین آبگیری سد رخ می‌دهد و باعث افزایش سریع در میزان لرزه‌خیزی منطقه می‌گردند، یا اینکه به دنبال تغییر ناگهانی در سطح آب سد، تغییرات سریعی در لرزه‌خیزی پدیدار می‌شود (Bell and Nur, 1978).

۲- لرزه‌خیزی تأخیری (Protracted Seismicity): این نوع لرزه‌خیزی پس از اینکه اثر آبگیری اولیه کاسته شد و پس از تعدادی سیکل مشابه از تغییرات تراز آب اتفاق می‌افتد. این نوع لرزه‌ها بدون اینکه کاهشی در فرکانس و بزرگی زمین‌لرزه‌هایش بوجود آید، برای سال‌ها باقی می‌مانند. این نوع زمین‌لرزه‌ها در اعماق بیشتری رخ می‌دهند (Bell and Nur, 1978).

۵-۴- سازوکار زمین‌لرزه‌های القایی مخزن

در واقع نظریهٔ واحدی برای شناخت سازوکار زمین‌لرزه‌های القایی مخزن وجود ندارد و به طور کلی می‌توان اذعان نمود که این امر هنوز جنبهٔ کیفی خود را حفظ نموده است. جهت فهم سازوکار زمین‌لرزه‌های القایی مخزن ضروری است که رابطهٔ مشهور معیار گسیختگی مور- کلمب را بررسی نمود:

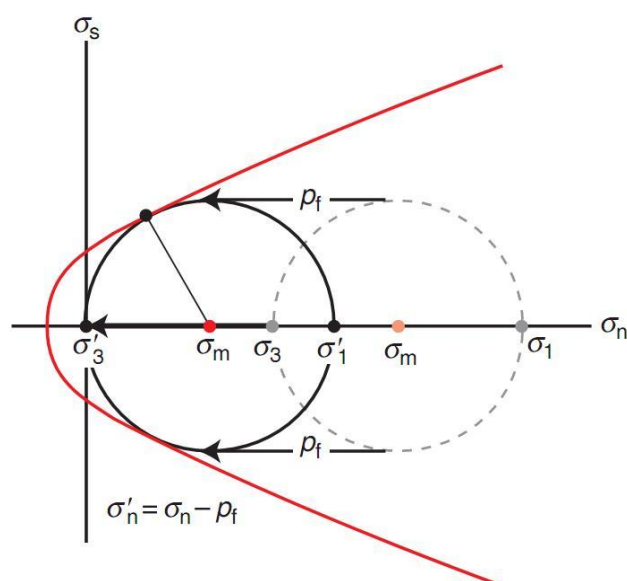
$$T(\text{crit}) = T_c + \mu (\sigma_n) \quad \text{رابطه (۱-۵)}$$

در این رابطه $T(\text{crit})$ یا تنش بحرانی، مقدار تنش لازم جهت گسیختگی یک صفحه و T_c مقاومت برشی ذاتی یا چسبندگی تودهٔ سنگی، μ ضریب اصطکاک داخلی و σ_n تنش نرمال وارد شده به صفحه می‌باشد. با کاهش تنش نرمال و یا افزایش تنش برشی، گسیختگی در امتداد شکستگی‌های قبلی رخ داده و تنش لازم برای گسیختگی نسبت به جهت شکستگی اولیهٔ سنگ افزایش خواهد یافت. یکی از فاکتورهایی که منجر به تغییرات تنش می‌شود، افزایش فشار منفذی است. تغییرات تنش نرمال نیز همانند تغییرات تنش برشی می‌تواند منجر به زمین‌لرزه‌های القایی مخزن شود که توسط تغییر فشار منفذی قابل توصیف است. زمانی که مایعات به درون یک زون شکستگی راه می‌یابند، تنش نرمال مؤثر، به اندازهٔ فشار منفذی کاسته می‌شود و رابطه مور- کلمب به صورت زیر در می‌آید:

$$T(\text{crit}) = T_c + \mu (\sigma_n - P) \quad \text{رابطه (۲-۵)}$$

در رابطهٔ بالا P فشار منفذی است.

کاهش تنش نرمال مؤثر منجر به حرکت دایرهٔ مور به سمت چپ می‌شود و می‌تواند سبب گسیختگی گردد (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱- جابجایی دایره مور به سمت چپ در اثر افزایش فشار منفذی (بر گرفته از Fossen, 2010)

این شکستگی ممکن است به وضعیت اولیه سنگ، وجود شکستگی‌ها در سنگ، حضور آب و تغییراتی که آب در ایجاد تنش‌های محلی بوجود می‌آورد، بستگی داشته باشد.

۵-۵- عوامل پیدایش زمین لرزه‌های القایی مخزن

۵-۵-۱- وضع مخزن و سرعت ذخیره آب

اغلب مخازنی که دارای عمق زیادی هستند و یا حجم بالایی دارند، نقش بیشتری در تولید زمین لرزه‌های القایی دارند. سطح مخزن سد هم در اینجا نقش مؤثری را بر عهده دارد، چرا که سطح مخزن محدود سبب افزایش فشار وزن آب بر مساحت محدودی از زمین و در نتیجه تحریک بیشتر تنش در منطقه می‌شود؛ سرعت آگیری نیز در این میان بی‌تأثیر نیست. روند افزایش ارتفاع آب، بالاترین حد آب ذخیره شده، مدت زمانی که آب در بالاترین حد نگه داشته شده است و طول مدت آگیری، از جمله عواملی هستند که در وقوع و یا عدم وقوع این زمین لرزه‌ها نقش دارند.

۵-۵-۲- خصوصیات زمین‌شناسی محل احداث سد

باید تأکید شود که وقوع زمین‌لرزه‌های القایی مخزن، کمتر تحت تأثیر درجه فعالیت لرزه‌خیزی منطقه قرار دارد و بیشتر وابسته به ساختار زمین‌شناسی در محل مخزن سد و فاکتور هیدروژئولوژی آن می‌باشد. مهمترین خصوصیات زمین‌شناسی محل احداث سد به اختصار عبارتند از :

۱- جنس لایه و طبقات زمین‌شناسی موجود در منطقه

۲- مقاومت سنگ‌ها

۱-۲- تأثیر وجود آب بر مقاومت سنگ‌ها

۲-۲- تغییر سرعت نسبی بارگذاری بر مقاومت سنگ‌ها (در سرعت‌های زیاد کرنش به صورت شکننده عمل می‌کند)

۳-۲- تأثیر ناهمسانگردی سنگ بر مقاومت (به عنوان مثال ناهمسانگردی در سنگ‌های دارای بافت لایه‌ای یا متخلخل و شکاف‌دار)

۵-۵-۳- خصوصیات ساختاری محل احداث سد

۵-۵-۳-۱- استعداد لرزه‌خیزی منطقه احداث سد

احداث سد حتی در مناطقی که از نظر لرزه‌خیزی دارای آرامش هستند، سبب تشدید فعالیت لرزه‌ای می‌گردد و حتی در مواردی ممکن است باعث تحریک گسل‌هایی شود که در آستانه جنبش قرار دارند.

۵-۵-۳-۲- تأثیر درزه‌ها و منافذ در لایه‌های زیر دریاچه

وجود درزه‌ها و منافذ زیر مخزن سد موجب نفوذ آب به طبقات پائین‌تر و افزایش فشار بین منافذ سنگ (فشار منفذی) در عمق و در نهایت وقوع زمین‌لرزه‌ها می‌گردد.

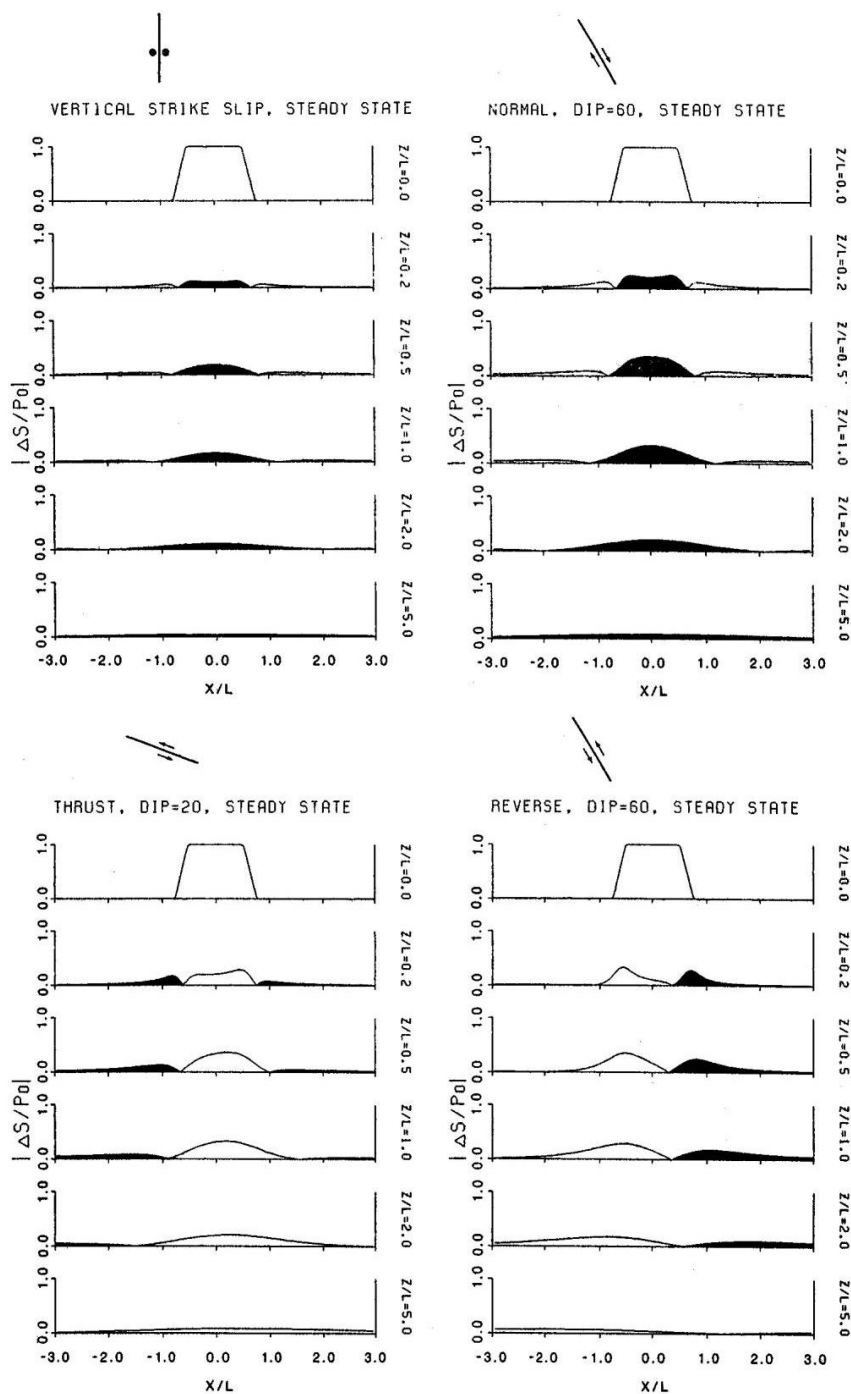
۵-۳-۳- وجود گسل‌ها و شکستگی‌های متعدد در منطقهٔ احداث سد

تحقیقات انجام شده توسط رولوف (Roeloff, 1988) نشان می‌دهد که یک ارتباط مشخص بین وقوع زمین‌لرزه‌های القایی مخزن و حضور گسل‌های فعال و شکستگی‌ها در منطقهٔ سد وجود دارد. مشاهدات ایشان نشان می‌دهد که بزرگترین زمین‌لرزه‌های القایی مخزن در رژیم گسل نرمال و امتدادلغز رخ داده‌اند (Snow, 1982 ; Simpson, 1976). به روشنی مشخص است که وزن یک مخزن بر روی فرادیوارهٔ یک گسل تراستی یا فرودیوارهٔ یک گسل نرمال تمایل به پایدار کردن چنین گسل‌هایی دارد، اما در عین حال گسل‌های نرمال و امتدادلغزی که به صورت مستقیم و در زیر مخزن قرار دارند، گسل‌هایی هستند که شدیدترین ناپایداری‌ها را ایجاد می‌کنند و همچنین وقوع ناپایداری برای یک گسل تراستی که در لبهٔ یک مخزن وجود دارد، نیز امکان‌پذیر است؛ اما علاوه بر نوع گسل‌ها، فاکتورهایی همچون مکان و جهت‌گیری گسل‌ها نسبت به مخزن و نیز ضریب توزیع‌پذیری سیالات و فشار منفذی سنگ‌های زیر مخزن نیز در ناپایداری کردن منطقه تأثیر ویژه‌ای دارند. در واقع بر پایهٔ جهت‌گیری، مکان و عمق گسل‌ها نسبت به مخزن، می‌توان آنها را به سه گروه تقسیم نمود:

- گسل‌های گروه اول در میدان تنش ایجاد شده توسط مخزن ناپایدار هستند، حتی اگر فشار منفذی روی سطح گسل افزایش پیدا نکند.
- گروه دوم شامل گسل‌هایی می‌شوند که در میدان تنش مخزن پایدار هستند، اما زمانی که فشار منفذی اندکی از حالت پایدار خود خارج می‌یابد، دچار ناپایداری می‌شوند.
- گسل‌های گروه سوم، چه در میدان تنش مخزن و چه با افزایش فشار منفذی پایدار می‌مانند.

زمان بیشترین ناپایداری در گسل‌های دو گروه اول متفاوت است. تغییرات میدان تنش منطقه همواره همگام با تغییرات سطح آب مخزن نمی‌باشد. بسته به جهت‌گیری و مکان گسل‌ها، یک گسل می‌تواند از زمان بیشترین مقدار سطح آب و یا در زمان کمترین مقدار سطح آب، دچار ناپایداری شود. برای

نشان دادن الگوی تغییرات پایداری که در نتیجه بارگذاری مخزن ایجاد می‌شود، چهار ساختار گسلی انتخاب شده است: یک گسل امتدادلغز قائم، یک راندگی با شیب ۲۰ درجه، یک گسل معکوس بزرگ زاویه با شیب ۶۰ درجه و یک گسل نرمال با شیب ۶۰ درجه. فرض بر این است که امتداد گسل‌ها به موازات مخزن می‌باشد. در شکل (۲-۵) اثر فشار منفذی نیز بر روی پایداری گسل‌ها در نظر گرفته شده است (Roeloff, 1988). در شکل (۲-۵) برای همه گسل‌ها، مناطق دارای ناپایداری وجود دارد. گسل‌های امتدادلغز قائم و نرمال با شیب تند، درست در زیر مخزن دارای ناپایداری هستند، در حالی که در راندگی با شیب ۲۰ درجه، شاهد حضور ناپایداری در لبه‌های مخزن هستیم که با افزایش عمق از میزان آنها کاسته می‌شود. در گسل معکوس با شیب ۶۰ درجه در طرف مخالفی که شیب دارد، ناپایداری وجود دارد و طرف دیگر آن پایدار است. زمانی که تغییرات پایداری در نتیجه اضافه شدن بارگذاری چرخه‌ای در اثر تغییرات سطح آب به این موارد اضافه می‌شود، گسل‌ها در سه گروه مختلف جای می‌گیرند.



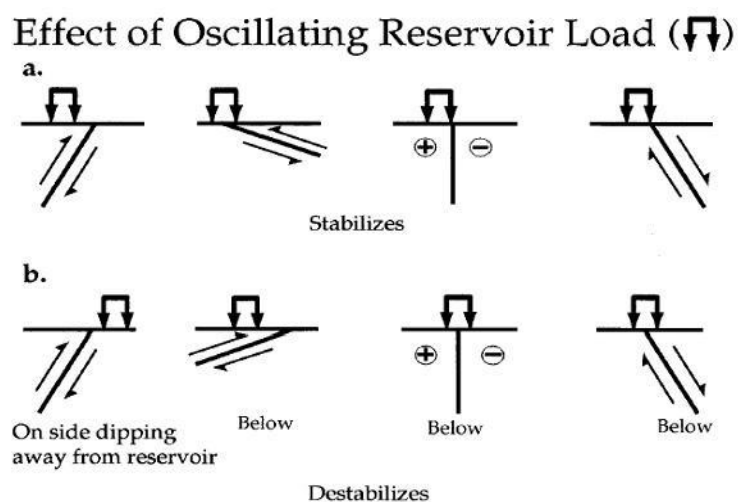
شکل ۵-۲- تغییرات پایداری گسل‌ها برای عمق‌های مختلف در زیر مخزن با در نظر گرفتن فشار منفذی. مساحت‌های رنگ شده در زیر منحنی‌ها، میزان ناپایداری در بالاترین سطح آب را نشان می‌دهند. نوع گسل و مقدار شیب آن در بالای هر شکل نشان داده شده است (Roeloff, 1988)

گروه اول، گسل‌هایی هستند که تنها با اعمال وزن مخزن ناپایدار می‌شوند و این ناپایداری با افزایش فشار منفذی افزایش می‌یابد و بیشترین ناپایداری را زمانی دارند که سطح آب و فشار منفذی در نقطه اوج خود باشند. این دسته از گسل‌ها در معرض بیشترین تغییرات پایداری قرار دارند و شامل گسل‌های زیر می‌شوند: گسل‌های معکوس با شیب تند که مخزن بر روی فرودیواره آنها قرار دارد؛ گسل‌های نرمال با شیب تند و گسل‌های امتدادلغز قائم که درست در زیر مخزن و در عمق‌های معادل با عرض مخزن قرار دارند و راندگی‌های با شیب کم و سطحی که مخزن کاملاً بر روی فرادیواره آنها قرار دارد (شکل ۵-۲).

گروه دوم از گسل‌ها، شامل گسل‌هایی می‌شوند که علی‌رغم بار وارده در نتیجه وزن مخزن پایدارند، اما زمانی که فشار منفذی افزایش یابد ناپایدار می‌شوند. زمان بیشترین میزان ناپایداری در طول سال برای این گسل‌ها وابسته به فشار منفذی، ضریب توزیع‌پذیری سیالات و ... می‌باشد. اگر هر کدام از مقادیر ضریب توزیع‌پذیری سیالات و یا فشار منفذی بالا باشند، بیشترین میزان ناپایداری در بالاترین سطح آب رخ می‌دهد. اگر این مقادیر پائین باشند، در سطوح پائین آب شاهد کاهش در پایداری بدون هیچ‌گونه کاهش در فشار منفذی خواهیم بود، چرا که در این حالت تغییر تنش الاستیک تنها عامل مؤثر در ناپایداری می‌باشد. این گروه از گسل‌ها شامل موارد زیر می‌باشند: گسل‌های معکوس با شیب تند در زیر مخزن، راندگی‌های با شیب کم و سطحی در زیر دو لبه‌های مخزن و گسل‌های نرمال در زیر مخزن و در عمق‌هایی کمتر از عرض مخزن.

گروه آخر شامل گسل‌هایی می‌شوند که در آنها میدان تنش و افزایش فشار منفذی تأثیری در پایداری مخزن ندارند. برای چنین گسل‌هایی می‌توان در سطوح کم آب، مقدار اندکی ناپایداری متصور بود. عموماً در این نوع از گسل‌ها انتظار وقوع زمین‌لرزه‌های القایی وجود ندارد، مگر اینکه یک ناحیه با توزیع‌پذیری بالا در منطقه وجود داشته باشد که اجازه دهد فشار آب منفذی افزایش یابد. این گسل‌ها

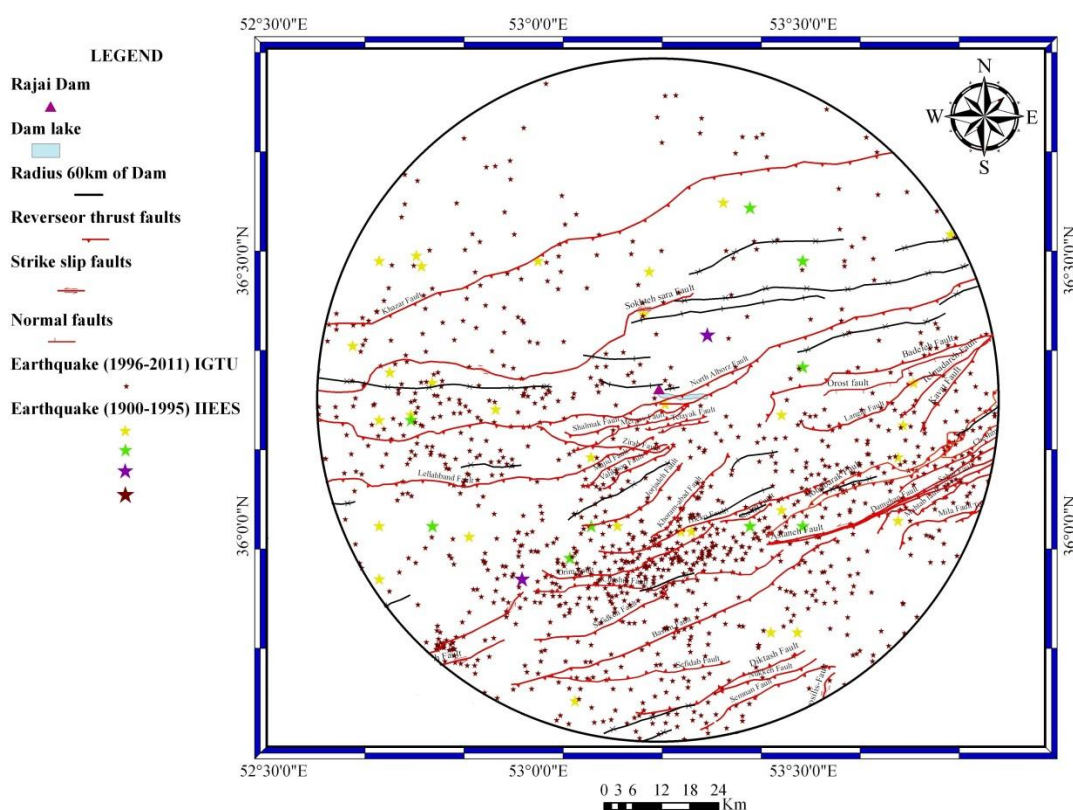
شامل موارد زیر می‌شوند: گسل‌های معکوس با شیب تند که مخزن روی فرادیواره قرار داشته باشد، راندگی‌های کم عمق در زیر مخزن و گسل‌های نرمال و امتدادلغز در لبه‌های مخزن (شکل ۵-۳۳a). تحقیقات انجام گرفته توسط گوپتا و راستوگی (Gupta and Rastogi, 1976) نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های القایی مخزن عموماً در نقاط انتهایی گسل‌ها، نقاط قفل‌شدگی در جاهایی که دو گسل با هم برخورد می‌کنند و نقاطی که در اثر عبور گسل‌ها خرد شده‌اند نیز رخ می‌دهد.



شکل ۵-۳- شکل شماتیک برای نشان دادن اثر یک مخزن در حال نوسان بر روی بلوک‌های گسلی. اثر نوسانات مخزن نهایتاً بسته به موقعیت و جهت‌گیری گسل‌ها منجر به پایداری و یا عدم پایداری در مکان مخزن (وقوع زمین‌لرزه) می‌گردد (Roeloff, 1988).

۵-۶- زمین‌لرزه‌های القایی مخزن سد شهید رجایی

قرار گرفتن سد شهید رجایی در یکی از فعال‌ترین مناطق لرزه‌خیز کشور که دارای گسل‌های فعال و لرزه‌زایی می‌باشد، ضرورت مطالعه گستره و به‌ویژه بررسی اثر دریاچه سد بر تغییرات آهنگ لرزه‌خیزی منطقه را بیش از پیش آشکار می‌سازد. شکل (۴-۵) نمایش دهنده گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های رویداده به شعاع ۶۰ کیلومتری محور سد می‌باشند.

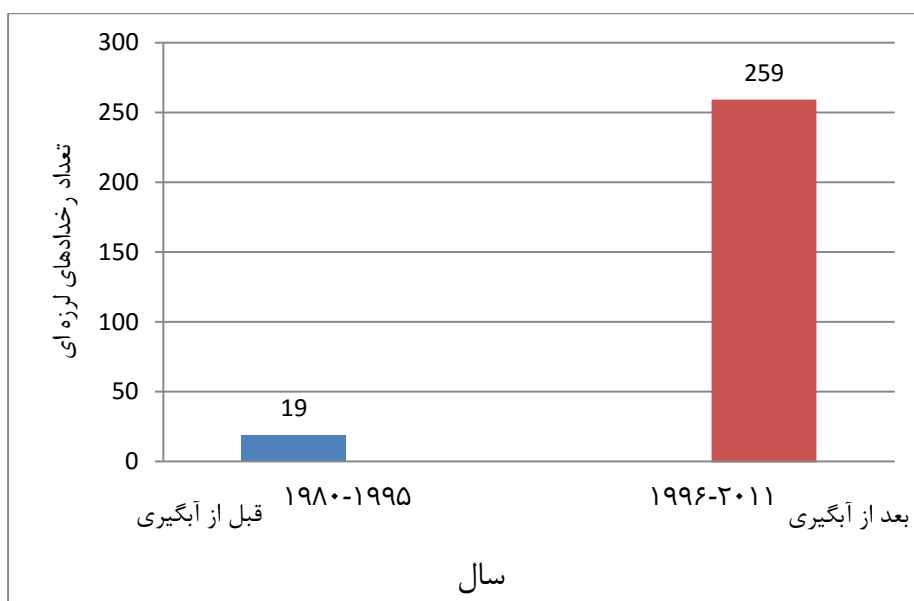


شکل ۴-۵- نقشه لرزه‌زمین‌ساخت گستره سد شهید رجایی به شعاع ۶۰ کیلومتر (زمین‌لرزه‌های بازه زمانی سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۱ میلادی)

۵-۶-۱- تعداد رخداد‌های لرزه‌ای

برای این منظور تعداد زمین‌لرزه‌های ثبت شده در دوره‌های قبل و بعد از آبگیری ارزیابی شده و در شکل (۵-۵) نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، با آبگیری سد شهید رجایی، فراوانی وقوع زمین‌لرزه‌ها نیز افزایش یافته است. این افزایش در تعداد رخداد‌های لرزه‌ای قابل

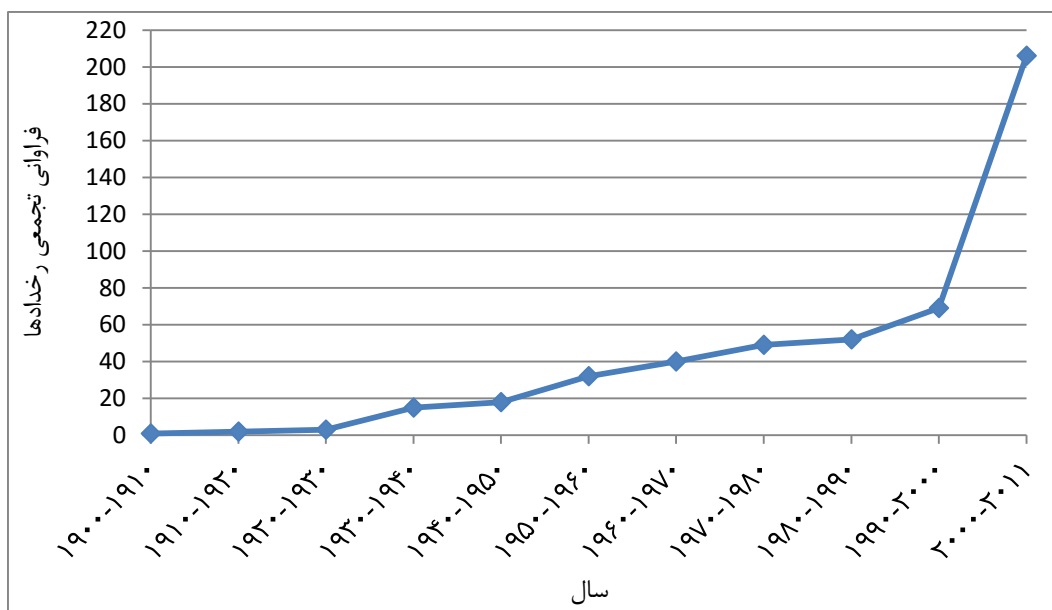
توجه بوده که البته مقداری از این افزایش را می‌توان به پیشرفت فناوری در ثبت زمین‌لرزه‌ها نسبت داد اما اظهارات ساکنین محلی در مناطق پیرامون سد حاکی از این امر می‌باشد که منطقه بعد از بهره‌برداری سد در معرض زمین‌لرزه‌های بیشتری قرار گرفته است.



شکل ۵-۵- مقایسه فراوانی زمین‌لرزه‌های قبل و بعد از آبگیری سد شهید رجایی

۵-۶-۲- نرخ وقوع زمین‌لرزه

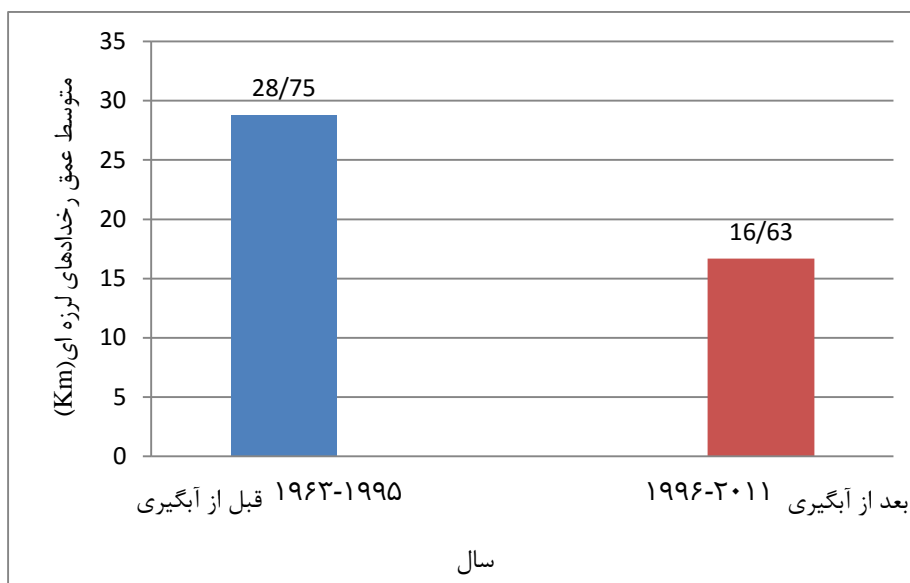
جهت تعیین نرخ وقوع زمین‌لرزه‌ها، فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته با بزرگای بیش از ۲/۵ در شعاع ۶۰ کیلومتری ساختگاه سد از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۱ میلادی به صورت بازه‌های زمانی ۱۰ ساله مورد بررسی قرار گرفت. نتیجه بدست آمده از این بخش به صورت نموداری در شکل (۵-۶) ارائه شده است. طبق این نمودار فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱ میلادی بالاترین سطح را داراست. زمین‌لرزه‌های رویداده در این بازه، ۱۳۷ رخداد است و فراوانی تجمعی به مقدار قابل توجهی افزایش داده است.



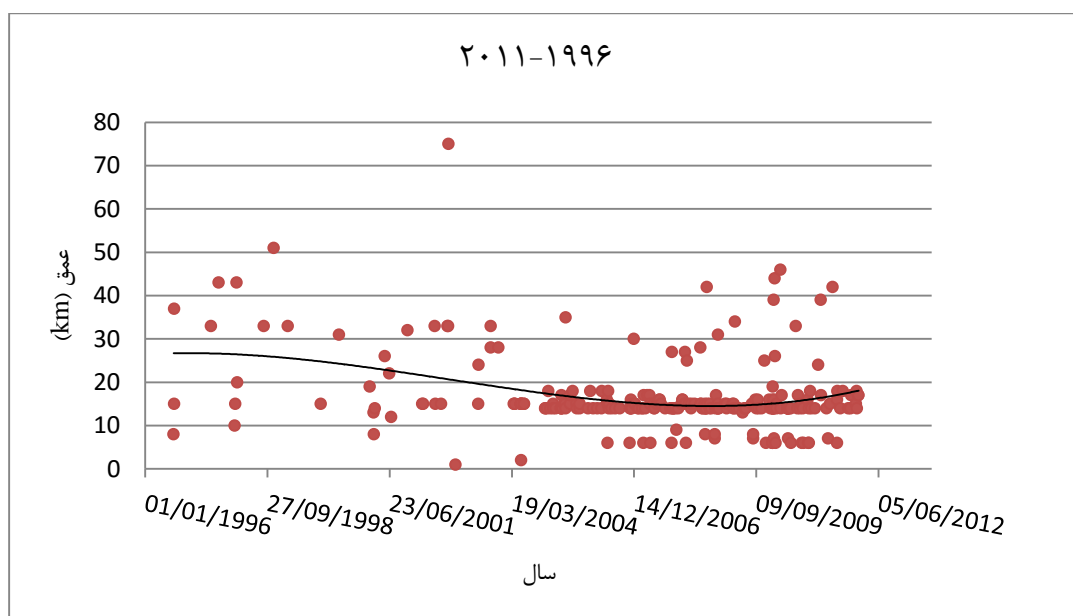
شکل ۵-۶- مقایسه فرآوانی تجمعی سالیانه زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در شعاع ۶۰ کیلومتری از ساختگاه سد شهید رجایی

۵-۶-۳- عمق کانونی رخدادهای لرزه‌ای

براساس متوسط عمق کانونی رخدادهای لرزه‌ای در محدوده سد شهید رجایی، شکل (۵-۷) ترسیم گردید و تغییرات متوسط عمق در قبل و بعد از آبگیری سد تعیین گردید. تفاوت‌های موجود در قبل و بعد از آبگیری چشم‌گیر بوده و نمایانگر کاهش متوسط عمق کانونی زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری می‌باشد. در شکل (۵-۸) منحنی تغییرات عمق زمین‌لرزه‌ها در گستره ۶۰ کیلومتری سد نشان داده شده است. با توجه به این منحنی می‌توان استنباط نمود که بعد از آبگیری سد عمق زمین‌لرزه‌ها به صورت قابل توجهی کاهش یافته و پس از حدود ۱۱ سال از آبگیری سد، عمق زمین‌لرزه‌ها افزایش یافته است.



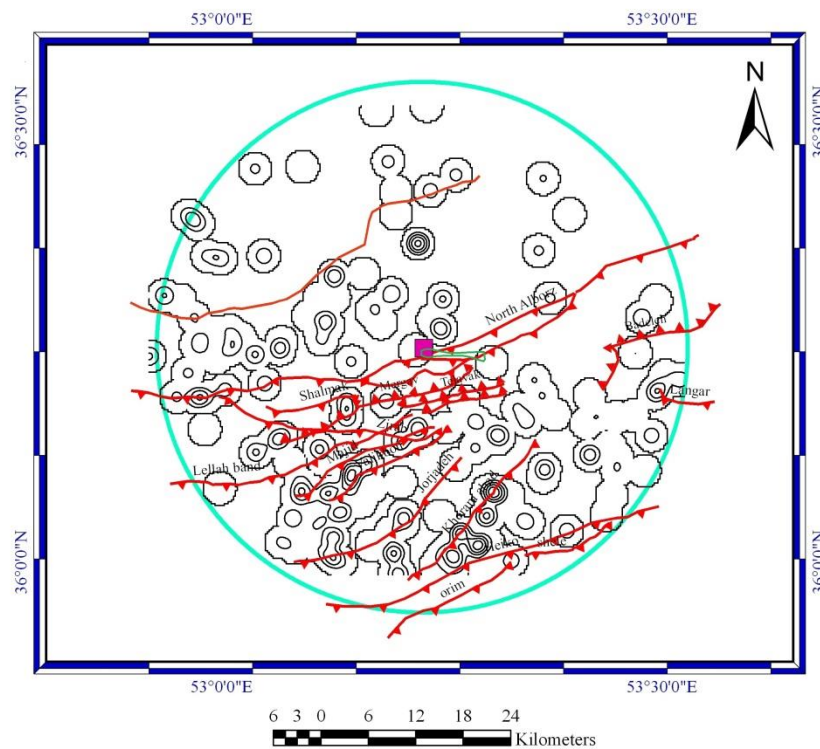
شکل ۵-۷- مقایسه متوسط عمق رخدادهای لرزه‌ای در بازه زمانی قبل و بعد از آبگیری



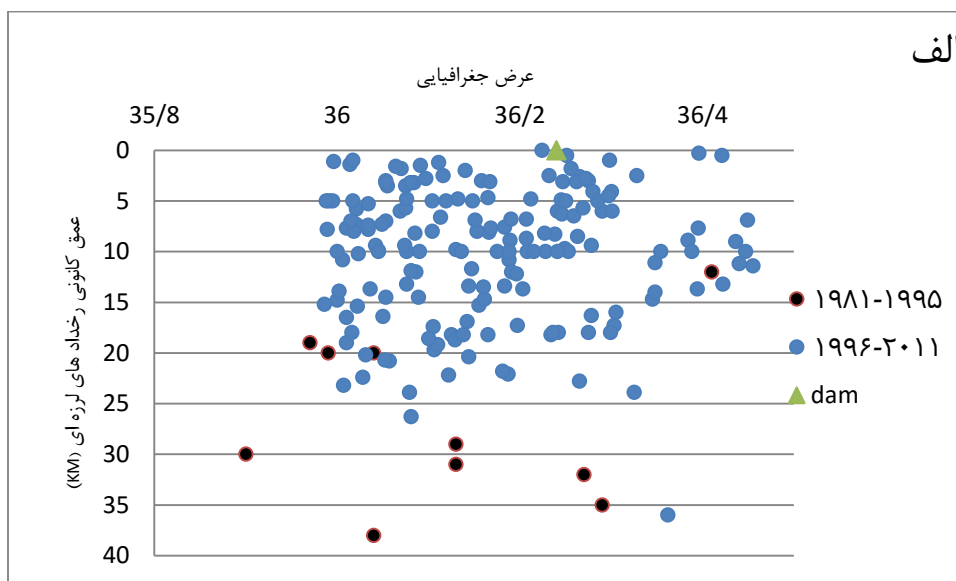
شکل ۵-۸- منحنی تغییرات عمق زمین‌لرزه‌ها بعد از آبگیری سد

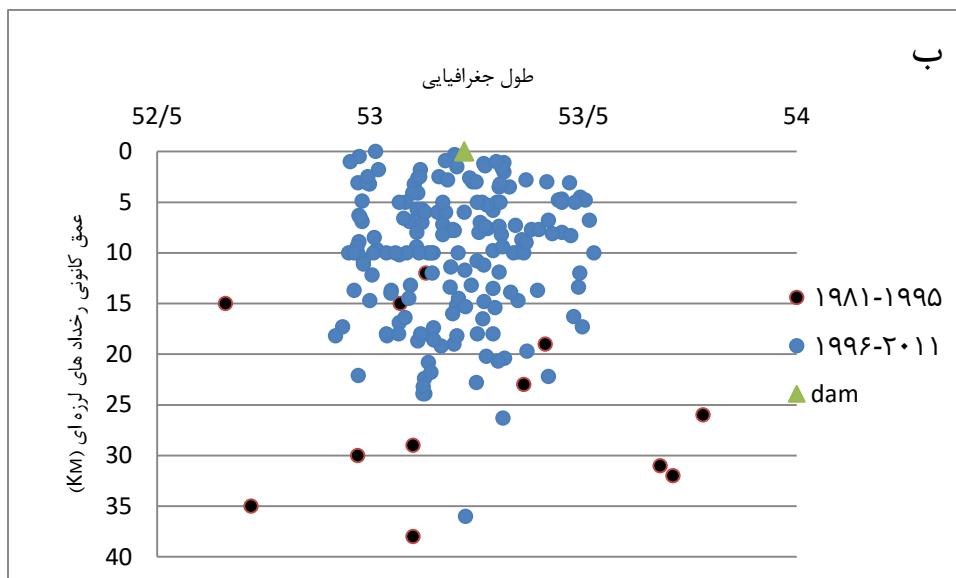
توزیع جغرافیایی زمین‌لرزه‌ها براساس عمق کانونی رخدادها نشان می‌دهد که تمرکز عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در مرز ۹ تا ۱۳ کیلومتر می‌باشد. زمین‌لرزه‌های با عمق کانونی ۱۰ و ۳۳ کیلومتر که به طور فرضی گزارش شده‌اند، از نمودارهای عمق حذف گشته‌اند. در شکل (۵-۹) نقشه کنتوری عمق

زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در فاصله ۳۰ کیلومتری سد شهید رجایی آورده شده است. با مقایسه عمق کانونی زمین‌لرزه‌های قبل و بعد از آبگیری، مشخص گردید که زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری به مراتب در اعماق کمتری نسبت به زمین‌لرزه‌های قبل از آبگیری قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱۰).



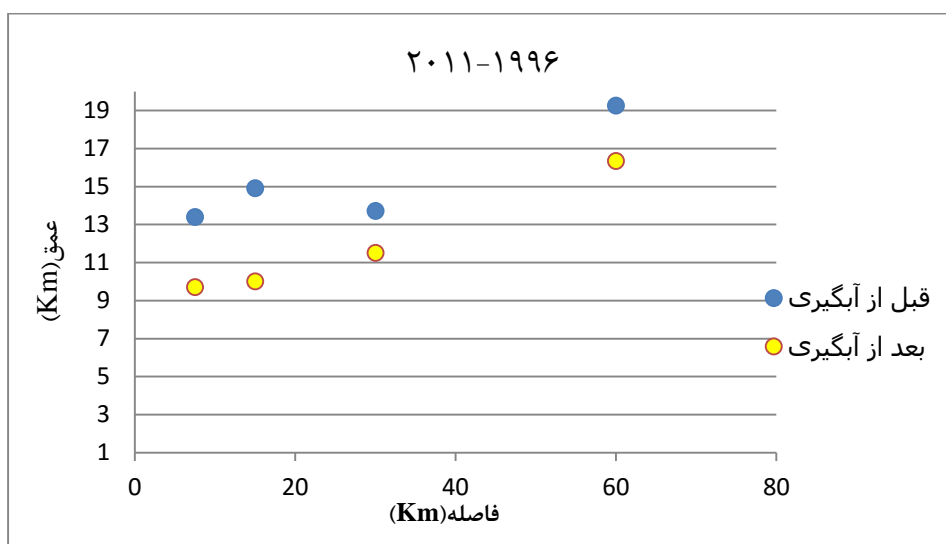
شکل ۵-۹- نقشه کنتوری مربوط به عمق زمین‌لرزه‌های شعاع ۳۰ کیلومتری سد شهید رجایی





شکل ۵-۱۰- توزیع عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در شعاع ۳۰ کیلومتری سد شهید رجایی (الف) در مقطع شمالی- جنوبی (ب) در مقطع خاوری - باختری

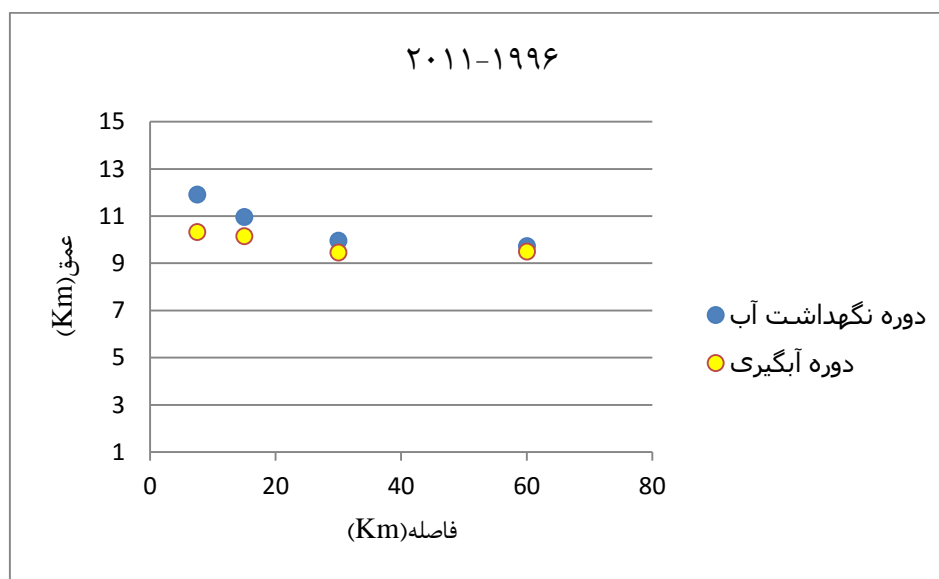
در شکل (۵-۱۱) مقادیر متوسط عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در شعاع‌های ۷/۵، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ کیلومتری از ساختگاه سد نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود در زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری با فاصله گرفتن از ساختگاه سد، عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها افزایش می‌یابد.



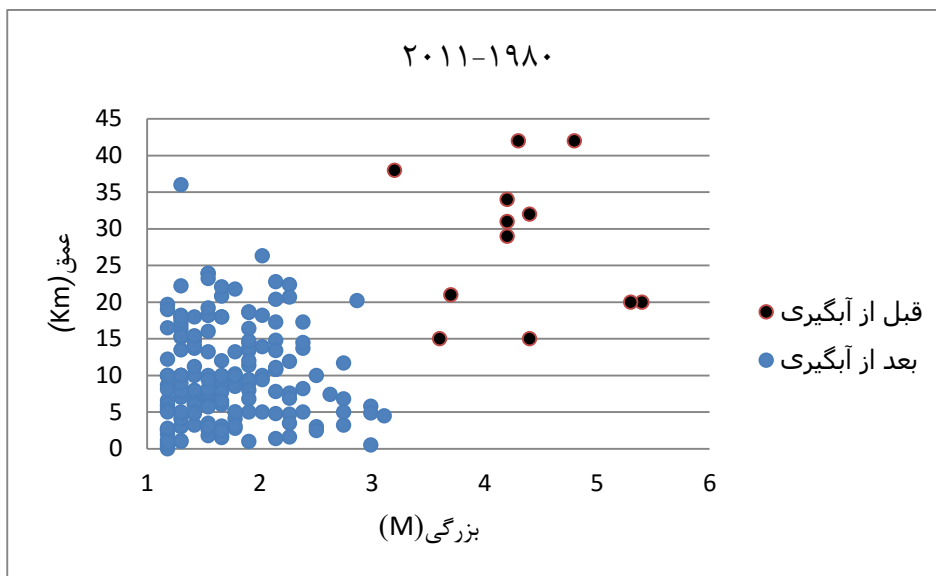
شکل ۵-۱۱- مقایسه متوسط عمق رخدادهای لرزه‌ای به فواصل مختلف از ساختگاه سد در بازه زمانی قبل و بعد از آبگیری سد

با مقایسه عمق متوسط رخدادهای لرزه‌ای در دورهٔ آبگیری مخزن با دورهٔ نگهداشت آب در مخزن (شکل ۵-۱۲)، مشخص گردید که عمق زمین‌لرزه‌های دورهٔ نگهداشت آب، بیشتر از عمق زمین‌لرزه‌های دورهٔ آبگیری بوده و این رابطه برای تمام شعاع‌های ۷/۵، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ کیلومتری قابل ذکر است. افزایش عمق زمین‌لرزه‌ها می‌تواند به دلیل مدت زمان صرف شده جهت نفوذ آب به اعماق و لایه‌های پائین‌تر باشد.

در شکل ۵-۱۳ به بررسی رابطهٔ بین عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در برابر بزرگی آنها در قبل از آبگیری با بعد از آبگیری سد پرداخته شده است. همانطور که مشاهده می‌شود، زمین‌لرزه‌های قبل از آبگیری سد دارای بزرگی و عمق کانونی بیشتری نسبت به زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری می‌باشند.



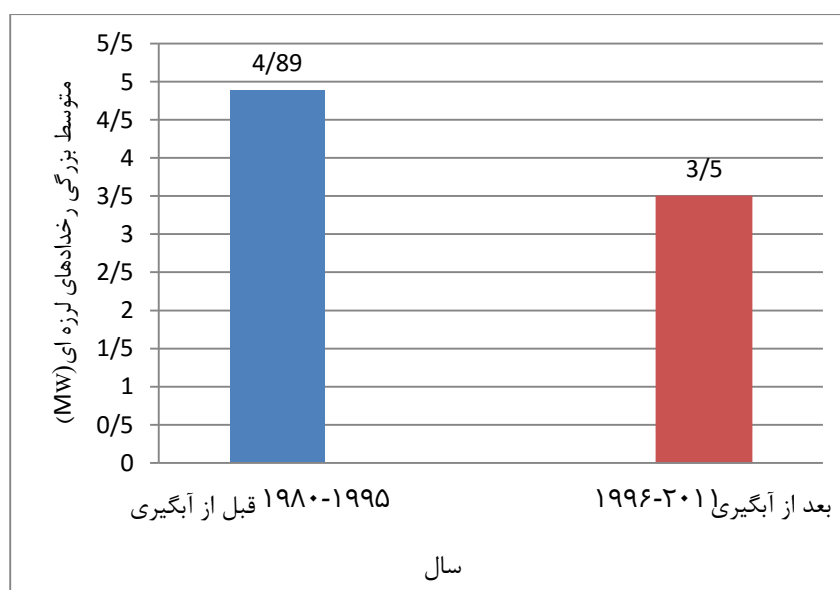
شکل ۵-۱۲- مقایسه عمق رخدادهای لرزه‌ای در دورهٔ نگهداشت آب با دورهٔ آبگیری به فواصل مختلف از ساختگاه سد



شکل ۵-۱۳- نمودار عمق در برابر بزرگی رخدادهای لرزه‌ای واقع شده در شعاع ۳۰ کیلومتری از ساختگاه سد شهید رجایی

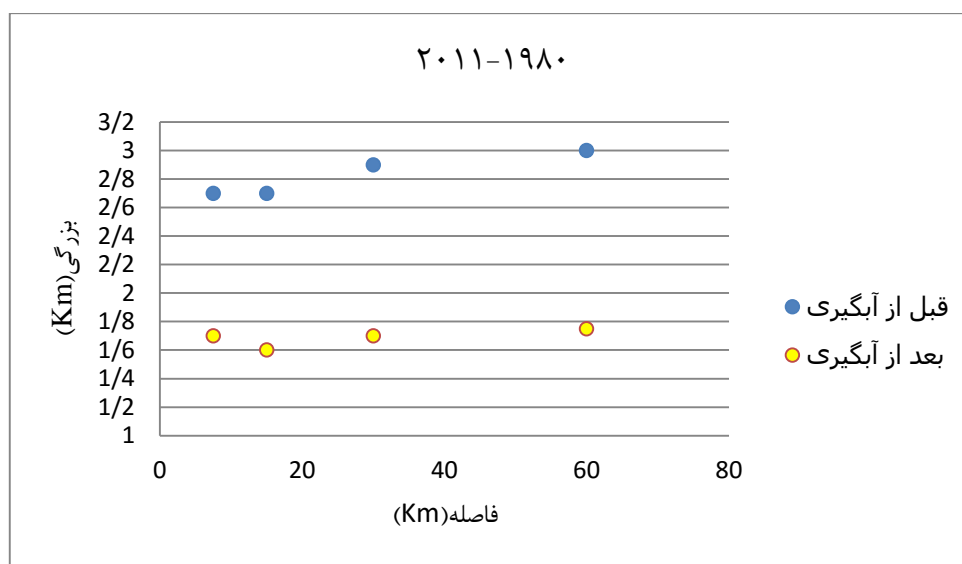
۵-۶-۴- بزرگی رخدادهای لرزه‌ای

براساس متوسط بزرگی رخدادهای لرزه‌ای در محدوده سد شهید رجایی شکل (۵-۱۴)، تغییرات متوسط بزرگی در قبل و بعد از آبگیری سد تعیین گردید. تفاوت‌های موجود در قبل و بعد از آبگیری چشم‌گیر بوده و نمایانگر کاهش متوسط بزرگی زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری می‌باشد.



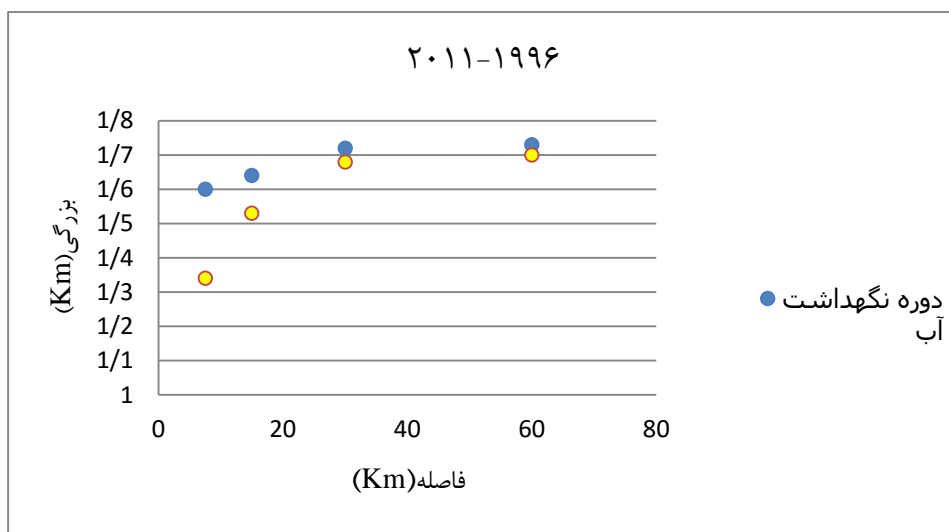
شکل ۵-۱۴- مقایسه متوسط بزرگی رخدادهای لرزه‌ای در بازه زمانی قبل و بعد از آبگیری

جهت مشاهده تغییرات بزرگی زمین‌لرزه‌ها، مقادیر متوسط بزرگی زمین‌لرزه‌ها در دو مقطع زمانی قبل از آبگیری و بعد از آبگیری در شعاع‌های ۷/۵، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ کیلومتری از ساختگاه سد مورد بررسی قرار گرفتند (شکل ۵-۱۵). مقایسه این مقادیر نشان می‌دهد که با آبگیری سد بزرگی زمین‌لرزه‌ها کاهش قابل توجهی داشته و با دور شدن از محور سد بزرگی زمین‌لرزه‌ها افزایش می‌یابد. از دلایل کاهش متوسط بزرگی زمین‌لرزه‌ها با آبگیری سد، می‌توان به کاهش مقاومت برشی سطح گسل به علت حضور آب اشاره نمود. در شکل (۵-۱۶) متوسط بزرگی زمین‌لرزه‌ها در دو دوره آبگیری سد و نگهداشت آب در مخزن با هم مقایسه شدند. همانطور که در این شکل پیداست، با گذر زمان از دوره شروع آبگیری به دوره نگهداشت آب در مخزن، متوسط بزرگی زمین‌لرزه‌ها در تمامی فواصل افزایش می‌یابد که این افزایش می‌تواند به علت برگشت به وضعیت قبل از بارگذاری مخزن باشد. به عبارت دیگر می‌توان گفت با گذشت زمان و پیشرفت آبگیری و در نتیجه افزایش بار وارده ناشی از مخزن، اثرگذاری σ_n بر روی سطح گسل از کاهش مقاومت برشی سطح گسل در اثر نفوذ آب بیشتر شده و بزرگی زمین‌لرزه‌ها افزایش می‌یابد.



شکل ۵-۱۵ - مقایسه متوسط بزرگی رخدادهای لرزه‌ای به فواصل مختلف از ساختگاه سد

در بازه زمانی قبل و بعد از آبگیری سد

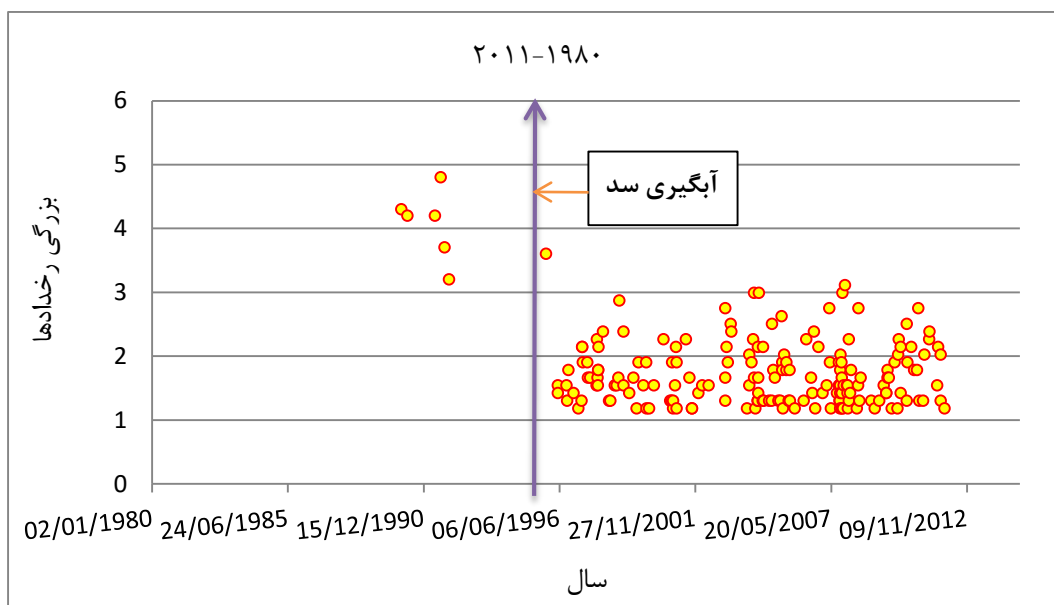


شکل ۵-۱۶- مقایسه متوسط بزرگی رخدادهای لرزه‌ای در دوره نگهداشت آب با دوره آبیگری به فواصل

مختلف از ساختگاه سد

۵-۶-۵- ارزیابی فراوانی و پارامترهای لرزه‌خیزی رخدادها

با توجه به شکل (۵-۱۷) بررسی زمانی رخدادهای لرزه‌ای در اطراف سد شهید رجایی نشان می‌دهد که هم‌زمان با آبیگری اولیه سد در سال ۱۳۷۵ (۱۹۹۶ میلادی) تعداد زمین‌لرزه‌ها افزایش یافته است. تغییرات سطح آب هم‌زمان با آبیگری و بعد از پر شدن سد سبب نوساناتی در تعداد لرزش‌های بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱ شده است که این نوسانات در شکل (۵-۱۷) نمایان است. علاوه بر افزایش دقت دستگاه‌های لرزه‌نگار می‌توان بیان نمود که به طور کلی بزرگی رخدادهای لرزه‌ای بعد از آبیگری سد کاهش یافته است. در بازه زمانی بعد از آبیگری مشاهده می‌شود که در بعضی دوره‌های زمانی تجمع بیشتری از نظر تعداد رخدادهای لرزه‌ای وجود دارد که نشان‌دهنده فعالیت بالاتر لرزه‌خیزی منطقه در آن دوره می‌باشد.



شکل ۵-۱۷- مقایسه توزیع سالیانه زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی قبل و بعد از آبگیری سد شهید رجایی

از جمله پیامدهای آبگیری سدها، تغییر پارامترهای لرزه‌خیزی اطراف سد می‌باشد. براساس رابطه‌ای که در فصل ۴ به عنوان رابطه گوتنبرگ- ریشتر جهت تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی عنوان گردید، ضرایب α (آهنگ رویداد سالیانه) و β (ضریب لرزه‌خیزی) در بازه زمانی قبل از آبگیری و بعد از آبگیری در ادامه ارائه شده است:

رابطه گوتنبرگ- ریشتر برای زمین‌لرزه‌های قبل از آبگیری (۱۹۸۰ تا ۱۹۹۵)

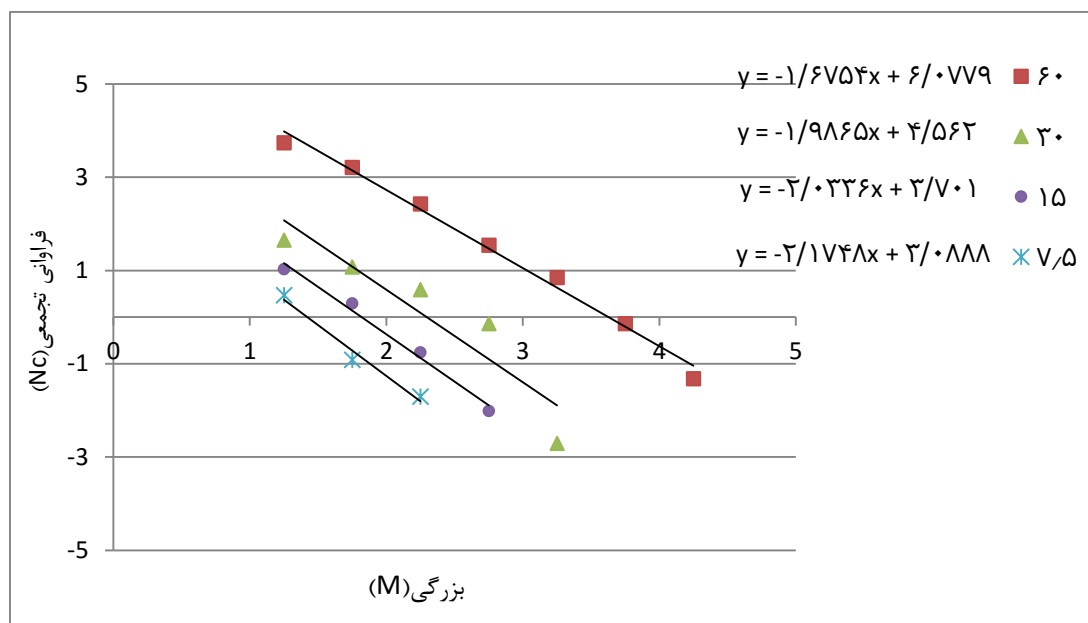
$$\ln(Nc) = 9/3 - 2/0.3M$$

رابطه گوتنبرگ- ریشتر برای زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری (۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱)

$$\ln(Nc) = 10/8 - 2/5M$$

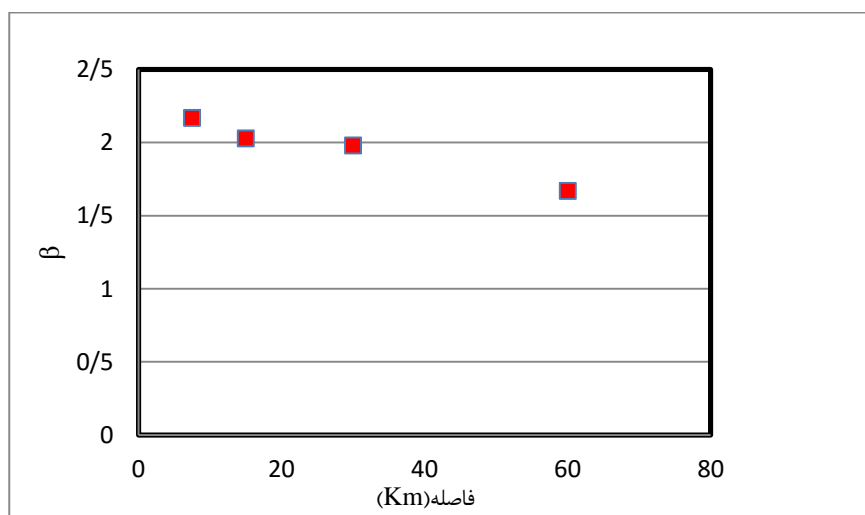
در اثر وقوع زمین‌لرزه‌های القایی مخزن، ضریب β در زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری سد نسبت به ضریب β در زمین‌لرزه‌های طبیعی قبل از آبگیری، افزایش نشان می‌دهند که علت آن افزایش زمین‌لرزه‌های با بزرگی کوچک بعد از آبگیری سد می‌باشد.

در شکل (۵-۱۸) رابطه بین فراوانی تجمعی (Nc) و بزرگای سطحی (M_s) زمین‌لرزه‌ها براساس روش گوتنبرگ- ریشتر در بازه زمانی بعد از آبگیری سد (در فواصل مختلف) مقایسه شده است.



شکل ۵-۱۸- مقایسه پارامترهای لرزه‌خیزی در دوره زمانی بعد از آبگیری (۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱) و در فواصل مختلف از محور سد

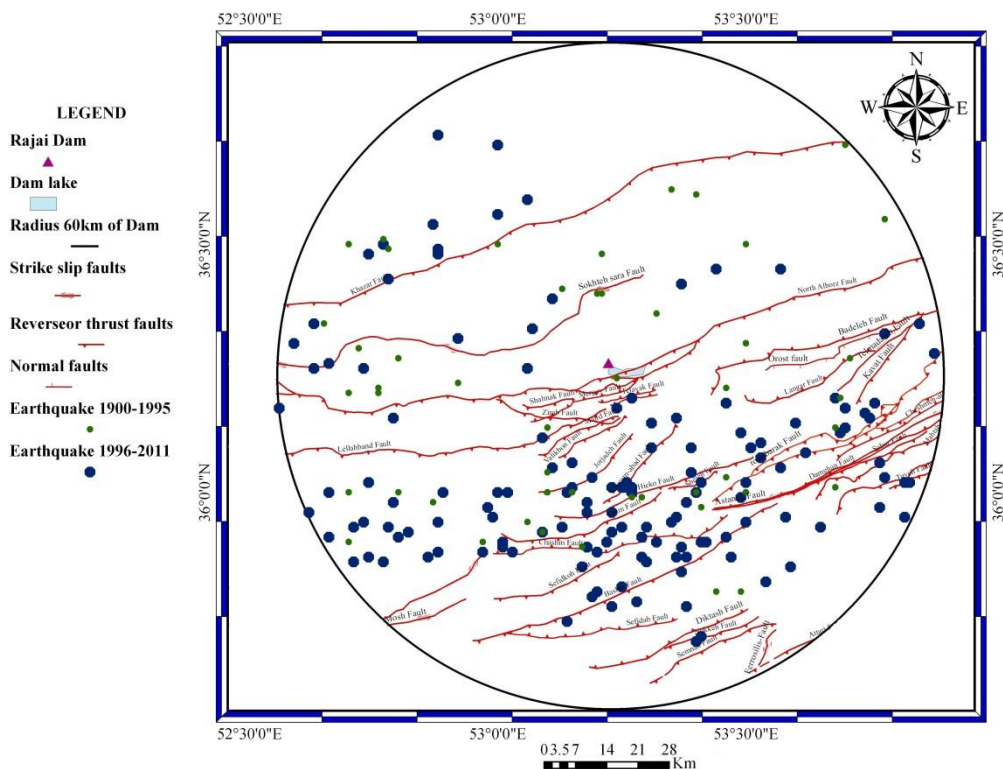
با مقایسه و بررسی ضریب لرزه‌خیزی در شعاع‌های ۷/۵، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ کیلومتری در بازه زمانی ۱۵ ساله بعد از آبگیری سد مشخص شد که ضریب β با افزایش فاصله از ساختگاه سد کاهش می‌یابد (شکل ۵-۱۹)، که می‌توان علت آن را تمرکز زمین‌لرزه‌های با بزرگی کوچک‌تر در اطراف سد دانست.



شکل ۵-۱۹- مقایسه ضریب β در فواصل مختلف از محور سد شهید رجایی

۵-۶-۶- موقعیت جغرافیایی رخدادهای لرزه‌ای

مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های قبل از آبگیری و بعد از آبگیری سد بر حسب مختصات جغرافیایی نشان می‌دهد که رخدادهای لرزه‌ای قبل و بعد از آبگیری در نیمه جنوبی دارای تمرکز بالایی هستند که علت آن وجود گسل‌های متعدد و اصلی زون لرزه‌خیز البرز در این منطقه است. اما زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری علاوه بر تعداد بیشتر، در فاصله نزدیکتری نسبت به دریاچه سد قرار داشته و حکایت از فعالیت گسل‌های شناخته شده در بخش جنوبی دریاچه سد را دارند. در نیمه شمالی منطقه نیز می‌توان تمرکز زمین‌لرزه‌های قبل از آبگیری را در بخش شمال خاوری و تمرکز زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری را در بخش شمال باختری مشاهده نمود (شکل ۵-۲۰). زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری در بخش شمال باختری پیروی خاصی از روند گسل‌های موجود از جمله گسل خزر را دارند که شاید بتوان یکی از دلایل فعالیت بیشتر را به آبگیری سد نسبت داد.

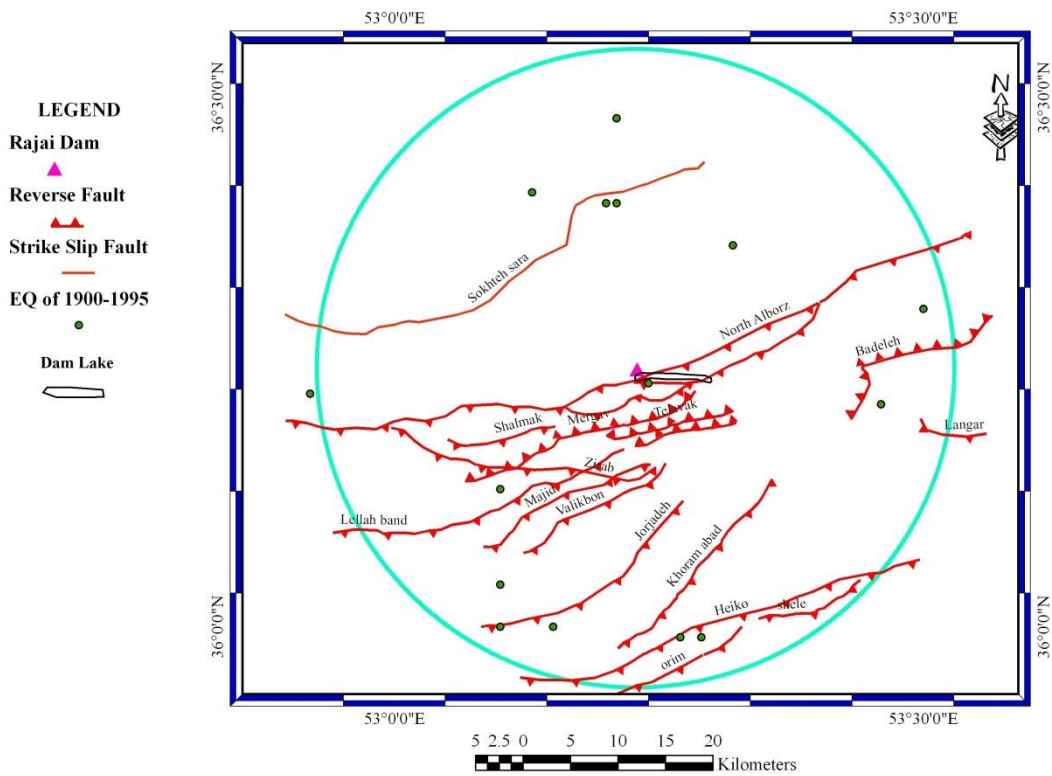


شکل ۵-۲۰- موقعیت جغرافیایی رخدادهای لرزه‌ای سد شهید رجایی در شعاع ۶۰ کیلومتری از ساختگاه

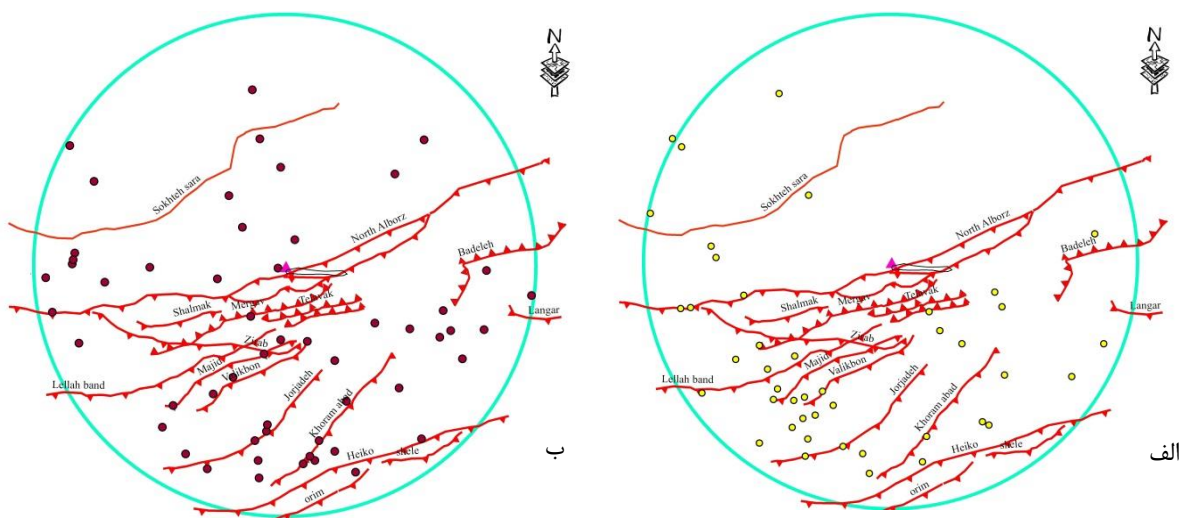
۵-۶-۷- تغییرات زمانی موقعیت کانون سطحی زمین‌لرزه‌ها

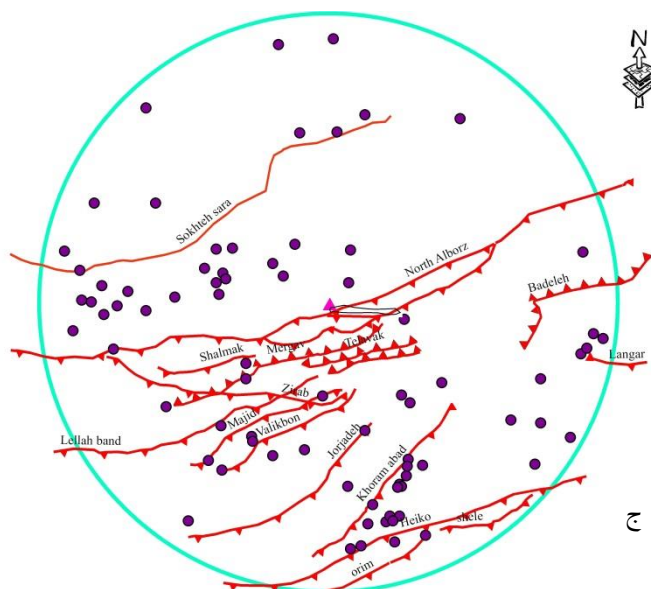
در شکل‌های (۲۱-۵ و ۲۲-۵) پراکندگی کانون سطحی زمین‌لرزه‌های واقع در شعاع ۳۰ کیلومتری محور سد شهید رجایی در بازه زمانی ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۱ نشان داده شده است. با توجه به شکل (۲۲-۵) ملاحظه می‌گردد که رخداد‌های لرزه‌ای در دوره‌های ۵ ساله بعد از آبگیری نسبت به قبل از آبگیری تغییر موقعیت داده‌اند.

نقشه توزیع جغرافیایی زمین‌لرزه‌ها و پراکندگی کانون سطحی زمین‌لرزه‌های واقع در ۱۵ کیلومتری محور سد در بازه قبل از آبگیری (۱۹۰۰ تا ۱۹۹۵) (شکل ۲۱-۵) و بعد از آبگیری (۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱) (شکل ۲۲-۵) نشان می‌دهد که تا قبل از آبگیری سد شاهد زمین‌لرزه‌های زیادی در گستره نیستیم و اکثراً در محدوده زون‌های گسلی قرار دارند. بعد از آبگیری سد تعداد زمین‌لرزه‌ها به میزان قابل توجهی افزایش یافته و در مورد تغییرات زمانی محل وقوع زمین‌لرزه‌ها می‌توان اظهار نمود که علاوه بر افزایش تعداد زمین‌لرزه‌ها در سه بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۰، ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۱ شاهد نزدیک شدن این زمین‌لرزه‌ها به ساختگاه سد می‌باشیم. زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری در بخش‌های شمال باختر و جنوب سد دارای بیشترین تمرکز می‌باشند.



شکل ۵-۲۱- توزیع جغرافیایی زمین‌لرزه‌های رخ داده در بازه زمانی سال ۱۹۰۰ تا ۱۹۹۵ در شعاع ۱۵ کیلومتری





شکل ۵-۲۲- توزیع جغرافیایی زمین‌لرزه‌های بعد از آبگیری سد در شعاع

۱۵ کیلومتری، الف) بازه ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۰، ب) بازه ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵، ج)

بازه ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۱

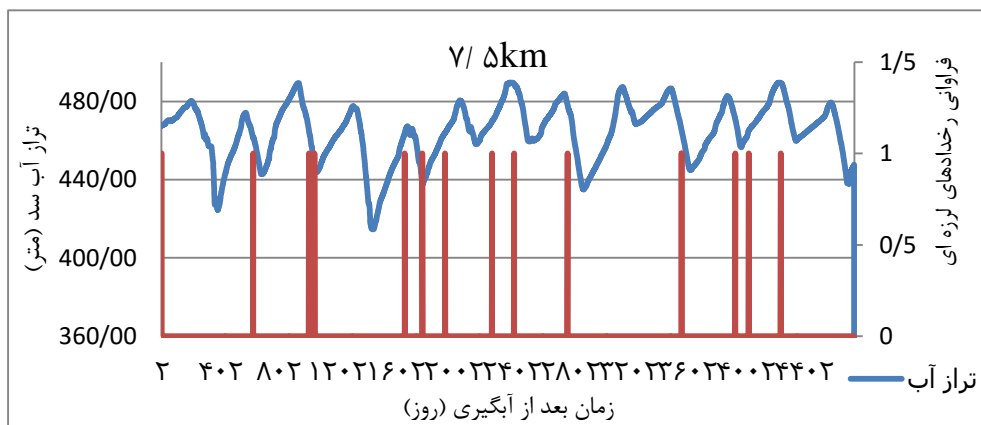
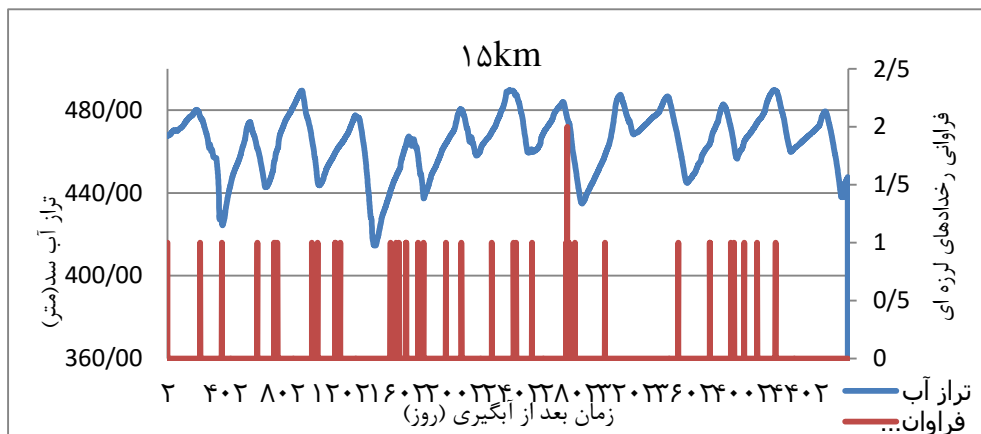
۵-۶-۸- رابطه بین تغییرات تراز آب و وقوع زمین‌لرزه‌ها

سد شهید رجایی در سال ۱۳۷۵ به بهره‌برداری رسیده و آبگیری اولیه انجام پذیرفت. آبگیری مداوم سد از سال ۱۳۷۷ صورت پذیرفت و داده‌های تراز آب سد از تاریخ ۱۳۷۷/۷/۱ تا ۱۳۹۰/۶/۳۱ مورد بررسی قرار گرفت. با آبگیری سد در تاریخ ۱۳۷۷/۷/۱، یعنی شروع سال آبی، رقم آب مخزن شروع به بالا رفتن کرد و از رقم ۴۶۷/۲۴ به رقم ۴۸۰/۲۴ (بر حسب متر) در تاریخ ۱۳۷۸/۱/۲۸ رسید و حجم آب مخزن به بالاترین مقدار خود رسید. پس از این تاریخ و تا اوایل مهر ماه ۱۳۷۸ سیر نزولی در سطح تراز آب ادامه داشته و با شروع سال آبی جدید، تراز آب مخزن نیز دوباره افزایش یافت. این تغییرات رقم آب مخزن هر ساله ادامه داشته و بنا به گزارشات مدیریت بهره‌برداری سد، در سال‌های آبی ۷۹-۸۰، ۸۳-۸۴ و ۸۹-۹۰ بالا آمدن سطح تراز آب منجر به سرریز از سد شده است.

از آنجایی که هیچ شبکه لرزه‌نگاری محلی، قبل و به هنگام آبگیری در اطراف سد شهید رجایی و در منطقه سد وجود نداشته، لذا تلاش گردید تا صرفاً با استفاده از زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط

ایستگاه‌های لرزه‌نگاری ملی مرکز لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، به بررسی ارتباط میان تکمیل آبگیری سد و تغییر آهنگ لرزه‌خیزی منطقه پرداخته شود.

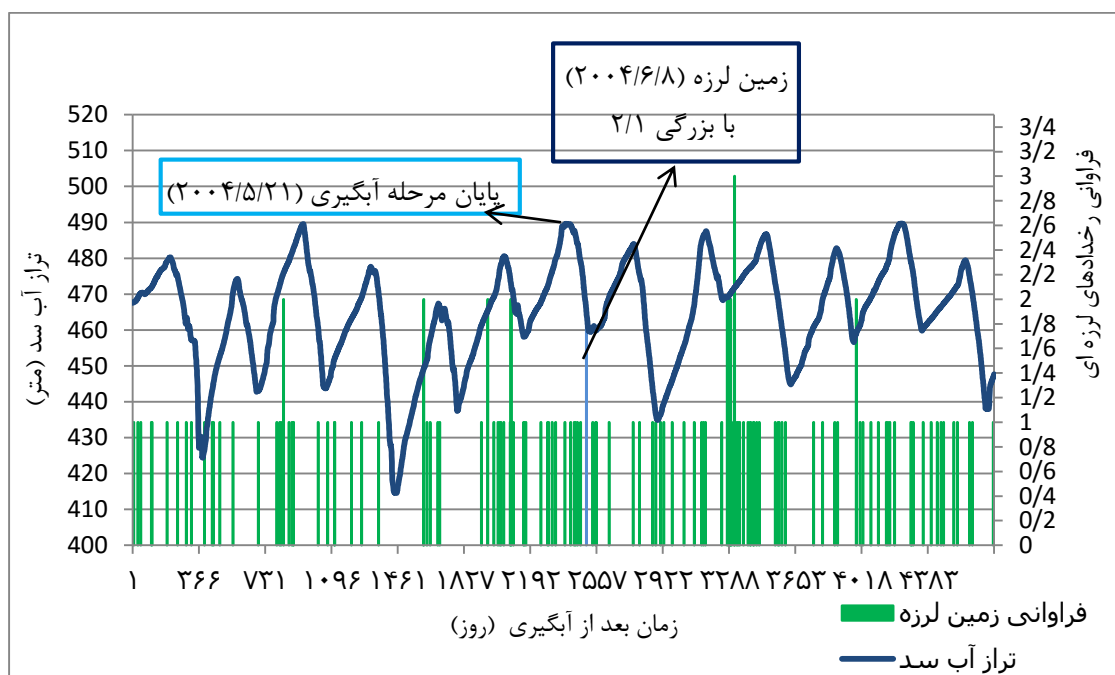
با توجه به شکل (۵-۲۳)، سطح تراز روزانه آب سد و فراوانی تجمعی رخدادهای لرزه‌ای (نرمال شده به مساحت) با هم مورد مقایسه قرار گرفتند. براساس این مقایسه ملاحظه می‌گردد که هم‌خوانی مناسبی بین تراز آب و تعداد زمین‌لرزه‌ها در فواصل مختلف از محور سد وجود دارد. در فاصله‌های نزدیک‌تر، با کاهش تراز آب تعداد زمین‌لرزه‌ها افزایش ناگهانی را تجربه می‌نماید. همچنین مدت زمان لازم برای مسطح شدن منحنی فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها برای فواصل نزدیک، کوتاه‌تر و برای فواصل دورتر، بلندتر است؛ به عبارت دیگر با افزایش ارتفاع آب، لرزه‌خیزی القایی به فواصل دورتر از مخزن منتقل می‌گردد.



شکل ۵-۲۳- مقایسه تراز روزانه سطح آب با فراوانی رخدادهای لرزه‌ای در هر روز در فواصل ۱۵ و ۷/۵ کیلومتری

همانطور که در شکل (۵-۲۴) مشاهده می‌گردد، ظاهراً ارتباط بین زمین‌لرزه‌ها با کاهش تراز آب نسبت به افزایش تراز آب بیشتر است و شاید بتوان دلیل آن را ناگهانی بودن برداشت دانست، زیرا شیب برداشت آب در همه دوره‌ها بیشتر از شیب پر شدن مخزن است.

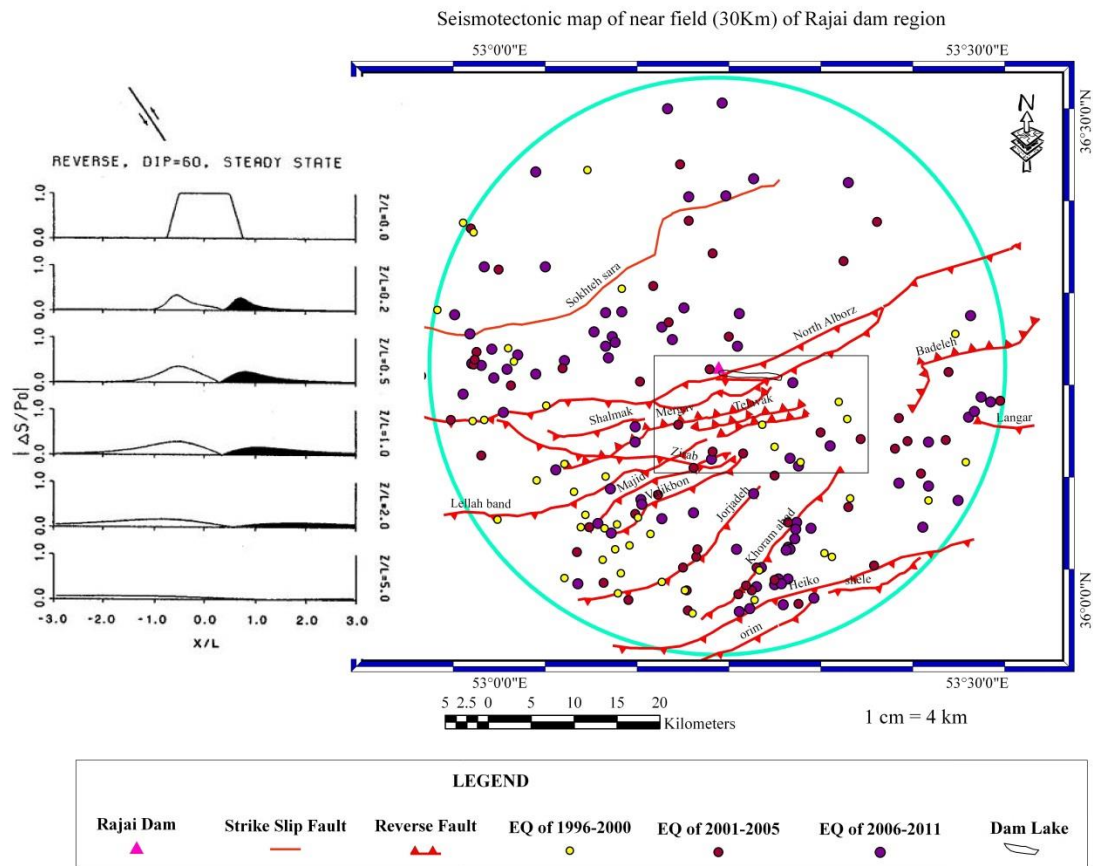
به دنبال افزایش تراز آب سد، شاهد افزایش لرزه‌خیزی در تاریخ ۲۰۰۴/۶/۸ و بعد از ۲۸ روز پس از رسیدن سطح تراز آب دریاچه سد به حد بیشینه خود، سبب وقوع زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۲/۱ و در فاصله ۲۱ کیلومتری محور سد گردید. با توجه به ارتباط زمانی و مکانی این زمین‌لرزه‌ها با سد و آنگیری آن، احتمال القایی بودن این زمین‌لرزه افزایش یافته و می‌توان آنها را در ارتباط با مخزن دانست.



شکل ۵-۲۴- نمایش کلی تغییرات سطح آب و فراوانی رخدادهای لرزه‌ای در گستره ۳۰ کیلومتری سد شهید رجایی

۵-۶-۹- ارتباط بین گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های القایی مخزن

همانطور که پیش‌تر به ارتباط بین انواع گسل‌ها و ایجاد ناپایداری در مخازن توسط هر کدام از آنها اشاره گردید، در این بخش به بررسی ارتباط بین گسل شمال البرز و زمین‌لرزه‌های القایی مخزن سد شهید رجایی پرداخته خواهد شد. گسل شمال البرز از جمله گسل‌هایی است که زمین‌لرزه‌های بسیاری متأثر از فعالیت آن بوده‌اند. این گسل در بخش جنوبی دریاچه سد قرار گرفته که یکی از شاخه‌های گسلی آن از میان دریاچه سد و به فاصله حدود ۸۰۰ متری از محور سد قرار دارد، لذا بخشی از مخزن سد بر روی فرادیواره گسل شمال البرز قرار می‌گیرد. روند غالب گسل شمال البرز در شعاع ۳۰ کیلومتری سد شهید رجایی، شمال خاوری- جنوب باختری بوده و دارای سازوکار معکوس با شیب حدود ۶۰ درجه به سمت جنوب است، در نتیجه گسل شمال البرز مطابقت خوبی با حالت گسل معکوس با شیب تند (گروه اول) که در بخش جلویی سد باعث ایجاد ناپایداری‌های شدید می‌شود را نشان می‌دهد (شکل ۵-۲۵). در بررسی تغییرات سطح تراز آب و فراوانی زمین‌لرزه‌ها، مشخص گردید که ارتباطی بین کاهش سطح تراز آب و وقوع زمین‌لرزه‌ها وجود دارد که سازوکار معکوس گسل شمال البرز نیز مؤید همین موضوع است. زیرا آنگیری سد و افزایش سطح تراز آب سبب افزایش فشار بر روی فرادیواره گسل و کاهش جابجایی فرادیواره به سمت بالا می‌گردد، اما به هنگام برداشت آب از سد و کاهش سطح تراز آب، فرادیواره به سمت بالا آمده و در نتیجه سبب وقوع زمین‌لرزه می‌گردد. این امر با فعالیت لرزه‌خیزی در بخش جنوبی سد همخوانی خوبی را به نمایش گذاشته و شاید بتوان افزایش رخدادهای لرزه‌ای جنوب سد شهید رجایی بعد از احداث سد شهید رجایی را متأثر از وجود مخزن سد در این ناحیه دانست.



شکل ۵-۲۵- مقایسهٔ حالت گسل معکوس با شیب ۶۰ درجه و فعالیت لرزه‌خیزی در بخش جنوبی دریاچهٔ سد شهید رجایی

فصل ششم

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

در فصل‌های پیشین این نوشتار، گسترهٔ سد شهید رجایی به شعاع ۱۰۰ کیلومتری از دیدگاه زمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت، ارزیابی توان لرزه‌زایی سرچشمه‌های لرزه‌زا، تحلیل خطر زمین‌لرزه و همچنین زمین‌لرزه‌های القایی مخزن مورد بررسی قرار گرفت و جنبه‌های مهم آن از هر دیدگاه تفسیر گردید. براساس پژوهش صورت گرفته و مطالب عنوان شده، در این بخش به تشریح و ارائهٔ نتایج بدست آمده پرداخته می‌شود.

۱-۶- زمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت

- مطالعهٔ صورت گرفته بر روی گسل‌های منطقهٔ مورد مطالعه نشان می‌دهد که اغلب گسل‌های اصلی منطقه به تبعیت از راستای البرز خاوری، دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری می‌باشند. در این مطالعه گسل‌های مرگاو، تلاوک، شالمک، ولیک‌بن، مجید، خرم آباد، زیرآب و جور جاده با سازوکار غالب معکوس و گسل سوخته‌سرا با سازوکار غالب امتدادلغز در گسترهٔ ۳۰ کیلومتری ساختگاه سد شهید رجایی شناسایی و معرفی گردیدند.

۲-۶- ارزیابی توان لرزه‌زایی سرچشمه‌های لرزه‌زا

- براساس تفکیک قطعات گسلی بر پایهٔ ویژگی‌های هندسی و داده‌های لرزه‌ای، گسل‌های شمال تهران و خزر در گسترهٔ ۱۰۰ کیلومتری ساختگاه سد شهید رجایی به سه قطعه تفکیک گردیدند. بخشی از گسل مشا که در گسترهٔ مورد مطالعه قرار می‌گیرد، براساس ویژگی‌های هندسی قابل تجزیه به دو قطعه می‌باشد. گسل دامغان مشابه با کار امیدی و همکاران (۱۳۸۰) به چهار قطعه تفکیک گردید.

- در این مطالعه مشخص گردید که بخش زیادی از دریاچهٔ سد شهید رجایی در پهنهٔ گسیختگی گسل شمال البرز قرار گرفته، همچنین شهرهای ساری، قائم‌شهر، نکا و بهشهر در پهنهٔ گسیختگی گسل خزر قرار می‌گیرند.

- با درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها بر پایه بُعد فرکتالی می‌توان درجه فعالیت بالای گسل‌های فعال منطقه از جمله گسل‌های شمال البرز، دامغان، بادله، لکه‌بند، سوخته‌سرا و گرمسار را تأیید نمود.

- براساس درجه‌بندی فعالیت گسل‌ها بر پایه گشتاور لرزه‌ای و نرخ لغزش این نوع درجه‌بندی، گسل‌های دامغان، مشا آستانه، رمه و چشمه‌علی که دارای میزان لغزش کم هستند، می‌توانند سبب وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگی شوند.

- براساس نقشه پهنه‌بندی پتانسیل لرزه‌زایی مشخص گردید که بخش جنوب و جنوب خاوری ساختگاه سد در فاصله ۵ تا ۳۰ کیلومتری به صورت پهنه‌ای با بیشترین پتانسیل لرزه‌زایی و به عبارتی پرخطرترین بخش گستره می‌باشد. این پهنه پرخطر هم راستا با گسل‌های آستانه، فیروزکوه و مشا است.

۳-۶- تحلیل خطر زمین‌لرزه

- در بررسی‌های صورت گرفته بر روی زمین‌لرزه‌های رویداده در محدوده مورد مطالعه (کاتالوگ IGTU) ژرفای 11 ± 2 کیلومتر به عنوان لایه لرزه‌زا (Seismogenic zone) در نظر گرفته می‌شود.

- با تحلیل خطر زمین‌لرزه به روش تعیینی مشخص گردید که قطعه شماره ۲ گسل شمال البرز با توان لرزه‌زایی $M_s=6/8$ و در فاصله کمتر از ۱ کیلومتری ساختگاه سد شهید رجایی، دارای بیشینه مقادیر شتاب افقی و قائم جنبش نیرومند زمین به ترتیب معادل $0/48g$ و $0/34g$ در سطح ۵۰ درصد روابط کاهیدگی می‌باشد.

- در تحلیل خطر زمین‌لرزه به روش احتمالاتی و با استفاده از نرم‌افزار Seisrisk III، در دوره بازگشت ۱۰۰ سال (عمر مفید سد) و در سطح ۵۰ درصد روابط کاهیدگی، شتاب افقی و قائم جنبش نیرومند زمین به ترتیب معادل $0/25g$ و $0/12g$ می‌باشند.

۴-۶- زمین لرزه‌های القایی مخزن

- بررسی زمین لرزه‌های فواصل ۷/۵، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ کیلومتری از سد نشان می‌دهد که پس از آبگیری سد، فراوانی و نرخ وقوع زمین لرزه‌ها به میزان قابل توجهی افزایش یافته و متوسط عمق کانونی و بزرگی رخدادهای لرزه‌ای کاهش یافته است.

- ضریب β در زمین لرزه‌های پس از آبگیری سد نسبت به زمین لرزه‌های قبل از آبگیری سد افزایش و با افزایش فاصله از ساختگاه، کاهش می‌یابد.

- در بررسی ارتباط بین تغییرات تراز آب و وقوع زمین لرزه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که ارتباط بین وقوع زمین لرزه‌ها با کاهش تراز آب بیشتر از ارتباط با افزایش تراز آب بوده به عبارت دیگر باربرداری اثر بیشتری در تحریک زمین لرزه‌ها داشته است که دلیل آن سازوکار معکوس گسل‌های منطقه می‌باشد.

- با توجه به قرارگیری بخش اعظمی از دریاچه سد شهید رجایی بر روی فرادیواره گسل معکوس شمال البرز و با استناد به ارتباط بین کاهش تراز آب و وقوع زمین لرزه‌ها و همچنین افزایش وقوع زمین لرزه در بخش جنوبی سد، می‌توان گسل شمال البرز را مطابق با گسل‌های با حالت معکوس با شیب تند (گروه اول تقسیم‌بندی Roeloff)، که در بخش جنوبی سد سبب ایجاد ناپایداری می‌شوند، در نظر گرفت.

۵-۶- پیشنهادها

- مطالعه دقیق گسل شمال البرز و بررسی احتمال فرار آب به دلیل عبور آن از میان دریاچه سد

- مراقبت‌های لرزه‌ای سد به معنی نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری و شتابنگاری

- ادامه مطالعات بر روی زمین لرزه‌های القایی به منظور تعیین سازوکار کانونی این نوع از زمین لرزه‌ها

- ادامه مطالعات در راستای تحلیل ریسک گسلش و زمین لرزه به معنی تخمین تلفات و خسارات

پیوست‌ها

پیوست ۱- فهرست زمین‌لرزه‌های تاریخی رویداده در محدوده مورد مطالعه

(برگرفته از Ambersyses and Mellvile, 1982 و بربریان (۱۳۷۵))

ردیف	زمان	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	بزرگی (Mw)
1	743	35.3	52.2	7.2
2	856.12.22	36.2	54.3	7.9
3	856	35.8	54.3	
4	859	36.2	54.3	
5	1102	36.3	54.1	
6	1127	36.3	53.6	6.8
7	1301	36.1	53.2	6.7
8	1687	36.3	52.6	6.5
9	1805	36.2	52.4	
10	1808.6.26	36.2	52.4	6.5
11	1809	36.3	52.5	6.4
12	1815	35.9	52.2	
13	1825	36.1	52.6	6.6
14	1830.3.27	35.5	52.5	7
15	1830.4.6	35.9	52.6	
16	1852	35.9	54.3	
17	1868	34.9	52.5	6.4

پیوست ۲- فهرست زمین‌لرزه‌های دستگاهی رویداده در محدوده مورد مطالعه پس از حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها

و در بازه زمانی ۱۹۰۰ تا ۱۹۹۵ میلادی (کاتالوگ IIEES)

ردیف	زمان وقوع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق (km)	بزرگی (Mw)
1	1924.9.27	37	53	16	5.3
2	1932.5.20	36.5	53.5		5.6
3	1935.3.5	35.94	53.06		5.9
4	1935.4.11	36.36	53.32		7.2
5	1935.4.15	35.9	54	70	5
6	1951.11.13	35.89	53.17	69	4.5
7	1952.5.20	36.6	53.4	12	5.6
8	1957.7.2	36.07	52.47		7.1
9	1957.10.25	36.4	53.2	13	4.9
10	1966.10.3	35.8	53.44	14	4.9
11	1967.2.3	36.7	53.7	27	4.3
12	1967.11.10	36	53.89	5	5
13	1967.12.10	36.19	53.69	19	5
14	1968.5.19	36.61	53.35	22	4.6
15	1968.7.29	36.72	53.85	14	4.8
16	1968.12.12	35.8	53.39	27	4.9
17	1969.5.12	35.5	53.1	29	4.3

ردیف	زمان وقوع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق (km)	بزرگی (Mw)
18	1971.9.8	36.2	52.76	30	5.2
29	1972.2.23	36.21	53.46	73	4.6
20	1972.8.8	36.51	52.77	42	4.8
21	1973.2.15	36.89	53.29		5.1
22	1973.10.27	35.77	52.57	29	4.3
23	1974.11.5	36.22	52.92	15	4.6
24	1975.11.6	36	53.15	6	4.6
25	1976.1.31	36.63	53.81	24	4.2
26	1977.2.20	36.4	53.21	33	4.3
27	1979.3.18	36.34	52.65	33	4.5
28	1982.2.5	36.13	53.68	33	4.5
29	1983.3.25	36.04	52.29	20	5.5
30	1985.7.8	36.27	53.71	33	4.7
31	1985.10.14	35.58	52.66	15	4.7
32	1986.3.26	36.01	53.68	34	4.6
33	1987.11.25	35.67	53.07	33	4.4
34	1990.1.20	35.9	52.97	30	5.9
35	1991.8.23	35.99	53.27	42	5
36	1991.9.8	35.38	53.36	15	4.4
37	1991.10.17	36.41	53.13	33	4.1
38	1992.9.22	36.29	52.72	35	5.1
39	1993.19.18	36.55	53.78	33	4.5
40	1995.6.3	35.92	53.09	50	4.2
41	1995.11.23	35.97	53.41	15	4

پیوست ۳- فهرست زمین‌لرزه‌های دستگاهی رویداده در محدوده مورد مطالعه پس از حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها

و در بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱ میلادی (کاتالوگ IGTU)

ردیف	زمان وقوع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق کانونی (km)	فاصله (km)	بزرگی (Ms)
1	1996.01.16	36.42	54.21	1.2	97.6	3.6
2	1996.06.28	35.70	52.41	15.4	101	3.4
3	1996.09.16	35.87	53.01	10.8	47.9	4.1
4	1997.08.26	36.46	53.02	6.3	31	4.1
5	1997.09.16	36.57	54.01	14.9	84.6	5.0
6	1997.10.20	35.49	53.45	8.1	88.6	3.1
7	1997.11.20	35.96	52.97	22.2	41.1	4.1
8	1997.12.17	35.93	52.97	8	44.6	3.3
9	1998.01.09	36.47	52.24	6.5	100	4.7
10	1998.03.03	35.98	53.70	0.8	56	3.4
11	1998.03.18	35.57	53.07	9.4	78.6	3.1
12	1998.04.07	36.16	52.77	10.3	46	3.7
13	1998.05.20	35.84	53.77	13.6	70.5	3.7
14	1998.06.10	35.88	53.97	6.4	83.8	3.6
15	1998.06.17	35.67	52.87	8.2	73.7	3.6
16	1998.07.04	35.64	52.97	11.3	73.1	3.1

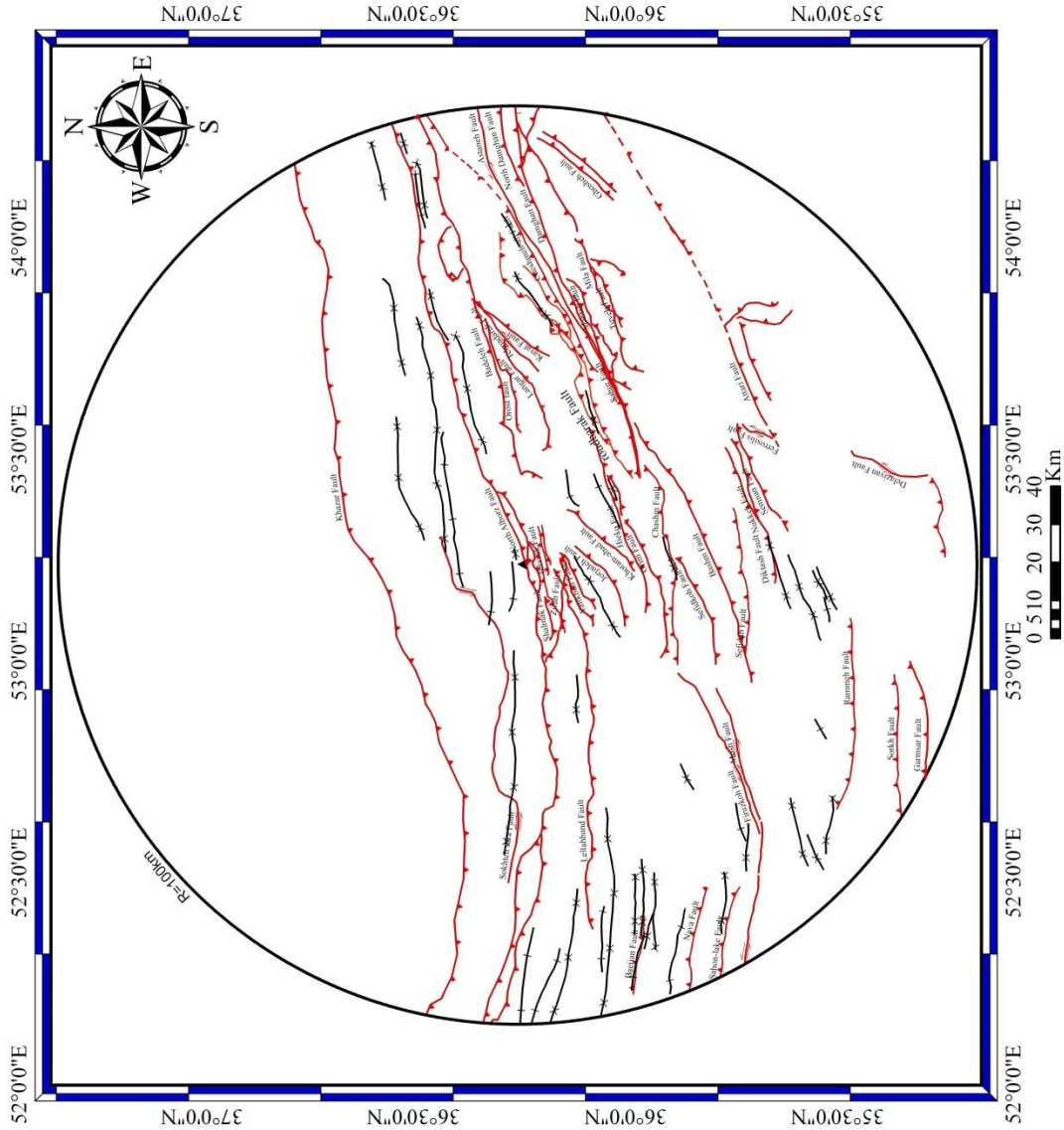
ردیف	زمان وقوع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق کانونی (km)	فاصله (km)	بزرگی (Ms)
17	1998.07.07	36.43	52.23	7.4	99.3	3.7
18	1998.07.22	36.42	52.24	8.8	98.5	3.2
19	1998.08.30	36.58	52.50	14.1	79.6	3.7
20	1998.09.02	35.99	53.46	13	37.3	3.1
21	1998.09.11	35.69	53.70	6	78.9	3.4
22	1998.09.27	35.92	53.18	8.5	38.1	3.2
23	1998.09.29	36.91	53.98	12.6	104	3.5
24	1998.10.26	35.73	52.98	17.1	64	3.4
25	1998.11.06	36.03	53.27	20.2	25.3	3.4
26	1998.11.19	35.93	53.55	4.2	48.7	3.4
27	1998.11.23	36.08	53.99	29	77.6	3.3
28	1999.03.13	35.95	53.31	9.2	35.4	3.7
29	1999.03.17	35.86	53.69	6.5	63.6	3.3
30	1999.05.01	35.96	53.07	8.7	36.5	3.3
31	1999.05.21	35.26	53.40	8.8	112	4.5
32	1999.05.26	36.03	54.08	15	87.4	3.5
33	1999.05.28	36.13	52.93	15	31.8	3.2
34	1999.11.06	35.91	53.07	16.3	41.5	3.1
35	1999.12.09	36.36	53.79	25.8	56.3	4.4
36	1999.12.21	36.29	52.24	8.1	97.3	3.3
37	2000.03.24	37.13	53.24	18	97.5	3.1
38	2000.05.06	36.19	53.57	9.8	34.4	3.5
39	2000.06.12	36.19	53.97	2.1	73	3.2
40	2000.07.22	35.72	52.74	9.2	76.5	3.4
41	2000.08.28	35.40	53.79	2.7	110	3.2
42	2000.11.05	36.22	53.61	11.3	37.8	3.1
43	2000.11.19	36.09	53.78	13.3	57.5	3.2
44	2001.02.12	36.30	52.53	12.5	68.5	3.2
45	2001.03.04	35.27	53.38	23	111	4.5
46	2001.05.04	35.99	53.76	1.9	59.7	3.2
47	2001.05.16	36.06	52.76	9.6	50.7	4.1
48	2001.06.24	35.93	52.22	13.8	104	3.6
49	2001.07.07	35.74	52.46	12.3	95.4	3.4
50	2001.07.21	36.50	53.63	13.4	48.6	3.3
51	2001.09.03	35.53	53.96	12.9	108	3.2
52	2001.10.19	35.71	53.25	11.7	61.2	3.1
53	2001.11.17	35.92	53.21	6.1	37.4	3.4
54	2002.03.09	35.93	52.90	13.5	48.1	3.6
55	2002.05.13	35.39	53.12	12.2	97.9	4.4
56	2002.07.07	35.74	53.23	12.5	57.6	3.7
57	2002.08.03	36.18	52.52	13.2	69.5	3.1
58	2002.10.18	35.83	52.23	26.2	109	3.9
59	2002.10.26	35.67	53.20	25.8	65.8	3.1
60	2002.11.18	35.86	52.93	14.8	52.4	3.7
61	2003.01.24	35.71	53.09	16.3	61.9	3.3
62	2003.02.14	36.19	53.42	6.8	20	3.3
63	2003.02.17	35.86	53.16	16.6	44.5	3.1

ردیف	زمان وقوع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق کانونی (km)	فاصله (km)	بزرگی (Ms)
64	2003.02.17	35.65	53.20	18	67.3	3.3
65	2003.02.24	36.11	53.78	7.4	56.7	3.6
66	2003.04.27	36.69	52.95	21.7	55.9	3.2
67	2003.05.02	36.05	53.21	10	23.4	3.1
68	2003.05.10	35.58	53.22	20.8	75.7	3.8
69	2003.05.23	35.69	53.91	7.6	92	3.9
70	2003.06.22	35.52	52.65	10.4	99.4	4.5
71	2003.07.10	35.81	52.81	23.1	64.1	3.2
72	2003.09.15	35.41	52.95	32.5	98.2	3.1
73	2003.09.30	36.25	53.02	1	20	4.0
74	2003.10.23	36.58	54.08	8.3	90.5	3.2
75	2003.12.06	35.59	52.48	13.3	104	3.3
76	2004.02.21	35.76	52.31	4.7	105	4.4
77	2004.04.13	36.02	53.29	5.8	26.7	3.5
78	2004.06.01	35.89	53.16	11.4	41.9	3.3
79	2004.06.04	36.13	53.54	7.7	33.6	4.4
80	2004.06.21	36.25	52.97	0.5	24.7	3.5
81	2004.06.27	35.92	52.67	4.9	66.3	3.6
82	2004.07.26	36.35	54.05	3.9	81.5	3.1
83	2004.08.21	36.47	54.12	3.3	90.4	3.4
84	2004.09.24	35.70	52.46	19.1	97.7	3.9
85	2004.10.28	35.39	52.79	11.1	105	3.1
86	2004.12.17	36.00	53.24	0.9	28.9	3.6
87	2004.12.21	36.12	53.61		40.2	3.2
88	2005.01.01	36.16	53.41	3	21.2	3.1
89	2005.01.13	35.50	53.29	2	84.5	3.8
90	2005.01.29	35.99	52.36	4.9	90.1	3.4
91	2005.02.20	36.48	52.94	8.8	37.3	4.6
92	2005.04.18	36.32	54.09	10	84.7	3.1
93	2005.04.28	35.88	53.29	10	42.9	3.4
94	2005.05.22	36.03	53.27	7.4	24.9	3.2
95	2005.06.01	35.47	53.10	13.2	88.9	3.4
96	2005.06.08	36.42	54.19	10	96.2	3.5
97	2005.07.30	36.39	52.48	10	74.9	3.4
98	2005.08.29	35.78	52.27	5.7	108	3.1
99	2005.08.31	36.07	53.67	10	47.8	3.8
100	2005.09.26	36.30	53.37	10	15.2	3.6
101	2005.11.28	36.31	53.92	10	68.1	3.1
102	2005.12.22	36.01	53.42	10	32.9	3.7
103	2006.01.13	35.64	53.31		68.8	3.2
104	2006.03.26	36.03	53.75	4.9	56.9	3.3
105	2006.05.07	35.47	53.42	11.7	89.8	3.3
106	2006.05.23	36.33	54.15		90.4	3.1
107	2006.07.28	36.17	54.21	4	97.2	3.5
108	2006.08.16	36.89	53.97	8	102	3.4
109	2006.08.28	35.34	53.30	10	102	3.7
110	2006.11.13	36.34	54.10	4	85.6	4.1

ردیف	زمان وقوع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق کانونی (km)	فاصله (km)	بزرگی (Ms)
111	2006.11.18	35.52	53.16	17.4	83	3.3
112	2006.11.26	35.92	53.29	5	38.2	3.2
113	2006.12.12	36.65	52.95	7.9	52.4	3.2
114	2006.12.20	36.19	53.84	12	60.1	4.2
115	2007.02.18	36.49	52.77	7.1	52.4	3.2
116	2007.02.22	36.81	53.87	19.1	88.4	3.2
117	2007.04.03	35.89	53.10	2	43	3.7
118	2007.04.17	35.37	53.18	9.8	98.6	3.2
119	2007.04.24	36.08	53.10	3.2	22.9	3.3
120	2007.05.31	36.10	53.61	12.3	41	3.1
121	2007.10.18	35.79	52.52	3	86.8	3.3
122	2007.11.01	35.96	52.36	6.6	91.1	3.4
123	2007.11.05	36.25	52.98	4.9	24.1	3.5
124	2007.11.25	36.26	52.35	5.6	85.9	3.1
125	2007.12.12	36.30	53.49	4.5	26.5	3.6
126	2008.01.07	35.94	53.21	5	35.4	3.6
127	2008.02.03	36.59	52.94	6	47.3	3.2
128	2008.02.12	36.23	52.59	4.1	62.9	3.2
129	2008.02.20	35.97	53.23	3	32.1	3.2
130	2008.03.08	36.27	54.02	5	78	3.7
131	2008.03.26	36.38	52.61	9.2	62.5	4.6
132	2008.04.24	35.74	52.61	4	84	3.6
133	2008.06.09	36.65	52.27	6.8	103	3.1
134	2008.06.13	35.88	53.56	3	52.8	3.1
135	2008.06.29	36.03	52.47	2.3	78.2	3.2
136	2008.07.16	35.94	53.19	5	35.3	4.2
137	2008.07.25	35.66	54.03	5	102	3.2
138	2008.08.06	36.14	53.84	2.6	61.1	3.1
139	2008.08.28	35.98	53.41	5.5	35.6	3.2
140	2008.09.07	36.30	53.94	3	70	3.1
141	2008.10.04	35.98	52.29	7.4	97.3	3.2
142	2008.10.31	36.13	53.82	2.9	59.8	3.3
143	2008.12.16	35.41	52.75	2.1	105	3.6
144	2008.12.27	36.64	53.57	5	54.2	3.2
145	2009.01.09	36.37	53.96	2	72.7	3.3
146	2009.01.10	36.08	53.66	2	46.4	3.2
147	2009.02.28	36.33	53.88	4.4	64.2	3.5
148	2009.03.07	36.45	52.52	8.5	72.7	3.4
149	2009.03.12	36.31	54.04	3.5	80.3	3.2
150	2009.04.02	36.04	52.33	3.7	91	3.1
151	2009.04.17	35.34	52.92	6.6	106	3.1
152	2009.06.09	35.89	53.03	3.5	44.8	3.7
153	2009.09.22	36.20	52.92	2.5	31	3.1
154	2009.10.22	36.98	52.93	9	86.1	3.1
155	2009.11.16	36.54	52.89	18.1	45.6	3.4
156	2010.01.05	37.08	53.00	9.9	94.7	3.4
157	2010.01.20	35.79	52.86	3.5	63	4.2

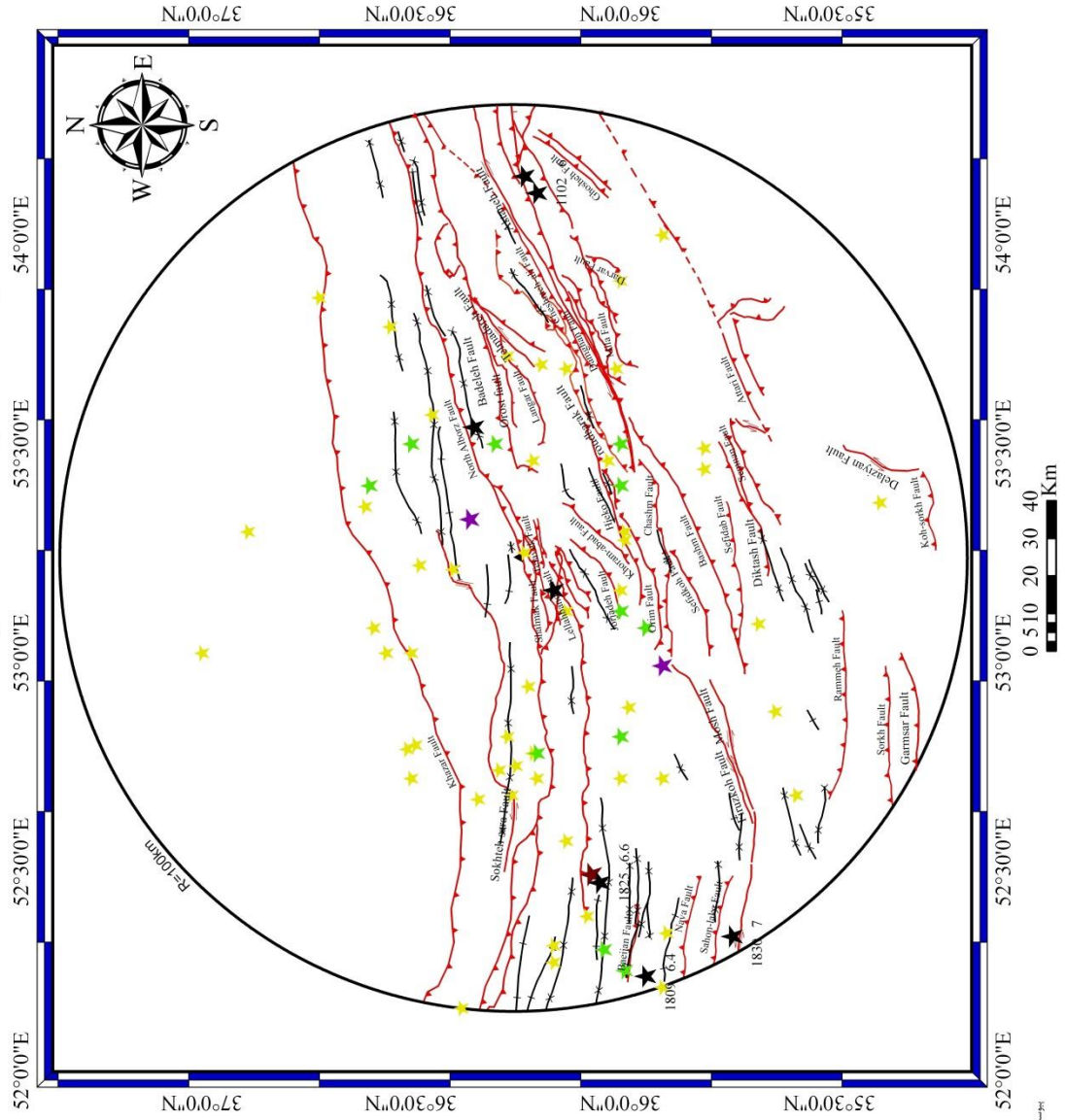
ردیف	زمان وقوع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق کانونی (km)	فاصله (km)	بزرگی (Ms)
158	2010.02.22	36.77	54.14	2.8	106	3.2
159	2010.02.23	35.94	53.37	5.2	38.4	3.3
160	2010.03.29	35.79	52.81	5.8	66.2	3.6
161	2010.05.25	35.95	53.33	6.8	35.9	3.4
162	2010.05.26	36.00	54.01	12	82.2	3.7
163	2010.06.09	36.12	53.12	2.5	18.9	3.1
164	2010.07.07	37.02	52.77	10	96.3	3.2
165	2010.08.18	36.68	52.32	1.7	100	3.1
166	2010.09.18	35.84	52.87	4	58.2	3.3
167	2010.09.25	35.93	53.18	5	36.1	3.6
168	2010.11.04	36.10	53.65	5	45.2	3.1
169	2010.11.10	36.35	52.72	3.9	50.6	3.2
170	2010.11.25	36.15	53.22	11.7	11.9	3.3
171	2010.12.06	35.94	53.31	5	35.9	3.1
172	2011.01.28	35.81	53.24	5	50	3.3
173	2011.02.20	35.52	53.35	4.6	82.6	3.3
174	2011.05.27	36.03	53.59	5	43.3	3.2
175	2011.07.03	35.69	53.33	2.8	64.5	3.6
176	2011.07.05	36.73	52.86	5.5	64.4	3.8
177	2011.10.20	36.41	52.24	22.2	98.5	3.1
178	2011.10.26	36.97	52.94	8.6	85.2	3.2
179	2011.12.03	36.30	54.19	3.2	94.3	3.1
180	2011.12.09	35.92	53.20	5	37.1	3.3

Structural Map of Shahid Rajai Dam region



پروژه: نقشه ساختاری کمربند سد شهید رجایی به شعاع ۱۰۰ کیلومتر

Seismotectonic Map of Shahid Rajai Dam region

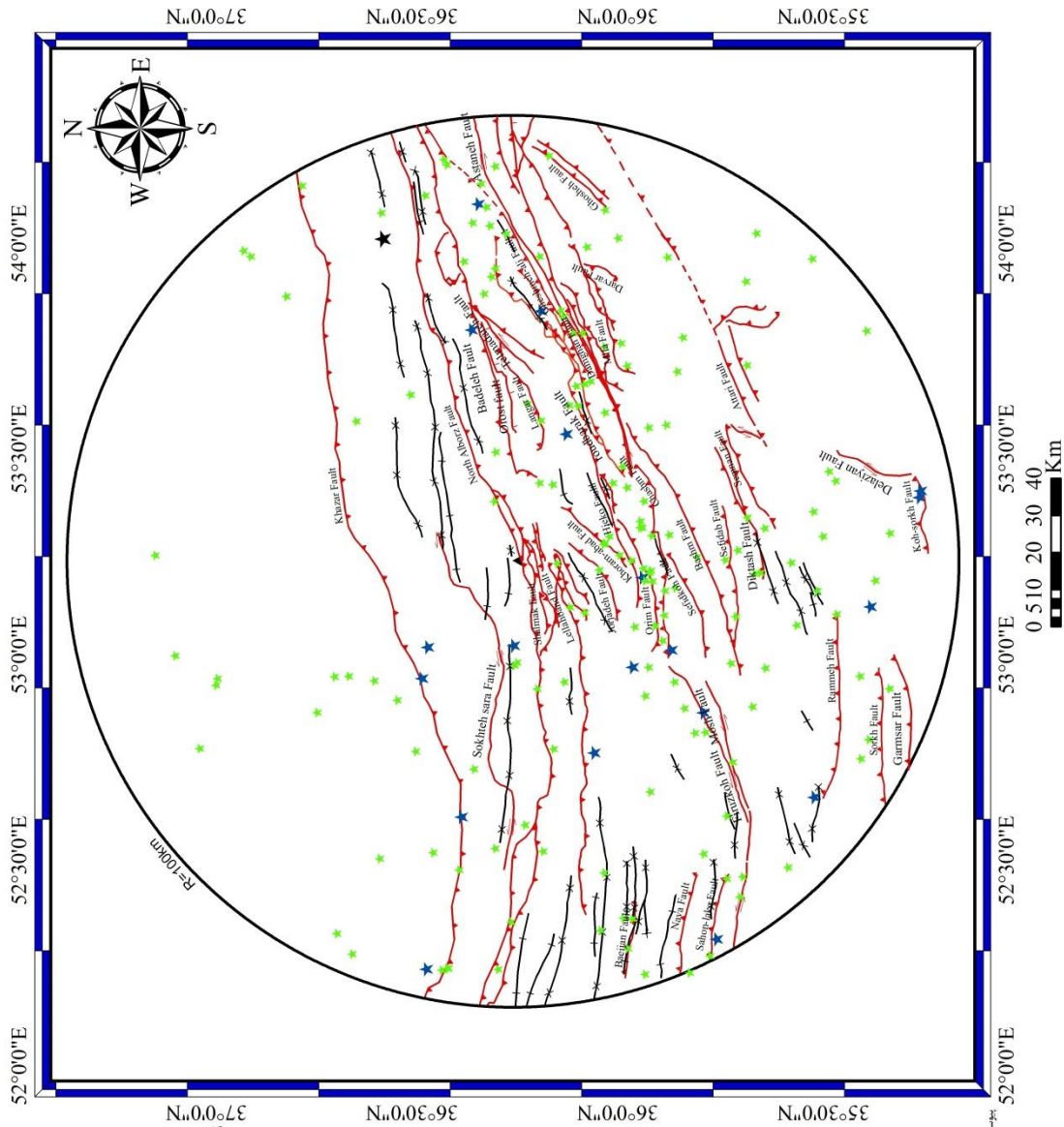


LEGEND

- ▲ Rajai Dam
- Radius 100km of Dam
- Reverse thrust faults
- Normal faults
- Strike slip faults
- Axial trace of Anticline
- Axial trace of Syncline
- ★ Historical Earthquake
- ★ Mw=4-4.99
- ★ Mw=5-5.99
- ★ Mw=6-6.99
- ★ Mw>7

پروژه نقشه لرزه زمین‌ساخت کشور سد شهید رجایی به شعاع ۱۰۰ کیلومتر

Seismotectonic Map of Shahid Rajai Dam region



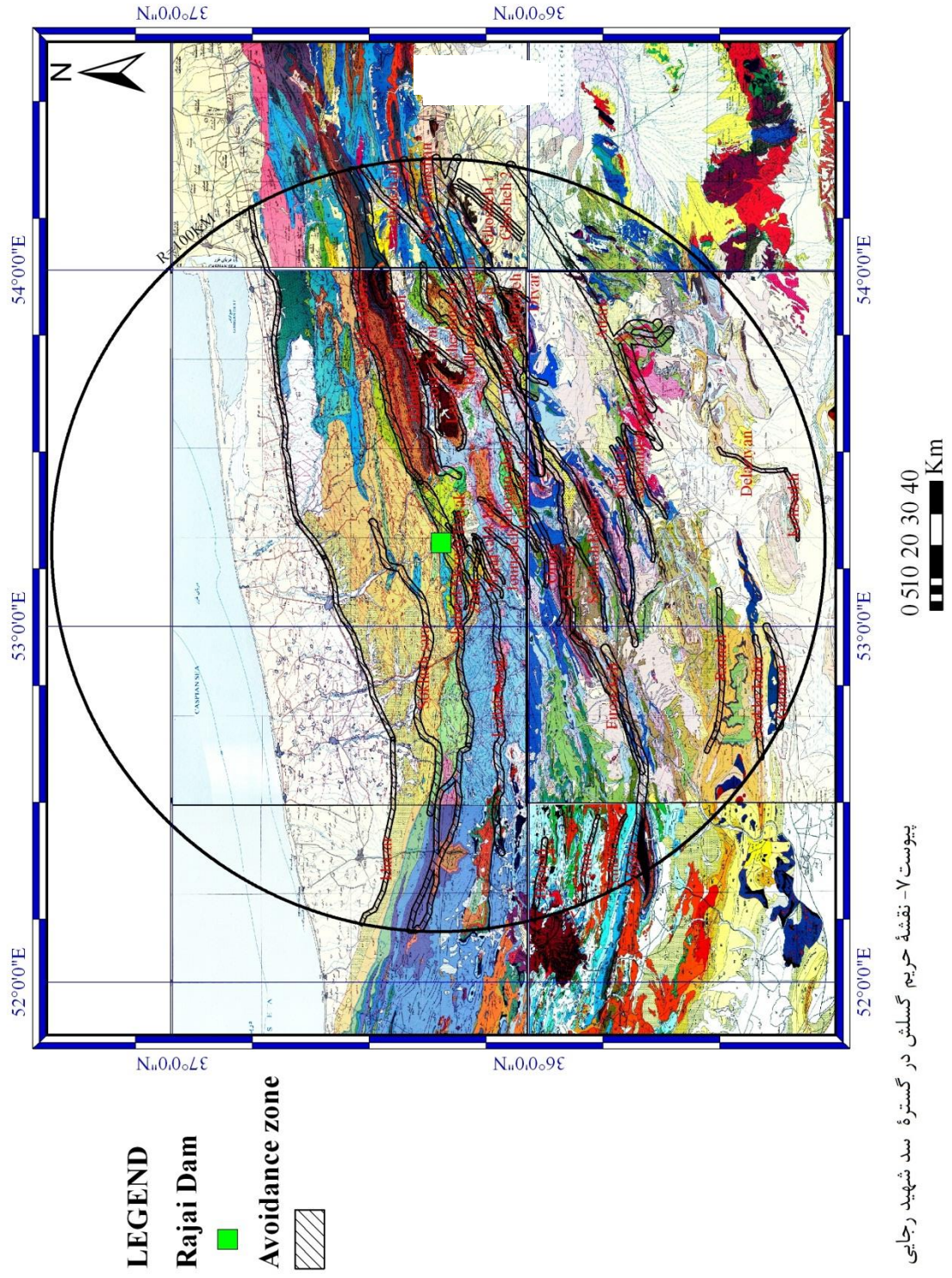
LEGEND

- ▲ Rajai Dam
- Radius 100km of Dam
- Reverse thrust faults
- Normal faults
- Strike slip faults

Earthquake(1996-2011)(GTU)

- ★ Mw=3-3.99
- ★ Mw=4-4.99
- ★ Mw=5-5.99

پهلوستان - نقشه لرزه زمین‌ساخت گسترده سد شهید رجایی به مساحت ۱۰۰ کیلومتر
(سینا بردهای، ترجمه از کتاب GFTU)



منابع

منابع فارسی

- آراین، م.، پورکرمانی، م.، (۱۳۸۳)، "اجزای زمین‌ساختی دامنه جنوبی البرز مرکزی- خاوری"، نشریه علوم، دانشگاه تربیت معلم، جلد ۴، شماره ۲، ص ۳۵۹-۳۶۸.
- آراین، م.، قرشی، م.، (۱۳۸۵)، "ارزیابی توان حرکتی گسل‌های کواترنری در منطقه مرزی البرز- ایران مرکزی، از خاور تهران تا خاور سمنان"، فصل‌نامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۶۵، ص ۱۸۴-۱۸۷.
- آقاناتی، س.ع.، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۵۵ صفحه.
- آلن‌باخ، پ.، (۱۳۴۹)، "زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی دماوند و اطراف آن (البرز مرکزی- ایران)"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۵۳ صفحه.
- آمبرسیز، ن.ن.، ملویل، چ.پ.، (۱۹۸۲)، "تاریخ زمین لرزه‌های ایران"، ترجمه ابوالحسن رده، انتشارات آگاه، پائیز ۱۳۷۰، ۶۷۴ صفحه.
- امید، پ.، (۱۳۸۰)، "تحلیل ساختاری و دینامیکی تفصیلی زون‌های گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری (گستره سمنان - دامغان)"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۶۴ صفحه.
- امید، پ.، نوگل سادات، م.ع.ا.، قرشی، م.، (۱۳۸۰)، "جایگاه نظام گسلی دامغان در پهنه همگرای آستانه- عطاری"، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۳۹-۴۰، ص ۲-۲۵.
- امید، پ.، نوگل سادات، م.ع.ا.، قرشی، م.، (۱۳۸۱)، "بازسازی تنش کواترنری براساس تحلیل لغزش در نیمه جنوبی البرز خاوری"، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۴۵-۴۶.
- بربریان، م.، (۱۳۶۳)، "بررسی و پژوهش نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در ناحیه باختر دامغان"، مهندسیین مشاور کوبانکو، سازمان آب منطقه‌ای سمنان.

- بربریان، م.، (۱۳۷۴)، "نخستین کاتالوگ زلزله و پدیده‌های طبیعی ایران زمین. جلد نخست: خطرهای طبیعی پیش از سده‌ی بیستم"، موسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۶۰۳ صفحه.
- بربریان، م.، (۱۳۶۸)، "فرگشت تکتونیکی رشته کوه‌های ایران زمین"، مجموعه مقالات هفتمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۲۸-۳۳.
- بربریان، م.، قرشی، م.، (۱۳۶۷)، "بررسی‌های لرزه زمین‌ساختی و مهندسی زمین‌لرزه طرح سد مخزنی فجن شاهرود"، سازمان آب منطقه‌ای تهران، امور آب استان سمنان، دفتر مشاورین لار، ۲۳۹ صفحه.
- بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روشن، ب.، و مهاجر اشجعی، ا.، (۱۳۶۴)، "پژوهش و بررسی ژرف نوزمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره تهران و پیرامون"، (پژوهش و بررسی لرزه‌زمین‌ساخت ایران زمین، بخش پنجم) سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۵۶، ۳۱۶ صفحه.
- بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م.، شجاع طاهری، ج.، (۱۳۷۵)، "پژوهش و بررسی نو زمین-ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره سمنان"، (پژوهش و بررسی لرزه زمین‌ساخت ایران‌زمین، بخش هفتم) سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۶۳، ۲۶۶ صفحه.
- برگی، خسرو.، (۱۳۸۴)، "اصول مهندسی زلزله"، انتشارات دانشگاه تهران. ۵۷۲ صفحه.
- پیمان، م.، (۱۳۵۴)، "اثرات دریاچه سدها در زلزله‌خیزی محیط"، دومین کنفرانس علمی و پژوهشی ژئوفیزیک دانشگاه فردوسی مشهد.
- حافظی مقدس، ن.، (۱۳۸۴)، "زمین‌لرزه‌های القایی مرتبط با برخی سدهای بزرگ ایران"، مجموعه مقالات انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، ص ۱۷۰-۱۷۹.
- حسامی، خ.، جمالی، ف.، طبسی، ه.، (۱۳۸۲)، "نقشه گسل‌های فعال ایران"، تهیه شده در وزارت علوم، تحقیقات و فناوری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

- حسینی، ز.، حافظی مقدس، ن.، امیدی، پ.، جوان دولویی، غ.، (۱۳۸۶)، "بررسی زلزله‌های القایی مرتبط با برخی سدهای بزرگ ایران (از دیدگاه توسعه پایدار)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۲۸ صفحه.
- حقی‌پور، ع.، تراز، ه.، وحدتی دانشمند، ف.، (۱۳۶۵)، "نقشه زمین‌شناسی تهران با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- جمالی، ف.، حسامی آذر، خ.، قرشی، م.، (۱۳۸۵)، "گسل‌های جنبا و قطعه‌بندی گسلی قم-زفره در گستره میان زفره تا شمال کاشان"، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۶۸، ص ۱۸-۱۸۹.
- رضانی اومالی، ر.، امیدی، پ.، حافظی مقدس، ن.، (۱۳۸۶)، "مطالعه لرزه‌خیزی و برآورد خطر زمین‌لرزه در استان مازندران"، معاونت امور اقتصادی و برنامه‌ریزی، سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی استان مازندران، سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی کشور، ۱۴۶ صفحه.
- زارع، م.، (۱۳۸۰)، "خطر زمین‌لرزه و ساخت و ساز در حریم گسل شمال تبریز و حریم گسلش گسل‌های زمین‌لرزه‌ای ایران"، پژوهش‌نامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سال چهارم، شماره دوم و سوم.
- زارع، م.، (۱۳۸۸)، "مبانی تحلیل خطر زمین‌لرزه"، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۱۴۲ صفحه.
- سازمان نقشه‌برداری کشور، (۱۳۸۴)، "اطلس راه‌های ایران"، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰۰.
- سلیمانی آزاد، ش.، (۱۳۷۸)، "رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان"، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۱۲۵ صفحه.
- سلیمانی آزاد، ش.، فقهی، خ.، شبانیان بروجنی، ا.، عباسی، م.، ریتز، ژ. ف.، (۱۳۸۲)، "نتایج مقدماتی حاصل از بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناسی گسل مشا در دره مشا"، پژوهش‌نامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سال ششم، شماره سوم و چهارم، ص ۴۶-۶۱.

- شکری، م. ع.، قرشی، م.، نظری، ح.، سلامتی، ر.، طالبیان، م.، ریتز، ژ. ف.، محمد خانی، ح.، شاه‌پسندزاده، م.، (۱۳۸۷)، "داده‌های مقدماتی از حفاری دیرینه لرزه‌شناسی بر روی گسل آستانه"، فصل‌نامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۷۰، ص ۸۴-۹۳.
- شهرابی، م. و همکاران، (۱۳۶۹)، "نقشه زمین‌شناسی گرگان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- شهریاری، س.، خطیب، م.م.، (۱۳۷۶)، "تحلیل فرکتالی سیستم گسلی نهبندان"، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۲۳-۲۴، ص ۳۳-۳۹.
- طبسی، ه.، عباسی، م. ر.، (۱۳۸۱)، "الگوی دگرریختی و هندسه پهنه گسل شمال البرز (بین طول‌های جغرافیایی ۵۲ تا ۵۴ درجه خاوری)"، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۴۳-۴۴، ص ۲۴-۳۵.
- عباسی، م. ر.، شبانیان بروجنی، ا.، طبسی، ه.، فرید، ی.، (۱۳۸۶)، "لرزه زمین‌ساخت و هندسه دگرریختی البرز مرکزی- خاوری با نگرشی بر گستره‌های دارای پیشینه لرزه‌خیزی"، کارگروه تخصصی زلزله و لغزش لایه‌های زمین، ستاد حوادث و سوانح غیرمترقبه کشور، وزارت کشور، ۱۹۰ صفحه.
- علوی، م.، هوشمندزاده، ع.، (۱۹۷۶)، "نقشه زمین‌شناسی تروود با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قاسمی، م.ر.، (۱۳۸۷)، "پایه‌های زمین‌شناسی ساختمانی"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۲۰ صفحه.
- قرشی، م.، آرین، م.، (۱۳۸۹)، "تکتونیک ایران"، انتشارات مربع آبی، ۳۳۶ صفحه.
- نبوی، ح. (۱۳۵۵)، "دیاپچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران". سازمان زمین‌شناسی ایران. ۱۱۰ صفحه.

- نظری، ح.، ریتز، ژ.، واکر، ر.، سلامتی، ر.، قاسمی، ع.، شافعی، ع.، (۱۳۸۹)، "گاه‌نگاری جوان-ترین جنبش لرزه‌ای گسل فیروزکوه با استفاده از روش کرین ۱۴"، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۷۶، ص ۹۵-۹۸.
- نوگل سادات، م.ع.ا.، (۱۳۷۲)، "نقشه تکتونیک ایران". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نیری، ع.، امیر لیراوی، ف.، امیری، ن.، (۱۳۸۹)، "مطالعات لرزه زمین‌ساخت و برآورد خطر زمین‌لرزه در استان سمنان"، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، وزارت مسکن و شهرسازی، شماره نشر گ-۵۵۶، ۱۵۴ صفحه.
- وحدتی دانشمند، ف.، سعیدی، ع.، (۱۳۶۹)، "نقشه زمین‌شناسی ساری با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- وحدتی دانشمند، ف. و همکاران، (۱۳۷۰)، "نقشه زمین‌شناسی آمل با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- وحدتی دانشمند، ف. و همکاران (۱۳۸۱)، "نقشه زمین‌شناسی پل سفید با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- وحدتی دانشمند، ف. و همکاران (۱۹۹۴)، "نقشه زمین‌شناسی سمنان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

منابع لاتین

- Aki, K., (1965), Earthquake generation stress in Japan for the years 1961 to 1963 obtained by smoothing the first motion radiation pattern. Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ. 44, Pp 447-471.
- Aki, K., (1966), Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, Part 2: Estimation of the earthquake moment, released energy and stress drop from the G wave spectra. Bull. Earthq. Res. Inst., 44, Japan: Univ. Tokyo, Pp 73-88
- Alavi, M., (1996), Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran, Geodynamic, 21(1), Pp 1-33.

- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., (2003), Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, Vol. 25, Pp 659-627.
- Barka, A.A., Kadinsky-cade, K., (1988), "Strike-slip geometry in Turkey and its influence on earthquake activity", *tectonics* 7, Pp 663-684.
- Bell, M., Nur, A., (1978), "Strength changes due to reservoir-induced pore pressure and stresses and application to Lake Oroville", *J. Geophys Research*. 83, Pp 4469-4483
- Berberian, M., (1976), Contribution to the seismotectonics of Iran (part II), *Geol. Surv. Iran, Rep.* 39.
- Berberian, M., (1981), Active tectonics and faulting in Iran, Zagros, Hindu Kush. Himalaya Geodynamic Evaluation, American Geophysical union, Washington dc. *Geodyn. ser.* Vol. 3.
- Berberian, M., King, G., (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, 18, Pp 210-265.
- Berberian, M., (1983), Continental deformation in Iranian plateau (contribution to the seismotectonics of Iran, Part IV) *Geol. Surv. Iran.* 52, Pp 700.
- Berberian, M., Yeats, R.S., (1999), Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, Pp 120-139.
- Benjamin, J.R., Cornell, C.A., (1970), *Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers*. McGraw-Hill, New York.
- Berberian, M., Ghorashi, M., Shoja-taheri, J., and Talebian, M., (1996), Contribution to the seismotectonics of Iran (part VII): Seismotectonic and earthquake-fault hazard investigations in the Semnan region", *Geol, Surv. Iran*, 64, 277 Pp.
- Billham, R., King, G., (1989), "Sawtooth segmentation and deformation processes on the southern san Andreas fault", *Geophys, Res letters*, Vol. 12 (9), Pp 557-560.
- Boore, D.M., Joyner, W.B., Fumal, T.E., (1993), Estimation of Response Spectra and Peak Accelerations from Western North American Earthquakes: An Interim Report, U. S. Geol. Survey, Open-file report: 93-509.
- Boore, D.M., Joyner, W.B., Fumal, T.E., (1997), Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes", *A Summary of Recent Work, Seism. Res. Lett.* Vol. 68, No. 1, Pp 128-153.

- Brune, J.N., (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, No. 26.
- Bune, V.I., Gootsadze, O.D., Keilis-Borok, V.I., et al., (1975), Seismic Risk in the territory of the caucasus, in *Interpretation of data of seismology and neotectonics*, Vychisl, Seismologia, Nauka, Moscow, No. 8, Pp 3-37.
- Campbell, K.W., Bozorgnia Y., (2003), Updated Near-Source Ground Motion (Attenuation) Relation for the Horizontal and Vertical Components of Peak Ground Acceleration and Acceleration Response Spectra , *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 1, Pp 314-331.
- CDC, (2002), *Fault Rupture Hazard Zones in California* , Special Publication 42.
- Coppersmith, K. J., and R. R. Youngs (1986), Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessments within intraplate tectonic environments, in *Proceedings of the Third U.S. National Conference on Earthquake Engineering*, Vol. 1, Pp 301-312.
- Cornell, C.A., (1968), Engineering Seismic Risk Analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 58, No. 5, Pp 1583-1606
- Cowie, P.X., (1996), Scaling laws for fault and fracture populations analysis and applications, *J. Structural Geology*. 18
- Dehghani, G.A., Makris, J., (1983), The gravity field and crustal structure in Iran, in *Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran* , Rep. 51, Geol. Surv. Iran, Pp 51-67.
- Dellenbach, J., (1964), Contribution a' L' etude geologique de la region situee a' L' est de Tehran (Iran) , *fac. Sci. Uniiiv. Strasbourg (France)*, 117 Pp.
- Djamour, Y., Bayer, R., (2005), Contribution of the geodetic observations (GPS and Leveling) to study the tectonic deformation and seismic hazard on the Central Alborz, Iran", *Geophys. Res. Abstracts*, Vol. 7, 1P.
- Ehteshami Moinabadi, M., Yassaghi, A., (2006), Geometry and kinematics of the Mosha fault, south central Alborz Range, Iran: An example of basement involved thrusting , *Journal of Asian Earth Sciences*, doi: 10.1016.
- Engdahl, E.R., Jackson, J.A., Myers, S.C., Bergman· E.A., and Priestly, K., (2006), Relocation and assessment of seismicity in the Iran region , *Geophys. J. Int.*, 167, Pp 761-778.
- Eaton, J.P., O'Neill, M.E., Murdoch, J.N., (1970), After shocks of the 1966 Parkfield-cholame, California, earthquake , *Bull seismol. Soc. Am.*, Pp 1151-1197.

- Fossen, H., (2010), Structural Geology , Cambridge University Press, New York.
- Gardener, J.K. and Knopoff, L., (1974), Is the Sequence of Earthquakes in Southern California with Aftershocks Removed, Poissonian , Bulletin of the Siesmological Society of America, Vol. 64, No. 5, Pp 1363-1367.
- Green, A.R., Hall, W., (1994), An Overview of Selected Seismic Hazard Analysis Methodologies , Civil Engineering Studies, No. 592 Agust.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., (1956), Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bulletin of the Siesmological Society of America, Vol. 46, No. 2, Pp 105-145.
- ICOLD, International Commission on Large Dams, (1995), Selecting Seismic Parameters for Large Dams, Guidelines , Bulletin 72.
- Hollingworth, J., Walker. R., Jackson, J., Bolourchi, M.J., Eshraghi, S.A., (2006), Left lateral strike-slip faulting in the east of Alborz, NE Iran , AGU, 87(52), Fall Meet. Suppl.
- Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R., Rizza, M., and Jackson, J., (2010), Active tectonic of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left- lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake , journal of geophysical research, vol. 115, b12313.
- Golonka, J., (2007), Geodynamic evolution of the South Caspian Basin, In: Yilmaz, Isaksen (Eds.), Oil and Gas of the Greater Caspian Area, American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, Vol. 55, Pp 17-41.
- Gupta, H.K., Rastogi, B.K., Narain, H., (1972), Common features of the reservoir associated seismic actevities, Bull. Seismol. Soc. Am. 62, Pp 481-492.
- Guha, S.K., Patil, D.N., (1992), Large water-reservoir induced seismicity, Pp 237-242.
- Gupta, H.K., Rastogi, B.K.,(1976), Dam and earthquake, Elsevier, the Netherlands, 229 Pp.
- Jackson, J.A., McKenzi, D.P., (1988), Thr relation between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and the Middle East. Geophys. J. R. astr. Soc., 93: Pp 45-73.
- Jackson, J., (1980), Errors in focal depth determination and the depth of seismicity in Iran and Turkey, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, London, 61, Pp 285-301.

- Jackson, J., Priestly, K., Allen, M., Berberian, M., (2002), Active tectonic of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, Vol.148, Pp 214-245.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Ahmadian, S., Saidi, A., (2011b), Plio-Quaternary tectonic regime changes in the transition zone between Alborz and Kopeh Dagh mountain ranges (NE Iran), *Journal of Tectonophysics*, doi: 10.1016.
- Keller, E.A., Pinter, N., (1996), *Active tectonics- Earthquakes, Uplift, ND Landscape (firs red.)*, Prentice Hall International (UK) Limited, London.
- Kijko, A., Slevolle, M.A., (1992), Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files. Part II. Incorporation of Magnitude Heterogeneity, *Bulletin of the Siesmological Society of America*, Vol. 82, No. 1, Pp 120-134.
- Kijko, A., (2000), Statistical estimation of maximum regional earthquake magnitude Mmax, *Workshop of Seismiciry Modeling in Seismic Hazard Mapping*, Poljce, Slovenia, May 22-24.
- King, G., Nabelek, L., (1985), Role of fault Bends in the Initiation and Termination of earthquake Rupture", *science*, Vol. 228, Pp 948-987.
- Krinsley, D.B., (1970), A geomorphological and paleoclimatological study of the playas of Iran, V. 2, *Air force Cambridge Res, Rep. 70. 0503*.
- Machette, M.N., Personius, S. F., Nelson, A. R., Schwartz, D. P & Lund, W. R., (1991), The Wasatch fault zone, Utah segmentation and history of Holocene earthquakes", *J. Struct. Geol*, Vol. 13, No. 2, Pp 137-149.
- Mandelbrot. B.B, (1982), *The Fractal Geometry of Nature*, W. H. Freeman, San Francisco, California, Pp 460.
- Marshak, S., Mitra, G., (1988), *Basic methods of structural geology*, New-jersey: prentice Hall, Englewood Cliffs.
- Morner, N., (1990), Neotectonics and structural geology, general introduction: *Bulletin International Quaternary Association Neotectonic Commission* 13, 87.
- Nazari, H., (2006), Analyse de la tectonique recent et active dans lAlborz central et la region de Tehran: APproche morphptectonique et paleoseismologique, *Science de la terre et de l eau. Montpellier*, Montpellier II:247.
- Nazari, H., Ritz, J., Talebian, M., Moosavi, A., (2005), *Seismotectonic map of the central Alborz (1:250000)*, Tehran, GSI.
- Nazari, H., Ritz, J., Salamati, R., Soleymani, S., Balescu, S., Michelot, J., Ghassemi, A., Talebian, M., Lamothe, M., and Massault, M., (2007), *Paleoseismological analysis in central Alborz, Iran, 50th Anniversary*

- earthquake conference commemorating the 1957 Gobi- Altay earthquake, Ulaanbaatar- Mongolia.
- Nogole Sadat, M.A.A., (1993), Seismotectonic map of Iran, Geological Survey of Iran.
 - Nowroozi, A.A., (1985), Empirical Relations between Magnitudes and Fault Parameters for Earthquakes in Iran, B.S.S.A., Vol.75, No.5, Pp 1327-1338.
 - Obruchev, V.A., (1948), Osnovnyje certy kinetiki plastiki neotectoniki, Izvestiya Akademii Nauk UzSSR Sertiya Geologicheskaya, 5.
 - Priestly, K., Baker, C., and Jackson, J., (1994), Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, Geophys. J. Int., 118(1), Pp 111-141.
 - Ramsay, J.G., Huber, M.I., (1987), The techniques of modern structural geology, Volume 2: Fold and Fractures, London: Academic Press.
 - Rastogi, B.K., Chadha, R.K., Taju, I.P., (1986), Seismicity near Bhatsa reservoir, Maharashtra, India, Phys. Earth Planet. Inter. 44, Pp 179-199.
 - Ritz, J.F., Balescu, D., Soleymani, S., Abbassi. M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabaniyan, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michlot, J.L., Massault, M., Chery, J., Vernant, P., (2003), Determining the long-term slip rate along the Mosha Fault, central Alborz", Iran. 4th. International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, (see4), Tehran, Iran.
 - Roeloff, E., (1988), Fault stability changes induced beneath a reservoir with Cyclic Variation, J. Geophys. Research. 93(B3), Pp 2107-2124.
 - Rothe, J.P., (1970), The Seismic artificials (man- made earthquakes), Tectonophysics, Volume 9, Issues 2-3, Pp 215-238.
 - Sanders, S.C., Magistrale, H., (1977), Segmentation of the northern San Jacinto fault zone, southern California, Journal of Geophysical Research, Vol. 102, N. B12, Pp 27453-27464.
 - Segall, P., Pollard, D.D., (1980), Mechanics of Discontinuous Faults, Journal of Geophysical Research, Vol. 85, No. B8, Pp 4337-4350.
 - Sengor, A.M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustamoar, T., Hsu, K.J., (1988), Origin and Assembly of the Tethyside Orogenic collage at the expense of Gondwana Land, in: Gondwana and Tethys, (ed. By M.G. Audley charls and A. Hahham), Geol. Soc. Of London, Spicial paper 37, Pp 119-181.
 - Schwartz, D., CoPpersmith, K.J., (1984), Fault behavior and characteristic Eathquake: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zone, Journal of Geophysical Research, Vol. 89, No. B7, Pp 5681-5698.

- Simpson, D.W., (1976), Seismicity changes associated with reservoir loading, Eng. Geol. 10, Pp 123-150.
- Slemmons, D.B., and dePolo, C.M., (1986), Evaluation of active faulting and associated hazards, in Wallace, R.E"ed., Studies in geophysics, active tectonics: National Academy Press, Pp 45-62.
- Smith, S.W., (1976), Determination of maximum earthquake magnitude, Geophys, Res, Letters, 33, Pp 351-354.
- Snow, D.T., (1982), Hydrogeology if induced seismicity and tectonism: case histories of Kariba and Koyan, Geol, Sco. Am. Spec. Pap. No. 168, 317-60
- Stewart, I.S., Hancock, P.L., (1990), What is a fault scarp. Episodes 13, Pp 250-263.
- Sukmono, M.T.Z., Hendrajaya, L. Kadir, W.G.A., Santoso, D., Dubois, J., (1997), Fractal pattern of the Sumatra fault seismicity and its possible APP.
- Talebian, M., Ghorashi, M., Nazari, H.,(2008), Seismotectonic map of the central Alborz (1:750000), (Proof copy) Tehran, GSI.
- Tang, R., (1984), On the recent tectonic activity and earthquake of the xianshuihe fault zone, in a collection of papers of interntional symposium on continental seismicity and Earthquake prediction. (ISCSEP), Beijing, china, scismological press, Pp 347-363.
- Tatar. M, Jackson. J, Hatzfeld. D., Bergman. E, (2007), the 2004 may Baladeh earthquake ($M_w=6.2$) in the Alborz, Iran: overthrusting the south Caspian Basian margin, partitioning of oblique convergence and seismic hazard of Tehran, Geiphysis .J.Doi:10.1111/J.165-246X.2007.3386.X.
- Tchalenko, J.S., Braud, J., (1974), Seismocity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° and 35° N, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 227,Pp 1-25.
- Turcotte, D.L., (1992), fractals, chaos, self-organized criticality and tectonics, Terra Neva V.4, Pp 4-12.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson. F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R, Tavakoli, F., Chery, J., (2004a), Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, Geophys. J. Int., Vol. 157, Pp 381-398.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamor, Y., Masson, F., Nankli, H., Ritz, J., Sedighi, M., Tavakoli, F., (2004b), Deciphering oblique

- shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth Planet, Sci, Lett.*, 223, Pp 177-185.
- USAEC., (1973), (United State Atomic Energy Commission, now NRC: Nuclear regulatory Commission), *Regulatory guide*, 1:60, 10CRF 100, Appendix A., *Reactor siting Criteria*.
 - Walker, R., Jackson, J., Baker, C., (2003), *Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: Source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences*, *Geophys. J. Int.*, 152, Pp 749-765.
 - Wells, D.L., Coppersmith, K.J., (1994), *New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement*, *BSSA*. 84, Pp 974-1002.
 - Wesnoosky, S.G., (1986), *Earthquake quaternary fault and seismic hazards in California*, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, Pp 12587-12632.
 - Yousefi, E., Friedberg, J.L., (1977), *Aeromagnetic map of the Amol*. 1:250000, Geological Survey of Iran.
 - Yousefi, E., Friedberg, J.L., (1977), *Aeromagnetic map of the Babol*. 1:250000, Geological Survey of Iran.
 - Yousefi, E., Friedberg, J.L., (1978), *Aeromagnetic map of the Gorgan*. 1:250000, Geological Survey of Iran.
 - Yousefi, E., Friedberg, J.L., (1977), *Aeromagnetic map of the Semnan*. 1:250000, Geological Survey of Iran.
 - Yousefi, E., Friedberg, J.L., (1977), *Aeromagnetic map of the Tehran*. 1:250000, Geological Survey of Iran.

Abstract

Shahid Rajai Dam is constructed in 40 kilometers of south Sari on Tajan River. Study area within radius of 100 km of the Shahid Rajai dam site is including the northern and southern slopes of the eastern Alborz and part of the central Iran .in this study, the Faults are investigated in two radios of 30 and 100 kilometers around the dam site. Studies in the radius of 30 km, result to identify the faults of Mergav, Telavak, Shalmak, Majid, Vlikbon, Jurjadeh, Khoramabad and Zirab with dominant reverse mechanism, and Shokhteh-sara fault with dominant sinistral strike slip mechanism. With study of earthquake occurred in this area, focal of 11 ± 2 km are proposed for seismogenic zone. Based on the study of North Alborz, Khazar and Mosha faults in study area, the North Alborz and Khazar faults divided into three segment and Mosha faults divided into two segments. The evaluation of faults avoidance zone are shown that the fault rupture zone of North Alborz fault covering significant part of the reservoir of Shahid Rajai dam. Also cities of Sari, Ghaemshahr, Neka and Behshar are located in the rupture zone of Khazar fault. Fault activity classification based on the fractal dimension and epicenter of earthquakes show that the North Alborz, Damghan, Badeleh, Laleband and Sokhteh-Sara faults have a high activity grade. Also according the moment and slip rates, the Damghan and Mosha fault are classified in the low slip rate and it's expected to have a major earthquake with long return period. The results of seismic zonation potential map show that Astaneh, Firuzkoh and Mosha faults make an active seismic zone in southern part of the Shahid Rajai dam. Based on the deterministic seismic hazard analysis, the maximum of earthquake magnitude and acceleration are belong to segment number two of North Alborz Fault with $M_s = 6.8$, and horizontal and vertical acceleration of 0.48g and 0.34g, respectively. In Probabilistic seismic hazard analysis method, horizontal and vertical acceleration with return period of 100 years (equivalent to the useful life of the dam), 0.25g and 0.12g, are estimated. Also this study shows that there is good relation between the decreasing of water level and occurrence of reservoir earthquake, and these earthquakes are dominated in the south of dam site and near the North Alborz fault.

Key words: Shahid Rajai Dam, Sari, Fault avoidance zone, seismic moment, induced seismicity



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Tectonic Group

M. Sc. Thesis

**Evaluating the faulting, earthquake hazard and induced
seismicity in the region of Shahid Rajai Dam of Sari**

Mehdi Saeidian

Supervisors

Dr. N. Hafezi Moghaddas

Dr.R. Ramazani Oomali

Advisor

Dr. KH. Hessami Azar

January 2013