

## ارزیابی فعالیت گسل تالش در استان گیلان با بررسی‌های مورفوتکتونیک و لرزه‌زمین‌ساختی

اکرم علیزاده\* - دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه.  
شاهین خادمی - کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه.

پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۰۷/۱۱      تأیید نهایی: ۱۴۰۱/۱۱/۱۹

### چکیده

منطقه تالش در استان گیلان و ایالت لرزه‌زمین‌ساختی گرگان-رشت واقع شده است. به منظور تعیین میزان فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در راستای مقابله با رخداد زلزله، از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی و تحلیل آماری لرزه‌زمین‌ساخت منطقه استفاده گردید. به منظور ارزیابی نسبی زمین‌ساخت فعال در امتداد گسل تالش در زون ساختاری البرز، برخی از شاخص‌های مورفوتکتونیک از قبیل: انتگرال هیپسومتری و منحنی هیپسومتری، نسبت کشیدگی، شاخص نسبت پهنای دره به عمق آن، شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز، پیچ و خم جبهه کوهستان و شاخص شیب آبراهه در محیط نرم افزار GIS محاسبه شده‌است. بررسی شاخص‌های مورفومتریک در حوضه‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که میزان فعالیت تکتونیک در امتداد گسل تالش به یک اندازه و ثابت نیست. برخی از شاخص‌ها، مناطق شمالی گسل تالش را به عنوان مناطق فعال و برخی دیگر قسمت‌های جنوبی را فعال‌تر ارزیابی می‌کنند، اما تعداد شاخص‌هایی که بر فعالیت قسمت‌های جنوبی اشاره دارند بیشتر است. بازدیدهای صحرایی انجام شده از منطقه، وجود شکستگی‌ها، گسل‌های جوان، چین خوردگی‌ها و نیز حفر قائم رودخانه‌ها، تأیید کننده‌ی فعالیت‌های نئوتکتونیک می‌باشند. در بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی و محاسبه بیشینه شتاب محتمل گسل‌های محدوده مورد مطالعه معلوم گردید که گسل تالش با طول تقریبی ۸۲ کیلومتر و به فاصله کمتر از ۷ کیلومتر از مرکز منطقه مورد مطالعه، بیشترین شتاب افقی را به میزان  $0.63$  وارد می‌کند. به طور کلی مطالعه‌ی نشانگرهای نوزمین‌ساختی و محاسبات انجام شده بیانگر فعال بودن گسل تالش از نظر تکتونیک می‌باشد.

واژگان کلیدی: مورفوتکتونیک، لرزه‌زمین‌ساخت، گسل، تالش، گیلان.

## مقدمه

کشور ایران بر روی کمربند زلزله خیز آلپ-همیالیا قرار دارد و با شرایط متفاوت زمین‌شناسی و توپوگرافی از جمله کشورهای است که به صورت عام، با پدیده‌ی زمین‌لرزه روبرو می‌باشد. رخداد زمین‌لرزه به عنوان یکی از مخرب‌ترین و آسیب‌رسان‌ترین پدیده‌ها در کشور مطرح می‌باشد. زمین‌لرزه‌ها در میان مخاطرات طبیعی از نظر تلفات جانی در ایران و جهان، در مرتبه‌ی اول جای می‌گیرند. وقوع هر زمین‌لرزه رویدادی ویژه و بااهمیت است که با درک ابعاد مختلف آن و شناسایی توان لرزه‌خیزی یک منطقه می‌توان روش‌های مناسب ایمن‌سازی برای مقابله با این پدیده‌ی طبیعی را اتخاذ نمود. با بررسی توان لرزه‌خیزی ایران که جزء ده کشور لرزه‌خیز جهان می‌باشد، اهمیت مطالعات تخصصی زلزله روز به روز آشکارتر می‌شود. وقوع رخداد زلزله، از علایم وجود فعالیت‌های نوزمین‌ساختی می‌باشد. منطقه‌ی تالش واقع در باختر استان گیلان، از نظر زلزله‌خیزی فعال بوده و تاکنون زلزله‌های متعددی در آن رخ داده است.

## روش تحقیق

در این پژوهش ابتدا اطلاعات پایه و مقدماتی از کتب، مقالات و گزارشات منتشر شده در مورد موضوع پژوهش و منطقه جمع‌آوری گردید سپس، نقشه زمین‌شناسی منطقه رسم گردید. خطواره‌ها و شکستگی‌های منطقه مورد نظر، با استفاده از روش‌های سنجش از دور استخراج شده است. برای این منظور با استفاده از باند پنج تصویر ماهواره‌ای لندست هشت، در محیط نرم افزار ژئوماتیکا<sup>۱</sup> ابتدا خطواره‌ها استخراج شده و نقشه چگالی خطواره‌ها تهیه شده است، سپس خطواره‌های استخراج شده، وارد نرم افزار راک ورک<sup>۲</sup> شده و رزدیگرام آن‌ها تهیه شده است.

داده‌های زمین‌لرزه‌ای به کار رفته در منطقه، داده‌های دستگاهی هستند که با توجه به اهمیت این داده‌ها در انجام مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی و تحلیل خطر از کاتالوگ پایگاه‌های داده‌های لرزه‌ای دستگاهی مختلفی چون: USGS, IIEES, ISC و مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شد. هر زلزله در این پایگاه داده‌ها شامل جزئیاتی مربوط به چشمه، از قبیل: تاریخ، زمان، عرض و طول جغرافیایی، بزرگی و اطلاعات لرزه‌ای مرتبط می‌باشد. برای بررسی زلزله‌های دستگاهی پس از جمع‌آوری داده‌ها و اصلاح و ویرایش آن‌ها، نمودارهای مختلف برای تجزیه و تحلیل آماری آن‌ها رسم گردید. این نمودارها شامل: توزیع زمانی، توزیع عمق کانونی، بزرگا، توزیع سطحی و توزیع مکانیزم کانونی زلزله‌ها می‌باشد. بررسی زمانی زلزله‌های دستگاهی بدین معنی است که در یک بازه زمانی (سال، ماه، روز، ساعت) چه تعداد زلزله رخ داده است. به منظور بررسی عمق کانونی زلزله‌های دستگاهی نیز نموداری را برحسب عمق تمام زلزله‌ها رسم می‌کنند تا مشخص شود تمرکز و یا نبود زلزله‌ها بیشتر در چه اعماقی است. جهت مشخص کردن این‌که در چه سال‌هایی و در چه اعماقی بزرگترین زمین‌لرزه‌ها رخ داده‌اند نیز به ترتیب از نمودار بزرگا- سال و بزرگا- عمق استفاده می‌شود.

## بحث و یافته‌ها

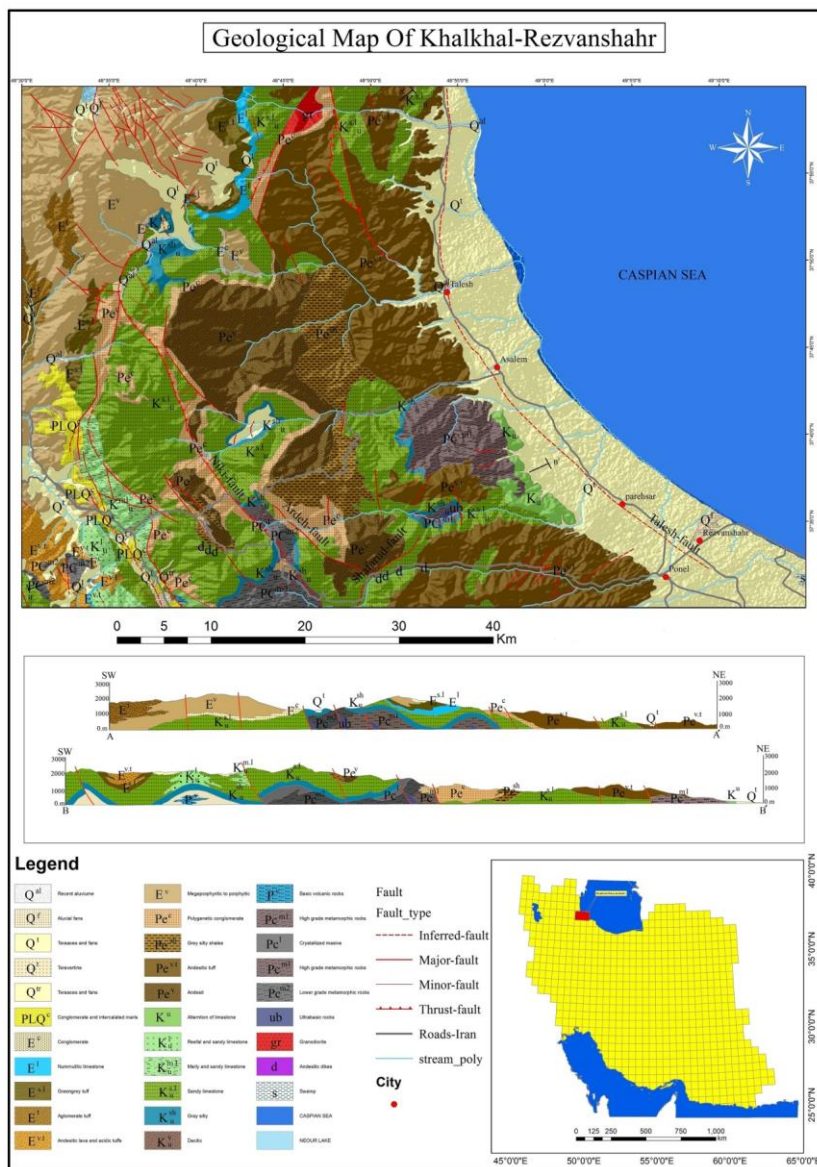
### زمین‌شناسی منطقه

در قسمتهای مرکزی و خاوری منطقه، مجموعه‌ای از سری سنگ‌های دگرگون شده با خاستگاه رسوبات پالئوزویک بالا برونزد دارد. رخساره این سنگها از پایین به بالا شامل مسکویت، بیوتیت و کوارتز شیبست و شیبست‌های سریبست، فیلیت با میان‌لایه‌هایی از آهک کریستالیزه قرمز تا قهوه‌ای است. این سنگ‌ها در هسته تاقدیس‌ها برونزد دارد و به طور عمده همراه با سنگ‌های اولترابازیک سرپانتینی می‌باشد. گرهک‌ها و رگه‌های شیری رنگ کوارتز از ویژگی‌های آشکار دیگر این واحد

<sup>1</sup> PCI-Geomatica

<sup>2</sup> Rock Work

است. مجموعه دگرگونی در واقع سنگ پی<sup>۱</sup> منطقه را تشکیل می‌دهد. شدت دگرگونی از سمت خاور به طرف باختر منطقه کاسته می‌شود، به طوری که در خاور محدوده درحد مسکویت، بیوتیت شیست و در باختر درحد سربسیست و فیلیت می‌باشد. با این وصف این مجموعه به دو بخش از دیدگاه دگرگونی قابل تقسیم است (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه برگرفته از اسدیان و همکاران (۱۳۷۸)

سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک در محدوده مورد بررسی بیشتر متعلق به کرتاسه بالائی است و یک نبود چینه‌ای طولانی از اواخر پالئوزوئیک تا کرتاسه بالا در این بخش حاکم بوده است. سنگ‌های فلیش گونه<sup>۲</sup> کرتاسه بالا بیشتر تاقدیس رشته کوه بوغروداغ را تشکیل داده و محور تاقدیس و ناودیس‌ها در یک راستای شمالی- جنوبی، منطقه گسترده‌ای را زیر پوشش قرار داده است. سنگ‌های رسوبی کرتاسه بطور ناهمساز سنگ‌های دگرگونه و غیر دگرگونه پالئوزوئیک بالا را پوشانده و خود بطور ناهمساز در زیر سنگ‌های پالئوژن جای دارند. از سنگ‌های مربوط به سنوزوئیک به طور عمده سنگ‌های مربوط

<sup>۱</sup>. Basement rocks

<sup>۲</sup>. Flysh Type

به پالتون وکواترنری در محدوده برونزد دارند و از رسوبات نئوژن در منطقه اثری دیده نمی‌شود. سنگ‌های ولکانیکی و رسوبی پالتون گسترده وسیعی از منطقه را زیر پوشش دارند. قسمت زیرین پالتون مربوط به پالتوسن است که بیشتر در رشته کوه بوغرداغ و نیمه خاوری محدوده نقشه برونزد دارد و بخش بالایی آن مربوط به سنگ‌های رسوبی ولکانیکی ائوسن است (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۸).

سنگ‌های رسوبی ولکانیکی پالتوسن با یک پی کنگلومرایبی به طور عمده و به صورت ناهمساز بر روی سنگ‌های کرتاسه بالا قرار می‌گیرد. سنگ‌های مربوط به ائوسن اغلب در قسمت باختری منطقه برونزد دارد و بیشترین بخش آن‌ها را ولکانیت‌های پورفیر آندزیتی، لاتیتی تشکیل داده است. تنها در قسمت‌های پائین، مقداری آهک کرمی رنگ نومولیت‌دار بصورت یک باریکه در یال باختری کوه‌های بوغرداغ مشاهده می‌شود. در دامنه باختری و بیشتر در همبری واحدهای ائوسن و کرتاسه در یک باریکه‌ای با پهنای کم، یکسری رسوبات افقی قرار گرفته است که شامل تناوبی از کنگلومرا، رس، توف، توف ماسه‌ای پامیس‌دار به رنگ زرد تا خاکستری روشن می‌باشد. قطعات کنگلومرا بیشتر از آهک‌های کرتاسه و سنگ‌های ولکانیکی ائوسن تشکیل شده‌اند. هیچ‌گونه شواهد فسیلی در این رسوبات وجود ندارد. سن آن‌ها با توجه با جایگاه چینه‌ای به پلیو-کوارتز نسبت داده می‌شود. لایه‌ها کم و بیش افقی بوده و حداکثر ۱۵ - ۱۰ درجه شیب دارند. ستبرای آن حداکثر به ۵۰ متر می‌رسد (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۸). سنگ‌های تراورتن که حاصل فعالیت چشمه‌های آهک‌ساز جوان می‌باشد، به صورت دوتکه کوچک در شمال خاوری روستای خمس برونزد دارد که به گونه ناهمساز بر روی واحد قبلی قرار گرفته است و شامل چند لایه آهک متخلخل به رنگ زرد تیره می‌باشد. خلوص کربنات کلسیم این سنگ‌ها پائین بوده و ستبرای آن‌ها حداکثر به ۱۰ متر می‌رسد. پادگانه‌های آبرفتی و نهشته‌های جوان که از فرسایش و ته‌نشین شدن رسوبات کهن در کواترنر بوجود آمده‌اند، به صورت افقی نهشته‌های قدیم را می‌پوشانند. پادگانه‌های آبرفتی پایان دره‌ها که با ورود به نقاط کم شیب و کاسته شدن از انرژی سیلاب‌ها به صورت مخروط‌افکنه دیده می‌شود، اغلب از گراول، خاک رس، و شن و ماسه تشکیل یافته است. نهشته‌های بستر دره‌های پهن و رودخانه، از شن و ماسه و قلوه سنگ تشکیل یافته است. این رسوبات ستبرای ناچیز دارد و امروزه نیز در حال تشکیل شدن است.

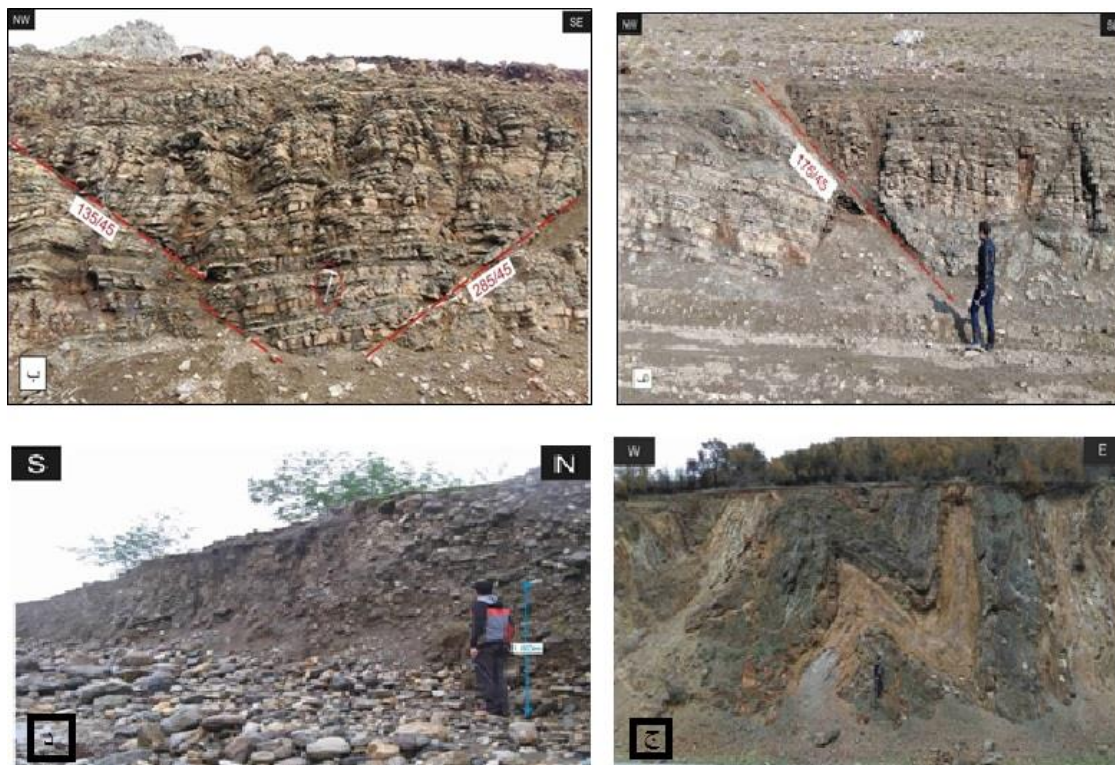
تنها توده نفوذی که در سمت شمالی محدوده مورد بررسی برونزد دارد، گرانودیوریت صورتی رنگ با پلاژیوکلازهای شکل دار و فلدسپات آلکان و بلورهای بی شکل کوارتز و بلورهای بیوتیت به رنگ سبز همراه با مقداری کمی مسکویت، رشد توأم با فلدسپات (پلاژیوکلاز) است که به طور وسیعی حالت بافت میرمکیت به سنگ داده است. کانی‌های ثانویه سنگ شامل: کلریت، کانی‌های رسی و سربیسیت است (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۸).

### شواهد فعالیت‌های نوزمین‌ساختی منطقه

مطالعه تکتونیک فعال و نیز فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در هر منطقه، توسط علائم و شواهدی قابل تشخیص و بررسی می‌باشد. از جمله نشانگرهای مورد بررسی در این تحقیق می‌توان به موارد ذیل اشاره نمود:

- نشانگرهای زمین‌شناسی
- نشانگرهای ژئومورفولوژیکی
- نشانگرهای تاریخی
- نشانگرهای زلزله‌شناسی

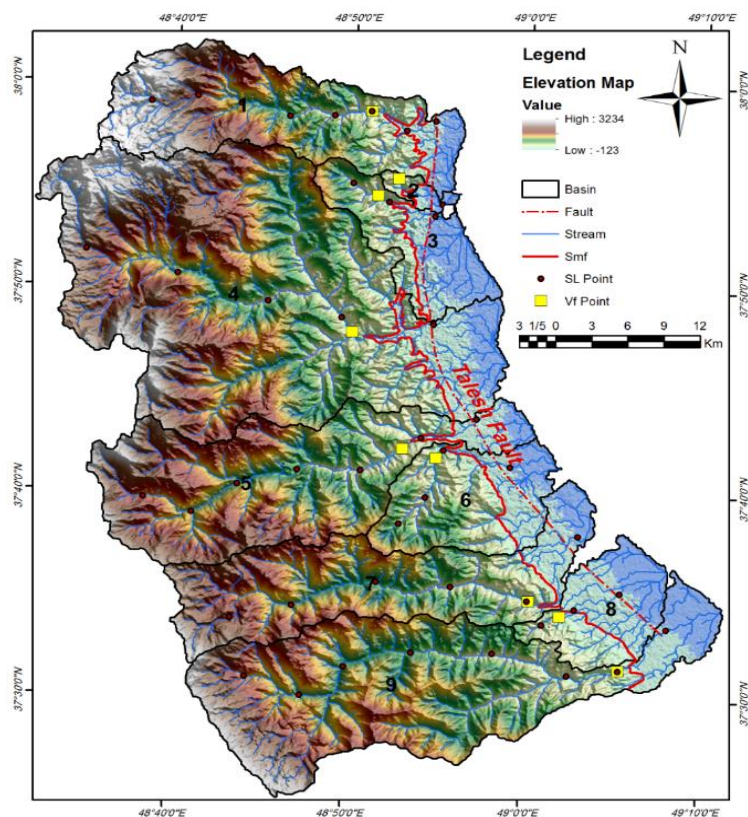
از علائم و شواهد زمین‌شناسی نشان‌دهنده فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در منطقه، فرآیندهای چین‌خوردگی، حفر قائم رودخانه، شکستگی و گسل خوردگی در سنگ‌ها و طبقات زمین می‌باشد (شکل ۲).



شکل ۲: الف) جابجایی طبقات و لایه‌های سنگی توسط گسل؛ ب) ایجاد گسلش مزدوج و ساختار گرابن در لایه‌ها؛ ج) چین خوردگی و جابجایی لایه‌ها توسط گسل در منطقه و د) حفر قائم بستر رودخانه

### نشانگرهای کمی ژئومورفولوژیک (شاخص‌های مورفومتری)

شاخص‌های ژئومورفیک در ارزیابی تکتونیک فعال یک منطقه، نقش اساسی دارند زیرا قادر به رمز گشایی پاسخ ریخت زمین، به فرآیندهای تکتونیکی تغییر شکل دهنده فعال هستند که به طور گسترده‌ای به عنوان ابزار شناسایی و تفکیک مناطق فعال و غیر فعال استفاده می‌شوند (Keller and Pinter, 2002; Silva, 2003; Verrios and Alii, 2004; Al-Taj et al., 2007; Walcott and Summerfield, 2008; Pedrera et al., 2009; Pérez-Peña et al., 2010; ۱۴۰۰). انتگرال هیپسومتری و منحنی هیپسومتری، نسبت کشیدگی، شاخص نسبت پهنای دره به عمق آن، شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز، پیچ و خم جبهه کوهستان و شاخص شیب آبراهه از جمله شاخص‌های ژئومورفیک در ارزیابی تکتونیک فعال یک منطقه می‌باشند. به عنوان مثال، الگوی زهکشی در مناطق با تکتونیک فعال، متأثر از فرآیندهایی مانند چین خوردگی و گسل خوردگی می‌باشد که این فرآیندها در برش رودخانه‌ها، عدم تقارن حوضه، هندسه زهکشی، پیچیدگی و انحراف رودخانه‌ها قابل مشاهده می‌باشند (Cox, 1994). به منظور بررسی عملکرد تکتونیک فعال در منطقه مورد مطالعه، ۹ زیرحوضه‌ی زهکشی در اطراف گسل تالش استخراج شده است و شاخص‌های مورفومتری در هریک از این حوضه‌ها اندازه‌گیری شده است. جایگاه هر یک از حوضه‌ها در شکل ۳ نشان داده شده است.



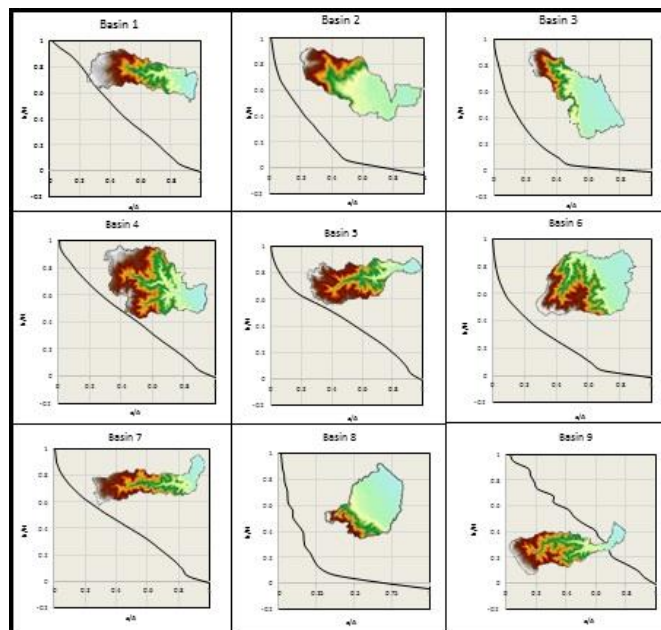
شکل ۳: مدل ارتفاعی رقومی منطقه مورد مطالعه به همراه جایگاه حوضه‌های آبریز

### انتگرال هیپسومتری

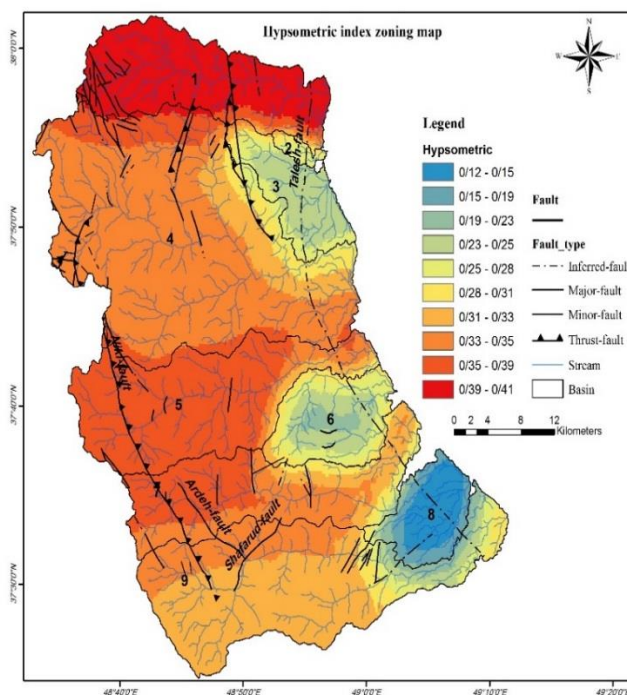
مقدار عددی انتگرال هیپسومتری برای ۹ حوضه در محدوده گسل تالش محاسبه (جدول ۱) و نمودار تغییرات ارتفاع نسبت به مساحت هر حوضه رسم گردید (شکل ۴). مقدار عددی انتگرال هیپسومتری و شکل نمودارهای هیپسومتری حوضه‌های محدوده نشان می‌دهد که حوضه‌های یک، چهار و هفت در مرحله متوسط بلوغ قرار دارند و به‌طور نسبی بالغ هستند و حوضه‌های دو، سه، شش و هشت، حوضه‌های بالغ با فرسایش‌یافتگی بالا را نشان می‌دهند. در شکل ۵، نقشه پهنه‌بندی تغییرات مقدار عددی انتگرال هیپسومتری حوضه‌ها نشان داده شده است.

جدول ۱: پارامترهای اندازه‌گیری شده شاخص انتگرال هیپسومتری در حوضه‌ها

Basin	H_min	H_max	H_mean	Hi
1	-48	3176	1305/98	0/419969
2	-94	648	102/3	0/264555
3	-123	1629	288/3	0/23476
4	-37	3234	1211/04	0/381547
5	-34	3000	1004/4	0/342254
6	-32	1599	342/36	0/229528
7	-31	2891	1032/9	0/3641
8	-32	827	74/16	0/123586
9	-32	2891	935/08	0/330852



شکل ۴: نمودارهای انتگرال هیپسومتری حوضه‌های زهکشی منطقه مورد مطالعه

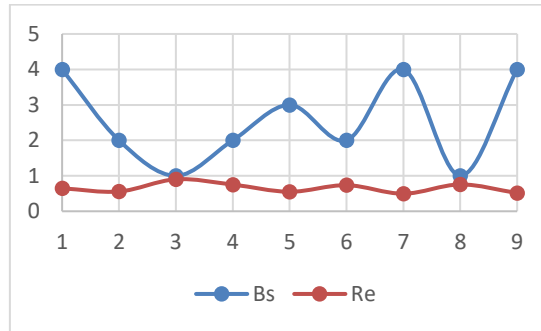


شکل ۵: نقشه پهنه‌بندی شاخص انتگرال هیپسومتری در امتداد گسل تالش و حوضه‌های منطقه

### نسبت کشیدگی

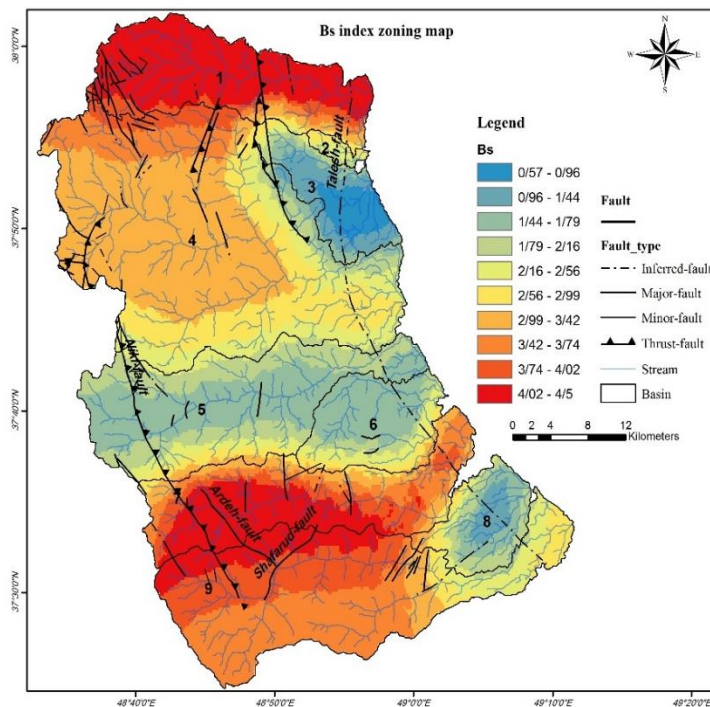
این شاخص با استفاده از دو فرمول محاسبه شده (جدول ۲) و تغییرات آن بر روی نمودار پیاده شده است (شکل ۶). با توجه به مقدار کشیدگی حوضه‌ها با فعالیت تکتونیکی، می‌توان به این نتیجه رسید که، در حوضه‌هایی که منحنی‌های  $Re$  و  $BS$  از یکدیگر فاصله می‌گیرند، نشان‌دهنده مناطق فعال و حوضه‌هایی که این منحنی‌ها به یکدیگر نزدیک می‌شوند، مناطق با فعالیت کمتر شناخته می‌شود. حوضه‌های یک، پنج، هفت و نه را می‌توان حوضه‌های کشیده با فعالیت تکتونیکی

بالا و حوضه‌های سه و هشت را نیز می‌توان به عنوان حوضه‌های گرد شده با فعالیت تکتونیکي پایین در نظر گرفت. در این میان نیز حوضه‌های دو و چهار و شش نیز حوضه‌های نسبتاً فعال معرفی می‌شوند. جهت نمایش بهتر تغییرات مقدار این شاخص در حوضه‌های امتداد گسل تالش از نقشه پهنه‌بندی استفاده گردید (شکل ۷).



شکل ۶. نمودار تغییرات شاخص Bs و Re در امتداد گسل تالش و حوضه‌های منطقه  
جدول ۲: پارامترهای اندازه‌گیری شده شاخص‌های Bs و Re در حوضه‌ها

Basin	Bl (km)	Bw (km)	Bs	Re
1	29	7	4	0/647586
2	7	3	2	0/557143
3	7	12	1	0/901429
4	39	24	2	0/752308
5	36	11	3	0/55
6	17	11	2	0/735294
7	36	8	4	0/495556
8	14	10	1	0/755714
9	44	12	4	0/514091

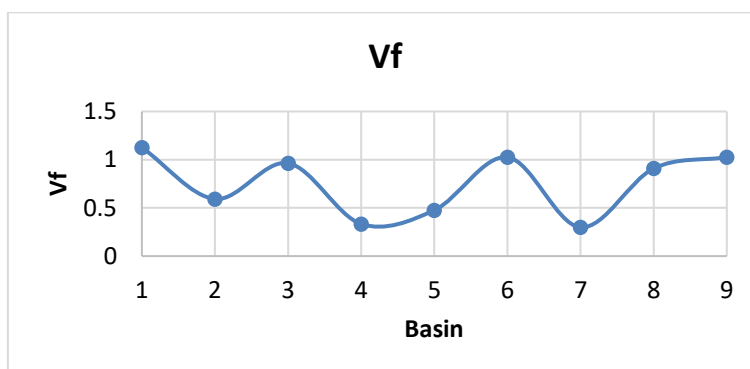


شکل ۷: نقشه پهنه‌بندی شاخص نسبت کشیدگی حوضه‌های منطقه تالش

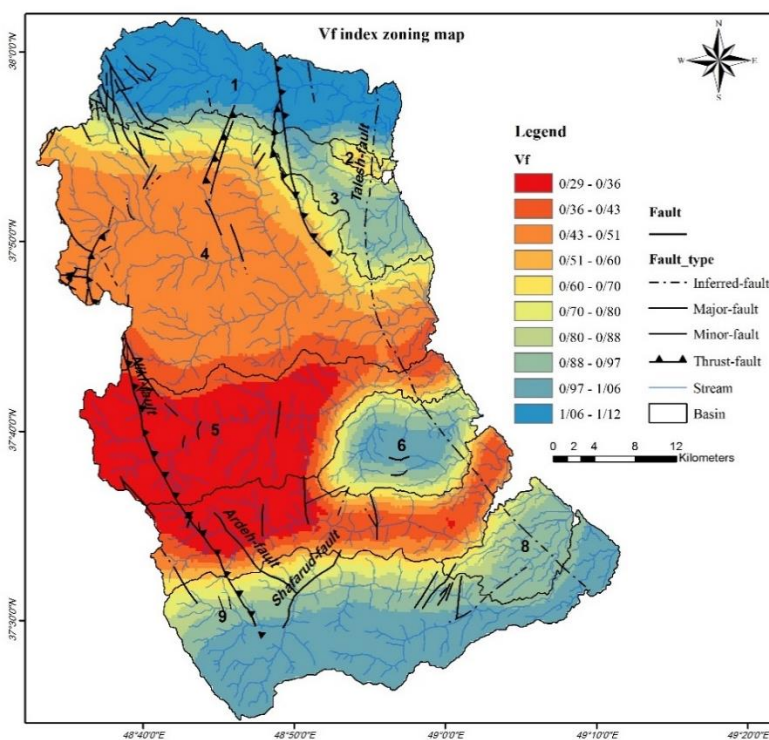


## شاخص نسبت پهنای دره به عمق

این شاخص نیز با فاصله تقریبی ۱۰۰۰ متر از پیشانی کوهستان و بر روی رودخانه‌های اصلی هریک از حوضه‌ها اندازه‌گیری شده است (جدول ۳) و تغییرات آن بر روی نمودار پیاده شده است (شکل ۸). همانطور که مشاهده می‌شود اکثر حوضه‌ها مقدار  $V_f$  کمتر از یک، یا نزدیک به یک دارند که نشان از حفر قائم آبراهه‌ها در حوضه‌ها و پایین بودن مقدار فرسایش در حوضه‌ها می‌باشد. در این میان، حوضه‌های دو، چهار، پنج و هفت حوضه‌های فعال به شمار می‌آیند و سایر حوضه‌ها نیز به نسبت فعال هستند. نقشه پهنه‌بندی این شاخص نشان‌دهنده حفر قائم رودخانه‌ها در دره‌های میانی محدوده مورد مطالعه است (شکل ۹).



شکل ۸: نمودار تغییرات شاخص  $V_f$  در امتداد گسل تالش و هریک از حوضه‌ها



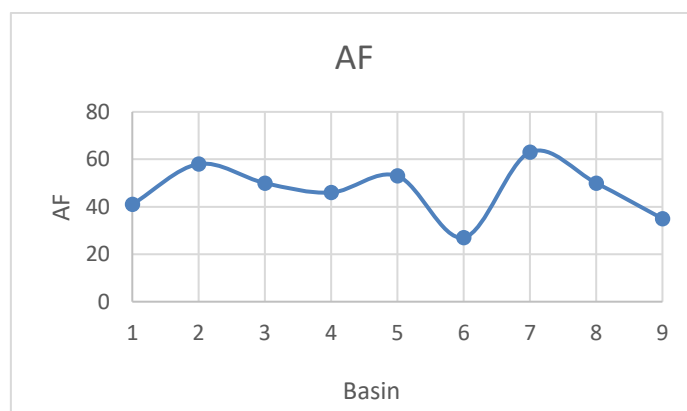
شکل ۹: نقشه پهنه‌بندی شاخص نسبت پهنای دره به عمق

جدول ۳: پارامترهای اندازه‌گیری شده شاخص Vf در حوضه‌ها

Basin	2Vfw	Eld	Erd	Esc	Vf
1	400	330	325	150	1/126761
2	240	355	430	190	0/592593
3	400	325	390	150	0/963855
4	180	400	400	130	0/333333
5	400	630	530	160	0/47619
6	400	290	320	110	1/025641
7	200	530	420	140	0/298507
8	100	175	185	125	0/909091
9	200	230	205	120	1/025641

## شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز

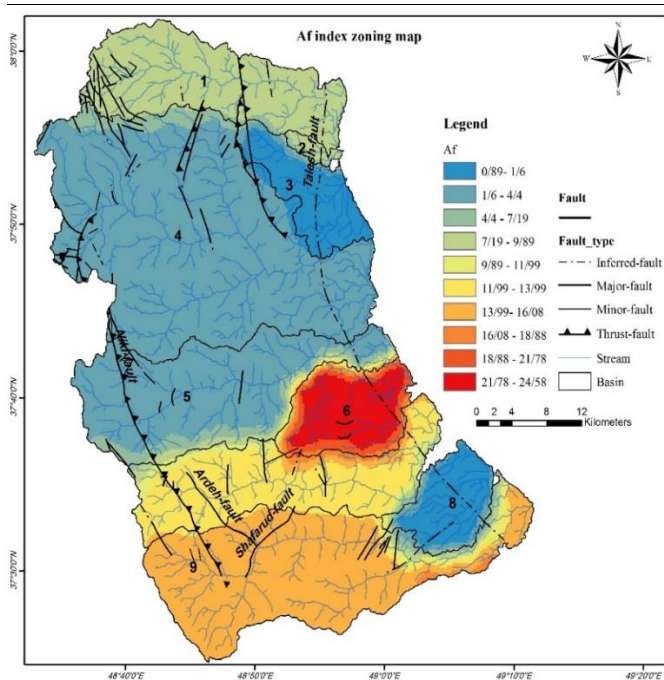
این شاخص نیز برای حوضه‌های محدوده مورد مطالعه اندازه‌گیری شده است (جدول ۴) و تغییرات آن در حوضه‌های مختلف، بر روی نمودار پیاده شده است (شکل ۱۰). مقادیر بزرگتر از ۵۰، نشان‌دهنده برافرازش در سمت راست حوضه و مقادیر کوچکتر از ۵۰، نشان‌دهنده برافرازش در سمت چپ آبراهه اصلی خواهد بود. بدین ترتیب حوضه‌های دو، پنج و هفت در سمت راست حوضه برافرازش دارند و حوضه‌های یک، چهار، شش و نه نیز در سمت چپ برافرازش دارند. در این میان، حوضه‌های سه و هشت نیز، فاقد کج‌شدگی هستند. نقشه پهنه‌بندی رسم شده با توجه به اختلاف این شاخص نسبت به یک حوضه غیرفعال، نشان می‌دهد که حوضه‌های شش و هفت نسبت به سایر حوضه‌ها کج‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند (شکل ۱۱).



شکل ۱۰: نمودار تغییرات شاخص AF در امتداد گسل تالش و هر یک از حوضه‌ها

جدول ۴: پارامترهای اندازه‌گیری شده شاخص AF در حوضه‌ها

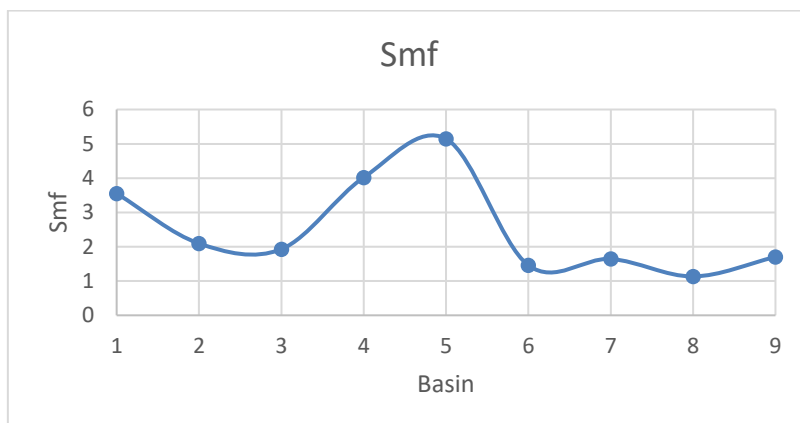
Basin	Ar	At	AF
1	92/82093	227	41
2	6/902331	12	58
3	47/45941	95	50
4	311/4063	676	46
5	162/7146	308	53
6	33/81655	123	27
7	156/2673	250	63
8	44/04099	88	50
9	139/1691	402	35



شکل ۱۱: نقشه پهنه‌بندی شاخص عدم تقارن آبراهه در حوضه‌های زهکشی منطقه مورد مطالعه

### پیچ و خم جبهه کوهستان

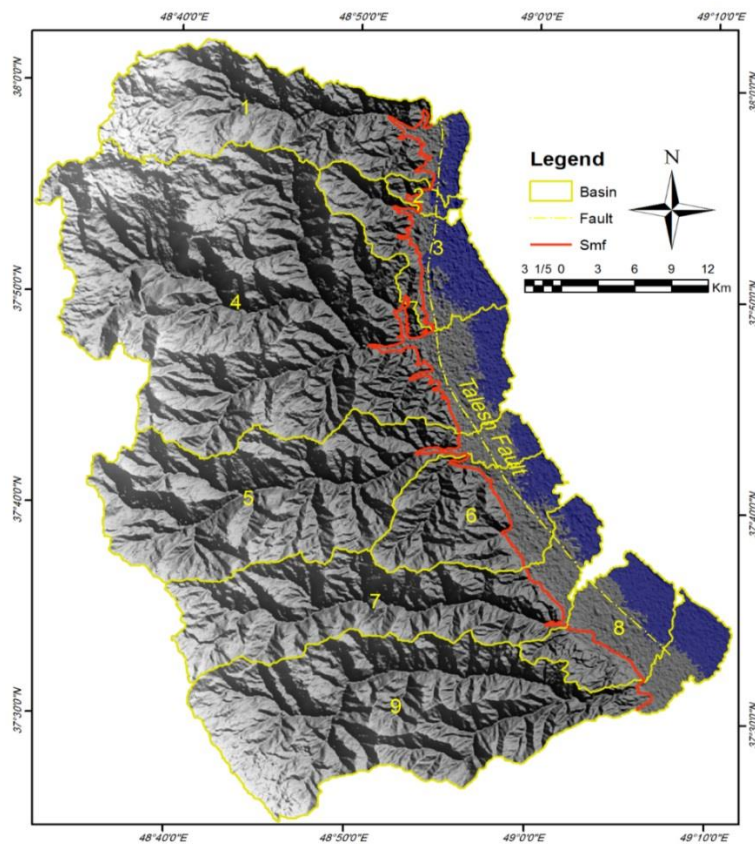
مقدار این شاخص نیز برای هر یک از حوضه‌های محدوده مورد مطالعه اندازه‌گیری شده است (جدول ۵) و مقادیر آن بر روی نمودار، پیاده شده است (شکل ۱۲). محل اندازه‌گیری این شاخص در شکل ۱۳ نشان داده شده است. براساس این نمودار، مقدار خطی‌شدگی در حوضه‌های شش، هفت، هشت و نه، نسبت به سایر حوضه‌ها بیشتر است. در این میان، حوضه‌های یک، چهار و پنج نیز دارای پیچ و خم بیشتری در جبهه کوهستان می‌باشند، که حاکی از فعالیت کمتر عوامل تکتونیکی، از جمله فعالیت گسل تالش می‌باشد. حوضه‌های دو و سه را نیز می‌توان حوضه‌های نسبتاً فعال در نظر گرفت.



شکل ۱۲: نمودار تغییرات شاخص Smf در امتداد گسل تالش و هریک از حوضه‌ها

جدول ۵: پارامترهای اندازه‌گیری شده شاخص Smf در حوضه‌ها

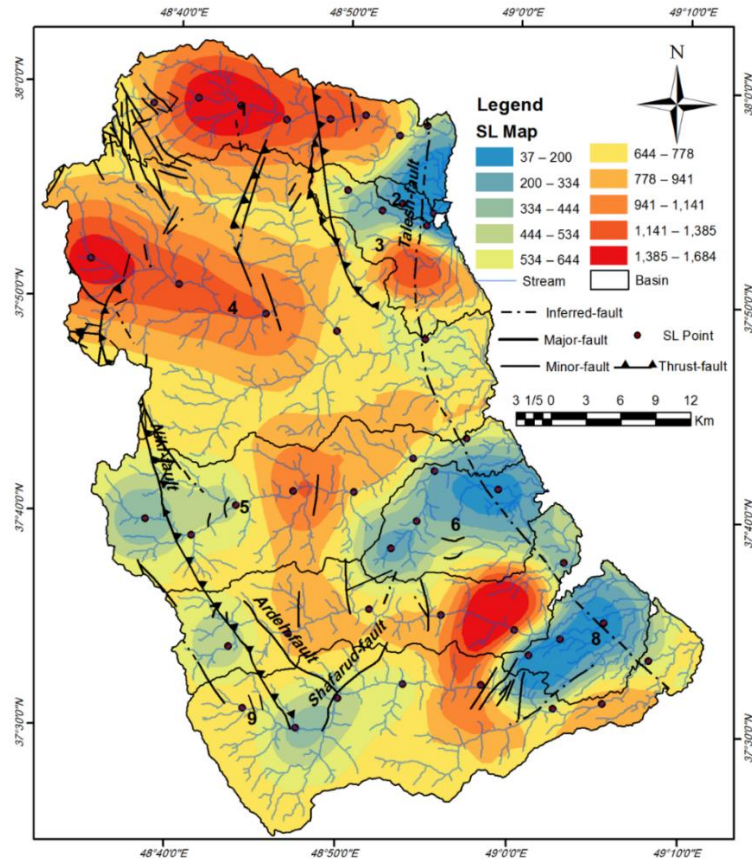
Basin	Lmf (m)	Ls (m)	Smf
1	20007/71	5633/698	3/551434
2	4621/571	2205/742	2/095246
3	19941/65	10335/95	1/929349
4	36840/76	9165/321	4/019582
5	9509/648	1848/191	5/145381
6	15864/66	10875/8	1/458713
7	9781/994	5954/958	1/642664
8	8867/6	7820/223	1/133932
9	4427/847	2603/02	1/701042



شکل ۱۳: محل اندازه‌گیری مرز کوهستان و دشت

### شاخص شیب آبراهه

مقدار این شاخص نیز برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه و بر روی آبراهه‌های اصلی، محاسبه و اندازه‌گیری شده است. سپس نقشه پهنه‌بندی شاخص SL برای منطقه، تهیه شده است (شکل ۱۴). براساس این شاخص، بخش شمال باختری منطقه مورد مطالعه مقدار برافرازش بیشتری را نسبت به سایر مناطق نشان می‌دهد، که می‌تواند به دلیل وجود گسل‌های معکوس در این ناحیه باشد. در امتداد گسل تالش مقدار این شاخص نسبت به سایر مناطق کمتر است. این بدان معنی است که در امتداد این گسل برافرازش چندان محسوس نیست، اما در دوطرف گسل مذکور، تغییرات شاخص SL، محسوس و واضح می‌باشد. با این وجود، حوضه‌های یک و چهار را می‌توان حوضه‌های فعال، حوضه‌های پنج، هفت و نه را حوضه‌های نسبتاً فعال، حوضه‌های دو، سه، شش و هشت را حوضه‌هایی با فعالیت کم و مقدار برافرازش پایین‌تر در نظر گرفت. همچنین لازم به ذکر است که، مرز بین مقدار SL بالا و SL پایین در منطقه را می‌توان پیشانی کوهستان در نظر گرفت. بدین صورت که در قسمت شرقی جبهه کوهستان، مقدار این شاخص پایین و در قسمت غربی پیشانی کوهستان، مقدار این شاخص بالا می‌باشد.



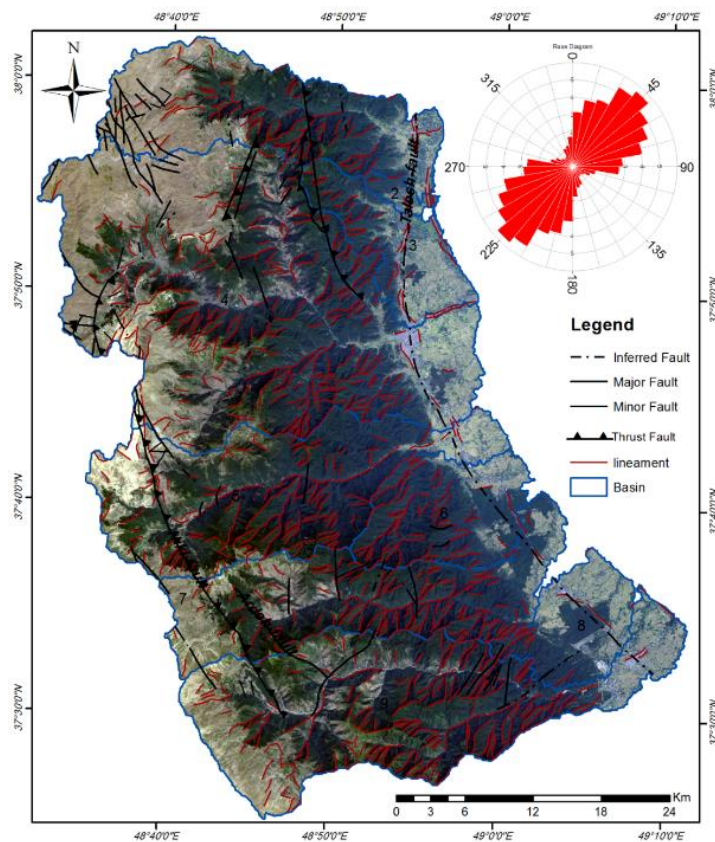
شکل ۱۴: نقشه پهنه‌بندی شاخص SL برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

**بررسی خطواره‌های منطقه مورد مطالعه**

به منظور ارائه نتایج بهتر، خطواره‌ها و شکستگی‌های منطقه مورد نظر، با استفاده از روش‌های سنجش از دور استخراج شده است (شکل ۱۵). جدول ۶ روند و جهت‌گیری خطواره‌ها را بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست هشت، با ترکیب باندهای RGB: 4 3 1 نشان می‌دهد.

جدول ۶: پارامترهای ورودی نرم افزار PCI-Geomatica برای استخراج خطواره‌ها

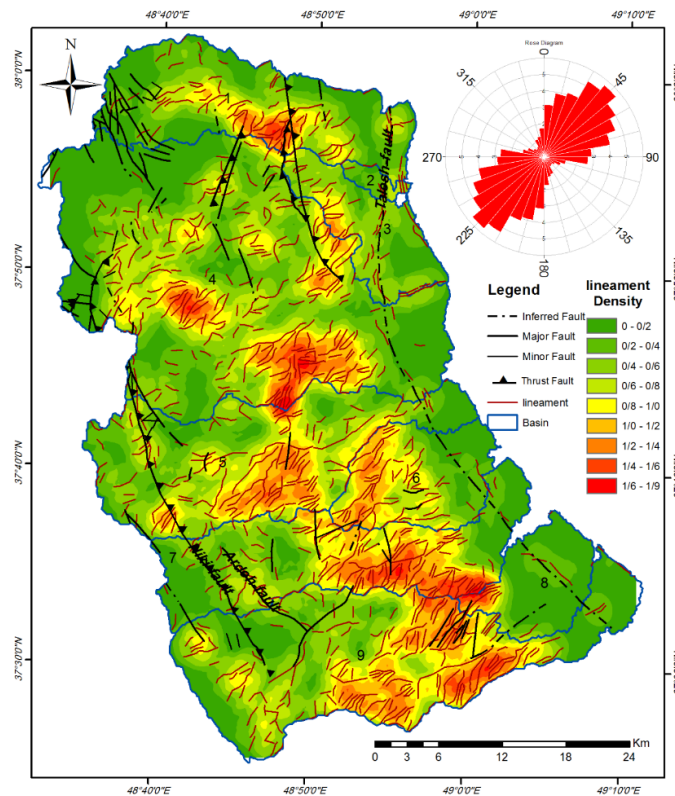
RADI	GTHR	LTHR	FTHR	ATHR	DTHR
10	50	30	3	10	5



شکل ۱۵: خطواره‌های منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای Landsat 8 (RGB: 4 3 1)

### تحلیل چگالی و جهت‌گیری خطواره‌های منطقه مورد مطالعه

نقشه چگالی خطواره‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که، حوضه‌های یک، چهار، شش، هفت و نه نسبت به سایر حوضه‌ها از چگالی بالاتری برخوردارند. در محدوده گسل تالش و در قسمت خاوری آن، از چگالی کمتری برخوردار است، در حالی که در سمت باختر آن و بعد از جبهه کوهستان، چگالی خطواره‌ها افزایش پیدا می‌کند. به طور کلی می‌توان جبهه کوهستان را مرز بین چگالی بالا و چگالی پایین خطواره‌ها در نظر گرفت. مقایسه نقشه چگالی خطواره‌ها با شاخص‌های ژئومورفیک، به خصوص نقشه پهنه‌بندی شاخص SL، نشان از انطباق قابل قبول این دو پارامتر با یکدیگر دارد، به گونه‌ای که هر دو پارامتر به صورت نسبی، قسمت جنوبی منطقه مورد مطالعه را فعال‌تر ارزیابی می‌کنند. روند عمومی خطواره‌های منطقه مورد مطالعه شمال خاوری-جنوب باختری و عمود بر روند عمومی گسل تالش و گسل‌های معکوس منطقه می‌باشد. همچنین بیشترین و کمترین جهت‌گیری خطواره‌ها به ترتیب مربوط به آزیموت‌های N45E و N45W می‌باشد (شکل ۱۶).



شکل ۱۶: نقشه چگالی خطواره‌های منطقه مورد مطالعه به همراه جهت‌گیری و روند عمومی خطواره‌ها

### بررسی شواهد فعالیت‌های لرزه‌زمین‌ساختی منطقه

#### جایگاه لرزه‌زمین‌ساختی منطقه

ایالت لرزه‌زمین‌ساختی، پهنایی است که تحت رژیم‌های ژئودینامیکی کنونی، دارای جایگاه تکتونیکي همانند و الگوی لرزه‌خیزی یکسان باشد (Ye et al., 1995). تجارب به دست آمده از استان‌های لرزه‌زمین‌ساختی در سایر نقاط جهان نشان می‌دهد که حتی وقتی از قوانین و داده‌های یکسانی استفاده شود، باز هم ابهاماتی در تفکیک استان‌های لرزه‌زمین‌ساختی وجود دارد. در ایران نیز وضعیت مشابهی ملاحظه می‌شود. به دلیل نقصان داده‌های لرزه‌خیزی، سطح آگاهی‌های موجود از ویژگی‌های لرزه‌خیزی بخش‌های گسترده‌ای از پوسته ایران چندان مطلوب نیست و همین موضوع سبب ایجاد دیدگاه‌های متفاوتی درباره پهنه‌بندی لرزه‌زمین‌ساختی این سرزمین شده است.

#### زمین‌لرزه‌های تاریخی

مطالعه زمین‌لرزه‌های تاریخی از آن جهت اهمیت دارد که دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در ایران، اغلب بیش از چند صد سال است. بنابراین احتمال این‌که گسله‌ای جنبا در یک صد سال اخیر جنبشی نشان ندهد زیاد است. زمین‌لرزه‌های تاریخی ایران توسط امبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1977) جمع‌آوری گشته است، که زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۷ آورده شده است.

جدول ۷: زلزله‌های تاریخی منطقه

Mag.	Long.	Lat.	Year	Month	Day
6/7	48/4	37/08	1896	1	4
5/9	48/96	37/48	1903	6	24



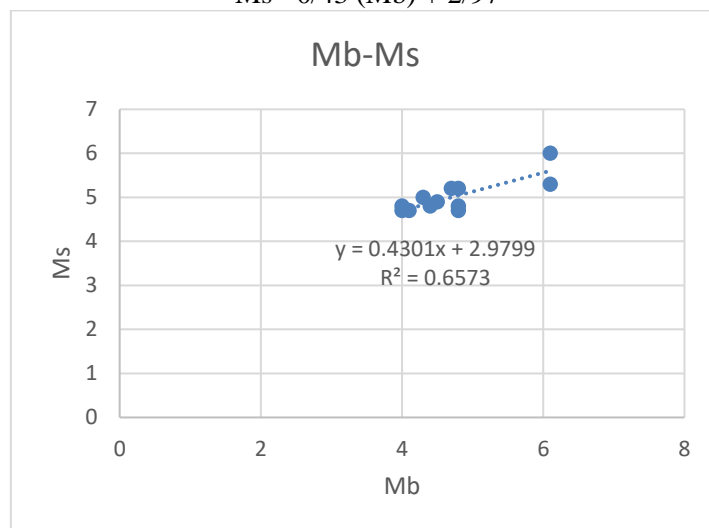
### زمین‌لرزه‌های دستگاهی

یکی از مهمترین نشانه‌های فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در یک منطقه، داده‌های زمین‌لرزه‌های دستگاهی است که دلالت بر وجود گسل‌های فعال در آن منطقه دارد. اولین و ساده‌ترین روش‌ها در تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای، رسم نمودارهای لرزه‌زمین‌ساختی شامل: توزیع سطحی رومرکز زلزله‌ها، توزیع زمانی (روز، ماه، سال) و توزیع عمقی کانون زمین‌لرزه‌ها می‌باشد.

### رابطه خطی بین بزرگی امواج سطحی ( $M_s$ ) و بزرگی امواج حجم ( $M_b$ ) در گستره مورد مطالعه

داده‌های لرزه‌ای کشور ایران در درجه اول بر حسب بزرگای  $M_b$  و پس از آن بر حسب  $M_s$  بیان شده‌اند و از آنجا که اغلب محاسبات مربوط به تحلیل خطر زمین‌لرزه بر اساس بزرگای  $M_s$  (که در محدوده بزرگای بیش از 6 تا کمتر از 8 با  $M_w$ ) انجام می‌گردد و از آنجایی که فهرست زمین‌لرزه‌ها برای این بزرگا کامل نمی‌باشد، لذا لازم است تا با به دست آوردن رابطه‌ای مناسب بین  $M_b$  و  $M_s$  این داده‌ها تکمیل گردد. معمول است تا با گردآوری داده‌هایی که برای آن‌ها هر دو بزرگای  $M_b$  و  $M_s$  اعلام شده و با فرض خطی بودن رابطه بین این دو بزرگا و به دست آوردن بهترین خط، با به کارگیری روش آماری کمترین مربعات، رابطه‌ای خطی بین این دو بزرگا به دست آید. البته به دست آوردن رابطه‌ای قابل قبول در درجه اول در صورتی امکان پذیر است که فهرست رویداد زمین‌لرزه‌ها به تعداد کافی دربرگیرنده زمین‌لرزه‌هایی با هر دو بزرگای  $M_b$  و  $M_s$  بوده و از طرف دیگر رابطه دو بزرگا و توزیع آماری آن‌ها مناسب باشد. برای دستیابی به این امر از داده‌های زمین‌لرزه‌ای موجود در سایت‌های اینترنتی بین سال‌های ۱۹۶۹ تا ۲۰۲۱ استفاده شده است به همین دلیل برای گستره مورد مطالعه، رابطه بین  $M_b$  و  $M_s$  برای زمین‌لرزه‌های رویداده در این گستره با استفاده از برازش خطی نمودار با ضریب همبستگی ۰.۶۶٪ محاسبه گردیده است (شکل ۱۷):

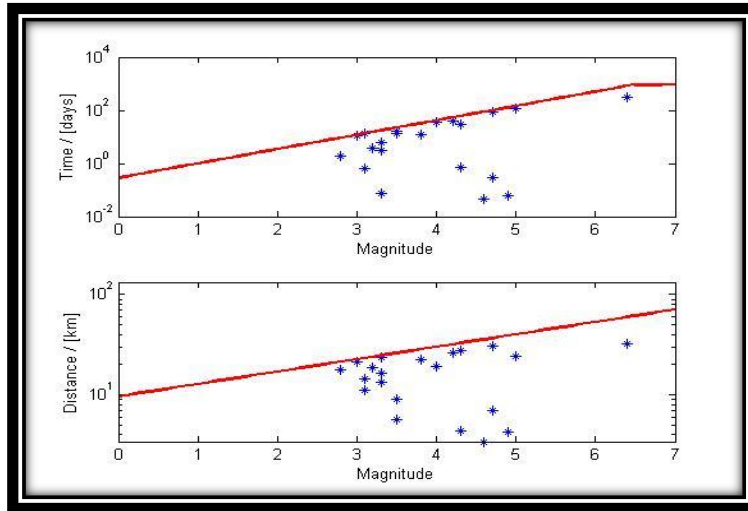
$$M_s = 0/43 (M_b) + 2/97$$



شکل ۱۷: نمودار برازش خطی رابطه  $mb-ms$  برای داده گسترده مورد مطالعه

### تصحیح داده‌ها

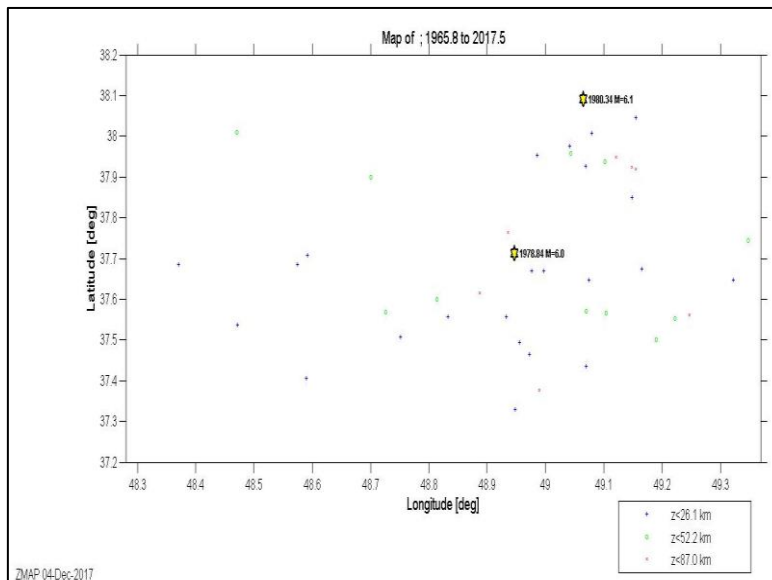
برای تهیه کاتالوگ زلزله با توجه به موقعیت منطقه، اقدام به استخراج داده‌ها و تکمیل کاتالوگ لرزه‌ای گردید سپس برای حذف پیش لرزه‌ها، پس لرزه‌ها و زلزله‌های تکراری، از تصحیح مکانی-زمانی داده‌های لرزه‌ای انجام شد و داده‌های وابسته لرزه‌ای حذف گردیدند (شکل ۱۸).



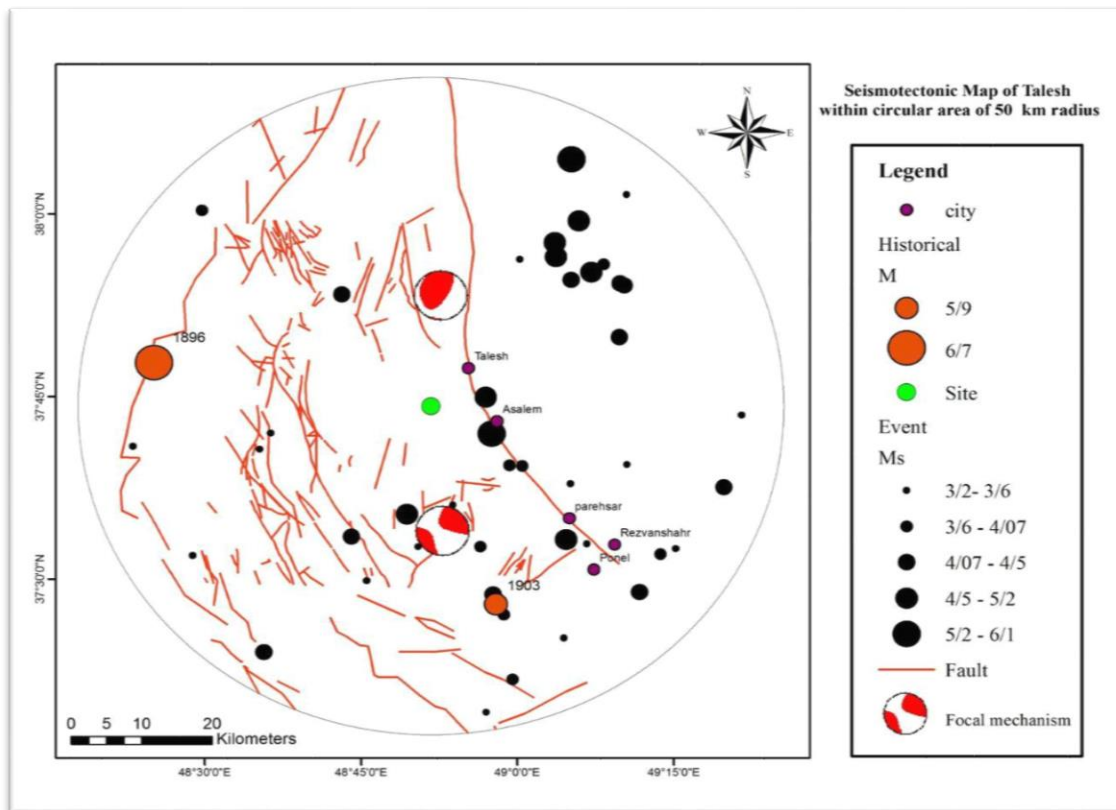
شکل ۱۸: نمودار پنجره دیکلاستر برای دیکلاستر کردن داده‌ها

### توزیع سطحی زمین‌لرزه‌ها

نقشه رومرکز زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه، نشانگر تمرکز بیشتر زمین‌لرزه‌ها در امتداد گسل‌های فعال منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱۹). سرچشمه‌های لرزه‌ای در اغلب بخش‌های این محدوده از روندهای گسلی پیروی می‌کند. اکثریت زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه، عمق کانونی کمتر از ۲۶ کیلومتر دارند و این مطلب نشان از وجود گسل‌های فعال، جوان و کم عمق در منطقه است. تعداد زمین‌لرزه‌های عمیق و بیشتر از ۸۷ کیلومتر بسیار کمتر می‌باشد (شکل ۲۰).



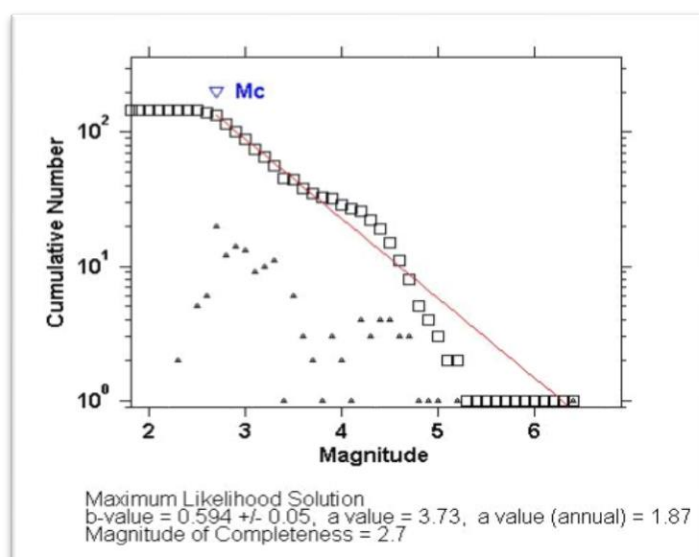
شکل ۱۹: نمودار توزیع سطحی زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه



شکل ۲۰: نقشه لرزه‌زمین‌ساخت منطقه تالش به شعاع ۵۰ کیلومتر

### برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی

ضرایب لرزه‌خیزی در تابع گوتنبرگ-ریشتر با استفاده از فراوانی تجمعی بزرگی زمین‌لرزه‌ها مورد بررسی قرار گرفته است و با استفاده از لگاریتم فراوانی تجمعی بزرگی‌ها در یک بازه زمانی معین تابع گوتنبرگ-ریشتر ترسیم و با برازش خطی مقادیر پارامترهای لرزه‌خیزی  $a$  و  $b$  به دست آمده است (شکل ۲۱).



شکل ۲۱: نمودار لگاریتمی فراوانی تجمعی بزرگی زلزله جهت بدست آوردن  $a$ - $b$  Value

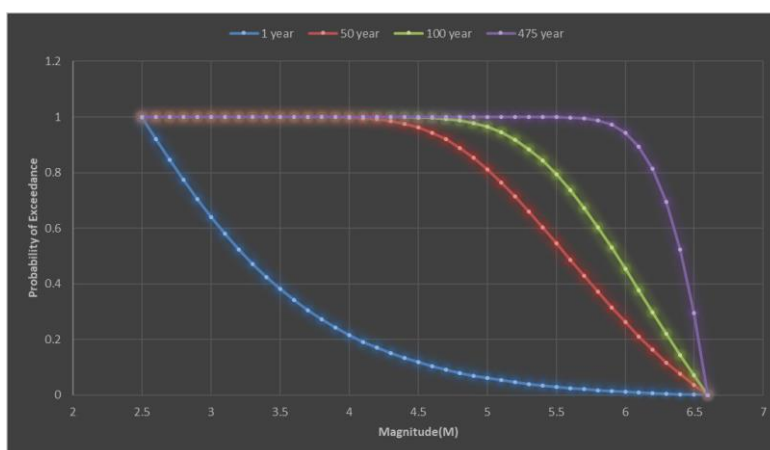
با توجه به نمودار فوق و مقادیر ضرایب  $a$  و  $b$  فرمول لرزه‌خیزی منطقه به صورت زیر خواهد بود:

$$\text{Log}(N) = 3/73 - 0/594 (Ms)$$

نمودار رابطه مقدار ضریب  $b$  و بزرگا در منطقه نشان دهنده احتمال زیاد وقوع زمین لرزه‌های فراوان با بزرگای کمتر از ۴ می‌باشد.

### احتمال رویداد زمین لرزه‌ها

نمودار احتمال رویداد زلزله، با افزایش بزرگا یا برای زلزله‌هایی با بزرگای بیشتر، احتمال رویداد زلزله کاهش و دوره بازگشت افزایش پیدا می‌کند (شکل ۲۲). احتمال رویداد برای زلزله‌های کمتر از ۵/۳ ریشتر در ۱ سال ۹۹/۹۹٪ می‌باشد. در ۵۰ سال، زلزله‌های با بزرگی کمتر از ۲/۴ ریشتر ۹۹/۹۹٪ اتفاق می‌افتد. در ۱۰۰ سال، زلزله‌هایی با بزرگی کمتر از ۷/۴ ریشتر و در ۴۷۵ سال، زلزله‌هایی با بزرگی کمتر از ۷/۵ ریشتر ۹۹/۹۹٪ احتمال وقوع دارند.



شکل ۲۲: نمودار احتمال رویداد زمین لرزه‌های منطقه مورد مطالعه

### توان لرزه زائی گسل‌های منطقه مورد مطالعه

از آنجا که توان لرزه‌زائی گسل با درازای بخش شکسته شده و جابه جا شده آن در پیوند است، رابطه مستقیمی میان توان لرزه‌زائی و درازای بخش مستقیم گسل‌های کوتاه‌تر وجود دارد، در این پیوندها داده‌هایی چون: سازوکار گسلش، سیمای هندسی گسل (خم‌دار بودن گسل، چند شاخه بودن و ...) و ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی هر گستره را نباید از نظر دور داشت. آنچه روشن است پس از بررسی دقیق لرزه‌زمین‌ساختی هر گسل فعال، باید حداکثر توان لرزه‌زائی گسل شناخته و محاسبه گردد تا بتوان با توجه به فاصله میان ساختگاه و گسل فعال موجود، حداکثر شتاب افقی زمین به وجود آمده از جنبش گسل به ساختگاه، پیش بینی گردد.

برای گسل‌های کوچکتر از ۲۰ کیلومتر تمام طول گسل فعال در نظر گرفته می‌شود (عکاشه، ۱۳۸۲) و برای گسل‌های با درازای ۲۰ تا ۴۰ کیلومتر طول قسمت فعال، ۲۰ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود. پژوهش‌های انجام شده نشان می‌دهد که بیشینه جابه جاشدگی، سه برابر میانگین جابه جاشدگی آن پس از هر زمین لرزه است. این میانگین جابه جاشدگی خود برابر  $10^{-4}$  برابر درازای گسل می‌باشد. دستورهای تجربی گوناگونی درباره پیوند میان گسلش زمین لرزه‌ای و درازای گسل وجود دارد. یکی از ایرادهای این دستورهای تجربی، توجه نکردن به سازوکار گسل‌های بررسی شده است. همچنین، رابطه، یک میانگینی برای منطقه وسیعی می‌باشد که این خود، خطاهایی در توان لرزه‌زائی یک گسل در منطقه به وجود

می‌آورد. این نکته‌ها در برخی از آن‌ها لحاظ شده است. در این مطالعه برای برآورد توان لرزه‌زائی گسل‌های بنیادی و اصلی منطقه تالش و پهنه‌های پیرامون، از برخی از دستورها استفاده شده است.  
دستور تجربی امبرسیز ملویل (1990)

$$M_s = 5.4 + \log L$$

L: طول گسیختگی گسل بر حسب (Km)

دستور تجربی نوروزی مهاجراشجعی (1982)

$$M_s = \log(LR) + 5/4$$

LR: نصف طول گسیختگی گسل بر حسب (Km)

دستور تجربی نوروزی (1978)

$$M_s = 1.259 + 1.244 \log L$$

L: طول گسیختگی گسل بر حسب (m)

دستور تجربی ولز و کوپر اسمیت (1994)

$$M_s = 5 + 1.16 \log L$$

L: طول گسیختگی گسل بر حسب (km)

در برابر بزرگی‌های به دست آمده از دستورهای تجربی موجود مشاهده می‌شود که بزرگی به دست آمده از دستور نوروزی و مهاجراشجعی و امبرسیز و ملویل، شمار بالاتری را نشان می‌دهند. در حالی که بزرگی‌های به دست آمده از رابطه نوروزی و ولز و کوپر اسمیت شمار کمتری دارند (جدول ۸).

جدول ۸: برآورد توان لرزه‌زایی گسل‌ها با استفاده از روابط تجربی

شماره گسل	LF	LR	Noruzi	Mohajer & No	Amb & Melvil	Velz & Copper	M
1	5/09	1/53	5/87	6/11	6/11	5/82	5/97
2	5/19	1/56	5/88	6/11	6/11	5/83	5/98
3	5/19	1/56	5/88	6/12	6/12	5/83	5/98
4	5/45	1/64	5/91	6/14	6/14	5/85	6/01
5	5/53	1/66	5/92	6/14	6/14	5/86	6/01
6	5/60	2/80	5/92	6/15	6/15	5/87	6/02
7	5/79	1/74	5/94	6/16	6/16	5/89	6/03
8	5/80	1/74	5/94	6/16	6/16	5/89	6/04
9	5/94	1/78	5/95	6/17	6/17	5/90	6/05
10	6/07	1/82	5/96	6/18	6/18	5/91	6/06
11	6/25	1/87	5/98	6/20	6/20	5/92	6/07
12	6/27	1/88	5/98	6/20	6/20	5/92	6/07
13	6/35	1/91	5/99	6/20	6/20	5/93	6/08
14	6/37	1/91	5/99	6/20	6/20	5/93	6/08
15	6/42	1/93	6/00	6/21	6/21	5/94	6/08
16	6/59	1/98	6/01	6/22	6/22	5/95	6/10
17	6/89	2/07	6/03	6/24	6/24	5/97	6/12
18	6/93	2/08	6/04	6/24	6/24	5/98	6/12
19	7/39	2/22	6/07	6/27	6/27	6/01	6/15
20	7/53	2/26	6/08	6/28	6/28	6/02	6/16
21	7/84	2/35	6/10	6/29	6/29	6/04	6/18
22	8/01	2/40	6/11	6/30	6/30	6/05	6/19
23	8/12	2/43	6/12	6/31	6/31	6/05	6/20

24	8/31	4/15	6/13	6/32	6/32	6/07	6/21
25	8/60	2/58	6/15	6/33	6/33	6/08	6/22
26	8/84	2/65	6/17	6/35	6/35	6/10	6/24
27	9/04	2/71	6/18	6/36	6/36	6/11	6/25
28	9/05	2/71	6/18	6/36	6/36	6/11	6/25
29	9/34	2/80	6/20	6/37	6/37	6/13	6/26
30	9/45	2/83	6/20	6/38	6/38	6/13	6/27
31	9/85	2/96	6/23	6/39	6/39	6/15	6/29
32	9/92	2/97	6/23	6/40	6/40	6/16	6/29
33	10/00	3/00	6/24	6/40	6/40	6/16	6/30
34	10/82	3/25	6/28	6/43	6/43	6/20	6/33
35	11/22	5/61	6/30	6/45	6/45	6/22	6/35
36	11/54	3/46	6/31	6/46	6/46	6/23	6/36
37	11/85	3/55	6/33	6/47	6/47	6/25	6/38
38	12/06	6/03	6/34	6/48	6/48	6/25	6/38
39	12/35	3/70	6/35	6/49	6/49	6/27	6/40
40	12/62	3/79	6/36	6/50	6/50	6/28	6/41
41	13/56	6/78	6/40	6/53	6/53	6/31	6/44
42	13/63	6/82	6/40	6/53	6/53	6/32	6/44
43	13/98	4/19	6/42	6/55	6/55	6/33	6/45
44	14/15	7/07	6/42	6/55	6/55	6/33	6/46
45	15/37	7/69	6/47	6/59	6/59	6/38	6/50
46	16/15	4/85	6/49	6/61	6/61	6/40	6/52
47	17/23	5/17	6/53	6/64	6/64	6/43	6/55
48	20/66	10/33	6/63	6/72	6/72	6/53	6/64
49	20/84	6/25	6/63	6/72	6/72	6/53	6/64
50	24/77	12/39	6/73	6/79	6/79	6/62	6/73
51	43/12	21/56	7/02	7/03	7/03	6/90	6/99
52	43/89	13/17	7/03	7/04	7/04	6/91	7/00
53	82/41	41/20	7/37	7/32	7/32	7/22	7/30

### برآورد پارامترهای حرکتی زمین با استفاده از روابط تجربی

#### رابطه میان بزرگی و شدت زمین‌لرزه‌ها

برای به دست آوردن رابطه میان بزرگی زلزله و حداکثر شدت زمین‌لرزه‌ها در کانون لرزه‌ای از روابط تجربی زیر می‌توان استفاده نمود:

۱- دستور تجربی آمبرسز و ملویل که در آن  $I_0$  شدت نسبی زلزله در کانون زلزله بر حسب مقیاس مرکالی است:

$$I_0 = 1/04 Mb + 2/6$$

$$I_0 = 1/3 Ms + 0/09$$

۲- دستور تجربی مهاجر اشجعی و نوروزی (۱۹۸۷)، برای زلزله‌های با عمق کانونی کمتر از 60 کیلومتر:

$$I_0 = 1/7 Ms - 2/8$$

#### کاهش شدت زمین‌لرزه

برای برآورد حداکثر شدت زمین‌لرزه در هر فاصله‌ای از کانون زلزله دستورهای آزمایشی به قرار زیر وجود دارد. چاندرا و همکاران (Chandra et al., 1976) بر پایه 12 نقشه خم‌های هم‌لرزه زمین‌لرزه‌های سده بیستم ایران زمین، دستورهای آزمایشی زیر را برای کاهش شدت زمین‌لرزه‌های ایران پیشنهاد می‌کند:

۱- میانگین کاهش شدت تا دوری کمتر از 120 کیلومتری زلزله از دستورات زیر به دست می‌آید.

$$IR = I_0 + 6/453 - 0/00121 (R) - 4/9601 \text{ Log} (R + 20)$$

IR: شدت زمین‌لرزه در محل سازه در مقیاس مرکالی

I<sub>0</sub>: شدت زمین‌لرزه در محل کانون زمین‌لرزه در مقیاس مرکالی

R: فاصله کانونی بر حسب کیلومتر

مقدار R یا فاصله کانونی در طرح فوق بر اساس مطالعات آماری انجام شده برابر با 35 کیلومتر در نظر گرفته شده است.

۲- میزان کاهش شدت زمین‌لرزه در روند در ازای خم‌های هم‌لرزه

R < 160 km تا (Parallel to the isoseismals)

$$IR = I_0 + 4/28 - 0/00548 (R) - 3/708 \text{ Log} (R + 20)$$

امبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982) بر پایه ارزیابی 26 زمین‌لرزه تاریخی ایران دستور آزمایشی

زیر را پیشنهاد کردند.

$$I_0 - IR = - 3/44 - 0/002 (R) + 3/1 \text{ Log} (R)$$

نتایج محاسبات شدت زلزله و میرایی شدت زلزله نسبت به فاصله از سایت در جدول ۹ آمده است.

جدول ۹: نتایج محاسبات شدت زلزله در کانون و سایت مورد مطالعه

شماره گسل	M <sub>s</sub>	فاصله تا سایت (km)	شدت در کانون (I <sub>0</sub> )					IR		
			N	M & N	A&M	V& C	Av	Ch	A & M	Av
1	5/97	27/55	5/87	6/11	6/11	5/82	5/97	3/751556	4/556668	4/15411
2	5/98	30/28	5/88	6/11	6/11	5/83	5/98	3/760447	4/565559	4/16300
3	5/98	23/05	5/88	6/12	6/12	5/83	5/98	3/761105	4/566217	4/16366
4	6/01	25/39	5/91	6/14	6/14	5/85	6/01	3/78458	4/589692	4/18713
5	6/01	48/23	5/92	6/14	6/14	5/86	6/01	3/791432	4/596544	4/19398
6	6/02	24/35	5/92	6/15	6/15	5/87	6/02	3/797251	4/602363	4/19980
7	6/03	19/14	5/94	6/16	6/16	5/89	6/03	3/81327	4/618382	4/21582
8	6/04	22/88	5/94	6/16	6/16	5/89	6/04	3/814209	4/619321	4/21676
9	6/05	46/67	5/95	6/17	6/17	5/90	6/05	3/825008	4/63012	4/22756
10	6/06	27/89	5/96	6/18	6/18	5/91	6/06	3/835199	4/640311	4/23775
11	6/07	32/76	5/98	6/20	6/20	5/92	6/07	3/849319	4/654431	4/25187
12	6/07	23/38	5/98	6/20	6/20	5/92	6/07	3/850996	4/656108	4/25355
13	6/08	11/98	5/99	6/20	6/20	5/93	6/08	3/857256	4/662369	4/25981
14	6/08	29/89	5/99	6/20	6/20	5/93	6/08	3/858646	4/663758	4/26120
15	6/08	23/67	6/00	6/21	6/21	5/94	6/08	3/862174	4/667286	4/26473
16	6/10	38/18	6/01	6/22	6/22	5/95	6/10	3/874443	4/679555	4/27699
17	6/12	29/55	6/03	6/24	6/24	5/97	6/12	3/895818	4/70093	4/29837
18	6/12	39/10	6/04	6/24	6/24	5/98	6/12	3/898653	4/703765	4/30120
19	6/15	19/30	6/07	6/27	6/27	6/01	6/15	3/929478	4/73459	4/33203
20	6/16	30/57	6/08	6/28	6/28	6/02	6/16	3/9383	4/743412	4/34085
21	6/18	38/14	6/10	6/29	6/29	6/04	6/18	3/957306	4/762418	4/35986
22	6/19	7/58	6/11	6/30	6/30	6/05	6/19	3/967475	4/772587	4/37003
23	6/20	33/00	6/12	6/31	6/31	6/05	6/20	3/973848	4/778961	4/37640
24	6/21	43/05	6/13	6/32	6/32	6/07	6/21	3/984915	4/790027	4/38747
25	6/22	14/98	6/15	6/33	6/33	6/08	6/22	4/0016	4/806712	4/40415
26	6/24	37/20	6/17	6/35	6/35	6/10	6/24	4/014585	4/819697	4/41714
27	6/25	39/28	6/18	6/36	6/36	6/11	6/25	4/025007	4/830119	4/42756
28	6/25	25/52	6/18	6/36	6/36	6/11	6/25	4/025656	4/830768	4/42821

29	6/26	29/62	6/20	6/37	6/37	6/13	6/26	4/040626	4/845738	4/44318
30	6/27	47/59	6/20	6/38	6/38	6/13	6/27	4/046206	4/851318	4/44876
31	6/29	20/18	6/23	6/39	6/39	6/15	6/29	4/066215	4/871327	4/46877
32	6/29	40/38	6/23	6/40	6/40	6/16	6/29	4/069271	4/874383	4/47182
33	6/30	23/91	6/24	6/40	6/40	6/16	6/30	4/07339	4/878502	4/47594
34	6/33	16/20	6/28	6/43	6/43	6/20	6/33	4/111017	4/916129	4/51357
35	6/35	42/18	6/30	6/45	6/45	6/22	6/35	4/128268	4/93338	4/53082
36	6/36	19/20	6/31	6/46	6/46	6/23	6/36	4/141343	4/946455	4/54389
37	6/38	24/57	6/33	6/47	6/47	6/25	6/38	4/154026	4/959138	4/55658
38	6/38	39/25	6/34	6/48	6/48	6/25	6/38	4/162457	4/967569	4/56501
39	6/40	32/21	6/35	6/49	6/49	6/27	6/40	4/173762	4/978874	4/57631
40	6/41	35/17	6/36	6/50	6/50	6/28	6/41	4/184248	4/98936	4/58680
41	6/44	16/51	6/40	6/53	6/53	6/31	6/44	4/218203	5/023315	4/62075
42	6/44	37/67	6/40	6/53	6/53	6/32	6/44	4/220898	5/02601	4/62345
43	6/45	44/05	6/42	6/55	6/55	6/33	6/45	4/232828	5/03794	4/63538
44	6/46	47/53	6/42	6/55	6/55	6/33	6/46	4/238525	5/043637	4/64108
45	6/50	26/08	6/47	6/59	6/59	6/38	6/50	4/278106	5/083218	4/68066
46	6/52	41/52	6/49	6/61	6/61	6/40	6/52	4/301721	5/106833	4/70427
47	6/55	9/04	6/53	6/64	6/64	6/43	6/55	4/332408	5/13752	4/73496
48	6/64	16/82	6/63	6/72	6/72	6/53	6/64	4/418921	5/224033	4/82147
49	6/64	23/17	6/63	6/72	6/72	6/53	6/64	4/423094	5/228206	4/82565
50	6/73	37/68	6/73	6/79	6/79	6/62	6/73	4/505427	5/310539	4/90798
51	6/99	36/72	7/02	7/03	7/03	6/90	6/99	4/769386	5/574498	5/17194
52	7/00	18/32	7/03	7/04	7/04	6/91	7/00	4/777835	5/582947	5/18039
53	7/30	6/55	7/37	7/32	7/32	7/22	7/30	5/07792	5/883032	5/48047

**برآورد حداکثر شتاب افقی و قائم در کانون**

برای محاسبه حداکثر شتاب افقی و قائم در محل کانون از فرمول‌های تجربی زیر (Trifunac and Brady, 1975) استفاده گردید:

$$\text{Log } A_h = -0/041 + 0/3 I_0$$

$$\text{Log } A_v = -0/18 + 0/3 I_0$$

**برآورد حداکثر سرعت افقی و قائم در کانون**

برای محاسبه حداکثر سرعت افقی و قائم در محل کانون از فرمول‌های تجربی زیر (Trifunac and Brady, 1975) استفاده گردید:

$$\text{Log } V_h = -0/63 + 0/25 I_0$$

$$\text{Log } V_v = -1/1 + 0/28 I_0$$

**برآورد حداکثر جابجایی افقی و قائم در کانون**

برای محاسبه حداکثر جابجایی افقی و قائم در محل کانون از فرمول‌های تجربی زیر (Trifunac and Brady, 1975) استفاده گردید:

$$\text{Log } D_h = -0/53 + 0/19 I_0$$

$$\text{Log } D_v = -1/13 + 0/28 I_0$$

نتایج محاسبات پارامترهای حرکتی زمین همچون حداکثر جابجایی افقی و قائم، حداکثر سرعت افقی و قائم و حداکثر شتاب افقی و قائم در کانون گسل، به طور خلاصه در جدول ۱۰ آمده است.



جدول ۱۰: برآورد پارامترهای حرکتی زمین

شماره گسل	فاصله تا سایت (Km)	حداکثر شتاب افقی و قائم (Cm/s <sup>2</sup> )		حداکثر سرعت افقی و قائم (Cm/s)		حاکثر جابجایی افقی و قائم (Cm)	
		Ah	Av	Vh	Vv	Dh	Dv
1	27/55	173/97	126/32	15/77	10/70	8/22	9/99
2	30/28	175/58	127/49	15/84	10/79	8/27	10/07
3	23/05	175/70	127/58	15/85	10/80	8/27	10/08
4	25/39	180/03	130/72	16/05	11/05	8/40	10/31
5	48/23	181/31	131/65	16/11	11/12	8/44	10/38
6	24/35	182/41	132/45	16/16	11/18	8/47	10/44
7	19/14	185/46	134/66	16/31	11/36	8/56	10/60
8	22/88	185/64	134/79	16/31	11/37	8/57	10/61
9	46/67	187/73	136/31	16/41	11/49	8/63	10/72
10	27/89	189/72	137/76	16/50	11/60	8/69	10/83
11	32/76	192/52	139/79	16/63	11/76	8/77	10/98
12	23/38	192/85	140/03	16/64	11/78	8/78	10/99
13	11/98	194/11	140/94	16/70	11/85	8/81	11/06
14	29/89	194/39	141/15	16/71	11/87	8/82	11/08
15	23/67	195/10	141/66	16/75	11/91	8/84	11/11
16	38/18	197/59	143/47	16/86	12/05	8/91	11/25
17	29/55	202/02	146/69	17/06	12/30	9/04	11/48
18	39/10	202/61	147/12	17/08	12/34	9/05	11/51
19	19/30	209/19	151/89	17/37	12/71	9/24	11/86
20	30/57	211/11	153/29	17/45	12/82	9/29	11/96
21	38/14	215/31	156/34	17/64	13/06	9/41	12/18
22	7/58	217/59	157/99	17/73	13/18	9/47	12/30
23	33/00	219/03	159/04	17/79	13/27	9/51	12/38
24	43/05	221/56	160/87	17/90	13/41	9/58	12/51
25	14/98	225/42	163/68	18/07	13/63	9/69	12/72
26	37/20	228/47	165/90	18/19	13/80	9/77	12/88
27	39/28	230/96	167/70	18/30	13/94	9/84	13/01
28	25/52	231/11	167/81	18/30	13/95	9/84	13/02
29	29/62	234/72	170/43	18/45	14/15	9/94	13/21
30	47/59	236/08	171/42	18/51	14/23	9/97	13/28
31	20/18	241/03	175/01	18/71	14/51	10/11	13/54
32	40/38	241/79	175/57	18/74	14/55	10/13	13/58
33	23/91	242/83	176/32	18/78	14/61	10/15	13/63
34	16/20	252/48	183/33	19/17	15/15	10/41	14/14
35	42/18	257/04	186/64	19/35	15/40	10/53	14/37
36	19/20	260/54	189/18	19/49	15/60	10/62	14/56
37	24/57	263/99	191/68	19/63	15/79	10/71	14/74
38	39/25	266/31	193/37	19/72	15/92	10/77	14/86
39	32/21	269/44	195/64	19/84	16/10	10/85	15/02
40	35/17	272/39	197/78	19/95	16/26	10/92	15/17
41	16/51	282/14	204/86	20/32	16/80	11/17	15/68
42	37/67	282/93	205/44	20/35	16/85	11/19	15/72
43	44/05	286/45	207/99	20/49	17/04	11/27	15/90

44	47/53	288/15	209/22	20/55	17/14	11/32	15/99
45	26/08	300/21	217/98	21/00	17/80	11/61	16/62
46	41/52	307/64	223/38	21/27	18/22	11/80	17/00
47	9/04	317/58	230/60	21/63	18/76	12/04	17/51
48	16/82	347/37	252/23	22/67	20/40	12/74	19/04
49	23/17	348/87	253/32	22/72	20/48	12/77	19/12
50	37/68	379/94	275/88	23/76	22/18	13/48	20/70
51	36/72	499/46	362/66	27/43	28/63	16/03	26/72
52	18/32	503/85	365/85	27/56	28/87	16/12	26/94
53	6/55	687/61	499/27	32/44	38/59	19/63	36/01

### روش‌های برآورد بیشینه شتاب افقی زمین<sup>۱</sup>

در این روش، برآورد بزرگترین زمین‌لرزه ممکنه (بیشینه پتانسیل لرزه‌خیزی)، بیشینه شتاب افقی زمین (شدیدترین جنبش‌های زمین) در زمان بیکرانه‌ای در آینده صورت می‌گیرد. چنانچه طراحی سازه‌ها بر پایه نتیجه به دست آمده از این روش صورت گیرد، به علت بالا بودن شمار شتاب به دست آمده از یک زمین‌لرزه با دوره بازگشت طولانی، هزینه اجرای سازه‌ها بسیار بالا رفته و سازه از دیدگاه مهندسی، قابل اجرا نخواهد بود. در روش تحلیلی، داده‌های دقیق زمین‌ساختی زمین شناختی و لرزه‌زمین‌ساختی ناحیه‌ای و محلی مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفته و بدین ترتیب بیشترین اثرهای ناشی از زمین‌لرزه‌های پیشین بر گستره طرح و پتانسیل هر یک از عامل‌های لرزه‌زمین‌ساختی (مانند گسل‌های کاری) و اثرهای آن بر گستره طرح در نظر گرفته می‌شود (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱). در شرایطی که پی سنگ (زمین پی) به نسبت سست باشد، برآورد پارامترهای لرزشی زمین باید با قید احتیاط بیشتر و با اصلاح‌هایی نسبت به دستورهای آزمایشی موجود به کار گرفته شود.

در این تحقیق از رابطه‌های آزمایشی کاهش بیشینه شتاب گرانش زمین در پیوند با بزرگی زمین‌لرزه استفاده شده است. برای این منظور از جمع دستورهای آزمایشی آورده شده در زیر، از سه دستور آزمایشی روشندل و نعمت (1978) و دمز و مر (Dams and Moor, 1975) استفاده شده است.

۱- استوا (۱۹۷۰) دستور زیر را با استفاده از زمین‌لرزه‌های رویداده در کشورهای گوناگون پیشنهاد نموده است (جوانمرد، ۱۳۷۸):

$$Y = 1/08 \exp(0/58 M) / (R + 25)^{1/32}$$

Y = Strong motion parameter being predicate (i. e dependent variable)

دستور بالا برای زمین‌های سخت به صورت زیر است:

$$Y = 1/1 \exp(0/5 M) (R + 25)^{1/32}$$

۲- دانوان (Donovan, 1973) بر پایه ۶۷۰ شتابنگاشت که ۱۰۰ تا آن مربوط به زمین‌لرزه‌های ژاپن و ۲۱۰ تا آن از شتابنگاشت‌های کالیفرنیا بودند، دستور آزمایشی زیر را به دست آورده است:

$$Y = 1/1 \exp(0/5 M) / (R + 25)^{1/32}$$

که در آن M بزرگی زمین‌لرزه و R فاصله کانونی بر کیلومتر است، دستور بالا برای بزرگی Mb به صورت زیر درآمده است:

$$Y = 0/42 \exp(0/5 M) / (R + 25)^{1/32}$$

دستور نخست برای زمین‌لرزه‌های کالیفرنیا بدین شرح است:

<sup>1</sup> Peak ground acceleration

$$Y = 1/32 \exp(0/5 M)/(R+25)^{1/32}$$

۳- دمز و مر (Dams & Moor, 1975) دستور بالا را با تغییراتی برای ایران به صورت زیر درآورده اند:

$$Y = 1/080 \exp(0/5 M)/(R+25)^{1/32}$$

۴- روشندل و ناصر نعمت (۱۹۷۸) دستور آزمایشی زیر را برای ایران به این صورت نوشته اند:

$$Y = 5/2 \exp(0/8 M)/(R+40)^2$$

که در آن  $Y$  شتاب بر حسب سانتیمتر بر مجذور ثانیه  $cm/s^2$  و  $R$  فاصله بر حسب کیلومتر است.

۵- دستور میرایی کمپبل (Campbel, 1981) دستور جهانی برای زمین‌لرزه‌های کم ژرف با بزرگی میان ۵ الی ۷/۷ فاصله‌های کمتر از ۵۰ کیلومتر میان سرچشمه زمین‌لرزه و جایگاه ساختگاه و برای زمانی که پی بر روی سنگ و یا رسوبات آبرفتی سبترتر از ۱۰ متر قرار دارد به صورت زیر است:

$$Y = 1/159 \exp(0/86 M) * (R+0/0606 \exp(0/700M))^{-7.9}$$

که در آن  $M = M_L$  برای  $M < 6$  ( $M_L$  بزرگای محلی) و  $M = M_s$  برای  $M > 6$

Campbel با بررسی اثر عامل‌های گوناگون بر روی بیشینه شتاب زمین، به این نتیجه رسیده است که شتاب ایجاد شده در اثر رویداد زمین‌لرزه‌های با سازوکار فشاری نسبت به شتاب ایجاد شده از زمین‌لرزه‌های با سازوکار کششی و یا راستالغز با بزرگی برابر با ضریبی از ۱/۱۷ (برای داده‌های آمریکایی) تا ۱/۲۸ (برای داده‌های همه جهان) تغییر می‌کند. این نکته به دلیل بالاتر بودن نسبی افت تنش در سازوکار فشاری است. از این رو برای شمار به دست آمده از دستور تجربی کمپبل باید یک ضریب تصحیح در نظر داشت.

۶- خادمی (۲۰۰۲) برابر کد ساختمان سازی ۱ و ۲ ایران فرمول زیر را پیشنهاد داد:

$$Y = \exp(c_2 M) / (R + C_3 \exp(C_4 M) C_5) + C_6 S$$

که در اینجا  $Y$  همان  $g$  میباشد و ثابت‌های  $C$  که به صورت زیر تعریف شده است:

$$C_1 = 0/040311, C_2 = 0/417342, C_3 = 0/001, C_4 = 0/65, C_5 = 0/0351119, C_6 = 0/035852$$

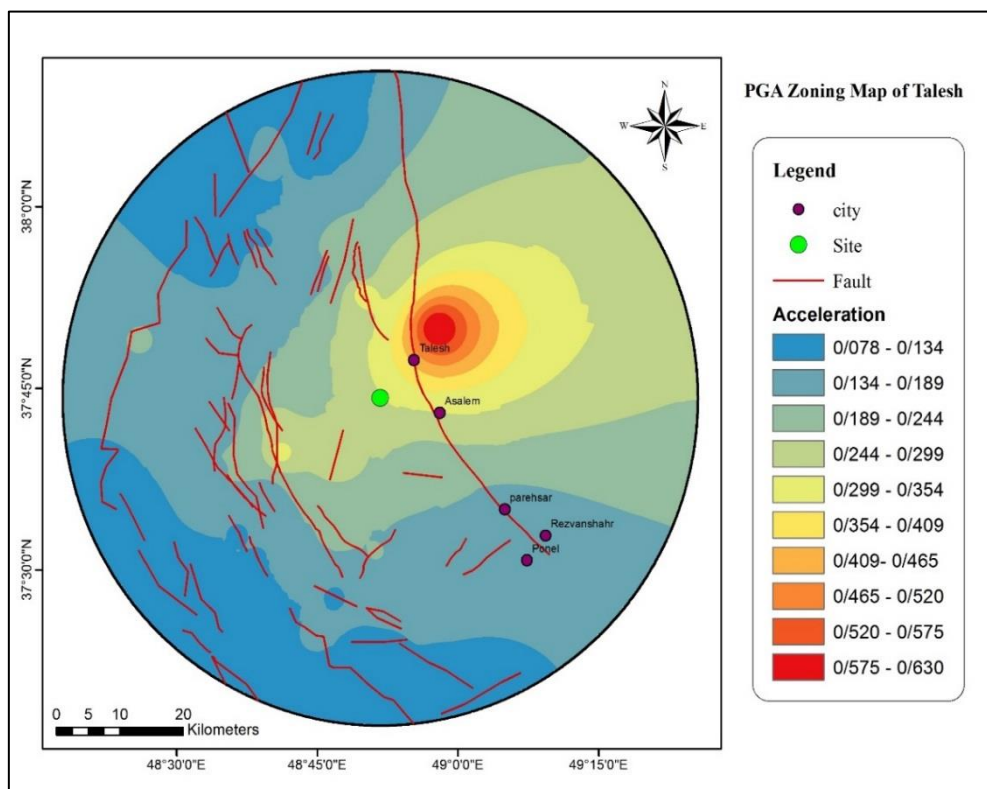
برای سنگ  $S=0$  و برای خاک  $S=1$

۷- دستور تجربی ماکروپولوس و بویتون (Makrppoulos & Buiton, 1985)

$$Y = 2/164 \exp(0/70 M_s) / (R+20)^{1/80}$$

### برآورد بیشینه شتاب افقی وارد بر مرکز محدوده مورد مطالعه

با استفاده از فرمول‌های دمز و مر (۱۹۷۵) و روشندل و نعمت (۱۹۷۸) شتاب افقی وارد بر منطقه تالش محاسبه شده و مطابق این محاسبات، بیشترین شتاب افقی وارد بر منطقه تالش ۰/۶۳ و از طرف گسل تالش با توان لرزه‌زایی ۷/۳ است. این در صورتی است که گسل مذکور با ۳۵ درصد از طول خود در فاصله ۶/۵ کیلومتری از مرکز محدوده فعالیت کند. با استفاده از روش درون‌یابی نقشه پهنه‌بندی بیشترین شتاب افقی گسل‌ها نسبت به مرکز محدوده مورد مطالعه رسم گردید (شکل ۲۳).



شکل ۲۳: نقشه پهنه‌بندی بیشینه شتاب افقی زمین

### نتیجه‌گیری

- ۱- وجود علایم زمین شناسی از جمله: جابجایی طبقات، چین‌ها و گسلها، وجود پیشانی کوهستان خطی، وجود پیچ خوردگی‌ها و جابجایی‌های غیر عادی در مسیر رودخانه، مخروط افکنه‌های نامتقارن، وجود آبشار در مسیر رودخانه که ناشی از تغییر لیتولوژی نبوده و نیز پدیده‌های دیگر ژئومورفولوژیکی که در بررسی‌های تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی مشاهده گردید، نشان از فعالیت نوزمین‌ساختی بالای منطقه می‌باشد.
- ۲- نتایج اندازه‌گیری شاخص انتگرال هیپسومتری و مقدار عددی انتگرال هیپسومتری برای ۹ حوضه در محدوده گسل تالش بررسی شده و نشان می‌دهد که حوضه‌های یک، چهار و هفت در مرحله متوسط بلوغ قرار دارند و به‌طور نسبی بالغ هستند و حوضه‌های دو، سه، شش و هشت، حوضه‌های بالغ با فرسایش‌یافتگی بالا را نشان می‌دهند.
- ۳- شاخص نسبت کشیدگی نشان می‌دهد که حوضه‌های یک، پنج، هفت و نه حوضه‌های کشیده با فعالیت تکتونیک بالا بوده و حوضه‌های سه و هشت را نیز می‌توان به عنوان حوضه‌های گردشده با فعالیت تکتونیک پایین در نظر گرفت. در این میان حوضه‌های دو و چهار و شش نیز حوضه‌های نسبتاً فعال معرفی می‌شوند.
- ۴- نتایج بررسی شاخص نسبت پهنای دره به عمق نیز با فاصله تقریبی ۱۰۰۰ متر از پیشانی کوهستان و بر روی رودخانه-های اصلی هر یک از حوضه‌ها اندازه‌گیری شده، نشان دهنده نرخ فعالیت بالا در حوضه‌های دو، چهار، پنج و هفت و فعالیت نسبی سایر حوضه‌ها می‌باشد.
- ۵- نتایج بررسی شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان بیانگر آن است که مقدار خطی‌شدگی در حوضه‌های شش، هفت، هشت و نه، نسبت به سایر حوضه‌ها بیشتر است. در این میان، حوضه‌های یک، چهار و پنج نیز دارای پیچ و خم بیشتری در جبهه کوهستان می‌باشند، که حاکی از فعالیت کمتر عوامل تکتونیک، از جمله فعالیت گسل تالش می‌باشد. حوضه‌های دو و سه را نیز می‌توان حوضه‌های نسبتاً فعال در نظر گرفت.

۶- براساس نقشه پهنه بندی شاخص شیب آبراهه، بخش شمال باختری منطقه مورد مطالعه مقدار برافرازش بیشتری را نسبت به سایر مناطق نشان می‌دهد، که می‌تواند به دلیل وجود گسل‌های معکوس در این ناحیه باشد. در امتداد گسل تالش مقدار این شاخص نسبت به سایر مناطق کمتر است. این بدان معنی است که در امتداد این گسل، برافرازش چندان محسوس نیست، اما در دوطرف گسل مذکور، تغییرات شاخص SL، محسوس و واضح می‌باشد. با این وجود، حوضه‌های یک و چهار را می‌توان حوضه‌های فعال، حوضه‌های پنج، هفت و نه را حوضه‌های نسبتاً فعال، حوضه‌های دو، سه، شش و هشت را حوضه‌هایی با فعالیت کم و مقدار برافرازش پایین‌تر در نظر گرفت. همچنین لازم به ذکر است که، مرز بین مقدار SL بالا و SL پایین در منطقه را می‌توان پیشانی کوهستان در نظر گرفت. بدین صورت که در قسمت خاوری جبهه کوهستان، مقدار این شاخص پایین و در قسمت باختری پیشانی کوهستان، مقدار این شاخص بالا می‌باشد.

۸- تحلیل چگالی و جهت‌گیری خطواره‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که حوضه‌های یک، چهار، شش، هفت و نه نسبت به سایر حوضه‌ها از چگالی بالاتری برخوردارند. در محدوده گسل تالش و در قسمت خاوری آن، از چگالی کمتری برخوردار است، در حالی که در سمت باختر آن و بعد از جبهه کوهستان، چگالی خطواره‌ها افزایش پیدا می‌کند. به طور کلی می‌توان جبهه کوهستان را مرز بین چگالی بالا و چگالی پایین خطواره‌ها در نظر گرفت. مقایسه نقشه چگالی خطواره‌ها با شاخص‌های ژئومورفیک، به ویژه نقشه پهنه‌بندی شاخص SL، نشان از انطباق قابل قبول این دو پارامتر با یکدیگر دارد؛ به گونه‌ای که هر دو پارامتر به صورت نسبی، قسمت جنوبی منطقه مورد مطالعه را فعال‌تر ارزیابی می‌کنند. روند عمومی خطواره‌های منطقه مورد مطالعه شمال خاوری - جنوب باختری می‌باشد، که عمود بر روند عمومی گسل تالش و گسل‌های معکوس منطقه می‌باشد. همچنین بیشترین و کمترین جهت‌گیری خطواره‌ها به ترتیب مربوط به آزمون‌های N45E و N45W می‌باشد.

۹- بررسی شاخص‌های مورفومتریک در حوضه‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که، مقدار فعالیت تکتونیکی در امتداد گسل تالش به یک اندازه و ثابت نیست. برخی از شاخص‌ها مناطق شمالی گسل تالش را به‌عنوان مناطق فعال و برخی دیگر قسمت‌های جنوبی را فعال‌تر ارزیابی می‌کنند، اما تعداد شاخص‌هایی که بر فعالیت قسمت‌های جنوبی اشاره دارند بیشتر است. در این میان شاخص‌های Vf, Smf, AF, SL, Re, Bs نشان دهنده فعالیت بیشتر در حوضه‌های جنوبی گسل تالش می‌باشند. همچنین حوضه هفت نیز نسبت به سایر مناطق، از فعالیت بیشتری برخوردار است. در نهایت می‌توان منطقه مورد بررسی را از نظر فعالیت تکتونیکی، منطقه‌ای فعال ارزیابی نمود.

۱۰- رابطه بین بزرگی‌های Ms و Mb داده‌های لرزه‌ای منطقه به صورت  $Ms = 0.43(Mb) + 2/97$  می‌باشد.

۱۱- ضریب a که ضریب لرزه‌خیزی منطقه است برابر با  $3/73$  و ضریب b که ضریب زمین‌شناسی ساختمانی منطقه است برابر با  $0/594$  می‌باشد. یعنی به طور معمول تعداد زمین لرزه‌های منطقه زیاد و بزرگای زمین لرزه‌ها کم خواهند بود.

۱۲- محاسبات بیشینه شتاب محتمل گسل‌های محدوده مورد مطالعه، نشان می‌دهد گسل تالش با طول تقریبی ۸۲ کیلومتر و به فاصله کمتر از ۷ کیلومتر از مرکز منطقه مورد مطالعه، بیشترین شتاب افقی را به میزان  $0/63$  متر بر مجذور ثانیه وارد می‌کند.

## منابع

- اسدیان، ع، میرزایی، ع.ر، و افتخارنژاد، ج،، ۱۳۷۸. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خلخال-رضوانشهر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بربریان، م، قرشی، م، ارژنگ روش، ب، و مهاجر اشجعی، ا،، ۱۳۷۱. پژوهش و بررسی نوزمینساخت، لرزه زمینساخت و خطر زمینلرزه گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۹۷ ص.
- خادمی، م.ه، ۱۳۷۸. گزارش پژوهشی بررسی مقیاس شدگی مقادیر طیفی شتاب نگاشتهای ایران به وسیله پارامترهای بزرگا و فاصله زمین شناسی ساختگاه، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.
- شریفی نجف آبادی، ر،، ۱۴۰۰. ارزیابی و تحلیل شواهد فعالیت های نوزمین ساختی در حوضه مرغاب. تحقیقات جغرافیایی، ۳۶(۲)، ۱۶۰-۱۴۹.
- عکاشه، ب،، ۱۳۸۲. یادداشت های جزوه درسی لرزه زمینساخت.
- Al-Taj, M., Shakour, F., & Atallah, M. (2007). *Morphotectonic indices of the Dead Sea transform, Jordan. Geografica Fisica Dinamica Quaternaria, 30, 5-11.*
- Ambraseys, N.N., & Melville, C.P. (1982). *A history of Persian earthquakes: Cambridge University press, Cambridge, UK.*
- Campbell, K.W. (1981). *Near-source attenuation of peak horizontal acceleration. Bulletin Seismological Society of America, 71, 2039-2070.*
- Chandra, U., McWhorter, J.G., & Nowroozi, A. (1979). *Attenuation of intensity in Iran. Bulletin Seismological Society of America, 69(1) 237-250.*
- Cox, R.T. (1994). *Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary til-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. Geological Society of American Bulletin, 106(5), 571-581.*
- Keller, E.A., & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape. 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, 362 p.*
- Pedrera, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M., & Azor, A. (2009). *Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). Geomorphology, 105(3), 218-231.*
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañón, J.M., & Keller, E.A. (2010). *Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. Geomorphology, 119(1), 74-87.*
- Silva, P., Goy, J., Zazo, C., & Bardaji, T. (2003). *Fault - generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. Geomorphology, 50, 203-225.*
- Verrios, S., Zygouri, V., & Kokkalas, S. (2004). *Morphotectonic analysis in the Eliko fault zone (Gulf of Corinth, Greece). Bulletin of the Geological Society of Greece, 36, 1706-1715.*
- Walcott, R.C., & Summerfield, M. (2008). *Scale dependence of hypsometric integrals: an analysis of southeast African basins. Geomorphology, 96 (1), 174-186.*
- Ye, H., Chen, G. Zhou, Q. (1995). *Study on the intraplate potential seismic sources. In: Proc. Fifth International Conf. Seismic Zonation, Nice, France, 2, 1424-14.*