





دانشگاه صنعتی شاهرود
دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک

تحلیل ساختاری و رخدادهای لرزه‌ای منطقه گوریه و ارتباط آن‌ها با

ساختارهای زیر سطحی

نگارنده: رسول مومبنی صالحی

استاد راهنما:

دکتر رمضان رمضانی اومالی

استاد مشاور:

دکتر عباس چرچی

بهمن ماه ۱۳۹۹

شماره: ۲۰۷۳

تاریخ: ۱۸/۲/۹۹

باسمه تعالی



دانشگاه صنعتی شاهرود
مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای رسول مومینی صالحی با شماره دانشجویی ۹۵۳۵۲۵۴ رشته زمین شناسی گرایش تکنیک تحت عنوان تحلیل ساختاری و رخدادهای لرزه‌ای متعلقه گوریه و ارتباط آن‌ها با ساختارهای زیرسطحی که در تاریخ ۹۹/۱۱/۲۸ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

الف) درجه عالی: نمره ۲۰-۱۹ ☐ ب) درجه خیلی خوب: نمره ۱۸/۹۹-۱۸ ☒
ج) درجه خوب: نمره ۱۷/۹۹-۱۶ ☐ د) درجه متوسط: نمره ۱۵/۹۹-۱۴ ☐
ه) کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد ☐
نوع تحقیق: نظری ☐ عملی ☒

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر رمضان رمضانی ارمالی	دانشیار	
۲- استاد راهنمای دوم	—	—	—
۳- استاد مشاور	دکتر عباس چرچی	دانشیار	
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مهدی جعفرزاده	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر پرویز امیدی	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر علی اکبر مومنی	استاد	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده:
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:
۹۹۰۱۲۴۴



ماحصل آموخته‌هایم را تقدیم می‌کنم به آنان که مهر آسمانی‌شان آرام بخش آلام زینبی‌ام است

به استوارترین تکیه‌گاهم، دستان پر مهر پدرم

به سبزترین نگاه زندگی‌ام، چشمان مادرم

که هرچه بگو شم قطره‌ای از دریای بی‌کران مهربانی‌تان را پاس نتوانم بگویم

قدردانی...

شکریان نثار ازدمنان که توفیق را رفیق را هم ساخت تا این پایان نامه را به پایان برسانم. از اساتید فاضل و اندیشمندان جناب آقای دکتر رمضان رمضان اومالی به عنوان استاد راهنما و آقای دکتر عباس چرچی به عنوان استاد مشاور، که همواره محاربه را مورد لطف و محبت خود قرار داده اند، کمال تشکر را دارم.

من می‌توانم تشکر این پایان نامه را ضمن تشکر و سپاس بیکران و کمال افتخار و اتقان تقدیم می‌نمایم:

محضر از زشنیدر و مادر عزیزم به خاطر همه‌ی تلاشهای محبت آمیزی که در دوران مختلف زندگی ام انجام داده اند و با مهربانی چگونگی زیستن را به من آموخته اند.

و خواهران نازنینم که عطر حضورشان تکرار خوشی های من است و برادر عزیزم که صفایش یایه‌ی آرامشم است.

به دختری بهیشتی ام، همسر مهربانم که در تمام طول تحصیل همراه و بهکام من بوده است.

از آقای دکتر پرویز امیدی و آقای دکتر علی اکبر مومنی که زحمت بازخوانی و داوری این پایان نامه را بر عهده گرفته اند و از آقای دکتر جعفر زاده که در سمت مایند تحصیلات تکمیلی قبول زحمت فرمودند. از کارکنان دانشکده علوم زمین، سرکار خانم مهندس فارسی و سرکار خانم مهندس سعیدی، همچنین آقای آجودانی به دلیل بکاری های بی دریغشان تشکر می‌نمایم.

باسپاس بی دریغ خدمت دوستان گران میه ام، سرکار خانم مهندس سیده مرضیه حسینی، فاطمه احمد مهدی، سارا اعلامی و نسرین زمانی و آقایان مهندس محمد امین جعفری، مهران داوودی، پیمان جعفرزاده، بهنام ابراهیم زاده، عادل موسوی و سینا زنگنه که مرا صمیمانه و مشتاقانه یاری نمودند و با تشکر خالصانه از دوستان گرامی و همه کسانی که مراد انجام این پژوهش یاری رسانند.

پروردگار احسن عاقبت، سلامت و سعادت را برای آنان مقدر نما و توفیق خدمتی سرشار از شور و نشاط و همراهی و همبوعلم و دانش و پژوهش بهت رشد و شکوفایی سرزمینم عنایت بفرما.

تعهد نامه

اینجانب رسول مومبنی صالحی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین ساخت (تکتونیک) دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه "تحلیل ساختاری و رخدادهای لرزه‌ای منطقه گوریه و ارتباط آن‌ها با ساختارهای زیر سطحی" تحت راهنمایی آقای دکتر رمضان رضانی اومالی متعهد می‌شوم.

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



امضای دانشجو

تاریخ ۱۳۹۹/۱۲/۲۴

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه‌های رایانه‌ای ، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده است) 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

منطقه گوریه، شهری از توابع بخش شعیبیه شهرستان شوشتر در استان خوزستان است. محدوده مورد نظر در این مطالعه، بخشی از کمربند چین-رانده زاگرس، در بخش شمالی پهنه فروافتادگی دزفول و در ایالت لرزه‌زمین ساختی زاگرس قرار دارد. تاقدیس‌های محدوده مطالعاتی شامل تاقدیس‌های شوشتر، گله‌سرخه، سردارآباد و شاهور می‌باشد. بررسی شکاف‌های بوجود آمده بر دیوار خانه‌ها در بازه زمانی وقوع فوج لرزه گوریه و نیز تحلیل رزדיاگرام آن‌ها، بیانگر روند غالب لرزه‌خیز شمال شرق- جنوب غرب و در مرتبه بعدی روند لرزه‌خیز شمال غرب- جنوب شرق است. گسل‌های منطقه شامل گسل‌های شوشتر، سردارآباد و شاهور می‌باشد. خطواره‌های مغناطیسی منطقه شامل MGL-1، MGL-2 و MGL-3 و با روند NE-SW، و گسل‌های پی‌سنگی شامل UGC-Fault با روند NW-SE و BSF 2 با روند NE-SW می‌باشد.

بیشترین عمق کانونی مربوط به زمین‌لرزه‌های شرق و جنوب شرق منطقه است و می‌توان گفت لایه‌های لرزه‌زا در این بخش مانند UGC-Fault دارای عمق بیشتری هستند. پارامترهای لرزه‌خیزی مقادیر a و b به ترتیب $4/55$ و $0/76$ - می‌باشد. ضریب $MCE 10\%$ و $DBE 64\%$ برای سازه‌های با عمر مفید ۵۰ سال، به ترتیب $6/1$ و $4/8$ ریشتر محاسبه گردید.

نتایج حاصله از برآورد بیشینه توان لرزه‌ای (M_{smax}) برای گسل‌های منطقه به روش تعیینی، نشان داد که بیشینه توان لرزه‌ای ناشی از فعالیت گسل زیرسطحی (MGL-2) با میزان $7/3$ ریشتر و در درجه دوم MGL-2 و UGC- FAULT به ترتیب میزان $7/2$ و $7/1$ ریشتر است. براساس نتایج بدست آمده، بیشترین شتاب افقی (PGA) وارد شده بر شهر گوریه از سوی گسل زیرسطحی (UGC F.) به میزان $0/4 g$ و در درجه دوم خطواره MGL-3 و گسل سردارآباد به میزان $0/3 g$ برآورد شده است. در واقع این‌طور می‌توان عنوان کرد که رژیم تنشی حاکم بر منطقه و عملکرد گسل‌های سطحی و خطواره‌های زیرسطحی مانند MGL-3 و گسل پی‌سنگی UGC-FAULT در لرزه‌خیزی منطقه گوریه تأثیر دارند.

کلمات کلیدی: گوریه، تاقدیس سردارآباد، شوشتر، لرزه‌خیزی، گسل پی‌سنگی، خطواره مغناطیسی، شتاب بیشینه افقی (PGA).

فهرست

فصل اول: کلیات ۱

۱-۱) مقدمه ۲

۲-۱) محدوده جغرافیایی و راه‌های دسترسی ۳

۳-۱) ضرورت و اهداف انجام تحقیق ۳

۴-۱) تاریخچه تحقیق ۵

۵-۱) روش تحقیق ۸

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی ۹

۱-۲) مقدمه ۱۰

۲-۲) زمین‌ساخت زاگرس ۱۰

۳-۲) الگوی ساختاری زاگرس ۱۲

۱-۳-۲) زیرپهنه راندگی‌ها ۱۲

۲-۳-۲) زیرپهنه چین‌خورده ۱۲

۴-۲) نرخ همگرایی در زاگرس ۱۳

۵-۲) ضخامت و عمق زاگرس ۱۵

۶-۲) تقسیم بندی کوهزاد زاگرس ۱۷

۷-۲) زمین‌ریخت‌شناسی منطقه ۲۱

۸-۲) چین‌شناسی منطقه ۲۲

۱-۸-۲) سازند آغاجاری ۲۲

۲-۸-۲) عضو آواری لهری ۲۴

۳-۸-۲) سازند بختیاری ۲۵

۴-۸-۲) نهشته‌های کواترنری ۲۵

فصل سوم: زمین‌شناسی ساختمانی ۲۹

۱-۳) مقدمه ۳۰

۳۰		۲-۳) فروافتادگی دزفول
۳۰		۱-۲-۳) موقعیت فروافتادگی دزفول
۳۰		۲-۲-۳) شکل‌گیری فروافتادگی دزفول
۳۱		۳-۲-۳) ساختار فروافتادگی دزفول
۳۲		۳-۳) شناسایی و تحلیل ساختارهای منطقه
۳۲		۱-۳-۳) گسل‌های منطقه
۳۲		۱-۱-۳-۳) گسل شاهور
۳۴		۲-۱-۳-۳) گسل سردارآباد
۳۵		۳-۱-۳-۳) گسل شوشتر
۳۶		۴-۳-۳) شکستگی‌های منطقه
۴۲		۵-۳-۳) شواهد حضور گسلش در منطقه گوریه با استفاده از مقاطع لرزه‌ای
۴۳		۶-۳-۳) خطواره‌های شناسایی شده در تصاویر ماهواره ای و مغناطیس سنجی
۴۷		۷-۳-۳) خطواره‌های زیرسطحی
۴۷		۱-۷-۳-۳) گسل زیرسطحی UGC-FAULT
۴۷		۲-۷-۳-۳) خطواره مغناطیسی MGL-1
۴۸		۳-۷-۳-۳) خطواره مغناطیسی MGL-2
۴۸		۴-۷-۳-۳) خطواره مغناطیسی MGL-3
۴۸		۵-۷-۳-۳) گسل پی‌سنگی سوسنگرد BSF-2
۵۰		۸-۳-۳) ساختارهای چین‌خورده منطقه
۵۰		۱-۸-۳-۳) تاقدیس شوشتر
۵۱		۲-۸-۳-۳) تاقدیس گله‌سرخه
۵۱		۳-۸-۳-۳) تاقدیس شاهور
۵۱		۴-۸-۳-۳) تاقدیس سردارآباد
۵۳		فصل چهارم: لرزه‌خیزی منطقه
۵۴		۱-۴) مقدمه

- ۵۴..... (۲-۴) توزیع جهانی زمین‌لرزه‌ها
- ۵۵..... (۳-۴) پهنه‌بندی خطر نسبی زمین‌لرزه در ایران
- ۵۶..... (۴-۴) ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی
- ۵۶..... (۱-۴-۴) تقسیم‌بندی میرزائی و همکاران (۱۹۹۸)
- ۵۷..... (۲-۴-۴) تقسیم‌بندی Razaghian و همکاران (۲۰۱۸)
- ۵۹..... (۵-۴) لرزه زمین‌ساخت زاگرس
- ۶۰..... (۱-۵-۴) ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس
- ۶۱..... (۱-۵-۴) ایالت لرزه‌زمین‌ساختی دزفول
- ۶۲..... (۶-۴) جنبش‌های نوزمین‌ساختی منطقه
- ۶۲..... (۱-۶-۴) رویداد لرزه‌ای گوریه
- ۶۶..... (۷-۴) زمین‌لرزه‌های تاریخی
- ۶۶..... (۸-۴) زمین‌لرزه‌های دستگاهی
- ۶۷..... (۹-۴) بررسی سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های منطقه
- ۶۸..... (۱۰-۴) تحلیل آماری زمین‌لرزه‌ها
- ۶۸..... (۱-۱۰-۴) مقایسه فراوانی-بزرگی زمین‌لرزه‌ها
- ۷۰..... (۲-۱۰-۴) عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها و لایه‌های لرزه‌زا
- ۷۲..... (۱۱-۴) بررسی پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه
- ۷۲..... (۱-۱۱-۴) روش گوتنبرگ-ریشتر
- ۷۳..... (۲-۱۱-۴) تعیین دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها
- ۷۵..... (۳-۱۱-۴) برآورد MCE و DBE
- ۷۶..... (۱۲-۴) محاسبه ضریب شتاب افقی
- ۷۷..... (۱۳-۴) تحلیل خطر زلزله
- ۷۷..... (۱-۱۳-۴) تحلیل خطر به روش تعینی (DSHA)
- ۷۷..... (۲-۱۳-۴) شناسایی و تعیین حداکثر توان لرزه‌ای (M_{max}) یا زلزله مبنای طرح
- ۷۷..... (۳-۱۳-۴) برآورد بیشینه توان لرزه‌زایی گسل‌های منطقه (M_{max})
- ۷۹..... (۴-۱۳-۴) برآورد پارامترهای حرکتی زمین با استفاده از روابط تجربی

۹۷..... (۵-۱۳-۴) رابطه بین بزرگی و شدت زمین لرزه

۹۹..... (۶-۱۳-۴) روش های برآورد بیشینه شتاب گرانش زمین

۸۳..... فصل پنجم: نتیجه گیری

۸۴..... (۱-۵) مقدمه

۸۴..... (۲-۵) نتیجه گیری

۸۷..... (۳-۵) پیشنهادات

۸۹..... منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱) موقعیت منطقه گوریه و راه‌های دسترسی به آن ۳
- شکل ۲-۱) پراکنش مرکز سطحی زمین‌لرزه‌های رخ داده در اردیبهشت ۱۳۹۷ ۴
- شکل ۳-۱) محدوده مورد مطالعه گوریه بر روی نقشه زمین‌شناسی (۱:۱۰۰۰۰۰ ملاثانی) ۵
- شکل ۱-۲) موقعیت زمین‌ساختی شرق مدیترانه و خاورمیانه ۱۰
- شکل ۲-۲) موقعیت گسل‌های عرضی-برشی زاگرس بر روی نقشه ساختاری ۱۱
- شکل ۳-۲) تصویر شماتیک از نرخ کوتاه‌شدگی و ساختارها در فلات ایران ۱۴
- شکل ۴-۲) میدان‌های سرعت در بخش‌های مختلف زاگرس نسبت به ایران مرکزی ۱۵
- شکل ۵-۲) نقشه خلیج فارس و مناطق مجاور آن و نمایش توزیع میادین هیدروکربوری ۱۵
- شکل ۶-۲) نقشه عمق موهو ایران و موقعیت پروفیل‌های مورد مطالعه ۱۶
- شکل ۷-۲) تغییرات عمق موهو در زیر فلات ایران ۱۷
- شکل ۸-۲) تقسیمات کمربند کوهزایی زاگرس ۱۸
- شکل ۹-۲) تقسیمات ساختاری کمربند کوهزایی زاگرس ۱۸
- شکل ۱۰-۲) جایگاه فروافتادگی دزفول در کوهزاد زاگرس و تقسیمات کمربند چین-رانده زاگرس ۲۰
- شکل ۱۱-۲) تصویر سه‌بعدی DEM منطقه مطالعاتی ۲۲
- شکل ۱۲-۲) رخنمون سازند آغاچاری در شمال غرب گوریه ۲۳
- شکل ۱۳-۲) رخنمون عضو آواری لهری در شمال غرب گوریه ۲۴
- شکل ۱۴-۲) رخنمون سازند بختیاری در شرق یال شمالی ناقدیس سردارآباد ۲۵
- شکل ۱۵-۲) رخنمون نهشته‌های کواترنری در دشت گوریه (دید عکس رو به جنوب غرب) ۲۶
- شکل ۱۶-۲) نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی ۲۷
- شکل ۱۷-۲) نیمرخ زمین‌شناسی منطقه ۲۸
- شکل ۱-۳) نقشه موقعیت جغرافیایی زیرپهنه‌های زاگرس ۳۱
- شکل ۲-۳) نقشه موقعیت زیر پهنه‌های ساختاری اصلی کمربند چین-رانده زاگرس ۳۲
- شکل ۳-۳) نمایی از اثر گسلش شاهور در منطقه ۳۳
- شکل ۴-۳) نمودار گل سرخی امتدادی و تصویر سیکلوگرافیک صفحات گسلی برداشت شده از گسل شاهور ۳۳

- شکل ۳-۵) نمایی از آینه گسلی سردارآباد در تاقدیس سردارآباد ۳۴
- شکل ۳-۶) استریوگرام گسل سردارآباد و گسل پنهان ۳۵
- شکل ۳-۷) تصویر صحرایی از اثر گسل شوشتر در مرز بین کوه سیاه و دشت شوشتر ۳۵
- شکل ۳-۸) الف) نمایی از رخنمون گسل شوشتر در دو راهی شوشتر- مسجدسلیمان ۳۶
- شکل ۳-۹) موقعیت ایستگاه های برداشت داده بر روی نقشه زمین‌شناسی ملاثانی ۳۷
- شکل ۳-۱۰) الف) شکاف ایجاد شده با موقعیت N230/50NW در منازل مسکونی گوریه ۳۸
- شکل ۳-۱۱) شکستگی های برداشت شده از ایستگاه ۱ ۳۹
- شکل ۳-۱۲) داده های برداشت شده از ایستگاه ۲ ۴۰
- شکل ۳-۱۳) شکاف ایجاد شده با روند تقریبی N50E تا N70E بر اثر وقوع فوج زلزله گوریه ۴۰
- شکل ۳-۱۴) داده های برداشت شده از ایستگاه ۳ ۴۱
- شکل ۳-۱۵) داده های برداشت شده از ایستگاه ۴ ۴۱
- شکل ۳-۱۶) الف) نقشه گسل های پی سنگی شناسایی شده ۴۳
- شکل ۳-۱۷) نقشه شکستگی های منطقه با استفاده از تصویر لندست ETM+ ۴۴
- شکل ۳-۱۸) تقسیم بندی داده های مغناطیسی زاگرس و بخش هایی از خلیج فارس ۴۵
- شکل ۳-۱۹) خطواره های مغناطیسی در چهارگوش اهواز ۴۶
- شکل ۳-۲۰) خطواره های شناسایی شده در شمال خوزستان با استفاده از تفسیر عکس های ماهواره ای ۴۷
- شکل ۳-۲۱) نقشه سائز مونتکتونیک اهواز و موقعیت خطواره مغناطیسی و گسل زیر سطحی ۴۹
- شکل ۳-۲۲) نقشه موقعیت محور تاقدیس های منطقه ۵۰
- شکل ۳-۲۳) نیمرخ زمین‌شناسی BB' بر روی تاقدیس شوشتر ۵۱
- شکل ۳-۲۴) نیمرخ زمین‌شناسی AA' بر روی تاقدیس سردارآباد و شاهور ۵۲
- شکل ۳-۲۵) استریوگرام موقعیت یال های تاقدیس سردارآباد ۵۲
- شکل ۴-۱) نقشه توزیع زمین لرزه های کمربند آلپ-هیمالیا ۵۵
- شکل ۴-۲) نقشه پهنه بندی خطر لرزه ای ایران ۵۶
- شکل ۴-۳) ایالت های اصلی لرزه زمین ساختی ایران ۵۷
- شکل ۴-۴) نقشه ایالت های لرزه زمین ساختی ایران ۵۸
- شکل ۴-۵) نقشه تقسیمات اصلی تکتونیکی، خطوط گسل های اصلی و مکانیزم کنونی زمین لرزه های زاگرس ۵۹

- شکل ۴-۶) موقعیت ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس (ترسیم مجدد) ۶۱
- شکل ۴-۷) شتاب افقی (الف) و قائم (ب) با دوره بازگشت ۴۷۵ سال ۶۲
- شکل ۴-۸) نمودار بازه زمانی (ماه)-فراوانی فوج لرزه گوریه ۶۳
- شکل ۴-۹) نقشه موقعیت رومرکز فوج لرزه گوریه به همراه خطواره‌های زیرسطحی ۶۳
- شکل ۴-۱۰) ترسیم روش fry به صورت دستی ۶۵
- شکل ۴-۱۱) رزدیagram راستای غالب مهاجرت لرزه‌ای فوج لرزه گوریه ۶۵
- شکل ۴-۱۲) الف) الگوی مکانی فرای رومرکز فوج لرزه گوریه ۶۵
- شکل ۴-۱۳) نقشه توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های گوریه ۶۷
- شکل ۴-۱۴) نقشه توزیع مراکز سطحی و چند فوکال مکانیسم زمین‌لرزه‌های گوریه ۶۸
- شکل ۴-۱۵) نمودار توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده در طول زمان ۶۹
- شکل ۴-۱۶) نمودار فراوانی به بزرگا زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده در منطقه ۶۹
- شکل ۴-۱۷) نمودار درصد فراوانی-عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها ۷۰
- شکل ۴-۱۸) نقشه پهنه‌بندی عمق (km) زمین‌لرزه‌های منطقه به روش IDW ۷۱
- شکل ۴-۱۹) معادله خط بین بزرگی زلزله و لگاریتم فراوانی زلزله‌ها ۷۳
- شکل ۴-۲۰) دوره بازگشت زمین‌لرزه منطقه ۷۴
- شکل ۴-۲۱) نمودار نرخ وقوع سالیانه زمین‌لرزه‌ها براساس بزرگی آن‌ها ۷۵

فهرست جداول

جدول ۴-۱) ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران	۵۸
جدول ۴-۲) ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس	۶۰
جدول ۴-۳) درصد فراوانی و عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها	۷۰
جدول ۴-۴) بزرگی زلزله-لگاریتم فراوانی زلزله‌ها	۷۳
جدول ۴-۵) برآورد دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها گستره مورد مطالعه	۷۴
جدول ۴-۶) احتمال وقوع زمین‌لرزه برای بازه زمانی مختلف	۷۵
جدول ۴-۷) مقادیر MCE و DBE	۷۶
جدول ۴-۸) ضریب شتاب افقی در % MCE10 و % DBE64 برای عمرهای مفید مختلف	۷۶
جدول ۴-۹) روابط موجود برای برآورد توان لرزه‌ای	۷۸
جدول ۴-۱۰) برآورد توان لرزه‌ای	۷۹
جدول ۴-۱۱) روابط شدت زمین‌لرزه در کانون و روابط برآورد کاهش شدت زمین‌لرزه در هر فاصله از کانون	۸۰
جدول ۴-۱۲) برآورد شدت زمین‌لرزه و کاهش شدت زمین‌لرزه برای گسل‌های منطقه	۸۱
جدول ۴-۱۳) روابط موجود برای برآورد بیشینه شتاب افقی گسل‌های منطقه	۸۱
جدول ۴-۱۴) برآورد بیشینه شتاب افقی گسل‌های منطقه برای شهر گوریه	۸۲

فصل اول کلیات

مقدمه

۱-۱) مقدمه

به دلیل قرارگیری ایران بر روی کمربند لرزه‌خیزی آلپ-همالیا زلزله‌های بسیار مخربی به وقوع می‌پیوندد. قرارگیری بسیاری از شهرهای بزرگ و نیز کارخانه‌های صنعتی و سازه‌های مهم در مجاورت گسل‌ها و چشمه‌های لرزه‌زا، سبب توجه ویژه به بررسی وضعیت لرزه‌خیزی این مناطق مهم را دوچندان کرده است.

در منطقه زاگرس به دلیل اینکه لرزه‌خیزی پراکنده‌ای دارد و گسل‌های فعال و پی‌سنگی پوشیده هستند، بنابراین تشخیص گسل‌های لرزه‌ای دشوار است.

منطقه گوریه، شهری از توابع بخش شعیبیه شهرستان شوشتر در استان خوزستان است. محدوده مورد نظر در این مطالعه، بخشی از کمربند چین-رانده زاگرس و در بخش شمالی پهنه فروافتادگی دزفول و در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس قرار دارد.

واحدهای چین‌شناسی منطقه گوریه شامل ماسه‌سنگ آهکی و ماسه‌سنگ قرمز رنگ و مارن سازند آغاچاری (میوسن بالایی تا پلیوسن) و کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های آهکی چرتی سازند بختیاری (پلیوسن تا پلیوستوسن) و از رسوبات کواترنری می‌باشند.

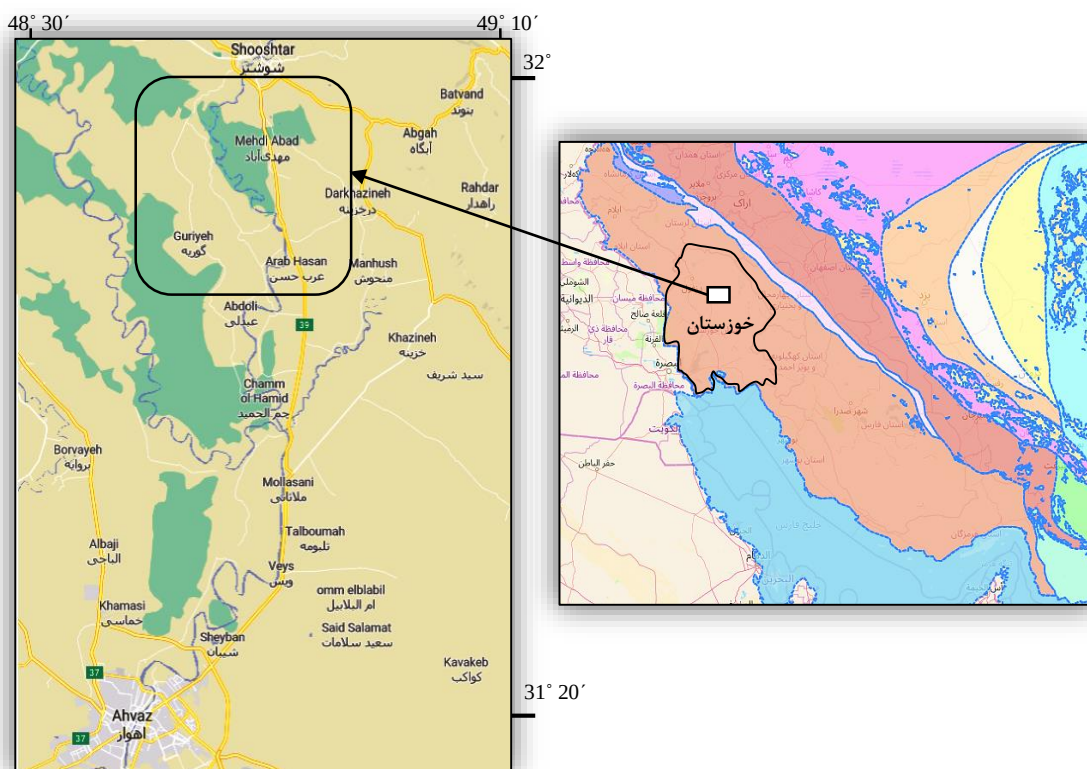
این منطقه در محدوده مابین گسل‌های پیشانی کوهستان زاگرس در شمال (با سازوکار معکوس) و گسل بالارود (با سازوکار معکوس) در بخش جنوبی و گسل MMF (با سازوکار معکوس) و روند شمال غربی-جنوب شرقی محدود شده است.

از ویژگی‌های زاگرس چین‌خورده در منطقه می‌توان به روند شمال غربی-جنوب شرقی و چین‌های موج‌سانی در یک ساختار تاقدیسی مانند تاقدیس سردارآباد اشاره کرد. از نظر سنگ‌شناسی رسوبی شامل سنگ‌های خشکی، دریایی و تبخیری می‌باشند (درویش زاده، ۱۳۸۰).

تاقدیس وسیع سردارآباد به طول تقریبی ۱۳۷۵۰ متر در بخش شمال غربی و تاقدیس شاهرور به طول تقریبی ۳۱۰۰ متر در غرب گوریه با روند شمال غربی-جنوب شرقی می‌باشند.

۲-۱) محدوده جغرافیایی و راه‌های دسترسی

منطقه گوریه از توابع بخش شعیبیه شهرستان شوشتر در استان خوزستان و شمال اهواز قرار دارد. گوریه در فاصله ۲۵ کیلومتری شوشتر و ۷۰ کیلومتری اهواز و در طول جغرافیایی $48^{\circ} 45'$ تا $48^{\circ} 45'$ و 48° شرقی و عرض جغرافیایی $31^{\circ} 51'$ تا $31^{\circ} 52'$ شمالی واقع شده است. به منظور دسترسی به منطقه از جاده اصلی اهواز به شوشتر و جاده‌های فرعی مختلف متصل کننده روستاهای عبدلی، عرب حسن و جاده سرداران-شوشتر می‌باشد، می‌توان استفاده کرد (شکل ۱-۱).



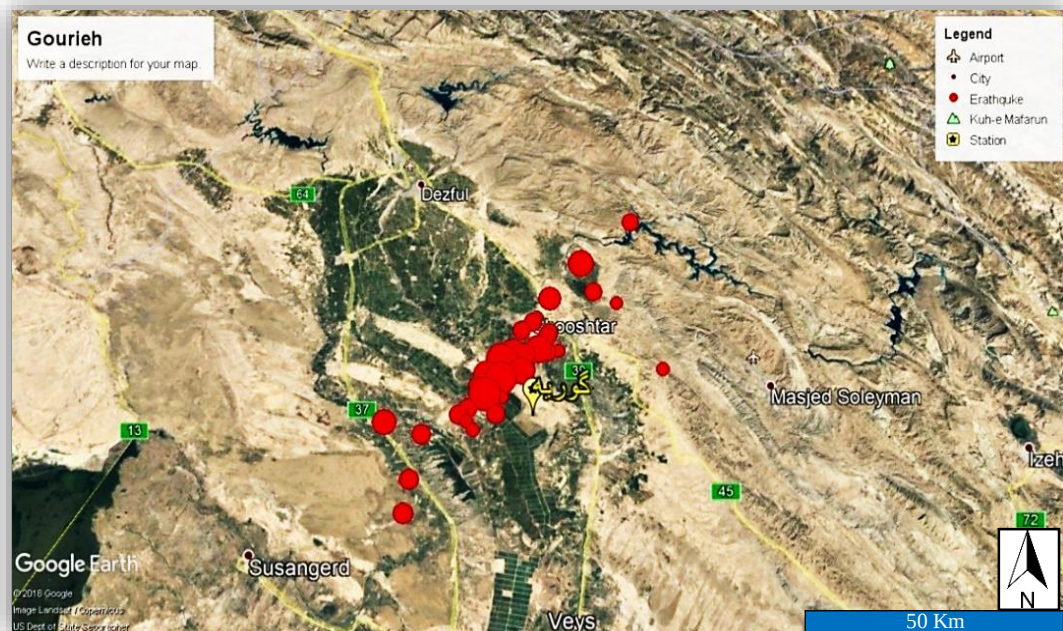
شکل ۱-۱) موقعیت منطقه گوریه و راه‌های دسترسی به آن (برگرفته از تصویر ماهواره‌ای Google map).

۳-۱) ضرورت و اهداف انجام تحقیق

برای ارزیابی خطر زمین‌لرزه در یک ناحیه، به شناخت گسل‌های فعال و دانش زمین‌شناسی آن نیاز دارد. بر پایه نقشه‌های زمین‌شناسی شرکت نفت با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ملاتانی (صحابی و همکاران، ۱۹۶۹)، منطقه به لحاظ مطالعات چینه‌شناسی و ساختاری به طور کامل شرح شده است و می‌توان از این اطلاعات به عنوان مطالعات پایه استفاده کرد. در زاگرس وقوع بسیاری از زمین‌لرزه‌ها با گسل‌های

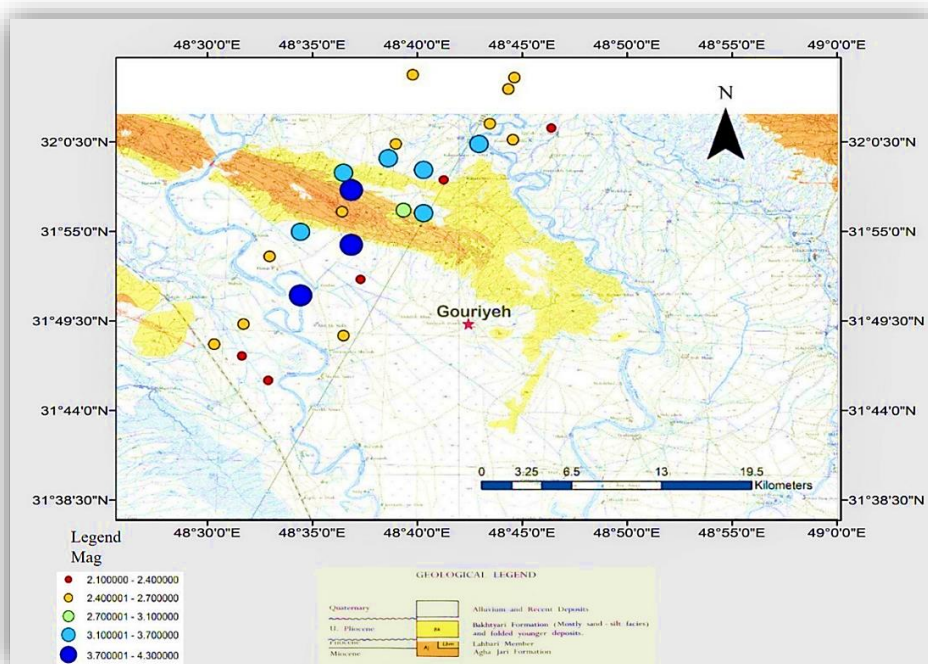
سطحی ارتباط ندارد و گسل‌های نهان در اعماق زمین، عامل بیشتر زمین‌لرزه‌ها هستند. در خوزستان همانند دیگر نقاط زاگرس، کانون سطحی زمین‌لرزه با اثر سطحی گسل‌ها ارتباط زیادی ندارد و این به دلیل تغییر شکل‌های ناهم‌هنگ در پوشش رسوبی و پی‌سنگ زاگرس است. بررسی اجمالی لرزه‌خیزی منطقه گوریه نشان می‌دهد که فراوانی زلزله‌های با بزرگی $M_s < 4$ رخ داده در این منطقه با نزدیک شدن به سال ۲۰۱۸ زیاد شده است. سپس از سال ۲۰۱۰ به بعد شاهد تغییر رفتار لرزه‌خیزی در منطقه می‌باشیم که افزایش قابل توجهی را در تعداد زلزله‌های می‌توان مشاهده نمود.

سرچشمه‌های فعال لرزه‌ای منطقه به صورت چشمه‌های خطی در زیر پوشش رسوبی پنهان شده‌اند و مکان هندسی آن‌ها مشخص نیست. بنابراین باید چشمه‌های نامعلوم ناحیه‌ای را نیز ارزیابی کرد. فقط در یک ماه بعد از رویداد زلزله ۴/۲ ریشتری روز ۵ خرداد ۱۳۹۷، تعداد ۱۴۸ زمین‌لرزه که عمده آن‌ها خرد لرزه بودند رخ داده است. علاوه بر دو زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه، سه زلزله بالای ۴ ریشتر نیز در امتداد نوار نشان داده شده با راستای تقریبی شمال شرق-جنوب غرب در مدت زمان یک ماه رخ داده که حائز اهمیت است (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲) پراکنش مرکز سطحی زمین‌لرزه‌های رخ داده در اردیبهشت ۱۳۹۷ (با بزرگی بزرگتر از ۲ ریشتر در محدوده گوریه)

مدلسازی و مطالعه بر روی امواج لرزه‌ای ناشی از پژوهش‌های ژئوفیزیکی، نشان داد که منشأ زمین-لرزه‌های بزرگ در زاگرس، عمق ۸ تا ۱۵ کیلومتر بالایی پوسته زمین می‌باشد (Jackson & Mackenzie, 1984; Maggi et al., 2000). در گوریه - شوشتر که شاهد چندین زلزله بیشتر از سه ریشتر بوده ساختار زمین‌شناسی اصلی منطقه تاقدیس سردارآباد است و گسل اصلی و لرزه‌زایی در سطح زمین مشاهده نمی‌شود. به همین دلیل، این زمین‌لرزه‌ها مرتبط با ساختارهای نهان و عمیق هستند (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳) محدوده مورد مطالعه گوریه بر روی نقشه زمین‌شناسی (۱:۱۰۰۰۰۰ ملاتانی).

بدین منظور وجود گسل‌های پنهان و لرزه‌خیزی در این محدوده، این پرسش را مطرح می‌کند که گسل مسبب زلزله ۱۳۹۷/۰۳/۰۵ کدام است؟ سازوکار آن چیست؟ پاسخ به این پرسش؛ ضرورت پژوهش بیشتر در این بخش از کمر بند چین-رانده را ایجاب می‌کند.

۱-۴) تاریخچه تحقیق

مطالعه گسل‌های خوزستان و ارزیابی سازوکار زلزله‌ها با استفاده از بررسی جهات تنش‌های وارد شده بر ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه نشان داده است که، بیشتر گسل‌های منطقه از نوع گسل‌های فشاری

با روند شمال غرب-جنوب است. همچنین علاوه بر گسل‌های فشاری، دو دسته گسل‌های امتدادلغز در استان موجود می‌باشد، که یک دسته دارای راستای شمالی-جنوبی و دسته دیگر دارای راستای شمال شرق-جنوب غرب می‌باشند. هر چند در خصوص گسل‌های امتدادلغزی که بر پی‌سنگ پرکامبرین زاگرس عمل کرده‌اند گزارشات کاملی در دست نیست (قبادی و چرچی، ۱۳۸۲).

در مناطق فعال، شواهد توپوگرافی و بررسی‌های تکتونیکی استفاده از و همچنین اطلاعات سائزمو تکتونیک و مورفوتکتونیک، به شناخت گسل‌های فعال بسیار کمک می‌کند (Berberian, 1995). امروزه داده‌های GPS حاکی از آن است که کمربند چین-رانده زاگرس فعال می‌باشد و حرکت بلوک عربی نسبت به ورقه اوراسیا در جنوب شرقی زاگرس، حدود $3 \pm 22-13$ میلی‌متر در سال به سمت NE 5 ± 7 و در شمال شرقی زاگرس $3 \pm 19-13$ میلی‌متر در سال در جهت NW 8 ± 12 نسبت به اوراسیا در حال حرکت می‌باشد (Hessami et al., 2006).

ساختارهای کمربند زاگرس با روند تقریبی شمال غربی- جنوب شرقی به وسیله‌ای مجموعه‌ای از گسل-های امتدادلغز به صورت عرضی قطع شده‌اند. این گسل‌ها دارای دو امتداد شمال غربی با سازوکار امتدادلغز راست‌بر (مانند گسل خارک-میش، سروستان و کازرون) و روند شمال شرقی با سازوکار امتدادلغز چپ‌بر مانند گسل‌های بالارود و بستک می‌باشند. براساس پژوهش‌های انجام شده، گسل‌های عرضی زاگرس در ارتباط با پی‌سنگ زاگرس هستند (Bahroudi & Talbot, 2003; Barzegar, 1992; Falcon, 1969; Yassaghi, 2006).

منشأ پی‌سنگی بودن گسل‌های عرضی بر دو مبنا بیان شده است. براساس الگوی لرزه‌خیزی در زاگرس و جابه‌جایی جانبی در این الگو می‌توان گفت که این گسل‌ها، گسل‌های امتدادلغز عمیق با منشأ پی-سنگی هستند (Hessami et al., 2001).

بر پایه مطالعاتهای ساختاری و ژئومغناطیس کمربند چین-رانده زاگرس بر روی یک پی‌سنگ گسل خورده قرار دارد و از مواد شکل پذیر با ضخامت زیاد پوشیده شده است. این پوشش از یه سطح رسیدن

اثر فعالیت‌های جوان گسل پی‌سنگی جلوگیری می‌کند. بنابراین محل اثر فعالیت این گسل‌های پی-سنگی را می‌توان با بررسی پهنه‌ای از خمش در روند چین، گسل‌های پلکانی و تشکیل چین‌های جوان تشخیص داد (Talebian & Jackson, 2002).

زمین‌ساخت زاگرس به خاطر پوشش لایه‌های نمک در پوسته به گونه‌ای است که حتی زمین‌لرزه‌های بزرگ نیز به ندرت به صورت گسیختگی به سطح می‌رسند و رخنمون دارند. از این رو رخنمون گسل‌های فعال به آسانی امکانپذیر نیست. مناسب‌ترین روش مطالعه گسل‌ها در این گونه موارد استفاده از تکنیک-های لرزه‌شناسی است. از اهداف مهم مشترک زلزله‌شناسان و زمین‌شناسان پی بردن به سازوکار گسل‌ها و شناخت گسل‌های مسبب زلزله است. کمربند اکثر زلزله‌های زاگرس در ژرفای کمتر از ۲۰ کیلومتر رخ می‌دهند و به بخش پوسته بالایی محدود می‌شوند (Talebian & Jackson, 2002).

اولین بار (Berberian & Tchalenko, 1976)، نقشه نسبتاً دقیقی از گسل‌های عرضی زاگرس را در گزارش شماره ۳۹ سازمان زمین‌شناسی کشور ارائه کردند.

از دیدگاه (Berberian, 1995)، امتداد گسل‌های رانده و چین‌ها توسط گسل‌های عرضی امتدادلغز چرخانده یا بریده شده‌اند و از سوی دیگر این گسل‌ها کنترل کننده گسلش و بزرگی زلزله‌ها در زاگرس است.

شواهد سطحی کارکرد گسل‌های زاگرس به صورت ایجاد دره‌های مستقیم، خمش در محور چین‌ها، بریده و جابه‌جا شدن تاقدیس‌ها، بریده شدن محور چین‌ها، خروج گنبد‌های نمکی و تشکیل افرازهای گسلی را می‌توان مشاهده نمود. در طول کمربند چین-رانده زاگرس، جابه‌جایی‌های جانبی در الگوی لرزه‌خیزی نشان می‌دهد که گسل‌های عرضی، گسل‌های عمیق امتدادلغز هستند. با این حال ساختارهای با روند شمال غربی – جنوب شرقی کمربند زاگرس، جابه‌جایی در امتداد این گسل‌ها را تحمل کرده‌اند (Hessami et al., 2001).

قاسمی (۱۳۹۵)، بررسی شاخص‌های تکتونیک فعال در نزدیکی منطقه مورموری، نشان از فعالیت تکتونیک نسبتاً بالایی می‌دهد. در نتیجه وقوع زلزله در این منطقه، سبب حرکت سازند هرمز به درون

شکستگی‌ها در عمق می‌شود. این امر سبب ایجاد پس لرزه‌های متوالی در منطقه مورموری شده و وجود سه گوه لرزه‌ای در منطقه مورموری تأیید شد.

۱-۵) روش تحقیق

✓ جمع‌آوری و مطالعه‌ی مقالات، گزارش‌ها و کتاب‌ها در ارتباط با موضوع مورد پژوهش، بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه، استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور از طریق تصاویر ETM+ با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر و تصاویر SPOT با قدرت تفکیک مکانی ۲/۲ متر جهت شناسایی ساختارها و خطواره‌های گسلی، همچنین در صورت امکان، استفاده از مقاطع لرزه‌ای به منظور شناسایی گسل‌های پنهان

✓ تهیه داده‌های لرزه‌ای از بانک اطلاعات لرزه‌ای تاریخی و دستگاهی از کاتالوگ‌ها و بانک داده‌ها، از مرکز ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله، سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) و مرکز لرزه‌نگاری اروپا-مدیترانه (EMSC)، دانشگاه هاروارد و دستگاه لرزه‌نگاری مستقر در گوریه

✓ پالایش و پردازش داده‌ها و ترسیم فوکل مکانیسم زلزله‌ها، بر اساس مدل‌سازی شکل موج و با استفاده از روش برگردان تانسور گشتاوری در حوزه زمان.

✓ عملیات صحرایی: این مرحله شامل برداشت لایه‌بندی، پیمایش‌های صحرایی و ویژگی‌های هندسی و جنبشی ساختارهای منطقه می‌باشد.

✓ تهیه نقشه زمین‌شناسی ساختاری پایه با استفاده از داده‌های ساختاری برداشت شده از منطقه‌ی مورد مطالعه

✓ تحلیل و آنالیز ساختارهای برداشت شده

✓ تطابق خطواره‌های شناسایی شده با نقشه‌های زمین‌شناسی و مغناطیس‌هوایی موجود منطقه

فصل دوم

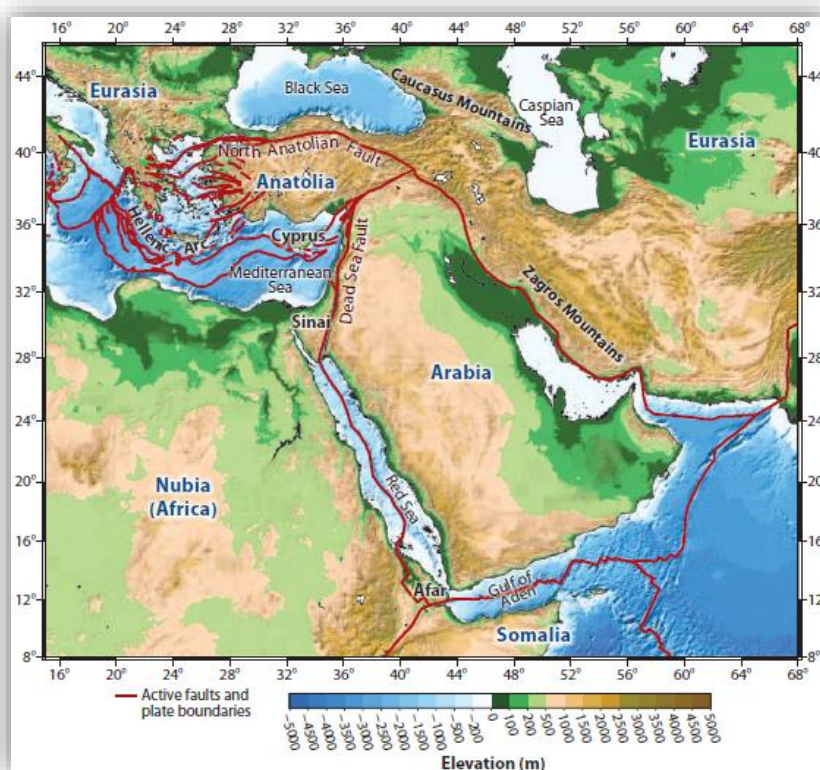
زمین شناسی عمومی

؟ متوجه می شوید ؟

۱-۲) مقدمه

از دیدگاه تکتونیکی، ایران از شمال توسط صفحه اوراسیا، از شرق توسط صفحه هند و از شمال غرب توسط صفحه آناتولی احاطه شده است. کمربند آلپ-هیمالیا از بخش غربی اروپا آغاز شده و با عبور از ترکیه، ایران، افغانستان، تا هند و چین نیز ادامه می‌یابد و سرزمین ایران در بخش میانی این کمربند کوهزایی فعال واقع شده است.

اکنون تنش‌های اصلی بین ورقه‌ای بین صفحات باعث ایجاد فعالیت‌های جوان زمین‌ساختی و سبب لرزه‌خیزی نسبتاً بالای فلات ایران می‌شود. زلزله‌ها در ایران عمدتاً در اثر همگرایی دو صفحه عربستان و اوراسیا می‌باشد که بصورت گسلش در پهنه‌های لرزه زمین‌ساختی البرز، ایران مرکزی، زاگرس، شرق ایران و کپه داغ تعدیل می‌شود (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲) موقعیت زمین‌ساختی شرق مدیترانه و خاورمیانه (Pichon et al., 2010).

۲-۲) زمین‌ساخت زاگرس

کمربند کوهزایی زاگرس با طول تقریبی ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای حدود ۲۵۰ تا ۴۰۰ کیلومتر از بخش شرقی ترکیه شروع و تا خلیج عمان و سپس در جنوب شرق پهنه مکران ادامه دارد. زاگرس به لحاظ

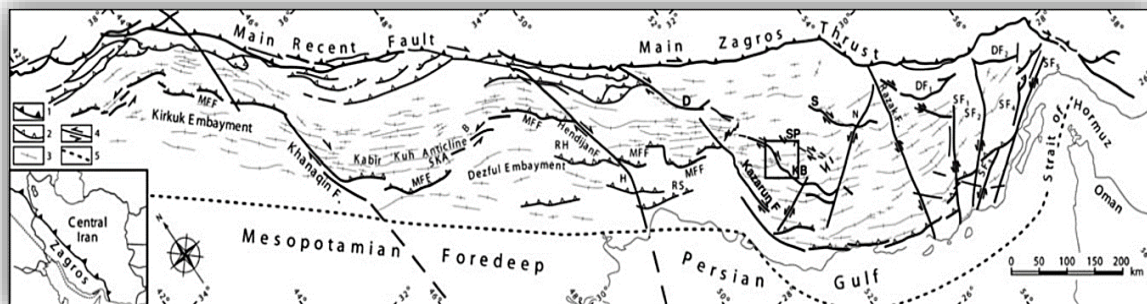
سنی از جوانترین رشته کوه های جهان است که هنوز پایدار نشده و نرخ همگرایی در آن نشان از ادامه فرایند کوهزایی است (Tatar et al., 2002).

زاگرس بخشی از کمربند آلپ-همالیاست که این کمربند با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس ایجاد شده است (Stampfli & Boyer, 2002).

این برخورد در زمان میوسن-پلیوسن، بزرگترین ناحیه تغییر شکل مناطق همگرا در جهان را ایجاد کرده است (Berberian & King, 1981; Molinaro, 2004).

کمربند چین خورده-رانده زاگرس بوسیله گسل های عرضی امتدادلغز با روند 165° - 155° N قطع شده است. این گسل های عرضی-برشی در زاگرس دارای مؤلفه راستالغز-راست بر هستند.

اولین بار Berberian & Tchalenko, 1976، توانستند یک نقشه کاملی از گسل های عرضی زاگرس تهیه کنند (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲) موقعیت گسل های عرضی-برشی زاگرس بر روی نقشه ساختاری (Berberian & Tchalenko, 1976).

بسیاری از زمین شناسان، عامل تغییر روند و خمیدگی محور چین ها در زاگرس را دو فاز دگرشکلی پی در پی و جداگانه در زاگرس می دانند. فاز اول به صورت فشردگی و با روند شمال شرق-جنوب غرب می باشد. فاز دوم مربوط به حرکت راست بر گسل های امتدادلغز با روندهای شرقی- غربی است (قرشی و آیین، ۱۳۸۹). درمورد سازوکار و زمان چین خوردگی در زاگرس نظرها یکسان نیست. (Stocklin, 1968)، Haynes و MacQuillan (1974) و Shearman (1976) بر این باورند که جنبش های مربوط به چین خوردگی زاگرس در میوسن بالایی و یا پلیوسن پایینی است. در زمان پلیوسن این جنبش زیاد بوده و سبب کاهش عرض اولیه زاگرس به میزان ۲۰ درصد شده است (جمالی، ۱۳۷۰).

چین خوردگی زاگرس به دلیل تداوم حرکت صفحه غربی ادامه دارد. جابجایی افقی زاگرس اکنون در حدود $\frac{3}{5}$ تا $\frac{4}{8}$ سانتیمتر و جابجایی قائم آن بیش از دو میلیمتر در سال برآورد شده است. چین خوردگی ها از نوع جدایشی است و در نتیجه حرکت مداوم بین پی سنگ و پوشش رسوبی ایجاد می شود. بیشتر چین خوردگی ها به دلیل داشتن شیب زیاد در یال جنوب غربی نامتقارن هستند (Shearman, 1976).

۲-۳) الگوی ساختاری زاگرس

الگوی تکتونیکی زاگرس در همه جا یکسان نیست و برپایه مطالعات ساختاری، پوشش رسوبی روی پی سنگ از بخش شمال شرقی به جنوب غربی در مقابل تنش های فشاری واکنش متفاوتی را نشان داده است. این امر سبب شده تا زیرپهنه های زاگرس شناسایی شوند (قرشی، آراین، ۱۳۸۹).

۲-۳-۱) زیر پهنه راندگی ها

در این بخش می توان شواهد مربوط به چین خوردگی را در طی دو فاز اواخر کرتاسه و اواخر میوسن تا امروز مورد بررسی قرار داد. گسل های موجود در این زیرپهنه بیشتر از نوع روراندگی و نرمال هستند. این دو فاز باعث ایجاد چین هایی با دامنه بیش از ۵۰۰۰ متر و طول موج بیش از ۸۰۰۰ متر شده اند که دارای روند شمال غرب-جنوب شرق هستند و سطح محوری آن ها مورب بوده و شیب صفحه ها به سوی شمال شرق می باشد (مطیعی، ۱۳۷۴).

۲-۳-۲) زیر پهنه چین خورده

این بخش شامل کمر بند چین خورده (Stocklin, 1968)، زون ساده چین خورده (Falcon, 1974) و کمر بند چین خورده کوهستان (Favre, 1975) است. چین خوردگی در این محدوده به دلیل تأثیر گسل های پی سنگی، گنبد های نمکی و راندگی های پنهان به نام زاگرس چین خورده - رانده نامیده می شود. در این زیرپهنه، پوشش رسوبی واقع بر روی پی سنگ به صورت تاقدیس ها و ناویس های طویل با روند شمال غربی-جنوب شرقی می باشند. روند کلی این چین ها مشابه با روند زاگرس است ولی عواملی مانند رسوبات شکل پذیر میوسن، تأثیر گسل های پی سنگی، تغییر جهت حرکت صفحه غربی نسبت به

صفحه ایران و حرکات مربوط به گنبدهای نمکی باعث تغییر در روند کلی چین‌ها نموده است. بیشترین میزان مربوط به دگرشکلی محلی در نزدیکی گنبدهای نمکی مانند گسل کازرون و میناب مشاهده شده است که جنبش راست بر این دو گسل سبب تشدید حرکت چرخشی و خمیدگی ساختاری چین-خوردگی‌ها شده است.

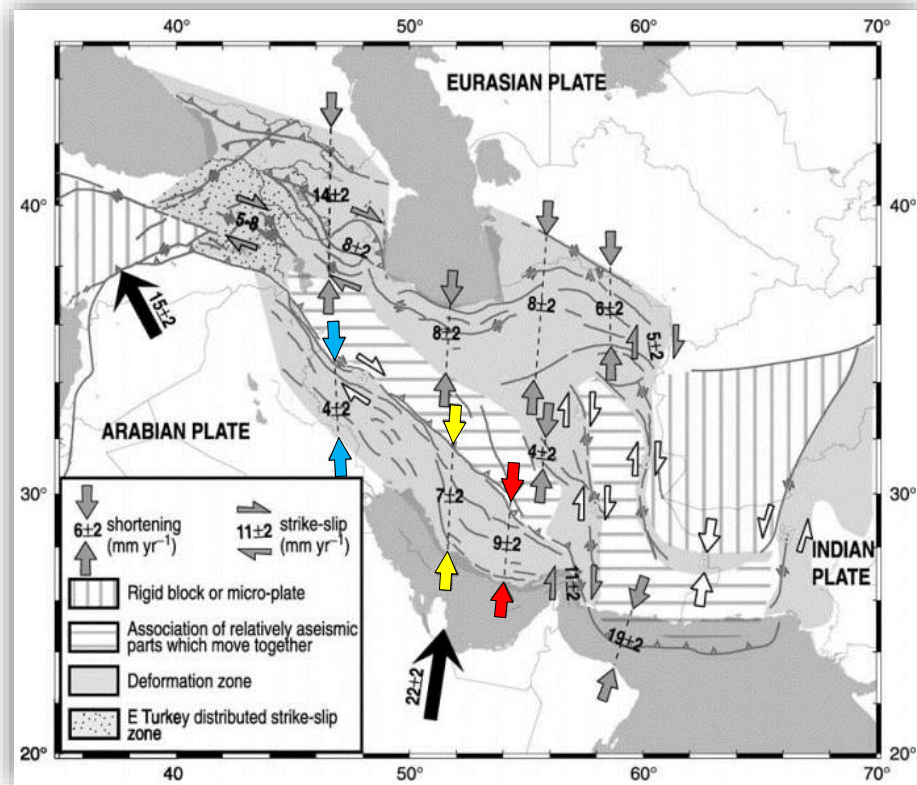
۲-۴) نرخ همگرایی در زاگرس

کوتاه‌شدگی در ایالت‌های مختلف زمین ساختی ایران به دلیل همگرایی صفحات عربی-اوراسیا تعدیل می‌شود و هر کدام از آن‌ها بخشی از این همگرایی را بصورت تغییرشکل بدون لرزه (چین خوردگی) و یا فعالیت گسل‌ها و شکستگی منجر به ایجاد زمین لرزه، نشان می‌دهند. مطالعات و پردازش اطلاعات مربوط به داده‌های (GPS)، اختلاف سرعت همگرایی در بخش‌های مختلف ایران را نشان می‌دهد. بصورت کلی میزان جذب همگرایی در البرز $8 \pm 2 \text{ mm.yr}^{-1}$ ، کپه داغ $5 \pm 2 \text{ mm.yr}^{-1}$ و در پهنه زاگرس در حدود $5 \pm 2 \text{ mm.yr}^{-1}$ است. توزیع همگرایی در نقاط مختلف ایران مؤید تفاوت آهنگ کوتاه‌شدگی در طول ایالت‌های زمین‌ساختی است.

در این میان پهنه مکران با نرخ $5 \pm 2 \text{ mm.yr}^{-1}$ بیشترین مقدار نرخ همگرایی و در مقابل پهنه ایران مرکزی با دارا بودن نرخ همگرایی کمتر از 2 mm.yr^{-1} تقریباً یک خرد صفحه یکپارچه و سخت به شمار می‌ورد (Vernant et al., 2004, Walpersdorf et al., 2006).

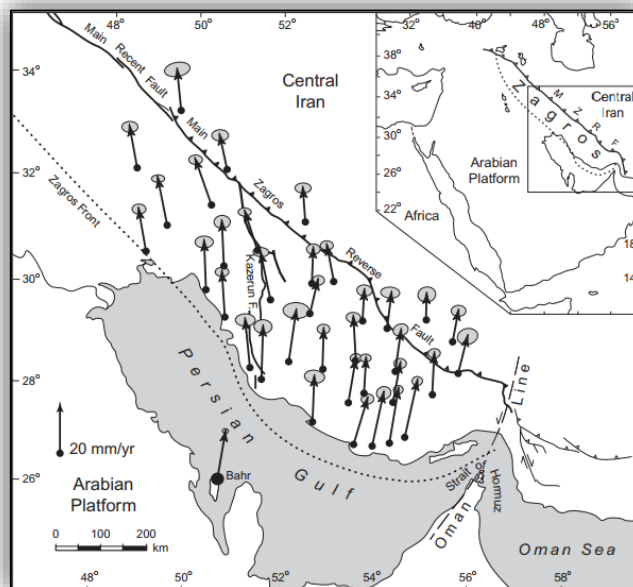
مایل بودن جهت همگرایی صفحات عربی و اوراسیا با امتداد زاگرس موجب شده تا براساس نظریه تسهیم و اتنش حرکت به دو مؤلفه افقی و قائم تجزیه شود. این دو مؤلفه موجب شکل‌گیری گسل‌های امتدادلغز و فشارشی به موازات یکدیگر خواهند شد. گسل‌های امتدادلغز مانند گسل اصلی عهد حاضر زاگرس پاسخی به مؤلفه همگرایی و گسل‌های فشارشی مانند گسل زاگرس مرتفع در نتیجه مؤلفه قائم همگرایی تشکیل شده‌اند (Jackson, 1992).

هر دو مؤلفه افقی و قائم همگرایی و به تبع آن گسل‌های فشارشی و امتدادلغز در مقدار کوتاه‌شدگی زاگرس سهیم هستند. زیرا گسل‌های فشارشی با جذب همگرایی و ضخیم‌شدگی پوسته و گسل‌های امتدادلغز با حرکت مایل خود مقداری کوتاه‌شدگی به همراه خواهند داشت.



شکل ۲-۳) تصویر شماتیک از نرخ کوتاه‌شدگی و ساختارها در فلات ایران (Vernant et al., 2004).

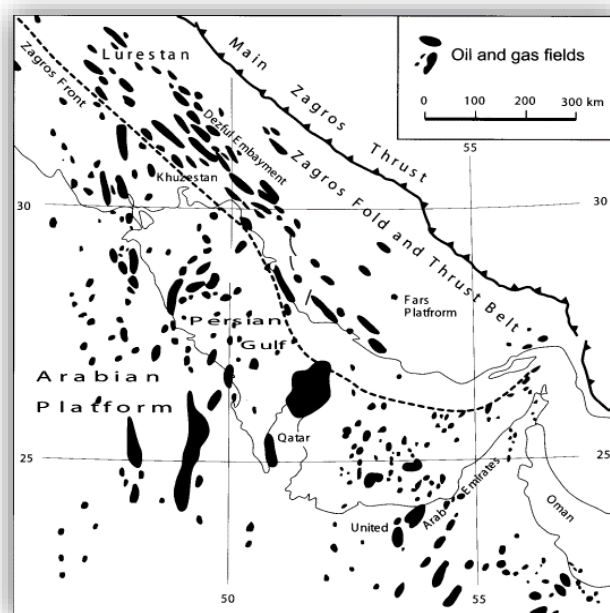
آنالیز داده‌های GPS (شکل ۲-۴) نشان می‌دهد که کمربند فعال چین-رانده زاگرس توسط حرکت بلوک عربی نسبت به اوراسیا در جنوب شرقی زاگرس (شرق گسل کازرون) حدود $3 \pm 13-22$ به سمت $E 5 \pm 7 N$ و در شمال غربی زاگرس (غرب گسل کازرون) $3 \pm 13-19$ و در جهت $W 12 \pm 8 N$ نسبت به اوراسیا حرکت می‌کند (Hessami et al., 2006).



شکل ۲-۴) میدان‌های سرعت در بخش‌های مختلف زاگرس نسبت به ایران مرکزی (Hessami et al., 2006).

گسل‌های امتدادلغز عرضی در زاگرس سبب به دام افتادن ذخائر هیدروکربنی در بخش حاشیه شمال غربی ورقه عربستان و در زون زاگرس شده‌اند و به عنوان عامل کنترل کننده معرفی می‌شوند (Hessami

et al., 2001).



شکل ۲-۵) نقشه خلیج فارس و مناطق مجاور آن و نمایش توزیع میادین هیدروکربوری (Hessami et al., 2001).

۲-۵) ضخامت و عمق زاگرس

نقشه عمق موهو در ایران (dehghani & Makris, 1983, Paul et al., 2006) میزان ضخامت پوسته را

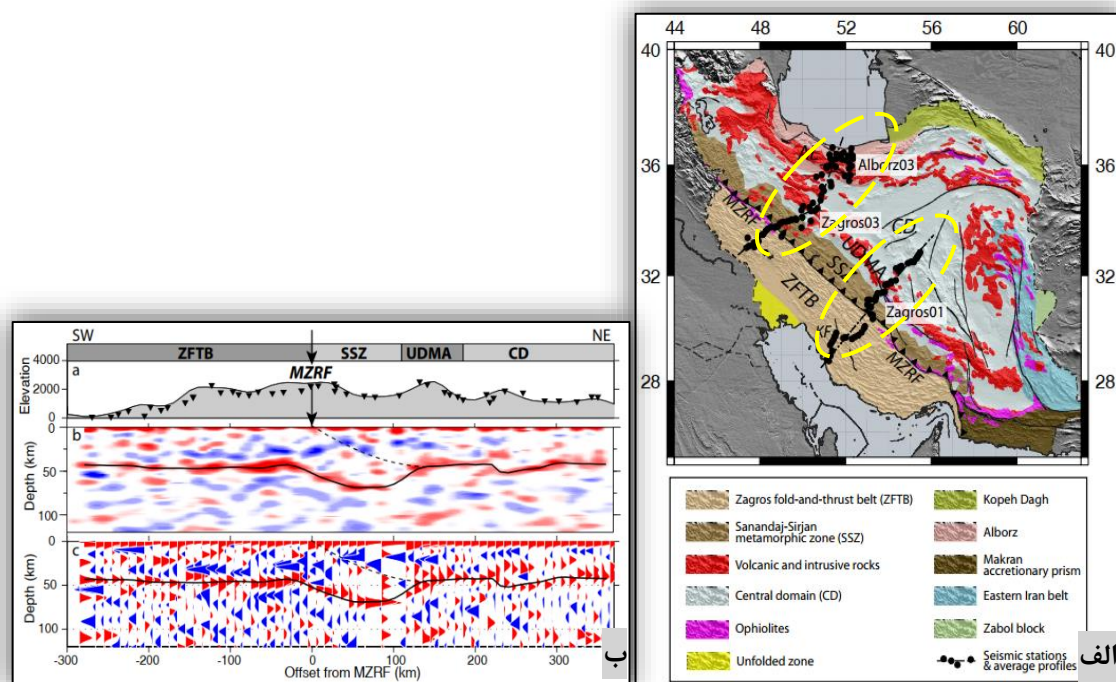
در منطقه راندگی زاگرس مرتفع در حدود ۵۰ کیلومتر نشان می‌دهند (شکل ۲-۶).

این ضخامت به طرف جنوب غرب به تدریج کاهش می‌یابد و به حدود ۳۵ کیلومتر در امتداد تپه ماهورهای زاگرس واقع در نوار ساحل شمال شرقی خلیج فارس می‌رسد.

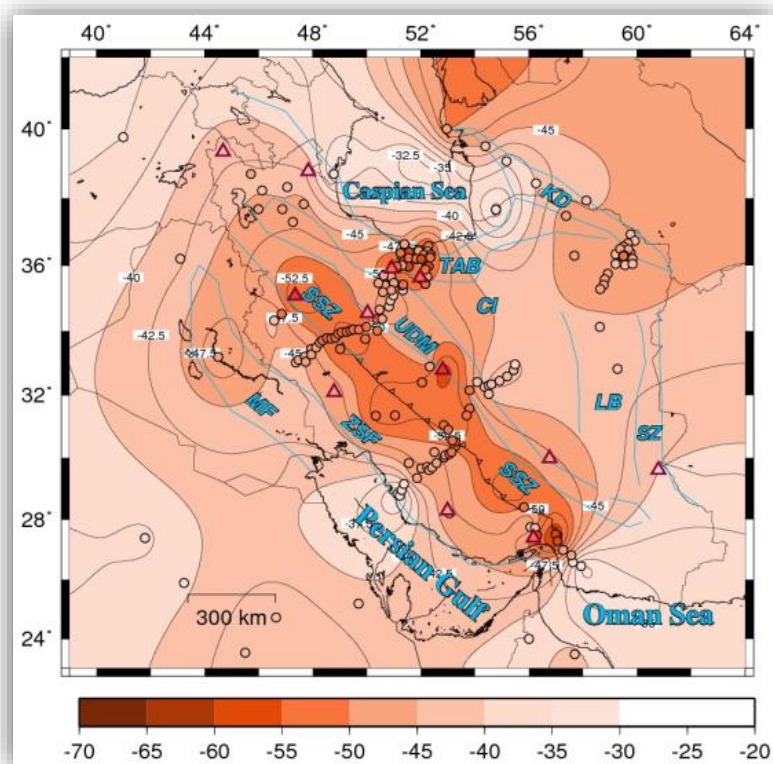
نقشه بی‌هنجاری بوگه در ایران (dehghani & Makris, 1983) بی‌هنجاری ۲۲۰- تا ۲۳۰- میلی‌گال را در امتداد منطقه راندگی اصلی زاگرس نشان می‌دهد که به میزان ۵۰- تا ۶۰- میلی‌گال در امتداد ساحل خلیج فارس افزایش می‌یابد.

در جدیدترین مطالعه‌ای که در سال ۱۳۸۹ توسط نصرآبادی انجام شد. در بخش غربی زاگرس و در زیر ایستگاه شوشتر میزان عمق موهو ۴۶ تا ۴۷ کیلومتر محاسبه شده است. این میزان در زیر ایستگاه قیر برابر با ۴۶ تا ۴۷ کیلومتر است (شکل ۲-۷).

عمق موهو سپس تا پهنه سنده-سیرجان و در زیر ایستگاه سنده عمق ۵۵ تا ۵۶ کیلومتری را نشان می‌دهد. این مقدار تا زیر ایران مرکزی در ایستگاه آشتیان به عمق ۴۸ تا ۴۹ کیلومتری کاهش می‌یابد.



شکل ۲-۶) نقشه عمق موهو ایران و موقعیت پروفیل‌های مورد مطالعه (Paul و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۱۰). الف) خطوط تیره در شمال غرب (محدوده A) پروفیل مورد مطالعه در سال ۲۰۱۰ و خطوط تیره واقع در جنوب شرق (محدوده B) مربوط به مطالعه سال ۲۰۰۶ می‌باشد. ب) مقطع عرضی نقشه عمق موهو ایران (خط چین موقعیت گسل راندگی زاگرس و خط تیره و ممتد بیانگر عمق موهو است).



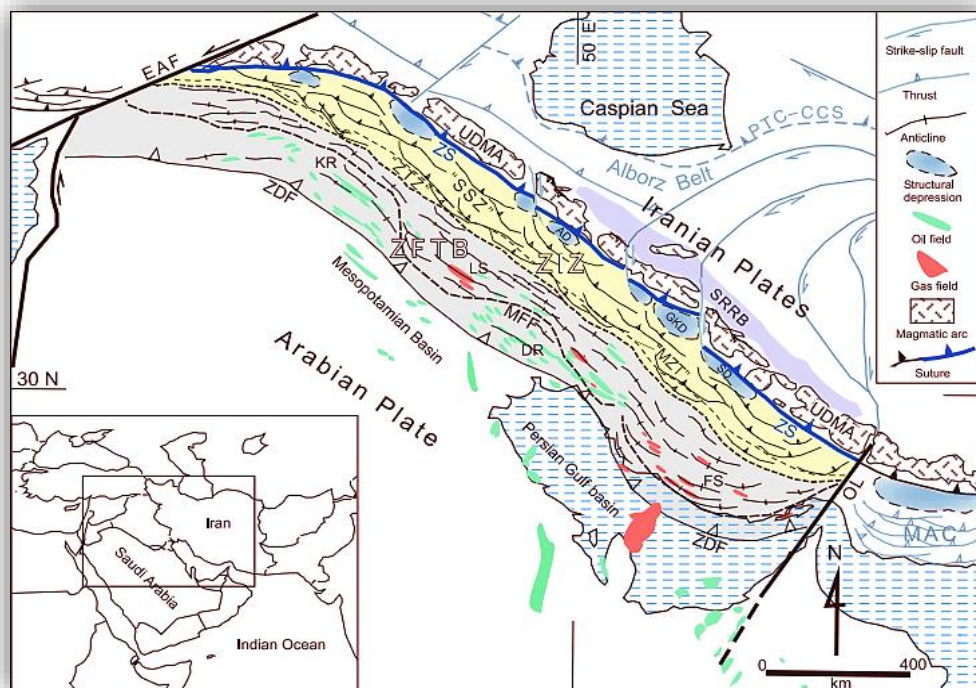
شکل ۲-۷) تغییرات عمق موهو در زیر فلات ایران (برپایه نتایج بدست آمده از ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران (مثلث‌های قرمز) نصرآبادی (۱۳۸۹))

۲-۶) تقسیم بندی کوهزاد زاگرس

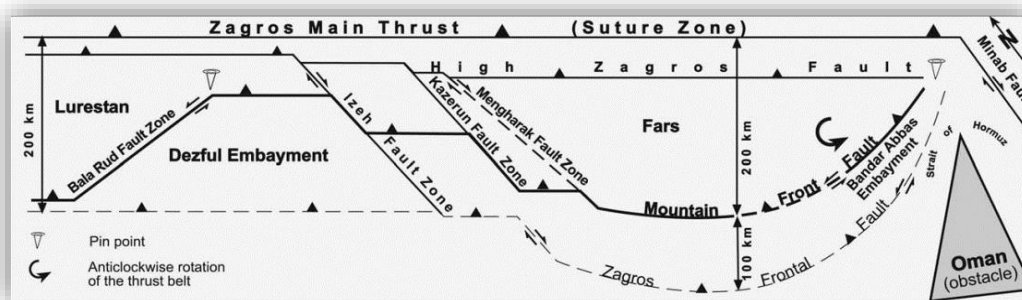
در فاصله زمانی سال‌های ۱۹۶۸ تا ۲۰۱۷ تقسیم‌بندی‌های مختلفی بر روی زاگرس انجام شده که به جدیدترین آن‌ها در ادامه خواهیم پرداخت.

زاگرس از نظر ساختاری و ساختاری-چینه‌ای تقسیم بندی شده است. این کمر بند به عنوان یک کمر بند کوهزایی نامتقارن فعال است (Alavi, 2007) (شکل ۲-۸).

از نظر ساختاری، زاگرس شامل دو بخش کمر بند فلسی (Imbricate Belt) و کمر بند چین‌خورده ساده است (شکل ۲-۹). از نظر ساختاری-چینه‌شناسی، کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس شامل چندین حوضه است که این حوضه‌ها از شمال غربی به سمت جنوب شرقی شامل لرستان (زاگرس غربی)، ایزه، فروافتادگی دزفول (زاگرس مرکزی) و فارس (زاگرس شرقی) است (Sepehr & cosgrove, 2007).



شکل ۲-۸) تقسیمات کمر بند کوهزایی زاگرس (Alavi, 2007).



شکل ۲-۹) تقسیمات ساختاری کمر بند کوهزایی زاگرس (Sepehr & Cosgrove, 2007).

براساس تقسیم‌بندی سرکاری نژاد و ظفرمند (۲۰۱۷)، از جنوب غرب به شمال شرق زاگرس به واحدهای

زیر تقسیم می شود:

- ✓ کمر بند چین خورده زاگرس
- ✓ کمر بند چین خورده-رانده زاگرس
- ✓ سامانه راندگی زاگرس
- ✓ زمین درز زاگرس
- ✓ کمر بند چین خورده-رانده زاگرس
- ✓ کمر بند دگرگونی جفت شده فشار بالا-دما پایین، دما بالا-فشار پایین سندج-سیرجان

براساس تقسیم بندی Berberian & King (۱۹۸۱) بر پایه واحدهای رسوبی ساختاری، از سه کمربند موازی ساخته شده است: کوهزاد زاگرس از سه کمربند موازی که شامل موارد زیر است ساخته شده است:

(۱) مجموعه ماگمایی ترشیاری به نام زون ارومیه-دختر

(۲) زون فلسی زاگرس شامل گسل‌های راندگی زون سنندج-سیرجان

(۳) کمربند چین-رانده زاگرس (ZFTB) که بخش خارجی را تشکیل داده است. فشردگی در طی پلیوسن تا عهد حاضر سبب توسعه و کوتاه شدگی شمالی-جنوبی کمربند چین-رانده شده است (Masson et al., 2005, Abdolahi fard et al., 2006).

کمربند چین-رانده زاگرس از شمال شرقی به جنوب غربی شامل چهار زون ساختاری اصلی است (Tavakoli-shirazi et al., 2013, Ghanadian et al., 2017):

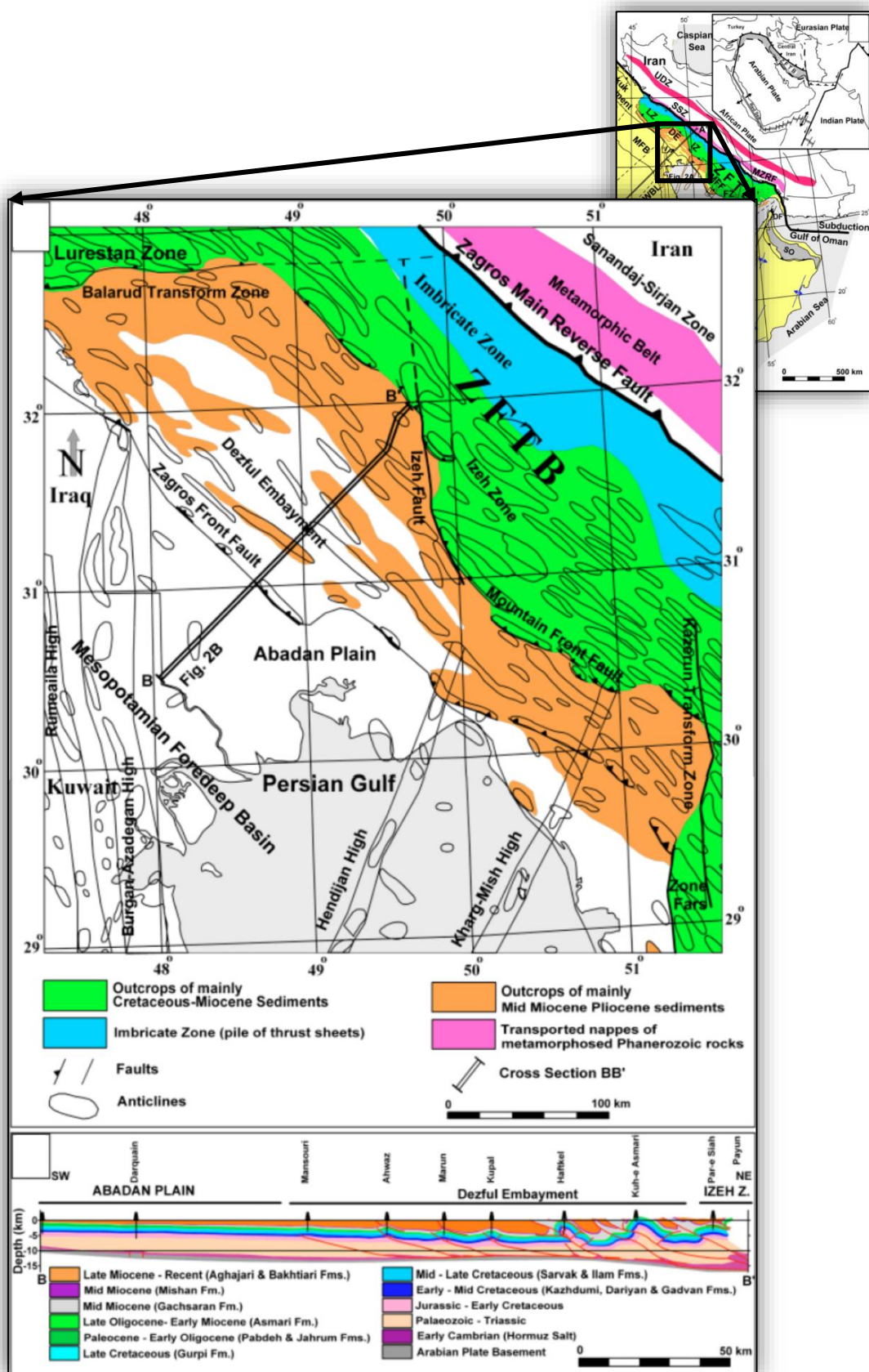
(۱) کمربند سفره‌های (nappe) کرتاسه زون‌های افیولیتی نیریز و کرمانشاه واقع در بین زون سسندج-سیرجان و زون زاگرس مرتفع

(۲) زون زاگرس مرتفع به ارتفاع ۴۴۰۰ متر. این زون از شمال توسط راندگی اصلی زاگرس و از جنوب توسط گسل زاگرس مرتفع محدود شده است.

(۳) کمربند چین‌خورده زاگرس واقع در شمال شرق گسل جبهه کوهستان و جنوب غرب زاگرس مرتفع.

(۴) حوضه‌های پیش بوم. این حوضه‌ها توسط گسل جبهه کوهستان از شمال شرق و جبهه دگرشکلی از جنوب غرب محدود شده است.

کمربند چین‌رانده زاگرس به زیر پهنه‌های ایذه، لرستان و فارس تقسیم بندی شده است (شکل ۲-۱۰) و به سمت پیش خشکی، شامل دو فروافتادگی زین اسبی (Berberian, 1995) شامل فروبار دزفول (ایران) و کرکوک (عراق) می باشد. این فروافتادگی‌ها مربوط به پیش گودال در حال توسعه کمربند چین‌رانده زاگرس است (Abdollahie Fard et al., 2006).



شکل ۲-۱۰) جایگاه فروافتادگی دزفول در کوهزاد زاگرس و تقسیمات کمربند چین-رانده زاگرس (بر گرفته از Abdollahie Fard et al., 2006).

۷-۲) ریخت زمین ساخت منطقه

زمین ریخت‌شناسی می‌تواند حاصل از فرآیندهای زمین‌ساختی، بادی، یخچالی، ساحلی، دلتایی، آتشفشانی و رودخانه‌ای باشد. همچنین سه عامل اصلی جنس سنگ بستر، شرایط آب و هوایی و بازه زمانی متأثر از آن در شگل‌گیری ریخت‌شناسی منطقه تأثیرگذار می‌باشد.

شرایط تکتونیکی یکی از عوامل مهم منطقه‌ای یا ناحیه‌ای است که باعث ایجاد تغییرات مهم ریخت-شناسی در سطح می‌شود. مطالعه این شواهد زمین ریخت‌شناسی به شناخت رژیم زمین‌ساختی در یک منطقه کمک بسزایی می‌کند. زمین‌ریخت منطقه گوریه شامل دو بخش کوهپایه‌ای و دشت و یک بخش حاصل از عوامل فرسایشی و رواناب‌های سطحی است.

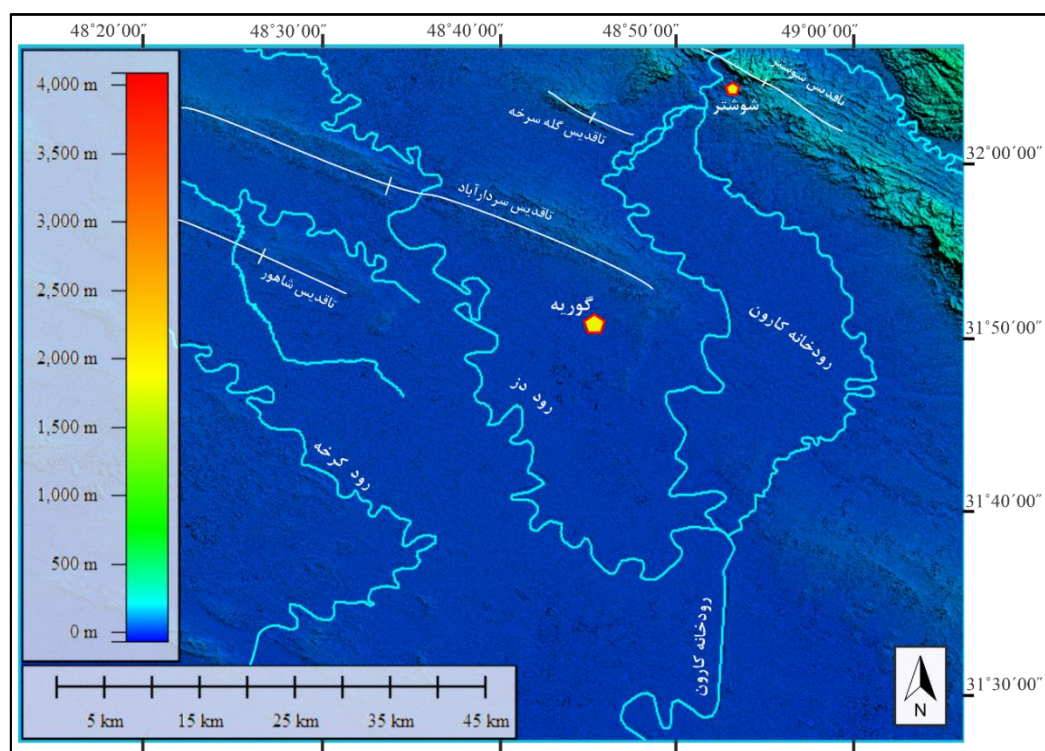
برآیند این دو سبب ایجاد ریخت زمین‌ساخت منطقه شده است (شکل ۲-۱۱). بخش کوهپایه‌ای منطقه شامل نواحی جنوب شرق شوشتر و شمال-شمال غرب گوریه است که عمده رخنمون سطحی این بخش از منطقه شامل سازندهای بختیاری، آغاچاری و لهبری (با رخنمون کمتر) می‌باشد. مساحت این بخش ۲۲۷ کیلومتر مربع است. توپوگرافی این بخش به تبعیت از زاگرس چین‌خورده با روند شمال غرب-جنوب شرق است.

در این میان رودها و آبراهه‌ها به شکل عرضی ارتفاعات را قطع کرده است. متوسط ارتفاع در منطقه ۷۰ متر است. مرتفع‌ترین نقاط بر روی تاقدیس سردارآباد به ارتفاع ۸۷ متر و بر روی ارتفاعات شاهور ۶۱ متر است. بیشتر وسعت منطقه به صورت دشت است و حاصل آبرفت‌های ناشی از رودخانه‌های بزرگ کارون و دز می‌باشد که در دشت گوریه جریان دارند.

متوسط ارتفاع در دشت گوریه ۳۵ متر از سطح دریا است. تکتونیک فعال منطقه به تبعیت از عامل شیب، سبب تغییر رفتار سیستم رودخانه‌ای در زون چین-رانده زاگرس شده است. بطوریکه درک ارتباط بین ساختارهای منطقه مانند گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها با رودخانه‌ها مهم به نظر می‌رسد.

در منطقه گوریه وجود رودخانه‌های با دبی بالای کارون و دز باعث شده تا پس از عبور از ارتفاعات بالادست وارد منطقه مطالعاتی شود و در دشت گوریه رودها چندین بار به تبعیت از شرایط زمین‌ساختی

منطقه دچار تغییر مسیر شده‌اند. با توجه به نبود رخنمون سطحی گسل‌ها در دشت گوریه، این گمان وجود دارد که ساختارهای پنهان در منطقه روند این رودها را تحت تأثیر خود قرار داده‌اند. بررسی تأثیر فعالیت‌های انسانی و زمین‌ساخت در منطقه جنوب غرب ایران و بر روی دو رودخانه کارون و دز نشان می‌دهد که در این بخش، حرکات تکتونیکی غالباً در ارتباط با چین‌های جوان با روند شمال غرب-جنوب شرق و شمالی-جنوبی و نیز مرتبط با خطواره‌های ساختاری طویل شرقی-غربی است (هوشمند، ۱۳۹۸).



شکل ۲-۱۱) تصویر سه بعدی DEM محدوده مطالعاتی.

۲-۸) چینه‌شناسی منطقه

در ادامه به سازندهای رخنمون یافته در منطقه پرداخته می‌شود.

۲-۸-۱) سازند آغاچاری

نام این سازند از شهرستان آغاچاری گرفته شده است. برش الگوی این سازند در طول جاده آمیدیه به سمت چاه‌های میدان آغاچاری بررسی گردید. سازند آغاچاری در برش الگو شامل تناوبی از لایه‌های دانه ریز به ضخامت ۲۹۶۶ متر است که هر تناوب شامل لایه‌هایی به ضخامت ۱۰ تا ۱۰۰ متر می‌باشد.

که شامل لایه‌های ماسه‌سنگ آهکی به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری به ضخامت ۲ تا ۵ متر آغاز و با لایه ضخیم مارن قرمز در تناوب با لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و سیلت‌سنگ ریز دانه می‌باشد (James & Wynd, 1965). سن سازند آغاچاری در طول رشته کوه زاگرس متغیر است و از شمال غرب به جنوب شرق و همچنین از شمال شرق به سمت جنوب غرب بیش از بیش جوان تر می‌شود. ولی سن این سازند میوسن بالایی تا پلیسین در نظر گرفته شده است (مطیعی، ۱۳۷۲).

مشابه رخساره سازند آغاچاری در محل برش نمونه در قسمت اعظم فروافتادگی دزفول نیز گسترش دارد. اما در شمال شرقی این فروافتادگی و در نواحی فارس داخلی و بندرعباس، رخساره آن اغلب از ماسه سنگ تشکیل شده است. ضمن اینکه در این سازند در بخش وسیعی از فارس ساحلی، طبقات ژئوس مشاهده می‌گردد. همچنین لیتولوژی سازند آغاچاری در نواحی لرستان و خوزستان از نوع دریاچه‌ای و در فارس بخشی از آن دریایی است. این سازند به صورت تدریجی با قرارگیری بر روی سازند میشان و دگرشیب بر روی سازند بختیاری، نشانگر مراحل نهایی کوهزایی آلپی می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳). در منطقه این سازند در بخش‌هایی از یال شمالی و جنوبی تاق‌دیس سردارآباد و نیز بخش جنوبی گسل شوشتر رخنمون دارد (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲) رخنمون سازند آغاچاری در شمال غرب گوریه (جنوب شرقی تاق‌دیس سردارآباد) دید عکس رو به جنوب غرب.

۲-۸-۲) عضو آواری لَهبری

لهبری نام دهکده‌ای بر روی ناودیس جدا کننده تاکدیس‌های مسجد سلیمان و کوه آسماری در تاکدیس هفتکل است. برش الگوی این عضو در تنگ تکاب در ۱۰ کیلومتری شمال شرقی هفتکل است که شامل توالی سیلت‌سنگ، مارن‌های سیلتی-گچی، ماسه‌سنگ کربناتی و ژئپس به ضخامت ۱۵۷۵ متر است. در این عضو، دانه‌ها به سمت بالا درشت می‌شوند.

این عضو به خاطر رنگ نخودی تا خاکی که دارد، تفکیک آن از بخش‌های جوان فرسایش یافته از سازندهای آگاجاری و بختیاری دشوار است. به سمت شمال شرقی و جنوب شرقی لهبری به صورت زمانی (قائم) و مکانی (جانبی) و به حالت بین انگشتی به سازند آگاجاری تبدیل می‌شود. به همین دلیل، گاهی تفکیک این دو دشوار است. ولی رنگ نخودی و فرسودگی بیشتر، کمک زیادی برای تفکیک لهبری از آگاجاری است (مطیعی، ۱۳۸۳).

این عضو در یال جنوب شرقی تاکدیس سردارآباد رخنمون دارد (شکل ۲-۱۳).



شکل ۲-۱۳) رخنمون عضو آواری لهبری در شمال غرب گوریه (جنوب شرقی تاکدیس سردارآباد) دید عکس رو به شمال غرب.

۲-۸-۳ سازند کنگلومرای بختیاری

این سازند کنگلومرایی گاهی به صورت هم‌شیب و گاهی دگرشیب بر روی سازندهای قدیمی نهشته شده است. سازند بختیاری به سه بخش پایینی، میانی و بالایی قابل تقسیم است (Busk, 1918). بخش پایینی این سازند به نام عضو لهبری نامگذاری شده است. بخش میانی و بالایی نیز بختیاری گفته می‌شود. سن این سازند پلیوسن بالایی و شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ آهکی چرت‌دار است. در محل برش الگوی سازند بختیاری، یک سوم زیرین این سازند شامل کنگلومرای توده‌ای مقاوم با هوازدگی کم و عدسی‌هایی از ماسه‌سنگ کنگلومرایی است. دو سوم بالایی نیز شامل کنگلومرای توده‌ای است. این سازند به صورت گسترده در شرق و شمال تاکدیس سردارآباد و شمال تاکدیس شاهور رخنمون دارد (شکل ۲-۱۴).



شکل ۲-۱۴) تصویری از سازند بختیاری در شرق یال شمالی تاکدیس سردارآباد (دید عکس رو به جنوب غرب).

۲-۸-۴ نهشته‌های کواترنری

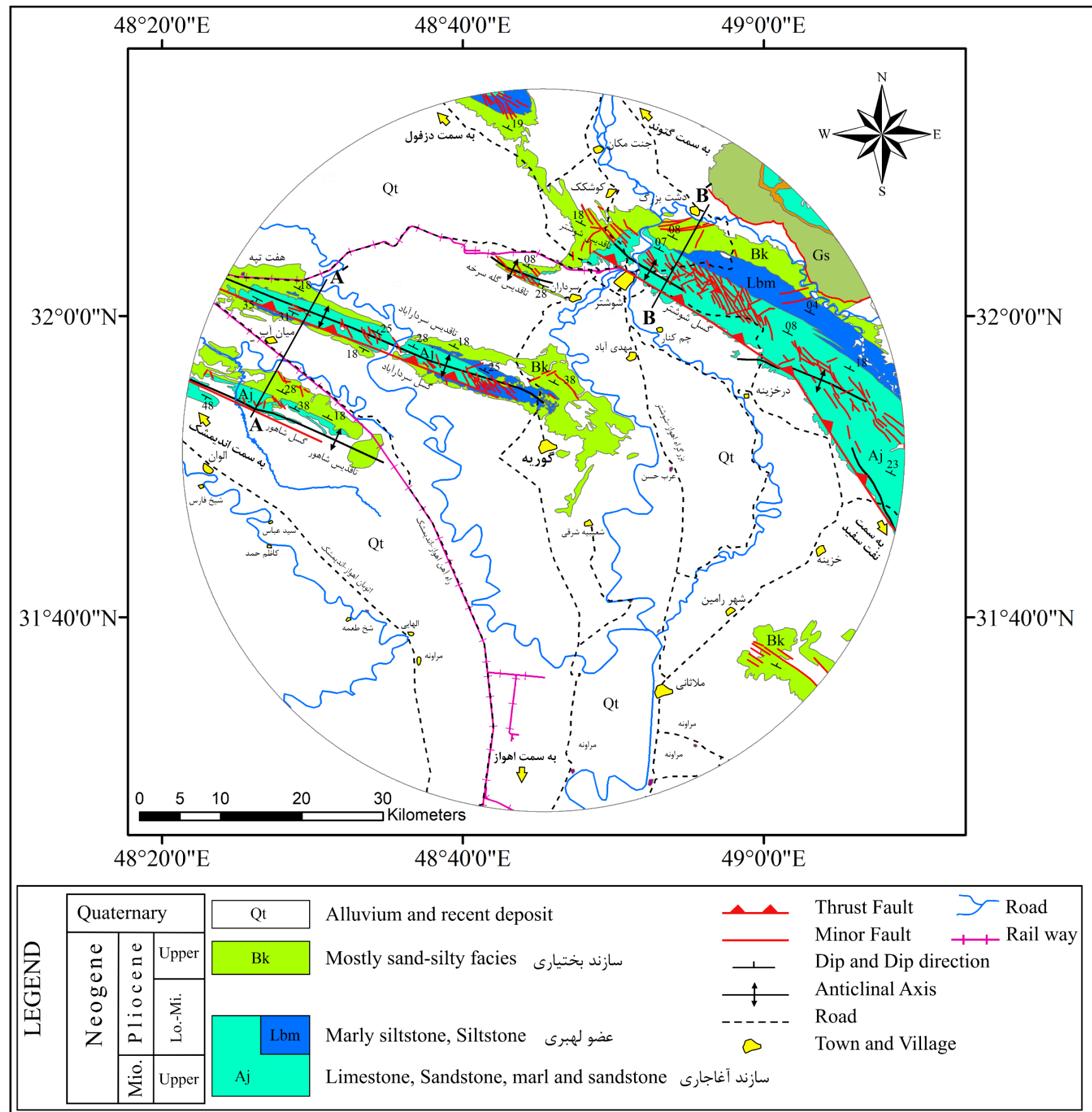
نهشته‌های متعلق به سنوزوئیک در منطقه به وفور مشاهده می‌شود و شامل نهشته‌های رودخانه‌ای و سیلابی و واریزه‌ها با لیتولوژی عمدتاً رس، سیلت و ماسه می‌باشند.

براساس مطالعات ژئوفیزیکی در دشت خوزستان، حداکثر ضخامت رسوبات کواترنری در نزدیکی هورهای مرزی ایران و عراق به ویژه در نزدیکی هورالهویزه است. کمترین میزان رسوبات ۰ تا ۱۰ متر در نزدیکی ارتفاعات حاشیه دشت‌ها است (چرچی و صفری، ۱۳۸۵).
اکثر دشت گوریه را نهشته‌های آبرفتی کواترنری تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۱۵).

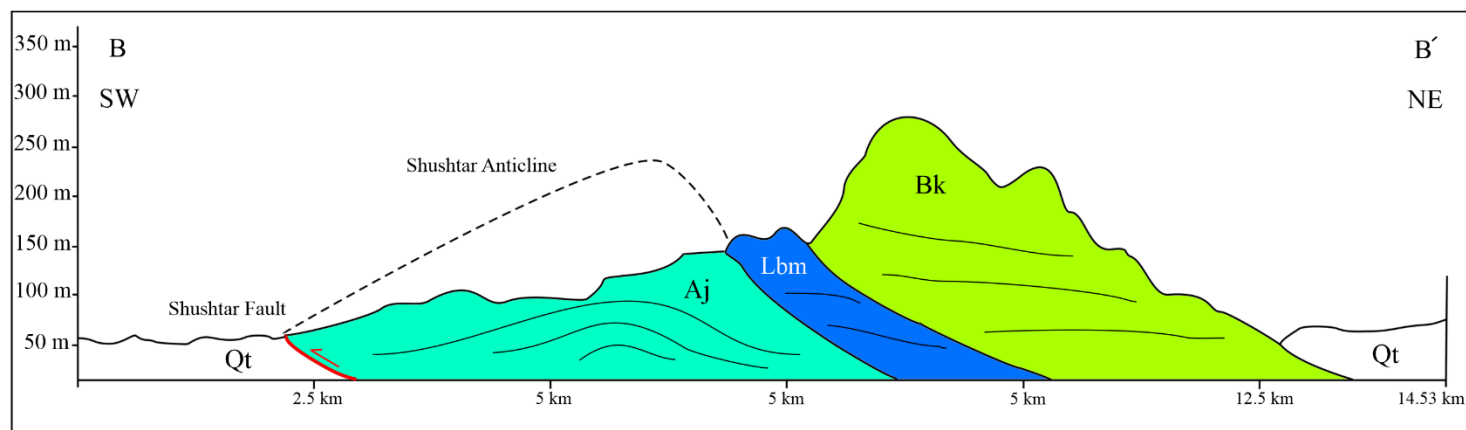
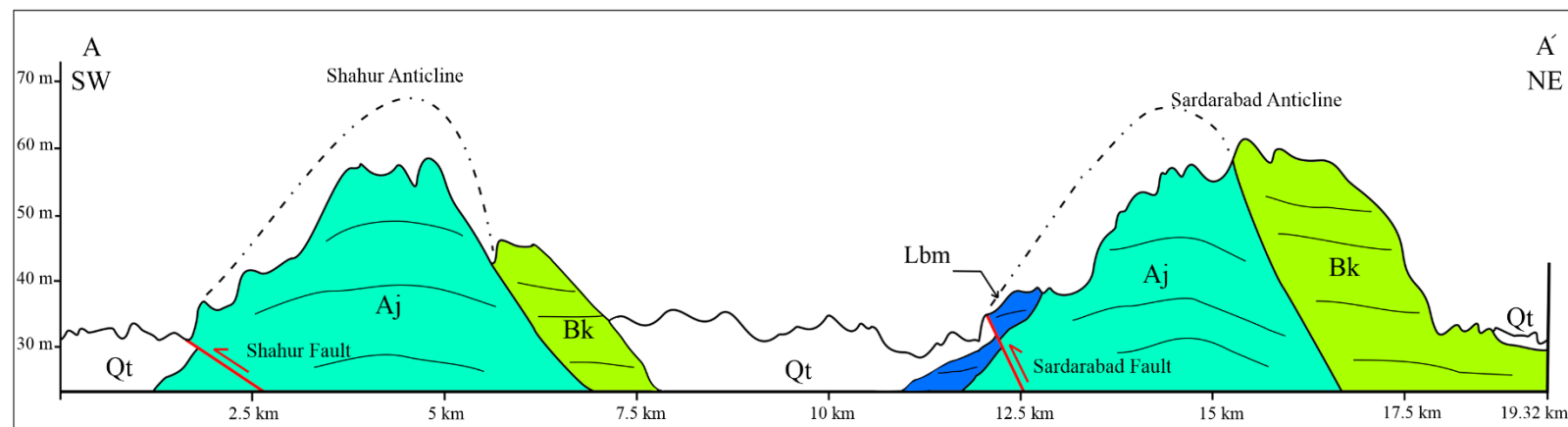


شکل ۲-۱۵) رخنمون نهشته‌های کواترنری در دشت گوریه (دید عکس رو به جنوب غرب).

در ادامه نقشه ساختاری (شکل، ۲-۱۶) و نیمرخ‌های زمین‌شناسی (شکل، ۲-۱۷) منطقه نشان داده شده است.



شکل ۲-۱۶) نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی برپایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ملاثاتی.



شکل ۲-۱۷) نیمرخ زمین‌شناسی منطقه.

فصل سوم زمین‌شناسی ساختاری

؟ متوجه می‌شویم که چگونه

۳-۱) مقدمه

دگرریختی سطحی یکی از عوامل مهم در تعیین نرخ پایداری یک محدوده و نقطه آغازی برای بررسی-های تکتونیکی است. ساختارهای یک منطقه ابزاری مهم برای شناسایی دگرریختی و دستیابی به الگوی آن در هر منطقه می باشد که شامل شکستگی ها و چین ها است. از انواع مهم شکستگی ها در زمین شناسی ساختاری به گسل ها، درزه ها و رگه ها می توان اشاره کرد.

گوریه در بخش شمالی پهنه فروافتادگی دزفول قرار دارد. در این بخش از پژوهش ابتدا به معرفی این پهنه و سپس ساختارهای مهم آن اشاره می شود و در ادامه به معرفی گسل های منطقه پرداخته می شود.

۳-۲) فروافتادگی دزفول

۳-۲-۱) موقعیت فروافتادگی دزفول

فروافتادگی دزفول از سمت جنوب شرقی به سمت شمال غربی بوسیله گسل کازورن و زون گسله بالارود از بخش های فارس و لرستان جدا شده است. چین های فروافتادگی دزفول از نظر زمین ریخت شناسی با چین های فارس و لرستان متفاوت هستند و میزان ضخامت رسوبات به ۳۰۰۰ متر نیز می رسد. به اعتقاد (Sepehr, 2001) این فروافتادگی یک حوضه رسوبی فرونشسته بعد از ائوسن-الیگوسن است که میزان ضخامت رسوبات دفن شده در آن یک توده مقاوم را ایجاد کرده که باعث افت ناگهانی میزان کوتاه شدگی از سمت زون ایذه به سمت فروافتادگی دزفول شده است (Sherkati & Letouzey, 2004).

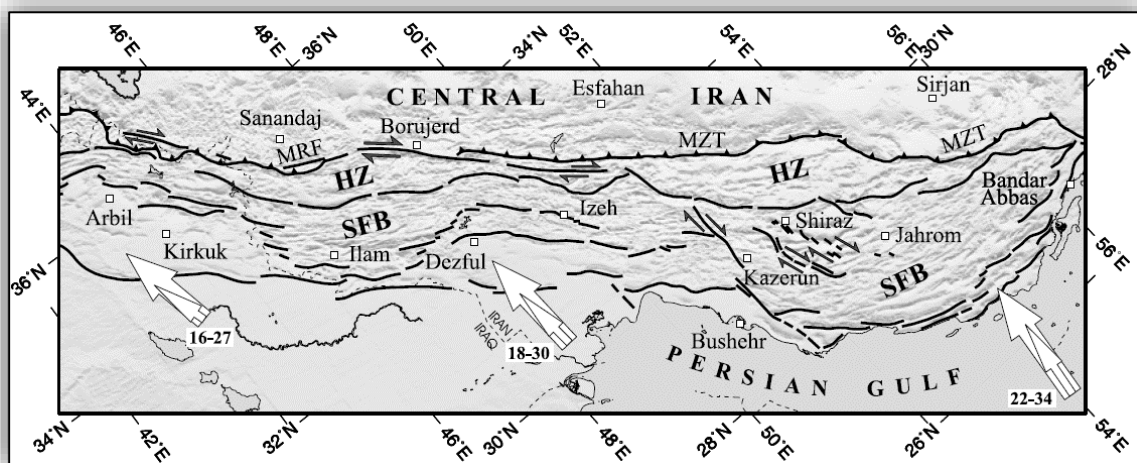
۳-۲-۲) شکل گیری فروافتادگی دزفول

پی سنگ امروزی، سنگ های دگرگونی و آذرین در زمان پرکامبرین بوده اند. با ایجاد شرایط کششی در زاگرس حوضه های کافتی ایجاد شد که سبب رسوبگذاری رسوبات ضخیم تبخیری نمک هرمز گردید. بعد از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در الیگوسن، برخورد قاره ای در بخش شمالی حاشیه غربی آغاز و در زمان میوسن در بخش جنوب شرقی حاشیه عربستان پایان یافت.

ماحصل این رخداد سبب ایجاد دگرشکلی پیشرونده در حاشیه غیرفعال عربی پیشین و تشکیل و فرازش رشته کوه زاگرس شد. زاگرس در پلیوسن به اوج خود رسیده بود و همگرایی با باز شدن دریای سرخ از

زمان میوسن آغاز و در نتیجه آن ورقه عربستان جدا شد. سپس در بخش خارجی رشته کوه، حوضه های پیش خشکی فرونشست کننده مانند فروافتادگی دزفول و کرکوک گسترش پیدا کردند (Carruba et. al., 2006).

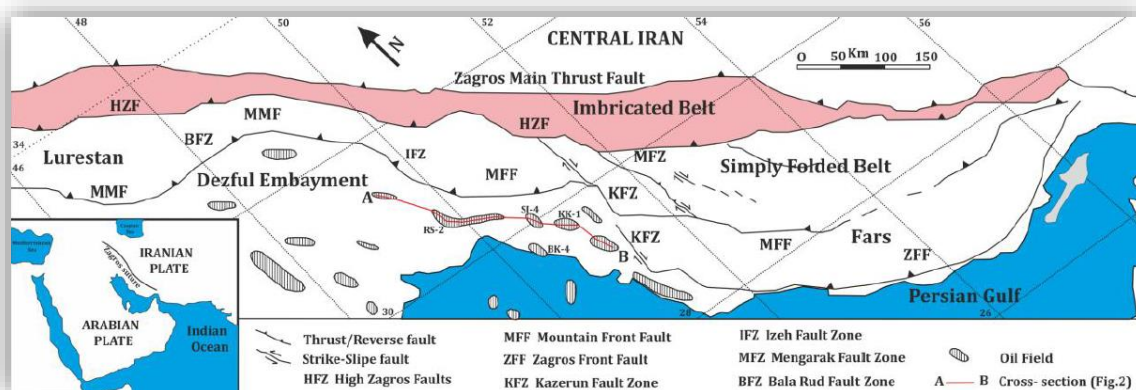
همگرایی همچنان در جهت تدریجی شمالی-جنوبی با نرخ ۲۲ تا ۳۴ میلی متر در سال فعال است (شکل ۱-۳) و زاگرس با نرخ ۱۰ تا ۱۲ میلی متر در سال در حال نزدیک شدن است (Tatar, 2001, Tatar et. al., 2002, Hessami, 2002, Carruba et. al., 2006).



شکل ۱-۳) نقشه موقعیت جغرافیایی زیرپهنه های زاگرس. ۲ فلش سفید رنگ برآورد حرکت کلی صفحه عربستان و اوراسیا را نشان می دهد: فلش سفید بزرگ تر برآورد حرکت توسط De Mets et. al. (1994) و فلش کوچک تر مقادیر برآورد شده توسط Sella et al. (2002) می باشد. اعداد کنار فلش ها، سرعت های مربوط به هر یک از تخمین ها بر حسب mm.yr^{-1} است. خطوط سیاه رنگ، گسل های اصلی پی سنگی استنباط شده از Berberian (1995) است (Talebian and Jakson, 2004).

۳-۲-۳ ساختار فروافتادگی دزفول

در بخش جنوبی زاگرس فروافتادگی دزفول واقع می باشد و توسط سه عنصر ساختاری حدود آن تعیین می شود (شکل ۲-۳). در بخش شمال شرقی، زون خمشی جبهه کوهستان با روند شمال غربی-جنوب شرقی، در بخش شمالی، پهنه خمشی (flexure zone) بالارود با روند شرقی-غربی و در بخش جنوب شرقی، زون خمشی-گسله کازرون با روند شمالی-جنوبی می باشد (Berberian, 1995).



شکل ۳-۲) نقشه موقعیت زیر پهنه های ساختاری اصلی کمربند چین-رانده زاگرس (اصلاح شده از Sepehr & Cosgrove, 2004).

۳-۳) شناسایی و تحلیل ساختارهای منطقه

۳-۳-۱) گسل های منطقه

در بررسی های ساختاری و لرزه زمین ساخت هر منطقه، شناخت گسل های فعال و بنیادی آن بسیار حائز اهمیت است. روند چیره این گسل ها از روند عمومی چین خوردگی منطقه با راستای شمال غرب-جنوب شرق تبعیت می کند. براساس اطلاعات موجود در نقشه زمین شناسی منطقه (نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ملاتانی)، تصاویر ماهواره ای و برداشت های صحرایی صورت گرفته، این گسیختگی ها در منطقه شامل گسل های اصلی منطقه و گسل های پنهان می باشد. گسل های منطقه شامل گسل های شوشتر، سردارآباد و شاهرور می باشد که در ادامه این گسل ها تا شعاع ۴۰ کیلومتری نسبت به گوریه مورد بررسی قرار می گیرند.

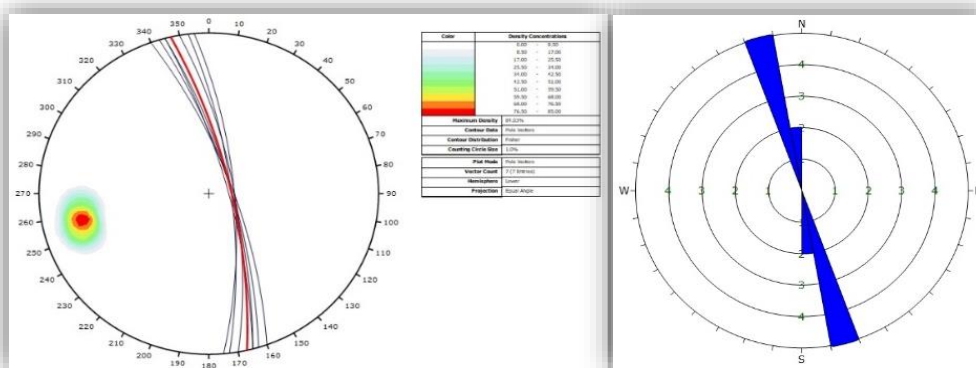
۳-۳-۱-۱) گسل شاهرور

این گسل با طول تقریبی ۱۵ کیلومتر در فاصله ۲۰ کیلومتری غرب شهر گوریه قرار دارد. موقعیت هندسی این گسل N110/60NE، و دارای سازوکار معکوس می باشد. تنها ۶ کیلومتر از این گسل در منطقه مطالعاتی واقع شده است. براساس بازدیدهای صحرایی از منطقه، به دلیل فرسایش پذیری بسیار بالای سازند لهری عملاً صفحه گسلی قابل توجهی در منطقه دیده نشد (شکل ۳-۳)، اما اثراتی از گسلش با امتداد N165 بدست آمده که در بخش غربی خطواره مغناطیسی MGL-6 قابل اندازه گیری

بود و باعث قطع شدن تاقدیس و گسل شاهور شده است. در ضمن هیچ شواهدی از فعالیت کواترنری گسل شاهور دیده نشده است. براساس بازدید صحرایی در دو ایستگاه ابتدا صفحاتی از گسلش با مشخصات N165/75NE مشاهده شد (شکل ۳-۴) که ارتباطی با گسل ندارند و مربوط به گسلی است که در نهشته های عهد حاضر بخش غربی تاقدیس شاهور قابل مشاهده است (خطواره، MGL-6). مورد دوم مربوط به دو روند عمده N090 و N100 می باشد. محاسبه محور فشارش نیز محوری با مشخصات ۰۵/۱۰۷ به نمایش می گذارد که احتمالاً مربوط به سینماتیک گسل با امتداد N150 دارد که حرکتی شرقی-غربی داشته است. این جهت محور فشارش تقریباً در کل چهارگوشه منحصراً بفرده و تنها در روی گسل شمالی-جنوبی نیایش قابل مشاهده است (صفری و چرچی، ۱۳۸۵).



شکل ۳-۳) نمایی از اثر گسلش شاهور در منطقه (برگرفته از صفری و چرچی، ۱۳۸۵).



شکل ۳-۴) نمودار گل سرخی امتدادی و تصویر سیکلوگرافیک صفحات گسلی برداشت شده از گسل شاهور. موقعیت میانگین صفحات گسلی N165/75NE می باشد.

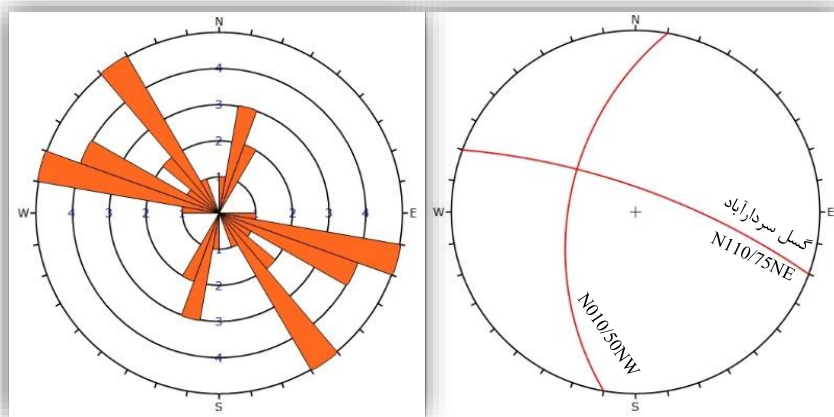
۳-۱-۳-۲) گسل سردار آباد

گسل سردار آباد به طول تقریبی ۳۵ کیلومتر، از ۲۰ کیلومتری جنوب شوش آغاز و تا ۶ کیلومتری شمال گوریه ادامه یافته است که تنها ۲۶ کیلومتر از طول این گسل در محدوده مطالعاتی قرار دارد. روند گسل سردار آباد N115/65NE است. براساس داده‌های برداشت شده این گسل دارای مکانیسم معکوس بوده که عملکرد آن باعث رانده شدن عضو لهبری بر روی دشت آبرفتی شده است (شکل ۳-۵). براساس داده‌های برداشت شده از منطقه، دو صفحه گسلی شناسایی شد. روند N110/75NE مربوط به گسل سردار آباد می‌باشد و صفحه گسلی دومی با موقعیت N015/50NW مربوط به گسل مدفونی است که در نقشه زمین‌شناسی ثبت نشده و تنها از روی شواهد صحرایی میتوان بوجود آن پی برد. نمودار گل سرخی نیز سه روند N90-100، N100-110 و N150-160 را نشان می‌دهد (شکل ۳-۶) که روند N100-110 مربوط به گسل سردار آباد، روند N90-100 مربوط به بخش خمش یافته شرقی گسل است.



شکل ۳-۵) نمایی از آینه گسلی سردار آباد در تاق‌دیس سردار آباد (برگرفته از صفری و چرچی، ۱۳۸۵).

روند N150-160 مربوط به گسلی با این روند است که تاق‌دیس سردار آباد را قطع نموده و به نام گسل پی‌سنگی UGC-Fault در نقشه ساختاری آورده شده است.



شکل ۳-۶) استریوگرام گسل سردارآباد و گسل پنهان (N010/50NW) و نمودار گل سرخی امتدادی صفحات گسلی برداشت شده از منطقه.

در ادامه به طور مفصل در مورد گسل های پنهان و دو روند N090-100 و N150-160 توضیحاتی ارائه خواهد شد.

۳-۱-۳-۳) گسل شوستر

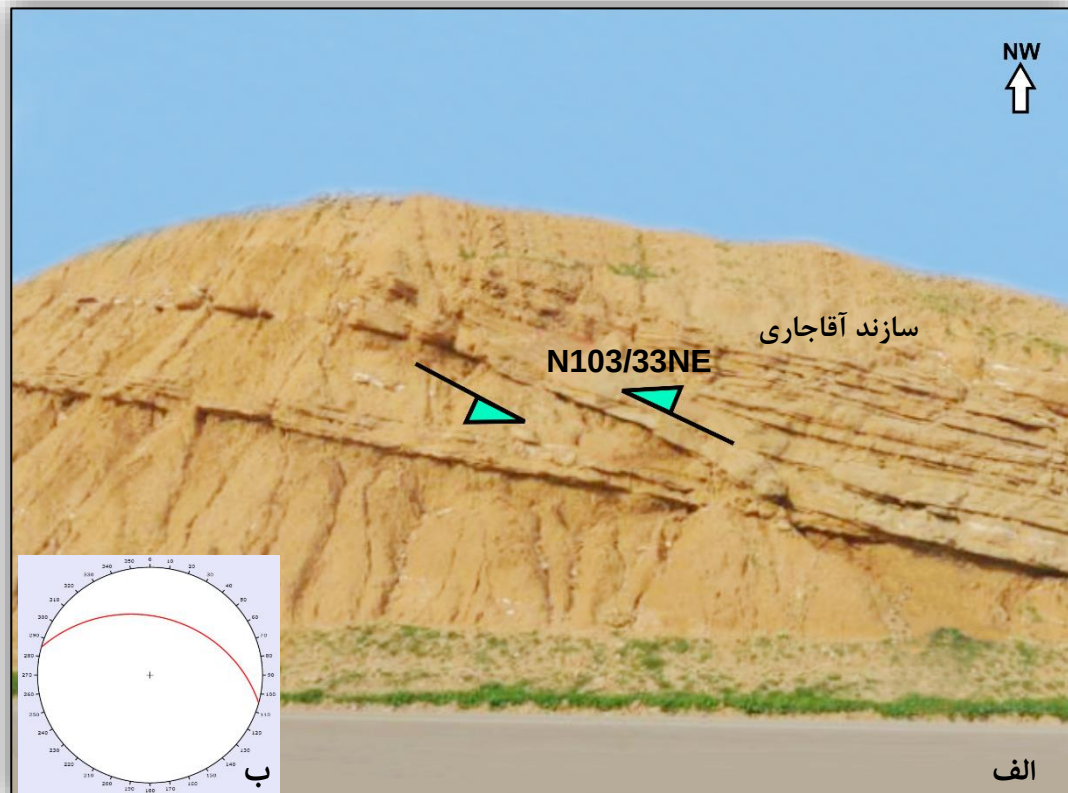
این گسل در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال شرق گوریه واقع شده است. این گسل با روند شمال غرب-جنوب شرق سبب بوجود آمدن تاقدیس شوستر شده است (پیرایه، ۱۳۹۸). در اثر فرسایش، لولای تاقدیس از بین رفته و سازند آغاچاری به صورت هم شیب (نزدیک به ۲۰ درجه) آبرفت های دشت را قطع نموده است و مرز کوه سیاه (شمال شرق محدوده) و دشت شوستر-نفت سفید (در شمال شرق-شرق گوریه) را ساخته است (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷) تصویر صحرایی از اثر گسل شوستر در مرز بین کوه سیاه و دشت شوستر (شمال شرق درخزینه).

رخنمون گسل شوشتر را می‌توان در ترانشه جاده شوشتر-مسجدسلیمان در شمال درخزینه مشاهده نمود. در این رخنمون مؤلفه شیب‌لغز معکوس گسل شوشتر باعث رانده شدن ماسه‌سنگی و مارنی آغاچاری را با شیب تقریبی ۳۰ درجه نمایان است (شکل ۳-۸).

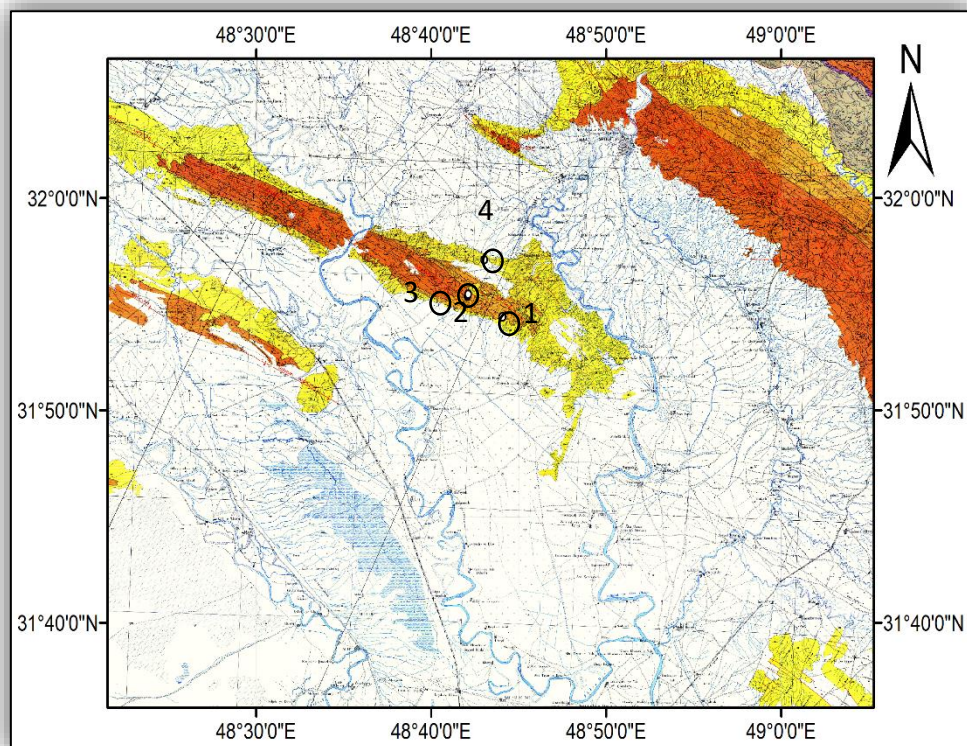
موقعیت هندسی صفحه گسلی اندازه‌گیری شده N103/33NE است.



شکل ۳-۸) الف) نمایی از رخنمون گسل شوشتر در دو راهی شوشتر-مسجدسلیمان (شمال درخزینه).
ب) استریوگرام موقعیت هندسی گسل.

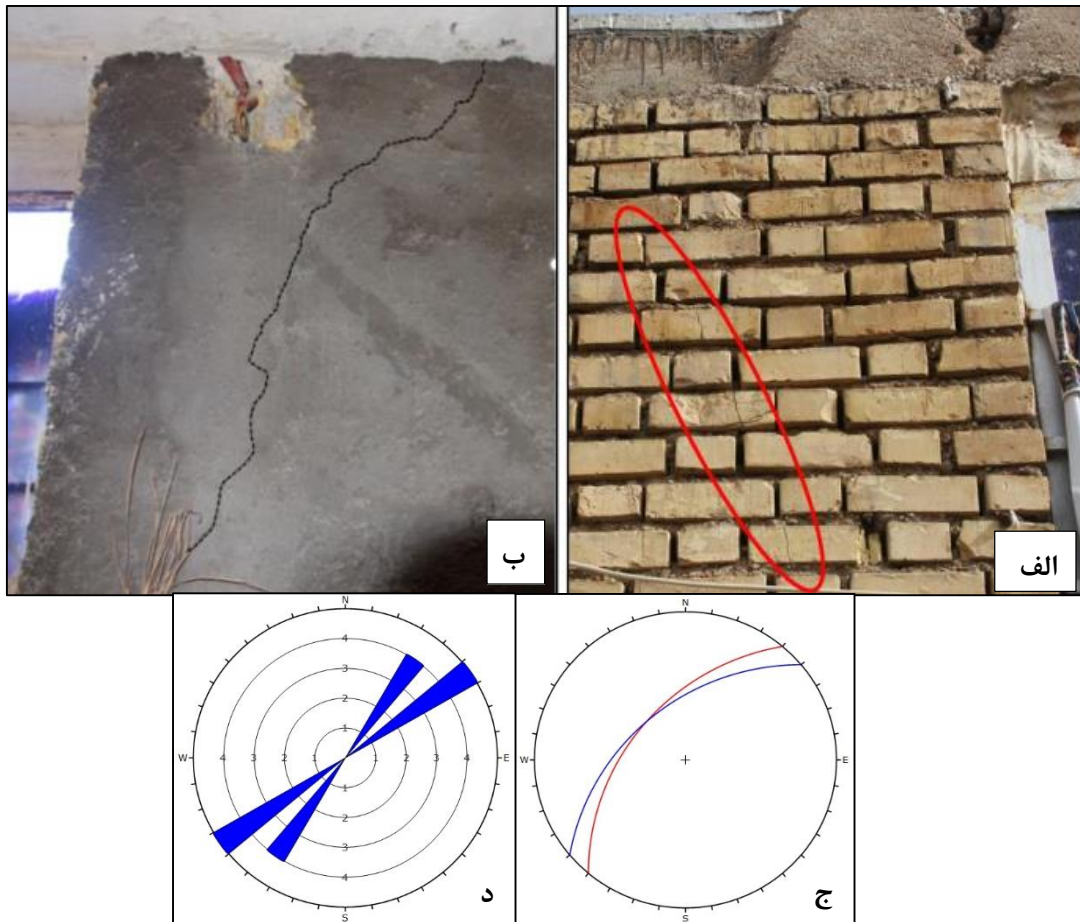
۳-۳-۴) شکستگی‌های منطقه

این شکستگی‌ها در ۴ ایستگاه برداشت شد. موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده در شکل (۳-۹) نشان داده شده است.



شکل ۳-۹) موقعیت ایستگاه های برداشت داده بر روی نقشه زمین شناسی ملائانی.

به منظور بررسی شکستگی های منطقه ابتدا شواهد مربوط به ایجاد گسیختگی های بعد از ۹ ماه زلزله در منطقه گوریه مورد توجه قرار گرفت. پیش تر هوشمند (۱۳۹۸) به بررسی شواهد شکستگی های ایجاد شده در پی زلزله های گوریه در منازل مسکونی گوریه پرداخته است. این شواهد در شکل (۳-۱۰) مشاهده می شود.

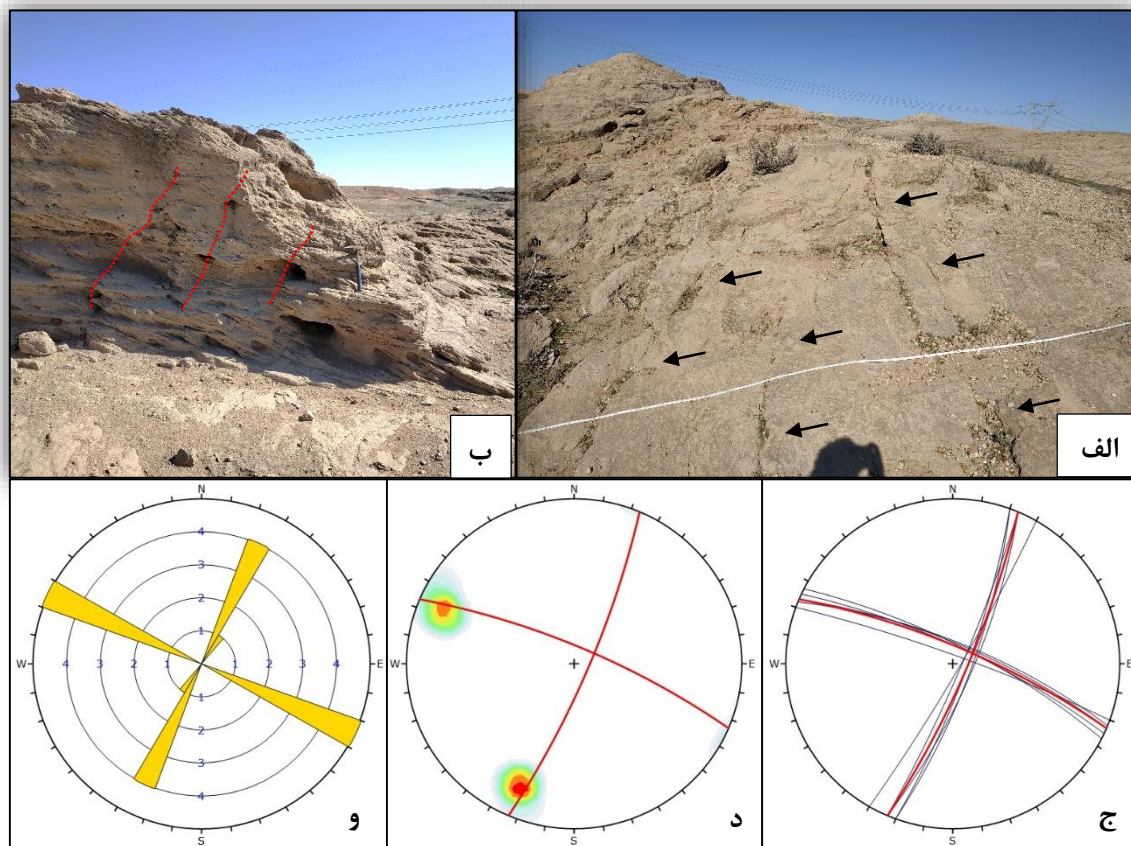


شکل ۳-۱۰ (الف) شکاف ایجاد شده با موقعیت N230/50NW در منازل مسکونی گوریه. (ب) شکاف ایجاد شده در خانه دوم با موقعیت N220/50NW. استریوگرام این دو شکستگی (ج) و رز دیاگرام موقعیت صفحات (د) نشان داده شده است.

شکستگی‌های برداشت شده در ایستگاه‌ها به صورت دو دسته شکستگی سیستماتیک با جهت‌گیری متفاوت می‌توان مشاهده کرد (شکل ۳-۱۱).

با توجه به تصاویر سیکلوگرافیک و رز دیاگرام درزه‌ها، بیش از نیمی از صفحات بدست آمده دارای شیبی به سمت شمال و شمال شرق دارند. بقیه داده‌ها با روند شمال غرب- جنوب شرق دارای شیبی به سمت جنوب غرب می‌باشند که با نقشه گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در منطقه همخوانی دارد. در چندین بخش شکستگی‌هایی در راستای شمال شرق- جنوب غرب نیز مشاهده شده است که تاکنون گسلی با این مشخصات معرفی نشده است. این شکستگی‌ها را در ایستگاه شماره ۱ و ۲، در رخنمون

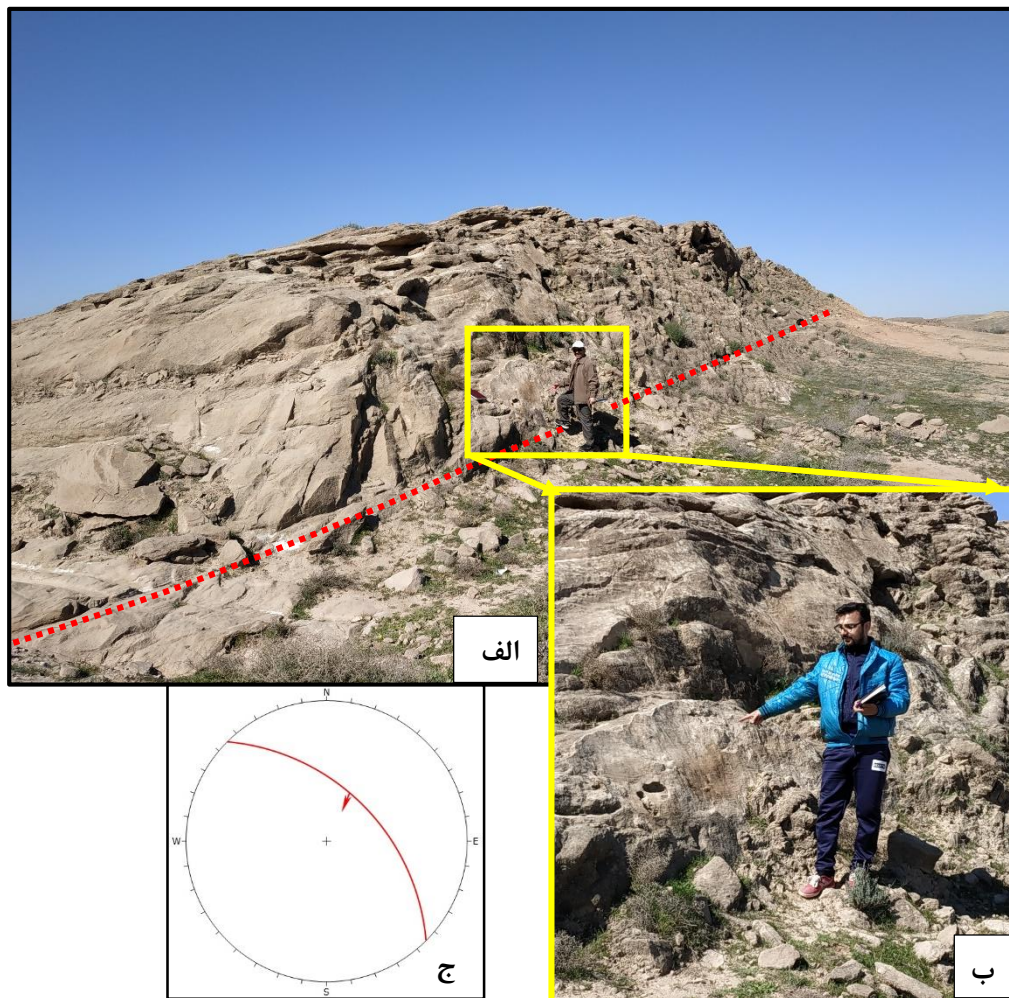
سازند لهری می‌توان مشاهده نمود. شیب این شکستگی‌ها به سمت شمال شرق است که تصور می‌شود مرتبط با فوج لرزه گوریه باشد (۳-۱۱-ب و ۳-۱۲).



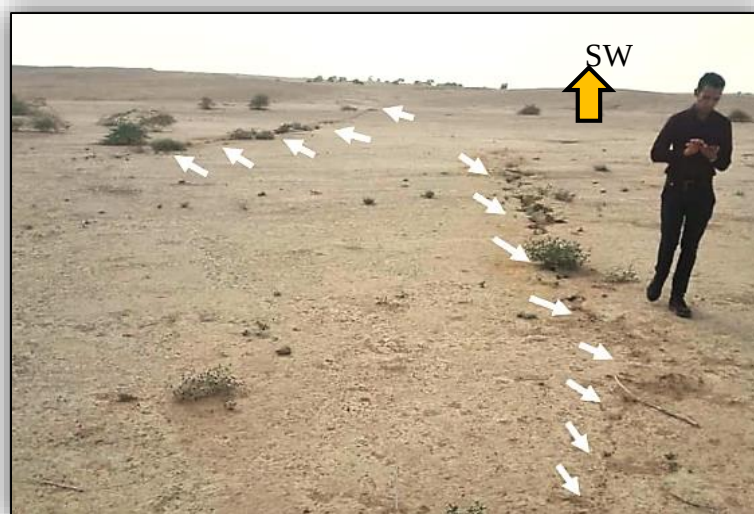
شکل ۳-۱۱) شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه ۱. الف) شکستگی‌های با روند میانگین N113/80NE بر روی تاق‌دیس سردارآباد. ب) شکستگی‌های با روند میانگین N023/78SE بر روی عضو لهری در تاق‌دیس سردارآباد. ج) تصویر سیکلوگرافیک شکستگی‌های برداشت شده از تاق‌دیس سردارآباد. د) نمودار قطب هم‌تراز صفحات شکستگی با روندهای متفاوت و تعیین صفحات غالب. و) رز دیاگرام شکستگی‌های برداشت شده.

در طی بازدید سازمان زمین‌شناسی اهواز از منطقه گوریه که در بهمن ماه ۱۳۹۶ صورت پذیرفت، در بازه زمانی فوج لرزه در منطقه گوریه دو شکاف بزرگ با طول تقریبی ۲۰ متر در منطقه بوجود آمده است. با توجه به صحبت‌های آقای دکتر اژدری (رئیس سازمان زمین‌شناسی اهواز)، موقعیت مکانی شکاف‌های ایجاد شده بر گسل سردارآباد منطبق است که شکستگی‌های بسیاری در ارتفاعات در امتداد این شکاف بوجود آمده است (شکل ۳-۱۳).

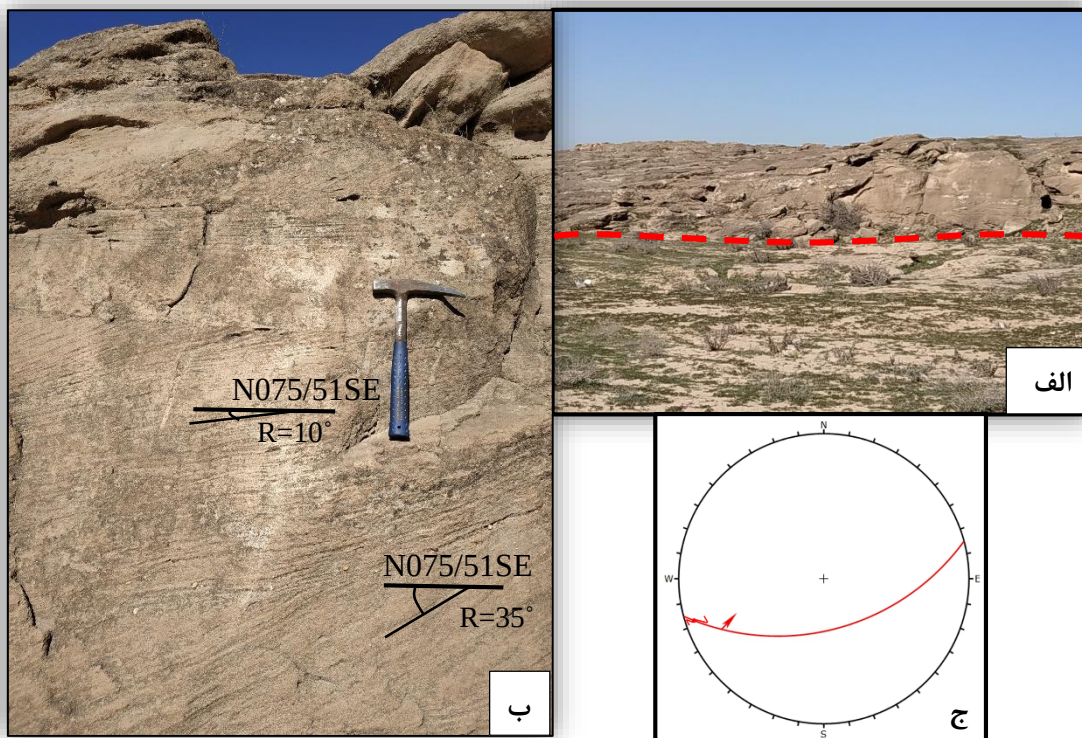
آثار گسلش و شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه ۳ و ۴، در شکل‌های (۳-۱۴) و (۳-۱۵) نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۲) داده‌های برداشت شده از ایستگاه ۲. الف) رخنمون گسل معکوس با مؤلفه راست‌بر، با روند میانگین $N135/50NE$ بر روی تاق‌دیس سردارآباد (سازند آغا‌جاری) دید به سمت NW. ب) نمایی نزدیک از خش‌لغزهای گسل با ریک $R=80^\circ$ (ج) تصویر سیکلوگرافیک داده برداشت شده از سطح گسل. این گسل هم‌روند با یک خطواره پنهان در منطقه است.



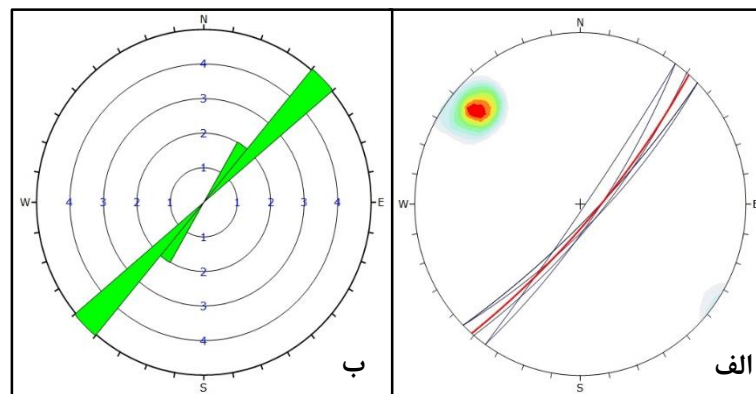
شکل ۳-۱۳) شکاف ایجاد شده با روند تقریبی $N050$ تا $N070$ بر اثر وقوع فوج زلزله گوریه (اژدری، ۱۳۹۶).



شکل ۳-۱۴) داده‌های برداشت شده از ایستگاه ۳. الف) رخنمون گسل معکوس با روند میانگین N075/51SE بر روی تاقدیس سردارآباد (سازند آغاچاری) دید به سمت NW. ب) نمایی نزدیک از دو دسته خشلغزهای گسل با ریک ۳۵ و ۱۰ درجه. ریک ۳۵ درجه مربوط به فاز حرکتی قدیمی‌تر و ریک جوانتر می‌تواند نشانه‌ای از عملکرد جوان‌تر گسل باشد. سازوکار گسل به صورت معکوس با مؤلفه چپ‌بر می‌باشد. ج) تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از سطح گسل به همراه خشلغزهای سطح گسل. این گسل هم روند با فوج لرزه‌ای گوریه و گسل پنهان منطقه (N050-N070) است.



شکل ۳-۱۵) داده‌های برداشت شده از ایستگاه ۴. الف) رخنمون شکستگی‌هایی با روند میانگین N041/79NE بر روی تاقدیس سردارآباد، دید به سمت N. ادامه شکل در صفحه بعد...



شکل ۳-۱۵) ب) تصویر سیکلوگرافیک شکستگی‌های برداشت شده از تاکدیس سردارآباد. نمودار قطب همتراز صفحات شکستگی. ج) رز دیاگرام شکستگی‌های برداشت شده. این دسته شکستگی‌ها هم روند با فوج لرزه‌ای گوریه و گسل پنهان منطقه (N050-N070) است.

۳-۳-۵) شواهد حضور گسلش در منطقه گوریه با استفاده از مقاطع لرزه‌ای

ارزانی (۱۳۸۴) در پژوهش خود در میدان نفتی اهواز؛ به بررسی دلایل افزایش میزان تراکم شکستگی‌ها و عدم ارتباط آن شکستگی‌ها با خمش حاصل از چین‌خوردگی به بررسی علت این موضوع پرداخت. با توجه به عدم نمایش مقاطع لرزه‌ای برای بیان عملکرد گسلی امتدادلغز در این میدان، وی با مشاهده ارتباط هماهنگ بین این شکستگی‌ها و خمش محوری ساختمان و همچنین افزایش ناگهانی وزن گل، به عملکرد گسل‌های امتدادلغز پی‌سنگی پی برد. تأثیر این سیستم گسلی در میدان‌های مجاور نیز شناسایی و سپس با بررسی نقشه عمقی لرزه‌ای افق آسماری در ناحیه‌های دزفول شمالی، در نهایت ۶ گسل در راستای شمال شرق-جنوب غرب مشخص شد که با فواصل منظم از هم قرار می‌گیرند. از میان این ۶ گسل شناسایی شده دو گسل پی‌سنگی به نام‌های AFZ4 (چپ‌گرد) و AFZ5 (راست‌گرد) با امتداد N17E به ترتیب در شرق و غرب تاکدیس سردارآباد قرار دارند (شکل ۳-۱۶). ویژگی‌های این دو گسل پی‌سنگی به شرح زیر است:

✓ **AFZ4**: اثر این گسل را می‌توان در تاکدیس اهواز مشاهده کرد که سبب افزایش تنش

لیتواستاتیک، افزایش ناگهانی هرزروی گل حفاری در افق سازند سروک، خمش محوری در

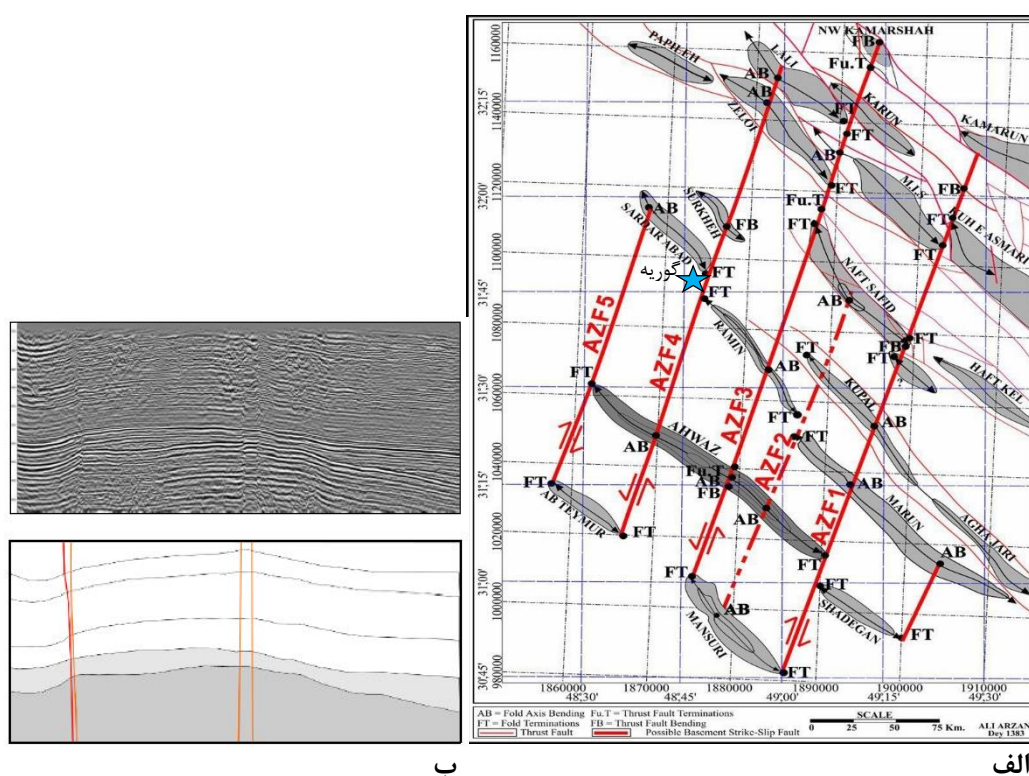
افق‌های پایین‌تر از سازند آسماری و کاهش ضخامت سازند آسماری شده است. در بخش جنوب

لالی و اهواز باعث ایجاد خمش محوری احتمالاً چپ گرد شده است.

آسماری، خمش راست بر بخش شمال غربی تاقدیس اهواز، افزایش تنش لیتواستاتیک در بخش

شمال غربی شده است. این گسل باعث چرخش راست بر بخش شمال غربی تاقدیس‌های آب

تیمور، اهواز و سردار آباد شده است.



شکل ۳-۱۶) الف) نقشه گسل‌های پی‌سنگی شناسایی شده (ارزانی، ۱۳۸۴). ب) مقطع لرزه‌ای افق آسماری در محدوده دزفول شمالی که عملکرد گسل‌های قائم امتدادلغز احتمالی پی‌سنگی را نشان می‌دهد.

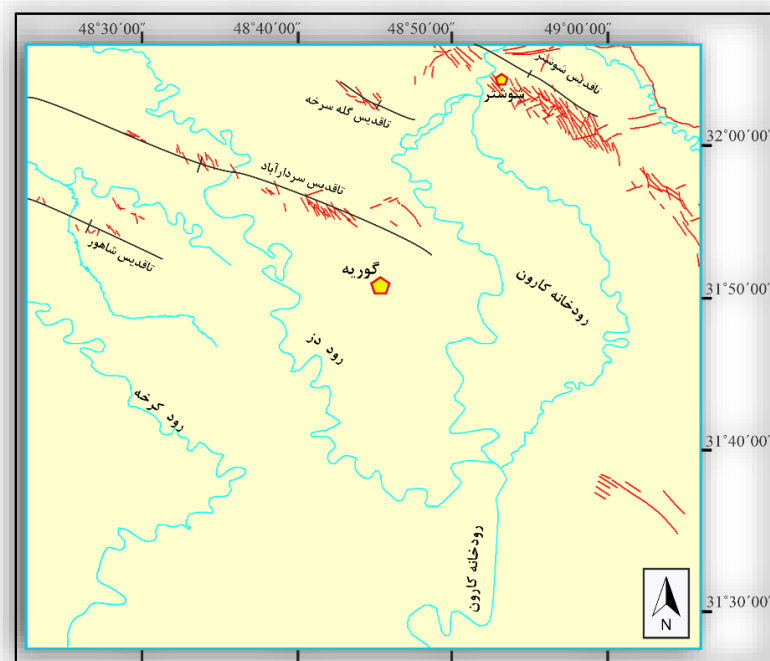
۳-۳-۶) خطواره‌های شناسایی شده در تصاویر ماهواره‌ای و مغناطیس‌سنجی

اشکال سطحی یک خطواره در مطالعات مغناطیس سنجی ممکن است ناشی از اثرات بالآمدگی یا اختلاف رنگ زمینه باشد. برای مثال می‌توان به مرزهای مورفولوژیکی یا شکستگی‌ها و شکاف‌ها اشاره کرد (جابری، ۱۳۸۸). بیشتر خطواره‌ها حداقل در بخشی از طولشان بر گسل‌ها منطبق هستند. خطواره‌ها نشان‌دهنده زون‌های ضعیف پوسته هستند و اگر هیچ‌گونه حایحایی ساختاری نداشته باشند سبب

خرد شدگی سنگ‌ها می‌شود. ساخت‌های خطی مشاهده شده بر روی تصاویر ماهواره‌ای در ابتدا خطواره نامیده می‌شوند و در مراحل بعدی با بررسی‌های دقیق میدانی و نقشه‌های مبنای، اگر جایجایی آن تأیید شد گسل نامیده می‌شود (پورکرمانی و آرین، ۱۳۷۷).

از طریق بازسازی سطوح شکستگی و تخمین امتداد و شیب آن‌ها می‌توان ساختارهای زمین‌شناسی منطقه را شناسایی کرد. برای اینکار با استفاده از پردازش و تحلیل تصویر ماهواره‌ای و استفاده از فیلترهای مکانی، خطواره‌ها و خصوصاً گسل‌ها به صورت واضح مشخص می‌شوند. همچنین می‌توان با استفاده از فیلترهای مختلف، تنوع خطواره‌ها را مشخص کرد (علوی پناه و همکاران، ۱۳۸۵).

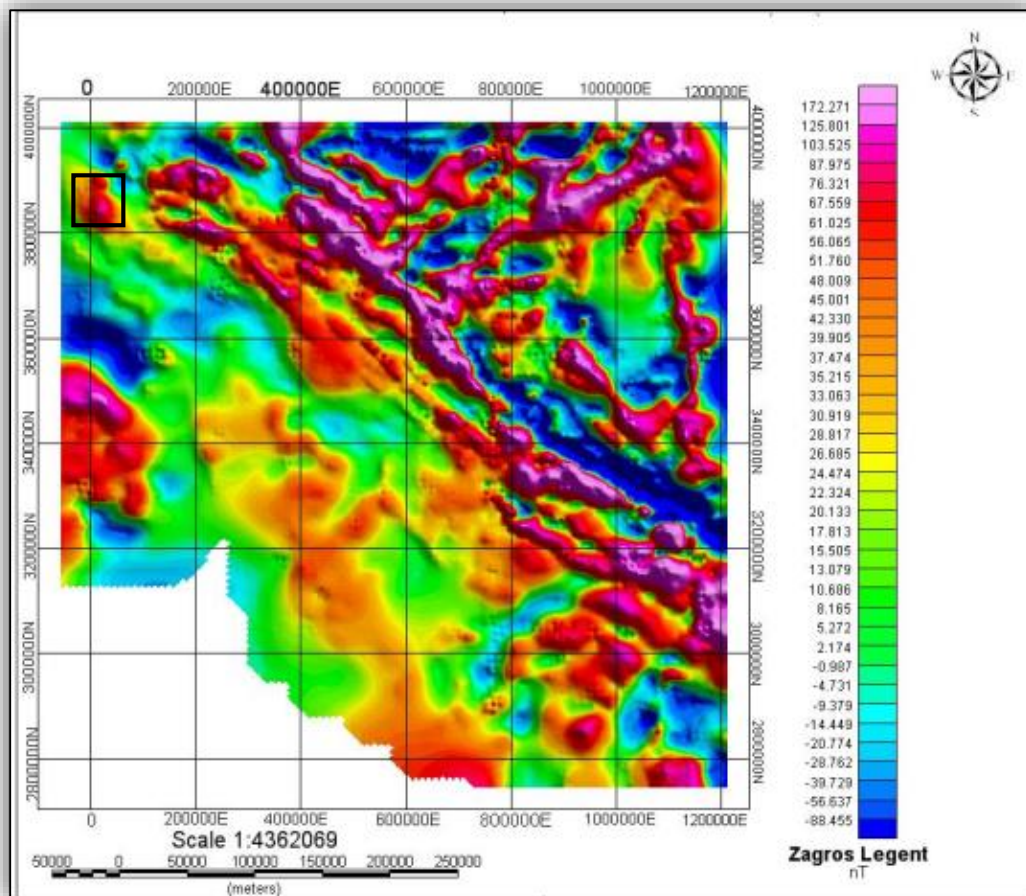
نقشه شکستگی‌های منطقه در شکل (۳-۱۷) نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۷) نقشه شکستگی‌های منطقه با استفاده از تصویر لندست ETM+.

فلات ایران به دلیل قرار گرفتن در منطقه همگرایی صفحه اوراسیا-عربی، منطقه‌ای بدون ثبات از نظر تکتونیکی است. زاگرس نیز به دلیل مورفولوژی خاص دارای گسل‌های پنهانی است که با استفاده از داده‌های مغناطیس‌سنجی مورد بررسی قرار می‌گیرند.

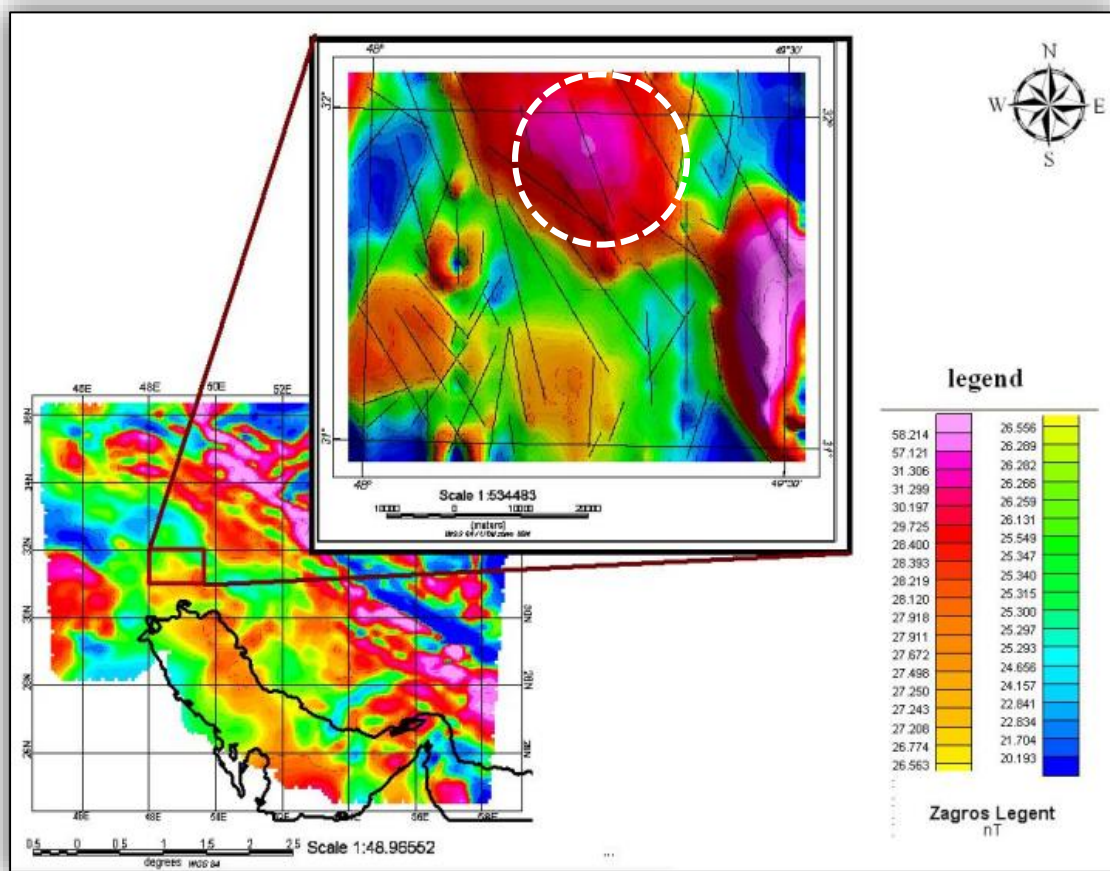
براساس گستره کشورمان ایران، برای مطالعات مغناطیس سنجی طبق تقسیم‌بندی سازمان زمین شناسی، فلات ایران به چهار گوش‌هایی با مقیاس $1 \times 1/5$ طول و عرض جغرافیایی تقسیم‌بندی شده است (شکل ۳-۱۸).



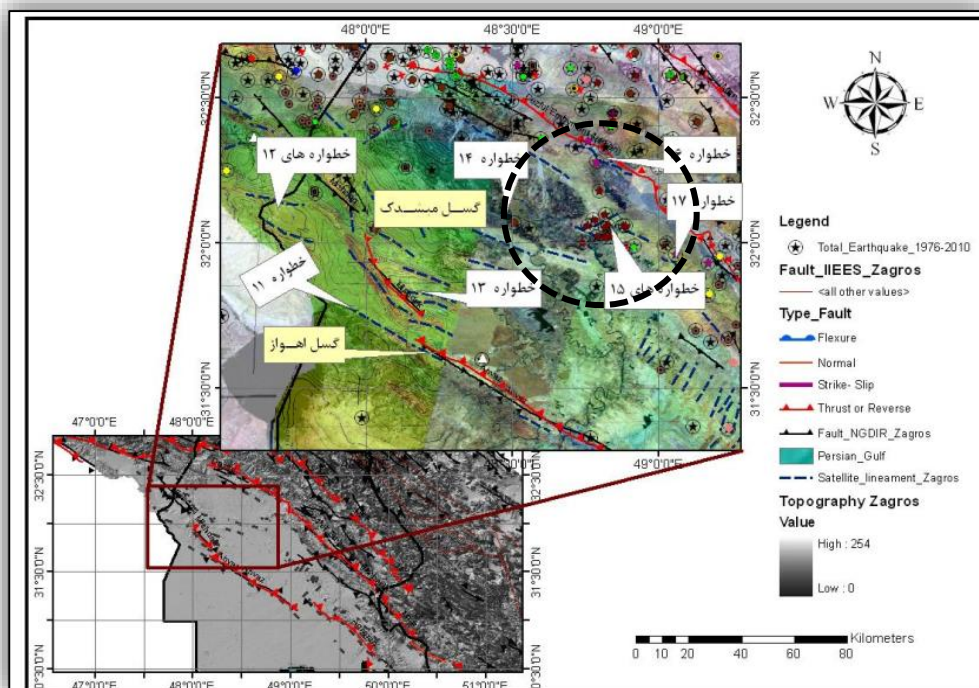
شکل ۳-۱۸) تقسیم بندی داده‌های مغناطیسی زاگرس و بخش هایی از خلیج فارس (سازمان زمین‌شناسی کشور). محدوده مطالعاتی با مربع مشکی مشخص شده است.

محمودپور (۱۳۸۹) با استفاده از روش‌های مغناطیس سنجی، دورسنجی و داده‌های لرزه‌ای اقدام به استخراج خطواره‌ها در چهار گوش اهواز نموده است. وی با بررسی خطواره‌های مغناطیسی در چهار گوش اهواز، خطواره‌هایی با تأیید زمین لرزه‌های ثبت شده و مقاطع لرزه‌ای را استخراج نموده که نشان دهنده گسل‌های پنهانی هستند که در سازندهای آسماری و گچساران مشاهده می‌شوند.

در نهایت با استفاده از روشی به نام اوپلر توانسته عمق این خطواره‌ها را مشخص کند. در محدوده مطالعاتی با استفاده از اطلاعات بدست آمده از محمودپور (۱۳۸۹)، در راستای رودخانه شطیط چهار خطواره بر گسل‌های شاهور و سردارآباد، تاقدیس گله‌سرخه شناسایی گردید و خطواره عرضی دیگری نیز بدست آمده است (شکل ۳-۱۹) که نشان دهنده میزان آنومالی مغناطیسی بالای منطقه می‌باشد (شکل ۳-۲۰).



شکل ۳-۱۹) خطواره‌های مغناطیسی در چهارگوش اهواز (محمودپور، ۱۳۸۹). محدوده مطالعاتی با دایره سفید رنگ مشخص شده است.



شکل ۳-۲۰) خطواره‌های شناسایی شده در شمال خوزستان با استفاده از تفسیر عکس‌های ماهواره‌ای (محمودپور، ۱۳۸۹). محدوده مطالعاتی با دایره سیاه رنگ مشخص شده است.

۳-۳-۷) خطواره‌های زیرسطحی

با استناد به نقشه تکتونیک ایران (نوگل‌سادات، ۱۹۹۳) و گزارش ارائه شده توسط صفری و چرچی (۱۳۸۵)، چندین خطواره مغناطیسی و گسل زیرسطحی در منطقه مشخص شده است (شکل ۳-۲۱).

در ذیل به معرفی این خطواره‌ها پرداخته می‌شود.

۳-۳-۷-۱) گسل زیرسطحی UGC-FAULT

براساس نقشه‌های ساختاری زیرسطحی در بخش بالایی سازند آسماری این گسل شناسایی گردید و از فاصله تقریباً ۲۵ کیلومتری شمال غرب گوریه آغاز شده و تا ۱۲ کیلومتری شرق ملاثانی ادامه دارد. این خطواره با روند N320 به طول ۸۴ کیلومتر، از ۴ کیلومتری شهر گوریه عبور می‌کند.

۳-۳-۷-۲) خطواره مغناطیسی MGL-1

این خطواره مغناطیسی از جنوب شهرستان شوشتر با روند N310، تا شمال ملاثانی کشیده شده است و از فاصله ۱۴ کیلومتری شرق گوریه عبور می‌کند. طول تقریبی این گسل ۲۷ کیلومتر می‌باشد. به نظر می‌رسد دارای سازوکار معکوس باشد.

۳-۷-۳-۳ خطواره مغناطیسی MGL-2

این خطواره از شهرستان سوسنگرد تا بخش شرقی شوشتر (روستای بتوند) و سپس بخش شمال غربی مسجدسلیمان واقع شده است. طول تقریبی این گسل ۱۰۴ کیلومتر و امتداد آن N057 می‌باشد. نام دیگر این گسل گسل پی‌سنگی سوسنگرد-بتوند است.

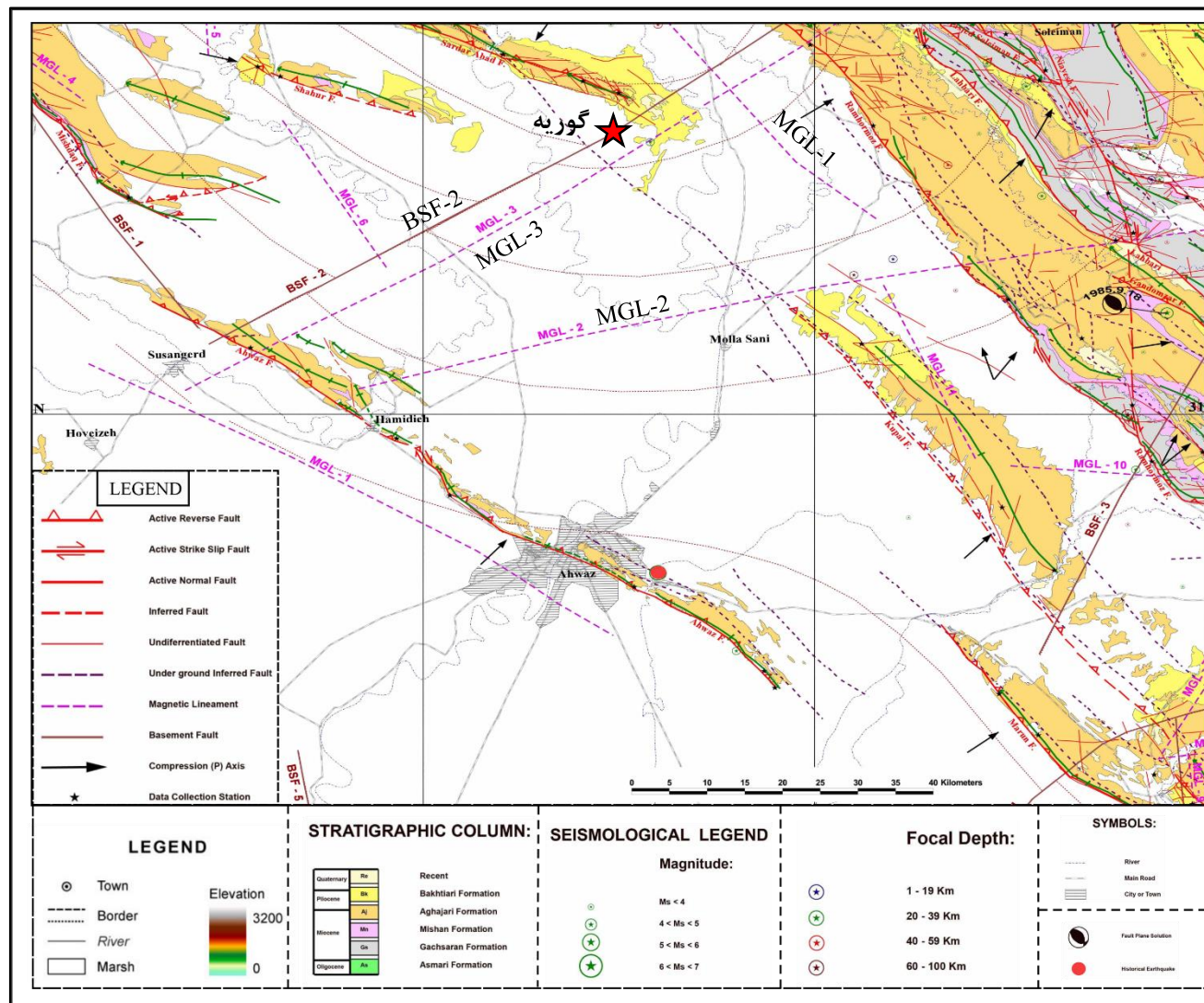
این گسل در محل برخورد با اثر سطحی گسل اهواز در شمال شرق سوسنگرد سبب ایجاد تعداد زیادی چین محلی شده است. این خطواره حد شرقی تاقدیس سردارآباد و اثر سطحی گسل سردارآباد را مشخص کرده است. حداقل چهار کانون زلزله با عمق ۲۰ تا ۴۰ کیلومتر روی این خطواره قرار می‌گیرند.

۳-۷-۳-۴ خطواره مغناطیسی MGL-3

نام دیگر گسل، گسل پی‌سنگی سوسنگرد است و این گسل از سوسنگرد تا شوشتر کشیده شده است و از فاصله ۶۴۰ متری شمال گوریه عبور می‌کند. طول این خطواره ۹۳ کیلومتر بوده و تنها ۴۷ کیلومتر آن در منطقه مطالعاتی است. امتداد این گسل N060 می‌باشد دارای سازوکار امتدادلغز است.

۳-۷-۳-۴ گسل پی‌سنگی سوسنگرد (BSF-2)

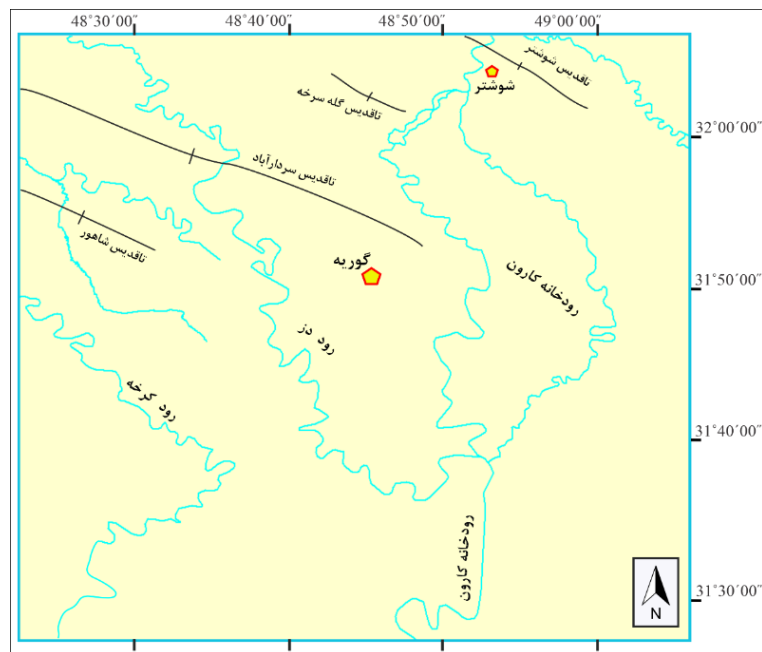
این گسل با طولی در حدود ۹۳ کیلومتر، از شهرستان سوسنگرد تا شرق شهرستان شوشتر کشیده شده است و دارای امتداد N060 می‌باشد. به نظر می‌رسد که کانون زمین‌لرزه‌های جنوب و شرق شوشتر (مربوط به سال ۱۳۸۳) در ارتباط با این گسل رخ داده باشند. به گونه‌ای که حداقل ۴ کانون زلزله با عمق ۲۰ تا ۴۰ کیلومتر در حوالی این گسل قرار می‌گیرد. این گسل پی‌سنگی با خطواره مغناطیسی MGL-3 موازی است.



شکل ۳-۲۱) نقشه ساینموتکتونیک اهواز و موقعیت خطواره مغناطیسی و گسل زیرسطحی در منطقه (صفری و همکاران، ۱۳۸۴).

۳-۳-۸) ساختارهای چین خورده منطقه

در فروافتادگی دزفول توزیع تاکدیس‌ها دارای نظم خاصی است. در بخش شمالی فروافتادگی، تاکدیس‌های مختلف با روند زاگرس (شمال غرب-جنوب شرق) تشکیل شده است. دگرریختی در بخش شمالی فروافتادگی دزفول از شدت بیتشری برخوردار است. تعدادی از این تاکدیس‌ها دارای طول و عرض به ترتیب ۷۰ و ۱۰ کیلومتر می‌باشند. در بخش میانی فروافتادگی دزفول تاکدیزی تشکیل نشده یا به صورت تاکدیس‌های کوچک‌تر از تاکدیس‌های فروافتادگی ایجاد شده‌اند. این بخش میانی دارای طولی بیش از ۱۵۰ کیلومتر و عرض بیش از ۶۰ کیلومتر است (عبداللهی فرد، ۱۳۸۵). با بررسی نقشه زمین‌شناسی منطقه (نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ملاثانی (Sahabi & Macleod, 1969))، تاکدیس‌های محدوده مطالعاتی شامل تاکدیس‌های شوشتر، گله‌سرخه، سردارآباد و شاهر می‌باشد که در ادامه به آن‌ها پرداخته شده است (شکل ۳-۲۲).

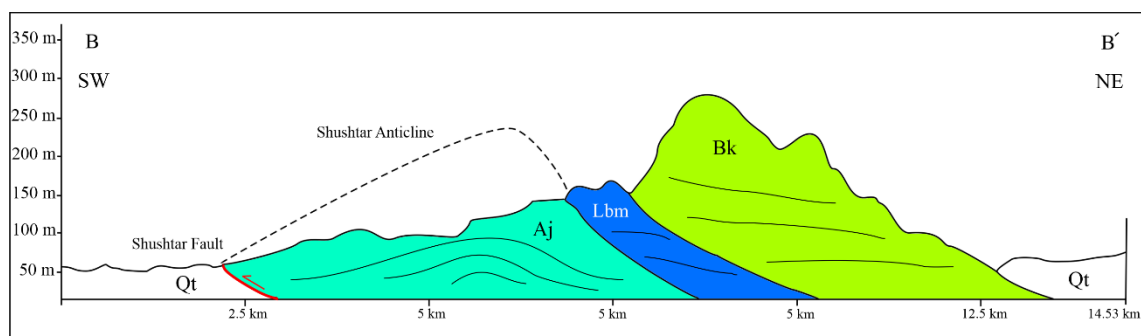


شکل ۳-۲۲) نقشه موقعیت محور تاکدیس‌های منطقه.

۳-۳-۸-۱) تاکدیس شوشتر

تاکدیس شوشتر در ادامه تاکدیس نفت سفید واقع شده است. این تاکدیس در شرق و شمال شرق شوشتر و در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال شرق شهر گوریه قرار دارد. تاکدیس شوشتر با طول تقریبی ۹ کیلومتر

به شدت نامتقارن بوده و مختصات سطح محوری آن 115/80NE است. محور این تاکدیس دارای روند شمال غرب-جنوب شرق است (صفری و چرچی، ۱۳۸۵). در این تاکدیس رخنمون واحدهای سنگی آگاجاری، لهبری و بختیاری دیده می‌شود. گسل لهبری از شمال شرق این تاکدیس عبور می‌کند و باعث رانده شده سازند گچساران بر روی سازند بختیاری شده است. راندگی شوشتر باعث بوجود آمدن تاکدیس برگشته شوشتر شده است (پیرایه، ۱۳۹۸) (نیمرخ زمین‌شناسی BB' (شکل ۳-۲۳)).



شکل ۳-۲۳) نیمرخ زمین‌شناسی BB' بر روی تاکدیس شوشتر (شکل ۲-۱۶).

۳-۳-۸) تاکدیس گله‌سرخره

تاکدیس کوچک گله‌سرخره به طول ۷ کیلومتر، در ۸ کیلومتری غرب شهر گوریه قرار دارد و میدان نفتی گله‌سرخره را بوجود آورده است. روند این تاکدیس شمال غربی-جنوب شرقی است. در این تاکدیس رخنمون سازندهای بختیاری و آگاجاری دیده می‌شود.

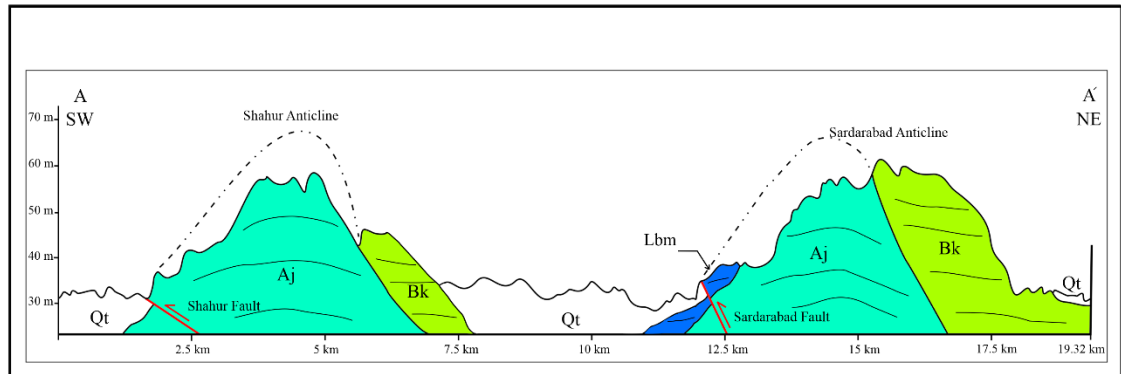
۳-۳-۸) تاکدیس شاهور

تاکدیس شاهور با روند شمال غرب-جنوب شرق، در ۱۷ کیلومتری غرب شهر گوریه واقع شده است. این تاکدیس با رخنمون سازندهای آگاجاری و بختیاری و با طول تقریبی ۳۰ کیلومتر در منطقه دیده می‌شود که ۱۰ کیلومتر آن در محدوده مطالعاتی واقع شده است.

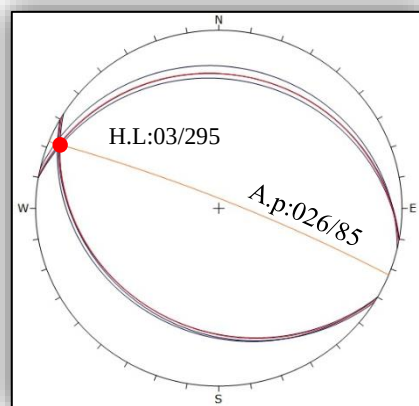
۳-۳-۴) تاکدیس سردارآباد

تاکدیس سردارآباد در ۷ کیلومتری شمال غرب شهر گوریه واقع شده و دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی است. این تاکدیس میدان نفتی سردارآباد را بوجود آورده و با طول تقریبی ۴۵ کیلومتر است که تنها ۲۴ کیلومتر از آن در منطقه مورد پژوهش قرار دارد و بخشی از پهنه پیش ژرفای زاگرس است.

دارای رخنمون سازندهای لهبری، بختیاری و آغاچاری است (شکل ۳-۲۴). شیب صفحه محوری این تاقدیس به سمت شمال شرق است (شکل ۳-۲۵) و محور این تاقدیس در بخش‌های جنوب شرقی توسط گسل‌های امتدادلغز جابجا شده است. امتداد این گسل‌ها اکثراً شمال غرب-جنوب شرق است.



شکل ۳-۲۴) نیم‌رخ زمین‌شناسی AA' بر روی تاقدیس سردارآباد و شاهور (شکل ۲-۱۶).



شکل ۳-۲۵) استریوگرام موقعیت یال‌های تاقدیس سردارآباد. موقعیت میانگین صفحات یال‌ها با رنگ قرمز مشخص شده است.

فصل چهارم لرزه‌خیزی منطقه

لرزه‌خیزی منطقه

۴-۱) مقدمه

زمین‌لرزه به عنوان یکی از مهمترین پدیده‌های زمین‌شناسی بازتاب یک خداداد زمین ساختی است که با آزادسازی انرژی انباشته شده تنش‌ها در زمین در طی گسیختگی و برش ناگهانی در پوسته زمین ایجاد می‌شود. این انرژی آزاد شده به صورت امواج لرزه‌ای در درون زمین حرکت نموده و باعث جنبش در سطح زمین می‌شود. این گسیختگی در پوسته جامد زمین عامل اصلی بروز ایجاد زمین‌لرزه است. به همین دلیل چگونگی حرکت گسل‌ها و نحوه توزیع تنش و واکنش در بررسی‌های ناحیه‌ای بسیار مهم هستند.

خطر زمین‌لرزه با گسترش شهرنشینی و شهرسازی و افزایش جمعیت، بیشتر از پیش شده و در نتیجه فاجعه آمیز خواهد بود. اگر چه در شرایط کنونی، پیشگویی زمان دقیق زلزله‌ها و یا پیشگیری از وقوع آن‌ها امکان‌پذیر نیست، اما کاهش زیان‌های ناشی از زلزله‌ها امکان‌پذیر است. به منظور برآورد میزان خطر زمین‌لرزه‌های محتمل در محدوده مورد نظر، دانستن مختصات رومرکز، ژرفای کانونی و بزرگی یا شدت مطلق آن‌ها حائز اهمیت است.

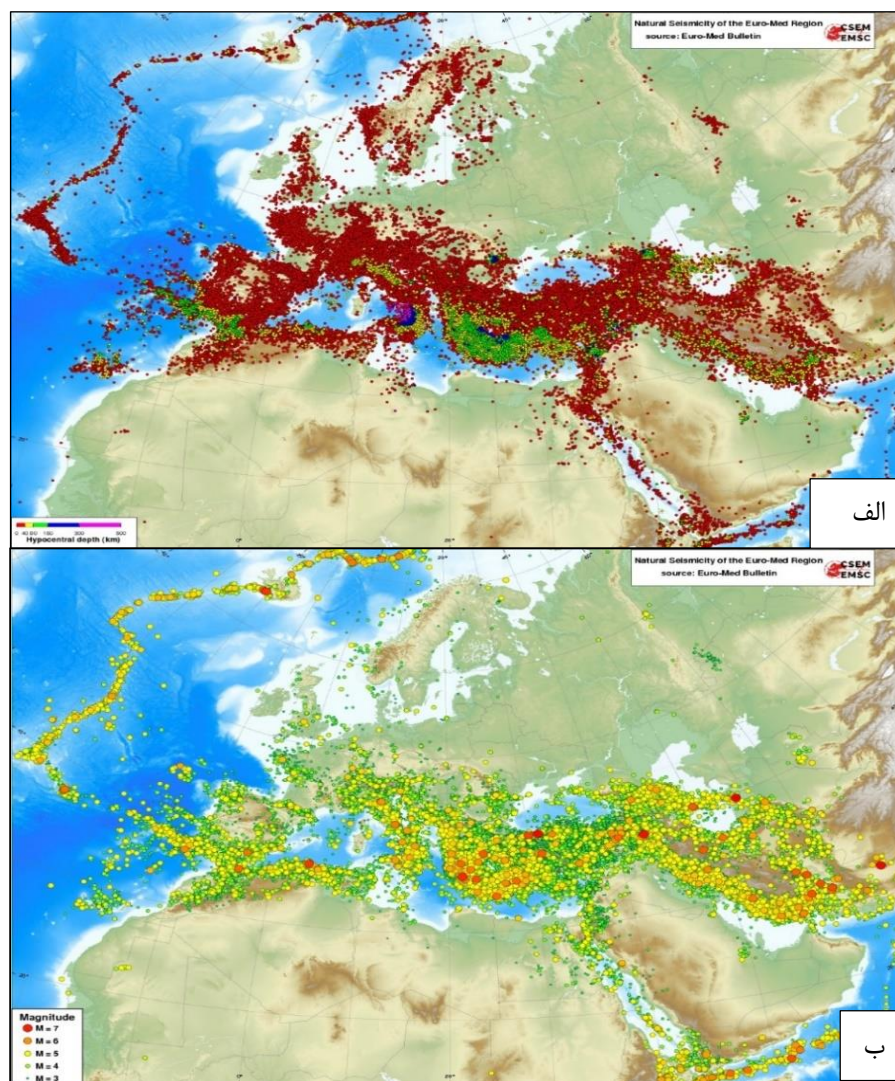
۴-۲) توزیع جهانی زمین‌لرزه‌ها

مرز صفحات تکتونیکی و نواحی توزیع مراکز سطحی زلزله‌ها بر هم منطبق هستند. به همین دلیل اکثر زمین‌لرزه‌های رخ داده در دنیا در امتداد سه کمربند اصلی اتفاق می‌افتند (شکل ۴-۱).

✓ **کمربند حاشیه اقیانوس آرام:** این کمربند شامل سواحل غربی آمریکای شمالی، جنوبی و شمال و غرب اقیانوس آرام است و در حدود ۸۰ درصد کل انرژی آزاد شده بوسیله زمین‌لرزه سراسر دنیا در این قسمت متمرکز شده است.

✓ **کمربند آلپ هیمالیا:** در این کمربند حدود ۱۵ درصد دیگر از کل انرژی آزاد شده توسط زلزله‌ها آزاد می‌شوند و از خلیج بنگال آغاز شده و پس از عبور از ایران تا جزایر آزرروس ادامه دارد.

✓ کمربند پشته میانی اقیانوس اطلس: در این کمربند ۵ درصد باقیمانده از کل انرژی‌های آزاد شده در بخش‌های پشته‌های اقیانوسی و مناطقی که هر از چند گاهی به صورت پراکنده دچار زمین‌لرزه‌های کم عمق می‌شوند، را شامل می‌شوند.

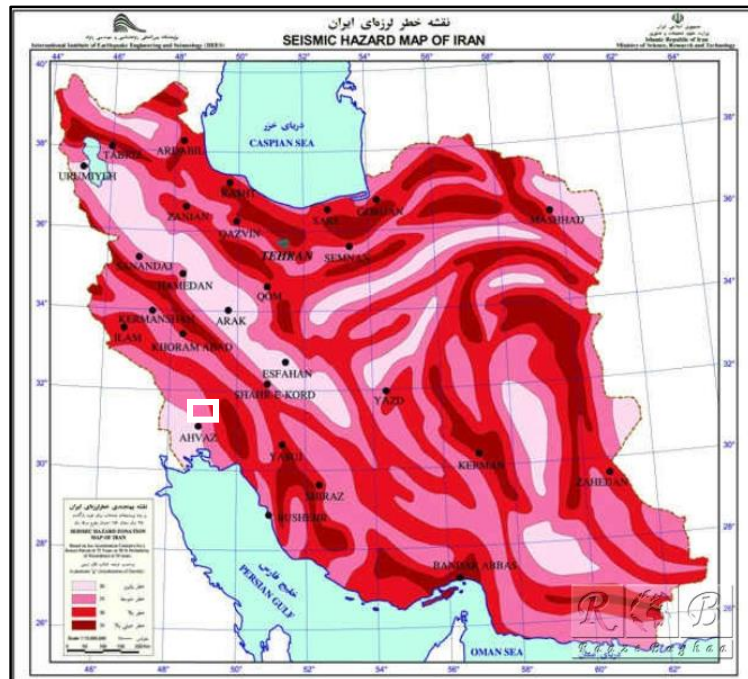


شکل ۴-۱) نقشه توزیع زمین‌لرزه‌های کمربند آلپ-همالیا (برگرفته از www.emsc.org). الف) براساس عمق ب) براساس بزرگی زمین‌لرزه.

۳-۴) پهنه‌بندی خطر نسبی زمین‌لرزه در ایران

انطباق کامل موقعیت لرزه‌خیزی ایران با وضعیت تکتونیکی آن، عامل فراوانی زلزله‌ها در ایران است. توکلی و غفوری آشتیانی (۱۳۷۸) نقشه‌ای به شرح زیر ترسیم کردند. این نقشه پهنه‌بندی خطر است (شکل ۴-۲).

ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران توسط پژوهشگران مختلفی، مانند بربریان (۱۹۶۷)، نوروزی (۱۹۷۶) و میرزائی و همکاران (۱۹۹۸) مورد بررسی قرار گرفته‌اند. برآیند نتایج این پژوهش‌ها تقسیم‌بندی ایران به ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی مختلف است.



شکل ۴-۲) نقشه پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای ایران (Tavakoli & Ghafory-Ashtiany, 1999)

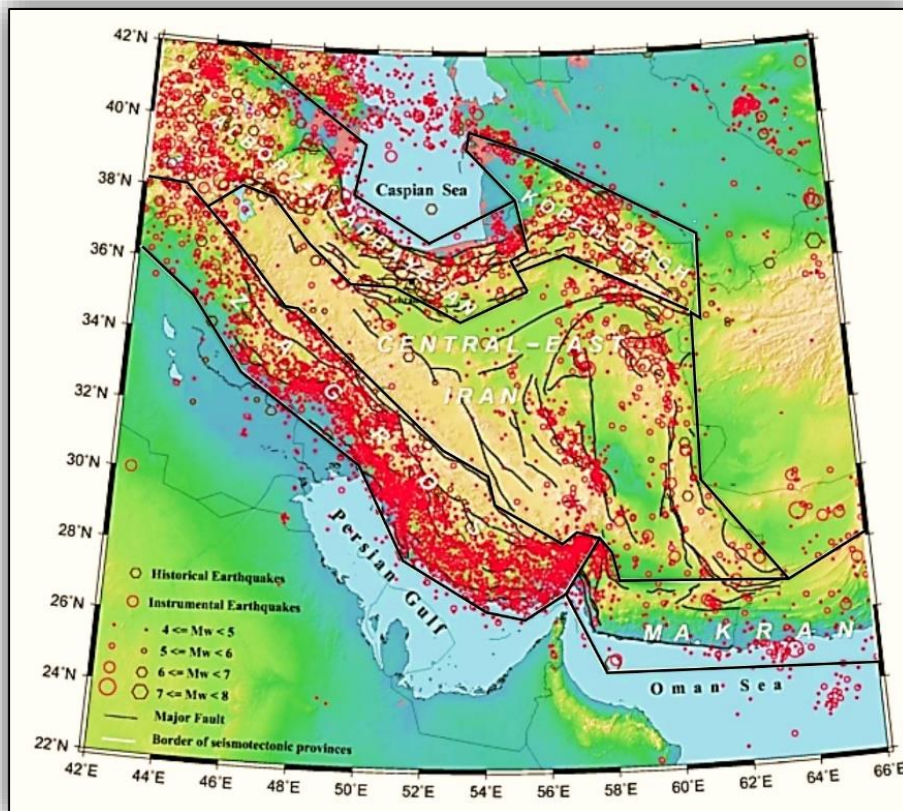
۴-۴) ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی

محققین مختلفی از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی ایران را به پهنه‌های گوناگون تقسیم نموده‌اند.

۴-۴-۱) تقسیم‌بندی میرزائی و همکاران (۱۹۹۸):

تقسیم‌بندی میرزائی و همکاران (۱۹۹۸) بر اساس داده‌های زمین‌شناسی، زلزله‌شناسی و ژئوفیزیکی صورت گرفته است.

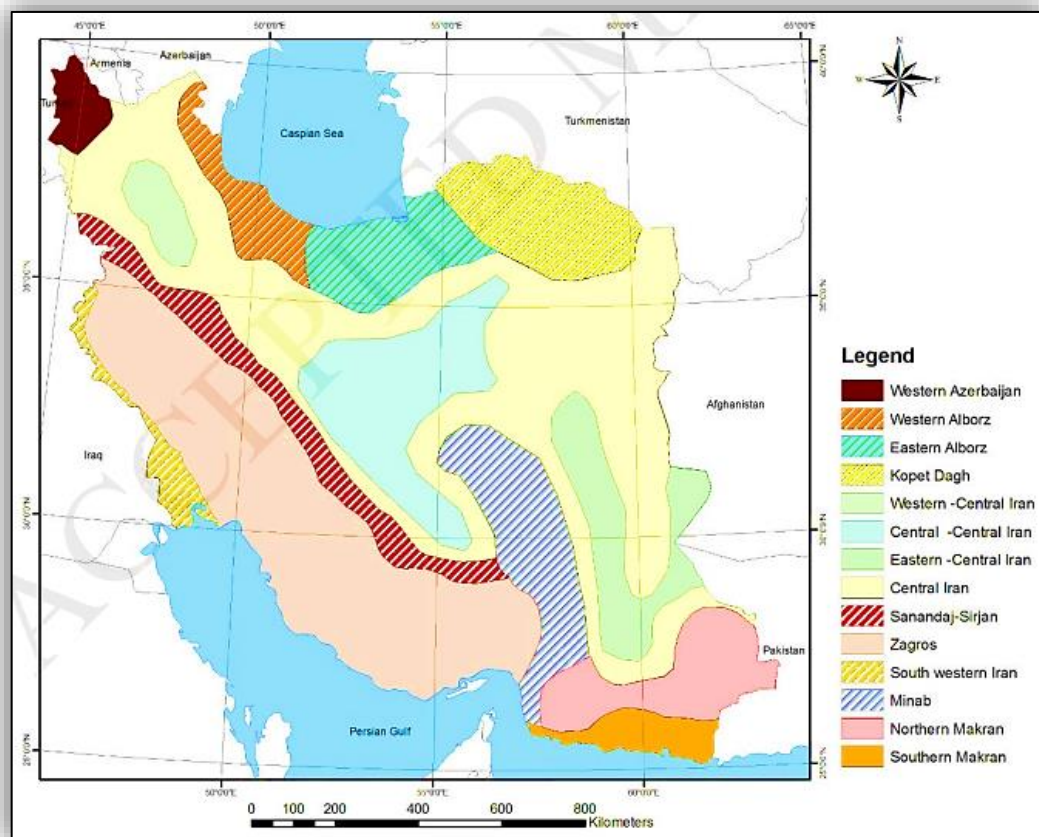
میرزائی و همکاران (۱۹۹۸) پنج ایالت اصلی لرزه‌زمین‌ساختی را تعیین و معرفی کرده‌اند (شکل ۴-۳).



شکل ۴-۳) ایالت‌های اصلی لرزه‌زمین‌ساختی ایران (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸) به همراه رومرکز زمینلرزه‌های تاریخی (قبل از ۱۹۰۰ میلادی) و دستگاهی (۱۹۰۰-۲۰۱۲) در ایران و نواحی مجاور. خطوط تیره نشانگر گسل‌های اصلی و خطوط روشن نشانگر مرز ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی است.

۴-۴-۲) تقسیم‌بندی رزاقیان و همکاران (۲۰۱۸)

بر طبق این تقسیم‌بندی، ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی براساس ضرائب لرزه‌خیزی در ایران تعیین شد (شکل ۴-۴). براساس این نقشه، ایران به ۱۱ ایالت مهم لرزه‌زمین‌ساختی و سه زیر ایالت تقسیم شده است. این ایالت‌ها با داده‌های عددی از هم جدا می‌شوند. با این حال، آن‌ها روندهای اصلی ساختاری در ایران را نشان می‌دهند از جمله، زون‌های البرز، کپه‌داغ، ایران مرکزی و زاگرس. موقعیت هر ایالت سازگاری خوبی با موقعیت زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه دارد.



شکل ۴-۴ نقشه ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران (Razaghian et al., 2018)

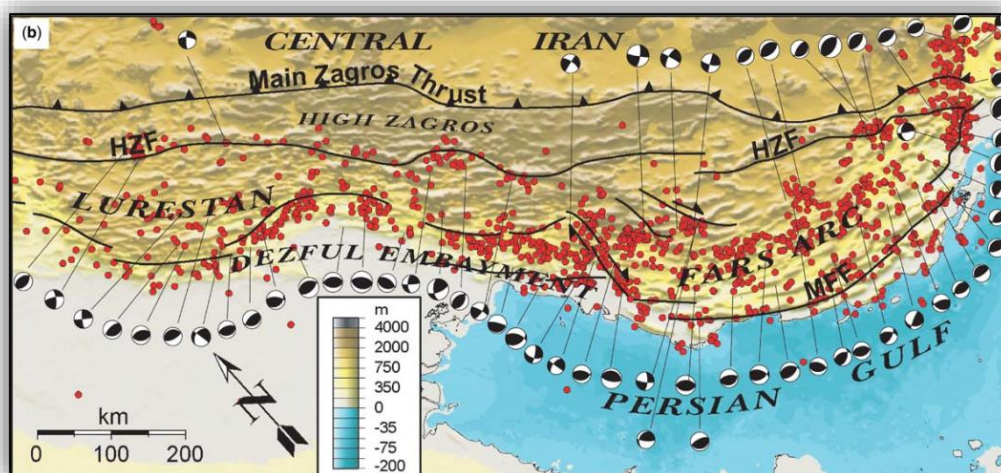
تمام ایالت‌های لرزه‌خیزی مشخص شده و ویژگی‌های آن‌ها در جدول (۴-۱) ارائه شده است.

جدول ۴-۱ ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران.

Region Name	b_value	a_value	Rate	M max
Western Azerbaijan	0.83 -1.0	5.7 -6.4	1.4 - 1.8	Mw= 6.8
Western Alborz	0.55 -0.94	3.96 -6.2	1.4 -0.6	Mw= 7.3
Eastern Alborz	0.77 -1.0	5.3 -6.3	0.9 -1.8	Mw= 6.8
Kopet Dag	0.73 -1.2	5.1 -7.1	0.3 -2.0	Mw= 6.8
Central Iran	0.49 -1.1	3.4 -6.3	0.2 -1.3	Mw= 7.3
Western -Central Iran	0.56 -1.0	3.4 -5.9	0.1 - 0.6	Mw=6.1
Central -Central Iran	0.4 -1.3	2.8 -6.9	0.2 - 0.5	Mw= 6.9
Eastern-Central Iran	0.5 -0.97	3.1 -5.4	0.1 - 0.6	Mw=6.9
Sanandaj-Sirjan	0.7 -1.3	4.8 -7.4	0.4 -1.6	Mw=6.9
Zagros	0.8 -1.4	5.5 - 8.5	1.1 -6.1	Mw= 6.8
South western Iran	0.88 -1.22	5.3 - 7.1	0.21 - 2.2	Mw= 6.1
Minab	0.72 -1.32	5.1 -7.5	0.5 - 3.5	Mw=6.6
Northern Makran	0.48 -1.1	3.4 -6.7	0.2 -1.3	Mw= 6.8
Southern Makran	0.85 - 0.6	3.5 -5.1	0.12 -0.4	Mw= 6.3

۵-۴) لرزه زمین ساخت زاگرس

دگرشکلی‌های ایجاد شده در پهنه زاگرس هم راستای ساختارها و شکستگی‌های آلپی (NW-SE) و پیش از رخداد آلپی (N-S) است. همچنین همگرایی صفحات عربی- اوراسیا به عنوان عامل دوم بسبب لرزه‌خیزی این پهنه گشته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). تداوم کوهزایی و دگرشکلی در زاگرس سبب لرزه-خیزی شدید این کمربند شده است (Nowroozi, 1972). در زاگرس بزرگی زمین‌لرزه‌ها معمولاً کمتر از ۷ ریشتر است. در این ناحیه اگرچه زمین‌لرزه‌های تا عمق ۶۰ کیلومتر عمق هم گزارش شده است اما اکثر زلزله‌ها به طور متوسط دارای ۳۰ کیلومتر عمق هستند. بیشتر زلزله‌های زاگرس در زیر توالی رسوبی رخ می‌دهند. فقدان گسلش سطحی اغلب زلزله‌های زاگرس به دلیل وجود سازند هرمز و رسوبات تبخیری است. از نظر توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها دو منطقه (شمال غربی و جنوب شرقی) در زاگرس شناسایی شده است که بوسیله گسل‌های پی سنگی و کازرون آن‌ها را از هم جدا کرده است. فعالیت لرزه‌خیزی در بخش جنوب غربی متمرکز است و در بخش شمال شرقی فعالیت کمتر لرزه‌خیزی را شاهد هستیم. اکثر زمین‌لرزه‌های بزرگ منطقه شمال غربی زاگرس در امتداد گسل اصلی (MRF) رخ می‌دهد (Berberian, 1995) (Talebian & Jackson, 2002, Berberian, 1995) (شکل ۵-۴). مهمترین ویژگی ساینموتکتونیک زاگرس آن است که عمق اکثر زلزله‌های آن بین ۰ تا ۳۳ و ۳۳ تا ۵۹ کیلومتر است و اکثراً فاقد گسلش سطحی هستند (Berberian, 1995).



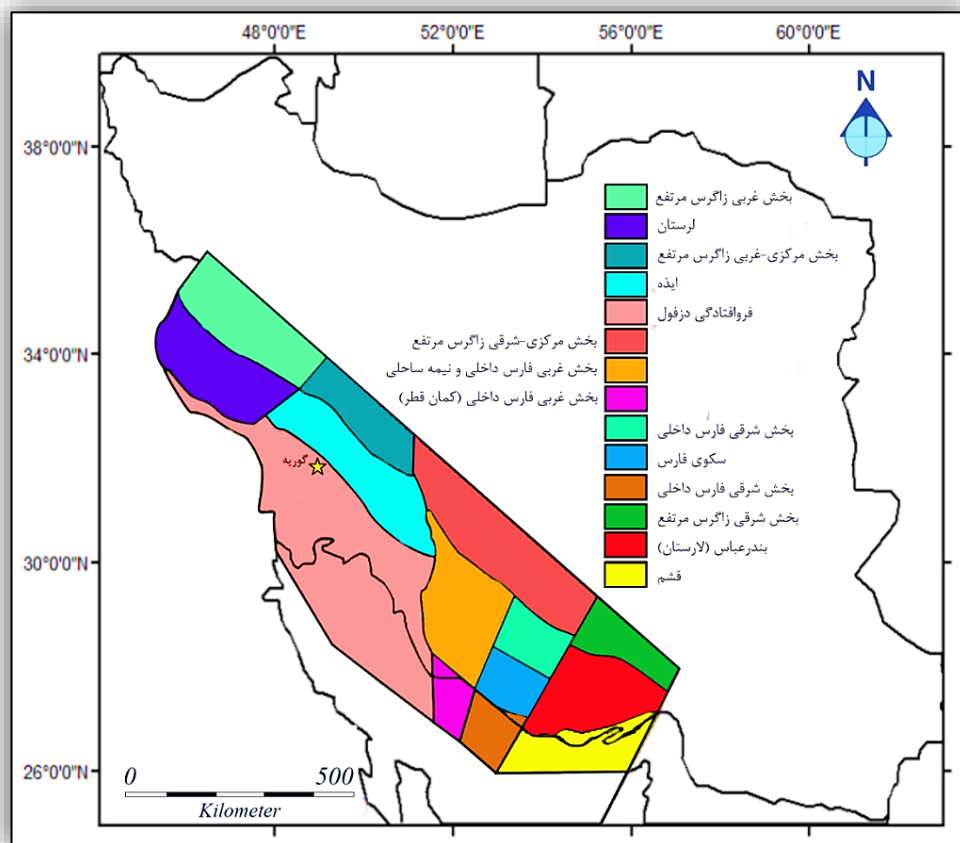
شکل ۵-۴) نقشه تقسیمات اصلی تکتونیکی، خطوط گسل‌های اصلی و مکانیزم کانونی زمین‌لرزه‌های زاگرس (Leturmy et al., 2010).

۴-۵-۱) ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس

حضور قابل توجه سازند هرمز که بصورت سنگ نمک یا گل‌سنگ تحت فشار، سبب جدایش ویسکوز، اصطکاک کم، راندگی به سمت جلو یا عقب، پراکنش زلزله‌های کوچک تا متوسط، در یک منطقه می‌شود. براساس دگرشکلی‌های شدیدتر در دو بخش صفحه عربی و شمال ایزه، زاگرس به ۱۴ ایالت لرزه‌زمین‌ساختی با دقت ۱:۱۰۰۰۰۰۰ تقسیم شده است. عامل اصلی دیگری برای این تقسیم‌بندی الگوی پراکندگی رومرکز زلزله‌ها است (آرین و هاشمی، ۱۳۸۷). اطلاعات مربوط به این ایالت‌ها در جدول (۴-۲) و موقعیت آن‌ها در شکل (۴-۶) آورده شده است.

جدول (۴-۲) ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس.

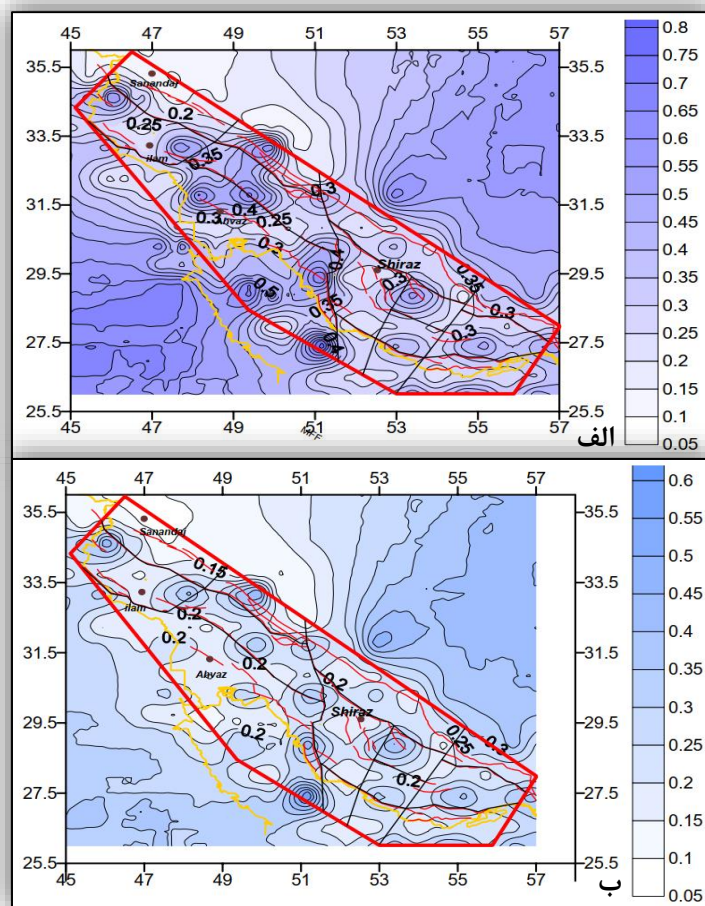
نام ایالت	سازند هرمز	سازند گچساران	ژرفای پی‌سنگ (km)	عمق میانگین (km)	عمق پوشش رسوبی (km)
۱ بخش غربی زاگرس مرتفع	-	-	-۷	۲/۴	۹/۴
۲ لرستان	-	-	-۹	۱/۷	۱۰/۷
۳ فروافتادگی دزفول	-	✓	-۷	۱/۳	۸/۳
۴ ایزه	✓	✓	-۱۸	۲/۳	۲۰/۲
۵ بخش مرکزی-غربی زاگرس مرتفع	✓	-	-۶	۲/۱	۸/۱
۶ بخش مرکزی-شرقی زاگرس مرتفع	✓	-	-۷	۲/۴	۹/۴
۷ بخش غربی فارس داخلی و نیمه ساحلی	✓	-	-۶	۲/۴	۸/۴
۸ بخش غربی فارس داخلی (کمان قطر)	✓	-	-۷	۰/۹	۷/۹
۹ بخش شرقی فارس داخلی	✓	-	-۱۱	۲/۲	۱۳/۲
۱۰ سکوی فارس	-	-	-۸	۲/۱	۱۰/۱
۱۱ بخش شرقی فارس داخلی	-	-	-۷	۰/۵	۷/۵
۱۲ بخش شرقی زاگرس مرتفع	✓	-	-۷	۱/۸	۸/۸
۱۳ بندرعباس (لارستان)	✓	-	-۷	۰/۹	۷/۹
۱۴ قشم	✓	✓	-۱۱	۰/۶	۱۱/۶



شکل ۴-۶) موقعیت ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس (ترسیم مجدد) (آرین و هاشمی، ۱۳۸۷).

۴-۵-۱-۱) ایالت لرزه‌زمین‌ساختی دزفول

طبق مطالعات انجام شده، میانگین عمق پی‌سنگ در این ایالت ۷ کیلومتری از سطح زمین است. این ایالت دارای ارتفاع میانگین $1/3$ کیلومتر و ضخامت پوشش رسوبی $8/3$ کیلومتر می‌باشد. در ستون چینه‌شناسی آن سازند هرمز وجود ندارد اما حضور سازند گچساران سبب شده تا در صورت رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ در این ایالت، احتمال گسیختگی کم شود. طبق مطالعات صورت گرفته پارامترهای لرزه‌خیزی a و b در این ایالت، به ترتیب $1/50$ و $7/10$ می‌باشد. حداکثر شتاب افقی و قائم $0/75$ و $0/6$ گال بدست آمده است. زاگرس به عنوان کم خطرترین ایالت از نظر احتمال وقوع رخداد‌های لرزه‌ای بزرگ است. براساس نقشه‌های هم شتاب تهیه شده (شکل ۴-۷)، نرخ فعالیت لرزه‌ای در زاگرس حداکثر است (آرین و هاشمی، ۱۳۸۷).



شکل ۴-۷) شتاب افقی (الف) و قائم (ب) با دوره بازگشت ۴۷۵ سال (آرین و هاشمی، ۱۳۸۷).

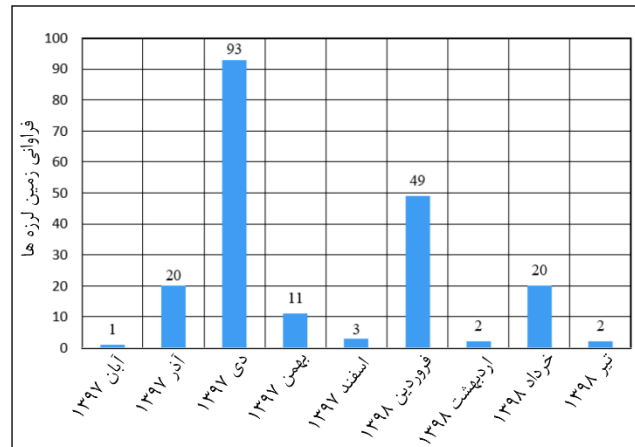
۴-۶) جنبش‌های نوزمین‌ساختی منطقه

بر روی تاق‌دیس شاهور شواهد حرکت جوان کانالی به جامانده از زمان سامانی قابل مشاهده است که سبب بالاآمدگی تاق‌دیس در حدود ۱۸ متر در طی مدت ۱۷۰۰ سال شده است که معادل نرخ تقریبی ۱۰ میلی‌متر در سال است. این میزان با مقادیر محاسبه شده ۷ میلی‌متر برای تاق‌دیس‌های ساحلی زاگرس در طول ۷۰۰۰ سال گذشته و میانگین ۱ میلی‌متر در سال از پلیوسن تا عهد حاضر میزان بیتشری است (Lees & Falcon, 1952, Vita-Finzi, 1986).

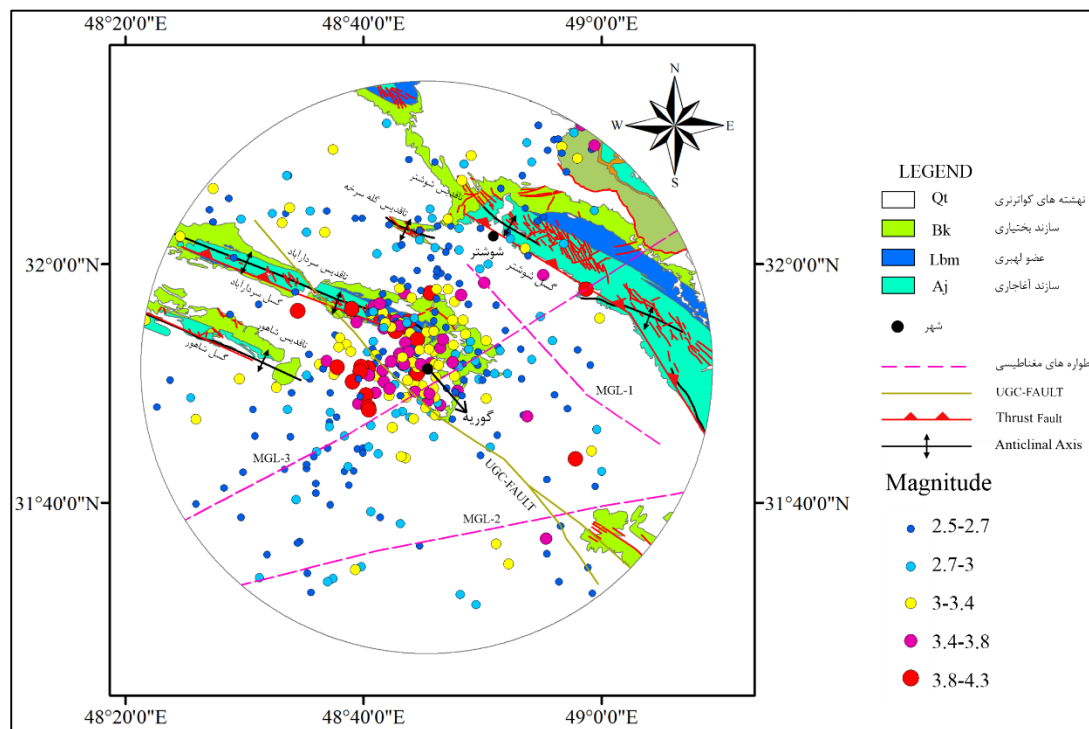
۴-۶-۱) رویداد لرزه‌ای گوریه

منطقه گوریه به عنوان یک بخش از ایالت لرزه‌زمین‌ساختی دزفول می‌باشد که از تاریخ ۲۴ آبان ماه ۱۳۹۶ (۲۰۱۷/۰۸/۲۱) تا تاریخ ۳۰ تیرماه ۱۳۹۷ (۲۰۱۸/۰۷/۲۱) (بازه زمانی ۹ ماهه)، براساس داده‌های لرزه‌ای سایت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله، در فاصله کمتر از ۲۵ کیلومتری گوریه، تعداد ۲۲۵ زمین‌لرزه

رخ داده است. از این تعداد حدود ۲۰۱ مورد آن به نام گوریه ثبت شده است. بر طبق نمودار شکل (۴-۸)، دی ماه ۱۳۹۶ و فروردین ماه ۱۳۹۷، دارای دامنه فراوانی به ترتیب ۹۳ و ۴۹ زمین‌لرزه، در این بازه ۹ ماهه را داشته، که از این تعداد حدود ۱۲ زمین‌لرزه با بزرگی بیشتر از ۴ رویداده است.



شکل ۴-۸) نمودار بازه زمانی (ماه)-فراوانی فوج لرزه گوریه.
در شکل (۴-۹)، نقشه پراکندگی داده‌های لرزه‌ای در شعاع ۴۰ کیلومتری گوریه نشان داده شده است.



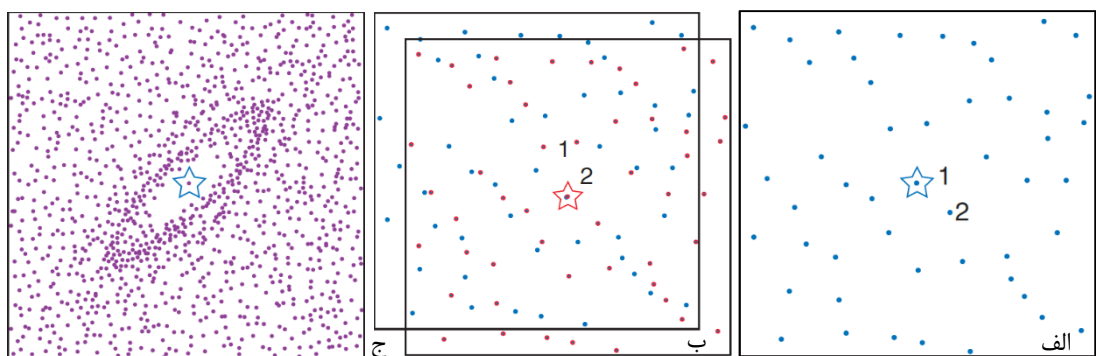
شکل ۴-۹) نقشه موقعیت رومرکز فوج لرزه گوریه به همراه خطواره‌های زیرسطحی.

روند الگوی توزیع فوج لرزه‌ای گوریه به صورت خوشه لرزه‌ای (زارع، ۱۳۹۷) است. ترتیب زمانی وقوع زلزله‌ها مهاجرت زمین‌لرزه‌ها به سمت جنوب غربی را نشان می‌دهد. عدم همخوانی این زمین‌لرزه‌ها با

گسل‌های فروبار دزفول، این سوال را مطرح می‌کند که گسل یا گسل‌های مسبب این زمین‌لرزه‌ها چیست و سبب ایجاد این فرض شده که شاید حضور گسل‌های عرضی و نهان در تقابل با گسل‌های شناخته شده در منطقه (همروند با زاگرس) عامل ایجاد این زمین‌لرزه‌ها باشند (بیت‌اللهی، ۱۳۹۷). از این رو شناخت گسل‌های لرزه‌زا و به نقشه درآوردن آن‌ها با استفاده از بانک اطلاعات لرزه‌ای هدف اصلی این بخش از کار پژوهشی می‌باشد که در این مسیر تحلیل خطر و لرزه‌خیزی منطقه در جهت اثبات گسلش در منطقه ضروری می‌باشد.

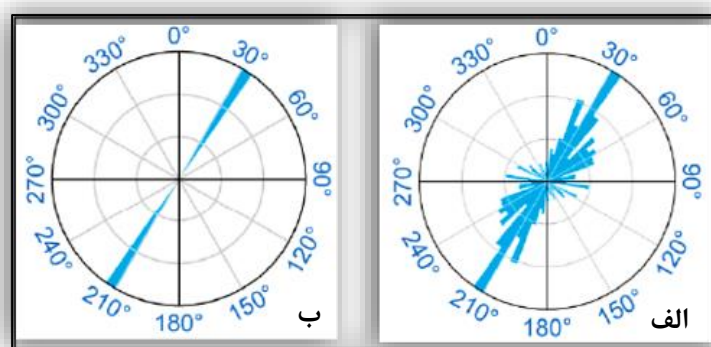
آنالیز فرای (fry, 1979)، علاوه بر بحث واتنش، یک روش هندسی برای آنالیز داده‌های مکانی نقطه‌ای و یک تکنیک مفید در ارتباط با آنالیز توزیع مکانی عناصر نقطه‌ای مانند تقاطع گسل‌ها، نقاط کانه‌زایی و زمین‌لرزه‌ها است. برای داده‌های لرزه‌ای از موقعیت زلزله‌ها به عنوان یک مرکز در نظر گرفته شده و سپس سایر نقاط نسبت به آن انتقال پیدا خواهند کرد. در ابتدا پلات تمام نقاط بر روی کاغذ و سپس شماره‌گذاری آن‌ها صورت می‌گیرد. سپس نقطه مرکزی مشخص شده (شماره ۱) و سایر نقاط ترسیم می‌شود. لزوماً حاشیه دو کاغذ باید به موازی هم و زاویه آنها تغییر نکند. سایر نقاط نیز بر همین اساس ترسیم می‌شوند (Fossen, 2010) (شکل ۴-۱۰).

در نهایت یک تصویر پلات fry بدست می‌آید که به منظور بررسی استرین در سنگ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. آنچه که بدست آمده است را می‌توان به صورت یک دیاگرام گل سرخی نمایش داد که امتدادهای ساختارها را به خوبی نشان می‌دهد. از این رو می‌توان با استفاده از آنالیز فرای (Fry Analysis) به روندهای غالب در الگوی مکانی آن‌ها پی برد. از نرم افزار DotProc برای آنالیز داده‌های مکانی زلزله مورد استفاده قرار گرفت.

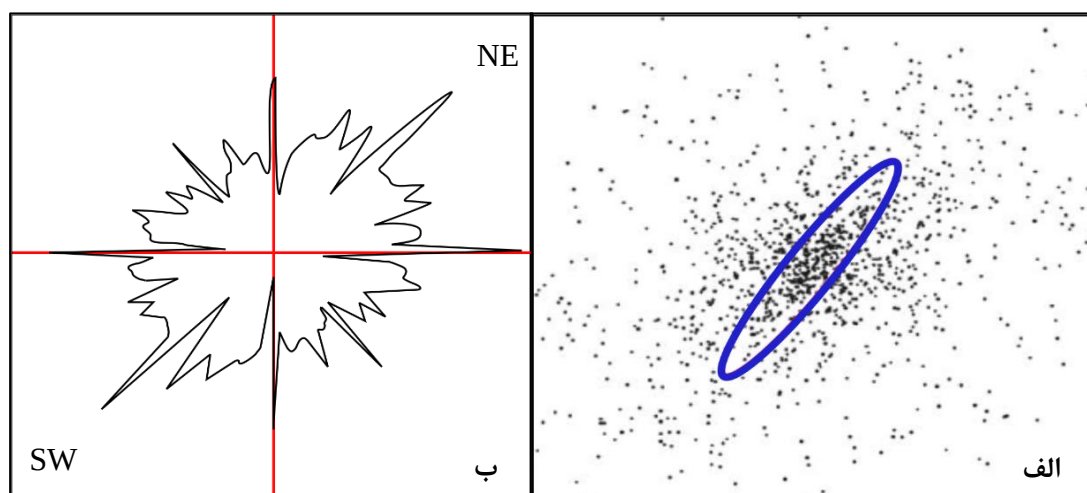


شکل ۴-۱۰) ترسیم روش fry به صورت دستی. الف) انتقال نقاط مرکزی به کاغذ شفاف و یک نقطه مرکزی تعریف می‌شود (نقطه ۱). ب) کاغذ شفاف به نقطه دیگری منتقل شده (نقطه ۲) و نقاط مرکزی دوباره بر روی کاغذ مشخص می‌شوند. ج) این روش برای همه نقاط تکرار می‌شوند و نتیجه تصویری از بیضوی کرنش (شکل و جهت) است (Ramsay and Huber, 1983).

بر این اساس الگوی توزیع مکانی این فوج لرزه‌ها (شکل ۴-۱۱) روند NE-SW را نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۱) الف) رزدياگرام راستای غالب مهاجرت لرزه‌ای فوج لرزه گوريه. ب) رزدياگرام راستای غالب الگوی مکانی رومرکز فوج لرزه



شکل ۴-۱۲) الف) الگوی مکانی فرای رومرکز فوج لرزه گوريه . ب) دیاگرام جهت‌گیری داده‌های لرزه‌ای.

۷-۴) زمین لرزه‌های تاریخی

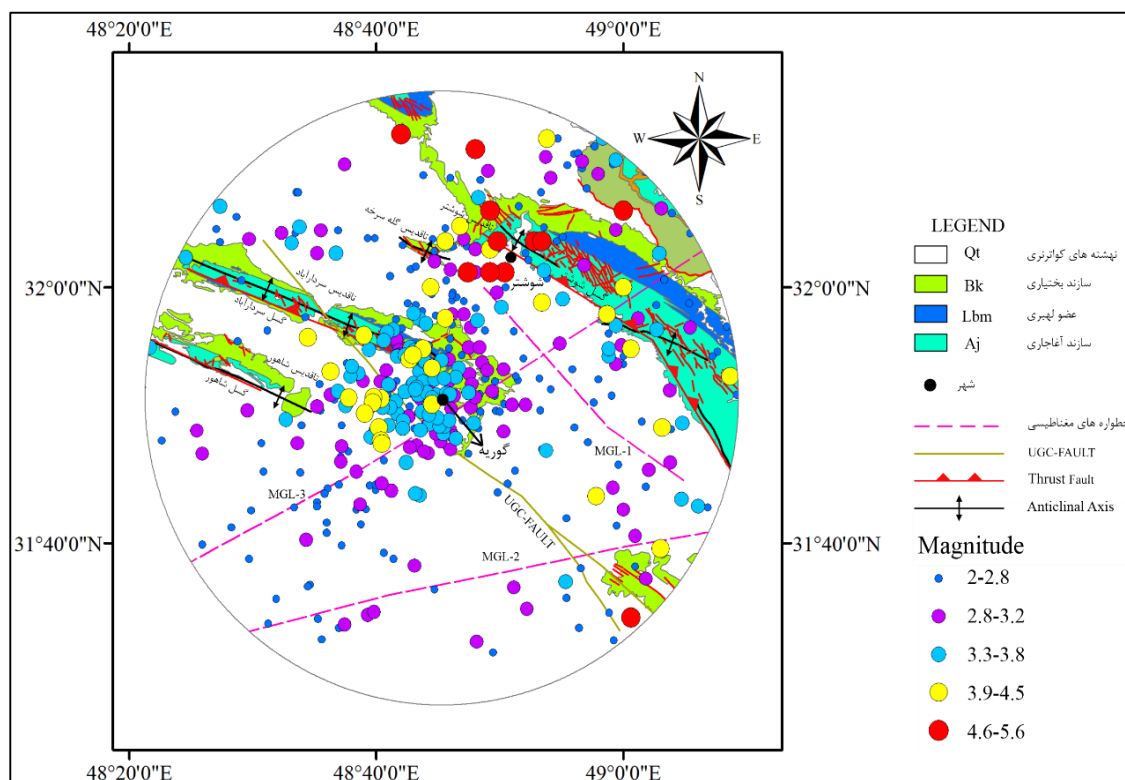
زمین لرزه‌های تاریخی به از زلزله‌های قبل از سده بیستم گفته می‌شوند که توسط دستگاه ثبت نشده‌اند. به منظور تهیه بانک داده‌های زمین لرزه‌های تاریخی منطقه از کتاب تاریخ زمین لرزه‌های ایران (Ambraseys and Melville, 1982) و کاتالوگ زلزله و پدیده‌های طبیعی ایران (Mirzaei, 2000) استفاده شده است.

براساس داده‌های کاتالوگ تنها ۴ رویداد در استان خوزستان رخ داده است اما هیچ کدام در محدوده مطالعاتی واقع نشده است.

۸-۴) زمین لرزه‌های دستگاهی

زلزله‌های دستگاهی یکی از مهم‌ترین آثار فعالیت‌های نو زمین‌ساختی در یک منطقه است. سابقه ثبت زمین لرزه در جهان به جنگ جهانی در نیمه اول سده نوزدهم بر می‌گردد. در ابتدا با استفاده از تجهیزات اولیه، امواج زلزله را ثبت می‌کردند. اکنون این شرایط فرق کرده است و بلافاصله بعد از وقوع زلزله اطلاعات کامل مانند موقعیت کانون زلزله، عمق کانونی، میزان بزرگای، سازوکار کانونی آن بدست می‌آید. داده‌های ثبت شده در منطقه مطالعاتی شامل زمین لرزه‌های دستگاهی از سال ۱۹۳۱ تا ۲۰۲۰، به تعداد ۵۸۴ زمین لرزه است. این اطلاعات از طریق بانک داده‌های زمین لرزه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشور و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و سایت USGS جمع آوری شده است.

در شکل (۴-۱۳) پراکندگی زلزله‌های دستگاهی با بزرگای مختلف، به شعاع ۴۰ کیلومتر از شهر گوریه را نشان می‌دهد. رومرکز این زلزله‌ها با روند NE-SW، از کثرت بیشتری برخوردار است. همچنین وقوع زمین لرزه‌ها در این منطقه نشان دهنده جنبش نوزمین‌ساختی و فعال بودن این بخش از لحاظ لرزه‌خیزی است.

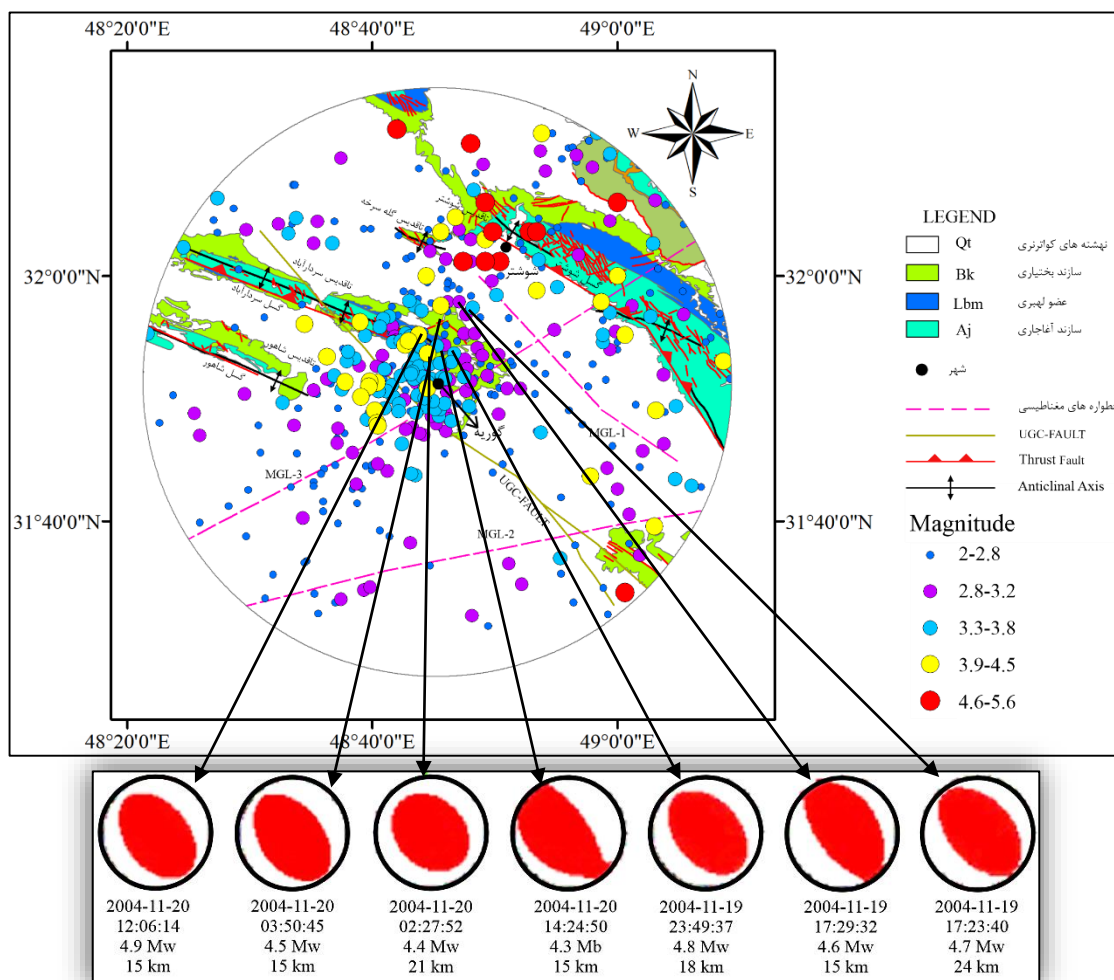


شکل ۴-۱۳) نقشه توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های گوریبه (سال ۱۹۳۰-۲۰۲۰).

۴-۹) بررسی سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های منطقه

سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها به منظور تعیین ساختار و کینماتیک (هندسه و بردار لغزش صفحه گسل) و همچنین تحلیل تنش پوسته مورد استفاده قرار می‌گیرد و در مطالعات ژئودینامیک، لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل خطر زلزله بسیار مهم است.

از داده‌های لرزه‌ای موجود در کاتالوگ جهانی CMT و سایت USGS، جهت شناسایی نوع سازوکار گسلش منطقه مورد مطالعه و تعیین ویژگی‌های جنبشی گسل‌ها استفاده شده است. برپایه اطلاعات بدست آمده سازوکار گسله‌های محدوده مطالعاتی به طور عمده از نوع معکوس و تعدادی نیز امتدادلغز راست بر هستند (شکل ۴-۱۴).



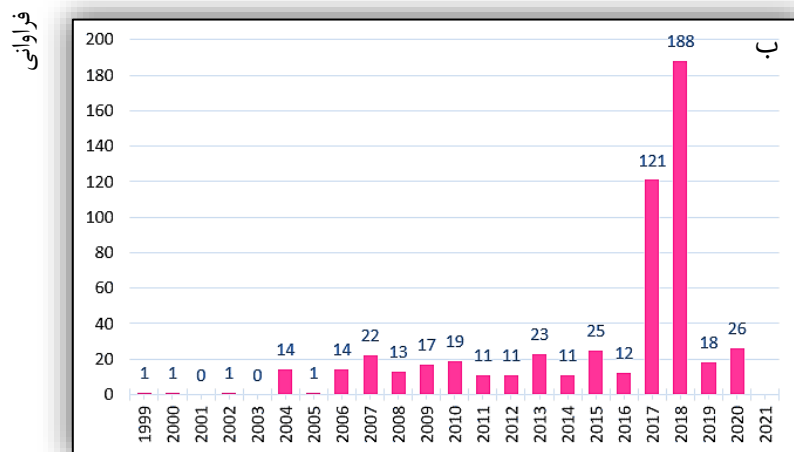
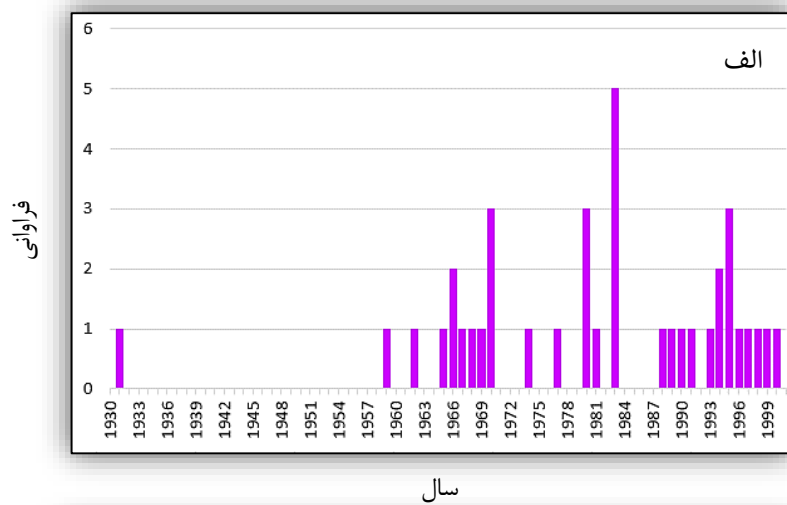
۴-۱۴) نقشه توزیع مراکز سطحی و چند فوکال مکانیسم زمین‌لرزه‌های گوریه.

۴-۱۰) تحلیل آماری زمین‌لرزه‌ها

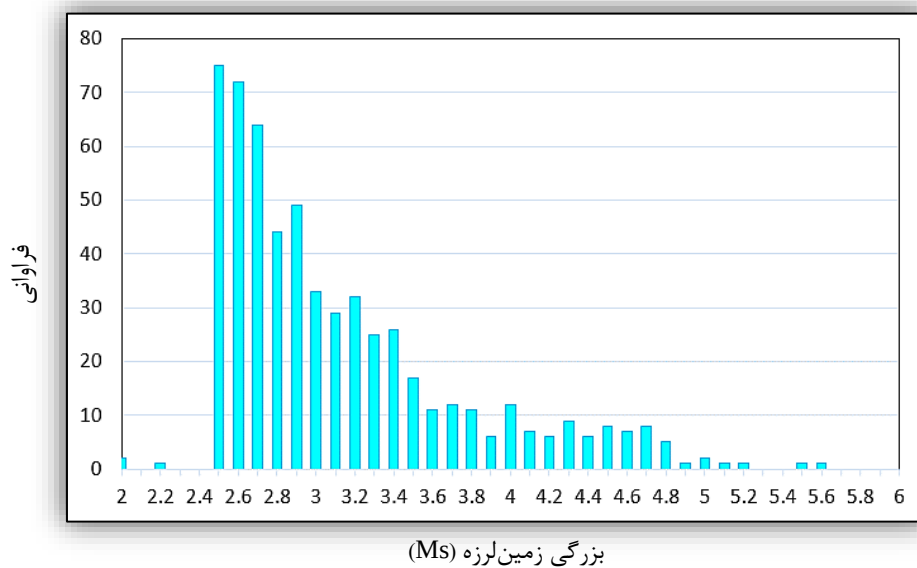
به منظور درک بهتر شرایط لرزه‌خیزی منطقه و پیش‌بینی رفتار لرزه‌ای آن، بررسی آماری داده‌های لرزه‌ای بسیار اهمیت دارد. این ویژگی‌های آماری شامل چگونگی پراکندگی زمین‌لرزه‌ها برپایه بزرگی و عمق کانونی و ... در بازه‌های زمانی و مکانی مختلف می‌باشد.

۴-۱۰-۱) مقایسه فراوانی-بزرگی زمین‌لرزه‌ها

ررسی فراوانی زلزله‌های دستگاهی منطقه نشان می‌دهد که از سال ۲۰۰۰ میلادی با شیب بیشتری افزایش پیدا کرده است (شکل ۴-۱۵) و زمین‌لرزه‌های با بزرگی ۲٫۵ تا ۳٫۵ ریشتر در منطقه بیشترین رخداد را دارند (شکل ۴-۱۶).



شکل ۴-۱۵) نمودار توزیع فرآوانی زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده در طول زمان.
(الف) از سال ۱۹۳۱ تا ۲۰۰۰. (ب) از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۰.



شکل ۴-۱۶) نمودار فرآوانی به بزرگای زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده در منطقه.

۴-۱۰-۲) عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها و لایه‌های لرزه‌زا

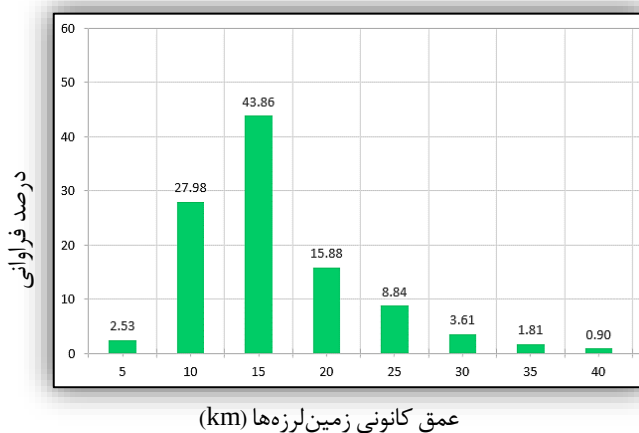
علاوه بر پارامتر بزرگی، پارامتر عمق کانونی زمین‌لرزه به عنوان عامل تعیین حجم و گستردگی خسارت‌ها است بطوریکه هر چه عمق کانونی کمتر، انرژی آزاد شده زمین‌لرزه با شدت بیشتری دریافت شده و بالعکس. از اینرو واکاوی عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها و شناسایی لایه‌های لرزه‌زای زیر سطح زمین، برای تحلیل خطر زلزله بسیار مهم است. براساس عمق کانونی، زمین‌لرزه‌ها را می‌توان به سه دسته تقسیم می‌شوند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۳):

- زلزله‌های با عمق کم: با ژرفای ۰ تا ۷۰ کیلومتر
- زلزله‌های با عمق متوسط: با ژرفای ۷۰ تا ۳۰۰ کیلومتر
- زلزله‌های عمیق: با ژرفای بیش از ۳۰۰ کیلومتر

بیشتر زمین‌لرزه‌های ایران کم عمق هستند. بیشترین عمق زمین‌لرزه رخ داده در فلات ایران تا عمق حدوداً ۶۰ کیلومتری در مکران می‌باشد. البته این عمق در بخش‌های دیگر متفاوت است. در جدول (۳-۴) و نمودار شکل (۵-۱۷) نشان‌دهنده نمودار درصد فراوانی - عمق کانونی زلزله‌ها در منطقه گوریه است. براساس نمودار فراوانی به بزرگی زمین‌لرزه مشخص می‌شود که فراوانی زلزله‌ها با بزرگی آن‌ها رابطه معکوس دارد. در منطقه مطالعاتی بیشترین عمق در حدود ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری است.

جدول (۳-۴) درصد فراوانی و عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها.

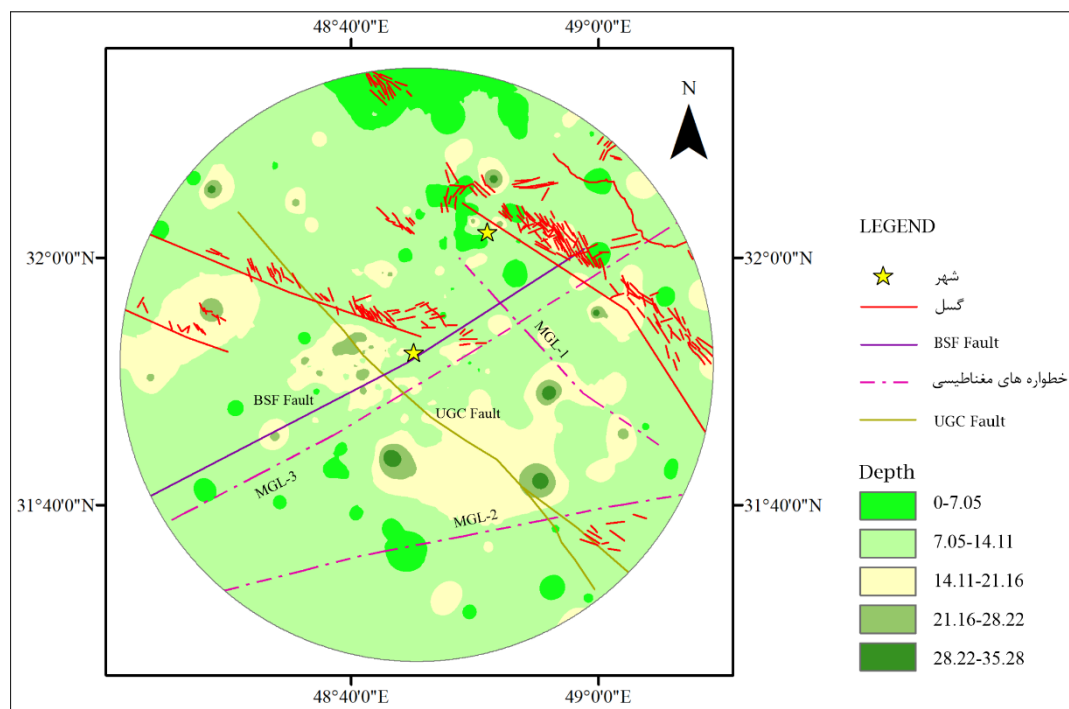
عمق کانونی (km)	فراوانی	درصد فراوانی
0-5	14	2.53
5-10	155	27.98
10-15	243	43.86
15-20	88	15.88
20-25	49	8.84
25-30	20	3.61
30-35	10	1.81
35-40	5	0.90
جمع کل	554	100



شکل (۴-۱۷) نمودار درصد فراوانی - عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها.

از توابع تحلیل مکانی و اطلاعات موجود در پایگاه داده‌ها به روش تحلیل زمین آمار (Geostatistical Analysis) که برای درونیابی (Inter Polation) است، رای پهنه‌بندی منطقه از نظر خطر زلزله استفاده گردید. بدین منظور روش تحلیل IDW و انتخاب روش درون‌دهی فاصله معکوس (Inverse Distance Weighted) برای پهنه‌بندی انتخاب شد.

روش درونیابی IDW (Inverse distance weighting) یا معکوس فاصله یکی از روش‌های معمول و پرکاربرد درونیابی است. در این روش داده‌ها با استفاده از انحراف معیار یک نقطه از سایر نقاط توسط گره‌های شبکه‌بندی شده، وزن‌دهی می‌شوند (تقی زاده مهجودی و همکاران، ۲۰۰۸). در این روش وزن‌ها تنها با توجه به فاصله هر نقطه معلوم نسبت به نقطه مجهول و بدون توجه به نحوه پراکندگی نقاط حول نقطه مورد تخمین، تعیین می‌شوند. به نقاط نزدیک‌تر وزن بیشتر و به نقاط دورتر وزن کمتری داده می‌شود (دلبری و همکاران، ۱۳۸۹). با توجه به شکل (۵-۱۸) می‌توان گفت که بیشترین عمق کانونی به زمین‌لرزه‌های شرق و جنوب شرق منطقه است و می‌توان گفت لایه‌های لرزه‌زا در این بخش مانند UGC-Fault دارای عمق بیشتری هستند.



شکل ۴-۱۸) نقشه پهنه‌بندی عمق (km) زمین‌لرزه‌های منطقه به روش IDW.

۴-۱۱) بررسی پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه

پارامترهای لرزه‌خیزی برای هر محدوده، جهت شناخت لرزه‌خیزی آن منطقه مورد بررسی قرار می‌گیرد. با بررسی این پارامترها می‌توان دوره بازگشت و احتمال رخداد زلزله‌ها را در یک منطقه بدست آورد. اولین بار توسط Gutenberg و Richter (۱۹۵۴)، یک توزیع نمایی خطی با عنوان رابطه گوتنبرگ-ریشتر ارائه شد. این رابطه تجربی بین فراوانی رخداد و بزرگی زلزله‌ها است.

۴-۱۱-۱) روش گوتنبرگ-ریشتر

این روشی برای اولین بار در سال ۱۹۴۴ توسط گوتنبرگ و ریشتر به منظور بررسی داده‌های لرزه‌ای مورد استفاده گرفته شد. آن‌ها برپایه داده‌های لرزه‌ای براساس تعداد زمین لرزه با بزرگای مختلف در بازه زمانی خاص، توانستند آهنگ سالیانه میانگین رخداد یک زمین لرزه را با بزرگی M تعریف کنند (زارع، ۱۳۸۸). داده‌های لرزه‌ای براساس M_s محاسبه‌شده و سپس زلزله‌های با بزرگی $M_s \geq 2.5$ برای یک دوره زمانی (سال ۱۹۳۱ تا ۲۰۲۰) برای منطقه مشخص شد. در مرحله بعدی مقادیر $\log(N)$ و سپس پارامترهای لرزه‌خیزی a و b ، محاسبات و نمودار خطی آن ترسیم گردید. قبل از انجام این مراحل، باید داده‌های لرزه‌ای پالایش شود و پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها را از داده‌های لرزه‌ای حذف نمود. تعداد کل داده‌های لرزه‌ای منطقه ۵۵۴ زلزله بوده که پس از حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها به ۳۳۹ زمین‌لرزه کاهش یافت.

رابطه ۴-۱)

$$\log(N_c) = a - bM$$

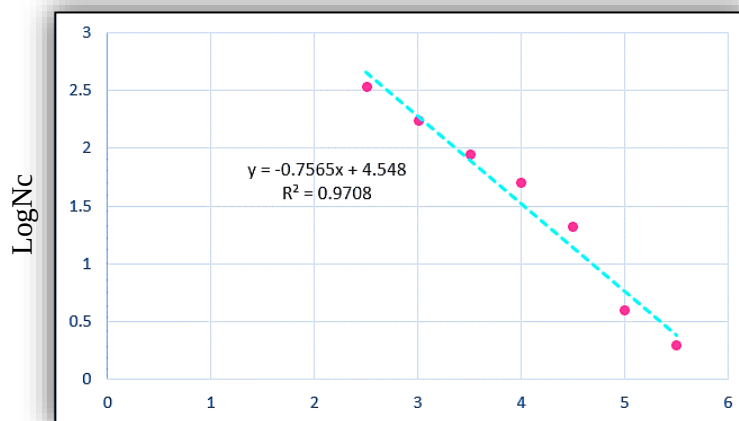
N (آهنگ سالیانه رویداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگی M)، a (تعداد سالیانه میانگین زمین‌لرزه با بزرگی بیشتر یا مساوی صفر)، b (احتمال نسبی زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگ) می‌باشد. بر طبق قانون گوتنبرگ-ریشتر با افزایش میزان b ، تعداد زمین‌لرزه‌های بزرگ نسبت به زمین‌لرزه‌های با بزرگی کمتر کاهش می‌یابد.

جدول ۴-۴) بزرگی زلزله-لگاریتم فراوانی زلزله‌ها.

بازه بزرگی	بزرگی	تعداد (N)	فراوانی تجمعی (Nc)	LogNc
5.5-6	5.5	2	2	0.3
5-5.5	5	2	4	0.6
4.5-5	4.5	17	21	1.3
4-4.5	4	30	51	1.7
3.5-4	3.5	38	89	1.9
3-3.5	3	85	174	2.2
2.5-3	2.5	165	339	2.5

با رسم معادله خط برای بزرگی زلزله‌ها و لگاریتم زلزله‌ها مقادیر a و b به ترتیب $۴/۵۵$ و $-۰/۷۶$ می‌باشد

(شکل ۴-۱۹).



شکل ۴-۱۹) معادله خط بین بزرگی زلزله و لگاریتم فراوانی زلزله‌ها.

۴-۱۱-۲) تعیین دوره بازگشت زمین لرزه‌ها

دوره بازگشت برای زلزله‌های با بزرگای متفاوت از روابط (۴-۲) و (۴-۳) بدست می‌آید.

احتمال وقوع زلزله با دوره بازگشت (T) در یک سال برابر است با $1/T$. با توجه به رابطه گوتنبرگ ریشتر

($\text{Log}N_x = a - bx$)، میانگین دوره بازگشت زمین لرزه‌ها برابر است با:

$$N = 10^{a-bm} \quad \text{رابطه ۴-۲}$$

$$T = 1/N \quad \text{رابطه ۴-۳}$$

در این فرمول به منظور بدست آوردن دوره بازگشت ابتدا مقدار a بدست آمده تصحیح می‌شود. در فرمول a تصحیح شده، $\log 8$ مربوط به محدوده مکانی و $\log 89$ مربوط به محدوده زمانی می‌باشد که با استفاده از داده‌های دستگاهی ثبت شده در بازه زمانی ۸۹ سال بدست می‌آید.

$$y = -0.6703x + 4.3526$$

رابطه ۴-۴)

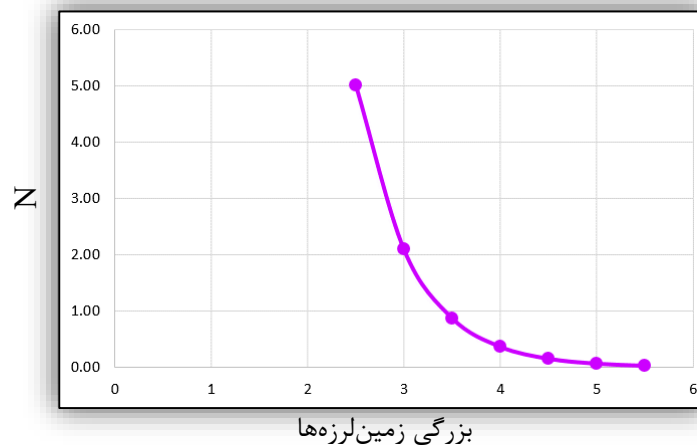
$$a - (\text{Log} 89) = \text{نمودار} = \text{تصحیح شده } a$$

$$2.6 = \text{تصحیح شده } a$$

مقدار A تصحیح شده را در فرمول T قرار داده تا تعداد زلزله‌ها را در طول یک سال مشخص سازد (جدول ۴-۵) و (شکل ۴-۲۰).

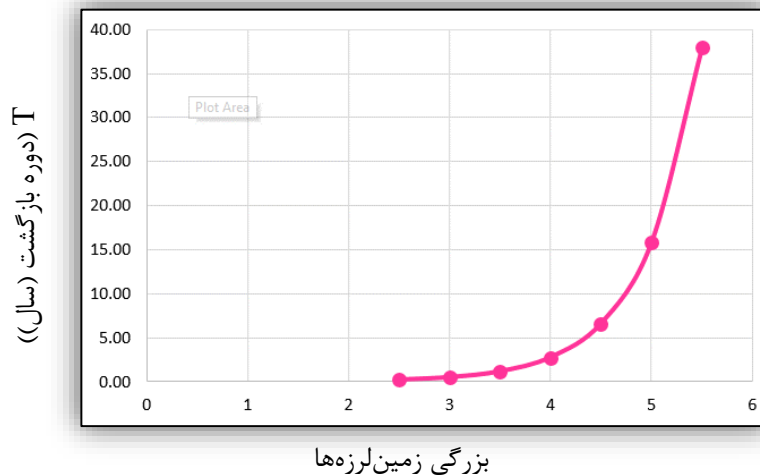
جدول ۴-۵) برآورد دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها گستره مورد مطالعه.

Mag.	N	1/T
5.5	0.03	38.2
5	0.06	15.5
4.5	0.15	6.5
4	0.36	2.7
3.5	0.87	1.1
3	2.09	0.5
2.5	5.01	0.2



شکل ۴-۲۰) دوره بازگشت زمین‌لرزه منطقه.

این مرحله تعداد سالی که در آن زلزله با بزرگی موردنظر روی خواهد داد با استفاده از رابطه (۴-۳) به دست می‌آید (جدول ۴-۲). در این مرحله نموداری ترسیم می‌گردد که محور x آن نشان دهنده‌ی M_s و محور y آن نشان دهنده‌ی $1/N$ می‌باشد (شکل ۴-۲۱).



شکل ۴-۲۱) نمودار نرخ وقوع سالیانه زمین‌لرزه‌ها براساس بزرگی آن‌ها.

۴-۱۱-۳) برآورد MCE و DBE

در دو مرز با احتمال ۱۰٪ و ۶۴٪، میزان شتاب افقی زمین بدست می‌آید. در مرز ۱۰٪ احتمال رویداد زمین لرزه با فرض دوره بازگشت ۵۰ ساله را بیشینه زمین‌لرزه ممکنه یا پذیرفتنی (MCE: Maximum Credible Earthquake) و ۶۴٪ احتمال رخداد با فرض دوره بازگشت ۵۰ ساله، زلزله پایه طرح (DBE: Design Basic Earthquake) نامیده می‌شود.

برای محاسبه پارامترهای MCE و DBE از فرمول شاخص احتمال رخداد زلزله استفاده می‌شود. این پارامترها در بازه‌های زمانی مختلف بدست آمده است (جدول ۴-۶).

$$P.=EXP[-T \times 10^{a-bm}]$$

رابطه ۴-۵) درصد عدم احتمال وقوع زلزله

$$P=(1-P.) \times 100$$

رابطه ۴-۶) درصد احتمال وقوع زلزله

جدول ۴-۶) درصد احتمال وقوع زمین‌لرزه برای بازه‌های زمانی مختلف.

Mag.	T10	T20	T30	T40	T50
2.5	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
3	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
3.5	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
4	97.4	99.9	100.0	100.0	100.0
4.5	78.0	95.2	98.9	99.8	99.9
5	46.8	71.7	84.9	92.0	95.7
5.5	23.1	40.9	54.6	65.1	73.2

فرمول‌های مربوط به محاسبه زلزله‌های مبنای طرح و بیشینه زلزله پذیرفتنی به صورت زیر است:

$$MCE=a-\text{Log}\left(\frac{\text{Ln}(0.9)}{-T}\right)/b \quad a=2.6 \quad \text{فرمول ۷-۴}$$

$$DBE=a-\text{Log}\left(\frac{\text{Ln}(0.36)}{-T}\right)/b \quad b=0.76 \quad \text{فرمول ۸-۴}$$

جدول ۷-۴ مقادیر MCE و DBE.

T (عمر مفید)	T10	T20	T30	T40	T50
زلزله مبنای طرح MCE	5.2	5.6	5.8	6	6.1
زلزله مبنای طرح DBE	3.9	4.3	4.5	4.7	4.8

۱۲-۴ محاسبه ضریب شتاب افقی

هدف اصلی در واقع بدست آوردن میزان شتابی است که در نتیجه رخداد زمین‌لرزه‌های با بزرگی مدنظر در سطح ۱۰٪ و ۶۴٪ برای دوره بازگشت‌های مورد محاسبه قرار می‌گیرد. فرمول‌هایی توسط محققین مختلف مطرح شده که در جدول (۸-۴) مورد استفاده قرار گرفته است.

رابطه ۹-۴ تبدیل بزرگی به مقیاس اصلاح شده مرکالی $M_s=0.77Imm-0.07$

رابطه ۱۰-۴ میزان شتاب افقی براساس g $Stra(g) \text{ Log } a=0.25Imm+0.25$

Brady-Trifonac (g) $\text{Log } a=0.3Imm+0.014$

a ضریب شتاب افقی بر حسب cm/s^2 ، Imm شدت زلزله براساس مقیاس اصلاح شده مرکالی و M_s بزرگی زلزله ریشتر است.

جدول ۸-۴ ضریب شتاب افقی در $MCE10\%$ و $DBE64\%$ برای عمرهای مفید

سطح مبنا	عمر مفید	بزرگی	Imm	a (cm/s^2)		
				Strs	Br.-Tri.	AV
MCE 10%	10	5.2	VI	91.4	116.7	104.1
	20	5.6	VII	123.3	167.1	145.2
	30	5.8	VII	143.2	200.0	171.6
	40	6	VII	166.3	239.3	202.8
	50	6.1	VIII	179.2	261.8	220.5
DBE 64%	10	3.9	V	34.6	36.4	35.5
	20	4.3	V	46.6	52.1	49.4
	30	4.5	V	54.2	62.3	58.2
	40	4.7	VI	62.9	74.5	68.7
	50	4.8	VI	67.8	81.5	74.7

۴-۱۳) تحلیل خطر زلزله

برای تحلیل منطقی شاخص‌های حرکت زمین از تحلیل خطر زلزله استفاده می‌شود. بدین منظور برای تحلیل خطر زلزله ناشی از عملکرد گسل‌های منطقه، محدوده‌ای به شعاع ۴۰ کیلومتری به مرکزیت شهر گوریه مشخص گردید. جهت نقشه پهنه‌بندی شتاب افقی منطقه از شبکه‌بندی ۴×۴ کیلومتر در محیط نرم افزار Arc GIS 10.5 استفاده شده است.

۴-۱۳-۱) تحلیل خطر به روش تعینی (DSHA)

در روش تعینی، بیشینه بزرگی و شتاب زلزله باورپذیر محاسبه می‌گردد. مراحل این تحلیل خطر شامل شناسایی سرچشمه‌های لرزه‌زا، انتخاب زمین‌لرزه‌های کنترل‌کننده برای هر سرچشمه، انتخاب رابطه کاهندگی مناسب، محاسبه‌ی شاخص‌های جنبش شدید زمین برای طراحی می‌باشد.

۴-۱۳-۲) شناسایی و تعیین حداکثر توان لرزه‌ای (Mmax) یا زلزله مبنای طرح

توان لرزه‌زایی گسل، بیشینه بزرگی زمین‌لرزه‌ای است که به دلیل جنبش دوباره بخشی از طول آن رخ می‌دهد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱). از طریق بیشینه توان لرزه‌زایی گسل، با توجه به فاصله بین سازه و گسل، می‌توان بیشینه شتاب گرانش افقی زمین ایجاد شده از جنبش گسل به سازه را پیش‌بینی کرد. برای محاسبه مقادیر بیشینه توان لرزه‌ای یک بار برای ۳۷٪ طول گسل و بار دیگر ۵۰٪ طول هر گسل در روابط جایگذاری می‌شود.

۴-۱۳-۳) برآورد بیشینه توان لرزه‌زایی گسل‌های منطقه (Mmax)

گسل‌های منطقه به عنوان سرچشمه‌های خطی در نظر گرفته می‌شوند. برای ارزیابی ایمنی لرزه‌ای هر سازه، ابتدا تمامی سرچشمه‌های لرزه‌ای که قادر به ایجاد جنبش نیرومند مخرب در منطقه هستند بخوبی شناسایی و ابعاد آن‌ها مشخص شد. در روش قطعی، بزرگای زلزله‌ها توسط محققین مختلف بررسی شده است. در حالت کلی روابطی که بزرگای زمین‌لرزه را به طول شکستگی مرتبط می‌کند به شکل زیر بیان می‌شود:

$$M=b \log (L)+a$$

رابطه ۴-۹)

در این رابطه M ، بزرگای زمین لرزه منتسب به گسل (توان لرزه زایی چشمه لرزه‌ای)، L ، طول شکستگی گسل و a و b ضرایب ثابت می‌باشند. برای محاسبه بیشینه بزرگی زلزله‌ها روابطی ارائه شده که در ادامه مهمترین آن‌ها در جدول (۴-۹) برای برآورد توان لرزه‌زایی گسل‌های منطقه ذکر شده است.

جدول (۴-۹) روابط موجود برای برآورد توان لرزه‌ای.

توضیحات	روابط موجود برای M_s	اسامی
L_R : طول گسل بر حسب کیلومتر	$M_s = 1.429 \log L_R + 4.629$	Melville Ambraseys & (1982)
برای ۱۲ زلزله در ایران انجام شده است	$M_s = 5 + 1.22 \log L_R$	Coppersmith Wells & (1994)
برپایه ۱۲ زمین لرزه غرب آمریکای شمالی	$M_s = 1.237 \log L_R + 5.17$	Bonilla et al. (1984)
L : بر حسب متر و برای گسل‌های امتدادلغز با طول ۳۰۰ تا ۱۳۰۰ کیلومتر، انتخاب ۱۷ تا ۳۷ درصد طول گسل ضروری است. گسل‌های امتدادلغز گسل‌های فشارشی گسل‌های کششی	$M_s = 1.404 + 1.169 \log L$	Slemmons & Chung (1985)
	$M_s = 2.021 + 1.142 \log L$	
	$M_s = 0.809 + 1.341 \log L$	
برپایه ۱۰ زمین لرزه بزرگ ایران و طول بیشینه گسل، ۸۵ کیلومتر و M_s بزرگتر از ۶ ریشتر. L : بر حسب متر	$M_s = 1.256 + 1.244 \log L_R$	Nowroozi & Mohajer (1985)
	$M_s = 1.06 \log L + 5.75$	Press(1967)

گسل‌های منطقه با این شرط که بیش از ۵۰ درصد طول آن‌ها در منطقه قرار داشته باشد، طول گسلش برابر با نصف طول گسل در نظر گرفته می‌شود. در صورتی که طول گسل کمتر از ۵۰ درصد در منطقه وجود داشته باشد، طول گسیختگی برای همان بخش محاسبه می‌شود (جدول ۴-۱۰).

جدول ۴-۱۰) برآورد توان لرزه‌ای.

نام گسل	سازوکار گسل	کل طول گسل	طول گسل در منطقه	طول گسیختگی	توان لرزه زایی (M_{smax})						
					Ambraseys & Melville (1982)	Wells & Coppersmith (1994)	Bonilla et al. (1984)	Slemmons & Chung (1985)	Nowroozi & Mohajer (1985)	Press (1967)	AVERAGE
شاهور	فشارشی	15	15	7	5.8	6.0	6.2	6.4	6.0	6.6	6.2
سردارآباد	فشارشی	35	28	17.5	6.4	6.5	6.7	6.9	6.5	7.1	6.7
شوشتر	فشارشی	65	48	32.5	6.8	6.8	7.0	7.2	6.9	7.3	7.0
MGL-1	فشارشی	27	27	13.5	6.2	6.4	6.6	6.7	6.4	6.9	6.5
MGL-2	امتدادلغز	103	59.6	51.5	7.1	7.1	7.3	7.4	7.1	7.6	7.3
MGL-3	امتدادلغز	93	78.9	46.5	7.0	7.0	7.2	7.4	7.1	7.5	7.2
UGC F.	فشارشی	84	73	42	6.9	7.0	7.2	7.3	7.0	7.5	7.1

برپایه نتایج بدست آمده به دلیل طول بیشتر خطواره‌های مغناطیسی در منطقه (MGL-2، MGL-3 و UGC Fault)، این نوع گسل‌ها دارای توان لرزه‌زایی بیشتری نسبت به دیگر گسل‌های منطقه هستند.

۴-۱۳-۴) برآورد پارمترهای حرکتی زمین با استفاده از روابط تجربی

تاکنون فراگیرترین و مناسب‌ترین این گونه محاسبات، بکارگیری معادلات و روابط میرایی (کاهیدگی) است که جنبش نیرومند زمین بر حسب تابعی از بزرگا و فاصله بیان می‌شود.

۴-۱۳-۵) رابطه بین بزرگی و شدت زمین لرزه

شدت زلزله، یک مقیاس مشاهده‌ای و غیر دستگاهی است که به فاصله کانونی تا مکان مورد نظر، مدت دوام لرزش، عمق کانونی، عمق سنگ کف، نوع خاک، کیفیت ساختمانها، عمق سطح ایستایی، تراکم

جمعیت و ... بستگی دارد. شدت زلزله یک مقیاس فاقد مبنای ریاضی و علمی می‌باشد که در سال ۱۲۱۲ توسط مرکالی در ۱۲ درجه معرفی شد و سپس در سال ۱۲۳۱ به وسیله دو زلزله‌شناس به نام های H.O Wood و F. Neuman اصلاح شد (پورکرمانی و آراین، ۱۳۷۶).

از روابط تجربی برای محاسبه روابط بین بزرگای زمین‌لرزه و حداکثر شدت آن در کانون زلزله استفاده می‌شود (جدول ۴-۱۱) (خطیب، ۱۳۸۸). نتایج محاسبات در جدول (۴-۱۲) نشان داده شده است.

جدول ۴-۱۱) روابط شدت زمین‌لرزه در کانون و روابط برآورد کاهش شدت زمین‌لرزه در هر فاصله از کانون.

اسامی	روابط	توضیحات
Ambraseys & Melville(1982)	$I_0 = 1.3 M_s + 0.09$	
Nowroozi & Mohaje (1985)	$I_0 = 1.7 M_s - 2.8$	برای زمین‌لرزه‌هایی که عمق کانونی کوچکتر از ۶۰ کیلومتر دارند.
Chandra et al, (1979)	$R < 120 \text{Km}$	
	$IR = I_0 + 6.453 - 0.00121R - 4.96 \log(R + 20)$ IR : شدت زمین‌لرزه در فاصله R (مرکالی) I_0 : شدت زمین‌لرزه در محل کانون (مرکالی) R : فاصله کانونی (km) برای درازای خم‌های هم‌لرزه، $R < 160 \text{Km}$ $IR = I_0 + 4.82 - 0.00548R - 3.708 \log(R + 20)$	
Ambraseys & Melville(1982)	بر پایه ارزیابی ۲۶ زمین‌لرزه تاریخی ایران $I_0 - IR = -3.44 + 0.002 R + 3.1 \log(R)$	

جدول ۴-۱۲) برآورد شدت زمین‌لرزه و کاهش شدت زمین‌لرزه برای گسل‌های منطقه.

نام گسل	Ms	فاصله کانونی گسل از شهر گوریه (Km)	مرکالی (I ₀)				مرکالی (I _R)			
			Ambraseys & Melville (1982)	Nowroozi & Mohajeri (1985)	AVERAGE	AVERAGE	Chandra et al, (1979)	Ambraseys & Melville (1982)	AVERAGE	AVERAGE
شاهور	6.2	20.30	8.1	7.7	7.9	VII	6.4	7.3	6.8	VI
سردارآباد	6.7	11.4	8.8	8.6	8.7	VIII	7.7	8.8	8.2	VIII
شوشتر	7.0	26	9.2	9.1	9.2	IX	7.3	8.2	7.8	VII
MGL-1	6.5	21.5	8.6	8.3	8.5	VIII	6.9	7.7	7.3	VII
MGL-2	7.3	28	9.5	9.5	9.5	IX	7.6	8.4	8.0	VIII
MGL-3	7.2	16	9.5	9.4	9.4	IX	8.2	9.1	8.6	VIII
UGC F.	7.1	6.51	9.4	9.4	9.4	IX	8.8	10.3	9.5	VI

با توجه به نتایج بدست آمده از روابط، گسل زیر سطحی (UGC F.)، در درجه دوم خطواره مغناطیسی (MGL-3) و گسل سردار آباد به دلیل نزدیکی به شهر گوریه دارای بیشترین شدت زمین‌لرزه می باشد.

۴-۱۳-۶) روش‌های برآورد بیشینه شتاب گرانش زمین

به منظور طراحی سازه‌ها در برابر زلزله‌ها، ارزیابی میزان حداکثر شتاب زلزله در طول عمر سازه بسیار مهم است. در این پژوهش از روابط زیر استفاده شده است (جدول ۴-۱۳):

جدول ۴-۱۳) روابط موجود برای برآورد بیشینه شتاب افقی گسل‌های منطقه.

اسامی	روابط	توضیحات
Esteva (1970)	$Y=1.08 \text{ Exp}(0.5MS)/(R+25)^{1.32}$	R:فاصله کانونی (Km)
Donovan (1973)	$Y=1.1 \text{ Exp}(0.5MS)/(R+25)^{1.32}$	بر پایه بررسی ۶۷۰ شتاب نگاشت: ۱۰۰: ژاپن، ۲۱: کالیفرنیا)
	$Y=0.42 \text{ Exp}(0.66Mb)/(R+25)^{1.32}$	
Campbel (1981) (g)	$Y=0.0159 \text{ Exp}(0.868M)*(R+0.0606 \text{ Exp}(0.7 M))^{−1.09}$	

نتایج محاسبات انجام شده در برآورد میزان بیشینه شتاب افقی گسل‌های منطقه در جدول (۴-۱۴) درج شده است.

جدول (۴-۱۴) برآورد بیشینه شتاب افقی گسل‌های منطقه برای شهر گوریه.

نام گسل	Msmax	فاصله کانونی گسل تا مرکز شهر گوریه (km)	Esteva (1970) (g)	Donovan (1973) (g)	Campbel (1981) (g)	AVERAGE
شاهور	6.2	20.30	0.2	0.2	0.1	0.1
سردارآباد	6.7	11.4	0.3	0.3	0.2	0.3
شوشتر	7.0	26	0.2	0.2	0.1	0.2
MGL-1	6.5	21.5	0.2	0.2	0.1	0.2
MGL-2	7.3	28	0.2	0.3	0.2	0.2
MGL-3	7.2	16	0.3	0.4	0.2	0.3
UGC F.	7.1	6.51	0.4	0.5	0.4	0.4

براساس نتایج بدست آمده، بیشترین شتاب افقی وارد شده بر شهر گوریه از سوی گسل زیرسطحی (UGC F.) به میزان $0.4/g$ و در درجه دوم خطواره MGL-3 و گسل سردارآباد به میزان $0.3/g$ برآورد شده است.

فصل پنجم

نتیجه گیری و پیشنهادات

نتیجه گیری و پیشنهادات

۵-۱) مقدمه

رشته کوه‌های زاگرس به عنوان بخشی از کمربند چین خوردگی آلپ-همالیا، در بخش برخورد سپر یا صفحه عربی با صفحه ایران قرار دارد. در منطقه خوزستان، خلیج فارس و دریای عمان که محدوده دو سپر عربی و ایران می‌باشند، جنبش تکتونیکی منطقه فشارشی می‌باشد. حضور لایه‌های تبخیری هرمز در منطقه زاگرس سبب شده تا اغلب زمین‌لرزه‌ها دوره بازگشت کوتاهی داشته باشند. در اثر جنبش نوزمین‌ساختی زاگرس، دگرشکلی فعلی به صورت هگرایی با روند شمال شرق-جنوب شرق است. عموم زلزله‌های زاگرس چین خورده دارای بزرگی کمتر از ۷ ریشتر هستند و به ندرت بزرگی آن‌ها از این حد بالاتر می‌شود. زلزله‌های زاگرس کم عمق‌اند. هرچند که عمق برخی از زمین‌لرزه‌ها تا حدود ۶۰ کیلومتر است ولی بیشتر آن‌ها در عمقی حدود ۳۰ کیلومتر متمرکزند. اکثر زلزله‌های زاگرس در زیر رسوبات چین خورده ایجاد می‌شوند و زلزله‌های زیر پوسته قاره‌ای تقریباً وجود ندارد.

۵-۲) نتیجه‌گیری

بر اساس تقسیمات زمین‌شناسی رسوبی-ساختاری ایران، استان خوزستان در زون‌های ساختاری زاگرس چین خورده، زاگرس مرتفع و دشت خوزستان واقع شده است. دشت خوزستان به عنوان بخشی از دشت وسیع بین النهرین، جزئی از پلاتفرم عربی می‌باشد. چین خوردگی‌ها در دشت خوزستان به صورت بسیار ملایم است و روند محوری شمالی-جنوبی می‌باشد و همروند چین خوردگی کلی پلاتفرم عربی است و شامل تشکیلات دوران اول تا سوم است. تاکدیس‌های محدوده مطالعاتی شامل تاکدیس‌های شوشتر، گله‌سرخه، سردارآباد و شاهور می‌باشد.

سازندهای رخنمون یافته در منطقه به سن میوسن تا کواترنری شامل، سازند آغاجاری، عضو لهبری، بختیاری می‌باشند. اکثر دشت گوریه را رسوبات کواترنری تشکیل می‌دهد که حاصل آبرفت‌های ناشی از رودخانه‌های بزرگ کارون و دز می‌باشد که در دشت گوریه جریان دارند. این دو رودخانه در دشت گوریه به پیروی از وضعیت تکتونیکی این بخش چندین بار تغییر مسیر داده‌اند. به نحوی که با توجه به

عدم رخنمون سطوح گسلی واضح در دشت، گویا ساختارهای پنهان در منطقه روند این رودخانه‌ها را تحت کنترل خود دارند.

گسل‌ها به عنوان مهمترین چشمه‌های لرزه‌ای زمین، به دلیل فشار بر پوسته زمین شکل می‌گیرند. میزان لرزه‌خیزی زمین تا حدود زیادی از تعداد و میزان فعال بودن گسل‌ها تأثیر می‌پذیرد. ویژگی‌های زمین‌ساخت رشته‌کوه‌های زاگرس و دشت خوزستان سبب فعالیت تعداد زیادی گسل‌ها شده که منشأ لرزش زمین در این منطقه هستند. گسل‌های منطقه شامل گسل‌های شوشتر، سردارآباد و شاهور می‌باشد که در ادامه این گسل‌ها تا شعاع ۴۰ کیلومتری نسبت به گوریه مورد بررسی قرار می‌گیرند.

✓ گسل شاهور با طول تقریبی ۱۵ کیلومتر در فاصله ۲۰ کیلومتری غرب شهر گوریه قرار دارد. موقعیت هندسی این گسل N110/60NE، و دارای سازوکار معکوس می‌باشد.

✓ گسل سردارآباد به طول تقریبی ۳۵ کیلومتر روند گسل سردارآباد N115/65NE است. براساس داده‌های برداشت شده این گسل دارای مکانیسم معکوس بوده که عملکرد آن باعث رانده شدن عضو لهبری بر روی دشت آبرفتی شده است.

✓ گسل شوشتر در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال شرق گوریه واقع شده است. این گسل با روند شمال غرب-جنوب شرق سبب بوجود آمدن تاقدیس شوشتر شده است.

بازدید صحرایی از ناهمواری‌های منطقه در بازه زمانی وقوع فوج لرزه گوریه (اژدری، ۱۳۹۶)، شواهدی از ایجاد دو شکاف طویل به طول تقریبی ۲۰ متر بر روی ارتفاعات تاقدیس و گسل سردارآباد نشان از فعالیت لرزه‌ای این گسل بوده است.

به منظور بررسی شکستگی‌های منطقه، ابتدا شواهد مربوط به ایجاد گسیختگی‌های بعد از ۹ ماه زلزله در منطقه گوریه مورد توجه قرار گرفت. بررسی شکاف‌های بوجود آمده در بازه زمانی وقوع فوج لرزه گوریه در دیوار خانه‌های گوریه و نیز تحلیل رزדיاگرام این شکستگی‌ها، بیانگر روند غالب شمال شرق-جنوب غرب لرزه‌خیزی و در مرتبه بعدی روند لرزه‌خیزی شمال غرب-جنوب شرق است.

براساس تحلیل داده درزه‌ها و شکستگی‌ها بر روی سازند لهری، دو دسته شکستگی سیتماطیک با روند NW-SE مشاهده شده اسن که با داده‌های ساختاری نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز تطابق دارد. تعدادی شکستگی نیز با روند NE-SW برداشت شد که با شکستگی‌های نقشه زمین‌شناسی منطقه همخوانی ندارد.

منطقه گوریه در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی دزفول قرار دارد و دارای عمق پی‌سنگ ۱۶ کیلومتر است. با استفاده از آنالیز فرای (Fry Analysis) به روندهای غالب در الگوی مکانی آن‌ها پی برد. بر این اساس الگوی توزیع مکانی این فوج لرزه‌ها روند NE-SW را نشان می‌دهد.

توزیع زمین‌لرزه‌های دستگاهی با بزرگی‌های متفاوت، به شعاع ۴۰ کیلومتر از شهر گوریه را نشان می‌دهد. رومرکز این زلزله‌ها با روند NE-SW، از کثرت بیشتری برخوردار است. همچنین وقوع زمین‌لرزه‌ها در این منطقه نشان دهنده جنبش نوزمین‌ساختی و فعال بودن این بخش از لحاظ لرزه‌خیزی است. بیشترین عمق کانونی به زمین‌لرزه‌های شرق و جنوب شرق منطقه است و می‌توان گفت لایه‌های لرزه‌زا در این بخش مانند UGC-Fault دارای عمق بیشتری هستند. زلزله‌ها مقادیر a و b به ترتیب ۴/۵۵ و ۰/۷۶ می‌باشد.

برپایه نتایج بدست آمده به دلیل طول بیشتر خطواره‌های مغناطیسی در منطقه (MGL-2، MGL-3 و UGC Fault)، این نوع گسل‌ها دارای توان لرزه‌زایی بیشتری نسبت به دیگر گسل‌های منطقه هستند با توجه به نتایج بدست آمده از روابط، گسل زیر سطحی (UGC F.)، در درجه دوم خطواره مغناطیسی (MGL-3) و گسل سردار آباد به دلیل نزدیکی به شهر گوریه دارای بیشترین شدت زمین لرزه می‌باشد. بررسی موقعیت مکانی رومرکز زمین لرزه‌های رخ داده در بازه زمانی نه ماه فوج لرزه گوریه و اطلاعات خطواره‌های مغناطیسی، زیرسطحی در منطقه گوریه، بیانگر یک ارتباط و همبستگی ظاهری مکانی و عمقی بین آن‌ها می‌باشد، که به نظر می‌رسد موقعیت کانون سطحی چندین زلزله دقیقاً منطبق بر این خطواره‌ها می‌باشد. لازم به ذکر است که بیشترین میزان این ارتباط، بین عمق کانونی زمین لرزه‌ها و گسل زیرسطحی (UGC-FAULT) است که به خوبی می‌توان این نتیجه‌گیری را از طریق فوکال

مکانسیم زمین‌لرزه‌های بدست آمده در شکل (۴-۱۴) نیز مشاهده کرد. در واقع این‌طور می‌توان عنوان کرد که رژیم تنشی حاکم بر منطقه و عملکرد گسل‌های سطحی و خطواره‌های زیرسطحی مانند MGL-3 و گسل پی‌سنگی UGC-FAULT در لرزه‌خیزی منطقه گوریه تأثیر دارند.

میزان ضریب DBE با احتمال وقوع ۶۴٪ برای سازه‌های با عمر مفید ۵۰ سال، ۴/۸ در مقیاس ریشتر و ضریب MCE، با احتمال وقوع ۱۰٪ برای سازه‌های با عمر مفید ۵۰ سال ۶/۱ ریشتر محاسبه گردید. براساس نتایج بدست آمده از روش تعیینی نشان داد که، بیشینه توان لرزه‌ای، ناشی از فعالیت گسل زیرسطحی (MGL-2) با میزان ۷/۳ ریشتر و در درجه دوم MGL-2 و UGC- FAULT به ترتیب میزان ۷/۲ و ۷/۱ ریشتر است.

براساس نتایج بدست آمده، بیشترین شتاب افقی وارد شده بر شهر گوریه از سوی گسل زیرسطحی (UGC F.) به میزان ۰/۴ g و در درجه دوم خطواره MGL-3 و گسل سردارآباد به میزان ۰/۳ g برآورد شده است.

۵-۳) پیشنهادات

- استحکام سازی سازه‌ها در بافت‌های قدیمی و فرسوده روستاها و شهرهای منطقه مطالعاتی.
- اثبات وجود گسلش در منطقه گوریه با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک و بررسی دقیق تر مقاطع لرزه‌ای همچنین شناسایی تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی در منطقه.

منابع

- ✓ ارزانی، ع.، ۱۳۸۴، تحلیل ساختاری میدان نفتی اهواز با نگرشی ویژه بر شکستگی‌های آن، پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش تکتونیک، گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۶۲ ص.
- ✓ اژدری، ع.، ۱۳۹۶، (<https://www.irna.ir/news/82767639/>).
- ✓ آراین، م.، هاشمی، ا.، ۱۳۸۷، پهنه‌بندی لرزه زمین‌ساخت زاگرس، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، جلد ۱۸، شماره ۶۹، ص ۶-۷۶.
- ✓ آقائباتی، س.ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ✓ بیت‌اللهی، ع.، ۱۳۹۷، گزارش زمین‌لرزه ۴/۸ مورخه ۱۳۹۷-۱۱-۲۱ ایزه (گلگیر مسجد سلیمان).
- ✓ پورکرمانی، م.، آراین، م.، ۱۳۷۶، سائزمو تکتونیک لرزه زمین‌ساخت. تهران، شرکت مهندسی مشاور دز آب.
- ✓ پیرایه، ب.، ۱۳۹۸، بررسی لرزه زمین‌ساخت شهری منطقه شوشتر و گتوند، پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش تکتونیک، دانشگاه چمران اهواز. ۱۷۴ ص.
- ✓ تقی زاده مهرجردی، ر.، م. زارعیان جهرمی، ش. محمودی، ا. حیدری، ف. سرمیدیان. ۱۳۸۷. بررسی روش‌های درونیابی مکانی جهت تعیین تغییرات مکانی ویژگی‌های کیفی آب‌های زیرزمینی دشت رفسنجان. مجله علوم و مهندسی آبخیزداری، ۲، صفحات ۶۴-۷۲.
- ✓ جابری، م.، ۱۳۸۸، خطواره و ارتباط آن با مخاطرات مورفودینامیکی دامنه‌ها در حوضه آبخیز (RS) آهار با استفاده از تکنیک سنجش از دور، سمینار کوهستان پاک و ایمن، سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران، تهران.

- ✓ جمالی ف.، ۱۳۷۰، نحوه میزان کوتاه شدگی پوسته در جنوب باختری ایران، مجله علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال اول.
- ✓ حسینی، س. م.، ۱۳۹۶، رمزگشایی از الگوی ایجاد فروافتادگی آستانه-فولادمحله (باختر دامغان). پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش تکتونیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۴ ص.
- ✓ دلبری، م. پ. افراسیاب، س. ر. میرعمادی. ۱۳۸۹. تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی-زمانی شوری و عمق آب زیر زمینی (مطالعه موردی: استان مازندران). نشریه آبیاری و زهکشی ایران، ۴، صفحات ۳۷۴-۳۵۹.
- ✓ صحابی، ف.، J. H. Macleod، ۱۹۶۹، نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ملاثانی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ✓ صفری، ح.، چرچی، ع.، ۱۳۸۵، بررسی‌های لرزه زمین ساختی و خطر زمین لرزه در چهار گوشه اهواز، سازمان زمین‌شناسی کشور، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- ✓ صفری، ح.، چرچی، ع.، قبادی، م. ح.، قرشی، م.، ۱۳۸۴، نقشه لرزه زمین‌ساخت چهارگوش اهواز، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ✓ عبداللهی فرد، ا.، ۱۳۸۵، مدل‌های ساختاری جنوب خوزستان با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی، رساله دکتری زمین‌شناسی گرایش تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۷۴ ص.
- ✓ علوی پناه، س. ک.، احسانی، ا. ه.؛ متین فر، ح. م.، رفیعی، ا. ع.، امیری، ر.، ۱۳۸۵، مقایسه محتوای اطلاعاتی باندهای سنجنده‌های TM و ETM⁺ در محیط‌های بیابانی و شهری ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۸، شماره ۵۶، صفحات ۴۷ تا ۶۴.
- ✓ قبادی، م. ح.، چرچی، ع.، (۱۳۸۲)؛ اهمیت گسل‌های امتدادلغز در ارزیابی وضعیت لرزه‌خیزی استان خوزستان. چهارمین کنفرانس بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران.
- ✓ قرشی، آرین، ۱۳۸۹، تکتونیک ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۵۰ ص.

- ✓ محمود پور، ز. مدلسازی گسل‌های پهنه تکتونیکی زاگرس چین‌خورده و فروافتادگی دزفول با استفاده از داده‌های مغناطیس‌سنجی، دورسنجی و داده‌های لرزه‌ای، پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش معدن-اکتشاف، دانشکده معدن و متالوژی دانشگاه یزد، ۲۰۳ ص.
- ✓ مطیعی، ه. (۱۳۷۲)؛ زمین‌شناسی ایران: چین‌شناسی زاگرس؛ طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ✓ مطیعی، ه. (۱۳۷۴)، زمین‌شناسی ایران. زمین‌شناسی نفت زاگرس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ✓ نصرآبادی ا. (۱۳۸۹)، مطالعه ساختار پوسته قاره‌ای فلات ایران بر اساس تحلیل تابع گیرنده و پایش امواج سطحی. رساله دکتری. پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- ✓ هوشمند، ف.، ۱۳۹۸، تحلیل لرزه زمین‌ساخت گسلش محدوده گوریه در جنوب غرب شوشتر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش تکتونیک، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۵۱ ص.
- ✓ نوگل سادات م. ع. ا.، ۱۹۹۳، نقشه تکتونیک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- ✓ Abdollahi Fard, I. Breathen, A., Mokhyari, M., Alavi, s. (2006), Intraction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian-type deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. *Petroleum Geoscience*, vol:12, 347-362.
- ✓ Alavi, M., (2007). "Structural of the Zagros fold thrust belt in Iran", *American of jurnal science*, V. 307.
- ✓ Ambraseys, N. N., Melville, C. P., 1982- "A history of Persian earthquakes." Cambridge Univetsity press, Cambridge.

- ✓ Angelier J., (1994) “ Fault slip analysis and paleostress reconstruction. Continental deformation” Edition by Hancock P. L., pergamon press, P 53-100.

- ✓ Barzegar F., 1992. "Introducing Firuzabad and Nezamabad faults, proc", of 10th geosciences conference, geological survey of Iran, Tehran.

- ✓ Bahroudi A., Talbot C.J., 2003. “The configuration of the basement beneath the Zagros basin”, Journal of Petroleum Geology, 26, 257-282.

- ✓ Berberian, M., and Tchalenko, J., 1976. Earthquakes of Bandar Abbas-Hajiabad region (Zagros, Iran). Geol. Surv. Iran, 39, P. 371-396.

- ✓ Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. Can J Earth Sci 8:210–265.

- ✓ Berberian, M., 1995. Master-Blind-Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. Tectonophysics, 241, 193-224.

- ✓ Busk, H.G. & Mayo, H.T., 1918, Some notes on the geology of the Persian oil fields, jour., insr., pet., tech., v.5, no. 17, p.5-26.

- ✓ Carruba, S., Perotti, C. R., Buonaguro, R., Calabrò, R., Carpi, R., & Naini, M. (2006). Structural pattern of the Zagros fold-and-thrust belt in the Dezful Embayment (SW Iran). Geological Society of America Special Papers, 414, 11-32.

- ✓ Dehghani, G.A. and Makris J., 1983. The Gravitay Field and Crustal Structure of Iran. Geological survey Iran, Report No. 51, 51-68.

- ✓ DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Lett., 21(20), 2191–2194.

- ✓ Falcon, N. (1969), Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range, in Time and Place in Orogeny, Geol. Soc. Spec. Publ., 3, 9 – 22.

- ✓ Falcon, N (1974). Southern Iran: Zagros Mountains. In A. Spencer (Ed.), Mesozoic–Cenozoic orogenic belts (pp. 199–211). Geological society of London, Special publication 4.

- ✓ Favre, G., (1975); Structures in the Zagros Orogenic Belt OSCO, Report No. 1233E52. Kazmin, V. G. et al., (1986b). Volcanic belts as markers of Mesozoic – Cenozoic active margin of Eurasia, Tectonophysics, 123.

- ✓ Fossen H., (2010), ”Structural Geology”, Cambridge University Press, New York, P 463.

- ✓ Ghanadian, M., Faghih, A., Fard, I. A., Kusky, T., & Maleki, M. (2017). On the role of incompetent strata in the structural evolution of the Zagros Fold-Thrust Belt, Dezful Embayment, Iran. Marine and Petroleum Geology, 81, 320-333.

- ✓ Haynes, S. J., and H. MacQuillan (1974), Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran, Geol. Soc. Am. Bull., 85, 739–744.

- ✓ Hessami K, Koyi H, Talbot C (2001), The significance of the strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and Thrust Belt. J Pet Geol 24:5–28.

- ✓ Hessami, K. (2002). Tectonic history and present-day deformation in the Zagros fold-thrust belt, PhD thesis, University of Uppsala, Sweden.

- ✓ Hessami K, Nilforoushan F, Talbot CJ (2006) Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. J Geol Soc 163:143–148.

- ✓ Jackson, J., and D. McKenzie (1984), Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 77, 185–264.
- ✓ Jackson, J.A., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and Caucasus, *J. geophys. Res.*, 97, 12 471–12 479.
- ✓ James, G.A., Wynd, J.G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG bulletin*, 49(12), 2182-2245.
- ✓ Lee, G.M., 1955, Recent earth movement in the middle east, *Geol - Rdsch.* 43-221-6.
- ✓ Leturmy, P., Molinaro, M., & de Lamotte, D. F., 2010. Structure, timing and morphological signature of hidden reverse basement faults in the Fars Arc of the Zagros (Iran). *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1), 121-138.
- ✓ Maggi, A, Jackson, J., Priestley, K. and Baker, C., 2000. “A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern Indian”. *DO earthquakes really occur in the continental mantle*. *Geophys. J. Int.*, 143, 629- 661.
- ✓ Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., & Ghafory-Ashtiani, M. (2005). Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophysical Journal International*, 160(1), 217-226.
- ✓ Mirzaei, N., Gao, M., and Chen, Y. T., 1998, Delineation of potential seismic sources for seismic Zoning of Iran, *Journal of seismology*, Vol. 3, No. 1, pp, 17-30.

- ✓ Molinaro, M., J. C. Guezou, P. Leturmy, S. A. Eshraghi, and D. F. de Lamotte (2004), The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran), *Mar. Pet. Geol.*, 21, 735 – 752.
- ✓ Paul, A. Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J. and Mokhtari, M., 2006. Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 166, 227–237.
- ✓ Pichon, C., R. Ramanamiasata, L. Tarnaud, F. Bayart, A. Hladik, C. M. Hladik and B. Simmen. 2010. Feeding ecology of the crowned sifaka (*Propithecus coronatus*) in a coastal dry forest in northwest Madagascar (SFUM, Antrema). *Lemur News* 15: 42–45.
- ✓ Ramírez- Herrera, M.T., 1998, Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 317–332.
- ✓ Razaghian, GH., Beitollahi, A., Pourkermani, P., Arian, M., (2018), Determining seismotectonic provinces based on seismicity coefficients in Iran, *Journal of Geodynamics*, 40.
- ✓ Sarkarinejad, K, Zafarmand, B., 2017, Tectonic stress and kinematic analyses of the Ghir fault zone, Zagros, Iran. *GEOSCIENCES* 26 (102), 185-196.
- ✓ Sella, G. F., Dixon, T. H., & Mao, A. (2002). A model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 107, 11.1–11.30.
- ✓ Sepehr, M., 2001, The tectonic significance of the Kazerun fault zone, Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, PhD thesis Imperial College, London.
- ✓ Sepehr, M., and J. W. Cosgrove (2004), Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Mar. Pet. Geol.*, 21, 829 – 843.

- ✓ Sepehr, M. & Cosgrove, J. W., 2007- “The role of major fault zones in controlling the geometry and spatial organization of structures in the Zagros Fold–Thrust Belt”. Geological Society, London, Special Publications, 272, 419–436.

- ✓ Shearman, D. J. (1976), The geological evolution of southern Iran: The report of the Iranian Makran expedition, Geogr. J., 142, 393–410.

- ✓ Sherkatia, SH., Letouzey, J., (2004), Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. Marine and Petroleum Geology 21, 535–554.

- ✓ Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196, 17–33.

- ✓ Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, p. 1229-1258.

- ✓ Talebian, M., and Jackson, J., 2002. Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and Implication for the Late Cenozoic Tectonics of the Arabia-Eurasia Collision Zone. Geophysical Journal International, 150, 422-439.

- ✓ Talebian, M. and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophys. J. Int. 156:506–526.

- ✓ Tatar, M., 2001. Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros Central et l’Alborz (Iran), Th`ese de l’Universite de’ Grenoble.

- ✓ Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafory-Ashtiany, M., Chéry, J., 2002. The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. Geophys. Res. Lett. 29 (19).

- ✓ Tavakoli-Shirazi, S., de Lamotte, D. F., Wrobel-Daveau, J. C., & Ringenbach, J. C. (2013). Pre-Permian uplift and diffuse extensional deformation in the High Zagros Belt (Iran): integration in the geodynamic evolution of the Arabian plate. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(7), 2329-2342.

- ✓ Tavakoli, B., Ghafory-Ashtiany, M., 1999, Seismic Hazard Assessment of Iran. *ANNALIDI GEOFISICA*, Vol. 42, No. 6.

- ✓ Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M., Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters* 223, 177-185.

- ✓ Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J. and Masson, F., 2006. Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran), *Geophys. J. Int.*, 167, 1077–1088.

- ✓ Yassaghi A., 2006. "Integration of Landsat imagery interpretation and geomagnetic data on verification of deep-seated transvers fault lineaments in SE Zagros", *International journal of remote sensing*, 27, 4529-4544.

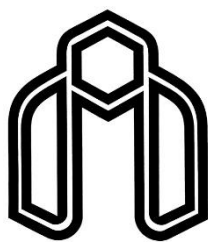
Abstract

Goriyeh region is a city in Shoaibiyeh district of Shushtar city in Khuzestan province. The study area is part of the Zagros fold-thrust belt and in the northern part of the Dezful embayment zone and in the Zagros seismotectonic zone. The anticlines of the study area include the anticlines of Shushtar, Goleh Sorkheh, Sardarabad and Shahour. Examination of fractures in the walls of houses during the period of Goriyeh seismic regression and their residual analysis shows the predominant seismic trend of northeast-southwest and next time the seismic trend of northwest-southeast. The faults of the region include Shushtar, Sardarabad and Shahour faults. The magnetic lineaments of the region include MGL-1, MGL-2 and MGL-3 with NE-SW trend, and the basement fault include UGC-Fault with NW-SE trend and BSF 2 with NE-SW trend.

The maximum focal depth is for earthquakes in the east and southeast of the region, and it can be said that seismic layers in this part, such as UGC-Fault, have more depth. The seismic parameters of a and b value are 4.55 and -0.76, respectively. MCE10% and DBE64% coefficients were calculated for structures with a shelf -life of 50 years, 6.1 and 4.8 Richter, respectively.

The results of estimating the the maximum earthquake magnitudes (M_{max}) for faults in the region by a deterministic method, showed that the M_{max} due to subsurface fault activity (MGL-2) with a magnitude of 7.3 and secondarily MGL-2 and UGC- FAULT is 7.2 and 7.1 Richter, respectively. Based on the results, the Peak ground acceleration (PGA) on the city of Goriyeh by the subsurface fault (UGC F.) is estimated at 0.4 g, and in the second degree, the MGL-3 line and Sardarabad fault at 0.3 g. In fact, it can be said that the stress regime prevailing in the region and the performance of surface faults and subsurface lineaments such as MGL-3 and UGC-FAULT besement fault have an effect on the seismicity of the Gorye region.

Keywords: Goriyeh, Sardarabad anticline, Shushtar, seismicity, Basement fault, Magnetic lineament, Peak ground acceleration (PGA).



**Shahrood University of
Technology
Faculty of of Earth Sciences
Tectonic Group
M.Sc.Thesis in Tectonic**

Structural and seismic events analysis of the Gourieh region and
their relationship with sub-surface structures

Rasool mombeini Salehi

Supervisor:
Dr. R. Ramazani Omali

Advisor:
Dr. A.Charchi

FEBRUARY 2021