





دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه تکتونیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

تحلیل دگرخستی لرزه زمین ساختی و نوزمین ساختی در منطقه قم

فائزه بوالحسنی

اساتید راهنما:

رمضان رمضانی اومالی

پرویز امیدی

استاد مشاور:

ناصر حافظی مقدس

شهریور ۱۳۹۱

تقدیر و تشکر

سپاس و ستایش بر فدای جل و جلاله، که آثار قدرت او بر چهره روز روشن، تابان است و انوار حکمت او در دل شب تار، درفشان. آفریدگاری که فویشتن را به ما شناساند و درهای علم را بر ما گشود و عمری و فرصتی عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف فویش را در طریق علم و معرفت بیازماید. سپاس بی کران پروردگار یکتا را که هستی‌مان بخشید و به طریق علم و دانش رهنمونمان شد و به همنشینی رهروان علم و دانش مفتخرمان نمود و فوشه چینی از علم و معرفت را روزیمان سافت. فدای را شاکرم از اینکه به من توان داد تا بتوانم گامی کوچک در مسیر تمصیل علم بردارم. سپاس او را که قدرت و عظمتش در ذره ذره عالم نهفته است. او که طبیعت را در گرو شناخت خود برای ما خلق کرد و گفت بنگرید در زمین و در آن تعقل کنید.

با یاری فدای مهربان و کمک اساتید و دوستان و حمایت خانواده‌ام توانستم پایان‌نامه خود را به سرانجام برسانم. در ابتدا از اساتید محترم دکتر رمضان رضانی و دکتر پرویز امیدی که مسئولیت راهنمایی اینجانب را به عهده داشتند و دکتر ناصر حافظی مقدس، استاد مشاور گرانقدرم، سپاسگزارم.

از **پدر و مادر عزیزم**، که هرچه دارم از آن‌هاست. از نگاهشان صلابت، از رفتارشان محبت و از صبرشان ایستادگی را آموختم. آن‌ها همواره در طول تمصیل، متمملم زحماتم بودند و تکیه‌گاه من در مواجهه با مشکلات، و وجودشان همیشه مایه دلگرمی من است و **همسر مهربانم** که شوق علم‌آموزی را در وجودم روشن ساختند. لمضات ناب باور بودنم، لذت و غرور دانستنم، جسارت فواستنم، عظمت رسیدن به تمام تجربه‌های یکتا و زیبای زندگیم، مدیون مضور سبز آنهاست.

همچنین از کمک‌های دکتر کاظمی و دکتر رضایی در امر نگارش پایان‌نامه، دکتر محمود صادقیان برای همراهی دلسوزانه‌شان و مسئول محترم آموزش سرکار خانم مهندس فارسی مراتب سپاس خود را اعلام می‌دارم.

در نهایت همیشه قدردان زحمات دوستانم آقایان فتمی، نورافکن، شکری و سرکار خانم نجفی می‌باشم.

تعهد نامه

اینجانب **فائزه بوالحسنی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی-تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده رساله تحلیل دگربختی لرزه‌زمین‌ساختی و نوزمین‌ساختی در منطقه قم تحت راهنمایی دکتر رمضان رمضانی اومالی و دکتر پرویز امیدی متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این رساله 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 می‌باشد.

تاریخ ۱۳۹۱/۶/۲۸

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. 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 نمی‌باشد.

چکیده

در این پژوهش گسلش فعال و لرزه‌خیزی محدوده شهر قم (محدوده‌ای به شعاع ۱۵۰ کیلومتر به مرکزیت شهر قم) مورد ارزیابی قرار گرفته است. نقشه گسل‌های فعال منطقه بر پایه اطلاعات نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات پیشین تهیه گردید. رژیم تکتونیکی منطقه فشاری همراه با برش راست‌بر می‌باشد و گسل‌ها روند کلی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری (روند زاگرسی)، خاوری-باختری، شمال‌خاوری-جنوب‌باختری دارند. گسل‌های با روند زاگرسی سازوکار معکوس راست‌گرد دارند. در مطالعات صحرایی انجام شده مشخص گردید که سطوح گسل‌های رخنمون یافته اغلب جوان بوده و خش‌لغزهای موجود بر روی سطح گسل به طور کامل مشخص است. از جمله شواهد جوان بودن گسل‌ها به افزای گسلی، آبراهه‌های جابجا شده، مورفولوژی مخروط-افکنه‌ها، پشته‌های مسدود کننده، تصاویر ماهواره‌ای، حوضه آبریز نامتقارن، دره‌های V شکل، قطع شدگی عوارض و ... می‌توان اشاره نمود. در این مطالعه تعدادی از گسل‌های فعال و تأثیرگذار در لرزه‌خیزی شهر قم مورد قطعه‌بندی قرار گرفت. توان لرزه‌زایی هر یک از قطعات تعیین گردید. همچنین بر اساس اطلاعات لرزه‌ای موجود برای گسل‌های منطقه، اعم از زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی، شواهد نوزمین‌ساختی فعالیت گسل‌های منطقه درجه‌بندی گردید. گسل‌های قم-زفره، کوشک‌نصرت، راندگی شمال تهران، راندگی شمال اشتهارد، گرمسار، ایپک، مهرآباد، ایندس، بیدهند، کهریزک، شمال ری، جنوب ری و میم-قه به عنوان گسل فعال قطعی معرفی می‌شود.

کلمات کلیدی: قم، گسل فعال، نوزمین‌ساخت، قطعه‌بندی، درجه فعالیت

فهرست مطالب

فصل اول: مقدمه

- ۱-۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه ۲
- ۲-۱ زمین‌ریخت‌شناسی ۲
- ۳-۱ ویژگی و ضخامت پوسته ۴
- ۴-۱ روش انجام تحقیق ۵
- ۵-۱ پیشینه مطالعاتی منطقه ۶

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

- ۱-۲ تاریخچه تکتونیکی منطقه ۹
- Error! Bookmark not defined.** ۲-۲ جایگاه تکتونیکی منطقه
- ۱-۲-۲ ناحیه ساختمانی ارومیه-دختر ۱۲
- ۲-۲-۲ ناحیه ساختمانی ایران مرکزی ۱۴
- ۳-۲ تحولات رسوبی منطقه ۱۴
- ۴-۲ چینه‌شناسی منطقه ۱۸
- ۱-۴-۲ توالی چینه‌شناسی ایران مرکزی ۱۸
- ۱-۴-۲-۱ سازند جمال ۱۸
- ۲-۴-۲-۱ سازند دولومیتی شتری ۱۸
- ۳-۴-۲-۱ سازند نایبند ۱۹
- ۴-۴-۲-۱ سازند شیلی بیابانک ۱۹

۱۹..... ۲-۴-۱-۵ سازند سرخ پایینی

۲۰..... ۲-۴-۱-۶ سازند قم

Error! Bookmark not defined. ۲-۴-۱-۷ سازند سرخ بالایی

Error! Bookmark not defined.. ۲-۴-۲ توالی چیننه شناسی البرزمرکزی

۲۴..... ۲-۴-۲-۱ سازند کهر

۲۴..... ۲-۴-۲-۲ سازند شیلی زاگون

۲۴..... ۲-۴-۲-۳ سازند ماسه سنگی لالون

۲۴..... ۲-۴-۲-۴ سازند میلا

۲۵..... ۲-۴-۲-۵ سازند الیکا

۲۵..... ۲-۴-۲-۶ سازند شمشک

۲۵..... ۲-۴-۲-۷ سازند لار

۲۶..... ۲-۴-۲-۸ سازند تیزکوه

۲۶..... ۲-۴-۲-۹ سازند کنگلومرای فجن

۲۶..... ۲-۴-۲-۱۰ سازند آهکی زیارت

Error! Bookmark not defined. ۲-۴-۲-۱۱ سازند توفی کرج

۲۷..... ۲-۴-۲-۱۲ سازند هزاردره

فصل سوم: معرفی گسل‌های منطقه

۳۱..... ۳-۱ جهت کلی حرکت بلوک‌ها و تأثیر آن بر ساخت‌های ایجاد شده

۳۴..... ۳-۲ گسل قم-زفره

۳۴	 ۱-۲-۳ گسل قم
۳۷	 ۲-۲-۳ گسل راوند
۳۹	 ۴-۲-۳ گسل کاشان
۴۱	 ۳-۳ گسل ایداقچی-مهرآباد
Error! Bookmark not defined.	 ۴-۳ گسل کوشک نصرت
۴۵	 ۵-۳ گسل قمرود
۴۷	 ۶-۳ گسل البرز
۴۹	 ۷-۳ گسل شمال تهران
۵۱	 ۸-۳ گسل شمال ری
۵۱	 ۹-۳ گسل جنوب ری
۵۲	 ۱۰-۳ گسل کهریزک
۵۲	 ۱۱-۳ گسل گرمسار
۵۳	 ۱۲-۳ گسل پیشوا
۵۴	 ۱۳-۳ گسل ایوانکی
Error! Bookmark not defined.	 ۱۴-۳ گسل پارچین
Error! Bookmark not defined.	 ۱۵-۳ گسل شمال اشتهارد
۵۵	 ۱۶-۳ گسل ایپک
۵۶	 ۱۷-۳ گسل بیدهند
۵۷	 ۱۸-۳ گسل ایندس

۵۹	۱۹-۳ گسل تفرش
۶۰	۲۰-۳ گسل کهک (گسل میم-قه)
۶۱	۲۱-۳ گسل توزلوگل (تبرته)
	Error! Bookmark not defined. ۲۲-۳ گسل تلخاب

فصل چهارم: نوزمین ساخت

	Error! Bookmark not defined. ۱-۴ تاریخچه بررسی فعالیت‌های نوزمین ساختی
۶۵	۲-۴ نشانه‌های زمین‌شناسی
۶۵	۳-۴ نشانه‌های زمین‌ریخت‌شناسی
۶۶	۴-۴ نشانه‌های زلزله‌شناسی
۶۶	۵-۴ نشانه‌های ژئودزی
۶۶	۶-۴ نشانه‌های تاریخی
۶۷	۷-۴ نشانه‌های باستان‌شناسی
۶۷	۸-۴ گسل فعال از دیدگاه بربریان
۶۸	۹-۴ علائم فعالیت گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه
۶۹	۱-۹-۴ افزایش گسلی
۷۰	۲-۹-۴ پشته‌های مسدود کننده
۷۰	۳-۸-۴ مخروط‌افکنه‌ها
۷۴	۴-۹-۴ آبراهه‌ها
۷۹	۵-۹-۴ عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز

۸۱	۶-۹-۴ لرزه خیزی گسل ها
۸۲	۷-۹-۴ قطع شدگی عوارض
۸۴	۸-۹-۴ چاله های تکتونیکی
۸۵	۱۰-۴ منطقه گسلی مهرآباد

فصل پنجم: ارزیابی مشخصات چشمه های لرزه‌زا

۹۲	۱-۵ مقدمه
۹۲	۲-۵ محاسبه بزرگای گسل بر اساس طول گسیختگی گسل
۹۵	۳-۵ قطعه بندی پهنه های گسلش
۹۶	۱-۳-۵ ناهمگنی های سطح گسل
۹۸	۱-۱-۳-۵ مانع
۹۹	۲-۱-۳-۵ گره
۱۰۰	۲-۳-۵ ناپیوستگی های هندسی پهنه ی گسلش
۱۰۰	۱-۲-۳-۵ خمش گسلی
۱۰۲	۲-۲-۳-۵ پرش گسلی
۱۰۴	۳-۲-۳-۵ انشعاب گسلی
۱۰۵	۴-۲-۳-۵ اختتام گسلی
	۴-۵ روش های قطعه بندی پهنه های گسلش در منطقه مورد مطالعه با توجه به اطلاعات در دسترس
۱۰۶	در این پژوهش
۱۰۶	۱-۴-۵ قطعه بندی پهنه های گسلش بر پایه ی داده های لرزه ای
۱۰۶	۲-۴-۵ بررسی حل ساز و کار کانونی زمین لرزه های پهنه گسلش

۳-۴-۵	قطعه بندی پهنه‌های گسلش بر پایه ناپیوستگی‌های هندسی و تغییر روند
۱۰۹	محسوس در امتداد گسل.....
۴-۳-۵	قطعه‌بندی پهنه‌های گسلش در محل برخورد با گسل فعال.....
۵-۳-۵	قطعه‌بندی پهنه‌های گسلش بر پایه تغییرات مورفولوژی.....
۴-۵	درجه بندی فعالیت برخی گسل‌ها بر اساس داده‌های در دسترس.....

فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادات

۱۲۴	۱-۶ نتیجه گیری.....
۱۲۵	۲-۶ پیشنهادات.....

- شکل ۱-۱ موقعیت راه‌های دسترسی منطقه (نقشه راه‌های ایران) ۲
- شکل ۱-۲ واحدهای رسوبی-ساختاری ایران از دیدگاه آقانباتی ۹
- شکل ۲-۲ تارخچه زمینساختی ایران از پرکامبرین به بعد ۱۱
- شکل ۳-۲ رخنمون سازند قرمزیرین و سازند قم، حاشیه اتوبان قم-کاشان ۲۲
- شکل ۴-۲ رخنمون سازند قم، توالی واحدهای مارنی و آهکی، اتوبان قم-کاشان ۲۳
- شکل ۵-۲ ژئوپس در سازند قم ۲۴
- شکل ۶-۲ رخنمون سازند قرمز بالایی، اتوبان اراک-قم ۲۵
- شکل ۷-۲ ستون چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه در محدوده زون ساختاری ایران مرکزی ۲۶
- شکل ۸-۲ رخنمون کنگلومرای پلیوسن، اطراف قم ۳۲
- شکل ۹-۲ ستون چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه در محدوده زون ساختاری البرز مرکزی . **Error!**

Bookmark not defined.

- شکل ۱-۳ نقشه گسل‌های منطقه و نحوه پراکنش نهشته‌های کواترنری ۳۸
- شکل ۲-۳ رخنمون گسل خضر (ایستگاه شماره یک) در سازند قم ۴۰
- شکل ۳-۳ رخنمون گسل قم (ایستگاه شماره یک) در سازند قم ۴۱
- شکل ۴-۳ رخنمون گسل قم، ایستگاه شماره دو ۴۲
- شکل ۵-۳ رخنمون گسل قم، ایستگاه شماره سه ۴۳
- شکل ۶-۳ رخنمون پاره گسل راوند، اتوبان قم-کاشان، ایستگاه شماره چهار ۴۴
- شکل ۷-۳ ایجاد برش گسلی دانه درشت در سازند قم در امتداد صفحه گسل راوند ۴۵

شکل ۳-۸	رخنمون گسل ایداقچی-مهرآباد، ارتفاعات اطراف مهرآباد	۴۷
شکل ۳-۱۰	رخنمون گسل کوشک نصرت، ایستگاه شماره هفت	۵۰
شکل ۳-۱۱	برش گسلی دانه درشت همراه با گسل کوشک نصرت	۵۱
شکل ۳-۱۲	تصویر ماهواره‌ای گسل قمرود و گسل‌های اطراف آن	۵۳
شکل ۳-۱۳	افتگاه گسلی روی گسل البرز	۵۶
شکل ۳-۱۴	رخنمون گسل البرز	۵۷
شکل ۳-۱۵	رخنمون گسل بیدهند، ایستگاه شماره نه	۶۷
شکل ۳-۱۶	آثار گسل ایندس در کانال رودخانه، جاده قم-ساوه، ایستگاه شماره پنج	۶۸
شکل ۴-۱	تصویر ماهواره‌ای زون گسلی بیدهند، سد شدن مسیر آبراهه‌ها توسط پشته مسدود کننده	
		۷۲
شکل ۴-۲	مورفولوژی مخروط افکنه‌ها	Error! Bookmark not defined.
شکل ۴-۳	تصویر ماهواره‌ای مخروط افکنه‌های جوان در امتداد گسل ساوه	۷۴
شکل ۴-۴	تصویر ماهواره‌ای مخروط افکنه‌های جوان در امتداد گسل ایندس	۷۴
شکل ۴-۵	تصویر ماهواره‌ای مخروط افکنه‌های جوان در پیشانی کوهستان محدود به راندگی شمال	
	اشتهارد	Error! Bookmark not defined.
شکل ۴-۶	تصویر ماهواره‌ای زون برشی گسل بیدهند، تأثیر حرکت راست گرد گسل بر روی عارضه‌های	
	ژئومورفولوژیکی	۷۷
شکل ۴-۷	تصویر ماهواره‌ای آبراهه‌های جابجا شده، قطعه گسلی کاشان	۷۸
شکل ۴-۸	تصویر ماهواره‌ای آبراهه‌ها و مخروط افکنه‌های منحرف شده در اثر حرکت راست گرد گسل،	
	امتداد زون گسلی گسل کوشک نصرت	۷۸

شکل ۴-۹	تصویر ماهواره‌ای بخشی از قطعه گسلی کاشان در حوالی روستای گبرآباد.....	۷۹
شکل ۴-۱۰	تصویر ماهواره‌ای شمال باختری روستای هنجن.....	۸۰
شکل ۴-۱۱	تصویر گسل ایپک.....	۸۱
شکل ۴-۱۲	موقعیت حوضه‌های آبریز نامتقارن مورد بحث نسبت به گسل‌ها در تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه.....	۸۳
شکل ۴-۱۳	تصویر ماهواره‌ای حوضه آبریز نامتقارن بر روی زون گسلی گسل کوشک‌نصرت.....	۸۳
شکل ۴-۱۴	تصویر ماهواره‌ای دو حوضه آبریز نامتقارن بر روی زون گسلی گسل قم-زفره.....	۸۴
شکل ۴-۱۵	تصویر ماهواره‌ای حوضه آبریز نامتقارن.....	۸۴
شکل ۴-۱۶	تصویر ماهواره‌ای محدوده در برگیرنده زلزله‌های زمستان ۱۳۹۰.....	۸۵
شکل ۴-۱۷	تصویر ماهواره‌ای قطع شدگی لایه‌های رسوبی در اثر فعالیت گسل سیاه‌کوه.....	۸۶
شکل ۴-۱۸	ایجاد بریدگی و جابجا شدگی در رسوبات ائوسن در اثر فعالیت گسل کوشک‌نصرت....	۸۷
شکل ۴-۱۹	موقعیت گسل‌های مورد بحث در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهک و آران.....	۸۹
شکل ۴-۲۱	تشکیل حوضه کششی به صورت pull-apart در محل همپوشانی دو گسل راستالغز ..	۹۲
شکل ۴-۲۲	الگوی پیشنهادی زمین‌ساختی برای سامانه گسل بیدهند از ائوسن تا عهد حاضر	۹۳
شکل ۴-۲۳	انحراف و تغییر مسیر آبراهه‌ها هنگام عبور از محدوده گسل اناربنه	۹۳
شکل ۵-۱	مقایسه فرمول‌های تجربی مختلف برای بزرگا-طول گسیختگی	۹۵
شکل ۵-۲	هتروژنی‌های سطح گسل. مدل‌های مانع و گره.....	۹۸
شکل ۵-۳	انواع ناپیوستگی‌های هندسی.....	Error! Bookmark not defined.
شکل ۵-۵	نمایش یک گسل امتدادلغز راست‌گرد و موقعیت محورهای تنش اصلی	۱۰۶

- شکل ۵-۶ اختتام گسلی با تشکیل گسل‌های هم‌آغوش ۱۰۷
- شکل ۵-۷ موقعیت گسل‌های مهم منطقه مورد مطالعه و رومرکز زمین‌لرزه‌های دستگاهی ۱۱۲
- شکل ۵-۸ ناپیوستگی‌های هندسی در امتداد گسل‌ها و محل تلاقی گسل‌های فعال در محدوده اطراف قم، ۱۱۵
- شکل ۵-۹ قطعه‌بندی گسل ایندس بر اساس ناپیوستگی‌های هندسی ۱۱۷
- شکل ۵-۱۰ تغییرات هندسه گسل در امتداد زون گسلی کوشک‌نصرت و گسل ساوه Error!

Bookmark not defined.

- شکل ۵-۱۱ قطعه‌بندی گسل گرمسار و پیشوا بر اساس تغییر هندسه گسل ۱۱۹
- شکل ۵-۱۲ ناپیوستگی‌های هندسی بر روی گسل ایپک ۱۲۰

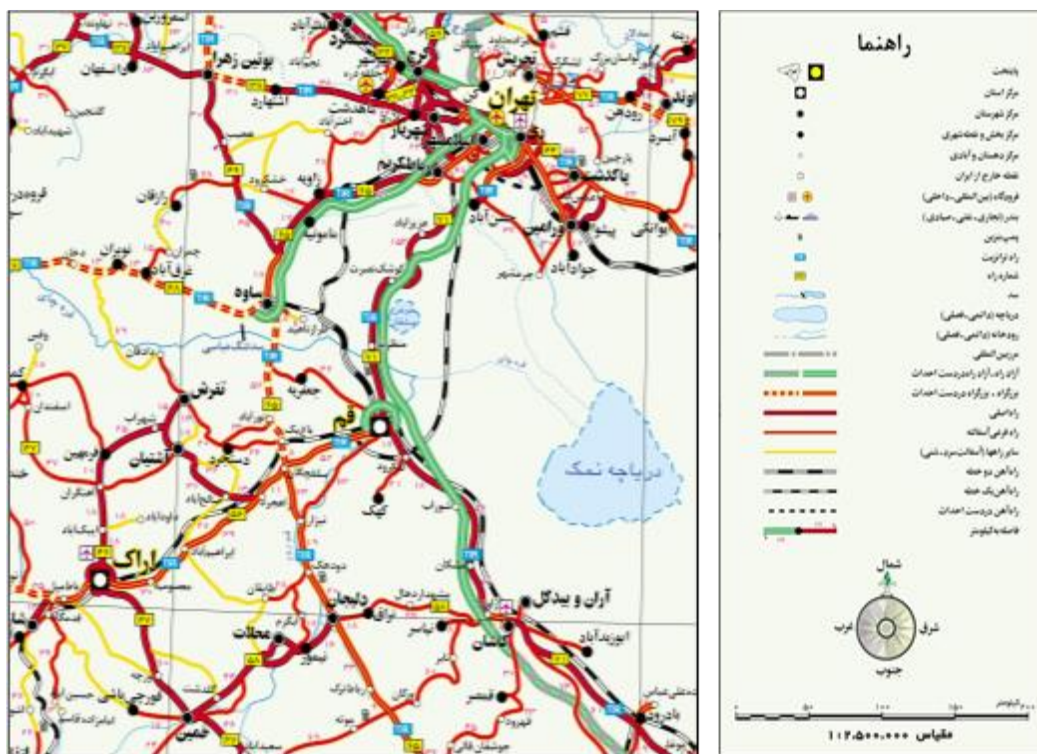
فصل اول

مقدمه

۱-۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی منطقه

محدوده مورد مطالعه به مرکزیت شهر قم، به شعاع ۱۵۰ کیلومتر، بین طول‌های جغرافیایی ۴۹/۸۷ تا ۵۱/۸۷ درجه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۵/۶۵ تا ۳۳/۶۵ درجه شمالی، در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ ورقه‌های قم، تهران، ساوه، آران، کاشان و گلپایگان واقع می‌باشد.

راه آسفالت و راه آهن قم-تهران، قم-کاشان، قم-اراک جاده‌های درجه دو و سه قم با شهرستان‌های اطراف از راه‌های ارتباطی محدوده شهر قم می‌باشد.



شکل ۱-۱ موقعیت راه‌های دسترسی منطقه (نقشه راه‌های ایران)

۲-۱ زمین‌ریخت‌شناسی

از دیدگاه ریخت‌شناسی، قسمت شمالی شهر قم را بخشی از دریاچه حوض سلطان پدید آورده است. این دریاچه ۱۲۰ کیلومتر مربع وسعت دارد و پست‌ترین محل آن نزدیک به ۷۵۰ متر از سطح دریا

ارتفاع دارد. شهر قم در ارتفاع ۹۲۰ متر از سطح دریا قرار گرفته و رشته کوه‌های باختر ناحیه مانند کوه یزدان با بلندی ۱۶۳۰ متر از سطح دریا، از نواحی بلند محدوده اطراف شهر قم است.

سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌آهک‌های الیگومیوسن و کنگلومرای پلیوسن، تپه ماهورها و کوه‌های نیمه شمالی ناحیه را با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری پدید آورده است. بخش‌های شمالی، باختری و جنوبی ناحیه قم از یکسری تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها با دامنه‌های با شیب ملایم تا تند تشکیل شده است. مناطق برجسته را در کوه یزدان، سازند سرخ بالایی پدید آورده و سنگ‌آهک‌های ستیغ‌ساز سازند قم از نظر بلندی پس از آن قرار می‌گیرد.

در باختر شهر قم، کوه نمک قم جای دارد و یکی از گنبد‌های نمکی ایران مرکزی است که بیش از ۱۲۰۰ متر از سطح دریا بلندی دارد. این گنبد در انتهای شمال‌باختری تاقدیس البرز (دماغه باختری تاقدیس) رخمون یافته است. بر روی کناره‌های جنوبی آن گدازه‌های آندزیتی جای دارند که بر اثر نیروهای تکتونیکی، انحلال نمک و حرکت گنبد نمکی، به صورت چندین بلوک جدا از هم شکسته شده است (گزارش ریزپهنه‌بندی شهر قم، ۱۳۸۴).

در محدوده مورد مطالعه که در حاشیه باختری زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده‌است، از جمله عوامل مؤثر در تشکیل ساختمان ناهمواری‌های منطقه شکستگی‌ها، چین‌خوردگی‌ها و فعالیت‌های ماگمایی می‌باشد. ساخت‌های چین‌خورده منطقه بیشتر تحت تأثیر فازهای کوهزایی آلی شکل گرفته‌اند و اغلب همراه با شکستگی می‌باشند، به همین دلیل روند عمومی محور چین‌ها حالت همسانی ندارند.

در حوالی جاده تهران-قم، ارتفاعاتی به صورت پراکنده و نامنظم متشکل از رسوبات نئوژن دیده می‌شود که توسط دریاچه حوض سلطان دچار وقفه می‌شود. این کوه‌ها ارتفاع چندانی ندارند و هم‌راستا با کوه‌های زاگرس می‌باشند. دنباله این کوه‌ها پس از یک انقطاع به صورت چند رشته پراکنده در خاور

دشت کویر ظاهر می‌شوند و دشت کویر را در این محدوده به چند چاله جداگانه درمی‌آورد. در ایران مرکزی وجود گسل‌ها به عنوان مرز بین چاله‌ها و رشته کوه‌ها از سیمای شاخص می‌باشد.

دریاچه نمک، مهم‌ترین چاله موجود در منطقه مورد مطالعه است که در تشکیل آن، گسل‌های جوان و فعال کواترنر نظیر گسل مرنجاب و گسل راوند (بخشی از گسل قم-زفره)، گسل سیاه‌کوه و گسل دوازده‌امام سهم عمده داشته‌اند. دریاچه حوض سلطان و کویر میغان از چاله‌های دیگر منطقه می‌باشد که از درجه دوم اهمیت قرار دارند.

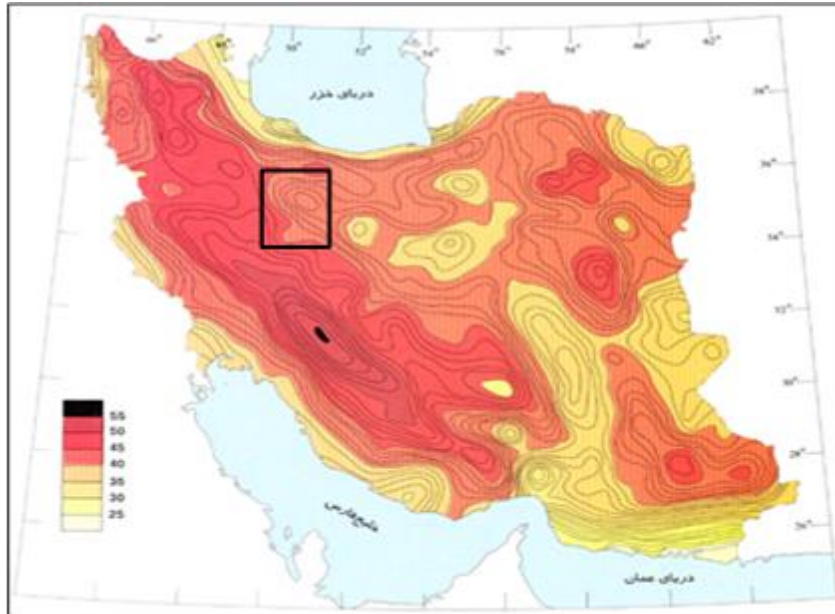
۱-۳ ویژگی و ضخامت پوسته

نوع پوسته به‌طور کامل به خصوصیات فیزیکوشیمیایی آن بستگی دارد. در ایران، بخش عظیمی از پوسته از نوع قاره‌ای است که نوارهایی از پوسته اقیانوسی به طور محلی و محدود بین آن قرار گرفته است. پوسته قاره‌ای در طول زمان بر اثر رژیم‌های تکتونیکی فشارشی، متحمل ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی شده است.

در محدوده مورد مطالعه، نشانه‌ای از پوسته‌ی اقیانوسی وجود ندارد و تماماً پوسته آن از نوع قاره‌ای می‌باشد. داده‌های لرزه‌خیزی (جکسون و همکاران^۱، ۱۹۹۵) و GPS نشان می‌دهد که یک کوتاه‌شدگی پوسته‌ای فعال و ضعیف در سراسر فلات ایران-ترکیه وجود داشته است. چینه‌های میوسن عموماً چین‌خورده و تراستی هستند و در بعضی نقاط این چینه‌های چین‌خورده در زیر ولکانیک‌ها (به سن میوسن بالایی تا کواترنری) قرار گرفته‌اند. افزایش در ایران مرکزی دارای مراحل پیشرونده‌ای است که با دگرریختی و مهاجرت فعال رو به شمال، کنترل می‌شود. سطح فرسایشی میوسن بالایی-پلیوسن-زیرین گواه خوبی بر این ادعا است. ایران مرکزی از حدود ۱۲ میلیون سال پیش به همراه ماگماتیسم ناحیه‌ای شروع به کوتاه و ضخیم شدن و ارتفاع گرفتن کرده است و به طور محلی ضخامت پوسته به

1. Jackson et al.

۶۴ کیلومتر می‌رسد (گزارش ریزپهنه‌بندی شهر قم، ۱۳۸۴). ضخامت پوسته در این منطقه، با توجه به نقشه گرانی‌سنجی موهو برای پوسته ایران (دهقانی و ماکریس^۱، ۱۹۸۳)، حدوداً از ۴۴ کیلومتر تا ۵۰ کیلومتر متغیر است.



شکل ۱-۲ ضخامت پوسته ایران بر اساس نقشه ژرفای گرانی‌سنجی موهو (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳ - طرح از نوگل-سادات، ۱۳۷۴)، منطقه مورد مطالعه با کادر سیاه‌رنگ مشخص شده است.

۴-۱ روش انجام تحقیق

- جمع‌آوری و مطالعه منابع مطالعاتی (اعم از کتابخانه‌ای و اینترنتی) مرتبط با موضوع و جمع-

بندی آن‌ها

- جمع‌آوری نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه

- جمع‌آوری داده‌های لرزه‌ای تاریخی و دستگاهی از بانک‌های اطلاعاتی و منابع موجود، کنترل

و پالایش داده‌ها

¹. Dehghani & Makeriss

- بازدید و برداشت صحرایی
 - تجزیه، تحلیل و تلفیق داده‌ها
 - استفاده از نرم‌افزارهایی مانند Arc GIS, Global Mapper, TECTONICS FP و ...
 - رسم نمودارها، اشکال و تهیه نقشه‌ها و ...
 - تدوین گزارش نهایی
- قابل ذکر است در مطالعه حاضر با توجه به وسعت منطقه برای گردآوری داده‌ها بیشتر از تصاویر ماهواره‌ای (Google Earth) و نقشه‌های موجود استفاده شده و برای تکمیل آن‌ها در جهت اهداف پژوهش، گسل‌های مهم منطقه به‌خصوص گسل‌های اطراف شهر قم مورد بازدیدهای صحرایی قرار گرفته است.

۱-۵ پیشینه مطالعاتی منطقه

- در محدوده مورد بررسی مطالعات مختلفی اعم از اجرای پایان‌نامه‌ها، طرح‌های پژوهشی به انجام رسیده است که نتایج برخی از این مطالعات به صورت مقالات در نشریات به چاپ رسیده است. در اینجا به عناوین تعدادی از آن‌ها اشاره می‌گردد.
- جمالی و همکاران، گسلش جنب و قطعه‌بندی پهنه گسلی قم-زفره تا شمال کاشان، ۱۳۸۵
 - ندری و همکاران، سامانه امتداد لغز گسل بیدهند (جنوب قم)، ۱۳۸۷
 - محجل و پروهان، هندسه و سینماتیک گسل قم-زفره و اهمیت آن در زمین‌ساخت ترافشارشی، ۱۳۸۴
 - محجل و همکاران، تحلیل ساختاری گسل قم-زفره و تأثیر آن در تکوین ساختارهای مرتبط با آن، ۱۳۸۰.

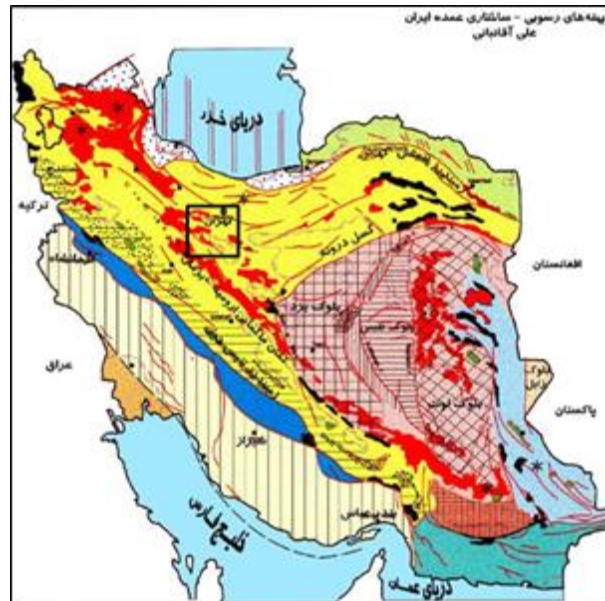
- رجبیون و محجل، تحلیل ساختاری نهشته های آتشفشانی-رسوبی پهنه ارومیه دختر در ناحیه تفرش، شاهی بر تکتونیک ترافشارشی، ۱۳۸۲.
- محجل و رهامی، ساختار گسل راوند و نقش آن در ایجاد حوضه کششی در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر، ۱۳۸۸.
- رهامی، تحلیل ساختاری پاره گسل راوند (قم-زفره)، پایان نامه کارشناسی ارشد، ۱۳۸۷.
- ندیری، تحلیل هندسی و جنبشی سامانه گسل بیدهند (جنوب قم)، پایان نامه کارشناسی ارشد، ۱۳۸۵.
- پروهان، تحلیل ساختاری گسل زفره (محدوده کاشان-زفره)، پایان نامه کارشناسی ارشد، ۱۳۸۰.
- یمانی، شواهد ژئومورفولوژیکی عملکرد گسل های تبرته و تلخاب در فرونشست چاله میغان، پژوهش های جغرافیایی.
- توکلی زاده و همکاران، مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک در گستره کاشان، سامانه گسلی قم-زفره، فصلنامه علوم زمین.
- تحلیل ساختار تکنیکی-رسوبی فرونشست قم با نگرش بر حوضه تبخیری دریاچه نمک، طرح پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، سال اجرا ۱۳۷۸-۱۳۷۶، مسئول طرح سهیلا بوذری.
- گزارش لرزه خیزی فلات ایران با نگرشی ویژه بر گستره تهران- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳.

فصل دوم

زمین‌شناسی عمومی

۲-۱ تاریخچه تکتونیکی منطقه

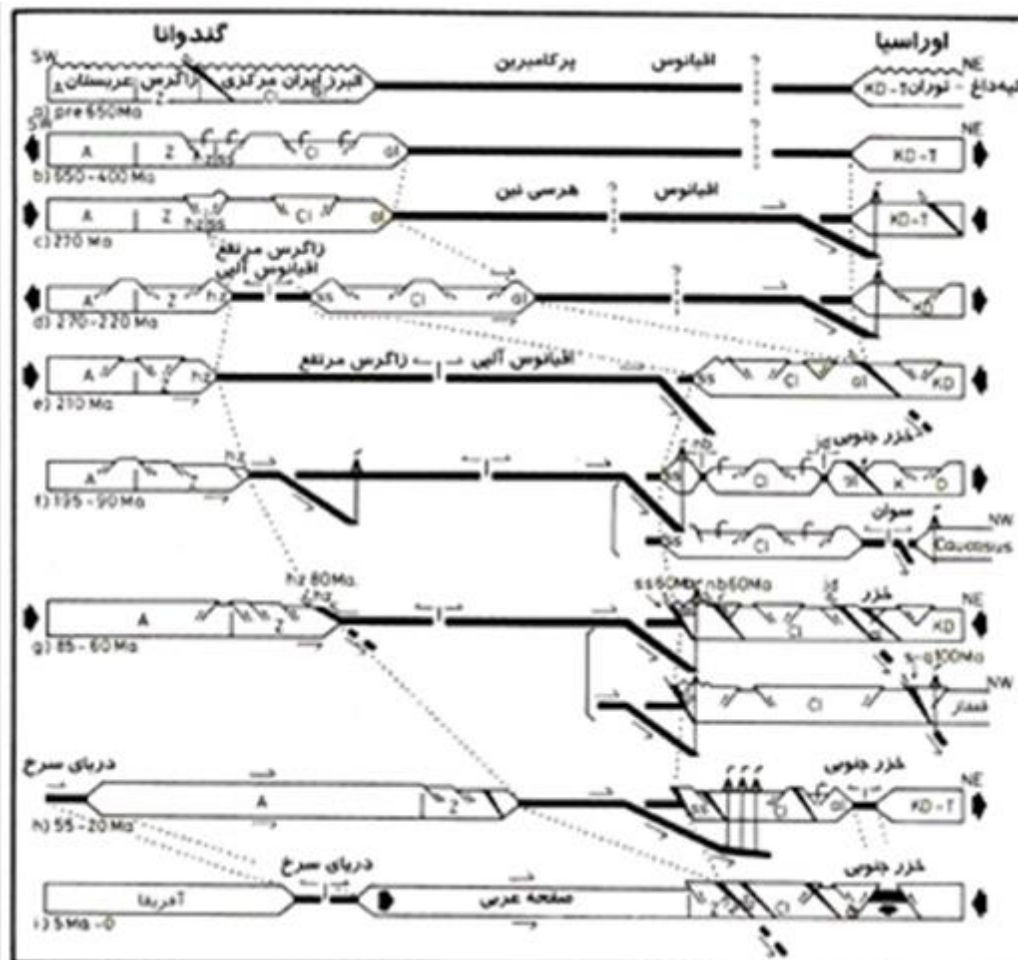
محققین محدوده ایران مرکزی را بزرگ‌ترین و قدیمی‌ترین زون ساختمانی-رسوبی ایران به حساب می‌آورند که به شکل مثلث از شمال به کوه‌های البرز، از جنوب و باختر به زون سنندج-سیرجان و از خاور به بلوک لوت محدود می‌شود.



شکل ۲-۱ واحدهای رسوبی-ساختمانی ایران از دیدگاه آقانباتی (۱۳۸۵)، کادر سیاه‌رنگ محدوده مورد مطالعه است.

به نقل از آقانباتی (۱۳۸۵)، طبق آثار و شواهد یافت شده زون ایران مرکزی، تا اواخر پالئوزوئیک در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا قرار داشته، حدفاصل این ابرقاره و خشکی شمالی (که به آن لورازیا اطلاق می‌شود) اقیانوس پالئوتتیس قرار می‌گرفته است. از اواخر پالئوزوئیک بین ایران مرکزی و عربستان (که جزئی از قاره گندوانا بود)، شکستگی‌های عمیقی بوجود آمد و مواد آتشفشانی از محل این شکستگی‌ها به سطح زمین راه یافتند، که خود مقدمه جدایش ایران مرکزی از ورقه عربی گردید. در محل همین شکاف‌های عمیق در زمان تریاس پسین اقیانوس جدیدی به نام نئوتتیس شکل گرفت. در اواخر تریاس با تکمیل فروورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس به زیر لورازیا، ایران مرکزی به همراه البرز، به صفحه توران (که خود جزئی از قاره لورازیا بوده) متصل شد و نئوتتیس نیز در این زمان به حداکثر وسعت خود رسید. سپس با حرکت رو به شمال عربستان، اقیانوس مذکور مجبور به فروورانش

در زیر خشکی شمالی (حاشیه جنوبی یعنی ایران مرکزی) گردید، که اثرات آن را در چین‌خوردگی‌ها و دگرگونی بخش مهمی از نوار سهند-سیرجان می‌توان مشاهده کرد. حدود ۷۰ میلیون سال پیش (اواخر کرتاسه) اقیانوس نئوتتیس نیز به طور کامل از بین رفت. کمان ماگمایی ارومیه-دختر سابقه وجود چنین پوسته اقیانوسی و فروانش آن به زیر حاشیه فعال ایران مرکزی را تصدیق می‌کند. در ۵ میلیون سال اخیر دریای سرخ وارد مرحله اقیانوسی‌شدن گردیده است و با سرعت ۳/۷ سانتی‌متر در سال در حال باز و گسترش یافتن است. در اثر این بازشدگی فلات ایران هر سال یک سانتی‌متر مرتفع‌تر می‌شود و همچنین در راستای محور شمال‌خاوری- جنوب‌باختری دچار یک کوتاه‌شدگی تدریجی می‌گردد (آقابات، ۱۳۸۵). بخشی از این نیروی فشارشی نیز در فعالیت گسل‌های منطقه سهم عمده‌ای دارد که خود موضوعی قابل بحث و بررسی است.



شکل ۲-۲ تاریخچه زمین‌ساختی ایران از پرکامبرین به بعد (بربریان، ۱۹۸۳)

۲-۲ جایگاه تکتونیکی منطقه

ایران بخشی از بزرگ‌ترین ناحیه دگرریختی همگرا در زمین است که حاصل دگرریختی وسعت ۳ میلیون کیلومتر مربع پوسته قاره‌ای در اثر بازشدگی دریای سرخ و حرکت رو به شمال‌خاوری ورقه عربستان و برخورد صفحات عربی و اوراسیا است (به نقل از آقانباتی، ۱۳۸۵).

نرخ کنونی این همگرایی فعال در نواحی باختری ترکیه و در شمال خلیج فارس در راستای طول ۴۸ درجه خاوری، ۱۸ میلیمتر و در شمال عمان ۲۲ میلیمتر در سال برآورد شده است (آلن^۱، ۲۰۰۴). از سوی دیگر، ورقه هند در حال حرکت به سمت شمال-شمال‌باختری به سوی صفحه ایران است. برآیند این دو جنبش، سبب چرخش ورقه ایران نسبت به اوراسیا و به دور پل چرخش ایران-اوراسیا می‌شود (جکسون و همکاران^۲، ۱۹۹۰).

شواهد نشانگر این موضوع هستند که سینماتیک کنونی برخورد ورقه عربی با اوراسیا نظیر مرحله آغازین است که احتمالاً در ۲۳-۱۶ میلیون سال پیش (میوسن‌آغازین) شروع شده است (رابرتسن^۳، ۲۰۰۰). اکثر سامانه‌های گسلی موجود در این پهنه دارای میانگین نرخ دگرریختی کوتاه مدت (تقریباً ۵ سال) و بلند مدت (۵ میلیون سال) ثابت هستند. حوضه‌های کنونی این پهنه برخوردی توسط توپوگرافی و فعالیت لرزه‌ای متفاوت مرزبندی شده‌اند. شواهد نشان می‌دهد که حوضه‌های شمالی (نظیر کپه داغ-البرز-تالش) و حوضه‌های جنوبی نیز دارای دگرریختی فعال هستند. بخش خاوری این پهنه برخوردی توسط یکسری گسل‌های شمالی-جنوبی راست‌بر در خاور ایران محصور شده است که به ایران مرکزی امکان حرکت به سمت شمال، نسبت به افغانستان را می‌دهد. کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی پوسته‌ای درون این پهنه برخوردی سبب تشکیل کمربند کوه‌های قفقاز، زاگرس، البرز، کپه‌داغ

^۱. Allen

^۲. Jackson et al.

^۳. Robertson

و فلات ترکیه-ایران شده است. پهنه‌ها مقداری از انرژی جنبشی میان صفحه‌ها را جذب کرده و به صورت دگرشکلی‌های لرزه‌زا و بی‌لرزه در سراسر نوار پخش می‌کنند (جکسون و مکنزی^۱، ۱۹۸۴). از این‌رو تداوم و پیوستگی جنبش جهانی ورقه‌های سنگ‌کره خود دلیلی بر جنبایی ساختارها در چنین نوارهایی است و انباشتگی انرژی دگرشکلی در آن‌ها خود زنگ خطری است بر رویدادهایی که در حال فرآوری و باروری در این پهنه‌ها هستند.

محدوده مورد مطالعه، طبق تقسیم‌بندی‌های گزارش شده در نقشه‌های زمین‌شناسی مربوط، از دیدگاه زمین‌ساختی در پهنه ایران مرکزی و بخشی از نوار آتشفشانی ارومیه-دختر جای گرفته است؛ این دو پهنه توسط پهنه گسلی کوشک‌نصرت در شمال قم از یکدیگر جدا می‌شوند. به نقل از گزارش ریزپهنه‌بندی شهر قم (۱۳۸۴) صفحه ایران مرکزی جزئی از فلات ایران-ترکیه است که به طور تخمینی ۱/۵ تا ۲ کیلومتر در سامانه برخوردی آلپ-همالیا ارتفاع پیدا کرده است.

۲-۲-۱ ناحیه ساختمانی ارومیه-دختر

این ناحیه در شمال گسل کوشک‌نصرت با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری گسترش دارد. شکستگی‌ها و گسل‌های این ناحیه در پیدایش سامانه‌های هورست و گرابنی، جایگیری سنگ‌های آتشفشانی آئوسن‌پسین و رسوبگذاری نقش اساسی داشته و فعالیت مجدد این گسل‌ها و یا گسل‌های مربوط به جنبش‌های آلپین پایانی باعث به وجود آمدن گسل‌های نرمال و معکوس بزرگ‌زاویه شده است.

نوگل‌سادات (۱۳۶۴) وابستگی‌های هندسی عناصر ساختاری گوناگون منطقه را منطبق بر سازوکار یک منطقه برشی راست‌بر به پهنای ۱۰۰ کیلومتر و با راستای کلی NW-SE می‌داند. در این منطقه جابجایی برشی عامل گسترش پدیده‌های آتشفشانی و دگرشکلی از اواخر کرتاسه بالایی شده و در اوایل دوران سوم به اوج خود رسیده است. در سراسر کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر، تمام گسل‌ها

^۱ Jackson & Makenzi

مربوط به سامانه شکستگی‌های مرتبط با منطقه برشی راست‌بر می‌باشد که حداقل تا مرتبه سوم توسعه یافته‌اند. ترکیب پیوستگی گسل‌های اولیه توأم با گسترش سازوکار چرخشی منجر به ایجاد شکستگی‌های خمیده و منحنی شکل گردیده است. این شکستگی‌ها و گسترش بازشدگی و یا فشردگی‌های عارضی، خاص پهنه‌های برشی است. به این ترتیب توسعه شکستگی‌های باز و پدیده‌های آتشفشانی، حتی در مراحل فشردگی عمومی و بسته شدن حوضه، قابل توجیه است (نوگل‌سادات، ۱۳۶۴). نمونه‌ای از این وضعیت روی گسل قم-زفره، در پاره گسل راوند قابل مشاهده است. این قطعه گسلی راستای عمومی شمال شمال‌باختری-جنوب جنوب‌خاوری داشته و بر اساس تغییر در راستای روند خود به سه بخش تقسیم می‌گردد. قطعه شمالی با روند عمومی N150، قطعه میانی با راستای کلی شمالی-جنوبی و قطعه جنوبی با روند عمومی N162. به نقل از محجل و همکار (۱۳۸۸) شواهد ساختاری این گسل مشخص می‌سازد که سازوکار امتدادلغز راست‌بر غالب در این گسل، جابجایی جوان می‌باشد و در زمان فعالیت نهشته‌های آتشفشانی در ائوسن، در این محل، دو پاره گسل قم و کاشان به صورت پله‌ای^۱ نسبت به هم قرار داشته‌اند و به دلیل رژیم تکتونیکی برشی حاکم بر این منطقه در طول همگرایی ورقه عربی و ایران، محل پله شدگی به صورت حوضه pull-apart باز شده و نهشته‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه‌ای لوزی شکل، در این منطقه برونزد پیدا کرده‌اند. به گفته محجل و همکار (۱۳۸۲) انواع سنگ‌های آذرین، مانند گرانیت کرکس و واش در همین حوضه‌های کششی محلی، در طول تکوین برشی-خمشی این سامانه گسلی نفوذ کرده‌اند.

فشردگی در مراحل بعدی و یا همراه با حرکت مماسی، موجب چرخش ظاهری ساختارها شده و به همین جهت روابط هندسی اصلی، نسبت به مراحل آغازی متفاوت خواهند بود. در مراحل تکامل دگرریختی، ایجاد حواشی ناصاف و دندانه‌دار در اثر فشردگی متفاوت، منجر به ناهمگنی بیشتر تغییر شکل شده است. جابجایی‌های متفاوت گسل‌های N160 (گسل ده‌شیر)، در منطقه برشی که میزان

¹. Step over

جابجایی نسبی به سمت جنوب‌خاوری افزایش می‌یابد را می‌توان ناشی از فشردگی متفاوت حوضه، به واسطه حضور بلوک گسلی منطقه مثلث میانی دانست.

۲-۲-۲ ناحیه ساختمانی ایران مرکزی

این ناحیه در جنوب گسل کوشک‌نصرت گسترش دارد. راستای ساختارهای موجود در این ناحیه شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و خاوری-باختری بوده و احتمالاً راستای آنها متأثر از جنبش‌های فشاری-برشی فاز آلپین پایانی است. به نظر امامی (۱۳۷۰) جنبش برشی راست‌بر در جهت همگانی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری گسترش یافته که در فاز میو‌پلیوسن می‌تواند در پیوند با گشوده شدن دریای سرخ (میوسن) و چرخش پهنه عربستان به سمت شمال‌خاوری در نظر گرفته شود. همین‌طور مطابق پیشنهاد نوگل سادات (۱۳۶۴)، شکل‌گیری ساختار کنونی نهشته‌های حوضه قم نتیجه حرکت برشی راست‌بر همراه با فشردگی است.

۲-۳ تحولات رسوبی منطقه

بر اساس شواهد یافت شده، حدود ۷۵۰ تا ۸۰۰ میلیون سال پیش، پوسته ایران یک حادثه زمین-ساختی را متحمل شده که باعث دگرگونی سنگ‌های پرکامبرین‌پسین ایران گردیده و همچنین در برخی نقاط، بین ردیف‌های پرکامبرین‌پسین و سنگ‌های قدیمی‌تر مرز ناپیوسته (از نوع دگرشیبی زاویه‌دار) ایجاد کرده است. این حادثه کوهزایی در ایران کوهزایی کاتانگایی نام دارد. در برخی نقاط ایران (نظیر باختر کاشان و ...)، وجود افق‌های کنگلومرایی و یا همبری سازند لالون با ردیف‌های قدیمی‌تر از سازند زاگون نشانه‌هایی از وقوع یک فاز فرسایشی قبل از لالون است. حقی پور (۱۹۷۴) رویداد عامل این سطح فرسایشی را (از نوع موازی) زیرگانی (کامبرین‌پیشین) می‌داند. مرز بالای سازند لالون در همه جا نشانگر یک ایست رسوبی سراسری وابسته به رخداد میلانین (کامبرین‌میانی) است. تغییرات قائم رخساره‌های رسوبی سازندهای زاگون و لالون نشان‌دهنده بخشی از یک ابر توالی است که از جایگیری زیر محیط‌های گوناگون ساحلی-دلتایی، رودخانه‌آندری و پلایایی بر روی

یکدیگر پدید آمده است. پس از نهشته‌شدن ردیف‌های رسوبی سازند میلا، جنبش زمین‌ساختی دیگری باعث یک نبود رسوبی برای زمان اردوئین در منطقه شده است. عامل این نبود رسوبی را رخداد کالدونی می‌دانند که با ایجاد چرخه‌های فرسایشی، رسوبات مربوط به این زمان را در منطقه از بین برده است. پس از آن، در زمان سیلورین ردیف‌های آواری نهشته می‌شود و از محل شکستگی‌های ناشی از رخداد کالدونی مواد آتشفشانی به سطح زمین نفوذ می‌کند (جنوب کاشان). به عقیده نبوی (۱۳۵۵) سنگ‌های آتشفشانی موجود در توالی رسوبی سیلورین می‌تواند به وقوع یک فاز انبساطی پس از تشکیل رخداد کالدونی اشاره داشته باشد. در زمان دونین در منطقه ایران مرکزی نهشته‌ها از نوع قاره‌ای هستند (پادها و بعد از آن بهرام). مرز بالایی توالی‌های رسوبی قبل از کربونیفر ناپیوسته و فرسایشی است که می‌تواند با حرکات زودرس رخداد هرسی نین مرتبط باشد. با وقوع این رویداد، رسوبات کربونیفر در منطقه تشکیل نشده یا از بین رفته است و در بعضی نقاط نظیر گلپایگان با ایجاد مرز دگرشیب در قاعده رسوبات پرمین با رسوبات کهن‌تر ماهیت کوهزا بودن خود را نشان می‌دهد. اما در نگاه منطقه‌ای، در اوایل کربونیفر پسین نوسانات سطح آب و در نتیجه بیرون آمدن سکوی ایران از آب و پذیرا شدن فرسایش، نقش اساسی‌تری در حذف رسوبات این زمان ایفا کرده است. در زمان پرمین پیشروی آب در منطقه باعث رسوبگذاری آهک، دولومیت و آهک دولومیتی شده‌است، که آثار آن در کاشان و گلپایگان دیده می‌شود. شرایط سکویی پالئوزوئیک تا اوایل تریاس پسین ادامه داشته و گاه فقط ایست‌های رسوبی کوتاهی (گاه در کوتاه‌ترین زمان) رخ داده است. این دوره آرامش نسبتاً طولانی در تریاس پسین با رخداد سیمرین پیشین به پایان رسید. در مورد ماهیت و نحوه عملکرد این حادثه در ایران، نظرهای یکی نیست. از جمله پیامدهای این رویداد ایجاد ناپیوستگی در توالی‌های رسوبی و تغییر شرایط رسوبگذاری از محیط‌های سکویی به محیط‌های پیش‌خشکی زغال‌دار است. بخشی از ردیف‌های تریاس ایران نهشته‌های کربناته آهکی و دولومیتی بوده که معرف محیط‌های دریایی از نوع سکوه‌های نزدیک به قاره‌اند؛ سن این ردیف‌ها تریاس پیشین - میانی است (سازند الیکا در حوالی تهران و سازند شتری در کاشان که معادل بخش دولومیتی الیکا در البرز است، معرف این

ردیف‌های رسوبی در منطقه هستند). پس از رویداد سیم‌رین‌پیشین با پیشروی دریا بر روی پیش‌بوم-های تریاس‌میانی، ردیف‌های آواری و گاه کربناته ته‌نشست پیدا کرده‌اند. ردیف‌های تریاس‌بالایی این نهشته‌ها معرف یک چرخه‌ی رسوبی کامل است، و رخساره شبه مولاسی آنها اشاره به تشکیل همزمان با کوهزایی سیم‌رین‌پیشین دارد که در حوضه‌های کم‌ژرفا با فرونشست زیاد نهشته شده‌اند.

با بررسی نهشته‌های ژوراسیک ایران مرکزی، شواهدی از وقوع دو واقعه زمین‌ساختی یافت شده است؛ یکی در ژوراسیک‌میانی به نام سیم‌رین‌میانی و دیگری در کرتاسه‌آغازی به نام سیم‌رین‌پسین است. رسوبات ژوراسیک پیشین-میانی شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های زغال‌دار است، که در محیط‌های کولابی و مردابی نزدیک به ساحل نهشته شده‌اند. اما در زمان ژوراسیک میانی-بالایی جنس نهشته‌ها از نوع مارن و سنگ‌آهک‌های آمونیت‌دار است که با ردیف‌های آواری سرخ‌رنگ و یا تبخیری‌ها به اتمام می‌رسد. محیط رسوبگذاری این دو توالی متفاوت است و هر کدام چرخه‌ی رسوبی کاملی را نشان می‌دهند و این مسأله به وقوع یک رخداد زمین‌ساختی در پایان هر چرخه اشاره دارد.

نبوی (۱۳۵۵) سیم‌رین‌پسین را دارای اثرات دینامیکی شدیدتری نسبت به سیم‌رین‌پیشین می‌داند و دگرشیبی بسیار آشکاری که در قاعده‌ی رسوبات کرتاسه رخ داده است را مرتبط با سیم‌رین‌پسین می‌داند. اما آقانباتی (۱۳۸۵)، دگرشیبی مذکور را پیامد رخداد سیم‌رین‌میانی معرفی می‌کند و دلیل آن را نهشته شدن ردیف‌های کرتاسه‌پایین پس از یک ناپیوستگی رسوبی ذکر می‌کند. به عقیده وی، این ناپیوستگی نوعی نبود رسوبی است (آشکوب‌های آخر زمان نئوکومین، والائزین-هوتریوین) که به دنبال آن دریای کرتاسه به تدریج در مناطق مختلف ایران مرکزی پیشروی کرده است. در منطقه مورد مطالعه، این پیشروی در محدوده گلپایگان، از زمان هوتریوین و در منطقه کاشان، از زمان آپتین رخ داده است. سنگ‌های کرتاسه‌پایین دو رخساره متفاوت دارند؛ یکی متعلق به سکوه‌های کربناته است و دیگری در حوضه‌هایی فرو افتاده که در راستای گسل‌های محدود کننده‌ی اطراف خود دچار فرونشینی شده‌اند، ته‌نشست گشته است. در این مناطق سنگ‌های کرتاسه‌پایینی رخساره فلیش‌گونه دارند.

در زون ساختاری ایران مرکزی به طور کلی بیشتر سنگ‌های پالئوسن، انباشته‌های کنگلومرای حاصل از چرخه‌های فرسایشی رخداد لارامین (کرتاسه‌پیشین-ترشیری) هستند که طبق نظر آقانباتی (۱۳۸۵) این جنبش زمین‌ساختی در پالئوسن بیشترین شدت را داشته است. به همین علت دوره ترشیری در همه جای ایران مرکزی با حضور رسوبات آواری پس از کوهزایی و با دگرشیبی زاویه‌دار آغاز می‌گردد. سنگ‌های ائوسن در محدوده ایران مرکزی دو خاستگاه متفاوت نشان می‌دهند. گاهی روانه‌ها و خاکسترهای آتشفشانی‌اند که حاصل تکاپوهای آتشفشانی وابسته به آلپ میانی است و گویای نا آرامی‌های زمین‌ساختی چیره بر حوضه‌های رسوبی ائوسن منطقه است و گاهی حاصل فرسایش چین‌خوردگی‌های کوهزایی لارامین در حاشیه قاره‌ها هستند. این توالی‌های ستر، رخساره‌ی فلش‌گونه دارند.

حرکات کوهزایی ائوسن پایانی (رخداد پیرنئن) موجب تشکیل حوضه‌های رسوبی کم‌عمق قاره‌ای شده است. رسوبات الیگوسن چون حاصل هوازدگی و چرخه‌های فرسایشی مرتبط با کوهزایی هستند، اغلب آواری و قرمز رنگ بوده که گاهی افقی از رسوبات تبخیری آنها را همراهی می‌کند. ردیف‌های رسوبی متعلق به این دوره در ایران مرکزی با نام سازند سرخ پایینی معرفی می‌شوند. پس از رخداد پیرنئن، بخش‌هایی از ایران مرکزی (باریکه‌ای از بخش باختری، ماکو-جازموریان) با یک دریای پیش‌رونده پوشیده شد که طبق شواهد، در منطقه قم این پیشروی در آشکوب ژوپلین (الیگوسن پیشین) رخ داده است. رسوبات این زمان را سازند قم می‌نامند. این رسوبات متنوع بوده و توپوگرافی بستر، از محیط کولابی تا ژرفای مناسب برای نهشته شدن مارن متفاوت بوده است. بربریان (۱۹۸۳)، زایش حوضه رسوبی سازند قم را ناشی از فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی می‌داند که با باززدگی پشت‌کمانی و نهشتگی رسوبات دریایی سازند قم و فرآیندهای آتشفشانی آکالن همراه بوده است. با پسروی دریای قم در زمان میوسن-پلیوسن، محیط دریایی جای خود را به حوضه‌های قاره‌ای می‌دهد و روی ردیف‌های قبلی را رسوبات آواری-تبخیری سرخ‌رنگی معروف به سازند سرخ بالایی می‌پوشاند.

در زمان پلیوسن، رخدادهای زمین‌ساختی قابل قیاس با فاز آتیکن (میوسن پسین-پلیوسن) سبب شده تا از فرسایش بلندی‌ها حجم درخور توجهی کنگلومرا (کنگلومرای پلیوسن) تشکیل شود که به طور هم‌شیب یا دگرشیب واحدهای کهن‌تر را می‌پوشاند. البته برخی سنگ‌های پلیوسن خاستگاه ماگمایی دارند که به صورت نفوذی، روانه‌ای یا آذرآواری برونزد دارند. روی این توالی‌ها را نیز رسوبات آبرفتی عهد حاضر می‌پوشاند که گاهاً سخت شده و چین‌خوردگی ملایمی را متحمل شده‌اند و به هر حال اشاره به فعال بودن حرکات کوهزایی در زمان حال حاضر دارد.

۴-۲ چینه‌شناسی منطقه

در محدوده مورد مطالعه سازندهای رخنمون یافته از قدیم به جدید شامل سازندهای زیر می‌باشد:

۴-۲-۱ توالی چینه‌شناسی ایران مرکزی

۴-۲-۱-۱ سازند جمال

برش الگوی سازند جمال توسط اشتوکلین و همکاران^۱ (۱۹۶۵) در پهلوی جنوبی کوه جمال، در جنوب طبس و به سن پرمین پیشین تا جلفین مطالعه و معرفی شده است. در برش الگو، سازند آهکی جمال ۴۷۳ متر سنگ کربناتی است که حدود ۶۰ متر بالای آن دولومیت کرم‌رنگ و بقیه آن سنگ-های ضخیم‌لایه تا توده‌ای ریفی به رنگ خاکستری است. در منطقه مورد مطالعه، در محدوده کاشان و شمال محلات رخنمون این سازند مشاهده می‌شود.

۴-۲-۱-۲ سازند دولومیتی شتری

سازند دولومیتی شتری، معرف سنگ‌های دولومیتی تریاس میانی ایران مرکزی است که در برش الگو (کمر زرد) حدود ۸۲۰ متر دولومیت‌های لایه‌لایه خاکستری رنگ، ریزدانه و متراکم است که فرسایش

^۱. Eshtoklin et al.

ناپذیر بوده و به همین علت سیمای خشن و مرتفع دارد. در محدوده کاشان و در جنوب برزک، رخنمون این سازند مشاهده می‌شود.

۲-۴-۱ سازند نایبند

برای این سازند از پایین به بالا، چهار عضو به نام‌های گلکان، بیدستان، حوض‌شیخ و حوض‌خان معرفی گردید. در ناحیه کاشان و در جنوب برزک، رخنمون نسبتاً ضخیمی از شیل، ماسه سنگ و آهک همراه با آمونیت به سن تریاس بالایی دیده می‌شود که معادل سازند نایبند می‌باشد.

۲-۴-۱ سازند شیلی بیابانک

این واحد معرف رخساره کربناتی کرتاسه‌زیرین است، که شامل سه واحد سنگی می‌باشد؛ ردیف‌های آواری زیرین، ردیف‌های کربناتی میانی و ردیف‌های شیلی-مارنی بالایی.

در محدوده کاشان، در اطراف کوه کشفه در جنوب ارتفاعات کوه مارفیون، اطراف کوه جال و کوه گهروز ضخامتی از این سازند قابل مشاهده می‌باشد.

۲-۴-۱ سازند سرخ پایینی

نام این سازند برای اولین بار توسط گانسر^۱ (۱۹۵۵) پیشنهاد شد و آن را معرف ردیفی از رسوبات سرخ‌رنگ دانست، که جایگاه روشنی بین سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و لایه‌های دریایی الیگوسن-میوسن (سازند قم) دارد. این سازند تاکنون برش الگوی مشخصی نداشته و از نگاه سنگ-شناسی شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، ژئپس، سنگ‌نمک، گاهی گدازه، سیلت و رس می‌باشد. در محدوده مورد مطالعه، برونزدهای محدودی موازی با گسل قم، در اطراف عزالدین، کوه زنگاور و باختر کوه گهروز در جنوب ازوار دیده می‌شود (شکل ۲-۳).

^۱ . Gansser



شکل ۳-۲ رخنمون سازند قرمز زیرین و سازند قم، حاشیه اتوبان قم-کاشان، سمت نگاه جنوب‌خاوری

۲-۴-۱-۶ سازند قم

در سال ۱۹۵۵ گانسر، فورر و سودر^۱ (۱۹۴۱)، در ناحیه قم این سازند را به شش عضو (A,B,C,D,E,F) تقسیم کرده‌اند. آبه و همکاران^۲ (۱۹۶۴) عضو C را به چهار عضو (C1-C4) تقسیم کردند. در ناحیه قم این سازند ۱۲۰۰ متر ضخامت دارد. در بیشتر جاها مرز زیرین، مرز ناگهانی با سازند سرخ زیرین بوده (شکل ۳-۲) و در بالا مرز فرسایشی با سازند سرخ بالایی دارد. سن این سازند الیگوسن-میوسن می‌باشد.

در محدوده مورد مطالعه، رخنمون‌های نسبتاً کوچکی از این سازند، موازی گسل قم و اطراف عزالدین و نقاطی دیگر به صورت پراکنده، اطراف کوه عرش و شمال باختری موته، جنوب خلیج‌آباد تا خاور اکبرآباد، موازی گسل کاشان، از باختر کاشان و جنوب راوند تا جنوب گبرآباد، جنوب خاوری ورامین در حوالی کوه‌سرخ و در گستره شمال ساوه، موازی گسل کوشک نصرت پراکنده است.

^۱ . Furrer & Suder

^۲ . Abaie et al.



شکل ۲-۴ رخمنون سازند قم، توالی واحدهای مارنی و آهکی، اتوبان قم-کاشان، سمت نگاه شمال



شکل ۲-۵ ژئوپس در سازند قم، تپه‌های حوالی مهرآباد

۲-۴-۱-۷ سازند سرخ بالایی

سن این سازند میوسن پسین- پلیوسن است و بیشتر از ماسه‌سنگ، مارن، کنگلومرا و تبخیری‌ها تشکیل شده است. مستوفی^۱ (۱۹۵۹) و آبه و همکاران (۱۹۶۴)، سازند سرخ بالایی را در تاقدیس البرز و سراج به سه عضو تقسیم کرده‌اند.

عضو M₁: حدود ۲۰۰۰ متر، متشکل از رس و ماسه‌سنگ گچ‌دار به رنگ سرخ تیره، شیل و سیلت‌سنگ که در بخش زیرین آن لایه‌ای راهنما از مارن سبز وجود دارد.

^۱ . Mostofi

عضو M_2 : حدود ۱۰۰۰ متر، عمدتاً شامل ماسه‌سنگ‌های حفره‌دار است.

عضو M_3 : ۵۰۰-۳۰۰ متر، سیلت‌سنگ‌های گچ‌دار و مارن‌های زردروشن است که لایه‌هایی از ماسه-سنگ‌های آهکی نرم دارد.

در محدوده مورد مطالعه رخنمون‌های وسیعی از این سازند در اطراف کوه‌مره واقع در شمال‌خاوری دریاچه حوض سلطان تا حوالی خشک‌رود در شمال ساوه به‌صورت پهنه‌ای دیده می‌شود. همچنین در حوالی ساوه و اطراف قم، موازی با گسل البرز، کوه یزدان، کوه زردکمر، کوه سمردشت، کوه زنگاور و ...، از حوالی شورآب تا حوالی مهرآباد، جنوب توچال، شمال پارچین، جنوب و جنوب‌باختری دماوند، حوالی زیارت و ... رخنمون‌هایی از سازند سرخ بالایی دیده می‌شود.



شکل ۲-۶ رخنمون سازند قرمز بالایی، اتوبان اراک-قم، سمت نگاه جنوب باختری

در شکل زیر ستون چینه‌شناسی برای سازندهای شرح داده شده در بالا نمایش داده شده است.

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Cenozoic	Pliocene		Upper red		Shale, sandstone, silt and marl
		U			
		M			
	Miocene	L	Qom		Limestone, sandstone and marl
		U			
		M			
	Oligocene	L	Lower red		Conglomerate, sandstone and shale
		U			
		M			
	Eocene	U			
Mesozoic	Cretaceous	L	Biabanak		Limestone, sandstone, shale and marl
		U	Naiband		
	Triassic	M	Shotori		Dolomite
Paleozoic	Permian		Jamal		Dolomite and limestone

شکل ۲-۷ ستون چین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در محدوده زون ساختاری ایران مرکزی (این ستون بدون مقیاس رسم شده است)

۲-۴-۲ توالی چینه شناسی البرز مرکزی

۲-۴-۲-۱ سازند کهر

این سازند در مقطع تیپ از ۱۶۰۰ متر شیل رسی-سرسیتی میکادار با انتراکلاسیون ماسه‌سنگ کوارتزی، دولومیت، آهک کریستالین و مواد آتشفشانی تشکیل شده و سن پرکامبرین پسین را دارد. در محدوده مورد مطالعه، در جنوب‌خاوری دلیجان (حوالی هستیجان و تخت‌کوه) رخنمون‌هایی از این سازند دیده می‌شود.

۲-۴-۲-۲ سازند شیلی زاگون

این سازند به سن کامبرین زیرین، واحد سنگ‌چینه‌ای همگنی از شیل‌های آهک‌دار، ماسه‌سنگ ریزدانه آرکوزی و سیلت‌سنگ میکادار زودفرسا است که رنگ سرخ مایل به ارغوانی دارد. در منطقه مورد مطالعه، در محدوده‌ای از شمال‌خاوری تا جنوب‌باختری محلات، رخنمون‌هایی از این سازند دیده می‌شود.

۲-۴-۲-۳ سازند ماسه سنگی لالون

این سازند به سن کامبرین زیرین، از ماسه‌سنگ آرکوزی، متوسط‌دانه، کوارتزی، متراکم و به رنگ سرخ ارغوانی تشکیل شده که به داشتن چینه‌بندی متقاطع و موج نقش شاخص است. رخنمون این سازند از شمال‌خاوری تا جنوب‌باختری محلات قابل مشاهده است.

۲-۴-۲-۴ سازند میلا

این واحد سنگ‌چینه‌ای در همه جای ایران (به‌جز کرمان) معرف توالی‌های رسوبی کامبرین میانی-بالایی است. برش الگوی سازند توسط روتنر و همکاران^۱ (۱۹۶۳)، در میلاکوه دامغان، به ضخامت

2. Ruttner et al.

۵۸۵ متر اندازه‌گیری و معرفی شده است. در منطقه مورد مطالعه رخنمون این سازند در شمال محلات دیده می‌شود.

۲-۴-۵ سازند الیکا

این واحد سنگ‌چینه‌ای معرف ردیف‌های کربناتی، آهکی و دولومیتی تریاس پیشین-میانی است که برش الگوی آن را کلاوس^۱ (۱۹۶۴)، در دره‌ی نور، ۵ کیلومتری روستای الیکا، به ضخامت ۲۹۵ متر، مطالعه و معرفی نموده است. در محدوده مورد مطالعه در حوالی تهران در شمال فیروزآباد و جنوب رودخانه سرخ‌حصار رخنمون‌های محدودی از این سازند مشاهده شده است.

۲-۴-۶ سازند شمشک

این واحد سنگ‌چینه‌ای در برش الگو (دهکده شمشک در شمال خاوری تهران) ۱۰۲۷ متر ضخامت داشته و از واحدهای تخریبی که در یک محیط رودخانه‌ای-دلتایی ته‌نشست یافته‌اند تشکیل شده و به سن تریاس فوقانی-ژوراسیک زیرین می‌باشد. در محدوده جنوب تفرش، حوالی تهران در شمال توچال تا جنوب رودخانه سرخ‌حصار، باختر دماوند و همین‌طور در حوالی کوه گهروز در محدوده کاشان، رخنمون‌هایی از این سازند گزارش شده است.

۲-۴-۷ سازند لار

آسرتو^۲ (۱۹۶۶) با استفاده از نام دره لار، نام سازند لار را به سنگ‌آهک‌های کوه‌ساز ژوراسیک‌پسین داده است. در محدوده تهران، در جنوب سرخ‌حصار تا شمال توچال و تا باختر دماوند، رخنمون‌هایی از این سازند دیده می‌شود.

¹. Kelaws

². Assereto

۲-۴-۸ سازند تیزکوه

این سازند را آسرتو و ایپولیتو^۱ (۱۹۶۴)، با اقتباس از نام تیزکوه، در نزدیکی آبادی پلور، برای توالی - های رسوبی متعلق به کرتاسه‌پیشین البرز جنوبی معرفی کرده‌اند. در این محل این سازند از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک زردرنگ در پایین و سنگ‌های روشن‌رنگ مایل به صورتی، ضخیم لایه و صخره‌ساز در بالا تشکیل شده است. بیرون‌زدگی‌هایی از این سازند به صورت نقطه‌ای و پراکنده در ارتفاعات شمال توچال تا باختر دماوند دیده می‌شود.

۲-۴-۹ سازند کنگلومرای فجن

برش الگوی این سازند را دلنباخ^۲ (۱۹۶۴) در ۱۰۰ کیلومتری خاور تهران و نزدیک روستای فاجان، به ضخامت ۱۵۰۰ متر اندازه‌گیری کرد. این سازند به سن پالئوسن و شامل کنگلومرای چند زادی، ماسه- سنگ‌های سرخ‌رنگ و مارن ماسه‌ای است. در محدوده مورد مطالعه، در حوالی تهران، در خاور و جنوب‌خاوری باغ‌کش و باختر و جنوب‌باختری توچال، رخنمون این سازند مشاهده می‌شود.

۲-۴-۱۰ سازند آهکی زیارت

برش الگوی این سازند را دلنباخ (۱۹۶۴) در خاور تهران در نزدیکی گورستانی واقع در باختر دهکده توچال، به ضخامت ۴۳۵ متر اندازه‌گیری کرده است. در این محل سازند زیارت شامل دو بخش است؛ بخش زیرین حدود ۱۵۰ متر مارن‌های مایل به زرد و گچ‌دار است و بخش بالایی آن در حدود ۳۰۰ متر سنگ‌های ضخیم‌لایه ریفی. در محدوده مورد مطالعه، در حوالی تهران، در باختر توچال و شمال فیروزآباد رخنمون کوچکی از بخش بالایی سازند زیارت گزارش شده است.

^۱ Assereto & Ippolito

^۲ Dellenbach

۲-۴-۱۱ سازند توفی کرج

در ۱۹۶۷ ددوآل^۱، در دره کرج برشی از این سازند را معرفی و به آن سازند کرج نام داد. این سازند به سن ائوسن میانی است و در برش الگو ۳۳۰۰ متر ضخامت داشته و دارای پنج عضو می‌باشد، شامل: شیل پایینی، توف میانی، شیل آسارا، توف بالایی و شیل کندوان.

در محدوده مورد مطالعه، در حوالی تهران رخنمون‌های متعددی از آندزیت و پورفیروکلاست‌های ائوسن و عضو شیل میانی سازند کرج، در اطراف دماوند، رودهن، باختر توچال تا شمال فیروزآباد، کوه اراده و کوه مره دیده می‌شود.

رخساره قاره‌ای پلیوسن: بیشتر نهشته‌های کنگلومرای هستند که با سازند هزاردره (البرز) و یا سازند بختیاری (زاگرس) قابل قیاس است.

۲-۴-۱۲ سازند هزاردره

در کوهپایه‌های البرز جنوبی، به ویژه حدفاصل قزوین تا سمنان نهشته‌های کنگلومرای وجود دارد که با ناپیوستگی (دگرشیب یا هم‌شیب) بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر به ویژه توفیت سازند کرج قرار دارند. به دنبال رخداد زمین‌ساختی میوسن پسین-پلیوسن (فاز آتیکن)، چرخه‌های فرسایشی شدید چیره شد، که حاصل آن فرسایش شدید بلندی‌ها و پرشدن سریع گودی‌ها با رسوبات آبرفتی-کوهپایه‌ای است. تغییرات سنی این نهشته‌های آبرفتی-رودخانه‌ای از پلیوسن تا زمان حال است. سازند هزار دره، نهشته‌های رودخانه‌ای سیلابی است که از شمال خاوری تهران و از میان کوه‌های البرز و سه‌پایه به سوی جنوب و جنوب‌خاوری تهران جاری بوده‌اند. در منطقه ورامین مرز بین سازند هزاردره و سازند سرخ بالایی دگرشیبی ندارد، ولی در منطقه قم مرز مشخص و تندی در اثر تغییر شیب، رنگ و سنگ-شناسی بین این دو سازند وجود دارد. در محدوده مورد مطالعه رخنمون‌هایی از این سازند دیده می‌شود که تقریباً مساحت زیادی را دربر می‌گیرد. در تهران حوالی دوتویه، جنوب زیارت، جنوب کوه-

^۱ . Dedual

سرخ، جنوب‌خاوری ورامین، سرخ‌حصار، جنوب رودهن و... (M-Pl)، (نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ تهران)، در حوالی قم به صورت نواری در شمال قم، کوه زردکمر، مزرعه‌نو در مسیر اتوبان قم-اراک (pl^m ، pl^c)، (pl^c_1 ، pl^c_2)، (نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ قم)، (شکل ۷-۲).



شکل ۸-۲ رخنمون کنگلومرای پلیوسن، اطراف قم

در شکل ۹-۲ ستون چین‌شناسی برای توالی رسوبی شرح داده شده در محدوده البرز مرکزی نشان داده شده است.

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Cenozoic	Pliocene		Hezar darreh		Conglomerate and sandstone
	Eocene	M	Karaj		Shale, sandstone and green tuff
		L	Ziaret		Limestone
	Paleocene		Fajan		Conglomerate, sandstone and shale
Mesozoic	Cretaceous	L	Tizkuh		Conglomerate, sandstone and limestone
		U	Lar		Limestone
	Jurassic	L	Shemshak		Sandstone, siltstone, shale and coal
		U	Shemshak		Sandstone, siltstone, shale and coal
	Triassic	M	Elka		Limestone and dolomite
		L	Elka		Limestone and dolomite
Paleozoic	Cambrian	U	Mila		Dolomite, limestone and sandstone
		M			Dolomite, limestone and sandstone
		L	Lalun		Sandstone
			Zagun		Shale and sandstone
Pre-cambrian			Kahar		Shale, sandstone and limestone

شکل ۲-۹ ستون چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه در محدوده زون ساختاری البرز مرکزی (این ستون چینه‌شناسی بدون مقیاس رسم شده است).

فصل سوم

معرفی گسل‌های منطقه

۱-۳ جهت کلی حرکت بلوک‌ها و تأثیر آن بر ساخت‌های ایجاد شده

بررسی عکس‌های هوایی منطقه نشان می‌دهد که عناصر و ساختارهای زمین‌شناسی در این محدوده حاصل دگرریختی در پهنه‌های برش متقاطع با راستاهای شمال‌خاوری-جنوب‌باختری، شمال‌باختری-جنوب‌خاوری، خاوری-باختری و در برخی نقاط شمالی-جنوبی (به طور نمونه جنوب و خاور دریاچه حوض سلطان) است.

با توجه به حرکت کلی شمال شمال‌خاوری-جنوب جنوب‌باختری بلوک‌ها در بخش‌های مختلف ایران در ایران مرکزی، میزان کوتاه‌شدگی با فشردگی در این مناطق برشی وابسته به زاویه بین امتداد جابجایی بلوک‌ها و امتداد گسل‌های اصلی است؛ به این مفهوم که بسته به جهت‌یابی مناطق مختلف نسبت به امتداد جابجایی، می‌توان برای این پهنه‌های برش، علاوه بر تغییر شکل برشی، دگرریختی فشردگی را نیز در نظر گرفت. خمیدگی ساختاری محدوده قم، واقع در کمر بند آذرین تبریز-بزمان، با تکتونیک برشی مشخص، دارای شبکه گسلی پیچیده‌ای وابسته به یک منطقه برشی می‌باشد که شکستگی‌ها تا مرتبه سوم در آن توسعه یافته است (نوگل سادات، ۱۳۶۴). روند اولیه منطقه برشی راست‌بر (N125-130)، به واسطه عملکرد گسل‌های فرعی‌تر مرتبه دوم، با حالت نردبانی جابجایی حاصل کرده و به این ترتیب، جهت راستای پایانی و فعلی آن N145، است. خمیدگی محور چین‌ها، گسل‌های خمیده، اشکال توده‌های نفوذی و دیاپیرهای نمکی-گچی، همه نشان‌دهنده رژیم تکتونیکی برشی است، به صورتی که حتی دگرریختی برشی اعمال شده بر روی دیاپیرها و توده‌های نفوذی و شکل سیگموئیدالی حاصل، جهت حرکت راستالغز را بر روی این پهنه‌های برشی، مشخص می‌سازد. خمیدگی‌های ایجاد شده بر روی طاق‌دیس البرز که در اثر اعمال نیروی برشی راست‌بر، بر روی تاقدیس البرز نمایان شده (امیدی، ۱۳۶۹)، نمونه‌ای از این نوع تغییر شکل‌ها می‌باشد.

منطقه ساختاری ارومیه-دختر در شمال‌خاوری خود با مناطق البرز باختری، منطقه آذرین کویر و منطقه مثلث میانی مجاورت دارد و بعید نیست که متأثر از سامانه‌های دگرریختی حاکم بر

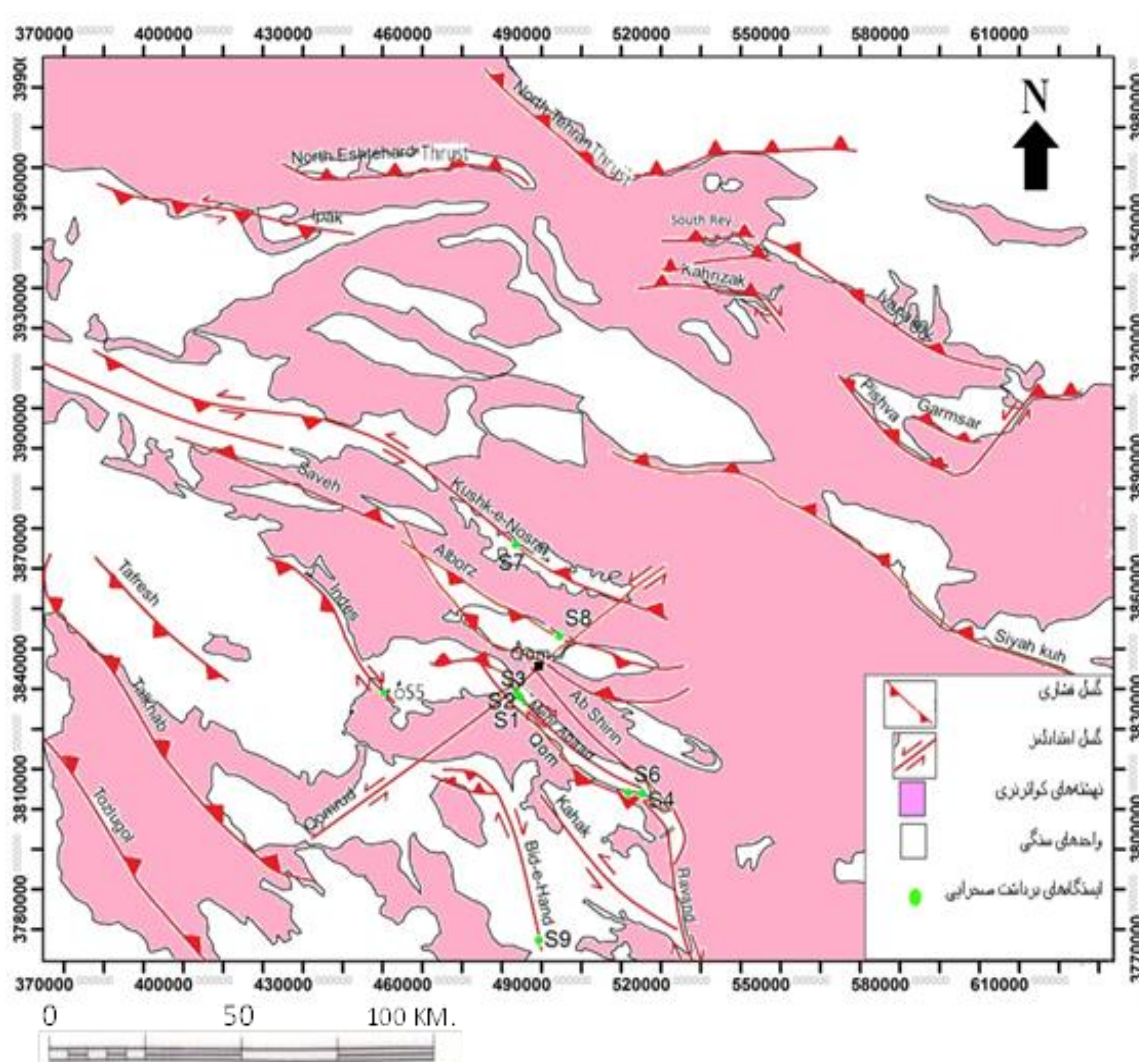
این مناطق باشد. به صورتی که پهنه‌های برش شمال‌خاوری-جنوب‌باختری ناحیه تقریباً در امتداد و به موازات گسل‌های فعال امتدادلغز راست‌بر ترود و چپ‌بر درونه قرار دارد و احتمالاً تنش‌ها و دگرریختی‌های این مناطق بر ساختارهای محدوده مورد مطالعه بی تأثیر نبوده باشد.

با توجه به نظر نوگل سادات (۱۳۶۴)، روند شکستگی اصلی نوع D با امتداد N125 تا N130 در این منطقه از زمان پالئوزوئیک (و شاید پرکامبرین) وجود داشته و حرکت و فعالیت مداوم این شکستگی‌ها باعث سازماندهی حوضه‌های رسوبی و مناطق ساختاری اصلی و تغییرات ناگهانی رخساره‌ها و ضخامت سازندها از گسلی تا گسل دیگر شده است. تغییر شکل برشی بر روی این گسل‌ها، در مراحل آغازین کوهزاد آلی (تا نئوژن)، نقش اساسی داشته و تا زمان حاضر ادامه دارد. همچنین این گسل‌ها منشأ فوران‌های آتشفشانی در زمان ترشیری بوده است. فوران‌های آتشفشانی با ترکیب متوسط تا بازیک همزمان با رسوبگذاری سازند قرمز زیرین و سازند قم نیز، آثار فعالیت جوانتری در ناحیه مورد مطالعه به‌جا گذاشته است. در شمال باختری کوه خضر و شمال کوه گنداب، چند توده بسیار کوچک متشکل از آندزیت و دیابازهای تجزیه شده دیده می‌شود که احتمالاً مربوط به فعالیت‌های ماگمایی اواخر نئوژن و فعالیت گسل در این زمان است.

به گفته نوگل سادات (۱۳۶۴) وجود گسل‌های منحنی شکل در منطقه نشان‌دهنده تغییر شکل چرخشی در منطقه و اثر آنها بر روی سامانه‌های گسلی منطقه است. به عقیده وی شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه را از نظر زایشی می‌توان به دو دسته تقسیم کرد؛ شکستگی‌های مرتبط با چین خوردگی، که این دسته از شکستگی‌ها قبل از شروع چین خوردگی به وجود آمده‌اند و در طی تکامل چین خوردگی، دگرریختی ثانوی حاصل نموده‌اند. موقعیت درزه‌های طولی این دسته در اثر لغزش لایه‌ها بر روی یکدیگر از حالت قائم به حالت زاویه حاده یا منفرجه، تغییر می‌کند. همچنین درزه‌های مزدوج در مناطق تحت فشار یا تحت کشش چین‌ها دچار چرخش و تغییر زاویه می‌شوند. شکستگی‌های بعد از مرحله چین خوردگی، که این شکستگی‌ها مرتبط با تغییر

شکل‌های برشی هستند. بدیهی است که گسترش گسل‌های برشی لزوم ایجاد انواع شکستگی-های T, P, D, R', R را ایجاد می‌کند. نکته مهم این است که تغییر شکل برشی همراه با فشردگی می‌تواند عامل ایجاد گسل‌های شیب‌باز غالباً از نوع معکوس باشد. چنین وضعیتی حاصل تمایل امتداد جابجایی اصلی بلوک‌های تحت فشار به روند شکستگی‌های اصلی، در منطقه قم است.

نقشه گسل‌های منطقه و ارتباط آن‌ها با نهشته‌های کواترنری همراه با موقعیت ایستگاه‌های برداشت صحرایی در شکل ۱-۳ آورده شده است (به پیوست مراجعه شود).



شکل ۱-۳، نقشه گسل‌های منطقه و نحوه پراکنش نهشته‌های کواترنری (محدوده صورتی‌رنگ)، و موقعیت ایستگاه‌های برداشت صحرایی (نقاط سبز رنگ)

۳-۲ گسل قم-زفره

این گسل با روند عمومی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری از کوه‌های جنوب قم شروع می‌شود و تا زفره در شمال‌خاوری اصفهان ادامه می‌یابد. گسل قم-زفره یک گسل راست‌گرد قائم تا نزدیک به قائم است که به سمت خاور شیب دارد. به گفته نبوی (۱۳۵۵) این گسل احتمالاً ادامه گسل تبریز بوده و به عقیده گروهی از زمین‌شناسان، این گسل همراه با گسل‌های موازی خود (گسل کاشان، گسل غرب اردستان، گسل ساوه) در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی نوار ارومیه-بزمان نقش مؤثری داشته‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۸۵، آقائاتی، ۱۳۸۵). قطعات مختلف این گسل بر روی نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی، قم، راوند و کاشان (فین) نام دارد و در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ قطعات متعددی با دقت بیشتر برای این گسل معرفی می‌شوند (در زیر مشخصات این قطعه‌ها به طور مشروح بیان گردیده است).

۳-۲-۱ گسل قم

گسل قم در سمت جنوبی شهر قم واقع است و پاره باختری گسل قم-زفره محسوب می‌شود. روند عمومی این گسل N150-160 بوده و شیب آن به سمت شمال‌خاوری است. سازوکار این گسل از نوع معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست‌بر است. این بخش از گسل قم-زفره در چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ قم قرار دارد و در این نقشه گسل قم به شکل دقیق‌تری مورد بررسی قرار گرفته و به قطعه‌های گسلی کوچک‌تری تقسیم شده است که در بخش زیر به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود.

گسل شادگلی شاخه‌ای از این پاره گسل محسوب می‌شود. گسل شادگلی در باختر قم به موازات گسل ایداقچی قرار گرفته و تا جنوب قم ادامه یافته و به گسل خضر می‌پیوندد. این گسل سازوکار برشی راست‌بر داشته و باعث جابجایی در سازندهای هولوسن شده است و به این دلیل می‌توان آن را گسلی فعال در نظر گرفت.

گسل خضر شاخه دیگری از پاره گسل قم می‌باشد. این گسل سازوکار معکوس راست‌بر با امتداد میانگین N126 و شیب به سمت جنوب در طول تاقدیس خضر ادامه دارد و باعث خرد شدن یال

شمالی به صورت فلس‌های تکتونیکی شده است. این گسل نیز مانند گسل شادگلی دارای شواهدی از ایجاد جابجایی در آبرفت‌های جوان می‌باشد.

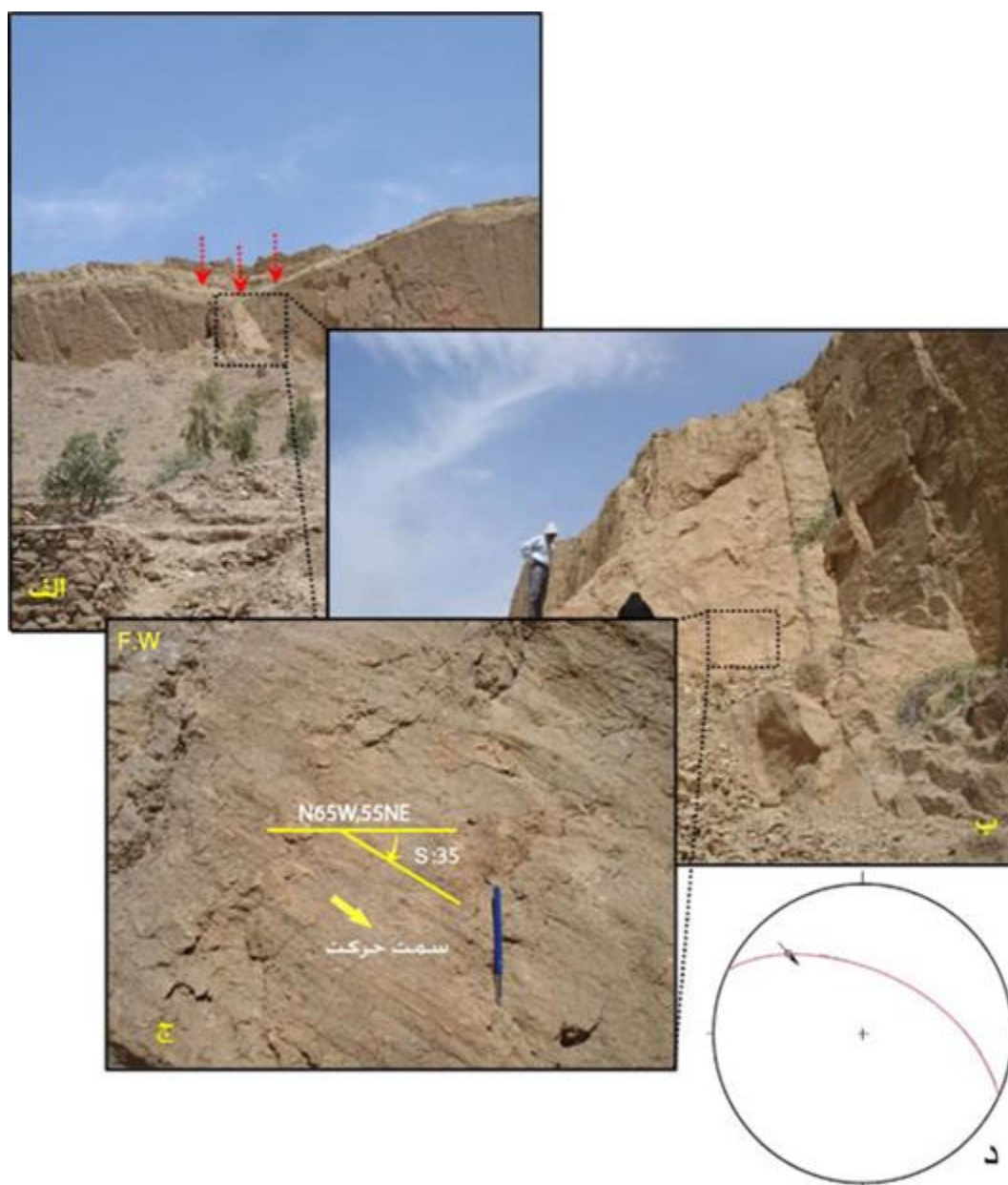
گسل خضر در مجاورت مناطق مسکونی شهرک ولی عصر (ایستگاه شماره یک)، در رسوبات آهکی سازند قم رخمون دارد (شکل ۳-۲). مشخصات صفحه این گسل به صورت $N66W, 80NE$ می‌باشد. آثار حرکتی مشاهده شده روی این سطح گسلی نشان‌دهنده ریک ۲۰ درجه ساعت‌گرد برای گسل است. شواهد گویای این است که در این رخمون، مؤلفه امتدادلغز گسل بر مؤلفه شیب‌لغز آن چیره است.



شکل ۳-۲ رخمون گسل خضر (ایستگاه شماره یک) در سازند قم، سمت نگاه در شکل (الف) جنوب باختری، (ب) نیم‌رخ سطح گسل، (ج) زاویه خشلغز و سمت حرکت برای بلوک فرادیواره را نشان می‌دهد.

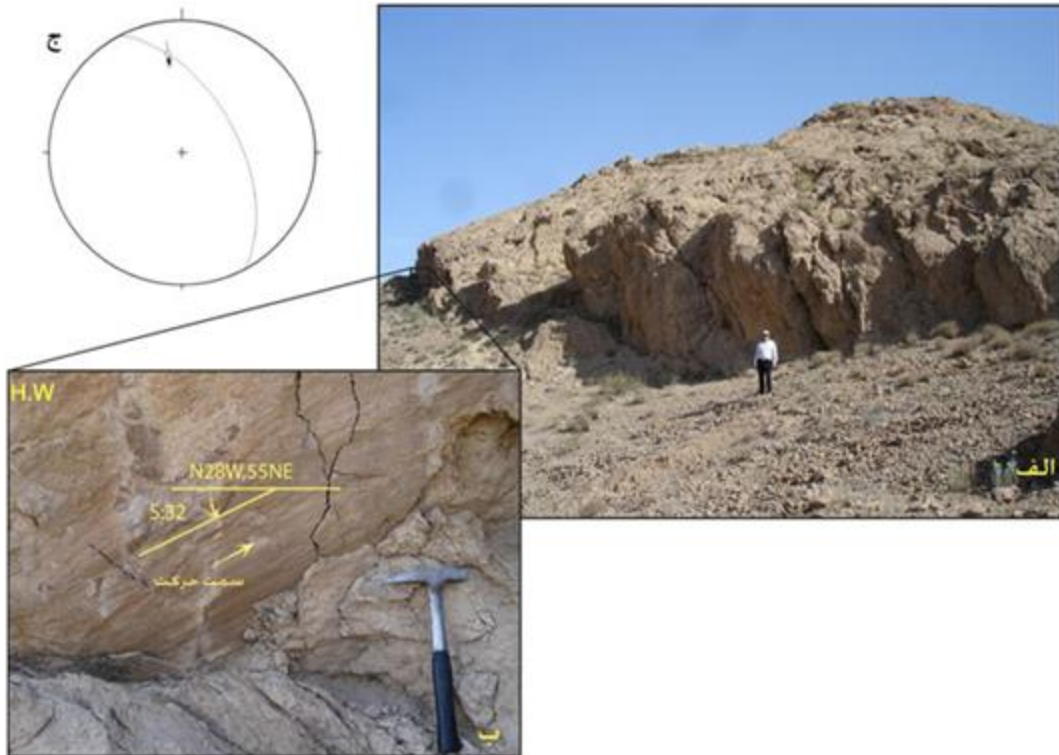
در محل ایستگاه شماره یک، رخمون دیگری از گسل قم مورد برداشت قرار گرفت. در این بخش حرکت گسل معکوس راست‌گرد بوده و موقعیت صفحه آن $N65W, 55NE$ با ریک خشلغز $35ESE$ می‌باشد. فروافتادگی مشاهده شده در امتداد گسل بر روی سطح زمین گواه خوبی بر جوان بودن گسل

است (شکل ۳-۳). در این رخنمون نسبت به رخنمون قبلی مؤلفه شیب‌لغز قوی‌تر بوده است. در شکل زیر (۳-۳ ج) سمت حرکت برای بلوک فرودیواره نشان داده شده که لمس سطح گسل شاهد آن است.



شکل ۳-۳ رخنمون گسل قم (ایستگاه شماره یک) در سازند قم، (الف) فروافتادگی در راستای گسل، (ب) رخنمون سطح گسل، (ج) موقعیت صفحه گسل و زاویه خشلغز روی سطح آن به همراه سمت حرکت برای بلوک فرودیواره، (د) استریوگرام صفحه گسل و موقعیت خشلغز روی صفحه گسل

در برداشت صحرایی صورت‌گرفته در سمت راست اتوبان قم-اراک (ایستگاه شماره دو)، مشخصات صفحه گسل قم به صورت $N28W, 55NE$ و ریک خشلغز گسل 32° درجه پادساعت‌گرد می‌باشد، رخنمون گسل به هم‌راه تصویر استریوگرافیک آن در شکل نشان داده شده است (شکل ۳-۴).

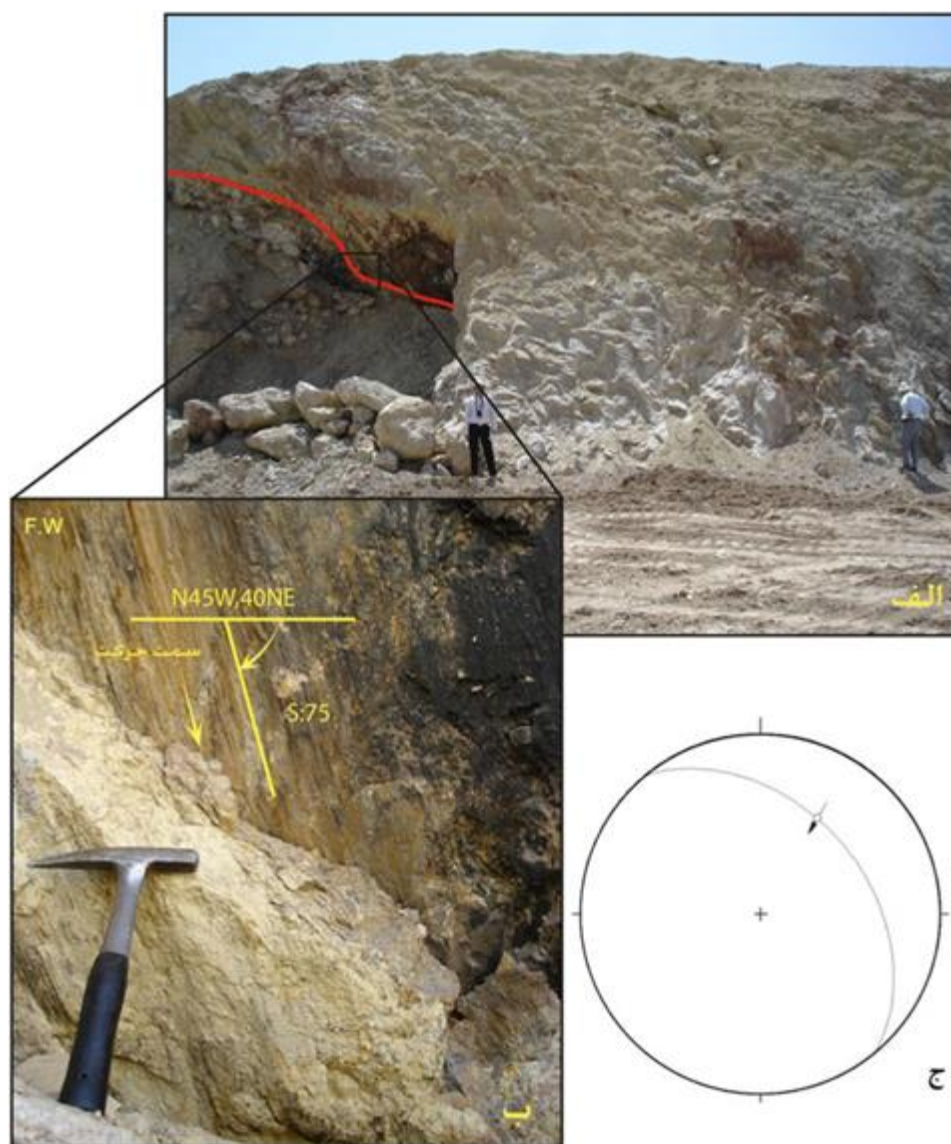


شکل ۳-۴ (الف) رخنمون گسل قم، ایستگاه شماره دو، نگاه به سمت شمال (ب) تصویر خش‌لغزش بر روی سطح گسل قم و سمت حرکت برای فرادیواره، (ج) استریوگرام صفحه گسل و خش لغزش روی سطح آن

در ایستگاه شماره سه، رخنمون دیگری از سطح گسل مشاهده شد که مشخصات آن به صورت $N45W, 40NE$ است. در این بخش که ظاهراً سطح تازه‌ای از صفحه گسل است، خش‌لغز گسل (75 درجه ساعت‌گرد) به وضوح قابل مشاهده بوده و لمس سطح گسل مؤید حرکت روبه پایین فرودیواره می‌باشد (شکل ۳-۵).

۳-۲-۲ گسل راوند

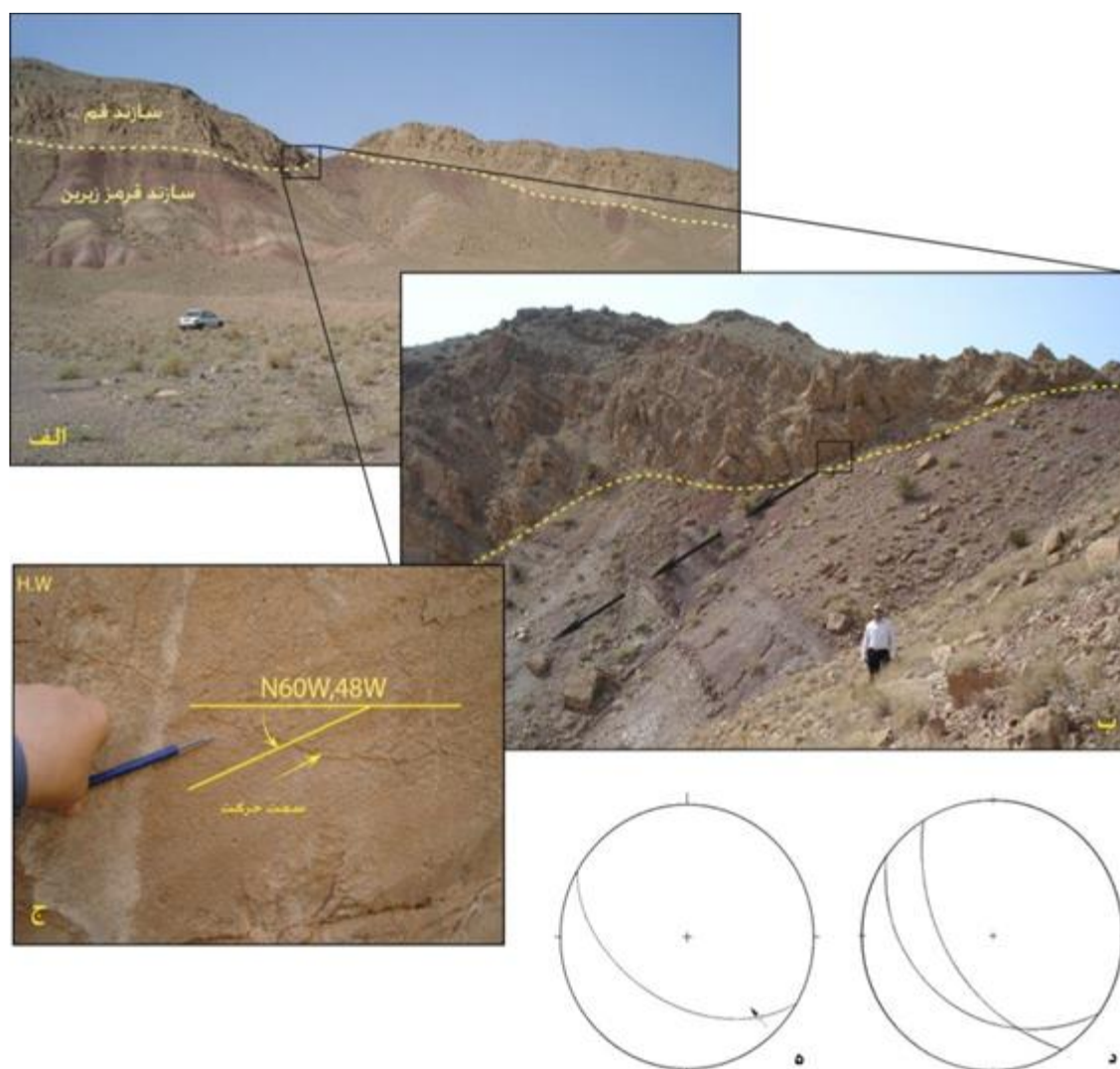
گسل راوند با راستای شمالی-جنوبی تا شمال‌باختری-جنوب‌خاوری با طولی در حدود ۵۵ کیلومتر بخشی از گسل اصلی قم-زفره را تشکیل می‌دهد. این گسل از کوه‌های جنوب قم تا جنوب‌خاوری کاشان ادامه دارد. حرکت گسل راوند راست‌گرد بوده و توده‌های نفوذی ائوسن را در کنار سازند قم قرار داده است. حداقل جابجایی افقی اندازه‌گیری شده در طول جوان‌ترین افراز گسلی در طول این گسل تقریباً $3/5$ متر است (گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آرآن).



شکل ۳-۵ (الف) رخنمون گسل قم (ایستگاه شماره سه)، سمت نگاه به سوی شمال خاوری (ب) موقعیت صفحه گسل، خش‌لغز روی سطح گسل و جهت حرکت برای بلوک فرودیواره، (ج) استریوگرام صفحه گسل و موقعیت خش‌لغزش روی آن

رخنمون این گسل در مسیر اتوبان قم-کاشان، (ایستگاه شماره ۴)، مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۳-۶). سازوکار حرکت گسل در این رخنمون راست‌گرد معکوس می‌باشد. در امتداد این گسل سازند قرمز زیرین با حرکت روبه بالای خود در مجاورت سازند قم قرار گرفته است. مشخصات صفحه گسل به صورت $N60W, 48SW$ بوده و ریک خش‌لغز گسل ۲۰ تا ۳۰ درجه پادساعت‌گرد است. همچنین شیب و امتداد لایه‌بندی سازند قم به صورت $N32W, 60SW$ و شیب و امتداد لایه‌بندی سازند قرمز زیرین به صورت $N55W, 40SW$ می‌باشد (شکل ۳-۶ ب و ج). صخره‌های آهکی سازند قم در اثر

فعالیت پاره گسل راوند دچار خردشدگی گردیده و برش گسلی دانه‌درشت تشکیل داده است (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۶ رخنمون پاره گسل راوند، اتوبان قم-کاشان، ایستگاه شماره چهار، سمت نگاه به سوی شمال‌خاوری. (الف) نمای کلی منطقه، (ب) حرکت روبه‌بالای سازند قرمز زبرین در راستای گسل و مجاورت آن با سازند قم، (ج) موقعیت صفحه گسل و خشلغز روی سطح گسل به همراه جهت حرکت بلوک فرادیواره، (د) استریوگرام مربوط به لایه‌بندی سازند قم و سازند قرمز زبرین، (ه) استریوگرام صفحه گسل و خشلغز روی سطح آن.

۳-۲-۴ گسل کاشان

گسل کاشان با درازای حدود ۸۰ کیلومتر بخشی از پهنه گسلی قم-زفره (حد فاصل فین تا نطنز)، را تشکیل داده و در راستای آن آبراهه‌ها به صورت راست‌بر جابجا شده است. نمونه‌های بسیار جالب از این جابجایی‌های منظم راست‌بر به ترتیب از شمال به سوی جنوب در گستره روستاهای گبرآباد،



شکل ۳-۷ ایجاد برش گسلی دانه درشت در سازند قم در امتداد صفحه گسل راوند،

تتماج و شمال باختری روستای هنجن قابل شناسایی است (تصاویر مربوط به آبراهه‌ها در مبحث نوزمین‌ساخت به صورت مشروح آورده شده است). یکی از بارزترین عوارض ریخت‌شناختی در طول قطعه گسلی کاشان، جابجائی افقی منظم آبراهه‌ها و بادزن آبرفتی در مجاورت روستای گبرآباد است.

بر پایه مشاهدات انجام شده توسط جمالی و همکاران (۱۳۸۶) آهنگ جابجایی راست‌بر اندازه‌گیری شده در عرض این بادزن آبرفتی به میزان حدود ۲/۵ تا ۳ میلیمتر در سال دور از انتظار نیست.

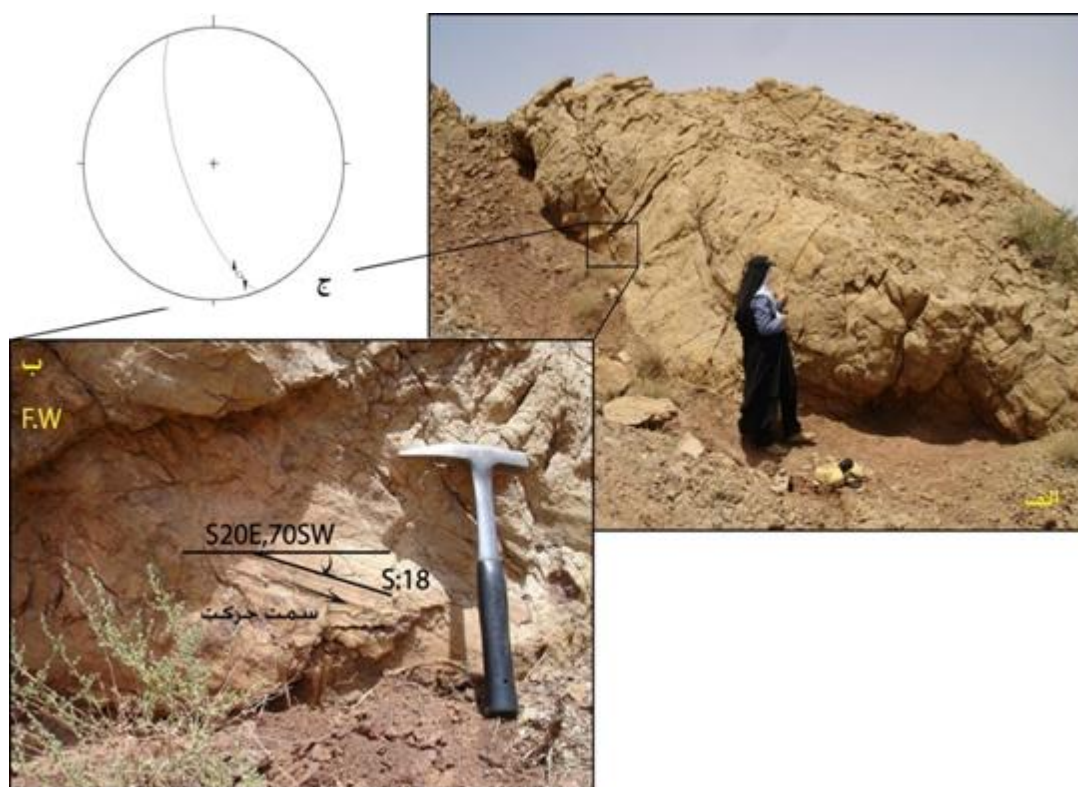
گسل کاشان عامل رویداد زمین‌لرزه‌های پنجم ژوئیه سال ۱۷۵۵ میلادی با بزرگای ۵/۹، و پانزده دسامبر سال ۱۷۷۸ میلادی کاشان با بزرگای ۶/۲ است. شهر کاشان در هر دو حادثه ذکر شده آسیب جدی دید، به گونه‌ای که در کاشان و حومه حدود ۳۰۰۰ خانه ویران شد و حدود ۸۰۰۰ نفر کشته شدند (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲).

۳-۳ گسل ایداقچی-مهرآباد

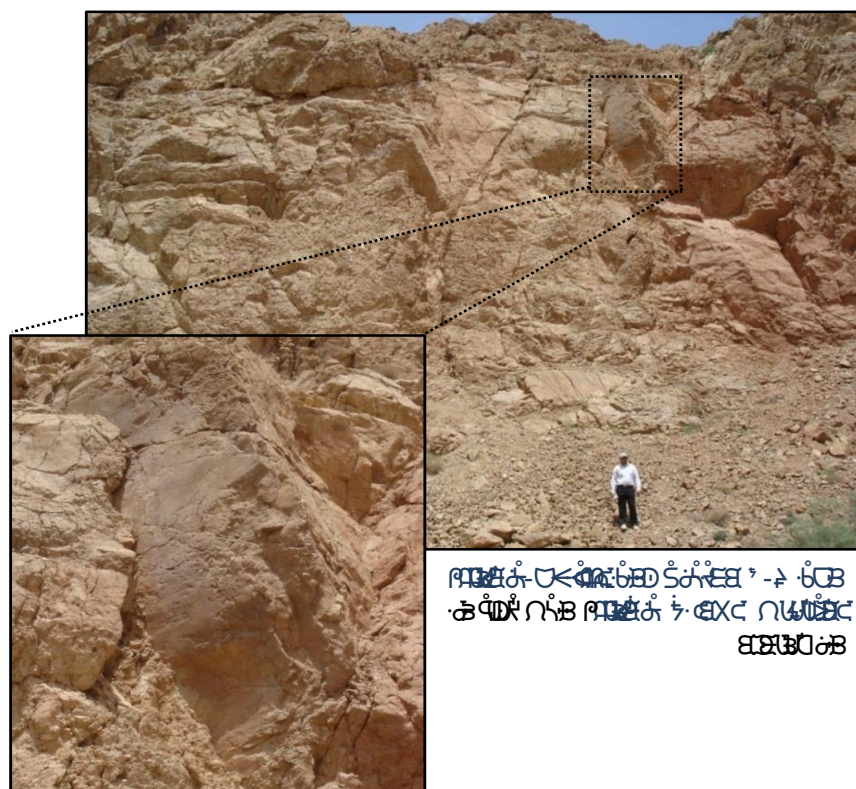
این گسل در نقشه (شکل ۳-۱) به نام مهرآباد معرفی شده و طولی معادل ۶۰ کیلومتر دارد. گسل ایداقچی-مهرآباد یک گسل دو بخشی است که سازوکار آن‌ها متفاوت است ولی با توجه به علائم موجود در تصاویر ماهواره‌ای می‌توان آن‌ها را به هم متصل دانست و احتمال داد در صورت جنبایی تمام طول آن دچار حرکت خواهد شد. بخش باختری گسل ایداقچی و بخش خاوری گسل مهرآباد می‌باشد. گسل ایداقچی، یک گسل راست‌الغز راست‌بر است. مشخصات صفحه گسل به صورت N66W, 60SW می‌باشد. حرکت در امتداد این گسل باعث جابجایی بخش خاوری تاق‌دیس کمرکوه به سمت جنوب‌خاوری شده است (گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قم، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۶۱۵۹). بخش شمال‌باختری این گسل احتمالاً از جنوب‌باختری کوه نمک قم می‌گذرد، از آنجا خطواره‌های گسلی در ادامه راستای این گسل به سمت شمال‌باختر ادامه می‌یابد. این گسل به همراه گسل موازی خود، گسل شادگلی که در فاصله ۳/۵ کیلومتری خاور آن قرار دارد، تشکیل باریکه ساختاری برشی و افتگاه^۱ گسلی باختر شهر قم را می‌دهد که ادامه آن از گنبد نمکی کوه نمک قم عبور می‌کند. گسل مهرآباد یک گسل راندگی با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است و متعلق به ناحیه ساختاری شورآب (در کمربند ارومیه-دختر) می‌باشد (شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۵). با فرض ممتد بودن این گسل، درازای آن تقریباً ۶۰ کیلومتر خواهد بود.

در ارتفاعات اطراف مهرآباد این گسل مورد بررسی واقع شد (ایستگاه شماره ۶). راستای میانگین صفحه گسل در این منطقه S15-30E بوده و شیب آن ۷۰ تا ۷۵ درجه به سمت جنوب‌باختری است. مکانیسم حرکت گسل راست‌گرد با مؤلفه شییبی معکوس بوده و ریک خش‌لغز روی صفحه گسل نیز ۱۸ درجه ساعت‌گرد می‌باشد (شکل‌های ۳-۸ و ۳-۹).

^۱ Scarpe



شکل ۳-۸ (الف) رخنمون گسل ایداقچی-مهرآباد، ارتفاعات اطراف مهرآباد، ایستگاه شماره ۶، (ب) موقعیت صفحه گسل، سمت حرکت برای بلوک فرودیواره و تصویر خش لغزش بر روی صفحه گسل، (د) استریوگرام صفحه گسل و موقعیت خش لغز روی سطح آن، سمت نگاه جنوب-جنوب‌باختری



۳-۴ گسل کوشک نصرت

به گفته امامی (۱۳۷۰) این گسل بیش از ۱۵۰ کیلومتر طول داشته و از جنوب خاوری دریاچه نمک قم آغاز و در باختر به گسل آوج می‌پیوندد (امامی، ۱۳۷۰). این گسل یک شکستگی واحد نبوده و در حقیقت یک زون گسله می‌باشد. روند کلی آن N125-130E است، شیب صفحه گسل متغیر بوده و در سطح زمین به ۶۰ تا ۸۰ درجه به سوی جنوب است. مکانیسم عملکرد این گسل امتداد لغز چپ‌گرد با مؤلفه شیبی معکوس است (در نقشه‌های زمین شناسی این سازوکار برای گسل کوشک نصرت مشخص گردیده است، اما در مطالعه عکس‌های ماهواره‌ای مربوط به گسل شواهد نشانگر حرکت امتدادی راست‌گرد گسل می‌باشد که در مباحث بعدی به طور مشروح مورد بحث واقع شده است). جابجایی افقی آن مهم‌تر و بزرگ‌تر به نظر می‌رسد، ولی مقدار آن مشخص نیست. با نگرش به واحدهای سنگی پیرامون گسل میزان جابجایی قائم این گسل، به طور تقریبی در حد چند صد متر ارزیابی می‌شود (امامی، ۱۳۷۰).

این گسل که سازندهای ائوسن و نئوژن را تحت تأثیر قرار می‌دهد به علت پیوستگی با گسل آوج، خواستگاه آن دست‌کم آغاز پالئوزوئیک معرفی می‌شود (امامی، ۱۳۷۰). گسل کوشک نصرت یک گسل فعال است. بخش باختری گسل همراه چند گسل کوچک و بزرگ دیگر یک پهنه لرزه‌زمین‌ساختی را به وجود آورده است که مرکز چند زمین‌لرزه کوچک تا متوسط در آن مکانیابی شده است. در گزارش ریزپهنه‌بندی شهر قم (۱۳۸۴) گفته می‌شود پایانه خاوری گسل، به صورت چند گسل موازی از شمال دریاچه حوض سلطان، حدود ۳۵ کیلومتری شمال شهر قم عبور می‌کند و ممکن است عامل رویداد زمین‌لرزه‌ای ۲۷ ژوئن ۱۹۷۰ میلادی شمال دریاچه حوض سلطان با بزرگای $mb=4/5$ ، ۵ نوامبر ۱۹۹۷ میلادی با بزرگای $mb=4/5$ باشد. گفته می‌شود در صورت جنبش زمین‌لرزه‌ای گسل کوشک نصرت می‌توان انتظار زمین‌لرزه‌ای با بزرگای $M_s=7/7$ را داشت. آثار فعالیت این گسل در کنار جاده خاکی که از روستای چشمه در شمال دریاچه حوض سلطان به طرف پایگاه نظامی موجود در خاور این روستا، آثار جابجایی آبرفت‌های جوان قابل مشاهده است (گزارش لرزه‌زمین‌ساخت شهر قم، ۱۳۸۱).

این گسل در کیلومتر ۳۵ اتوبان قم-تهران مورد بررسی قرار گرفت (شکل شماره ۳-۱۰، ایستگاه شماره ۷). در امتداد مرز گسل، سازند قم در فرادیواره گسل با حرکت در خلاف جهت شیب در کنار سازند قرمز بالایی، در فرودیواره گسل قرار گرفته است. سازند قم در این محدوده با ترکیب ماسه-سنگ، مارن یا آهک، میان‌لایه‌هایی از مواد ولکانیکی را نشان می‌دهد که نشانه فراوانی فعالیت‌های آتشفشانی در طی زمان ترشیری می‌باشد، و سازند قرمز بالایی ترکیب مارنی دارد. در ادامه همین مسیر، تناوب واحدهای ولکانیکی ائوسن با سازند قرمز زیرین نیز مشاهده شد. روند عمومی گسل N120E با شیب نزدیک به قائم و کمی مایل به سمت باختر می‌باشد. روند شکستگی‌های همراه با گسل N80-100E است (شکل ۳-۱۱).



شکل ۳-۱۰ رخنمون گسل کوشک‌نصرت، ایستگاه شماره ۷، سمت نگاه خاور-شمال‌خاوری



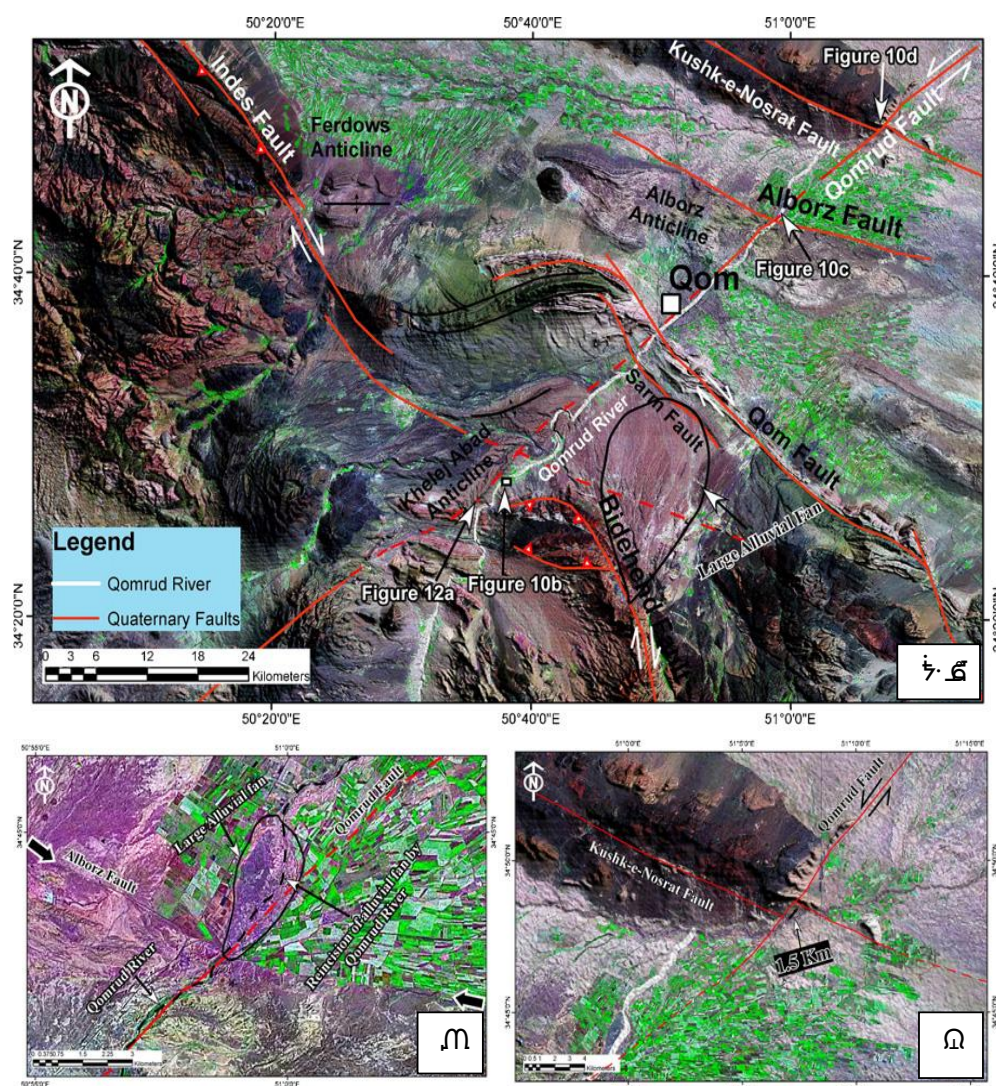
شکل ۳-۱۱ برش گسلی دانه‌درشت همراه با گسل کوشک‌نصرت، سمت نگاه شمال‌خاوری

۳-۵ گسل قمرود

پهنه گسلی قمرود برای اولین بار توسط یساقی و همکاران (۲۰۱۰) معرفی گردید. این پهنه گسلی از چند گسل موازی با روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری با سازوکار راست‌الغز چپ‌بر تشکیل شده است. ادامه شمالی این پهنه تا خاور دریاچه حوض سلطان ادامه دارد. ادامه جنوب‌باختری این پهنه گسلی تا جنوب و جنوب باختر قم ادامه دارد (خطواره گسلی مشاهده شده بر روی عکس‌های هوایی منطقه). با در نظر گرفتن این شواهد، طول این پهنه گسلی حدود ۱۰۵ کیلومتر برآورد می‌شود.

بخش اعظم رودخانه قمرود روی این گسل جریان دارد. این پهنه به سمت شمال‌خاوری واحدهای سنگی میوسن تاقدیس البرز را بریده و به گسل البرز می‌رسد (شکل ۳-۱۲ الف). فعالیت گسل باعث شده بستر رودخانه در طول گسل دچار شکاف‌خوردگی شود، و فرسایش شدید رودخانه باعث تشکیل یک بادزن آبرفتی با طول تقریبی ۴ کیلومتر در دشت شمالی تاقدیس البرز شده، و خود این بادزن آبرفتی توسط رودخانه مورد فرسایش قرار گرفته است. به نظر می‌رسد بادزن آبرفتی موجود در شمال گسل بیدهند نیز با فعالیت‌های گسل قمرود در ارتباط باشد (شکل ۳-۱۲ ب). همچنین با مطالعه

عکس‌های هوایی مشخص می‌شود در اثر فعالیت این پهنه گسلی، گسل کوشک‌نصرت در محل برخورد با پهنه گسلی قمرود بریده شده و حدوداً به میزان ۱/۵ کیلومتر جابجایی حاصل کرده است (شکل ۳-۱۲). این پهنه گسلی هیچ تغییری بر روی گسل قم و گسل البرز ایجاد نکرده است (یساقی و همکاران^۱، ۲۰۱۰).



شکل ۳-۱۲ (الف) تصویر ماهواره‌ای گسل قمرود و گسل‌های اطراف آن، (ب) فن ایجاد شده در دشت شمالی تاق‌دیس البرز، (ج) جابجایی گسل کوشک‌نصرت در امتداد گسل قمرود (برگرفته از یساقی و همکاران، ۲۰۱۰)

^۱ . Yassaqi et al.

رومرکز زمین‌لرزه ۱۹۸۰/۱۲/۲۲ با بزرگای $M_s=5/2$ ، $m_b=5/5$ در روی این پهنه گسلی در جنوب باختر قم و در جنوب روستای غرغر مکانیابی شده است. این پهنه گسلی در آبرفت‌های کواترنری اشکال سیگموئیدالی را ایجاد کرده که شواهد آن را بر روی رودخانه قمرود می‌توان مشاهده کرد (خط سفیدرنگ بر روی شکل ۳-۱۲ الف).

۳-۶ گسل البرز

گسل البرز با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و شیب به سمت جنوب‌باختری از جنوب دریاچه حوض سلطان آغاز شده و تا خاور شهر ساوه ادامه دارد. سازوکار این گسل فشاری است. این گسل در شمال شهر قم، در جنوب روستای البرز گسترش دارد. گسل البرز یال شمالی تاقدیس البرز خاوری را قطع کرده است. مشخصات سطح گسل به دنبال حفاری‌های شرکت ملی نفت، N302,80S اندازه‌گیری شده که در ژرفا از مقدار آن کاسته می‌شود. به گفته امید (۱۳۶۹) این گسل در عمق، در انتهای خاوری انشعابات یافته که تشکیل یک منطقه راندگی را می‌دهد که به صورت قاشقی شکل در قسمت‌های فوقانی و نزدیک به سطح به هم پیوسته و یک گسل را تشکیل می‌دهند. گسل البرز سازوکار فشاری داشته و با فعالیت خود در محل برخورد با یال شمالی بخش خاوری تاقدیس البرز موجب حذف بخشی از ضخامت آن شده است. امید (۱۳۶۹) مشخصات صفحه گسل در این بخش را به صورت N302/80S بیان می‌کند. نتایج حاصل از حفاری‌های اکتشافی شرکت ملی نفت ایران نیز نشان می‌دهد گسل البرز یال شمالی و برگشته تاقدیس البرز را در سازند قرمزبالایی قطع نموده است، به طوری که با شیب‌های قائم تا نزدیک به قائم در سطح زمین آغاز و در عمق با شیب کم یا بسیار کم از واحد تبخیری قانده سازند قرمز بالایی عبور می‌نماید.

به گزارش پروژه ریزپهنه‌بندی شهر قم (۱۳۸۴) گسل البرز در مسیر خود بر روی نهشته‌های هولوسن قابل پیگیری است و همچنین باعث جابجایی نهشته‌های رودخانه‌ای شده است؛ بنابراین می‌توان این گسل را جنبه فرض کرد. این گسل در تمام طول خود (۱۴۰ کیلومتر) به وسیله گسل‌های امتدادلغز با

آزیموت امتداد NE (چپ‌بر) و نیز گسل‌های امتدادلغز با امتداد کلی NW (راست‌بر) بریده و جابجا شده است. با توجه به این موضوع و جنبه در نظر گرفتن گسل البرز، می‌توان پهنه‌های برشی و گسل‌های شمال‌خاوری-جنوب‌باختری منطقه را یک سامانه فعال و جنبه در نظر گرفت. از آخرین جنبش‌های زمین‌لرزه‌ای این گسل داده‌ای در دست نیست، هرچند رومرکز زمین‌لرزه ۵ ژوئیه ۱۹۸۲ میلادی با بزرگی $mb=4/5$ در نزدیک اثر این گسل مکانیابی شده است، اما دقت این مکانیابی در حدی نیست که بتوان با قطعیت آن را به این گسل نسبت داد (گزارش لرزه‌زمین‌ساخت شهر قم، ۱۳۸۱).

در پی‌جویی‌های صحرایی در محدوده گسل البرز (ایستگاه شماره ۸)، آثار فعالیت گسل بر روی نهشته‌های نئوژن به صورت شکستگی و ایجاد خشلغز بر روی سطح شکستگی‌ها دیده می‌شود. امتداد کلی سطح گسل N60W و شیب تقریباً قائم، کمی انحراف به سمت جنوب، است (شکل ۳-۱۴).

در امتداد گسل در چندین نقطه سطح افتگاهی با ارتفاع نیم تا یک متر دیده می‌شود (شکل ۳-۱۳).



شکل ۳-۱۳ افتگاه گسلی روی گسل البرز



شکل ۳-۱۴ (الف) و (ب) رخنمون گسل البرز در ایستگاه شماره ۸، ایجاد شکستگی در اثر فعالیت گسل، سمت نگاه شمال‌خاوری، (ج) نمای نزدیک از رخنمون گسل، (د) موقعیت صفحه گسل و خش‌لغز به همراه سمت حرکت بلوک فرودیواره، (ه) نمای نزدیک از آثار لغزش بر روی سطح گسل.

۳-۷ گسل شمال تهران

گسل شمال تهران بخش میانی گسل دماوند-اشتهارد است. گسل دماوند-اشتهارد، گسلی با راستای شمال‌خاوری-جنوب‌باختری است که از باختر دماوند آغاز گردیده و پس از قطع گسل مشاء، از طریق گردنه قوچک به گسل شمال تهران می‌پیوندد. گسل شمال تهران دارای طولی در حدود ۹۰ کیلومتر بوده و بخشی از آن مرز میان کوه و دشت را در شمال تهران شامل می‌شود. راستای بخش خاوری

گسل، خاوری-باختری با شیب به سمت شمال و راستای بخش باختری آن، شمال باختری-جنوب-خاوری با شیب به سمت شمال خاوری است. شیب گسل در مکان‌های مختلف از ۱۰ تا ۸۰ درجه متغیر است. سازوکار گسل راندگی بوده و در بیشتر جاها باعث راندگی سازند کرج (به سن ائوسن) و بخش چین‌های کناری البرز (از سمت شمال) بر روی سازند هزاردره و آبرفت‌های ناهمگن شمال تهران شده است. اختلاف ارتفاع ناگهانی میان شهر تهران (با میانگین ارتفاع ۱۳۰۰ متر از سطح دریا) با ارتفاعات شمالی (توچال در نزدیکترین فاصله، ۱۰ کیلومتری، با میانگین ارتفاع ۳۹۳۳ متر) ناشی از جنبش‌های راندگی شمال تهران است (چالنکو و همکار^۱، ۱۹۷۴). همچنین تند بودن شیب آبراهه‌های قطع‌کننده آن در منطقه کوهستان بیانگر بالا بودن نرخ فرایش در امتداد گسل است (سلیمانی و همکار، ۱۳۷۳). بهترین اثر گسل، در دره کن گزارش شده است؛ در این محل، توفیت‌های سازند کرج، به عنوان فرادیواره، به روی فرودیواره‌ای از سازند هزاردره رانده شده‌اند.

در خاور دره کن، نهشته‌های تراورتن در طول بخشی از گسل رخنمون پیدا کرده‌اند. بنا به گزارش چالنکو و همکاران (۱۹۷۴)، گسل شمال تهران از چند قطعه همپوشان تشکیل شده که حرکت امتدادلغز چپگرد دارند. مطالعات اخیر قاسمی و همکاران (۱۳۸۱) نشان می‌دهد که پهنه گسلی واقع در شمال تهران، در واقع از یک گسل راندگی اصلی (گسل شمال تهران) و یک پهنه گسلی چپگرد معکوس تشکیل شده است که از راستای راندگی شمال تهران پیروی می‌کنند. درازای پهنه مورد نظر ۶۲ کیلومتر است و از خاور به باختر از ۷ قطعه تشکیل شده است. بخش عمده این قطعه‌ها مرز بین سازند کرج در فرادیواره و سازند هزاردره در فرودیواره را تشکیل می‌دهند، اما در مواردی، قطعه‌های مذکور به طور کامل در درون سازند کرج یا سازند هزاردره و واحدهای جوان‌تر قرار می‌گیرند. خطی بودن این قطعه گسل‌ها، با وجود توپوگرافی متغیر، حکایت از شیب زیاد سطح آنها دارد که مولفه راستالغز آنها بر مؤلفه شیب‌لغز چپ‌یره است.

^۱ Tchalenko.

زمان آخرین حرکت گسل شمال تهران، به سبب نداشتن سن دقیق نهشته‌های آبرفتی کوتاه‌تر مشخص نیست. گفتنی است که گسل شمال تهران از نوع لرزه‌زا است و پاره‌ای از زمین‌لرزه‌های تهران حاصل حرکت زمین در امتداد این گسل می‌باشد. احتمال می‌رود که زمین‌لرزه‌های زیر در اثر جنبش‌های این گسل رخ داده باشند (آمبرز و ملویل^۱، ۱۹۸۲، بربریان و همکاران، ۱۳۶۴). زمین‌لرزه ۲۳ فوریه ۹۵۸ ($M_s=7/2$)، زمین‌لرزه ماه مه ۱۱۷۷، در گستره میان ری و قزوین ($M_s=7/2$)، زمین‌لرزه ۲۴ دسامبر ۱۸۹۵ تهران، زمین‌لرزه ۳ اکتبر ۱۹۷۰ رودبار-قطران ($M=4/1$)، زمین‌لرزه ۲۶ اکتبر ۱۹۸۹ نجارکلايه در شمال‌خاوری تهران.

۳-۸ گسل شمال ری

این گسل در حوالی عظیم آباد، در کناره جنوبی بزرگراه ری-بهشت زهرا به صورت دیواره فرسوده‌ای دیده می‌شود. این دیواره به ارتفاع ۲ متر از شمال و شمال‌باختری شهر ری می‌گذرد. طول گسل ۱۶/۵ کیلومتر بوده و به سمت خاور و باختر در زیر نهشته‌های آبرفتی مدفون می‌گردد. این گسل از دو قطعه که در بخش میانی با هم همپوشانی دارند تشکیل شده است. آرایش هندسی گسل شمال ری، سازوکار راندگی با شیب به سمت شمال را نشان می‌دهد. در راستای این گسل سیلت‌های رسی سازند کهریزک از سوی شمال بر روی آبرفت‌های عهدحاضر در جنوب رانده شده و فعالیت گسل باعث تشکیل دشت پایین افتاده شهر ری گردیده است (گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۴). این گسل برای اولین بار در گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناس کشور معرفی شده است.

۳-۹ گسل جنوب ری

گسل جنوب ری به شکل دیواره کوتاه (حدود ۱ تا ۲ متر) و فرسوده‌ای در جنوب تپه باستانی (تپه غار) آبادی قلعه‌نو (جنوب باختری شهر ری) که به سمت جنوب‌باختری ادامه دارد دیده می‌شود. طول

^۱ . ambraseyse & Melville

این گسل ۱۸/۵ کیلومتر بوده، و ادامه خاوری و ادامه باختری آن در زیر رسوبات آبرفتی جوان مدفون می‌شود. شیب این گسل در روی زمین دیده نمی‌شود ولی آرایش هندسی آن در روی زمین نمایشگر سازوکار راندگی با شیب به سمت شمال، شمال باختری است که در راستای آن سیلت‌های رسی کهریزک از سوی شمال بر روی آبرفت‌های کنونی در جنوب رانده شده‌اند (گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۴). این گسل برای اولین بار در گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی کشور معرفی شده است.

۳-۱۰ گسل کهریزک

این گسل راستای خاوری-باختری داشته و شیب آن به سمت شمال است. گسل کهریزک بیش از ۴۰ کیلومتر طول داشته و دیواره‌ای به ارتفاع ۱۰-۱ متر را در آبرفت‌های جنوب تهران ایجاد کرده است (گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۴). با مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی بر روی افتگاه گسلی کهریزک، سازوکار امتدادلغز راستگرد با مؤلفه فشاری را به آن نسبت می‌دهند (حسامی آذر، ۱۳۷۴). این گسل برای اولین بار در گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی معرفی شده است.

سری گسل‌های ری (شمال ری، جنوب ری و گسل کهریزک) ممکن است عامل وقوع زمین‌لرزه‌های زیر باشد: زمین‌لرزه سده چهارم پیش از میلاد ری-ایوانکی ($M_s=7/6$)، زمین‌لرزه ۸۵۵-۸۵۶ میلادی ری ($M_s=7/1$)، زمین‌لرزه ۸۶۴ میلادی ری ($M_s=5/3$)، زمین‌لرزه ۴-۱۳۸۳ شمسی ری با شدت $VIII=I_o$. البته برای ادعای ارتباط حتمی این زمین‌لرزه‌ها با سری گسل‌های ری، داده‌های تاریخی بیشتر و بررسی‌های دقیق‌تری نیاز است (گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۴).

۳-۱۱ گسل گرمسار

گسل گرمسار دارای راستای عمومی خاوری-باختری بوده و در شمال گرمسار در چند جا به سمت باختر خم‌های زیادی پیدا کرده است و پس از گذشتن از دامنه کوه‌های تخت‌رستم و کوه سرخ در

جنوب‌خاوری ورامین به گسل پیشوا می‌رسد. درازای این گسل حدود ۷۰ کیلومتر است. آرایش هندسی گسل، سازوکار راندگی با شیب به سمت شمال را پیشنهاد می‌کند. در شمال‌خاوری گرمسار، این گسل مرز بین سازند آبرفتی هزاردره و آبرفت‌های دشت را تشکیل می‌دهد. در جنوب کوه سرخ (جنوب‌خاوری ورامین) یال جنوب‌باختری تاقدیس کوه سرخ به وسیله این گسل بریده شده و سازند قرمز بالایی را بر روی دشت رانده است. این گسل برای اولین بار توسط بربریان (۱۹۸۱) معرفی شد.

زمین‌لرزه‌های زیر احتمالاً در اثر جنبش گسل گرمسار رخ داده است (بربریان ۱۹۸۱): زمین‌لرزه بهار ۷۴۳ میلادی دروازه‌های خزر (تنگ سردره؛ بین ایوانکی و گرمسار)، ($M_s=7/2$)، زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۲۴ شمسی بنکوه گرمسار ($M_s=4/7$)، زمین‌لرزه ۳ آبان ۱۳۶۱ شمسی گرمسار ($M_b=4/6$)، (گزارش ۵۶ شماره سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۴).

۳-۱۲ گسل پیشوا

گسل پیشوا با راستای N130E و درازای ۳۴ کیلومتر در جنوب‌خاوری ورامین قرار داشته و سازوکار آن معکوس با شیب به سمت شمال‌خاوری است. در محدوده پیشوا این گسل مرز بین کوه و دشت بوده و فعالیت آن باعث بریدگی رسوبات کواترنری شده است.

در نزدیکی گسل، لایه‌های کنگلومرایی به مارن‌های نئوژن افزوده می‌شود که می‌تواند مربوط به بخش فوقانی سازند قرمز بالایی و بخش زیرین سازند آبرفتی هزاردره باشد (گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۴).

۳-۱۳ گسل ایوانکی

این گسل با طول تقریبی ۷۵-۸۰ کیلومتر (زارع^۱، ۲۰۰۰) گسلی است فشاری با شیب به سمت شمال که روندی تقریباً شمال‌باختری-جنوب‌خاوری داشته و گسل پارچین (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) و گسل ایوانکی (بربریان، ۱۹۸۱) را در بر می‌گیرد. امتداد این گسل بر روی عکس‌های هوایی و خصوصاً ماهواره‌ای قابل مشاهده می‌باشد. این گسل از جنوب‌خاوری تهران (مسگرآباد) تا خاور ایوانکی ادامه می‌یابد. به نظر می‌رسد این گسل مسبب بسیاری از زمین‌لرزه‌های بزرگ محدوده تهران که به مجموعه گسل‌های ری نسبت داده می‌شوند، باشد. گسل ایوانکی در این ناحیه مرز شاخص بین کوه و دشت را ایجاد نموده است و این گسل را می‌توان عامل برپایی ارتفاعات این ناحیه دانست (گزارش ریزپهنه‌بندی شهر قم، ۱۳۸۴).

۳-۱۴ گسل پارچین

گسل پارچین دارای روند عمومی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری بوده و سازوکار فشارشی با شیب به سمت شمال دارد. این گسل در جنوب پارچین و دهانه خروجی رودخانه جاجرود به دشت ورامین، در مرز میان سازند هزاردره و دشت قرار دارد و در بخش باختری دره‌ی جاجرود به روشنی رسوبات آبرفتی دشت را بریده است. احتمال دارد زمین‌لرزه سده چهارم پیش از میلاد ری-ایوانکی ($M_s=7/6$) به جنبش‌های این گسل ارتباط داشته‌باشد. این گسل توسط بربریان (۱۹۸۱) به نام گسل ایوانکی نامگذاری شده‌است (گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۴).

¹. Zare

۳-۱۵ گسل شمال اشتهارد

راندگی شمال اشتهارد با طول تقریبی ۶۲ کیلومتر در راستای خاوری-باختری در شمال اشتهارد قرار گرفته است. شیب راندگی به سمت شمال بوده و در راستای آن رسوبات نئوژن بلندی‌های حلقه را بر روی کف رودخانه شور در شمال اشتهارد رانده است (بربریان، ۱۳۷۱).

در این ناحیه بر روی راندگی شمال اشتهارد، وجود سطوح مثلثی شکل در جبهه کوهستان نشان دهنده سازوکار گسل و فرایش فعال بر روی گسل است. شکل سینوسی رود شوربلاغ در بالادست گسل نیز می‌تواند دلیلی بر فرایش جنوبی منطقه باشد (سلیمانی و حسینی، ۱۳۷۷).

احتمالاً به دلیل تخریب روستای کله‌دره در ۲/۵ کیلومتری جنوب‌باختری راندگی اشتهارد، زمین‌لرزه ۲۰ اکتبر ۱۸۷۶ با گسل مورد بحث بی‌ارتباط نیست (گزارش ریزپهنه‌بندی شهر قم، ۱۳۸۴).

۳-۱۶ گسل ایپک

پهنه گسلی فعال ایپک با روند خاوری-باختری، ترکیبی از چندین گسل در نزدیکی بلندی‌های جارود و جوشالی است که به سوی باختر در طول نشیب شمالی کوه راوند ادامه می‌یابد.

درازای کل پهنه ۱۰۰ کیلومتر است و مرز میان سازند کرج (اوسن) و رسوبات نئوژن یا کواترنر را می‌سازد. گسل ایپک از چند قطعه تشکیل شده که به صورت پلکانی نسبت به هم قرار گرفته‌اند. بخش‌هایی از این گسل در سپتامبر ۱۹۶۲ شکسته و جابجا شده است (زمین‌لرزه بوئین زهرا، $m_s=7/2$). گسیختگی بر گسل‌های کواترنری پیشین منطبق شده و جابجایی معکوسی بیش از یک متر با مؤلفه چپ‌گرد کمتر از ۱۰ سانتیمتر داده است (آمبرسیز^۱، ۱۹۶۳ و بربریان، ۱۹۷۶). این گسل در حوالی کوه جوشالو فرازهای نسبتاً تندی میان کوه و دشت به وجود آورده است، که چشمه‌ها و زمین‌لغزش-

1. Ambraseys

های فراوانی در حوالی آنها تشکیل شده است. در این بخش شواهد واضحی از جنبایی در راستای گسل دیده می‌شود و نحوه قرارگیری آبراهه‌ها حرکت راستالغز گسل را نشان می‌دهد.

اساسی‌ترین زمین‌لرزه ثبت شده مربوط به این گسل، زمین‌لرزه سپتامبر ۱۹۶۲ بوئین زهرا است که سازوکار ژرفی گسلش زمین‌لرزه‌ای (مکنزی^۱، ۱۹۷۲) بردار تنشی را در راستای N55E نشان می‌دهد. چنین راستای تنشی، سازوکار معکوس چپ‌بر را پیشنهاد می‌کند.

۳-۱۷ گسل بیدهند

گسل بیدهند با راستای تقریبی N30W از ۳۵ کیلومتری جنوب قم شروع و به شمال نراق منتهی می‌شود. این گسل یک گسل بزرگ‌زاویه فشاری با مؤلفه امتدادلغز راست‌بر است و طول آن حدود ۴۳ کیلومتر است. رودخانه‌ای که از کنار روستاهای کرمجان، بیدهند و جیرون می‌گذرد، در اثر عملکرد این گسل ایجاد شده است. گسل بیدهند از جنوب ونارچ تا باختر روستای خاوه امتداد دارد و منطقه را به دو بخش تقسیم کرده است. این منطقه گسله شامل چندین نقطه با آرایش نردبانی بوده و به نظر می‌رسد روند حرکتی بر روی آنها از نوع برشی راست‌بر باشد که بسیاری از ساختمان‌های منطقه وابسته به آن هستند. در دو انتهای گسل دو بخش با سازوکار متفاوت قابل تشخیص است به صورتی که گسل بیدهند با چرخش بین ۳۵ تا ۴۰ درجه تغییر جهت داده و سازوکار مربوط به این بخش‌ها از حالت امتدادلغز به راندگی تبدیل شده است. جایگیری توده سینیتی ونارچ، در بخش لولا به خوبی بیانگر بازشدگی و روند حرکتی در بخش یاد شده نسبت به یکدیگر می‌باشد. برونزد تعداد زیادی دایک به موازات گسل بیدهند نشانگر وابستگی آنها به سامانه‌های شکستگی اصلی است، به طوری که با نزدیک شدن به منطقه گسله به تراکم آنها افزوده می‌شود.

1. Mackenzi

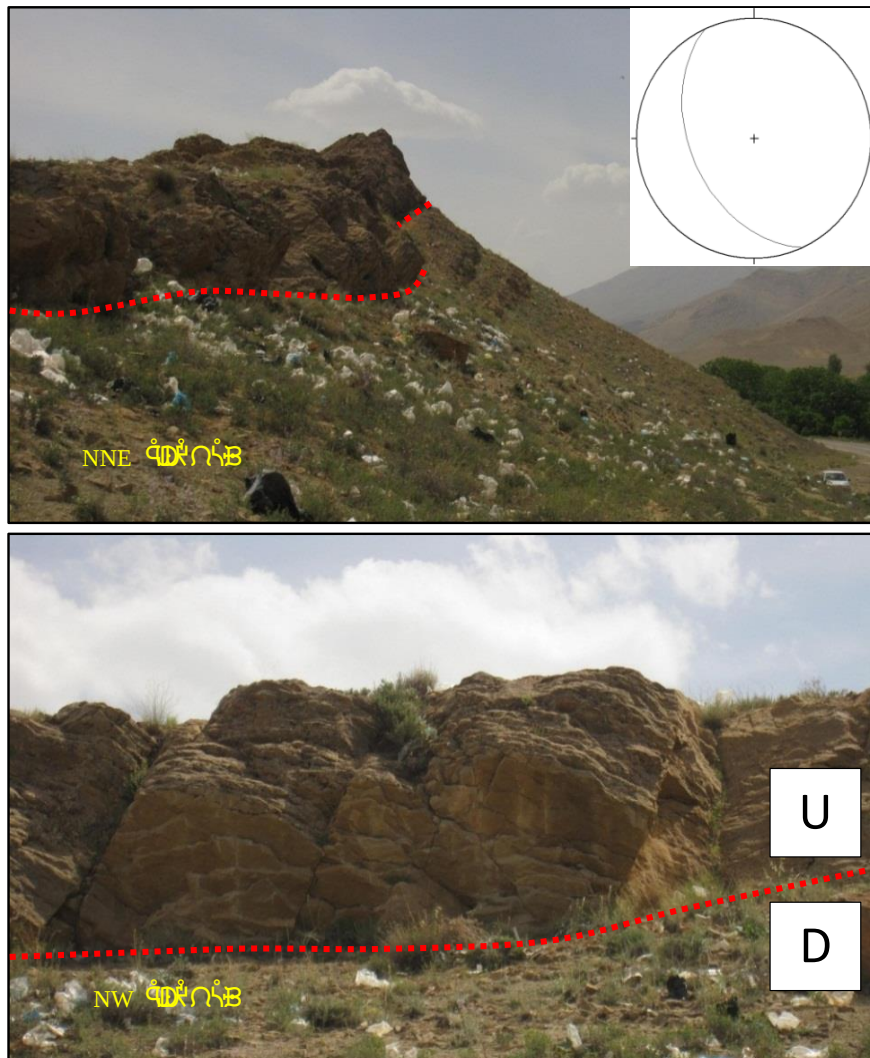
از آخرین جنبش گسل بیدهند داده دقیقی در دست نیست. رومرکز زمین‌لرزه‌هایی که در ۱۹۸۰/۱۲/۱۹ ($M_s=5/6$) و ۱۹۸۰/۱۲/۲۲ ($m_b=5/5$) رخ داده در نزدیکی این گسل و گسلی به موازات گسل بیدهند و ۱۵ کیلومتری باختر آن ثبت شده است. از این جهت پویایی گسل مذکور و گسل موازی آن یعنی گسل بیدهند که با هم یک پهنه برش را تشکیل می‌دهند، وجود دارد (گزارش ریزپهنه‌بندی شهر قم، ۱۳۸۴).

در مسیر جاده نراق به مشهد اردهال (ایستگاه شماره ۹)، در سمت راست جاده رخنمون پایانه جنوبی گسل بیدهند قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۵). مشخصات صفحه گسل در این منطقه به صورت $N30-40W, 38-48WSW$ می‌باشد. سازوکار گسل در این منطقه معکوس است. رسوبات موجود در فرادیواره گسل آهکی بوده و در اثر فعالیت گسل به صورت فلس‌های تکتونیکی درآمده است، و رسوبات موجود در فرودیواره گسل توسط مواد واریزه‌ای کاملاً پوشیده شده است. در پی‌جویی‌های صورت گرفته بر روی این گسل آثاری از لغزش یافت نشد.

۳-۱۸ گسل ایندس

گسل ایندس با راستای خمدار شمال‌باختری-جنوب‌خاوری از ۱۸ کیلومتری جنوب باختری شهر ساوه می‌گذرد و مکانیسم عملکرد آن به صورت معکوس راستگرد می‌باشد (امامی، ۱۳۷۱). در منبعی دیگر، سازوکار گسل معکوس بزرگ‌زاویه با شیب به سمت جنوب‌باختری معرفی شده که با طولی معادل ۱۰۰ کیلومتر از شمال سلفچگان تا فراسوی سد ساوه گسترش دارد (گزارش ریزپهنه‌بندی قم، ۱۳۸۴). این گسل تنها نیست، بلکه از چند گسل موازی یکدیگر تشکیل شده و بعنوان یکی از گسل‌های بنیادی گستره ساوه شناخته می‌شود. گسل مورد بحث مرز میان بلندی‌های جنوب‌باختری ساوه و دشت ساوه بوده که به سبب عملکرد آن دشت‌زایی و فرونشست دشت در منطقه رخ داده است. در مواردی در جنوب روستای خرقان ساوه، این گسل سازندهای قدیمی‌تر را به صورت سفره روی آهک-های الیگوسن رانده است؛ همچنین در بخش‌هایی از طول خود رسوبات آبرفتی کواترنر و پادگانه‌های

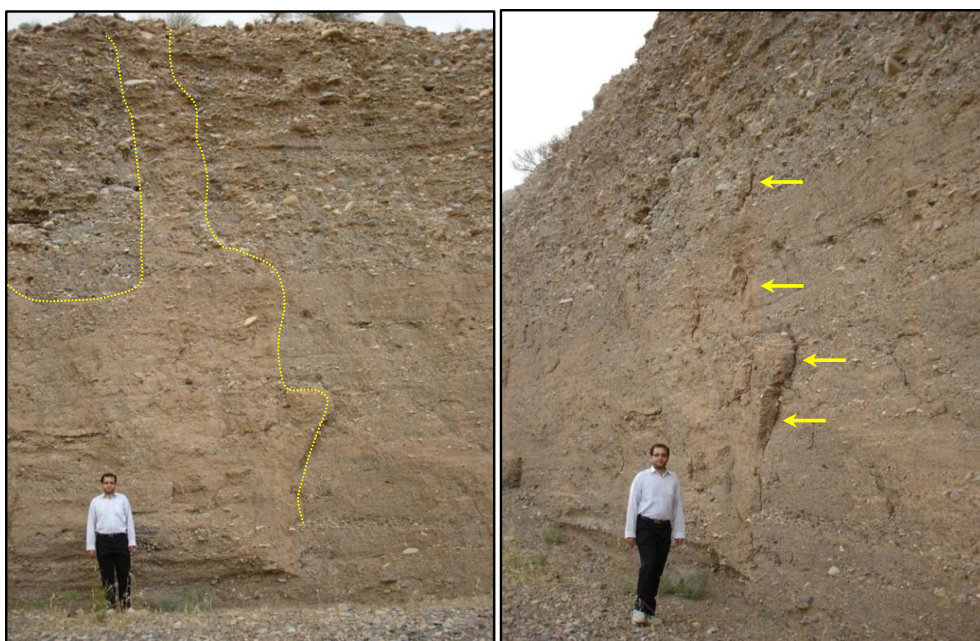
کهن و جوان را به روشنی بریده است. میزان جنبش این گسل در تمام طول آن یکسان است. به گفته امامی (۱۳۷۰) گسل ایندس بی‌گمان در زمان ترشیر فعال بوده است.



شکل ۳-۱۵ رخنمون گسل بیدهند (ایستگاه شماره ۹) همراه با استریوگرام صفحه گسل

احتمال می‌رود که زمین‌لرزه‌های ۲۳ ژوئیه ۱۹۶۰ میلادی سلفچگان ($m_b = 5/1$)، ۳۰ آوریل ۱۹۷۱ میلادی سلفچگان ($M_s = 5/2$, $m_b = 5/5$) در پیرامون جنوب‌خاوری این گسل، ۱۹ دسامبر ۱۹۸۰ ($M_s = 5/8$, $m_b = 5/6$)، ۲۲ دسامبر ۱۹۸۰ ($m_b = 5/5$, $M_s = 5/2$) سلفچگان با جنبش‌های گسل ایندس مرتبط باشد (بربریان، ۱۹۷۶). زمین‌لرزه‌های دهه ۱۹۸۰ میلادی در محدوده انتهای این گسل و گسل‌های بیدهند و کهک قرار گرفته و احتمالاً در پیوند با یکی از این گسل‌ها بوده‌اند و در صورت جنبش دوباره گسل ایندس می‌توان انتظار رویداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای حدود $M_s = 7/6$ را داشت.

در ایستگاه شماره ۱۰، مسیر جاده قم-ساوه، در کانال رودخانه، آثاری به صورت شکستگی و تغییررنگ در رسوبات دیده می‌شود. بر اساس مشاهدات انجام شده احتمال می‌رود این ناهماهنگی‌ها در اثر فعالیت‌های گسل ایندس رخ داده باشند (شکل ۳-۱۶).



شکل ۳-۱۶ آثار گسل ایندس در کانال رودخانه، جاده قم-ساوه (ایستگاه شماره ۵)

۳-۱۹ گسل تفرش

گسل تفرش با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و با طولی بیش از ۶۰ کیلومتر از حدود ۵ کیلومتری جنوب‌باختری شهرستان تفرش می‌گذرد و تا حدود ۴ کیلومتری شمال‌باختری طریزآباد ادامه می‌یابد. شیب این گسل نزدیک به ۴۰ تا ۵۰ درجه به سوی جنوب‌باختری است و مکانیسم عملکرد آن به صورت معکوس می‌باشد. این گسل به طور عمده باعث جای گرفتن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بر روی واحدهایی از ائوسن تا پلیوسن شده است (گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰). از آخرین حرکت گسل تفرش، داده دقیقی در دست نیست، اما زمین‌لرزه سال ۱۴۹۵ میلادی تفرش با بزرگی ۵/۹ در نزدیکی بخش جنوب‌خاوری آن و در واقع در محدوده بین این گسل و گسل تلخاب

مکانیابی شده است، که احتمال ارتباط آن با گسل تفرش بیشتر است (گزارش لرزه‌زمین‌ساخت قم، ۱۳۸۱).

۳-۲۰ گسل کهک (گسل میم-قه)

این پهنه گسلی با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری از شمال‌باختری روستای میم تا شمال‌باختری روستای خراق ادامه دارد و با گسل راوند محدود شده و جزئی از کمربند ارومیه-دختر، محسوب می‌شود. این پهنه مهم‌ترین سامانه گسلی ناحیه ساختاری باری‌کرفس در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ آرآن را تشکیل می‌دهد. این پهنه گسلی به موازات گسل معکوس مهرآباد قرار دارد. حرکت گسله‌های این سامانه غالباً چپ‌بر است.

گسل کهک از کنار روستای قه عبور می‌کند و دارای راستای N35W است. این گسل در تمام طول خود (۶۰ کیلومتر)، نهشته‌های ائوسن پسین را جابجا می‌کند. به نظر می‌رسد ادامه شمالی این گسل تا جنوب قم نیز ادامه دارد، چرا که خطواره‌های گسلی در نهشته‌های Qt1، Qt2 جنوب شهر قم، به موازات و در ادامه این گسل، قابل تشخیص است (مطالعه عکس‌های هوایی، گزارش ریزپهنه‌بندی شهر قم، ۱۳۸۴).

به گزارش پروژه ریزپهنه‌بندی شهر قم (۱۳۸۴) زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۸/۳/۱ و ۱۹۸۱/۳/۲۹ در محدوده این گسل مکانیابی شده‌اند. با فرض ارتباط این زمین‌لرزه‌ها با گسل کهک، احتمال جنبایی گسل کهک و پهنه گسلی مربوط وجود دارد. اگر ادامه این گسل تا روستای لاجینگ در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ قم در نظر گرفته شود، طول این پهنه به ۱۰۰ کیلومتر می‌رسد.

۳-۲۱ گسل توزلوگل (تبرته)

این گسل در حدود یک کیلومتری شمال‌خاوری روستای تبرته و در جنوب‌باختری گسل تلخاب جای‌دارد. گسل توزلوگل در محدوده کویر میغان اراک (دریاچه توزلوگلی) سازوکار امتدادلغز و معکوس

دارد (گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اراک، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۳) و در تبرته به صورت شیب‌لغز معکوس عمل می‌کند (گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ فرمهین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۹۷۰). مشخصات هندسی آن به صورت N145E, 25-30N می‌باشد. گسل یاد شده حد فاصلی مشخص میان رشته کوه‌های سنندج-سیرجان و ایران مرکزی است (امامی، ۱۳۷۰). این مرز بی‌گمان قدیمی است و در زمان کرتاسه‌پیشین فعال بوده و حوضه درون‌قاره‌ای^۱ ایران مرکزی با فرونشست ضعیف را از حوضه سنندج-سیرجان با فرونشست کاری جدا کرده است. گسل یاد شده نقش غیرقابل-انکاری در تشکیل دریاچه کویر میغان اراک دارد؛ زیرا بخش باختری دریاچه با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری خطواره‌ای است که با گسل توزلوگل هماهنگ می‌باشد. به نظر می‌رسد درک این موضوع فقط با مشاهده عکس‌های ماهواره‌ای و هوایی این بخش از دریاچه ممکن باشد، زیرا تمام این بخش توسط رسوبات عهد حاضر پوشیده شده است (شکل ۳-۱). این گسل را با توجه به رخدادهای لرزه‌ای اخیر می‌توان به عنوان یک گسل فعال معرفی نمود.

۳-۲۲ گسل تلخاب

گسل تلخاب در شمال خاوری دریاچه کویر میغان اراک جای دارد و به علت عبور از روستای تلخاب به این نام شناخته می‌شود. روند این گسل شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و شیب آن ۲۰ تا ۲۵ درجه به سمت شمال‌خاوری است. سازوکار گسل مورد بحث امتدادلغز و فشارشی (راندگی) بوده و از مزوزوئیک تا کواترنر، زیرپهنه هفتادقله را از زیرپهنه مرکزی (رشته کوه‌های آتشفشانی ارومیه-دختر) جدا می‌سازد. حدود ۵۳ کیلومتر از طول این گسل در نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ فرمهین (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۹۷۰) قرار دارد که ۲۴ کیلومتر آن در زیر رسوبات آبرفتی مدفون است و بخش دیگر آن در اثر عملکرد فازهای آلپین جدید (فاز رودنین) با حرکت برشی راست‌گرد، یک پهنه

1. Epicontinental

ترافشار^۱ در اطراف روستای تلخاب ایجاد کرده است (گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ فرمهین). یک شاخه فرعی از گسل تلخاب، از شمال باختر تا جنوب خاور روستای فیض‌آباد، رسوبات کواترنری را بریده است (گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اراک). درمورد آخرین حرکت این گسل اطلاعات دقیقی در دست نیست. زمین‌لرزه سال ۱۴۹۵ میلادی تفرش، در بین این گسل و گسل تفرش گزارش شده و احتمالاً در اثر جنبش یکی از این دو گسل پدید آمده است (بربریان، ۱۹۷۶).

¹. Transpression

فصل چہارم

نوزمین ساخت

۴-۱ تاریخچه بررسی فعالیت‌های نوزمین ساختی

تاکنون تعاریف مختلفی در مورد علم نوزمین ساخت ارائه شده است. مهم‌ترین آن‌ها به نقل از ویتافنزی^۱ (۱۹۸۶) به شرح زیر می‌باشد:

- بروچف^۲ (۱۹۴۸) چنین تعریف می‌کند که علم نوزمین ساخت علمی است که کلیه حرکات و تغییر شکل‌های ایجاد شده در فاصله زمانی اواخر دوران سوم تا اوایل دوران چهارم را مورد بحث و بررسی قرار می‌دهد.

- ویتافنزی (۱۹۸۶) نیز معتقد است علم نوزمین ساخت فقط تغییر شکل‌های ایجاد شده از اواخر کانیزوئیک (قسمتی از اوایل دوران چهارم) تا عهد حاضر که قابل آنالیز باشند، را مورد بحث و بررسی قرار می‌دهد.

- مورنر^۳ (۱۹۹۰) اعلام می‌دارد که علم نوزمین ساخت فعالیت‌های تکتونیکی جوان را مورد بحث و بررسی قرار می‌دهد. لیکن محدوده زمانی آن نسبت به هر منطقه متفاوت است.

- سلمونز^۴ (۱۹۹۱) نیز معتقد است فعالیت‌های نوزمین ساختی فقط برای حرکات و تغییر شکل‌های رخ داده در زمان اطلاق می‌گردد.

- استوارت و هنکک^۵ (۱۹۹۴) عقیده دارند برای فعالیت‌های نوزمین ساختی که محدودیت زمانی وجود ندارد و هر حرکتی که از گذشته آغاز شده و تاکنون ادامه دارد، جزء فعالیت‌های نوزمین ساختی است.

1. Vita - Finzi

2. Obruchev

4. Morner

5. Slemmons

6. Stewart and Hancock

با توجه به اختلاف نظرهای موجود در رابطه با محدوده زمانی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی، امروزه در بررسی‌های نوزمین‌ساختی یک یا ترکیبی از تعاریف فوق‌الذکر مورد استفاده قرار می‌گیرد.

به طور کلی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی با علائم و شواهد مختلف از جمله علائم و شواهد زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی، تاریخی، باستان‌شناسی، زلزله‌شناسی و ژئودزی قابل شناسایی و بررسی هستند.

۴-۲ نشانه‌های زمین‌شناسی

علائم و شواهد زمین‌شناسی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی شامل آن دسته از حرکات و تغییرشکل‌هایی می‌شود که از اواخر ترشیری شروع شده و تاکنون ادامه دارند. از جمله این نوع حرکات و تغییرشکل‌ها می‌توان به کوتاه یا طول‌شدگی، ضخیم یا نازک‌شدگی، خمیدگی یا کمانی شدن جوان در پوسته، چین‌خوردگی، گسل‌خوردگی و شکستگی جوان در سنگ‌ها و طبقات زمین و فرآیند دیاپیریسم، ناپیوستگی جوان، ناهمسانی، آتشفشان و ایزوستازی اشاره نمود.

۴-۳ نشانه‌های زمین‌ریخت‌شناسی

علائم و شواهد ژئومورفولوژی شامل تغییرشکل‌های غیر عادی در شکل مسیر، نیم‌رخ بستر و مقطع عرضی رودخانه‌ها و دره‌ها، تغییرات غیر عادی در مخروط افکنه‌ها، تغییرات غیر عادی در تراس‌های رودخانه‌ای، تغییرات غیر عادی در دلتای رودخانه‌ها، وجود پرتگاه‌های گسلی، وجود پیشانی کوهستانی گسلی و چین‌خوردگی جوان، تغییرات غیر عادی در خطوط ساحلی و آثار رانش در رسوبات جوان و ... می‌باشد.

۴-۴ نشانه‌های زلزله‌شناسی

علائم و شواهد زلزله‌شناسی از جمله مهم‌ترین علائم در شناخت حرکات نوزمین‌ساختی در هر منطقه به شمار می‌روند. به دلیل اینکه این علائم از دقت بیشتری برخوردار بوده و همچنین به راحتی قابل دسترس هستند. نتایج مطالعه و بررسی داده‌های لرزه‌ای یک منطقه می‌تواند در تحلیل حرکات نوزمین‌ساختی آن منطقه به کار برده شود.

۴-۵ نشانه‌های ژئودزی

علائم ژئودزی دقیق‌ترین علائم و شواهد حرکات نوزمین‌ساختی هستند. در واقع ژئودزی وسیله‌ای برای اندازه‌گیری مستقیم حرکات نوزمین‌ساختی است. ژئودزی نرخ حرکات و تغییرشکل‌های نوزمین‌ساختی را به صورت دقیق محاسبه می‌کند. ولی از آنجایی که هزینه آن بالاست، به راحتی برای همگان قابل دسترس نبوده و کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد.

۴-۶ نشانه‌های تاریخی

علائم و شواهد تاریخی مربوط به حرکات نوزمین‌ساختی عبارت از مطالبی هستند که در تاریخ، در رابطه با حوادث طبیعی به وقوع پیوسته، در زمان‌های قدیم نوشته شده است. اطلاعات مربوط به این مورد را می‌توان از طریق مطالعه کتاب‌های قدیمی، مطبوعات قدیمی و اسناد تاریخی به دست آورد. علائم و شواهد تاریخی در مقایسه با سایر علائم نوزمین‌ساختی از دقت کمتری برخوردار هستند، به دلیل اینکه امکان اشتباه در ثبت زمان و مکان حوادث تاریخی یا اغراق در شرح واقعه، توسط نویسندگان را نمی‌توان نادیده گرفت.

۴-۷ نشانه‌های باستان شناسی

آثار باقیمانده از بناهای قدیمی، کانال‌های باستانی و قنات‌ها از جمله مهم‌ترین علائم و شواهد باستان‌شناسی هستند که مطالعه آنها می‌تواند در پی بردن به وقوع یا عدم وقوع حرکات جوان در یک منطقه تأثیر به سزایی داشته باشد. به عنوان مثال تغییر مسیر حرکت آب در کانال‌های باستانی که نشانگر تغییر شیب در آن منطقه است و یا تغییر در امتداد مسیر قنات‌ها یا تغییرات طبیعی در شکل بناهای باستانی می‌تواند نشانگر وجود حرکات نوزمین‌ساختی در منطقه باشد.

۴-۸ گسل فعال از دیدگاه بربریان

شکستگی‌های پوسته جامد زمین که در راستای آنها جابجایی و حرکت رخ می‌دهد گسل نامیده می‌شوند. این شکستگی‌ها بر اثر انباشت تنش‌های ناشی از جنبش ورقه‌ها به سمت یکدیگر و جنبش‌های درون گوشته بالایی زمین روی می‌دهد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

بربریان و همکاران (۱۳۶۴) گسل‌هایی که دارای یک یا چند ویژگی زیر باشند را گسل فعال^۱ یا گسل توانمند^۲ (گسل با توان جنبش بر روی زمین) معرفی می‌کنند:

۱. رویداد زمین لرزه‌های تاریخی (قبل از سده بیستم) در بخشی از گسل.
۲. مرکزبایی زمین‌لرزه‌های بزرگ با خطای کم در سده بیستم در نقطه‌ای از درازای گسل‌های راستالغز^۳ و یا کمربالای گسل‌های فشاری^۴ و یا کششی^۵.

¹ . Active fault

² . Capable fault

³ . Strike slip

⁴ . Reverse

⁵ . Normal

۳. گسلش در رسوبات کواترنر پسین: یک جنبش در ۳۵۰۰۰ سال و یا دو جنبش یا بیشتر در ۵۰۰۰۰۰ سال گذشته.

۴. دیواره‌های گسلی^۱ فعال در روی زمین که به وسیله فرسایش از میان نرفته باشد.

۵. رویداد کهرلزه ای^۲ زیاد همبسته با رویه گسل که به وسیله شبکه‌ای کامل و بسته لرزه نگاری محلی با خطای کم در مرکز و کانون و زمان‌گیری یکنواخت و دقیق برداشت می‌شوند.

۶. همبستگی زمین‌ساختی یک گسل با گسلی شناخته شده و فعال که به سبب جنبش گسل فعال، جنبشی در گسل مجاور رخ دهد.

در طول فصل پیشین در شرح مشخصات گسل‌ها، به وجود دیواره برای گسل‌هایی که دیواره آن‌ها روئیت شده اشاره شد؛ لذا می‌توان آن گسل‌ها را از دیدگاه بربریان به عنوان گسل‌هایی با پتانسیل ایجاد جنبش معرفی نمود. این گسل‌ها عبارتند از قم-زفره، البرز، ایندس، ایداقچی-مهرآباد، بیدهند، راندگی شمال تهران، پیشوا، کهریزک، شمال ری، جنوب ری. همچنین گسل‌هایی که دارای زمین‌لرزه تاریخی منتسب بوده یا وقوع زمین‌لرزه دستگاهی معینی را به گسل مشخصی مرتبط دانسته‌اند، طبق معیارهای ذکر شده می‌تواند فعال باشد. مشخصات زمین‌لرزه‌های منتسب به هر گسل در فصل قبل شرح داده شد، بنابراین در اینجا فقط به ذکر نام گسل‌هایی که دارای زمین‌لرزه منتسب هستند اکتفا می‌شود. نام این گسل‌ها قم-زفره، راندگی شمال تهران، کوشک نصرت، راندگی شمال اشتهارد، گرمسار، ایپک، قم‌رود، توزلوگل، تفرش، کهک و ایندس است.

۴-۹ علائم فعالیت گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه

گسلش فعال باعث ایجاد عوارض متنوعی می‌گردد که از آن جمله می‌توان به پرتگاه‌های گسلی، کج-شدگی، پیچش سطح زمین و ... اشاره نمود. ممکن است هر کدام از گسل‌های اصلی همراه با

^۱ Fault scarp

^۲ micro earthquake

مجموعه‌ای از عوارض ژئومورفولوژیکی خاص خود باشد. بین این مجموعه از خصوصیات همپوشانی زیادی وجود دارد زیرا بسیاری از گسل‌ها دارای حرکت مورب‌لغز بوده و این نوع حرکت همزمان هم عوارض حرکت امتدادی و هم عوارض ناشی از حرکت شیبی را ایجاد می‌کند. البته میزان ظهور و بروز هر کدام از انواع عوارض حرکت شیبی و امتدادی بستگی به نرخ حرکت در راستای قائم یا افق دارد و این خود موضوعی است که به موقعیت میدان تنش حاکم بر منطقه نسبت به ساخت، وابستگی مستقیم دارد. مجموعه عوارض حاصل از فعالیت گسل‌های منطقه مورد مطالعه شامل مورفولوژی مخروط افکنه، حد کوه و دشت مستقیم، پشته‌های مسدود کننده، افزایش گسلی، انحراف مسیر آبراهه‌ها، تجمع لرزه‌ها، تغییرات لیتوژی غیر نرمال در راستای گسل‌ها، دره‌های V شکل و باریک، شیب تند دره‌ها و کوه‌ها و... که در زیر به برخی از آنها اشاره می‌شود.

۴-۹-۱ افزایش گسلی

افراز گسلی (Fault scarp) عارضه‌ای روی سطح زمین که شبیه پله بوده و در اثر لغزش روی گسل به وجود می‌آید. والاس^۱ (۱۹۷۸) معتقد است که اختصاصات افراز گسل‌های جوان، کلیدی برای تعیین سن آن‌ها می‌باشد. همچنین سراسیمی اصلی افرازهای قدیمی با گذشت زمان کم می‌شود (قریشی، ۱۳۶۳). به عبارتی هر چه شیب پرتگاه کمتر باشد سن آن بیشتر است. از این رو افرازهای با ۱۲۰۰ سال، دارای شیب حداکثر ۲۵-۲۰ درجه هستند، در صورتی که افرازهای با شیب ۹-۸ درجه دارای سن بیش از ۱۲۰۰۰ سال می‌باشند. افرازهای جوانتر از چندین هزار سال نیز شیبی در حدود ۳۵ درجه دارند. این شاخص توسط بربریان نیز به عنوان مشخصه گسل فعال معرفی گردیده که توضیحات آن بیان گردید.

^۱ . Wallace

۴-۹-۲ پشته‌های مسدود کننده^۱

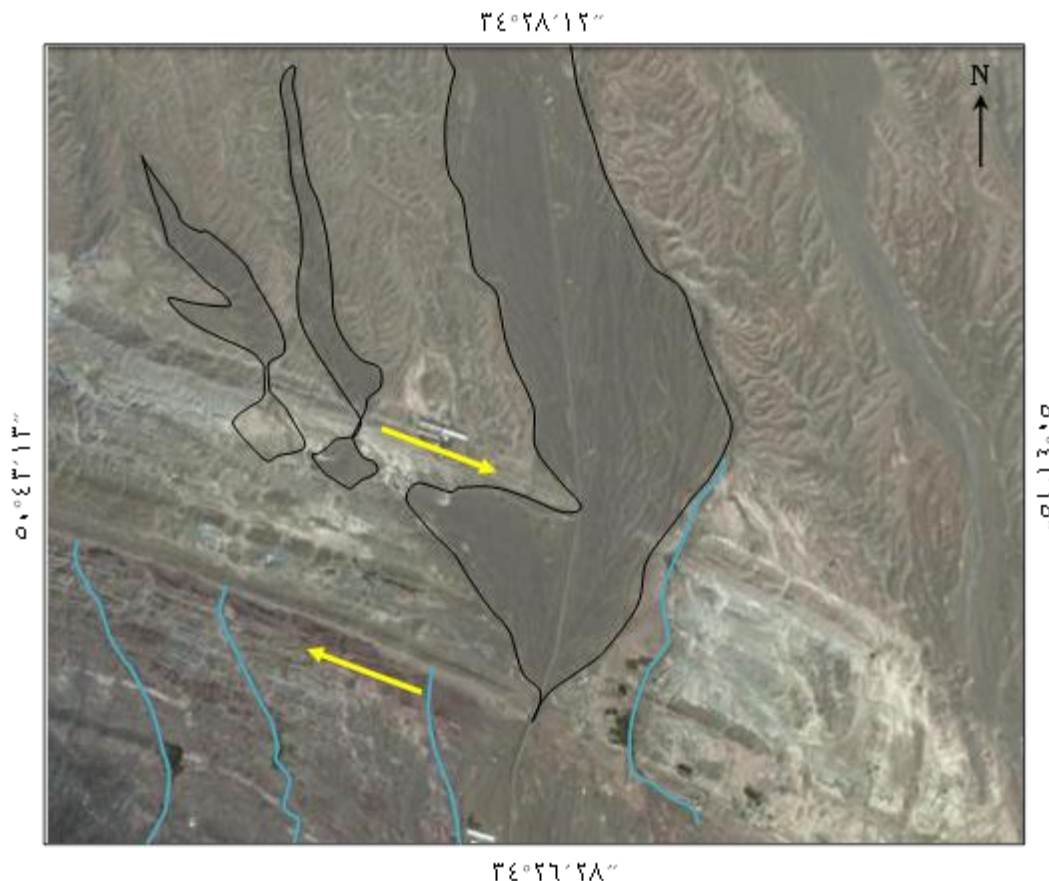
پشته‌های مسدود کننده تپه‌هایی هستند که در اثر حرکت گسل، در مقابل آبراهه‌های طرف مقابل گسل قرار می‌گیرند و باعث انسداد مسیر آن‌ها می‌شوند و آبراهه مسافتی از مسیر خود را موازی با زون گسلی طی می‌کند و در نهایت در مسیر جدیدی راه خود را ادامه می‌دهد. گاهی در اثر ایجاد این پشته‌ها آبراهه مسدود شده و دیگر امکان ادامه مسیر نمی‌یابد و در برخی موارد اگر شیب توپوگرافی پشت گسل تند نباشد در اثر ایجاد پشته مسدود کننده جهت جریان عوض می‌شود؛ به طوری که زهکشی در خلاف جهت قبل صورت می‌گیرد. در نتیجه، این پشته‌ها در ارتباط مستقیم با آبراهه‌های منحرف شده و جابه‌جا شده می‌باشند.

در بخش زیر به تعدادی از موارد مشاهده شده از پشته‌های مسدود کننده در محدوده مورد مطالعه اشاره شده است. شکل ۴-۱ مربوط به قطعه شمال‌باختری گسل بیدهند می‌باشد. عملکرد گسل در این بخش به صورت راست‌گرد بوده و با فعالیت خود مسیر آبراهه‌های جاری در زون گسلی را مسدود کرده و آبراهه‌ها قطع شده‌اند.

۴-۸-۳ مخروط افکنه‌ها

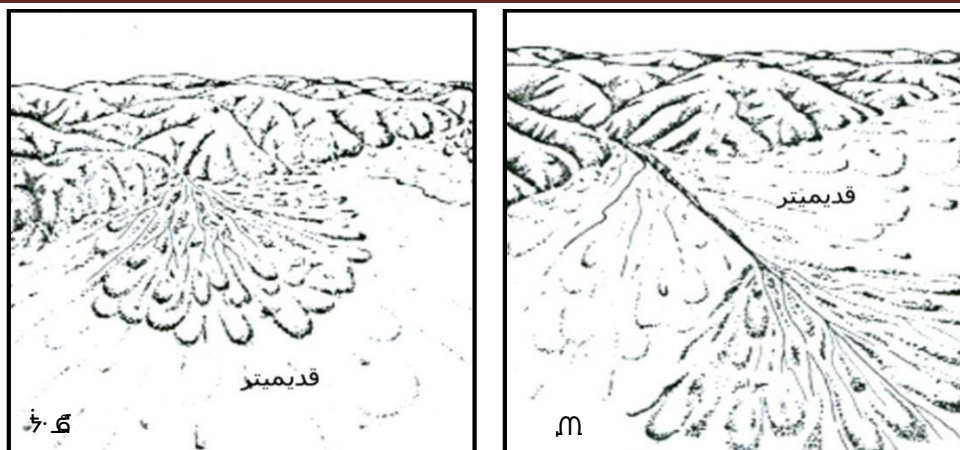
مخروط افکنه‌ها نهشته‌های مثلی شکلی هستند که معمولاً در پای ارتفاعات به خاطر کاهش ناگهانی شیب ایجاد می‌شوند. مخروط افکنه‌های یک منطقه از جدیدترین نهشته‌های یک ناحیه از لحاظ سن نسبی محسوب می‌شوند. بنابراین هر گونه حرکت و تحول و دگرشکلی تکتونیکی در منطقه، می‌تواند بر روی این نهشته‌ها تاثیر گذار باشد. مخروط افکنه‌ها نقطه‌های پایانی در یک سیستم فرسایش-رسوبگذاری هستند و از رسوبات فرسایش یافته کوهستانی که به وسیله رودخانه‌ها و جریان‌های گلی به پیشانی کوه منتقل می‌شوند، تشکیل می‌یابند (پورکرمانی، ۱۳۷۶). مورفولوژی مخروط افکنه‌ها برای

1. Shutter ridges



شکل ۴-۱ تصویر ماهواره‌ای زون گسلی بیدهند، سد شدن مسیر آبراهه‌ها توسط پشته مسدود کننده ایجاد شده در اثر فعالیت گسل و قطع شدگی آبراهه‌ها

شناسایی مناطق فعال حائز اهمیت است، چرا که تشکیل آنها نتیجه اختلاف فرآیندهای تکتونیکی نظیر بالاآمدگی کوه‌های منشأ رسوبات در طول گسل محدود کننده رشته کوه‌ها است. وقتی میزان بالاآمدگی پیشانی کوه‌ها نسبت به میزان حفرشدگی به سمت پایین رود و رسوبگذاری مخروط زیاد باشد، رسوبگذاری در رأس مخروط صورت گرفته و جوان‌ترین بخش‌های مخروط در نزدیکی رأس آن ایجاد می‌شوند (شکل ۴-۲، الف). اما اگر میزان بالا آمدگی پیشانی کوه‌ها کمتر یا برابر میزان حفرشدگی به سمت پایین رود در کوهستان باشد، رأس مخروط به وسیله رود حفر شده و رسوبگذاری به بخش‌های پایین‌تر منتقل گشته و بخش‌های جوان‌تر در فواصل بیشتری از پیشانی کوه دیده می‌-شوند (Keller & Pinter, 1996)، (شکل ۴-۲، ب).



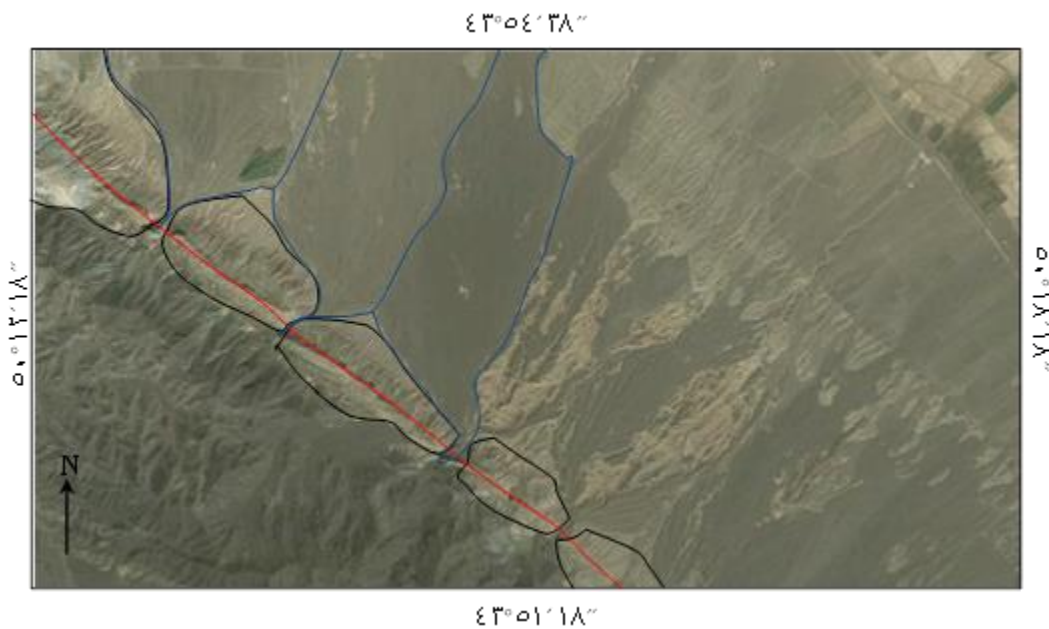
شکل ۴-۲ مورفولوژی مخروط افکنه‌ها
 شکل ۴-۳ مورفولوژی مخروط افکنه‌ها
 (۴-۲) (۴-۳)

گسل ساوه در نقشه‌های زمین‌شناسی به صورت یک گسل احتمالی معرفی شده است، اما در تصاویر ماهواره‌ای رد این گسل قابل پی‌گیری بوده و شواهد مؤید فعال بودن گسل ساوه می‌باشد. در شکل ۴-۳ بخشی از امتداد گسل مورد بحث نشان داده شده که به جهت پیشانی کوهستانی مستقیم و داشتن مخروط‌افکنه‌های جوان، می‌توان آن را به عنوان یک گسل کواترنری معرفی کرد.

گسل ایندس از گسل‌های مهم منطقه به شمار می‌آید. در شکل ۴-۴ تصویر ماهواره‌ای این گسل مشاهده می‌شود. گسل ایندس به جهت داشتن مخروط افکنه‌های مربوط به پیشانی‌های فعال در امتداد گسل نیز می‌تواند به عنوان گسل فعال معرفی شود. این گسل که مرز جنوب باختری دشت ساوه را تشکیل می‌دهد، از فاصله حدود صد متری شمال خاور سد ساوه عبور می‌کند و با توجه به اینکه این پهنه گسلی، محل مناسبی برای عبور آب‌های زیرزمینی است، در راستای آن، چشمه‌های متعدد، رویش گیاهی، مزارع و روستاها متمرکز شده‌اند (بربریان - رمزی، ۱۹۹۶). وجود چشمه در امتداد گسل نیز می‌تواند شاهد دیگری بر فعال بودن گسل باشد.

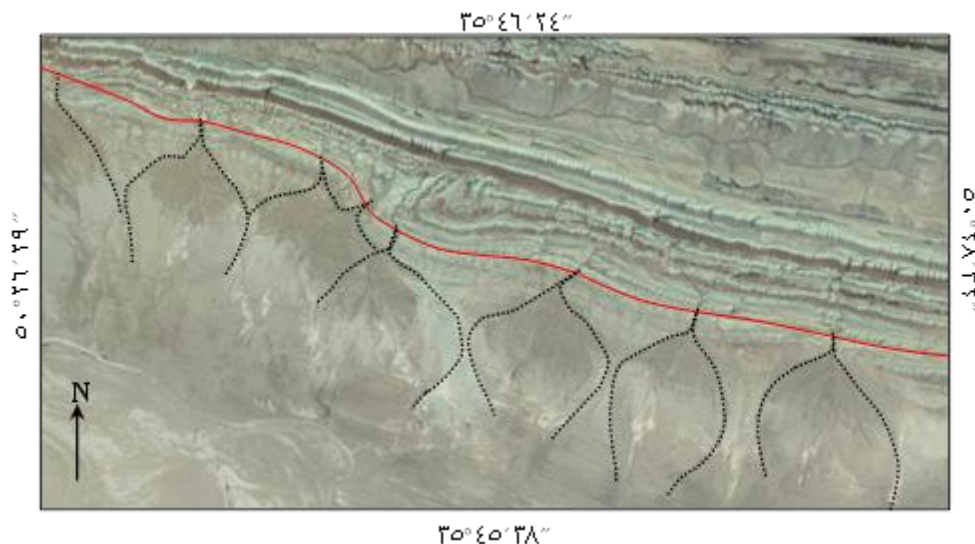


شکل ۳-۴ تصویر ماهواره‌ای مخروط‌افکنه‌های جوان و پیشانی کوهستان مستقیم در امتداد گسل ساوه



شکل ۴-۴ تصویر ماهواره‌ای مخروط‌افکنه‌های جوان در امتداد گسل ایندس

راندگی شمال اشتهارد نیز از دیگر گسل‌های فعال منطقه است. تصویر ماهواره‌ای بخشی از این گسل در شکل ۴-۵ نشان داده شده است. همانطور که دیده می‌شود مخروط‌افکنه‌های تشکیل شده در پیشانی کوهستان، مطابق الگوی مخروط‌افکنه‌های پیشانی‌های فعال بوده و رأس مخروط در مجاورت جبهه کوهستان تشکیل شده‌اند.



شکل ۴-۵ تصویر ماهواره‌ای مخروط افکنه‌های جوان در پیشانی کوهستان محدود به راندگی شمال اشتهارد

۴-۹-۴ آبراهه‌ها

انحراف در مسیر آبراهه‌های یک منطقه می‌تواند دلیلی بر وجود یک گسل راستالغز زیر سطحی باشد. منظور از آبراهه‌های منحرف شده، آبراهه‌هایی هستند که به طور مورب وارد زون گسلی شده و قبل از اینکه به مسیر اصلی خود برگردند، در مسافتی به موازات گسل جریان می‌یابند. گاهی نیز حرکت گسل راستالغز آبراهه‌ها را به طور کلی از ادامه بستر اصلی جدا می‌کند و جریان‌های بعدی در آبراهه‌های جابجا شده موجب ایجاد بستر در مسیر پایین دست می‌گردد.

بنابراین از روی آبراهه‌های منحرف شده و جابجا شده به خوبی می‌توان به جهت جابجایی نسبی حرکت در گسل راستالغز پی برد. در هنگام مطالعه این آبراهه‌ها باید توجه داشت که جابجایی کاذب^۱ نباشد. جابجایی کاذب معمولاً به دو علت ایجاد می‌شود؛ اول هنگامی که قطعه گسلی حرکت قائم داشته باشد، که در این صورت آبراهه‌های کوچک به طرفین منحرف شده و جابجایی دروغین را ایجاد می‌کنند. نوع دیگری از جابجایی دروغین به این صورت است که گاهی در مناطقی که آبراهه‌های نسبتاً فراوانی از روی افراز گسلی عبور می‌کنند، وجود مؤلفه راستالغز خاصی مثل مؤلفه چپ‌بر، باعث قرار گرفتن کانال پایین دست یک آبراهه در نزدیک کانال بالا دست آبراهه‌ای دیگر می‌شود و این

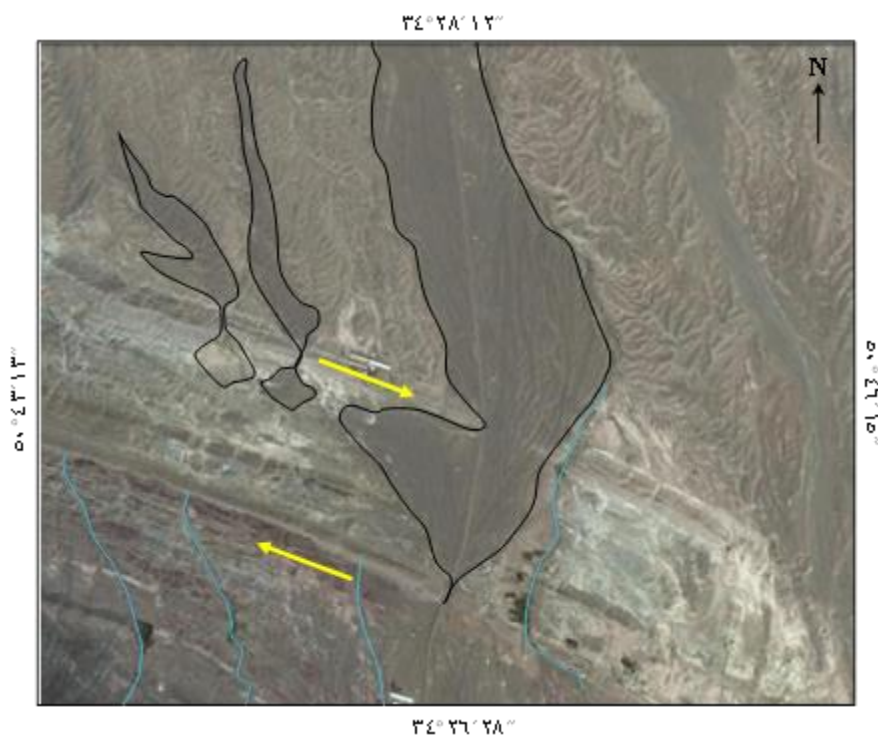
¹. displacement false

فصل چهارم: نوزمین ساخت

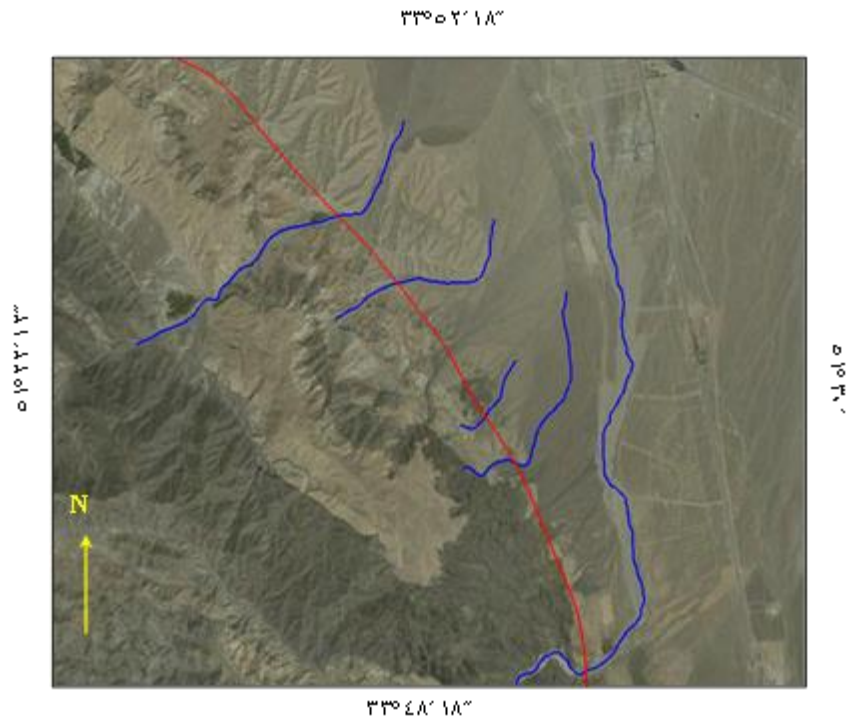
کانال به علت نزدیکی با کانال پایین دست آبراهه مجاور خود، از این پس با تغییر مسیر کوتاه، از این کانال زهکشی خواهد نمود.

گسل بیدهند یکی از گسل‌های فعال منطقه است. برخی شواهد جوان بودن گسل در شکل ۴-۶ مشخص می‌باشد. حرکت راست‌گرد گسل بیدهند باعث انحراف و قطع آبراهه‌های جاری بر روی گسل شده، همچنین مخروط‌افکنه جاری در زون برشی گسل نیز، در اثر حرکت گسل، دچار قطع شدگی و جابجایی راست‌گرد گردیده است.

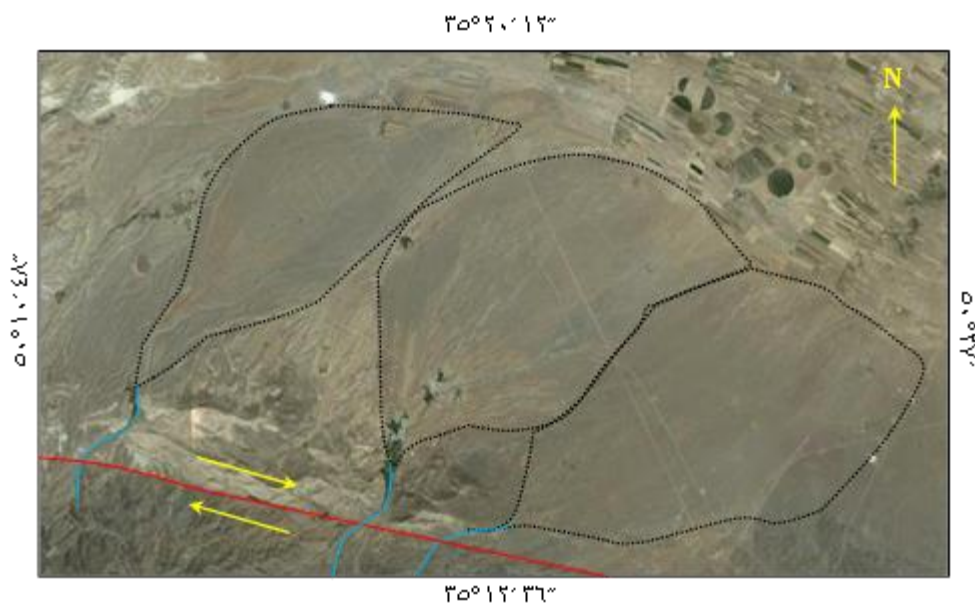
برروی گسل کاشان نیز نمونه‌های زیادی از جابجایی آبراهه‌ها دیده می‌شود که در شکل ۴-۷ چند مورد از آن در تصویر ماهواره‌ای منطقه نشان داده شده است.



شکل ۴-۶ تصویر ماهواره‌ای زون برشی گسل بیدهند، تأثیر حرکت راست‌گرد گسل بر روی عارضه‌های ژئومورفولوژیکی در شکل ۴-۸ حرکت راست‌گرد روی زون گسلی گسل کوشک‌نصرت باعث تغییر شکل مخروط‌افکنه‌های جاری بر روی فرادیواره گسل گردیده و آبراهه‌های تغذیه کننده این مخروط افکنه‌ها نیز از مسیر اصلی خود منحرف شده و به شکل حرف Z در آمده‌اند.

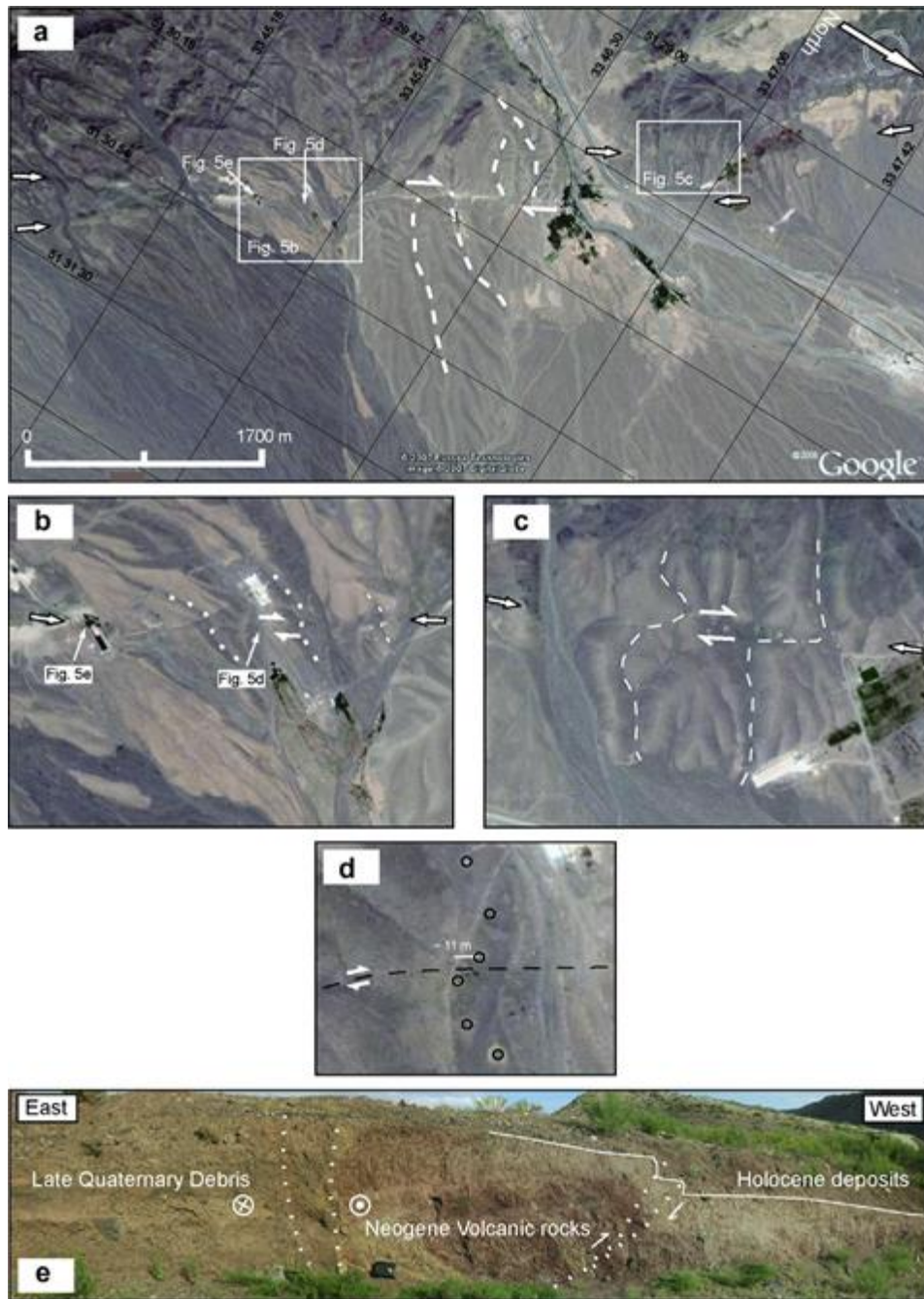


شکل ۴-۷ تصویر ماهواره‌ای آبراهه‌های جابجا شده، قطعه گسلی کاشان



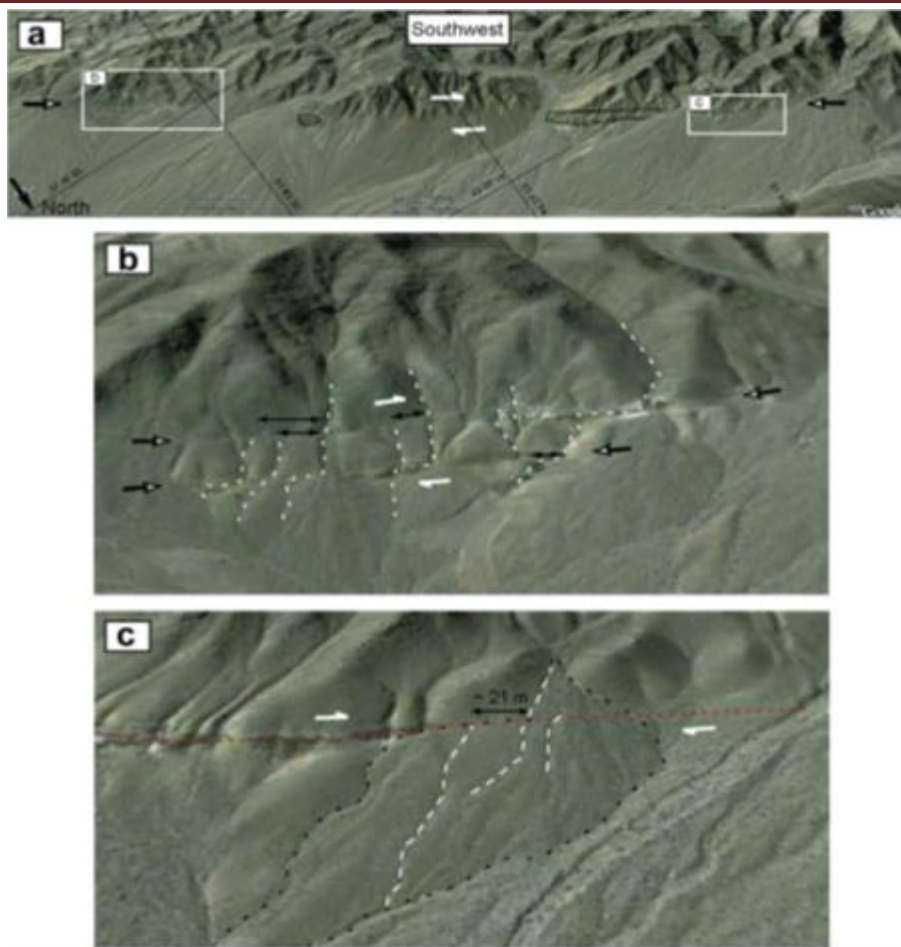
شکل ۴-۸ تصویر ماهواره‌ای آبراهه‌ها و مخروط افکنه‌های منحرف شده در اثر حرکت راستگرد گسل، امتداد زون گسلی گسل کوشک نصرت

در نزدیکی همین منطقه در اثر حرکت گسل کاشان، در نزدیکی روستای گبرآباد، آثار بریدگی بر روی یک مخروط افکنه قدیمی دیده می‌شود. با توجه به شکل (۴-۹) نوع حرکت راستگرد بوده که مؤید گفته‌های پیشین است.



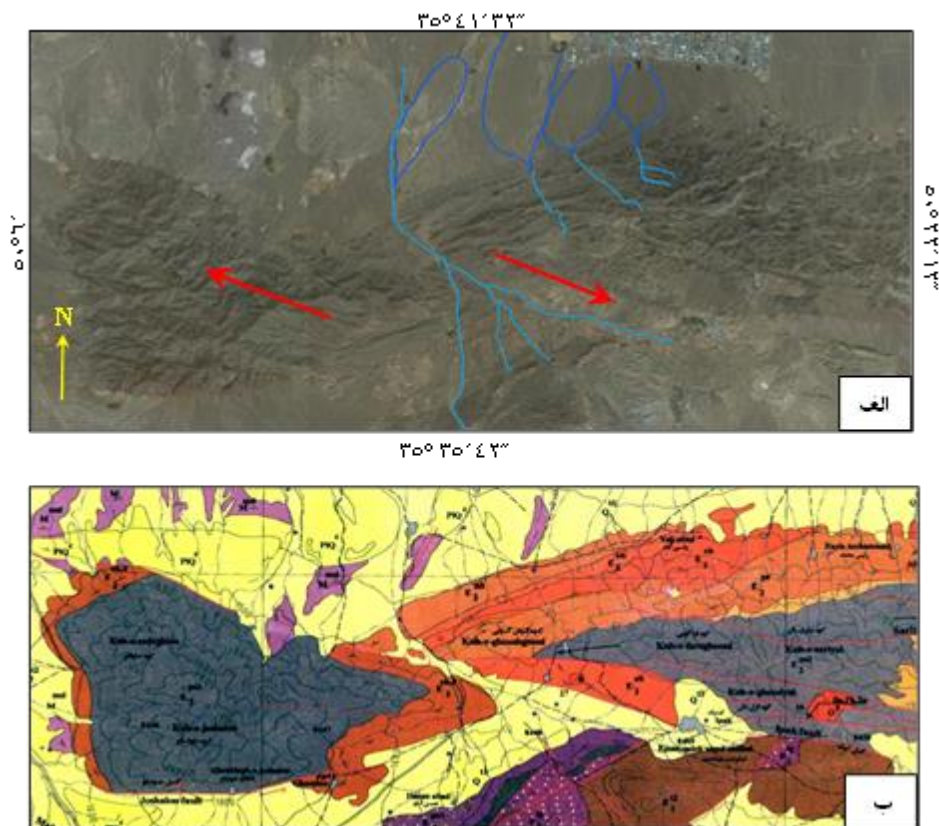
شکل ۴-۹ (a) تصویر ماهواره‌ای بخشی از قطعه گسلی کاشان در حوالی روستای گبرآباد. جهت پیکان‌ها راستای قطعه گسلی کاشان را در این محدوده نشان می‌دهد. بادزن‌های آبرفتی دچار جابجایی راست‌بر شده. (b) و (c) نمای نزدیک محل جابجایی آبراهه‌ها. (d) جابجایی راست‌بر در روند مستقیم قنات‌ها. (e) برش نهشته‌های جوان کواترنری و هولوسن توسط شاخه‌های جوان گسل کاشان در جنوب خاوری روستای گبرآباد، همانطور که در شکل مشخص است شیب راندگی در این محل به سمت خاور است، برعکس جهت اصلی شیب گسل که به سمت باختر است (برگرفته از جمالی و همکاران، ۱۳۸۶).

در شکل زیر نمونه دیگری از جابجایی آبراهه‌ها بر روی گسل کاشان در نزدیکی روستای هنجن دیده می‌شود.



شکل ۴-۱۰ تصویر ماهواره‌ای شمال باختری روستای هنجن. آبراهه‌ها و فن‌های آبرفتی دچار جابجایی راستگرد شده‌اند (برگرفته از جمالی و همکاران، ژورنال زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، شماره ۲)

گسل ایپک از گسل‌های لرزه‌زای منطقه مورد مطالعه می‌باشد که به صورت چند قطعه‌ی دنبال هم دیده می‌شود. در نقشه‌های زمین‌شناسی نوع حرکت امتدادی گسل مشخص نگردیده است. اما همانطور که در شکل ۴-۱۱ مشخص می‌باشد، در اثر فعالیت این گسل نهشته‌های ائوسن به صورت راست‌گرد جابجا شده‌اند. این محدوده در واقع یک زون گسله است که در اثر فعالیت تکتونیکی منطقه آبرفت‌های جاری در حوالی گسل مطابق الگوی مخروط‌افکنه‌های مناطق فعال گسترده شده‌اند. همانطور که در شکل مشخص است واحدهای سنگی ائوسن دچار بریدگی و جابجایی راست‌گرد شده‌اند و آبراهه‌ها پس از ورود به زون گسلی دچار انحراف شده و بخشی از مسیر خود را در امتداد گسل طی می‌کنند.



شکل ۴-۱۱ تصویر گسل ایپک، (الف) تصویر ماهواره‌ای گسل ایپک، ایجاد بریدگی بر روی واحدهای سنگی اتوسن و جابجایی راست گرد در امتداد گسل، (ب) نقشه زمین‌شناسی محدوده گسل ایپک (چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ اشتهازد)

۴-۹-۵ عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز

طول آبراهه و زهکش‌های فرعی در دو سوی یک آبراهه اصلی می‌توانند برای ارزیابی فرایش فعال در مناطقی مانند مناطق بالادست جبهه کوهستان مورد استفاده قرار گیرند. در مناطق دارای فرایش فعال معمولاً به دلیل تظاهر اثرات توپوگرافی حاصل از فرایش در یک سوی منطقه و به دنبال آن ایجاد فرونشست در سوی دیگر، طول آبراهه‌های فرعی (و در نتیجه مساحت در برگیرنده این آبراهه‌ها) در سوی فرایش یافته منطقه، بیش از همین طول در سمت مقابل خواهد بود.

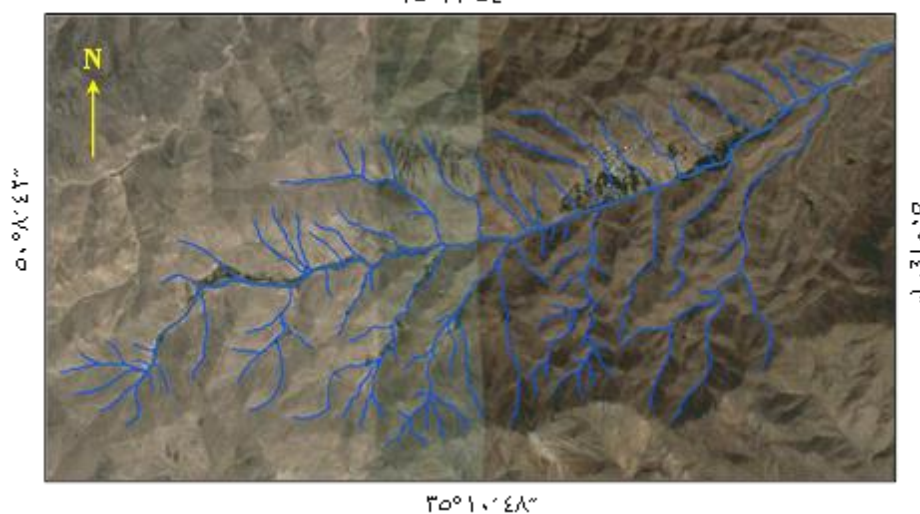
در محدوده مورد مطالعه مثال‌های زیادی از این شاخص قابل رؤیت است که به برخی از آن‌ها اشاره شده است. مکان مثال‌های مورد بحث در تصویر ماهواره‌ای منطقه (شکل ۴-۱۲) نشان داده شده است. گسل کوشک‌نصرت، قطعه گسلی کاشان و راندگی شمال تهران هر سه دارای مؤلفه شیبی هستند، و

فصل چهارم: نوزمین ساخت

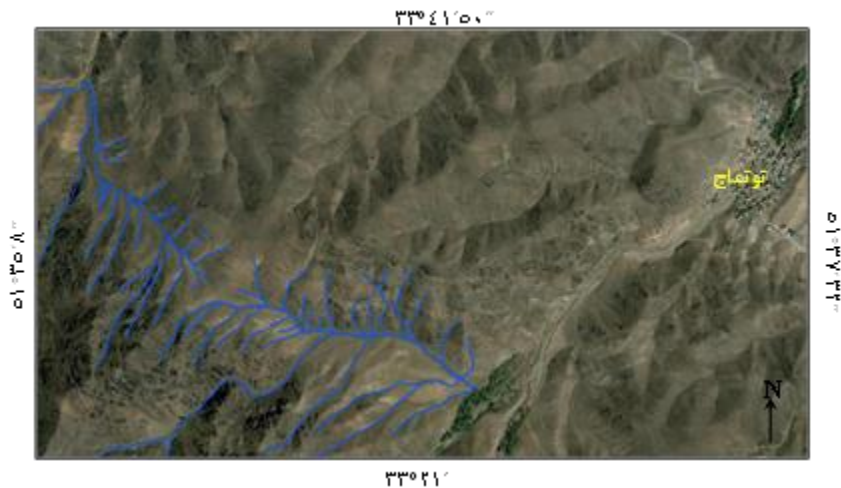
فعالیت این گسل‌ها باعث فرایش فعال در منطقه شده است. به همین دلیل در حوالی آنها مواردی از برهم خوردن تقارن حوضه آبریز دیده می‌شود (شکل‌های ۴-۱۳، ۴-۱۴ و ۴-۱۵).



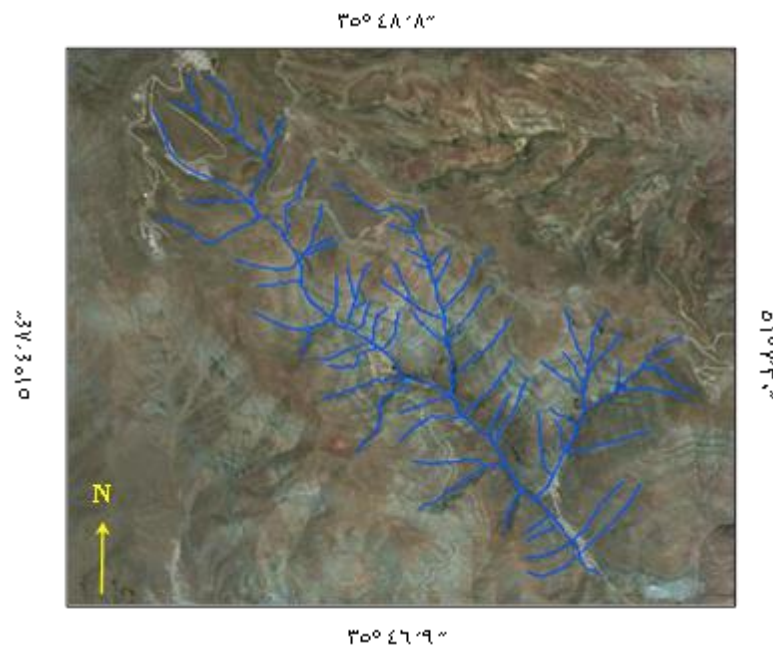
شکل ۴-۱۲ موقعیت حوضه‌های آبریز نامتقارن مورد بحث نسبت به گسل‌ها در تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه
 $35^{\circ}12'04''$



شکل ۴-۱۳ تصویر ماهواره‌ای حوضه آبریز نامتقارن بر روی زون گسلی گسل کوشک‌نصرت (جنوب‌خاوری گسل اصلی)



شکل ۴-۱۴ تصویر ماهواره‌ای دو حوضه آبریز نامتقارن بر روی زون گسلی گسل قم-زفره (جنوب‌باختری قطعه کاشان)

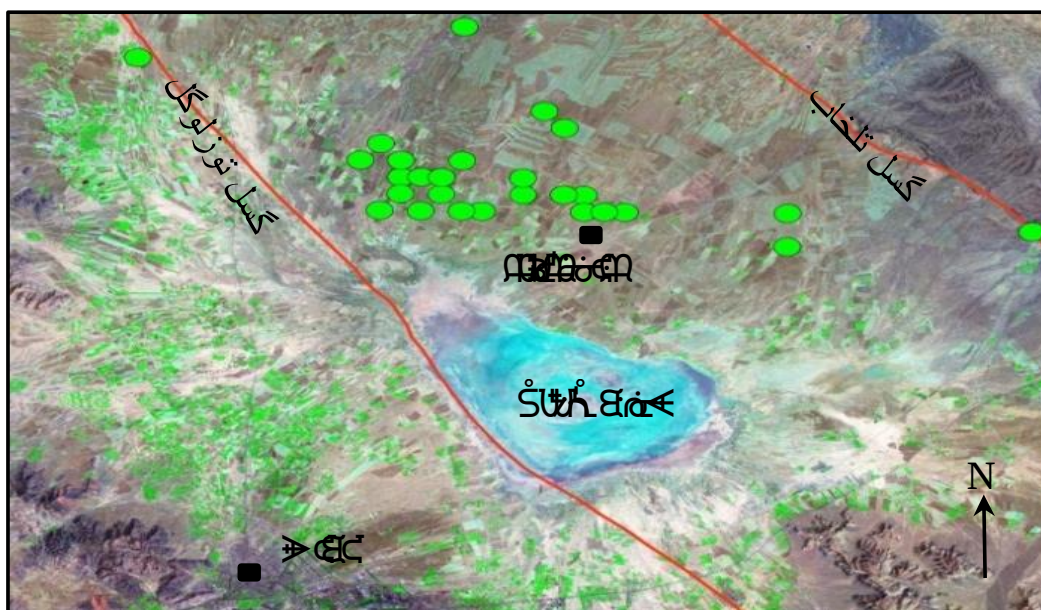


شکل ۴-۱۵ تصویر ماهواره‌ای حوضه آبریز نامتقارن در سمت شمال راندگی شمال تهران

۴-۹-۶ لرزه خیزی گسل‌ها

لرزه خیزی گسل‌ها از دیگر شواهد تشخیص فعالیت گسل‌ها می‌باشد. اگر در نزدیکی گسلی زلزله تاریخی رخ داده باشد، یا زلزله دستگاهی را به آن نسبت دهند و یا اینکه در حوالی گسل تجمعی از زلزله‌ها وجود داشته باشد می‌توان آن گسل را به عنوان گسل فعال معرفی نمود. در مباحث پیشین آن تعداد از گسل‌های محدوده مورد مطالعه که با زلزله‌های رخ داده تاریخی و دستگاهی ثبت شده نسبتی دارند مورد بحث قرار گرفت.

در شمال خاوری شهر اراک، در زمستان سال ۱۳۹۰ فوجی از زمین لرزه‌ها رخ داد که در منطقه بی سابقه بود. قابل توجه است که در شعاع ۶۰ کیلومتری پیرامون شهر اراک در سده اخیر فقط ۷۲ زمین لرزه روی داده است که ۵۰ مورد از این زمین لرزه‌ها، زمین لرزه‌های دی و بهمن ۱۳۹۰ می باشد. گستره این بزرگی‌ها در مقیاس ML، در محدوده ۴/۳-۲/۵ قرار می گیرد. رومرکز این رویدادها براساس لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده در شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در نزدیکی شهرستان داوود آباد استان مرکزی قرار دارد. با توجه به شکل (۴-۱۶) رومرکز تمامی این زمین لرزه‌ها مابین گسل‌های تلخاب و توزلوگل رخ داده است. در منابع موجود قبل از این تاریخ شواهد واضحی (اعم از شواهد لرزه‌ای و ریخت‌شناسی) از فعال بودن این گسل‌ها ذکر نشده است. اما امتداد این گسل در تصاویر ماهواره‌ای مشخص بوده و علاوه بر آن در گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اراک، به تأثیر قطعی این گسل بر روی تشکیل دریاچه کویر میغان اشاره شده است.



شکل ۴-۱۶ تصویر ماهواره‌ای محدوده در برگیرنده زلزله‌های زمستان ۱۳۹۰ و موقعیت گسل‌های مرتبط

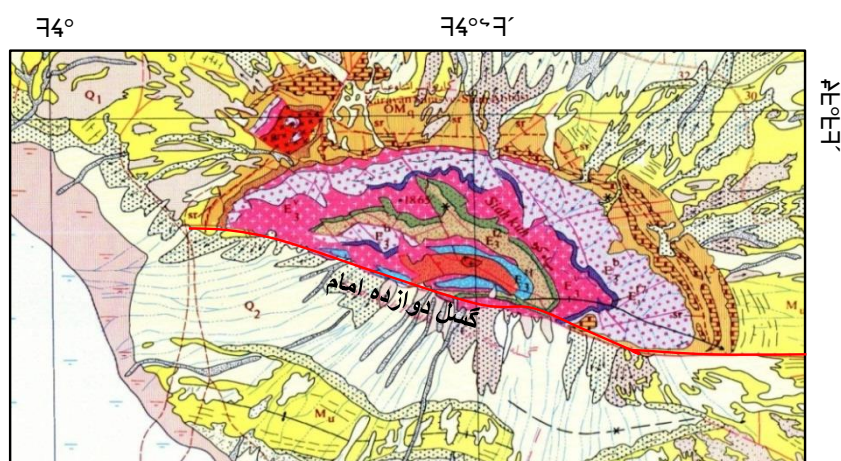
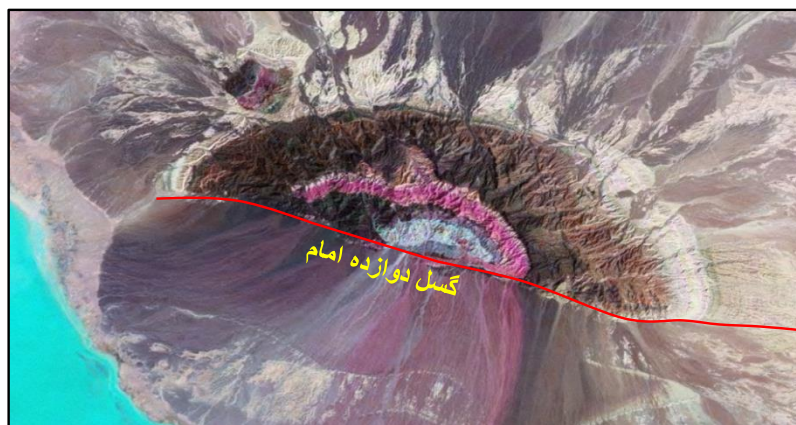
۴-۹-۷ قطع شدگی عوارض

قطع و محو شدن ناگهانی طبقات، ارتفاعات، رودخانه‌ها و ... یکی دیگر از عوامل تشخیص گسل می باشد.

فصل چهارم: نوزمین ساخت

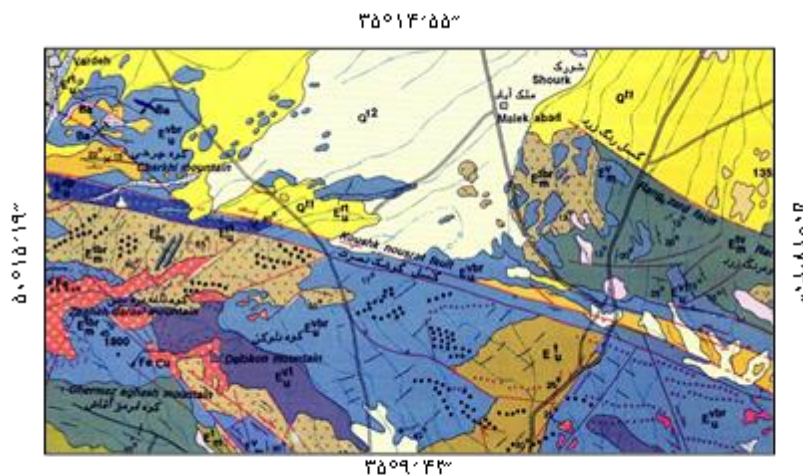
در شکل ۴-۱۷ تصویر ماهواره‌ای بخشی از گسل سیاه‌کوه قابل مشاهده است. این گسل لایه‌های رسوبی مجاور خود را قطع کرده و به صورت مرز بین آن‌ها و آبرفت‌های کواترنری قرار گرفته است.

گسل بیدهند با سازوکار معکوس راستگرد، از گسل‌های فعال منطقه است. در شکل ۴-۱۸ آثار فعالیت گسل به صورت ایجاد بریدگی و جابجایی دیده می‌شود.



شکل ۴-۱۷ تصویر ماهواره‌ای قطع شدگی لایه‌های رسوبی با سن‌های مختلف در اثر فعالیت گسل سیاه‌کوه به همراه موقعیت محدوده مورد بحث در نقشه زمین‌شناسی

در شکل زیر بخشی از گسل کوشک‌نصرت دیده می‌شود. این گسل در نقشه به عنوان گسل چپ‌گرد با مؤلفه شیبی معکوس معرفی شده است (اما طبق شواهد یافت شده بیان شد مؤلفه راستالغز این گسل راست‌گرد است). همانطور که در شکل دیده می‌شود واحدهای رسوبی اتوسن بریده شده‌اند و در کنار واحدهای رسوبی کواترنز قرار گرفته‌اند. گسل کوشک‌نصرت مرز بین این واحدها است.



شکل ۴-۱۸ ایجاد بریدگی و جابجا شدگی در رسوبات آئوسن در اثر فعالیت گسل کوشک-نصرت (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ساوه)

۴-۹-۸ چاله‌های تکتونیکی

حوضه رسوبی میغان متشکل از دریاچه توزلوگل، دشت‌های آبرفتی فراهان و اراک، مخروط‌افکنه‌ها و کوهپایه‌ها است. این حوضه متعلق به کمربند ولکانیکی ارومیه-دختر بوده و بخش وسیع‌تر آن در زون سندج-سیرجان قرار دارد که با رویدادهای تکتونیکی مزوزوئیک متحمل چین خوردگی، گسلش، ماگماتیسم گردیده است. کهن‌ترین ته نشست منطقه متعلق به پرمین است که در جنوب خاوری منطقه هفتادقله قرار دارد.

نهشته‌های کواترنر سطح حوضه میغان را پوشانده و ضخامت این رسوبات به حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ متر تخمین زده شده است. در حوضه میغان رویداد تکتونیکی با شدت‌های متفاوت عمل نموده است. در شمال و شمال‌خاوری این محدوده نهشته‌های آبرفتی ضمن چین خوردگی خفیف با رویداد پاسادتین به میزان ۲۰۰ متر افزایش یافته و ارتفاع این تراس‌ها ۳/۵ تا ۴ متر است و در حوالی داوودآباد ارتفاع تراس‌ها به ۱/۵ متر می‌رسد.

حوضه رسوبی میغان به احتمال فراوان در ابتدای کرومرین به وجود آمده و علت ایجاد آن تشکیلات نهشته‌های آبرفتی شمال‌خاوری حوضه است که این نهشته‌ها با حرکات تکتونیکی انتهای کرومرین حدود ۲۰۰ متر بالا آمده‌اند. قبل از تشکیل این رسوبات و فرایش تکتونیکی آن‌ها، آب‌های دشت اراک

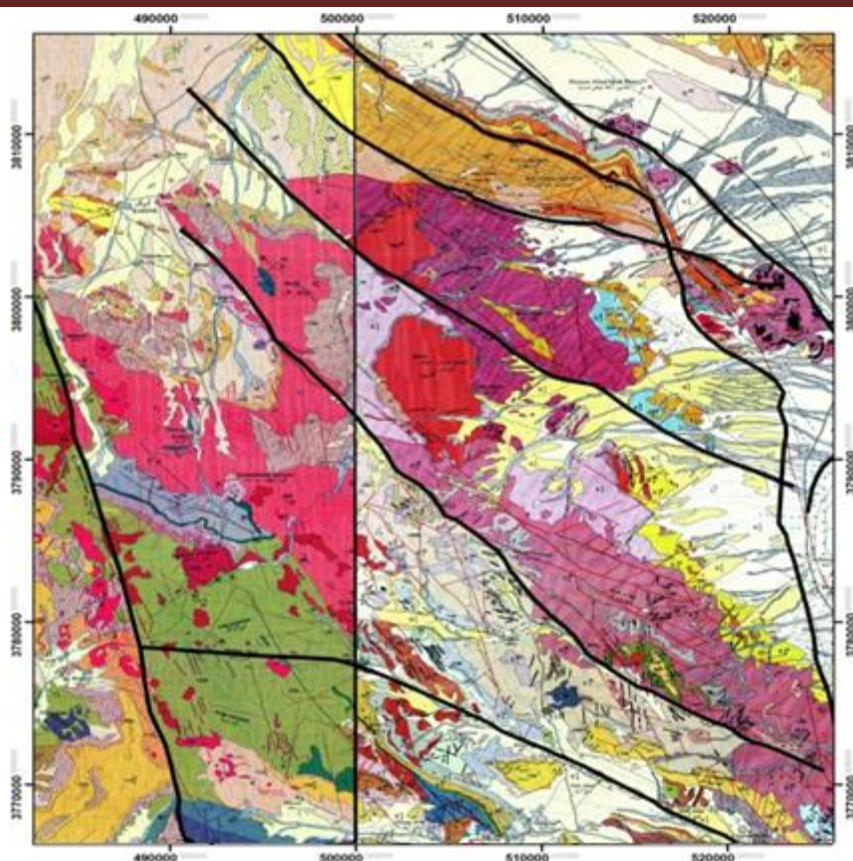
به سمت شمال خاور حرکت کرده و از طریق تنگه راهجرد به شمال ارتفاعات این محل تخلیه می‌شده و به رودخانه قمرود پیوسته‌اند؛ اما تشکیل این رسوبات و فرایش تکتونیکی آنها سدی در راه عبور این جریان ایجاد نموده و حوضه بسته میغان را بوجود آورده است.

۴-۹ منطقه گسلی مهرآباد

در بررسی‌های انجام شده بر روی عکس‌های ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی در محدوده گسل مهرآباد تا گسل میم-قه، اینگونه به نظر می‌رسد که فعالیت چپ‌گرد گسل‌های حصارملا-انار بنه و میم-قه همراه با گسل مهرآباد، باعث جابجایی و بریدگی در امتداد گسل‌های مذکور شده است. در شکل ۴-۱۹ نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد بحث (که در محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آران و کهک قرار می‌گیرد) مشاهده می‌شود.

در گزارش‌های مربوط به نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه هر چهار گسل ذکر شده به صورت جداگانه به عنوان گسل‌های راستالغز چپ‌گرد معرفی شده‌اند، اما با توجه به شواهد می‌توان گسل حصارملا و گسل اناربنه و همچنین گسل میم و گسل قه را به عنوان گسل‌هایی پیوسته و فعال به هم معرفی کرد. موقعیت این گسل‌ها بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی، تشابه در روند و نوع عملکرد و علائم موجود بر روی تصاویر ماهواره‌ای می‌تواند پیوسته بودن گسل‌ها را به صورت مطرح شده به اثبات برساند (شکل ۴-۲۰).

با توجه به شواهد موجود بر روی عکس ماهواره‌ای منطقه مشخص می‌شود که این سامانه‌های گسلی با هم در ارتباط بوده و به صورت هماهنگ عمل می‌کنند. همانطور که در تصویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی مشخص است، سنگ‌های آتشفشانی در راستای گسل‌ها به صورت دماغه‌ای در رسوبات آبرفتی پیش رفته‌اند.



شکل ۴-۱۹ موقعیت گسل‌های مورد بحث در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهک و آران

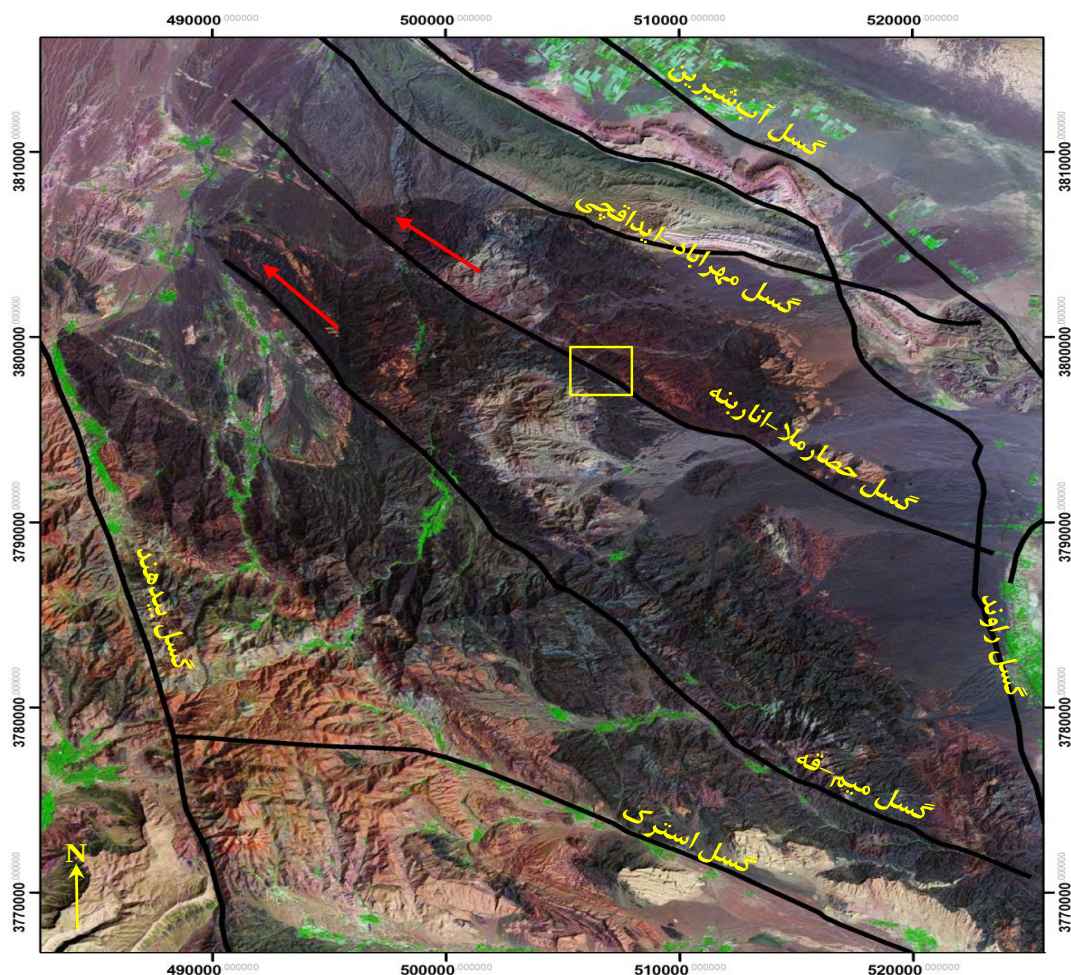
در مطالعات انجام شده بر روی این منطقه توسط محجل و رهامی (۱۳۸۸) بیان شده که در محدوده گسل قم، گسل کاشان، گسل بیدهند و گسل راوند یک حوضه کششی^۱ تشکیل شده که توانسته است برای بیرون‌زدگی گدازه‌های ائوسن محوطه‌ای لوزی شکل را فراهم آورد (شکل ۴-۲۱). سنگ‌های

آتشفشانی ائوسن پسین در منطقه، در بین گسل‌های قم، راوند، بیدهند و گسل استرک محدود شده و با سنگ‌های رسوبی جوان‌تر احاطه شده‌اند (دبیری، ۱۳۸۵، سجودی کیسمی، ۱۳۷۲، شهریار، ۱۳۸۲). الگوی لوزی شکل رخنمون سنگهای آتشفشانی ائوسن پسین در منطقه نشان می‌دهد که محدوده فعالیت (در زمان آتشفشان‌ها) در ائوسن با ساختار منطقه کنترل شده است. فعالیت آتشفشان‌ها در حوضه‌های کششی توسط محققین مورد توجه بوده است (به عنوان مثال: Guillaume and Van Wyke de VriesT 2005). در منطقه مورد مطالعه نیز در اثر حرکت راست‌الغز راست‌بر قطعه

^۱. pull-apart basin

فصل چهارم: نوزمین ساخت

گسل پی‌سنگی قم و کاشان در محل پوشش این دو گسل، حوضه کششی ایجاد شده است. کشش و بازشدگی در محل پله‌شدگی گسل‌های قم و کاشان فرصتی را برای بیرون آمدن مواد آتشفشانی از اعماق فراهم آورده است (محجل و رهامی، ۱۳۸۸).

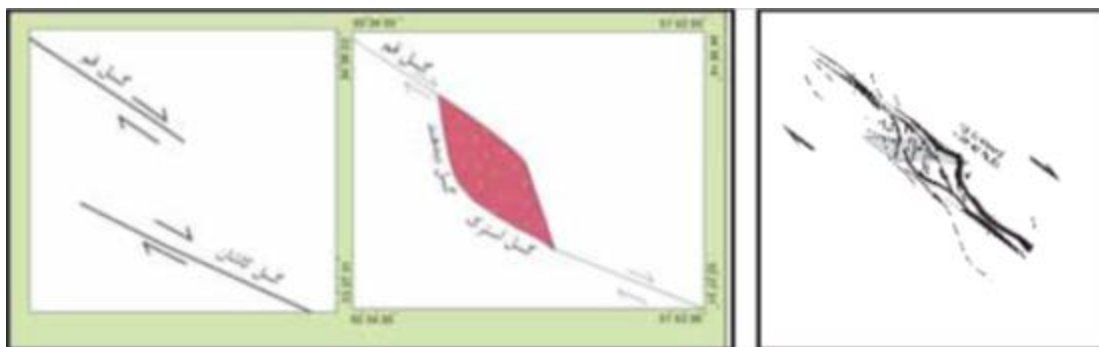


شکل ۴-۲۰ موقعیت گسل‌های مورد بحث بر روی تصویر ماهواره‌ای، کادر زرد رنگ محدوده شکل (۴-۲۳) است.

گسل حصارملا-اناربنه و گسل میم-قه از گسل‌های محصور در این حوضه کششی هستند. همانطور که گفته شد این گسل‌ها از نوع راست‌الغز چپ‌بر بوده و توانسته‌اند با حرکت هماهنگ خود رخنمون‌های توده‌های آتشفشانی ائوسن را پس از تشکیل، دچار بریدگی و جابجایی کنند. با توجه به عملکرد این دو گسل و زاویه بین روند آن‌ها با روند گسل کاشان و گسل قم، می‌توان آن‌ها را به عنوان شکستگی-های دسته R از مدل ریدل برای سیستم راست‌گرد معرفی کرد. شکستگی‌های مربوط به این دسته با

فصل چهارم: نوزمین ساخت

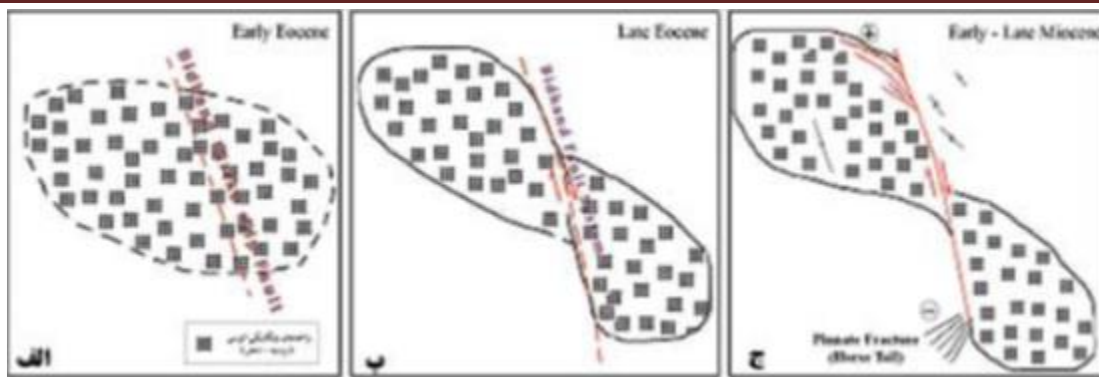
روند شکستگی اصلی زاویه ۷۵ درجه می‌سازند و سیستم عملکرد آن‌ها در صورتی که شکستگی اصلی راست‌گرد باشد، از نوع چپ‌گرد خواهد بود.



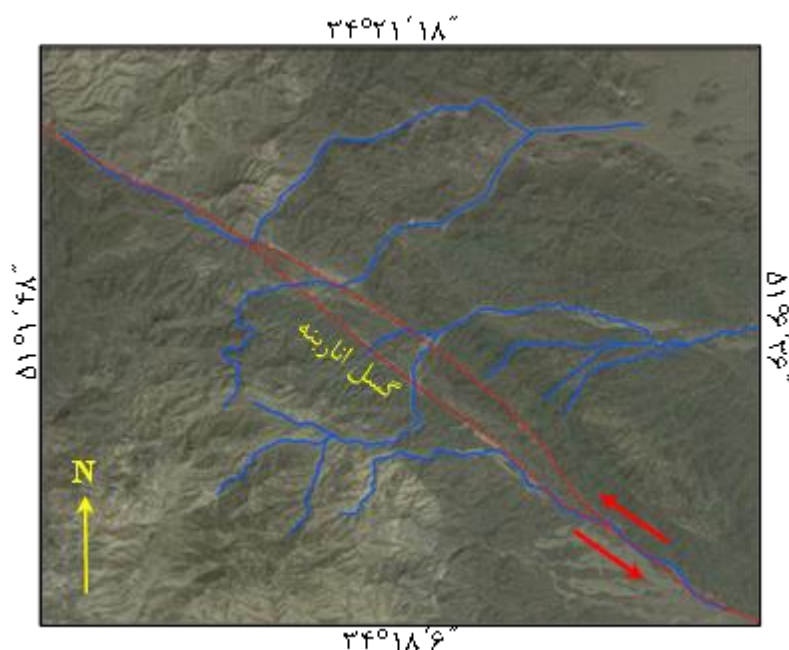
شکل ۴-۲۱ (الف) تشکیل حوضه کششی به صورت pull-apart در محل همپوشانی دو گسل راست‌الغز، (ب) حرکت راست‌گرد گسل‌های پی‌سنگی قم و کاشان باعث ایجاد کشش و تشکیل حوضه به صورت pull-apart در محل همپوشانی دو گسل قم و کاشان شده و فضایی برای بیرون آمدن مواد آتشفشانی از اعماق فراهم گردیده است (برگرفته از محجل و رهامی، ۱۳۸۸)

همچنین مکانیسم عملکرد دو گسل حصارملا-اناربنه و میم-قه با نوع حرکت امتدادی گسل بیدهند و مدل جابجایی اعمال شده توسط گسل بیدهند بر روی رسوباتی که توسط این گسل بریده شده‌اند، هماهنگ است. در شکل ۴-۲۲ الگوی زمین‌ساختی پیشنهادی ارائه شده برای سامانه گسلی بیدهند از زمان ائوسن تا عهد حاضر نشان داده شده است. در این الگو گسل بیدهند یک گسل پی‌سنگی در نظر گرفته شده است و با توجه به واحدهای آذرآواری-رسوبی ائوسن، فعالیت آن پیش از ائوسن روشن نیست، به طوری که این گسل می‌تواند به عنوان یک گسل پنهان تا ائوسن آغازین در منطقه وجود داشته است (شکل ۴-۲۲ الف). در ائوسن پایانی، گسل با توجه به روندی که دارد، فعالیت خود را با رخداد بسته شدن اقیانوس تتیس جوان در بین سکوی عربی و ایران، با جابجایی نهشته‌های متعلق به ائوسن در سطح ظاهر کرده و باعث جابجایی راست‌بر در نهشته‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن می‌شود (ندری و همکاران، ۱۳۸۷).

در محل گسل حصارملا-اناربنه، در تصاویر ماهواره‌ای شواهدی از انحراف آبراهه‌ها دیده می‌شود. ایجاد جابجایی و انحراف در مسیر آبراهه‌ها از شواهد تشخیص مکان‌های فعال تکتونیکی می‌باشد (شکل ۴-۲۳).



شکل ۴-۲۲ الگوی پیشنهادی زمین‌ساختی برای سامانه گسل بیدهند از ائوسن تا عهد حاضر؛ (الف) ائوسن آغازین، (ب) ائوسن پایانی، (ج) میوسن (برگرفته از ندی و همکاران، ۱۳۸۷)



شکل ۴-۲۳ انحراف و تغییر مسیر آبراهه‌ها هنگام عبور از محدوده گسل اناربنه در تصویر ماهواره‌ای

جدول ۴-۱ شاخص‌های فعالیت گسل‌ها (علامت ستاره نشانگر وجود آن شاخص برای گسل است).

نام گسل	طول کل گسل (km)	افراز گسلی	پشته مسدود کننده	مخروط افکنه جوان	آبراهه جاجا شده	قطع شدگی عوارض	تشخیص رد گسل	لرزه تاریخی منتسب	لرزه دستگاهی منتسب	احتمال لرزه زایی
قم-زفره	۲۶۰/۲	*	*	*	*	*	*	*	*	*
رانندگی شمال تهران	۱۰۷/۲۵	*				*	*	*	*	
سیاه‌کوه	۱۴۵/۷									*

فصل چهارم: نوزمین ساخت

کوشک- نصرت	۱۶۵				*	*	*	*	*	*
رانددگی اشتہارد	۶۲/۹				*	*	*	*	*	*
ایوانکی	۶۸/۶	*								*
گرمسار	۶۲				*	*	*	*	*	*
ایپک	۷۱/۶	*			*	*	*	*	*	*
قمرود	۱۱۷/۱				*	*	*	*	*	*
البرز	۷۶	*			*	*	*	*	*	*
آبشیرین	۶۶/۵				*	*	*	*	*	*
تلخاب	۱۱۲/۵				*	*	*	*	*	*
توزلوگل	۹۲/۵				*	*	*	*	*	*
مہرآباد	۶۰	*			*	*	*	*	*	*
بیدہند	۵۴	*			*	*	*	*	*	*
کهریزک	۴۵	*		*	*	*	*	*	*	*
پیشوا	۳۷	*		*	*	*	*	*	*	*
شمال ری	۱۸/۶۵	*		*	*	*	*	*	*	*
جنوب ری	۲۷/۹	*		*	*	*	*	*	*	*
ساوہ	۶۰	*		*	*	*	*	*	*	*
تفرش	۴۶/۶	*		*	*	*	*	*	*	*
کھک (مبیم- قہ)	۴۹	*		*	*	*	*	*	*	*
ایندس	۵۰	*		*	*	*	*	*	*	*
قیزقلعہ	۳۱	*		*	*	*	*	*	*	*
حصارملا- اناربنہ	۴۰/۶۳	*		*	*	*	*	*	*	*

فصل پنجم

ارزیابی مشخصات چشمه‌های

لرزه‌زا

۵-۱ مقدمه

از گذشته‌های دور تاکنون، وقوع زمین‌لرزه‌ها جوامع بشری را تهدید می‌کرده است. نام زمین‌لرزه به فوریت در ذهن بشر، ویرانی و مرگ را تداعی می‌کند. با پیشرفت روزافزون علم و دانش، بشر تلاش کرده است هر چه بیشتر این پدیده‌ی ویرانگر را بشناسد تا بتواند تأثیرات مخرب آن را کاهش دهد. یکی از مهم‌ترین مسایل در این خصوص، تشخیص زمان، مکان، بزرگی و قدرت تخریب زمین‌لرزه- هاست که برای پی بردن به این مهم در مناطق مورد نظر بایستی مطالعات دقیق زمین‌شناسی و لرزه- زمین‌شناختی انجام شود. مهندسان در طراحی و احداث تأسیسات مهم اقتصادی نظیر نیروگاه‌ها و سدها نیازمند داشتن اطلاعات لرزه‌ای هستند. هزینه‌ی تمام شده برای احداث این تأسیسات ارتباط تنگاتنگی به میزان لرزه‌خیزی منطقه آن‌ها دارد. به طوری که در صورت وجود خطر زیاد لرزه‌ای، هزینه‌ی احداث آن تأسیسات به مراتب بیشتر از احداث همان تأسیسات در مناطق بی خطر یا کم خطر لرزه‌ای است؛ ازطرفی ممکن است در منطقه‌ای به خاطر عدم شناخت کافی زمین‌شناسی، تأسیسات مهمی احداث شود ولی به دلیل عدم لحاظ فاکتورهای لرزه‌ای در احداث آن‌ها، آن تأسیسات بر اثر فعالیت‌های لرزه‌ای دچار خسارت و آسیب‌های جدی شوند. بنابراین مطالعه و شناخت هر چه بیشتر فعالیت‌های لرزه‌ای در مناطق مورد نظر از اهمیت زیادی برخوردار است.

۵-۲ محاسبه بزرگای گسل بر اساس طول گسیختگی گسل

این روش یکی از معمول‌ترین روش‌ها برای تخمین بزرگای زمین‌لرزه است. در این روش، طول احتمالی یک گسیختگی زمین‌لرزه اندازه‌گیری و با استفاده از روابط تجربی بزرگای بالقوه زمین‌لرزه حدس زده می‌شود (Slemmons, ۱۹۷۷, زارع, ۱۳۷۴).

زمین‌لرزه‌های با بزرگای ۶ یا بیشتر می‌توانند با گسیختگی سطحی همراه باشند. زمین‌لرزه‌های بزرگتر معمولاً با پارامترهای اندازه‌گیری گسیختگی بزرگتری نظیر طول گسیختگی، مساحت گسیختگی و تغییر مکان سطحی همراهند.

زارع (۱۳۷۴) برای ۲۳ گسل زمین‌لرزه‌ای ایران نشان داد که به طور میانگین ۳۷٪ از طول گسل‌های سطحی در ایران در زمین‌لرزه‌های ایران گسیخته شده است.

بر اساس بزرگ‌گای حدس زده شده برای زمین‌لرزه‌های تاریخی (Ambraseys, Melville, ۱۹۸۲) و بزرگ‌گای دستگاهی گزارش شده برای زمین‌لرزه‌های سده بیستم در ایران و با در نظر گرفتن همگن کردن بزرگای برای زمین‌لرزه‌های ایران بر اساس مقیاس بزرگای گشتاوری (M_w) رابطه خطی بین بزرگای و طول گسیختگی (L_R) زمین‌لرزه‌های ایران به صورت زیر تعریف شده است (زارع، ۱۳۷۴):

به این منظور برای بزرگ‌گای مساوی یا بیش از ۶، M_s و برای بزرگ‌گای کمتر از ۶، mb یا ML به عنوان بزرگای معادل با M_w در نظر گرفته می‌شود.

$$M_w = 0.91 \ln L_R + 3.66 \quad \text{رابطه ۵-۱}$$

در این رابطه لازم است تا طول گسیختگی بر اساس یک قطعه از گسل (طول نسبتاً مستقیم و پیوسته از گسل که احتمال جنبا شدن و گسیختگی در آن وجود داشته باشد، L_F) اندازه‌گیری شود. نوروزی و مهاجر اشجعی (۱۹۸۵) با در نظر گرفتن میانگین ۵۰٪ گسیختگی طول گسل، رابطه زیر را ارائه نموده اند:

$$M_s = 5.4 + \log L_R \quad \text{رابطه ۵-۲}$$

$$L_R = 0.50 L_F \quad \text{رابطه ۵-۳}$$

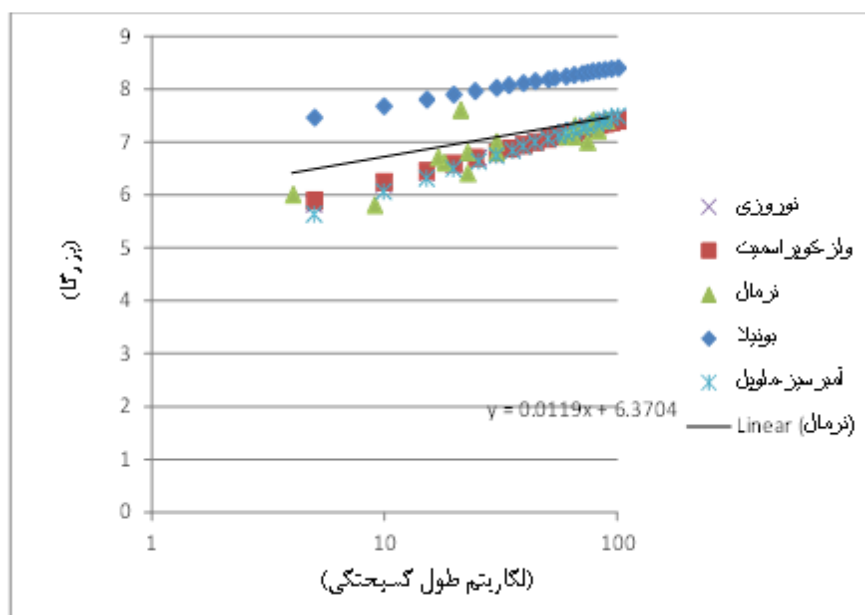
ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴)، روابط تجربی را بین بزرگا و طول گسیختگی برای انواع گسل‌ها پیشنهاد نموده‌اند. اما در این پژوهش از رابطه کلی ولز و کوپراسمیت استفاده شده است.

$$M_w = 5.08 + 1.16 \log L \quad \text{رابطه ۴-۵}$$

در رابطه ۴-۵، L طول گسیختگی و M_w بزرگای گشتاوری است.

علاوه بر روابط ذکر شده فرمول‌های تجربی دیگری برای بزرگا-طول گسیختگی، نظیر رابطه بنیلا (۱۹۸۴)، رابطه آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) و ... وجود دارد. اما طبق محاسبات انجام شده و مقایسه روابط مختلف با هم، برای ۱۷ زمین‌لرزه بزرگ ایران (به پیوست مراجعه شود) مربوط به زون‌های ساختاری ایران مرکزی، البرز و شرق ایران، استفاده از رابطه نوروزی و رابطه ولز و کوپراسمیت مناسب‌تر به نظر می‌رسد (نمودار ۱-۵).

در این شکل داده‌های واقعی (نرمال) برای زمین‌لرزه‌های رخ داده با اعداد بدست آمده از روابط تجربی مورد مقایسه قرار گرفته است.



شکل ۱-۵ مقایسه فرمول‌های تجربی مختلف برای بزرگا-طول گسیختگی

بر اساس داده‌های نمودار بالا مشاهده می‌شود نتایج محاسبات انجام شده، روابط تجربی نوروژی و ولز-کوپراسمیت را مناسب‌تر معرفی می‌کند؛ زیرا نمودار مربوط به این دو رابطه انطباق بیشتری با داده‌های واقعی دارند.

همانطور که در بالا اشاره شد برای محاسبه بزرگای گسل در رابطه با طول گسیختگی، لازم است طول نسبتاً مستقیم و پیوسته از گسل که احتمال جنبا شدن و گسیختگی در آن وجود داشته باشد مورد استفاده قرار گیرد. بدیهی است هیچ گسلی در تمام طول خود نمی‌تواند به صورت یکسان و هماهنگ عمل کند، لذا قطعه‌بندی امری لازم و ضروری به نظر می‌رسد.

۵-۳ قطعه‌بندی پهنه‌های گسلش

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 & 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 پهنه‌ی گسلش قرار داشته و ممکن است توسط مانع‌های گسلی^۱ از یکدیگر جدا شوند (Stewart & Hancock, 1990). امروزه طول این قطعات و مرز بین آن‌ها به کمک بررسی‌های عمق پهنه لرزه‌خیز، وجود و موقعیت خمش-های گسلش فشاری یا کششی، گره‌ها^۲ (Tang et al, 1984) پرش‌های نردبانی شکل، انشعابات گسلی، اختتام گسلی (Machette et al, 1991)، بررسی‌های گرانی سنجی، ژئودزی، انقطاع در روند

^۱ . Barriers

^۲ . Asperities

ساختاری پی‌سنگ، جلوآمدگی پیشانی خود گسل، مکانیسم زمین‌لرزه، فعالیت‌های لرزه‌ای گذشته (Schwartz & Coppersmith, 1984) و تحلیل فرکتالی (Sukmono et al, 1997) و ریخت‌زمین-ساخت گسل تعیین می‌شوند.

تعریف قطعات گسلی براین اساس می‌باشد که گسیختگی یک زمین‌لرزه تنها در یک قطعه مجزا روی می‌دهد ولی این احتمال غیر قابل انکار است که در بعضی از زمین‌لرزه‌ها، گسیختگی از قطعه‌ی اول عبور کرده و در بعضی از موارد حتی به قطعه‌ی مجاور کشیده و آن قطعه را نیز کاملاً گسیخته کند. به هر حال بررسی و تطبیق گسیختگی‌های قطعات براساس داده‌های فعالیت‌های لرزه‌ای گذشته با تغییر اندازه محدودده پیشنهاد می‌کند که قطعات پیشنهادی عموماً در یک دوره زمانی طولانی به صورت واحدهای مجزا رفتار می‌کنند. مرز این قطعات به صورت پهنه‌هایی که ممکن است به عنوان مانع‌های گسلی در برابر گسترش گسیختگی رفتار کند شناخته می‌شوند (Schwartz & Coppersmith, 1984). قطعات متفاوت پهنه‌های گسلش فعال رفتارهای مختلفی در پارامترهای زیر دارند:

✓ حداکثر بزرگی زمین‌لرزه‌هایی که ایجاد می‌کنند

✓ حد اکثر میزان جابجایی سطحی همراه با این زمین‌لرزه‌ها

✓ دوره‌ی بازگشت زمین‌لرزه‌ها

✓ نرخ خزش گسلی (Allen, 1968, Wallace, 1970)

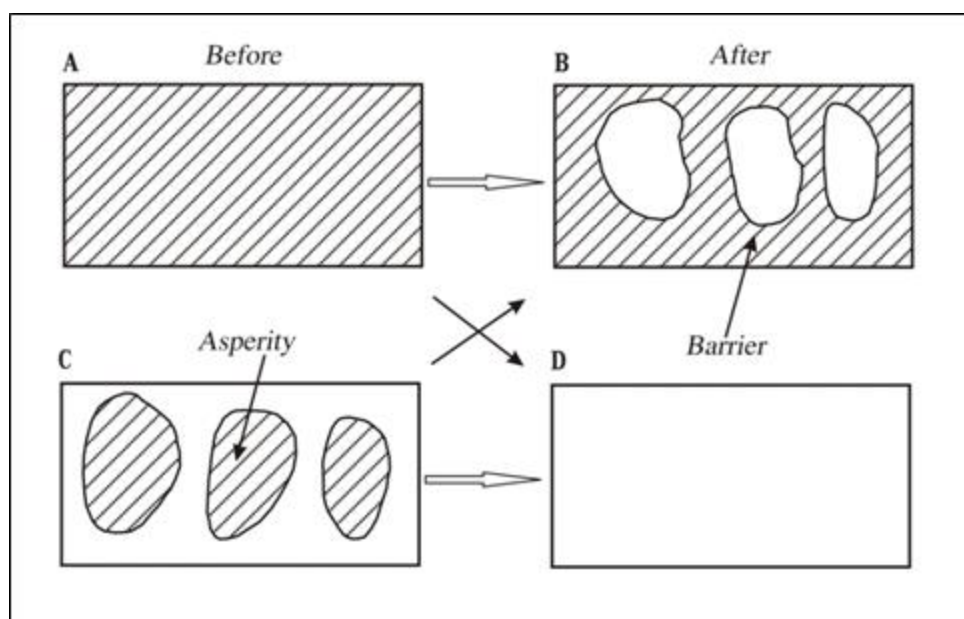
✓ گشتاور رهایی (Sykes & Nishenko, 1984)

۵-۳-۱ ناهمگنی‌های سطح گسل

در سالیان گذشته، لرزه‌شناسان حرکات گسل‌ها را در موقع زمین‌لرزه به صورت یک لغزش و افت تنش یکنواخت در سراسر طول گسل در نظر می‌گرفتند. اما امروزه آن‌ها مشاهده نموده‌اند که لغزش‌ها به

صورت نامنظم روی سطح هتروژن گسل همراه با انتشار امواج لرزه‌ای با فرکانس بالا می‌باشد. این وضعیت به خصوص در لغزش‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های بزرگ مشخص‌تر است. واژه‌های مختلفی برای بیان این ناهمگنی‌ها در سطح گسل عنوان شده است ولی به نظر می‌رسد که استفاده از دو واژه گره و مانع مناسب‌تر باشد. هر دو واژه مربوط به بخش‌های مقاومی از سطوح گسل‌ها می‌باشد که در برابر شکستگی مقاوم می‌باشند.

در شکل (۲-۵) وضعیت سطح گسل در قبل و بعد از زمین‌لرزه تصویر شده است. بخش‌های سایه‌دار تحت تنش بوده و بخش‌های سفید دچار لغزش می‌باشند. (A-۲-۵) سطح گسل کاملاً سایه‌دار و تحت تنش می‌باشد. در حالیکه در شکل (D-۲-۵) سطح گسل کاملاً سفید و دچار لغزش بوده و هیچ بخش ناشکسته‌ای در آن مشاهده نمی‌شود. در شکل (B-۲-۵) و (C-۲-۵) سطح گسل با داشتن بخش‌های مقاوم ناشکسته بعد از زمین‌لرزه مشاهده می‌شود.



شکل ۲-۵ هتروژنی‌های سطح گسل. مدل‌های مانع و گره. به ترتیب برای فرایند پیش‌لرزه‌ها و

پس‌لرزه‌ها. بخش‌های سایه‌دار تحت تنش بوده و بخش‌های سفید دچار لغزش شده‌اند. گسیختگی

با پشت سر گذاشتن بخش‌های ناشکسته قابلیت گسترش دارد (Aki, 1984).

آزمایشات عددی که توسط (1977) Das & Aki, (1978) Mikumo & Miyatake انجام شده نشان می‌دهد که گسیختگی با پشت سر گذاشتن بخش‌های ناشکسته قابلیت گسترش دارد. این بخش‌ها مانع نامیده شده و برای حرکات بزرگ به وجود آمده برای زمین‌لرزه‌های مختلف مدل‌سازی شده است (Aki et al, 1977, Aki, 1979). در این مدل وقوع پس‌لرزه‌ها به عنوان رهایی متمرکز تنش در اطراف مانع‌ها به واسطه‌ی خستگی استاتیکی بیان شده است (Mogi, 1962) و یک مکانیسم فیزیکی برای فرایند ناهنجاری تنش به منظور بیان رابطه فرکانس-بزرگی مشاهده شده، ارائه می‌نماید (Andrews, 1978). در شکل (۵-۲-C) سطح گسل با بخش‌های مقاومی که تحت تأثیر تنش محصور کننده بوده و توسط یک منطقه که تنش را به کمک پیش‌لغزش‌ها و پیش‌لرزه‌ها می‌سازد نشان داده شده است. این بخش‌های مقاوم، گره^۱ نامیده می‌شوند (Kanamori & Stewart, 1978). بر اثر شکسته شدن این بخش‌های مقاوم زمین‌لرزه‌ها ایجاد می‌شوند. گره‌ها نقش مهمی در وقوع زمین‌لرزه‌ها ایجاد می‌کنند. در مدل ارائه شده توسط Aki (1984) تنش قبل از وقوع زمین‌لرزه‌ی اصلی هتروژن بوده ولی بعد از وقوع آن هموزن خواهد شد.

به دلیل اینکه هم پس‌لرزه‌ها و هم پیش‌لرزه‌ها همراه با وقوع زمین‌لرزه اصلی می‌باشند به نظر می‌رسد که چندین بخش مقاوم در سطح گسل به صورت گره و بقیه بخش‌های مقاوم به صورت مانع رفتار می‌نمایند. فراوان‌تر بودن تعداد پس‌لرزه‌ها نسبت به پیش‌لرزه‌ها می‌تواند نشانه‌ی فراوان‌تر بودن تعداد مانع‌ها نسبت به گره‌ها باشد (Aki, 1984).

۵-۳-۱-۱ مانع^۲

مانع‌ها مناطقی با مقاومت زیاد یا تنش اولیه کم در طول گسل‌ها می‌باشند که موجب جلوگیری و توقف گسیختگی در هنگام وقوع زمین‌لرزه‌ها می‌شوند. قطعات مجزای گسل که در هنگام وقوع زمین-

^۱ . Asperity

^۲ . Barrier

لرزه‌ها رفتار لرزه‌ای متفاوتی از خود نشان می‌دهند توسط مانع‌ها از یکدیگر جدا می‌شوند (Hancock, 1994).

مانع‌ها موجب گسترش گسیختگی نامنظم، کند کردن سرعت شکستگی و یا عامل پدیده "آرامش-لغزش"^۱ می‌باشند (Aki, 1979). واکنش مانع‌ها نسبت به توسعه گسیختگی متفاوت است به طوری که ممکن است بر اثر توسعه‌ی گسیختگی شکسته شده و گسیختگی را منتقل نمایند (Aki, 1979) یا در هنگام وقوع زمین‌لرزه از پیشرفت گسیختگی جلوگیری کرده و ناشکسته باقی بمانند و یا ممکن است ناشکسته باقی بماند ولی گسیختگی را منتقل نمایند و یا این که در ابتدای عبور گسیختگی ناشکسته باقی بمانند ولی نهایتاً در اثر افزایش دینامیکی که وابسته به نسبت مقاومت مانع به تنش تکتونیکی است شکسته شوند (Das & Aki, 1977).

۵-۳-۱-۲-گره^۲

جابجایی و حرکات خلاف جهت هم در بلوک‌های دو طرف گسل‌ها موجب قفل‌شدگی سطوح گسل‌ها شده و گره‌ها را تشکیل می‌دهد (King & Nabelek, 1985). گره‌ها مناطقی از سطح گسل بوده که دارای مقاومت زیادتر و در برابر شکستگی مقاوم‌تر هستند. در این مناطق که تحت تأثیر تنش محصور کننده می‌باشند تنش به صورت پیش‌لغزش یا پیش‌لرزه‌ها آزاد می‌شود (Kanamori and Stewart, 1978). چنانچه نوسانات لرزه‌ای در ارتباط با تغییرات تنش و مقاومت باشد داده‌های لرزه‌ای ممکن است اطلاعات مهمی در مورد مکان گره‌ها نشان دهند. تعریف گره به عنوان مناطقی با مقاومت زیاد یا تنش زیاد یک ایده‌ی اساسی برای تشخیص گره با استفاده از داده‌های لرزه‌ای ارائه نموده است. مناطقی که دارای مقاومت زیادند، پهنه‌های آرام لرزه‌ای و مناطقی که دارای تنش زیادند پهنه‌های فعال لرزه‌ای را شکل می‌دهند؛ بنابراین گره‌ها می‌توانند آرام یا فعال باشند.

^۱ . Stick-slip

^۲ - Asprity

گره‌ها نقش مهمی در وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ ایفا می‌کنند (Habermann, 1984). به نظر می‌رسد که شروع زمین‌لرزه‌های بزرگ یا نقطه‌ی پایان گسیختگی‌های بزرگ در ارتباط با این مناطق باشد (Aki, 1979, Kanamori, 1981, Wyss et al, 1981).

۵-۳-۲ ناپیوستگی‌های هندسی پهنه‌ی گسلش

در طبیعت ساختار خطی پهنه‌های گسلش به صورت یک خط مستقیم و ممتد نبوده بلکه از تعدادی قطعات مجزا که توسط ناپیوستگی‌های هندسی از یکدیگر جدا شده‌اند تشکیل یافته است (شکل ۵-۳). ناپیوستگی‌های هندسی پهنه‌های گسلش عبارتند از: خمش گسلی، پرش گسلی، انشعاب گسلی و اختتام گسلی (Sanders & Magistrale, 1997).

۵-۳-۲-۱ خمش گسلی^۱

خمش‌های گسلی بخش‌های خمیده‌ای از سطح گسل می‌باشند که دو بخش گسل با امتداد غیر یکسان را به هم وصل می‌کند شکل (۵-۳) (Twiss & Moores, 1992). مناطق خمشی گسل‌ها در دراز مدت به عنوان پدیده‌های ناپایدار در نظر گرفته می‌شوند. مدل‌های آزمایشگاهی و بررسی‌های تعدادی از زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که منطقه‌ی خمش گسلی در آغاز و چگونگی زمین‌لرزه‌ها نقش به‌سزایی ایفا کرده و بایستی به عنوان مناطق بحران در نظر گرفته شوند (King & Nabelek, 1985).

خمش‌های گسلی از لحاظ جنبشی به صورت فشاری یا کششی می‌باشند. چنانچه در منطقه‌ی خمش تمرکز تنش فشاری باشد، خمش گسلی فشاری و چنانچه در منطقه‌ی خمش گسلی تمرکز تنش کششی باشد خمش گسلی کششی خواهد بود (Twiss & Moores, 1992).

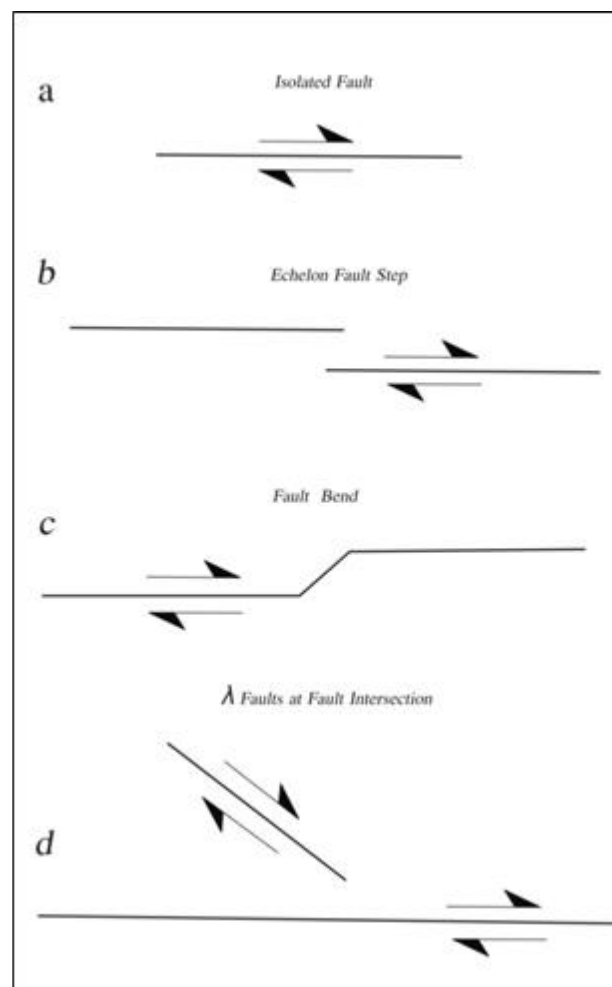
تغییرات جانبی مقاومت و اصطکاک گسل در نتیجه‌ی هندسه‌ی غیر یکنواخت گسل شامل خمش‌ها و انشعابات در صفحه گسل مورد بررسی قرار گرفته است. مطابق این بررسی‌ها در یک سطح موج‌دار

^۱ . Fault Bend

گسلی با یک خمش کوچک، تغییرات افت تنش دینامیک عاملی از تنش برشی بکار رفته، دامنه و طول موج خمشی گسلی است (Mikumo & Miyataka, 1987).

الگوی دگرشکلی در طول گسل‌های امتدادلغز بر اثر هندسه خمش‌های گسلی و توزیع لغزش در طول گسل مختلف می‌باشد (Anderson, 1990).

لغزش در طول یک گسل یکسان نمی‌باشد و تغییر امتداد گسل در تعیین هندسه پهنه‌ی گسلش مؤثر (Bilham & King, 1989) و گسترش جانبی گسیختگی متأثر از پدیده‌های هندسی گسل می‌باشد (King & Nabelek, 1985).

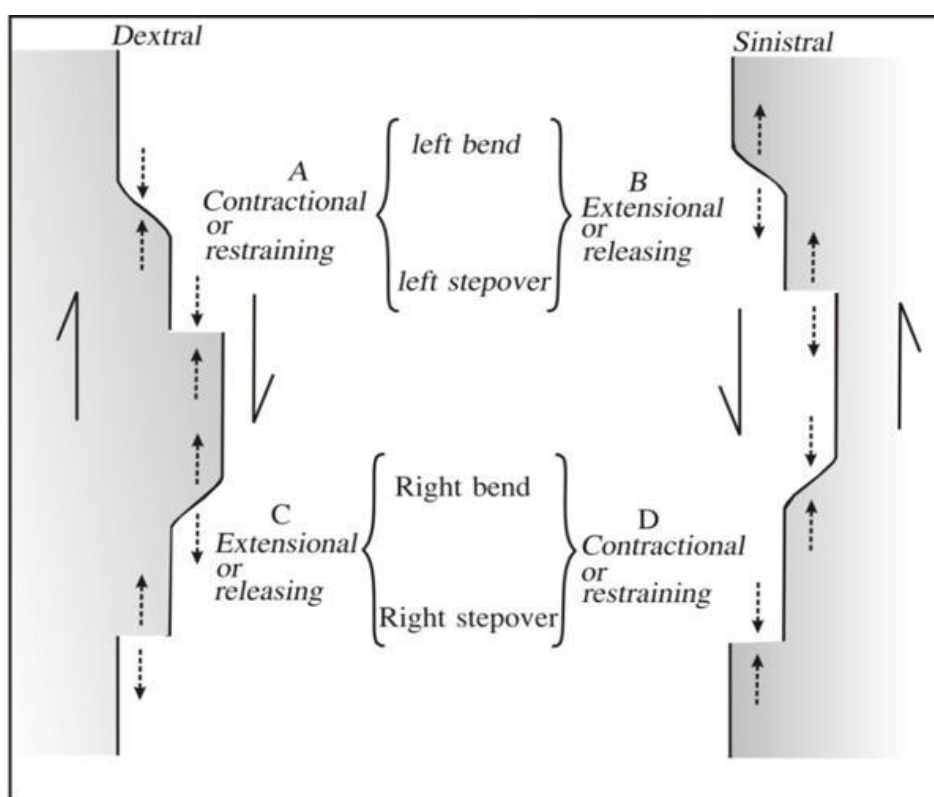


شکل ۳-۵ انواع ناپیوستگی‌های هندسی. a- یک گسل منفک. b- یک پرش نردبانی.

c- خمش گسلی. d- گسل‌های λ شکل در تقاطع گسلی (Du & Aydin, 1995).

۵-۳-۲-۲ پرش گسلی^۱

پرش‌های گسلی مناطقی هستند که یک قطعه گسل در آن پایان و قطعه گسل نردبانی شکل بعدی با همان راستا در آن آغاز می‌شود (شکل ۵-۴) (Twiss & Moores, 1992). مشاهدات نشان می‌دهند که نقطه‌ی انتهای گسیختگی زمین‌لرزه‌ها معمولاً با ناپیوستگی‌های پرش مانند پهنه گسلش منطبق می‌باشند (Wesnoosky, 1986). بررسی داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد که خوشه‌های لرزه‌ای در کنار پرش‌های گسلی و دیگر نامنظمی‌های سطح گسل تمرکز دارند (Bakun et al, 1980).



شکل ۵-۴: انواع پرش گسلی (Twiss & Moores, 1992)

- A- ناحیه فشاری در خمش به چپ و پرش به چپ در گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد
- B- ناحیه کششی در خمش به چپ و پرش به چپ در گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد
- C- ناحیه کششی در خمش به راست و پرش به راست در گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد
- D- ناحیه فشاری در خمش به راست و پرش به راست در گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد

(Twiss & Moores, 1992)

¹. Fault Step

طرح کلی گسل‌های نردبانی شکل به صورت پرش به چپ یا پرش به راست می‌باشد چنانچه در منطقه پرش تمرکز تنش فشاری باشد پرش گسل فشاری و چنانچه در منطقه پرش تمرکز تنش کششی باشد پرش گسل کششی خواهد بود (Twiss & Moores, 1992).

گسترش گسیختگی از یک قطعه به قطعه‌ی مجاور ممکن است ۳ حالت را نشان دهد.

الف- گسیختگی در انتهای اولین قطعه گسلی متوقف می‌شود. بنابراین طول گسیختگی کوتاه و بزرگی زمین‌لرزه کوچک خواهد بود.

ب- گسیختگی به دومین قطعه‌ی گسلی نیز کشیده می‌شود اما انرژی لرزه‌ای چندان بزرگ نیست و گسیختگی گسترش زیادی ندارد.

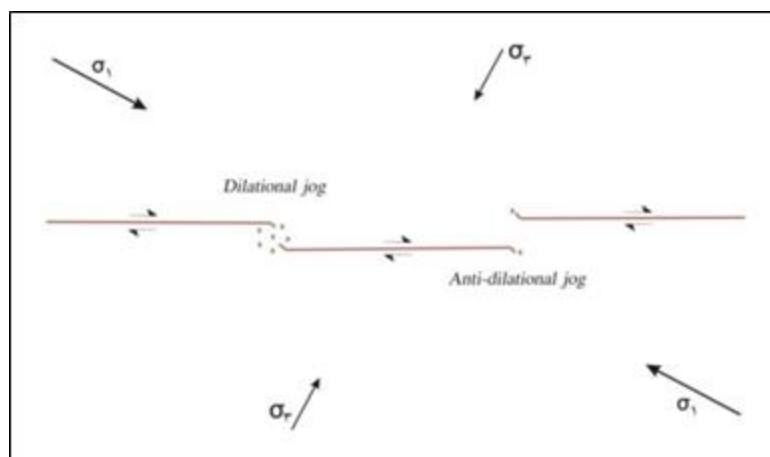
ج- گسیختگی ممکن است کاملاً به قطعه‌ی دوم گسلی کشیده شده و گسیختگی ادامه یابد. در این حالت طول گسیختگی بزرگ و بزرگی زمین‌لرزه زیاد است.

گسترش گسیختگی از یک قطعه به قطعه‌ی مجاور به نوع پرش گسلی نیز بستگی دارد به طوریکه گسیختگی در پرش‌های کششی تا پهنای هشت کیلومتر ولی در پرش‌های فشاری تنها پنج کیلومتر قابلیت انتقال دارد. ضمناً پرش‌های کششی گسیختگی را برای مدت طولانی‌تری نسبت به پرش‌های فشاری به تأخیر می‌اندازند. این تأخیر موجب کاهش سرعت ظاهری گسیختگی در منطقه پرش کششی خواهد شد (Harris & Day, 1993).

Segall and Pollard (1980) معتقدند که پرش‌های فشاری سبب افزایش میانگین تنش و تنش نرمال شده و به عنوان مانع، از گسترش گسیختگی زمین‌لرزه جلوگیری می‌کند.

از طرف دیگر Sibson (1985) معتقد است پرش‌های کششی به عنوان مناطق متوقف کننده گسیختگی عمل می‌کنند. نظریه وی بر اساس اثر متقابل فشار منفذی با پرش گسلی پایه‌ریزی شده

است. وی مشخص کرده است که تمرکز تنش کششی ایجاد شده توسط پرش‌های کششی به عنوان کاهنده سریع فشار منفذی عمل می‌کند و کاهش فشار منفذی موجب افزایش در مقاومت گسل شده و نهایتاً موجب تأخیر یا توقف گسیختگی می‌شود (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵ نمایش یک گسل امتدادلغز راست‌گرد و موقعیت محورهای تنش اصلی (Sibson, 1985).

۵-۳-۲-۳ انشعاب گسلی

در بعضی از موارد گسل‌های امتدادلغز ممکن است به دسته‌ای از گسل‌های امتدادلغز کوچک منشعب شوند که به آن‌ها Horse tail splay می‌گویند. این گسل‌های کوچک به سمت عقب کشیده شده^۱ خمیده شده‌اند.

میزان جابجایی در هر انشعاب به تنهایی کم است. ولی مجموع جابجایی‌ها در تمام گسل‌های کوچک منشعب معادل میزان جابجایی در گسل امتدادلغز اصلی می‌باشد. بنابراین انشعابات گسلی موجب توزیع دگرشکلی در یک حجم وسیع از پوسته می‌شود.

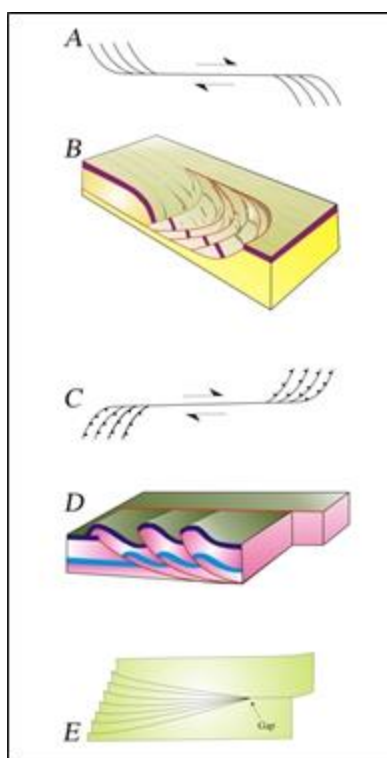
هندسه‌ی Horse tail گسل امتدادلغز قابل مقایسه با دسته‌ای از گسل‌های قاشقی هم‌آغوش وارونه یا نرمال می‌باشد (Twiss & Moores, 1992).

^۱ . Receding block

۵-۳-۲-۴ اختتام گسلی

گسل‌های امتدادلغز تحت شرایطی در پهنه‌های دگرشکلی کششی یا فشاری پایان می‌یابند. چگونگی پهنه‌های دگرشکلی بستگی به بردارهای لغزش در صفحه‌ی گسلش دارد. در دگرشکلی کششی گسل‌های امتدادلغز به چندین گسل کوچک نرمال هم‌آغوش منتهی می‌شوند (شکل ۵-۶). متشابهاً در دگرشکلی فشاری انتهای گسل‌های امتدادلغز به چندین گسل کوچک معکوس هم‌آغوش و یا چندین چین تبدیل می‌شوند. در این شرایط، جابجایی‌های امتدادلغز در انتهای پهنه‌ی گسلش به تدریج به سمت صفر می‌رسد.

گسل‌های ترانسفورم در مرزهای صفحات پایان می‌یابند جاییکه لغزش نسبی در گسل با تولید پوسته در مرکز جدایش یا با تخریب پوسته در پهنه‌های فروانش همراه است (Twiss & Moors, 1992).



شکل ۵-۶ اختتام گسلی با تشکیل گسل‌های هم‌آغوش. A- هندسه گسل‌های هم‌آغوش کششی در انتهای گسل‌های راست‌لغز امتدادلغز. B- گسل‌های نرمال کششی در همان گسل. C- هندسه‌ی گسل‌های هم‌آغوش فشاری در انتهای همان گسل. D- چین‌های فشاری و گسل‌های رورانده در انتهای همان گسل‌ها. E- اختتام گسلی و محل گپ در گسل امتدادلغز راست‌لغز (Twiss & Moors, 1992).

۴-۵ روش‌های قطعه‌بندی پهنه‌های گسلش در منطقه مورد مطالعه با توجه به

اطلاعات در دسترس در این پژوهش

۴-۵-۱ قطعه‌بندی پهنه‌های گسلش بر پایه‌ی داده‌های لرزه‌ای

قبل و بعد از وقوع زمین‌لرزه‌ای 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 قطعه‌ی گسلی که در آن زمین‌لرزه‌ی اصلی رخ داده خارج نخواهد شد و در محدوده‌ی همان قطعه‌ی 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 & Pollard, 1980). تجمع لغزش پس‌لرزه‌ها در نزدیکی پرش‌های گسلی بیش از دو برابر هر محل دیگری در پهنه‌ی پس‌لرزه‌هاست (Liden & Boore, 1980). ولی میزان لغزش در پرش‌های گسلی برابر صفر می‌باشد. برای مثال می‌توان به خوشه‌های پس‌لرزه‌ای زمین‌لرزه EL centro 1979 در کنار پرش راست گسل Brawley اشاره نمود (Johnson and Hutton, 1980).

به منظور انجام این بررسی لازم است که داده‌های لرزه‌ای به کمک نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، عکس‌های ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی به همراه مشاهدات صحرایی مورد مطالعه قرار گیرد و نمودار موقعیت لرزه‌ای براساس طول و عرض جغرافیایی ترسیم تا بتوان قطعات مجزا در اثر خط گسلی تفکیک نمود.

۴-۵-۲ بررسی حل ساز و کار کانونی زمین‌لرزه‌های پهنه گسلش

یکی از روش‌های زمین‌شناسی برای تعیین موقعیت صفحات گسل و جابجایی‌های آن بررسی سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های آن پهنه گسلش می‌باشد. این شیوه معمولاً تحت عنوان مطالعه "اولین حرکت موج P" نامیده شده و نتیجه کار، که حرکات گسل تفسیر می‌کند به عنوان حل ساز و کار کانونی

شناخته می‌شود. مطالعات "اولین حرکت موج P" نقش اساسی در ظهور تکتونیک صفحه‌ای ایفاء نموده است و روش مهمی برای تعیین حرکات نسبی صفحات لیتوسفری مهیا کرده است.

اگر یک زمین‌لرزه مسبب گسلش شود سپس یکی از دو صفحه‌ای که حل ساز و کار کانونی را نشان داده‌اند، نماینده صفحه‌ی گسل و صفحه دیگر صفحه کمکی خواهد بود و جهت جابجایی به خط تقاطع آن‌ها عمود خواهد بود. این مفاهیم با وضعیت ربع دایره‌های فشاری و کششی مشخص می‌باشد (Hobbs et al, 1976).

ایجاد و ارزیابی چگونگی ساز و کار کانونی از "اولین حرکت موج P" یکی از کارهای لرزه‌شناسان است ولی اهمیت تکتونیکی آن چنان است که این اجازه را می‌دهد به کمک آن برای مثال اختلاف الگوی دگرشکلی با پیچیدگی رژیم تکتونیکی شناخته شود (Hancock, 1994).

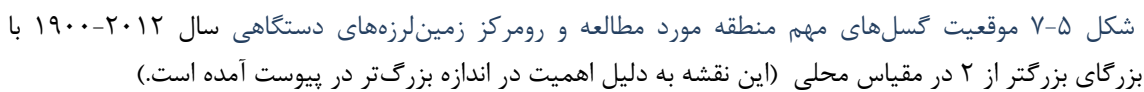
قطعات مجزا در یک پهنه‌ی گسلش ممکن است از خود رفتارهای تکتونیکی متفاوتی نشان دهند. چنانچه در حل ساز و کار کانونی زمین‌لرزه‌های اتفاق افتاده در طول یک پهنه‌ی گسلش اختلافاتی مشاهده شود، می‌تواند نماینده تفاوت در رفتار تکتونیکی قطعات مجزا باشد و در صورتی که داده‌های لرزه‌ای به اندازه‌ی کافی دقیق و فراوان باشد ممکن است بتوان به کمک تفاوت در حل ساز و کار کانونی گسل‌ها به قطعه‌بندی پهنه‌های گسلش نزدیک شد.

اما در منطقه مورد مطالعه به اندازه کافی داده دقیق موجود نیست و علاوه بر آن تعداد داده‌ها نیز کم است. یعنی داده‌ای که با خطای کم برای بزرگا و مکان گزارش شده باشد و با اطمینان آن داده را به جنبش گسل خاصی نسبت داده باشند. از بانک داده‌های لرزه‌ای محدوده مورد نظر برای حل سازوکار کانونی گسل‌ها نمی‌توان استفاده نمود، ولی تراکم آن‌ها در برخی نقاط (که به صورت محدود دیده می‌شود) می‌تواند نشانگر فعال تر بودن آن بخش از گسل باشد.

در شکل ۵-۷ داده‌های دستگاهی بزرگتر از ۲ ریشتر بر روی نقشه گسل‌های منطقه مشاهده می‌شود (این داده‌ها دستگاهی می‌باشد. قابل ذکر است بانک داده‌ها کامل بوده و سعی شده تمام زلزله‌های ثبت شده در منابع معتبر گردآوری شود؛ لیست داده‌ها در پیوست قابل مشاهده است). همانطور که شکل نشان می‌دهد در حوالی گسل‌های توزلوگل، گرمسار، پیشوا، ایوانکی، ایپک و تفرش، در قسمتی از طول گسل تراکم بیشتری از داده‌ها دیده می‌شود. این مسئله می‌تواند در قطعه‌بندی گسل‌های ذکر شده دید روشن‌تری به محقق بدهد. همچنین در جنوب باختری شهر قم تراکم معنا داری از لرزه‌های رخ داده دیده می‌شود که با توجه به تراکم گسل‌های فعال در این محدوده نمی‌توان گسل مسبب این لرزه‌ها را به صورت دقیق مشخص کرد، اما با اطمینان می‌توان بخش مورد نظر را فعال‌تر از بخش‌های اطراف معرفی کرد.

گسل گرمسار به سمت شمال و شمال‌خاوری شیب دارد، با توجه به این که فقط در قطعه باختری (که با گسل‌های ایوانکی و پیشوا همپوشانی دارد) شاهد تجمع لرزه‌ای هستیم به نظر می‌رسد این قطعه فعال‌تر باشد. حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های رخ داده بر روی گسل ایپک حرکت معکوس چپ‌گرد را نشان می‌دهد. این گسل از چند قطعه همپوشان که به صورت پله‌ای نسبت به هم قرار گرفته‌اند تشکیل شده است. شیب این گسل روبه جنوب بوده و بر روی فرادیواره آن در امتداد بخش زیادی از طول گسل ایپک تجمع لرزه‌ها دیده می‌شود. لذا می‌توان این گسل را به دو قطعه که در میزان لرزه-زایی با هم اختلاف دارند تقسیم کرد.

گسل توزلوگل نیز با روند زاگرسی از گسل‌های طولانی منطقه بوده که اخیراً فعالیت‌های لرزه‌ای قابل توجهی را در زمان محدود از خود نشان داد (که در فصل پیشین مورد بحث قرار گرفت). رومرکز این زمین‌لرزه‌ها در بخش میانی از طول گسل، بر روی فرادیواره آن تجمع یافته‌اند، بنابراین می‌توان این گسل را بر حسب پارامتر ذکر شده به ۳ قطعه تقسیم نمود.



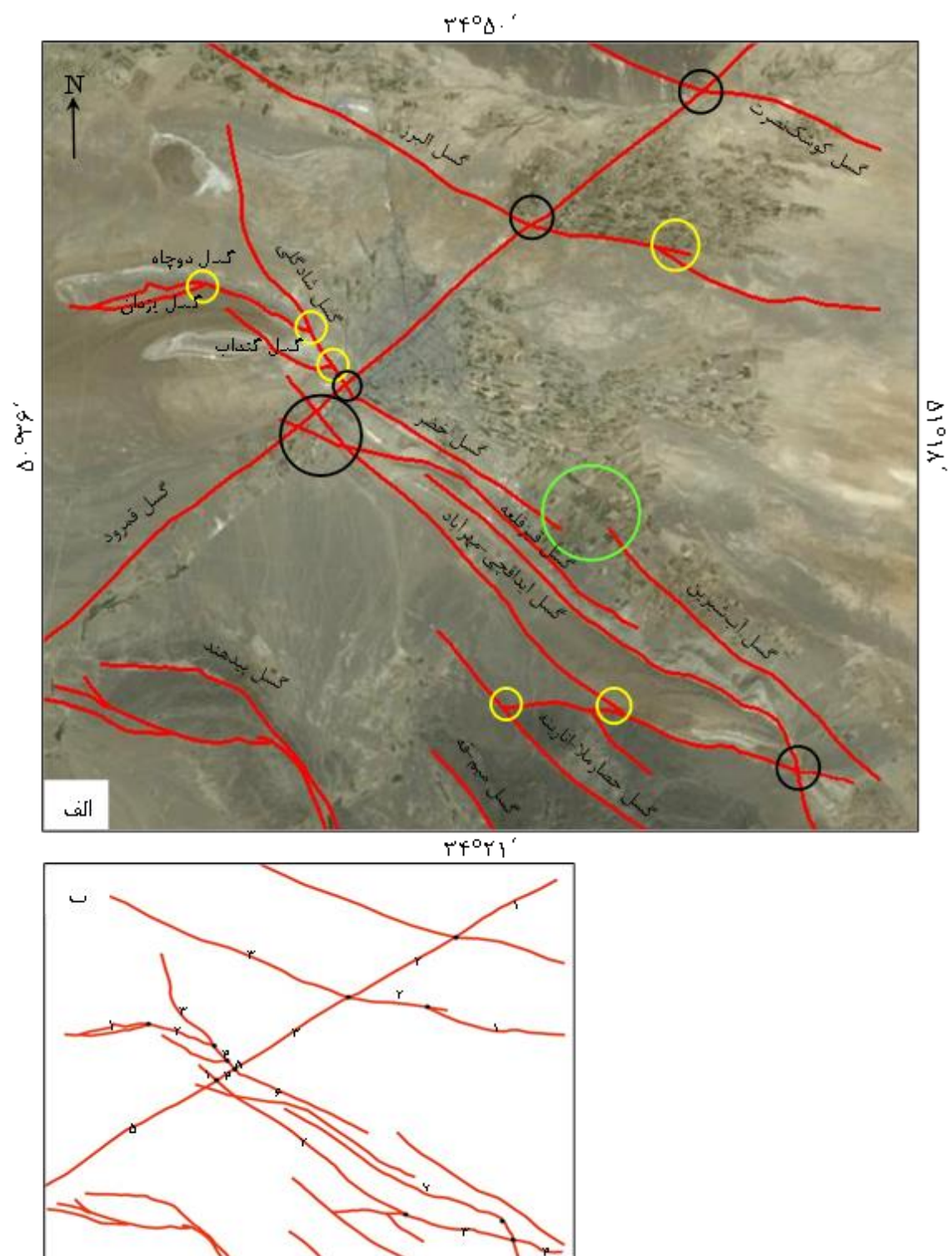
محسوس در امتداد گسل

1.9

در منطقه مورد مطالعه با توجه به اطلاعات در دسترس، بر پایه تغییرات در هندسه گسل می‌توان برخی گسل‌ها را قطعه بندی کرد. همچنین تغییر روند محسوس در امتداد گسل از دیگر شاخص‌های قطعه بندی گسل است که به علت رابطه نزدیک با شاخص ناپیوستگی هندسی گسل ترجیحاً در این بخش گنجانده شده است.

قابل ذکر است گسل‌هایی که بر اساس تغییر روند مورد قطعه بندی قرار گرفته‌اند دارای شیب زیاد (۸۰-۶۰ درجه، نظیر گسل‌های قم، کوشک‌نصرت، ایندس و ...) بوده و لذا تغییرات توپوگرافی نمی‌تواند تأثیر چندانی بر روند رخنمون گسل داشته باشد. علاوه بر آن برای تمامی گسل‌ها، خصوصاً گسل‌هایی که مقدار مشخصی از شیب آن‌ها در دست نیست برای اطمینان از عدم تأثیرگذاری تغییرات توپوگرافی سطح زمین بر روند رخنمون گسل، در محدوده اطراف گسل، کیفیت مورفولوژی سطح زمین با منحنی‌های تراز با دقت ۵۰ متر، کنترل شده است. نتایج حاصل از ملاحظات انجام شده نشان می‌دهد روند گسل‌هایی که با شاخص تغییر روند مورد قطعه بندی قرار گرفته است کم‌ترین تأثیر ممکن را از تغییرات توپوگرافی سطح زمین می‌گیرند.

قطعه قم در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قم و آران قرار دارد. در محدوده نقشه قم، گسل قم از سمت باختر به خاور به نام‌های گسل دوچاه، گسل شادگلی و گسل خضر معرفی گردیده است. این سه قسمت از نظر روند و مکانیسم با هم متفاوت هستند. گسل دوچاه دارای سازوکار معکوس و گسل‌های شادگلی و خضر سازوکار امتدادلغز دارند. در شکل ۵-۸ تصویر ماهواره‌ای محدوده مورد بحث نشان داده شده است. گسل دوچاه دارای راستای خم داری به سمت شمال است که می‌توان آن را بر حسب تغییر روند به ۲ قطعه تقسیم نمود، قطعه باختری دارای روند N80 و قطعه خاوری N115 می‌باشد. این امتداد در محل برخورد با گسل شادگلی به N145 می‌رسد. گسل خضر نیز دارای روند N115 است. بنابراین پیشنهاد می‌شود قطعه گسل قم به ۴ قطعه تقسیم گردد. البته محدوده گسل قم، یک پهنه گسله است که گسل‌های آب‌شیرین و قیزقلعه هم در ارتباط با این پهنه هستند.



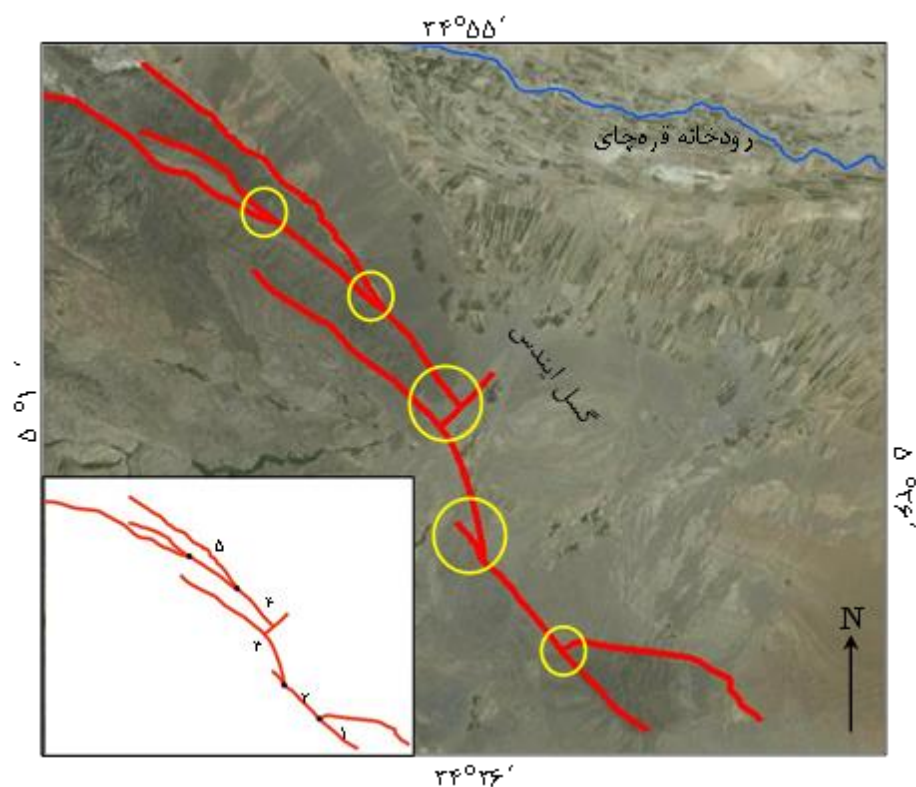
شکل ۵-۸ (الف) ناپیوستگی‌های هندسی در امتداد گسل‌ها و محل تلاقی گسل‌های فعال در محدوده اطراف قم، دواير زردرنگ محل انشعاب گسلی، دایره سبزرنگ محل پرش نردبانی، دواير سیاه‌رنگ محل برخورد گسل‌های فعال، (ب) شماره گذاری قطعات گسلی شکل الف

گسل قم-زفره بر اساس تغییر روند و مکانیسم به سه قطعه قم، راوند و کاشان تقسیم می‌شود (محجل و همکار، ۱۳۸۴). در مطالعه موردی قطعه کاشان در محدوده باختر شهر کاشان تا آبادی زفره، بر اساس تغییر روند، این قطعه خود به سه قطعه تقسیم شده است (محجل و همکار، ۱۳۸۴). همچنین محجل و رهامی (۱۳۸۸) قطعه میانی گسل قم-زفره (قطعه راوند) را بر حسب تغییر روند به سه قطعه تقسیم کرده و طبق الگوی ارائه شده برای نحوه شکل‌گیری گسل راوند بیان می‌شود قطعه راوند محل خمش گسل قم-زفره، در عبور از قطعه قم به قطعه کاشان قرار گرفته است. در محل تقاطع قطعه راوند با قطعه کاشان در جنوب و قطعه قم در شمال روند گسل از N170 به N130-140 می‌رسد. محجل و رهامی (۱۳۸۸) برای گسل قم-زفره ۴ قطعه معرفی می‌کنند؛ قطعه قم، قطعه راوند، قطعه کاشان، قطعه زفره، که قطعه چهارم با قطعه راوند هم روند و محدوده آن از جنوب باختری کاشان تا حوالی آبادی زفره است.

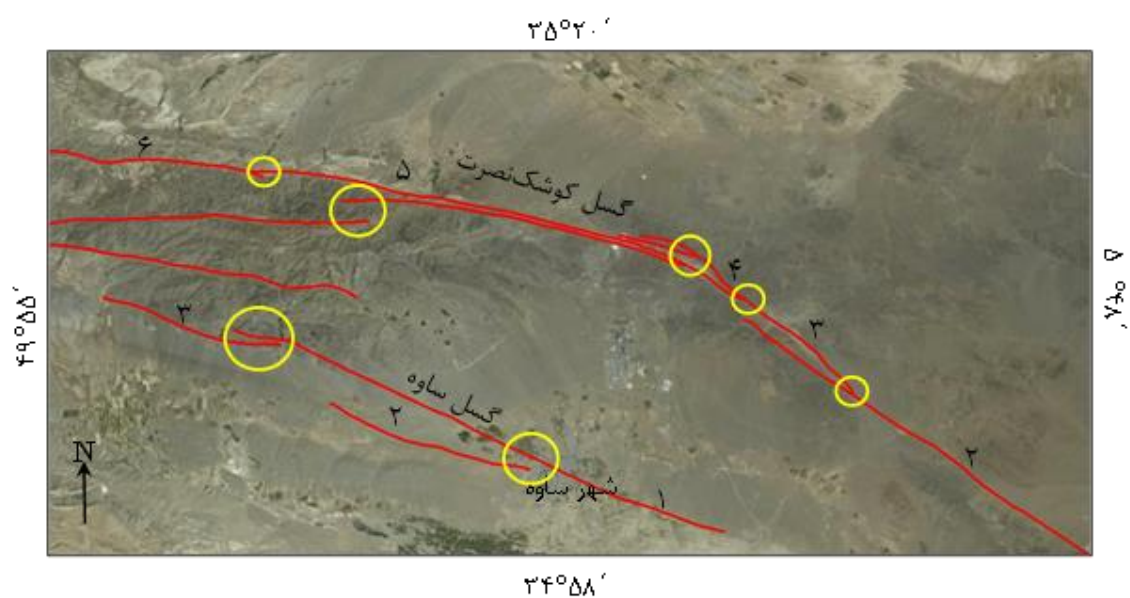
گسل ایندس از گسل‌های مهم منطقه است. این گسل در مسیر خود در بخش میانی دچار خمش شده و روندی متفاوت را نشان می‌دهد (شکل ۵-۹). قطعه شمالی و جنوبی دارای روند میانگین N135 بوده و قطعه میانی روند N170 را دارا می‌باشد.

گسل ساوه نیز در بخش میانی دچار خمش شده است. قطعه باختری و قطعه خاوری روند N120 دارند که در بخش میانی به روندی خاوری-باختری تغییر می‌یابد. علاوه بر تغییر در روند گسل در چند نقطه از طول گسل پدیده انشعاب گسل رخ داده است.

گسل کوشک‌نصرت و گسل ساوه در بخشی از طول خود با هم همپوشانی دارند (شکل ۵-۱۰). این دو گسل را بر اساس تغییر روند و ناپیوستگی‌های هندسی قطعه‌بندی کرد. گسل کوشک‌نصرت از محل انشعابات گسلی به ۴ قطعه تقسیم می‌شود و روند آن از باختر به خاور از N105 به N130 تغییر می‌یابد. گسل ساوه نیز در بخشی دچار پله شدگی شده و در بخشی دو قطعه گسل به شکل گسل‌های Y شکل در کنار هم قرار گرفته‌اند.

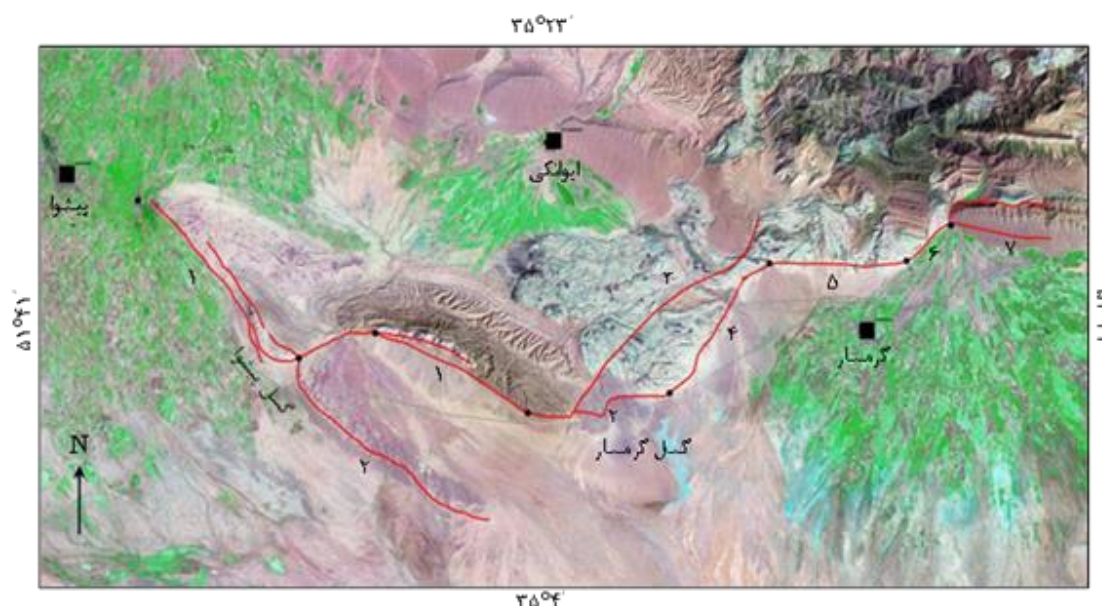


شکل ۵-۹ قطعه بندی گسل ایندس بر اساس ناپیوستگی‌های هندسی، دواير زرد رنگ محل انشعاب و پله‌شدگی را نشان می‌دهد



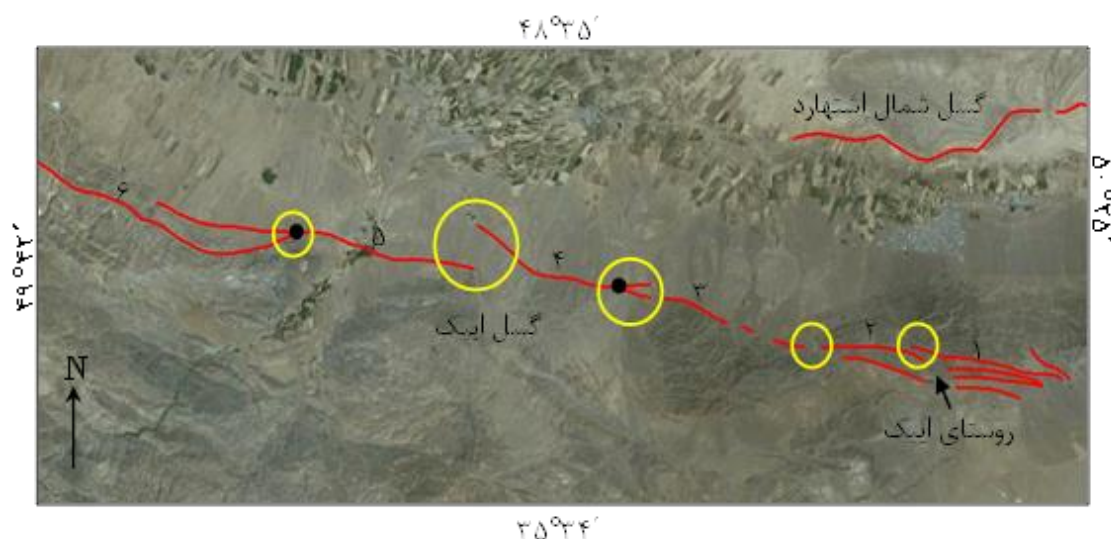
شکل ۵-۱۰ تغییرات هندسه گسل در امتداد زون گسلی کوشک‌نصرت و گسل ساوه بر روی تصویر ماهواره‌ای، دواير زرد رنگ محل ناپیوستگی را نشان می‌دهد

گسل گرمسار در طول مسیر خود خمش‌های زیادی به سمت خاور پیدا نموده و گاهی دچار انقطاع یا انشعاب شده است. لذا بر اساس تغییرات روند و ناپیوستگی‌های هندسی می‌توان این گسل را قطعه-بندی نمود (شکل ۵-۱۱). با توجه به قطعه‌بندی ارائه شده، از باختر به خاور، قطعه یک روند N115، قطعه‌های دو، پنج، هفت دارای روند تقریباً خاوری-باختری و قطعه‌های سه، چهار، شش دارای روند N30-40 می‌باشند. گسل پیشوا در جنوب‌باختری گسل گرمسار قرار دارد. این گسل را نیز بر اساس انقطاع در امتداد گسل می‌توان به دو قطعه تقسیم نمود (شکل ۵-۱۱).



شکل ۵-۱۱ قطعه بندی گسل گرمسار و پیشوا بر اساس تغییر هندسه گسل به همراه موقعیت نقاط شهری نزدیک بر روی تصویر ماهواره‌ای (Mr.Sid)

گسل ایپک گسلی طولانی با سازوکار معکوس است. این گسل در حوالی روستای ایپک چند شاخه می‌شود (شکل ۵-۱۲). البته باید نام پهنه گسلی را به این محدوده گسلی داد. در پهنه گسل ایپک چندین قطعه در کنار هم به صورت موازی یا به دنبال هم به شکل نردبانی، انشعابی یا پس از یک انقطاع قرار گرفته‌اند. گسل ایپک بر پایه ناپیوستگی‌های هندسی می‌تواند قطعه‌بندی شود.



شکل ۵-۱۲ ناپیوستگی‌های هندسی بر روی گسل ایک، دواير زرد رنگ محل انشعاب، قطع‌شدگی و پرش نردبانی را نشان می‌دهد.

در مطالعات انجام شده بر روی گسل بیدهند توسط ندري و همکاران (۱۳۸۷)، این گسل بر حسب تغییر مکانیسم و روند به سه قطعه شمالی (وناچ)، میانی (ابرجس) و جنوبی (نراق) تقسیم می‌شود. قطعه شمالی خود در محل انشعاب شامل ۲ قطعه T_1 و T_2 می‌شود و قطعه میانی بر اساس انشعاب و پله‌شدگی و اختلاف کمی در روند به سه قطعه تقسیم می‌شود.

در پژوهش‌های پیشین سری گسل‌های ری، راندگی شمال تهران، گسل بیدهند و گسل قم-زفره (قطعه‌های راوند و کاشان) به صورت جداگانه مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در این پژوهش‌ها اطلاعات کاملی از هندسه گسل ارائه شده که در جهت قطعه بندی این گسل‌ها می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد.

۵-۳-۴ قطعه‌بندی پهنه‌های گسلش در محل برخورد با گسل فعال

گسل‌های فعال به علت اینکه همواره در حال حرکت و ایجاد تغییر هستند در محل تلاقی با عوارض دیگر (اعم از ساخت‌های زمین‌شناسی و عوارض موفولوژیکی) می‌توانند آن‌ها را در جهت حرکت خود دچار جابجایی و یا قطع‌شدگی کنند. بنابراین به صورت منطقی می‌شود انتظار داشت مثلاً در محل

برخورد دو صفحه گسل، که حداقل یکی از آن‌ها فعال باشد، صفحه گسل غیر فعال متحمل شکستگی و جدایش شود. اگر هر دو گسل فعال باشند هر دوی آن‌ها دچار شکستگی خواهند شد. ایجاد انقطاع در صفحه گسل می‌تواند عاملی برای بروز تفاوت‌های رفتاری دو قطعه گسل نسبت به هم باشد.

گسل کوشک نصرت را می‌توان در محل برخورد با گسل قمرود به ۲ قطعه تقسیم کرد (شکل ۵-۸)، بنابراین این قطعه به ۴ قطعه قبلی که بر حسب تغییرات هندسی و روند گسل جدا شده بودند افزوده می‌شود. گسل کوشک نصرت در محل برخورد به صورت چپ‌گرد در امتداد گسل جابجا شده است (یساقی و همکاران^۱، ۲۰۱۰)، اما گسل قمرود در این محل دچار تغییر شکل محسوسی نشده است، این مطلب می‌تواند به نرخ بالاتر فعالیت گسل قمرود نسبت به گسل کوشک نصرت اشاره داشته باشد. همچنین دو گسل قم-زفره و ایداقچی-مهرآباد، با توجه به این که هر دو گسل فعال هستند، می‌توانند هر کدام در محل برخورد به دو قطعه مجزا تقسیم شوند (شکل ۵-۸).

گسل قمرود دارای روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری بوده و با عبور از شهر قم در مسیر خود با گسل‌های فعال متعددی برخورد می‌کند (شکل ۵-۸). گسل قم-زفره، ایداقچی-مهرآباد، البرز، راندگی شمال قم (گزارش ریزپهنه‌بندی شهر قم، ۱۳۸۴)، و گسل کوشک نصرت مهم‌ترین گسل‌هایی می‌باشند که با این گسل برخورد می‌کنند. بنابراین طبق این شاخص می‌توان گسل قمرود را به ۶ قطعه تقسیم کرد.

در محدوده جنوب شهر قم، گسل‌ها با روندها و مکانیسم‌های مختلف دیده می‌شود که با هم گاهاً برخورد دارند. قطعه گسلی قم از سامانه گسلی قم-زفره بر پایه تغییر روند و مکانیسم به ۴ قطعه تقسیم شد. گسل امتدادلغز یزدان از قطعه دوچاه و گسل راندگی گنداب از قطعه گسل شادگلی منشعب می‌شود (شکل ۵-۸). طبق علائم گزارش شده بر روی این گسل‌ها در نقشه زمین-

¹ Yassaqi et al.

شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قم و شواهد موجود در تصاویر ماهواره‌ای می‌توان آن‌ها را به عنوان گسل فعال پذیرفت. در امتداد گسل یزدان و گسل گنداب واحدهای رسوبی بریده و جابجا شده‌اند. بنابراین می‌توان قطعه گسلی قم را در نهایت به ۶ قطعه تقسیم نمود. قطعه گسلی راوند و گسل ایداقچی-مهرآباد در محل برخورد با هم، باتوجه به این که هر دو گسل فعال هستند، می‌توانند مورد قطعه‌بندی قرار گیرند. البته گسل ایداقچی-مهرآباد بر اساس تغییر مکانیسم از معکوس به امتدادلغز و تغییر روند از N140 به N100 می‌تواند به قطعات مجزایی تقسیم شود. بنابراین می‌توان گسل ایداقچی-مهرآباد را به ۳ قطعه تقسیم نمود.

۵-۳-۵ قطعه بندی پهنه‌های گسلش بر پایه تغییرات مورفولوژی

تغییرات مورفولوژی شواهدی بر جوان‌ترین فعالیت‌های گسل‌ها هستند. وجود افرازهای گسلی، پشته‌های مسدود کننده، آبراهه‌های جابجا شده، مخروط‌افکنه‌های بریده شده، دره‌های V شکل و ... همه از شاخص‌های جوان بودن گسل‌ها هستند که در فصل گذشته به صورت مشروح مورد بحث قرار گرفت. اما وجود این نوع شواهد در تمام طول گسل به طور یکنواخت نمی‌باشد؛ لذا وجود یا عدم وجود تغییرات مورفولوژی یا تفاوت در شدت ایجاد این تغییرات می‌تواند در تشخیص بخش‌های فعال‌تر گسل‌ها به ما کمک کند. البته شاخص‌های مورفوتکتونیک با بررسی میزان فعالیت گسل در بخش‌های مختلف به صورت کمی قابلیت بیشتری برای ایجاد تمایز بین قطعه‌های گسلی با نرخ فعالیت متفاوت دارند، اما در این نوشتار مجالی برای پرداختن به این موضوع وجود نداشته است.

گسل قم-زفره مهم‌ترین گسل منطقه مورد مطالعه بوده که پژوهش‌های زیادی بر روی آن انجام گرفته است. طبق مطالعه تصاویر ماهواره‌ای این گسل و نتایج پژوهش‌های پیشین، این طور به نظر می‌رسد که در قطعه کاشان بیشترین تغییرات مورفولوژی رخ داده و نرخ فعالیت آن نیز از سایر قطعات بیشتر است. در مباحث پیشین به برخی از علائم نوزمین ساختی این گسل اشاره گردید.

گسل کوشک نصرت تقریباً در تمام طول خود، بر روی تصاویر ماهواره‌ای دارای روندی قابل پی‌گیری است؛ اما در خصوص تغییرات مورفولوژیکی مشاهده شده بر روی گسل می‌توان ادعا نمود بیشترین تغییرات در بخش شمال باختری گسل رخ داده و نرخ فعالیت در این قطعه نسبت به بخش‌های دیگر بیشتر است.

قطعه‌بندی گسل بیدهند بر اساس تغییرات هندسی مورد بحث قرار گرفت. با توجه به مطالعات پیشین و بررسی تصاویر ماهواره‌ای محدوده گسل بیدهند به نظر می‌رسد در میزان ظهور تغییرات ژئومورفولوژیکی در بخش‌های مختلف گسل تفاوت‌هایی وجود دارد. به گفته ندری و همکاران (۱۳۸۷) این گسل در بخش میانی همراه با تعداد زیادی دایک است که در سیستم شکستگی‌های اصلی مرتبط با گسلش تزریق شده‌اند. دایک‌ها هندسه قائم داشته و موازی هم هستند و با نزدیک شدن به گسل بر تراکم آن‌ها افزوده می‌شود. این دایک‌ها همزمان نبوده، دسته‌ای واحدهای ائوسن و دسته‌ای دیگر واحدهای الیگوسن-میوسن را قطع می‌کنند. همچنین در قطعه نراق شروع نفوذ مواد سنگ‌های آذرین درونی در منطقه از ائوسن بالایی بوده که در مراحل بعدی در اثر زمین‌ساخت فشاری دچار چین-خوردگی شده‌اند (ندری و همکاران، ۱۳۸۷). با مطالعه تصاویر ماهواره‌ای گسل بیدهند در قطعه ونارچ به ظاهر تغییرات مورفولوژیکی بیشتری نسبت به قطعه ابرجس و نراق ایجاد شده است؛ به این دلیل شاید بتوان قطعه ونارچ را فعال‌تر از دو قطعه دیگر معرفی کرد.

گسل ساوه نیز از گسل‌های جوان منطقه می‌باشد. این گسل در بخشی از طول خود موازی زون گسلی کوشک نصرت بوده و مرز بین کوه و دشت است. در این قسمت گسل ساوه با ایجاد پیشانی کوهستانی مستقیم و نهشته شدن آبرفت‌ها طبق الگوی پیشانی‌های فعال، نرخ فعالیت بالاتری را نسبت به بخش دیگر که از میان آبرفت می‌گذرد نشان داده و روندی متفاوت دارد.

با توجه به این که قطعه‌بندی بر پایه شاخص تغییرات مورفولوژی، به قطعات گسلی که قبلاً مورد بحث قرار گرفت قطعه جدیدی اضافه نکرده است و تصاویر ماهواره‌ای مربوط نیز در فصل قبل مورد بحث قرار گرفته، از تکرار نقشه‌ها و تصاویر صرف نظر شده است.

در جدول زیر قطعه‌بندی بر اساس شاخص‌های مختلف برای گسل‌ها آورده شده است. بر اساس طول هر قطعه بزرگا بر حسب روابط تجربی نوروزی و ولز-کوپراسمیت برای آن قطعه محاسبه گردیده است (علت استفاده از این دو رابطه در مباحث پیشین بیان شد).

جدول ۵-۱ بزرگای گسل‌ها در ارتباط با طول قطعه‌های گسل

نام گسل	شماره قطعه	طول قطعه (km)	بزرگای گسل (نوروزی)	بزرگای گسل (ولز-کوپراسمیت)
قم	۱	۱۱	۶/۲	۶/۳
	۲	۹	۶/۱	۶/۲
	۳	۱۷	۶/۵	۶/۵
	۴	۲/۹	۵/۵	۵/۶
	۵	۱/۷	۵/۲	۵/۳
	۶	۱۹	۶/۵	۶/۵
	۷	۳۲/۳۳	۶/۸	۶/۸
ایداقچی-مهرآباد	۱	۳/۴۶	۵/۶	۵/۷
	۲	۳۱/۴۶	۶/۸	۶/۸
	۳	۱۳/۵	۶/۳	۶/۴
	۴	۶/۶	۶	۶
قمرود	۱	۱۵	۶/۴	۶/۴
	۲	۱۵/۵	۶/۴	۶/۴
	۳	۸/۲	۶/۱	۶/۱
	۴	۱۰	۶/۲	۶/۲
	۵	۳	۵/۵	۵/۶
	۶	۶۵/۳	۷/۲	۷/۲
	۱	۱۳/۸	۶/۳	۶/۴
کوشک‌نصرت	۲	۵۵/۸	۷/۱	۷/۱
	۳	۱۱/۴	۶/۲	۶/۳
	۴	۵/۳	۵/۸	۵/۹
	۵	۳۳/۳	۶/۸	۶/۸
	۶	۱۵/۴	۶/۴	۶/۴
	۱	۳۶/۶	۶/۹	۶/۹
	۲	۱۶/۳	۶/۴	۶/۵
ساوه	۳	۱۴/۱۶	۶/۴	۶/۴
	۱	۵/۶	۵/۹	۵/۹
ایندهس				

۵/۹	۵/۹	۵/۵	۲	
۶/۴	۶/۵	۱۸/۵	۳	
۶	۵/۹	۶	۴	
۶/۵	۶/۴	۱۶/۴	۵	
۶/۴	۶/۳	۱۳	۱	گرمسار
۶/۴	۶/۳	۱۱/۷	۲	
۶/۶	۶/۶	۲۱	۳	
۶/۳	۶/۳	۱۲/۸	۴	
۶/۳	۶/۲	۱۰/۸	۵	
۵/۸	۵/۷	۴/۵	۶	
۶/۱	۶/۱	۸	۷	
۶/۴	۶/۴	۱۴/۸	۱	پیشوا
۶/۶	۶/۶	۲۰	۲	
۶/۲	۶/۲	۹/۸	۱	ایپک
۶	۶	۷	۲	
۶/۳	۶/۳	۱۲/۷	۳	
۶/۲	۶/۲	۱۰/۲۵	۴	
۶/۳	۶/۳	۱۲	۵	
۶/۶	۶/۶	۲۲/۳	۶	

۴-۵ درجه بندی فعالیت برخی گسل ها بر اساس داده های در دسترس

درجه فعالیت گسل ها به عوامل مختلفی نظیر هندسه، روند، لیتولوژی واحدهای در بر گیرنده، جایگاه تکتونیکی، نرخ فعالیت ناحیه ای و ... بستگی دارد. شاخص های تعیین فعالیت گسل می تواند تمام شواهد تأیید کننده پویایی گسل را شامل شود. این شاخص ها مواردی نظیر زلزله تاریخی منتسب، زلزله دستگاهی منتسب (که از نظر زمان وقوع و بزرگی قابل توجه است)، تجمع میکرو لرزه ها بر روی گسل، افرازی های گسلی، پشته های مسدود کننده، جابجایی آبراهه ها، مورفولوژی مخروط افکنه ها، دره های V شکل و ... را شامل می شود. بر اساس مطالعات صحرایی، بررسی تصاویر ماهواره ای و داده های لرزه ای جمع آوری شده از بانک داده ها (گزارشات علمی ارائه شده از زلزله های تاریخی و دستگاهی و سایت IIEES) شاخص های فعالیت گسل در مباحث پیشین مورد بحث قرار گرفت. در جدول ۲-۵ شاخص های مختلف برای هر گسل به طور خلاصه گردآوری شده است. در این بخش گسل ها به دو رده فعال قطعی با شواهد زیاد (دارای حداقل ۴ شاخص) و فعال محتمل با شواهد کم (دارای حداکثر ۳ شاخص) تقسیم شده اند.

جدول ۲-۵ بررسی شاخص های فعالیت گسل ها (علامت ستاره نشان دهنده وجود نشانه مورد نظر بر روی گسل است).

نام گسل	طول کل گسل (km)	افراز گسلی	پشته مسدود کننده	مخروط افکنه جوان	آبراهه جابجا شده	قطع شدگی عوارض	تشخیص رد گسل	لرزه تاریخی منتسب	لرزه دستگاهی منتسب	احتمال لرزه زایی	رده فعالیت
قم-زفره	۲۶۰/۲	*	*	*	*	*	*	*	*	*	قطعی
راندگی شمال تهران	۱۰۷/۲۵	*		*		*	*	*	*		قطعی
سیاه کوه	۱۴۵/۷		*	*						*	محتمل
کوشک نصرت	۱۶۵			*	*	*	*		*	*	قطعی
راندگی اشتهاارد	۶۲/۹			*		*	*	*	*	*	قطعی
ابوانکی	۶۸/۶		*	*						*	محتمل
گرمسار	۶۲			*	*	*	*	*	*	*	قطعی
ایپک	۷۱/۶		*	*	*	*	*	*	*	*	قطعی
قمرود	۱۱۷/۱					*	*		*	*	محتمل

البرز	۷۶	*			*						محتمل
آب شیرین	۶۶/۵				*						محتمل
تلخاب	۱۱۲/۵				*						محتمل
توزلوگل	۹۲/۵			*	*					*	محتمل
مهرآباد	۶۰	*		*	*	*				*	قطعی
بیدهند	۵۴	*		*	*	*	*			*	قطعی
کهریزک	۴۵	*		*	*					*	قطعی
پیشوا	۳۷	*		*	*			*	*	*	قطعی
شمال ری	۱۸/۶۵	*		*	*					*	قطعی
جنوب ری	۲۷/۹	*		*	*					*	قطعی
ساوه	۶۰			*	*		*				محتمل
تفرش	۴۶/۶		*		*						محتمل
کهنک (میم- قه)	۴۹		*	*	*	*		*			قطعی
ایندس	۵۰	*	*		*		*		*	*	قطعی
قیزقلعه	۳۱			*	*	*		*			قطعی
حصارملا- انارینه	۴۰/۶۳			*	*	*		*			محتمل

فصل ششم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱ نتیجه‌گیری

- بخش وسیعی از ناحیه مورد مطالعه در زون ساختاری ایران مرکزی قرار داشته و بخش کوچکی از آن در زون‌های ساختاری ارومیه-دختر و البرز مرکزی قرار می‌گیرد. روند کلی گسل‌ها در این ناحیه زاگرسی بوده و تعدادی از آن‌ها نیز روند خاوری-باختری دارند. رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه فشاری همراه با مؤلفه برشی است، به همین علت مکانیسم بیشتر گسل‌های منطقه معکوس راست‌گرد می‌باشد.
- بر اساس شواهد نوزمین‌ساختی گسل‌های قم-زفره، کوشک‌نصرت، مهرآباد، ایندس، بیده‌ند، ایپک، گرمسار، راندگی شمال اشتهارد، سری ری و پیشوا به طور قطعی فعال هستند.
- گسل کوشک‌نصرت در مطالعات پیشین به عنوان گسل معکوس چپ‌گرد معرفی شده است، اما شواهد نوزمین‌ساختی نشان می‌دهد حداقل قطعه شمال‌باختری حرکت امتدادی راست‌گرد دارد.
- با توجه به شواهد نوزمین‌ساختی گسل میم به گسل قه و گسل حصارملا به گسل اناربنه پیوسته بوده و جابجایی چپ‌گرد در امتداد این گسل‌ها توانسته عوارض مورفولوژیکی محدوده گسل را به صورت هماهنگ با مجموعه گسل‌های اطراف (سیستم ریدل راست‌گرد) دچار بریدگی و جابجایی کند.
- گسل توزلوگل یکی از گسل‌های جوان منطقه است که با وقوع زمین‌لرزه‌های سال ۱۳۹۰ مشخص شد دارای توان لرزه‌زایی است.
- با توجه به نتایج حاصل از محاسبه بزرگای گسل‌ها در رابطه با طول گسیختگی آن‌ها توان لرزه‌زایی بیش از ۸۰ در صد قطعات گسلی بزرگ‌تر ۶ ریشتر می‌باشد.

۲-۶ پیشنهادات

- با توجه به اینکه شهر قم توسط گسل‌های فعال متعددی احاطه شده است، پیشنهاد می‌شود با شبکه بندی محدود لرزه‌ای برای محدوده شهر، میکرولرزه‌ها مورد بررسی قرار گیرد و با رفتارشناسی گسل‌های اطراف، حریم گسل‌ها و توان لرزه‌زایی آن‌ها مشخص گردد.
- پیشنهاد می‌شود گسل‌های فعال منطقه (حداقل مواردی که فعالیت آن‌ها به طور قطعی ثابت شده) به صورت موردی مطالعه شود تا با شناخت کافی از آن‌ها بتوان برای ساخت و ساز در حریم گسل تصمیمات قابل اطمینانی گرفته شود.
- پیشنهاد می‌شود با مطالعه دقیق میدان تنش حاکم بر منطقه، الگوی زمین‌ساختی محدوده مورد نظر طراحی شود و با مشخص کردن نرخ فعالیت در نقاط مختلف نقشه شدت فعالیت برای منطقه رسم شود.
- پیشنهاد می‌شود علاوه بر شاخص‌های استفاده شده در این پژوهش برای قطعه‌بندی گسل‌ها از شاخص‌های دیگر (که به علت نبود امکانات مجالی برای انجام آن یافت نشد) نیز برای تکمیل و تدقیق نتایج قطعه‌بندی صورت گرفته در این مطالعه بهره گرفته شود.

پیوست

فهرست زمین‌لرزه‌های بزرگ ایران (مربوط به زون‌های ساختاری ایران مرکزی، البرز و شرق ایران، به نقل از زارع)

تاریخ	طول	عرض	نام زلزله	نام گسل	طول گسل	طول گسیختگی	بزرگا	سازوکار
۱۳۳۶/۱۰/۲۱	۵۹/۷	۳۴/۷	خواف	خواف	۱۰۰	۲۱	۶/۷	راست‌گرد
۱۴۹۳/۱/۱۰	۵۹/۸	۳۳	مؤمن آباد	نوزاد	۴۰	۳۰	۷	فشاری
۱۸۳۸	۵۹/۹	۲۹/۶	نصرت آباد	نهپندان	۱۹۷	۷۵	۷	امتداد لغز؟
۱۸۷۹/۳/۲۲	۴۷/۹	۳۷/۸	بزقوش - گرمرو	بزقوش	۱۲۰	۱۸	۶/۶	فشاری
۱۹۱۱/۴/۱۸	۵۷/۰۳	۳۱/۲۳	راور	لک‌کوه	۷۵	۱۷	۶/۷	فشاری
۱۹۲۹/۱/۵	۵۷/۸۱	۳۷/۷۳	کپه داغ	کپه داغ	۱۴۰	۶۷	۷/۳	فشاری
۱۹۴۱/۲/۱۶	۵۸/۸۷	۳۳/۴۱	فردوس	محمدآباد	۱۰۵	۲۳	۶/۴	فشاری
۱۹۴۷/۹/۲۳	۵۸/۷۶	۳۳/۶۷	فردوس	دوست آباد	۱۰۵	۲۳	۶/۸	فشاری راست‌گرد
۱۹۵۳/۲/۱۲	۵۴/۸۸	۳۵/۳۹	ترود	ترود	۱۱۰	۳۰	۶/۸	فشاری
۱۹۲۶/۱/۹	۴۹/۸۱	۳۵/۷۱	بوئین زهرا	ایپک	۱۹۰	۸۲	۷/۲	فشاری چپ‌گرد
۱۹۵۸/۸/۳۱	۵۸/۹۶	۳۴/۰۲	دشت بیاض	دشت بیاض	۱۳۵	۸۰	۷/۴	فشاری چپ‌گرد
۱۹۷۷/۱۲/۱۹	۵۶/۶۱	۳۰/۹	گیسک	کوهبنان	۱۴۸	۹	۵/۸	فشاری راست‌گرد
۱۹۷۸/۹/۱۶	۵۷/۱۲	۳۳/۴	طبس	طبس	۱۶۰	۹۲	۷/۴	فشاری
۱۹۷۹/۱۱/۲۷	۵۹/۶۳	۳۴/۰۸۵	خواف	کوریزان	۱۲۰	۶۰	۷/۱	فشاری چپ‌گرد
۱۹۸۱/۸/۲۷	۵۷/۵۵	۳۳/۲	سیرچ	گوک	۱۳۰	۶۵	۷/۱	فشاری
۱۹۹۰/۶/۲۰	۴۱/۴۳	۳۶/۷۵	منجیل	هرزویل	۱۳۰	۷۵	۷/۳	فشاری چپ‌گرد
۱۹۹۴/۲/۲۳	۶۰/۵	۳۰/۹۵	سفیدابه	سفیدابه	۱۴۰	۴	۶	فشاری چپ‌گرد

فهرست زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده بزرگتر از ۲ ریشتر از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۲

Date(yyyy/mm/dd)	Time(UTC)	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude	Reference
<u>1/2/1903</u>	07:15.0	36.5	54.9	25	Ms:5	MEA
<u>10/24/1917</u>	00:00.0	36.94	54.31		Ms:5.3	AMB
<u>7/3/1924</u>	18:50.0	35.5	55		mb:5	ISS
<u>4/11/1935</u>	14:00.0	36.36	53.32		mb:6.8	AMB
<u>4/15/1935</u>	04:35.0	35.9	54	70	Ms:4.4	MEA
<u>9/8/1935</u>	16:12.0	37.3	54.4	10	Ms:4.3	MEA
<u>4/7/1937</u>	30:59.0	34.8	52.1		mb:5.5	ISS
<u>4/22/1951</u>	32:41.0	34.8	52.1		mb:5	ISS
<u>9/2/1954</u>	47:00.0	35.3	52		M:4.5	CP(BAN)
<u>7/23/1960</u>	23:48.0	34.5	50.5		M:5.1	FS(BAN)
<u>9/4/1962</u>	30:13.0	35.56	49.72	20	mb:5.6	EHB
<u>9/12/1962</u>	16:42.0	35.6	49.9		mb:4.5	BCIS
<u>10/13/1962</u>	23:37.0	35.62	50.06	15	mb:5.5	EHB
<u>12/2/1962</u>	21:31.0	35.53	50.06	53	M:5	NOW
<u>12/2/1962</u>	36:25.0	35.58	50	24	M:4.2	NOW
<u>1/2/1963</u>	38:00.0	35.7	49.9	20	M:5.5	NAB
<u>5/28/1963</u>	32:47.0	35.4	49.8	33	mb:4.3	USCGS
<u>12/21/1963</u>	50:37.0	33.59	51.54	24	mb:4.5	NOW
<u>11/3/1964</u>	36:06.0	35.52	50.18	15	mb:5.1	EHB
<u>2/16/1967</u>	55:32.0	35.4	51.9	144	mb:4.5	ISC
<u>6/23/1967</u>	15:08.0	35.5	49.6	38	mb:4.4	ISC
<u>4/26/1968</u>	58:24.0	35.06	50.16	22	mb:5.2	EHB
<u>6/27/1970</u>	57:56.0	35.13	50.76	25	mb:4.8	EHB
<u>3/31/1971</u>	50:12.0	34.7	50.41	39	mb:4.4	ISC
<u>4/30/1971</u>	06:15.0	34.64	50.36	15	mb:4.7	EHB
<u>4/11/1975</u>	26:43.0	35.62	50.26	15	mb:4.7	EHB
<u>5/25/1977</u>	01:46.0	34.84	52.01	23	mb:5.3	EHB
<u>12/24/1978</u>	34:28.0	33.85	50.93		mb:4	ISC
<u>2/22/1979</u>	07:17.0	35.2	52.1	33	mb:4.6	ISC
<u>3/25/1979</u>	32:25.0	34.87	52.45	26	mb:4.6	EHB
<u>12/19/1980</u>	16:54.0	34.47	50.65	12	Mw:6.2	EHB
<u>12/22/1980</u>	51:20.0	34.43	50.63	18	Mw:5.7	EHB
<u>12/25/1980</u>	13:19.0	34.24	50.8	33	mb:4.4	ISC
<u>3/29/1981</u>	20:51.0	34.37	50.86	21	mb:4.4	ISC
<u>7/5/1982</u>	54:24.0	34.74	50.98	33	mb:4.5	ISC
<u>10/25/1982</u>	54:50.0	35.11	52.31	15	MS:5.4	EHB
<u>5/29/1983</u>	15:38.0	35.2	52.13	15	mb:4.4	EHB

<u>2/11/1985</u>	26:47.0	34.47	50.69	62	mb:4.7	ISC
<u>3/1/1988</u>	02:03.0	34.48	50.79	16	mb:4.5	ISC
<u>5/27/1988</u>	54:25.0	34.41	50.25	10	mb:4.5	ISC
<u>8/23/1988</u>	30:51.0	35.38	52.25	25	Mw:5.2	EHB
<u>10/24/1988</u>	01:57.0	35.17	52.26	15	mb:4.9	EHB
<u>10/26/1988</u>	49:20.0	35.12	52.23	6	mb:4.7	ISC
<u>12/3/1988</u>	40:59.0	35.15	52.21	10	mb:4.4	ISC
<u>8/19/1993</u>	04:30.0	35.17	52.1	16	mb:4.6	EHB
<u>4/26/1996</u>	31:31.0	33.68	50.94	87	mb:3.9	ISC
<u>11/5/1997</u>	42:57.0	34.94	51.37	44	mb:4.2	ISC
<u>4/10/2000</u>	14:15.0	34.77	50.46	10	ML:2.7	IIEES
<u>5/10/2000</u>	33:11.0	34.66	49.61	33	mb:2.7	IIEES
<u>5/12/2000</u>	29:05.0	34.23	51.79	10	mb:3.3	IIEES
<u>2/5/2001</u>	04:25.0	35.31	52.15	14	ML:3.6	ISC
<u>2/10/2001</u>	19:44.0	35.84	50.97	13	ML:2.5	ISC
<u>2/16/2001</u>	43:00.0	35.33	52.11	11	ML:3.8	ISC
<u>2/22/2001</u>	19:57.0	35.22	51.99	16	ML:2.6	ISC
<u>4/17/2001</u>	48:26.0	35.78	50.27	13	ML:2.8	ISC
<u>4/28/2001</u>	44:27.0	34.16	50.34	10	ML:2.9	ISC
<u>5/23/2001</u>	37:34.0	33.5	50.99	33	mb:4	ISC
<u>5/25/2001</u>	52:28.0	33.6	51.05	9	ML:3.5	ISC
<u>6/20/2001</u>	00:06.0	34.33	49.91	6	ML:2.8	ISC
<u>7/24/2001</u>	45:39.0	34.47	51.02	13	ML:3.7	ISC
<u>7/30/2001</u>	55:03.0	34.79	52.4	21	ML:2.8	ISC
<u>8/12/2001</u>	04:57.0	34.37	50.88	15	ML:3.2	IIEES
<u>9/12/2001</u>	38:39.0	34.21	50.69	23	ML:3.6	ISC
<u>11/23/2001</u>	30:48.0	34.11	49.86	15	mb:3.7	ISC
<u>1/12/2002</u>	18:22.0	35.61	50.56	33	mb:3.2	ISC
<u>3/21/2002</u>	14:33.0	34.9	51.4	15	ML:2.8	ISC
<u>3/25/2002</u>	58:57.0	35.02	51.87	15	ML:3.4	ISC
<u>10/10/2002</u>	05:52.0	34.35	51.7	3	ML:3.4	ISC
<u>10/12/2002</u>	52:24.0	33.95	50.98	28	ML:3.2	ISC
<u>12/9/2002</u>	40:31.0	34.92	50.93	15	ML:3.5	ISC
<u>3/9/2003</u>	57:29.0	35.63	51.34	15	ML:3	IIEES
<u>3/9/2003</u>	50:12.0	35.69	51.68	9	ML:4	IIEES
<u>9/4/2003</u>	56:01.0	35.22	51.42	15	mb:3.3	IIEES
<u>9/6/2003</u>	33:33.0	35.04	52.29	15	mb:2.9	IIEES
<u>9/19/2003</u>	11:32.0	35.61	51.62	15	mb:3.5	IIEES
<u>10/13/2003</u>	28:20.0	35.12	52.25	18	mb:3.5	IIEES
<u>12/24/2003</u>	50:00.0	35.17	50.5	15	mb:4.7	EHB
<u>6/7/2004</u>	57:00.0	34.3	49.9	8	ML:3.1	IIEES
<u>6/7/2004</u>	58:25.0	34.25	49.9	4	ML:3.4	IIEES
<u>7/7/2004</u>	06:52.0	34.3	51.45	18	ML:2.9	IIEES

<u>9/9/2004</u>	36:49.4	35.82	51.26	6	ML:2.9	IIEES
<u>9/14/2004</u>	30:22.1	33.42	51.03	14	ML:2.6	IIEES
<u>10/17/2004</u>	25:09.1	35.17	52.32	14	ML:3.2	IIEES
<u>10/25/2004</u>	20:10.7	34.65	50.56	7	ML:3.8	IIEES
<u>1/6/2005</u>	04:01.3	34.08	52.17	18	ML:2.5	IIEES
<u>3/25/2005</u>	48:54.7	35.01	50.05	14	ML:4.3	IIEES
<u>4/10/2005</u>	33:00.8	34.47	51.09	14	ML:3.5	IIEES
<u>4/27/2005</u>	27:52.9	35.59	50.39	18	ML:2.5	IIEES
<u>5/13/2005</u>	56:53.5	35.17	51.57	14	ML:2.8	IIEES
<u>6/18/2005</u>	57:05.2	34.66	51.68	18	ML:3.1	IIEES
<u>7/11/2005</u>	58:44.4	34.75	50.37	15	ML:3.4	IIEES
<u>7/11/2005</u>	42:52.5	34.6	50.48	14	ML:3.7	IIEES
<u>7/11/2005</u>	46:43.4	34.7	50.42	14	ML:2.9	IIEES
<u>7/19/2005</u>	50:26.1	35.58	49.91	14	ML:3.4	IIEES
<u>8/1/2005</u>	39:39.4	35.25	51.05	17	ML:2.8	IIEES
<u>8/20/2005</u>	38:25.1	35.69	51.84	7	ML:3	IIEES
<u>9/5/2005</u>	30:18.3	34.17	52.06	14	ML:4.6	IIEES
<u>9/13/2005</u>	19:21.5	34.17	52.07	18	ML:2.7	IIEES
<u>10/15/2005</u>	53:13.5	33.87	52.09	16	ML:2.5	IIEES
<u>11/1/2005</u>	50:55.4	34.16	52.06	18	ML:2.6	IIEES
<u>11/15/2005</u>	37:26.9	34.91	49.94	14	ML:2.9	IIEES
<u>11/15/2005</u>	07:12.7	34.18	52.07	16	ML:3.3	IIEES
<u>12/16/2005</u>	51:58.2	35.05	49.62	29	ML:2.6	IIEES
<u>1/3/2006</u>	49:14.1	34.9	51.28	15	ML:2.5	IIEES
<u>2/7/2006</u>	46:35.8	34.07	51.47	14	ML:2.8	IIEES
<u>2/19/2006</u>	42:56.9	35.67	51.92	6	ML:2.5	IIEES
<u>2/27/2006</u>	31:19.6	34.88	50.14	14	ML:3.5	IIEES
<u>3/25/2006</u>	59:07.5	35.58	49.83	18	ML:3.2	IIEES
<u>4/3/2006</u>	38:05.0	35.2	52	14	ML:3.3	IIEES
<u>5/2/2006</u>	18:57.0	34.51	51.32	14	ML:2.5	IIEES
<u>5/8/2006</u>	56:48.2	35.37	52.08	16	ML:2.5	IIEES
<u>5/8/2006</u>	01:52.0	35.36	52.09	14	ML:2.7	IIEES
<u>5/28/2006</u>	33:44.2	34.42	49.75	14	ML:3.3	IIEES
<u>5/28/2006</u>	12:13.2	35.37	50.99	15	ML:3.4	IIEES
<u>7/22/2006</u>	41:07.5	33.48	50.93	17	ML:4.3	IIEES
<u>7/24/2006</u>	26:43.5	35.29	50.48	30	ML:2.7	IIEES
<u>8/15/2006</u>	33:53.7	35.79	51.57	15	ML:2.6	IIEES
<u>8/20/2006</u>	30:24.7	35.56	49.74	46	ML:2.6	IIEES
<u>9/26/2006</u>	52:27.0	34.47	52.05	45	ML:2.6	IIEES
<u>10/4/2006</u>	57:09.1	35.64	50.16	17	ML:3.1	IIEES
<u>10/6/2006</u>	58:26.0	34.06	51.77	14	ML:3	IIEES
<u>11/6/2006</u>	13:18.5	34.61	50.64	14	ML:2.9	IIEES
<u>11/12/2006</u>	51:40.4	35.14	49.83	21	ML:2.6	IIEES

<u>11/15/2006</u>	35:49.6	35.18	49.77	16	ML:3.3	IIEES
<u>11/18/2006</u>	33:19.5	35.17	52.04	15	ML:3	IIEES
<u>12/26/2006</u>	57:20.5	35.3	51.77	14	ML:3.4	IIEES
<u>12/27/2006</u>	04:31.2	35.31	51.78	14	ML:2.9	IIEES
<u>1/16/2007</u>	30:46.5	34.67	51.38	17	ML:2.5	IIEES
<u>1/19/2007</u>	22:28.1	34.53	51.81	18	ML:2.6	IIEES
<u>1/26/2007</u>	58:10.7	33.44	50.89	14	ML:3.7	IIEES
<u>3/2/2007</u>	10:19.2	35.65	51.57	14	ML:3.1	IIEES
<u>3/13/2007</u>	59:09.7	33.36	50.8	14	ML:2.7	IIEES
<u>3/14/2007</u>	20:09.0	35.67	50.98	33	ML:3	IIEES
<u>4/25/2007</u>	56:32.5	33.33	50.78	15	ML:2.9	IIEES
<u>5/7/2007</u>	44:32.0	35.37	52.12	14	ML:2.5	IIEES
<u>5/11/2007</u>	05:51.7	34.42	49.68	15	ML:2.6	IIEES
<u>6/15/2007</u>	47:26.9	34.3	52.26	46	ML:3.8	IIEES
<u>6/18/2007</u>	29:49.4	34.52	50.84	17	ML:5.6	IIEES
<u>6/18/2007</u>	51:51.8	34.56	50.82	18	ML:3.3	IIEES
<u>6/18/2007</u>	21:13.1	34.55	50.83	17	ML:2.6	IIEES
<u>6/18/2007</u>	21:44.0	34.58	50.77	15	ML:3	IIEES
<u>6/18/2007</u>	25:48.5	34.57	50.79	15	ML:2.8	IIEES
<u>6/19/2007</u>	56:50.0	34.55	50.81	26	ML:2.6	IIEES
<u>6/19/2007</u>	19:27.7	34.54	50.84	14	ML:3	IIEES
<u>6/19/2007</u>	03:34.1	34.54	50.87	14	ML:4.3	IIEES
<u>6/19/2007</u>	58:39.2	35.6	51.83	15	ML:2.6	IIEES
<u>6/19/2007</u>	09:11.5	34.59	50.79	14	ML:2.8	IIEES
<u>6/19/2007</u>	12:54.4	34.52	50.81	36	ML:2.5	IIEES
<u>6/19/2007</u>	20:45.5	34.52	50.81	32	ML:2.8	IIEES
<u>6/20/2007</u>	38:14.3	34.59	50.82	15	ML:3.8	IIEES
<u>6/20/2007</u>	25:04.4	34.61	50.8	17	ML:3.1	IIEES
<u>6/20/2007</u>	56:50.2	34.6	50.79	17	ML:2.9	IIEES
<u>6/21/2007</u>	31:45.0	34.58	50.81	14	ML:3	IIEES
<u>6/21/2007</u>	22:43.6	34.59	50.79	14	ML:3.5	IIEES
<u>6/21/2007</u>	24:20.5	34.51	50.81	32	ML:2.8	IIEES
<u>6/22/2007</u>	31:53.8	34.59	50.8	14	ML:3.5	IIEES
<u>6/23/2007</u>	18:11.9	34.53	50.85	20	ML:2.7	IIEES
<u>6/28/2007</u>	04:13.9	34.52	50.81	36	ML:2.7	IIEES
<u>6/30/2007</u>	49:25.5	34.64	50.9	14	ML:3.5	IIEES
<u>7/8/2007</u>	04:43.0	35.22	52	14	ML:2.6	IIEES
<u>7/11/2007</u>	44:12.6	34.04	50.39	15	ML:2.7	IIEES
<u>7/31/2007</u>	07:59.8	35.77	51.66	16	ML:2.9	IIEES
<u>7/31/2007</u>	18:26.4	35.8	51.66	15	ML:2.5	IIEES
<u>7/31/2007</u>	09:43.4	35.8	51.67	14	ML:2.6	IIEES
<u>8/25/2007</u>	07:35.3	34.91	51.94	24	ML:4.6	IIEES
<u>8/28/2007</u>	08:10.6	33.97	50.8	16	ML:2.6	IIEES

<u>8/29/2007</u>	25:06.8	34.6	50.5	14	ML:3.2	IIEES
<u>9/2/2007</u>	14:33.8	33.39	50.57	14	ML:3.4	IIEES
<u>9/3/2007</u>	58:04.0	34.21	51.34	27	ML:2.8	IIEES
<u>9/6/2007</u>	29:35.8	34.2	51.33	25	ML:2.5	IIEES
<u>9/14/2007</u>	40:35.5	35.44	50.86	43	ML:2.7	IIEES
<u>9/14/2007</u>	30:57.0	35.62	49.86	44	ML:2.6	IIEES
<u>9/16/2007</u>	14:23.5	34.21	51.14	24	ML:2.6	IIEES
<u>9/16/2007</u>	50:03.8	34.5	50.76	22	ML:2.5	IIEES
<u>9/30/2007</u>	32:09.6	35.32	51.81	9	ML:3.1	IIEES
<u>10/26/2007</u>	51:07.5	34.52	50.82	32	ML:2.5	IIEES
<u>10/28/2007</u>	21:01.9	34.61	50.8	17	ML:2.5	IIEES
<u>11/11/2007</u>	28:48.3	35.55	49.93	17	ML:2.6	IIEES
<u>11/13/2007</u>	45:14.9	34.17	52.07	39	ML:3.2	IIEES
<u>11/19/2007</u>	46:11.5	34.5	50.83	14	ML:2.6	IIEES
<u>11/29/2007</u>	52:10.8	34.29	50.11	7	ML:3.5	IIEES
<u>12/2/2007</u>	56:31.7	33.82	50.75	14	ML:2.7	IIEES
<u>12/6/2007</u>	44:13.5	34.05	51.43	15	ML:3.2	IIEES
<u>12/16/2007</u>	30:43.8	34.48	50.83	31	ML:2.8	IIEES
<u>1/14/2008</u>	33:34.5	34.61	50.81	17	ML:2.5	IIEES
<u>1/15/2008</u>	00:38.1	34.6	50.81	16	ML:2.7	IIEES
<u>1/24/2008</u>	53:46.2	34.58	50.82	14	ML:3	IIEES
<u>2/14/2008</u>	40:50.3	34.31	51.07	25	ML:3	IIEES
<u>3/16/2008</u>	00:23.8	34.56	50.82	18	ML:2.6	IIEES
<u>3/17/2008</u>	29:41.0	34.55	52.24	40	ML:2.7	IIEES
<u>3/25/2008</u>	36:35.1	35.27	50.85	11	ML:3.2	IIEES
<u>3/27/2008</u>	19:08.1	35.58	49.99	15	ML:2.8	IIEES
<u>5/7/2008</u>	16:58.0	33.74	51.15	26	ML:2.9	IIEES
<u>5/11/2008</u>	39:36.4	35.57	51.5	15	ML:2.7	IIEES
<u>5/23/2008</u>	35:40.0	34.37	51	19	ML:2.5	IIEES
<u>5/26/2008</u>	56:36.8	35.2	51.49	14	ML:3.4	IIEES
<u>5/27/2008</u>	49:08.8	35.21	51.56	35	ML:2.7	IIEES
<u>5/31/2008</u>	42:19.3	35.44	50.91	46	ML:2.7	IIEES
<u>6/15/2008</u>	43:42.5	34.29	49.82	14	ML:2.6	IIEES
<u>6/19/2008</u>	29:07.7	35.16	52.13	32	ML:2.7	IIEES
<u>6/19/2008</u>	53:14.4	35.17	52.16	33	ML:3	IIEES
<u>6/20/2008</u>	12:23.1	35.17	52.2	41	ML:2.5	IIEES
<u>7/2/2008</u>	21:38.0	34.82	49.55	18	ML:2.5	IIEES
<u>7/18/2008</u>	37:19.4	34.11	49.84	14	ML:2.8	IIEES
<u>8/6/2008</u>	47:53.2	34.61	50.57	14	ML:2.6	IIEES
<u>8/8/2008</u>	42:09.1	34.59	50.8	14	ML:3	IIEES
<u>8/21/2008</u>	29:44.6	35.55	51.92	26	ML:3	IIEES
<u>8/26/2008</u>	39:52.6	35.38	52.17	15	ML:2.5	IIEES
<u>9/28/2008</u>	10:31.4	35.22	51.49	14	ML:2.8	IIEES

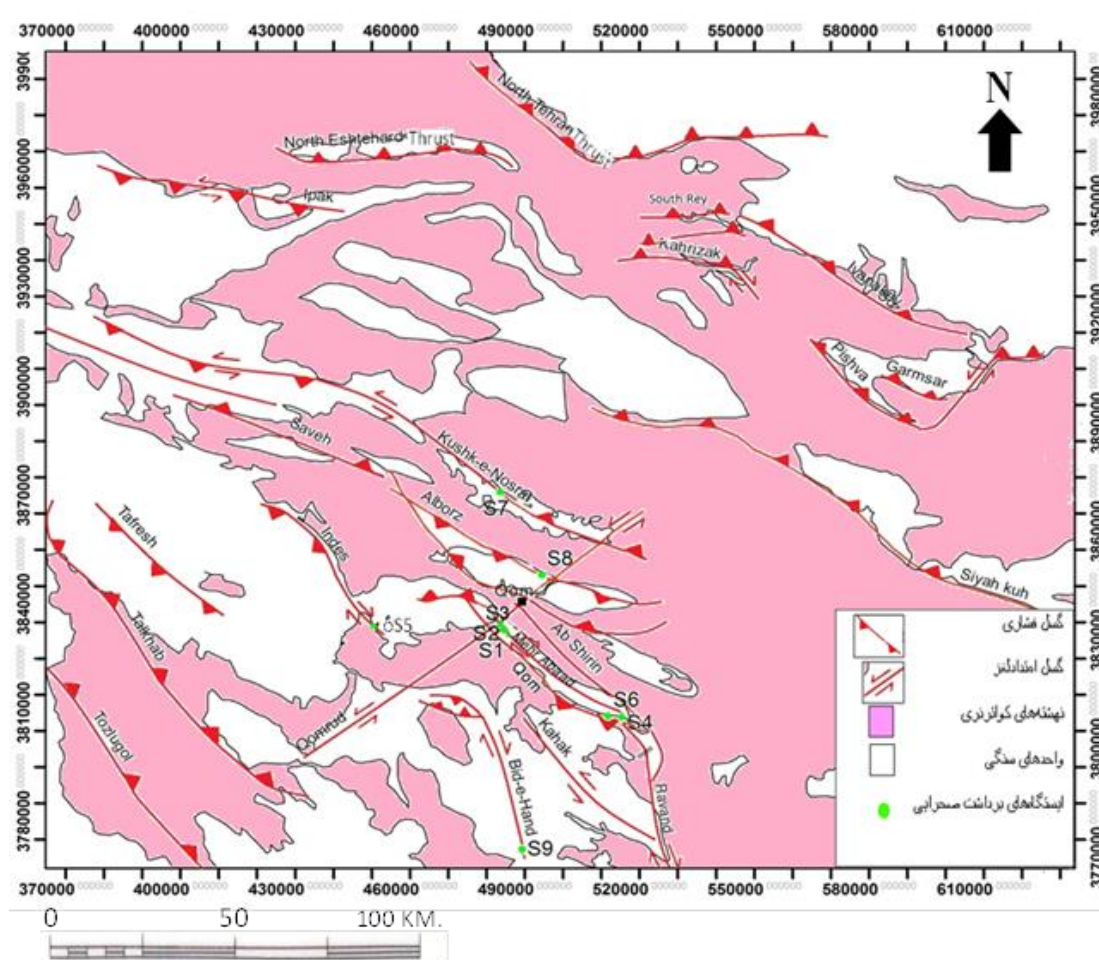
<u>11/28/2008</u>	45:59.5	34.83	50.74	37	ML:2.9	IIEES
<u>12/12/2008</u>	04:03.0	34.87	50.06	17	ML:2.5	IIEES
<u>12/19/2008</u>	26:36.8	33.55	51.09	14	ML:2.7	IIEES
<u>2/4/2009</u>	06:54.5	33.37	50.81	14	ML:2.5	IIEES
<u>2/7/2009</u>	49:28.6	35.65	49.83	18	ML:2.6	IIEES
<u>2/26/2009</u>	17:22.1	34.68	52.05	18	ML:2.5	IIEES
<u>3/2/2009</u>	38:47.3	33.33	50.82	14	ML:2.6	IIEES
<u>3/3/2009</u>	47:57.7	34.46	50.9	40	ML:3.1	IIEES
<u>3/5/2009</u>	38:34.8	33.35	50.81	15	ML:3.1	IIEES
<u>3/5/2009</u>	44:30.8	33.32	50.81	14	ML:2.7	IIEES
<u>3/5/2009</u>	01:44.7	34.23	51.17	18	ML:4.2	IIEES
<u>3/16/2009</u>	30:40.6	33.35	50.81	15	ML:3.2	IIEES
<u>3/18/2009</u>	11:03.3	34.25	51.14	18	ML:2.6	IIEES
<u>3/22/2009</u>	02:30.2	35.16	51.6	7	ML:3.3	IIEES
<u>3/22/2009</u>	48:26.9	33.34	50.81	14	ML:3	IIEES
<u>3/23/2009</u>	21:27.5	33.43	50.83	32	ML:2.6	IIEES
<u>3/23/2009</u>	38:20.4	34.86	49.89	45	ML:2.5	IIEES
<u>4/15/2009</u>	57:42.0	35.4	51.29	41	ML:3.1	IIEES
<u>5/6/2009</u>	45:03.8	34.71	52.36	18	ML:2.6	IIEES
<u>5/15/2009</u>	08:11.6	34.79	49.68	46	ML:2.8	IIEES
<u>7/3/2009</u>	36:24.7	34.54	52.06	26	ML:3.4	IIEES
<u>7/3/2009</u>	10:06.2	34.54	52.07	34	ML:2.9	IIEES
<u>7/4/2009</u>	20:29.8	34.52	52.12	18	ML:2.7	IIEES
<u>7/12/2009</u>	07:14.4	34.51	52.08	17	ML:3.3	IIEES
<u>7/22/2009</u>	27:20.4	34.53	49.37	15	ML:2.9	IIEES
<u>7/22/2009</u>	20:59.4	34.5	49.49	15	ML:4.2	IIEES
<u>7/22/2009</u>	33:59.5	34.54	49.4	15	ML:2.6	IIEES
<u>7/23/2009</u>	59:24.1	34.53	49.37	9	ML:2.6	IIEES
<u>7/26/2009</u>	25:54.1	34.56	49.36	14	ML:3	IIEES
<u>8/4/2009</u>	59:16.2	34.92	49.31	16	ML:3.3	IIEES
<u>8/8/2009</u>	39:21.0	34.9	49.96	18	ML:2.9	IIEES
<u>8/15/2009</u>	44:39.8	34.53	52.1	18	ML:2.5	IIEES
<u>8/19/2009</u>	59:41.6	34.55	52.08	34	ML:2.7	IIEES
<u>8/25/2009</u>	12:35.8	34.54	49.4	14	ML:3.1	IIEES
<u>10/3/2009</u>	36:04.3	34.11	51.22	18	ML:2.6	IIEES
<u>10/17/2009</u>	53:56.7	35.47	51.57	15	ML:3.9	IIEES
<u>10/27/2009</u>	06:36.4	34.56	49.38	14	ML:2.6	IIEES
<u>11/10/2009</u>	41:05.4	35.6	52.01	10	ML:2.5	IIEES
<u>11/20/2009</u>	46:15.8	35.48	50.82	37	ML:2.5	IIEES
<u>12/14/2009</u>	54:44.2	33.38	50.83	14	ML:2.9	IIEES
<u>1/16/2010</u>	48:06.5	34.5	51.33	6	ML:2.6	IIEES
<u>1/31/2010</u>	25:20.8	34.59	50.6	15	ML:3.3	IIEES
<u>2/18/2010</u>	21:13.2	34.87	50.24	14	ML:2.8	IIEES

<u>2/24/2010</u>	51:44.5	34.54	52.11	14	ML:3.7	IIEES
<u>2/24/2010</u>	54:51.8	34.66	52.02	43	ML:2.6	IIEES
<u>3/21/2010</u>	07:58.9	34.49	50.57	46	ML:2.8	IIEES
<u>4/16/2010</u>	40:17.0	34.65	50.85	24	ML:2.7	IIEES
<u>4/21/2010</u>	34:46.7	34.39	50.92	16	ML:2.6	IIEES
<u>4/26/2010</u>	54:43.8	34.26	50.93	17	ML:2.7	IIEES
<u>5/19/2010</u>	59:55.7	35.28	52.03	35	ML:3.1	IIEES
<u>5/25/2010</u>	51:08.2	34.59	50.67	14	ML:2.7	IIEES
<u>7/15/2010</u>	07:57.4	34.39	52.45	14	ML:2.5	IIEES
<u>7/16/2010</u>	41:47.9	35.19	52.28	46	ML:3.3	IIEES
<u>7/22/2010</u>	51:20.8	35.68	51.93	14	ML:2.8	IIEES
<u>8/21/2010</u>	41:17.7	35.93	51.06	14	ML:2.6	IIEES
<u>8/23/2010</u>	33:15.8	34.54	52.44	44	ML:3.1	IIEES
<u>8/23/2010</u>	42:12.8	34.18	51.45	40	ML:2.5	IIEES
<u>10/9/2010</u>	44:12.3	35.7	49.93	14	ML:2.5	IIEES
<u>10/13/2010</u>	50:30.0	35.59	49.93	14	ML:2.6	IIEES
<u>11/4/2010</u>	48:03.5	35.61	49.87	18	ML:3.1	IIEES
<u>11/29/2010</u>	00:27.7	35.06	51.48	17	ML:3.5	IIEES
<u>11/30/2010</u>	07:02.8	35.43	51.81	14	ML:2.7	IIEES
<u>1/16/2011</u>	27:38.6	34.99	50.07	14	ML:3.1	IIEES
<u>1/23/2011</u>	38:38.9	34.88	51.87	27	ML:3	IIEES
<u>1/30/2011</u>	49:49.0	34.36	51.09	7	ML:2.8	IIEES
<u>2/8/2011</u>	56:06.8	33.35	51.06	14	ML:2.5	IIEES
<u>2/8/2011</u>	41:29.3	35.5	50.19	17	ML:3	IIEES
<u>2/12/2011</u>	19:36.2	34.33	52.3	14	ML:3.1	IIEES
<u>2/20/2011</u>	22:16.3	35.47	51.78	26	ML:4.2	IIEES
<u>3/12/2011</u>	06:34.7	35.42	49.72	44	ML:2.9	IIEES
<u>3/24/2011</u>	12:32.5	35.12	51.04	17	ML:2.7	IIEES
<u>4/6/2011</u>	12:26.4	35.51	51.95	14	ML:3.9	IIEES
<u>4/7/2011</u>	08:03.2	34.42	51.42	14	ML:3.4	IIEES
<u>4/10/2011</u>	27:46.9	35.46	52.07	14	ML:2.8	IIEES
<u>4/11/2011</u>	08:46.9	34.48	50.83	15	ML:3.9	IIEES
<u>5/8/2011</u>	15:31.0	34.56	52.44	15	ML:2.6	IIEES
<u>5/15/2011</u>	14:43.3	34.35	52.36	16	ML:3	IIEES
<u>5/28/2011</u>	11:35.4	34.95	52.42	35	ML:2.6	IIEES
<u>5/30/2011</u>	43:26.5	34.96	49.94	15	ML:3.9	IIEES
<u>5/30/2011</u>	50:26.3	34.87	50.05	17	ML:3.2	IIEES
<u>6/14/2011</u>	06:57.7	35.55	50	17	ML:3.7	IIEES
<u>6/29/2011</u>	28:56.0	33.6	49.9	6	ML:3.7	IIEES
<u>7/24/2011</u>	15:07.0	33.33	50.72	14	ML:2.7	IIEES
<u>8/5/2011</u>	12:02.2	34.03	50.27	14	ML:3	IIEES
<u>8/28/2011</u>	23:16.2	34.74	52.45	14	ML:4.1	IIEES
<u>9/4/2011</u>	46:48.4	35.1	50.63	32	ML:2.5	IIEES

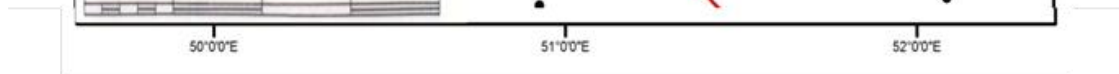
<u>9/14/2011</u>	46:50.5	34.29	52.28	18	ML:2.7	IIEES
<u>9/30/2011</u>	29:57.8	34.32	52.34	14	ML:2.5	IIEES
<u>10/4/2011</u>	00:10.1	34.89	50.15	14	ML:3	IIEES
<u>10/6/2011</u>	22:16.8	35.25	51.92	15	ML:2.8	IIEES
<u>10/7/2011</u>	39:11.2	35.25	51.93	15	ML:3.1	IIEES
<u>10/22/2011</u>	47:07.8	34.48	51.34	6	ML:2.7	IIEES
<u>10/28/2011</u>	19:08.0	34.46	51.3	14	ML:2.9	IIEES
<u>11/9/2011</u>	48:05.5	34.21	49.88	7	ML:3	IIEES
<u>11/20/2011</u>	19:08.2	35.26	51.92	18	ML:3.3	IIEES
<u>12/1/2011</u>	48:09.8	35.19	52.05	16	ML:3.6	IIEES
<u>12/18/2011</u>	50:12.0	34.75	50.06	17	ML:2.7	IIEES
<u>12/28/2011</u>	57:28.9	35.56	49.96	6	ML:2.5	IIEES
<u>12/28/2011</u>	58:35.8	35.59	49.92	15	ML:3.8	IIEES
<u>1/14/2012</u>	32:52.4	34.31	49.85	11	ML:3.1	IIEES
<u>1/14/2012</u>	36:41.8	34.31	49.8	14	ML:3.2	IIEES
<u>1/15/2012</u>	59:20.1	34.31	49.79	14	ML:2.7	IIEES
<u>1/16/2012</u>	24:37.1	34.29	49.95	12	ML:3.7	IIEES
<u>1/17/2012</u>	29:58.7	34.35	49.75	18	ML:2.5	IIEES
<u>1/17/2012</u>	31:58.9	34.31	49.77	14	ML:3.5	IIEES
<u>1/17/2012</u>	32:56.1	34.37	49.83	14	ML:3.3	IIEES
<u>1/17/2012</u>	34:34.3	34.32	49.78	14	ML:2.7	IIEES
<u>1/17/2012</u>	41:47.0	34.33	49.76	14	ML:2.9	IIEES
<u>1/17/2012</u>	45:50.0	34.32	49.76	14	ML:3.6	IIEES
<u>1/18/2012</u>	37:53.7	34.33	49.77	14	ML:2.6	IIEES
<u>1/18/2012</u>	56:55.8	34.6	49.77	22	ML:2.8	IIEES
<u>1/18/2012</u>	34:41.3	34.32	49.84	13	ML:2.7	IIEES
<u>1/18/2012</u>	47:45.4	34.32	49.84	10	ML:2.5	IIEES
<u>1/18/2012</u>	56:02.8	34.32	49.82	14	ML:3.6	IIEES
<u>1/18/2012</u>	44:12.9	34.32	49.85	12	ML:3.2	IIEES
<u>1/19/2012</u>	49:02.1	34.34	49.79	14	ML:3.3	IIEES
<u>1/19/2012</u>	51:22.2	34.31	49.95	14	ML:2.8	IIEES
<u>1/19/2012</u>	54:34.2	34.31	49.85	11	ML:2.5	IIEES
<u>1/19/2012</u>	15:39.4	34.33	49.78	14	ML:2.8	IIEES
<u>1/19/2012</u>	46:46.9	34.31	49.75	16	ML:2.9	IIEES
<u>1/20/2012</u>	33:18.9	34.33	49.82	14	ML:2.8	IIEES
<u>1/20/2012</u>	31:38.7	34.31	49.85	14	ML:2.7	IIEES
<u>1/20/2012</u>	42:15.2	34.34	49.76	14	ML:3	IIEES
<u>1/20/2012</u>	49:49.9	34.33	49.78	14	ML:3.1	IIEES
<u>1/20/2012</u>	39:06.6	34.31	49.87	12	ML:2.9	IIEES
<u>1/21/2012</u>	38:30.7	34.4	49.63	15	ML:3	IIEES
<u>1/21/2012</u>	40:09.6	34.34	49.74	14	ML:3	IIEES
<u>1/21/2012</u>	48:48.2	34.36	49.84	14	ML:3.4	IIEES
<u>1/22/2012</u>	44:51.2	34.42	49.79	12	ML:4	IIEES

<u>1/22/2012</u>	51:53.3	34.31	49.85	11	ML:2.5	IIEES
<u>1/22/2012</u>	14:10.5	34.31	49.86	10	ML:2.8	IIEES
<u>1/23/2012</u>	50:21.2	34.32	49.84	14	ML:3	IIEES
<u>1/23/2012</u>	33:43.2	34.3	50.07	14	ML:3	IIEES
<u>1/23/2012</u>	05:46.1	34.31	49.86	10	ML:3.7	IIEES
<u>1/23/2012</u>	44:09.9	34.38	49.79	9	ML:2.5	IIEES
<u>1/24/2012</u>	43:51.3	34.32	49.77	14	ML:2.6	IIEES
<u>1/24/2012</u>	39:04.4	34.34	49.76	14	ML:3.4	IIEES
<u>1/24/2012</u>	38:58.9	34.34	49.76	14	ML:3.5	IIEES
<u>1/25/2012</u>	30:51.5	34.31	49.85	12	ML:2.8	IIEES
<u>1/25/2012</u>	16:42.4	34.32	49.83	14	ML:3.2	IIEES
<u>1/25/2012</u>	38:22.1	34.33	49.79	14	ML:3.1	IIEES
<u>1/27/2012</u>	38:31.3	34.32	49.76	14	ML:2.6	IIEES
<u>1/27/2012</u>	39:29.6	34.35	49.78	17	ML:2.9	IIEES
<u>1/27/2012</u>	52:21.6	34.3	49.86	12	ML:4.3	IIEES
<u>1/27/2012</u>	11:33.6	34.32	49.86	10	ML:3.9	IIEES
<u>1/27/2012</u>	52:14.1	34.34	49.77	14	ML:2.7	IIEES
<u>1/27/2012</u>	04:54.7	34.31	49.8	14	ML:3.5	IIEES
<u>1/27/2012</u>	41:06.4	34.32	49.79	14	ML:2.7	IIEES
<u>1/29/2012</u>	06:14.7	34.31	49.85	6	ML:2.9	IIEES
<u>1/30/2012</u>	41:49.5	34.33	49.82	15	ML:3.7	IIEES
<u>1/30/2012</u>	54:27.5	34.31	49.81	14	ML:2.9	IIEES
<u>1/31/2012</u>	20:23.2	34.51	51.27	8	ML:3.4	IIEES
<u>1/31/2012</u>	24:24.6	34.34	49.81	22	ML:2.6	IIEES
<u>1/31/2012</u>	06:05.8	34.32	49.82	24	ML:2.6	IIEES
<u>1/31/2012</u>	26:53.2	34.34	49.8	25	ML:2.8	IIEES
<u>1/31/2012</u>	38:25.7	34.31	49.78	14	ML:2.6	IIEES
<u>2/1/2012</u>	27:04.8	34.32	49.84	13	ML:2.8	IIEES
<u>2/2/2012</u>	48:55.8	34.31	49.86	12	ML:2.6	IIEES
<u>2/2/2012</u>	16:05.2	34.32	49.89	11	ML:2.6	IIEES
<u>2/3/2012</u>	01:54.0	34.31	49.87	12	ML:3.4	IIEES
<u>2/3/2012</u>	08:24.6	34.31	49.82	14	ML:3.5	IIEES
<u>2/4/2012</u>	25:36.8	34.3	49.88	10	ML:2.6	IIEES
<u>2/7/2012</u>	28:01.7	34.31	49.83	14	ML:2.7	IIEES
<u>2/7/2012</u>	29:01.8	34.31	49.84	9	ML:2.5	IIEES
<u>2/12/2012</u>	01:29.2	34.38	49.74	18	ML:2.7	IIEES
<u>2/24/2012</u>	05:31.3	34.39	49.74	14	ML:2.5	IIEES
<u>2/25/2012</u>	56:13.8	34.36	49.76	18	ML:2.6	IIEES
<u>2/26/2012</u>	14:25.3	34.29	49.69	15	ML:2.6	IIEES
<u>2/26/2012</u>	40:13.8	34.33	49.78	14	ML:3.4	IIEES
<u>2/26/2012</u>	05:31.3	34.33	49.84	14	ML:2.6	IIEES
<u>2/26/2012</u>	39:32.6	34.33	49.76	14	ML:2.5	IIEES
<u>2/29/2012</u>	57:38.2	34.36	49.72	18	ML:2.7	IIEES

<u>3/3/2012</u>	28:35.6	34.36	49.73	18	ML:2.5	IIEES
<u>3/22/2012</u>	00:45.5	35.58	50.23	15	ML:2.6	IIEES
<u>3/22/2012</u>	46:15.3	34.45	49.7	12	ML:2.6	IIEES
<u>3/28/2012</u>	35:19.6	35.29	52.08	18	ML:2.5	IIEES
<u>4/4/2012</u>	00:00.5	34.86	50.27	14	ML:2.6	IIEES
<u>4/29/2012</u>	25:42.9	35.18	50.17	17	ML:2.5	IIEES
<u>5/18/2012</u>	29:34.0	35.37	51.92	18	ML:2.6	IIEES
<u>5/18/2012</u>	30:47.1	35.39	51.96	30	ML:2.5	IIEES
<u>5/21/2012</u>	19:39.3	34.3	49.91	10	ML:2.7	IIEES
<u>5/22/2012</u>	48:02.1	35.35	51.96	15	ML:2.7	IIEES
<u>5/23/2012</u>	04:12.4	34.45	49.86	15	ML:2.7	IIEES
<u>6/5/2012</u>	32:53.1	34.92	50.27	14	ML:2.6	IIEES



نقشه گسل های منطقه و نحوه پراکنش نهشته های کواترنری (محدود به صورتی رنگ)، و موقعیت ایستگاه های برداشت صحرایی (نقاط سبز رنگ)



موقعیت گسل های مهم منطقه مورد مطالعه و رومرکز زمین لرزه های دستگاهی سال ۲۰۱۲-۱۹۰۰ با بزرگای بزرگتر از ۲ در مقیاس محلی

منابع

منابع

- اقلیمی، ب.، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دانسفهان (خیارج)، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۵۹۶۱
- امید، پ؛ (۱۳۶۹). تحلیل خمیدگی ساختاری تاقدیس البرز (شمال قم). پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس
- امینی، ب؛ (۱۹۹۳). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران، سازمان زمین‌شناسی کشور
- امینی، ب؛ امامی، م.ه؛ (۱۹۹۶). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آران، سازمان زمین‌شناسی کشور
- امینی، ب؛ رشید، ه؛ (۱۳۸۳). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار، سازمان زمین‌شناسی کشور
- آقا نباتی، ع؛ (۱۳۸۵). زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- بلورچی، ج؛ حاجیان، ج؛ نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودرآهنگ، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره D5
- بلورچی، م. ه؛ نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آوج، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۵۸۶۱
- بهارفیروزی، خ؛ شفیعی، ا.ر؛ (۱۳۸۴). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ارتباط کریم، سازمان زمین‌شناسی کشور
- پروهان، ن؛ (۱۳۸۰). تحلیل ساختاری گسل زفره (محدوده کاشان-زفره)، پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس
- بوذری، س؛ (۱۳۷۸). تحلیل ساختار تکنیکی-رسوبی فرونشست قم با نگرش بر حوضه تبخیری دریاچه نمک، طرح پژوهشی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

- توکلی زاده، م؛ الماسیان، م؛ روشن بخت، ک؛ (۱۳۷۴). مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک در گستره کاشان سامانه گسلی قم-زفره، فصلنامه علوم زمین. دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، سال چهارم، شماره ۳، ص ۳۷ تا ۵۱
- جمالی، ف؛ حسامی، خ؛ قریشی، م؛ (۱۳۸۷) گسلش جنبای و قطعه‌بندی پهنه گسلی قم-زفره تا شمال کاشان. فصلنامه علوم زمین، سال هفدهم، شماره ۶۸، ص ۱۸۲ تا ۱۸۹
- جمالی، ف؛ حسامی، خ؛ طبسی، ه؛ زمین‌ساخت جنبای در ناحیه نطنز. ژورنال زمین‌شناسی و مهندسی زلزله، سال ۸، شماره ۲، ص ۵۱ تا ۵۹
- جمالی، ف؛ حسامی آذر، خ؛ قرشی، م؛ (۱۳۸۷). گسل‌های جنبای و قطعه‌بندی گسلی قم-زفره در گستره میان زفره تا شمال کاشان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۶۸، ص ۱۸۲-۱۸۹
- حاجیان، ج؛ (۱۹۷۹). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تفرش، سازمان زمین‌شناسی کشور
- حاجیان، م؛ امامی، م؛ نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ قم، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره E6
- حسامی، خ؛ جمالی، ف؛ طبسی، ه؛ (۱۳۸۲). نقشه‌ی گسل‌های فعال ایران، وزارت علوم، تحقیقات و فناوری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله
- خلعتبری جعفری، م؛ علایی‌مهابادی، س؛ نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نطنز، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۶۴۵۷
- دبیری، ر؛ (۱۳۸۵). ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌ها آتشفشانی غرب کاشان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس
- رادفر، ج؛ (۱۳۸۴). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان، سازمان زمین‌شناسی کشور
- رادفر، ج؛ کهنسال، ر؛ (۱۹۷۰). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فرمهین، سازمان زمین‌شناسی کشور

- رادفر، ج؛ کهنسال، ر؛ (۱۳۸۲). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ وفس، سازمان زمین‌شناسی کشور
- رادفر، ج؛ کهنسال، ر؛ (۱۳۸۳). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اراک، سازمان زمین‌شناسی کشور
- رجبیون، ج؛ محجل، م؛ (۱۳۸۲). تحلیل ساختاری نهشته های آتشفشانی-رسوبی پهنه ارومیه دختر در ناحیه تفرش، شاهی بر تکتونیک تراشارشی. بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، ص ۵۲۴ تا ۵۲۸
- رهامی، ز؛ (۱۳۸۷). تحلیل ساختاری پاره‌گسل راوند (قم-زفره). پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس
- رهامی، ز؛ محجل، م؛ (۱۳۷۳). ساختار گسل راوند و نقش آن در ایجاد حوضه کششی در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال سوم، شماره ۱۱، ص ۳۹ - ۴۵
- شهرداری قم، ریزپهنه‌بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای شهر قم، (۱۳۸۱). طرح پژوهشگاه بین‌المللی زلزله و مهندسی زلزله
- زارع، م؛ (۱۳۸۸). مبانی تحلیل خطر زمین‌لرزه، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله
- زارع، م؛ (۱۳۷۴). رابطه‌های مناسب برای بزرگا، شدت و بیشینه شتاب افقی بر اساس زمین-لرزه‌های ایران. پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، سال چهارم، شماره ۶، ص ۱۲ - ۱۴
- زمانی، م؛ حسینی، ه؛ (۱۳۸۶). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات، سازمان زمین‌شناسی کشور

- زمانی پدram، م؛ حسینی، ح؛ نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ق.م. سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۶۱۵۹
- سبزه‌یی، م؛ مجیدی، ب؛ نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ همدان. سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره D6
- سجودی کیسمی، ح؛ (۱۳۷۲). بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین جنوب قم (منطقه نراق، بیده‌ند، سد پانزده خرداد) در زون ارومیه‌دختر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه تربیت معلم تهران
- شهرپاری، ش؛ (۱۳۸۶). ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال‌خاوری نراق. پایان- نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه تربیت معلم تهران
- صادقی، ا؛ فنودی، م؛ (۱۳۸۵)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورامین، سازمان زمین‌شناسی کشور
- علایی‌مهابادی، س؛ نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نوبران، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۵۹۶۰
- علایی‌مهابادی، س؛ (۱۳۷۹). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلفچگان- خورهه، سازمان زمین‌شناسی کشور
- علایی‌مهابادی، س؛ فودازی، م؛ (۲۰۰۳). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزن، سازمان زمین- شناسی کشور
- عمیدی، س.م؛ شهرابی، م؛ نوایی، ا؛ (۱۳۸۴). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زاویه، سازمان زمین‌شناسی کشور
- قرشی، م؛ (۱۳۶۳). گسلش سنوزوئیک پسین در جنوب خاوری ایران. گزارش شماره ۵۴ زمین‌شناسی کشور

- قلمقاش، ج؛ (۱۳۷۷). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ساوه. سازمان زمین‌شناسی کشور
- قلمقاش، ج؛ باباخانی، ع.ر؛ (۱۹۹۸). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهک. سازمان زمین-شناسی کشور
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳). گزارش لرزه‌خیزی فلات ایران با نگرشی ویژه بر گستره تهران
- شرکت مهندسی مهتاب قدس، (۱۳۷۶). گزارش لرزه‌زمین‌ساخت جایگاه سد پانزده خرداد قم، ص ۱۴۸
- محجل، م؛ پروهان، ن؛ (۱۳۸۴). هندسه و سینماتیک گسل قم-زفره و اهمیت آن در زمین-ساخت ترافشارشی، فصلنامه علوم زمین سال چهاردهم، شماره ۵۶، صفحه ۷۳-۸۳
- محجل، م؛ یساقی، ع؛ پروهان، ن؛ (۱۳۸۰). تحلیل ساختاری گسل قم-زفره و تأثیر آن در تکوین ساختارهای مرتبط با آن. مجموعه مقالات پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تهران
- موسوی، م؛ (۱۳۸۴). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه‌دهق، سازمان زمین‌شناسی کشور
- مهدی‌زاده‌تهرانی، س؛ (۱۹۹۵). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتگرد، سازمان زمین-شناسی کشور
- نبوی، ح؛ (۱۳۵۵). دیباچه ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران
- ندری، ر؛ (۱۳۸۵). تحلیل هندسی و جنبشی سامانه گسل بیدهند (جنوب قم)، پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس
- ندری، ر؛ محجل، م؛ بحرودی، ع؛ (۱۳۸۹). سامانه امتداد لغز گسل بیدهند (جنوب قم). فصلنامه علوم زمین، سال ۱۹، شماره ۷۴، ص ۱۷۷ تا ۱۸۴

- نوگل سادات، م. ع.؛ (۱۳۷۲). نقشه تکتونیک ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- نوگل سادات، م. ع.؛ (۱۳۶۴). منطقه های برشی و خمیدگیهای ساختاری در ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- پور کرمانی، م.؛ (۱۳۷۶). سائزمو تکتونیک، شرکت مهندسی مشاور دزآب
- نوگل سادات، م. ع.؛؛ هوشمندزاده، آ.؛ (۱۹۸۴). نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه، سازمان زمین شناسی کشور
- یمانی، م.؛ شواهد ژئومورفولوژیکی عملکرد گسل های تبرته و تلخاب در فرونشست چاله میغان. پژوهش های جغرافیایی
- یوسفی، م.؛ نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اشتهاارد. سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۶۰۶۱

REFERENCES

- Abaie, I, et al. (1964): History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran. Petrol. Inst. Bull. No. 15, PP. 561-574
- Aki. K, 1979, "Characterization of Barriers on a Earthquake fault", J. Geo. Reo, Vol. 84, No. B11, PP. 6140-6148
- Aki. K., Bouchon, M., Chouet. B., & Das. S. 1977, "Quantitative prediction of strong motion for a potential earthquake fault", Ann Geophys., 30, 341-365.
- Allen. C. R, 1968, "Transcurrent fault in centineutal areas", Royal sociey of London philosophical Transactions. V. 258, PP. 82-89

- Ambraseys, N. & Melville, C. P., (1982), History of Persian Earthquake. Cambridge Earth Sciences Series
- Andrews, D. J., 1978, "Coupling of energy between tectonic processes and earthquakes", J. Geophys. Res. Vol. 83. PP. 2256-2264
- Anderson, R. S., 1990, "Evolution of the northern Santa Cruz Mountains by advection of crust past a San Andreas fault bend". Science 249. PP. 394-401
- Assereto, R., (1963): The Paleozoic formation in Central Elburz (Iran), Preliminary note. Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia, 69, PP. 503-543.
- Assereto, R., (1966): The Jurassic Shemshak Formation in Central Elburz (Iran). Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia, 74 (1), PP. 3-21.
- Assereto, R., Ippolito, I., (1964): Osservazioni preliminari sul cretaceo della bassa valle del Lar (Central Elburz, Iran)
- Bakun, W. H., Stewart, R. M. & Marka, S. M., (1980), "Implication of seismicity for failure of a section of the San Andreas fault". Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 70, No.1, PP. 195-201
- Barka, A. A. & Kadinsky-Cade, K., 1988, "Strike-slip geometry in Turkey and its influence on earthquake activity", tectonics 7, 663-684
- Billham, R. King, G. C. P., 1989, "Sawtooth segmentation and deformation processes on the Southern San Andreas fault", Geophys. Res. letters. V. 12 (9) . PP. 557-560.
- Bozorgnia, F. (1966): Qum Formation Stratigraphy of the Central basin of Iran and its intercontinental position. Bulletin of the Iranian Petroleum Institute, 24. PP. 69-75
- Broennimann, P. et al., (1971): Lithostratigraphy and foraminifera of the upper Triassic Naband formation, Iran., REV. MICROPALAEONTOLOGY, FRA., 1971, VOL. 14, NUM.0005, P. 7A. 16
- Das, S. H. & Aki, K., 1977, "Fault plane with barriers, A versatile Earthquake model", J. Geophys. Res., Vol. 82, No. 32, PP. 5658-5669
- Dedual, E. (1967): Zur geologie des mittleren und unteren Karaj – Tales, Zentral Elburz (Iran). Mitt. Geol. Inst. E. T. H. U. Univ. Zurich, 76, 125p

- Dellenbach, J. (1964): Contribution a letude geologique la la region situee a lest de Teheran (Iran). Fac. Sci. Univ. Strasboourg (France), 117p
- Du, Y. & Aydin. A, 1995, "Shear fracture pattern and connectivity at geometric complexities along strike-slip faults", J. Geophys. Res. Vol. 100. No. B9, PP. 18093-18102
- Eaton, J. P., O'Neill, M. E. & Murdoch, J. N., 1970, "After shocks of the 1966 Parkfield-cholame, California, earthquake", Bull seismol. Soc. Am., 1151-1197.
- Furon, R., (1941): Geologie du Plateau Iranian (Perse–Afghanistan – Baloutchistan) Mem. Mus. Nath. Hist, Nat. Pars. V. 7 PP. 177-411
- Furrer, M.A., Soder, P. A. (1955): The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region (Central Iran); World Petroleum Cong. 4th, Rome
- Gansser, A.; (1955): New aspects of the geology in Central Iran. Proceedings, 4th World Petroleum Congress. Rome, Section L/A/S, PP. 280-300
- Habermann. R. E., 1984, "Spatial Seismicity variations and Asperities in the New Hebrides Seismic Zone", J. Geo. Res, Vol. 89, No, B7, PP. 5891-5903.
- Haghipour, A. (1974): Etude geologique de la region de Biabanak-Bafq (Iran-Central); Petrologie et tectonique du socle Precambrien et de sa couverture. These, universite scientifique et Medicale de Grenoble, France, 403p
- Hancock. P., 1994, Continental deformation, Pergmon pres Harris. R. A. & Day. S. M, 1993, "Dynamics of fault interaction: prallel strike-slip faults", J. Geo. Res, Vol. 98, No. B3, PP. 4461-4472
- Hobbs. B. E., Means. W. D. & Williams. P. F., 1976, "Structural Geology", wiley international edition
- Johnson, C. E., & Hutton, L. K., 1980, "A study of aftershocks and prior seismicity, in the imperial valley, CA, earthquake of Oct. 15. 1979, U. S. Feological survey, Reston, Va., in press
- Kanamori, H. & Stewart, G. S., 1978, "Seismological aspects of the Guatemala earthquake of february 4, 1976, J. Geophys. Res. 83, 3427-3434
- Kanamori, H., 1981, "The nature of seismicity patterns before majaor earthquake" An International Review, Maurice Ewing. Ser. Vol. 4. PP. 1-19.
- Keller, E.A ;Pinter, N.(1996). Active tectonics, Prentice Hall

- King, G., & Nabelek, L., 1985, "Role of fault Bends in the Initiation and Termination of Earthquake Rupture", Science, Vol. 228, PP. 984-987
- Liden, A. & Boor, D. M., 1974, "The relation of the Parkfield foreshocks to the initiation and extent of rupture", Earthquake Notes, PP. 45-54
- 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
- Mikumo, T. & Miyatake, T., 1978, "Dynamic rupture process on a three-dimensional Fault with non-uniform frictions and near –field seismic waves" Geophys. J. R. Astron, Son. 54, PP. 417-438
- Mogi, K., 1962, "Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogenous material and its relation to earthquake phenomena". Bull Earthquake R, inst. Univ. Tokyo, 40, 125-173
- Mostofi (1957): The story behind. The 5 Alborz Irans giant strike: The Oil and Gas Jour
- Nowroozi, A.A., Mohajer-Ashjai, A., 1985, "Fault movement and tectonics of eastern iran: boundaris of the Lut plate", Geophys. J. R. astr, Soc., 83, PP 215-237
- Ruttner, A., (1983): The Pre-Liassic basement of the Aq Darband area (Eastern Kopet Dag Range); Rep. Geol. Surv. Iran
- Sanders. C. & Magistrale. H., 1997, "segmentation of the northen San Jacinto Fault Zone, southern California", J. Geophys. Res. Vol. 102, No. B12, PP. 27453-27464
- Schwartz, D., & Coppersmith, K. J., 1984, " Fault behavior and characteristic Eathquake: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zone", J. Geophys. Res, Vol. 89, No. B7, PP. 5681-5698
- Segall, P. & Pollard, D. D., 1980, "Mechanics of Discontinuous Faults", J. Geo. Vol. 85, No. B8, PP. 4337-435
- Sibson. H., 1985, "Stopping of earthquake ruptures at dilatinal fault jogs", Nature, Vol. 316, PP. 248-251

- Sieh, K. E., 1978, "Slip along the San Andreas fault associated with the great 1857 earthquake", Bull. Seismol. Soc. Am., 68, 1731-1749, 1978b
- Slemmon, D.B.T 1982, "Relationship between total fault, surface rupture length and maximum displacement and earthquake magnitude", Abstract Earthquake Note, 53 ,66
- Stewart, I. S. & Hancock, P.L., 1990, "What is a fault scarp" Episodes 13, 250-263
- Stewart, I. S. & Hancock, P.L., 1994, "Continental deformation" (Edited by P. L. Hancock). Pergamon press
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review, Am. Assoc. Pet Geol., Bull, Vol. 52, P. 1129- 1258
- 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".
- Sykes, L. R. & Nishenko, S. P., 1984, "Probabilities of occurrence of large plate rupturing Earthquake for the San Andreas, San Jacinto and Imperial fault California", J. Geo. Res, Vol. 89, No. B7, PP. 5891-5927
- Sylvester, G., 1988, Strike-Slip fault. G.S.A.Bulletin, Vol.100, P. 1666-1703.
- Tang, R., 1984, "On the recent tectonic activity and earthquake of the Xianshuihe fault zone, in a collection of papers of international symposium on continental seismicity and Earthquake prediction. (ISCSEP), Beijing, China, seismological press, P. 347-363
- Twiss, R. J., & Moores, E. M., 1992, "Structural Geology" W. H, Freeman and Company
- Vita-Finzi, C., 1986, "Recent Earth movement – An introduction to Neotectonics", Academic Press, London . PP.226. Wallace, R.E.(1978). Profiles and ages of young fault scarps, north- central Nevada. Geol. Soc. Am . Bull. Vol.88, PP.1267-1281
- Wallace, R. E., 1970, "Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault", Bull. Geo. Soc. Am, Vol. 21, PP. 2875-2889
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994, "New empirical Relationship among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 4, PP. 974-1002.

- Wesnoosky. S. G., 1986, "Earthquake Quaternary Fault and seismic hazards in California", J. Geo. Res, Vol. 91, PP. 12587-12632
- Wyss, M., Klein, F. W. & Johnston. A. C., 1981, "Precursors to the kalapana M=7.2 earthquake". J. Geophys. Res. 86. PP. 3881-3900

Abstract

In this research, the rate of faults's activity and seismocity in the Qom area -up to 150 km away from the city center- have been evaluated. The map of the active faults of the area have been prepared by using geological map (1:100000), satellite images and previous local studies. Tectonic regime of the region is characterized by compressional system which include a shear element and the majority of the faults have general trend in the direction of northwest- southeast, some of them are in an east-west direction or have northwest- southwest trend. Faults parallel to the Zagross trend have reverse dextral mechanism. The field studies, which were carried out on some faults have shown that the surfaces of exposed faults are mostly young and fault surface exposures are clearly evident. All fault's neotectonic indicators such as fault scarp, displaced drainage line, fan morphology, shutter ridges, recognition of fault track on satellite photo, asymmetric drainage basin, V-shaped valley and dissected features all prove that local major faults are young and active.

Some of the active faults that their activity will directly influence Qom seismicity; these have been segmented in this research and the resulting earthquake magnitude have been determined. Also, according to the available seismic data for local faults such as historical and instrumental earthquake and neotectonic evidences, fault's activity have been calibrated. Qom- Zefreh, Kushk-e-Nosrat, Ipak, North Tehran Thrust, North Eshtehard Thrust, Garmsar, Indes, Mehrabad, Bid-e-hand, Meim-Qeh, Kahrizak, north Rey, South Rey are identified as doubtlessly active fault.

Key Word: Qom, Active Fault, Neotectonic, Activity Rank, Fault Segmentation.

Shahrood University of Technology
Faculty of Geology

Master of Science Thesis

Study of Seismotectonics deformation and Neotectonic in Qom area.

Faezeh Bolhasani

Superviseres:

Dr. Ramazan Ramazani

Dr. Parviz Omid

Advisor:

Dr. Naser Hafezi

september – 2012