فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال سی و دوم، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۶، شماره پیاپی ۱۲۷

فریبا همتی، دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز **F. Hemmati**
دکتر بهزاد زمانی قره چمنی، دانشیار زمین‌شناسی تکتونیک، دانشگاه تبریز **Dr.B. Zamani Gharehchamani**
دکتر داود مختاری، استاد ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز **Dr.D. Mokhtari**
دکتر شهرام روستایی، استاد، گروه ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز **Dr.Sh. Roostaei**
f.hematti@gmail.com

بررسی توان لرزه زایی گسل بناروان به روش قطعی و احتمالاتی

دریافت مقاله: ۹۶/۶/۹ پذیرش نهایی: ۹۶/۹/۱۲

DOI: 10.29252/geores.32.4.69

چکیده

گسل بناروان به طول بیش از ۲۰ کیلومتر یکی از مهم‌ترین گسل‌های موجود در آذربایجان است که با جهت کلی جنوب غربی- شمال شرقی در دامنه جنوبی بزغوش آذربایجان، واقع‌شده است. در این پژوهش لرزه‌خیزی و ریسک زلزله به روش‌های قطعی و احتمالی تعیین و نتایج حاصل مورد تجزیه‌وتحلیل قرارگرفته است. برای این منظور، ابتدا چشمه‌های لرزه زا و گسل‌های موجود در منطقه و مناطق پیرامون آن به شعاع حدود ۱۰۰ کیلومتر مورد شناسایی و مطالعه قرار گرفت و مشخصات آن‌ها نظیر طول، جهت‌یابی و فاصله آن‌ها تا مرکز روستای بناروان تعیین شد و سپس بزرگ‌ترین زلزله قابل‌انتظار به علت فعالیت این گسل‌ها با استفاده از دو روش قطعی و احتمالی محاسبه و برای محاسبه دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه روش گوتنبرگ- ریشتر مورداستفاده قرار گرفت. در این بخش با استفاده از روش‌های آماری، دوره بازگشت بزرگای برای گستره ۱۰۰ کیلومتری منطقه محاسبه‌شده است. نتایج محاسبه دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگای مختلف نشان می‌دهد که دوره بازگشت زمین‌لرزه با بزرگی ۷ حدود ۱۰۷ سال است.

واژگان کلیدی: توان لرزه زایی، گسل بناروان، برآورد خطر، روش قطعی و احتمالاتی

مقدمه

زلزله یکی از رخدادهای هم‌زاد با گسلش است که در زمان رویداد این پدیده می‌تواند منشأ ایجاد خسارت فراوان به تأسیسات حیاتی مانند جاده‌ها، خطوط آهن، سازه‌های خطی زیرزمینی از قبیل خطوط انتقال نفت و گاز و کابل‌های برق مدفون، تونل‌ها، ساختمان‌ها و ... باشد اهمیت و تأثیرگذاری این پدیده از یک‌سو و قابلیت تحقق‌پذیری آن از سوی دیگر انجام مطالعات به‌منظور شناسایی پهنه‌های واقع در معرض گسلش و تبیین و سنجش ارتباط آن با سایر فاکتورهای پی‌آمد مانند طول گسل، بزرگای زمین‌لرزه، پهنای گسیختگی و جابجای عمودی را اهمیت و ضرورتی خاص بخشیده است (Bachmanov, 2012 :221) مطالعه خطر زلزله در مسیر سازه‌های زیرزمینی و روزمینی اهمیت خاصی دارد. درواقع بسیاری سازه‌ها بخصوص سازه‌های خطی دارای تقاطع‌هایی با گسل‌ها می‌باشند که این امر باعث آسیب‌پذیری آن‌ها براثر حرکت گسل می‌گردد. به همین دلیل در حین بررسی‌های ساخت گاه برای ساخت سازه‌های زیرزمینی و همچنین سازه‌های روزمینی باید به وجود گسل‌ها توجه خاصی مبذول شود تا بتوان با شناخت کامل آن‌ها، پیشگیری‌های لازم را در جهت کاهش میزان صدمات ناشی از گسلش انجام داد. در این راستا نه‌تنها مکان گسل‌های فعال باید دقیقاً شناسایی گردد، بلکه باید نوع گسل و نحوه حرکت آن، نحوه حرکت گسل درگذشته و نحوه انتخاب

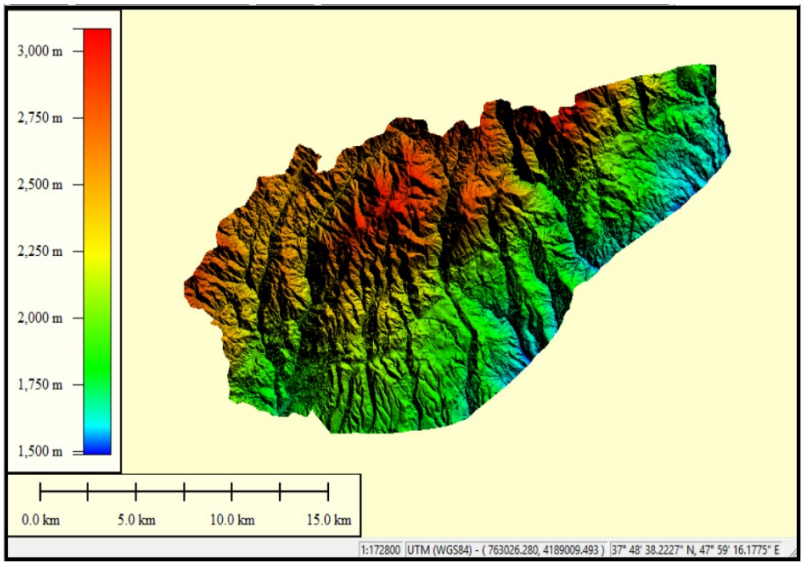
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]

رویداد متناسب و مرتبط با گسل برای طراحی و اهمیت و یا تأثیر گسلش در کاربری سازه‌ها دقیقاً بررسی گردد. تاکنون تحقیقات زیادی در منابع داخلی و خارجی در این زمینه صورت گرفته است ازجمله: آرین و همکاران (۱۳۸۹)، گرامی و همکاران (۱۳۹۱)، علیزاده و صفری (۱۳۹۴)، فریدونی و عباسفام (۱۳۹۳)، یاماشینا[1] (۲۰۰۶)، کولاس و همکاران[2] (۲۰۰۹).

موقعیت جغرافیایی گستره پژوهش

رشته‌کوه بزغوش در شمال غرب ایران و بین استان آذربایجان شرقی و اردبیل با روند شرقی غربی در مختصات بین ۰۰ ۴۸° تا ۳۰ ۴۷° درجه طول شرقی و ۰۰ ۳۸° تا ۳۰ ۳۷° درجه عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱). این ارتفاعات بین دو گسل شمالی و جنوبی بزغوش مسدود شده و این دو گسل باعث راندگی این ارتفاعات به سمت دشت‌های سراب و میانه شده‌اند و درمجموع یک ساختار بالارانده را نشان می‌دهد. دشت سراب در شمال و دشت میانه در جنوب آن قرار دارد بالاترین ارتفاع منطقه ۳۰۸۶ متر و پایین‌ترین ارتفاع ۱۴۹۰ متر می‌باشد.



شکل ۱- مختصات و موقعیت جغرافیایی منطقه موردمطالعه

داده‌ها و روش پژوهش

پیش‌نیاز بنیادین برای انجام تحلیل خطر زلزله جمع‌آوری و توسعه یک بانک داده یکپارچه و جامع از چشمه‌های لرزه‌ای منطقه موردمطالعه است. تعیین سازوکار گسل‌ها، هندسه پهنه‌های لرزها، طول گسیختگی و حداکثر زلزله منتسب به هر چشمه، خروجی اصلی این بخش است.

تشکیل بانک اطلاعاتی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی

کاتالوگ داده‌های لرزه‌ای

برای شناخت سرشت لرزه‌ای و الگوی لرزه‌خیزی منطقه باید اطلاعات تمام زلزله‌های رخ‌داده در محدوده لازم جمع‌آوری شود. داده‌ها به دو دوره زلزله‌های تاریخی قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی و زلزله‌های معاصر یا دستگاهی بعد از سال ۱۹۰۰ میلادی تقسیم‌بندی می‌شود. از تجمیع داده‌های تاریخی و دستگاهی کاتالوگ لرزه‌خیزی منطقه آماده می‌گردد.

1 Yamashina
2 Kulahc et al

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]
[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]

داده‌های زلزله‌های تاریخی (قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی)

اطلاعات زلزله‌های تاریخی ایران عمدتاً در دو مرجع تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران و کاتالوگ زمین‌لرزه‌های ایران (بربریان، ۱۹۹۴) موجود است. از آن جا که برای دستیابی به ویژگی‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی، از شرح تاریخی آن‌ها در نوشته‌های کهن بهره‌گیری می‌شود، روشن است که در این روش مشکلات و کمبودهای زیادی وجود دارد. کاوش در نوشته‌های کهن برای کشف زمین‌لرزه‌های تاریخی، کوششی است علمی و اگر نکته قابل‌اعتماد آن گردآوری گردد، می‌تواند داده‌های مهمی را برای شناخت استعداد لرزه خیزی یک گستره در اختیار ما قرار دهد (پور کرمانی،۱۳۷۷: ۱۱۳). جدول (۱) معروف‌ترین زلزله‌های رخ‌داده در محدوده موردمطالعه را نشان می‌دهد.

داده‌های دستگاهی (بعد از سال ۱۹۰۰ میلادی)

تمامی داده‌های زلزله‌های بعد از سال ۱۹۰۰ میلادی باید جمع‌آوری و اطلاعات زیر تکمیل شود: زمان رخداد، مکان تخمینی رومرکزی، موقعیت رومرکز، بزرگای ثبت‌شده، عمق رخدادها، ابعاد و هندسه ناحیه دربردارنده پیش و پس‌لرزه‌ها در صورت موجود بودن، سایر اطلاعات مفید در شناخت لرزه‌زمین‌ساخت مانند سازوکار کانونی، افت تنش و پارامترهای چشمه را شامل می‌شود. که در جدولی با تعداد ۵۴۳ زلزله خلاصه‌شده است که به دلیل حجیم بودن ذکر نشده است. زمین‌لرزه‌های دستگاهی، به زمین‌لرزه‌هایی اطلاق می‌گردند که داده‌های آن به‌وسیله دستگاه‌های لرزه‌نگاری به‌دست‌آمده باشند. داده‌های دستگاهی دهه‌های اولیه سده بیستم دارای خطاهای گوناگونی بوده است (پورکرمانی،۱۳۷۷: ۱۳۳). آمار زمین‌لرزه‌های دستگاهی در شعاع ۱۰۰ کیلومتر از روستای بناروان بررسی‌شده است که مشاهده می‌گردد حداکثر بزرگی ثبت‌شده در این دوره زمین‌لرزه ۱۹۹۲/۰۴/۰۸ میلادی با بزرگی MS=۷/۷ ریشتر است. کانون سطحی این زمین‌لرزه تا روستای بناروان ۶۸ کیلومتر است (شکل۳ و ۴).

برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی

با گردآوری داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی امکان بررسی‌های آماری بر روی این داده‌ها فراهم می‌شود. به‌منظور برآورد ویژگی‌های لرزه‌خیزی یک گستره لازم است که داده‌های زمین‌لرزه‌ای از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی استخراج و مورد پردازش قرار گیرند. پس از تکمیل مشخصات زمین‌لرزه‌ها نظیر موقعیت رومرکز، بزرگای زمین‌لرزه، ژرفای کانونی زمین‌لرزه و.... می‌توان از روش‌های آماری بهره برد و سرشت لرزه‌خیزی گستره موردمطالعه را روشن ساخت.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]

جدول ۱-تاریخچه زمین‌لرزه‌های معروف استان آذربایجان شرقی

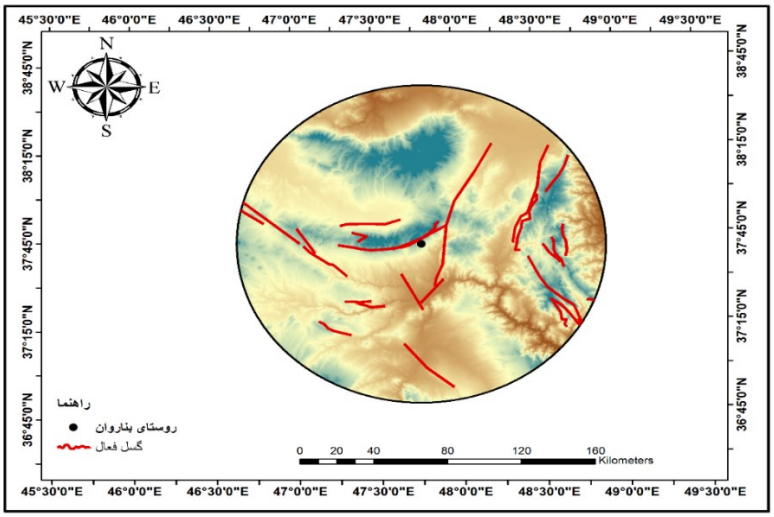
ردیف	زمان و مکان زمین‌لرزه	قدرت	منبع
۱	۶۳۴ قبل از میلاد، تبریز.	-	Ambraseys, Melville, 1982.
۲	۸۵۸ میلادی، تبریز	Ms=6.2	Ambraseys, Melville, 1982.
۳	چهار نوامبر سال ۱۰۴۲ میلادی.	Ms=7.6	Ambraseys, Melville, 1982.
۴	۱۲۷۳ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۵	۱۳۰۴ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۶	۱۳۴۵ تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۷	۱۵۹۳ میلادی سراب		Ambrasey, Melville, 1982.
۸	۱۶۲۴ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۹	۵ فوریه ۱۶۴۱ میلادی تبریز ده خوزقان (آذرشهر)	Ms= 6.8	پورکرمانی،۱۳۷۷، ۱۲۴
۱۰	۱۶۵۰ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۱	۱۶۵۷ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۲	۱۶۶۴ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۳	۱۷۱۷ میلادی تبریز		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۴	۲۶ آوریل ۱۷۲۱ میلادی شبلی(جنوب خاوری تبریز).	Ms= 7.7	پورکرمانی،۱۳۷۷، ۱۲۵
۱۵	۷ یا ۸ ژانویه ۱۷۸۰ میلادی تبریز- مرند.	Ms= 7.7	پورکرمانی،۱۳۷۷، ۱۲۶
۱۶	۱۸۱۹ میلادی تبریز.		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۷	۱۸۴۴ میلادی میانه – گرمرود.		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۸	۱۸۵۶ میلادی تبریز.		Ambraseys, Melville, 1982.
۱۹	۱۸۷۹ میلادی بزقوش- گرمرود		Ambraseys, Melville, 1982.
۲۰	۱۰ فوریه ۱۹۶۵ میلادی تبریز.	mb=6.2	پورکرمانی،۱۳۷۷، ۷۷۰

مدل‌های چشمه‌های لرزه‌ای

برای برآورد خطر زلزله در یک ساختگاه باید گسل‌ها و متغیرهای لرزه‌ای آن‌ها به نحو مناسبی مدل‌سازی شود. از چشمه‌های سطحی (پهنه لرزه‌ای) زمانی بهره برده می‌شود که زلزله‌های رخ‌داده در یک ناحیه را نتوان به گسل مشخصی نسبت داد و به عبارتی مجموعه‌ای از گسل‌های کوچک یا پنهان واقع در آن ناحیه را مسبب رخدادها قلمداد کرد. بر این اساس چشمه‌های لرزه زایی که در محدوده مطالعاتی بررسی و مشخص‌شده است که شامل چشمه‌های نواری و چشمه‌های نقطه‌ای در این محدوده است. مدل چشمه‌های نقطه‌ای به دلیل عدم قطعیت زیاد مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها و وجود ایراداتی در زمان ثبت زمین‌لرزه‌ها دقت مناسبی ندارد (شکل ۲). انتخاب شعاع داده‌های مؤثر بر ساختگاه، با توجه به عوامل متعددی ازجمله مقدار بیشینه شتاب حاصل از فعالیت احتمالی چشمه‌های لرزه زا، تعدد مناسب داده‌های زمین‌لرزه‌ها و امکان انجام محاسبات احتمالاتی، در برگیری چشمه‌های لرزه‌ای مهم به‌خصوص گسل‌های زمین‌لرزه‌ای محدوده موردمطالعه و درنهایت تجزیه و قضاوت کارشناسی، انجام می‌گیرد.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]



شکل ۲- چشمه‌های لرزه‌ای برای برآورد خطر به روش احتمالی در محدوده مطالعاتی

تحلیل ریسک زلزله و تعیین زلزله طرح

در تحلیل خطرپذیری از پارامترهایی همچون فاصله، بزرگی، روابط کاهندگی، شرایط خاک محلی و ... استفاده‌شده و پارامتر مشخصی از حرکت زمین (مثلاً شتاب) در سایت موردنظر پیش‌بینی می‌شود. دو روش مختلف برای تحلیل خطر وجود دارد: (شاداب فر، ۱۳۹۱: ۱۱).

روش قطعی تعیین[1] زلزله طرح

در مرحله مطالعاتی تعیین لرزه‌خیزی یک منطقه، ابتدا منطقه‌ای با وسعت معین جهت بررسی پتانسیل گسل‌های موجود انتخاب می‌شود. معمولاً شعاع منطقه انتخاب‌شده عدد ثابتی نبوده و بستگی به نظر کارشناسان طرح و لرزه‌خیزی گذشته دارد (برگی، ۱۳۹۱: ۱۴۴). اقدام اساسی در مرحله نخست، شناسایی گسل‌های فعال چشمه‌های لرزه زا می‌باشد. به‌طور تقریبی و تجربی می‌توان رابطه‌ای بین اندازه زلزله و عوامل مؤثر در فعالیت یک گسل برقرار نمود. این عوامل و متغیرهای فیزیکی عبارت از طول، عرض گسیختگی و جابجایی سطحی یک گسل می‌باشند. در این مورد نتایج تحقیقات اسلمونز[2] در سال ۱۹۸۲ ارزشمند می‌باشد (برگی، ۱۳۹۱: ۱۴۵). این روش خود شامل دو روش زیر می‌باشد:

روش تخمین قدرت لرزه زایی گسل

حداکثر بزرگی یک زلزله‌ای که می‌تواند توسط یک گسل ایجاد شود، بستگی به طول گسل دارد. لرزه شناسان بامطالعه آماری زلزله‌های گذشته و گسل‌های مسبب آن‌ها، روابطی را برای حداکثر بزرگی زلزله‌های ایجادشده توسط یک گسل پیشنهاد کرده‌اند که به‌صورت تابعی از مشخصات گسل مانند طول گسل (L) و جابجایی آن (D) بیان‌شده است (معادله ۱) (مقدم،۱۳۹۲:۲۰۸).

(۱) بزرگی برحسب طول گسل $M= a+b \log L$

بزرگی برحسب جابجایی گسل $M= m+ n \log D$

از دیگر مواردی که جهت برآورد خطر گسل باید مدنظر قرار گیرد، شناخت نوع گسل می‌باشد. اسلمونز با توجه به سازوکار گسلش روابط تجربی (رابطه بین طول گسل و بزرگای زلزله محتمل) به شرح زیر ارائه کرده است (اسلمونز،۱۹۸۶،۵۵):

1 Determinestic
2 Seemmons

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]
[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]

(۲) گسله‌ای امتدادلغز $Ms= 1/404+(1/169 \log L$

گسل‌های فشارشی $Ms= 2/021+(1/142 \log L)$

گسل‌های کششی $Ms= 0/809+(1/341 \log L)$

روش تحلیل زمین‌لرزه‌های تاریخی و معاصر

برای برآورد حداکثر شدت زمین‌لرزه در هر فاصله‌ای از کانون زلزله روابط تجربی متعددی وجود دارند

$$000121(R) - 4/960LOG(R+20)/0\ I_R=I_0+6/453 \quad (۳)$$

روش احتمالی[1] تعیین زلزله طرح

هدف اساسی درروش فوق برآورد احتمال وقوع یک زلزله با بزرگی مشخص در یک نقطه می‌باشد. در حقیقت، هدف تعیین بزرگی زلزله‌ای با یک دوره زمانی بازگشت مشخص می‌باشد تا احتمال وقوع زلزله‌ای بزرگ‌تر از آن، از حد مشخصی بیشتر نباشد. با توجه به عدم وجود دستگاه‌های لرزه‌نگاری درگذشته و دست نیافتن به اطلاعات صحیح در مورد نحوه وقوع زلزله‌هایی قدیمی، می‌باید با بررسی آن‌ها بزرگی هر یک را تخمین زد (برگی، ۱۴۸:۱۳۹۱). این روش خود شامل دو روش زیر می‌باشد:

رابطه بین امواج سطحی و درونی

بزرگی امواج درونی (Mb)، مقیاسی جهانی است که بر اساس بزرگ‌ترین دامنه امواج دوره کوتاه p در چند ثانیه ابتدایی (معمولاً حدود یک ثانیه) روی مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت تعیین می‌شود. بزرگی امواج سطحی (Ms) نیز مقیاسی جهانی است که بر اساس دامنه امواج سطحی (معمولاً امواج ریلی) با پریود حدود ۲۰ ثانیه تعیین می‌شود. بزرگی Mb برای زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از حدود ۶/۲ اشباع می‌شود (سینگ[2] و دیگران، ۱۹۸۳) و نمی‌تواند قدرت زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر را نشان دهد، اما Ms تا بزرگی حدود ۸ اشباع نمی‌شود، لذا برای زمین‌لرزه‌های تا این حد از بزرگی، معتبر و قابل‌اعتماد است. در ایران‌زمین تنها تعداد اندکی از زمین‌لرزه‌های دارای بزرگی نزدیک به حد اشباع Ms هستند، بنابراین، بزرگی امواج سطحی که تنها بزرگی تعیین‌شده برای زمین‌لرزه‌های قدیمی‌تر است، مقیاس مناسبی برای برآورد خطر زمین‌لرزه در ایران است. بنابراین لازم است که با یافتن رابطه بین این دو نوع بزرگی در گستره موردمطالعه، برای کلیه زمین‌لرزه‌ها بزرگی یکسان Ms را تعیین کرد. رابطه بین Ms و Mb در گستره‌های لرزه زمین ساختی مختلف دنیا معمولاً خطی است (میرزائی و همکاران، ۱۳۸۱: ۲۴).

$$Ms= d\ M_b+ c \quad (۴)$$

تابع توزیع گوتنبرگ- ریشتر

این روش یکی از قدیمی‌ترین و درعین‌حال ساده‌ترین روش‌ها در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی می‌باشد. این روش هرکجا که آمار بزرگی- فراوانی در دسترس باشد، قابل‌استفاده است. (معادله ۵). تابع توزیع گوتنبرگ ریشتر در گستره بزرگای بالا دقت خوبی نداشته و مقادیر بزرگ‌تر از واقع از خود نشان می‌دهد به‌طوری‌که به اعتقاد برخی از زلزله‌شناسان مقیاس بزرگی معنای خود را در بزرگاهای خیلی بالا به روش فوق از دست می‌دهد. البته در کره زمین با توجه به ساختار پوسته زمین حداکثر بزرگای زمین‌لرزه‌ها از ۹ ریشتر نمی‌تواند تجاوز کند (شاداب فر، ۱۳۹۱: ۲۳).

$$M = (a - Log\ N_c)/b \quad (۵)$$

1 Probablistic
2 Singh

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]

زمین‌ساخت منطقه

لرزه‌زمین‌ساختی البرز- آذربایجان

این ایالت پهنه‌ای لرزه‌خیز است که بخش‌های شمال و شمال غربی ایران را در برمی‌گیرد. رشته‌کوه البرز از شمال به فرونشست دریای خزر و از جنوب به فلات ایران مرکزی منتهی می‌گردد. البرز، بخش مرکزی منطقه کوهزایی گسترده‌تری را تشکیل می‌دهد که حدود آن ازنظر محققین مختلف، متفاوت است. در تعیین ایالت لرزه زمین ساختی البرز آذربایجان، حد شمالی البرز در امتداد بلوک جنوبی دریای خزر قرار می‌گیرد. بلوک جنوبی دریای خزر در حال حاضر دارای نرخ کرنش پایین و نحوه رفتار آن در برابر عوامل تغییر شکل‌دهنده، با بقیه ایران متفاوت است. بسیاری از محققین خصوصیات بلوک جنوبی دریای خزر را همانند ویژگی‌های پوسته اقیانوسی می‌دانند. از دیدگاه زمین‌شناسی، حد جنوبی ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز- آذربایجان به‌خوبی مشخص نیست، اما بر اساس مطالعات نو زمین‌ساخت (نئوتکتونیک) مرز جنوبی این ایالت لرزه زمین ساختی بر روی گسل‌های فعال قرار می‌گیرد. مهم‌ترین این گسل‌ها عبارت‌اند از: گسل شمال تبریز، گسل ایپک و گسل ترود. مرز شرقی ایالت لرزه زمین ساختی البرز- آذربایجان با ایالت لرزه زمین ساختی کپه داغ واضح نیست و مرز بین این دو ایالت عمدتاً بر اساس اطلاعات مربوط به فعالیت لرزه‌ای و تغییر روند ساختاری ساخت‌های زمین‌شناسی تعیین‌شده است. کوتاه شدگی قاره‌ای ناشی از همگرایی صفحه‌های اوراسیا و عربستان که با نرخ همگرایی ۳۰ میلی متردرسال صورت می‌گیرد، با ضخیم شدن پوسته قاره‌ای و رانده شدن جانبی پوسته در منطقه برخورد تکمیل و تعدیل می‌شود. سازوکار زمین‌لرزه‌ها در شرق ترکیه و ناحیه قفقاز نشان‌دهنده گسلش تراستی و امتدادلغز می‌باشند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که براثر همگرایی صفحات اوراسیا و عربستان، سرزمین ترکیه نسبت به اوراسیا به‌صورت گوه‌ای بین گسل‌های امتدادلغز شمال آناتولی و شرق آناتولی به‌سوی غرب رانده می‌شود. (میرزائی، ۱۳۸۳: ۶۸).

گسل‌های فعال اصلی در منطقه

کشور ما در حال دگرشکلی مستمری است که زمین‌لرزه‌ها یکی از مهم‌ترین نمودهای آن می‌باشد. بررسی زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته وکشف ارتباط آن‌ها با زمین‌ساخت منطقه، می‌تواند باعث شناخت استعداد لرزه‌خیزی مناطق مختلف گردد (پورکرمانی، ۱۳۷۷: ۵۵).

گسل تبریز: گسل فشاری شمال تبریز که از شمال شهر تبریز می‌گذرد، گسلی با راستای شمال باختری- جنوب خاوری (N115) و شیب زیاد به سمت شمال خاوری که رسوبات جوان کواترنر را می‌برد و دارای پیشینه لرزه‌خیزی است (پورکرمانی،۱۳۷۷: ۶۸). گسل تبریز یکی از ساختارهای خطی ایران است که بر اساس تصویر ماهواره‌ای گسل تبریز در طول ۲۷۴ کیلومتری از کوه‌های میشو (در غرب) تابستان آباد (در شرق) قابل‌ردیابی است.

گسل میانه- اردبیل: بر اساس تصویر ماهواره‌ای گسلی میانه - اردبیل به طول ۱۲۷ کیلومتر که در یال جنوبی کوه‌های بزقوش از خان یوردی (جنوب خاورمیانه)، تا خاور لارود در شمال امتداد دارد. این گسله را در پیوند ساختاری با پایانه جنوب خاوری گسله شمال تبریز می‌دانند و آن را به‌عنوان یک گسله زمین‌لرزه‌ای معرفی می‌نمایند. این گسله ساز وکار معکوس داشته، شیب عمومی آن، رو به شمال و راستای آن به‌طور خمیده، کم و بیش خاور- شمال خاوری است.

گسل ارس: گسل ارس به‌صورت خطواره‌ای با روند تقریباً شمال خاوری – جنوب باختری است در مرز ایران و جمهوری آذربایجان واقع می‌باشد (پورکرمانی،۱۳۷۷: ۸۳). بر اساس تصویر ماهواره‌ای گسل ارس به طول ۵۱۳ که منطبق بر شاخه شرقی رودخانه ارس است.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]

گسل آستارا – اردبیل: گسل آستارا یا طالش گسل معکوس جنبایی در باختر گودال خزر بوده و دارای راستای تقریبی شمالی – جنوبی است. فرونشستگی کف دریای خزر، در راستای این گسل (در باختر) و گسل خزر (در جنوب) انجام می‌شود (پورکرمانی،۱۳۷۷، ص ۸۵). طول این گسل بر اساس تصویر ماهواره‌ای گسل حدود ۴۸۸ کیلومتر است.

ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی گستره موردمطالعه

برای بررسی لرزه‌خیزی گستره موردتحقیق، در ابتدا، با استفاده از منابع اطلاعات جهانی و محلی فهرست‌نامه یکنواختی از زمین‌لرزه‌های روی‌داده در گستره موردبررسی از سال ۸۹۴ تا ابتدای سال ۲۰۱۷ تهیه شد. با توجه به ارتقاء کمی و کیفی دستگاه‌های زلزله‌نگاری در جهان، زلزله شناسان زمین‌لرزه‌های دستگاهی را به دودسته عمده تقسیم می‌کنند؛ الف) زمین‌لرزه‌های دوره نخست دستگاهی[1]: زمین‌لرزه‌هایی که قبل از استقرار شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی (۱۹۰۰-۱۹۶۳) به ثبت رسیده‌اند. ب) زمین‌لرزه‌های دوره جدید دستگاهی[2]: زمین‌لرزه‌هایی که پس از استقرار شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی (۱۹۶۴ تاکنون) ثبت‌شده‌اند (میرزائی و همکاران، ۱۳۸۱: ۱۱). منابع اصلی مورداستفاده برای زمین‌لرزه‌های دستگاهی عبارت‌اند از:

ULM، کاتالوگ زمین‌لرزه‌های ایران، تهیه‌شده توسط آمبرسیز (۱۹۸۲) منبع اصلی برای پارامترهای زمین‌لرزه‌های روی‌داده در دوره زمانی ۱۹۶۳- ۱۹۰۰ میلادی است، کاتالوگ زمین‌لرزه‌هایی که توسط مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC[3]) تعیین محل شده است. داده‌های موجود در ISC قابل‌اعتمادترین اطلاعات‌پایه برای زمین‌لرزه‌های دوره زمانی ۱۹۶۴ تاکنون را در بردارد، کاتالوگ زلزله و پدیده‌های طبیعی ایران‌زمین (بربریان، ۱۹۹۴)، داده‌های محلی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، داده‌های مرکز لرزه شناسی آمریکا (NEIC).

یافته‌های پژوهش

برای برآورد ویژگی‌های لرزه‌خیزی گستره موردمطالعه از اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌ها و روش‌های آماری ویژه‌ای استفاده می‌شود. برای این منظور فهرست زمین‌لرزه‌ها در گستره‌های موردمطالعه شعاعی و یا استانی لرزه زمین ساختی منطقه موردمطالعه، گردآوری، انتخاب، تکمیل و پردازش گردد. سپس با استفاده از توابع و روش‌های آماری در گستره موردنظر میزان لرزه‌خیزی محاسبه شد.

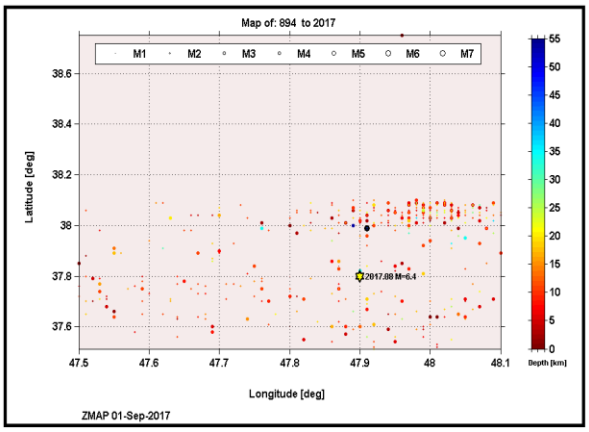
عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها

شکل ۳ و ۵ گستردگی عمق زلزله‌ها را در منطقه موردمطالعه نشان می‌دهد. تمرکز عمق زلزله‌ها یکی در عمق ۳۳- ۳۲/۵ کیلومتر و دیگری در عمق ۴۰- ۳۳ کیلومتر می‌باشد تمرکز زلزله‌ها در عمق ۳۳- ۳۲/۵ کیلومتر منتسب به زلزله‌های با عمق نامشخص است. زمین‌لرزه‌های رخ‌داده در منطقه موردمطالعه از نوع کم‌عمق بوده و با توجه به خصوصیات لرزه‌ای منطقه به‌طورکلی خاستگاه پوسته‌ای و ژرفای کم دارند. سازوکار غالب زمین‌لرزه‌ها در گستره موردمطالعه از نوع امتدادلغز است.

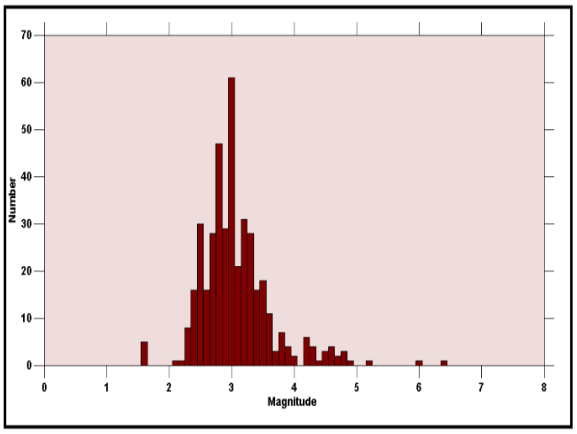
1 early-instrumental earthquakes.
2 Modern instrumental earthquakes
3 International Seismological Center.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

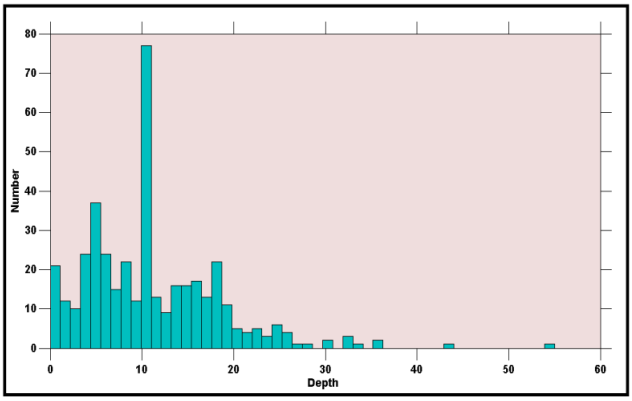
[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]



شکل ۳- نقشه عمق، بزرگای (M) و رومرکز زمین‌لرزه در منطقه موردمطالعه



شکل ٤- هیستوگرام بزرگای (M) زمین‌لرزه در منطقه موردمطالعه



شکل ٥- هیستوگرام عمق زمین‌لرزه در منطقه موردمطالعه

با بررسی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های رخداده بزرگ‌تر از ۴ در منطقه معلوم گردید که بیشترین تمرکز زمین‌لرزه‌های رخداده در بین سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۱۲ و با بررسی بزرگای زمین‌لرزه‌های رخداده در منطقه موردمطالعه نیز نشان داد که نخست، قوی‌ترین بزرگای زمین‌لرزه‌های رخداده در سال ۸۹۴ در منطقه ۷/ ۶ ریشتر بوده است.

روش تخمین قدرت لرزه زایی گسل

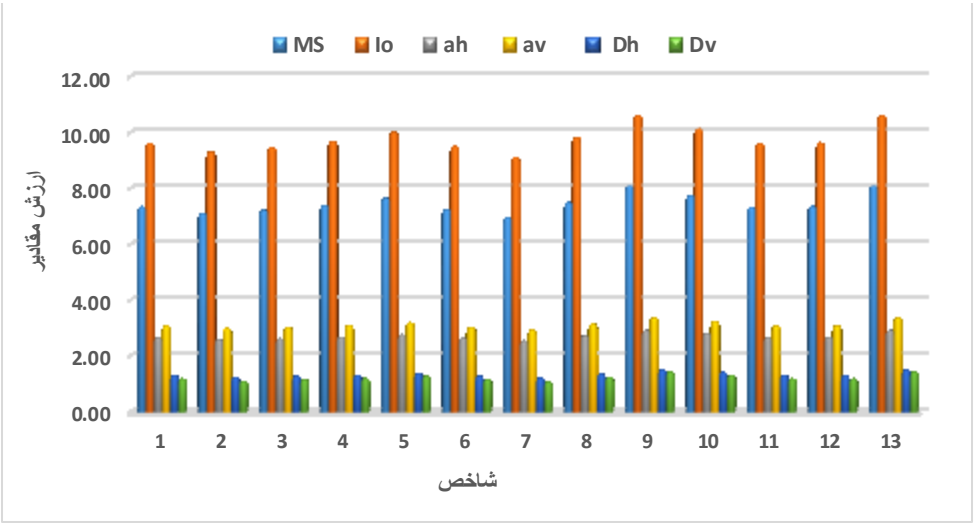
بعد از مشخص شدن سرچشمه‌های لرزه‌ای باید برای هر سرچشمه معین‌شده یک زمین‌لرزه کنترل‌کننده تعیین گردد. گسل‌های منطقه از نوع امتدادلغز هستند. بر اساس نقشه زمین‌شناسی و نقشه سایزموتکتونیکی تهیه‌شده، که دربرگیرنده گسل‌ها و خطواره‌های فعال است گسل‌های فعال پاره بندی شده، طول تمامی پاره‌های گسل‌های فعال اندازه‌گیری شده و بر اساس آن‌ها آنالیز ریسک انجام‌گرفته که نتایج آن در جدول ۲ و شکل ۶ ارائه‌شده است.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/georesearch.32.4.69]

جدول ۲-پارامترهای محاسبه‌شده برای گسل‌های محدوده طرح با روش برآورد توان لرزه زایی گسل‌های عمده طرح

نام گسل	نوع گسل	طول گسل (L)(m)	MS	Io[1]	ah(m/s)[2]	av(m/s)[3]	Dh (m)[4]	Dv(m)[5]
پاره ۱ گسل تبریز	امتدادلغز	۱۱۴۷۴۹/۶۵	۷/۳۲	۹/۶۰	۲/۶۵	۳/۰۶	۱/۲۹	۱/۱۷
پاره ۲ گسل تبریز	امتدادلغز	۷۱۰۱۲/۲۹	۷/۰۸	۹/۲۹	۲/۵۷	۲/۹۷	۱/۲۳	۱/۱۰
پاره ۳ گسل تبریز	امتدادلغز	۸۸۶۸۰/۹۶	۷/۱۹	۹/۴۳	۲/۶۱	۳/۰۱	۱/۲۶	۱/۱۳
جمع گسل تبریز	امتدادلغز	۲۷۴۴۴۲/۹۰	۷/۷۶	۱۰/۱۷	۲/۷۹	۳/۲۳	۱/۴۰	۱/۳۱
گسل میانه - اردبیل	امتدادلغز	۱۲۷۵۵۶/۹۶	۷/۳۷	۹/۶۶	۲/۶۷	۳/۰۸	۱/۳۱	۱/۱۹
پاره ۱ گسل ارس	امتدادلغز	۲۰۸۲۴۷/۴۵	۶/۲۱	۹/۹۹	۲/۷۵	۳/۱۸	۱/۳۷	۱/۲۷
پاره ۲ گسل ارس	امتدادلغز	۹۶۱۶۱/۱۰	۷/۲۳	۹/۴۸	۲/۶۲	۳/۰۲	۱/۲۷	۱/۱۵
پاره ۳ گسل ارس	امتدادلغز	۵۳۹۳۰/۶۷	۶/۹۴	۹/۱۰	۲/۵۳	۲/۹۱	۱/۲۰	۱/۰۵
پاره ۴ گسل ارس	امتدادلغز	۱۵۴۷۵۶/۲۶	۷/۴۷	۹/۷۹	۲/۷۰	۳/۱۲	۱/۳۳	۱/۲۲
مجموع گسل ارس	امتدادلغز	۵۱۳۰۹۵/۴۸	۸/۰۸	۱۰/۵۸	۲/۹۰	۳/۳۶	۱/۴۸	۱/۴۱
پاره ۱ گسل آستارا- اردبیل	امتدادلغز	۲۵۸۳۹۰/۱۷	۷/۷۳	۱۰/۱۳	۲/۷۸	۳/۲۲	۱/۳۹	۱/۳۰
پاره ۲ گسل آستارا- اردبیل	امتدادلغز	۱۱۳۱۶۴/۹۵	۷/۳۱	۹/۵۸	۲/۶۵	۳/۰۶	۱/۲۹	۱/۱۷
پاره ۳ گسل آستارا- اردبیل	امتدادلغز	۱۱۶۸۸۸/۴۴	۷/۳۳	۹/۶۱	۲/۶۵	۳/۰۶	۱/۳۰	۱/۱۸
مجموع گسل آستارا - اردبیل	امتدادلغز	۴۸۸۴۴۳/۵۶	۸/۰۸	۱۰/۵۸	۲/۹۰	۳/۳۶	۱/۴۸	۱/۴۱



شکل ٦-نمودار پارامترهای برآورد توان لرزه زایی گسل‌های عمده طرح

[1] شدت در کانون زلزله
[2] شتاب افقی
[3] شتاب قائم
[4] جابجایی افقی
[5] جابجایی قائم

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]
[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]

روش تحلیل زمین‌لرزه‌های تاریخی و معاصر

در این روش با گردآوری اطلاعات زمین‌لرزه‌های تاریخی و معاصر(زمین‌لرزه‌های روی‌داده) گسل مسبب زلزله شناسایی می‌شود. سپس با توجه به اطلاعات لرزه‌ای جمع‌آوری‌شده مقادیر Ms زلزله‌ها موردبررسی قرار می‌گیرد. بر اساس زمین‌ساخت منطقه یک سری از زلزله‌های با Ms بالا که می‌تواند در صورت رویداد مجدد تأثیر بیشتری برسازه داشته باشد و همچنین زلزله‌هایی که نزدیک به سایت روی‌داده‌اند، انتخاب می‌شوند. سپس شدت و فاصله از ساختگاه این زمین‌لرزه‌ها به‌دست‌آمده و با روابط تجربی مقادیر شتاب، سرعت و جابجایی به دست می‌آید. در این مرحله بیشترین مقدار شتاب افقی به‌دست‌آمده از داده‌های آنالیز شده مدنظر قرار می‌گیرد تا پارامتر MPE طرح مشخص گردد . به‌منظور انجام این بررسی‌ها جدول ۳ طرح و خلاصه آنالیزها در آن ذکرشده است. همچنین مقادیر جدول مذکور در شکل ۷ نشان داده است.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

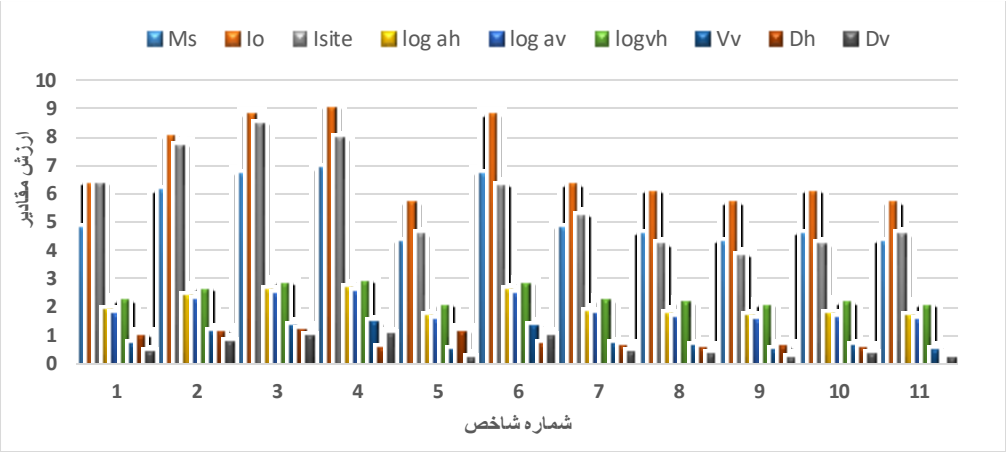
[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]

جدول۳- پارامترهای ریسک زلزله محاسبه شده به روش تحلیل زلزله های تاریخی و معاصر

Date	Ms	Io	طول گسل (L)	فاصله از گسل (R)(km)	Isite	ah(m/s)	av(m/s)	vh(m/s)	Vv(m/s)	Dh(m)	Dv(m)
۸۹۴/۰۱/۰۶	۴/۸۲	۶/۳۵۶	۹۰	۰/۱	۶/۳۴۵۰۲۶۵	۱/۸۶۵۸	۱/۷۲۶۸	۲/۲۱۹	۰/۶۷۹۶۸	۰/۶۷۷۶۴	۰/۳۹۵۴۴
۱۵۹۳	۶/۱	۸/۰۲	۴۲۴۴۸	۳/۳۱	۷/۶۸۵۹۸۵۲	۲/۳۶۵	۲/۲۲۶	۲/۶۳۵	۱/۱۴۵۶	۰/۹۹۳۸	۰/۷۹۴۸
۱۸۸۰/۰۷/۰۴	۶/۷	۸/۸	۲۴۴۴۸	۳/۳۱	۸/۴۶۵۹۸۵۲	۲/۵۹۹	۲/۴۶	۲/۸۳	۱/۳۶۴	۱/۱۴۲	۰/۹۸۲
۱۸۴۴/۰۵/۱۳	۶/۹	۹/۰۶	۳۱۰۹۸/۴۵	۱۳/۲۱۳۴	۷/۹۵۱۲۹۷۶	۲/۶۷۷	۲/۵۳۸	۲/۸۹۵	۱/۴۳۶۸	۱/۱۹۱۴	۱/۰۴۴۴
۱۹۸۵/۰۲/۲۰	۴/۳	۵/۶۸	۳۱۰۹۸/۴۵	۱۳/۲۱۳۴	۴/۵۷۱۲۹۷۶۴	۱/۶۶۳	۱/۵۲۴	۲/۰۵	۰/۹۴۰۴	۰/۵۴۹۲	۰/۲۳۳۲
۱۸۹۷/۰۳/۰۲	۶/۷	۸/۸	۴۲۴۴۸	۴۲/۴۴۸	۶/۲۹۵۸۶۵۹	۲/۵۹۹	۲/۴۶	۲/۸۳	۱/۳۶۴	۱/۱۴۲	۰/۹۸۲
۱۹۹۷/۰۳/۰۲	۴/۸	۶/۳۳	۳۱۰۹۸/۴۵	۱۳/۲۱۳۴	۵/۲۲۱۲۹۷۶	۱/۵۸۵	۱/۷۱۹	۲/۲۱۲۵	۰/۶۷۲۴	۰/۶۷۲۷	۰/۳۸۹۲
۱۹۹۷/۰۳/۰۲	۴/۶	۶/۰۷	۲۱۲۸۹/۲۶	۲۶/۶۵۵۷۶	۴/۲۱۲۹۷۶۴	۱/۷۸	۱/۶۴۱	۲/۱۴۷۵	۰/۵۹۹۶	۰/۶۲۳۳	۰/۳۲۶۸
۱۹۹۷/۰۳/۲۱	۴/۳	۵/۶۸	۲۱۲۸۹/۲۶	۲۶/۶۵۵۷۶	۳/۸۲۲۹۷۶۴	۱/۶۶۳	۱/۵۲۴	۲/۰۵	۰/۴۹۰۴	۰/۵۴۹۲	۰/۲۳۳۲
۱۹۹۷/۰۵/۱۲	۴/۶	۶/۰۷	۲۱۲۸۹/۲۶	۲۶/۶۵۵۷۶	۴/۲۱۲۹۷۶۴	۱/۷۸	۱/۶۴۱	۲/۱۴۷۵	۰/۵۹۹۶	۰/۶۲۳۳	۰/۳۲۶۸
۲۰۱۷/۰۱/۲۸	۴/۳	۵/۶۸	۳۱۰۹۸/۴۵	۱۳/۲۱۳۴	۴/۵۷۱۲۹۷۶	۱/۶۶۳	۱/۵۲۴	۲/۰۵	۰/۴۹۰۴	۰/۵۴۹۲	۰/۲۳۳۲

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]



شکل۷- مهم‌ترین پارامترهای نتیجه شده از زلزله‌های تاریخی و معاصر

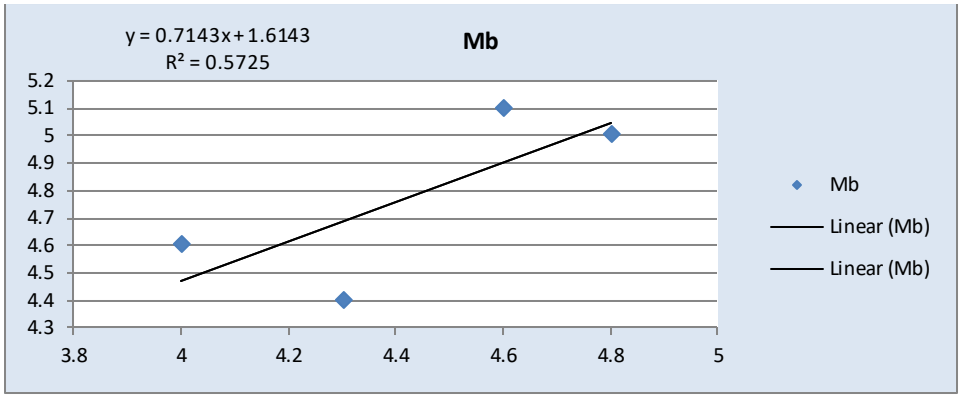
رابطه امواج سطحی و درونی

به دلیل اهمیت و کاربرد بزرگی Ms در روابط میرایی پارامترهای حرکت زمین لازم است بزرگی Mb زلزله‌های فاقد بزرگی Ms را به بزرگی امواج سطحی تبدیل کنیم. به این منظور اطلاعات زمین‌لرزه‌های که هردوی بزرگی Ms و Mb آن‌ها گزارش‌شده است انتخاب می‌شود و با برازش بهترین خط در یک نمودار از این داده‌ها رابطه خطی بین امواج سطحی و درونی به دست می‌آید. در بسیاری از موارد به دلیل نبود اطلاعات و یا نبود امکان محاسبات، به‌طور عمومی ژرفای کانونی ۳۳ کیلومتر از سوی ایستگاه‌ها و مراکز لرزه‌نگاری به زمین‌لرزه‌های خفیف‌تر نسبت داده‌شده است. فقط با نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری درازمدت محلی در منطقه و مطالعات پیوسته زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگ امکان تعیین دقیق ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها امکان‌پذیر است. معمولاً در محاسبات برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی یا تحلیل خطر زمین‌لرزه از یک نوع بزرگی، بیشتر بر مبنای Ms و یا در موارد خاص از Mb استفاده می‌گردد. در این بررسی با استفاده از زمین‌لرزه‌هایی که برای آن‌ها هر دو بزرگای Mb و Ms گزارش‌شده است (جدول ۴) و با به‌کارگیری روش آماری کمترین مربعات و یافتن معادل بهترین خط از میان آن‌ها (شکل ۸)، فهرست زمین‌لرزه‌ها برای بزرگای Ms تکمیل گردیده است.

جدول ٤- داده‌های ورودی برای برازش بهترین خط همبستگی بین بزرگای Ms و Mb در گستره موردمطالعه

Date	Time	lat	long	Depth	Ms	Mb
۱۹۹۷/۰۳/۰۲	۱۸:۲۹:۴۸	۳۷/۸۶	۴۷/۸۷	۱۵	۴/۶	۵/۱
۱۹۹۷/۰۳/۰۲	۱۸:۲۹:۴۴	۳۸	۴۷/۸۹	۵۵	۴/۸	۵
۱۹۹۷/۰۳/۲۱	۲۳:۰۰:۴۴	۳۷/۹۹	۴۷/۹۱	۴۴	۴/۳	۴/۴
۱۹۹۷/۰۵/۱۲	۰۳:۵۱:۰۰	۳۷/۹۴	۴۸	۱۰	۴	۴/۶

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]
[DOI: 10.29252/georesearch.32.4.69]



شکل ۸- توزیع داده‌ها و معادله بهترین خط همبستگی بین بزرگای Ms و Mb در گستره موردمطالعه

به این منظور اطلاعات موجود در گستره ۱۰۰ کیلومتری منطقه، مورد پردازش قرارگرفته و رابطه زیر به‌عنوان بهترین خط همبستگی به‌دست‌آمده است:

$$Ms = 0/7143\ Mb - 1/6143 \qquad (۶)$$

ضریب همبستگی این برازش کم است و این به دلیل کم بودن داده‌های بکار رفته در برازش و پراکندگی زیاد آن‌ها است و به دلیل کمبود غنای داده‌ها باید آن را پذیرفت و این ضرایب محلی بهتر از استفاده از ضرایب جهانی خواهد بود. ضریب همبستگی پارامتر آماری است که در برازش بالا بودن آن نشان از همبستگی مناسب داده‌های شرکت‌کننده در برازش است.

روش مقدماتی گوتنبرگ- ریشتر

فراوانی زلزله‌ها توسط گوتنبرگ- ریشتر به‌صورت زیر بیان‌شده است:

$$\text{Log } Nc = a - b\ M_s \qquad (۷)$$

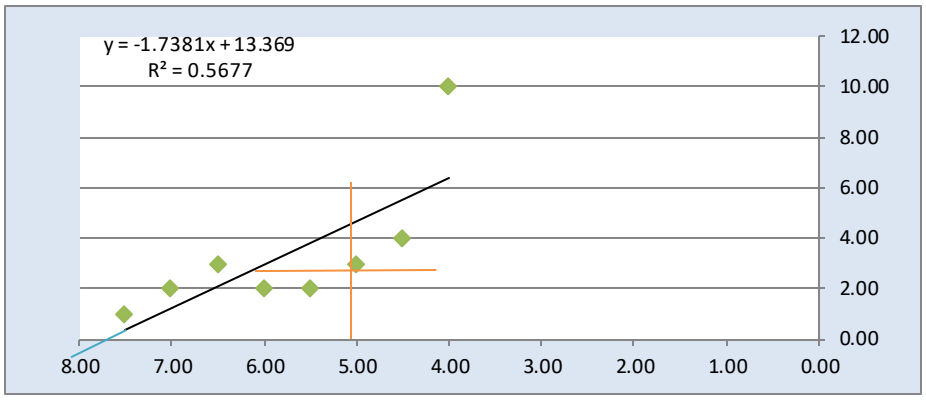
در این رابطه Nc فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها، M_s بزرگی برحسب امواج سطحی، a و b ضرایب لرزه‌خیزی منطقه هستند که به‌طور خطی و با در نظر گرفتن رابطه ساده زیر به بزرگی (M) نسبت داده می‌شوند.

حتی با به کار بستن این رابطه ساده نیز می‌توان با انجام یک دسته‌بندی مناسب برای بزرگای زمین‌لرزه‌ها، رابطه لرزه‌خیزی و ضرایب مربوط به آن را (ضرایب a,b) به‌دست‌آمده آورد، اما با توجه به محدودیت‌های این رابطه، از یک‌سو امکان استفاده از زمین‌لرزه‌های تاریخی وجود نداشته و از طرف دیگر به علت نداشتن حد بالا و پایین بزرگی، نتایج به‌دست‌آمده تنها تابع ماهیت ریاضی رابطه بوده و با واقعیات لرزه‌خیزی منطقه سازگار نیست. درنتیجه نتایج فقط برای فاصله‌های زمانی که اطلاعات لرزه‌ای نسبتاً همگن و پیوسته باشند (زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت‌شده) و در بازه محدودی از بزرگی (۶/۷- M۴/۰)، تقریباً قابل‌پذیرش است.

برای دست‌یابی به پارامترهای منطقه‌ای a,b بزرگی زلزله‌ها را در محور افقی و فراوانی تجمعی آن‌ها به‌صورت لگاریتمی در محور قائم یک نمودار قرار می‌گیرد و بهترین خط مستقیم برازش می‌گردد. محل تلاقی خط مذکور با محور قائم معرف مقدار a و اندازه ضلع قائم مثلثی باقاعده Ms=1 و وتری که بخشی از خط مستقیم است نیز معرف مقدار b می‌باشد (شکل ۹).

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/georesearch.32.4.69]



شکل ۹- رابطه بین فراوانی تجمعی (Nc) و بزرگای سطحی (Ms) زمین‌لرزه‌ها بر اساس روش گوتنبرگ- ریشتر

در این مطالعه مقادیر a,b طبق شکل (۵) معادل a=۷/۶۷ (برای شعاع ۲۰۰ کیلومتر و در نظر گرفتن ۱۱۲۳ سال طول دوره گردآوری داده‌ها محاسبه شد) و مقدار b= ۰/۹۵ به دست آمد. بر این اساس رابطه بین بزرگی و فراوانی زلزله‌ها به‌صورت زیر می‌باشد:

$$\text{Log Nc} = -0/95\text{Ms} + 7/67 \qquad (۸)$$

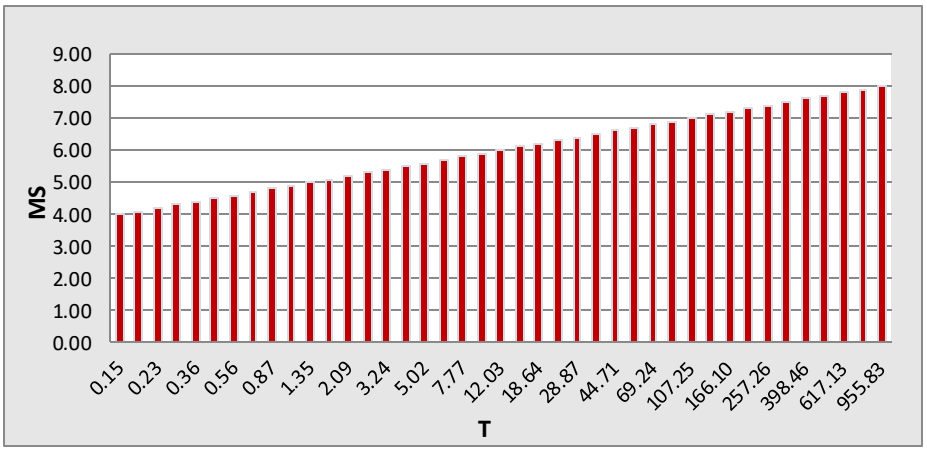
$$R^2 = 0/5677$$

دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه به روش مقدماتی گوتنبرگ- ریشتر

در این بخش با استفاده از روش‌های آماری مختلف، دوره بازگشت بزرگی برای گستره ۱۰۰ کیلومتری منطقه محاسبه می‌شود. دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه‌ها برحسب روابط زیر برای گستره ۱۰۰ کیلومتری پیرامون منطقه محاسبه‌شده است. پارامترهای رابطه مذکور به شرح زیر هستند:

$$Ms = \left[log\left(\frac{T}{N}\right) + a\right] / b \qquad (۹)$$

در این رابطه MS بزرگی امواج سطحی، T دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها برحسب سال و N مدت‌زمان گردآوری داده‌هاست (از سال ۸۹۴) که برای a, b استفاده‌شده است و در این مطالعه ۱۱۲۳ سال بوده است. بزرگای زلزله در مقابل دوره بازگشت رویداد زلزله در شکل (۱۰) ترسیم‌شده است.



شکل ۱۰- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های گستره موردمطالعه بر اساس روش گوتنبرگ- ریشتر

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/georesearch.32.4.69]

بحث و نتیجه‌گیری

در سال‌های اخیر زلزله شناسان و مهندسین زلزله برای کاهش خطرات ناشی از زلزله، پژوهش‌های خود را درزمینه پیش‌بینی زلزله، روی عدم قطعیت‌ها، بزرگی و محل وقوع زلزله متمرکز کرده‌اند. در این پژوهش پیش‌بینی بلندمدت زمان رخداد زلزله، با روش‌های ذکرشده صورت گرفته است. در اولین گام، مشخصات زلزله‌های رخ‌داده در بین سال‌های ۸۹۴ تا ۲۰۱۷ از پایگاه‌های مختلف لرزه‌ای جمع‌آوری گردیده است.

در گام دوم به روش تحلیل تعیینی خط لرزه‌ای، از ۱۰ پاره گسلی موجود در گسترهٔ طرح، بزرگ‌ترین زمین‌لرزهٔ محتمل متعلق به فعالیت احتمالی گسله‌های تبریز، میانه – اردبیل، ارس و آستار-اردبیل با بزرگای ۷/۷۶، ۷/۳۷، ۸/۰۸ و ۸/۰۸ در مقیاس امواج سطحی برآورد شده، است. دراین‌ارتباط سابقه لرزه‌خیزی درگذشته و ثبت زمین‌لرزه‌های اخیر در منطقه حاکی از فعالیت منطقه ازلحاظ لرزه‌خیزی است که تأییدکننده نتایج است. با ترسیم و بررسی نقشه رومرکز زمین‌لرزه‌های رخ‌داده در منطقه نیز معلوم گردید که بیشترین تمرکز زمین‌لرزه‌های رخ‌داده در سمت شرق و مرکز منطقه می‌باشد.

گردآوری و بررسی داده‌های زمین‌لرزه محدوده موردمطالعه نشان می‌دهد که مخاطره زلزله در تاریخ این محدوده بارها روی‌داده و احتمال رویداد آن در آینده نیز وجود دارد. ازاین‌رو تحلیل میزان خطر این رویداد برای آینده این منطقه الزامی است. بر این اساس تحلیل اطلاعات موجود در گستره ۱۰۰ کیلومتری منطقه، گردآوری و مورد پردازش قرارگرفته و رابطه زیر به‌عنوان بهترین خط همبستگی به دست آمد.

$$Ms = 0/7143\ Mb - 1/6143$$

اگرچه ضریب همبستگی این برازش کم است و این به دلیل کم بودن داده‌های بکار رفته در برازش و پراکندگی زیاد آن‌ها است و به دلیل کمبود غنای داده‌ها باید آن را پذیرفت و بااین‌حال این ضرایب محلی بهتر از استفاده از ضرایب جهانی خواهد بود.

درروش تعیینی با مشخص شدن سرچشمه‌های لرزه‌ای (گسل‌ها و خطواره‌های فعال)و پاره بندی آن‌ها و اندازه‌گیری طول تمامی پاره‌های گسل‌ها آنالیز ریسک انجام‌گرفته که نتایج بزرگ‌ترین زلزله را معادل ۸/۸۰به دست داده است.

اما در روش تاریخی با گردآوری اطلاعات زمین‌لرزه‌های تاریخی و معاصر(زمین‌لرزه‌های روی‌داده) گسل مسبب زلزله شناسایی شد. سپس با توجه به اطلاعات لرزه‌ای جمع‌آوری‌شده مقادیر Ms زلزله‌ها موردبررسی قرار گرفت و بر این مبنا مقدار MPE برابر ۸/۸۰ به دست آمد.

فراوانی زلزله‌ها توسط رابطه گوتنبرگ- در محدوده موردمطالعه موردبررسی قرارگرفته است. برای این منظور ابتدا پارامترهای منطقه‌ای a,b محاسبه‌شده است. ابتدا بزرگی زلزله‌ها را در محور افقی و فراوانی تجمعی آن‌ها به‌صورت لگاریتمی در محور قائم یک نمودار قرار می‌گیرد و بهترین خط مستقیم برازش می‌گردد. محل تلاقی خط مذکور با محور قائم معرف مقدار a و اندازه ضلع قائم مثلثی باقاعده Ms=1 و وتری که بخشی از خط مستقیم است نیز معرف مقدار b می‌باشد. به‌این‌ترتیب ضریب a معادل ۷/۶۷ (برای شعاع ۲۰۰ کیلومتر و در نظر گرفتن ۱۱۲۳ سال طول دوره‌گرد آوری داده‌ها محاسبه شد) و مقدار ۰/۹۵ =b به دست آمد. بر این اساس رابطه بین بزرگی و فراوانی زلزله‌ها به‌صورت زیر می‌باشد:

$$Log\ Nc = - 0/95Ms + 7/67$$

همچنین برای محاسبه دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه از روش گوتنبرگ- ریشتر استفاده‌شده است. درواقع در این بخش با استفاده از روش‌های آماری، دوره بازگشت بزرگی برای گستره ۱۰۰ کیلومتری منطقه محاسبه‌شده. نتایج محاسبه دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگای مختلف نشان داده است که دوره بازگشت زمین‌لرزه با بزرگی ۷ حدود ۱۰۷ سال است.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]

منابع و مآخذ

- بربریان، مانوئل، قریشی، منوچهر، طالبیان، مرتضی، شجاع طاهری، جعفر (۱۳۷۵)، پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره سمنان، سازمان زمین‌شناسی کشور، چاپ اول، چاپ پرسپولیس.
- برگی، خسرو (۱۳۹۱)، اصول مهندسی زلزله، مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران، چاپ نهم.
- پورکرمانی، محسن، آرین، مهران (۱۳۷۷)، لرزه‌خیزی ایران، تهران، انتشارات شهید بهشتی، چاپ اول.
- شاداب فر، مهدی (۱۳۹۱)، تحلیل خطر زلزله، گروه سازه و ژئوتکنیک، دانشگاه صنعت آب و برق(شهید عباسپور).
- علیزاده، اکرم، صفری، راضیه (۱۳۹۴)، پارامترهای لرزه‌خیزی فرکتالی- زمانی زمین‌لرزه اهر- ورزقان، شمال باختری ایران، علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، صص ۱۵۵- ۱۶۰.
- مقدم، حسن (۱۳۹۲)، مهندسی زلزله – مبانی و کاربرد، نشر کتاب دانشگاهی، چاپ هشتم.
- میرزائی، نوربخش (۱۳۸۳)، ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران، سمینار آموزشی مبانی لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین‌لرزه،مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- میرزائی، نوربخش، قیطانچی، محمدرضا، ناصریه، سعید، رئیسی، محمد، ظریفی، رؤیا، طبائی، سید قاسم (۱۳۸۱)، پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌های ایران، تهران- دانش نگار.
- آرین، مهران، احمدی کمیجانی، ناصر، سلگی، علی، رحیمی، نگین (۱۳۸۹)، لرزه‌زمین‌ساخت و برآورد خطر زمین‌لرزه ساختگاه‌سد جریانی دز، فصلنامه علمی پژوهشی زمین و منابع واحد لاهیجان، سال سوم، شماره دوم، صص ۱۴-۱.
- فریدونی، داود، عباسفام، علیرضا (۱۳۹۳)، ارزیابی خطر زمین‌لرزه و تحلیل ریسک زلزله در شهر خوی با استفاده از روش‌های قطعی و احتمالی، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هشتم، شماره سی‌ام، صص ۲۲-۱۱.
- گرامی، محسن، سیوندی پور، عباس، تقدیسی، هادی (۱۳۹۱)، پیش‌بینی آماری پهنه‌بندی خطر زلزله احتمالی با استفاده از شبکه‌های مصنوعی، نشریه زمین‌شناسی مهندسی، جلد ششم، شماره ۱، صص۱۴۴۴- ۱۴۲۹.
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P. (1982), A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press, Cambridge,UK.
- Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Hessami, Kh.T, Kozhurin, A.I, Ivanova, T.P, Rogozhin, E.A Hademi, M.C, Jamali, F.H. (2004), Active Faults in the Zagros and Central Iran, Tectonophysics, Vol. 380, No. 3-4. pp.221-241.
- Kulahc, F., Inceoz, M., Dogru, D., Aksoy, E., Baykara, O. (2009), Artificial Neural Network Model for Earthquake Prediction with Radon Monitoring, Applied Radiation and Isotopes 67, pp.212-219.
- Slemmons, D.B., Depolo, C.M. (1986), Evaluation of Active Faulting and Associated Hazaard, Actie tectonics, National Academy press, Washington, D.C.
- Yamashina, K. (2006), Trial of Earthquake Prediction in Japan and a Statistical Test of Time-shift, Journal of Tectonophysics 417, pp.169-182.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-23]

[DOI: 10.29252/geores.32.4.69]