





دانشکده علوم زمین

گروه تکتونیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

بررسی لرزه زمین ساخت در ناحیه مورموری استان ایلام

مجتبی قاسمی ملازم

استاد راهنما: رمضان رمضانی اومالی

اردیبهشت ۱۳۹۵

تقدیم به پدر و مادر عزیزم

به پاس تعیر عظیم و انسانی‌شان از کلمه ایثار و از خود گذشتگان به پاس عاطفه سرشار و گرمای
امید بخش وجودشان که در این سردترین روزگاران بهترین پشتیبان است به پاس قلب‌های بزرگشان
که فریادرس است و سرگردانی و ترس در پناهشان به شجاعت می‌گراید و به پاس محبت‌های
بی‌دریغشان که هرگز فروکش نمی‌کند این مجموعه را به پدر و مادر عزیزم تقدیم می‌کنم.

همسرم که نشانه لطف الهی در زندگی من است.

به دو خواهر نازنینم و برادر (حمید جانم) به هم سفران مهربان زندگیم که باهم آغاز کردیم، در کنار هم
آموختیم و به امید هم به آینده چشم می‌دوزیم. قلبم لبریز از عشق به شماست و خوشبختی‌تان منتهای
آرزویم.

قدردانی

ستایش بی‌آلایش یکتا دارائی را سزد که هستی‌ها همه از تابش اوست و پرستش و نیایش بی‌همتا خدائی را زبید که دانا، بینا و توانا و برگشته مه به او و پیدایش از اوست. بخشنده‌ای که در مراحل هستی خواهش استعداد هر ذره را بخشوده و مهربانی که راه بازگشت به‌سوی خود را برای بندگان در گشوده‌بال‌ترین آن راه نمودیست به راه بندگی خود توسط پیغمبران و بهترین نعمتش برگزیدن ماست به پیروی پیغمبر آخرالزمان .

بر خود لازم می‌دانم از محضر استاد محترم، جناب آقای دکتر **رمضان رضانی اومالی** که افتخار شاگردی ایشان را داشته‌ام و در حین انجام پایان‌نامه، همواره از مساعدت‌های علمی ایشان بهره‌مند بوده‌ام، سلامت و سعادت روزافزون ایشان را از درگاه خداوند منان خواستارم. همچنین مراتب امتنان خویش را از جناب آقای دکتر **پرویز امیدی** که با دقت نظر بر بخش‌هایی از این تحقیق مرا یاری نمودند، مراتب تشکر را ابراز نموده و سلامتی و سعادت ایشان را آرزومندم. از استاد گرامی جناب آقای دکتر **علی‌اکبر مومنی** تشکر نموده و به‌روزی و توفیق ایشان را از قادر متعال مسئلت می‌نمایم. از اساتید بزرگوار و گرامی‌ام در گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه صنعتی شاهرود سپاسگزارم.

در اینجا واجب بر خود میدانم از حمایان همیشگی‌ام پدر و مادرم کمال تقدیر و تشکر را به‌جا آورم و این را به زبان‌آورم که اگر حمایت بی‌دریغشان نبود این‌جانب دست به‌جایی نمی‌بردم. همچنین از همسر بزرگوار و برادر و خواهران عزیزم کمال تقدیر و تشکر را به‌آورم.

از دوستانم آقای دکتر عبدالله شمس‌ی و مهندسین رضا رهبر، علی پاشاپور، سعید ازانی جهت راهنمایی نرم‌افزاری این تحقیق تشکر می‌نمایم. و برای تمامی هم دانشکده‌ای‌های محترم آرزوی سلامتی و موفقیت روزافزون دارم. از مردم پاک‌سرشت و خونگرم بخش مورموری و بخش‌دار منطقه جناب آقای هادی زارع و آقا موسی عزیز و همچنین از رئیس محترم کمیته امداد بخش مورموری جناب آقای جوزی نهایت سپاسگزاری را دارم.

چکیده

بخش مورموری در ۶۰ کیلومتری جنوب غربی شهرستان آبدانان قرار دارد. ناحیه مورد مطالعه جهت بررسی لرزه زمین ساخت و ارزیابی خطر گسلش شعاع ۱ درجه جغرافیایی از مرکز بخش مورموری در منطقه زاگرس چین خورده قرار دارد. در این تحقیق داده های لرزه ای و مشخصات گسل های شعاع ۱۱۲ کیلومتری از مرکز بخش مورموری جمع آوری و مورد بررسی قرار دادیم. مطالعات انجام گرفته در منطقه منجر به اندازه گیری طول گسل های منطقه گسل های پیشانی کوهستان، کبیرکوه، بالارود، دزفول، کوه چرخینه و در نهایت گسل های F1, F2, F3, F4 با سازوکار معکوس گردید. در بررسی های صورت گرفته بر روی زمین لرزه های اتفاق افتاده در منطقه، عمق ۱۰-۸ کیلومتری به عنوان لایه لرزه زا در نظر گرفته شد. بررسی لرزه خیزی گسل های فعال بیشترین شتاب ثقل افقی وارده بر شهر (g ۰/۹۶) در اثر فعالیت گسل پیشانی کوهستان در فاصله ۱۰ کیلومتری از بخش مورموری قرار دارد. بررسی شاخص های ریخت زمین ساختی و نوزمین ساختی در گستره نزدیک بخش مورموری، فعالیت تکتونیکی نسبتاً بالایی را در منطقه نشان می دهد. حرکت سازند هرمز به درون شکستگی های بوجود آمده در نتیجه زلزله اصلی در لایه های قرار گرفته در عمق عامل بروز پس لرزه های مکرر در پی رخداد زمین لرزه مورموری شناخته شد. براساس رومرکز داده های لرزه ای منطقه، وجود سه گره لرزه ای شناخته شد. به همین دلیل می توان منطقه را از لحاظ لرزه خیزی فعال دانست.

واژگان کلیدی: لرزه خیزی، گسل پیشانی کوهستان، مورموری، ارزیابی خطر گسلش

لیست مقاله مستخرج شده از پایان نامه

تحلیلی بر پس لرزه های زمین لرزه ۱۳۹۳/۵/۲۷ منطقه مورموری ایلام (۱۳۹۴)، کارگاه آموزشی و سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین. ۳ الی ۵ اسفندماه، تهران.

فصل اول: مقدمه

صفحه

۱-۱- تعریف مسئله	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه	۳
۳-۱- مشخصات زمین‌شناسی منطقه	۴
۴-۱- ضرورت و اهداف تحقیق	۴
۵-۱- روش تحقیق	۵
۵-۱- ۱- مطالعات کتابخانه‌ای	۵
۵-۱- ۲- مطالعات صحرایی	۶
۵-۱- ۳- تحلیل و تلفیق داده‌ها	۶
۵-۱- ۴- نگارش پایان‌نامه	۶
۶-۱- سابقه مطالعات در منطقه و ایران	۶

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

۱-۲- جایگاه ساختاری زاگرس چین‌خورده	۱۳
۲-۲- زمین‌ساخت زاگرس چین‌خورده	۱۳
۳-۲- زمین‌شناسی منطقه چین‌خورده زاگرس	۱۵
۴-۲- سازندهای منطقه مطالعاتی تفصیلی مورموری	۱۶
۴-۲- ۱- سازند سروک	۱۶
۴-۲- ۲- سازند ایلام	۱۷
۴-۲- ۳- سازند گورپی	۱۸
۴-۲- ۴- بخش امام حسن	۱۹
۴-۲- ۵- سازند پابده	۱۹
۴-۲- ۶- سازند آسماری	۲۰
۴-۲- ۷- سازند گچساران	۲۰
۴-۲- ۸- سازند آغاچاری	۲۱
۴-۲- ۹- کنگلومرای بختیاری	۲۳

- ۲۳..... ۲-۵- لرزه زمین-ساخت زاگرس
- ۲۵..... ۲-۵-۱- پهنه‌های لرزه‌خیز در گستره زاگرس
- ۲۵..... ۲-۵-۱-۱- زون لرزه‌خیز بندرعباس- جیرفت
- ۲۶..... ۲-۵-۱-۲- زون لرزه‌خیز گهگم - حاجی‌آباد
- ۲۶..... ۲-۵-۱-۳- جنوب خاوری گسل کازرون
- ۲۶..... ۲-۵-۱-۴- زون لرزه‌خیز صحنه- کنگاور

فصل سوم: مطالعات ساختاری

- ۲۹..... ۳-۱- طبقه بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی
- ۳۰..... ۳-۲- رده‌بندی چین‌ها براساس هندسه
- ۳۲..... ۳-۳- چین خوردگی منطقه مورموری
- ۳۴..... ۳-۳-۱- چین خوردگی شمال منطقه (تاق‌دیس کاسه‌ماست)
- ۳۵..... ۳-۳-۱-۱- ویژگی هندسی تاق‌دیس کاسه‌ماست در مسیر A
- ۳۶..... ۳-۳-۱-۲- ویژگی هندسی تاق‌دیس کاسه‌ماست در مسیر B
- ۴۷..... ۳-۳-۱-۳- ویژگی هندسی تاق‌دیس کاسه‌ماست در مسیر C
- ۳۹..... ۳-۳-۲- چین خوردگی غرب منطقه (تاق‌دیس سیاه‌کوه)
- ۳۹..... ۳-۳-۱-۲- ویژگی هندسی تاق‌دیس سیاه‌کوه
- ۴۱..... ۳-۳-۳- چین خوردگی جنوب غربی منطقه (تاق‌دیس دال‌پری)
- ۴۱..... ۳-۳-۱-۳- ویژگی هندسی تاق‌دیس دال‌پری در مسیر A
- ۴۳..... ۳-۳-۲-۳- ویژگی هندسی تاق‌دیس دال‌پری در مسیر B
- ۴۴..... ۳-۳-۳-۳- ویژگی هندسی تاق‌دیس دال‌پری در مسیر C
- ۴۵..... ۳-۴- گسلها
- ۴۶..... ۳-۴-۱- گسل پیشانی کوهستان
- ۵۱..... ۳-۴-۲- گسل L1
- ۵۳..... ۳-۵- گسل‌های فعال محدوده مورد مطالعه
- ۵۴..... ۳-۵-۱- گسل فرو افتادگی دزفول (DEF)
- ۵۳..... ۳-۵-۲- پهنه گسلی بالارود
- ۵۴..... ۳-۵-۳- گسل کوه چرخینه

فصل چهارم: مطالعات لرزه‌ای

۵۷	۱-۴- بررسی فراوانی زلزله‌ها.....
۵۹	۲-۴- عمق لایه لرزه‌زا در زاگرس.....
۵۹	۳-۴- بررسی عمق زلزله (لایه لرزه‌زا).....
۶۰	۴-۴- روش احتمالی.....
۶۰	۱-۴-۴- زلزله تاریخی.....
۶۱	۲-۴-۴- زمین‌لرزه‌های دستگاهی از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴.....
۶۲	۳-۴-۴- تعیین رابطه مناسب بین بزرگی (Mb,ML,MW) با Ms.....
۶۳	۵-۴-۴- روش گوتنبرگ-ریشتر.....
۶۵	۶-۴-۴- محاسبه دوره بازگشت رویداد زلزله‌ها.....
۶۶	۷-۴-۴- DBE و MCE.....
۶۷	۱-۷-۴-۴- فرمول محاسباتی میزان DBE و MCE.....
۶۸	۸-۴-۴- محاسبه ضریب شتاب افقی.....
۶۹	۵-۴- روش تعیینی.....
۷۰	۱-۵-۴- تشخیص جزئیات چشمه‌های لرزه‌ای.....
۷۲	۲-۵-۴- تخمین بزرگترین زمین‌لرزه.....
۷۲	۱-۲-۵-۴- تخمین بیشینه زمین‌لرزه.....
۷۴	۳-۵-۴- روش‌های برآورد بیشینه شتاب گرانش زمین.....
۷۵	۱-۳-۵-۴- محاسبه بیشینه شتاب افقی وارد بر بخش مورموری.....

فصل پنجم: بررسی دلایل لرزه‌خیزی مکرر

۷۹	۱-۵- تعریف زلزله.....
۷۹	۲-۵- انواع محیط به‌وجود آمدن زلزله.....
۷۹	۱-۲-۵- کمربند حاشیه اقیانوس آرام.....
۷۹	۲-۲-۵- کمربند آلپ هیمالیا.....
۸۰	۳-۲-۵- کمربند پشته میانی اقیانوس اطلس.....
۸۰	۳-۵- پهنه بندی خطر زلزله در ایران.....

- ۵-۳-۱- پهنه خطر لرزه خیزی با شتاب خیلی بالا..... ۸۰
- ۵-۳-۲- پهنه خطر لرزه‌ای با شتاب بالا..... ۸۰
- ۵-۳-۳- پهنه با شتاب متوسط..... ۸۱
- ۵-۳-۴- پهنه با شتاب پایین ۸۱
- ۵-۴- سابقه مطالعه بر روی زلزله و نتایج بدست آمده..... ۸۲
- ۵-۵- زمین لرزه ۱۳۹۳/۵/۲۷ بخش مورموری شهرستان آبدانان..... ۸۵
- ۵-۶- علل زلزله‌های مکرر..... ۸۶
- ۵-۷- ارزیابی خطر گسلش در منطقه..... ۸۹
- ۵-۸- معرفی چشمه‌های لرزه‌زای منطقه..... ۸۹
- ۵-۹- مدل‌های چشمه‌های لرزه‌ای..... ۹۰
- ۵-۱۰- قطعات مختلف گسلی در منطقه..... ۹۱
- ۵-۱۰-۱- روشهای مختلفی برای قطعه‌بندی گسل‌ها..... ۹۱
- ۵-۱۰-۱-۱- قطعه بندی براساس ناپیوستگی هندسی..... ۹۲
- ۵-۱۰-۱-۲- قطعه بندی فعالیت های لرزه ای..... ۹۲
- ۵-۱۱- بررسی فعالیت لرزه‌ای گسلهای منطقه مورموری..... ۹۵

فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

- نتیجه‌گیری..... ۱۰۲
- پیشنهادهات..... ۱۰۴

فصل اول: مقدمه

شکل ۱-۱: راههای ارتباطی بخش مورموری..... ۳

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

شکل ۱-۲: جایگاه زمین‌شناسی ایران در نوار چین خورده آلپ-همالیا..... ۱۲

شکل ۲-۲: تقسیم‌بندی منطقه زاگرس (آقاناتی ۱۳۸۳)..... ۱۴

شکل ۳-۲: ستون چینه‌شناسی منطقه مورموری..... ۱۶

شکل ۴-۲: دور نمایی از سازند سروک..... ۱۷

شکل ۵-۲: دور نمایی از سازند ایلام..... ۱۸

شکل ۶-۲: دورنمای سازندهای گورپی، بخش امام حسن و سازند پابده..... ۱۹

شکل ۷-۲: دورنمای سازند آسماری..... ۲۰

شکل ۸-۲: دورنمایی از سازند گچساران..... ۲۰

شکل ۹-۲: دورنمایی از سازند آغاچاری..... ۲۲

شکل ۱۰-۲: دورنمایی از سازند کنگلومرای بختیاری..... ۲۲

فصل سوم: مطالعات ساختاری

شکل ۱-۳: نامگذاری چین‌ها براساس زاویه بین‌بالی آنها..... ۲۹

شکل ۲-۳: رده‌بندی چین‌ها براساس وضعیت سطح‌محوری و خط لولا..... ۳۰

شکل ۳-۳: انواع چین مرتبط به گسلش (برگرفته از، Jamison ۱۹۷۲)..... ۳۱

شکل ۴-۳: تصویری شماتیک از نحوه چین‌خوردگی در چین‌های خمش گسلی..... ۳۳

شکل ۵-۳: نقشه ساختهای منطقه و موقعیت آنها نسبت به بخش مورموری..... ۳۳

شکل ۶-۳: تصویر صحرایی تاقدیس کاسه ماست..... ۳۴

شکل ۷-۳: تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) تاقدیس کاسه ماست..... ۳۵

شکل ۸-۳: مسیر A تاقدیس کاسه ماست..... ۳۶

شکل ۹-۳: مسیر B تاقدیس کاسه ماست..... ۳۷

شکل ۱۰-۳: مسیر C تاقدیس کاسه ماست..... ۳۸

شکل ۱۱-۳: تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) تاقدیس سیاه‌کوه..... ۳۹

- شکل ۳-۱۲: مسیر A تاقدیس سیاه کوه..... ۴۰
- شکل ۳-۱۳: تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) تاقدیس دال پری..... ۴۱
- شکل ۳-۱۴: مسیر A تاقدیس دال پری..... ۴۲
- شکل ۳-۱۵: مسیر B تاقدیس دال پری..... ۴۴
- شکل ۳-۱۶: مسیر C تاقدیس دال پری..... ۴۵
- شکل ۳-۱۷: روند عمومی گسل پیشانی کوهستان..... ۴۸
- شکل ۳-۱۸: تصویر ماهواره‌ای جابجایی آبراهه..... ۴۹
- شکل ۳-۱۹: تصویر ماهواره‌ای جابجایی آبراهه..... ۴۹
- شکل ۳-۲۰: تصویر صحرایی آبراهه در منطقه مورموری..... ۵۰
- شکل ۳-۲۱: برونزد گسل F1 در منطقه مورموری..... ۵۲
- شکل ۳-۲۲: جابجایی در سازند آسماری توسط گسل F1 در منطقه مورموری..... ۵۲
- شکل ۳-۲۳: موقعیت گسل‌های محدوده مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی..... ۵۴

فصل چهارم مطالعات لرزه‌ای

- شکل ۴-۱: فراوانی زلزله‌های با بزرگی $M_s \geq 4$ ۵۸
- شکل ۴-۲: فراوانی زلزله‌های با بزرگی $M_s < 4$ ۵۹
- شکل ۴-۳: نمودار فراوانی زلزله‌ها در عمق..... ۶۰
- شکل ۴-۴: معادله خط بین بزرگی زلزله و لگاریتم فراوانی زلزله‌ها..... ۶۴
- شکل ۴-۵: نمودار فراوانی و بزرگی زلزله‌ها..... ۶۵
- شکل ۴-۶: اندازه (DBE) و (MCE) برای دوره بازگشت ۱۵ سال..... ۶۷
- شکل ۴-۷: اندازه (DBE) و (MCE) برای دوره بازگشت ۲۵ سال..... ۶۸
- شکل ۴-۸: اندازه (DBE) و (MCE) برای دوره بازگشت ۵۰ سال..... ۶۸
- شکل ۴-۹: مراحل ۴ گانه مطالعات روش تعیینی..... ۷۰
- شکل ۴-۱۰: نقشه گسل‌های منطقه و رومرکز زمین‌لرزه‌های اصلی..... ۷۶

فصل پنجم: بررسی دلایل لرزه‌خیزی مکرر

- شکل ۵-۱: نقشه پهنه بندی خطر لرزه‌ای در ایران..... ۸۱
- شکل ۵-۲: نقشه رو مرکز پس لرزه‌ها و زمین لرزه مورموری..... ۸۷
- شکل ۵-۳: نقشه سازوکار ژرفی ۱۰ زمین‌لرزه..... ۸۷
- شکل ۵-۴: تصویر شماییک شکستگی ایجاد شده در پی سنگ..... ۸۸

- شکل ۵-۵: نقشه رومرکز زلزله‌های منطقه مورموری..... ۹۵
- شکل ۵-۶: نمودار مربوط به فراوانی عمق کانونی زلزله‌ها در سال ۲۰۰۸..... ۹۶
- شکل ۵-۷: نقشه رومرکز زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۰۸ میلادی..... ۹۶
- شکل ۵-۸: نمودار فراوانی زلزله بر حسب عمق..... ۹۷
- شکل ۵-۹: نقشه رومرکز زلزله‌های منطقه مورموری در سال ۲۰۱۲..... ۹۸
- شکل ۵-۱۰: نمودار فراوانی زلزله‌های سال ۲۰۱۴ در منطقه..... ۹۹
- شکل ۵-۱۱: نقشه رومرکز زلزله پس‌لرزه‌های در سال ۲۰۱۴..... ۹۹

فصل سوم: مطالعات ساختاری

جدول ۱-۳: داده‌های برداشت شده در ایستگاه A تاقدیس کاسه‌ماست	۳۶
جدول ۲-۳: داده‌های برداشت شده در ایستگاه B تاقدیس کاسه‌ماست	۳۷
جدول ۳-۳: داده‌های برداشت شده در ایستگاه C تاقدیس کاسه‌ماست	۳۸
جدول ۴-۳: داده‌های برداشت شده در ایستگاه A تاقدیس سیاه‌کوه	۴۰
جدول ۵-۳: داده‌های برداشت شده در مسیر A تاقدیس دالپری	۴۲
جدول ۶-۳: داده‌های برداشت شده در مسیر B تاقدیس دالپری	۴۳
جدول ۷-۳: داده‌های برداشت شده در مسیر C تاقدیس دالپری	۴۵
جدول ۸-۳: روند گسل پیشانی کوهستان در منطقه	۴۸
جدول ۹-۳: مختصات هندسی گسل L1 در ۴ ایستگاه	۵۱

فصل چهارم: مطالعات لرزه‌ای

جدول ۱-۴: روابط میان بزرگی‌های مختلف	۶۲
جدول ۲-۴: بزرگی زلزله - لگاریتم فراوانی زلزله‌ها	۶۴
جدول ۳-۴: محاسبه دوره بازگشت زلزله‌ها	۶۵
جدول ۴-۴: محاسبه درصد احتمال عدم وقوع زلزله	۶۷
جدول ۴-۵: محاسبه ضریب شتاب افقی	۶۹
جدول ۴-۶: محاسبه توان لرزه‌زایی گسل‌های	۷۳
جدول ۴-۷: محاسبه میزان بیشینه شتاب افقی	۷۵

فصل پنجم

جدول ۱-۵: مختصات زمین لرزه ۱۳۹۳/۵/۲۷ منطقه مورموری (موسسات خارجی)	۸۵
جدول ۲-۵: مختصات زمین لرزه ۱۳۹۳/۵/۲۷ منطقه مورموری (سازمان ژئوفیزیک تهران)	۸۶

فصل اول

مقدمه

زمین‌لرزه یکی از فرآیندهای طبیعی کره زمین است که می‌تواند ساختار اقتصادی-سیاسی-فرهنگی-اجتماعی جامعه‌ای را به چالش بکشد. زمین‌لرزه‌آنی از حرکت بزرگ و بسیار پیچیده کوهزایی است. کوهزایی، پیامد حرکت و برخورد ورق‌ها به یکدیگر است که این خود تکاپوی زمین را در راه تکوین نشان می‌دهد و شناخت ناقص تکاپوی تکوینی زمین، بشر را این‌گونه در برابر زلزله آسیب‌پذیر ساخته است. آمارهای موجود نشانگر این حقیقت است که اثرهای زیان‌بار و ویرانگر این پدیده در کشورهای پیشرفته که مشغول بررسی ژرف زمین‌لرزه می‌باشند بسیار کم بوده و در کشورهای درحال توسعه بسیار گسترده و فاجعه‌بار است. بررسی صدمات جانی انسان‌ها به سبب رویدادهای خطرآفرین (زمینی و کیهانی) نشان می‌دهد زمین‌لرزه در بین بلایای طبیعی بیشترین آمار کشتار انسان‌ها و خسارات مالی را داشته است. در یک قرن اخیر تعداد بیش از ۱۰۰۰ زمین‌لرزه در کشورهای مختلف جهان به وقوع پیوسته و در میان پدیده طبیعی شناخته‌شده، میزان قابل‌توجهی از خسارات مالی و کشتار انسانی را به خود اختصاص داده است.

فلات ایران در بخشی از کره زمین جای دارد که از دیدگاه لرزه‌خیزی بسیار فعال است و در طول تاریخ، زمین‌لرزه‌های بزرگ و ویرانگر را به خود دیده است. تجربه نشان داده است که رویداد هر زمین‌لرزه در ایران زمین، سبب کشته شدن انسان‌های زیادی همراه با ویرانی هزاران سازه شده است. بدین ترتیب انجام پژوهش‌های صحرایی و دفتری لرزه‌زمین‌ساختی به‌وسیله پژوهشگران باتجربه برای دوری از اشتباهات سازه‌ای و به کار بردن نتیجه به‌دست‌آمده در طراحی سازه‌های جدید، بسیار مفید خواهد بود.

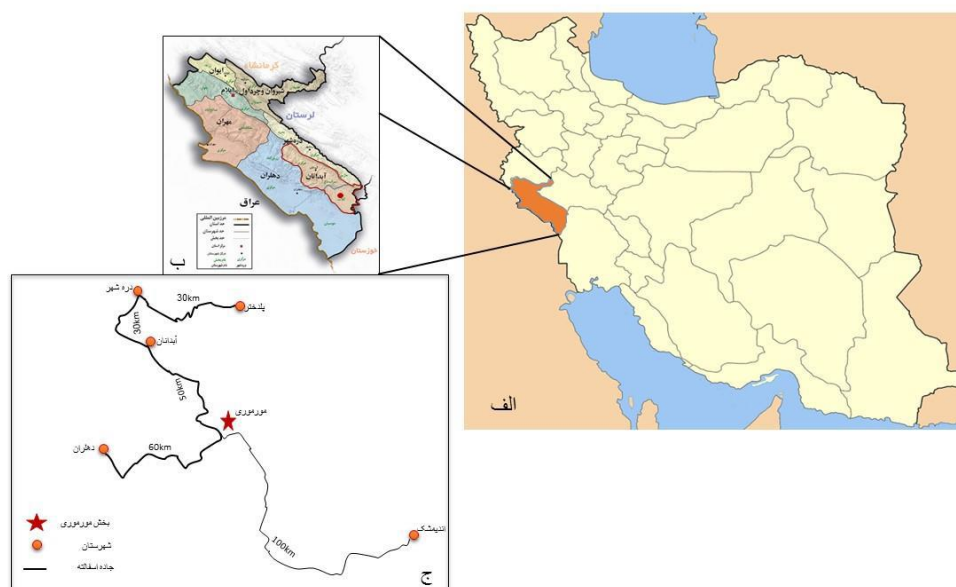
۱-۱- تعریف مسئله

ناحیه مورموری از نظر تقسیمات کشوری در قسمت جنوب‌شرقی استان ایلام و از نظر تقسیمات ساختاری در زون زاگرس چین‌خورده واقع شده است. مرز این شهر از طرف جنوب به گسل‌های پیشانی کوهستان و دشت خوزستان محدود می‌شود، که باعث جدایش زاگرس چین‌خورده از دشت خوزستان می‌شود. از طرف مرزهایی شرقی و شمالی نیز توسط گسل‌های بالارود، کبیرکوه، دزفول

محدود می‌شود. زمین‌لرزه عموماً در نتیجه فعالیت‌های طبیعی و گاهی اوقات در نتیجه فعالیت‌های بشری رخ می‌دهد. اما زمین‌لرزه‌های تکتونیکی که در نقاط مختلف دنیا رخ می‌دهد عموماً در نتیجه فعالیت گسل رخ می‌دهد. در نقشه‌های زمین‌شناسی وجود برخی از گسل‌ها در یک منطقه عنوان نشده است، بنا به دلایل از جمله مدفون در نهشته‌های کواترنری شناسایی و گزارش نشده‌اند اما در آن منطقه شاهد رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ بوده‌ایم مانند: زمین‌لرزه‌های بم و طبس که شاهد عدم رخداد زمین‌لرزه در این مناطق به ترتیب طی حدود ۲۵ و ۱۱ قرن متوالی هستیم. اما در منطقه مورد مطالعه ما شاهد ثبت وقایع زمین‌لرزه‌های فراوان (تاریخی-دستگاهی) در طی قرون گذشته هستیم و می‌تواند دلیلی بر ناپایداری منطقه از نظر لرزه‌خیزی باشد. ارزیابی خطر گسلش و لرزه‌خیزی برای منطقه مورد مطالعه ما بسیار ضروری به نظر می‌رسد، به دلیل قرارگیری بر روی سه میدان نفتی بزرگ و همچنین وجود چند سد بزرگ در منطقه مانند سد کرخه، دز، سیمره که از لحاظ اقتصادی، تجاری و استراتژیکی برای کشور بسیار مهم تلقی می‌شود. برای مطالعه لرزه‌خیزی یک منطقه شناسایی گسل‌ها و معرفی آن‌ها همچنین ارزیابی توان لرزه‌زایی و احتمال رخداد زمین‌لرزه در انجام ارزیابی خطر گسلش ضرورت دارد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

ناحیه مورموری در ۶۰ کیلومتری جنوب غربی شهرستان آبدانان و ۵۷ کیلومتری شرق شهرستان دهلران در استان ایلام واقع شده است. محدوده تقریبی مطالعات صحرایی حفاصل عرض جغرافیایی $32^{\circ}35'$ تا $32^{\circ}50'$ و طول $47^{\circ}30'$ تا $47^{\circ}50'$ می‌باشد. بخش مورموری در نقشه (۱/۱۰۰۰۰۰) دال‌پری تهیه شده توسط شرکت ملی نفت ایران (۱۹۶۷) واقع شده است. محدوده مورد مطالعه به مرکزیت نقطه $32^{\circ}32'$ ، $47^{\circ}67'$ در شعاع ۱۲۰ کیلومتری بخش مورموری قرار دارد. از مناطق جمعیتی مهمی که در محدوده مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی قرار دارد. می‌توان به شهرهای ایلام، مهران، دهلران، دره شهر، آبدانان، دشت عباس، اندیمشک، دزفول، شوشتر، حسینیه، پلدختر، خرم‌آباد، کوه دشت و مورموری اشاره کرد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱: شکل الف: موقعیت جغرافیای منطقه استان ایلام. شکل ب: موقعیت شهرستان آبادان. شکل ج: راههای دسترسی به بخش مورموری.

۳-۱- مشخصات زمین‌شناسی منطقه

واحدهای سنگی رخنمون یافته در این منطقه از قدیم به جدید شامل سروک، ایلام، گورپی و بخش امام حسن، سازند آسماری، گچساران، آغاچاری و رسوبات کواترنری هست. دگربرختی اصلی در گستره پیشنهادی برای مطالعه، چین‌خوردگی و گسلش می‌باشد که چین‌ها عمدتاً به صورت نامتقارن، به صورت تاقدیس و ناودیس (تاقدیس دال‌پری، تاقدیس سیاه‌کوه، تاقدیس کاسه‌ماست) رخنمون دارند. تمامی ساختهای این منطقه همانند اکثر بخشهای زاگرس از روند شمال باختری- جنوب خاوری تبعیت می‌کنند. گسل‌های غالب و طولی این ناحیه، دارای روند شمال باختری- جنوب خاوری با سازوکار فشاری می‌باشند.

۴-۱- ضرورت و اهداف تحقیق

از آنجاکه ایران در کمربند لرزه‌خیز آلپ- هیمالیا قرار دارد از نظر خطر زمین‌لرزه از جمله کشورهای آسیب‌پذیر جهان به شمار می‌رود، پس هرگونه کوشش برای ارزیابی این خطر مغتنم است. همچنین با توجه به موقعیت ویژه تجاری، صنعتی و استراتژیکی منطقه، تحلیل و ارزیابی خطر زمین‌لرزه گسلش برای این شهر ضروری به نظر می‌رسد. هدف عمده‌ای که در این تحقیق به دنبال آن بودیم امکان

کاهش خسارات اقتصادی، تلفات جانی در آینده است که خود با انجام تحلیل خطر زمین‌لرزه و به کار بردن نتایج آن در طراحی سازه‌ها و برنامه‌ریزی‌های شهری آینده محقق می‌شود. در بررسی‌هایی که در منطقه صورت گرفته است نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه‌شده توسط شرکت نفت با مقیاس (۱/۲۵۰۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰) منطقه نامبرده از لحاظ مطالعات چینه‌شناسی و ساختاری به‌طور کامل تشریح شده است. بررسی‌های ساختاری که صورت گرفته است می‌تواند به‌عنوان مطالعات پایه‌ای همچون ارزیابی خطر گسلش، ارزیابی لرزه‌زمین‌ساخت و زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی مورد استفاده قرار داد. اول کار چند سؤال برای ما وجود دارد که امید است در پایان کار بدان دستیابیم که به شرح زیر هست.

۱: گسل مسبب زلزله ۹۳ / ۵ / ۲۷ کدام است؟ سازوکار این گسل چیست؟

۲: علت وقوع پس‌لرزه‌های فراوان چیست؟

۳: آیا علاوه بر تکتونیک فعال ناحیه زاگرس، وجود سری هرمز در این وضعیت می‌تواند نقش داشته باشد؟

۵-۱- روش تحقیق

شیوه تحقیق برای انجام این پایان‌نامه، به‌طور کلی شامل مطالعات کتابخانه‌ای، انجام محاسبات عددی براساس داده‌های لرزه‌ای منتشر شده از سوی مراکز لرزه‌نگاری، مطالعات صحرایی و درنهایت تلفیق و تحلیل داده‌ها و نگارش متن پایان‌نامه می‌باشد.

۵-۱-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

مطالعات کتابخانه‌ای شامل موارد زیر است:

۱: جمع‌آوری مقالات علمی و گزارش‌ها درباره موضوع، روش و پیشینه کار در مناطق مختلف.
۲: گردآوری فهرست زمین‌لرزه‌های اصلی با حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها و درنهایت ارزیابی فرآیند دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های اصلی.

۳: دسته‌بندی مقالاتی که تاکنون در رابطه با منطقه منتشر گردیده است.

۴: تحلیل و تفسیر داده‌ها با نرم‌افزارهای مربوطه.

۵: تلفیق مطالب و بررسی شیوه و نتایج کار سایر محققان و تعمیم آن به منطقه.

۶: تفسیر عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی.

۲-۵-۱- مطالعات صحرایی

مطالعات صحرایی این تحقیق شامل ۱۵ روز کار پیوسته بیابانی بود. در طی این مدت در ایستگاه‌های مشخص برداشت‌هایی صورت گرفت. این اندازه‌گیری‌ها شامل برداشت گسل‌های موجود و خصوصیات چین‌های در منطقه می‌باشد.

۳-۵-۱- تحلیل و تلفیق داده‌ها

پس از جمع‌آوری مطالب مربوطه و برداشت داده‌های لازم از صحرا، به کمک تصاویر ماهواره‌ای، نقشه زمین‌شناسی و نقشه‌ای از گسل‌های منطقه تهیه گردیده است. قابل ذکر است که مطالعات در محدوده یک درجه جغرافیایی صورت گرفته است و نیمی از این محدوده در آن سوی مرز ایران در خاک عراق قرار دارد که هیچ نقشه‌ای از آن موجود نبود و تنها به کمک تصویر ماهواره‌ای مراحل مختلف شناسایی صورت گرفته است. مراحل بعدی کار شامل؛ تفکیک داده‌های ریخت زمین ساختی، نوزمین‌ساختی، توپوگرافی، هندسی و جنبشی در لایه‌های جی‌آی‌اس (GIS) تهیه آمار زمین‌لرزه‌های باستانی و دستگاهی منطقه، محاسبه پارامترهای لرزه زایی گسل‌ها، محاسبه تأثیر حرکت گسل‌ها بر روی شهر مورموری به روش احتمالی و تعیینی بوده است. درنهایت با تلفیق نتایج به دست آمده از هر قسمت نتیجه نهایی اعلام شده است.

۴-۵-۱- نگارش پایان‌نامه

۶-۱- سابقه مطالعات در منطقه و ایران

مطالعاتی که در مورد این ناحیه تاکنون انجام شده است می‌تواند به نقشه‌های زمین‌شناسی که توسط شرکت ملی نفت ایران تهیه شده است شامل، نقشه‌های (۱/۲۵۰۰۰۰) ایلام، اهواز، دهلران، بستان، خرم‌آباد و دزفول اشاره نمود.

نیل فروشان و همکاران (۲۰۰۶)، در منطقه زاگرس چین خورده برای دستیابی به میزان جابجایی و سمت حرکت آن تحقیقی صورت گرفته است. در این مطالعات داده‌های ۳۵ ایستگاه اندازه‌گیری ماهواره‌ای در منطقه زاگرس چین خورده مستقر بودند استفاده شده است. نتیجه به دست آمده توسط سیستم (Gps) جهانی چنین بود، سمت اصلی حرکت صفحه عربی به سمت ایران می‌باشد که عامل تغییر شکل آن مشخص گردید. ایستگاه‌های مستقر شده در جنوب شرق منطقه جابجایی $(2 \pm 22-13)$ میلی‌متر به سمت شمال در سال، میزان جابجایی $(7-5)$ میلی‌متر به سمت شرق را نشان دادند. در شمال غرب کمربند مورب زاگرس $(12-8)$ میلی‌متر به طرف شمال و $(19-14)$ میلی‌متر به سمت غرب می‌باشد. بیشترین میزان کوتاه شدگی در شمال غرب زاگرس رخ می‌دهد.

نیل فروشان و همکاران (۲۰۰۳)، تخمین اولیه از حرکات مشاهده شده نشان می‌دهد که صفحه عربستان با سرعتی $2/5-2/1$ سانتیمتر در سال نسبت به اوراسیا به طرف شمال در حرکت است. با این اوصاف تغییر شکل در ایران به طور همگنی بر روی پهنه فعال تغییر شکلی توزیع یافته است در شرق ایران این کوتاه شدگی بر روی دو بخش، منطقه فرورانش مکران ($1/8$ سانتیمتر در سال) توزیع شده است و به طرف غرب کوتاه شدگی بر روی زاگرس ($0/8$) سانتیمتر در سال توزیع یافته است.

والپرسدرف و همکاران (۲۰۰۶) برای منطقه برخورد دو صفحه عربی و اوراسیا در ناحیه زاگرس در بخش مرکزی کمربند ساده چین خورده-رانده زاگرس تغییر شکل در پوسته به صورت کوتاه شدگی کامل به اندازه ۱۰ میلی‌متر در سال و در شمال باختر زاگرس به صورت ترکیبی از کوتاه شدگی در جهت عمود بر محور چین‌ها $(6-3)$ میلی‌متر در سال و جنبش امتدادلغز راست گرد در امتداد شمال خاور و جنوب باختر $(6-4)$ میلی‌متر در سال می‌باشد. مرز این دو ناحیه شمال باختر زاگرس با جنوب خاور زاگرس کوتاه شدگی کامل توسط گسل کازرون-بrazجان (نزدیک‌ترین کوتاه شدگی امتدادلغز) مشخص می‌شود.

ملکی (۱۳۹۰)، در این تحقیق بیشینه شتاب ممکنه را بر روی سنگ‌بستر منطقه را به روش تعیینی محاسبه کرده است. بیشترین شتاب ممکنه مربوط به گسل‌های محلی می‌باشد و گسل‌های فعال

زاگرس به دلیل فاصله زیادی که نسبت به منطقه دارند از خطر کمتری برخوردار می‌باشند. بیشینه شتاب زلزله برای منطقه برابر با $(0/490g)$ می‌باشد. برای منطقه شتاب برابر با $(0/325g)$ برآورد شد. در ضمن طبق آیین‌نامه ۲۸۰۰ شتاب مبنای طراحی برابر $(0/25g)$ بدست آمد.

زارع و همکاران (۱۳۹۰)، با استفاده از دو روش تعیینی و احتمالی در گستره استان لرستان را مورد بررسی قرار داده‌اند. در این پژوهش بر اساس زلزله‌های رخ داده، اطلاعات گسل‌های لرزه‌زا سازوکار ژرفی محدوده و ساختار زمین‌شناسی، مدل لرزه‌زمین‌ساخت منطقه ارائه شده و چشمه‌های لرزه‌زا معرفی گشته‌اند و با فرض ۴ روابط کاهندگی مورد پردازش قرار دادند و در نهایت بیشینه شتاب افقی مورد انتظار برای ساختگاه شهر خرم‌آباد برای هر قطعه به دست آمده است. با استفاده از این نتایج، نقشه هم‌تراز شتاب افقی بر اساس هر دو رهیافت برای دوره بازگشت ۷۵ و ۴۷۵ سال گستره استان لرستان رسم کرده‌اند. با توجه به فاصله گسل با محدوده شهری، خطرات احتمالی وقوع زلزله، با رومرکز شهر مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در انتها گسل‌های که می‌تواند مسبب زلزله مخرب برای منطقه شوند معرفی شد.

آرین و همکاران (۱۳۷۸)، در این پژوهش پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه را محاسبه کرده‌اند و بر اساس آن منطقه را به ۱۴ قسمت با ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی تقسیم‌بندی کرده‌اند. بر این اساس، ایالت‌های دچار حداکثر نرخ فعالیت لرزه‌ای معرفی شدند و پرخطرترین ایالت از نظر احتمال رخداد زمین‌لرزه معرفی گردید. افزون بر این شش روند لرزه‌های اصلی شمالی- جنوبی نیز در منطقه زاگرس تشخیص داده شد که تنها یکی از آن‌ها (سامانه گسلی قطر - کازرون) با گسیختگی‌های سطحی همراه شده است.

سپهوند و همکاران (۱۳۷۸)، با توجه به نتایج بدست آمده به روش تعیینی استان ایلام جزء مناطق با خطر پایین تا متوسط در نظر گرفته شد. همچنین با توجه به نتایج بدست آمده از روش احتمالی توانستند خطوط هم شتاب را برای دوره بازگشت ۵۰ سال بدست بیاورند. با توجه به شتاب بدست آمده از روش احتمالی برای ۴۷۵ سال میزان شتاب مورد نظر را $(0/1g)$ بدست آورده‌اند.

عیوضی نژاد و همکاران (۲۰۰۸)، منطقه مورد مطالعه بین دو گسل پی‌سنگی جبهه کوهستان در شمال با روند شمال غرب- جنوب شرق و گسل بالارود در غرب با روند شمالی- جنوبی قرار دارد. مطالعات نشان‌دهنده این است که بزرگی زلزله‌ها در منطقه کمتر از ۵ ریشتر بوده و خردلرزه‌ها در سال‌های اخیر در عمق ۲۰ کیلومتری در حال رخداد می‌باشند. پراکندگی زلزله‌ها در منطقه یکسان نبوده بطوریکه در غرب منطقه فراوانی زلزله‌ها بیشتر بوده، و همچنین طبق مطالعات صورت گرفته گسل بالارود را از لحاظ لرزه‌ای غیرفعال تشخیص داده‌اند.

باسره و همکاران (۱۳۹۲)، در این پژوهش با استفاده از داده‌های مختلف از قبیل تصاویر ماهواره‌ای، داده‌های ژئوفیزیک هوایی، نقشه‌های زمین‌شناسی و مشاهدات صحرایی، گسل‌های اصلی و لرزه‌ای منطقه دهلران چهار گسل (F1، F2، F3، F4) شناسایی و توسط سه رابطه مناسب بیشینه بزرگی محتمل برای هر گسل محاسبه و از مقادیر بدست آمده میانگین گرفته شد.

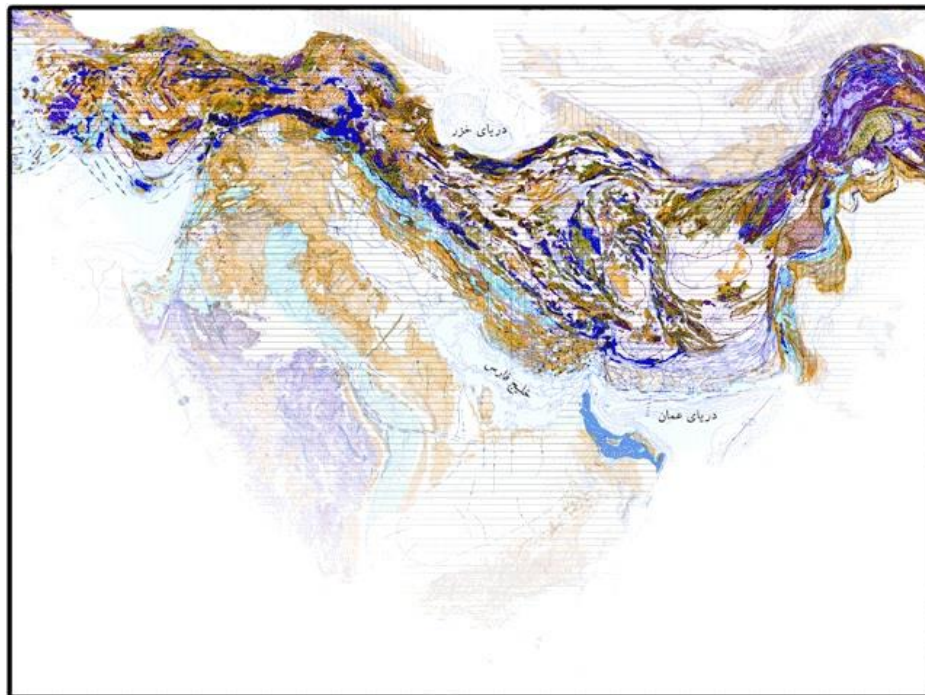
آرین (۱۳۸۹)، بررسی خطر زمین‌لرزه گسلش در گستره چهارگوش کرمان باهدف ارزیابی وضعیت خطر زمین‌لرزه گسل در این منطقه انجام‌شده است. تهیه نقشه‌های پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در گستره چهارگوش با استفاده از نرم‌افزار (Seisrisk III) انجام داده است.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

لیتوسفر زمین از چند صفحه سخت و محکم تشکیل شده است که هریک با سرعت‌های متفاوتی نسبت به یکدیگر و در جهات مختلف در حال حرکت می‌باشد. عموماً این صفحات دارای سه نوع حرکت دورشونده، نزدیک‌شونده و امتدادلغز نسبت به یکدیگر هستند. باوجود چنین شرایطی پوسته زمین تحت تاثیر نیروهای فشارشی و کششی قرار دارند که این تغییرات به‌صورت گسلش و چین‌خوردگی در سطح نمایان می‌شوند.

شکل ۱-۲ جایگاه کشور ایران در نوار کوهزایی آلپ-همالیا نشان می‌دهد. موقعیت تکتونیکی ایران سبب شده است که کشور مایکی از مناطق لرزه‌خیز و پرتحرک جهان به شمار آید. یکی از پارامترهای مهم و اساسی جهت مطالعات لرزه‌زمین‌ساخت بررسی و مطالعه گسل‌های فعال منطقه می‌باشد.



شکل ۱-۲: جایگاه زمین‌شناسی ایران در نوار چین‌خورده آلپ-همالیا.

۲-۱- جایگاه ساختاری زاگرس چین خورده

نخستین بار اشتوکلین (۱۹۶۸)، با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی، ایران را به چند حوضه رسوبی- ساختاری جداگانه تقسیم کرد. این تقسیم‌بندی مبنایی برای کار پژوهشگران بعدی قرار گرفته است. بعدها، با آگاهی‌های بیشتر، حقایق روشن‌تری از ویژگی‌های رسوبی زمین ساختی ایران به دست آمد که ارائه تقسیم‌بندی‌های جامع‌تر منطقه‌ای را ممکن ساخت. می‌توان به کار نبوی (۱۳۵۵)، افتخارنژاد (۱۳۵۹)، اشتامفلی (۱۹۸۷)، بربریان (۱۹۸۱)، نوگل سادات (منتشر نشده)، علوی (۱۹۹۱)، آقاناتی (۱۳۷۹) اشاره کرد.

کمر بند کوهزایی زاگرس به‌عنوان بزرگ‌ترین پهنه ساختاری ایران در اثر برخورد ورق عربی و فلات ایران در ترشیری پسین به‌صورت رشته‌کوه بلندی به طول تقریبی ۱۸۰۰ کیلومتر و بر روی سکوی آرام قاره‌ای عربی تشکیل شده است (اشتوکلین ۱۹۶۸).

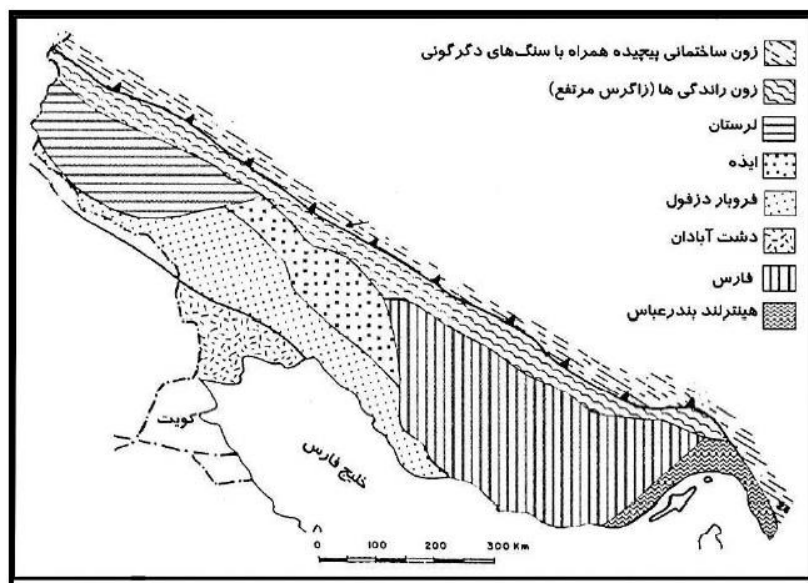
آقاناتی (۱۳۸۳)، منظور از زاگرس چین خورده زمین‌های واقع در جنوب باختری زمین‌درز تتیس جوان است که شامل بلندی‌های باختر و جنوب باختری ایران (زاگرس) است و گستره‌های لرستان، خوزستان و فارس را در بردارد. این کمر بند بخشی از سیستم کمّانی کوهزایی زاگرس است که با خط عمان از سیستم کمّانی مکران جدا می‌شود. ولی، بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، از جمله اشتوکلین (۱۹۶۸)، نبوی (۱۳۵۵)، افتخارنژاد (۱۳۵۹) و بربریان (۱۹۸۱) با استناد به تحولات زمین‌ساختی، ماگماتیسیم- دگرگونی و شرایط رسوبی متفاوت در دو سوی راندگی اصلی زاگرس، مرز شمال خاوری این پهنه را بر راندگی اصلی زاگرس منطبق می‌دانند و به‌سوی جنوب - جنوب باختر، ویژگی‌های زمین‌شناختی زاگرس با اندک تغییراتی در رخساره‌های سنگی و الگوی ساختاری تا خلیج فارس و سکوی عربستان ادامه دارد.

۲-۲- زمین ساخت زاگرس چین خورده

زاگرس چین خورده با پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر بخشی از سپر عربستان می‌باشد. این قسمت از ایران در دوران دوم و سوم زمین‌شناسی در حال فرونشست بوده و لایه‌های رسوبی با ضخامت زیاد در

آن ته‌نشین شده است. در این قسمت از ایران لایه‌های رسوبی متعلق به دوران اول تا اوایل دوران دوم زمین‌شناسی به دلیل یکپارچه بودن صفحه ایران تفاوتی از لحاظ چین‌شناسی با سایر قسمت‌های ایران نداشته است. این قسمت از ایران به دلیل فرونشست مداومی که در نتیجه به وجود آمدن و گسترش تئیس جوان رسوباتی متفاوت از سایر بخش‌های رسوبی ایران ته‌نشین شده است. این نکته نشان می‌دهد که از تریاس میانی به بعد، شرایط رسوبی حاکم بر زاگرس چین‌خورده، نسبت به دیگر مناطق ایران تفاوت داشته است (آقانباتی ۱۳۸۳).

در این منطقه به دلیل الگوی متفاوت ساختاری می‌توان آن را به بخش‌های مختلفی تقسیم کرد. در علم زمین‌شناسی از آن به زیر پهنه یاد می‌شود. هریک از این زیر پهنه‌ها را به دلیل الگوی ساختاری متفاوت از یکدیگر به بخش‌های اشاره‌شده در شکل (۲-۴) که توسط افراد مختلف صورت گرفته است می‌توان تفکیک کرد.



شکل ۲-۲: تقسیم‌بندی منطقه زاگرس (آقانباتی ۱۳۸۳).

در منطقه زاگرس چین‌خورده دو فاز دگرشکلی شناسایی شده است. فاز اول چین‌خوردگی درروند شمال باختری- جنوب‌خاوری و فاز دوم با روند شرقی- غربی زون زاگرس چین‌خورده را تحت تأثیر قرار داده است.

نظریه‌های متفاوتی درباره سازوکار دگرشکلی و زمان رخداد آن‌ها وجود دارد آقانباتی (۱۳۸۳). محققین مختلف بر این باورند که حرکات اصلی مربوط به چین‌خوردگی زاگرس در اواخر میوسن پایانی و یا پلیوسن آغازین، یعنی مدت‌ها پس از یکی شدن مجدد لبه ورق‌های زاگرس و ایران مرکزی صورت گرفته است. ولی شواهد ساختاری و چین‌نگاری گویای آن است که چین‌خوردگی زاگرس، از کرتاسه‌پسین آغاز شده ولی در زمان پلیوسن به بیشترین اندازه خود رسیده است، که فرجام آن کاهش پهنای اولیه زاگرس به اندازه ۲۰ درصد می‌باشد. مطالعات سرعت امواج لرزه‌ای نشان‌دهنده آن است که ضخامت پوسته در جنوب غرب زاگرس در حدود ۴۳ کیلومتر بوده که به طرف شمال شرق افزایش یافته و به حدود ۵۳ کیلومتر می‌رسد (Asudeh 1982).

بررسی‌هایی که بر روی سازوکار حرکتی در زاگرس صورت گرفته است می‌توان چنین تفسیر کرد که زاگرس در حال حاضر نیز تحت روند شمال باختری- جنوب خاوری در حال چین خوردن است. هرساله به میزان ۲۲-۱۳ میلی‌متر در حال حرکت می‌باشد. طبق مطالعات مختلفی که در این زمینه صورت گرفته است نتایج آن به شرح زیر می‌باشد. همگرایی عربستان و ایران مرکزی تنها به ضخیم شدگی غیرعادی پوشش رسوبی انجامیده و از آنجایی که زاگرس در مراحل ابتدایی برخورد قاره‌ای به سر می‌برد هنوز پوسته بلورین فرصت کافی جهت بازسازی ضخامت اولیه خود را نیافته و از ضخامت نسبی کمی برخوردار است. (Hatzfeld et al. 2003).

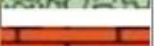
۲-۳- زمین‌شناسی منطقه چین خورده زاگرس

زاگرس چین خورده در جنوب باختری ایران قرار دارد. از سمت جنوب خاور توسط گسل میناب محدود می‌شود. ساختمان زمین‌شناسی آن ساده، ملایم و شامل مجموعه‌ای از رشته تاق‌دیس‌های بزرگ و نزدیک به هم فشرده با سطح محوری قائم و روند شمال باختری- جنوب خاوری می‌باشد (علوی، ۲۰۰۴). از اواخر پرمین و تریاس آغازین سنگ‌شناسی زاگرس با دیگر نقاط ایران تفاوت دارد که نشانگر حوضه‌ای با فرونشینی مداوم و توام با رسوب‌گذاری ممتد می‌باشد. رسوبات دریایی این حوضه ضخامت بالغ بر چند هزار متر، به‌طور همشیب بر روی رسوبات سکوی پالئوزوئیک می‌پوشانند. ضخامت زیاد

رسوبات نمک‌دار کامبرین پیشین در غرب زاگرس کاملاً مشابه رسوبات شرق عربستان و غرب ایران مرکزی است. به‌طور کلی رسوبات ضخیم زاگرس منحصرأ در آخرین مرحله کوهزایی آلپی یعنی زمان پلیوسن-پلئستوسن چین‌خورده است. در منطقه چین‌خورده زاگرس، رسوبات به‌طور هم‌شیب هستند، ولی تغییرات زیاد ضخامت و تنوع جنس آن‌ها از محلی به محل دیگر نشانه نوعی جنبش خشکی‌زایی می‌باشند که نتیجه ناهمواری‌های ملایم در کف حوضه رسوبی است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲-۴- سازندهای منطقه مطالعاتی تفصیلی مورموری

واحدهای سنگی رخنمون یافته در این منطقه از قدیم به جدید شامل سروک، ایلام، گورپی و بخش امام‌حسن، سازند آسماری، گچساران، آغا‌جاری و رسوبات کواترنری می‌باشد.

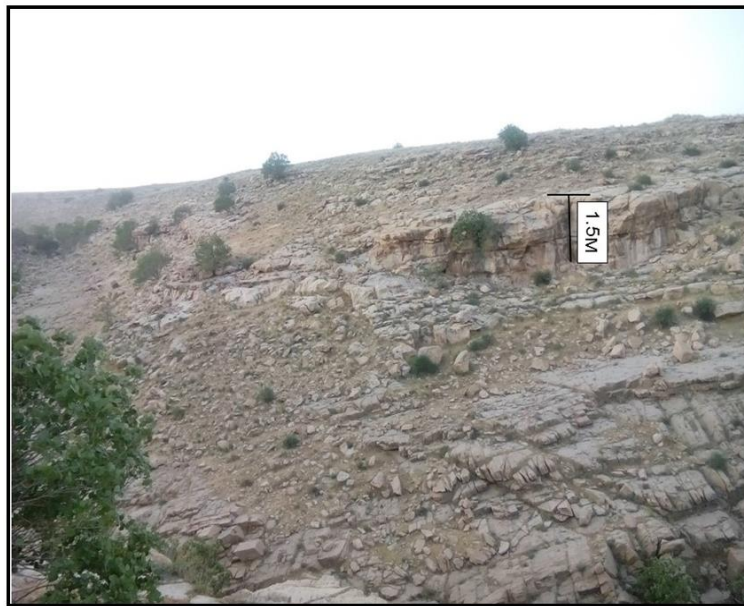
Cenozoic	Quaternary	Q		Quaternary sediments	
		Bk		Bakhtyari Formation	
	Upper Pliocene	Lbm		Lahbari Formation	
		Pliocene	Ag		Aghajari Formation
	Miocene - Oligocene	Gs		Gachsaran Formation	
		As		Asmari Formation	
		Eocene - Paleocene	Pd		Pabdeh Formation
	Pd-Gu			Pabdeh- Gurpi Formation	
	Mesozoic		Upper Cretaceous	Ehm	
		Gu			Gurpi Formation
Il				Ilam Formation	
Sv				Sarvak Formation	

شکل ۲-۳: ستون چین‌شناسی منطقه مورموری برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دال‌پری.

۲-۴-۲- سازند سروک

سازند سروک قدیمی‌ترین سازند دارای رخنمون سطحی منطقه مورموری می‌باشد. براساس مشاهدات صحرایی ضخامت این سازند نزدیک به ۵۰ متر می‌باشد (شکل ۲-۶). به‌طور عمده از سنگ‌های آهکی

تا آهک شیلی و در مواردی آهک دولومیتی تشکیل شده است. سازند سروک دو رخساره متفاوت دارد. در محل بُرش الگو و فارس ساحلی، رخساره‌های کم‌عمق این سازند گسترش دارند. درحالی‌که در ناحیه لرستان، می‌توان رخساره‌های عمیق سازند سروک را دید. مرز پایینی سازند سروک با شیل‌های کژدمی تدریجی و مرز بالایی آن با سازند ایلام ناهمساز فرسایشی و آغشته به ترکیب‌های آهن است. این سازند پس از سنگ‌آهک آسماری مهم‌ترین سنگ مخزن حوضه زاگرس است (افشارحرب، ۱۳۸۰).



شکل ۲-۴: دور نمایی از سازند سروک. محل عکس‌برداری یال جنوب‌غربی تاکدیس کاسه‌ماسه در شمال منطقه بخش مورموری. در این قسمت از سازند ضخامت لایه‌بندی دارای متفاوت و از لایه‌هایی با ضخامت متغیر که به‌طور متناوب بر روی یکدیگر قرار گرفته‌اند تشکیل می‌شود. شیب لایه‌بندی به سمت جنوب‌غربی می‌باشد. (دید به سمت شمال غرب).

۲-۴-۳- سازند آهکی ایلام

سازند ایلام دومین سازند قدیمی منطقه بعد از سازند سروک می‌باشد. سن این سازند را می‌توان به بخش‌هایی از کرتاسه بالایی زاگرس نسبت داد. ضخامت این سازند در منطقه با توجه به شکل (۲-۷) به دلیل قرار گرفتن در دره واقع در یال جنوب‌غربی تاکدیس کاسه‌ماسه نمی‌توان ضخامت آن را مشاهده کرد. وجود قلوه‌های درشت هماتیت در پایه بُرش الگو، نشانگر ناپیوستگی رسوبی است که ممکن است به سازند سروک یا سورگاه و مرز بالایی آن با سازند گورپی همساز است. رخساره‌های

کم عمق سازند ایلام در نواحی فارس و خوزستان، گسترش دارد (آقاباتی، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۵: دور نمایی از سازند ایلام. محل عکس برداری یال جنوب غربی تاقدیس کاسه ماست در منطقه شمال بخش مورموری واقع شده است. در این منطقه به دلیل قرار گرفتن سازند در ناحیه خط الراس تاقدیس کاملاً تکتونیزه شده است و نمی توان ضخامت مشخصی از این سازند را عنوان کرد. شیب لایه بندی به سمت جنوب غربی است (دید عکس برداری به سمت شمال شرقی).

۲-۴-۴- سازند شیلی گورپی

در بیشتر نواحی زاگرس سازند گورپی شامل مارن، شیل های خاکستری مایل به آبی است که میان لایه هایی از سنگ آهک نازک رُسی دارد و به دلیل زود فرسا بودن، سیمای آن فرسوده است. اگرچه مرز زیرین گورپی با سازند ایلام تدریجی دانسته شده، ولی سطح هوازده در این مرز می تواند نشانگر دگرشیبی خفیف باشد. باتوجه به شکل (۲-۸) در لرستان مرز بالایی گورپی با شیل های ارغوانی سازند پابده به صورت دگرشیبی فرسایشی است. سن سازند گورپی، در همه جا همزمان نیست. در نواحی فارس و خوزستان مرز زیرین گورپی، سانتونین و مرز بالایی آن ماستریشتین است. در لرستان، لایه های زیرین به سن کامپانین و لایه های بالایی تا پالئوسن ادامه دارد. سازند گورپی سنگ پوش مخازن نفتی سروک است. این سازند دارای دو عضو آهکی رسمی (امام حسن، سیمره) و یک عضو غیررسمی (آهک منصوری) می باشد (مطیعی، ۱۳۷۲).

۲-۴-۵- بخش امام حسن

۱۱۴ متر سنگ‌آهک رُسی، ستبر لایه، ریزدانه و خاکستری به همراه میان لایه‌های مارن است. به دلیل سختی بیشتر، در درون شیل‌های گورپی به‌صورت برجسته دیده می‌شود. این عضو بیشتر در لرستان و فروافتادگی دزفول مشاهده شده است.

۲-۴-۶- سازند پابده

سازند پابده از مارن، آهک و شیل تشکیل شده و متعلق به دوره‌های کرتاسه بالایی تا پالئوسن می‌باشد و دوران دوم و سوم زمین‌شناسی را تفکیک می‌نماید. برش الگوی واحد سنگی پابده در تنگ پابده در شمال میدان نفتی لالی در مسجد سلیمان به ضخامت ۷۹۸ متر مطالعه شده است. در فارس و خوزستان، سن سازند پابده از پالئوسن تا الیگوسن است. این سازند به‌ویژه در نواحی جنوب شرقی لرستان، خوزستان و نواحی جنوب استان فارس گسترش دارد.



شکل ۲-۶: دورنمای سازندهای گورپی، بخش امام حسن و سازند پابده. در این قسمت از یال تاقدیس کاسه ماست می-توان برونزدهایی از سازندهای مختلف در کنار یکدیگر مشاهده کرد. محل عکس‌برداری ارتفاعات قرارگرفته در دره‌های یال جنوب غربی تاقدیس کاسه ماست. شیب لایه‌بندی به سمت جنوب غرب است (دید عکس‌برداری جنوب شرقی).

۷-۴-۲- سازند آسماری

سازند آسماری با سن الیگوسن - میوسن مهم‌ترین سنگ مخزن نفت در حوضه زاگرس می‌باشد. در محل برش در تنگ گل‌ترش و دامنه جنوب غربی کوه آسماری، این سازند ۳۱۴ متر ضخامت دارد. از نظر سنگ‌شناسی شامل سنگ‌آهک‌های مقاوم به رنگ کرم تا قهوه‌ای می‌باشد (مطیعی، ۱۳۸۳). سازند آسماری در اکثر مناطق زاگرس شامل سنگ‌های کربناته است اما در برخی مناطق دربردارنده ماسه‌سنگ و سنگ‌های تبخیری نیز می‌باشد. این سازند دارای دو بخش ماسه‌سنگ اهواز و رسوبات کلهر می‌باشد. با توجه به شکل (۲-۹) سازند آسماری بدلیل سختی بیشتری که نسبت به سایر سازندهای منطقه دارد، به‌صورت سطوح سخره‌ای رخنمون یافته است.



شکل ۲-۷: دورنمای سازند آسماری. محل عکس‌برداری یال جنوب غربی تاق‌دیس کاسه‌ماست. شیب لایه‌بندی به سمت جنوب غرب است (دید عکس‌برداری جنوب غربی).

۸-۴-۲- سازند گچساران

این سازند قبلاً به نام فارس پائینی و یا سری شیمیایی، تبخیری فارس پائینی و در خلیج فارس به گروه ژپس پائینی نیز مشهور بود. سازند گچساران به‌عنوان سنگ‌پوش میدان‌های نفتی آسماری و

نخستین سازند از گروه فارس است که در مناطق فروافتادگی دزفول - لرستان تا حوضه خلیج فارس گسترش دارد. سن این سازند الیگوسن و شاید به ائوسن برسد. بهترین محل رخنمون سازند گچساران در منطقه مورموری کنار راه ارتباطی مورموری- آبدانان می باشد شکل (۲-۱۰).



شکل ۲-۸: دورنمایی از سازند گچساران. این سازند ارتفاعات پست منطقه را می پوشاند یا به عبارت دیگر مناطق مابین تاقدیس های منطقه قرار گرفته است. بدلیل عدم رخنمون سطح این سازند شیب لایه بندی مشخص نیست. محل عکس برداری کنار جاده ارتباطی آبدانان- مورموری (دید به سمت شمال غرب).

۲-۴-۹- سازند آغا جاری

مطابق شکل (۲-۱۱) سازند آغا جاری از ماسه سنگ های آهک دار قهوه ای- خاکستری، رگه های گچ و مارن قرمز و سیلتستون تشکیل شده است که بر روی آن سازند کنگلومرای بختیاری با دگرشیبی زاویه دار قرار دارد. سازند آغا جاری با مرزی همساز و تدریجی روی سازند گچساران را می پوشاند و مرز بالایی آن سازند بختیاری قرار می گیرد.



شکل ۲-۹: دورنمایی از سازند آغاچاری. این سازند در جنوب غربی بخش مورموری رخنمون دارد. بهترین محل رخنمون این سازند در نزدیکی گسل پیشانی کوهستان قرار دارد.

۲-۴-۱۰- کنگلومرای بختیاری

همان‌گونه که در شکل (۲-۱۲) مشاهده می‌کنید سازند بختیاری از رسوبات آبرفتی و کوهپایه‌ای حاصل از فرسایش ارتفاعات، که بیش‌تر شامل کنگلومرای و ماسه‌سنگ آهکی تشکیل شده است.



۲-۱۰: دورنمایی از سازند کنگلومرای بختیاری. این سازند در نزدیکی جاده ارتباطی دهلران مورموری بهترین رخنمون را دارد. (دید عکس‌برداری به سمت شمال‌شرقی).

۲-۵- لرزه زمین-ساخت زاگرس

نوار چین خورده زاگرس، بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا و یکی از جوان‌ترین و جنباترین بخشهایی می‌باشد که در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از پهنه‌های برخورد قاره‌ای درروی زمین تشکیل داده است. زاگرس چین خورده در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران، در راستای شمال‌خاوری - جنوب‌باختری فشرده می‌شود و با تبعیت از روند فشرده‌گی، فشارهای ناشی از صفحه عربی صرف چین دادن بیشتر این بخش می‌شود. چین‌ها و گسل‌ها این منطقه به تبعیت از روند عمومی زاگرس همان روند شمال باختری - جنوب خاوری دارند.

فلات ایران به منزله بخش وسیعی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا در بین دو پهنه پایدار پرکامبرین عربستان و هرسینین اوراسیا در راستای شمالی- جنوبی قرار گرفته است. همگرایی صفحه عربستان و خرد قاره ایران مرکزی با چین‌خوردگی‌های فراوان و سامانه‌های گسلی همراه است و عارضه‌های زمین‌ساختی شاخصی را به وجود آورده است که نوار چین خورده رانده زاگرس نامیده می‌شود (آقانباتی ۱۳۸۳).

این نوار با طولی حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از کوه‌های تاروس در جنوب شرق ترکیه تا گسل میناب در شرق تنگه هرمز در جنوب ایران امتداد دارد. زاگرس از دیدگاه لرزه‌خیزی بسیار فعال و زلزله‌خیزترین منطقه ایران است. بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های ایران، که توسط شبکه‌های جهانی به ثبت رسیده‌اند، در گستره زاگرس روی داده است (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸).

زاگرس منطقه وسیعی است که به‌طور پیوسته در معرض دگرشکلی فشاری و کوتاه شدگی پی‌سنگ ناشی از برخورد قاره‌های عربستان- اوراسیا قرار گرفته است. در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند NNE-SSW، همگرایی و برخورد قاره‌ای قرار دارد. دگرشکلی‌ها هم‌راستای ساختارها و شکستگی‌های آلپی (NW-SE) و پیش از آلپی، (N-S) هستند. از این‌رو، عملکرد مشترک این دو، بر روی هم، باعث برآیند نو زمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی و در نتیجه لرزه‌خیزی کنونی زاگرس می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳).

بربریان (۱۹۹۴) لرزه‌خیزی زاگرس را نتیجه فعالیت در طول ۲ دسته گسل اصلی می‌داند :

۱: راندگی‌های اصلی طولی (مانند گسل‌های اردل، زاگرس مرتفع (HZF)، پیشانی کوهستان زاگرس (ZMFF)، پیش ژرفای زاگرس (ZFF)، کبیرکوه، بریز، لار و سورمه.

۲: گسل‌های راستالغز عرضی (مانند گسل‌های کازرون، سبز پوشان و سروستان).

عموم زمین‌لرزه‌های زاگرس بزرگی کمتر از ۷ دارند و به‌ندرت بزرگی زمین‌لرزه‌ها از آن بالاتر است. زمین‌لرزه‌های زاگرس کم‌ژرفایند. مقاطع توزیع زمین‌لرزه‌ها در عمق نشان می‌دهد که اگر ژرفای برخی زمین‌لرزه‌ها تا حدود ۶۰ کیلومتر می‌رسد، ولی بیشتر آن‌ها در ژرفای حدود ۳۰ کیلومتر متمرکزند. به‌گونه‌ای که مجموعه کانون‌های زمین‌لرزه به‌تقریب در درون منشوری به درازای حدود ۱۵۰۰، پهنای حدود ۱۵۰ و ژرفای ۶۰ کیلومتر، باروند شمال باختری - جنوب خاوری، قرار دارند. شیب صفحه زیرین منشور حدود ۱۰ تا ۲۰ درجه به‌سوی شمال خاور است. بدین‌سان دیده می‌شود که، بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس در زیر رسوبات چین‌خورده رخ داده و زمین‌لرزه‌های ژرف‌تر و مربوط به زیرپوسته قاره‌ای به تقریب وجود ندارند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

به‌استثناء برخی مناطق، تظاهرات سطحی قابل‌شناسایی برای لرزه‌خیزی زاگرس وجود ندارد. علت این امر را می‌توان در حضور کمپلکس نمکی هرمز جستجو کرد که باعث جدایش پوشش رسوبی رویی از پیوسته فعال - لرزه‌ای زیرین می‌شود. رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی مکرر و نسبتاً پیوسته با بزرگای کوچک تا متوسط در زاگرس نشان‌دهنده پراکندگی این زمین‌لرزه‌ها در سطح کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس می‌باشد. برای گسلش سطحی در زاگرس به یکی از دو عامل، زمین‌لرزه‌های کم‌ژرفا و یا زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیش از ۷ نیاز است (بربریان، ۱۹۷۶). اگرچه همه پهنه زاگرس چین‌خورده، در یک رژیم لرزه زمین‌ساختی پیوسته قرار دارد، ولی مطالعه پراکندگی کانون زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که تمرکز کانون‌ها در همه‌جا یکسان نیست و در بعضی نواحی، ویژگی لرزه‌زمین‌ساختی از اهمیت بیشتری برخوردار است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

محققین بسیاری برای ایران از لحاظ لرزه‌زمین‌ساختی تقسیم‌بندی‌های مختلفی آورده‌اند. بر این اساس

بربریان (۱۹۷۶) نوگل سادات (۱۳۷۲) نیری و همکاران (۱۳۷۲) به ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی منطقه اشاره نموده‌اند. تمام این تقسیم‌بندی‌ها در کلیات مشترک می‌باشند. منطقه مورموری بر این اساس طبق نظر آقایان بربریان و نیری و همکاران در زون لرزه‌زمین‌ساختی خوزستان و طبق نظریه نوگل سادات در استان خوزستان قرار می‌گیرد. بنابراین طبق این تقسیم‌بندی‌ها منطقه مورموری در زون زاگرس در جنوب‌غربی واقع شده است. در این تقسیم‌بندی‌ها یک سری ویژگی برای هر زون تعریف شده است که در اینجا ویژگی زون لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس به شرح زیر می‌باشد.

۱: سازوکار گسلش در این منطقه عموماً معکوس می‌باشد و موازی گسل‌های منطقه زاگرس اتفاق می‌افتند.

۲: عمق گسلش در این منطقه ۸ تا ۱۲ کیلومتری می‌باشد.

۲-۵-۱- پهنه‌های لرزه‌خیز در گستره زاگرس

به باور بربریان با توجه به نقشه لرزه‌زمین‌ساخت ایران گرچه تمام پهنه کمربند چین‌خورده فعال زاگرس لرزه‌خیز است و در یک رژیم لرزه‌ای پیوسته قرار دارد ولی پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها در این گستره نشان می‌دهد که لرزه‌خیزی و تمرکز کانون‌ها در همه جای کمربند زاگرس یکسان نمی‌باشد. در گستره زاگرس چند پهنه لرزه‌خیز عمده وجود دارد که مهم‌ترین پهنه‌های آن عبارت‌اند:

۲-۵-۱-۲- زون لرزه‌خیز بندرعباس - جیرفت: این زون از بندرعباس آغاز می‌شود و تا نزدیکی

جیرفت، در ایران مرکزی، ادامه می‌یابد. در این ناحیه زمین‌لرزه‌ها از نوع متوسط تا ژرف‌اند (۳۴ تا ۱۵۰ کیلومتر) و بزرگی آن‌ها از ۳/۵ تا ۷ در تغییر است. نیاز به یادآوری است که این روند با هیچ‌یک از خطواره‌های سطحی همپوشانی ندارد، ولی ممکن است نشانگر بلندی عمان (Oman High) باشد.

۲-۵-۱-۲- زون لرزه‌خیز گهگم - حاجی‌آباد: این زون از بندرعباس آغاز می‌شود و پس از گذر از

زاگرس چین‌خورده و زاگرس رو رانده در ناحیه حاجی‌آباد به راندگی اصلی زاگرس می‌رسد. ژرفای

لرزه‌خیز با هیچ‌یک از گسل‌های سطحی شناخته‌شده منطبق نیست. شمال خاوری داراب و یا جنوب زمین‌لرزه‌های این زون از نوع متوسط (۳۴ تا ۱۰۰ کیلومتر) و بزرگی آن‌ها از ۳/۵ تا ۶ است. این زون خاوری‌نیریز کانون‌هایی پراکنده در راندگی اصلی زاگرس وجود دارند، ولی از این ناحیه تا شمال خط کازرون، در زاگرس مرتفع، در فاصله سال‌های ۱۹۰۰ تا ۱۹۷۶ هیچ کانون زمین‌لرزه‌ای ثبت‌نشده و لذا این ناحیه را زون نبود لرزه‌ای‌نیریز نامیده‌اند.

۲-۵-۱-۳- زون لرزه‌خیز جنوب خاوری گسل کازرون: چندین زون لرزه‌خیز وجود دارند که عمده‌ترین آن‌ها عبارت‌اند از: لار، بستک، قیر و طاهری. این پهنه‌لرزه‌خیز درواقع یک پهنه اتصالی بین کمربند چین‌خورده فعال زاگرس (بارژیم لرزه‌ای پیوسته) و پهنه مکران (بارژیم لرزه‌ای پراکنده) می‌باشد. در بخش شمال باختری کمربند چین‌خورده فعال زاگرس جنوب خاوری گسل کازرون، زون‌های لرزه‌خیز اصلی عبارت‌اند از: میشان، گچساران و دزفول. منطقه مورموری بر اساس تقسیم‌بندی فوق در پهنه لرزه‌خیزی دزفول قرار گرفته است.

۲-۵-۱-۴- زون لرزه‌خیز صحنه- کنگاور: در محل به هم پیوستن زاگرس رو رانده و ایران مرکزی در بخش شمال باختری زاگرس قرار دارد. در این زون که از پهنه زاگرس رو رانده تا ایران مرکزی ادامه دارد با زمین‌لرزه‌های بزرگ و ویرانگری همراه بوده است. مکانیسم زمین‌لرزه‌ها در این پهنه باریک از زاگرس رو رانده متفاوت از بقیه زمین‌لرزه‌های روی‌داده در کمربند چین‌خورده ساده زاگرس می‌باشد.

فصل سوم

زمین‌شناسی ساختاری منطقه

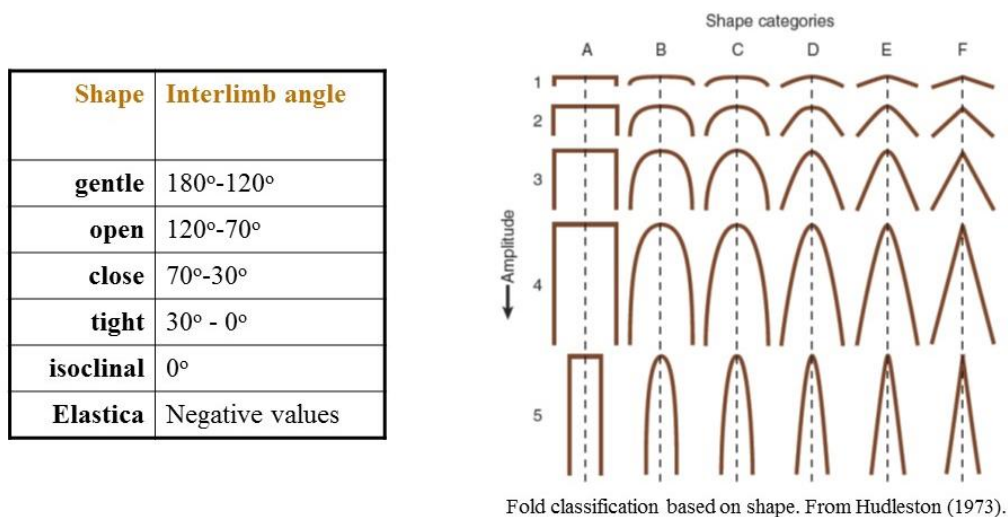
مطالعات ساختاری به این دلیل مورد بررسی قرار می‌گیرد که به توان شناخت کافی از ساختهای یک منطقه بدست آورد. عمدتاً در نتیجه تاثیر فرآیندهای تکتونیکی بر روی سنگ‌کره باعث به وجود آمدن یک سری ساختهایی می‌شود که این ساختها، به ساختهایی تکتونیکی زمین‌شناختی معروف می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه تفصیلی ساختاری ما عمده ساختهای زمین‌شناختی شامل چین‌ها (ناودیس و تاقدیس) و گسل‌ها می‌باشد. راستای عمومی ساختهای منطقه به تبعیت از روند کلی ساختاری زاگرس همان روند شمال باختری-جنوب خاوری می‌باشد. چین‌های مهم شامل تاقدیس دال‌پری، تاقدیس سیاه‌کوه و تاقدیس کاسه‌ماست و گسل‌های منطقه، گسل پیشانی کوهستان و گسل L1 می‌باشد. مطالعات زمین‌ساختی اطلاعات با ارزشی از سیمای ژئوتکتونیکی و دگربرخی‌ها در اختیار محققین قرار می‌دهد. منطقه مورد مطالعه ما از لحاظ تکتونیکی فعال بوده و به همین دلیل می‌توان دید بهتری از نحوه رشد و تکامل ساختهای زمین‌ساختی بدست آورد. در این فصل سعی بر آن است که هر کدام از این چین‌ها، با استفاده از برداشت‌های میدانی، تفسیر این برداشت‌ها، مطالعات آزمایشگاهی و تصاویر ماهواره‌ای به تفصیل مورد بررسی قرار گیرد. در مرحله پیمایشهای صحرایی ابتدا با استفاده از وسایلی مانند کمپاس پارامترهای مختلفی مانند: روند عمومی ساختارها، شیب لایه بندی، روند لایه بندی، زاویه ریک سطوح گسلی را در جهت عمود بر تاقدیسها و موازی راستای کلی گسل‌ها اندازه گیری کرده‌ایم.

چین‌ها: چین‌ها به صورت امواج موجی شکلی هستند که در طول دگرشکلی لایه‌های سنگی، مانند طبقات رسوبی توسعه می‌یابند. وقتی که طبقات سنگی تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی قرار می‌گیرند، با گذشت زمان خمیده و از حالت اولیه خارج شده و چین می‌خورند (Twiss and moores 1992). چین‌ها عمدتاً در سنگهای رسوبی، آذرین، دگرگونی بوجود می‌آید و ابعاد آنها در طبیعت می‌تواند از چند میلی‌متر تا چندین کیلومتر باشد. از مهمترین و برجسته‌ترین ساختارهای سطحی می‌توان چین‌خوردگی‌های را نام برد. روند عمومی و سطح‌محوری آنها همگی هم‌جهت با روند عمومی زاگرس

می‌باشد. چین‌ها پدیده‌های زمین‌شناسی در منطقه می‌باشند که بیشتر از هر پدیده زمین‌شناختی جلب توجه می‌کند. چین‌ها از نظر مطالعات مختلف بسیار مهم و اساسی می‌باشد. در منطقه مورموری عمدتاً ساختارهای زمین‌شناسی به صورت تاقدیس رخنمون یافته‌اند و اگر هم ناودیزی وجود داشته مدفون در زیر رسوبات ناشی از فرسایش بلندیه‌های منطقه قرار گرفته‌اند. این چین خوردگی‌ها عمدتاً در رسوبات دوران سوم زمین‌شناسی صورت گرفته است.

۳-۱- طبقه بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین‌یالی

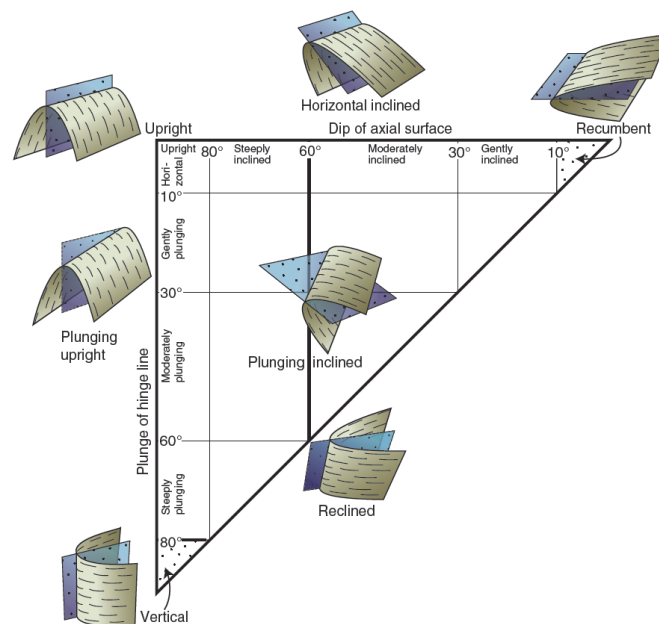
چین‌ها را می‌توان از منظرهای گوناگون طبقه‌بندی کرد. در این بخش از مطالعات طبقه بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین‌یالی (شکل ۳-۱) و در تقسیم‌بندی دیگر براساس شیب سطح محوری و میل لولا (شکل ۳-۲) استفاده شده است. زاویه بین‌یالی عبارت است از زاویه بین دو سطح که از محل خط روگردان بر دوپال متقابل چین منطبق می‌گردند. با کاهش موج چین (در حالی که دامنه چین متناسب با آن کاهش نیابد) یا افزایش دامنه چین (در حالی که طول موج چین متناسب با آن افزایش نیابد) زاویه بین‌یالی کاهش می‌یابد و به عکس (Fluty 1964).



شکل ۳-۱: نامگذاری چین‌ها براساس زاویه بین‌یالی آنها. L زاویه بین‌یالی (Hudleston, 1973).

۲-۳- طبقه بندی چین‌ها براساس هندسه

یکی از روش‌های رده‌بندی چین‌ها براساس وضعیت سطح محوری و خط لولا می‌باشد. در این رده‌بندی اصطلاحات چین ایستاده (Upright folds)، دارای سطح محوری عمودی و خط لولای افقی، چین‌های عمودی (Vertical folds)، دارای سطح محوری و خط لولای عمودی و چین خوابیده (Recumbent folds)، دارای سطح محوری و خط لولای افقی می‌باشد (Fluty 1964).



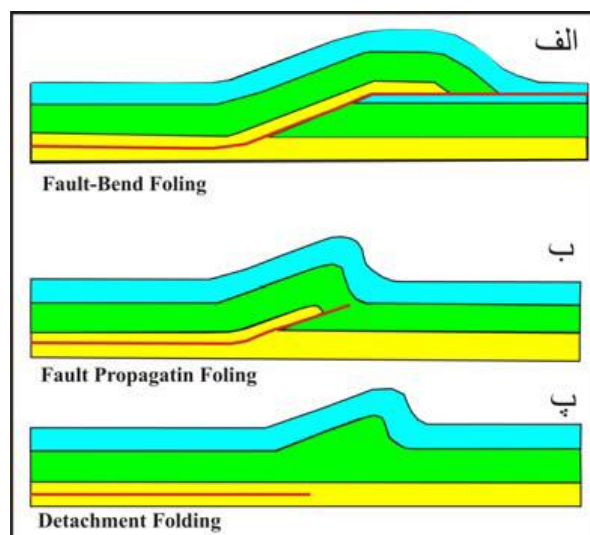
شکل ۲-۳: رده‌بندی چین‌ها براساس وضعیت سطح محوری و خط لولا (Fluty 1964). (برگرفته از کتاب Fossem 2010).

در منطقه مورموری بدلیل موقعیت خاص خود عمدتاً وجود گسل‌های فعال در منطقه باعث به وجود آمدن انواع چین شده است. در منطقه مورد مطالعه می‌توان ۲ نوع از این نوع چین خوردگی مرتبط با گسلش را مشاهده کرد که در توضیحات زیر بدان اشاره می‌شود. ارتباط بین چین خوردگی و گسلش در چین‌راندگی مورد توجه محققین بسیاری بوده است، از این رو تقسیم بندی‌های متنوعی برای این نوع چین خوردگی ارائه شده است (Jamison, 1987 Mitra 2002). به‌طور کلی چین‌های مرتبط با گسلش به سه گروه تقسیم می‌شوند این چین‌ها در اثر جابجایی بر روی یک گسل غیر صفحه‌ای به وجود می‌آیند (Wallace & Homza, 2004).

۱- چین‌های خم گسلی راندگی (Flat) و تخت (Ramp): در این مکانیسم چین‌خوردگی بعد از حرکت لایه‌های قرار گرفته روی فرادیواره با تغییر مکان در قسمت راندگی گسلی (Flat) و رسیدن به قسمت تحت فرادیواره (Ramp) لایه‌های زیرین چین‌خورده می‌شود (شکل ۳-۴). در این سازوکار چین‌خوردگی بعد از چندین فاز چین‌خوردگی بر روی فرادیواره لایه‌های سطحی چین‌نخورده و تغییر ضخامت متحمل نشده‌اند (شکل ۳-۳ الف).

۲- (Fault Propagation Folding) چین‌خوردگی انتشار گسلی جایی که جابجایی به صفر می‌رسد و کرنش (thrust ramp) بوده و معمولاً در بالای بخش کج راندگی‌های فرادیواره توسط چین‌خوردگی توسعه می‌یابند. این چین‌ها به وسیله پیش‌یال پرشیب یا برگشته مشخص می‌شوند در حالی که پس‌یال چین به موازات منطقه فرادیواره است (شکل ۳-۳ ب).

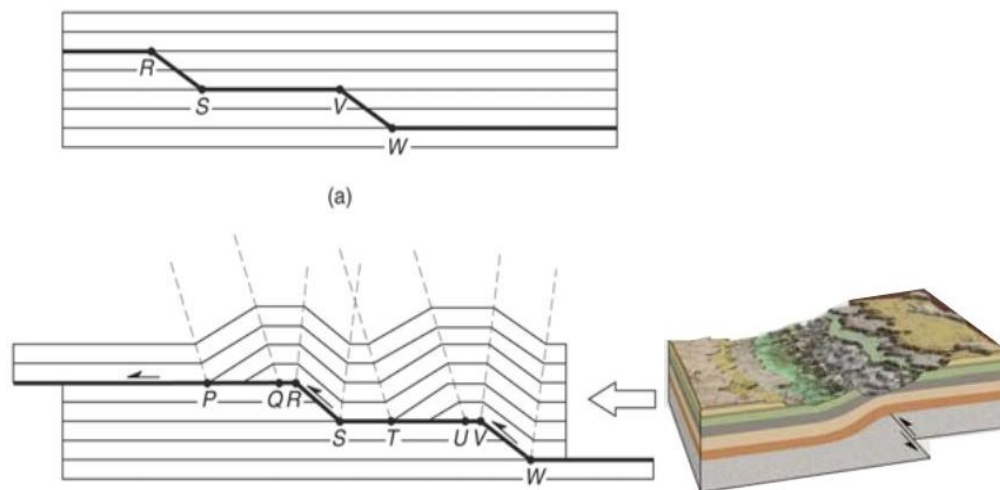
۳- (Detachment Folding): چین‌های جدایشی موازی با لایه‌بندی و یا موازی با بخش جدا شده که در حال رشد است بوجود می‌آیند (شکل ۳-۳ پ) (Jamison, Dahlestrom, 1992).



شکل ۳-۳: انواع چین مرتبط به گسلش (برگرفته از، Jamison ۱۹۷۲)

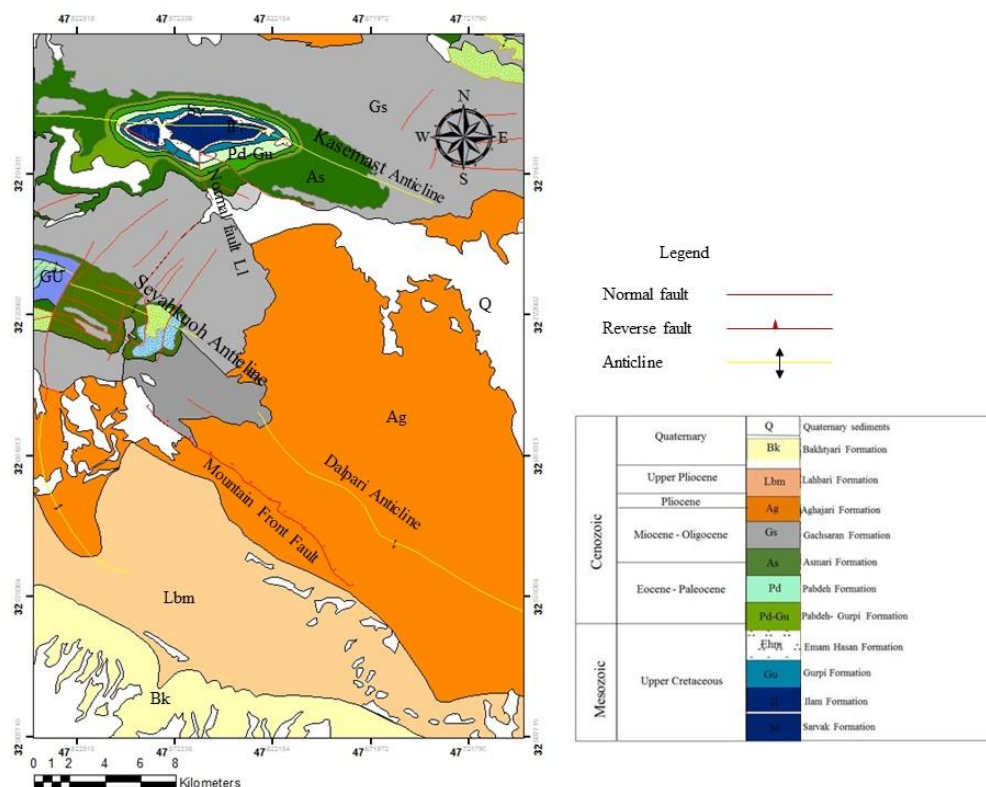
۳-۳- چین خوردگی منطقه مورموری

تاقدیس‌های منطقه با مدل‌های هندسی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. بر این اساس مقدار شیب و موقعیت سطح راندگی، مسیر حرکت و جابه‌جایی صورت گرفته بر روی منطقه گسلی بالارود از طریق مطالعه مشخصات هندسی این تاقدیس‌ها پیش‌بینی شده است. مقایسه طبقه‌بندی تاقدیس کاسه-ماست منطقه با انواع مدل‌های ارائه شده برای تاقدیس‌ها نشان می‌دهد که تاقدیس کاسه‌ماست را می‌توان به‌عنوان نمونه‌ای از چین‌های جدایشی نامتقارن که متأثر از عملکرد منطقه گسلی بالارود است به وجود آمده است. تاقدیس‌های منطقه مورموری را می‌توان به‌عنوان نمونه‌ای از چین‌های جدایشی نامتقارن در نظر گرفت. این احتمال وجود دارد که تاقدیس‌ها در این منطقه در مراحل اولیه و شرایط آغاز تشکیل یک چین جدایشی قرار داشته باشد (حاج علی بیگی ۱۳۹۳). این در حالی است که سازوکار چین‌خوردگی تاقدیس‌های (سیاه‌کوه و دال‌پری) از نوع چین‌خوردگی انتشار گسلی است (زینعلی و همکاران ۱۳۹۱). احتمالاً تغییر سازوکار چین‌خوردگی از چین‌خوردگی جدایشی، در تاقدیس به چین‌خوردگی انتشار گسلی در تاقدیس‌های هم‌جوار را می‌توان به عواملی همچون چگونگی عملکرد راندگی، محل قرار گرفتن تاقدیس در کمربند چین خورده-رانده زاگرس، فاصله تاقدیس نسبت به منطقه گسلی بالارود و قابلیت تبدیل سازوکار چین‌خوردگی سه‌گانه مرتبط با گسلش به یکدیگر، نسبت داد. در بسیاری از مناطق کوتاه شدگی در نتیجه برخورد قاره‌ای منجر به تشکیل تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها در سطح می‌شود. در شکل‌گیری چین می‌توان به چین‌هایی اشاره کرد که در فرادیواره گسل‌ها تشکیل شده‌اند که در این حالت لایه‌های افقی در اثر حرکت روی فرادیواره، متحمل چین‌خوردگی می‌شوند. این فرآیند تشکیل چین‌ها را چین‌خوردگی خمش گسلی (fault-bend folding) نام دارد (سوپه، ۱۹۸۳) (شکل ۳-۴). منطقه مورد مطالعه در ۷ ایستگاه خصوصیات چین‌خوردگی‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. این چین‌خوردگی‌ها در سه قسمت شمال، غرب و جنوب‌غربی منطقه قرار دارد. در ادامه به شرح هر کدام از این سه دسته چین‌خوردگی و طبقه‌بندی از دیدگاه‌های مختلف پرداخته می‌شود.



شکل ۳-۴: تصویری شماتیک از نحوه چین خوردگی در چین‌های خمش گسلی.

شکل (۳-۵) نقشه زمین‌شناسی ساختاری منطقه مورموری می‌باشد. موقعیت هریک از ساختهای زمین‌شناسی نسبت به بخش مورموری در نقشه ترسیم شده است. ایستگاههایی که جهت بررسی سطح رخنمون گسل پیشانی کوهستان در منطقه انتخاب شده است بر روی خطواره گسلی در نقشه آورده شده است.



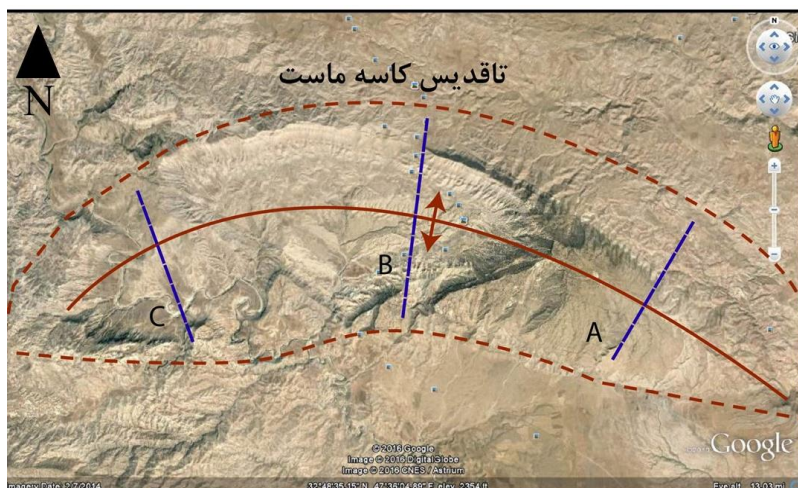
شکل ۳-۵: نقشه ساختهای منطقه مورموری و موقعیت آنها نسبت به بخش مورموری (فایل بزرگتر این نقشه در پیوست قرار گرفته است).

۳-۳-۱- چین خوردگی شمال منطقه (تاقدیس کاسه ماست)

تاقدیس کاسه ماست (Kaseh Mast anticline) یکی از تاقدیس‌های کوچک مقیاس در شمال منطقه مورموی است که در کمربند (چین خورده-رانده زاگرس) واقع شده است. طول این تاقدیس ۲۵ کیلومتر بوده و عرض آن در بیشترین رخنمون به ۷ کیلومتر می‌رسد. این منطقه از دیدگاه زمین‌شناسی در کمربند چین خورده-رانده پیش‌آمدگی زاگرس قرار دارد (Talbot & Alavi, 1996). مطابق تصویر ماهواره‌ای (شکل ۳-۷) و برداشت‌های صحرایی و انجام تجزیه و تحلیل پارامترهای هندسی تاقدیس کاسه ماست نشان می‌دهد که این تاقدیس دارای روند محوری متغیر می‌باشد، یک چین نامتقارن با گرایش سطح محوری به سوی جنوب باختر است. دماغه شرقی تاقدیس در جهت جنوب شرق و دماغه غرب آن به سمت شمال غرب متمایل می‌شود. واحدهای سنگی تشکیل دهنده این چین شامل سازندهای آگاجاری، گچساران آسماری، سروک، پادها، گورپی، بخش امام حسن و ایلام می‌باشد.



شکل ۳-۶: تصویر صحرایی تاقدیس کاسه ماست. کیلومتر ۱۰ مسیر ارتباطی مورموی-آبدانان.



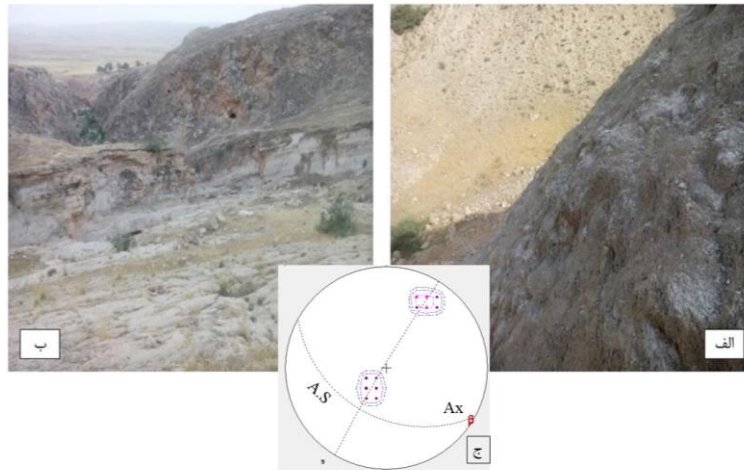
شکل ۳-۷: تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) تاق‌دیس کاسه‌ماست. در این تصویر موقعیت مسیرهای پیمایش صحرایی تعیین شده است.

۳-۱-۱-۳- ویژگی هندسی تاق‌دیس کاسه‌ماست در پیمایش A

پیمایش صحرایی A کلیه ویژگی‌های ساختاری از قبیل امتداد، شیب و جهت شیب عمومی یال‌های چین برداشت شده است. موقعیت جغرافیایی مسیر A از ($N32^{\circ}/46'$ و $E47^{\circ}/49'$) تا ($N32^{\circ}/49'$ و $E47^{\circ}/41'$) قرار دارد. نتایج به‌دست‌آمده به‌منظور تعیین خصوصیات هندسی چین‌خوردگی در تاق‌دیس کاسه‌ماست، در جدول شماره (۳-۱) ارائه گردیده است. بعد از تجزیه و تحلیل داده‌های ساختاری در محیط‌های نرم‌افزاری (openstereo و Georient) مناسب توانستیم براساس داده‌های ساختاری موقعیت میانگین یال شمال‌شرقی ($N51W/19NE$) و موقعیت میانگین یال جنوب‌غربی ($S61E/66SW$) بدست آورده‌ایم. شکل (۳-۸) تصویر صحرایی تهیه‌شده در ایستگاه A از طرفین تاق‌دیس. طبق تقسیم‌بندی فلوتی تاق‌دیس کاسه‌ماست در مسیر پیمایشی A از نظر شیب سطح محوری 50° در کلاس چین‌های (Horizontal-inclined) و با زاویه بین‌یالی 85° در رده‌بندی (open) قرار می‌گیرد.

جدول ۱-۳: داده‌های برداشت‌شده در ایستگاه A تاقدیس کاسه‌ماست

شیب و جهت شیب	امتداد	شیب و جهت شیب	امتداد
۱۸NE	N۵۰W	۶۸SW	S۶۰E
۲۰NE	N۵۵W	۶۳SW	S۶۲E
۱۹NE	N۵۲W	۶۵SW	S۵۸E
۲۱NE	N۵۱W	۶۷SW	S۶۰E
۱۹NE	N۴۹W	۶۶SW	S۶۱E



شکل ۳-۸: الف: یال شمال شرقی تاقدیس کاسه‌ماست دید به سمت جنوب شرقی. در مسیر برداشت اول در یال شمال شرقی تاقدیس که در هر مسیر، برداشت‌ها در ۵ ایستگاه اندازه‌گیری شده است. می‌توان موقعیت آنها را بر روی استریو گرام مشاهده کرد. شکل ب: یال جنوب غربی تاقدیس کاسه‌ماست دید به سمت جنوب غربی، در این مسیر داده‌ها مربوط به شیب و جهت شیب در ۵ ایستگاه اندازه‌گیری شده است. شکل ج: موقعیت هندسی یال‌های چین و موقعیت سطح محوری چین با محل لولا چین و قطب محور یال‌های برداشت‌شده پیمایش می‌باشد.

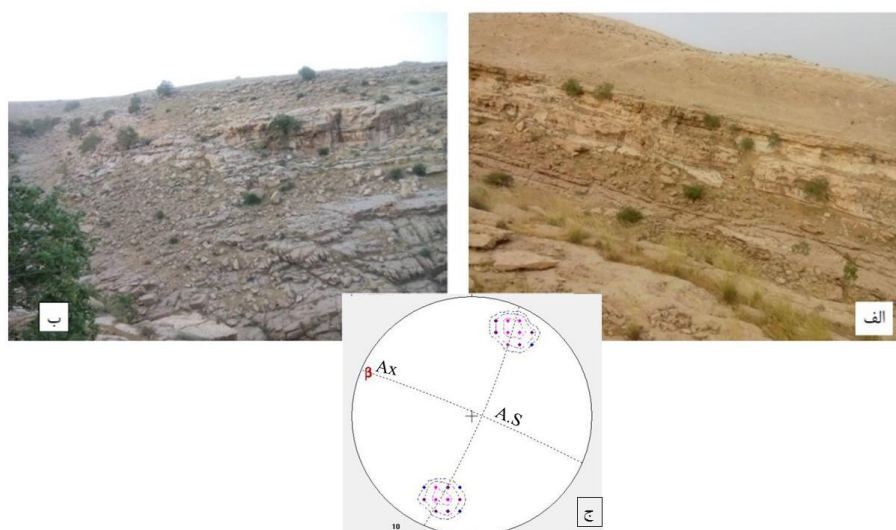
۳-۱-۳-۲- ویژگی هندسی تاقدیس کاسه‌ماست در پیمایش B

در پیمایش صحرایی B نیز کلیه ویژگی‌های ساختاری از قبیل امتداد، شیب و جهت شیب یال‌های چین برداشت‌شده است. موقعیت جغرافیایی مسیر B از (N۴۷°/۳۵' E و N۳۲°/۴۷' E) تا (N۵۰°/۳۲' E و N۴۷°/۳۶' E) قرار دارد. به‌منظور تعیین خصوصیات چین‌خوردگی در تاقدیس کاسه‌ماست مسیر B، در جدول (۳-۲) ارائه گردید است. شکل (۳-۹) تصویر صحرایی تهیه‌شده در ایستگاه B از طرفین تاقدیس. بعد از تجزیه و تحلیل داده‌های ساختاری مناسب توانستیم موقعیت میانگین یال شمال‌شرقی (N۷۳°W/۶۲°NE) و موقعیت میانگین یال جنوب‌غربی (S۶۵°E/۶۷°SW) بدست بیاوریم. در این قسمت از مسیر پیمایش صحرایی روند محور چین مقداری تغییر کرده و روند شمال‌غربی- جنوب شرقی

تاقدیس به روند تقریباً شرقی - غربی درآمده است. احتمالاً تغییر روند محور به روند متغیر فعلی را می‌توان به (NW-SE) تاقدیس از روند عمومی زاگرسی عملکرد منطقه گسلی بالارود با مؤلفه چپ‌گرد نسبت داد (حاج علی بیگی ۱۳۹۳). در تقسیم‌بندی فلوتی از نظر شیب سطح محوری (87°) در کلاس چین‌های (Upright) و با زاویه بین‌یالی (49°) در رده‌بندی بسته (close) قرار می‌گیرد.

جدول ۳-۲: داده‌های برداشت‌شده در ایستگاه B تاقدیس کاسه‌ماست

شیب و جهت شیب	امتداد	شیب و جهت شیب	امتداد
۶۲NE	N۷۰W	۶۸SW	S۶۵E
۶۰NE	N۷۲W	۶۹SW	S۶۷E
۶۳NE	N۶۵W	۷۰SW	S۶۲E
۶۲NE	N۷۳W	۷۱SW	S۶۰۴E
۶۵NE	N۷۰W	۶۸SW	S۶۳E



شکل ۳-۹: الف: یال جنوب غربی تاقدیس کاسه‌ماست در ایستگاه دوم. شکل ب: یال شمال شرقی تاقدیس کاسه‌ماست در ایستگاه دوم. شکل ج: موقعیت هندسی یال‌های چین و موقعیت سطح محوری چین با محل لولا چین و قطب لولا یال‌های برداشت‌شده در ایستگاه دوم می‌باشد.

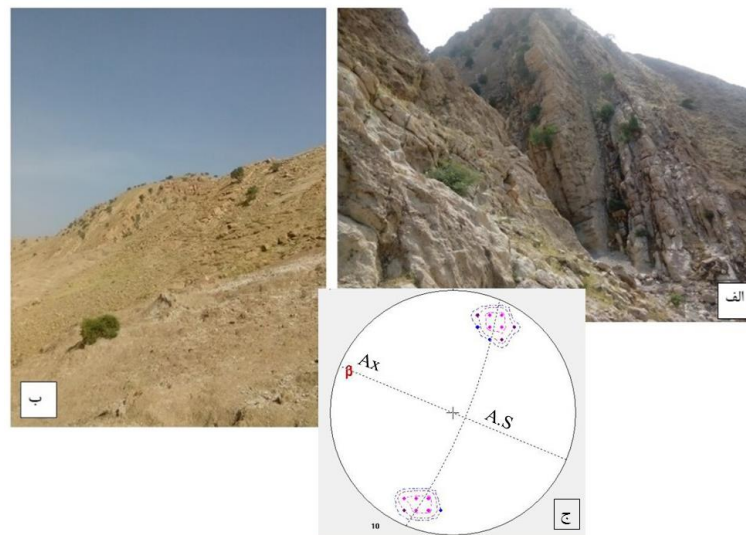
۳-۱-۳-۳- ویژگی هندسی تاقدیس کاسه‌ماست در مسیر C

در مسیر پیمایش صحرایی C کلیه ویژگی‌های ساختاری از قبیل امتداد، شیب و جهت شیب یال‌های چین برداشت‌شده است به‌منظور تعیین خصوصیات چین‌خوردگی در تاقدیس کاسه‌ماست، در جدول (۳-۳) ارائه گردید است. موقعیت جغرافیایی مسیر C از ($32^{\circ}/48'N$ و $47^{\circ}/33'E$) تا ($32^{\circ}/49'N$ و

E $31^{\circ}/47^{\circ}$ قرار دارد. در این ایستگاه روند سطح محوری تاقدیس عوض شده و می توان خمیدگی را در انتهای شمال غربی آن مشاهده کرد. در این ایستگاه می توان نیمرخ از تاقدیس کاسه ماست مشاهده کرد. شکل (۳-۱۰) تصویر صحرایی تهیه شده در ایستگاه C از طرفین تاقدیس و بعد از محاسبه داده های ساختاری توانستیم موقعیت میانگین یال شمال شرقی (N 72° W/ 68° NE) و موقعیت میانگین یال جنوب غربی (S 65° E/ 69° SW) بدست بیاوریم. در تقسیم بندی فلوتی از نظر شیب سطح محوری (88°) در کلاس چین های (Upright) و با زاویه بین یالی (44°) در رده بسته (close) قرار می گیرد.

جدول ۳-۳: داده های برداشت شده در ایستگاه C تاقدیس کاسه ماست

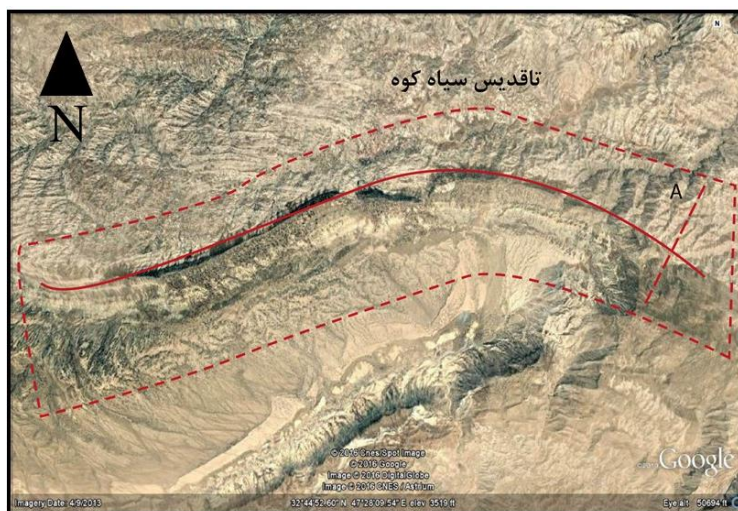
شیب و جهت شیب	امتداد	شیب و جهت شیب	امتداد
N 70° W	۶۸NE	S 63° E	۶۸SW
N 73° W	۶۹NE	S 64° E	۶۳SW
N 69° W	۶۹NE	S 65° E	۶۵SW
N 72° W	۶۸NE	S 64° E	۶۷SW
N 71° W	۷۰NE	S 65° E	۶۶SW



شکل ۳-۱۰: الف: یال جنوب غربی تاقدیس کاسه ماست مسیر C و بهترین رخنمون تاقدیس کاسه ماست. شکل ب: یال شمال شرقی تاقدیس کاسه ماست در مسیر C. در این پیمایش دامنه پایینی تاقدیس دارای لایه های گچی بوده و مشکلاتی را برای برداشت موقعیت هندسی لایه ایجاد می کند. شکل ج: موقعیت هندسی یال های چین و موقعیت سطح محوری چین با محل لولای چین و قطب محور یال های برداشت شده در مسیر C می باشد.

۳-۲-۲- چین خوردگی غرب منطقه (تاقدیس سیاه کوه)

تاقدیس سیاه کوه یکی از تاقدیس‌های شمال منطقه فروافتادگی دزفول و جنوب منطقه لرستان است که در کمربند چین خورده-رانده شده زاگرس قرار دارد (علوی ۲۰۰۷). برداشت‌های صحرایی و تحلیل پارامترهای هندسی تاقدیس و مقایسه آنها با مدل‌های ارائه شده برای انواع چین‌های مرتبط با گسلش، حکایت از آن دارد که تاقدیس سیاه کوه به‌عنوان نمونه‌ای از چین‌های انتشاری گسلی انتقال‌یافته، که دچار برش متأثر از عملکرد منطقه گسلی بالارود شده پیشنهاد کرد (حاج علی بیگی و همکاران ۱۳۹۱). تاقدیس سیاه کوه، تاقدیمی نسبتاً طویل با طول ۴۷,۵ کیلومتر است که عرض آن در بیشترین ۹ کیلومتر و کمترین رخنمون ۳ کیلومتر است. نهشته‌های رسوبی تاقدیس سیاه کوه از قدیم به جدید شامل سازند گرو، سازند ایلام سازند سروک، سازند پابده-گورپی و بخش‌هایی از بخش امام حسن، سازند آسماری، سازند گچساران، بخش‌هایی از بخش لهری و در نهایت کنگلومرای بختیاری می‌باشد.



شکل ۳-۱۱: تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) تاقدیس سیاه کوه. در این تصویر موقعیت مسیرهای پیمایش صحرایی تعیین شده است.

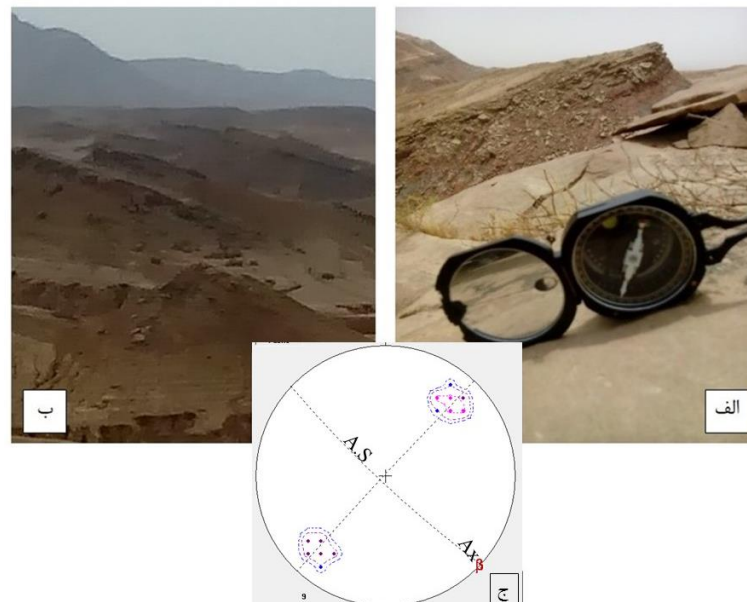
۳-۲-۳- ویژگی هندسی تاقدیس سیاه کوه

در مسیر پیمایش صحرایی تاقدیس کلیه ویژگی‌های ساختاری از قبیل امتداد، شیب و جهت شیب چین برداشت‌شده است. نتایج به‌دست‌آمده به‌منظور تعیین خصوصیات چین‌خوردگی در تاقدیس

سیاه‌کوه، در جدول (۳-۴) ارائه گردید است. موقعیت جغرافیایی مسیر A از $32^{\circ}/44'N$ و E تا $31^{\circ}/47'N$ و $32^{\circ}/45'E$ قرار دارد. شکل (۳-۱۲) تصویر صحرایی تهیه شده در ایستگاه A از طرفین تاقدیس و براساس داده‌های ساختاری موقعیت میانگین یال شمال شرقی ($N58W/66NE$) و موقعیت میانگین یال جنوب غربی ($S47E/68SW$) می‌باشد. در تقسیم‌بندی فلوتی از نظر شیب سطح محوری (86°) در کلاس چین‌های (Upright) و با زاویه بین یالی (46°) در رده بسته (close) قرار می‌گیرد.

جدول ۳-۴ داده‌های برداشت شده در ایستگاه A تاقدیس سیاه‌کوه

شیب و جهت شیب	امتداد	شیب و جهت شیب	امتداد
$70^{\circ} NE$	$N48W$	$60^{\circ} SW$	$S49E$
$68^{\circ} NE$	$N47W$	$63^{\circ} SW$	$S47E$
$60^{\circ} NE$	$N48W$	$65^{\circ} SW$	$S47E$
$67^{\circ} NE$	$N46W$	$67^{\circ} SW$	$S46E$
$66^{\circ} NE$	$N45W$	$66^{\circ} SW$	$S48E$



شکل ۳-۱۲: الف: یال شمال شرقی تاقدیس سیاه‌کوه دید عکس به سمت جنوب شرقی می‌باشد. شکل ب: یال جنوب غربی تاقدیس سیاه‌کوه دید عکس به سمت جنوب شرقی می‌باشد. شکل ج: موقعیت هندسی یال‌های چین و موقعیت سطح محوری چین با محل لولای چین و قطب محور یال‌های برداشت شده می‌باشد.

۳-۳-۳- چین خورده گی جنوب غربی منطقه (تاقدیس دال پری)

این تاقدیس در فروبار دزفول واقع شده است و پهنه گسلی بالارود به صورت یک راندگی پنهان به عنوان بخشی از گسل پیشانی کوهستان این تاقدیس و تاقدیس های همسایه آن را تحت تاثیر عملکرد خود قرار داده است (زینعلی و همکاران ۱۳۹۱). بر پایه بررسی نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل پارامترهای هندسی چین بر روی برش ساختاری عرضی و مقایسه آن با مدل های ارائه شده برای انواع چین های مرتبط با گسلش می توان این تاقدیس را به عنوان یک تاقدیس مرتبط با گسلش از نوع انتشار گسلی پیشنهاد نمود (تاوانی و همکاران، ۲۰۰۶). با توجه به شکل (۳-۱۳) تاقدیس دال پری در جنوب غرب منطقه مورموری در قرار دارد و با تبعیت از روند کلی زون چین خورده زاگرس دارای روند شمال غربی- جنوب شرقی دارد. واحدهای سنگی سطحی تشکیل دهنده این تاقدیس سازند آغا جاری می باشد.



شکل ۳-۱۳ : تصویر ماهواره ای (Google Earth) تاقدیس دال پری. در این تصویر موقعیت مسیرهای پیمایش صحرایی تعیین شده است.

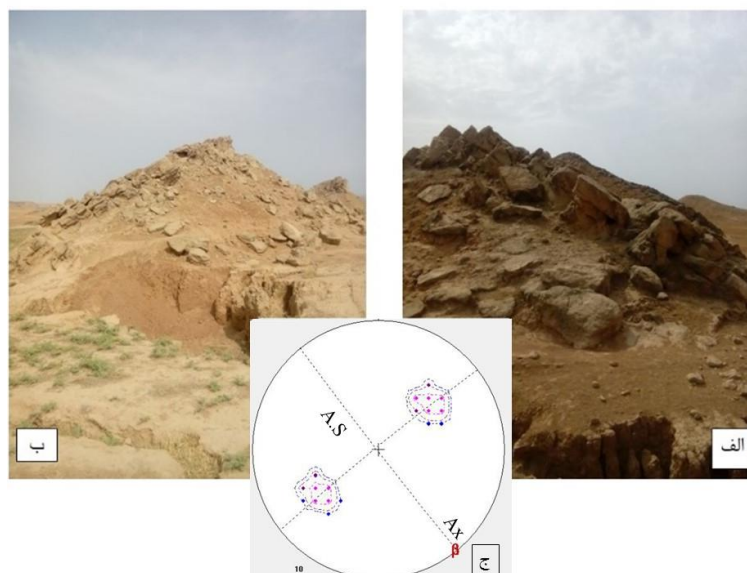
۳-۳-۳-۱- ویژگی هندسی تاقدیس دال پری در مسیر A

پیمایش صحرایی A تاقدیس کلیه ویژگی های ساختاری از قبیل امتداد، شیب و جهت شیب چین برداشت شده است. نتایج به دست آمده به منظور تعیین خصوصیات چین خورده گی در تاقدیس سیاه کوه،

در جدول (۵-۳) ارائه گردیده است. موقعیت جغرافیایی پیمایش A از $32^{\circ}/38'N$ و $47^{\circ}/36'E$ تا $32^{\circ}/40'N$ و $47^{\circ}/41'E$ قرار دارد. شکل (۳-۱۴) تصویر صحرایی تهیه شده در ایستگاه A از طرفین تاقدیس و بر اساس داده‌های ساختاری موقعیت میانگین یال شمال شرقی ($N38W/44NE$) و موقعیت میانگین یال جنوب غربی ($S34E/50SW$) می‌باشد. در این قسمت از تاقدیس دال‌پری خط الراس وجود نداشته و فقط به واسطه تغییر در شیب لایه‌بندی می‌توان طرفین تاقدیس را مشاهده و داده‌های ساختاری آن را برداشت کرد. در تقسیم‌بندی فلوئی از نظر و شیب سطح محوری (88°) در کلاس چین‌های (upright) و با زاویه بین‌یالی (86°) در رده باز قرار می‌گیرد.

جدول ۵-۳: داده‌های برداشت شده در مسیر A تاقدیس دال‌پری

شیب و جهت شیب	امتداد	شیب و جهت شیب	امتداد
۵۰ NE	N۳۴W	۴۶ SW	S۴۰E
۴۹ NE	N۳۶W	۴۴ SW	S۳۸E
۴۸ NE	N۳۷W	۴۷ SW	S۴۲E
۴۷ NE	N۳۸W	۴۸ SW	S۴۱E
۵۰ NE	N۳۷W	۴۵ SW	S۴۰E



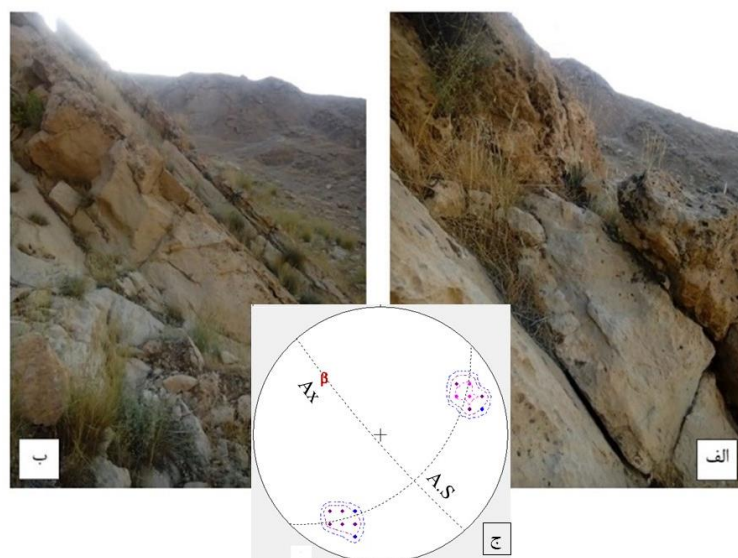
شکل ۳-۱۴: الف: یال جنوب غربی تاقدیس دال‌پری در مسیر A. دید عکس به سمت جنوب شرقی. شکل ب: یال شمال شرقی تاقدیس دال‌پری دید عکس در این قسمت به سمت شمال غربی می‌باشد. شکل ج: موقعیت هندسی یال‌های چین و موقعیت سطح لولای چین با محل محور چین و قطب محور یال‌های برداشت شده در مسیر A می‌باشد.

۳-۳-۲- ویژگی هندسی تاقدیس دال‌پری در مسیر B

پیمایش صحرایی B تاقدیس کلیه ویژگی‌های ساختاری از قبیل امتداد، شیب و جهت شیب چین برداشت شده است. نتایج به دست آمده به منظور تعیین خصوصیات چین خوردگی در تاقدیس دال‌پری، در جدول (۳-۶) ارائه گردیده است. موقعیت جغرافیایی مسیر B از $32^{\circ}/35'N$ و $47^{\circ}/40'E$ تا $32^{\circ}/37'N$ و $47^{\circ}/43'E$ قرار دارد. شکل (۳-۱۵) تصویر صحرایی تهیه شده در ایستگاه B از طرفین تاقدیس و بر اساس داده‌های ساختاری موقعیت میانگین یال شمال شرقی ($N33W/67NE$) و موقعیت میانگین یال جنوب غربی ($S67E/67SW$) بدست آورده ایم. در این قسمت از تاقدیس لایه بندی‌ها منظم‌تر از قسمت قبلی بوده و با آسانی می‌توان طرفین تاقدیس را تشخیص داد. در تقسیم‌بندی فلوتی از نظر شیب سطح محوری (86°) در کلاس چین‌های (upright) و با زاویه بین یالی (63°) در رده بسته (close) قرار می‌گیرد.

جدول ۳-۶: داده‌های برداشت شده در مسیر B تاقدیس دال‌پری

شیب و جهت شیب	امتداد	شیب و جهت شیب	امتداد
۵۵NE	N۷۰W	۶۳SW	S۳۳E
۶۰NE	N۶۸W	۶۷SW	S۳۲E
۶۲NE	N۶۹W	۶۵SW	S۳۵E
۶۰NE	N۷۱W	۶۶SW	S۳۸E
۶۱NE	N۶۵W	۶۷SW	S۳۵E



شکل ۳-۱۵: الف: یال جنوب غربی تاقدیس دال پری در مسیر B دید عکس به سمت جنوب شرقی منطقه. شکل ب: یال شمال شرقی تاقدیس دال پری. دید عکس به سمت شمال غربی. شکل ج: موقعیت هندسی یال‌های چین و موقعیت سطح محوری پین با محل لولای چین و قطب محور یال‌های برداشت‌شده در مسیر B می‌باشد.

۳-۳-۳-۳- ویژگی هندسی تاقدیس دال پری در مسیر C

پیمایش صحرایی C تاقدیس دال پری کلیه ویژگی‌های ساختاری از قبیل امتداد، شیب جهت شیب یال‌های چین برداشت‌شده است نتایج به دست آمده به منظور تعیین خصوصیات چین خوردگی در تاقدیس دال پری، در جدول (۳-۷) ارائه گردیده است. موقعیت جغرافیایی مسیر C از $32^{\circ}/31'N$ و E تا $47^{\circ}/47'N$ و $47^{\circ}/48'E$ قرار دارد. شکل (۳-۱۶) تصویر صحرایی تهیه شده در ایستگاه C از طرفین تاقدیس و بر اساس داده‌های ساختاری موقعیت میانگین یال شمال شرقی $(N29W/53NE)$ و موقعیت میانگین یال جنوب غربی $(S24E/53SW)$ می‌باشد. در این مسیر لایه‌بندی‌ها روی زمین رخنمون کمتری داشته است. در تقسیم‌بندی فلوتی از نظر شیب سطح محوری (78°) در کلاس چین‌های (upright) و با زاویه (74°) بین‌یالی در رده‌بندی (open) باز قرار می‌گیرد.

جدول ۳-۷: داده‌های برداشت‌شده در مسیر C تاقدیس دال‌پری

شیب و جهت شیب	امتداد	شیب و جهت شیب	امتداد
۵۱NE	N۲۴W	۵۱SW	S۲۸E
۵۴NE	N۲۶W	۵۴SW	S۲۷E
۵۳NE	N۲۳W	۵۳SW	S۲۵E
۵۰NE	N۲۵W	۵۰SW	S۳۰E
۵۳NE	N۲۴W	۵۳SW	S۲۹E



شکل ۳-۱۶: الف: یال جنوب غربی تاقدیس دید به سمت شمال غرب در مسیر C. شکل ب: یال شمال شرقی تاقدیس دال‌پری در ایستگاه در مسیر C در این قسمت از یال تاقدیس لایه‌بندی با رخنمون خوب نمی‌توان مشاهده کرد. شکل ج: موقعیت هندسی یال‌های چین و موقعیت سطح لولای چین با محل محور چین و قطب محور یال‌های برداشت‌شده در مسیر C می‌باشد.

۳-۴- گسل‌ها

گسل‌ها نقش اساسی و مهمی در به وجود آوردن دگر ریختی‌ها بر روی سنگ‌کره ایفا می‌کنند. گسل‌ها در نتیجه فعالیت خود باعث ایجاد لرزش و همچنین تکامل فرآیند چین‌خوردگی می‌شوند. ارزیابی خطر زمین‌لرزه در یک ناحیه به دانش زمین‌شناسی و شناخت گسل‌های فعال نیاز دارد. در نواحی که لرزه‌خیزی در ارتباط با گسل‌های فعال است مانند ایران مرکزی و البرز، گسل‌هایی که بتواند زلزله ایجاد کند. روی عکس‌های هوایی و یا ماهواره‌ای در بررسی‌های صحرایی قابل تشخیص

هستند. ولی در مناطقی مثل زاگرس که از نظر لرزه‌خیزی چشمه‌های لرزه‌ای پهنه‌ای پراکنده وجود دارد و گسل‌های پی‌سنگ فعال توسط رسوبات فانروزوئیک پوشیده شده‌اند و نیز لایه‌های خمیرسان مثل سازند گچساران مانع از ایجاد گسلش سطحی هنگام وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی بالا می‌شود تشخیص گسل‌های لرزه‌ای کار بسیار دشواری می‌باشد و به‌سختی صورت می‌گیرد. در چنین مناطقی با بررسی‌های زمین‌شناسی (تکتونیکی و چین‌شناسی) استفاده از شواهد توپوگرافی همراه با اطلاعات مورفوتکتونیک و سائزموکتونیک به شناخت گسل‌های فعال کمک شایانی می‌نماید. بر این اساس بسیاری از گسل‌های فعال پنهان زاگرس ممکن است در هسته تاقدیس‌ها قرار گرفته باشند (بربریان، ۱۹۹۵). بنابراین برآورد خطر زمین‌لرزه در زاگرس نمی‌تواند روی تعیین محل و مطالعه گسل‌های سطحی متمرکز باشد. به‌این‌ترتیب داده‌های لرزه‌ای الگوهای مورفوتکتونیک و تجزیه و تحلیل آن‌ها با توجه به شواهد توپوگرافی و بررسی‌های زمین‌شناسی تحت‌الارضی می‌تواند به تعیین مشخصه‌های گسل‌ها و زلزله‌های آینده کمک کند. روند عمومی گسل‌های منطقه مورموری به تبعیت از روند عمومی زاگرس چین‌خورده روند شمال باختری جنوب خاوری دارند. در بخش تشریح گسل‌های منطقه مورموری ابتدا محدوده تعیین‌شده در پروپوزال (محیط تعیین‌شده جهت مطالعات تفصیلی صحرایی) توضیح داده می‌شود. در ادامه به توصیف گسل‌های قرارگرفته در محدوده مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی پرداخته می‌شود. در منطقه مورموری دودسته گسل وجود دارد، دسته اول گسل اصلی و مسبب زلزله اخیر مورموری می‌باشد که یکی از شاخه‌های گسل پیشانی کوهستان و دسته دوم گسل‌های عرضی می‌باشند. این گسل‌ها در نتیجه فعالیت خود سازندهای یال جنوبی تاقدیس کاسه ماست را بریده و جابجا نموده است که می‌توان گسل L1 را نام برد (شکل، ۳-۱۷).

۳-۴-۱- گسل پیشانی کوهستان

گسل پیشانی کوهستان، گسلی است به درازای حدود ۱۰۰ کیلومتر که از غرب منطقه مورموری آغاز و با روندی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی تا نزدیک دشت عباس ادامه دارد و از این منطقه با فرورفتن به مرکز تاقدیس موازی با تاقدیس دال‌پری (بدون نام در نقشه منطقه آورده شده است) به سمت جنوب

خاوری با روند $N50^{\circ}W - N55^{\circ}W$ تا شمال غربی امامزاده عباس امتداد یافته است. گسل‌های پیشانی کوهستان که در حدفاصل زاگرس چین‌خورده و دشت خوزستان واقع شده‌اند، درواقع ادامه گسل‌های زمین‌درز نئوتتیس منطقه زاگرس چین‌خورده می‌باشد. این ساختارها با بسته شدن نئوتتیس در جنوب‌غربی ایران و اعمال نیروی فشارشی در جهت E-W ناشی از این همگرایی صفحه غربی با ایران و اعمال نیرویی در جهت NE-SW، تحت رژیم‌های امتدادی- فشارشی قرار گرفته است. بنابراین می‌توان آغاز شکل‌گیری این سیستم گسلی را کرتاسه بالایی دانست. حرکات و اعمال نیروها تا اکنون نیز ادامه یافته است، لذا این گسل را باید یکی از گسل‌های فعال ایران به شمار آورد. به این ترتیب مجموعه‌ای از حرکات فشارشی و امتدادی را باید برای این گسل متصور شد. این گسل توسط شرکت ملی نفت ایران در نقشه‌های ۱/۲۵۰۰۰ منطقه دهلران در سال ۱۹۹۳ و نقشه ۱/۱۰۰۰۰ منطقه دال‌پری در سال ۱۹۷۲ معرفی شده است. این گسل مسبب زلزله ۲۷ مرداد سال ۱۳۹۳ می‌باشد. زلزله‌های متعددی با بزرگی‌های مختلف بر روی این گسل اتفاق افتاده است که می‌توان بزرگ‌ترین زلزله اتفاق افتاده بر روی این گسل در طول یک دهه اخیر را همان زلزله ۲۷ مرداد ۱۳۹۳ با بزرگی $M_s=6.2$ دانست. بر اساس تحلیل نیروهای زمین‌ساختی وارده بر منطقه، هندسه گسل پیشانی کوهستان از مرز پهنه زاگرس بلند و دشت خوزستان تبعیت نموده و روندی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی دارد. درمجموع گسل پیشانی کوهستان گسلی فشارشی و معکوس با مؤلفه امتدادلغز راستگرد با شیب به سمت شمال‌خاوری می‌باشد. از شواهد مسلم مبتنی بر راستگرد بودن گسل می‌توان به جابجایی آبراهه‌ها در امتداد آن اشاره نمود، شکل‌های (۳-۱۸ و ۳-۱۹). با توجه به شواهد ساختاری و جابجایی‌هایی که در منطقه بر روی سطح این گسل اتفاق افتاده می‌توان سازوکار معکوس را برای این گسل مسلم دانست. فعالیت متعدد این گسل باعث شده که تاقدیس دال‌پری در طی روند تکاملی خود بارها چین‌خورده شود. این گسل در زیر یال جنوب‌غربی تاقدیس دال‌پری قرار دارد. فعالیت این گسل

باعث تغییر شیب و بی‌نظمی در لایه‌های سازند آغاچاری در نزدیکی تاق‌دیس دال‌پری شده است (شکل ۳-۱۷).

جدول ۳-۸: امتداد گسل پیشانی کوهستان در منطقه موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها (نشان داده شده در شکل ۳-۵)

ایستگاه پنجم	ایستگاه چهارم	ایستگاه سوم	ایستگاه دوم	ایستگاه اول
۳۰۴	۳۰۷	۳۰۶	۳۰۶	۳۰۴



شکل ۳-۱۷: شکل الف روند عمومی گسل پیشانی کوهستان را به نمایش می‌گذارد. در این شکل لایه‌های سازند آغاچاری در جهت عمود بر سطح گسل پیشانی کوهستان شیب‌دار شده‌اند. شکل ب: محل قرارگیری گسل پیشانی کوهستان و ساخت‌هایی که در شکل الف بدان اشاره شده است را به نمایش می‌گذارد. شکل ج: روند عمومی و ساخت‌های منطقه که به صورت مکرر قرار گرفته‌اند.

تعیین فعالیت جبهه کوهستان با استفاده از جابجایی آبراهه

رودخانه‌ها از مهم‌ترین نمادهایی هست که تأثیر زیادی از فعالیت‌های تکتونیکی منطقه می‌بیند. این سیستم‌های زهکشی به گسلس و تغییر شکل در سطح زمین ناشی از فعالیت گسل‌ها حساس‌اند، در نتیجه از آنها می‌توان برای اندازه‌گیری نرخ فعالیت‌های تکتونیکی در هر منطقه‌ای از آنها استفاده کرد. وقتی رودخانه بر روی دشت جریان می‌یابد بستر زیرین خود را حفر کرده و شکل مشخصی به خود می‌گیرد. تا اینکه به سطح مبنای خود برسد. اگر در منطقه فعالیت‌های تکتونیکی صورت گیرد و مسیر این رودخانه مسدود شود. رودخانه بستر خود را دوباره حفر می‌کند تا مسیر خود را ادامه دهد و

به مسیر قبلی خود برسد. تکرار این حوادث (جابجایی در راستای گسل) ممکن است چندین جابجایی در مسیر رودخانه ایجاد کند.



شکل ۳-۱۸: تصویر تغییر شکل آبراهه‌ها در راستای گسل منطقه (تصاویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth). آبراهه در موقعیت جغرافیایی $32^{\circ}37'N$ و $47^{\circ}37'E$ قرار دارد.



شکل ۳-۱۹: تصویر تغییر شکل آبراهه‌ها در راستای گسل منطقه (تصاویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth). آبراهه در موقعیت جغرافیایی $32^{\circ}38'N$ و $47^{\circ}35'E$ قرار دارد.



شکل ۳-۲۰: تصویر صحرایی آبراهه شکل ۳-۱۹ در منطقه مورموری.

تغییر شکل مجاری آبراهه‌ای به صورت مختلفی در منطقه شکل (۵-۲۳) مشاهده می‌گردد انحراف در مسیر آبراهه‌های منطقه می‌تواند دلیلی بر وجود یک گسل راستا لغز باشد. به گونه‌ای که یکی از سیمای سرشتی گسل پیشانی کوهستان، جابه‌جایی آبراهه‌ها در راستای گسل است که به صورت انحراف‌ها و جابه‌جایی راست‌بر مشاهده می‌شوند. آبراهه‌های منحرف‌شده به‌طور مورب از زون گسلی منطقه عبور کرده و قبل از اینکه به مسیر اصلی خود برگردند، در مسافتی به موازات گسل جریان می‌یابند. گاهی آبراهه‌ها توسط گسل راستا لغز به کلی از مسیر اولیه خود خارج می‌شوند و در پایین‌دست مسیر جدیدی ایجاد می‌کنند. لذا از روی آبراهه‌های منحرف‌شده و جابه‌جاشده به خوبی می‌توان به جهات جابه‌جایی نسبی حرکت در گسل راستا لغز پی برد. در منطقه مطالعاتی در چندین مکان آبراهه‌ها از مسیر اولیه خود منحرف یا جابه‌جاشده‌اند، عکس‌های ماهواره‌ای شکل (۵-۲۱) و شکل (۵-۲۲). همان گونه که در تصاویر نشان داده شده است، آبراهه‌ها به‌طور راست‌بر در راستای گسل جابه‌جاشده‌اند. این وضعیت علاوه بر نشان دادن محل عبور گسل، خود به عنوان یکی از متدهای پویایی

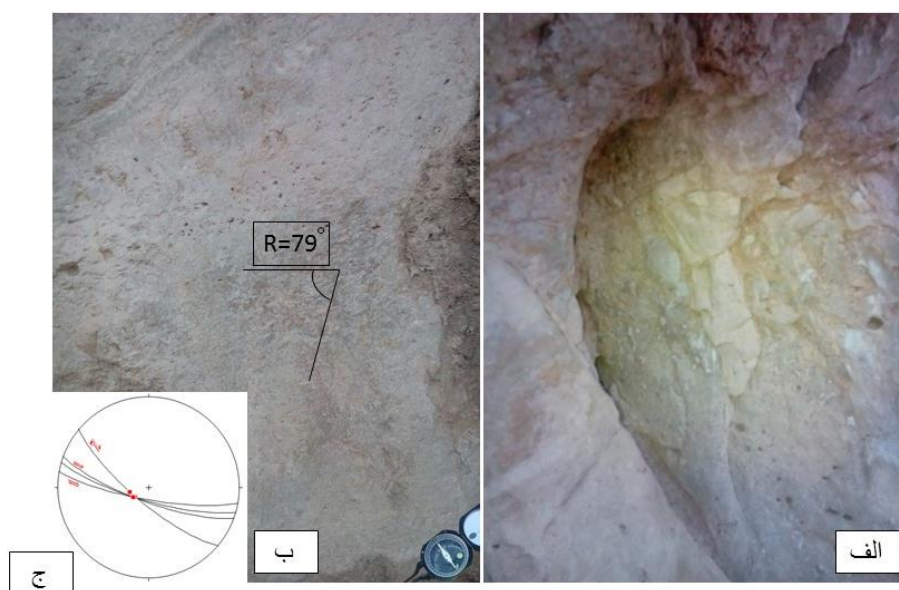
و فعال بودن گسل می‌تواند باشد.

۳-۴-۲- گسل L1

گسل F1 انشعاب از سیستم گسلی تاقدیس کاسه‌ماست است که از جنوب غربی تاقدیس آغاز و با طی مسیری حدود چند کیلومتر با روند ($N70^{\circ}W-N80^{\circ}W$) تا نزدیکی قله تاقدیس کاسه‌ماست در حاشیه یال جنوب غربی تاقدیس ادامه می‌یابد. روند خطی این گسل در سازندهای دوران سوم زمین‌شناسی شاهد خوبی مبنی بر فعالیت این گسل در عهد حاضر می‌باشد. فعالیت این گسل در یال جنوب‌باختری تاقدیس کاسه‌ماست باعث ایجاد شکافی در این قسمت از یال تاقدیس شده است. جابجایی این گسل باعث شده لایه‌های باسن و جنس متفاوت در کنار یکدیگر دیده شوند. این گسل جابجایی در حدود ۳۰ متر نشان می‌دهند. روند عمومی این گسل در ۴ ایستگاه برداشته‌شده که مختصات آن در جدول (۳-۹) به نمایش گذاشته‌شده است. اولین ایستگاه از این گسل در موقعیت ($E47^{\circ}/58^{\circ}$) و ($N32^{\circ}/8^{\circ}$) قرار گرفته است، این نقطه از گسل محلی می‌باشد که می‌توان سازوکار حرکتی گسل را با استفاده از برون‌زدهایی از سطح گسل تشخیص داد که دارای مختصات روند ($N80^{\circ}W$) با شیب سطح گسل ($79^{\circ}SW$) و ریک گسلی (79°) می‌باشد. این گسل دارای سازوکار نرمال با مولفه راستگرد می‌باشد. با توجه به تصویر صحرایی (شکل ۳-۲۲) تهیه‌شده در منطقه مورموری فعالیت این گسل باعث شده تا سازندهای آسماری و پابده و گورپی جابجایی داشته باشد. در ادامه پیمایش صحرایی روند گسل تغییر کرده ولی برونزدی از آن وجود ندارد و با توجه به جابجایی‌هایی که در سازندهای منطقه به وجود آورده بود می‌توان به وجود این گسل پی برد.

جدول ۳-۹: مختصات هندسی گسل L1 در ۴ ایستگاه

ایستگاه اول	ایستگاه دوم	ایستگاه سوم	ایستگاه چهارم
$80^{\circ}NW, 79^{\circ}SW$	$R=79^{\circ}$	$N70^{\circ}W$	$N50^{\circ}W$
			$N75^{\circ}W$



شکل ۳-۲۱: شکل الف: برونزد گسل L1 در منطقه مورموری با توجه به این محل به دلیل قرار گرفتن در دره‌ای منطقه نمی‌توان سازوکار آن را تشخیص داد. شکل ب: برونزد سطح گسل در بالا دست دره بر روی طرفین دره در ارتفاع بالا. شکل ج: استریوگرام رسم شده گسل در منطقه.



شکل ۳-۲۲: در شکل بالا به جابجایی سازند آسماری در نتیجه جنبش گسل L1 را به نمایش می‌گذارد. میزان جابجایی روی زمین ۳۰ متر برآورد شد. در طی آن سازند آسماری مقابل سازند پادها قرار گرفته است. سازوکار به نمایش گذاشته شده، سازوکار نرمال به مولفه راستگرد می‌باشد.

۳-۵- گسل‌های فعال محدوده مورد مطالعه

مطالعه گسل‌های فعال نقش اساسی و مهمی در مطالعات لرزه زمین ساختی ایفا می‌کند. گسل‌های فعال را با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی می‌توان تاثیر آنها را بر سطح زمین دنبال کرد. تعدادی از گسل‌ها در نقشه‌های زمین‌شناسی آورده نشده‌اند و یا طول آنها به‌طور واقعیت نیامده است. که می‌توان با بررسی‌های صحرایی و عکس‌های هوایی تاثیر آنها را بر روی رسوبات دنبال کرد. در ادامه به ذکر گسل‌هایی مهم و تاثیر گذار بر منطقه مورموری می‌پردازیم. در این بخش از مطالعات به دلیل عدم رخنمون سطوح گسلی در منطقه برای انجام مطالعات ساختاری هیچ‌گونه داده از سطوح گسلی در منطقه بدست نیامده است. برای تشریح گسل‌های منطقه فقط از داده‌های لرزه‌ای استفاده شده است.

۳-۵-۲- گسل فروافتادگی دزفول (DEF): این گسل در شمال فروافتادگی دزفول قرار دارد.

به‌عنوان مرز جداکننده گسل پیشانی کوهستان از گسل اصلی زاگرس می‌باشد و به تبعیت از روند عمومی زاگرس دارای روند شمال باختری - جنوب خاوری دارد. میزان جابجایی شاغولی در این گسل نزدیک به ۳۰۰ متر و طول این گسل نزدیک به ۶۰ کیلومتر برآورد شده است. زلزله‌های زیر را می‌توان به این گسل نسبت داد. در ضمن این گسل حد واسط دو گسل پیشانی کوهستان و گسل اصلی زاگرس می‌باشد.

$$1. \text{ زمین لرزه } ۱۹۷۷/۰۶/۵ \text{ با بزرگای } Ms=۵/۸$$

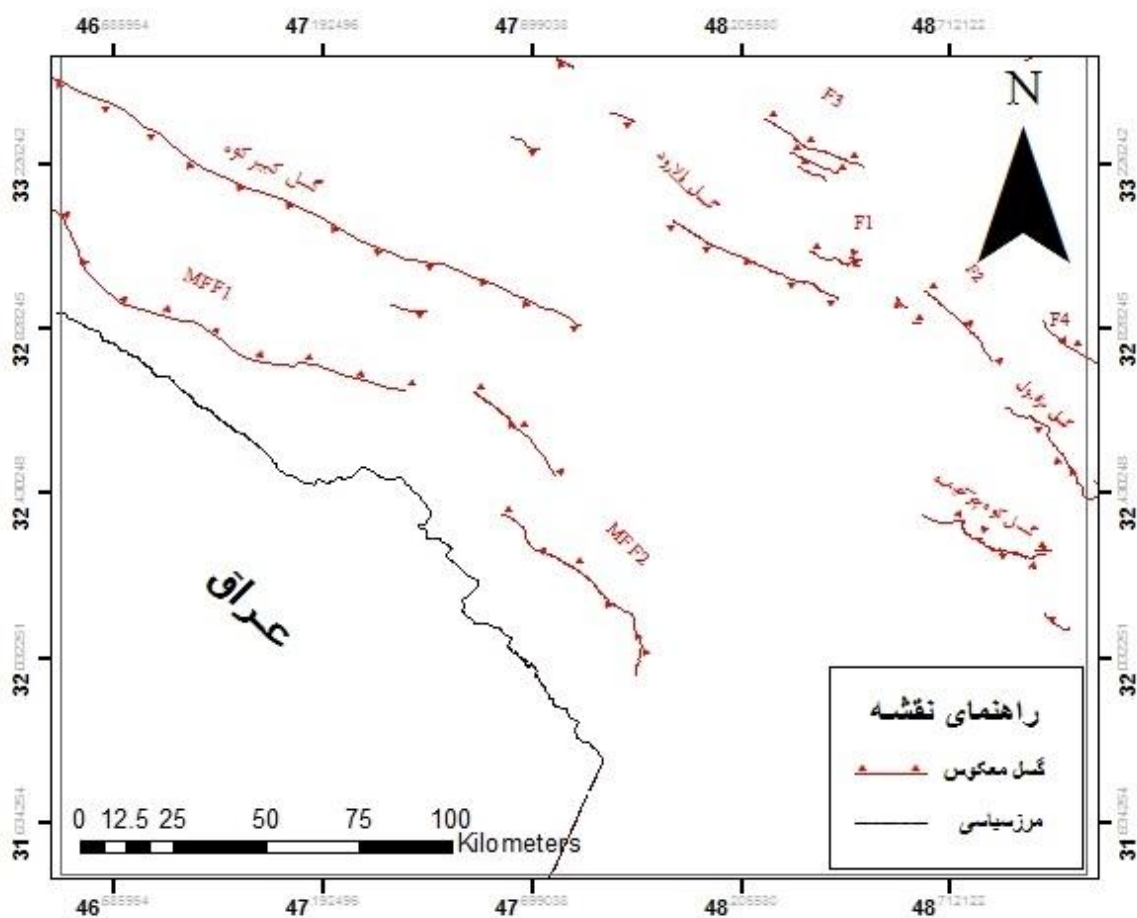
$$2. \text{ زمین لرزه } ۱۹۸۵/۰۹/۱۸ \text{ با بزرگای } Mb=۵/۲$$

۳-۵-۳- پهنه گسلی بالارود: این سیستم گسلی دارای روند شمال باختری - جنوب خاوری و

نسبت به سیستم گسلی زاگرس دارای زاویه می‌باشد در این پهنه گسلی، گسل‌های حسینه و کبیرکوه را می‌توان مشاهده کرد. با توجه به شواهد زمین ریختی دارای راستای خاوری - باختری است و سامانه چین و راندگی زاگرس را تحت زاویه بزرگ بریده است. پهنای این زون گسلی به‌صورت

متغیر از باختر به سمت خاور افزایش می‌یابد و به بیش از ۲۰ کیلومتر می‌رسد و در برکه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ شهبازان و بالارود قرار گرفته است. با توجه به شواهد آورده شده در نقشه‌های زمین-شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ فوق می‌توان مدل گسل امتدادلغز چپ‌گرد را برای زون گسلی بالارود در نظر گرفت.

۳-۵-۴- گسل کوه چرخینه: این گسل دارای روند شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. گسل چرخینه موازی با گسل دزفول قرار گرفته است و می‌توان به‌عنوان شاخه‌هایی از گسل‌های منطقه دشت خوزستان دانست. در بعضی نقاط روند آن تغییر کرده است. گسل باعث جابجایی در چین‌خوردگی‌های منطقه شده و با توجه به سازوکار معکوس آن باعث راندگی‌هایی در منطقه شده است.



شکل (۳-۲۳): موقعیت گسل‌های محدوده مطالعات لرزه‌زمین ساختی نسبت به بخش مورموری.

فصل چهارم

مطالعات لرزه‌ای

خطرهای لرزه‌ای بیش از ۳۵ کشور جهان را تحت تأثیر قرار داده و در مجموع هر سال بیش از هر خطر طبیعی دیگر انسان‌های بیشتری را به کام مرگ می‌فرستد. خطر وقوع زمین‌لرزه در ایران هم کاملاً شناخته شده است و تنها راه کاهش خطرات اجرای برنامه‌های کاهش خطرات زلزله و ایمن‌سازی کشور در برابر زلزله می‌باشد. وجود کمربند چین‌خورده فعال زاگرس در محل برخورد دو صفحه عربستان و ایران مناطق لرزه‌خیز ایران مرکزی، لوت، مکران، کپه داغ و سهند-سیرجان از یک طرف و تاریخچه لرزه‌خیزی ایران زمین با ۱۳۰ زلزله شدید بزرگ‌تر از ۷ در ۲۴ قرن گذشته به خصوص وقوع بیست زلزله شدید و مخرب در قرن بیستم با ۱۲۰۰۰۰ کشته و روند رو به افزایش آن در ۲۵ سال اخیر، نشان‌دهنده لرزه‌خیزی و آسیب‌پذیری بالای کشور ما در برابر زلزله است (غفوری-آشتیانی ۱۳۷۶).

خطر زمین‌لرزه در یک منطقه بر مبنای پارامترهای حرکت نیرومند زمین نظیر شتاب، سرعت و تغییر مکان و با در نظر گرفتن دوره بازگشت معین رویداد زمین‌لرزه در آن منطقه تعریف می‌شود. در این راستا باید چشمه‌های لرزه‌ای منطقه (چشمه‌های نقطه‌ای، خطی و ناحیه‌ای) شناسایی و به هریک از این چشمه‌ها سرشت لرزه‌خیزی منطقه نسبت داده شود.

بررسی‌های ذیل امکان تخمین خطر زلزله را فراهم می‌سازند (پورکرمانی و آرین ۱۳۷۶).

۱- بررسی‌های زمین‌شناسی

۱. ساختارهای ناحیه‌ای و الگوی دگرشکلی
۲. تهیه نقشه از گسل‌های منطقه تا شعاع ۱۰۰ کیلومتری
۳. تعیین نوع و نحوه عملکرد گسل‌ها
۴. شواهد جابجایی‌های اخیر در طول گسل‌ها
۵. تشخیص مکان لغزش‌ها، ریزش‌ها و فرونشست‌ها و غیره

۲- بررسی‌های زلزله‌شناسی

۱. تهیه فهرست زلزله‌های تاریخی زلزله‌هایی که پیش از سده بیستم میلادی به وقوع پیوسته‌اند

۲. تهیه فهرست زلزله‌های دستگاهی
۳. تهیه نقشه مراکز سطحی زلزله‌ها
۴. تعیین شدت و بزرگی زلزله‌ها
۵. مقایسه بین مکان گسل‌ها و مراکز سطحی کانون زلزله‌ها
۶. تخمین بزرگی زلزله مبنای طرح و بزرگترین زلزله محتمل
۷. تخمین درصد احتمال وقوع به‌وسیله تعیین دوره بازگشت زلزله‌ها

۴-۱- بررسی فراوانی زلزله‌ها

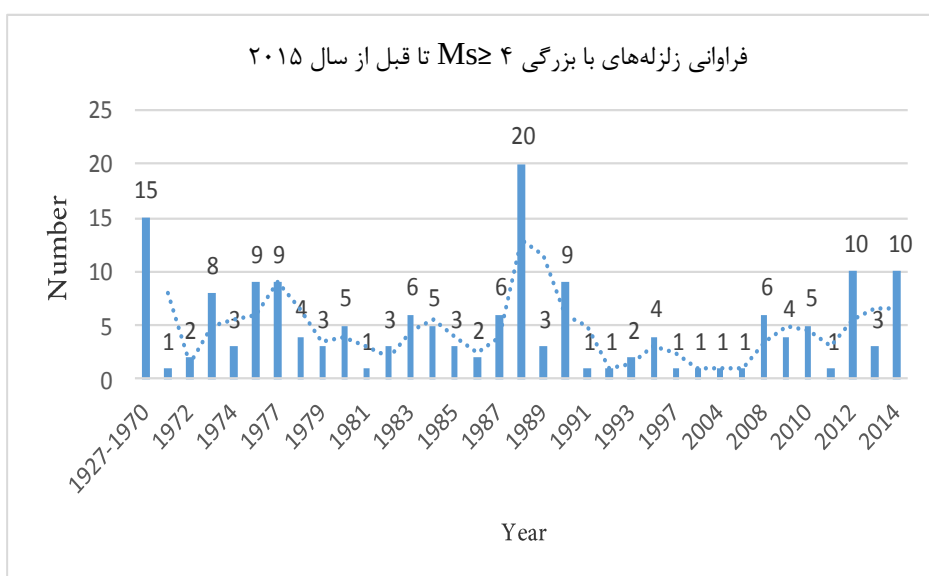
طبق بررسی‌های انجام‌شده بر روی زلزله‌های اصلی رخ‌داده در منطقه مورموری به شعاع ۱ درجه جغرافیایی می‌توان چنین نتیجه گرفت، با استفاده از نمودارهای بدست آمده از فراوانی زلزله - سال شکل (۱-۴) و شکل (۲-۴) مشخص می‌شود که در سال‌های ۱۹۸۷ تا ۱۹۹۰ بیشترین زلزله‌ها با بزرگی بیشتر از ۴ ریشتر ثبت شده‌اند و مجدداً در سال ۲۰۱۱-۲۰۱۴ افزایش زلزله‌ها را داریم در این بازه زمانی چندین مرحله دوره‌های افزایش و کاهش رخداد زلزله در منطقه رخ‌داده است. زلزله در بعضی از سال‌ها به‌صورت فوج گونه رخ می‌دهد. با توجه به فراوانی زلزله‌های رخ‌داده در سال‌های ۱۹۷۶-۱۹۷۷-۱۹۸۸-۲۰۰۸-۲۰۱۲ و درنهایت ۲۰۱۵-۲۰۱۴ را به‌عنوان سال‌های با تعداد بالای رخداد زلزله تعیین کرد. کمبود زلزله‌های با $M_s < 4$ را در سال‌های قبل و نیز نبود آن را نمی‌توان به عدم رخداد زمین‌لرزه نسبت داد، زیرا در سال‌های اخیر تعداد ایستگاه‌های دریافت امواج زلزله بیشتر شده و دستگاه‌های ثبت رخداد زمین‌لرزه‌ها نیز حساس‌تر و دقیق‌تر شده‌اند. همان‌طور که از شکل (۴-۲) مشخص است بیشترین زمین‌لرزه‌ها در سال‌های ۲۰۱۰ به بعد رخ‌داده است که بزرگ‌ترین آن‌ها در سال ۲۰۱۴ رخ‌داده است. با توجه به شکل‌های (۱-۴) و (۲-۴) که توزیع زمانی بزرگی را نشان می‌دهد، مشخص است که زمین‌لرزه‌های $M_s \geq 4$ در تمام سال‌های (۲۰۱۴-۱۹۰۰) رخ‌داده است.

بعد از جمع‌آوری داده‌ها و پالایش به دودسته $M_s \geq 4$ و $M_s < 4$ ، هر دسته را به‌طور جداگانه موردبررسی قرار دادیم. مبنای مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی سطحی از بزرگی می‌باشد که بتواند بر روی

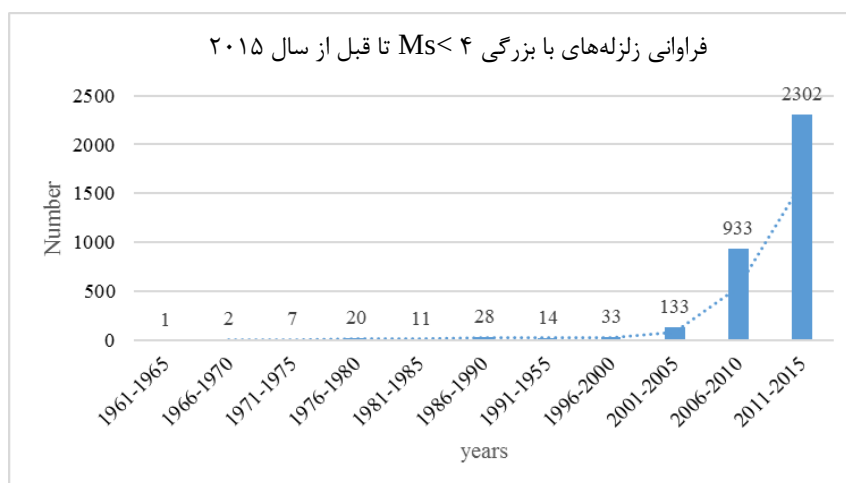
سازهایی که ساخته می‌شود تأثیر بگذارد به همین دلیل طبق چنین تقسیم‌بندی ملاک پایه برای طراحی سازه‌ها بر اساس زمین‌لرزه با بزرگی $M_s \geq 4$ می‌باشد.

فراوانی زلزله‌های رخ داده در منطقه با بزرگی $M_s < 4$. فراوانی زلزله‌ها با گذشت زمان و نزدیک شدن به سال ۲۰۱۴ افزایش یافته است. علت را می‌توان به پیشرفت و گسترش دستگاه‌های لرزه‌نگاری در منطقه وابسته دانست. از سال ۲۰۱۰ به بعد می‌توان یک تغییر اساسی را در رفتار لرزه‌خیزی منطقه مشاهده کرد. از این سال به بعد رفتار لرزه‌خیزی منطقه تغییر کرده و یک‌باره افزایش چشم‌گیری در تعداد زلزله‌ها مشاهده کرد (شکل، ۴-۲).

فراوانی زلزله‌های بالای $M_s \geq 4$ برخلاف زلزله‌های با بزرگی $M_s < 4$ بعد از سال ۱۹۷۸ یک‌روند سینوسی را در تعداد زلزله‌های منطقه مشاهده کرد. با توجه به شکل (۴-۱) مشاهده می‌شود داده‌های لرزه‌ای رخ داده در منطقه مورموری نمودار سینوسی را به نمایش گذاشته است. دلیل آن را افزایش تعداد رخداد زلزله‌های با بزرگی $M_s \geq 4$ نسبت داد، افزایش تعداد رخداد زلزله را به نمایش می‌گذارد. اما اگر زمین‌لرزه‌های پی‌درپی نامیده شود می‌بایست زلزله‌ها بر روی سطح یک گسل خاص رخ دهند که این پدیده در مورد منطقه مورموری صدق نمی‌کند به جزء ۳ مورد که در فصل آینده بدان اشاره می‌شود.



شکل ۴-۱: فراوانی زلزله‌های با بزرگی $M_s \geq 4$ تا قبل از سال ۲۰۱۵ (تعداد کل زلزله‌ها ۱۵۳).



شکل ۴-۲: فراوانی زلزله‌های با بزرگی کمتر از $M_s < 4$ تا قبل از سال ۲۰۱۵

۴-۲- عمق لایه لرزه‌زا در زاگرس

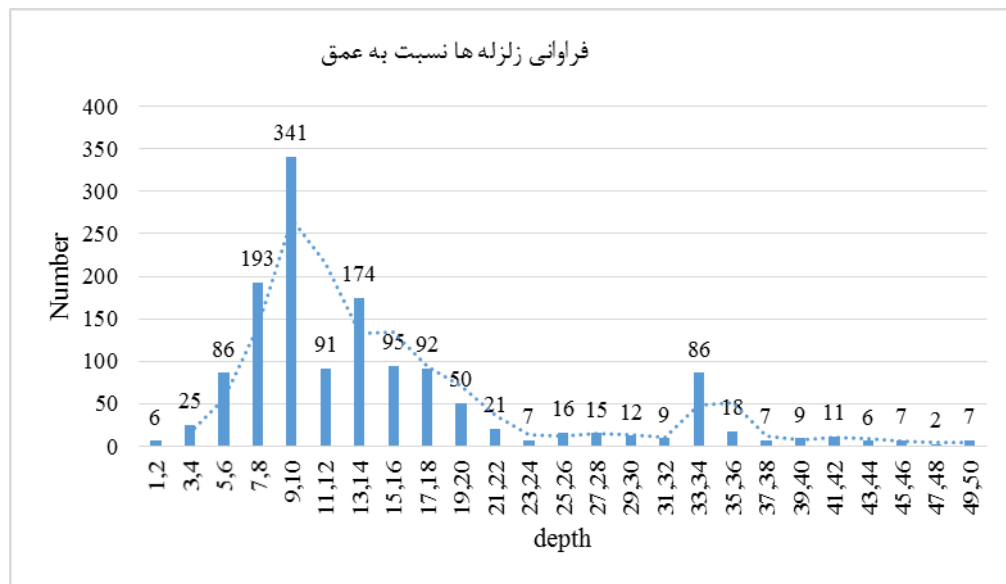
زاگرس یکی از فعال‌ترین مناطق لرزه‌خیز ایران است. زمین‌لرزه‌های زاگرس دارای اندازه‌های متفاوتی می‌باشد. ژرفای زمین‌لرزه‌های زاگرس عمقی بیشتر از ۳۰ کیلومتر نیست و اکثراً در کمربند چین‌خورده ساده با بزرگی بین (۵/۶ تا $M_s=5$) رخ می‌دهد. ژرفای اکثر زمین‌لرزه‌های بزرگ در اعماق ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر زیر سطح متمرکز است. سرچشمه‌های فعال لرزه‌ای منطقه به‌صورت چشمه‌های خطی در زیرپوشش رسوبی و به دلیل نداشتن شواهد آشکار در سطح، مکان هندسی آن‌ها به‌خوبی مشخص نمی‌باشد. پس علاوه بر وجود چشمه‌های خطی در سطح، به‌ناچار باید چشمه‌های نامشخص ناحیه‌ای را نیز پذیرفت.

همچنین افراد بسیاری نیز با مدل‌سازی و مطالعه بر روی امواج لرزه‌ای ناشی از مطالعات ژئوفیزیکی توانستند این‌گونه اظهارنظر کنند که، زمین‌لرزه‌های بزرگ در زاگرس معمولاً در عمق ۸ تا ۱۵ کیلومتر فوقانی پوسته زمین منشاء می‌گیرند (جکسون و همکاران، ۱۹۸۱)، جکسون و مکنزی (۱۹۸۴)، نی و برازنکی (۱۹۸۶)، بیکر و همکاران، ۱۹۹۳، مگی و همکاران (۲۰۰۰).

۴-۳- بررسی عمق زلزله (لایه لرزه‌زا)

طبق بررسی آماری انجام‌شده بر روی عمق کانونی در منطقه تعداد زلزله با عمق کانونی ۱۸-۵

کیلومتری ۷۷٪ از داده‌های لرزه‌ای منطقه مورموری را شامل می‌شوند که، ۵۵٪ آن در عمق کانونی ۸-۱۰ کیلومتری رخ داده است. بیشترین تعداد زلزله رخ داده منطقه، در عمق ۸ تا ۱۰ کیلومتری سطح زمین می‌باشد. با توجه به عمق رسوبات و پی‌سنگ منطقه شاهد رخ داده زلزله با بزرگی‌های مختلف در ژرفای کمتری از سنگ‌بستر منطقه می‌باشیم، یعنی زلزله‌های این منطقه ناشی از شکست سنگ‌بستر می‌باشند.



شکل ۴-۳: نمودار فراوانی زلزله‌ها در عمق (تعداد کل زلزله‌ها ۱۲۸۶ زلزله در بازه زمانی ۱۹۲۷-۲۰۱۴)

۴-۴- روش احتمالی

این روش بر اساس زلزله‌های اتفاق افتاده در گستره منطقه مطالعاتی می‌باشد. زلزله‌های هر گستره شامل دو بخش زلزله‌های تاریخی و زلزله‌های دستگاهی می‌باشد.

۴-۴-۱- زلزله تاریخی

یکی از داده‌های بنیادی برای ارزیابی خطر زمین‌لرزه و آشنایی با پیشینه لرزه‌خیزی و سیمای لرزه‌زمین‌ساختی هر پهنه، بررسی تاریخچه زمین‌لرزه‌های رخ داده (باستانی، تاریخی و قرن بیستم) در آن منطقه می‌باشد. روشن است که برای دستیابی به ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی باید تاریخچه زمین‌لرزه‌ها در فاصله زمانی زیادی گردآوری و بررسی شود. زلزله‌های تاریخی از منابع متفاوتی

می‌توان جمع‌آوری کرد که عبارت‌اند از (سفرنامه‌ها، کتب تاریخی و حتی گفتارهای شفاهی).
برخی از زلزله‌های تاریخی رخ داده در محدوده مطالعاتی (برگرفته از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های ایران
ترجمه ابوالحسن رده).

۱. زلزله ۸۴۰ میلادی در رومرکز ۳/۳۱، ۸/۴۸ با بزرگی $M_s=6/5$.

۲. زلزله ۲۲ ژوئن ۸۷۱ میلادی در رومرکز ۲/۳۳، ۲/۴۷ با بزرگی $M_s=6/8$.

۳. زلزله سپتامبر ۹۷۳ میلادی در رومرکز ۲/۳۳، ۳/۴۶.

۴. زلزله دسامبر ۱۰۶۳ میلادی در رومرکز ۲/۳۲، ۳/۴۶.

۵. زلزله ۱۴۳۰ میلادی در رومرکز ۲/۳۲، ۳/۴۶ با بزرگی $M_s=5/3$.

۶. زلزله ۱۴۵۷ میلادی در رومرکز ۹/۳۱، ۹/۴۶ با بزرگی $M_s=6/1$.

۴-۲- زمین‌لرزه‌های دستگاهی از سال ۱۹۰۰ میلادی تا آخر سال ۲۰۱۴ میلادی

یکی دیگر از داده‌های بنیادی برای ارزیابی خطر زمین‌لرزه و آشنایی با پیشینه لرزه‌خیزی و سیمای
لرزه‌زمین‌ساختی هر پهنه و گستره، بررسی تاریخچه زمین‌لرزه‌های دستگاهی در آن منطقه می‌باشد.
همواره برای دستیابی به ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی یک منطقه باید زلزله‌های ثبت‌شده دستگاهی
یک منطقه را نیز بررسی کرد. بر پایه داده‌های لرزه‌ای محاسبات مختلف ارزیابی لرزه‌خیزی مناطق را
انجام داده تا بتوان بر اساس آن‌ها بهترین نتیجه‌گیری را برای مقاصد مختلف بدست آورد. این داده
های دارای ویژگی‌های مختلف می‌باشند که عبارت‌اند از (بزرگی، عمق، تعداد پیش‌لرزه و پس‌لرزه،
همچنین زمان رخداد زلزله‌ها). داده‌هایی لرزه‌ای را می‌توان از مراجع و کتب مختلف بدست آورد،
مانند (موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سایت
دانشگاه هاروارد، سازمان زمین‌شناسی آمریکا و سایت ISC) همچنین تعدادی از داده‌های لرزه‌ای را نیز
از برخی کتب ثبت زلزله تهیه نمود، عبارت‌اند از:

۱. زلزله ۵ ژوئن ۱۹۷۷ میلادی در رومرکز ۴۴/۳۲، ۰۸/۴۸ با بزرگی $M_s=5/7$.

۲. زلزله ۱۰ ژوئن ۱۹۴۱ میلادی در رومرکز ۵۰/۳۳، ۸۴/۴۶ با بزرگی $M_s=5/5$.

۳. زلزله ۱۲ نوامبر ۱۹۲۷ میلادی در رومرکز ۳۲/۳۹، ۴۶/۹۷، با بزرگی $M_s = 5/6$.

۴. زلزله ۱۵ ژانویه ۱۹۱۷ میلادی در رومرکز ۳۳/۵۰، ۴۶/۵۰، با بزرگی $M_s = 5/6$.

لیست کامل زلزله‌های دستگاهی رخ داده در منطقه از سال (۱۹۰۰-۲۰۱۴ میلادی) در پیوست (۱-۳) ارائه شده است.

۴-۳-۴- تعیین رابطه مناسب بین بزرگی (M_b, M_L, M_W) با M_s

بزرگی یک مقیاس کمی بر اساس اطلاعات دستگاهی بوده که معرف کل انرژی آزاد شده می‌باشد. بنابراین بزرگی‌های محاسبه شده در یک منطقه باید یکسان باشد. بیشتر داده‌های منتشر شده از سوی مراکز لرزه‌نگاری ایران عموماً بر اساس امواج M_L, M_W, M_b, M_s می‌باشد. بزرگی که در محاسبات تحلیلی لرزه‌ای در پژوهش‌های مختلف مدنظر می‌باشد امواج سطحی (M_s) برای مطالعات و محاسبات استفاده می‌شود. اما به دلیل اینکه همه زمین‌لرزه‌های منتشر شده دارای بزرگی M_s نمی‌باشند لازم است همه داده‌های لرزه‌ای مورد استفاده بر اساس بزرگی سطحی (M_s) تنظیم شود. در این روش می‌بایست ابتدا زمین‌لرزه‌هایی که دارای انواع مختلف بزرگی می‌باشند را مورد ارزیابی قرارداد. البته باید تعداد زمین‌لرزه‌ها با انواع مختلف بزرگی به اندازه کافی باشد که بتوان رابطه مناسبی میان امواج مختلف سطحی امواج حجمی برقرار کرد. اما در این پژوهش به دلیل داشتن تعداد انگشت‌شمار داده‌هایی که دارای هردو نوع بزرگی باشند، از روابط پیشنهادی (علیزاده، ۱۳۹۰) که با برقراری رابطه میان تقریب ۱/۵ میلیون زلزله رخ داده در ایران توانست برای زمین‌لرزه‌های ایران روابط زیر را استخراج نماید.

جدول ۴-۱: روابط میان بزرگی‌های مختلف (برگرفته از علیزاده، ۱۳۹۰)

$M_s = 1.14M_b - 1.136$ for $M_b < 5$
$M_s = 0.334M_b^2 - 1.93M_b + 5.831$ for $5 < M_b < 7$
$M_s = 1.136M_w - 2.40$
$M_s = 0.671M_l + 0.879$ for $M_l < 5$
$M_s = 0.272M_l^2 - 1.641M_l + 5.711$ for $5 < M_l < 7$

۴-۴-۴- روش گوتنبرگ-ریشتر

روش گوتنبرگ ریشتر همان روش به کاررفته شده‌ای است که گوتنبرگ و ریشتر در سال (۱۹۴۴) برای مطالعه داده‌های لرزه‌ای پیشنهاد کردند. آن‌ها بعد از جمع‌آوری داده‌های لرزه‌ای و تقسیم‌بندی بر اساس تعداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی متفاوت در محدوده زمانی ایرادشده سامان دادند. آن‌ها تعداد رویداد با هر بزرگی را به طول زمان کاتالوگ تقسیم و بر آن اساس، آهنگ سالیانه میانگین رویداد را برای یک زمین‌لرزه با بزرگی M تعریف نموده‌اند (زارع ۱۳۸۸).

در این روش مبنای کار به این قراراست که با استفاده از داده‌های ثبت‌شده دستگاهی زمین‌لرزه‌های اتفاق افتاده در منطقه برای ترسیم فرمول لرزه‌خیزی منطقه و درنهایت پیش‌بینی امکان وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی M استفاده می‌شود. اساس این روش به این صورت است که با استفاده از بزرگی زلزله‌ها و محاسبه فراوانی آن‌ها فرمول لرزه‌خیزی یک منطقه را می‌توان به دست آورد.

درروش گوتنبرگ-ریشتر علاوه بر کاتالوگ زمین‌لرزه‌های دستگاهی می‌بایست از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های تاریخی ثبت‌شده در منابع مختلف استفاده کرد. ابتدا باید در مراحل اولیه بزرگی زلزله‌های رخ داده در منطقه بر اساس M_s محاسبه‌شده و پس از آن $M_s \geq 4$ را برای یک دوره زمانی از سال ۱۹۰۰ تا آخر سال ۲۰۱۴ برای منطقه مورد مطالعه مشخص‌شده، درنهایت با انجام محاسبات لازم میزان $\log(N)$ را که بر اساس بزرگی‌های مشخص و لگاریتم تعداد آن‌ها رسم شد. a, b از پارامترهای لرزه‌خیزی می‌باشند که بعد از انجام محاسبات و رسم نمودار خطی می‌توان میزان آن‌ها را به دست آورد.

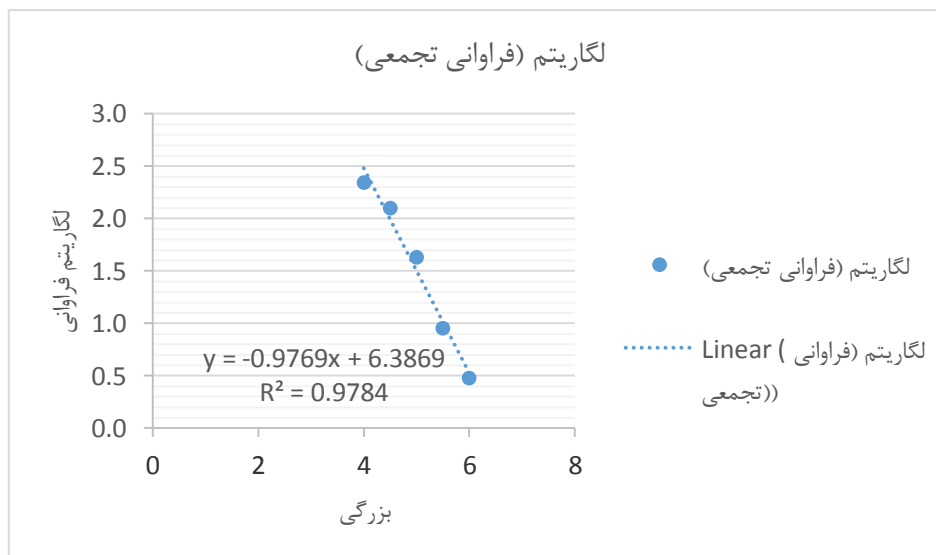
$$\log(N_c) = a - bM \quad \text{رابطه (۴-۱)}$$

(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. طبق قانون گوتنبرگ-ریشتر با افزایش b ، تعداد زمین‌لرزه‌های بزرگ نسبت به زمین‌لرزه‌های با بزرگی کمتر کاهش می‌یابد.

جدول ۴-۲: بزرگی زلزله- لگاریتم فراوانی زلزله‌ها

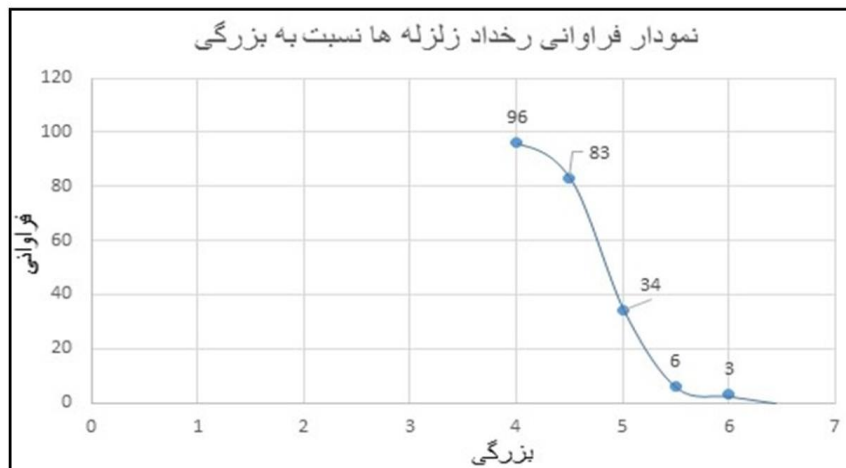
بازه بزرگی	بزرگی	تعداد (N)	فراوانی تجمعی (Nc)	log(Nc)
$6 < M_s < 6.5$	۶/۵	۳	۳	۰/۵
$5.5 < M_s < 6$	۶	۶	۹	۱
$5 < M_s < 5.5$	۵/۵	۳۴	۴۳	۱/۶
$4.5 < M_s < 5$	۵	۸۳	۱۲۶	۲/۱
$4 < M_s < 4.5$	۴/۵	۹۶	۲۲۲	۲/۳

با رسم معادله خطی برای بزرگی زلزله‌ها و لگاریتم زلزله‌ها $a = 6/39$ و $b = -0.98$ بدست آمد، درنهایت با انجام تصحیحان زمان و تصحیحان مکان میزان $a = 3/88$ اصلاح شد.



شکل ۴-۴: معادله خط بین بزرگی زلزله و لگاریتم فراوانی زلزله‌ها

بر اساس نمودار فراوانی به بزرگی زمین‌لرزه مشخص می‌شود که فراوانی زلزله‌ها با بزرگی آن‌ها رابطه معکوس دارند. هر چه بزرگی زمین‌لرزه کمتر باشد فراوانی آن در منطقه بیشتر است (شکل ۴-۵). همچنین با توجه به شکل زیر مشخص می‌باشد که زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی $4-4.5$ ریشتر بیشترین فراوانی و زمین‌لرزه‌های با بزرگی ۶ ریشتر کمترین فراوانی را دارند، بنابراین بیشترین انرژی منطقه با زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی کم آزاد می‌شود.



شکل ۴-۵: نمودار فراوانی و بزرگی زلزله‌ها.

۴-۴-۶- محاسبه دوره بازگشت رویداد زلزله‌ها

بزرگترین زمین‌لرزه قابل‌انتظار در یک بازه زمانی مشخص که می‌تواند رخ دهد دوره بازگشت آن زمین‌لرزه تعریف می‌شود. دوره بازگشت را می‌توان با ویژگی‌های متفاوتی چون ویژگی‌های زمین‌شناسی، ویژگی‌های دیرینه لرزه‌شناسی، ویژگی‌های زلزله‌شناسی و همچنین با استفاده از روابط بزرگی و طول گسل و محاسبات زمین‌لرزه‌های تاریخی تقریب تخمین زد.

(T) یا میانگین دوره بازگشت از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$T = 1 / N^{(a-bm)} \quad \text{رابطه (۴-۲)}$$

به این وسیله می‌توان برای منطقه مورد مطالعه دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگی‌های مختلف را محاسبه کرد.

جدول ۴-۳: محاسبه دوره بازگشت زلزله‌ها (نسبت به سال)

بزرگی	نرخ وقوع (درصد)	دوره بازگشت (سال)
۴	۰/۹۶	۱
۴/۵	۰/۳۱	۳
۵	۰/۱۰	۱۰
۵/۵	۰/۰۳	۳۰
۶	۰/۰۱	۹۲
۶/۵	۰	۲۸۲

۴-۴-۷- برآورد DBE و MCE

در نتیجه رخداد زلزله شتاب افقی ناشی از گرانث در محل ساختگاه سازه ایجاد می‌شود. این میزان شتاب افقی را عموماً در طراحی سازه‌های مهم و اساسی مهندسين طراح می‌بایست مدنظر قرار دهند. مرز نخست (۱۰٪) احتمال رویداد در ۵۰ سال آینده با فرض دور بازگشت ۵۰ ساله (و مرز دوم (۶۴٪) احتمال رویداد در ۵۰ سال آینده، برابر با فرض دوره برگشت ۵۰ ساله) معمولاً برای منظوره‌ای طراحی سازه‌ها توصیه می‌شود.

همواره مهندس زلزله‌شناس شتاب افقی زمین را در دو سطح درصد احتمال وقوع ۱۰٪ و ۶۴٪ محاسبه می‌کند. سطح ۱۰٪ یا (MCE) احتمال رویداد زلزله به بیشینه زمین‌لرزه ممکنه تعریف شده است. و سطح ۶۴٪ یا (DBE) را احتمال رویداد زلزله که برای طراحی‌های عمومی ساختمانی مدنظر قرار می‌دهند که آن را زمین‌لرزه پایه می‌گویند.

MCE بیشینه زمین‌لرزه (maximum credible Earthquake): در طی رخداد چنین زمین‌لرزه‌ای شدیدترین جنبش در ساخت گاه سازه به وجود آمده و در نتیجه آن بیشترین خسارت بدان وارد شده، در طی چنین زمین‌لرزه‌ای نباید سازه فروبریزد و خسارات جانی بجای بگذارد. در این صورت احتمال ویرانی ۱۰٪ را برای سازه می‌توان تعریف کرد.

DBE زمین‌لرزه پایه طراحی (Design Basic Earthquake): این زمین‌لرزه احتمال رخداد آن در عمر مفید سازه قابل انتظار است در پی این زمین‌لرزه بیشترین نیروها بر سازه وارد می‌آید پس بنابراین سازه باید به نحوی طراحی و ساخته شود که نیروهای به وجود آمده از این زمین‌لرزه را تحمل کند و پایدار بماند. طبق این روش می‌بایست در برابر بیشترین زلزله اتفاق افتاده حدود ۶۴٪ احتمال ویرانی را داشته باشد. عموماً طراحی‌های سازه بر اساس MCE پرهزینه و گران قیمت است و به همین دلیل مهندسين ایرانی سازه‌ها را بر پایه احتمال رویداد زیادتر از ۵۰٪ خطر و یا کمی بیشتر DBE طراحی می‌کنند. همواره عمر مفید سازه را ۵۰ سال برای کلیه محاسبات مهندسی در نظر می‌گیرند و می‌بایست

MCE و DBE را کمی بیشتر از ۵۰ سال محاسبه کرد.

۴-۷-۱ فرمول محاسباتی میزان DBE و MCE

رابطه (۳-۴) $DBE: 64\% = 1 - \exp(-T_0 \cdot 10^{(a-bM)})$

پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه (a,b) در محاسبه میزان MCE نیز به کار می‌رود.

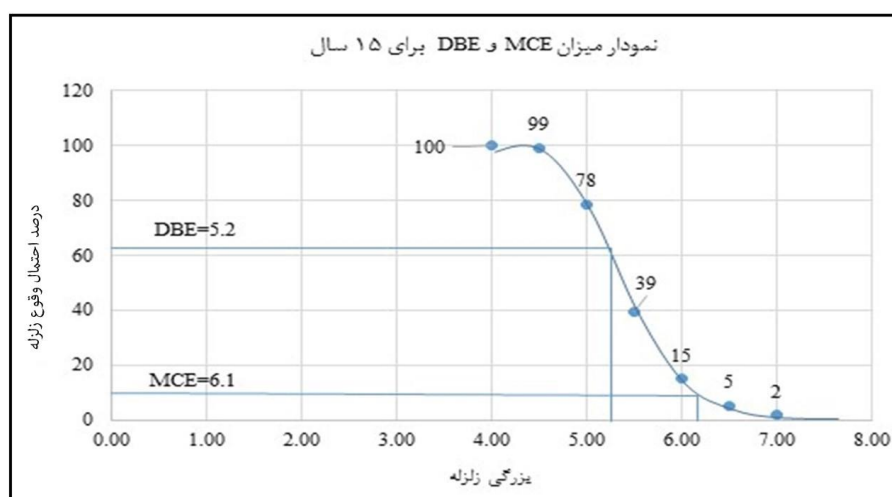
رابطه (۴-۴) $MCE: 10\% = 1 - \exp(-T \cdot 10^{(a-bM)})$

جدول ۴-۴: محاسبه درصد احتمال وقوع زلزله (p) و درصد عدم احتمال وقوع زلزله (p0)

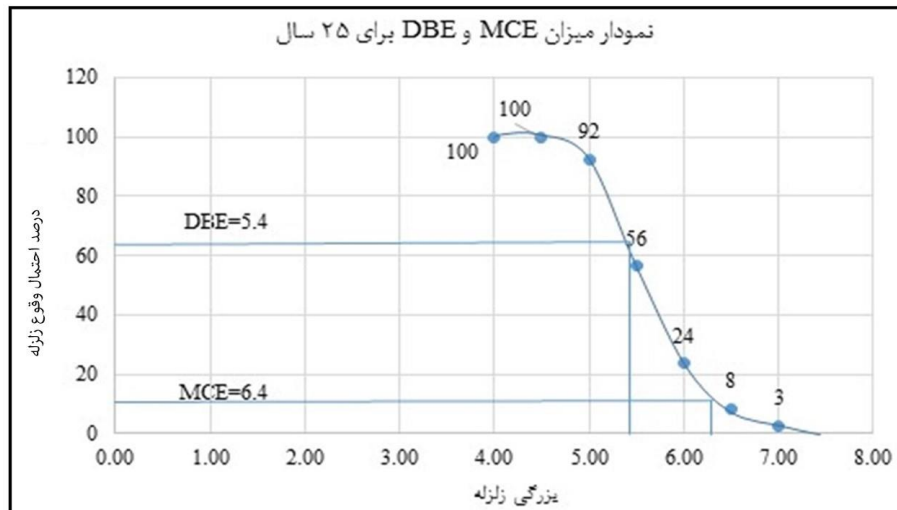
بزرگی	T0 ۱۵ سال	T0 ۲۵ سال	T0 ۵۰ سال	T ۱۵ سال	T ۲۵ سال	T ۵۰ سال
۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
۴,۵	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۹/۱	۹۹/۹۶	۱۰۰
۵	۰/۲۱۵	۰/۰۷۷	۰/۰۰۶	۷۸/۴۵	۹۹/۲۶	۹۹/۴۰
۵,۵	۰/۶۰۷	۰/۴۳۵	۰/۱۹۰	۳۹/۲۹	۵۶/۴۷	۸۱/۰۵
۶	۰/۸۵۰	۰/۷۶۳	۰/۵۸۲	۱۴/۹۷	۲۳/۶۹	۴۱/۷۷
۶,۵	۰/۹۴۹	۰/۹۱۶	۰/۸۳۹	۵/۱۴	۸/۴۱	۱۶/۱۲

در این مرحله با استفاده از نمودارهای که بر اساس عدم احتمال وقوع زلزله و بزرگی زلزله‌ها رسم می‌-

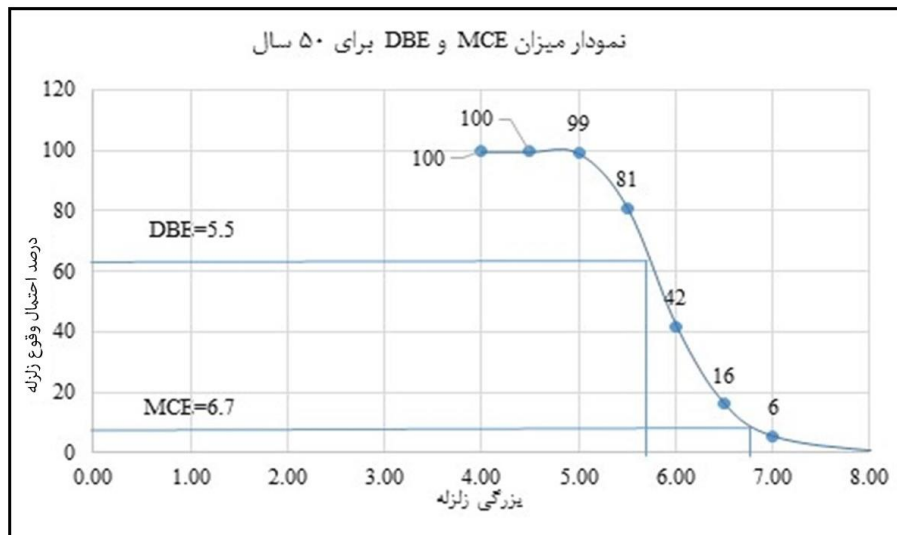
شود می‌توان احتمال رخداد زلزله‌های پایه و زلزله بیشینه را محاسبه کرد.



شکل ۴-۶: اندازه (DBE) $M_s=5.2$ و (MCE) $M_s=6.1$ بدست آمده است.



شکل ۴-۷: اندازه DBE ($M_s=5.4$) و MCE ($M_s=6.4$) بدست آمده است.



شکل ۴-۸: اندازه DBE ($M_s=5.5$) و MCE ($M_s=6.7$) بدست آمده است.

۴-۴-۸- محاسبه ضریب شتاب افقی

هدف از محاسبه شتاب افقی بدست آوردن میزان شتابی می‌باشد که در نتیجه رخداد زلزله‌هایی با بزرگی مدنظر که در سطح ۱۰٪ و سطح ۶۴٪ برای دوره بازگشت‌های مورد محاسبه قرار می‌گیرد. بر این اساس فرمول‌هایی توسط محققین مختلف مطرح شده که ما در این تحقیق فرمول‌های آقایان استرا و تریفاناک - بردی را مورد استفاده قرار داده‌ایم.

۱- فرمول تبدیل بزرگی به مقیاس اصلاح شده مرکالی

$$Ms=0.77Imm-0.07$$

رابطه (۴-۵)

۲- روابط مورد محاسبه میزان شتاب افقی براساس g

$$\text{Log } a = 0.25 \text{ I mm} + 0.25$$

رابطه (۴-۶) Stra

$$\text{Log } a = 0.3 \text{ I mm} + 0.014$$

رابطه (۴-۷) Brady – Trifonac

a ضریب شتاب افقی بر حسب محاسبه g، Imm شدت زلزله براساس مقیاس اصلاح شده مرکالی، Ms

بزرگی ریشتر.

جدول ۴-۵: محاسبه ضریب شتاب افقی در ۱۰٪ MCE و ۶۴٪ DBE برای عمرهای مفید ۵۰، ۲۵، ۱۵ سال

میانگین	Tri-Br	stra	شدت زلزله Imm	بزرگی	عمر مفید	سطح مبنا
MCE %10	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۳۶	VIII	۶/۱	۱۵
	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۳۷	VIII	۶/۴	۲۵
	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۳۹	IX	۶/۷	۵۰
DBE %64	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۲۹	VII	۵/۲	۱۵
	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳	VII	۵/۳	۲۵
	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۱	VII	۵/۵	۵۰

۴-۵- روش تعیینی

در روش تعیینی از درصد احتمال رویداد زمین لرزه، مربوط به گسل مسبب، سخنی به میان نمی آید. این روش به ویژه در مناطقی که کمتر مورد مطالعه قرار گرفته اند کاربرد دارد و نیاز به تحلیل های آماری برای تعیین فرایندها ندارد. در این روش ابتدا توان لرزه زایی چشمه های لرزه ای (گسل های با جنبش بالا و گسل های فرعی با توان جنبش) پس از شناسایی و ارزیابی آنها، تعیین می گردد که به صورت بیشینه زمین لرزه قابل انتظار یا انواع دیگر بیشینه زمین لرزه اظهار می گردد و با توجه به فاصله چشمه ها از ساختگاه (معمولاً نزدیک ترین فاصله)، حداکثر جنبش زمین در مکان مورد نظر (ساختگاه) تعیین می شود.

در این روش حد بالای شتاب، سرعت و جابجایی حساب می گردد. برای محاسبه اثر چشمه بر ساختگاه با توجه به کمترین فاصله چشمه و ساختگاه روابط میرایی اثر چشمه های مختلف حساب می گردد. بزرگترین شتاب بر روی ساختگاه تعیین کننده اوج شتاب زمین (حداکثر شتاب زمین) در

نقطه موردنظر، شتاب باورکردنی تلقی می‌شود. تحلیل خطر زمین‌لرزه به روش قطعی (تعیینی) از ۴ گام اصلی تشکیل شده است (شکل ۴-۹).

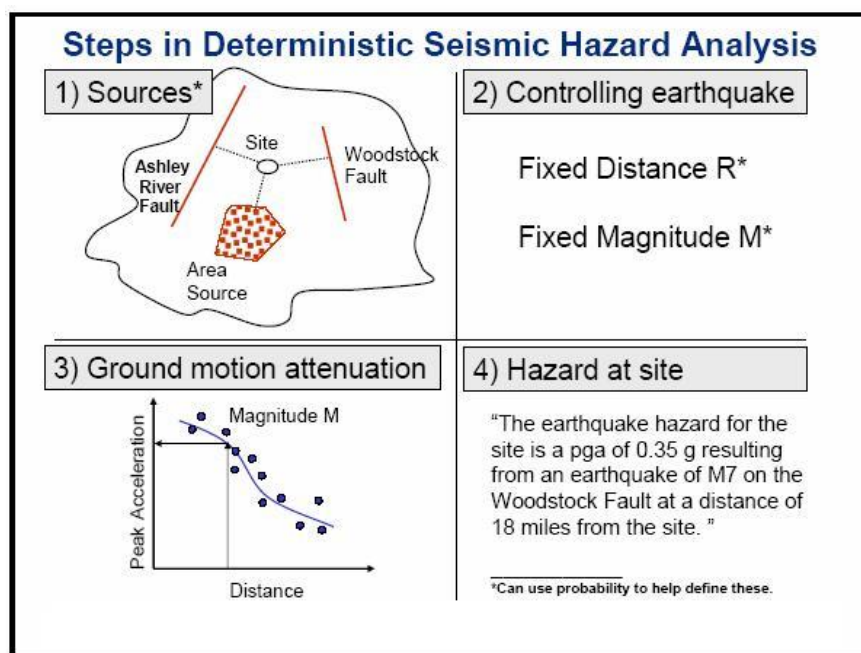
۱- تشخیص جزئیات چشمه‌های لرزه‌ای

۲- تخمین بزرگترین زمین‌لرزه حاصل از چشمه با استفاده از روابط مناسب

۳- انتخاب روابط کاهندگی برای پارامترهای جنبشی زمین

۴- محاسبه پارامترهای جنبش زمین (بیشینه شتاب، سرعت، تغییر مکان)

پس از انجام این مراحل بر اساس یافته‌های مراحل قبلی، میزان خطر زمین‌لرزه در ساختگاه برآورد می‌شود که نتیجه آن با جمله‌ای ساده و به صورت حداکثر شتاب، سرعت و یا شدت زمین بر اثر رویداد زمین‌لرزه مورد انتظار بیان می‌گردد.



شکل (۴-۹): مراحل ۴ گانه مطالعات روش تعیینی؛ (برگرفته از سازمان زمین‌شناسی آمریکا).

۴-۵-۱- تشخیص جزئیات چشمه‌های لرزه‌ای

پورکرمانی (۱۳۷۶) معتقد است، مناطقی که قادر به ایجاد زلزله می‌باشد به سرچشمه‌های لرزه‌ای

معروفاند و یکی از مهم‌ترین آن‌ها گسل‌ها هستند. گسل‌ها اصلی‌ترین چشمه‌های لرزه را هستند که خود به دو گروه فعال و غیرفعال تقسیم می‌گردند. گسل‌ها چشمه لرزه‌ای محسوب می‌شوند، برای تشخیص چشمه‌های لرزه‌ای، معیارهای متفاوتی ارائه گردیده که بعداً به آن‌ها پرداخته می‌شود (فصل ۵). پس از بررسی دقیق هر گسل فعال، باید حداکثر توان لرزه زایی گسل شناخته و محاسبه گردد، تا بتوان با توجه به فاصله میان ساختگاه و گسل فعال موجود، حداکثر شتاب افقی زمین به وجود آمده از جنبش گسل به ساختگاه پیش‌بینی گردد. ارزیابی و تخمین میزان درازای گسلش در زمین‌لرزه‌های آینده، باید بر پایه ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی و ریخت زمین‌ساختی هر گسل صورت پذیرد.

همواره میزان جابجایی گسل بستگی به فعالیت و سازوکار حاکم بر گسل‌های منطقه دارد. یکی دیگر از عوامل مهم و اساسی که می‌تواند تأثیر بسزایی در میزان جابجایی طرفین گسل نسبت به یکدیگر داشته باشد نوع سنگ‌هایی که نزدیک به سطح گسل می‌باشد. بر پایه چنین دستورهایی گسل‌های با درازای ۱۰ کیلومتر میزان جابجایی که در اثر زمین‌لرزه در روی آن اتفاق بیفتد نزدیک به نیم متر و برای گسل‌های ۱۰۰ کیلومتر نزدیک به ۴ متر یا حتی بالاتر را انتظار داشت (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴). گسل‌های کوتاه‌تری را به سه گروه می‌توان تقسیم نمود (بربریان و همکاران ۱۳۷۱).

۱. گسل‌های اصلی و لرزه‌زا با درازای بیش از ده کیلومتر

۲. گسل‌های متوسط با درازای میان دو تا ده کیلومتر

۳. گسل‌های فرعی کوتاه‌تر از دو کیلومتر

تجربه ثابت کرده است که طول گسل‌ها با توان و بزرگی لرزه‌ای آن‌ها رابطه مستقیم دارد. بدین معنی ضمن این‌که امکان فعالیت گسل‌های طویل بیشتر است، فعالیت آن‌ها با رهایی انرژی و جابجایی قابل‌ملاحظه همراه بوده و در نتیجه باعث رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌گردد. به‌طور کلی در مطالعات لرزه‌خیزی آن دسته از گسل‌های فعالی که طولی بیش از ده کیلومتر دارد، گسل‌های لرزه‌زا تلقی می‌شود (صمدیان ۱۳۷۵).

گستره منطقه مورموری یکی از پهنه‌های لرزه‌خیز که جزو زون لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس چین‌خورده و

جزو یکی از پهنه‌های لرزه‌خیز ایران محسوب می‌شود. مطالعه و تحلیل خطر لرزه به روش تعیینی به مرکزیت شهر مورموری به شعاع یک درجه در نظر گرفته شده است. بخشی از محدوده تعریف شده در سمت غرب منطقه مورموری در خاک عراق واقع شده است که ما به‌ناچار برای مطالعه گسل‌های خارج از مرز سیاسی کشورمان از عکس‌های هوایی-ماهواره‌ای استفاده کرده‌ایم. در این روش گسل‌های با طول بیش از ۱۰ کیلومتر طبق طبقه‌بندی (بربریان، ۱۳۷۱) جزء گسل‌های اصلی به شمار می‌روند و مورد ارزیابی قرار گرفتند.

برای برآورد خطر زمین‌لرزه، ابتدا نقشه منطقه ترسیم گردد. در این نقشه گسل‌های کواترنری که براساس گسل‌های رخنمون یافته در رسوبات کواترنری آورده شده است. برای ترسیم این نقشه از تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی موجود کمک گرفته شد (شکل ۴-۱۰).

۴-۵-۲- تخمین بزرگترین زمین‌لرزه حاصل از چشمه با استفاده از روابط مناسب

مبنای چنین روشی اندازه‌گیری طول هریک از گسل‌های موجود در منطقه می‌باشد. البته در نتیجه رخداد یک زلزله در سطح هر یک از گسل‌های شناخته شده منطقه، تمام طول گسل لغزش یا نسبت به یکدیگر جابه‌جا نشده و به همین دلیل محققین بسیاری بر روی حداکثر طول گسلش مطالعاتی داده‌اند. در نقاط مختلف دنیا محققین طرح مبنایی که برای مطالعه میزان جابه‌جایی طرفین گسل نسبت به یکدیگر انتظار دارند عنوان کرده‌اند که برابر با ۳۷٪ و یا در بعضی مواقع حتی نیمی از کل طول گسل را برای چنین محاسباتی قرار داده‌اند. هریک از این محققین فرمول‌هایی را عنوان کرده‌اند، که در زیر به فرمول‌های استفاده شده در این پژوهش اشاره شده است. یکی از عوامل مهم و تأثیرگذار بر روی میزان برش خوردن در نتیجه یک زلزله نوع رژیم تکتوتیکی حاکم بر منطقه و سازوکار گسل‌های منطقه می‌باشد (بربریان، ۱۳۷۳).

تخمین بیشینه زمین‌لرزه

در این روش با توجه به گسل‌هایی که در منطقه مورد مطالعه قرار دارد می‌توان با اندازه‌گیری طول هر

یک و قرار دادن در یک سری فرمول‌های مطرح‌شده توسط محققین مختلف می‌توان بزرگی مورد انتظار را براساس فعال شدن بخشی از طول یا تمام طول گسل را بدست آورد.

فرمول آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) که بر پایه زمین‌لرزه‌های خاورمیانه آماده‌شده به‌صورت زیر است.

$$M_s = 4.629 + 1.429 \log(L/2) \quad \text{رابطه (۸-۴)}$$

$$M_s = 4.629 + 1.429 \log(L^{*0.37}) \quad \text{رابطه (۹-۴)}$$

فرمول ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴)، بر اساس اطلاعات مربوط به ۲۴۴ زمین‌لرزه در سراسر جهان، از جمله ۱۲ زمین‌لرزه ایران به‌صورت زیر است.

$$M_s = 5.16 + 1.121 \log(L/2) \quad \text{رابطه (۱۰-۴)}$$

$$M_s = 5.16 + 1.121 \log(L^{*0.37}) \quad \text{رابطه (۱۱-۴)}$$

فرمول نوروزی (۱۹۸۵) که بر پایه ده زمین‌لرزه بزرگ ایران و بیشینه طول گسله زمین‌لرزه‌ای ۸۵ کیلومتر و بزرگی بیشتر از ۶ ریشتر پایه‌گذاری شده به‌صورت زیر است.

$$M_s = 1.259 + 1.244 \log(L^{*1000/2}) \quad \text{رابطه (۱۲-۴) نوروزی (۱۹۸۵)}$$

$$M_s = 1.259 + 1.244 \log(L^{*1000/0.37}) \quad \text{رابطه (۱۳-۴) نوروزی (۱۹۸۵)}$$

جدول ۴-۶: محاسبه توان لرزه‌زایی گسل‌های محدوده مورموری براساس روابط نوروزی (N)، ولز-کوپراسمیت (V&Co) و آمبرسیز ملویل (A&M).

نام گسل	طول گسل (km)	محاسبه میزان بزرگی با استفاده از روابط ذکرشده						بزرگی میانگین (Ms)
		(N)	(N)	(V&Co)	(V&Co)	(A&M)	(A&M)	
MFF1	۱۰۰	۷/۱	۸	۷/۹	۷/۱	۷/۱	۸/۱	۷/۵
MFF2	۹۰	۷	۸	۷/۸	۷	۷	۸	۷/۵
گسل دزفول	۶۰	۶/۸	۷/۷	۷/۶	۶/۸	۶/۷	۷/۸	۷/۳
گسل بالارود	۳۵	۶/۵	۷/۴	۷/۴	۶/۶	۵/۹	۷	۷
گسل کبیرکوه	۵۳	۶/۸	۷/۷	۷/۶	۶/۸	۶/۷	۷/۸	۷/۲
گسل چرخینه	۳۰	۶/۵	۷/۴	۷/۳	۶/۵	۷/۴	۶/۳	۶/۹
F1	۱۲	۶	۶/۹	۶/۹	۶	۶/۸	۵/۷	۶/۴
F2	۲۸	۶/۴	۷/۳	۷/۳	۶/۴	۷/۳	۶/۳	۶/۸
F3	۲۵	۶/۷	۷/۶	۷/۵	۷/۶	۷/۶	۶/۶	۷/۱
F4	۵۲	۶/۸	۷/۷	۷/۶	۶/۷	۷/۷	۶/۷	۷/۲

۴-۵-۳- روش‌های برآورد بیشینه شتاب گرانش زمین

در این روش برآورد بزرگترین زمین‌لرزه ممکنه (بیشینه پتانسیل لرزه‌خیزی) و بیشینه شتاب گرانش افقی زمین (شدیدترین جنبش‌های زمین) در زمان آینده صورت می‌گیرد. چنانچه طراحی سازه‌ها بر پایه نتیجه به‌دست‌آمده از این روش صورت گیرد، به علت بالا بودن شمار شتاب بدست آمده از یک زمین‌لرزه با دوره بازگشت بسیار طولانی، هزینه اجرای سازه‌ها بسیار بالا رفته و سازه از دیدگاه مهندسی قابل اجرا نخواهد بود. در روش تعیینی، داده‌های دقیق زمین ساختی - زمین‌شناختی و لرزه‌زمین‌ساختی ناحیه‌ای و محلی، موردبررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفته و بدین ترتیب بیشترین اثرهای ناشی از زمین‌لرزه‌های پیشین بر گستره طرح و پتانسیل هر یک از عامل‌های لرزه زمین ساختی و اثرهای آن بر گستره طرح در نظر گرفته می‌شود.

در طراحی سازه‌ها در مقابل زلزله، ارزیابی میزان حداکثر شتاب زلزله در طول عمر سازه از اهمیت زیادی برخوردار است. از آنجاکه ساختمان‌ها معمولاً شتاب عمودی ناشی از زلزله را به راحتی تحمل می‌کنند، در این گونه بررسی‌ها شتاب افقی حرکت زمین حائز اهمیت است. می‌دانیم که جنبش‌های شدید زمین‌لرزه با دوری از گسله‌های فعال کاهش پیدا می‌کنند. میزان کاهش اثرهای ویرانگر زمین-لرزه نسبت به مسافت، به‌طور تدریجی کم بوده و رابطه‌های آزمایشی گوناگونی در سراسر کشورهای لرزه‌خیز جهان در این زمینه پیشنهاد شده است.

در این تحقیق از رابطه‌های آزمایشی کاهش بیشینه شتاب گرانش زمین در پیوند با بزرگی زمین‌لرزه استفاده شده است. برای این منظور از دستورهای آزمایشی زیر می‌توان استفاده نمود:

استوا (۱۹۷۰): دستور زیر را با استفاده از زمین‌لرزه‌های روی داده در کشورهای گوناگون پیشنهاد نموده است.

$$Y = 1.26 \exp^{(0.8M)} / (R + 25)^2 \quad \text{رابطه (۴-۱۴)}$$

دانووان (۱۹۷۳): بر پایه بررسی ۶۷۰ شتاب‌نگاشت که ۱۰۰ عدد آن مربوط به زمین‌لرزه‌های ژاپن و ۲۱۰ عدد آن از شتاب نگاشت‌های کالیفرنیا بودند، دستور آزمایشی زیر را بدست آورد است.

$$Y = 1.080 \exp(0.5M)/(R + 25)^{1.32} \quad \text{رابطه (۴-۱۵)}$$

روشندل و ناصر نعمت (۱۹۷۸): دستور آزمایشی زیر را برای ایران به این صورت نوشته است.

$$Y = 5.2 \exp^{(0.8M)}/(R + 40)^2 \quad \text{رابطه (۴-۱۶)}$$

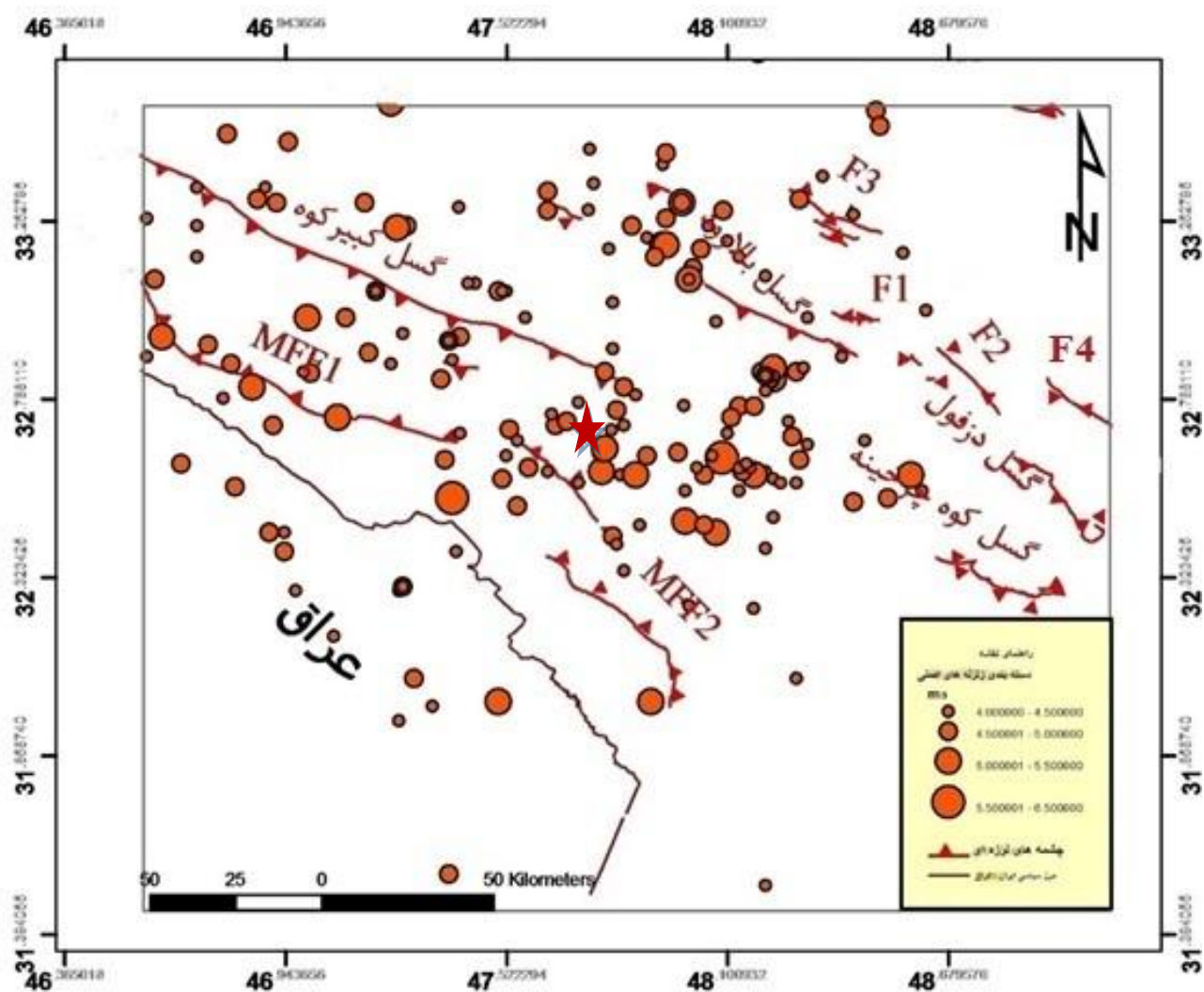
۴-۵-۳-۱- محاسبه بیشینه شتاب افقی وارد بر بخش مورموری

با استفاده از روابط، شتاب افقی وارد بر بخش مورموری محاسبه شده و نتایج حاصل در جدول (۴-۷) آمده است. مبنای چنین روشی بعد از اندازه‌گیری و مشخص کردن گسل‌های منطقه می‌بایست نزدیک‌ترین فاصله‌ای که خط گسلی تا مرکز سایت مورد مطالعه دارد اندازه‌گیری کرده و بعد از انجام محاسبات لازم بیشینه شتاب افقی که می‌تواند هر یک از گسل‌های منطقه در نتیجه زلزله ایجاد کند به دست آورد. مطابق این محاسبات بیشترین شتاب افقی محتمل وارد بر مورموری (۰/۹۶g) شتاب ثقل زمین و ناشی از فعالیت گسل پیشانی کوهستان با طول ۱۰۰ کیلومتر که در ۱۰ کیلومتری بخش مورموری قرار گرفته است.

جدول ۴-۷: محاسبه میزان بیشینه شتاب افقی وارد بر بخش مورموری با استفاده از فرمول‌های براساس

استوا (S) دونووان (D) و نعمت و روشندل (N&R).

نام گسل	طول گسل (KM)	فاصله (KM)	محاسبه میزان شتاب			شتاب میانگین (بر حسب g)
			S	D	N,R	
MFF1	۱۰۰	۱۰	۰/۸۴	۰/۳۲	۱/۷۱	۰/۹۶
MFF2	۹۰	۳۵	۰/۳۷	۰/۱۶	۰/۵۸	۰/۳۷
گسل کبیرکوه	۵۳	۱۶	۰/۵۳	۰/۲۶	۰/۹۸	۰/۵۹
گسل دزفول	۶۰	۱۰۰	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۹
گسل بالا رود	۳۵	۴۸	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۲۶	۰/۱۹
گسل کوه چرخینه	۳۰	۹۰	۰/۰۸	۰/۰۶۷	۰/۱۰	۰/۰۸
F1	۱۲	۱۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹۱	۰/۱۱	۰/۰۹
F2	۲۸	۶۶	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۸
F3	۲۵	۸۵	۰/۱۱	۰/۰۷۹	۰/۰۵	۰/۱۱
F4	۵۲	۷۶	۰/۰۹	۰/۰۵۵	۰/۰۸	۰/۰۷



شکل ۴-۱۰: نقشه گسلی منطقه و رومرکز زلزله‌های با بزرگی $M_s \geq 4$ در بازه زمانی (۱۹۲۷-۲۰۱۴).

فصل پنجم

بررسی دلایل لرزه‌خیزی

یکی از بلایای طبیعی که جان و مال انسان را تهدید می‌کند زلزله است. در طول تاریخ انسان‌های زیادی در اثر زمین‌لرزه جان خود را از دست داده‌اند. و حتی باعث از بین رفتن تمدن‌هایی در طول تاریخ شده است. یکی از مهیب‌ترین وقایعی که تاکنون در طول تاریخ اتفاق افتاده است، زمین‌لرزه‌ای بود که در سال (۱۵۵۶ میلادی) در چین اتفاق افتاد. در این واقعه قریب به ۸۰۰ هزار نفر جان خود را از دست دادند. این واقعه مهیب که مرگ‌ومیر بسیار زیاد به همراه داشت درجایی اتفاق افتاد که جمعیت آسیب‌دیده در غارهایی که در رسوبات بادی لسی ایجاد شده بود زندگی می‌کردند. در سال ۱۹۷۶ مجدداً در چین زمین‌لرزه‌ای به وقوع پیوست که باعث کشتار ۷۵۰ هزار نفر شد. در ایران نیز آثاری از زمین‌لرزه‌های محلی در استان‌های مختلف وجود دارد. آن‌گونه که اسناد و مدارک موجود نشان می‌دهد ایران طی ۶ دهه اخیر حداقل ۱۲ زمین‌لرزه با شدت بیش از ۷ ریشتر را شاهد بوده است، پس می‌توان این را نتیجه گرفت به‌طور متوسط هر ۵ سال یک‌بار این زمین‌لرزه‌ها در حال رخداد می‌باشند عبارت‌اند: زمین‌لرزه شمال خراسان در مهرماه ۱۳۰۸، جنوب غربی سلماس اردیبهشت ۱۳۰۹، سراوان خرداد ۱۳۱۳، شمال خراسان مهر ۱۳۲۷، لاریجان تیر ۱۳۳۶، بوئین‌زهره ۱۳۴۱، دشت بیاض خراسان مرداد ۱۳۴۷، بندرعباس اسفند ۱۳۵۶، طبس شهریور ۱۳۵۷، شمال قائن آباد ۱۳۵۸ و رودبار خردادماه ۱۳۶۹.

بین سال‌های ۱۲۷۸ تا ۱۳۱۳، در حدود ۵۰٪ زمین‌لرزه در مطبوعات فارسی ثبت شده است. در ۱۰ شهریور سال ۱۳۴۱ زمین‌لرزه فاجعه باری در منطقه پرجمعیت بوئین‌زهره در جنوب قزوین به وقوع پیوست که ۹۱ روستا را به کلی ویران کرد و ۱۲۲۰۰ تن کشته و ۲۸۰۰۰ تن نیز آسیب دیدند. زمین‌لرزه خرداد ۱۳۶۹ منجیل، نزدیک به ۴۰ هزار نفر کشته و بالغ بر هفت میلیون دلار آسیب مالی در پی داشته است. پس می‌توان چنین نتیجه گرفت که زمین‌لرزه همواره جان و مال انسان را تهدید می‌کرده و در آینده نیز برای انسان مشکل‌ساز خواهد بود. شناخت کافی از سازوکار پیدایشی زلزله و عوامل مؤثر بر آن می‌تواند عاملی بسیار مهم و اساسی باشد تا بتوان در مواقع وقوع زمین‌لرزه آسیب کمتری را متحمل شد.

۵-۱- تعریف زلزله

به طور کلی زمین‌لرزه‌ها معرف رها شدن تنش‌های انباشته‌شده در لیتوسفر می‌باشند که در طول گسل‌ها و شکستگی‌های صفحه‌ای در سنگ‌ها در محلی که یک سمت نسبت به سمت دیگر تغییر مکان حاصل می‌کند رخ می‌دهند. وقتی اصطکاک بین سنگ‌ها در دو سمت یک گسل به صورتی است که از لغزش سنگ‌ها جلوگیری به عمل می‌آورد یا هنگامی که نیروهای وارده بر سنگ‌های تحت تنش در نهایت بیش از قدرت مقاومت در برابر شکستگی، و یا اینکه بیش از اصطکاک موجود می‌شود یک حرکت یا جابه‌جایی ناگهانی باعث رها شدن تنش می‌شود. در اصطلاح این حرکت زمین‌لرزه نامیده می‌شود. موقعیت مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها با مقیاس بزرگ معمولاً در طول کمربندهای خطی متمرکز شده‌اند و معمولاً با حاشیه صفحات تکتونیکی مطابقت دارند. باین‌حال، تمام زمین‌لرزه‌ها در مرزهای صفحات تکتونیکی اتفاق نمی‌افتند زیرا این مناطق مکان‌هایی هستند که در آنها صفحات به یکدیگر تکان وارد می‌آورند یا با یکدیگر تماس حاصل می‌کنند. در این حالت تنش‌های زیادی انبار می‌شود و جایی که گسل‌ها و شکستگی‌ها وجود دارد، ممکن است جابه‌جایی صورت گیرد. محیط به وجود آمدن زلزله متفاوت می‌باشد و با توجه به رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه می‌توان احتمال رخ داده زلزله را انتظار داشت.

۵-۲- انواع محیط به وجود آمدن زلزله

بررسی نقشه‌های توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های دنیا و مرزهای صفحات تکتونیکی، بیانگر انطباق و ارتباط مستقیم این دو است. بر این اساس مشاهده‌شده است که اکثر زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در جهان در امتداد سه منطقه یا کمربند اصلی می‌باشند.

۵-۲-۱- **کمربند حاشیه اقیانوس آرام:** سواحل باختری آمریکای شمالی و جنوبی را دربرمی‌گیرد و ۳۴ درصد کل انرژی آزادشده به وسیله زمین‌لرزه سراسر دنیا را به خود اختصاص می‌دهد.

۵-۲-۲- **کمربند آلپ هیمالیا:** ۵۰ درصد از کل انرژی آزادشده توسط زمین‌لرزه‌ها در این کمربند

آزاد می‌شود. از خلیج بنگال تا هیمالیا واقع شده، پس از عبور از عرض ایران تا جزایر آژورس ادامه دارد.

۵-۲-۳- کمر بند پشته میانی اقیانوس اطلس: ۱۶ درصد باقی‌مانده از کل انرژی‌های آزاد شده نیز به نواحی پشته‌های اقیانوسی و مناطقی که هر از چند گاهی به صورت پراکنده دچار زمین‌لرزه‌های کم‌عمق می‌شوند، اختصاص می‌یابد.

۵-۳- پهنه‌بندی خطر زلزله در ایران

ایران بخشی از کمر بند کوهزایی آلپ-هیمالیا را تشکیل می‌دهد. پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در فلات ایران نشان‌دهنده کامل فلات ایران با موقعیت تکتونیکی آن است. در ایران تنش فشارشی ناشی از باز شدن دریای سرخ و حرکت صفحه عربی عربستان به سمت ایران در راستای شمال-شمال شرقی و همچنین حرکت صفحه هند در راستای شمال-شمال غربی می‌باشد. این حرکت سبب جابجایی در صفحات قاره‌ای و اقیانوسی در ایران شده و موجبات بروز زلزله‌ها در ایران را مهیا کرده است و به همین دلیل ایران یکی از مناطق زلزله‌خیز و خطرناک جهان شناخته شده است. این مطالعات با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌ای دستگاهی و تاریخی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی و بازدیدهای صحرایی موجبات تهیه یک نقشه را می‌دهد. این نقشه‌ها با توجه به سابقه لرزه‌خیزی، گسل‌های کواترنری و نقشه‌های لرزه‌زمین‌ساخت تهیه شده‌اند. شکل ۵-۱ دارای چهار پهنه با خطر لرزه‌ای خیلی بالا، بالا، متوسط و پایین می‌باشد (غفوری-آشتیانی (۱۹۹۸)).

۵-۳-۱- پهنه خطر لرزه خیری با شتاب خیلی بالا: این پهنه بر روی گسل‌های توانمند بنیادین و لرزه‌زا می‌باشد. در ایران بخش خیلی کمی بر روی این پهنه قرار گرفته است. حد امکان باید از ساخت‌وساز بر روی این مناطق دوری جست و اگر ساخت وجود داشته باشد باید اصول مهندسی به‌طور کامل رعایت شود.

۵-۳-۲- پهنه خطر لرزه‌ای با شتاب بالا: این پهنه در نزدیکی گسل‌های بنیادین قرار دارد (فاصله ۳۰ کیلومتری). این بخش نیز در ایران محدود می‌باشد. ساخت‌وساز در این محدود نیز باید

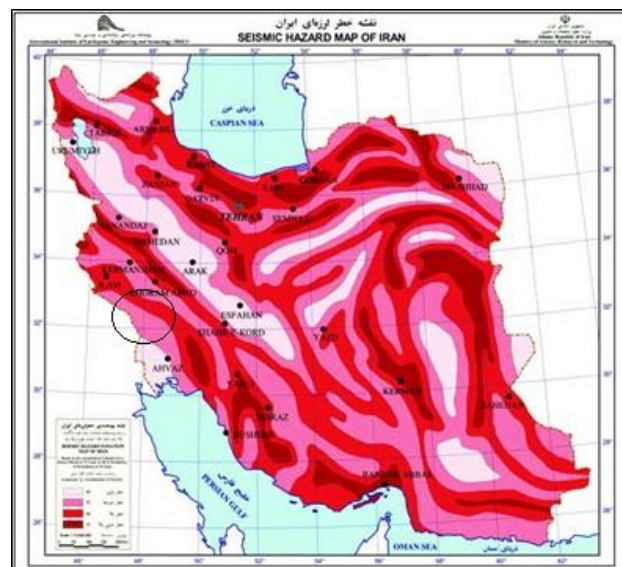
طبق اصول مهندسی قرار گیرد

۵-۳-۳- پهنه با شتاب متوسط: این پهنه در فاصله ۳۰ تا ۵۰ کیلومتری از گسل‌های موردنظر قرار

دارند. بخش بزرگی از ایران را شامل می‌شود. خطر رخداد زمین‌لرزه‌های ویرانگر در این پهنه بسیار کمتر از بخش‌های قبلی می‌باشد. مکان مناسبی برای احداث شهرهای جدید می‌باشد.

۵-۳-۴- پهنه با شتاب پایین: در این پهنه در طول تاریخ زمین‌لرزه رخ نداده است ولی می‌بایست

طبق اصول مهندسی ساخت‌وساز انجام گیرد. مناطق کویری، مناطق ایران مرکزی، و دشت ساحلی جزء این منطقه می‌باشد.



شکل ۵-۱: نقشه پهنه‌بندی خطر لرزه‌ای در ایران (برگرفته از غفوری و آشتیانی ۱۹۹۹ میلادی). کادر مشکی موقعیت منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. با توجه به قرارگیری منطقه در محل‌های با خطر متوسط تا متوسط به بالا اهمیت این مطالعات را می‌رساند.

وجود یا عدم وجود گسل‌ها و شکستگی‌های زمین و فعالیت‌های اخیر آنها و جوان بودنشان از جمله

شاخص‌هایی است که در فعالیت‌های آتی آن می‌تواند اثرگذار باشد. در واقع رابطه گسل- زلزله

دوطرفه می‌باشد، یعنی گسل‌های فراوان در یک منطقه سبب بروز زلزله می‌شود. زلزله نیز به نوبه خود

سبب ایجاد گسل‌های جدیدی گردیده و در نهایت، تعداد شکستگی‌ها زیاده‌تر شده و به این ترتیب قابلیت

لرزه‌خیزی منطقه افزایش می‌یابد (رجبی-آقاجانی، ۱۳۸۹).

۵-۴- سابقه مطالعه بر روی زلزله و نتایج بدست آمده

همواره انسان در معرض خطرهای و صدمات جانی و مالی ناشی از رخداد بلایای طبیعی قرار دارد. زلزله مهم‌ترین رخداد طبیعی و تأثیرگذارترین بر روی زندگی اجتماعی و جوامع شهری بوده. مهم‌ترین خطرات و صدمات و بیشترین تلفات انسانی در اثر زمین‌لرزه به علت عدم آگاهی از زمان رخداد زلزله می‌باشد و همواره این موضوع یکی از اساسی‌ترین سوالاتی بوده که ذهن آدمی را به خود مشغول نموده. بنابراین تحقیقات زیادی صرف این مقوله شده است که به موضوع پیش‌بینی زلزله اختصاص داده شده است. میلیون‌ها نفر در مناطق نزدیک گسل‌های بزرگ زندگی می‌کنند به همین دلیل پیش‌بینی زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌تواند موجب حفظ جان انسان‌های زیادی شود. لذا در این راستا پیشرفت‌هایی نیز صورت گرفته که می‌توان چندی از آن را به‌اختصار در زیر شرح داد. استفاده کردن از روش‌های آماری که می‌توان به روش احتمالات همراه با تعیین ریسک‌های زمین‌لرزه در یک منطقه گسله، چنین اقداماتی به پیش‌بینی‌های درازمدت معروف می‌باشد.

در بعضی از مناطق می‌توان نقشه‌هایی تهیه کرد که به موقعیت مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها در طول گسله‌های بزرگ را نمایش می‌گذارد در این نقشه‌ها پهنه‌هایی وجود دارد که هیچ‌گونه فعالیت‌های لرزه‌ای در آن وجود نداشته باشد درحالی‌که زمین‌لرزه‌ها با مقیاس کوچک در طول بخش‌های دیگر همان گسل دیده شده است. چنین بخش‌هایی منفعل و خفته‌ای که در غیر این حالت به‌صورت گسل فعال هستند نبوده‌ای لرزه‌ای نام دارد. این مناطق ظاهر معرف بخش‌هایی هستند که در طول آنها گسل‌ها قفل شده و اصطکاک زیاد باعث جلوگیری از لغزش آنها می‌شود، حال این مناطق ممکن است مکان وقوع زمین‌لرزه‌های بسیار شدید در آینده باشد.

بررسی تغییراتی که در خصوصیات سنگ‌ها قبل از وقوع زمین‌لرزه به وجود می‌آید می‌تواند مهم و قابل‌توجه باشد. برای مثال، سطح زمین قبل از وقوع زمین‌لرزه دچار بالاآمدگی یا کج شدگی پیدا کند سرعت امواج P در سنگ‌ها در نزدیکی سطح گسل پایین آمده و قبل از وقوع زمین‌لرزه مجدداً بالا می‌رود.

نسبت سرعت بین امواج P و S دیده می‌شود که موقعیت الکتریکی بین آنها ابتدا افزایش یافته و قبل از وقوع زمین‌لرزه کم می‌شود. زمانی که در طول آن این تغییرات رخ می‌دهد متفاوت می‌باشد این زمان می‌تواند هفته‌ها، ماه‌ها، حتی دهها سال متفاوت باشد. در این روش فاصله زمانی که در طول آن شاهد این تغییرات بوده و زمان رخداد زلزله رابطه‌ای وجود دارد. پس بنابراین می‌توان چنین نتیجه گرفت، هر قدر این چرخه طولانی‌تر باشد زمین‌لرزه بزرگ‌تر و شدیدتر خواهد بود.

درباره زلزله‌های منطقه زاگرس افراد بسیاری مطالعاتی انجام داده‌اند و نتایج را به این صورت بیان کرده‌اند. کشور ایران به‌عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا همواره از لرزه‌خیزی بالایی در طول تاریخ برخوردار بوده است، به‌گونه‌ای که بخش‌های مختلف کشور توسط زمین‌لرزه‌های ویرانگر متعددی پیوسته تخریب شده است. این پدیده تاکنون به‌عنوان مهم‌ترین بلای طبیعی کشور، تلفات و خسارات سنگینی را به بار آورده است. در بیشتر بخش‌های ایران، لرزه‌خیزی در ارتباط مستقیم با تجدید فعالیت گسل‌هاست و بیشترین میزان لرزه‌خیزی در امتداد گسل‌های فعال روی داده است (آزادیخواه و همکاران، ۱۳۸۸).

سازوکار ژرفی این زمین‌لرزه‌ها عمدتاً یک راندگی را با صفحات گرهی موازی با ساختارهای زمین‌شناختی و گسله پیشانی کوهستان نشان می‌دهند (Berberian 1995).

براساس اینکه عامل به وجود آمدن زلزله‌های زاگرس را مربوط به حرکت صفحه عربی به سمت شمال‌شرق خود می‌دانند. افراد مختلف اقدام به اندازه‌گیری میزان جابجایی در طول سال برای این صفحه کرده‌اند.

بر اساس اندازه‌گیری‌های ورق‌های قاره‌ای هم‌اکنون نیز فعال می‌باشد. ورق عربی با سرعت ۲۲ میلی‌متر در سال در حال حرکت است (Vernant et al 2004).

نیل فروشان و همکاران (۲۰۰۶)، در منطقه زاگرس چین‌خورده برای دستیابی به میزان جابجایی و سمت حرکت آن تحقیقی صورت گرفته است. این تحقیق در طی ۳ ماه مارس ۱۹۹۸ و ماه دسامبر ۱۹۹۹ و در نهایت ژوئن ۲۰۰۱ انجام شد. در طی آن ۳۵ ایستگاه اندازه‌گیری ماهواره‌ای در منطقه

زاگرس چین خورده مستقر کردند. نتیجه بدست آمده توسط سیستم (Gps) جهانی چنین بود، سمت اصلی حرکت صفحه عربی به سمت ایران می باشد که تغییر شکل و عامل آن مشخص گردید. ایستگاه های مستقر شده در جنوب شرق منطقه جابجایی ($3 \pm 22-13$) میلی متر در سال به سمت شمال، میزان جابجایی ($7-5$) میلی متر در سال به سمت شرق را نشان دادند. در شمال غرب کمربند مورب زاگرس ($12-8$) میلی متر در سال به طرف شمال و ($19-14$) میلی متر در سال به سمت غرب می باشد. بیشتر کوتاه شدگی در شمال غرب زاگرس به نظر می رسد اتفاق می افتد.

نیل فروشان و همکاران (2003)، تخمین اولیه از حرکات مشاهده شده نشان می دهد که صفحه عربستان با سرعتی $2/5-2/1$ سانتی متر در سال نسبت به اوراسیا به طرف شمال در حرکت است. با این اوصاف تغییر شکل در ایران به طور همگنی بر روی پهنه فعال تغییر شکلی توزیع یافته است. در شرق ایران کوتاه شدگی بر روی دو بخش، منطقه فرورانش مکران ($8/1$ سانتی متر ارسال) و به طرف غرب کوتاه شدگی بر روی زاگرس ($8/0$ سانتی متر در سال) توزیع یافته است.

زاگرس با زمین ساخت پیچیده، یکی از منابع اصلی ایجاد زلزله ها راندگی های پنهانی می باشند که با پیشرفت چین های سطحی همراهند. علاوه بر راندگی های مذکور گسل های اصلی با رخنمون سطحی نیز وجود دارند که نقش تعیین کننده ای در زمین ساخت منطقه داشته اند (بربریان 1995). سازوکار غالب گسلی در منطقه، گسلش معکوس بوده که با شیب زیاد به سمت زیر چین های منطقه نمایان شده است.

در دوره مطالعات این پژوهش امید بود به جواب قانع کننده ای جهت حل کردن علل رخداد مکرر زمین لرزه در منطقه مورموری دست پیدا کنیم. پس از رخداد زلزله $1393/05/27$ وقوع پس لرزه های متعدد در ناحیه سوالاتی را ایجاد کرده است سؤال های مطرح شده به شرح زیر می باشند. که مهم ترین آنها عبارت اند از:

۱. گسل مسبب زلزله $1393/05/27$ کدام است؟ سازوکار آن چیست؟

۲. علت وقوع پس لرزه های فراوان چیست؟

۳. آیا علاوه بر تکتونیک فعال معمول ناحیه زاگرس، وجود سری هرمز در این وضعیت می‌تواند

نقش داشته باشد؟

۵-۵- زمین‌لرزه ۱۳۹۳/۵/۲۷ بخش مورموری شهرستان آبدانان

زمین‌لرزه‌ای به بزرگی ۶/۲ درجه در مقیاس محلی ریشتر ساعت ۷ و ۲ دقیقه و ۵ ثانیه بامداد روز دوشنبه مورخه ۱۳۹۳/۵/۲۷ بخش مورموری شهرستان آبدانان در جنوب خاوری استان ایلام را لرزاند. کانون این زمین‌لرزه ۳ کیلومتری جنوب مورموری، ۳۶ کیلومتری شمال موسیان و ۴۱ کیلومتری شرق دهلران در شهرستان آبدانان استان ایلام گزارش شده است. این زمین‌لرزه به روستاهای منطقه آسیب‌هایی وارد کرده است. در اثر این زمین‌لرزه آسیب‌هایی به منازل مسکونی و تجاری بخش‌هایی از شهرستان دهلران وارد شد. وقوع این زمین‌لرزه با دو پیش‌لرزه با بزرگی بیش از ۳ ریشتر و ۵ ریشتر در شب قبل باعث هوشیاری نسبتاً مناسب برای ساکنان منطقه گردید و سبب شده تا ساکنان شهرها و روستاها برای در امان ماندن از زلزله احتمالی به مکان‌های باز و امن از جمله بوستان‌ها پناه آورند. لرزه‌های ناشی از زلزله اصلی در محدوده شمال استان ایلام، شمال استان خوزستان و غرب استان لرستان احساس شده است. تعداد پس‌لرزه‌ها در اثر این زمین‌لرزه به بیش از ۱۶۰۰ رویداد رسیده است که تعداد حدود نزدیک به ۵۰۰ پس‌لرزه بزرگ‌تر از ۴ ریشتر بوده‌اند. مختصات سازوکار ژرفی زمین‌لرزه ۶/۲ ریشتری مورموری توسط مراکز لرزه‌نگاری داخلی و مراکز لرزه‌نگاری خارجی مورد مطالعه قرار گرفت. جدول (۵-۱) مربوط به مختصات منتشرشده از سوی مراکز لرزه‌نگاری خارجی و جدول (۵-۲) مربوط به مختصات منتشرشده از سوی موسسه لرزه‌نگاری ژئوفیزیک دانشگاه تهران می‌باشد.

جدول ۵-۱: مختصات سازوکار ژرفی زمین‌لرزه ۱۳۹۳/۵/۲۷ منطقه مورموری (برگرفته از موسسات خارجی)

Focal Mechanism Solution of the 2014 Mormori Earthquake from Catalogs of USGS/NEIC, Global CMT, and ISC				
Solution	Magnitude	Depth (km)	Np1 (Strike, Dip, Rake)	Np2 (Strike, Dip, Rake)
USGS/NEIC	6.2	4.0	121°, 79°, 89°	308°, 12°, 97°
Global CMT	6.2	12.0	114°, 65°, 80°	317°, 27°, 111°
ISC	6.2	5.0	104°, 63°, 72°	320°, 32°, 121°

جدول ۵-۲: مختصات سازوکار ژرفی زمین‌لرزه ۱۳۹۳/۵/۲۷ منطقه مورموری (موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران)

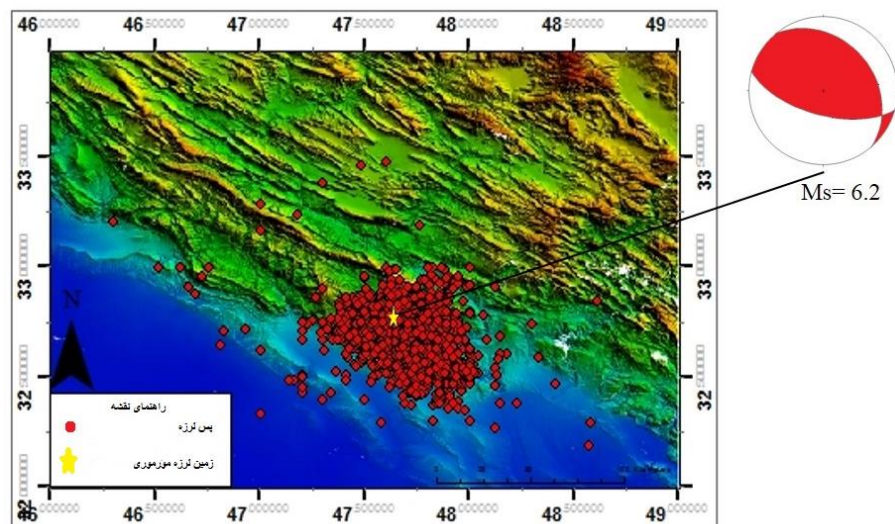
Magnitude	Depth (km)	Np1 (Strike, Dip, Rake)	Np2 (Strike, Dip, Rake)
6.2	10	105°, 63°, 73°	320°, 31°, 120°

زمین‌لرزه مردادماه منطقه مورموری از لحاظ اینکه قبل از وقوع زمین‌لرزه اصلی وقوع پیش‌لرزه‌های با بزرگی بیشتر از ۴ ریشتر منحصر می‌باشد. این زمین‌لرزه در نتیجه جنبش ناشی از جابجایی گسل بین کوه و دشت در راستای گسل منطقه به وجود آمده و جنبانی منطقه را به نمایش می‌گذارد. تعداد زمین‌لرزه‌های تاریخی روی داده در محدوده مطالعاتی ۲۰ رخداد بوده که قدیمی‌ترین آنها در ۱۱ هزار سال پیش با بزرگی ۷ ریشتر باعث روید زمین‌لرزه سیمره شده است (بربریان، ۱۹۹۴). بزرگترین زلزله رخ داده تاریخی گزارش شده در این گستره می‌باشد. از روز رخداد زمین‌لرزه تا پایان سال ۲۰۱۴ تعداد ۱۶۰۰ پس‌لرزه در منطقه رخ داده است. پس از وقوع، ادامه داشتن پس‌لرزه‌های آن تا مدت طولانی قابل تأمل بوده و در حال حاضر نیز رخداد این زمین‌لرزه‌ها ادامه دارد. رخداد پس‌لرزه‌های فراوان از این نظر مهم می‌باشند که حالت فوج گونه بوده و همچنین پس‌لرزه‌هایی با بزرگی‌های بزرگ‌تر از ۵ نیز منطقه را حساس کرده است.

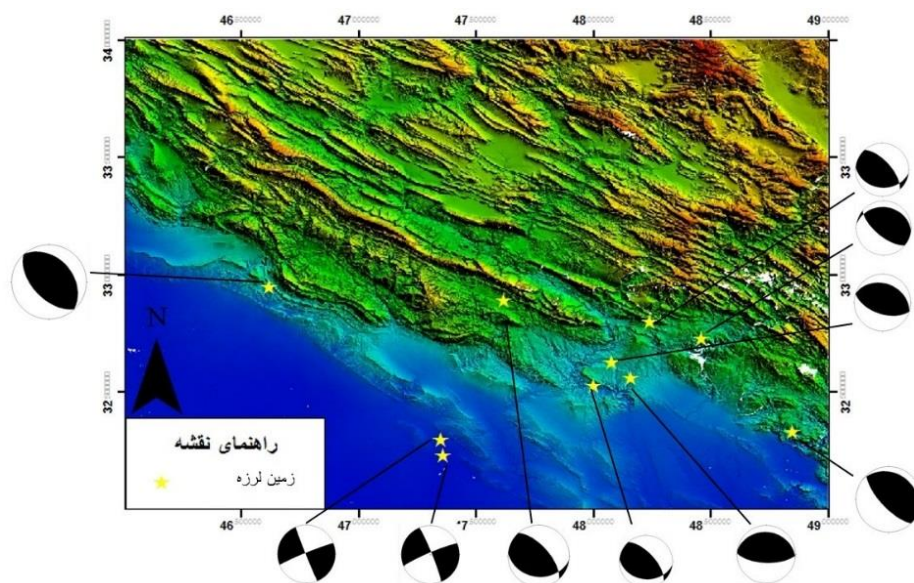
بررسی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه مورموری حاکی از آن است که پایین‌ترین عمق گسلش آنها تا ۲۳ کیلومتر است. اغلب پس‌لرزه‌ها در محدوده عمقی تقریباً ۷ تا ۱۸ کیلومتر واقع شده‌اند. اما رویدادهای نیز در عمق کمتر زیر لایه رسوبی قرار گرفته‌اند که این با نتایج پیشین مبنی بر اینکه زمین‌لرزه‌های زاگرس در زیر لایه رسوبی روی می‌دهند، مطابقت دارد (شکل ۵-۹).

از آنجا که بخش مورموری در کمربند چین خورده ساده زاگرس قرار دارد. توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۷ مرداد ۱۳۹۳ مورموری در سطح، به صورت کلونی به شعاع تقریبی ۵ کیلومتر روی یال شمال شرقی تاقدیس دال‌پری با روند شمال غربی-جنوب شرقی قرار گرفته است. شکل (۵-۲) محل تجمع پس‌لرزه‌ها و موقعیت شوک اصلی را نمایش می‌دهد که در جهت شمال غربی-جنوب شرقی پراکنش بیشتری دارد. در نتیجه داده‌های لرزه‌ای به تبعیت از گسل مسبب زمین‌لرزه دارای راستای شمال-

غربی - جنوب شرقی می باشند. فوکل مکانیسم ترسیم شده براساس داده های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران می باشد.



شکل ۵-۲: نقشه رومرکز پس لرزه ها و زمین لرزه مورموری به شعاع یک درجه تا اول سال ۲۰۱۵



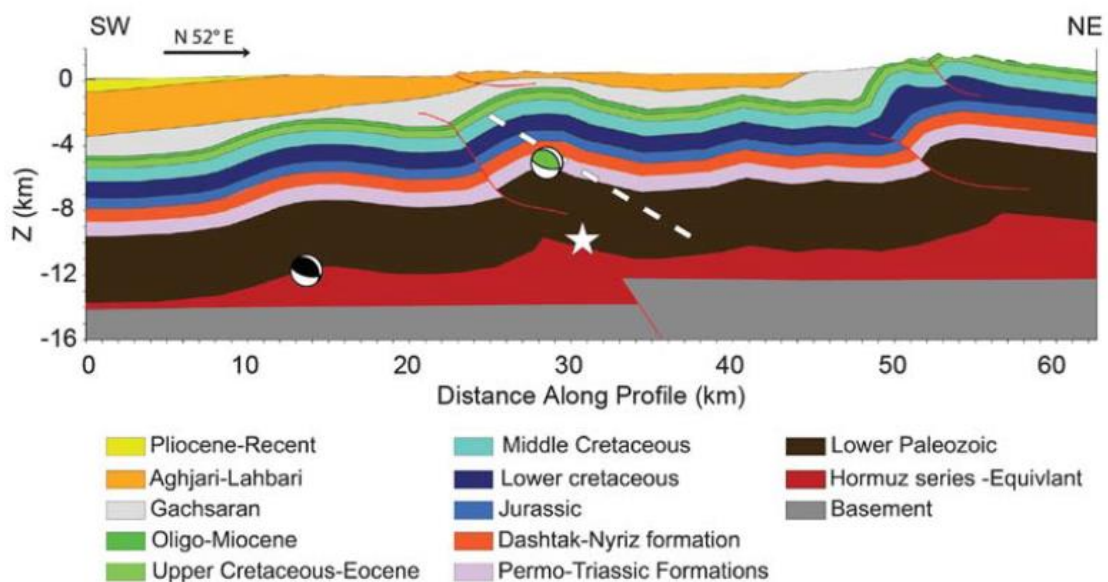
شکل ۵-۳: نقشه سازوکار ژرفی ۱۰ زمین لرزه قبل از زمین لرزه مورموری از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۳ میلادی.

۵-۶- علل زلزله های مکرر

علت زلزله های مکرر در منطقه برای همگان سؤال بوده است و در ابتدا دو نظریه وجود داشت که در سوالات متن پروپوزال بدان اشاره شده است. همه زلزله های ایران در منطقه نتیجه حرکت صفحه عربی

به سمت ایران می‌باشد. این پدیده طبیعی به این صورت می‌توان توضیح داده شود، در بعضی از مناطق بعد از زمین‌لرزه اصلی تعداد زیادی زمین‌لرزه کوچک‌تر از زمین‌لرزه اصلی (پس‌لرزه) رخ می‌دهد. این پدیده در طی یک دوره زمانی طولانی تقریباً چند هفته تا چند ماه طول می‌کشد که نشان از تخلیه مداوم تنش جمع شده درروی سطح گسل می‌باشد. همچنین می‌تواند در نتیجه بالا آمدگی گنبدی‌های نمکی منطقه اتفاق بیفتد. با توجه به شکل (۴-۵) در اثر زلزله ۲۷ مردادماه ۱۳۹۳ شکستگی در پی‌سنگ منطقه در عمق بیشتر از ۱۰ کیلومتر اتفاق افتاده است (motaghi.at.el.2014). در نتیجه آن شکستگی‌هایی در لایه‌های رسوبی بالای سازند هرمز به وجود آمده است و با توجه به طبیعت سازند هرمز که در دما و فشار بالا حالت سیال پیدا می‌کند. سازند هرمز به درون شکستگی‌ها و هسته تاقدیس‌های زیرسطحی (تاقدیس دال‌پری واقع بر فرادیواره گسل پیشانی کوهستان) منطقه نفوذ کرده است. این حرکت سبب متشنج کردن منطقه شده است و بعد از زلزله ۲۷ مردادماه پس‌لرزه‌های فراوانی در نتیجه حرکت سازند هرمز در منطقه رخ می‌دهد.

شکل ۴-۵: تصویر شماتیک شکستگی ایجاد شده در پی‌سنگ در نتیجه زلزله ۲۷ مردادماه سال ۱۳۹۳ (برگرفته از



(motaghi.at.el.2014)

اساسی‌ترین مدل لرزه‌زمین‌ساخت در مورد رویداد زمین‌لرزه در گستره طرح، وقوع زلزله در پی‌سنگ منطقه می‌باشد. این پی‌سنگ توسط رسوبات شکل‌پذیر هرمز که به صورت یک زون لغزشی ساختار

پوشش سطحی را از پی سنگ پرکامبرین جدا می کند پوشیده شده است. به این ترتیب در سطح زمین آثار گسلش همراه با رویداد زمین لرزه های مخرب نمایان نمی شود. با توجه به استریو گرام های سازوکار ژرفی ترسیم شده در شکل (۵-۳) منطقه مطالعاتی لرزه زمین ساخت ساختی، سازوکار کانونی زمین لرزه ها گسلش معکوس یا راندگی با شیب زیاد ۴۰ درجه به بالا و دارای راستای شمال غرب - جنوب شرق یعنی موازی کمربند زاگرس می باشد.

۵-۷- ارزیابی خطر گسلش در منطقه

ارزیابی خطر گسلش براساس برآورد توان لرزه زایی سرچشمه های لرزه ای می باشد. ارزیابی خطر گسلش عمدتاً شامل یک سری مطالعات پیوسته می باشد که ارتباط تنگاتنگی با یکدیگر دارند. این مطالعات شامل مطالعات نئوتکتونیک، بررسی های لرزه زمین ساختی می باشد. هدف از مطالعه خطر گسلش در یک منطقه بررسی فعالیت های همچون زمین لرزه ها می باشد که برآورد احتمال وقوع آن برای ساختمان های مهم و اساسی (سد، نیروگاه ها، و سایت های هسته ای و همچنین شهرها) در یک منطقه بسیار حیاتی می باشد. افراد بسیاری بر روی این مقوله مطالعات انجام داده اند و نتایج این گونه بیان شده است که تقریباً هیچ نقطه ای در سطح کره زمین نمی توان پیدا کرد که در گذشته خود رخداد زلزله نداشته باشد (Keller and Pinter, 2002). منطقه مورد مطالعه جزء مناطق با زمین ساخت فعال قرار دارد. زمین ساخت فعال در به وجود آمدن چشمه های لرزه ای و تکامل آنها در ارتباط می باشد که باعث گسلش، گسل های فعال منطقه و خطرات ناشی از آنها را قوت بخشیده است. در این بخش به ارزیابی خطر گسلش سرچشمه های لرزه ها (گسل های منطقه) در محدوده مورد مطالعه پرداخته شده است.

۵-۸- معرفی چشمه های لرزه ای منطقه

شناسایی چشمه های لرزه ها همواره با استفاده از مطالعات ساختاری همچنین مطالعه زلزله های اتفاق افتاده در منطقه مورد بررسی قرار می گیرد. در این پژوهش براساس ساختار و هندسه گسل ها و

چشمه‌های لرزه‌ای کار خود را ادامه داده‌ایم.

برای شناسایی چشمه‌های لرزه‌ای علاوه بر داده‌های لرزه‌ای نیاز به اطلاعات زمین‌شناسی مرتبط با زمین‌لرزه نیز می‌باشد (توکلی، ۱۳۷۲).

از طرفی تعیین چشمه‌های لرزه‌زا بر اساس شواهد زمین‌شناختی، بخش اساسی و اغلب مشکل تحلیل خطر زمین‌لرزه است (زارع، ۱۳۸۸).

۵-۹- مدل‌های چشمه‌های لرزه‌ای

تشخیص و تعریف چشمه یا چشمه‌های لرزه‌ای نیاز به اطلاعات دقیقی از زمین‌شناسی ساختمانی، لرزه‌خیزی و زمین‌ساخت محلی و منطقه‌ای دارد (پورکرمانی و آرین ۱۳۷۶).

به‌طور کلی سه نوع چشمه لرزه‌ای (چشمه نقطه‌ای، چشمه خطی و چشمه پهنه‌ای یا سطحی) داریم. **چشمه نقطه‌ای:** برای این نوع از چشمه لرزه‌ای، فرض می‌شود که مرکز همه رویدادهای زلزله (گذشته و آینده) در یک نقطه اتفاق می‌افتد.

چشمه خطی: برای این نوع چشمه لرزه‌ای، فرض می‌شود که مرکز زمین‌لرزه‌ها در طول یک الگوی خطی قرار می‌گیرد

چشمه پهنه‌ای یا سطحی: وقتی مرکز سطحی زمین‌لرزه‌های گذشته بر روی یک خط قرار نگیرند یا وقتی هیچ اطلاعاتی از مکان گسل‌ها وجود نداشته باشد ولی رویدادهای زمین‌لرزه در منطقه‌ای محدود پراکنده شده با حذف چشمه لرزه‌ای به‌صورت یک چشمه پهنه‌ای در نظر گرفته می‌شود.

طبق تعاریف ارائه شده چشمه‌های لرزه‌ای منطقه مورموری از دو نوع خطی و نقطه‌ای می‌باشد. بر این اساس می‌توان سدهای منطقه را چشمه لرزه‌ای نقطه‌ای و گسله‌های فعال را چشمه‌های خطی لرزه‌ای در نظر گرفت. به دلیل اینکه چشمه‌های نقطه‌ای مورد ارزیابی قرار نگرفته است از آنها چشم‌پوشی

می‌کنیم. چشمه‌های لرزه‌ای خطی مورد بررسی قرار می‌گیرند. گسل‌های فعال یکی از این ساختارها به شمار می‌روند. پهنه لرزه‌زمین‌ساختی بخشی از یک ناحیه است که در آنجا عموماً گسل‌های فعال یا ساختار لرزه‌زمین‌ساختی از یک رژیم لرزه‌خیزی پیروی می‌کنند (توکلی و آشتیانی ۱۳۷۸). چشمه‌های لرزه‌ای می‌توانند به صورت یک منطقه جغرافیایی که از دیدگاه زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی و زلزله‌شناسی دارای شرایط یکسان و در سراسر آن توان لرزه‌زایی یکنواخت فرض می‌شود، تعریف گردد. (زارع ۱۳۸۴).

داده‌های زمین‌ساختی، لرزه‌ای و لرزه‌خیزی برای شناسایی و تفکیک چشمه‌های واقع در یک استان لرزه‌زمین‌ساختی مفید هستند (توکلی و آشتیانی ۱۳۷۸).

۵-۱۰-۱- قطعات مختلف گسلی در منطقه

قطعه‌بندی گسل‌های با تفکیک مکان دگرشکلی در طول ساختارهای فعال توسط قطعه‌بندی گسل بیان می‌شود و براساس ویژگی‌های ساختاری و هندسی قابل تقسیم به یک سری بخشهای پشت سر هم تحت عنوان قطعات گسلی می‌باشد (Barka and Kadinsky- Cade, 1988). می‌توان از قطعه‌بندی گسل‌ها در پیش‌بینی‌های بلندمدت زلزله‌ها استفاده کرد. مثلاً در برآورد خطر رخداد زلزله، بزرگترین زلزله محتمل در طول یک گسل، تعیین میزان نرخ لغزش در طول یک گسل، همچنین تعیین چشمه‌های لرزه‌ای حساس و بالقوه در منطقه، مطالعه سازوکار زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه استفاده کرد.

۵-۱۰-۱- روش‌های مختلفی برای قطعه‌بندی گسل‌ها

در نواحی که لرزه‌خیزی در ارتباط با گسل‌های فعال است مانند ایران مرکزی و البرز گسل‌های دارای توان لرزه‌زایی روی عکس‌های هوایی و یا ماهواره‌ای و در بررسی‌های صحرایی قابل تشخیص هستند. ولی در مناطقی مثل زاگرس که لرزه‌خیزی طرح پراکنده‌ای دارد و گسل‌های پی‌سنگ فعال توسط رسوبات پوشیده شده‌اند و نیز لایه‌های سازند گچساران مانع از ایجاد گسلش سطحی هنگام

وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی بالا می‌شود، تشخیص گسل‌های لرزه‌ای با دشواری صورت می‌گیرد (بربریان، ۱۹۹۵). در چنین مناطقی بررسی‌های زمین‌شناسی (تکتونیک، چینه‌شناسی)، استفاده از شواهد توپوگرافی همراه با اطلاعات مورفوتکتونیک و سائزمو تکتونیک به شناخت گسل‌های فعال کمک شایانی می‌نماید (Kinugasa, 2000).

هرچند که به دلیل اکتشافات نفت و گاز، مطالعات زمین‌شناسی و حفاری‌های زیادی در زاگرس انجام شده ولی برای شناخت گسل‌های لرزه‌زا و فعال تلاش کمی صورت گرفته است. یک منبع اصلی از زلزله‌های زاگرس پی‌سنگ دارای راندگی‌های پنهان است که از درون با چین‌های سطحی ارتباط دارد. بر این اساس بسیاری از گسل‌های فعال پنهان زاگرس ممکن است در هسته تاقدیس‌ها قرار داشته باشند (بربریان، ۱۹۹۵).

۵-۱۰-۱-۱- قطعه‌بندی براساس ناپیوستگی هندسی

گسل‌ها همواره به صورت خطوطی در نقشه‌ها به نمایش گذاشته می‌شوند ولی این ساختارها در طبیعت مستقیم و ادامه‌دار و ممتد نبوده، بلکه از قطعات جدا از هم که توسط ناپیوستگی‌های هندسی از یکدیگر جدا شده‌اند. مطالعات (زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی) نشان می‌دهد قطعات گسلی رفتارهای متفاوت از یکدیگر دارند، لذا یکی از روش‌های متداول برای قطعه‌بندی، براساس ناپیوستگی هندسی می‌باشد. ناپیوستگی‌های گسلی شامل پرش گسلی، خمش گسلی، انشعاب گسلی و نقاط پایان گسل‌ها می‌باشند (sanders and magisterale, 1997). عمدتاً جابجایی‌هایی که در طول یک گسل در نتیجه رخداد زلزله به وجود می‌آید یک اندازه نبوده و عامل تأثیرگذار بر این مقوله تغییر روند گسلی می‌باشد (Bilham and King, 1989).

۵-۱۰-۱-۲- قطعه‌بندی فعالیت‌های لرزه‌ای گسل‌های منطقه

اساس این روش براساس داده‌های لرزه‌ای استوار است و بر پایه مطالعاتی که در این روش رایج است می‌توان با دنبال کردن جهت جابجایی داده‌های لرزه‌ای در بازه‌های زمانی یکسان، روند حرکتی زلزله‌ها

را مشاهده کرد، این پدیده طبیعی به مهاجرت لرزه‌ای معروف می‌باشد.

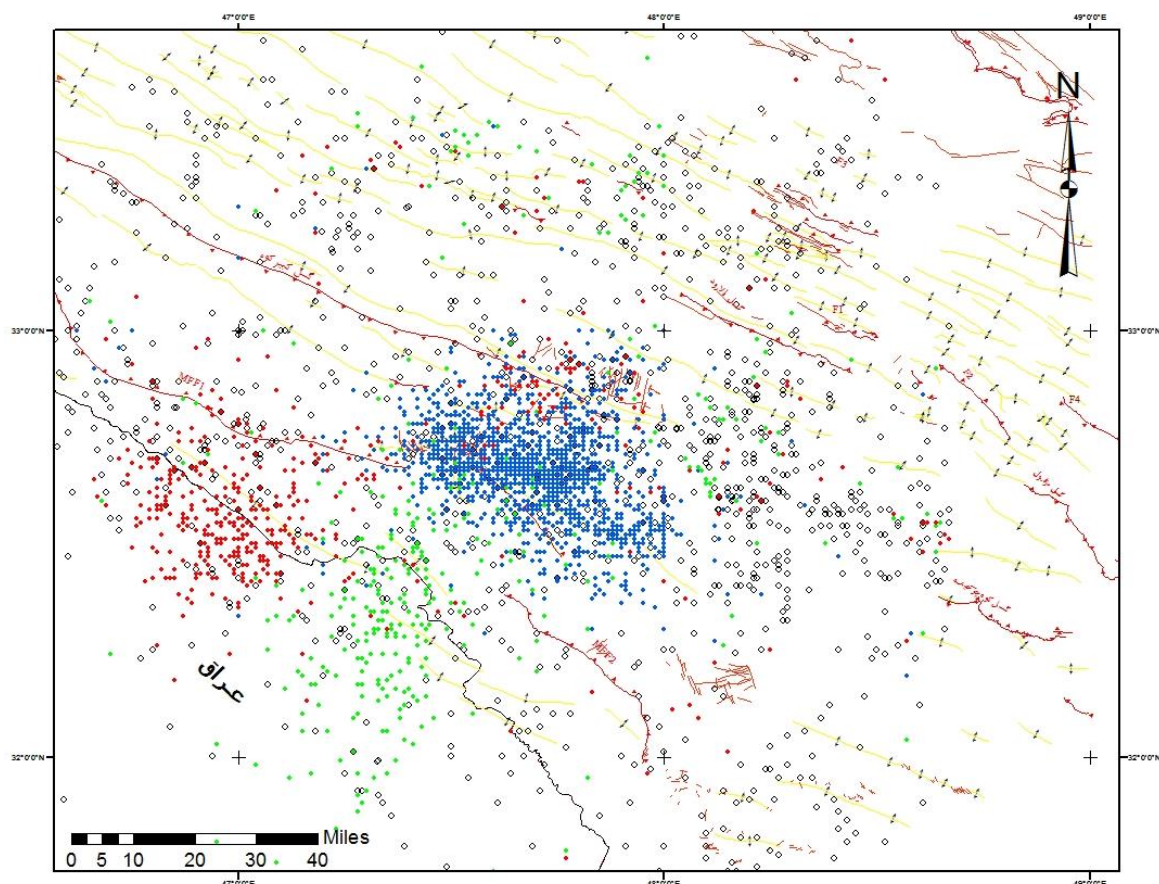
قطعه‌بندی گسل‌های منطقه مورموری

در هنگام وقوع زمین‌لرزه گسیختگی در تمام طول گسل رخ نداده بلکه در یک یا چند قطعه از آن اتفاق می‌افتد. قطعات گسلی معمولاً طولی معادل چند ده کیلومتر در یک پهنه گسلی دارند. بنابراین با توجه به توضیحات فوق گسل‌های منطقه مورموری را براساس داده‌های لرزه‌ای و مشاهده رفتار گسل‌های منطقه قطعه‌بندی انجام داده‌ایم.

در این روش داده‌های لرزه‌ای را از بانک‌های اطلاعاتی موجود استخراج و پالایش کرده و بعد از آوردن به محیط‌های نرم‌افزاری (Gis) می‌توان تحلیل نمود. تعداد زلزله‌های رخ داده در سالهای قبل از ۱۹۷۶ میلادی کم بوده ولی از این سال به بعد داده‌های لرزه‌ای افزایش یافته است. تعداد زلزله ثبت شده تا قبل از سال ۱۹۷۶ میلادی، ۵۶ زلزله بوده، و از آن سال به بعد به دلیل افزایش تعداد دستگاه‌های لرزه‌نگاری در دنیا زلزله‌های ثبت شده افزایش چشم‌گیری پیدا کرده‌اند. تا آخر سال ۲۰۱۴ میلادی ۳۷۸۴ زلزله در گستره مورموری به شعاع ۱ درجه جغرافیایی ثبت شده است. داده‌های لرزه‌ای را برای درک بهتر روند لرزه‌خیزی منطقه در بازه‌های ۱ ساله تقسیم و بر روی نقشه گسلی منطقه ترسیم نموده‌ایم. در بازه‌های زمانی قبل از سال ۱۹۸۹ رومرکز زلزله‌های به‌طور نسبی در امتداد گسل‌های منطقه در امتداد شمال غرب-جنوب شرق قرار گرفته‌اند. در زمان پراکنش داده‌های لرزه‌ای به‌طور مساوی بین گرمخانه‌های گسلی بالارود و پیشانی کوهستان قرار گرفته است، رومرکز زلزله‌ها در شرق منطقه کمترین تعداد را می‌توان مشاهده کرد. این امر نشان می‌دهد که گسل‌های پیشانی کوهستان تاثیر بیشتری بر گسل‌های لرزه‌خیزی مناطق هم‌جوار داشته است. در مقطع زمانی ۲۰۰۵-۱۹۲۷ میلادی بعد از پیاده کردن داده‌های لرزه‌ای بر روی نقشه منطقه می‌توان تقریباً تغییر در رومرکز زلزله‌ها را مشاهده کرد. این تغییرات این‌گونه بوده که داده‌های لرزه‌ای به سمت جنوب شرقی متمایل شده و زلزله‌هایی با بزرگی زیاد می‌توان در این منطقه رخ داده است. در این بازه زمانی داده‌های لرزه‌ای بین زون‌های گسلی بالارود و پیشانی کوهستان قرار دارد و نمی‌توان به قطعیت گفت

کدام زون بیشترین تعداد رخداد را داشته است. در بازه زمانی ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸ میلادی داده‌های لرزه‌ای از پراکنش یکنواختی در منطقه برخوردار است. در این بازه زمانی ۲۰۰۸ میلادی می‌توان وقوع یک فوج زمین‌لرزه را در منطقه مرزی مشاهده کرد. این رخداد مداوم لرزه‌ای بر روی ۲ قطعه مدفون گسل پیشانی کوهستان رخ داده است. در سالهای بعد رخداد لرزه‌ای بسیار کم بوده است. ولی سال ۲۰۱۲ میلادی نیز همانند سال ۲۰۰۸ رخداد فوج زمین‌لرزه را در نواحی مرزی ایران مشاهده کرد. و در نهایت بعد از این دودسته کلونی زمین‌لرزه گره لرزه‌ای دیگری در قطعه دیگر گسل پیشانی کوهستان رخ داده است، که این کلونی لرزه‌ای همان فوج زمین‌لرزه مورموری می‌باشد، بر روی قطعات دیگر گسل‌های پیشانی کوهستان می‌توان مشاهده کرد. با این تفاوت که در این سال رخداد این فوج زمین‌لرزه دارای تعداد بیشتر و مدت‌زمان بیشتر و همچنین به قطعات دیگر مهاجرت کرده است. در نهایت سالهای نامبرده سالهایی می‌باشد که در نتیجه رخداد فوج زمین‌لرزه در منطقه گره لرزه‌ای به نمایش گذاشته است (شکل ۵-۱۰، ۵-۱۲ و ۵-۱۴).

هدف از این‌گونه مطالعات بررسی دقیق و کمی فعالیت گسل‌ها با استفاده از داده‌های لرزه‌ای که به صورت مطالعه آماری می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه عمدتاً گسل‌ها از نوع فشارشی با شیب ملایم در جهت شمال شرق می‌باشد. بنابراین با توجه به سازوکار گسل‌ها رومرکز سطحی زلزله‌ها در طرف فرادیواره قرار می‌گیرد. طبق مطالعات محققین مختلف هرچقدر زلزله‌ها به خط گسلی نزدیک‌تر بوده آن داده ارزش بیشتری در مطالعات لرزه‌خیزی دارد. از داده‌های لرزه‌ای نزدیک به خط گسلی که به قطعیت به گسل نزدیک آن نسبت داد، می‌توان جهت ترسیم شیب گسل مسبب آن زمین‌لرزه استفاده نمود. در این پژوهش برای زلزله ۱۳۹۳/۵/۲۷ با $M_s=6/2$ و با توجه به اینکه گسل پیشانی کوهستان مسبب آن دانسته شده است و با توجه به اینکه شیب گسل پیشانی کوهستان به سمت شمال شرق نسبت داده می‌شود، می‌توان از داده‌های لرزه‌ای برای ترسیم میزان شیب سطح گسل استفاده کرد.

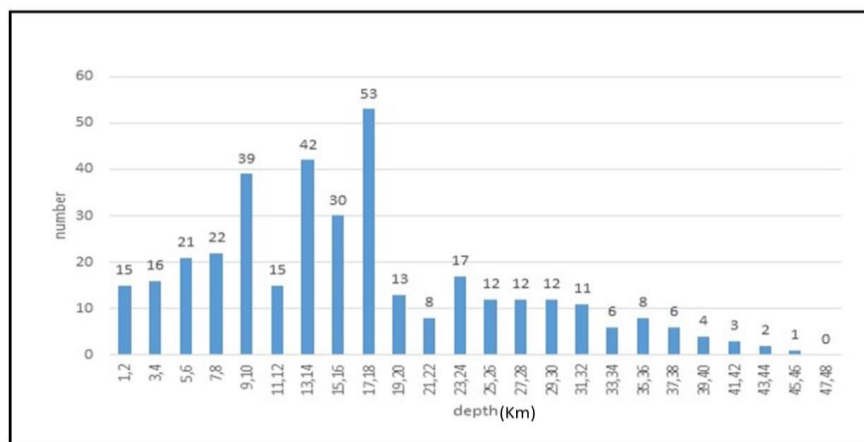


شکل ۵-۵: رومرکز زمین‌لرزه‌های منطقه مورموری به شعاع یک درجه از سال ۱۹۰۰ میلادی تا آخر سال ۲۰۱۴.

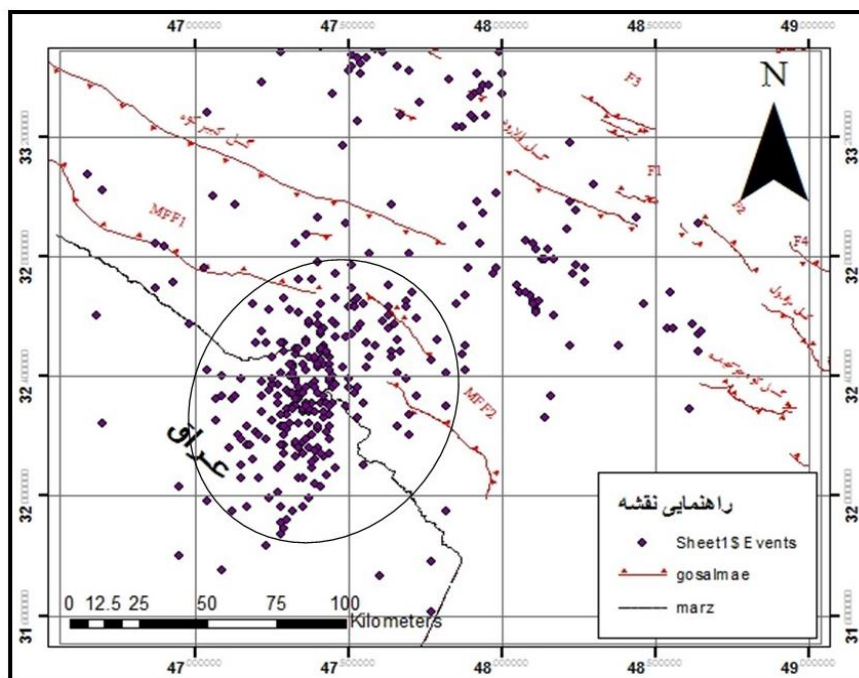
۵-۱۱- بررسی فعالیت لرزه‌ای گسل‌های منطقه مورموری

با توجه به شکل‌هایی که بر اساس محل تراکم گره‌های لرزه‌ای و همچنین قرار گرفتن این گره‌ها بر روی گسل‌های پیشانی کوهستان، می‌توان چنین عنوان کرد تعداد سه گره لرزه‌ای در منطقه واقع شده است. این گره‌های لرزه‌ای را براساس عمق کانونی زلزله‌ی آنها مورد مطالعه و بررسی قرار دادیم. بعد از وارد کردن داده‌های لرزه‌ای در محیط نرم‌افزار توانستیم ارتباط آنها را با گسلش منطقه پی ببریم. با توجه به شکل ۵-۷ در این سال داده‌های لرزه‌ای بر روی یکی از قطعات مدفون گسل پیشانی کوهستان قرار گرفته است. این کلونی لرزه‌ای نشانگر یک پدیده زمین‌شناسی به نام فوج زمین‌لرزه می‌باشد. رومرکز زمین‌لرزه‌ها نشانگر این است زمین‌لرزه‌ها در اثر فعالیت یک قطعه مجزا از گسل‌های پیشانی کوهستان اتفاق افتاده است. رومرکز مربوط به زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۰۸ میلادی در مرز ایران

و عراق واقع شده است. تعداد زمین‌لرزه‌های مربوط به این گره لرزه‌ای ۳۸۵ زلزله می‌باشد. بیشترین تعداد رخداد زلزله مربوط به عمق‌های ۱۷ تا ۱۸ کیلومتری در درجه دوم مربوط به عمق ۱۳ تا ۱۴ کیلومتری و در آخر عمق ۹ تا ۱۰ کیلومتری هستند. عمق بزرگترین زلزله رخ داده در این بازه زمانی ۲۱ کیلومتری سطح زمین با بزرگی ۵/۷ ریشتر به تاریخ ۲۰۰۸/۸/۲۷ با رومرکز ۴۷/۲۳ شرقی و ۳۲/۴۴ شمالی می‌باشد. با توجه به عمق کانونی بزرگترین زلزله رخ داده در منطقه در سال ۲۰۰۸ تعداد ۱۰ زمین‌لرزه را می‌توان به این عمق کانونی نسبت داد.

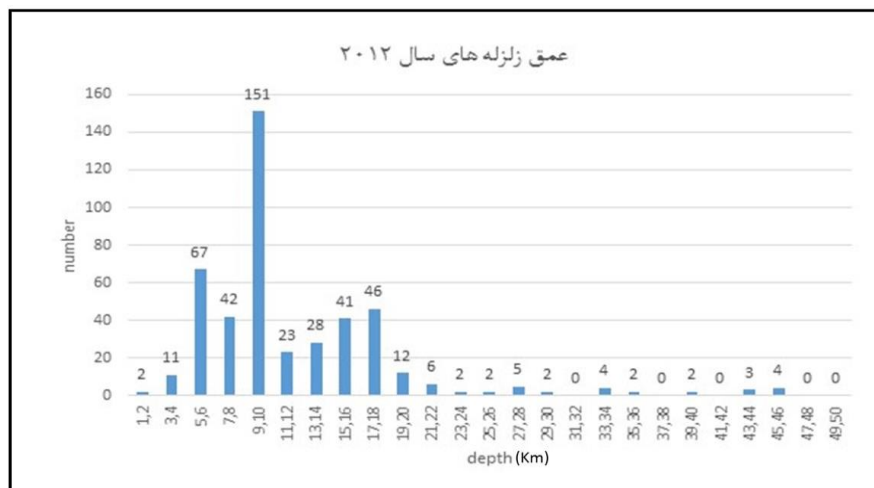


شکل ۵-۶: نمودار مربوط به فراوانی عمق کانونی زلزله‌ها در سال ۲۰۰۸

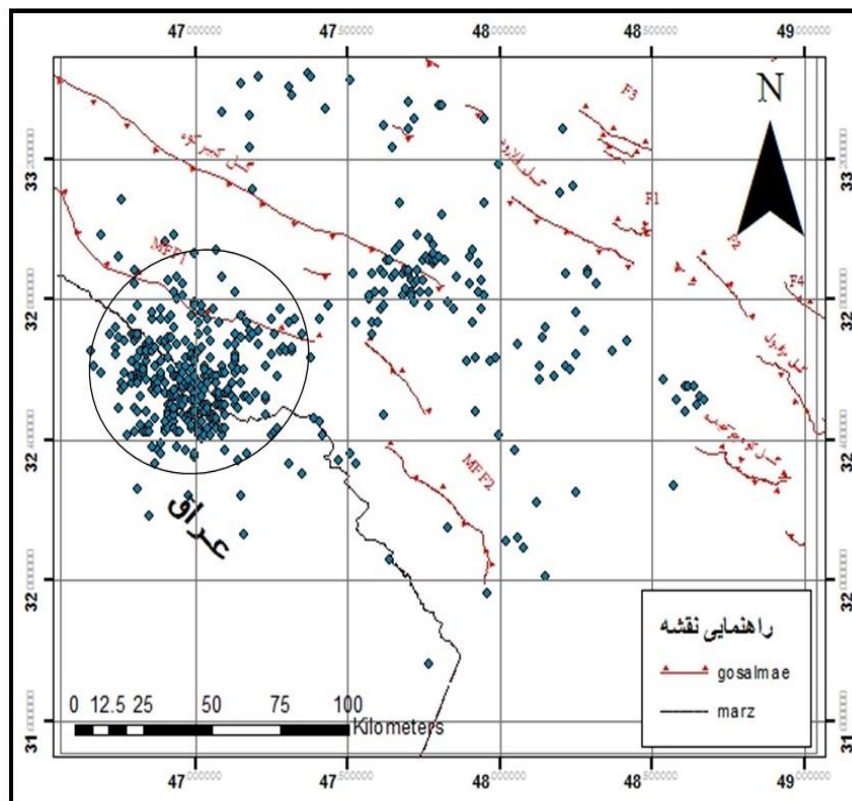


شکل ۵-۷: نقشه رومرکز زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۰۸ میلادی در منطقه مورموری. محل تجمع رومرکز زلزله‌های سال ۲۰۰۸ در محیط دایره‌ای به نمایش گذاشته شده است.

با توجه به شکل ۵-۹ ترسیم شده براساس رومرکز داده‌های لرزه‌ای سال ۲۰۱۲ میلادی، زمین‌لرزه‌ها به‌صورت کلونی بر روی یکی دیگر از قطعات گسل پیشانی کوهستان قرار گرفته‌اند. در این سال رومرکز زمین‌لرزه‌ها به‌طرف شمال غربی حرکت کرده و بر تعداد پس‌لرزه‌ها طبق شکل (۵-۸) افزوده شده است. رومرکز زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۱۲ میلادی مربوط به منطقه مورموری مانند رومرکز زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۰۸ در منطقه مرزی ایران واقع شده است. تعداد زمین‌لرزه‌ها نسبت به دوره قبل افزایش داشته است. تعداد زمین‌لرزه‌های این گره‌لرزه‌ای ۴۵۱ زلزله می‌باشد. بیشترین عمق زمین‌لرزه‌ها در این منطقه مربوط به عمق ۹ تا ۱۰ کیلومتری و در مرحله دوم مربوط به عمق ۵ تا ۶ کیلومتری در نهایت عمق ۱۷ تا ۱۸ کیلومتری نیز تعداد بیشتری زلزله در آن رخ داده است بزرگترین زلزله مربوط به این گره لرزه‌ای ۵/۵ ریشتر با عمق ۱۰ کیلومتر در تاریخ ۲۰۱۲/۳/۱۳ با مختصات رومرکز ۳۲/۵ شمالی و ۴۷/۷۶ شرقی رخ داده است.

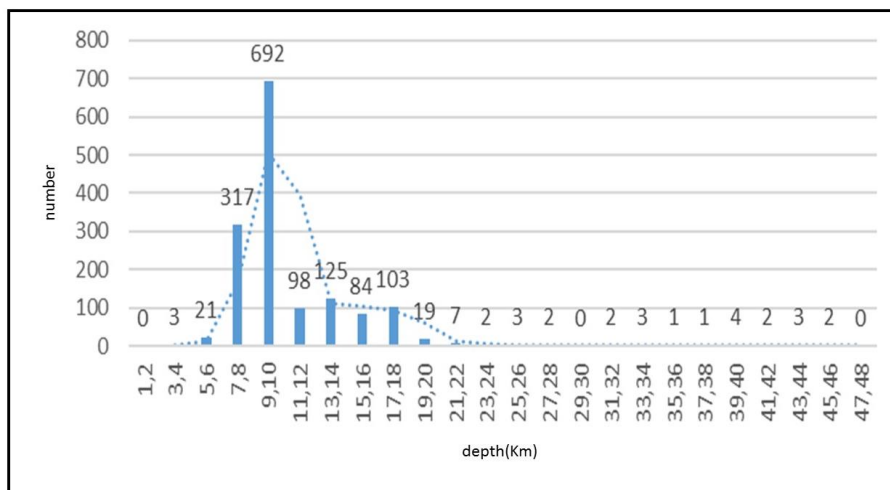


شکل ۵-۷: نمودار مربوط به فراوانی عمق کانونی زلزله‌ها در سال ۲۰۱۲

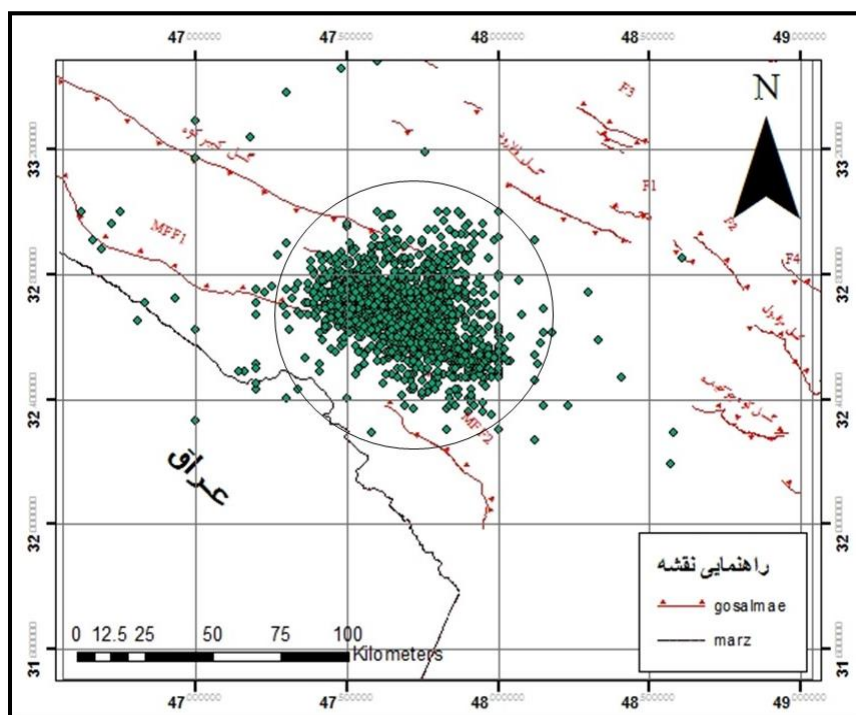


شکل ۵-۸: نقشه رومرکز زلزله‌های منطقه مورموری در سال ۲۰۱۲. محیط دایره نمایش داده شده در نقشه محل تجمع رومرکز زلزله‌ها را نشان می‌دهد.

شکل (۵-۹) رومرکز زمین‌لرزه مورموری و پس‌لرزه‌های آن می‌باشد. در ۲۰۱۴ میلادی رومرکز زمین‌لرزه‌ها مربوط به یکی دیگر از شاخه‌های گسل پیشانی می‌باشد، در این سال مدت‌زمان رخداد پس‌لرزه‌ها نسبت به دو گره‌لرزه‌ای ۲۰۰۸ میلادی و ۲۰۱۲ بیشتر بوده همچنین عمق این زمین‌لرزه‌ها بیشتر مربوط به لایه‌های رسوبی قرارگرفته بر روی پی‌سنگ منطقه می‌باشد. تعداد زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۱۴ میلادی مربوط به منطقه مورموری زمین‌لرزه‌ها نسبت به دوره قبل افزایش چشمگیری داشته است. همچنین به روی سطوح گسلی شمال‌شرقی این سیستم گسلی حرکت کرده است. تعداد زمین‌لرزه‌های این گره‌لرزه‌ای ۱۶۰۰ پس‌لرزه می‌باشد. بیشترین عمق زمین‌لرزه‌ها در این منطقه مربوط به عمق ۹ تا ۱۰ کیلومتری و در مرحله دوم مربوط به عمق ۷ تا ۸ کیلومتری در نهایت عمق ۱۳ تا ۱۴ کیلومتری نیز تعداد قابل‌توجهی زلزله در آن رخ داده است بزرگترین زلزله مربوط به این گره لرزه‌ای ۶/۲ ریشتر با عمق ۱۰ کیلومتر در تاریخ ۲۰۱۴/۸/۱۸ میلادی با مختصات رومرکز ۳۲/۷ شمالی و ۴۷/۶۲ شرقی رخ داده است.



شکل ۵-۹: نمودار مربوط به فراوانی عمق کانونی زلزله‌ها در سال ۲۰۱۴.



شکل ۵-۱۰: نقشه رومرکز زلزله منطقه مورموری و پس‌لرزه‌های آن در سال ۲۰۱۴. محیط دایره‌ای محل تجمع رومرکز پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه مورموری را به نمایش می‌گذارد.

فصل ششم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۱- با استفاده از داده‌های لرزه‌ای دستگاهی (۲۰۱۴-۱۹۰۰)، فرمول لرزه‌خیزی منطقه مورموری با استفاده از روش گوتنبرگ ریشتر ($\log ms = -0.9796X + 6.3869$) به دست آمد

۲- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگی ۴-۴/۵ - ۵-۵/۵ - ۶-۶/۵ با توجه به فرمول لرزه‌خیزی ۱، ۳، ۱۰، ۳۰، ۹۲ و ۲۸۲ سال برآورد شده است.

۳- با توجه به توان لرزه‌خیزی گسل پیشانی کوهستان و بررسی شواهد ریخت زمین ساختی در امتداد گسل نشان از افزایش فعالیت تکتونیکی همچنین بررسی عکس‌های هوایی این امر را نشان می‌دهد.

۴- فعالیت تکتونیکی بالا در امتداد گسل پیشانی کوهستان با ترتیب با توان لرزه زایی $Ms = 7/2$ در فاصله ۱۰ کیلومتری در غرب شهر قرار دارد.

۵- وجود سه گره لرزه‌ای مربوط به سالهای ۲۰۱۲، ۲۰۰۸ و در نهایت ۲۰۱۴ در منطقه نشان از فعال بودن منطقه از لحاظ لرزه‌خیزی می‌باشد.

۶- با توجه داده‌های لرزه‌ای مربوط به منطقه وجود گره‌های لرزه‌ای در منطقه مشاهده شده است که باگذشت زمان در طول گسل‌ها مهاجرت کرده، که تعداد لرزه‌های آن‌ها نسبت به دوره قبلی افزایش یافته است.

۷- روند عمومی ساختهای منطقه مورموری شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. در رده‌بندی بر اساس زاویه بین یالی در رده‌بندی باز قرار می‌گیرند

۸- عامل بروز زلزله ۱۳۹۳/۵/۲۷ مورموری گسل پیشانی کوهستان شناخته شد با سازوکار ژرفی معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد.

۹- روش‌های مورد استفاده برای قطعه‌بندی گسل‌ها با استفاده از فعالیت‌های لرزه‌ای گسل‌ها می‌باشد. در این پژوهش بر اساس عدم رخنمون سطحی گسل‌ها در منطقه از فعالیت لرزه‌ای جهت قطعه‌بندی گسل‌ها استفاده شده است.

- ۱۰- با بررسی بر روی عمق داده‌های لرزه‌ای مربوط به هر یک از سه گره لرزه‌ای منطقه می‌توان چنین بیان کرد، بیشترین تعداد رخداد زلزله در سال ۲۰۰۸ در عمق ۱۷-۱۸ کیلومتری ، در سال ۲۰۱۲ ۹-۱۰ کیلومتری و سال ۲۰۱۴ بیشترین تعداد مربوط به عمق ۹-۱۰ کیلومتری می‌باشد.
- ۱۱- با توجه به جهت جابجایی آبراهه‌های قرارگرفته بر روی گسل پیشانی کوهستان منطقه می‌توان مؤلفه امتدادلغز این گسل را امتدادلغز راست گرد دانست.

پیشنهادهات

- ✓ ادامه مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی به سمت شمال غرب منطقه برای بررسی اینکه آیا در گسل‌هایی که در ادامه زون زاگرس چین‌خورده قرار گرفته‌اند آیا رفتار لرزه‌ای مشابهی داشته‌اند.
- ✓ انجام مطالعات لرزه‌ای برای شناسایی رفتار سازند هرمز در مناطقی که در عمق کمتری و در بین لایه‌هایی با سن کمتری قرار دارد.
- ✓ مقاومت‌سازی سازه‌ها به نحوی که بتواند شتاب معادل در اثر فعالیت گسل را بتواند تحمل کند، امری لازم و ضروری است عدم ساخت‌وساز در حریم گسل‌های فعال و مقاومت‌سازی ساختمان‌ها در مقابل زمین‌لرزه.

پیوست

پیوست ۳-۱: مختصات زمین‌لرزه‌های اصلی گستره مورموری استان ایلام

بزرگی	عمق	طول	عرض	زمان	تاریخ
6.0	0	47.38	32.53	1446	11/12/1927
4.8	0	46.6	33.1	131602	2/3/1956
4.2	-96	47.62	32.9	05:42.0	9/13/1961
5.0	-15	47.4	32.95	03:07.0	9/14/1961
4.6	-15	48.49	33.54	46:40.0	10/28/1961
5.3	-15	47.22	33.56	11:02.0	11/9/1962
4.5	-33	48.2	32.4	23:12.0	1/30/1964
4.2	-50	48.4	32.9	35:44.0	9/8/1965
4.6	-49	46.95	33.46	49:28.0	12/18/1967
4.1	-54	48.26	32.73	11:19.0	5/30/1968
4.8	-49	48.28	32.86	50:08.0	6/4/1968
4.8	-16	48.3	32.8	50:05.0	6/4/1968
4.1	-15	48.2	32.6	03:05.0	2/7/1969
4.6	-15	47.85	33.24	53:23.0	10/31/1969
4.7	-33	48.5	33.5	50:20.0	2/14/1970
4.1	-27	48.61	32.55	45:18.0	2/22/1970
4.1	0	46.541	33.224	101925	4/3/1971
5.3	0	46.855	32.82	221003	1/14/1972
5.0	0	46.32	33.105	133400	6/12/1972
4.1	-15	48.31	33	01:47.0	1/6/1973
4.6	0	48.13	32.77	223522	1/18/1973
4.1	-42	48.31	32.67	27:22.0	9/27/1973
4.5	0	48.22	32.58	210023	9/30/1973
4.7	0	48.29	32.63	55733	11/2/1973
4.3	0	48.22	32.48	130055	11/8/1973
4.2	0	48.24	32.57	184101	11/11/1973
4.8	0	48.27	32.69	225214	11/13/1973
5.0	0	47.94	33.26	152440	1/7/1974

2/3/1974	145911	33.21	47.89	0	4.3
11/27/1974	73917	33.3	46.92	0	4.8
3/16/1976	54:25.0	33.28	48.09	-89	5.0
4/21/1976	51:37.0	33.72	47.01	-25	4.2
6/27/1976	28:28.0	33.18	47.79	0	4.5
10/16/1976	174131	32.88	47.22	0	4.2
11/7/1976	110758	33.19	47.93	0	5.5
11/15/1976	80323	33.19	47.94	0	5.2
11/17/1976	42:21.0	32.96	47.25	-33	4.4
12/3/1976	223551	33.16	48.13	0	4.3
1/4/1977	160959	33.13	48.01	0	5.0
1/18/1977	84854	33.1	48	0	5.2
2/23/1977	12:08.0	32.43	47.8	-33	M:5
5/11/1977	234617	33.16	47.91	0	4.9
5/17/1977	25:41.0	33.27	48.43	-55	4.4
6/10/1977	44508	32.636	48.086	0	6.1
6/13/1977	82532	32.59	48.17	0	5.3
9/28/1977	36:36.0	33.35	47.75	-33	4.4
12/29/1977	39:19.0	33.09	47.44	-33	4.4
1/10/1978	123623	32.44	48.07	0	5.1
1/19/1978	223041	32.57	48.28	0	4.3
3/3/1978	42:50.0	33.02	48.62	-54	4.2
6/22/1978	190603	33.04	47.8	0	4.5
3/25/1979	211654	32.34	47.83	0	4.3
4/18/1979	144250	33.38	46.47	0	5.1
5/16/1979	222025	32.63	47.77	0	4.4
2/21/1980	140817	32.58	47.51	0	4.9
3/31/1980	50:11.0	33.37	48.35	-36	4.1
4/5/1980	24523	32.06	48.28	0	4.3
9/6/1980	22318	32.55	48.13	0	4.4

10/5/1980	45714	33.11	48.2	0	4.3
10/19/1980	32:05.0	32.68	48.46	-20	4.5
12/14/1980	11509	33.24	46.71	0	4.4
11/17/1981	104544	33.09	47.42	0	4.5
4/25/1982	150554	32.64	48.06	0	4.5
6/1/1982	18:47.0	33.69	48.18	-25	4.6
10/18/1982	45:45.0	33.17	48.56	-83	4.1
1/31/1983	120852	32.56	46.81	0	4.8
5/28/1983	34:09.0	32.53	48.52	-20	4.6
5/28/1983	35:54.0	32.59	48.58	-20	5.2
8/1/1983	235001	32.06	47.28	0	4.6
11/17/1983	91042	31.55	47.37	0	4.7
12/9/1983	110746	32.87	48.3	0	4.5
1/29/1984	224228	32.59	48.04	0	4.8
1/30/1984	3933	32.59	47.82	0	4.1
5/26/1984	155531	32.55	47.99	0	4.5
6/30/1984	22812	32.6	48.14	0	4.6
10/21/1984	234021	32.71	47.53	0	5.0
2/26/1985	41234	32.63	47.36	0	5.0
9/11/1985	15624	33.07	47.52	0	4.4
9/22/1985	233301	32.99	48.07	0	4.4
3/15/1986	75930	32.39	46.94	0	4.8
12/16/1986	45128	32.62	46.67	0	4.8
1/21/1987	200105	32.72	47.65	0	4.7
5/22/1987	191637	31.95	47.24	0	4.1
9/9/1987	29:26.0	33.59	47.08	-15	4.2
10/14/1987	144504	32.86	47.78	0	4.6
10/27/1987	212912	32.76	47.81	0	4.6
11/9/1987	164342	32.82	47.83	0	4.7
1/10/1988	2425	32.6	47.63	0	4.4

1/13/1988	81431.42	33.31	48.29	0	4.6
1/16/1988	141815	33.31	46.87	0	4.9
1/17/1988	182012	32.72	46.91	0	4.7
1/19/1988	210322	32.25	48	0	4.1
1/23/1988	103812	32.94	47.37	0	4.6
1/26/1988	93450	32.74	47.08	0	5.5
1/28/1988	53259	32.91	47.16	0	5.0
2/1/1988	224106	33.26	46.58	0	4.5
2/8/1988	90938	33.07	47.18	0	4.6
2/19/1988	154106	33.24	47.26	0	4.6
2/29/1988	2254.48	32.74	48.11	0	4.6
3/2/1988	221257.26	32.86	48.19	0	4.8
3/3/1988	151054	33.07	47.5	0	4.6
3/7/1988	105501	33.18	48.03	0	4.7
3/9/1988	61338	32.7	47.4	0	4.5
3/23/1988	52411.94	32.95	46.62	0	5.5
3/29/1988	63255.75	33.16	46.71	0	4.5
4/2/1988	212437	32.6	47.77	0	5.4
4/3/1988	173634.22	32.47	47.99	0	5.2
4/7/1988	55834.66	32.61	48.02	0	4.5
4/8/1988	114814.58	32.46	48.04	0	4.6
4/9/1988	212333.91	32.9	46.58	0	4.4
4/10/1988	44308	33.288	47.396	0	4.1
4/14/1988	233040	32.65	47.77	0	4.9
4/16/1988	221714	32.46	47.87	0	4.5
4/19/1988	45425	31.52	48.2	0	4.2
5/9/1988	62732	32.61	47.58	0	4.8
5/24/1988	151216	32.88	46.8	0	4.9
5/26/1988	11755	32.856	47.009	0	4.6
5/30/1988	200637.07	32.78	47.71	0	4.4

6/1/1988	132106	32.39	47.39	0	4.3
6/2/1988	150657	33.2	48.1	0	4.1
6/14/1988	124529	32.84	47.35	0	4.8
7/10/1988	50546	32.243	48.168	0	4.4
7/13/1988	14944	33	47.1	0	4.8
7/16/1988	164619	32.708	47.796	0	4.4
7/20/1988	194908	33.48	46.79	0	4.6
7/24/1988	175951	32.84	48.22	0	5.3
7/28/1988	123006	32.77	48.17	0	4.7
7/29/1988	233400.69	32.57	47.71	0	4.4
7/31/1988	113134	32.29	47.24	0	4.1
8/3/1988	115713	32.87	48.22	0	5.3
8/4/1988	34835	32.92	47.8	0	4.4
8/5/1988	112525.65	33	47.57	0	4.5
8/6/1988	81353	31.987	47.327	0	4.1
8/9/1988	122926	32.68	47.55	0	4.4
8/12/1988	65201	32.64	47.52	0	4.1
8/19/1988	185537.46	32.41	47.81	0	4.5
8/21/1988	53347.9	33.34	46.71	0	4.5
8/25/1988	94537.48	32.17	47.07	0	4.5
9/1/1988	223816.83	32.73	47.68	0	5.0
9/14/1988	205258	32.79	46.37	0	4.0
9/16/1988	224719.8	32.8	47.86	0	4.4
9/18/1988	221954	32.29	46.97	0	4.3
9/24/1988	115117	33.1	48	0	4.2
10/5/1988	22031	33.235	47.235	0	5.4
10/11/1988	135705	32.838	48.212	0	5.0
10/25/1988	213448.27	32.65	47.97	0	4.6
11/2/1988	162008	32.7	48.1	0	4.3
11/4/1988	74337	32.61	48.16	0	4.1

11/7/1988	180300.78	33.44	47.74	0	4.4
11/18/1988	71441	32.772	47.986	0	4.2
11/21/1988	213724.23	33.3	47.98	0	5.2
11/21/1988	213724.23	33.3	47.98	0	5.2
11/22/1988	40130.44	33.3	47.98	0	5.0
11/25/1988	73055.28	33.4	47.93	0	4.3
11/27/1988	161206.41	33.43	47.94	0	4.9
12/1/1988	224237	32.608	48.13	0	4.2
12/3/1988	60245	32.3	47.25	0	4.7
12/9/1988	154542	33.281	47.737	0	4.3
12/14/1988	143047	33.28	47.63	0	5.0
12/25/1988	30749	33.3	47.15	0	4.7
12/27/1988	61218	32.51	47.55	0	5.0
12/28/1988	60858	32.44	46.9	0	4.8
12/29/1988	153417	32.59	47.86	0	5.1
12/31/1988	30133.3	32.93	46.74	0	4.6
4/2/1989	24:36.0	32.66	47.78	-15	5.1
4/14/1989	30:39.0	32.72	47.83	-15	4.5
12/27/1989	12:18.0	32.51	47.55	-45	4.6
1/16/1990	18:11.0	33.34	46.89	-10	4.5
2/8/1990	09:38.0	33.07	47.18	-89	4.1
5/24/1990	12:13.0	32.79	46.78	-15	4.5
7/24/1990	59:51.0	32.84	48.21	-20	4.9
7/28/1990	30:04.0	32.85	48.22	-15	4.2
8/3/1990	07:15.0	32.81	48.2	-15	4.5
10/11/1990	57:03.0	32.85	48.2	-15	4.9
12/28/1990	08:57.0	32.44	46.94	-55	4.3
12/29/1990	34:13.0	32.64	47.89	-15	4.7
12/14/1991	30:45.0	33.33	47.63	-20	4.6
5/9/1992	27:30.0	32.75	47.64	-15	4.3

1/23/1993	38:11.0	32.94	47.37	-51	4.1
6/14/1993	45:30.0	32.89	47.38	-24	4.3
3/3/1994	10:54.0	33.07	47.51	-33	4.1
3/7/1994	54:58.0	33.24	48.05	-15	4.2
7/31/1994	22:06.0	32.52	48.43	-33	4.7
12/3/1994	02:44.0	32.3	47.25	-33	4.2
5/26/1997	17:54.0	32.86	46.99	-20	4.1
3/2/2002	12:58.0	32.85	48.2	-25	4.2
2/29/2004	22:50.0	32.62	48.15	-15	4.1
3/28/2007	58:15.5	32.926	46.357	-11	4.0
7/12/2008	19:19.0	33.382	47.227	-4.3	4.3
8/27/2008	52:40.7	32.344	47.325	-20.5	5.7
9/3/2008	43:12.5	32.370	47.387	-10	5.0
9/6/2008	53:28.2	32.294	47.304	-10	4.3
10/26/2008	20:26.3	32.290	47.353	-15.5	4.0
11/22/2008	50:46.5	32.193	47.366	-2.6	4.2
1/30/2009	31:41.5	32.172	47.272	-3.7	4.2
4/7/2009	32:51.6	32.522	47.827	-5.4	4.5
6/25/2009	04:53.7	33.102	46.341	-8	4.4
8/30/2009	04:34.1	33.047	46.405	-10	4.6
1/16/2010	26:19.9	32.444	48.279	-15	4.1
1/18/2010	13:41.5	32.371	47.026	-11	4.0
2/11/2010	29:41.1	33.389	47.322	-14	4.3
2/23/2010	25:54.9	32.556	48.258	-5.5	5.2
3/1/2010	26:29.0	32.224	47.944	-9.4	4.1
12/25/2011	35:33.6	32.489	47.656	-5.9	4.2
2/28/2012	18:53.8	32.503	46.913	-22.3	4.5
2/29/2012	10:43.0	32.457	46.930	-5	4.7
3/7/2012	57:16.3	32.567	47.010	-28	4.2
3/8/2012	21:36.8	32.867	46.948	-15	4.8

3/10/2012	41:07.9	32.589	46.932	-10	4.0
3/24/2012	25:37.2	32.526	46.939	-17.4	4.8
3/25/2012	28:50.3	32.522	47.028	-10	4.2
4/20/2012	21:07.3	32.503	47.049	-20	5.1
5/3/2012	09:37.5	32.738	47.605	-10	5.5
5/9/2012	05:44.6	32.516	47.018	-12	4.0
2/19/2013	55:47.9	32.654	48.239	-11	4.4
9/23/2013	41:34.6	32.868	48.179	-5	4.4
12/28/2013	56:30.3	32.787	47.508	-10	4.7
1/12/2014	31:02.2	32.713	48.196	-12.6	4.0
7/12/2014	16:22.1	32.614	48.050	-9.1	4.3
8/17/2014	24:16.2	32.724	47.697	-7.5	4.4
8/17/2014	47:20.0	32.742	47.638	-19.5	4.7
8/18/2014	32:04.1	32.711	47.638	-10	6.2
9/28/2014	00:40.8	32.769	47.559	-15	4.5
10/15/2014	35:53.8	32.579	47.785	-10	5.8
11/3/2014	33:23.1	32.553	47.805	-12.4	4.0
11/11/2014	06:42.8	32.569	47.876	-7.6	4.0
11/14/2014	12:47.6	32.630	47.701	-8	4.1
11/29/2014	31:20.7	32.541	47.978	-14	4.2

منابع

- آقابات، ع، (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آمبرسیزن، ن، ملویل، ج. پ. (۱۹۸۲)، تاریخ زمین لرزه ای ایران، ترجمه: ابوالحسن رده، انتشارات آگاه، (۱۳۷۰)
- آزادخواه، ا و همکاران (۱۳۸۸)، لرزه زمین ساخت منطقه معدنی سنگ آهن گل گهر سیرجان، فصلنامه زمین شناسی کاربردی، شماره ۳، سال ۱۳۸۸.
- آراین، م، هاشمی، ا، ۱۳۷۸، پهنه بندی لرزه زمین ساختی زاگرس.
- آراین، م، (۱۳۸۹)، بررسی خطر زمین لرزه - گسلش در گستره چهارگوش کرمان، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، سال ۲۰، شماره ۷۷، پاییز ۱۳۸۹.
- بربریان، م، (۱۳۷۵)، پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه - گسلش در گستره سمنان.
- بربریان، م، قریشی، م، ارژنگ روش، ب، مهاجر اشجعی، ا، (۱۳۷۱)، پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت، لرزه خیزی و خطر زمین لرزه گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون به همراه نقشه های پیوست، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، گزارش شماره ۶۱.
- باسره، م، جودکی، م، فرضی پور صائین، ع، صفایی، ه، بررسی لرزه زمین ساخت و تحلیل خطر زمین لرزه در گستره شهرستان دهلران هشتمین همایش انجمن زمین شناسی مهندسی و محیط زیست ایران ۱۵ و ۱۶ آبان ۱۳۹۲، دانشگاه فردوسی مشهد.
- پور کرمانی، م، آراین، م، (۱۳۷۶)، سازه مکتونیک لرزه زمین ساخت، شرکت مهندسی مشاور دزآب.
- توکلی، ب،، غفوری آشتیانی، م، (۱۳۷۸)، نقشه خطر لرزه ای ایران، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- سپهوند، م، نصرآبادی، ا، اسکندری، م، طاهری، برآورد خطر لرزه خیزی استان ایلام (۱۳۷۸). سیزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، انجمن ژئوپلتیک ایران
- شاداب فر، م، تحلیل خطر زلزله - گروه سازه و ژئوتکنیک، دانشگاه صنعت آب و برق (شهید عباسپور) ص ۳.
- صمدیان، م، (۱۳۶۳)، بررسی نوزمین ساخت، لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت منطقه شیراز، زاگرس ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- رجبی، م، آقاجانی، ک، (۱۳۸۹)، بررسی گسل ها، توان لرزه زایی و خطر زمین لرزه در مخروط افکنه های شمال شرق دریاچه ارومیه، فصل نامه جغرافیای طبیعی، سال سوم، شماره ۷، بهار ۱۳۷۹.
- رهگذر، م، ملکی، م، بررسی لرزه زمین ساخت و ارزیابی خطر گسلش دره شهر ایلام (۱۳۹۰). ششمین کنگره

- ملی مهندسی عمران، سمنان، دانشگاه سمنان.
- رفیعه، ز، زارع، م، قیطانچی، م، ملکی، ز، پهنه بندی و تحلی لخطر زمین لرزه در گستره استان لرستان فصلنامه زمین، سال ششم، شماره ، بهار ۱۳۹۰
 - زارع، م، (۱۳۸۴)، مقدمه ای بر زلزله شناسی کاربردی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
 - زارع، م، (۱۳۸۸)، مبانی تحلیل خطر زمین لرزه، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله
 - حاجی علی بیگی، ح، علوی، ا، افتخار نژاد، ج، مختاری، م، آدابی، م، ح، (۱۳۸۸) زمین ساخت والگوی منطقه گسلی بالارود رساله دوره دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، صفحه ۲۱۵ .
 - حاجی علی بیگی، ح، علوی، ا، افتخار نژاد، ج، مختاری، م، آدابی، م، استفاده از شکستگی ها در تفسیر ساختاری یک تاقدیس، مطالعه موردی، تاقدیس چناره، جنوب باختر ایران، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین ۷۴.
 - حاجی علی بیگی، ح، علوی، ا، افتخار نژاد، ج، مختاری، م، آدابی، م، (۱۳۸۶). استفاده از شکستگی ها در تفسیر ساختاری یک تاقدیس، مطالعه موردی، تاقدیس چناره، جنوب باختر ایران، ۷۴-۴۴، فصلنامه علمی - پژوهشی علوم زمین ۳۳.
 - عیوضی نژاد، ا، زارع، م، شیخ اسلامی، م، بررسی لرزه زمین ساخت منطقه بالارود (فروبار دزفول).
 - غفوری آشتیانی، محسن (۱۳۷۶)، لرزه خیزی و خطر زلزله در ایران، روشها و برنامه کاهش خطرات ناشی از زلزله کشور، مجموعه مقالات اولین کنفرانس بلایای طبیعی، تهران، ص ۱۵۹.
 - علیزاده، ب، همکاران (۱۳۹۰) معرفی روابط معتبر بین مقیاسهای بزرگای زمین لرزه در ایران. دانشگاه سمنان.
 - مطیعی، ه، (۱۳۷۲)، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۲)، ص ۸.
 - نبوی، ح، (۱۳۵۵)، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی ایران.
 - نقشه زمین شناسی چنگوله با مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران (۱۳۷۹).
 - نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ زمین شناسی دهلران، شرکت ملی نفت ایران (۱۹۹۳)
 - نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ زمین شناسی دزفول شرکت ملی نفت ایران (۱۹۷۳).
 - نقشه ۲۵۰۰۰۰/ زمین شناسی بستان شرکت ملی نفت ایران (۱۹۹۳).

- نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی ایلام شرکت ملی نفت ایران (۱۹۷۴).
- نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی اهواز شرکت ملی نفت ایران (۱۹۷۲).
- نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی خرم‌آباد شرکت ملی نفت ایران (۱۳۷۲).

Refrence

- Alavi, M., (2004)- “Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution”. American Journal of Science, 304, 1-20.
- Alavi, M., (2007). “Structural of the Zagros fold thrust belt in Iran”, American of jurnal science, V. 307, Novamber, 2007.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P.,(1982). “A History of Persian Earthquakes”, Cambridge University Press.
- Barka, A. and Kadinsky-Cade, K. (1988). “ Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity”. Tectonics 7: doi: 10.1029/88TC01978. issn: 0278-7407. JournalTectonics.
- Bahroudi, A., and Talbot, C.J. (2003). “The configuration of the basement beneath the Zagros basin, Journal of Petroleum Geology”, vol.26 (3), 257-282pp.
- Berberian, M., (1995), “ Master blind thrust fault hidden under the Zagros fold: active basement tectonics & surface morphotectonics”, Tectonophysics, Vol. 241 (3-4): 193-195.
- Berberian, M. (1994). “Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran, historical hazard in Iran prior to 1900”. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES) 1, 620 pps
- Billham, R, King, G., (1989), “Sawtooth segmentation and deformation processes on the southern san Andreas fault”, Geophys, Res letters, Vol. 12 (9), Pp 557-560
- Talbot, C. J, Alavi , M, (1996), “The past of a future syntaxis across the Zagros”, In: Alsop, G. I., Blundell, D. J. & Davison, I. (eds.) 1996. Salt Tectonics, Geological Society Special Publication No.100, 89-109.
- Nilforoushan, F, Masson, F, Vernant, P, Vigny, C, Martinod, J Abbassi, M, Nankali H, Hatzfeld, D, Bayer, R, Tavakoli1 F, Ashtiani, Doerflinger ,E, Daignieres, M, Collard, P, Chery, J, “Geodynamic Department, National Cartographic Centre”, PO Box 13185–1684, Meraj Ave, Tehran, Iran Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS Measurements
- Hatzfeld, D, M. Tatar, K. Priestley, and M. Ghafory Ashtiany (2003), “Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran) ”, Geophys. J. Int., 155, 403–410,doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02045.x.

- HESSAMI, kh, NILFOROUSHAN, F, J. TALBOT & CHRISTOPHER(2006) .Journal of the Geological Society, London, Vol. 163, 2006, pp. 143–148. “Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements”.
- HESSAMI ,kh, NILFOROUSHAN,f, TALBOT Ch J., Hans Ramberg Tectonic Laboratory, Department of Earth Sciences, Uppsala University, SE-752 36 Uppsala, “Sweden 2International Institute of Earthquake Engineering and Seismology”, PO Box 19395/3913, Tehran, Iran
- Jackson, J. A, and Fitch, T. J., (1979), “Seismotectonic implications of relocated aftershock sequences in Iran and Turkey Geophys”. J. Roy. Astron. Soc., 57, 209-229.
- Jackson, J. A, Fitch, T. J. and McKenzie, D. P., (1981), “Active thrusting and the evolution of the Zagros fold belt”, in: McClay, K. R. and Price, N. J. (eds.), Thrust and Nappe Tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub., 9, 371-379.
- Jackson, J .A, Haines, J. and Holt, W.,(1995), “The accommodation of Arabia Eurasia plate convergence in Iran. J. Geophys”. Res., 100, 15205-15219.
- Jackson, J .A. and McKenzie, D. P., (1984), “Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Western Turkey and Pakistan. Geophys”. J. Roy. Astron. Soc., 77, 185-264.
- Jamison,W.J, (1987), “Geometric analysis of fold development in over thrust tectonics. Journal of Structural Geology”, V.9, P.401-410
- Keller, E.A, Pinter, N. (2002), “Active tectonics: Eathquake Uplift, and Landscape, Prentice Hall, Newjersey”.
- Mirzaei, N, Gao, M., Chen, Y. T., (1998), “Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces”. Journal of Earthquake Prediction Research, 7, 465–495
- Maggi, A, Jackson, J., Priestley, K. and Baker, C, (2000), “A re- assessment of focal depthdistributuions in southeran Iran, the Tien Shan and northrn Indian”. DO earthquakes really occur in the continental mantal? Geophys. J. Int., 143, 629- 661
- Mirzaei, N, Gao, M., Chen, Y. T, (1998),“Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces”. Journal of Earthquake Prediction Research, 7, 465–495
- Motagh ,M, Bahroudi ,A, Haghshenas Haghighi, M, Samsonov, S, Fielding ,E, Hans-Wetze, U.(2015). “The 18 August 2014 Mw 6.2 Mormori, Iran, Earthquake: A Thin-Skinned Faulting in the Zagros Mountain Inferred from InSAR Measurements GPS

network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran”.

-Sanders, S.C, Magistrale, H., (1977), “Segmentation of the northern San Jacinto fault zone, southern California, *Journal of Geophysical Research*”, Vol. 102, N. B12, Pp 27453-27464.

-Snyder, D. B, and M. Barazangi, 1986. “Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, *Tectonics*”, 5, 361-373. Isa Asudeh Seismic structure of Iran from surface and body wave data *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. Volume 71, Issue 3, pages 715–730, December 1982.

-Vernant, P, Chery, J, (2006), “Mechanical modelling of oblique convergence in the Zagros, Iran, *Geophys. J. Int.*, 165, 991-1002

-Vernant, Ph, Nilforoushan. F, Hatzfeld . D, Abbassi . M. R, Vigny . C, Masson. F, Nankali. H , Martinod . J , Ashtiani . A, Bayer. R, Tavakoli. F and, Chery. J (2004): “Present – day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Journal of Geophys. J. Int* , Vol 157 , pp 381-398.

-Walpersdorf, A, D. Hatzfeld, H. Nankali, F. Tavakoli, F. Nilforoushan, M. Tatar, P. Vernant, J. Chéry, and F. Masson (2006). “Difference in the GPS deformation pattern of north and central Zagros (Iran) ”, *Geophys. J. Int.* 167, no. 3, 1077–1088.

-Zuchiewicz, W, (1998), “Quaternary tectonics of the outer west Carpathians, Poland, *Tectonophysics*, Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. *Geomorphology in arid regions. Proceedings of the eighth annual geomorphology symposium*”. State University of New York, Binghamton. 115-138.

-Kinugasa, Y, (2000). “Application of active fault study for earthquake disaster mitigation”. *International Symposium and School on Active Faulting*. Hokudan,, pp.177-178. Japan..

Abstract

The Murmuri area is located of 60 km southwest of the Abdanan city. the study which is located in the folded Zagros region has been studied to evaluate Seismotectonics and faulting risk of region. The study area covers 1 degree longitude from the Muormuori center. In this research, seismic data and faults collected and evaluated within 112 kilometers radius around Muormuori. Previous Studies have been conducted in the region to measure the length of the fault Mountain Front faults, Kabirkuh, Balaroad, Dezful, Chrkhyh kuoh and othere faults (F1.F2, F3, F4) which had reversed mechanism. Study of the region earthquakes indicated that seismic layer was measured 8-10 km in depths. By considering the most active seismic fault around enter the city by of pick horizontal grounal accelrtion was mesured about 0.96g which was resulet from Mountain Front Fault has 10 km distance from of the Murmuori. Evaluation Geomorphic indicces of Mountain Front Fault in Southwest of Murmuori show dextral displacement action. Movement of the Hormuz Formation in the area is found which play role in the Murmuori of occurrence aftershocks following. Based on the seismic data therenodes were relaised, in the study area seismic.

Key words: seismicity, Mountain Front fault, Murmuori, risk assessment faulting.



Shahrood university of technology

Faculty of Earth Science

Tectonic Group

Investigation of Seismotectonic in Mur- Mouri (Ilam province)

Mojtaba ghasemi molazem

Supervisor

Dr. R. Ramazani Oomali

April2016