

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک

تحلیل دگر ریختی در سازندهای سنوزوئیک ناحیه گتوند (استان خوزستان)

نگارنده: لیلا فتحی زاده رامهرمزی

استاد راهنما

پرویز امیدی

استاد مشاور

آرش برجسته

بهمن ۱۳۹۵



مدیریت تحصیلات تکمیلی

باسمه تعالی

شماره: ۱۲۵۹۹

تاریخ: ۹۵/۱۱/۲

ویرایش:

فرم شماره ۷: صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم لیلا فتحی زاده رامهرمزی به شماره دانشجویی ۹۲۱۰۶۴۴. رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان تحلیل دگرریختی در سازند های سنوزوئیک ناحیه گتوند (استان خوزستان) که در تاریخ ۱۳۹۵/۱۱/۱۸ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه : **خوب** - امتیاز ۱۷٫۸۴) دفاع مجدد مردود

نوع تحقیق: نظری عملی

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۲- بسیار خوب (۱۸ - ۱۷/۹۹)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

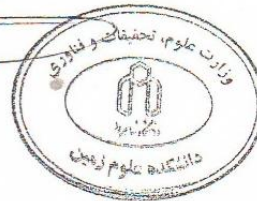
۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

| امضاء | مرتبه علمی | نام و نام خانوادگی | عضو هیأت داوران |
|-------|---|-------------------------|---------------------------------|
| | استادیار | دکتر پرویز امیدی | ۱- استاد راهنمای اول |
| | عضو هیئت علمی - صنعتی سازمان آب و برق | دکتر آرش برجسته | ۲- استاد مشاور |
| | استادیار | دکتر مهدی جعفر زاده | ۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی |
| | استادیار | دکتر محسن خادمی | ۴- استاد ممتحن اول |
| | دانشیار | دکتر رمضان رضانی اومالی | ۵- استاد ممتحن دوم |

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:



تقدیم به پدر و مادر مهربانم:

که هر لحظه وجودم راز چشمه سار پر از عشق چشمانشان سیراب می‌کنند

تقدیم به همسرم:

که سایه مهربانیش سایه سار زندگیم است، او که اسوه صبر و تحمل بوده و مشکلات مسیر را برایم تسهیل نمود

تقدیم به برادرم:

که همواره در طول تحصیل تحمل زحمتم بود و تکیه گاه من در مواجهه با مشکلات، و وجودش یایه دلگرمی من است.

پاس بی کران پروردگاری که هستی مان بخشید و به طریق علم و دانش، نمونه‌مان شد و به هم نشینی رحوان علم و دانش ممتحرمان نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزی‌مان ساخت. آفریدگاری که خویش را به ما شناساند و درهای علم را بر ما گشود و عمری و فرصتی عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف خویش را در طریق علم و معرفت بیازماید. بدین وسیله از اساتید بزرگوار جناب آقای دکتر پرویز امید و دکتر آرش برجسته به خاطر کمک‌های زیاد و زحمات بی‌دریغشان برای اینجانب که در طول دوره تحصیل و همچنین در طول اجرای این تحقیق ادامه داشته است، صمیمانه تشکر می‌نمایم. امید است بتوانیم ذره‌ای از مقام والا ایشان را ارج نهیم.

لازم میدانم تا از زحمات جناب آقای مهندس قحی‌نژاد مسئول محترم سد و نیروگاه کتود علیا که در این تحقیق شرایط لازم جهت عملیات صحرایی را برای اینجانب فراهم نمودند و همچنین از راهنمایی و مساعدت جناب آقای مهندس قدرت... حق پرست کمال تشکر و قدردانی را داشته باشم.

از پدر و مادر عزیزم و خانواده مهربانم که در تمام مراحل زندگی و مشکلات، دعای خیرشان، همیشه بدرقه راه اینجانب بوده و صمیمانه در کنار بنده بوده‌اند سپاس گزارم و از درگاه خداوند برای ایشان طول عمر با عزت، صحت و سلامتی خواستارم. از تمامی دوستان که اهدای کردید در دانشگاه صنعتی شاهرود که در این مدت به بنده لطف داشته‌اند صمیمانه تشکر می‌کنم. از آقایان وحید شفیعی رشوانلو و محبتی‌نخواستی که در بخش‌هایی از پایان نامه از نظرات ایشان استفاده کرده‌ام قدردانی میکنم.

تعهد نامه

اینجانب لیلا فتحی زاده رامهرمزی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تحلیل دگر ریختی در سازندهای سنوزوئیک ناحیه گتوند (استان خوزستان) تحت راهنمایی جناب آقای دکتر پرویز امیدی متعهد می شوم

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

تاریخ ۱۳۹۵/۱۲/۱۰

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

منطقه مورد مطالعه بخشی از فروافتادگی دزفول در زاگرس چین خورده بوده که در بین دو شهر گتوند و لالی قرار می‌گیرد. در این تحقیق دگرریختی‌های واحدهای سنگی رخنمون یافته در پهنه‌ی مورد مطالعه با نگاه ویژه بر دگرریختی‌های حاصل از عملکرد گسل پیراحمد مورد بررسی قرار گرفته است. گسل پیر احمد، با روند شمال باختری-جنوب خاوری از مهم‌ترین گسل‌های منطقه بوده که فعالیت نوزمین‌ساختی آن‌ها در سازندهای نئوژن و نهشته‌های کواترنری قابل‌ردیابی است. براساس شواهد صحرایی، شواهد جنبش‌های نوزمین‌ساختی این گسل را می‌توان در چین‌خوردگی و گسلش در سازندهای جوان با سن میوسن به بعد، انحراف در مسیر رودخانه، توپوگرافی خشن از دشت به سمت منطقه گسلی، دره‌های ۷ شکل و پرتگاه گسلی مشاهده نمود. بررسی وضعیت چینه‌شناسی منطقه، وجود توالی‌هایی از سازندهای میوسن به بعد را نشان می‌دهد. حرکت معکوس این گسل باعث چین‌خوردگی رسوبات نئوژن و بالآمدگی رسوبات میوسن نسبت به رسوبات کواترنری گردیده است. بررسی چین‌خوردگی‌ها در این ناحیه با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و برداشت‌های میدانی نشان می‌دهد که روند عمومی چین‌خوردگی‌ها شمال باختری جنوب خاوری تا خاوری-باختری است که این تغییر روند در بخش غربی منطقه را می‌توان ناشی از عملکرد گسل پیر احمد در این بخش دانست. چین‌های مطالعه شده، طبق رده‌بندی فلوتی بر مبنای زاویه بین یالی در رده‌ی باز (open) قرار می‌گیرند و براساس شیب سطح محوری و میل لولا در دو رده‌ی Upright- moderately inclined -gently plunging و gently plunging در تاقدیس گتوند علیا و تاقدیس ماهور برنجی قرار دارند. به‌منظور بررسی روند عمده‌ی درزه‌های موجود در منطقه و تعیین ارتباط آن‌ها با دیگر ساختارها اقدام به برداشت مشخصات درزه‌ها کرده و نمودار گلسرخی و کنطوری آن‌ها ترسیم گردید. بر این اساس الگوی شکستگی‌های منطقه در ۴ دسته شکستگی اصلی دسته‌بندی شده‌اند. درزه کششی J1 و J2 به‌صورت عمود و موازی با محور چین‌خوردگی پیشنهاد شده و درزه‌های J3 و J4 از نوع شکستگی‌های مزدوج در نظر گرفته شده‌اند.

کلمات کلیدی: فروافتادگی دزفول، گسل پیراحمد، نوزمین‌ساخت.

فهرست

| | |
|---|----|
| فصل اول: مقدمه | ۱ |
| ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه | ۳ |
| ۲-۱- ریخت‌شناسی و آب و هوای منطقه | ۳ |
| ۳-۱- تعریف مسأله و اهداف مطالعه | ۴ |
| ۴-۱- پیشینه‌ی مطالعاتی | ۵ |
| ۵-۱- روش انجام تحقیق | ۷ |
| فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی و چینه‌شناسی | ۹ |
| ۱-۲- زمین‌ساخت زاگرس | ۱۰ |
| ۱-۱-۲- کمر بند رانده زاگرس مرتفع | ۱۳ |
| ۲-۱-۲- کمر بند ساده چین خورده | ۱۳ |
| ۳-۱-۲- ژرفنای پیشانی زاگرس و فروافتادگی دزفول | ۱۴ |
| ۲-۲- چینه‌شناسی زاگرس | ۱۶ |
| ۳-۲- چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه | ۱۷ |
| ۱-۳-۲- سازند گچساران (Gs) | ۲۱ |
| ۲-۳-۲- سازند میشان (Mn) | ۲۲ |
| ۳-۳-۲- سازند آغاچاری (Aj) | ۲۲ |
| ۴-۳-۲- بخش لهبری (Lbm) | ۲۳ |
| ۵-۳-۲- سازند کنگلومرایی بختیاری (Bkm) | ۲۴ |
| ۶-۳-۲- رسوبات کواترنری | ۲۴ |
| فصل سوم: تحلیل دگرریختی‌های منطقه | ۲۷ |
| ۱-۳- چین خوردگی | ۲۹ |
| ۱-۱-۳- تاقدیس ماهور برنجی | ۳۱ |
| ۲-۱-۳- تاقدیس گتوند علیا | ۳۳ |
| ۳-۱-۳- ناودیس پل پرزین | ۴۱ |

| | |
|-----|--|
| ۴۳ | گسل ۲-۳ |
| ۴۴ | گسل پیراحمد ۱-۲-۳ |
| ۴۹ | ریخت‌شناسی منطقه گسلی ۲-۲-۳ |
| ۶۱ | گسل فرعی ۳-۲-۳ |
| ۶۳ | شکستگی (درزه‌ها) ۳-۳ |
| ۶۴ | مکانیسم ایجاد شکستگی‌ها ۱-۳-۳ |
| ۶۴ | طبقه‌بندی شکستگی‌ها ۲-۳-۳ |
| ۶۵ | خصوصیات شکستگی‌ها ۳-۳-۳ |
| ۶۶ | شکستگی‌های موجود در منطقه ۴-۳-۳ |
| ۶۷ | شکستگی‌های مرتبط با چین‌خوردگی ۵-۳-۳ |
| ۶۹ | بررسی شکستگی‌ها در تاقدیس ماهور برنجی ۶-۳-۳ |
| ۷۲ | بررسی شکستگی‌ها در تاقدیس گتوند علیا ۷-۳-۳ |
| ۷۷ | رابطه درزه‌های منطقه و گسل پیراحمد ۸-۳-۳ |
| ۸۰ | بررسی تراکم (ρ) و شدت (I) درزه‌ها ۹-۳-۳ |
| ۹۱ | فصل چهارم: بحث و نتیجه گیری |
| ۹۶ | پیشنهادات |
| ۱۰۷ | منابع |

فهرست شکل ها

- شکل ۱-۱- نقشه موقعیت راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه..... ۲
- شکل ۱-۲- نقشه توپوگرافی (ارتفاعی) تهیه شده از تصویر SRTM..... ۴
- شکل ۱-۲- اجزاء تکتونیکی سازنده صفحه‌ی ایران و صفحه عربی..... ۱۰
- شکل ۲-۲- مراحل تکامل تکتونیکی زاگرس..... ۱۲
- شکل ۳-۲- نقشه ساختاری و توپوگرافی کمر بند چین خورده-رانده زاگرس..... ۱۵
- شکل ۴-۲- نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ از منطقه‌ی مورد مطالعه..... ۱۹
- شکل ۵-۲- ستون چین‌شناسی سازنده‌های موجود در منطقه..... ۱۸
- شکل ۶-۲- رخنمونی از سازند گچساران دره‌ی آب‌شور..... ۲۱
- شکل ۷-۲- رخنمون سازند میشان در جاده‌ی گتوند-سالند..... ۲۲
- شکل ۸-۲- رخنمون سازند آغاچاری..... ۲۳
- شکل ۹-۲- رخنمون کنگلومرای بختیاری در مجاورت روستای آب توصله..... ۲۴
- شکل ۱-۳- تصویر ماهواره ای Mr Sid از منطقه..... ۲۹
- شکل ۲-۳- رده‌بندی چین توسط Fluty (1964)..... ۳۰
- شکل ۳-۳- رخنمون دو یال چین در سازند ماسه‌سنگی آغاچاری..... ۳۲
- شکل ۴-۳- رخنمونی از لایه‌بندی مربوط به سازند میشان..... ۳۳
- شکل ۵-۳- رخنمونی از سازند های گچساران، میشان و آغاچاری در پیمایش C-C'..... ۳۴
- شکل ۶-۳- تصویر سازند کنگلومرای بختیاری در مرز گسلی..... ۳۵
- شکل ۷-۳- رخنمون سازنده‌های موجود در مسیر D-D' و استریوگرام لایه‌بندی..... ۳۶
- شکل ۸-۳- سازنده‌های موجود در مسیر E-E'..... ۳۶
- شکل ۹-۳- رخنمون سازنده‌های میشان و آغاچاری در بخش انتهایی تاقدیس گتوند علیا..... ۳۸
- شکل ۱۰-۳- کنتور دیاگرام قطب لایه های برداشت شده از تاقدیس گتوند علیا..... ۳۸
- شکل ۱۱-۳- محل حفاری انجام شده بر روی میدان نفتی زیلابی..... ۳۹
- شکل ۱۲-۳- نیمرخ زمین شناسی تهیه شده از مسیر پیمایش E-E'..... ۴۰
- شکل ۱۳-۳- داده‌های چاه حفر شده در هسته‌ی تاقدیس گتوند علیا..... ۴۱

- شکل ۳-۱۴- ناودیس پل پرزین و کنتوردیاگرام لایه بندی در مسیر D-D'..... ۴۴
- شکل ۳-۱۵- ناودیس پل پرزین و کنتوردیاگرام لایه بندی در مسیر F-F'..... ۴۵
- شکل ۳-۱۶- تصویر ماهواره‌ای Mr Sid از گسل پیر احمد..... ۴۴
- شکل ۳-۱۷- نیمرخ تهیه‌شده از موقعیت گسل پیر احمد و سازندهای موجود در دو سوی این گسل..... ۴۵
- شکل ۳-۱۸- استریوگرام ترسیم شده از صفحه‌ی گسلی در ایستگاه ۱..... ۴۶
- شکل ۳-۱۹- صفحه گسلی برداشت شده از لایه‌های آهکی سازند گچساران در ایستگاه ۲..... ۴۴
- شکل ۳-۲۰- استریوگرام ترسیم شده از صفحه‌ی گسلی در ایستگاه ۳..... ۴۶
- شکل ۳-۲۱- تصویر SRTM منطقه از موقعیت آبراه‌ها و گسل پیر احمد..... ۴۸
- شکل ۳-۲۲- خردشدگی و فرسایش لایه‌های سازند میشان..... ۴۸
- شکل ۳-۲۳- مقاومت سازندهای موجود در منطقه در مقابل فرسایش..... ۴۹
- شکل ۳-۲۴- تصویر SRTM منطقه مورد مطالعه ۵۱
- شکل ۳-۲۵- قرارگیری سازند گچساران در کنار رسوبات کواترنری..... ۵۲
- شکل ۳-۲۶- مرز گسلی سازند تبخیری گچساران و کنگلومرای بختیاری..... ۵۲
- شکل ۳-۲۷- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه..... ۵۳
- شکل ۳-۲۸- آبراه‌های رسم شده در محیط نرم‌افزار Global mapper..... ۵۴
- شکل ۳-۲۹- نمودار گلسرخی و کنتوردیاگرام روند غالب درزه‌های تاقدیس گتوند علیا..... ۵۳
- شکل ۳-۳۰- دگرشیبی بین سازند آجاجاری و کنگلومرای بختیاری..... ۵۶
- شکل ۳-۳۱- کج شدگی ۱۰ درجه در لایه‌بندی موجود در سازند کنگلومرای بختیاری..... ۵۶
- شکل ۳-۳۲- پرتگاه گسلی شکل‌گرفته در اثر فعالیت گسل پیر احمد..... ۵۷
- شکل ۳-۳۳- سازند کنگلومرای بختیاری در مجاورت دشت، مسیر تونل سد گتوند علیا ۵۸
- شکل ۳-۳۴- نقشه‌ی تهیه‌شده در محیط GIS..... ۵۸
- شکل ۳-۳۵- شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن ۵۹
- شکل ۳-۳۶- تصویر Google Earth از منطقه مورد بحث..... ۶۰
- شکل ۳-۳۷- تصاویر تهیه شده از دره‌های V شکل..... ۶۱
- شکل ۳-۳۸- نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از گسل فرعی..... ۶۲

- شکل ۳-۳۹- قرارگیری سازند کنگلومرایبی بختیاری در کنار سازند ماسه‌سنگی..... ۶۳
- شکل ۳-۴۰- شکستگی‌های ایجاد شده رایج در مطالعات آزمایشگاهی مغزه‌ها..... ۶۴
- شکل ۳-۴۱- نمودار گلسرخی مربوط به سازندهای موجود در منطقه بررروی تصویر ماهواره ای..... ۶۷
- شکل ۳-۴۲- مدل Singhal and Guta (2010) از انواع شکستگی‌های مرتبط با چین خوردگی..... ۶۸
- شکل ۳-۴۳- نمودار گلسرخی از شیب و روند غالب درزه‌ها..... ۷۰
- شکل ۳-۴۴- رز دیاگرام دسته درزه‌های موجود در دو یال چین بر روی نقشه زمین‌شناسی..... ۷۱
- شکل ۳-۴۵- نمونه‌ای از درزه‌های تاقدیس ماهور برنجی..... ۷۲
- شکل ۳-۴۶- رزدیاگرام روند غالب و شیب درزه‌های موجود در یال شمالی..... ۷۳
- شکل ۳-۴۷- درزه‌های موجود در تاقدیس گتوند علیا..... ۷۳
- شکل ۳-۴۸- نمونه‌ای از درزه‌های مزدوج در لایه‌های سازند میشان..... ۷۴
- شکل ۳-۴۹- نمودار گلسرخی و کنتور دیاگرام درزه ناودیس پل پرزین..... ۷۴
- شکل ۳-۵۰- نمونه درزه‌های ناودیس پل پرزین..... ۷۶
- شکل ۳-۵۱- کنتور دیاگرام درزه‌های برداشت شده از دو یال چین..... ۷۶
- شکل ۳-۵۲- درزه‌های مربوط تاقدیس گتوند علیا..... ۷۷
- شکل ۳-۵۴- نقشه زمین‌شناسی و رزدیاگرام درزه‌های مربوط به سازندهای مختلف در مرز گسلی..... ۷۸
- شکل ۳-۵۵- رخنمون سازند کنگلومرایبی بختیاری..... ۶۶
- شکل ۳-۵۶- تصویر از لایه بندی و درزه‌ها در بخش لهبری..... ۶۷
- شکل ۳-۵۷- الگوی برداشت شکستگی‌ها در روش نمونه‌برداری دایره‌ای..... ۸۴
- شکل ۳-۵۸- نقاطی که شدت و چگالی آن محاسبه گردیده برروی نقشه منطقه نشان داده شده است..... ۸۴
- شکل ۳-۵۹- تراکم درزه‌ها در سازند آغاچاری در یال شمالی تاقدیس ماهور برنجی..... ۸۵
- شکل ۳-۶۰- درزه‌های موجود در لایه‌های ماسه‌سنگی محور تاقدیس ماهور برنجی..... ۸۶
- شکل ۳-۶۱- درزه‌های موجود در در سازند لهبری یال جنوبی تاقدیس ماهور برنجی..... ۸۶
- شکل ۳-۶۲- درزه‌های موجود در سازند میشان..... ۸۸
- شکل ۳-۶۳- تراکم و شدت درزه‌های موجود در سازند آغاچاری..... ۸۹
- شکل ۳-۶۴- تراکم و شدت درزه‌های موجود در سازند آغاچاری و میشان..... ۸۹

شکل ۴-۱- نیمرخ تهیه شده از مرز گسلی در مسیر C-C' ۹۱

شکل ۴-۲- محل قرارگیری چین خوردگی‌های منطقه در رده‌بندی فلوتی ۹۳

شکل ۴-۳- کنتور دیاگرام دسته درزه ی اصلی در تاقدیس های گتوند علیا و ماهور برنجی ۹۴

فهرست جدول ها

جدول ۱-۳- داده‌های مربوط به شاخص Vf ۶۳

جدول ۳-۲- مقادیر به دست آمده برای شدت (I) و چگالی (ρ) درزه‌های منطقه ۸۹

فصل اول

مقدمه

پیش‌گفتار

کمر بند چین-راندگی زاگرس بخشی از کمر بند کوهزاد فعال آلپی است که از جمله جوان‌ترین کوهزادهای سنوزوئیک محسوب می‌شود، این کمر بند از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد بین صفحات عربی و اوراسیا، با روند شمال باختر-جنوب خاور از شمال غرب حاشیه ایران تا جنوب غرب ایران تا تنگه هرمز توسعه یافته است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Hesami et al, 2001).

فروافتادگی دزفول، یک منطقه فشرده شده در بخش مرکزی زاگرس چین‌خورده است که از شمال غرب به‌وسیله‌ی کوه‌های لرستان، در جنوب شرق به‌وسیله‌ی منطقه فارس و از شمال شرق به‌وسیله‌ی جبهه‌ی کوهستانی خوزستان محدود شده است. فروافتادگی دزفول یک ایالت نفتی غنی است که بیشترین میدان نفتی ایران و تقریباً ۸٪ از مخازن نفتی جهان را دربرمی‌گیرد (Bordenave and Hegre, 2005).

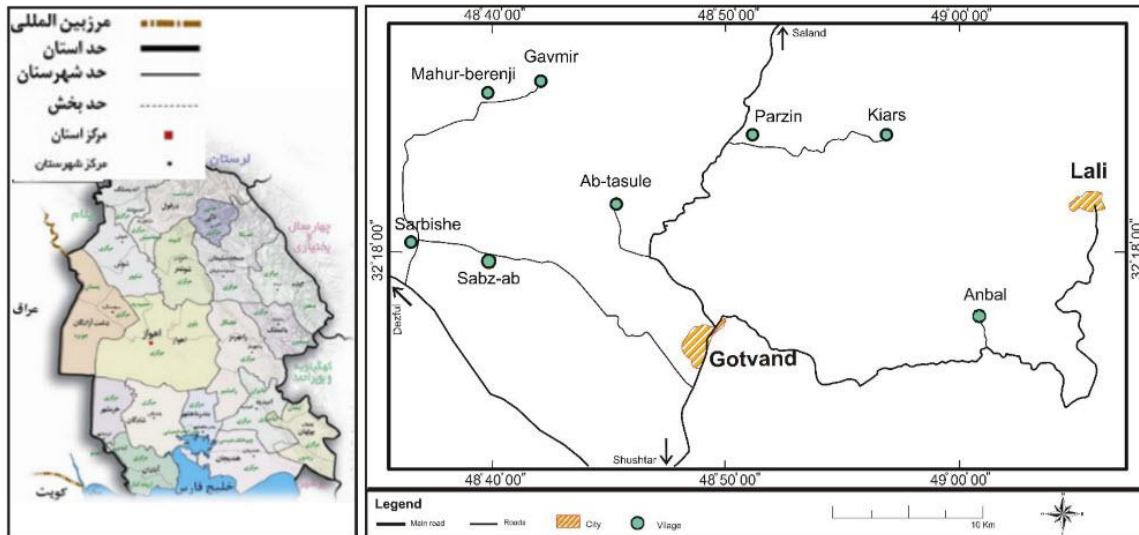
فروافتادگی دزفول به‌وسیله گسل بالارود در ناحیه شمال - شمال غرب و جبهه کوهستان در شمال شرق-شرق و گسل اصلی کازرون در شرق - جنوب شرق محدود گشته است. این ناحیه به‌طور همزمان دارای سنگ‌های منشأ فراوان، مخازن بسیار عالی و سنگ‌پوشش مناسب است که به علت غنی بودن منابع نفتی در آن مورد توجه و مطالعه بسیاری از زمین‌شناسان قرار گرفته است.

با توجه به قرارگیری منطقه مورد مطالعه در فروافتادگی دزفول و وجود سازندهای با سن میوسن به بعد، به‌ویژه سازند کنگلومرای بختیاری و نهشته‌های کواترنری و مرز گسلی آن‌ها با واحدهای مجاور، در این پژوهش به بررسی دگرریختی نوزمین‌ساختی در این منطقه پرداخته خواهد شد. بنابراین در این تحقیق چین‌خوردگی واحدها از نظر هندسی، ارتباط شکستگی‌های موجود با فرآیند چین‌خوردگی، نقش گسل‌ها در الگوی دگرریختی و به‌ویژه در ایجاد شکستگی‌ها، مورد مطالعه و بررسی قرار می‌گیرد.

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

منطقه مورد مطالعه در بخش شمال شرق استان خوزستان، ۱۵۰ کیلومتری اهواز، ۴۵ کیلومتری شمال غرب مسجدسلیمان و شمال شهرستان شوشتر، در بین گتوند-لالی قرار گرفته است و محدوده‌ی آن طول‌های جغرافیایی "۳۲°۱۱'۰۰" تا "۳۲°۱۸'۰۰" و عرض‌های جغرافیایی "۴۸°۴۱'۰۰" تا "۴۹°۰۰'۰۰" می‌باشد (شکل ۱-۱).

جاده‌های گتوند به لالی، سالند و ماهور برنجی از راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه می‌باشند.

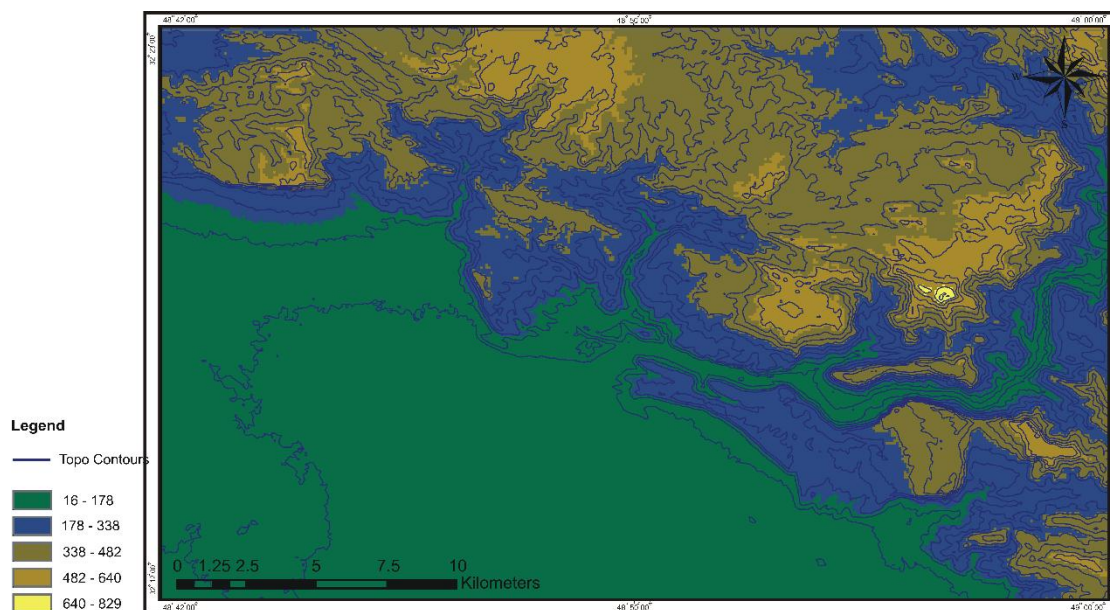


شکل ۱-۱- نقشه موقعیت راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه .

۲-۱- ریخت‌شناسی و آب و هوای منطقه

استان خوزستان از سمت شمال و شرق به رشته‌کوه‌های زاگرس منتهی می‌شود. ارتفاعات این استان در جهت جنوب غربی کاهش یافته و در نواحی جنوبی‌تر به صورت تپه‌های ماهوری نمایان می‌شود. این سرزمین از نظر پستی و بلندی به دو منطقه کوهستانی و جلگه‌ای تقسیم می‌شود. منطقه کوهستانی قسمت‌های شمال و شرق استان را در برمی‌گیرد و منطقه جلگه‌ای از جنوب دزفول، مسجدسلیمان، رامهرمز و بهبهان شروع شده و تا کرانه‌های خلیج فارس و اروندرود ادامه می‌یابد. از پدیده‌های عمده ژئومورفولوژیکی منطقه که تکتونیک نقش مهمی در تشکیل آن‌ها داشته باشد می‌توان به توپوگرافی

خشن در شمال گتوند، دره‌های V شکل، انحراف در مسیر رودخانه‌ها می‌توان اشاره کرد. (شکل ۲-۱)



شکل ۲-۱- نقشه توپوگرافی (ارتفاعی) تهیه‌شده از تصویر SRTM منطقه در نرم افزار گلوبال میپ.

استان خوزستان به‌طورکلی دارای آب‌وهوای نیمه‌صحرائی و دارای تابستان خشک و مه‌آلود است. چنان‌که متوسط گرمای سالانه آن از ۲۴ تا ۲۸ درجه سانتی‌گراد تفاوت دارد. تیر و مرداد گرم‌ترین ماه‌های این منطقه و دی و بهمن خنک‌ترین ماه‌های سال در خوزستان است. منطقه مورد مطالعه جزو مناطق معتدل استان (شمال و شمال شرق خوزستان) است که به دلیل کوهستانی بودن و وجود رودخانه، دارای تابستان‌های خنک‌تر نسبت به سایر قسمت‌های استان است. میزان بارندگی در منطقه بین ۲۰۰ تا ۴۵۰ میلی‌متر متغیر است که عموماً از شمال به‌طرف جنوب از میزان بارندگی کاسته می‌شود و درجه حرارت در تابستان به حداکثر ۵۴ درجه می‌رسد.

۳-۱ تعریف مسأله و اهداف مطالعه

زاگرس منطقه پهناوری است که به‌طور پیوسته در معرض دگرشکلی فشاری و کوتاه‌شدگی پی‌سنگ و پیوسته ناشی از برخورد قاره‌ای عربستان- اوراسیا قرار گرفته است. کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس توسط پژوهشگرانی همچون Berberian (1995), O'Brien (1950), Falcon (1974) به پهنه متفاوت تقسیم بندی شده است. این تقسیم‌بندی‌ها بر اساس پارامترها مختلف و در راستاهای NW-SE (در طول کوهزاد)

و NE-SW (به موازات کوهزاد) صورت گرفته است

که اغلب مرز و حدود آن‌ها را گسل‌های عرضی و طولی موجود در کمربند زاگرس مشخص می‌کنند. Sherkati and Letouzey (2004) زاگرس مرکزی را در محدود بین گسل‌های بالارود و کازرون، از شمال خاور به جنوب باختر به سه پهنه زاگرس مرتفع، پهنه ایزه و پهنه فروافتادگی دزفول تقسیم نموده‌اند. فروافتادگی دزفول بخشی از کمربند زاگرس چین‌خورده است که به دلیل داشتن مخازن نفتی، مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه در شمال پهنه فروافتادگی دزفول قرار داشته و شامل بخش‌هایی از میدان‌های نفتی لالی، پاپیله و همچنین بخش محدودی از میدان نفتی زیلایی است.

با عبور از پهنه ایزه به فروافتادگی دزفول تفاوت‌های شاخصی در هندسه و سبک ساختاری، میزان کوتاه‌شدگی، ریخت‌شناسی و حضور برخی از سازندها و همچنین سطوح جدایش میانی وجود دارد.

بررسی نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه‌شده توسط شرکت ملی نفت و تصاویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده‌ی تغییر توپوگرافی ملایم دشت به یک توپوگرافی خشن در مرز گسلی است. بنابراین با توجه به گسترش سازندهای گروه فارس با سن سنوزوئیک شامل گچساران، میشان و آغاچاری و همچنین سیستم درزه‌ای شکل‌گرفته بر روی این لایه‌ها و همچنین عملکرد گسله‌ها، در این پژوهش تلاش شده تا با بررسی دگرریختی در سازندهای سنوزوئیک در منطقه گتوند-لالی، گامی در شناخت الگوی هندسی و سینماتیکی گسل‌ها، الگوی هندسی چین‌خوردگی‌ها و به‌ویژه الگوی شکستگی‌های موجود در منطقه و ارتباط آن با گسل‌ها و چین‌خوردگی‌های موجود برداشته شود.

۱-۴- پیشینه‌ی مطالعاتی

Sherkati and Letouzey (2004) با مطالعه تغییرات سبک‌های ساختاری در بخش مرکزی کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس (منطقه ایزه و فروافتادگی دزفول)، نقش سطوح گسستگی میانی در پهنه‌های ساختاری مختلف را مورد بررسی قرار داده و عملکرد فعالانه این سطوح گسستگی بینابینی را در سبک

چین خوردگی اثبات نمود.

Sherkati et al (2005) و Sherkati and Letouzey (2004) با مطالعات خود در زاگرس مرکزی، این پهنه را براساس سبک چین خوردگی، سطح جدایش و میزان کوتاه شدگی به چند زیر پهنه تقسیم می کند و مقاطعی از کمر بند زاگرس ارائه می دهد که در آن ها هندسه چین ها به صورت قائم و افقی تغییر می کند. ایشان به تفکیک چین های جدایشی در کمر بند زاگرس پرداخته و با مطالعه رسوبات همزمان با تکتونیک به چین خوردگی مجزای زاگرس اشاره می کند. همچنین با ارائه مدل آنالوگ و تطابق آن با زاگرس مرکزی، در بخش هایی به نقش سازند دشتک به عنوان سطح جدایش میانی اصلی در دو سوی گسل پیشانی کوهستان اشاره کرده و فاکتور مهم کنترل کننده سبک ساختاری و طول موج چین ها را وضعیت سطح جدایش میانی می داند.

Sepehr (2006) با ترسیم برش ساختاری از زاگرس مرکزی به تفکیک این پهنه پرداخته و با اشاره به لایه های نامقاوم (سطوح جدایش) و مقاوم در کمر بند زاگرس نقش چینه شناسی مکانیکی را در این کمر بند مطرح می کند و هندسه چین ها را در بخش های مختلف زاگرس مرتبط با انیزوتروپی مکانیکی می داند.

Sherkati (2006) با تهیه برش های ساختاری از زاگرس میانی و خاوری به مطالعه هندسه و سینماتیک ساختارها و دگرریختی های صورت گرفته در ژرفا پرداختند و نشان دادند که موقعیت سطح های فراکنشی میانی یک عامل مهم در کنترل سبک ساختاری و طول موج چین است و در مدل های آنالوگ (analogue models) ساخته شده طول موج چین ها به طور مستقیم به سبک برای لایه های پر قوام (competent) غالب وابسته است.

برجسته (۱۳۷۳)، تحلیل ساختاری پهنه شوشتر در فرور بار دزفول را مورد بررسی قرار داده است. رضانی و همکاران (۱۳۹۱) به تحلیل شکستگی ها در تاقدیس لالی پرداخته و با استفاده از داده های زیرسطحی و روش تحلیلی داده های زیرسطحی، سازوکار چین خوردگی و شکستگی های تاقدیس لالی در شمال

منطقه مورد مطالعه را مورد بررسی قرار داده است.

احمدی (۱۳۹۱) نقش سامانه شکستگی سازند تبخیری گچساران در الگوی آبراهه را در منطقه گتوند-لالی مورد بررسی قرار داده است، که این بررسی‌ها نشان می‌دهد که سامانه شکستگی‌ها دارای دو روند شمال باختر-جنوب خاوری و باختری-خاوری بوده که در روند شبکه آبراهه‌ها نیز دیده می‌شود.

احمدی (۱۳۹۲) با بررسی ژئومورفولوژی و مورفوتکتونیک ناحیه‌ی گتوند-لالی با روش‌های عمدتاً مبتنی بر روش‌های سنجش‌ازدور و پردازش داده‌ها در محیط نرم‌افزاری GIS و توابع تحلیلی آن و در نهایت نتایج به‌دست‌آمده از شاخص‌های ژئومورفولوژی مشخص کرد که منطقه گتوند-لالی از نظر تکتونیکی فعال است.

۱-۵ روش انجام تحقیق

مراحل انجام تحقیق به شرح زیر است:

۱. جمع‌آوری اطلاعات

- انجام مطالعات کتابخانه‌ای شامل جمع‌آوری و مطالعه گزارش‌ها، مقاله‌ها و کتاب‌های در ارتباط با موضوع تحقیق
- بررسی و مطالعه‌ی داده‌های دور سنجی همانند عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای
- بررسی نقشه‌های توپوگرافی سازمان زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ و همچنین نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰۰ منطقه.

۲. انجام مطالعات صحرایی شامل برداشت وضعیت لایه‌ها، درزه‌ها و گسله‌ها در پیمایش‌های عرضی

۳. پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌ها، با روش‌های متداول در زمین‌شناسی ساختمانی و استفاده از

نرم‌افزارهای استریوگرافیک

۴. اضافه نمودن داده‌های به دست آمده در این پژوهش بر روی نقشه‌های موجود و تهیه یک نقشه

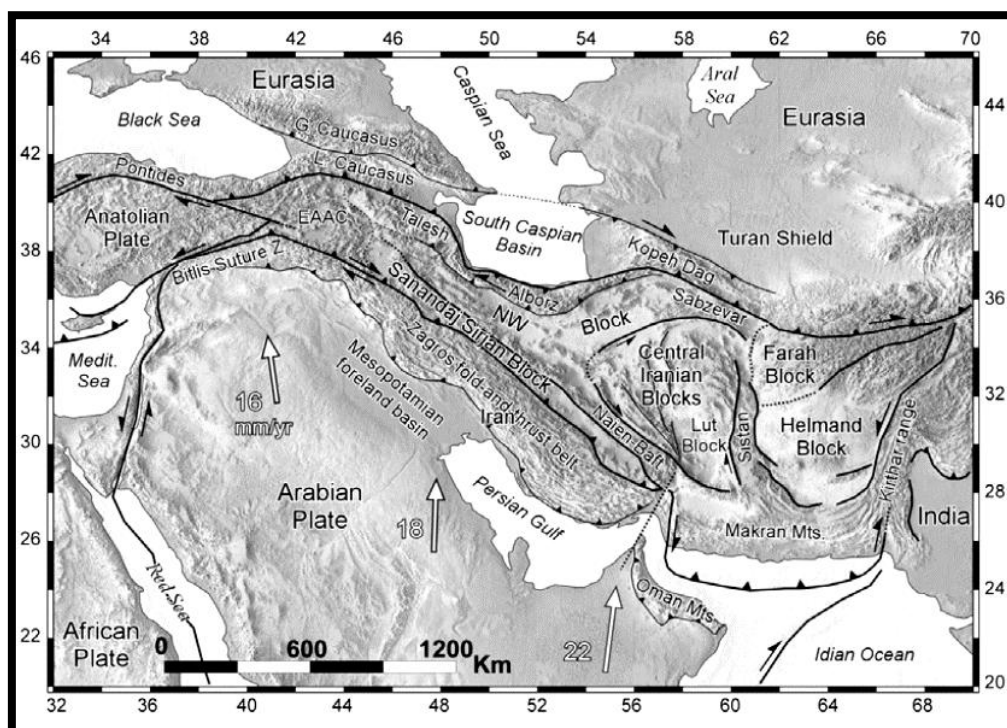
زمین‌شناسی از منطقه مورد مطالعه.

فصل دوم

زمین‌شناسی عمومی و چین‌شناسی

مقدمه

صفحه عربی از دریای سرخ تا زاگرس و از خلیج عدن تا کوه‌های تاروس گسترش یافته و بردارنده انواع مختلفی از مرز صفحات است. کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس با روند NW-SE بر روی حاشیه شمال شرقی پلیت عربی قرار گرفته است و از جمله جوان‌ترین کوهزاد های سنوزوئیک محسوب می‌شود. این کمربند کوهزایی با حدود ۱۸۰۰ کیلومتر طول، از کوه‌های تاروس در شمال شرق ترکیه، سرتاسر شمال عراق و جنوب غرب ایران تا تنگه هرمز درجایی که خط عمان کمربند زاگرس را از منشورهای برافزایشی مکران جدا می‌کند گسترش یافته است (شکل ۱-۲). (Hessami et al, 2001; Sepehr et al, 2006).



شکل ۱-۲- اجزاء تکتونیکی سازنده صفحه‌ی ایران و صفحه عربی . با سرعت حرکت mm/y از Sella و همکاران (۲۰۰۲)

۱-۲- زمین‌ساخت زاگرس

کوهزاد زاگرس در نتیجه‌ی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در بین صفحات عربی و اوراسیا به وجود آمده است (Koop and Stoneley, 1982; Stocklin, 1968).

Stocklin (1968) حرکت کوهزایی اولیه در ایران را باعث تحکیم پی‌سنگ پرکامبرین و تشکیل پلاتفرم

وسیع می‌داند. کوهزایی آسینتیک در زمان پرکامبرین پایانی باعث چین‌خوردگی شدید و دگرگونی پلاتفرم ایران شده است. به دنبال این کوهزایی، آرامش زمین‌ساختی طولانی مدت از زمان کامبرین زیرین تا تریاس میانی باعث نهشته شدن رسوبات پلاتفرمی (در زاگرس بعد از سازند هرمز تا تشکیل دولومیت خانه‌کت) شده است، حداقل تا زمان پایان پالئوزوئیک هیچ کوهزادی بر این پلاتفرم متأثر نبوده و فقط حرکات اپیروژنیک رخ داده‌اند (Stocklin, 1968; Alavi 1980 Sattarzadeh et al, 2000).

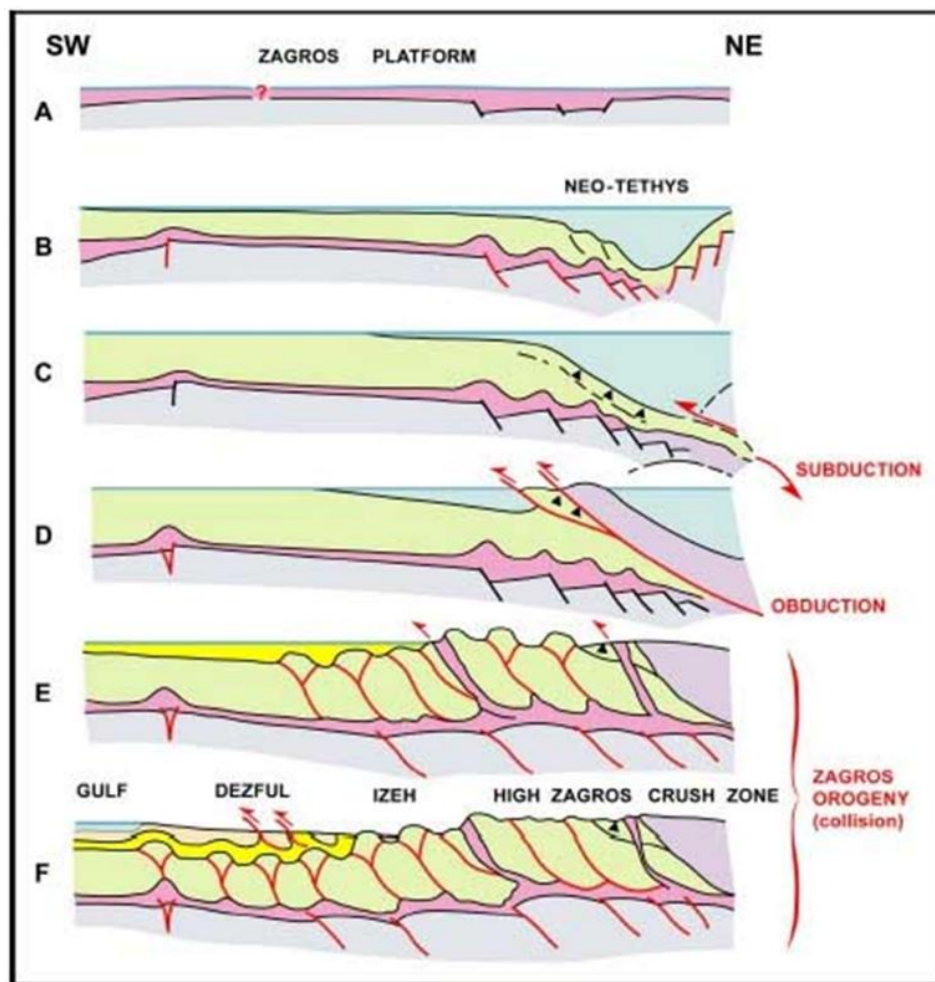
Alavi (1994) کوهزایی زاگرس را در نتیجه سه رخداد متوالی ژئوتکتونیک اصلی فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیرصفحه ایران در طول زمان کرتاسه پیشین تا پسین، جاگیری (فرارانش) افیولیتها بر روی حاشیه قاره غیرفعال آفریقای عربی در کرتاسه پسین (تورونین - کامپانین) و تصادم لیتوسفر قاره‌ای آفریقایی - عربی با صفحه ایران در کرتاسه پسین و زمان بعد تفسیر می‌کند. در پرمین پلاتفرم پایدار حاشیه شمال شرقی صفحه عربی تحت تأثیر یک فاز کششی قرار گرفته است. این رخداد کششی منجر به ایجاد یک اقیانوس جدید (نئوتتیس) در تریاس در امتداد روند کنونی زاگرس و بسته شدن پالئوتتیس در شمال گردیده است (Stocklin 1968, 1974; Berberian & King 1981).

اقیانوس نئوتتیس بین صفحه ایران مرکزی و بلوک عربی شروع به گسترش کرد. در پایان ژوراسیک و ابتدای کرتاسه در نتیجه باز شدن اقیانوس اطلس، کشش بین صفحه ایران مرکزی و بلوک عربی متوقف شده و حرکت تراکمی و بسته شدن نئوتتیس آغاز می‌شود، که منجر به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی شده است (Stocklin, 1968; Alavi, 1980; Sattarzadeh et al, 2000). در خلال زمان میوسن حرکت پی‌سنگ زیرین، در ارتباط با بازشدگی دریای سرخ تشدید شده (Stocklin, 1968; Alavi, 1980; Sattarzadeh et al, 2000) که این حرکات باعث کوهزایی قاره - قاره در محل زمین‌درز بین بلوک عربی و قاره ایران مرکزی گردیده است.

در خلال زمان پالئوسن - ائوسن شکل ساختاری اصلی زاگرس، گسل پیشانی کوهستان شکل می‌گیرد و موازی با این ساختار در راستای NW-SE دو حوضه، در شمال خاور شامل کلاسیک کربنات و در

جنوب باختر با حوضه عمیق تر شامل پابده تشکیل می شود (Sepehr and Cosgrove, 2004). فرورانش بلوک عربی به زیر صفحه ایران مرکزی ادامه پیدا می کند تا در زمان ائوسن فعالیت آتشفشانی در ارتباط با این فرورانش آغاز شده و باعث تشکیل کمان ماگمایی ارومیه-دختر در لبه قاره ایران مرکزی می شود (Takin, 1972).

Koop and Stoneley (1982) این زمان را شروع چین خوردگی و گسل خوردگی در توالی رسوبی زاگرس می دانند. در شکل ۲-۲ مراحل تکامل تکتونیکی تهیه شده توسط Sherkati (2004) نشان داده شده است.



شکل ۲-۲ - مراحل تکامل تکتونیکی زاگرس (Sherkati, 2004).

تقسیم بندی های متعددی از کمربند زاگرس از سوی نویسندگان مختلف ارائه شده است که بر اساس هندسه و سبک ساختاری، تاریخ رسوبگذاری، سن بیرون زدگی ها، توپوگرافی سطحی، اشکال ریخت

زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی ناحیه‌ای می‌باشند (شکل ۲-۳). (Falcon, 1974; Stocklin, 1968)
(Berberian, 1995)

Berberian (1995) ریخت‌شناسی امروزه زاگرس را نتیجه تکامل ساختاری و تاریخ رسوبگذاری قسمت شمالی صفحه عربی می‌داند که شامل فاز پلاتفرمی در خلال پالئوزوئیک، فاز ریفت‌زایی تئیس در پرموتریاس، فاز حاشیه قاره‌ای غیرفعال در ژوراسیک و ابتدای کرتاسه، فرورانش به سمت شمال خاور، فرارانش افیولیتها و رادیولاریت‌ها در پایان کرتاسه و کوهزایی و کوتاه‌شدگی در خلال نئوژن است.

در ادامه به طور خلاصه در مورد هر یک از این تقسیم‌ها توضیحی ارائه می‌گردد که به دلیل قرارگیری منطقه مورد مطالعه در فروافتادگی دزفول بیشتر به توضیح این محدوده خواهیم پرداخت.

۲-۱-۱ - کمربند رانده زاگرس مرتفع (The high Zagros Thrust belt)

کمربند راندگی زاگرس مرتفع (HZTB) با پهنای بیش از ۸۰ کیلومتر، در بین راندگی اصلی زاگرس (MZT) و گسل زاگرس مرتفع در جنوب خاوری قرار گرفته است (HZF) (شکل ۲-۳). این کمربند که توسط تعدادی از گسل‌های معکوس قطعه‌قطعه شده و به سمت جنوب غرب در طول قطعات متفاوتی از گسل زاگرس مرتفع رانده شده، یک منطقه به‌شدت دگرشکل شده است که به‌وسیله‌ی کوه‌های بلند با حداکثر ارتفاع ۳۰۰۰ متر در شمال غربی زاگرس و تاقدیس‌های رورانده با رخنمون‌های برجای ژوراسیک-کرتاسه و هسته‌هایی با سن پالئوزوئیک در طول گسل‌های معکوس، نپ‌های رادیولاریتی افیولیتی کرتاسه بالایی، فلیش‌های کرتاسه بالایی تا الیگوسن-میوسن و گسل‌های معکوس طولی مشخص می‌شود (Agard et al, 2005; Alavi, 1994; Berberian, 1995).

۲-۱-۲ - کمربند ساده چین‌خورده (The simple fold belt)

کمربند چین‌خورده ساده به‌وسیله‌ی توالی چین‌های توسعه‌یافته در رسوبات ضخیم چندلایه‌ای پالئوزوئیک تا سنوزوئیک، که در حاشیه شمال شرقی صفحه عربی تجمع یافته‌اند مشخص می‌گردد. این کمربند در شمال شرق به‌وسیله‌ی گسل زاگرس مرتفع (HZF) و در جنوب غرب به‌وسیله‌ی گسل

پیشانی کوهستان (MFF) محدود شده است. (شکل ۲-۳)

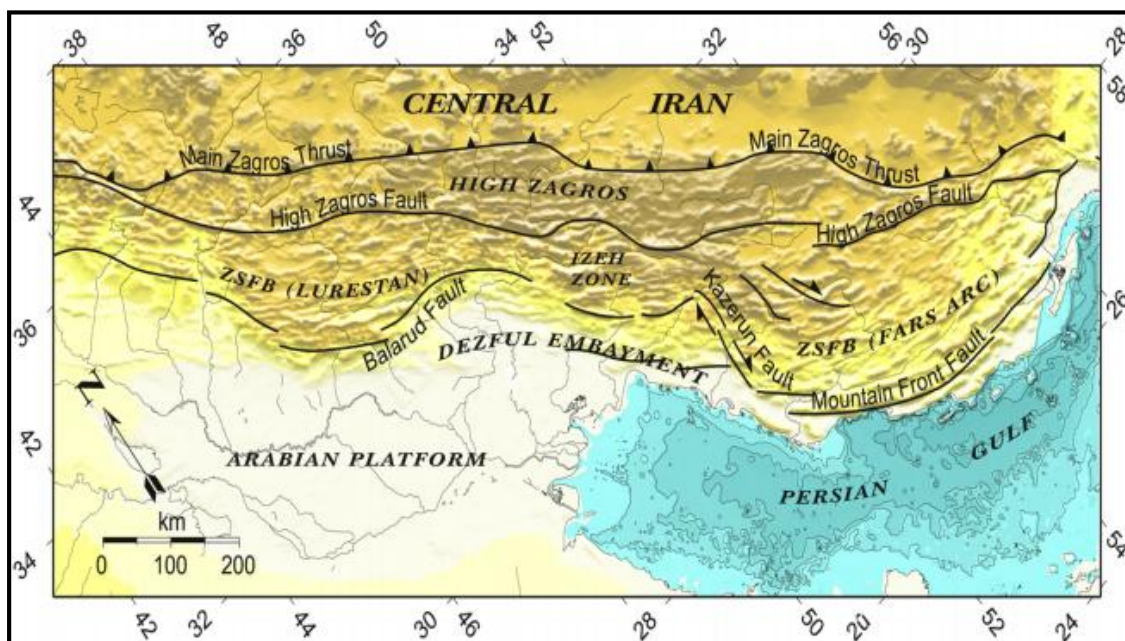
میانگین پهنای این کمربند در حدود ۲۵۰ کیلومتر به سمت جنوب شرق و ۱۲۰ کیلومتر به سمت شمال غرب است و طولی به اندازه ۱۳۷۵ کیلومتر در ایران دارد. این کمربند شامل تاقدیس‌های بزرگ و جعبه‌ای شکل است و نسبت ابعاد چین (طول: ارتفاع) متغیر در آن نشان می‌دهد که، هر دو نوع چین forced fold (با نسبت ابعاد < ۱۰) و چین‌های خمشی (با نسبت ابعاد > ۱۰) می‌تواند در این کمربند وجود داشته باشند. آهک‌های آسماری با سن ائوسن-الیگوسن و سازندهای مزوزوئیک توپوگرافی غالب منطقه را تشکیل می‌دهند (Sattarzadeh et al, 2000).

۲-۱-۳- ژرفنای پیشانی زاگرس و فروافتادگی دزفول (The zagros Foredeep & The

(dezul embayment

ژرفنای پیشانی زاگرس از سمت شمال شرقی توسط گسل پیشانی کوهستان (MFF) و از سمت جنوب غرب با گسل ژرفنای پیشانی زاگرس (ZFF) محدود می‌گردد (شکل ۲-۳). سازندهای این بخش همزمان با حرکت در طول گسل (MFF) و بالآآمدگی کمربند ساده زاگرس به وجود آمده‌اند. ژرفنای پیشانی زاگرس از چین‌های منفرد و متقارن تشکیل شده است که توسط بدلندهای متشکل از سازندهای گروه فارس، که به وسیله‌ی راندگی‌های جدایشی موجود در تبخیری‌های گچساران از سازند زیرسطحی الیگو-میوسن آسماری جدا شده‌اند مشخص می‌شود. به علت پوشیده شدن سازند آسماری با سازند تبخیری گچساران، میدان‌های مهم نفتی ایران و عراق در این ناحیه تجمع یافته‌اند. وجود توالی ضخیم رسوبات همزمان با کوهزایی (مولاس‌های میوسن تا پلیستوسن آغاجاری-بختیاری) و شکل‌گیری و رشد ساختارهای موجود در پیش‌گودال زاگرس که با ته‌نشست کنگلومرای پلیوسن-پلیستوسن بختیاری همزمان بوده است و چین‌خوردگی‌های موجود در آن نشان‌دهنده‌ی ادامه فعالیت منطقه تا پس از پلیستوسن است. دو منطقه فروافتاده در ژرفنای پیشانی زاگرس وجود دارد: فروافتادگی دزفول در ایران (به صورت یک منطقه فشرده شده در کمربند زاگرس چین خورده) و فروافتادگی کرکوک در عراق.

فروافتادگی دزفول یک واقعیت ساختمانی در جنوب باختری تراس زاکرس بوده که در بردارنده‌ی اکثریت منابع نفتی است. در ابتدا این نام معرف یک خاصیت توپوگرافی است اما به‌طور کلی‌تر به ناحیه‌ای از زاگرس اطلاق می‌شود که در آن آسماری فاقد رخنمون است. فروافتادگی دزفول در بین سه واحد ساختاری مهم قرار گرفته است. در شمال به یک زون خمشی با جهت خاوری-باختری بنام بالارود و در حد شمال خاوری به خمش دیگری به نام خمش جبهه کوهستان با راستای شمال خاوری - جنوب باختری و در خاور جنوب خاوری به یک زون پیچیده خمشی و گسلی با امتداد شمالی-جنوبی به نام زون گسله کازرون محدود می‌گردد. (Berberian,1995; Sherkati and Letouzi 2004; Berberian)
 (مطیعی and king, 1981) (۱۳۷۲)



شکل ۲-۳- نقشه ساختاری و توپوگرافی کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس (Sherkati and Letouzi, 2004).

این فروافتادگی در نتیجه فرونشست در جلوی گسل پیشانی کوهستان در زمان پایان ائوسن شکل گرفته (Berberian, 1995; Motiei, 1975) که ضخامت بعد از الیگوسن در آن بیش از ۳۰۰۰ متر است (Sepehr et al, 2006). دفن شدگی ضخیم رسوبات در فروافتادگی دزفول یک توده مقاوم را تشکیل داده است که باعث کاهش ناگهانی نرخ کوتاه شدگی از پهنه ایزه به فروافتادگی دزفول می‌شود. شواهد زیرسطحی، دامنه کم و طول موج زیاد را در تاق‌دیس‌های این ناحیه نشان می‌دهد. چین‌ها در ناحیه

دزفول نامتقارن با یال پیشانی پرشیب و یال خلفی کم شیب، فاصله دار و عریض با زاویه بین یالی باز هستند (Sherkati and Letouzey, 2004). با توجه به نقشه مغناطیسی منطقه، پی سنگ فروافتادگی دزفول خیلی عمیق است و Morris (1977) عمقی حدوداً بین ۸ تا ۱۵ کیلومتر را برای آن در نظر می‌گیرد.

این فروافتادگی یک حوضه رسوبی با فرورانشست مشخص و ضخیم شدگی رسوبات بعد از سازند آسماری (ائوسن - الیگوسن) در پای کمر بند بالارانده و چین خورده ساده است. افت قائم حوضه در محل فروافتادگی دزفول بیش از ۳ کیلومتر برای افق پائینی سازند آجاجاری (میوسن - پلیوسن) است (Berberian, 1995).

۲-۱-۴- دشت ساحلی زاگرس (The zagros Coastal plain)

کمر بند باریکی است که از شمال توسط گسل ژرفنای قدامی زاگرس (ZFF) و از جنوب توسط خلیج فارس محدود شده است. این محدوده شیب ملایمی به سمت جنوب دارد که میزان آن از اهواز تا خلیج فارس حدود ۱ کیلومتر در هر ۵ کیلومتر می‌باشد (Berberian, 1995).

۲-۱-۵- سرزمین های پست خلیج فارس و بین النهرین (The Persian Gulf Mesopotamian Lowland)

این واحد ریخت زمین ساختی در جنوب و جنوب غرب دشت ساحلی زاگرس قرار گرفته که بخشی از آن توسط آب های خلیج فارس پوشیده شده است و یک حوضه کم ژرفای قاره ای با منشأ زمین ساختی است که فلات قاره ای عربستان را با عمقی کمتر از ۱۰۰ متر می پوشاند. (Berberian, 1995)

۲-۲- چینه شناسی زاگرس

به طور کلی همه سنگ های زاگرس را می توان به دو گروه پی سنگ دگرگونه و پوشش رسوبی روی پی سنگ تقسیم کرد.

اشتوکلین (۱۹۶۸) مراحل سه گانه زیر را در تکوین حوضه زاگرس مؤثر می داند.

- مرحله فلات قاره (پرکامبرین پسین-تریاس میانی)
- مرحله بزرگ ناودیسی (تریاس میانی-پلیوسن)
- مرحله پس از کوهزایی (پلیوسن-زمان حاضر)

O'Brien (1950) اولین کسی بود که بر پایه رفتار شناسی سنگ‌ها، ردیف‌های رسوبی زاگرس را به

پنج گروه تقسیم کرد :

۱- گروه پی سنگ (پرکامبرین)

۲- گروه متحرک زیرین (شامل سری هرمز به سن پرکامبرین پسین-کامبرین)

۳- گروه پر قوام (شامل سازندهای زمان کامبرین تا میوسن)

۴- گروه متحرک بالایی (سازند گچساران)

۵- گروه کم قوام (شامل سازندهای میشان، آغاچاری و بختیاری).

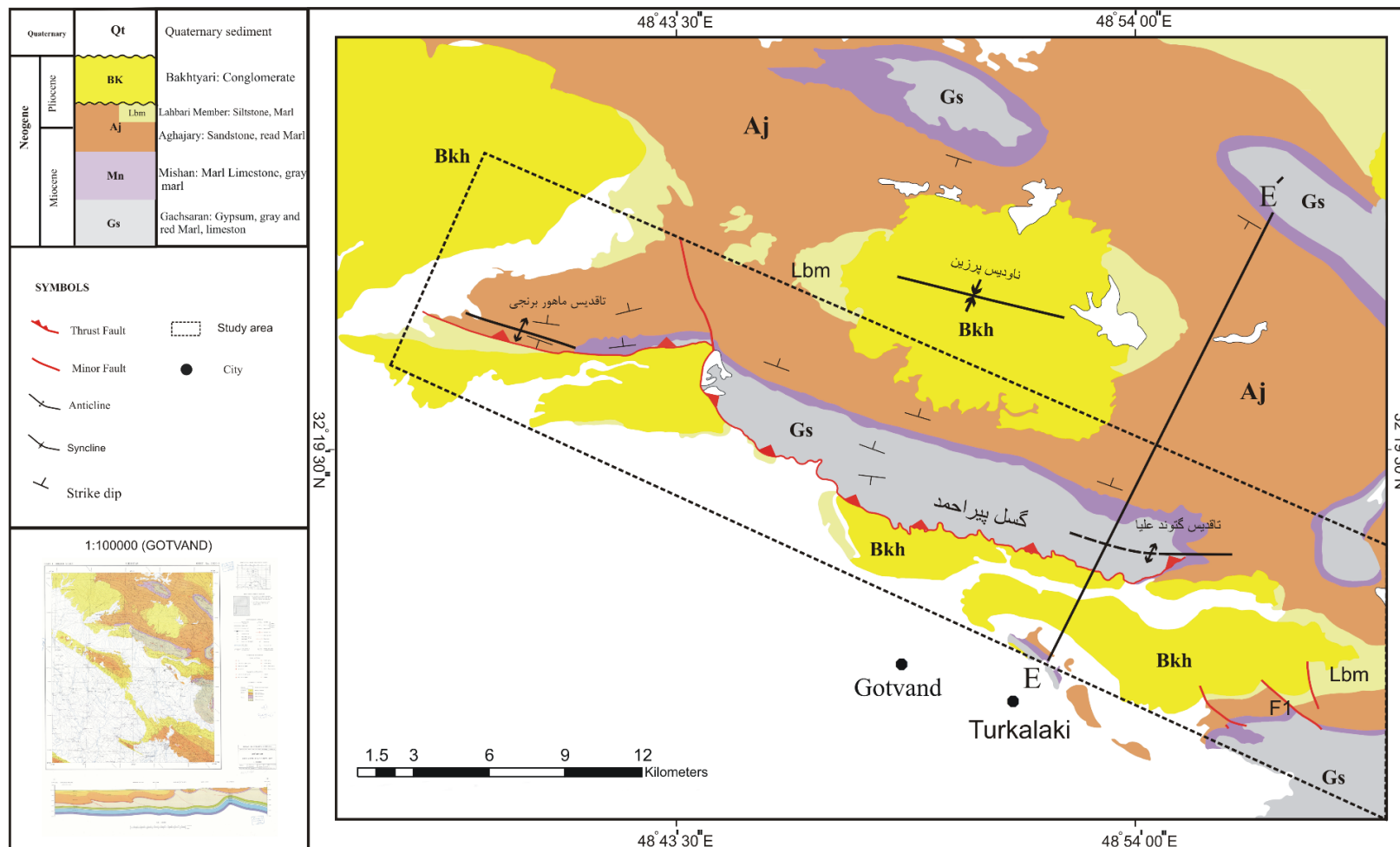
۲-۳- چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

پوشش رسوبی فانروزوییک زاگرس با ستبرای بین ۱۲ تا ۱۳ کیلومتر به‌طور عمده از رسوبات کربناته، مارن، تبخیری و آواری تشکیل شده که روی پی سنگ دگرگونه و متبلور پرکامبرین زاگرس قرار گرفته‌اند. در تقسیم پوشش رسوبی زاگرس می‌توان آن را به دو بخش از توالی رسوبی قبل از فرورانش و توالی هم‌زمان و بعد از فرورانش تقسیم کرد. توالی قبل از فرورانش دارای سازندهای تبخیری هرمز، کربنات‌های سیلورین، آواری‌های پرمین تا رسوبات قبل از کرتاسه پایانی است. توالی هم‌زمان و بعد از فرورانش شامل سازندهای گروه فارس و رسوبات قدیمی‌تر تا ماستریشتین-کمپانین است. (Sherkati et al, 2006; Stonely, 1975; James and Wynd, 1965) در شکل ۲-۴ سازندهای رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه در ستون چینه‌شناسی نشان داده شده است. سازندهای منطقه شامل سازندهای گروه فارس با

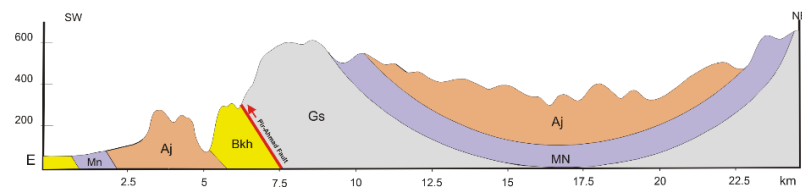
سن میوسن به بعد است که در نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شوشتر) در تصویر ۲-۵ آمده است. سازند گچساران به عنوان قدیمی ترین و کنگلومرای بختیاری که جوان ترین سازند موجود در منطقه است بخش وسیعی از منطقه مورد مطالعه را پوشانیده اند.

| Erathem | System | Seri | Formation | Lithology | Description |
|-----------------|------------|----------|-----------|---------------------|--------------------------------------|
| CENOZOIC | Quaternary | | | | Recent Alluvium |
| | Neogene | Pliocene | Bakhtyari | | Conglomerate |
| | | | Aghajary | | Lahbari Member: Siltstone, Marl |
| | | | | Sandstone, red Marl | |
| | | Miosene | Mishan | | Marl Limestone, gray marl, Limestone |
| | | | Gachsaran | | Gypsum, gray and red Marl, limestone |

شکل ۲-۴- ستون چینه شناسی سازندهای موجود در منطقه (بدون مقیاس)



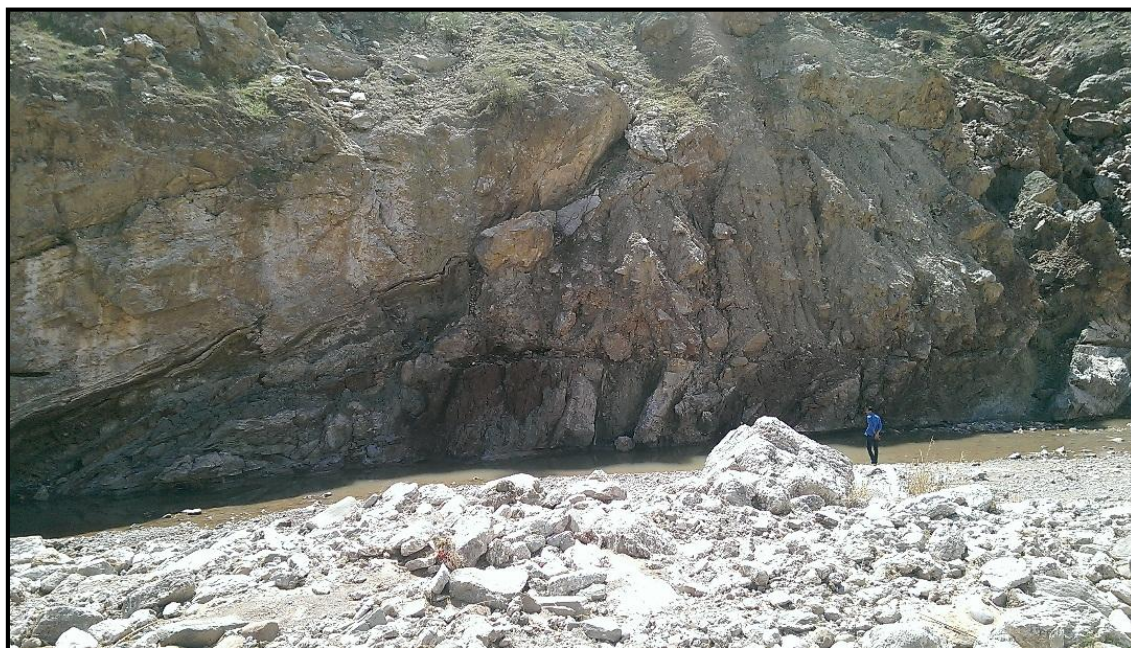
شکل ۲-۵- نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین شناسی تهیه شده توسط شرکت نفت)



۲-۳-۱- سازند گچساران (Gs)

سازند گچساران به‌عنوان پوش‌سنگ میدان‌های نفتی آسماری نخستین سازند گروه فارس است که در مناطق فروبار دزفول و لرستان تا حوضه خلیج‌فارس گسترش دارد. در ناحیه فارس، این سازند به بخش‌های چهل، چمپه و مول تغییر رخساره می‌دهد ولی در نواحی مجاور راندگی زاگرس، به سازند رازک تبدیل می‌شود. از نظر سنگ‌شناسی سازند گچساران در خوزستان شامل ۱۶۰۰ متر انیدریت، مارن‌های رنگارنگ، آهک و مقداری شیل بیتومین دار است. این سازند بر روی سازند آسماری و در زیر سازند میشان قرار دارد. گفتنی است که ضخامت و سنگ‌شناسی بخش‌های هفت گانهٔ برش الگو و عضوهای سه گانهٔ منطقه فارس ثابت نیست. به همین رو در بیشتر نواحی این سازند قابل بخش‌بندی نیست و با نام کلی گچساران از آن یاد می‌شود (James and Wynd, 1965; مطیعی، ۱۳۸۲).

سنگ‌شناسی غالب سازند گچساران در منطقه گتوند-لالی شامل ژئوپس، مارن‌های رنگارنگ و آهک بوده و قدیمی‌ترین سازند (میوسن زیرین) رخنمون یافته در منطقه است که مارن‌های قرمز و ژئوپس بیشترین توسعه را در منطقه دارند. در شکل ۲-۶ رخنمونی از این سازند دره آب‌شور نشان داده شده است.



شکل ۲-۶- رخنمونی از سازند گچساران دره آب‌شور. (دید به سمت جنوب شرق).

۲-۳-۲- سازند میشان (Mn)

برش نمونه آن (میدان نفتی گچساران) شامل ۷۱۰ متر مارن خاکستری و آهک‌های رسی سرشار از خرده‌های فسیلی است. این سازند به نسبت سخت و در سطح هوازده و به رنگ زرد کم‌رنگ تا کرم دیده می‌شود. سن این سازند را از میوسن پیشین تا میوسن میانی مشخص می‌کنند. حد زیرین آن با سازند گچساران به صورت ناگهانی و پیوسته بوده و حد بالایی آن با سازند آغاچاری نیز به طور پیوسته و تدریجی است (James and Wynd, 1965; مطیعی، ۱۳۸۲). سن سازند را از میشان میوسن پیشین تا میوسن میانی مشخص کرده‌اند. (آقاناتی، ۱۳۸۳)

لیتولوژی این سازند در منطقه مورد مطالعه شامل آهک مارنی و مارن خاکستری است و چون مرز آن با سازند آغاچاری تدریجی است در نتیجه در این مرز مارن‌های قرمز مربوط به سازند آغاچاری نیز مشاهده می‌شود. در شکل ۲-۷ رخنمون سازند میشان در مسیر جاده‌ی گتوند-سالد (دید به سمت جنوب شرق).



شکل ۲-۷- رخنمون سازند میشان در جاده‌ی گتوند-سالد (دید به سمت جنوب شرق).

۲-۳-۳- سازند آغاچاری (Aj)

برش نمونه سازند آواری آغاچاری شامل ۲۹۶۶ متر تناوب ماسه‌سنگ‌های آهکی قهوه‌ای تا خاکستری و مارهای سرخ رنگ با رگه‌های ژیبس و بالاخره سیلتستون قرمز رنگ می‌باشد. مرز پایینی این سازند با

واحد مارنی میشان تدریجی و مرز بالائی آن با سازند بختیاری گاه هم‌شیب و تدریجی و گاه ناگهانی و دگرشیب است. سن سازند آجاجاری میوسن بالائی تا پلیوسن است (مطیعی، ۱۳۸۲).

ماسه‌سنگ سازند آجاجاری معمولاً حالت برجسته و فرسوده داشته، ولی مارن‌ها و سیلتستون‌ها دارای فرسودگی عمیق هستند. سازند آجاجاری در زاگرس دارای دو رخساره ماسه‌ای در فارس داخلی، بندرعباس و در قسمتی از فارس ساحلی گسترش دارد و همچنین در شمال باختری فروافتادگی دزفول در مرز ایران و عراق دیده می‌شود و رخساره‌ی دوم آجاجاری در قسمت‌های نزدیک به سواحل خلیج فارس و قسمت‌های جنوبی و میانی فروافتادگی دزفول گسترش دارد. (مطیعی ۱۳۷۲)

در ناحیه‌ی موردبررسی سازند آجاجاری شامل تناوبی از ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای تا خاکستری و مارن قرمز است که رخنمون آن در محل تکیه‌گاه سد گتوند علیا در شکل ۲-۸ نشان داده شده است.



شکل ۲-۸- رخنمون سازند آجاجاری بادید به سمت جنوب شرق.

۲-۳-۴- بخش لهبری (Lbm)

برش الگوی این بخش در تنگ تکاب واقع در حدود ۱۰ کیلومتری شمال خاوری شهر هفتگل اندازه‌گیری شده که شامل ۱۵۷۵ متر سیلتستون، مارهای سیلتی- گچ دار، ماسه‌سنگ کربناتی و ژئوپس است و یکی

از ویژگی‌های آن، درشت شدن دانه‌ها به سمت بالا است. این بخش رنگ نخودی تا خاکی دارد به همین رو گاهی تفکیک آن از واحدهای جوان حاصل از فرسایش سازند آجاجاری و بختیاری دشوار است (مطیعی، ۱۳۷۳).

۲-۳-۵- سازند کنگلومرایی بختیاری (Bkm)

برش نمونه آن در شمال مسجدسلیمان و در گذارلندر ۵۴۸ متر سنگ جوش و ماسه‌سنگ‌های آهکی-چرتی که به صورت پیوسته و گاهی ناپیوسته بر روی سازندهای قدیمی‌تر قرار می‌گیرد و اندازه ذرات از حد سیلت تا تخته‌سنگ متغیر است. مرز زیرین آن با سازند آجاجاری گاهی پیوسته و گاهی ناپیوستگی فرسایش دارد. سن سازند بختیاری پلیوسن پسین در نظر گرفته شده است (مطیعی، ۱۳۸۲). در شکل ۲-۹ رخنمون سازند کنگلومرایی بختیاری دره‌ی مجاور روستای آب توصله نشان داده شده است.



شکل ۲-۹- رخنمون کنگلومرای بختیاری در مجاورت روستای آب توصله (دید به سمت شمال).

۲-۳-۶- رسوبات کواترنری

رسوبات عهد حاضر نظیر واریزه‌های پادگانه آبرفتی، رسوبات بستر آبراهه‌ها، آبرفت‌های موجود در دشت، نهشته‌های کواترنری منطقه را تشکیل می‌دهند. پادگانه‌های آبرفتی متشکل از شن و ماسه به همراه

قطعات چرت است و رسوبات آبراهه‌ها مشتمل بر قطعات سنگی درشت، قلوه‌سنگ، و دانه‌های ریز تا درشت می‌باشند که از تخریب و فرسایش سازنده‌های موجود در مسیر حوضه‌ی آبریز آبراهه‌ها حاصل شده‌اند. در شکل ۱۰-۲ رخنمونی از رسوبات کواترنری در مسیر آبراهه‌های گتوند-ماه‌هور برنجی نشان داده شده است.



شکل ۱۰-۲- رسوبات کواترنری در مسیر آبراهه‌های گتوند-لالی (دید به سمت شرق).

فصل سوم

تحلیل دگرریختی های منطقه

مقدمه

چین خوردگی و گسل خوردگی در کمربندهای چین خورده-رانده به همدیگر وابسته‌اند و می‌توان گفت فرایندهایی در حال رقابت‌اند که اصطلاحاً به الگوهای برهم‌کنش چین خوردگی-رانده‌گی تشریح می‌شوند. (Suppe, 1983; Jamison, 1987)

زاگرس ایران یکی از جوان‌ترین کمربندهای کوهزادی برخوردی است که کوتاه شدگی در آن به چین خوردگی و گسلش در رسوبات و پی‌سنگ منجر می‌شود. منطقه مورد مطالعه قسمتی از فروافتادگی دزفول است که شامل بخش شمالی گتوند و مناطق کوهستانی غرب شهرستان لالی است.

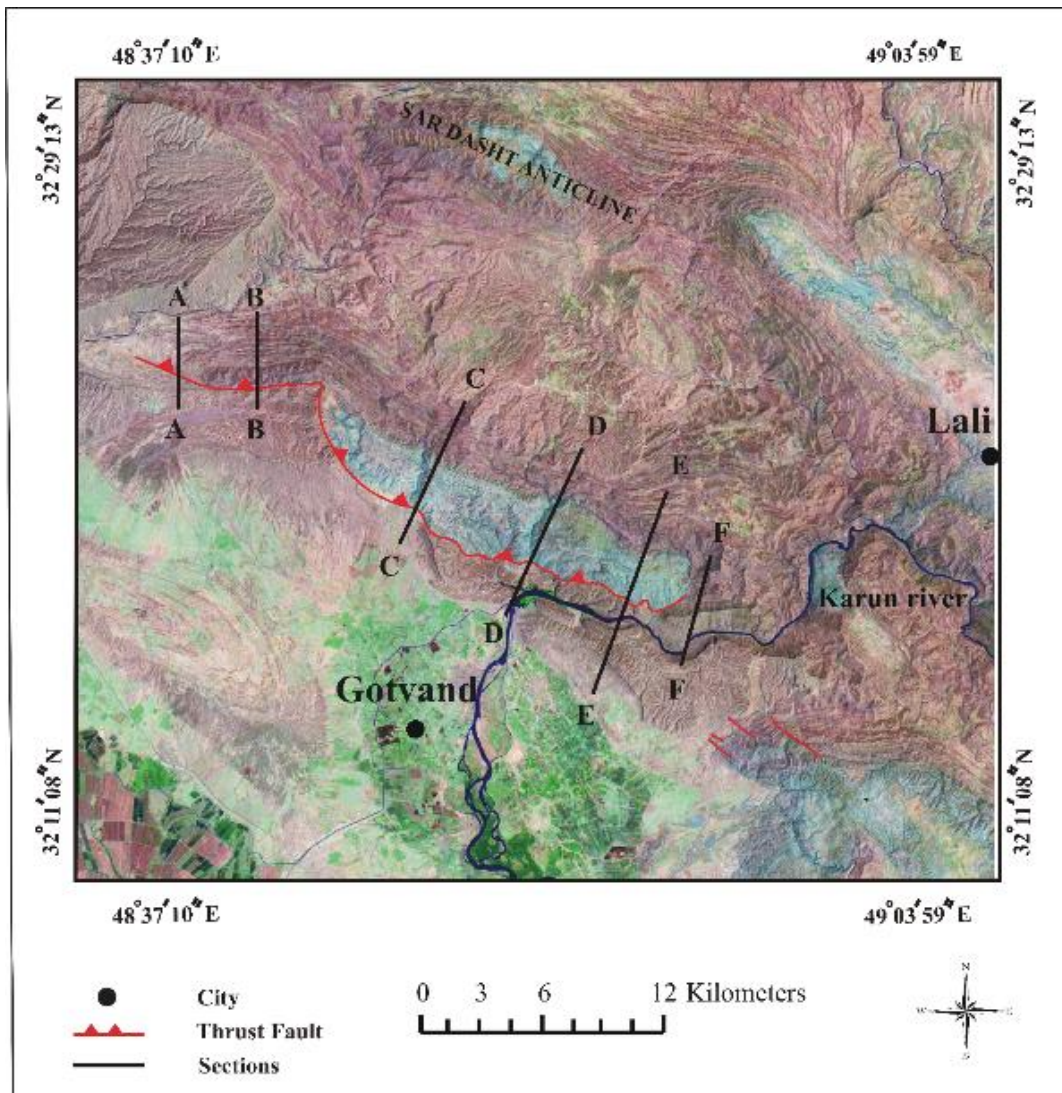
اصلی‌ترین ساختارهای موجود در منطقه را می‌توان در دودسته چین و شکستگی‌ها در مقیاس‌های مختلف مشاهده کرد. چین‌های منطقه شامل دو تاقدیس با روند شمال باختر-جنوب خاوری است که از روند عمومی چین خوردگی‌های زاگرس پیروی می‌کنند.

شکستگی‌ها از معمول‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی هستند که بر اثر دگرشکلی شکننا به وجود می‌آیند. اگر به موازات سطح شکستگی جابجایی قابل اندازه‌گیری مشاهده نشود آن شکستگی درزه (joint) نامیده می‌شود و اگر با جابجایی مشخص همراه باشد، شکستگی را گسل (fault) می‌نامند.

گسل‌های موجود در منطقه اغلب دارای روندی شمال غرب-جنوب شرقی و در برخی بخش‌ها دارای روندی شرقی-غربی هستند که با چین خوردگی‌ها هم‌روند می‌باشند. مهم‌ترین گسل منطقه، گسل پیر احمد است که در مرز بین ارتفاعات شمال گتوند و دشت گتوند قرار دارد. ساختارها و واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه در شکل ۲-۵ نشان داده شده است. به منظور بررسی درزه‌های موجود در منطقه، همزمان با پیمایش‌های انجام شده در طول گسل‌ها و همچنین پیمایش‌های عرضی عمود بر روند لایه‌بندی شناسایی و برداشت شده‌اند (شکل ۳-۱).

لازم به ذکر است که کلیه تصاویر استریوگرافیک داده‌ها در این پژوهش در نرم‌افزارهای Georient، TectonicsFP و Open Stereo رسم شده‌اند و داده‌های صفحه‌ای ذکر شده در تمام متن برحسب

شیب/جهت شیب و داده‌های خطی برحسب روند-میل آورده شده‌اند.



شکل ۳-۱- تصویر ماهواره ای Mr Sid از منطقه مورد مطالعه که مسیر های پیمایش شده بر روی آن نشان داده شده است.

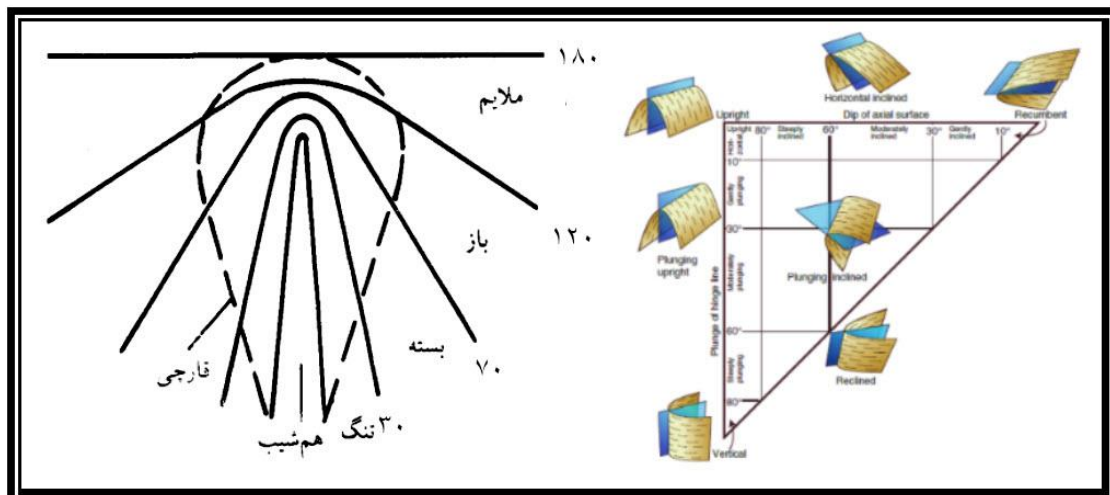
۳-۱- چین خوردگی

به‌طور کلی چین خوردگی فرآیندی است که در آن سنگ‌ها در طول دگرشکلی دچار خمیدگی می‌شوند. از آنجاکه این فرآیند بدون از دست دادن انسجام لایه چین خورده است بنابراین می‌توان چین خوردگی را نتیجه رفتار انعطاف‌پذیر و پلاستیک سنگ‌ها دانست. مشاهدات صحرائی و بررسی تصاویر ماهواره‌ای نشان داد که چین‌های بزرگ مقیاس در منطقه مورد بررسی، نتیجه‌ی چین خوردگی سازندهای گچساران،

میشان، آغاچاری و بخش لهری است که تاقدیس‌های ماهور برنجی و گتوندعلیا نام‌گذاری شده‌اند. این تاقدیس‌ها در نقشه‌ی زمین‌شناسی شکل ۲-۴ نشان داده شده است.

به‌منظور بررسی هندسی چین‌های منطقه، پیمایش‌های عمود بر روند لایه‌بندی آن‌ها انجام گرفت و با استفاده از کمپاس شیب و سوی شیب لایه‌ها در نقاط مختلف پیمایش اندازه‌گیری شد و سپس با استفاده از نرم‌افزارهای Georient و Tectonics FP موقعیت محور و سطح محوری چین‌های منطقه به دست آمد.

چین‌ها بر اساس معیارهایی مانند وضعیت خط لولا یا محور، زاویه بین یال‌ها، تقارن، شکل لایه‌های چین‌خورده، درجه‌ی استوانه‌ای بودن و غیره تقسیم‌بندی می‌شوند (Ramsay, 1976). در این بخش از روش فلوتی برای رده‌بندی چین‌خورده‌گی استفاده شد. Feluty (1964) برای ترسیم نوع چین، دیاگرامی بر اساس پلانژ محور چین و شیب سطح محوری پیشنهاد کرد. همچنین فلوتی چین‌ها را بر-اساس زاویه بین یالی، در هفت گروه طبقه‌بندی کرد که این طبقه‌بندی کاملاً توصیفی است (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳- رده‌بندی چین توسط Fluty (1964). (a)- طبقه‌بندی نوع چین بر اساس زاویه بین یالی (b)- ترسیم نوع چین بر اساس پلانژ محور و شیب سطح محوری چین.

۳-۱-۱- تاقدیس ماهور برنجی

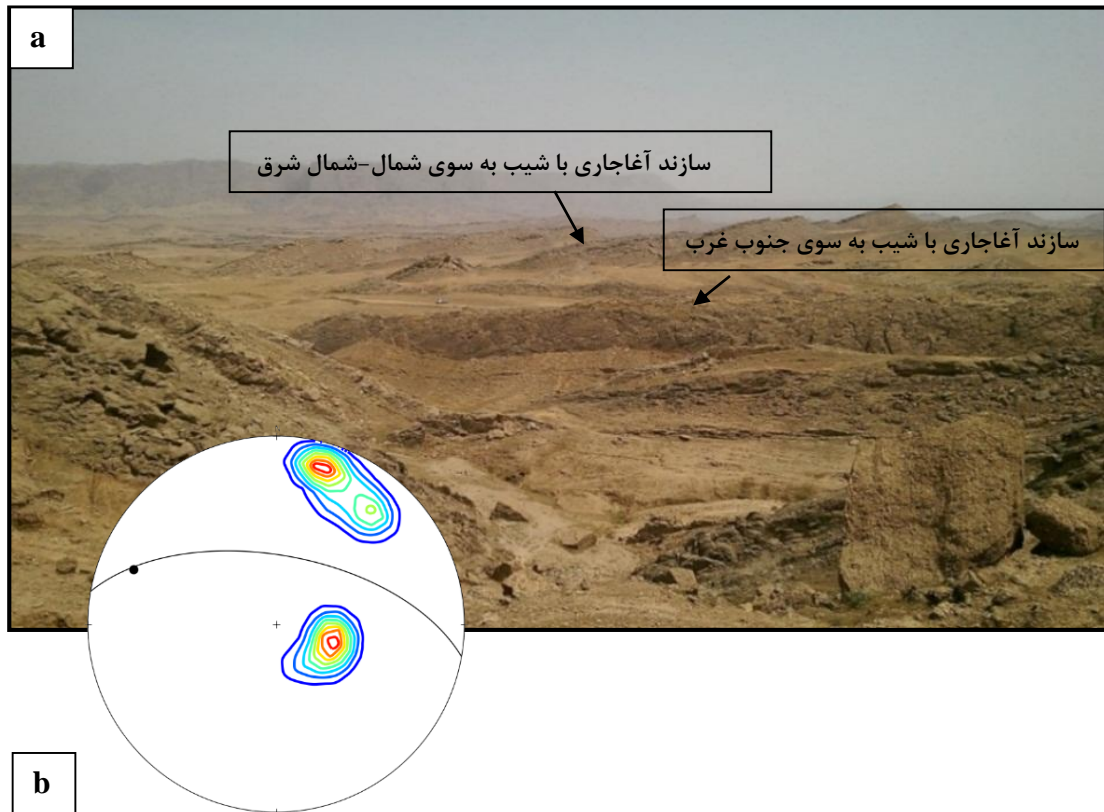
چین ماهور برنجی با طول تقریبی ۶ کیلومتر و پهنای ۳,۵ کیلومتر، در بخش غربی منطقه و در مجاور جاده‌ی ماهور برنجی-سالند قرار دارد. در بخش غربی چین و در پیمایش A-A' این چین حاصل عملکرد چین خوردگی در سازند آجاجاری است بنابراین با رخنمون سطحی سازند آجاجاری در دو یال چین و همچنین حضور بخش لهری در یال جنوبی قابل مشاهده است. در بخش شرقی این تاقدیس و در پیمایش B-B' این چین خوردگی در سازندهای میشان و گچساران نیز وجود دارد که به دلیل فرسایش پذیری زیاد سازند گچساران، امکان برداشت داده‌های صحرایی از لایه‌بندی این سازند امکان پذیر نبود و تنها لایه‌بندی‌های سازند میشان و آجاجاری با جهت‌گیری تقریباً به سمت شمال اندازه‌گیری شد. به‌منظور بررسی هندسی این چین اندازه‌گیری‌های زمین‌ساختاری در دو پیمایش عرضی A-A' و B-B' انجام گردید و در این راستا شیب و سوی شیب لایه‌ها در نقاط مختلف اندازه‌گیری شد.

ویژگی‌های ساختاری این چین در پیمایش‌های صورت گرفته به شرح زیر است:

پیمایش A-A' در بخش باختری تاقدیس بوده است و موقعیت نقطه A در سیستم مختصات جغرافیایی، $32^{\circ} 21' 32.63''$ عرض شمالی $48^{\circ} 40' 26.78''$ طول شرقی و موقعیت نقطه A' در $22^{\circ} 07.19''$ عرض شمالی و $48^{\circ} 40' 40.43''$ طول شرقی قرار دارد (شکل ۳-۱).

در این پیمایش اندازه‌گیری لایه‌بندی در بخش‌های مختلف چین انجام شده است (پیوست ۱)، مطابق با تحلیل داده‌های برداشت‌شده بر روی لایه‌بندی‌های این تاقدیس، موقعیت سطح محوری برحسب جهت و مقدار شیب $10/57$ و محور چین برحسب میل/روند و به روش نمودار π ، $289/23$ به‌دست آمده است. با توجه به مقادیر به‌دست‌آمده برای محور و سطح محوری، می‌توان این چین را در رده‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) بر اساس پلانژ محور چین در رده‌ی gently plunging و بر اساس شیب سطح محوری در رده‌ی چین‌های moderately inclined در نظر گرفت.

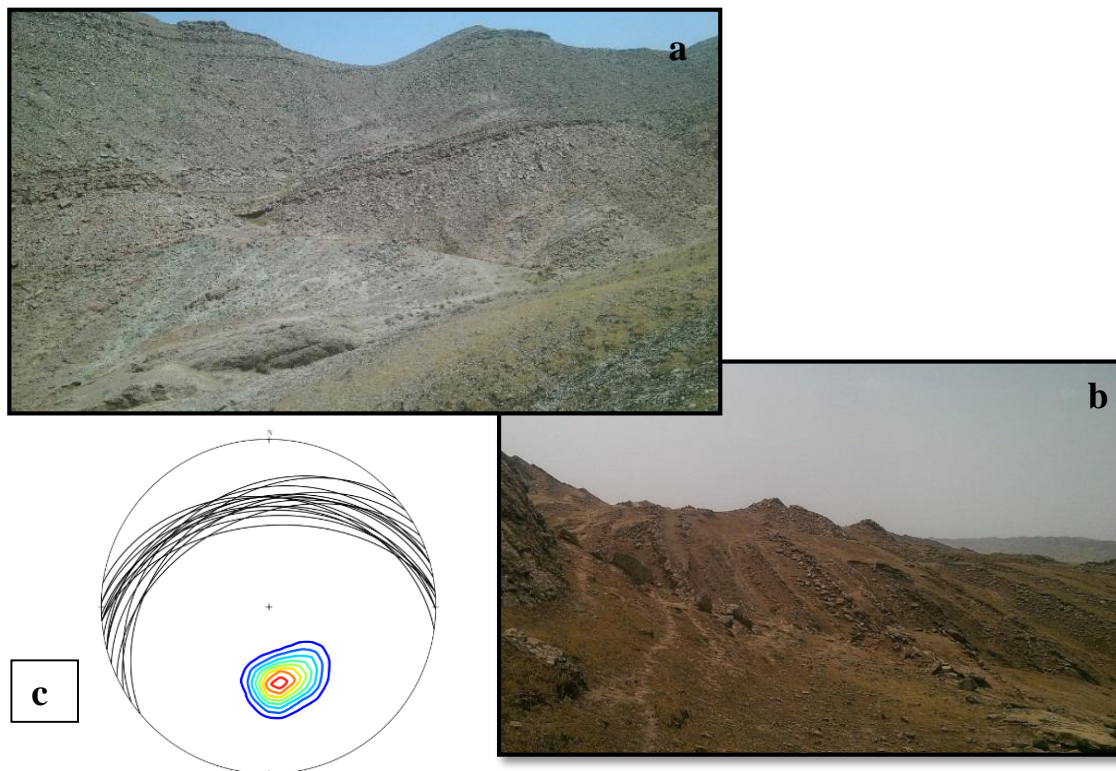
همچنین در تقسیم‌بندی فلوتی براساس زاویه بین یالی، این چین با داشتن زاویه‌ی بین یالی ۹۵ درجه در رده‌ی چین‌های باز قرار می‌گیرد. (شکل ۳-۳)



شکل ۳-۳ - رخنمون دو یال چین در سازند ماسه‌سنگی آجاجاری (a) و استریوگرام چین شامل قطب لایه‌بندی، موقعیت سطح محوری و محور چین (b)

در پیمایش B-B' در بخش باختری تاقدیس بوده و موقعیت نقطه B در سیستم مختصات جغرافیایی، $32^{\circ} 21' 19.56''$ عرض شمالی و $48^{\circ} 43' 04.29''$ طول شرقی و موقعیت نقطه B' در عرض شمالی $32^{\circ} 23' 9.90''$ و طول شرقی $48^{\circ} 42' 23.16''$ قرار دارد (شکل ۳-۱).

در این مسیر پیمایش تنها داده‌های مربوط به یال شمالی تاقدیس قابل برداشت بوده که شامل رخنمونی از لایه‌بندی‌های سازند میشان و آجاجاری است که شیب این لایه‌ها به سمت شمال-شمال غرب می‌باشد (پیوست ۲). لازم به ذکر است در سازند گچساران به دلیل فرسایش و انحلال زیاد، داده‌های قابل برداشت از لایه‌بندی و درزه‌های این سازند وجود نداشت. (شکل ۳-۴)



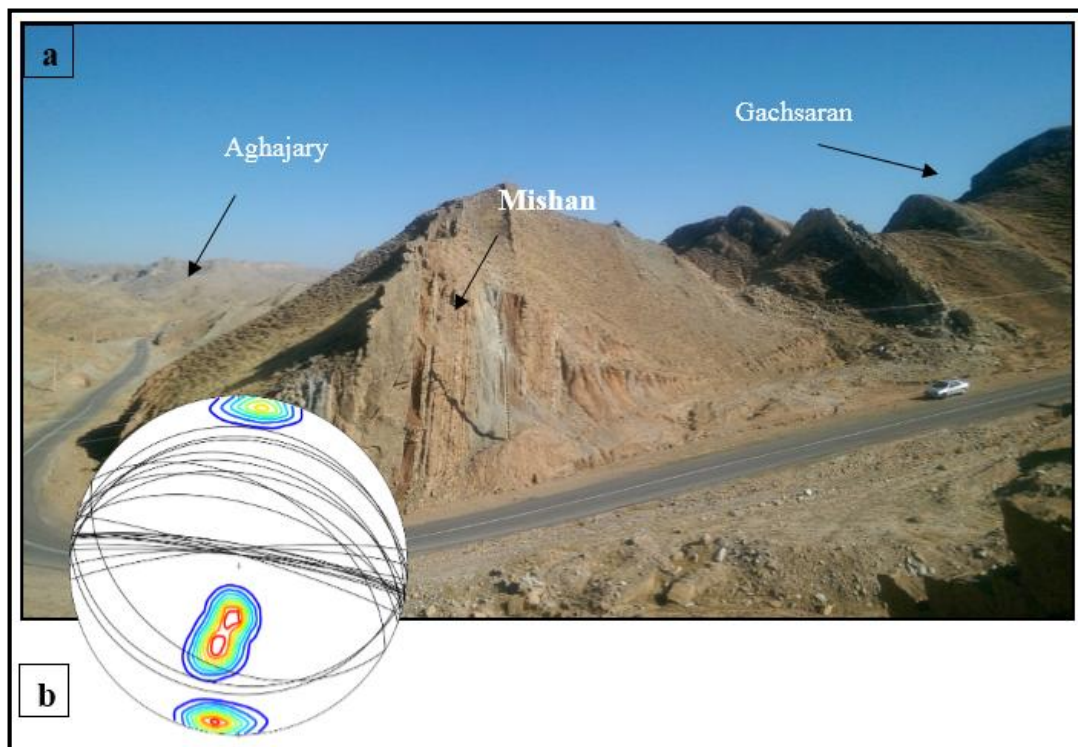
شکل ۳-۴- رخنمونی از لایه‌بندی مربوط به سازند میشان (دید به سمت شمال غرب) (a)، رخنمون لایه‌بندی سازند آغاچاری (دید به سمت غرب) (b) به همراه استریوگرام سیکلوگرافیک و نمودار هم‌تراز لایه‌بندی (C).

۳-۱-۲ تاقدیس گتوند علیا

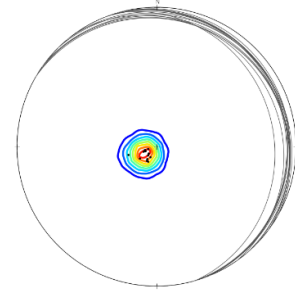
این تاقدیس با طول تقریبی ۲۲ کیلومتر و پهنای ۴ کیلومتر با روند شمال غرب-جنوب شرق حاصل چین‌خوردگی در سازندهای گچساران، میشان و آغاچاری است. دامنه‌های این چین توسط سازندهای میشان و آغاچاری و هسته‌ی این تاقدیس از سازند تبخیری گچساران تشکیل شده است. به‌منظور بررسی هندسی این چین در سه پیمایش عرضی $C-C'$ ، $D-D'$ و $E-E'$ بر روی این تاقدیس اندازه‌گیری‌های ساختاری انجام شد و در این راستا شیب و سوی شیب لایه‌ها اندازه‌گیری شده و تصاویر استریوگرافیک حاصل از آن مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به فرسایش‌پذیری رسوبات نئوژن و همچنین فعالیت گسل پیراحمد در یال جنوبی تاقدیس، در هر سه مسیر تنها لایه‌های یال شمالی با شیب به سمت شمال شرق مشاهده شد و یال جنوب غربی این تاقدیس مشاهده نگردید. تنها در مسیر $C-C'$ لایه‌بندی سازند گچساران مربوط به دو یال چین و داده‌های دوبال در مسیر $F-F'$ برداشت گردید.

ویژگی‌های این چین در پیمایش‌های صورت گرفته به شرح زیر است:

پیمایش C-C' در بخش باختری تاقدیس و در جاده‌ی گتوند-روستای پل پرزین بوده و موقعیت نقطه C در سیستم مختصات جغرافیایی، "۵۰.۱۴' ۱۷° ۳۲ عرض شمالی و "۵۴.۲۰' ۴۶° ۴۸ طول شرقی و موقعیت نقطه C' در "۳۰.۲۰' ۲۱° ۳۲ عرض شمالی و "۴۵.۶۹' ۴۹° ۴۸ طول شرقی قرار دارد (شکل ۳-۱). به منظور بررسی خصوصیات چین در این پیمایش، داده‌های مربوط به لایه‌بندی برداشت گردید (پیوست ۳) و استریوگرام مربوط به لایه‌بندی‌های این پیمایش در شکل ۳-۶ آورده شده است. با پیمایش از جنوب غرب به سمت شمال شرق از بخش لهبری و سازند کنگلومرای بختیاری در مجاورت گچساران و در فرودپواره گسل اصلی منطقه، لایه‌های آهکی و آهک مارنی میشان و همچنین از بخش ماسه‌سنگی سازند آغاچاری در یال شمالی تاقدیس در فرادپواره گسل منطقه برداشت‌های ساختاری صورت گرفت. از سازند گچساران در این مسیر لایه‌بندی کمی با جنس آهک دیده شد که امتداد آن با روند عمومی سایر لایه‌های برداشت‌شده همخوانی دارد. (شکل ۳-۵ و ۳-۶)



شکل ۳-۵- رخنمونی از سازند های گچساران، میشان و آغاچاری در پیمایش C-C' و استریوگرام لایه بندی سازند ها (با دید به سمت جنوب شرق).



شکل ۳-۶- تصویر سازند کنگلومرای بختیاری در مرز گسلی و تصویر استریوگرافیک لایه های برداشت شده از این سازند و بخش لهبری (با دید به سمت جنوب).

مسیر پیمایش D-D' در بخش میانی تاقدیس و در مسیر دره‌ی آب‌شور انجام گرفت که در قسمت سد تنظیمی گتوند قرار دارد. داده‌های مربوط به لایه‌بندی سازندهای میشان و آغاچاری از مسیر روستای چیرعلی محمد و داده‌های برداشت‌شده از کنگلومرای موجود در مرز گسلس از مسیر پایین‌دست رودخانه آب‌شور جمع‌آوری گردید (پیوست ۴). در این مسیر با حرکت از جنوب غرب به سمت شمال شرق به ترتیب شیب و جهت شیب مربوط به سازندهای کنگلومرای بختیاری، آغاچاری و میشان برداشت‌های صحرائی صورت گرفت که به‌منظور بررسی خصوصیات چین در این مسیر، داده‌های مربوط به لایه‌بندی در تصویر استریوگرافیک شکل ۳-۷ ارائه گردیده است. همان‌گونه که در شکل ۳-۷ و تصاویر استریوگرافیک لایه‌های برداشت‌شده مشاهده می‌شود لایه‌بندی موجود در این مسیر نیز مربوط به یال شمالی بوده، که با جهت شیب به سمت شمال هستند. لازم به ذکر است که رخنمون سازند گچساران در این مسیر اغلب به‌صورت ژیبس، مارن‌های خاکستری و قرمز فاقد لایه‌بندی مشخص بوده و لایه‌بندی محدودی از آهک‌های این سازند برداشت شد که امتداد آن با روند عمومی لایه‌بندی‌های منطقه همخوانی دارد. مسیر پیمایش E-E' در بخش شرقی تاقدیس و در مسیر جاده فرعی کیارس و روستای آهنگری به سمت دریاچه سد گتوند علیا انجام گرفت. موقعیت نقطه E در سیستم مختصات جغرافیایی، در $32^{\circ} 14' 54.17''$ عرض شمالی و $48^{\circ} 51' 40.09''$ طول شرقی و موقعیت نقطه E' در نقطه

$32^{\circ} 19' 59''$ عرض شمالی و $48^{\circ} 48' 53.05''$ طول شرقی قرار دارد (۳-۸).



شکل ۳-۷- رخنمون سازندهای موجود در مسیر $D-D'$ و استریوگرام لایه‌بندی (جهت دید به سمت شمال).
 در این پیمایش با حرکت از شمال شرق به جنوب غرب اندازه‌گیری‌های ساختاری از رخنمون لایه‌بندی سازندهای آغاجاری و میشان انجام شد. همان‌گونه که در تصویر استریوگرافیک مشاهده می‌شود، داده‌های برداشت‌شده در این مسیر (پیوست ۵) نیز نشان‌دهنده‌ی لایه‌های مربوط به یال شمالی تاقدیس و با شیب به سمت شمال- شمال شرق می‌باشند. (شکل ۳-۹)

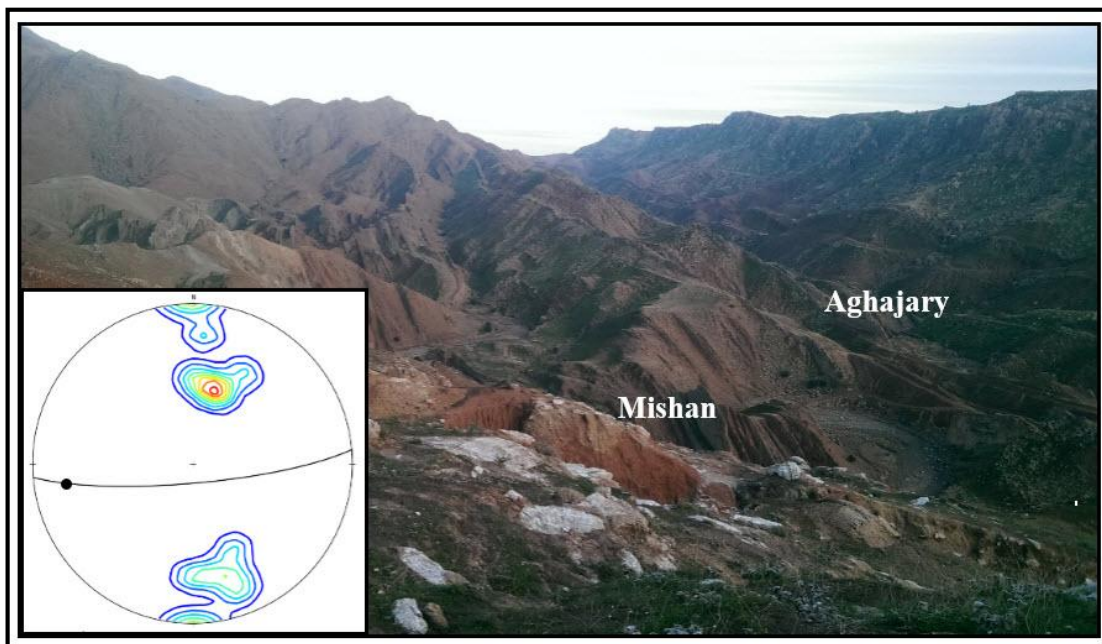


شکل ۳-۸- سازندهای موجود در مسیر $E-E'$ و استریوگرام لایه‌بندی در سازندهای آغاجاری و میشان (دید به سمت شمال غرب).

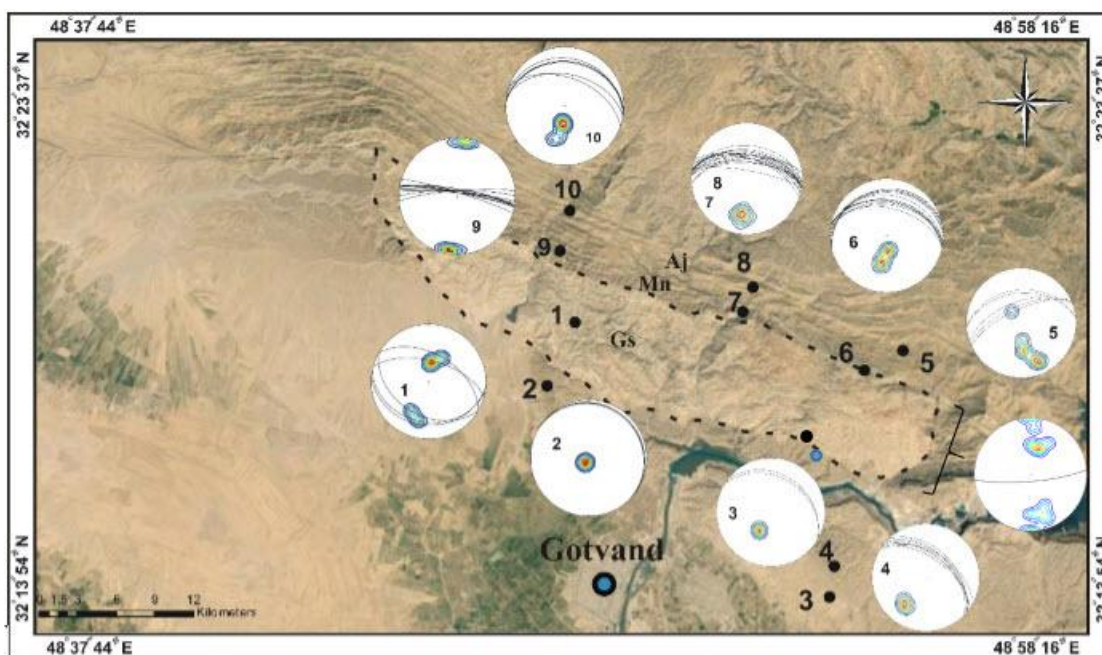
برداشت‌های صحرایی حاصل از سه پیمایش عرضی C-C'، D-D' و E-E' نشان دادند که تنها یال شمالی تاقدیس گتوند علیا قابل برداشت بوده است و یال جنوبی آن به علت فعالیت گسل پیراحمد رخنمونی در سطح زمین ندارد، بنابراین به‌منظور انجام تحلیل بر روی این تاقدیس، پیمایش عرضی-F' در بخش انتهایی تاقدیس انجام گرفت. موقعیت نقطه F در ۴۶.۰۲' ۱۵° ۳۲' عرض شمالی و ۴۸° ۵۴' ۲۸.۵۰" طول شرقی بوده و موقعیت نقطه F' در ۳۱.۰۹' ۱۷° ۳۲' و طول شرقی ۴۸° ۵۵' ۳۲.۳۵" پیمایش شد. (شکل ۳-۱)

دسترسی به این مسیر با پیمایش تقریباً جنوبی-شمالی و از طریق دره‌ی مجاور تکیه‌گاه سد امکان‌پذیر است. با عبور از رودخانه کارون و از طریق راه‌های تعبیه شده برای سد گتوند، برداشت‌های صحرایی از شیب و سوی شیب لایه‌بندی‌های موجود در بخش انتهایی تاقدیس انجام شد (پیوست ۶). در این مسیر پیمایش، مطابق با تجزیه و تحلیل داده‌های برداشت‌شده از لایه‌بندی‌های این تاقدیس (شکل ۳-۹)، موقعیت سطح محوری بر حسب جهت و مقدار شیب ۱۷۸/۸۰ و محور چین بر حسب میل/روند و به روش نمودار π ، ۲۶۶/۱۶ به دست آمده است. با توجه به مقادیر به دست آمده برای محور و سطح محوری، می‌توان این چین را در رده‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) که بر اساس پلانژ محور چین در رده‌ی gently plunging و بر اساس شیب سطح محوری در رده‌ی چین‌های upright در نظر گرفت. همچنین در تقسیم‌بندی فلوتی این چین با داشتن زاویه‌ی بین یالی ۱۱۰ درجه در رده‌ی چین‌های باز قرار می‌گیرد.

با توجه به نتایج به دست آمده، یال شمالی تاقدیس گتوند علیا شامل لایه‌بندی سازنده‌های میشان و آجاجاری با شیب به سمت شمال-شمال شرق بوده این در حالی است که به علت عملکرد گسل پیر احمد بر روی یال جنوبی این تاقدیس اطلاعات زیادی از این یال تاقدیس در دسترس قرار نگرفته است. لایه‌بندی سازنده‌های تاقدیس گتوند علیا به همراه استریوگرام به دست آمده از موقعیت سطح محوری این تاقدیس در پیمایش F-F' (کنتر دیاگرام شماره ۱۱) نیز در شکل ۳-۱۰ آورده شده است.



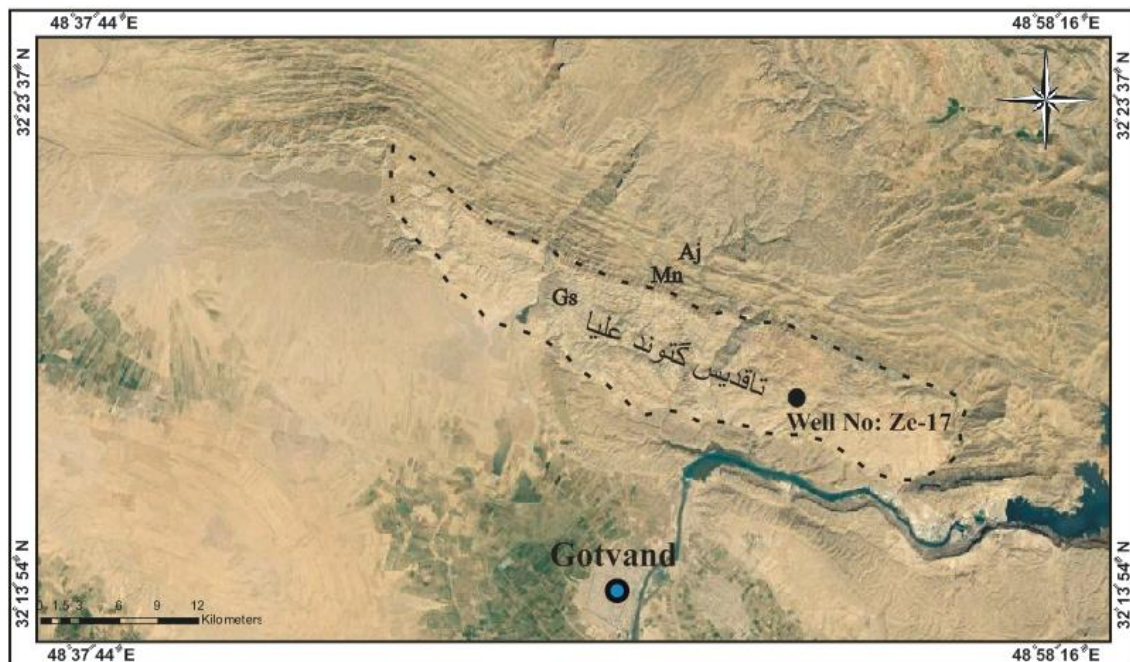
شکل ۳-۹- رخنمون سازندهای میشان و آغاجاری در بخش انتهایی تاقدیس گتوند علیا (دید به سمت شرق).



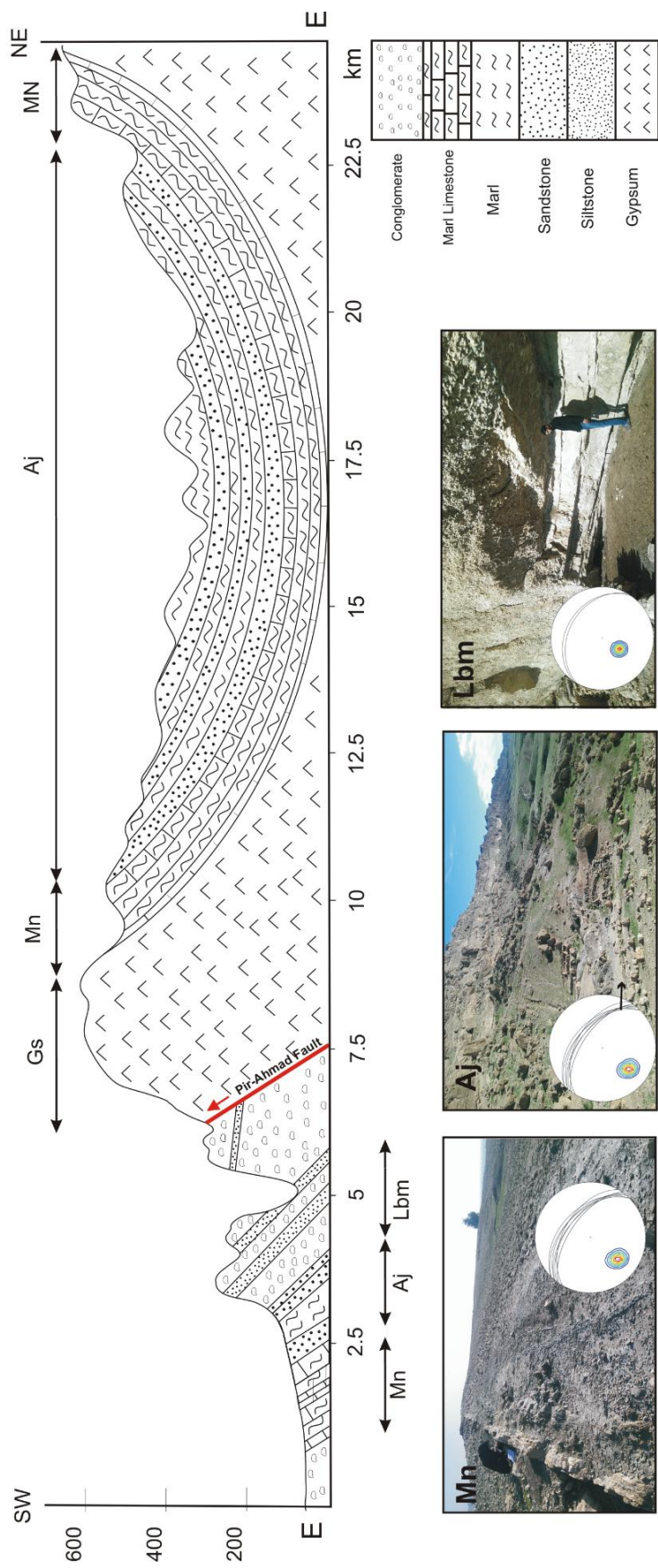
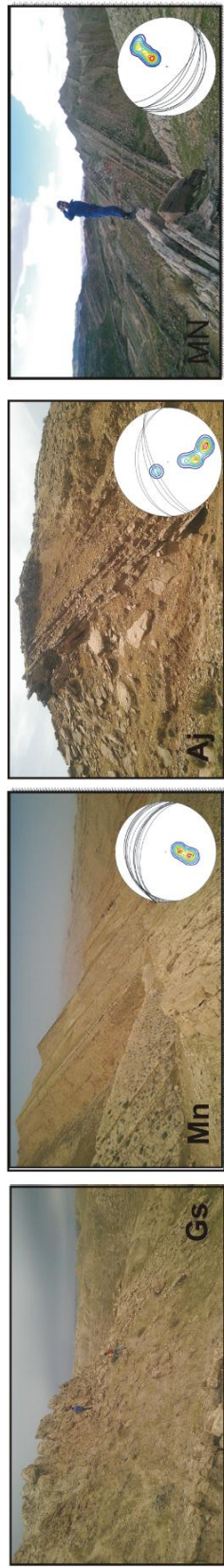
شکل ۳-۱۰- کنتور دیاگرام قطب لایه های برداشت شده از تاقدیس گتوند علیا.

منطقه مورد مطالعه بر روی میدان نفتی زیلایی قرار دارد که با توجه به اهمیت آن به عنوان بخشی از یک میدان نفتی تاکنون مطالعات بسیاری توسط شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب بر روی آن صورت گرفته است که محل تقریبی چاه حفاری شده در شکل ۳-۱۱ آورده شد است. موقعیت چاه حفر شده تقریباً در مسیر پیمایش عرضی E-E' قرار می گیرد. بنابراین در شکل ۳-۱۲ نیمرخ زمین شناسی مسیر

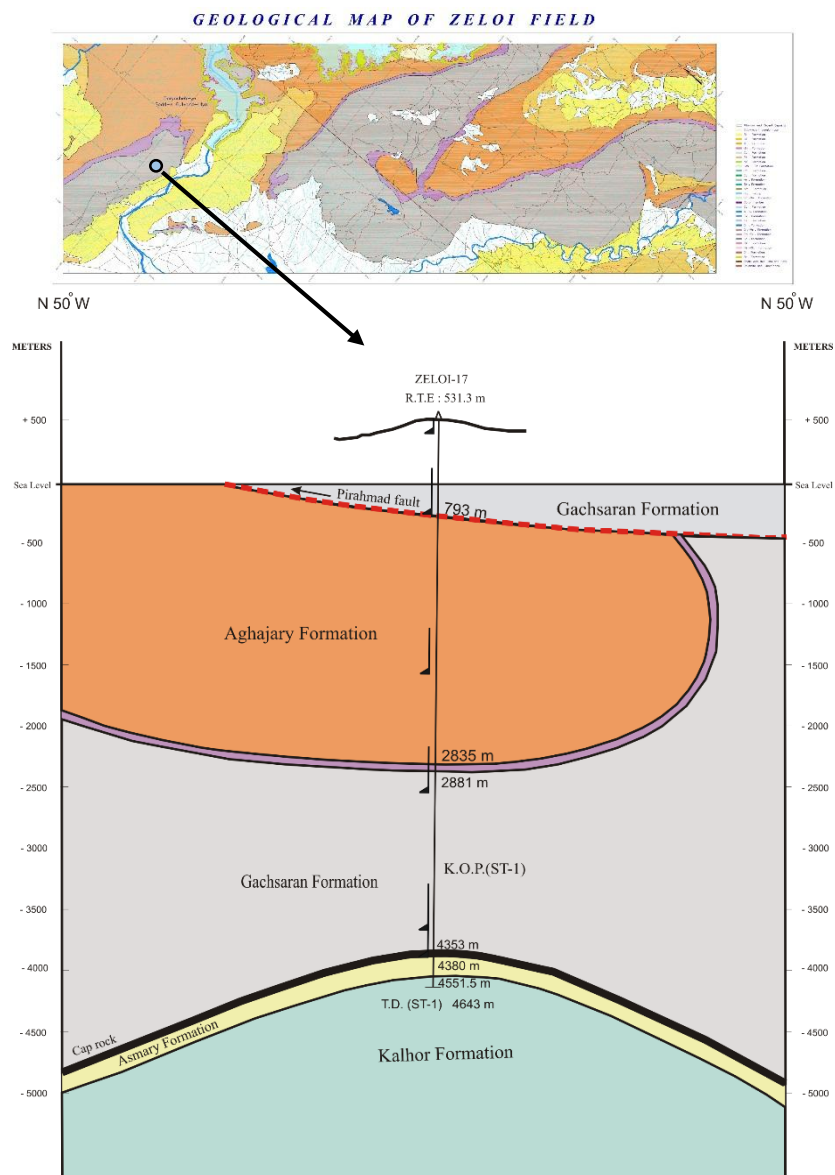
پیمایش E-E' به منظور نشان دادن لایه‌بندی سازندهای نئوژن در منطقه و همچنین موقعیت گسل پیر احمد نسبت به لایه‌بندی‌های منطقه رسم و ارائه گردید و محل حفاری چاه در میدان نفتی زیلایی نیز بر روی آن نشان داده شده است. برای رسم این نیمرخ، ابتدا در نرم‌افزار Global mapper و با استفاده از تصاویر SRTM نیمرخ توپوگرافی از مسیر این پیمایش تهیه گردید سپس نیمرخ شماتیک از شیب و جهت شیب لایه‌های مربوط بر اساس برداشت‌های صحرائی نگارنده رسم شد. تصاویر صحرائی لایه‌بندی‌های موجود و همچنین برداشت‌های صورت گرفته به صورت استریوگرام در شکل ۳-۱۲ نشان داده شده است. اطلاعات مربوط به حفاری که به صورت نیمرخ زیرسطحی توسط شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب رسم گردیده، در شکل ۳-۱۳ آورده شده است. حفاری انجام شده از چاه که موقعیت آن در هسته‌ی تاقدیس گتوند علیا قرار دارد از سازند گچساران آغاز و تا پوش سنگ مخزن نفتی زیلایی ادامه یافته است. چنانچه مشاهده می‌شود در این حفاری پس از سازند گچساران با سن میوسن زیرین، سازند ماسه‌سنگی آغاچاری با سن میوسن بالایی-پلیوسن قرار می‌گیرد بنابراین عدم وجود سازند میشان می‌تواند شاهی بر وجود سطح گسلی در بین این دو سازند باشد.



۳-۱۱- محل حفاری انجام شده بر روی میدان نفتی زیلایی و در هسته‌ی تاقدیس گتوند علیا در تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۲- نیمرخ زمین شناسی تهیه شده از مسیر پیمایش E-E' که جهت گیری لایه های مختلف بر روی کناتور دیاگرام هرلایه نشان داده شده است. Gs: سازند گچساران، Mn: سازند میشان، Aj: سازند آغاچاری، Lbm: بخش لهری، Bkh: کنگلومرای بختیاری

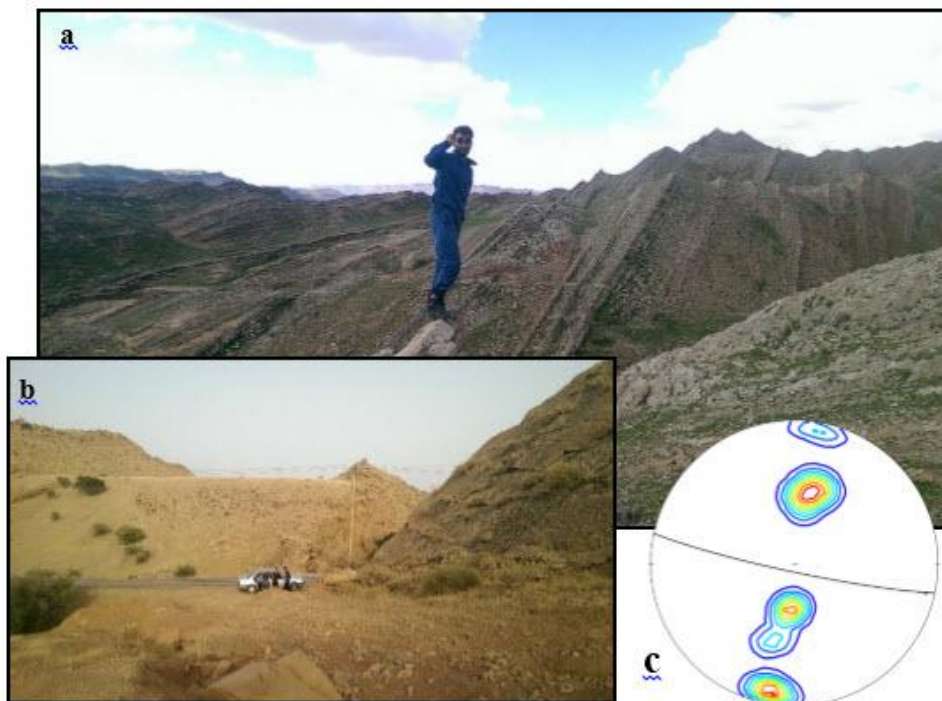


شکل ۳-۱۳- داده‌های چاه حفر شده در هسته‌ی تاق‌دیس گتوند علیا توسط شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب. (a) - نقشه زمین‌شناسی تهیه شده که محل چاه را نشان می‌دهد (b) داده‌های مربوط به لیتولوژی لایه‌های حفر شده و تصویر شماتیک تهیه شده از آن.

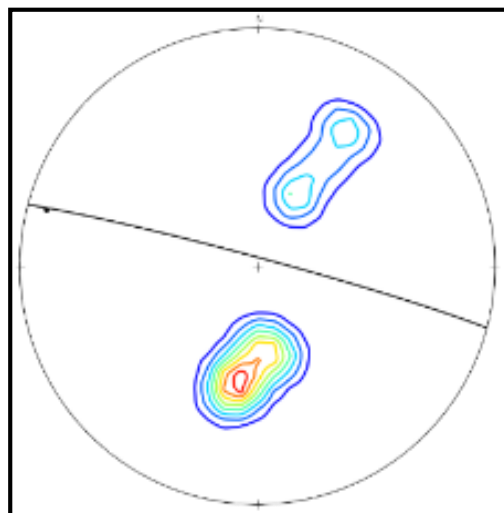
۳-۱-۳- ناودیس پل پرزین

دسترسی به ناودیس پل پرزین از طریق جاده گتوند-پل پرزین- سالند امکان‌پذیر بوده (شکل ۱-۱) که رخنمون سازندهای میشان و آجاجاری به‌خوبی در مسیر جاده قابل مشاهده و برداشت است. هسته‌ی این ناودیس از سازند کنگلومرای بختیاری و یال‌های آن از سازندهای آجاجاری و میشان تشکیل شده است. در این مسیر پیمایش، مطابق با آنالیز داده‌های برداشت‌شده بر روی لایه‌بندی‌های موجود (شکل

۳-۱۴)، موقعیت سطح محوری این ناودیس بر حسب جهت و مقدار شیب $۱۸۸/۸۳$ و محور چین بر حسب میل/روند و به روش نمودار π ، $۰۹۸/۱۰$ به دست آمده است. با توجه به مقادیر به دست آمده برای محور و سطح محوری، می توان این چین را در رده بندی فلوتی (۱۹۶۴) که بر اساس پلانژ محور چین در رده ی *sub-horizontal* و بر اساس شیب سطح محوری در رده ی چین های *upright* در نظر گرفت. همچنین تقسیم بندی دیگر از فلوتی این چین با داشتن زاویه ی بین یالی ۱۰۰ درجه در رده ی چین های باز قرار می گیرد. مشخصات این ناودیس در مسیر پیمایش $F-F'$ (شکل ۳-۱۵) نیز تعیین گردید تا بدین وسیله بررسی رابطه چین خوردگی و درزه ها با دقت بیشتری انجام گیرد. موقعیت سطح محوری این ناودیس بر حسب جهت و مقدار شیب $۰۱۷/۸۷$ و محور چین بر حسب میل/روند و به روش نمودار π ، $۲۸۵/۰۹$ به دست آمده است. با توجه به مقادیر به دست آمده برای محور و سطح محوری، می توان این چین را در رده بندی فلوتی (۱۹۶۴) که بر اساس پلانژ محور چین در رده ی *sub-horizontal* و بر اساس شیب سطح محوری در رده ی چین های *upright* در نظر گرفت.



شکل ۳-۱۴- ناودیس پل پرزین (a) - رخنمون آهکی سازند میشان و ماسه سنگ های آغا جاری در یال شمالی ناودیس (دید به سمت غرب)، (b) - رخنمونی از لایه بندی سازند آغا جاری در یال جنوبی ناودیس (دید به سمت شرق)، (c) استریوگرام قطب لایه بندی به همراه موقعیت سطح محوری و محور ناودیس



شکل ۳-۱۵- کنتور دیاگرام ناودیس در مسیر پیمایش $F-F'$.

لازم به ذکر است که در ناودیس پل پرزین علت تغییر در جهت و مقدار شیب این ناودیس را می توان به وجود گسل های موجود در منطقه نسبت داد.

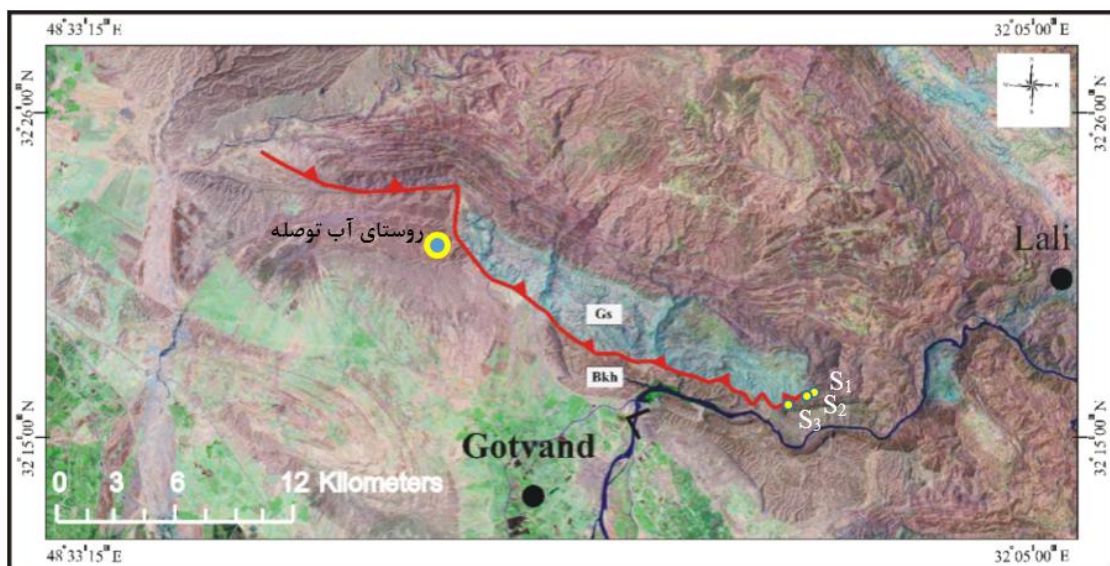
۳-۲- گسل

بررسی گسل های منطقه به ویژه در محدوده ی سد گتوند علیا می تواند نقش بسزایی در شناخت نحوه و میزان فعالیت گسلش در محدوده ی مورد بررسی داشته باشد. گسل اصلی منطقه گسل راندگی پیر احمد است که سبب قرارگیری سازند گچساران در کنار سازند کنگلومرایی بختیاری با سن پلیوسن گردیده است. سازند گچساران وسعت زیادی را در منطقه شامل می شود بنابراین اطلاعات لرزه ای با عدم قطعیت همراه بوده و اطلاعات صحرائی کمی از فعالیت این گسل در دسترس قرار گرفت.

داده های برداشت شده از منطقه، فعالیت معکوس را برای گسل های منطقه نشان می دهد. به منظور بررسی گسل های منطقه تصاویر ماهواره ای و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ شوشتر مورد بررسی قرار گرفت و در ادامه با پیمایش در مسیر امتداد گسلش اقدام به برداشت داده های صحرائی از نشانه های گسلش موجود بر روی سطوح گسلی، شامل خش لغز، پله گسلی و درزه های روی سطح گسل گردید و نتایج حاصل از این برداشت مورد تحلیل قرار گرفت.

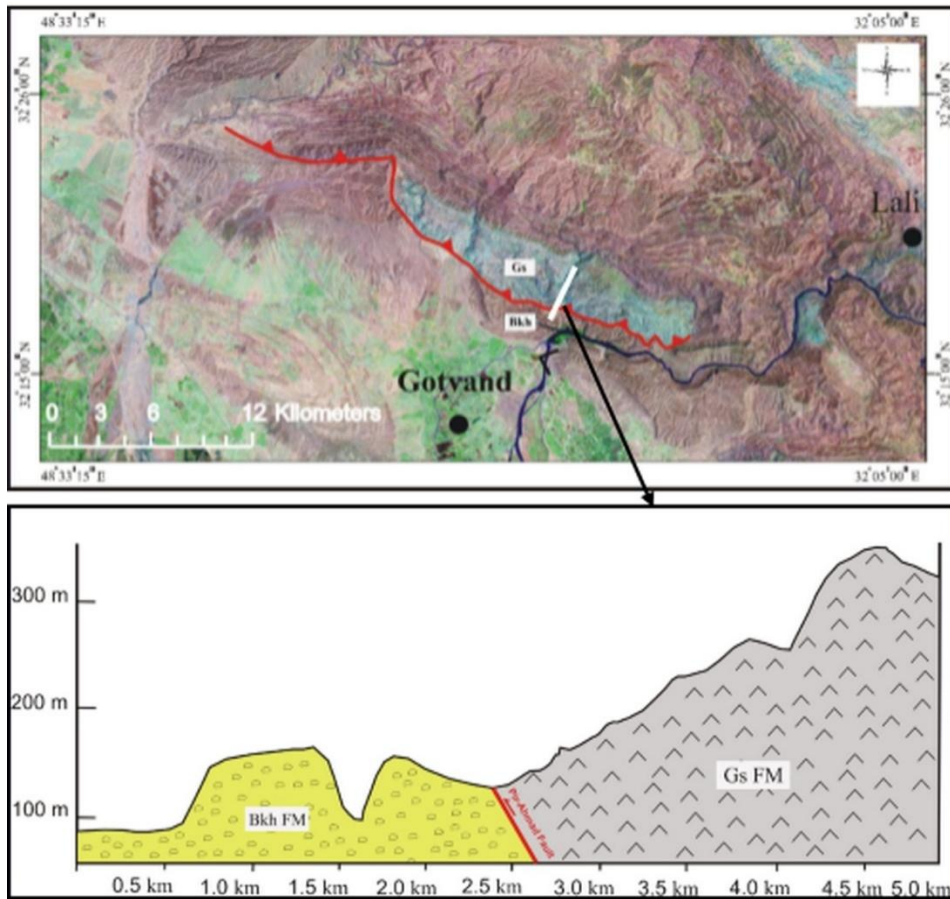
۳-۲-۱ گسل پیر احمد

گسل پیر احمد یک گسل راندگی با طول تقریبی ۳۷ کیلومتر در شمال شهرستان گتوند است که به علت عبور آن از نزدیکی امامزاده پیر احمد با نام پیر احمد نام‌گذاری شده است. بررسی‌های انجام شده بر روی نقشه زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای به وضوح ردیابی گسل را امکان‌پذیر می‌کند زیرا عملکرد این گسل باعث قرارگیری سازند گچساران با لیتولوژی غالب ژئیس و مارن‌های رنگارنگ در کنار سازند کنگلومرای بختیاری با سن پلیو-پلیستوسن گردیده است به طوری که این گسل از نزدیکی تاج سد گتوند علیا تا روستای آب توصله ادامه دارد و در مجاورت این روستا تغییر مسیر داده و روندی شمالی-جنوبی می‌یابد و در غرب منطقه مورد مطالعه روند شرقی-غربی پیدا می‌کند (شکل ۳-۱۶).



شکل ۳-۱۶- تصویر ماهواره‌ای Mr Sid که محل گسل پیر احمد و سازندهای گچساران و بختیاری در دوسوی خط گسلی بر روی آن نشان داده شده است.

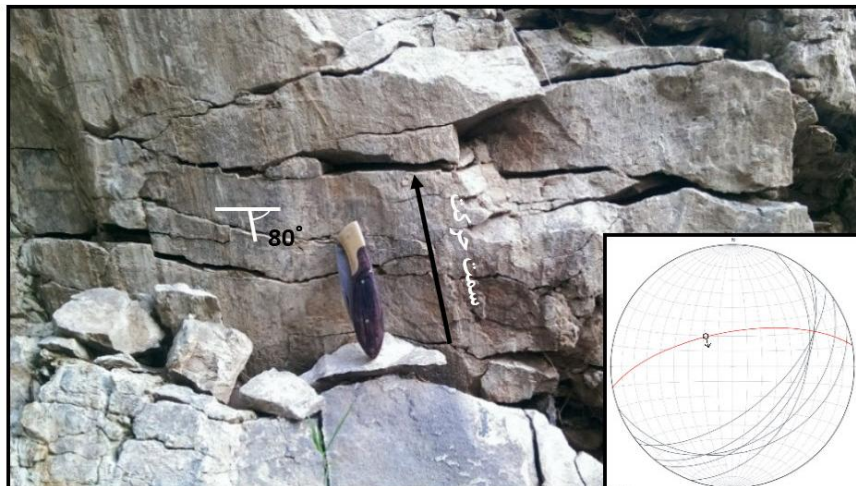
سازوکار گسل: با پیمایش در امتداد گسل پیر احمد داده‌های صحرایی در سه ایستگاه S₁، S₂ و S₃ (شکل ۳-۱۷) مورد برداشت قرار گرفت. با توجه به بررسی سازندهای متأثر از عملکرد گسل که سبب قرارگیری سازند قدیمی تر گچساران در کنار کنگلومرای بختیاری شده (شکل ۳-۱۷)، می‌توان سازوکار گسل را معکوس در نظر گرفت. داده‌های برداشت شده از ایستگاه‌های مختلف در شکل ۳-۱۸، ۳-۱۹ و ۳-۲۰ نشان داده شده است.



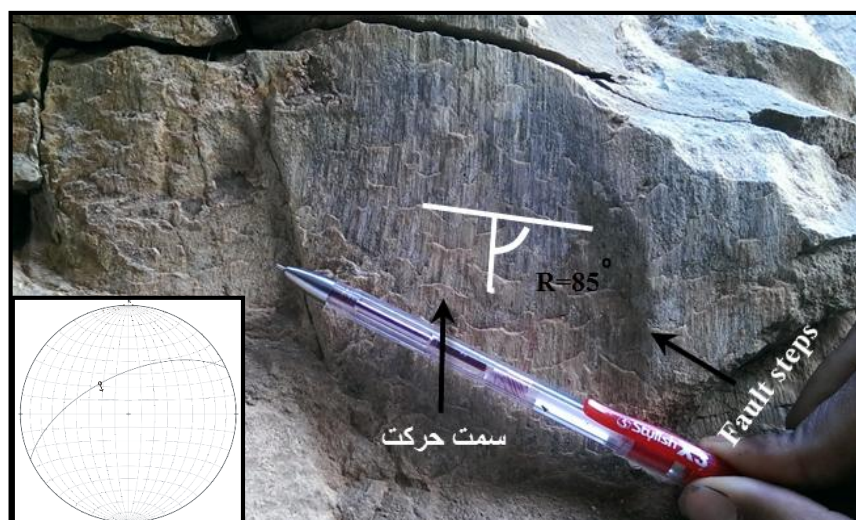
شکل ۳-۱۷- موقعیت گسل پیر احمد. (a) تصویر ماهواره‌ای Mr Sid که محل گسل پیر احمد و سازندهای گچساران و بختیاری در دوسوی خط گسلی بر روی آن نشان داده شده است، (b) نیمرخ شماتیک تهیه شده از موقعیت گسل پیر احمد و سازندهای موجود در دو سوی این گسل در مسیر نشان داده شده در قسمت a.

بر اساس برداشت‌های صورت گرفته، شیب صفحه‌ی گسلی در نقطه S₁ ۶۷ درجه و با جهت شیب ۳۵۰ بوده و خش لغز موجود بر روی این صفحه گسلی دارای ریک ۸۰ درجه و ساعتگرد است. برداشت‌های انجام شده از خراش‌های گسلی و با توجه به قرارگیری سازند قدیمی‌تر گچساران با سن میوسن در کنار رسوبات کواترنری می‌توان چنین بیان کرد که سازوکار گسل به صورت معکوس است. به منظور تعیین جهت و سوی برش از شکستگی‌های روی صفحه گسلی نیز به عنوان یکی از شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل استفاده شد. بدین منظور تصویر سیکلوگرافیک داده‌های صفحه‌ای به همراه موقعیت خش لغز روی آن و همچنین داده‌های برداشت‌شده از شکستگی‌های روی صفحه گسلی ترسیم گردید. مطابق با شکل ۳-۱۸ شکستگی‌های برداشت‌شده از سطح گسل دارای بازشدگی و فاقد خراش گسلی هستند. زاویه بین این صفحات شکستگی برداشت شده و سطوح گسلی مطابق با شکل، ۵۵ تا ۷۵ درجه است.

بنابراین با توجه به موارد ذکر شده می‌توان این دسته از شکستگی‌ها را به شکستگی‌های ریدل نوع T نسبت داد که معمولاً به صورت ردیفی در سطح گسل نمایان می‌شوند و جهت شیب آن‌ها، سمت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهند.

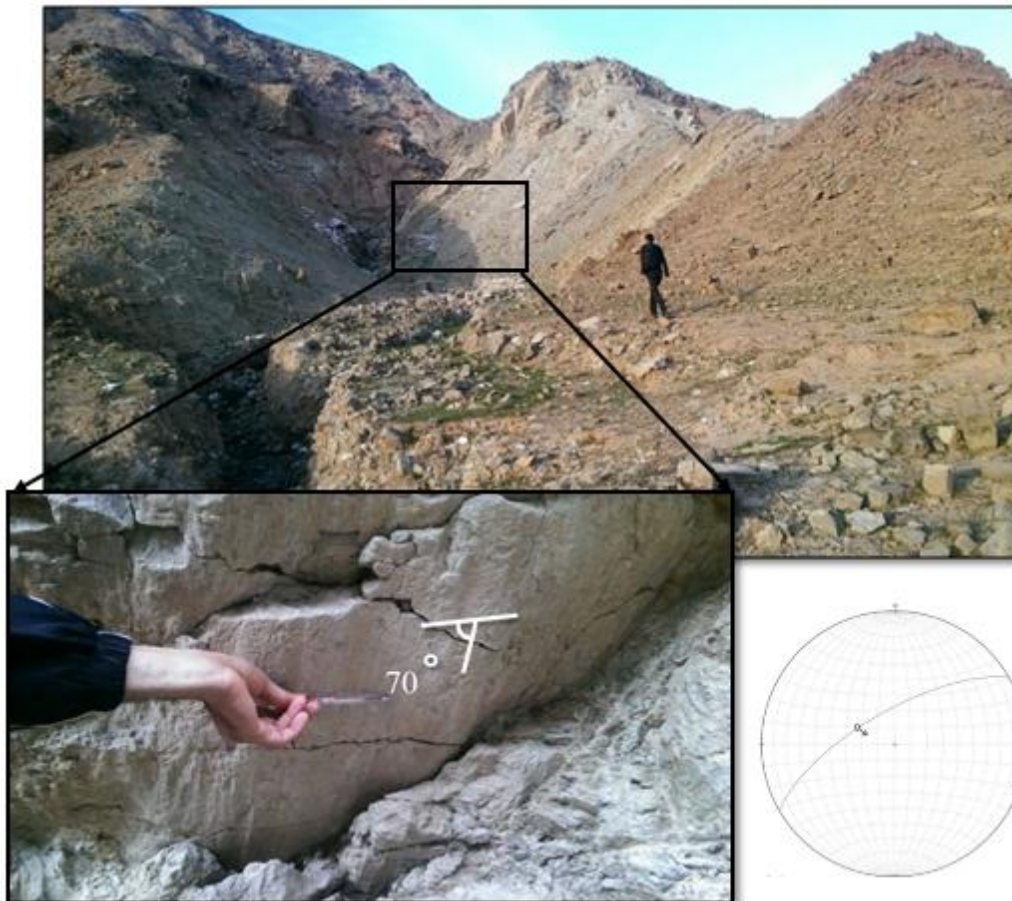


شکل ۳-۱۸- استریوگرام ترسیم شده از صفحه‌ی گسلی همراه با موقعیت خراش گسلی برداشت شده از سطح گسل و درزه‌های برداشت شده در لایه‌های آهکی سازند میشان (دید به سمت جنوب شرق).
 در ایستگاه S2 صفحه‌ی گسلی دیگر با شیب ۶۰ درجه و سوی شیب ۳۳۵ مشاهده شد که خش لغز موجود بر روی این صفحه گسلی دارای ریک ۸۵ درجه‌ی ساعتگرد است. وجود پله‌های گسلی بر روی این سطح تأییدی بر حرکت معکوس بلوک فرادیواره گسل پیر احمد است. (۳-۱۹)



شکل ۳-۱۹- استریوگرام ترسیم شده از صفحه‌ی گسلی همراه با موقعیت خراش گسلی برداشت شده از آهک‌های سازند میشان. (دید به سمت جنوب شرق)

رخنمون دیگر این گسل در ایستگاه S₃ در امتداد دره‌ی شکل گرفته در مجاورت سازندهای گچساران و میشان قابل مشاهده است. شیب صفحه‌ی گسل ۷۰ درجه به سمت ۳۳۰ است و خش لغز برداشت شده از این صفحه ریک ۷۵ درجه و پادساعتگرد دارد (بلوک فرادیواره). (شکل ۳-۲۰) در این قسمت نیز گسل پیراحمد علاوه بر حرکت شیب لغزی معکوس، دارای مؤلفه جزئی امتداد لغزی راست بر است.

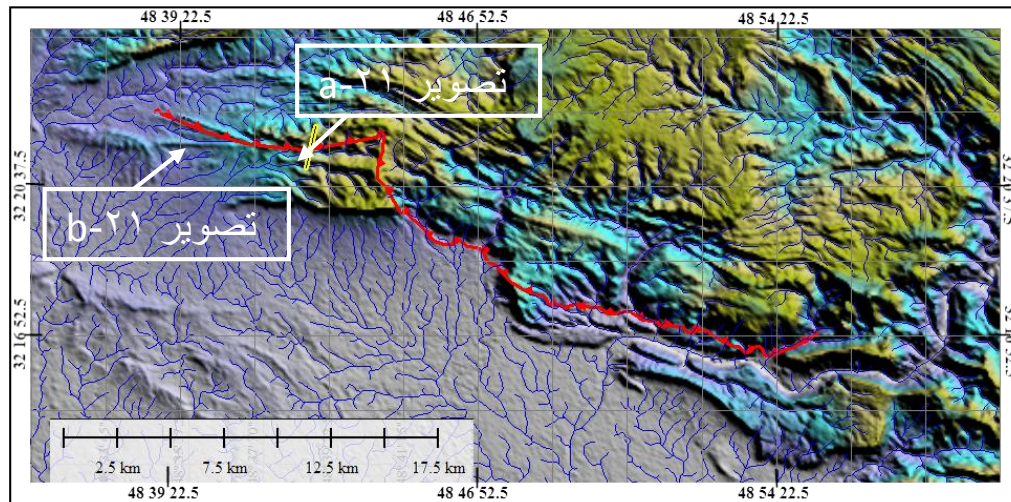


شکل ۳-۲۰- صفحه گسلی برداشت شده از لایه‌های آهکی سازند گچساران و خش لغزهای روی این سطح در مسیر سد گتوند علیا به همراه استریوگرام ترسیم شده از آن. (دید به سمت شمال غرب)

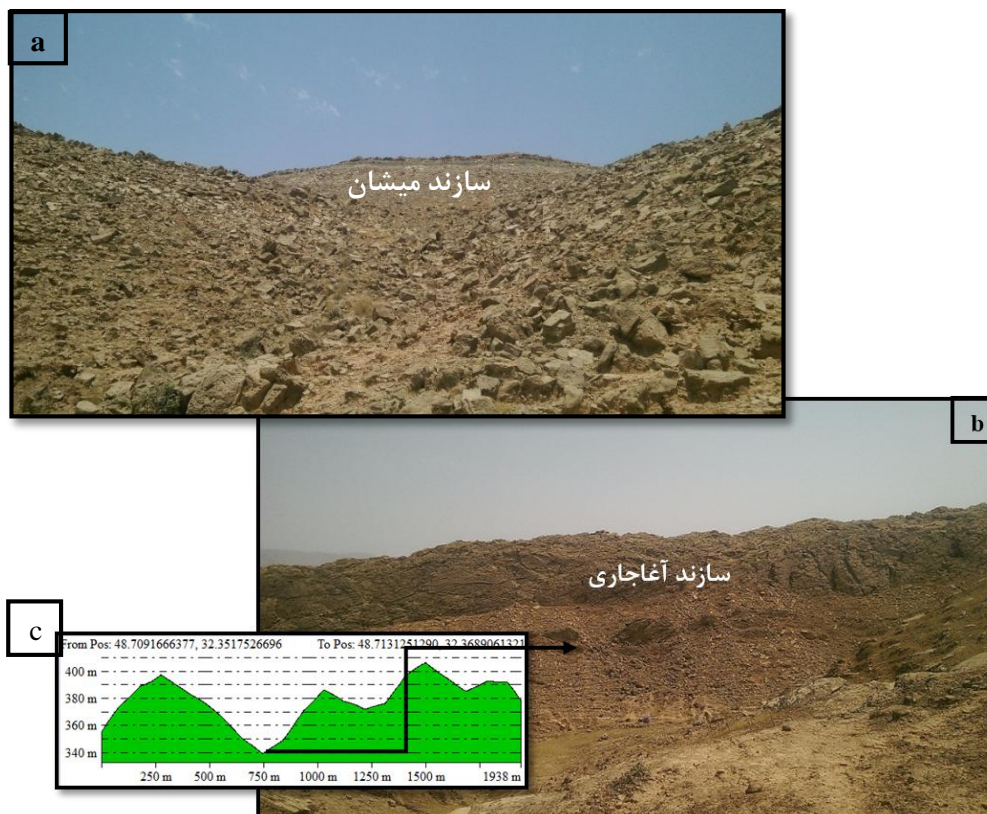
در بخش غربی منطقه، فعالیت گسل پیر احمد باعث خردشدگی رسوبات سازند میشان در مجاورت گسل گردیده است. به منظور نشان دادن این بخش از گسل، موقعیت آن در تصویر ماهواره ای Mr Sid شکل ۳-۲۱ آورده شده است. در بخش انتهایی گسل، خردشدگی لایه‌های سازند میشان و آجاجاری در مرز گسلی که در شکل ۳-۲۲-a نشان داده شده است و همچنین فرسایش رسوبات مارنی و به وجود آمدن دره‌های خطی عمیق در مرز بین سازند آجاجاری و لهبری که در شکل ۳-۲۱ و ۳-۲۲-b آورده

شده، ردیابی گسل در این بخش را غیرممکن ساخته است. نیمرخ توپوگرافی به دست آمده از تصاویر

SRTM در شکل ۳-۲۲-C نیز وجود دره های موازی با روند گسل پیراحمد را نشان می دهد.



شکل ۳-۲۱- تصویر SRTM منطقه، که موقعیت آبراهه ها و گسل پیر احمد بر روی آن نشان داده شده است.



شکل ۳-۲۲- خردشدگی و فرسایش لایه های سازند میشان (a) و به وجود آمدن دره های خطی منطبق با خط گسل به

همراه خردشدگی سازند آغاچاری در بخش غربی مرز گسلی (b) به همراه نیمرخ رسم شده از تصویر srtm در نرم افزار

Global mapper در شکل (c). (با دید به سمت شمال)

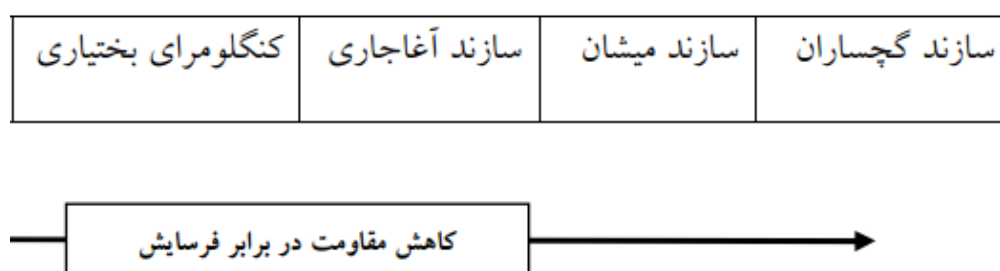
۳-۲-۲- ریخت‌شناسی منطقه گسلی

علاوه بر ساختارهای اصلی مانند چین‌خوردگی واحدهای جوان و گسل‌های اصلی و فرعی در منطقه، ساختارهای دیگر بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی به وجود آمده است که در ارتباط با عملکرد گسل پیراحمد و فعالیت‌های نوزمین‌ساختی منطقه هستند. از جمله این دگرریختی‌ها، می‌توان به مرتفع شدن سازند گچساران در مرز گسلی، تغییر در الگوی سیستم رودخانه‌ای، دره‌های V شکل، کج شدگی رسوبات کواترنری در مجاورت گسل اشاره کرد.

بررسی تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرایی حاکی از وجود یک سری دگر ریختی ناشی از گسلش در سازندهای موجود در منطقه است که در این بخش به معرفی این عناصر پرداخته می‌شود.

۱- سازند شکل‌پذیر گچساران:

سازند گچساران دارای ۷ بخش است که در منطقه مورد بررسی رخنمون کاملی از بخش‌های آن بر روی زمین وجود ندارد و به علت داشتن خواص پلاستیکی ناشی از وجود لایه‌های ضخیم نمک و لایه‌های مارن دچار دگر ریختی در لایه‌ها شده و انحلال نمک‌های موجود در این سازند فرآیند انحلال سازند را افزایش می‌دهد (شکل ۳-۲۳).



شکل ۳-۲۳- مقاومت سازندهای موجود، در مقابل فرسایش نشان داده شده است (احمدی ۱۳۹۱).

در منطقه مورد مطالعه به علت عملکرد گسل پیراحمد بر روی سازند شکل‌پذیر گچساران و همچنین فرسایش بالای این سازند نسبت به دیگر سازندهای موجود در منطقه شواهد صحرایی کمی از فعالیت گسل در دسترس است، اما علی‌رغم فرسایش پذیر بودن سازند گچساران در منطقه، این سازند در منطقه

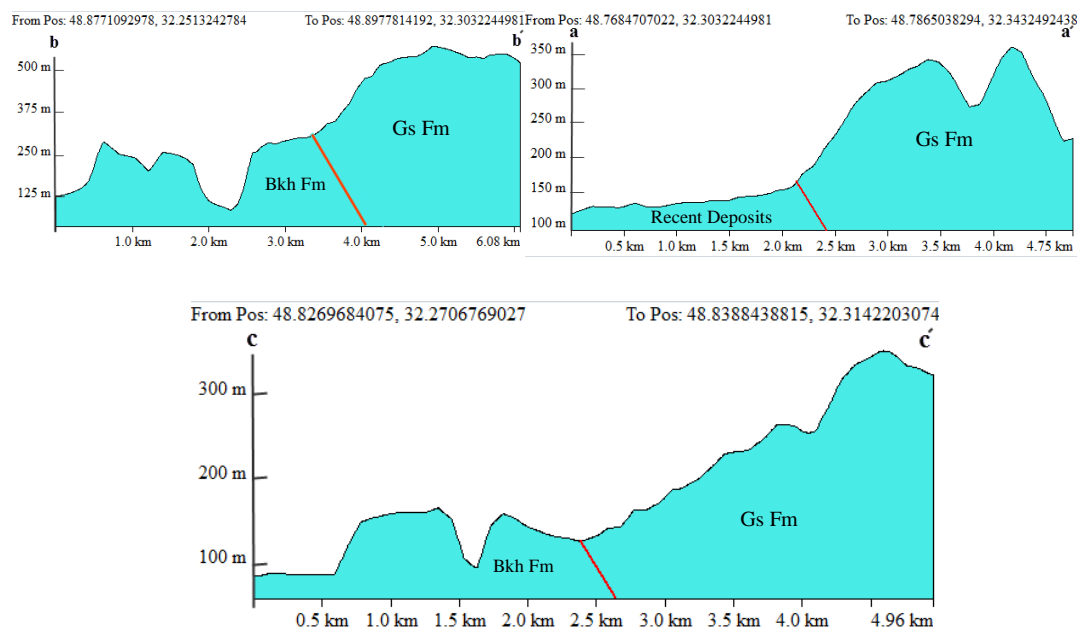
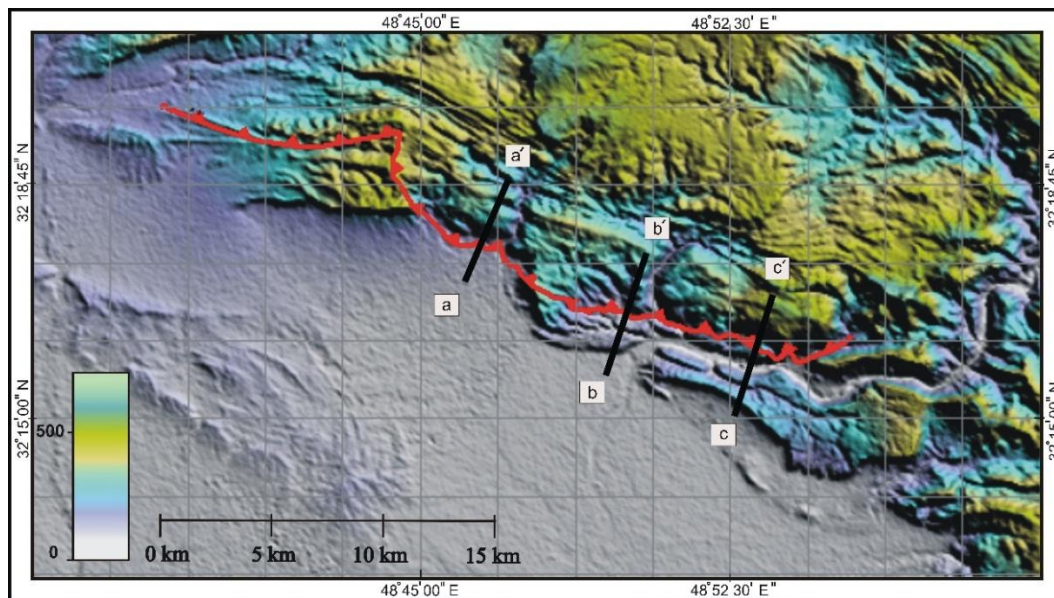
ارتفاعات زیادی را در نزدیکی مرز خود با کنگلومرای بختیاری و رسوبات عهد حاضر دارد. (شکل ۳-)

(۲۴)

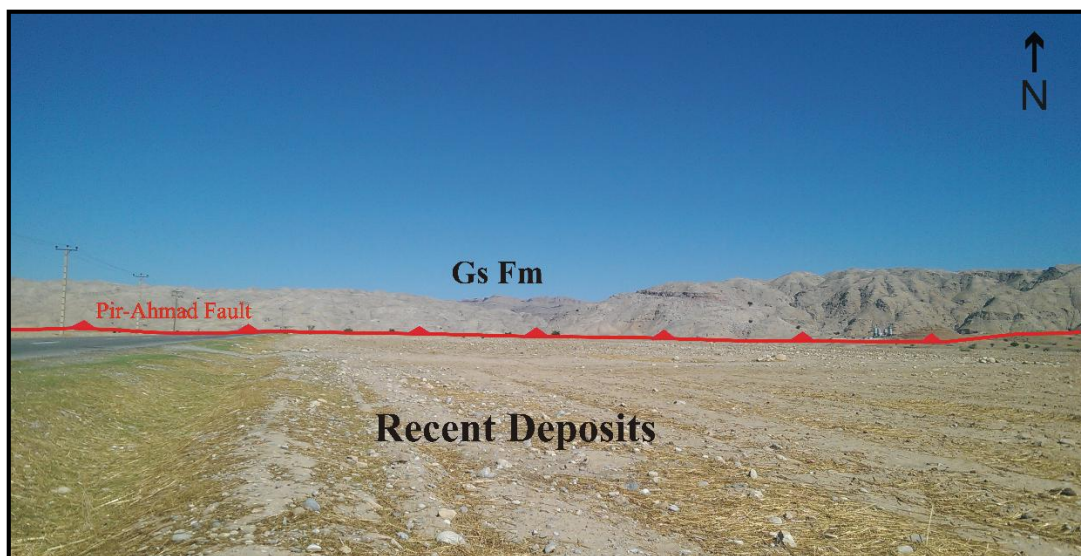
چند افق جدایشی شکل‌پذیر در ستون چینه‌شناسی بیشتر مناطق زاگرس وجود دارد که سازند نمکی هرمز به سن کامبرین و با ستبرای بیش از یک کیلومتر به‌عنوان افق جدایشی قاعده‌ای و پوشاننده پی‌سنگ است و تبخیری‌های تریاس (سازند دشتک) و تبخیری‌های میوسن (سازند گچساران) در مناطق مختلف کمر بند چین‌خورده- رانده نقش افق جدایش میانی اصلی را دارند (Sherkati & Letouzey, 2004; Sherkati et al 2006).

سازند گچساران در بخش وسیعی از منطقه مورد مطالعه رخنمون یافته، که لیتولوژی غالب این سازند شامل تناوبی از ژئوپس، مارن‌های خاکستری و قرمز و آهک است. ژئوپس بیشترین ضخامت و گسترش را در منطقه دارد و مارن‌ها بیشترین پراکندگی را در سازند گچساران دارند و به رنگ‌های مختلف دیده می‌شود که رنگ‌های خاکستری و قرمز بیشترین گسترش را داراست اما در مقابل رخنمون آهک به‌صورت لایه‌های نازک بوده و گسترش کمی دارند. با توجه به فرسایش ژئوپس و مارن‌ها، سازند گچساران دارای ریخت‌شناسی تپه‌ماهوری است. عملکرد گسل راندگی پیراحمد در منطقه مورد مطالعه سبب رانده شدن سازند گچساران (میوسن) به‌صورت هسته‌ی یک تاق‌دیس، بر روی سازندهای جوان‌تر و قرارگیری این سازند در کنار سازند کنگلومرای بختیاری گردیده است. با توجه به توضیحات داده شده در مورد انحلال و فرسایش سازند گچساران، انتظار می‌رود توپوگرافی سازند گچساران در منطقه به‌صورت ملایم و به شکل تپه‌ماهوری باشد اما این سازند در بخش‌های مختلفی از مرز گسلش خود با سازند کنگلومرای بختیاری (که از نظر فرسایش‌پذیری مقاومت بیشتری نسبت به گچساران دارد) شکل مرتفع دارد. با استفاده از نقشه‌ی SRTM موجود از منطقه و رسم مقاطع عرضی بر روی گسل پیر احمد، ارتفاع این سازند در بخش‌های مختلف منطقه مورد مقایسه قرار گرفته است. ارتفاع این سازند در مجاورت رسوبات عهد حاضر که به‌صورت افقی در دشت مجاور گسل نهشته شده‌اند حدود ۲۵۰ متر (نیمرخ توپوگرافی a-a' در شکل ۳-۲۴ و شکل ۳-۲۵) و در حاشیه رودخانه کارون و در پشت دریاچه سد تنظیمی گتوند

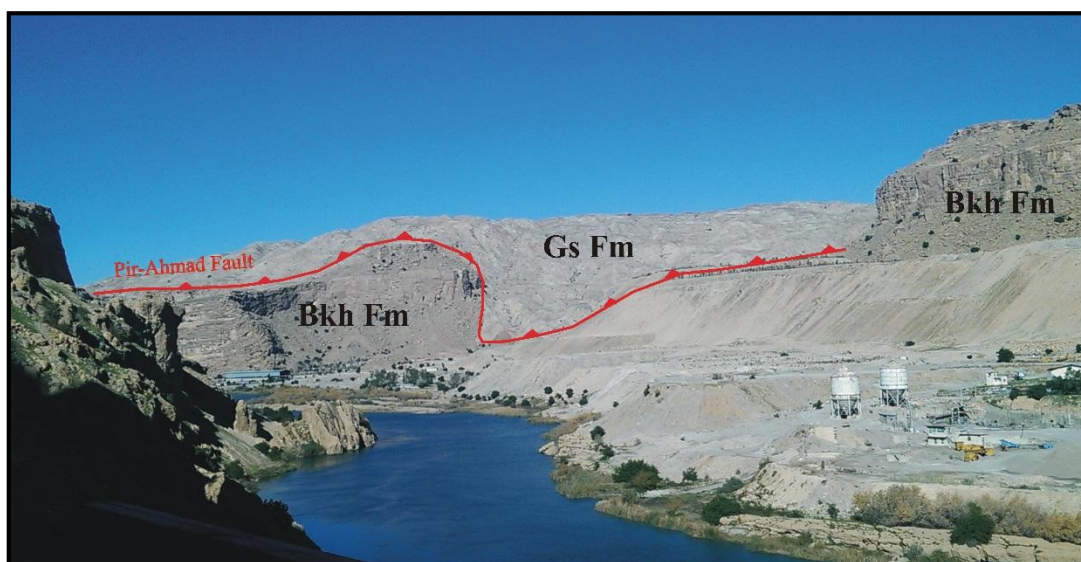
سازند گچساران و سازند بختیاری در مجاورت هم قرار می‌گیرند و اختلاف ارتفاعی حدود ۳۵۰ متر نسبت به سازند بختیاری با مقاومت بیشتر به خود می‌گیرد (نیمرخ توپوگرافی b-b' و c-c' در شکل ۳-۲۴ و شکل ۲۴-۳) که خود می‌تواند دلیلی بر فعالیت این گسل در منطقه باشد.



شکل ۳-۲۴- تصویر SRTM منطقه مورد مطالعه به همراه نیمرخ‌های توپوگرافی تهیه شده از بخش‌های مختلف مرز گسلی.



شکل ۳-۲۵- قرارگیری سازند گچساران در کنار رسوبات کواترنری (دید به سمت شمال).



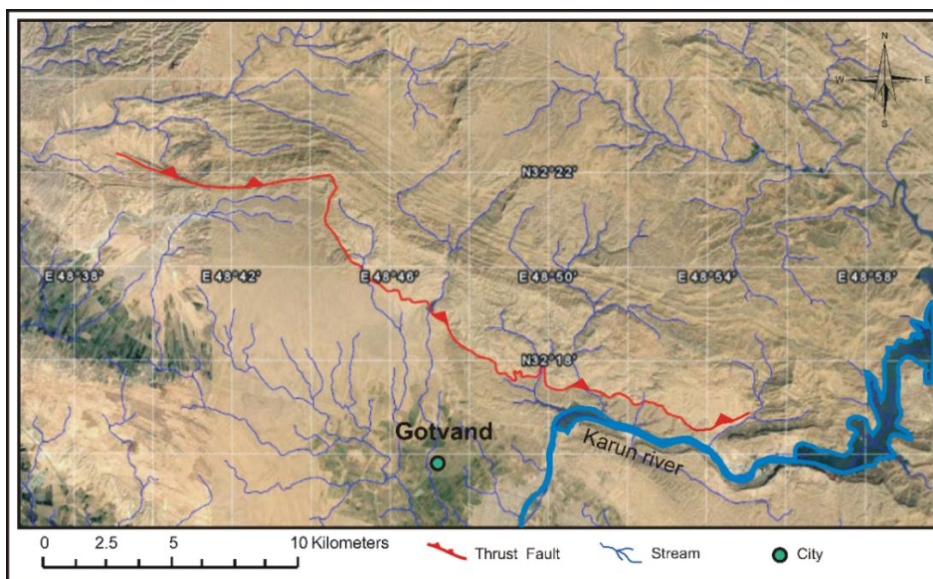
شکل ۳-۲۶- مرز گسلی سازند تبخیری گچساران با ارتفاع زیاد و کنگلومرای بختیاری. (دید به سمت شمال غرب).

۲- شواهد نوزمین‌ساختی در سامانه‌ی رودخانه‌ای منطقه:

واکنش سامانه‌های رودخانه‌ای به فعالیت‌های زمین‌ساختی یکی از بخش‌های مهم مطالعات زمین‌ریخت‌شناسی یک منطقه است. رویداد فعالیت زمین‌ساختی که باعث بالآمدگی، فرونشینی یا جابجایی (قائم یا افقی) در طول یک گسل می‌شود آثار محسوسی بر سیستم‌های رودخانه‌ای دارد (Garcia et al 2003). به‌منظور بررسی تأثیر حرکات تکتونیکی در تحول ریخت‌زایی منطقه، بررسی میزان تأثیر زمین‌ساخت در ایجاد شبکه آبراهه‌ها ضروری به نظر می‌رسد. در این منطقه که سازندهای

با سن میوسن به بعد را تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی قرار داده است بیشتر دره‌ها ناشی از جنبش‌های زمین‌ساختی و گسل‌های منطقه است محل شکستگی‌های به وجود آمده در منطقه به مرور دچار فرسایش گشته و عریض‌تر شده و دره‌های هم‌رند با گسل اصلی منطقه به وجود آمده‌اند.

لیتولوژی رخنمون یافته در مسیر رودخانه کارون از قدیم به جدید شامل آهک آسماری، تبخیری‌های سازند گچساران، آهک مارنی میشان، ماسه‌سنگ آجاجاری و کنگلومرای بختیاری و نهشته‌های کواترنری است. مسیر رودخانه کارون در محل دریاچه سد گتوند علیا و در بستری از سازندهای آجاجاری و کنگلومرای بختیاری، در مسافتی به طول بیش از ۱۰ کیلومتر روندی خطی و شرقی-غربی پیدا می‌کند و پس از آن در مسیر خطی دیگر و با روندی شمالی-جنوبی قرار می‌گیرد (شکل ۳-۲۷)

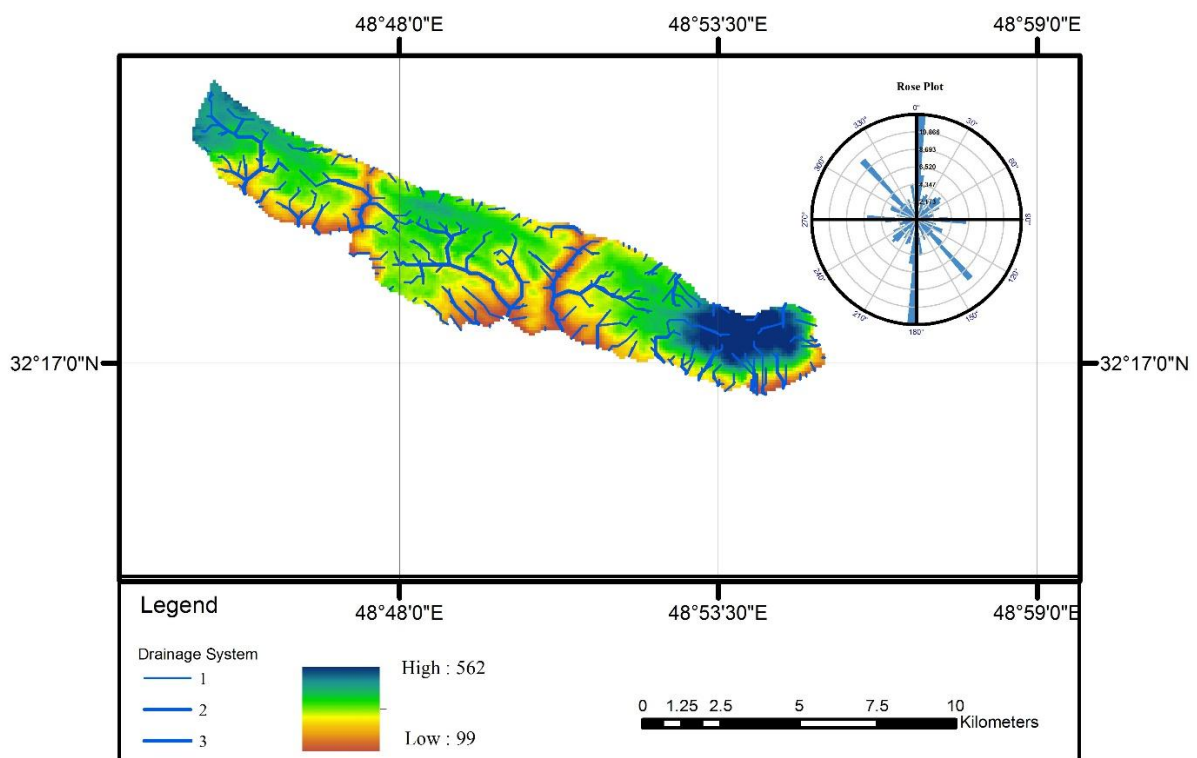


شکل ۳-۲۷- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه که محل قرارگیری گسل پیر احمد و راستای خطی رودخانه کارون بر روی آن نشان داده شده است.

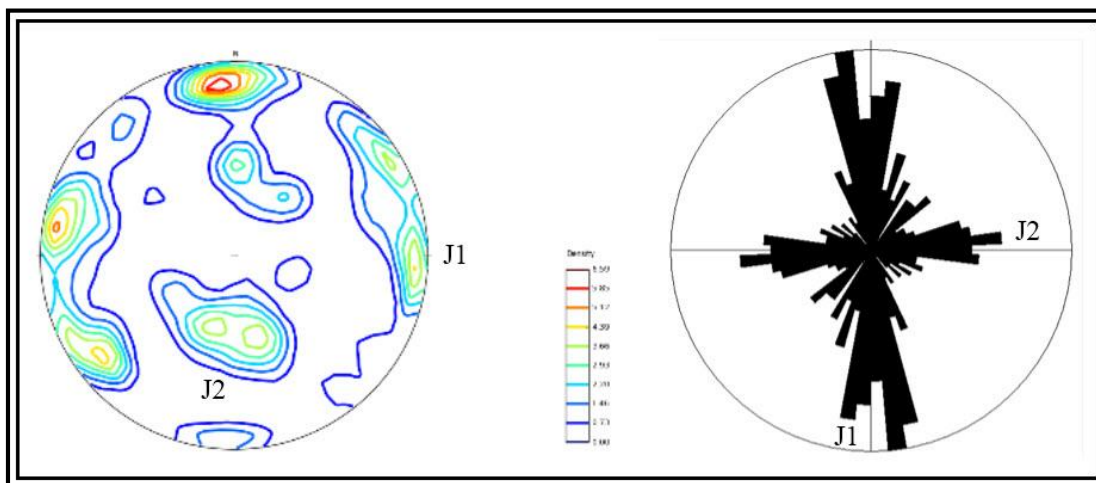
به‌منظور تعیین دقیق‌تر ارتباط بین سیستم آبراه‌های موجود در منطقه و شکستگی‌های موجود در منطقه، در این تحقیق ابتدا در نرم‌افزار GIS و با استفاده از تصویر SRTM و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، بخش مربوط به تاق‌دیس گتوند علیا تعیین گردید و سپس با ابزار Arc Hydro Tools سیستم آبراه‌های موجود در این سازند استخراج و در سه دسته اصلی رده‌بندی شد. آبراه‌های رده‌ی یک جدیدترین و رده‌ی سه قدیمی‌ترین آبراه بوده است. با استفاده از ابزار polar plot در نرم‌افزار GIS

نمودار گلسرخی جهت‌گیری آبراهه‌ها رسم گردید. داده‌های به‌دست‌آمده از سیستم آبراهه‌های منطقه وجود سه روند جهت‌گیری بر روی نقشه SRTM در شکل ۳-۲۸ را نشان می‌دهد. روند آبراهه‌های موجود در منطقه شمالی-جنوبی (عمود بر محور چین خوردگی و گسل منطقه)، شمال غرب-جنوب شرقی و شرقی-غربی (به موازات محور چین) است. با توجه به نتایج به دست آمده روند شبکه آبراهه‌ها با روند درزه‌های تاقدیس گتوند علیا مطابقت داشته (شکل ۳-۲۹) و با توجه به سازند های با سن میوسن به بعد در منطقه، می توان این الگو را متأثر از حرکات تکتونیکی نوزمین‌ساختی دانست.

لازم به ذکر است که این درزه‌ها در بخش بررسی شکستگی های منطقه آورده شده که به تحلیل بیشتر آن و تعیین ارتباط آن‌ها با ساختارهای منطقه می پردازیم و تنها در این بخش برای مقایسه روند این درزه‌ها با مسیر آبراهه‌ها از داده‌های درزه‌ای این تاقدیس استفاده گردیده است.



شکل ۳-۲۸- آبراهه‌های رسم شده در محیط نرم‌افزار Global mapper به همراه رز دیاگرام روند غالب آبراهه‌ها.

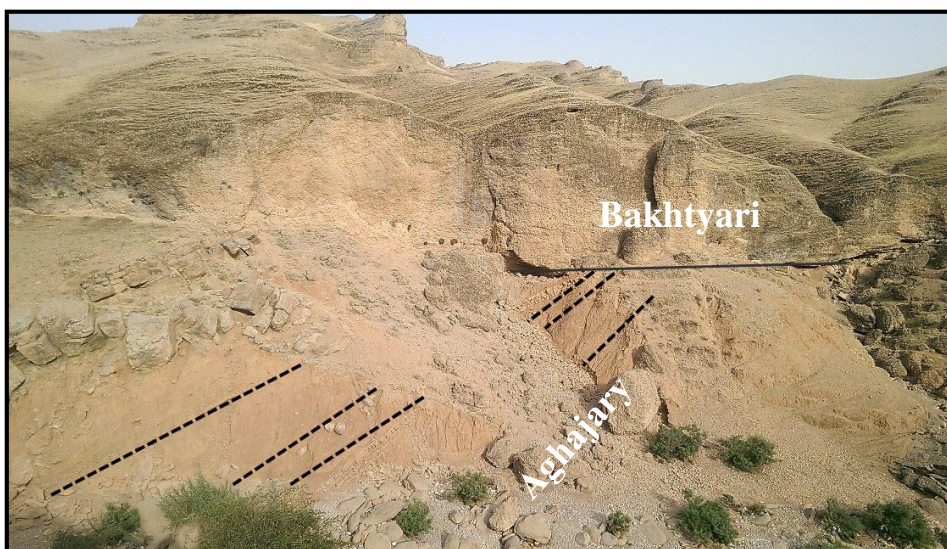


شکل ۳-۲۹- نمودار گلسرخی و کنتوردیگرام روند غالب درزه‌های موجود در تاق‌دیس گتوند علیا.

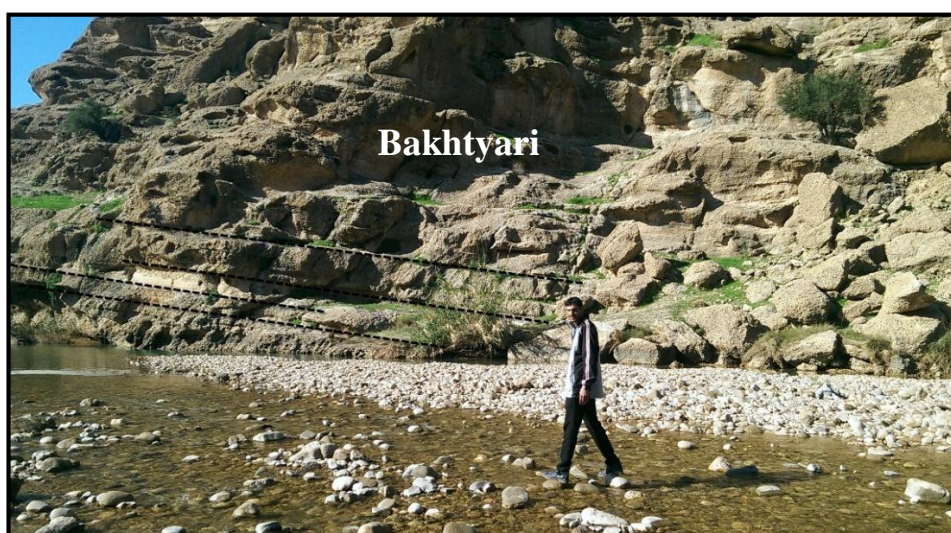
۳- کج شدگی (tilting) واحد کنگلومرای بختیاری

مطابق با نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ منطقه توسط مناطق نفت‌خیز (NIOC, 1966) که در آن سازند کنگلومرای با شیب کم در بخش میانی ناودیس‌های منطقه نهشته شده و همچنین مطابق با بازدیدهای صحرائی نگارنده این سازند در منطقه با دگرشیبی و به صورت لایه‌های تقریباً افقی بر روی سازند آغاچاری قرار می‌گیرد (۳-۳۰).

در مسیر رودخانه آب‌شور (موقعیت جغرافیایی $32^{\circ} 17' 23.49'' N$, $48^{\circ} 50' 52.76''$ طول شرقی و $32^{\circ} 17' 23.49''$ عرض شمالی) و همچنین مسیر جاده گتوند- پل پرزین (موقعیت جغرافیایی $33^{\circ} 46''$ $48^{\circ} 47'$ طول شرقی و $32^{\circ} 18' 21.27''$ عرض شمالی) که رخنمون خوبی از هم مرز شدن سازند گچساران و کنگلومرای بختیاری مشاهده می‌شود، تأثیر فعالیت نوزمین‌ساختی گسل راندگی پیر احمد بر روی رسوبات جوان بختیاری سبب کج شدگی این رسوبات در مرز گسلی گردیده است. کج شدگی در رسوبات جوان در بخش‌های مختلف منطقه قابل مشاهده بوده و مقدار این کج شدگی بین ۸ تا ۱۰ درجه به سمت شمال شرق اندازه‌گیری شده است. (شکل ۳-۳۱). لازم به ذکر است که با فاصله گرفتن از گسل پیر احمد، لایه‌های سازند بختیاری به صورت افقی در منطقه مشاهده گردید.



شکل ۳-۳۰- دگرشیبی بین سازند آغاچاری و کنگلومرای بختیاری که به صورت افقی بر روی آن قرار گرفته است. (دید به سمت جنوب شرق)



شکل ۳-۳۱- کج شدگی ۱۰ درجه در لایه‌بندی موجود در سازند کنگلومرای بختیاری. با دید به سمت شمال شرق.

۴- پرتگاه گسلی

حرکت معکوس گسل پیر احمد باعث به وجود آمدن پرتگاه‌های گسلی شده است که رخنمون آن در بخش غربی منطقه مورد مطالعه به خوبی مشاهده می‌شود. در نقطه $32^{\circ}17'23.49''$ عرض شمالی و $52.76^{\circ}50'48''$ طول شرقی، شیب زیاد این عارضه نزدیک به ۸۵ درجه بوده که خود می‌تواند نشانه‌ای از حرکات جوان تکتونیکی در منطقه باشد. روند این پرتگاه با گسل پیر احمد منطبق بوده و به علت وجود سازندهای با سن میوسن به بعد در منطقه وجود این پرتگاه نشان از فعالیت گسل در بازه نوزمین

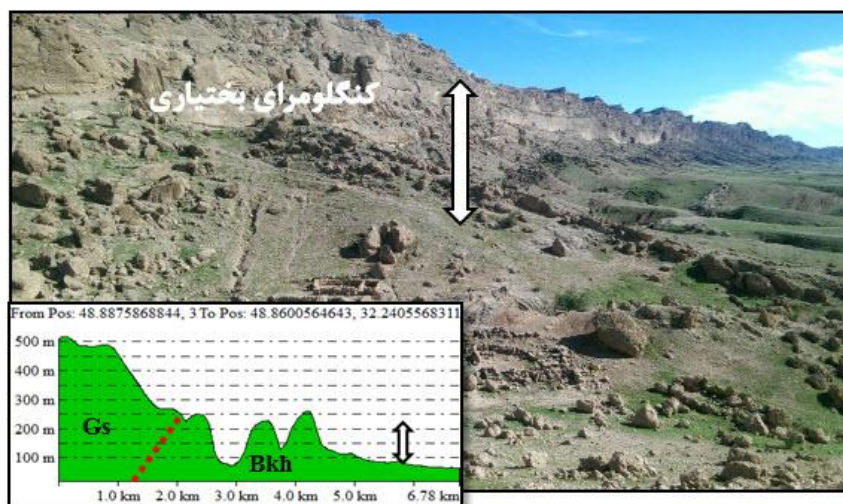
ساختی است. (شکل ۳-۳۲)



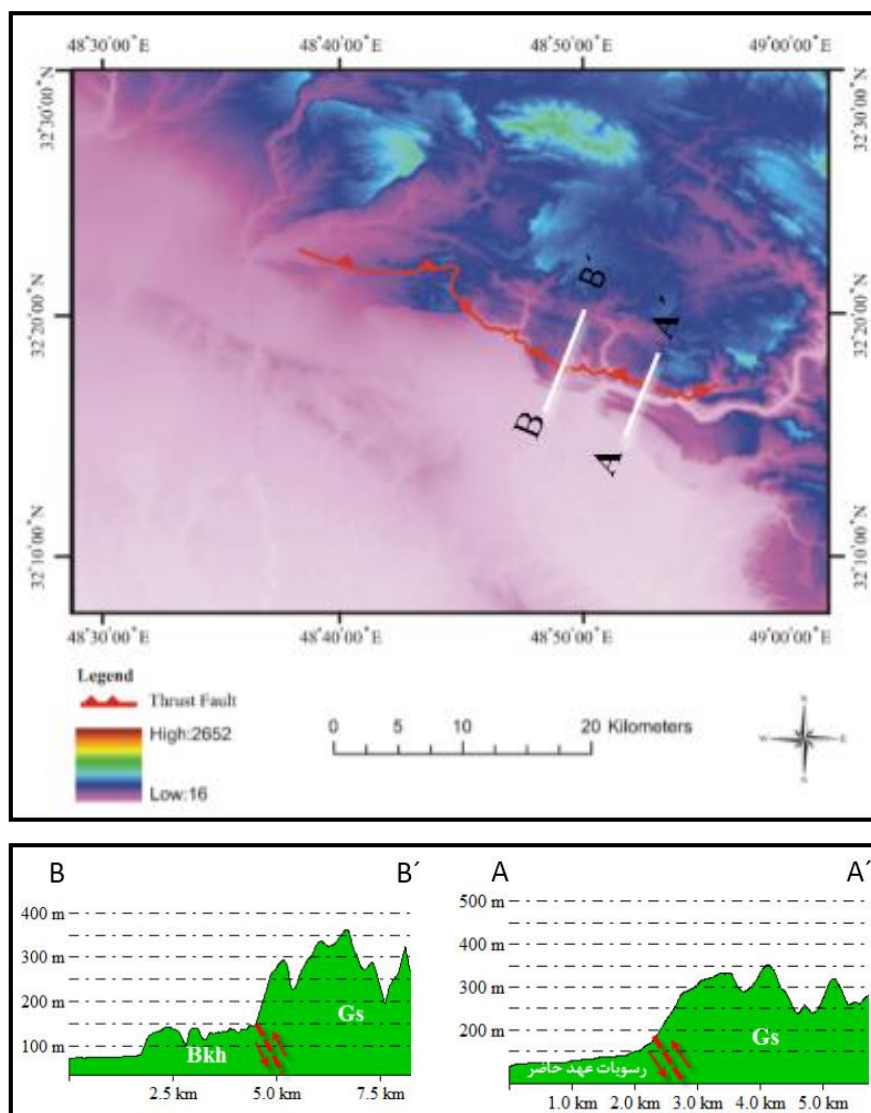
شکل ۳-۳۲- پرتگاه گسلی شکل گرفته در اثر فعالیت گسل پیر احمد.

۵- ریخت‌شناسی خشن مجاورت گسل

برای بررسی وضعیت ریخت‌شناسی منطقه، دو نیمرخ توپوگرافی A-A' و B-B' در نقاط مختلف منطقه مورد مطالعه، عمود بر گسل ترسیم شده است. در هر دو نیمرخ توپوگرافی افزایش بالآمدگی و توپوگرافی خشن از جنوب غرب به سمت شمال شرق مشاهده می‌شود که این تغییرات توپوگرافی با موقعیت گسل پیر احمد در منطقه مطابقت دارد. شواهد فعالیت گسل پیر احمد به طور قابل ملاحظه‌ای در شمال منطقه‌ی گتوند و در مجاورت گسل دیده می‌شود (شکل ۳-۳۳). در مسیر تونل سد گتوند علیا با حرکت از دشت به سمت رودخانه کارون رخنمون‌های سازند کنگلومرای بختیاری با شیب توپوگرافی نزدیک به ۹۰ درجه و با ارتفاع ۲۵۰ متر از سطح دریا مشاهده می‌شود که با ادامه مسیر و حرکت عمود بر امتداد گسل اختلاف توپوگرافی ۲۰۰ متری سازند گچساران نسبت به سازند کنگلومرای بختیاری مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳۴) که در تصویر عملیات صحرائی و همچنین نیمرخ تهیه‌شده از این بخش به وضوح قابل مشاهده است.



شکل ۳-۳۳- سازند کنگلومرای بختیاری در مجاورت دشت، مسیر تونل سد گتوند علیا با دید به سمت شمال .



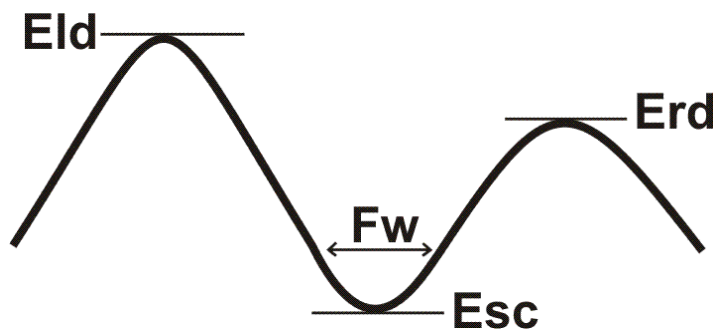
شکل ۳-۳۴- نقشه‌ی تهیه‌شده در محیط GIS نشان‌دهنده‌ی افزایش ناگهانی توپوگرافی در محل گسل پیر احمد می‌باشد که در شکل نشان داده‌شده است.

۶- دره‌های V شکل

بررسی دره‌های منطقه و محاسبه‌ی مقدار Vf (نسبت ارتفاع به پهناى کف دره) که از رابطه زیر محاسبه می‌گردد (Silva et al, 2003) منعکس‌کننده اختلاف بین دره‌های V شکل و U شکل است. (شکل ۳-۳۵)

$$Vf = \frac{2Vfw}{(Eld-Esc)+(Erd-Esc)} \quad \text{رابطه (۳-۱)}$$

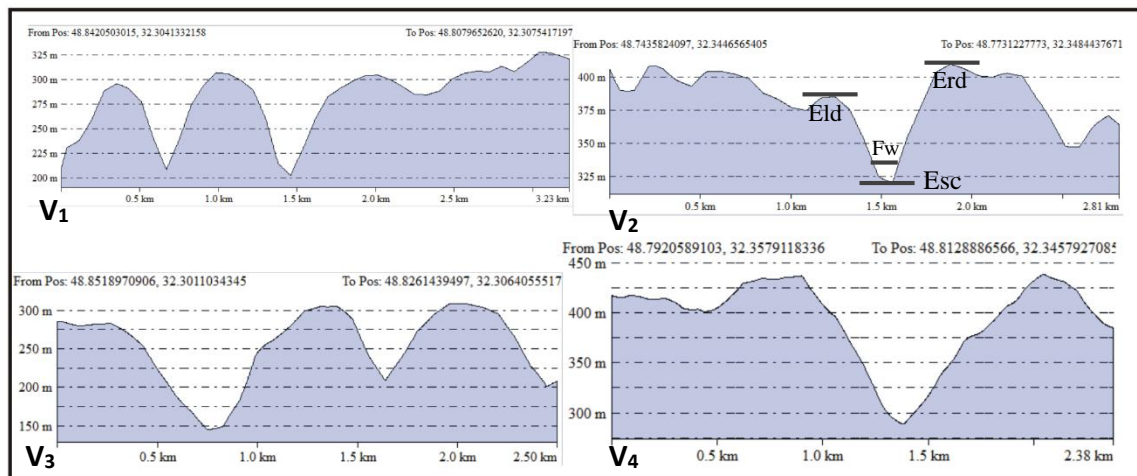
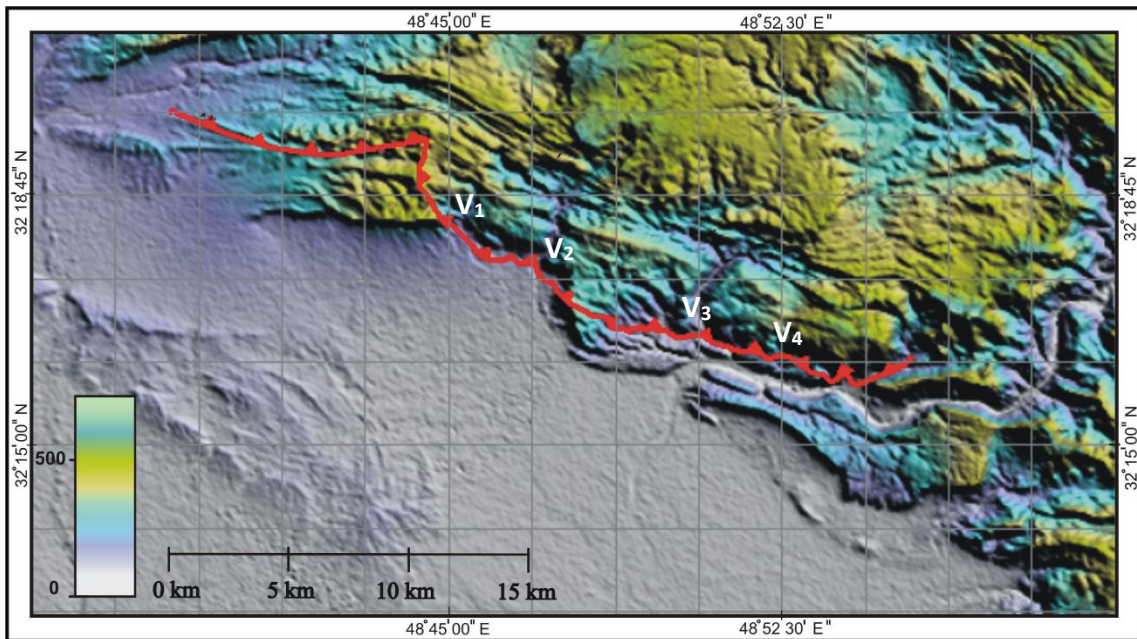
Vfw: پهناى کف دره به متر، Eld و Erd: به ترتیب ارتفاع خط تقسیم آب در طرف چپ و راست رودخانه
Esc: ارتفاع رودخانه



شکل ۳-۳۵- شاخص نسبت پهناى کف دره به ارتفاع آن (Silva et al, 2003)

این شاخص در واقع منعکس‌کننده اختلاف بین دره‌های V شکل و U شکل است، به این معنی که هرچه مورفولوژی دره به شکل V نزدیک‌تر باشد مقدار Vfw کاهش یافته و حاصل رابطه فوق به سمت عدد صفر میل می‌کند که نشان‌دهنده عمل تخریب و فرسایش آب‌های جاری در پاسخ به فرآیندهای زمین‌ساختی فعال بوده و به بیان دیگر زیاد بودن شاخص Vf نشان‌دهنده بالآمدگی کم کوهستان است درحالی‌که کم بودن مقدار Vf منعکس‌کننده دره‌های عمیق بوده که در آن رودخانه‌ها به حفر بستر خود می‌پردازند و معمولاً همراه با بالآمدگی تکتونیکی است (Keller & Pinter 1996; Burbank et al, 2000). بال و مک فالن (Bull & Mc Fadden, 1977) مرز بین مناطق فعال و غیرفعال از نظر تکتونیکی را در نسبت ۰,۹۹ تعیین نمودند. بنابراین مناطق با Vf کمتر از ۰,۹۹ فعال و مناطق با Vf بیشتر از ۰,۹۹ غیرفعال است. کمیت‌های محاسبه شده برای تعیین شاخص Vf همچون Vfw, El, Er و Es برای چند ایستگاه در امتداد گسل پیر احمد در جدول ۳-۱ آورده شده است. به‌منظور تعیین

ایستگاه‌ها، دره رودها و آبراهه‌های مهم در نقشه توپوگرافی مورد بررسی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۳۶ و ۳-۳۷). بر اساس این داده‌ها، بیشترین فراوانی شاخص V_f نیز در محدوده ۰/۳۵ تا ۰/۹۹ مشاهده می‌شود بنابراین می‌توان چنین تعبیر کرد که عمل فرسایش آب‌های جاری نقش بسزایی در حفر عمیق دره‌ها داشته که این امر خود ناشی از عملکرد تکتونیسیم فعال در امتداد این گسل است.



شکل ۳-۳۶- تصویر از منطقه مورد بحث به همراه نیمرخ توپوگرافی تهیه شده از تصاویر SRTM در نرم افزار Global Mapper.

جدول ۳-۱- مقدار Vf محاسبه شده برای دره‌های منطقه.

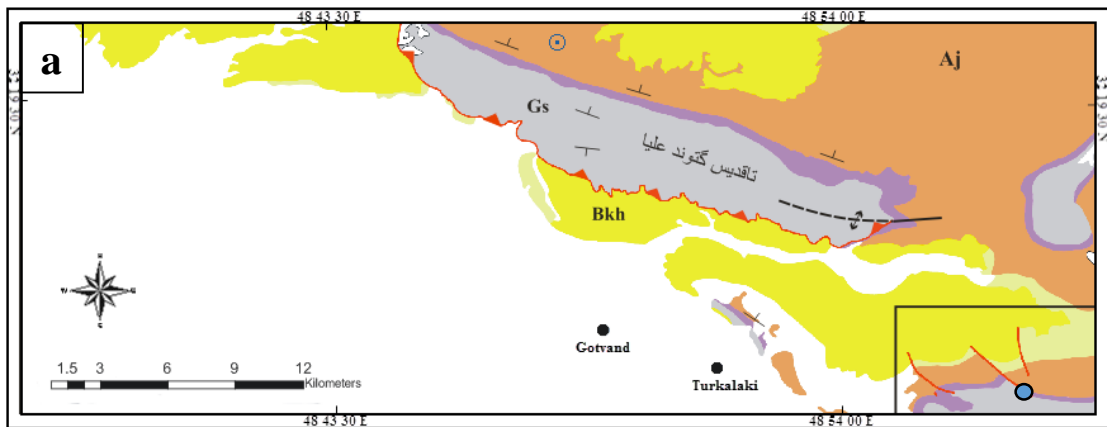
| منطقه | دره | Vfw(m) | Er(m) | El(m) | Es(m) | Vf |
|-------------|-----|--------|-------|-------|-------|------|
| گسل پیراحمد | ۱ | ۳۱ | ۳۰.۸ | ۲۹۴ | ۲۰۰ | ۰.۳۵ |
| | ۲ | ۹۷ | ۳۰.۵ | ۳۰۹ | ۲۰۵ | ۰.۹۴ |
| | ۳ | ۷۸ | ۴۱۰ | ۳۸۵ | ۳۲۰ | ۰.۹۹ |
| | ۴ | ۹۰ | ۳۱۰ | ۲۹۰ | ۱۴۰ | ۰.۵۶ |
| | ۵ | ۱۱۴ | ۴۴۰ | ۴۵۰ | ۲۸۰ | ۰.۷۱ |



شکل ۳-۳۷- تصاویر تهیه شده از دره‌های V شکل در دره آب شور (a) و مرز گسلی سازند بختیاری و گچساران (b).

۳-۲-۳- گسل فرعی

مطابق با آنچه در بخش‌های پیشین گفته شد لیتولوژی غالب منطقه رسوبات نئوژن با فرسایش پذیری بالا می‌باشد بنابراین ردیابی سطوح گسل‌های فرعی مشکل است. با توجه به اینکه هدف اصلی مطالعات انجام شده بررسی گسل اصلی منطقه می‌باشد بنابراین در این قسمت تنها به معرفی و تحلیل تعدادی از این گسل‌ها در بخش جنوبی منطقه خواهیم پرداخت. با توجه به نقشه زمین‌شناسی شوشتر و همچنین تصاویر ماهواره‌ای منطقه، برای برداشت سطح گسل اقدام به پیمایش در مسیر این گسل‌ها گردید. جابجایی امتدادلغز لایه‌های مربوط به این گسل‌ها سبب قرارگیری سازند گچساران با سن میوسن زیرین در کنار سازند آغاچاری گردیده است که به دلیل فرسایش شدید لایه‌های این دو سازند، دره‌ی خطی در امتداد این گسل شکل گرفته و برداشت داده‌های صحرائی را دشوار ساخته است اما می‌توان از آن به‌عنوان شواهدی بر حرکت گسل‌های فرعی در این بخش از منطقه نام برد. (شکل ۳-۳۸)

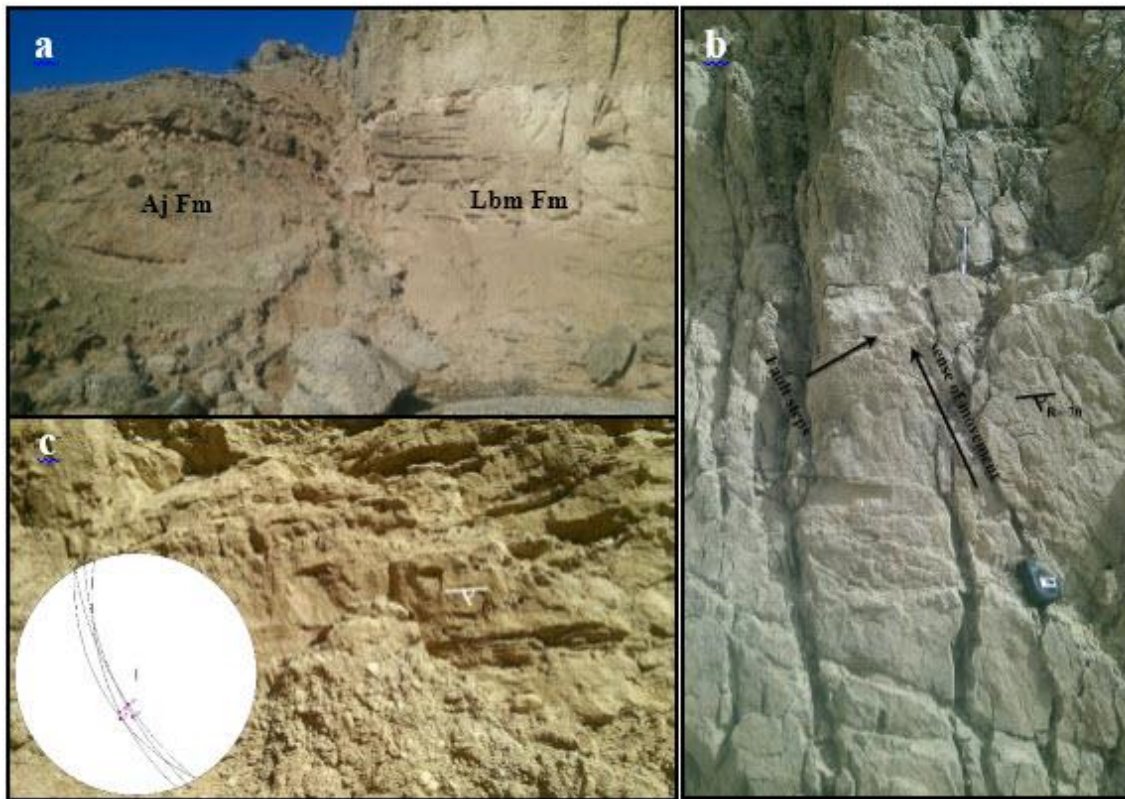


شکل ۳-۳۸- نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه که گسل فرعی روی آن نشان داده شده است (a) و قرارگیری سازند گچساران در مجاورت سازند آغاچاری (دید به سمت شمال) (b).

برداشت‌های انجام شده از فرادیواره‌ی سطح گسل و خش لغزهای آن نشان می‌دهد شیب این گسل بین ۶۵ تا ۷۵ درجه و آزیموت سوی شیب آن به‌طور میانگین ۲۴۵ بوده و ریک خش لغزهای آن بین ۶۰-۷۰ درجه است. پله‌های گسلی برداشت شده از سازند آهکی میشان از جمله ساختارهای است که بر روی سطح گسل قابل مشاهده می‌باشند و به‌عنوان یک ابزار مهم در تعیین سمت حرکت گسل‌ها مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۳-۳۹).

با توجه به مطالب بیان شده و برداشت‌های انجام شده از سطح گسل می‌توان چنین بیان کرد که گسل F₁ یک گسل با مؤلفه‌ی شیبی معکوس و مؤلفه‌ی امتدادلغز راست‌گرد است که سبب قرارگیری سازند

های قدیمی تر (گچساران با سن میوسن) در کنار سازندهای جوان تر (آغاچاری) گردیده است.



شکل ۳-۳- قرارگیری سازند کنگلومرایی بختیاری در کنار سازند ماسه‌سنگی آغاچاری با دید به سمت شمال غرب (a)، سطوح گسلی برداشت‌شده با دید به سمت شمال به همراه خش لغز (b)، پله‌های گسلی موجود روی سطح گسل با دید به سمت شرق (c)

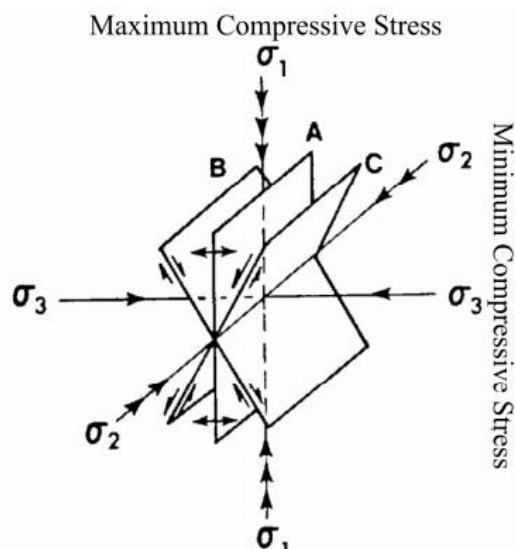
۳-۳- شکستگی (درزه‌ها)

واژه شکستگی (Fracture) در زمین‌شناسی به صورت‌های مختلفی تعریف می‌گردد. بنا به تعریف شکستگی‌ها عبارت از بریدگی‌های صفحه‌ای در ابعاد ماکروسکوپی هستند که در اثر تغییر شکل یا دیاژنز فیزیکی در سنگ‌ها به وجود آمده‌اند (Nelson 2001).

اگر به موازات سطح شکستگی جابجایی محسوس مشاهده نشود درزه (joint) نامیده می‌شود و اگر با جابجایی مشخص همراه باشد، شکستگی را گسل (fault) می‌نامند. در اینجا واژه شکستگی صرفاً در مفهوم درزه به کار برده شده است.

۳-۳-۱- مکانیسم ایجاد شکستگی‌ها

پوسته ی زمین تحت تأثیر نیروهای مختلف از جمله وزن لایه‌ها، نیروهای مغناطیسی، تکتونیکی و غیره است که در جهات مختلف بر آن اعمال می‌شود. در اثر اختلاف تنش موجود، در جهات مختلف متناسب با خصوصیات فیزیکی-مکانیکی، سنگ تغییر شکل داده و شکل جدیدی از توزیع تنش را به خود می‌گیرد (Goodman, 1989). در اثر این نیروها ساختارهای مختلف با مقیاس‌های متفاوت ایجاد می‌شود تا وضعیت تنش-واتنش پایدار گردد. اگر این تنش‌های مؤثر بر لایه در محدوده‌ی فراتر از مقاومت سنگ باشد شکستگی‌ها و گسل‌های متنوعی ایجاد می‌شود (شکل ۳-۴۰) (Nelson, 2002).



شکل ۳-۴۰- شکستگی‌های ایجاد شده رایج در مطالعات آزمایشگاهی مغزه‌ها که در آن شکستگی کششی و B و C شکستگی‌های برشی را نشان می‌دهند. (Nelson, 2002)

۳-۳-۲ طبقه‌بندی شکستگی‌ها

شکستگی‌ها ندرتاً به صورت منفرد دیده می‌شوند، معمولاً در دسته‌های (Sets) منظم در سنگ‌ها ظاهر می‌شوند. هر دسته شکستگی دارای یک امتداد نسبتاً ثابت و فواصل بین آن‌ها نیز گاهی ثابت است. به طور کلی در سنگ‌ها دسته‌های مختلفی از شکستگی‌ها در جهات مختلف ظاهر می‌شوند که در مجموع به آن‌ها سیستم شکستگی می‌گویند (مطیعی، ۱۳۷۴). با توجه به جهت محورهای اصلی نیرو، پیدایش شکستگی‌ها در زوایای خاص نسبت به محورهای اصلی نیرو که در انواع بارگذاری‌های تراکمی و کششی

صورت می‌گیرد، الگوهایی به دست می‌دهد که هر شکستگی در قالب یکی از آن الگوها قرار می‌گیرد (Nelson 1985). براین اساس الگوی شکستگی‌ها شامل انواع زیر می‌باشند.

- شکستگی‌های برشی

در شکستگی‌های برشی یا شکستگی‌های برشی مزدوج (Shear Conjugate) سطوح شکستگی بر روی هم لغزش می‌نمایند. در این نوع شکستگی سطوح شکستگی به صورت ضربدر بوده و با امتداد محور اصلی حداکثر تراکم، زاویه حاده و با محور اصلی حداقل، زاویه منفرجه ایجاد می‌نماید و در عین حال این سطوح به موازات محور اصلی متوسط تنش می‌باشند. مقدار زاویه‌ای که بین سطوح شکستگی‌های مزدوج به وجود می‌آید تابع عوامل زیر است: ۱- خواص مکانیکی سنگ ۲- مقدار مطلق تنش حداقل یا σ_2 ۳- مقدار تنش محور اصلی متوسط نسبت به محورهای تنش حداکثر σ_1 و تنش حداقل σ_3 . (Nelson, 2001)

- شکستگی‌های کششی

در این نوع شکستگی نیز قطعات شکسته شده در جهت عمود بر سطح شکستگی از یکدیگر دور می‌شوند. سطح شکستگی به موازات محورهای σ_1 و σ_2 و عمود بر σ_3 به وجود می‌آیند. شکستگی‌های کششی و انبساطی شبیه به هم هستند ولی عملاً می‌بایستی محور σ_3 تنش کششی منفی داشته باشد.

۳-۳-۳- خصوصیات شکستگی‌ها

از جمله مهم‌ترین خصوصیات قابل‌اندازه‌گیری درزه‌های موجود در منطقه که در ادامه به شرح هر یک پرداخته می‌شود می‌توان به جهت‌گیری، طول، فاصله درزه‌ها، بازشدگی، پرشدگی، میزان شدت و تراکم درزه‌ها اشاره کرد.

فاصله درزه‌ها، میانگین فاصله عمودی بین دو درزه‌ی مجاور بوده و به عوامل مختلفی چون ضخامت، جنس لایه و موقعیت ساختاری لایه بستگی دارد. تراکم (Density) شکستگی عبارت است از تعداد

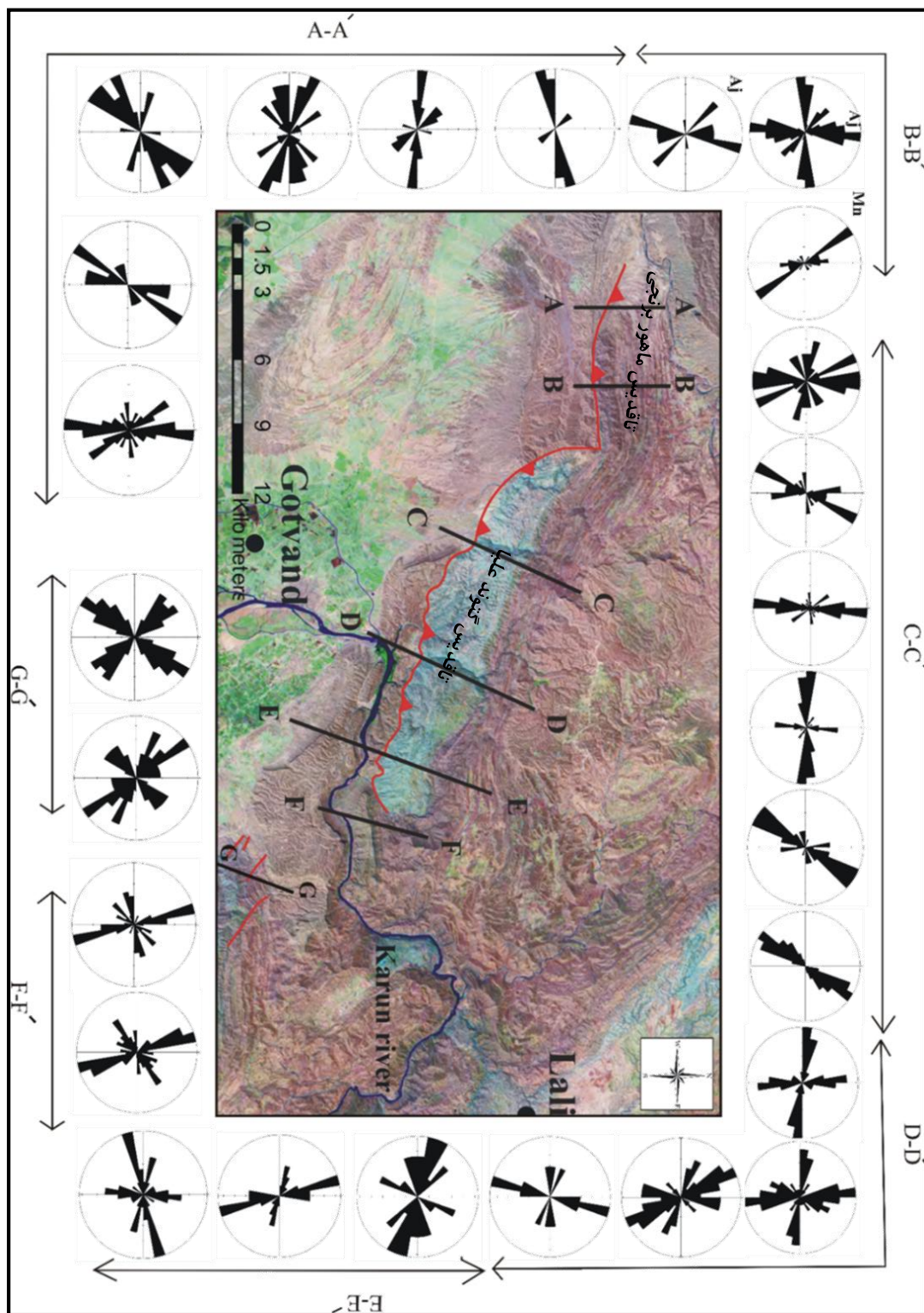
شکستگی در واحد طول، مساحت و یا حجم که به ترتیب در یک، دو و سه بعد قابل اندازه‌گیری است. شدت (Intensity) شکستگی عبارت است از مجموع طول شکستگی‌ها در واحد طول، مساحت و یا حجم، که این پارامتر نیز به ترتیب در یک، دو و سه بعد قابل اندازه‌گیری است. (Dershowitz and Mauldon and Dershowitz, 2000 ; Ghosh and Daemen, 1993; Herda, 1992)

۳-۳-۴- شکستگی‌های موجود در منطقه

در این بخش سیستم‌های متنوع شکستگی در منطقه و همچنین بررسی رابطه این شکستگی‌ها با ساختارهای موجود، با استفاده از پیمایش‌های عمود بر لایه‌بندی در قسمت‌های مختلف منطقه و برداشت مقادیر شیب و سوی شیب درزها، مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

رخنمون سازندهای آجاجاری و میشان امکان برداشت داده‌های صحرایی از این دو سازند را به خوبی فراهم می‌کند این در حالی است که سازند تبخیری گچساران علی‌رغم رخنمون گسترده خود داده‌های قابل برداشت بسیار کمی را از خود نشان می‌دهد. بنابراین در این تحقیق بیشتر داده‌های به‌دست‌آمده از سازندهای میشان و آجاجاری است. (پیوست ۷ و ۸)

درزهای موجود در منطقه به‌صورت ایستگاهی و همزمان با برداشت لایه‌بندی‌های موجود در مسیرهای مشخص شده در شکل ۳-۴۱ برداشت شده است. به‌منظور بررسی الگوی درزها، در ۲۶ ایستگاه اقدام به برداشت شیب و جهت شیب این ساختارها شد و برای مطالعه آماری آن‌ها نتایج به‌دست‌آمده در قالب نمودارهای گلسرخی برای درزهای منطقه ترسیم گردید.



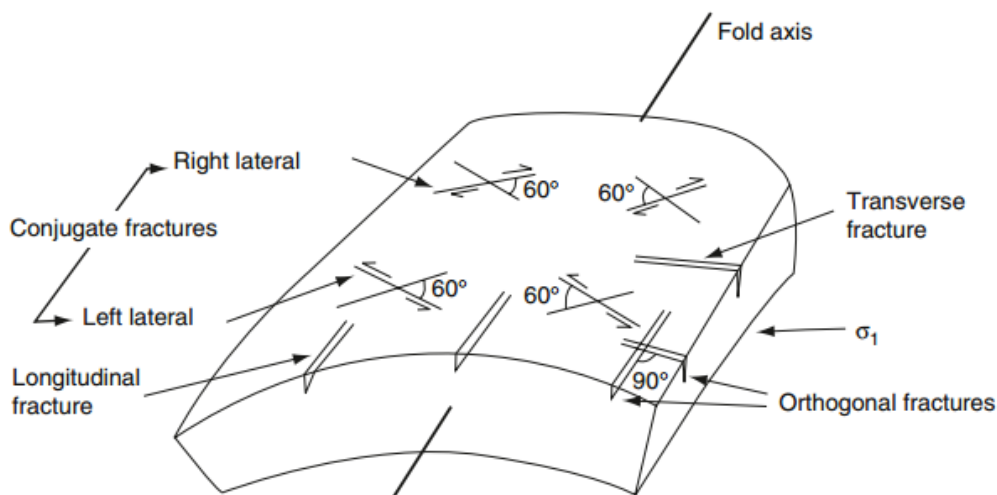
شکل ۳-۱- نمودار گلبرگی مربوط به سازندهای موجود در منطقه که بر روی تصویر ماهواره Mr Sid ترسیم شده است.

۳-۳-۵- شکستگی‌های مرتبط با چین خوردگی

ارتباط بین شکستگی‌ها و چین‌ها توسط محققان بسیاری بررسی شده است (Stearns and Friedman, 1972؛ Friedman, 1969؛ Sangree, 1961؛ Price, 2007؛ Stearns, 1968).

Sangree et al (1961) از پیشگامانی بودند که شکستگی‌ها، اعم از درزه‌ها و گسله‌ها را در ارتباط با جهت امتداد محور تاقدیس مورد بررسی قرار داده و به‌طور کلی آن‌ها را به دودسته‌ی اصلی و یک دسته‌ی فرعی تقسیم نمودند: ۱- شکستگی‌های عرضی یا عمود بر محور چین (Cross Axial , Transversal) ۲- شکستگی‌های طولی یا موازی با محور چین (Parallel Axial , Longitudinal) و ۳- شکستگی‌های مورب (Obliqu Fracture).

این طبقه‌بندی تا اواخر ۱۹۶۰ بسیار معمول بود لیکن به تدریج طبقه‌بندی حاصل از مطالعات Stearns and Friedman (1972) جایگزین آن گردید ، هرچند بین این دو تفاوت چندانی وجود ندارد (مطبیعی ، ۱۳۷۴). شکل ۳-۴۲ یک رابطه ایده آل ساده بین سیستم شکستگی ها و چین خوردگی را نشان می دهد که در آن σ_1 تنش اصلی حداکثر و عمود بر محور چین است. دسته درزه های مزدوج به صورت راستگرد و چپگرد شکل گرفته اند و دو دسته درزه کششی به صورت عمود و موازی با محور چین می باشند. (Singhal and Guta 2010)



شکل ۳-۴۲- مدل Singhal and Guta (2010) از انواع شکستگی‌های مرتبط با چین خوردگی.

همه‌ی این تحقیقات گواه این موضوع هستند که مطالعه وضعیت ساختارهای مزوسکوپی در صحرا از جمله الگوی شکستگی‌ها، نوع، جابجایی و سن آن‌ها می‌تواند اطلاعات مهمی درباره‌ی تحول دگرریختی منطقه در اختیار قرار دهد. به‌طور کلی درزه‌های موجود و مرتبط با چین خوردگی در سنگ‌ها در پی اعمال

تنش‌های ناحیه‌ای به‌صورت چهار دسته اصلی به وجود آمده و با ادامه تنش که سنگ مراحل دگر ریختی شکل‌پذیر را طی کرده و چین می‌خورد، درزه‌ها با آرایش منظم بر روی چین تشکیل می‌شوند (Ramsay, 1987) آرایش دودسته طولی و عرضی که به ترتیب به موازات و عمود بر محور چین به وجود می‌آیند، به‌گونه‌ای است که قطب درزه‌های عرضی و محور چین در یک محل و درزه‌های طولی با ۹۰ درجه نسبت به آن‌ها قرار می‌گیرد. درزه‌های مایل شکل‌گرفته در یک چین نیز به فاصله ۶۰ درجه از درزه‌های طولی و ۳۰ درجه از درزه‌های عرضی قرار می‌گیرند.

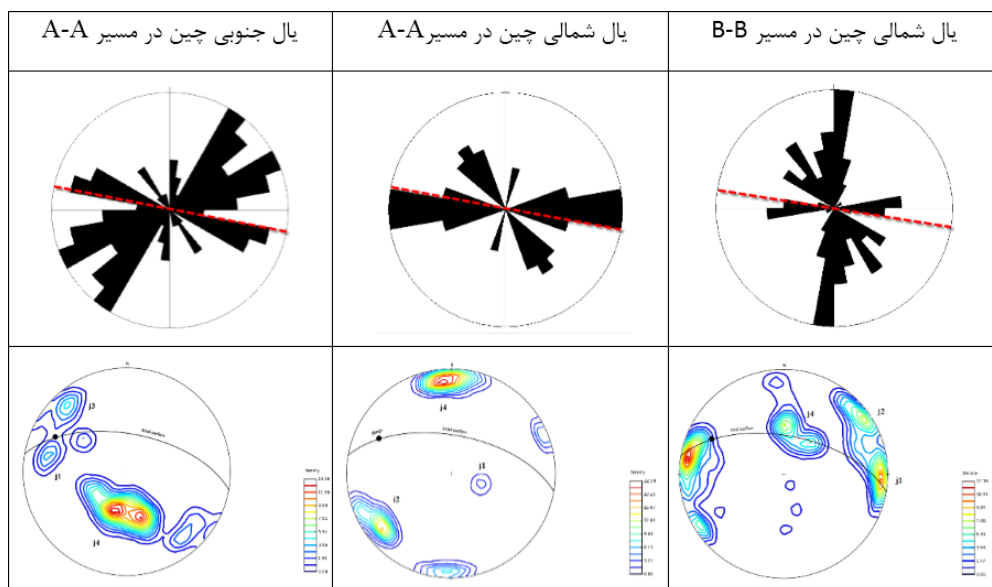
جهت تشخیص و دسته‌بندی اولیه درزه‌های مختلف و تعیین رابطه‌ی بین درزه و چین خوردگی، نمودار گلسرخی امتدادی مربوط به درزه‌های مربوط به هر مسیر پیمایش رسم گردید و نتایج به‌دست‌آمده بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه (شکل ۳-۴۲) آورده شد. به‌منظور بررسی دقیق‌تر رابطه درزه و چین خوردگی، با تفکیک چین‌خوردگی‌ها، درزه‌های مربوط به هر چین در بخش‌های جداگانه مورد تحلیل قرار گرفته شده و سپس به‌طور کلی درزه‌های موجود در منطقه طبقه‌بندی می‌شود که در زیر به شرح آن می‌پردازیم.

۳-۳-۶- بررسی شکستگی‌ها در تاقدیس ماهور برنجی

تاقدیس ماهور برنجی در بخش غربی منطقه مورد مطالعه قرار داشته و پیمایش‌های $A-A'$ و $B-B'$ به‌صورت عمود بر لایه‌بندی این تاقدیس انجام گرفته که در فصل پیشین به‌طور کامل به بررسی ویژگی‌های هندسی این تاقدیس پرداخته شد. برداشت داده‌های صحرائی از موقعیت دو یال این چین تنها در مسیر پیمایش $A-A'$ قابل برداشت بوده و مطابق با آنالیز داده‌های برداشت‌شده از این مسیر، تاقدیس ماهور برنجی موقعیت سطح محوری بر حسب جهت و مقدار شیب $۱۰/۵۱$ و محور چین بر حسب میل/روند و به روش نمودار π ، $۲۸۹/۲۳$ به‌دست‌آمده است.

در شکل ۳-۴۳ نمودار گلسرخی و هم‌تراز روند درزه‌های موجود در دو یال به همراه کنتور دیاگرام قطب درزه‌ها و موقعیت سطح محوری مربوط به پیمایش $A-A'$ و $B-B'$ رسم گردید و درزه‌های مختلف

نام‌گذاری شد.



شکل ۳-۴۳- نمودار گلسرخی از شیب و روند غالب درزه های برداشت شده از دویال چین به همراه کنتور دیاگرام رسم شده از موقعیت غالب صفحه درزه های هر یال در مسیر پیمایش A-A' و B-B'.

نمودارهای گلسرخی رسم شده در شکل ۳-۴۳ و ۳-۴۴ نشان می دهد مهم ترین درزه های موجود در این بخش منطقه از نوع درزه های طولی و عرضی هستند که نمونه هایی از تصاویر صحرایی درزه های موجود در شکل ۳-۴۵ آورده شده است.

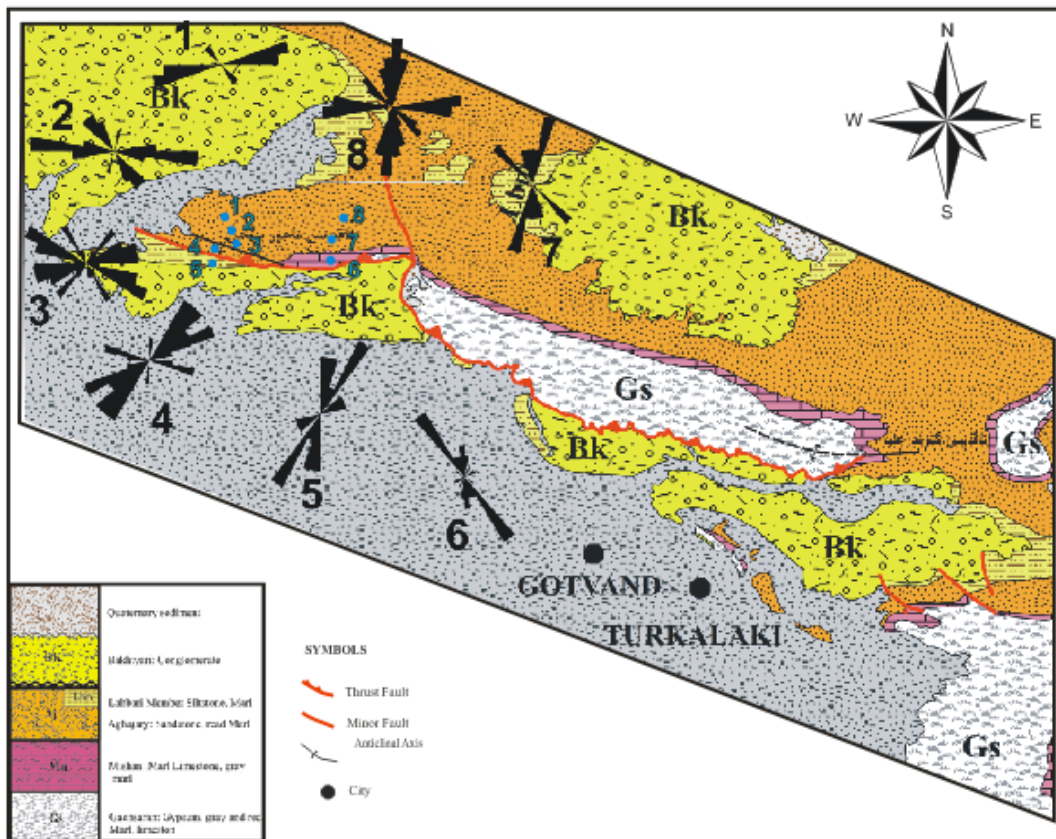
با توجه به مطالب بیان شده و آنالیزهای صورت گرفته بر روی داده های برداشت شده می توان دسته درزه های تاقدیس ماهور برنجی را به صورت زیر دسته بندی کرد:

درزه های طولی (j4) به صورت موازی یا تقریباً موازی با محور تاقدیس بوده و آزیموت آنها بین ۲۷۰ تا ۲۹۰ و شیب این درزه ها بین ۴۰ تا ۷۰ درجه و همچنین طول این درزه ها بین ۷۰ تا ۶۰۰ سانتی متر در نوسان است. فاصله (spacing) درزه های طولی بین ۴۰ تا ۱۲۵ است و بازشدگی آنها ۱ تا ۷ سانتی متر است. (شکل ۳-۴۳)

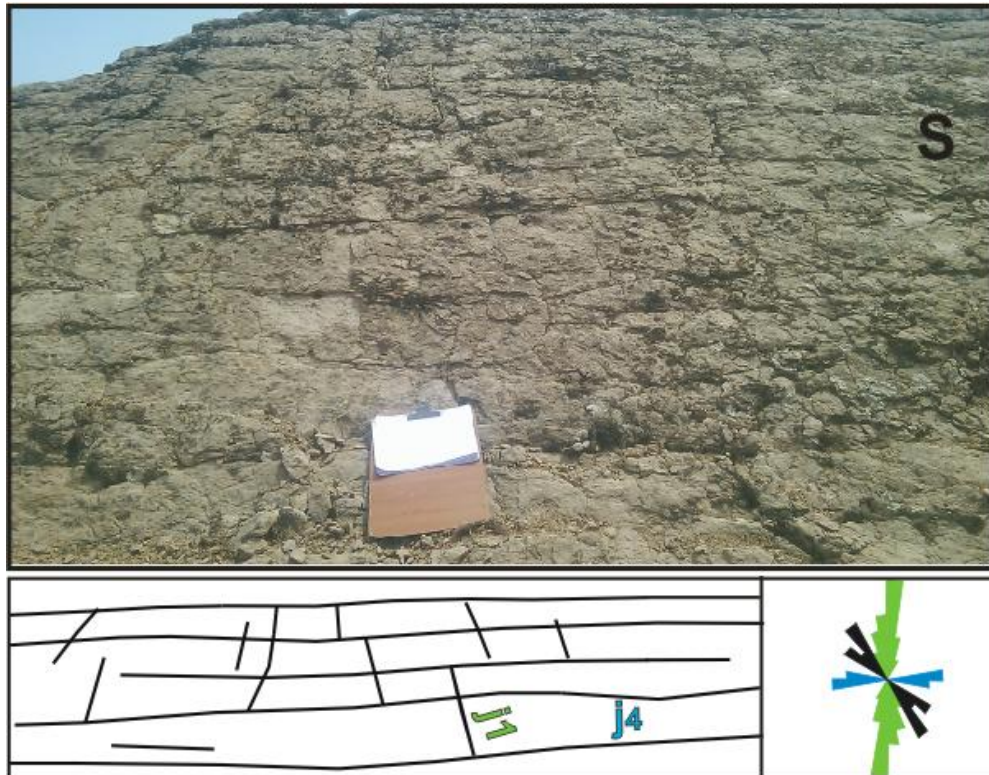
درزه های عرضی (j1) به صورت عمود یا تقریباً عمود بر محور تاقدیس و همچنین درزه های طولی هستند. آزیموت روند غالب این درزه ها ۳۵۰ تا ۰۱۸ بوده، شیب آنها بین ۴۰ تا ۹۰ در تغییر است و طول آنها

بین ۴۵ تا ۵۵۰ سانتی‌متر است. فاصله این درزه‌ها به‌طور متوسط ۷۳ و بازشدگی بین ۱ تا ۵ سانتی‌متر دارند که پرشدگی آن‌ها اغلب مواد حاصل از فرسایش سازندهای موجود در منطقه است. (شکل ۳-۴۳)

درزه‌های مورب (z2 و z3) با زاویه حدود ۶۰ تا ۷۰ درجه نسبت به یکدیگر قرار داشته و نیمساز بین این دودسته درزه به‌طور تقریبی منطبق بر موقعیت درزه‌های عرضی است. آزمون روند غالب درزه‌های مورب موجود در منطقه ۱۳۵ تا ۱۵۰ و ۰۳۰ تا ۴۵ بوده و نحوه‌ی جابجایی برشی صفحات آن‌ها تنها به‌وسیله حرکت راست‌بر یا چپ‌بر درزه‌ها قابل تشخیص بوده و هیچ‌گونه آثار لغزشی مبنی بر حرکت برشی این درزه‌ها مشاهده نشد.



شکل ۳-۴۴ - رز دیاگرام دسته درزه‌های موجود در دو یال چین بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه .



شکل ۳-۴۵- نمونه‌ای از درزه‌های تاقدیس ماهور برنجی (دید به سمت جنوب).

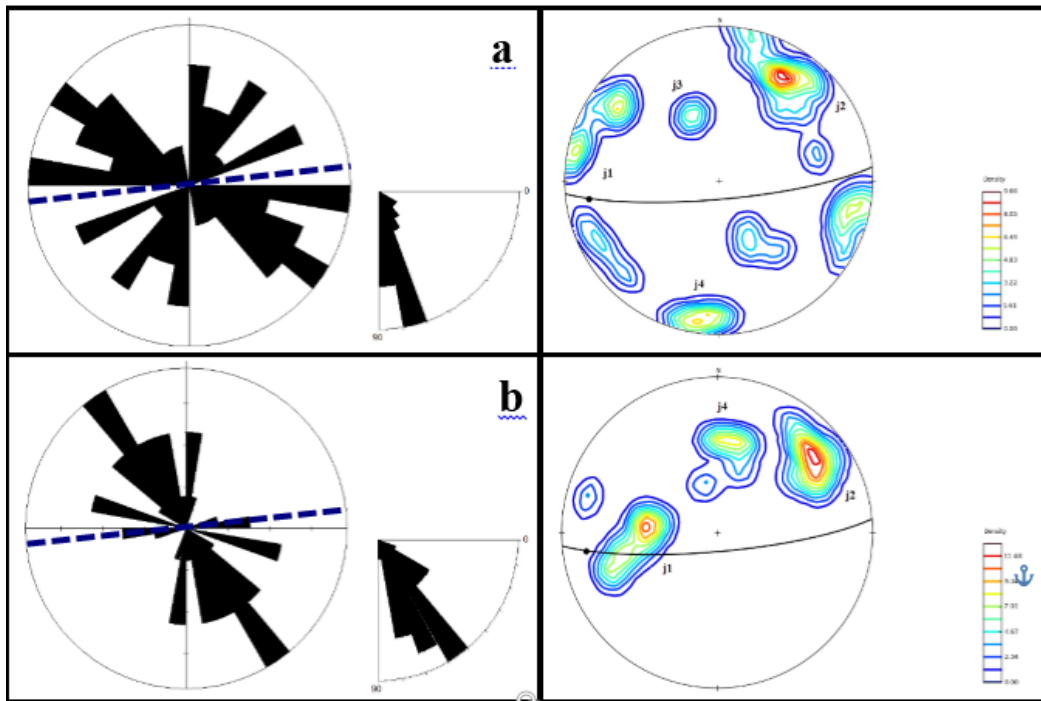
۳-۳-۷- بررسی شکستگی‌ها در تاقدیس گتوند علیا

تاقدیس گتوند علیا شامل بخش وسیعی از منطقه مورد مطالعه است اما در سه پیمایش C-C'، D-D و E-E' یال جنوبی تاقدیس به علت فعالیت گسل پیراحمد و همچنین فرسایش پذیری و انحلال سازندهای نئوژن، به‌ویژه سازند شکل‌پذیر گچساران (به‌عنوان هسته این تاقدیس) قابل مشاهده نبوده و برداشت‌های صحرائی تنها از یال شمالی آن انجام شد. این تاقدیس با سطح محوری برحسب جهت و مقدار شیب ۱۷۵/۸۰ و محور چین برحسب میل/روند ۲۶۶/۱۶، را می‌توان بر اساس پلانژ محور چین در رده‌ی gently plunging و بر اساس شیب سطح محوری در رده‌ی چین‌های upright و بر اساس زاویه بین یالی در رده‌ی چین‌های باز در نظر گرفت.

به‌منظور بررسی رابطه درزه و چین‌خوردگی، نمودار گلسرخی درزه‌های برداشت‌شده از دو یال چین به همراه موقعیت سطح محوری در شکل ۳-۴۶ رسم گردید. لازم به ذکر است که درزه‌های مختلف برحسب

روند غالب آن‌ها نام‌گذاری شده‌اند. نمونه‌ای از درزه‌های موجود در این بخش از منطقه در شکل ۳-

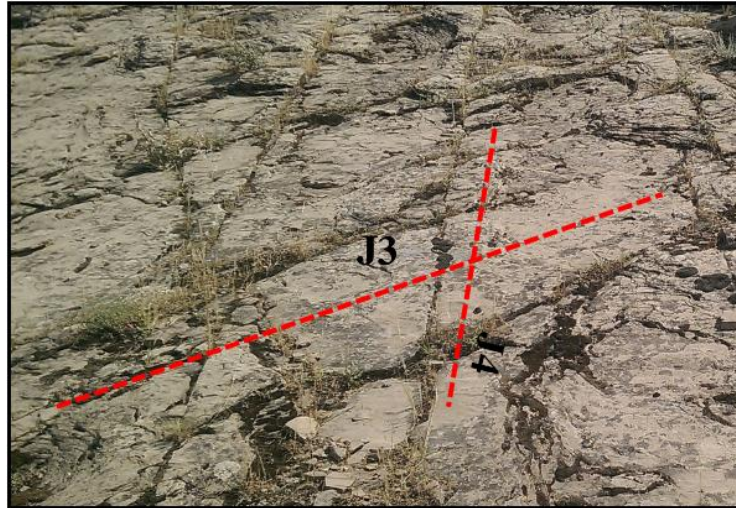
۴۷ و ۳-۴۸ نشان داده شده است.



شکل ۳-۴۶- رزداگرام روند غالب و شیب درزه های موجود در یال شمالی در تصویر a و یال جنوبی در تصویر b.

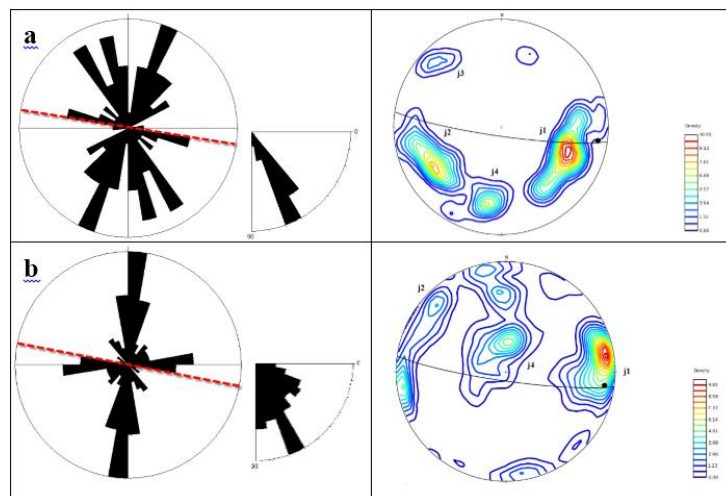


شکل ۳-۴۷- درزه های موجود در تاقدیس گتوند علیا، در مسیر تکیه گاه سد. (دید به سمت جنوب شرق)



شکل ۳-۴۸- نمونه‌ای از درزه‌های مزدوج در لایه‌های سازند میشان. (دید به سمت جنوب شرق)

به‌منظور بررسی رابطه درزه و لایه‌بندی‌های موجود در یال شمالی تاقدیس گتوند علیا که به دست آوردن مشخصات سطح محوری آن به دلیل نبود یال جنوبی تاقدیس در پیمایش‌های C-C'، D-D' و E-E' امکان‌پذیر نبوده است، اقدام به برداشت لایه‌بندی و درزه‌های موجود در یال دیگر ناودیس پل پرزین موجود در بخش شمالی تاقدیس گتوند علیا گردید (پیوست ۹-۱۰-۱۱). در شکل ۳-۴۹ نمودار گلسرخی رسم شده از درزه‌های موجود در یال شمالی و جنوبی ناودیس در مسیر جاده گتوند-سالند (پیمایش C-C') به همراه روند سطح محوری این چین ترسیم شده است. براین اساس درزه‌های موجود در این بخش را می‌توان به انواع درزه‌های طولی، عرضی و برشی‌های مزدوج تقسیم کرد.



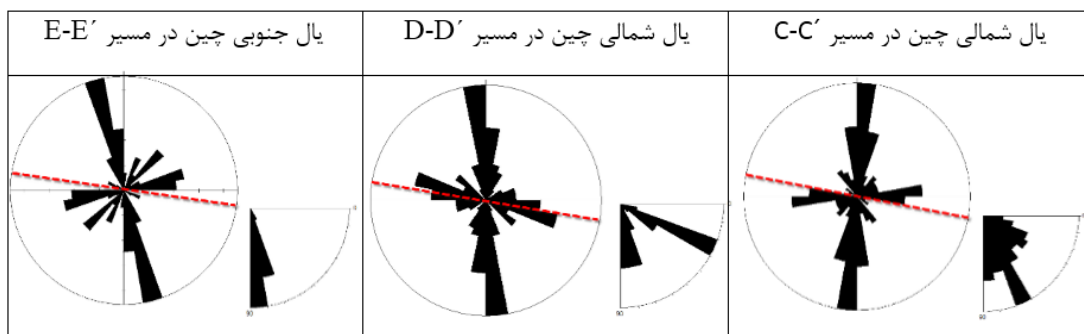
شکل ۳-۴۹- درزه‌های موجود در ناودیس پل پرزین (a) - درزه‌های موجود در یال شمال چین در نزدیکی تاقدیس سردشت (b) - درزه‌های موجود در یال جنوبی چین. (موقعیت سطح محوری که با خط قرمز نشان داده شده است)

با توجه به اینکه یال جنوبی این ناودیس به علت مشترک بودن این یال با تاقدیس گتوند علیا، اهمیت بیشتری در مطالعات نگارنده داشته بنابراین در یال شمالی این ناودیس تنها به بیان رابطه سطح محوری ناودیس و درزه‌ها پرداخته می‌شود و بررسی‌های بیشتر مربوط به یال جنوبی ناودیس خواهد بود. بنابراین مطابق با نتایج به‌دست‌آمده از یال شمالی این ناودیس در شکل ۳-۵۰، درزه‌های موازی با سطح محوری چین با آزیموت روند غالب ۹۰ تا ۱۲۰، درزه‌های عرضی و عمود بر سطح محوری با آزیموت ۰ تا ۳۰ و آزیموت روند غالب درزه‌های مورب موجود در یال شمالی ۱۴۰ تا ۱۶۰ و ۴۵ تا ۵۵ است. شکل ۳-۵۰ نمونه‌ای از درزه‌های موجود در این مسیر و در یال شمال ناودیس است که در آن سه دسته درزه موجود در این بخش از ناودیس نشان داده شده است.

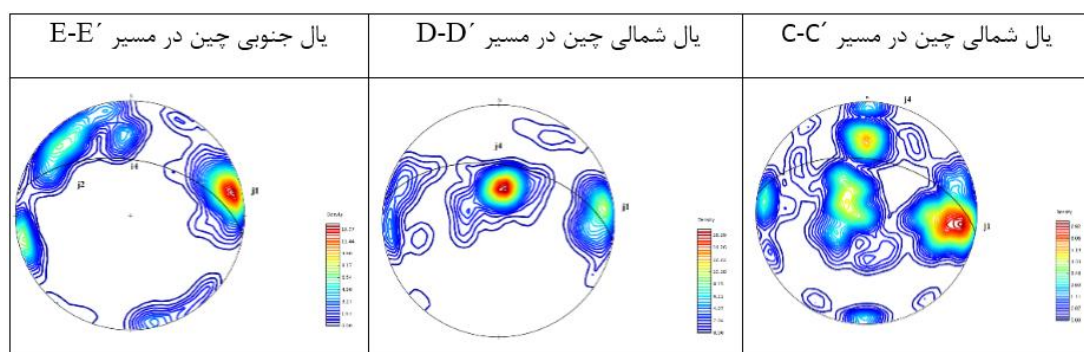
مطابق با آنچه در مباحث پیشین گفته شد در مسیرهای پیمایش شده بر روی تاقدیس گتوند علیا تنها یال شمالی تاقدیس قابل برداشت بوده، بنابراین نمودار گلسرخی و کنتوردیگرام درزه‌های مربوط به پیمایش‌های $C-C'$ ، $D-D'$ و $E-E'$ به همراه موقعیت سطح لایه‌بندی در شکل ۳-۵۱ و ۳-۵۲ آورده شده است. دسته درزه‌های برداشت‌شده از این سه مسیر، شامل برداشت از ماسه‌سنگ‌های سازند آغاچاری و آهک‌های مارنی سازند میشان است.



شکل ۳-۵۰- درزه‌های سازند میشان در یال شمالی ناودیس (دید به سمت شمال شرق).



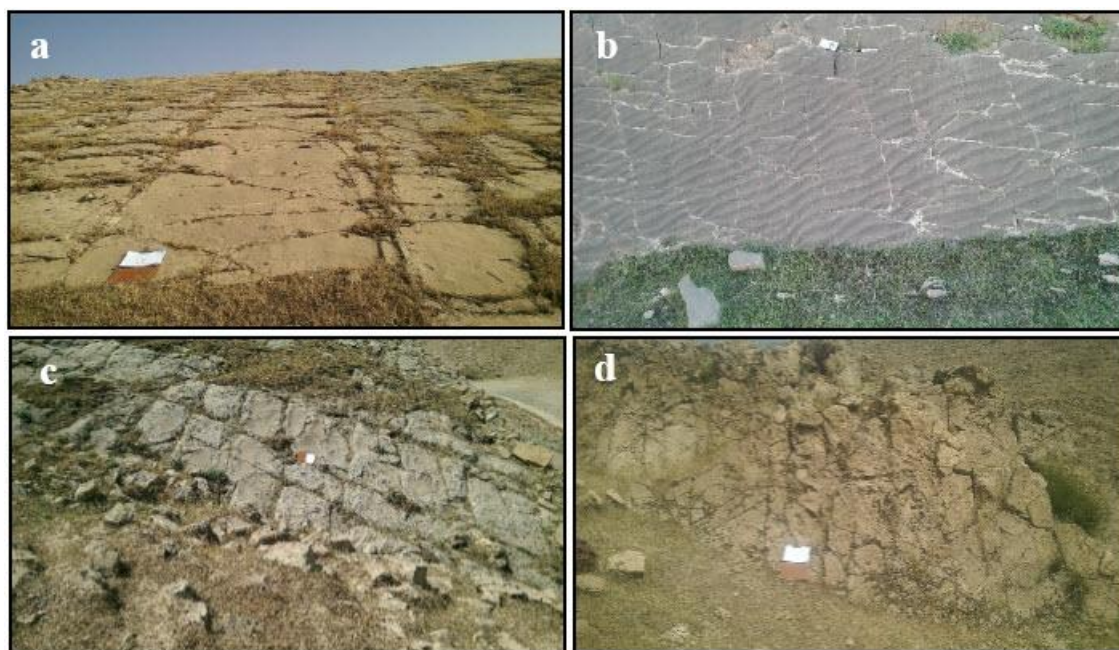
شکل ۳-۵۱- نمودار گلبرخی از شیب و روند درزه برداشت شده از دویال چین به همراه میانگین موقعیت لایه ها. دسته درزه های موجود در این تاقدیس به همراه میانگین کنتور دیاگرام در شکل ۳-۵۲ نشان داده شده است.



شکل ۳-۵۲- کنتوردیاگرام درزه های برداشت شده از دویال چین در مسیر های C-C' ، D-D' و E-E'.
 با توجه به برداشت های صحرائی و توزیع کلی شکستگی ها براساس امتدادشان، نتایج زیر به دست می آید:
 درزه های طولی (j4) به صورت موازی یا تقریباً موازی با محور تاقدیس بوده و آزیموت آن ها بین ۲۶۰ تا ۲۹۰ و شیب این درزه ها بین ۴۰ تا ۶۰ درجه و همچنین طول این درزه ها بین ۷۰ تا ۱۲۰۰ سانتی متر در نوسان است. فاصله (spacing) درزه های طولی بین ۵۰ تا ۱۴۰ است و بازشدگی آن ها ۱ تا ۵ سانتی متر است.

درزه های عرضی (j1) به صورت عمود یا تقریباً عمود بر محور تاقدیس و همچنین درزه های طولی هستند. آزیموت روند غالب این درزه ها ۳۴۰ تا ۰۲۰ بوده، شیب آن ها بین ۴۰ تا ۹۰ در تغییر است و طول آن ها بین ۴۵ تا ۵۵۰ سانتی متر است. فاصله این درزه ها به طور متوسط ۸۵ و بازشدگی بین ۱ تا ۵ سانتی متر دارند که پرشدگی آن ها اغلب مواد حاصل از فرسایش سازندهای موجود در منطقه است.

درزه‌های مورب (z2 و z3) با زاویه حدود ۷۵ درجه نسبت به یکدیگر قرار داشته و نیمساز بین این دودسته درزه به‌طور تقریبی منطبق بر موقعیت درزه‌های عرضی است. آزمون روند غالب درزه‌های مورب موجود در منطقه ۱۳۵ تا ۱۵۰ و ۰۳۰ تا ۴۵ بوده و نحوه‌ی جابجایی برشی صفحات آن با حرکت راست‌گرد و چپ‌گرد درزه‌ها مشخص می‌شود. نمونه‌ای از درزه‌های موجود در منطقه در شکل ۳-۵۳ را نشان می‌دهد.

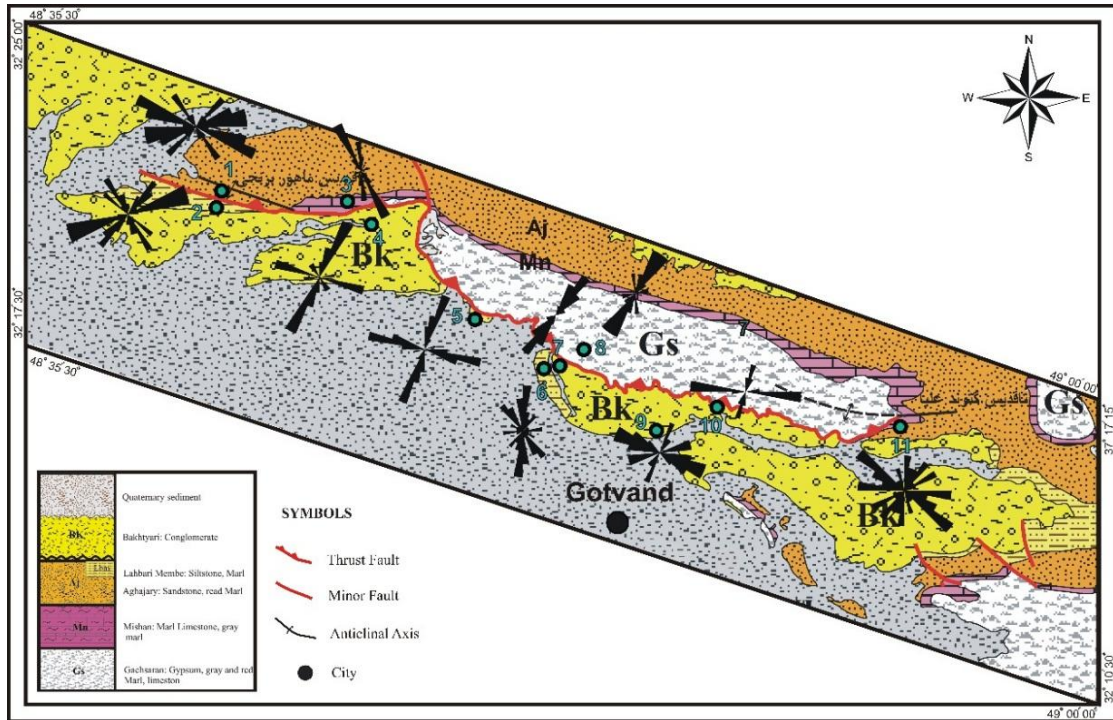


شکل ۳-۵۳- درزه‌های مربوط تاقدیس گتوند علیا. (a) درزه‌های طولی و عرضی در آهک سازند میشان (b) درزه‌های طولی و عرضی دارای پرشدگی سازند میشان در مسیر پیمایش E-E و بادید به سمت جنوب. (c) درزه‌های طولی، عرضی و در ماسه‌سنگ سازند آغاچاری در مسیر پیمایش F-F (دید به سمت جنوب). (d) درزه‌های موجود در لایه آهکی سازند گچساران.

۳-۳-۸- رابطه درزه‌های منطقه و گسل پیراحمد

به‌منظور تعیین ارتباط بین درزه‌های موجود در منطقه داده‌های مربوط به درزه‌های برداشت‌شده از سازند کنگلومرایی بختیاری، بخش لهبری، سازند میشان و آغاچاری که در مرز گسل پیر احمد بوده‌اند، مورد بررسی قرار گرفت. بر این اساس رزیدیاگرام داده‌های مربوط به درزه‌های موجود در سازندهای مختلف رسم و در نقشه‌ی شکل ۳-۵۴ قرار داده شد. سازند کنگلومرایی بختیاری جوان‌ترین سازند موجود در منطقه بوده و رخنمون آن بیشتر به‌صورت توده‌ای بوده و به همین دلیل اندازه‌ی گیری شیب لایه‌های

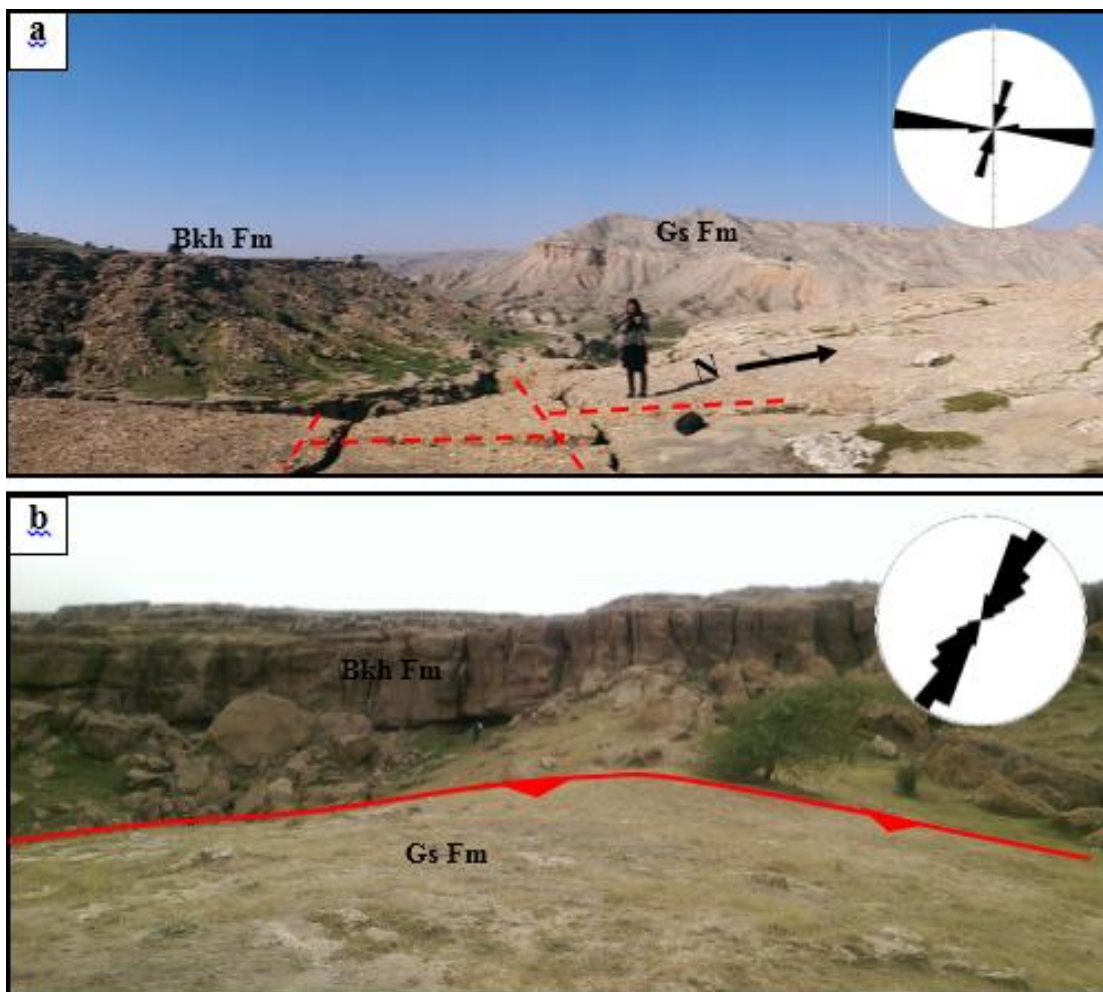
آن در بسیاری از نقاط غیرممکن است. در مرز گسل و درجایی که تأثیر گسل پیر احمد باعث کج شدگی این سازند گردیده است،



شکل ۳-۵۴- نقشه زمین‌شناسی منطقه و رز دیاگرام درزه‌های مربوط به سازندهای مختلف موجود در مرز گسلی.

مطابق با برداشت‌های انجام شده از لایه‌های موجود در این سازند، شیب لایه‌ها ۱۰ درجه و به سمت شمال است. درزه‌های برداشت شده از سازند کنگلومرای بختیاری که در فرودپواره گسل پیر احمد قرار دارند (نقطه‌های ۹،۷،۴ و ۱۰ در شکل ۳-۵۴) قرار دارند می‌توان گفت غالباً به صورت عمود و موازی با روند گسل اصلی منطقه می‌باشند. (شکل ۳-۵۵)

درزه‌های مربوط به سازند گچساران که رخنمون لایه‌های آن به‌ندرت در منطقه دیده شده است در مرز گسلی و در مسیر پیمایش D-D برداشت گردید که روند غالب این درزه‌ها نیز به صورت عمود بر روند گسلش است. (نقطه ۸ در شکل ۳-۵۴).



شکل ۳-۵۵- رخنمون سازند کنگلومرایی بختیاری در نقاط ۷ و ۱۰ موجود بر روی نقشه شکل ۳-۴۹ به همراه رز دیاگرام درزه‌ها. (a) - سازند کنگلومرایی بختیاری مربوط به نقطه ۱۰ در شکل ۳-۴۹ با دید به سمت جنوب. (b) - سازند کنگلومرایی بختیاری مربوط به نقطه ۷ در شکل ۳-۴۹ با دید به سمت غرب.

از دیگر سازندهای موجود در مرز گسلی، که در فرودبواره این گسل قرار دارد می‌توان به بخش لهربری اشاره کرد (نقاط ۲، ۵ و ۶ در نقشه‌ی ۳-۵۴ و شکل ۳-۵۶). رز دیاگرام مربوط به درزه‌های این سازند نیز مانند آنچه در سازند بختیاری برداشت شد دارای دودسته درزه موازی و عمود بر روند گسل بوده که میانگین آزیموت روند آن‌ها به ترتیب ۰۲۵ و ۱۰۰ است. سیستم درزه‌های مورب در این سازند و سایر سازندهای موجود در مرز گسلی در بخش بررسی رابطه چین‌خوردگی و درزه‌ها معرفی گردید. این درزه‌ها با یکدیگر زاویه نزدیک به ۷۰ درجه داشته و درزه‌های عرضی در بین این دودسته درزه قرار می‌گیرد. درزه‌های عمود بر روند گسل با طول ۵-۶ متر، اغلب بازشدگی ۵-۱۲ سانتی متر داشته‌اند

که توسط قطعات سنگی و رسوبات حاصل از فرسایش سازند ها پرشدگی دارند. مقایسه روند درزه های برداشت شده در مرز گسل و برداشت های انجام شده از یال شمالی گتوند علیا، منطبق بودن روند های برداشت شده با یکدیگر را نشان می دهد. در سازند های جوانتر مانند سازند کنگلومرای بختیاری این درزه ها با بازشدگی ۷-۱۰ سانتی متر بوده که مواد پرکننده این درزه ها بصورت قطعات سنگی بدون سیمان شدگی است.



شکل ۳-۵۶- تصویر از لایه بندی و درزه های موجود در سازند لهری. (a) - لایه بندی سازند لهری و استریوگرام لایه بندی های موجود در آن با دید به سمت شمال (b) - درزه های عمود بر لایه بندی و روند گسل با دید به سمت شمال ، (c) - درزه های موازی با روند گسل و لایه بندی با دید به سمت شرق

۳-۳-۹- بررسی تراکم (ρ) و شدت (I) درزه ها

از جمله پارامترهای کاربردی در محاسبات آماری شکستگی ها، ارزیابی میزان تراکم (Density) و شدت (Intensity) شکستگی های موجود در منطقه مورد مطالعه است. تراکم شکستگی عبارت است از

شکستگی در واحد طول، مساحت و یا حجم که به ترتیب در یک، دو و سه بعد قابل اندازه‌گیری است (Dershowitz and Herda, 1992; Ghosh and Daemen, 1993). شدت شکستگی عبارت است از مجموع طول شکستگی‌ها در واحد طول، مساحت و یا حجم است که این پارامتر نیز به ترتیب در یک، دو و سه بعد قابل اندازه‌گیری است (Dershowitz and Herda, 1992; Mauldon and Dershowitz, 2000). چهار روش متفاوت به منظور جمع‌آوری داده‌های صحرایی وجود دارد که شامل: روش نمونه‌برداری خطی (۲)، روش نمونه‌برداری ناحیه‌ای (۳)، روش نمونه‌برداری مستطیلی (۴) روش نمونه‌برداری دایره‌ای است.

لازم به ذکر است که در این پژوهش از روش نمونه‌برداری دایره‌ای استفاده گردید که به‌طور دقیق‌تر به معرفی این روش و همچنین بررسی نتایج داده‌های صحرایی در منطقه مورد مطالعه خواهیم پرداخت.

(۱) - روش نمونه‌برداری خطی (linear scanline method): روش برداشت به‌صورت خطی سریع‌ترین روش به‌منظور اندازه‌گیری ویژگی شکستگی‌ها شناخته شده است. این روش به‌صورت پیمایش یک خط مستقیم بر روی رخنمون و اندازه‌گیری خصوصیات درزه‌های قطع‌کننده‌ی این خط است و خصوصیات همچون جهت‌گیری، طول، میزان بازشدگی، شدت، پرشدگی و فاصله درزه‌ها را شامل می‌شود (Priest and Hudson, 1981; Priest, 1993). این خط نماینده‌ی بهترین مجموعه شکستگی است و معمولاً یک امتداد مشخص نسبت به مجموعه شکستگی‌ها دارد و در جایی که چند دسته شکستگی وجود دارد ۲ خط برداشت موازی و عمود بر امتداد لایه‌بندی تنظیم می‌شود تا هر دسته شکستگی حداقل یک بار از این خط عبور کند (Priest, 1993). از جمله معایب این روش آن است که سیستم درزه‌های متعدد با جهت‌گیری‌های مختلف تنها با یک خط پیمایش می‌شوند.

(۲) - روش نمونه‌برداری ناحیه‌ای (areal sampling method): در این روش برداشت ویژگی‌های درزه‌ها در دو جهت صورت می‌گیرد. این روش برای برداشت رخنمون‌های بزرگ‌مقیاس مناسب بوده و از طریق تجزیه تحلیل عکس‌های هوایی می‌توان نتایج کامل‌تری به‌وسیله‌ی این روش ارائه داد. داده‌ای

به دست آمده از این روش شامل جهت گیری، شدت و تراکم درزه‌هاست (McQuillan, 1974; Mobasher and Babaie, 2008; Ghosh and Mitra, 2009). روش ناحیه‌ای برای جمع‌آوری داده‌های مربوط به رخنمون‌های بزرگ مقیاس مناسب بوده اما با این حال درستی و دقت نتایج به دست آمده وابسته به وضوح و کیفیت عکس تهیه شده از رخنمون بوده، بنابراین داده‌های مربوط به شکستگی‌های کوچک مقیاس نادیده گرفته می‌شود.

۳) - روش نمونه برداری مستطیلی (rectangular sampling method): در این روش با بهره‌گیری از یک مستطیل که بر روی رخنمون رسم می‌شود، ویژگی شکستگی‌های موجود در آن اندازه‌گیری می‌گردد (Priest, 1993). این روش نسبت به برداشت خطی خطای کمتری داشته چرا که تمامی شکستگی‌های موجود در این سطح مورد برداشت قرار می‌گیرد، بنابراین برآورد بهتری از طول شکستگی‌ها را ارائه می‌دهد.

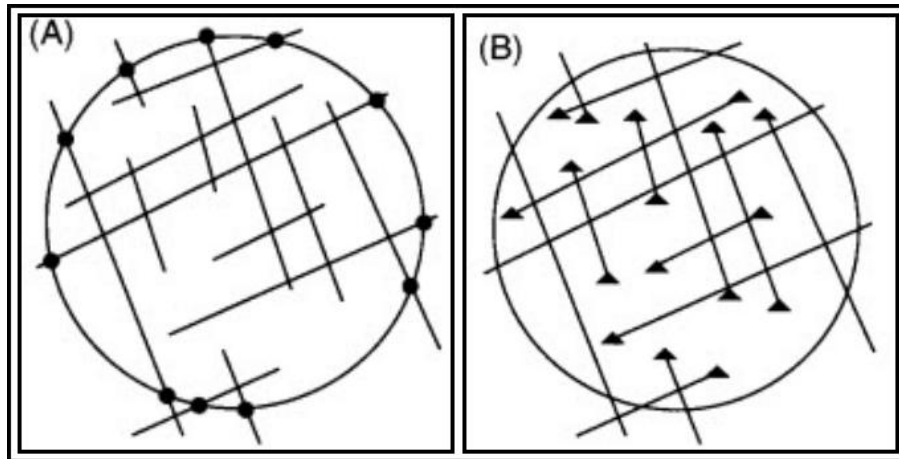
۴) - روش نمونه برداری دایره‌ای (circular scanline method): این روش به وسیله‌ی Mauldon (1998) ، Mauldon و همکاران (2001) و Rohrbaugh و همکارانش (2002) ارائه گردید. در شکل ۳-۵۷ مطابق با این روش، یک دایره با شعاع مشخص که انتخاب مقدار آن بسته به میزان رخنمون سطحی لایه‌ها دارد، بر روی سطح رخنمون رسم می‌شود و سپس تعداد شکستگی‌هایی که با دایره رسم شده تقاطع دارند (n) و تعداد نقاط انتهایی این درزه‌ها درون دایره (m) اندازه‌گیری شده و این مقادیر به عنوان ورودی معادلات ۱-۳ و ۲-۳ استفاده می‌شود که از طریق آن‌ها می‌توان چگالی، شدت و طول متوسط مربوط به شکستگی‌های درون دایره را محاسبه کرد.

$$I = n / (4r) \quad \text{رابطه‌ی (۱-۳)}$$

که در آن I شدت شکستگی (m/m^2)، n تعداد شکستگی‌های در برخورد با دایره نمونه برداری، و r شعاع دایره بر حسب متر است.

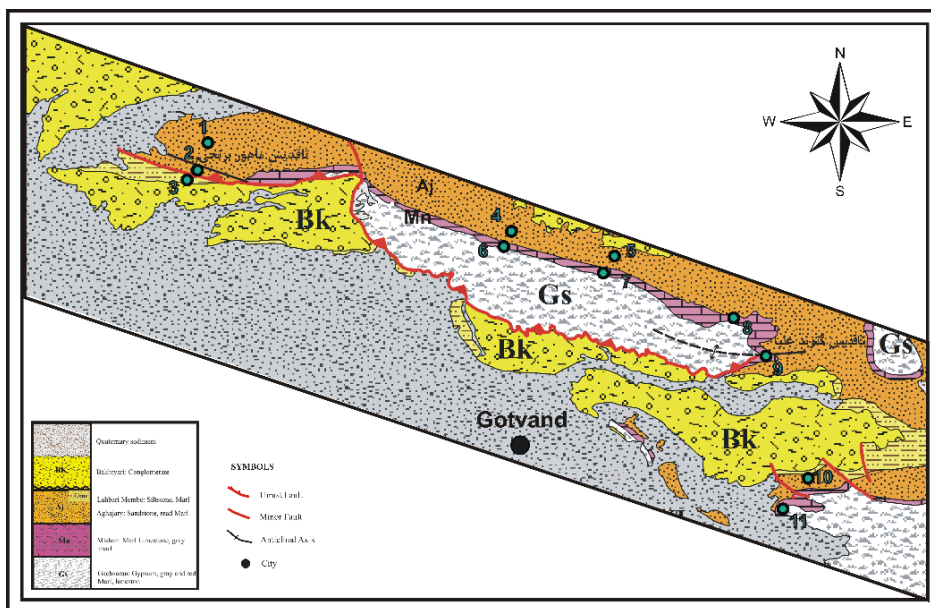
$$\rho = m / 2\pi r^2 \quad \text{رابطه‌ی (۲-۳)}$$

که در آن ρ تراکم شکستگی، m تعداد نقاط انتهایی درزه‌های موجود درون دایره و Γ شعاع دایره بر حسب متر است.



شکل ۳-۵۷- الگوی برداشت شکستگی‌ها در روش نمونه‌برداری دایره‌ای (A) - دایره‌های رسم شده تعداد محل برخورد شکستگی با دایره (n) و (B) - نقاط انتهایی شکستگی‌ها (m) ی درون دایره را نشان می‌دهد. (Rohrbaugh (2002))

به منظور بررسی تراکم و شدت شکستگی‌های موجود در منطقه به روش دایره‌ای، برای رخنمون لایه‌های مختلف سازندهای گچساران، میشان و آجاجاری و همچنین تجزیه و تحلیل داده‌های به دست آمده، با توجه به میزان رخنمون لایه‌های مختلف دایره‌ای به قطر ۲۵۰ سانتی‌متر برای نقاط مختلف رسم گردید. با توجه به تعداد نقاط برخورد شکستگی‌ها با دایره (n) و همچنین تعداد نقاط انتهایی درزه‌های موجود درون دایره (m) و سپس قرار دادن این مقادیر در روابط ۱-۳ و ۲-۳، شدت و تراکم درزه‌های مربوط به نقاط نشان داده شده در شکل ۳-۵۸ تعیین و در جدول ۳-۲ قرار داده شد.



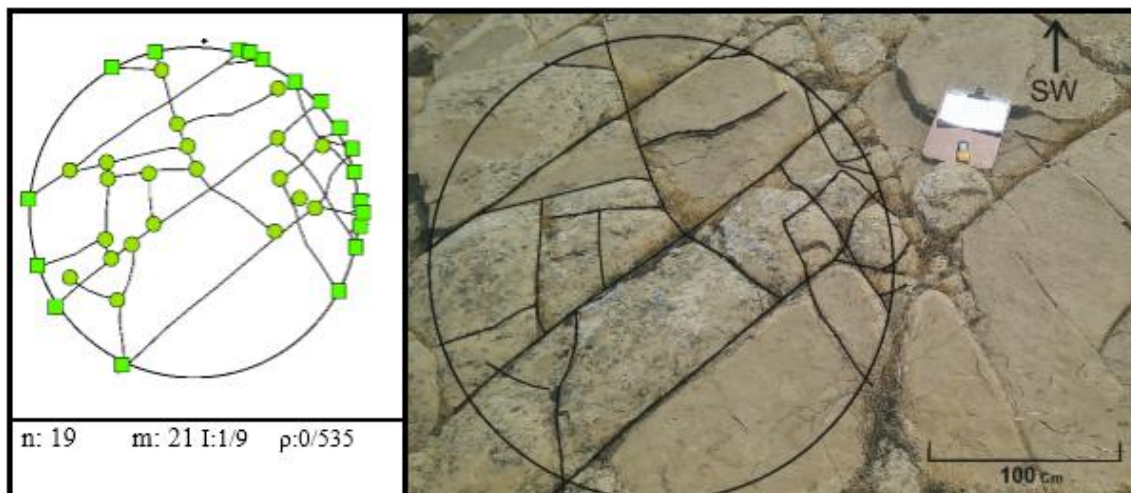
شکل ۳-۵۸- نقاطی که شدت و چگالی آن محاسبه گردیده بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه نشان داده شده است.

جدول ۳-۲- مقادیر به دست آمده برای شدت (I) و چگالی (ρ) درزه های منطقه

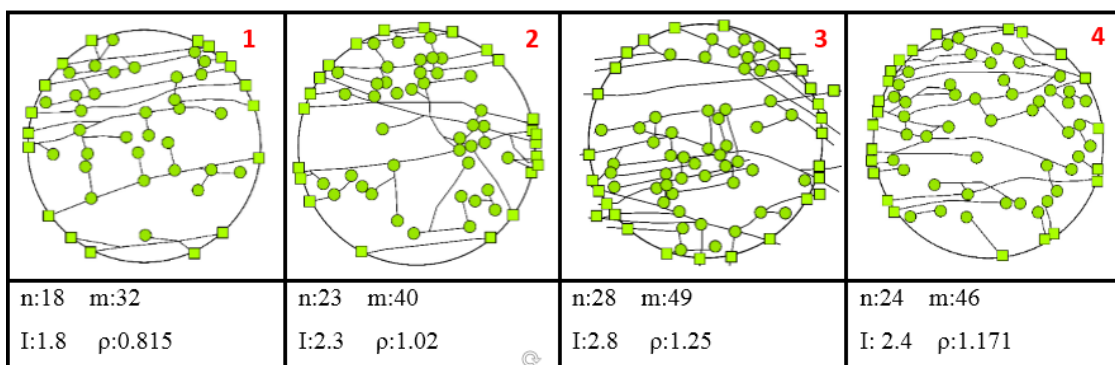
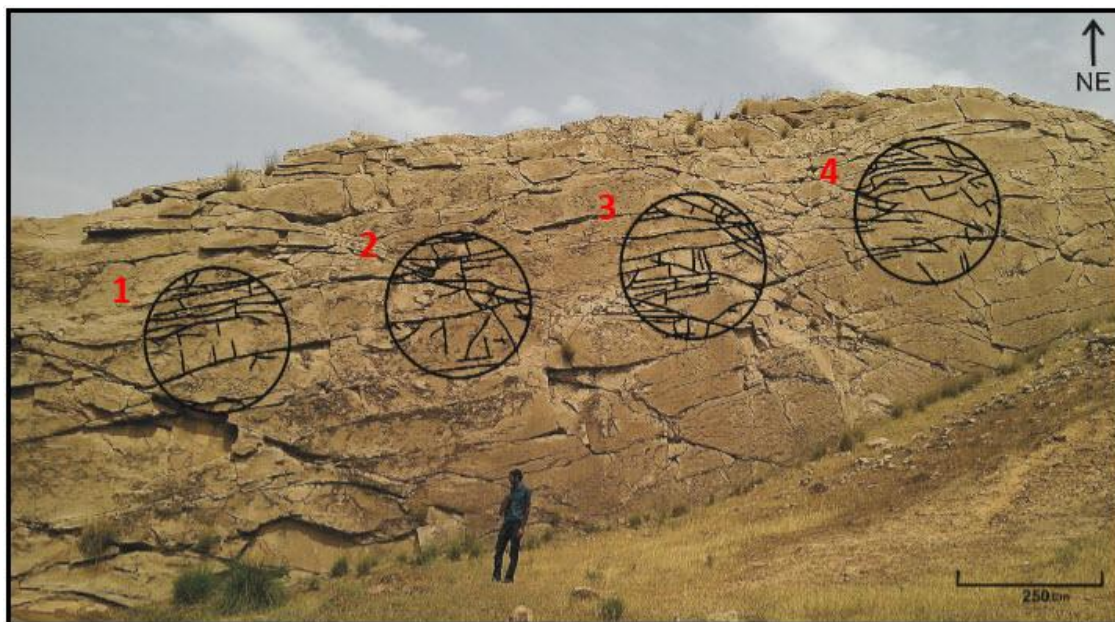
| نام تاقديس | شماره | جنس لايه | N | M | I | ρ |
|-------------|-------|-----------|----|----|------|-------|
| ماهور برنجی | ۱ | ماسه سنگ | ۱۹ | ۲۱ | ۱,۹ | ۰,۵۳۵ |
| | ۲ | ماسه سنگ | ۲۳ | ۴۲ | ۴,۹۵ | ۱,۰۶۴ |
| | ۳ | سیلتستون | ۲۲ | ۴۴ | ۲,۲ | ۱,۱۲۱ |
| گتوند علیا | ۴ | ماسه سنگ | ۱۴ | ۱۴ | ۱,۴ | ۰,۳۵۶ |
| | ۵ | ماسه سنگ | ۲۱ | ۱۸ | ۲,۱ | ۰,۴۵۵ |
| | ۶ | آهک مارنی | ۲۳ | ۴۰ | ۲,۳ | ۱,۰۱۹ |
| | ۷ | آهک مارنی | ۱۵ | ۲۰ | ۱,۵ | ۰,۵۰۶ |
| | ۸ | آهک مارنی | ۲۳ | ۶۳ | ۲,۳ | ۱,۵۹۴ |
| | ۹ | آهک مارنی | ۳۱ | ۴۲ | ۲,۱ | ۱,۰۷۹ |
| | ۱۰ | آهک مارنی | ۳۴ | ۴۰ | ۳,۴ | ۱,۰۱ |
| | ۱۱ | ماسه سنگ | ۱۸ | ۱۰ | ۱,۸ | ۰,۲۵۴ |

شکل ۳-۵۹ (مربوط به نقطه ۱ در شکل ۳-۵۸ و جدول ۳-۲) مربوط به سازند ماسه‌سنگی آغاچاری واقع در یال شمالی تاقدیس ماهور برنجی و با ضخامت ۴۲ و رخنمون نشان داده شده در شکل ۳-۶۰ مربوط به ماسه‌سنگ سازند آغاچاری در یال جنوبی تاقدیس و در نزدیکی محور و همچنین محل گسل پیر احمد (که محل آن با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ شوشتر در نظر گرفته شده است) بوده و میزان ضخامت لایه‌ی فوق ۳۵ سانتی‌متر است. لازم به ذکر است که به دلیل رخنمون زیاد این سازند، تراکم میانگین برای سطح آن محاسبه گردیده است.

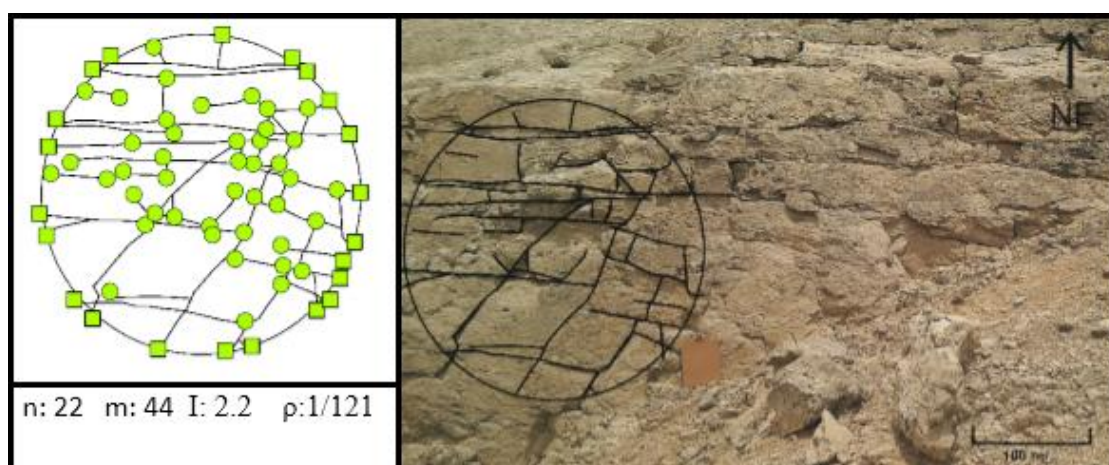
شکل ۳-۶۱ مربوط به بخش لِه‌بری موجود در یال جنوبی تاقدیس ماهور برنجی و با ضخامت ۴۰ سانتی‌متر است. سه لایه نام برده به ترتیب نقاط ۱، ۲ و ۳ در جدول ۳-۲ و شکل ۳-۵۸ می‌باشند. در نقطه ۱ و ۲ که مربوط به دو یال چین هستند میزان تراکم و شدت لایه ۱ که در محلی نزدیک به محور و همچنین گسل پیر احمد قرار دارد بیشتر بوده و می‌توان چنین اظهار کرد که موقعیت ساختاری این لایه نقش اساسی در به وجود آمدن این درزه‌ها داشته است. در نقطه ۳ که اختلاف ضخامت کمی نسبت به دولایه ماسه‌سنگی دارد جنس لایه متفاوت و از جنس سیلتستون است که مقاومت کمتری نسبت به ماسه‌سنگ‌های آغاچاری داشته و انتظار می‌رود درزه‌های موجود در آن بیشتر از سازند آغاچاری باشد.



شکل ۳-۵۹- سازند آغاچاری در یال شمالی تاقدیس ماهور برنجی.



شکل ۳-۶۰- درزه های موجود در لایه های ماسه سنگی محور تاقدیس ماهوربرنجی که میزان تراکم و شدت میانگین در آن محاسبه گردیده است.



شکل ۳-۶۱- درزه های موجود در در سازند لهبری یال جنوبی تاقدیس ماهور برنجی..

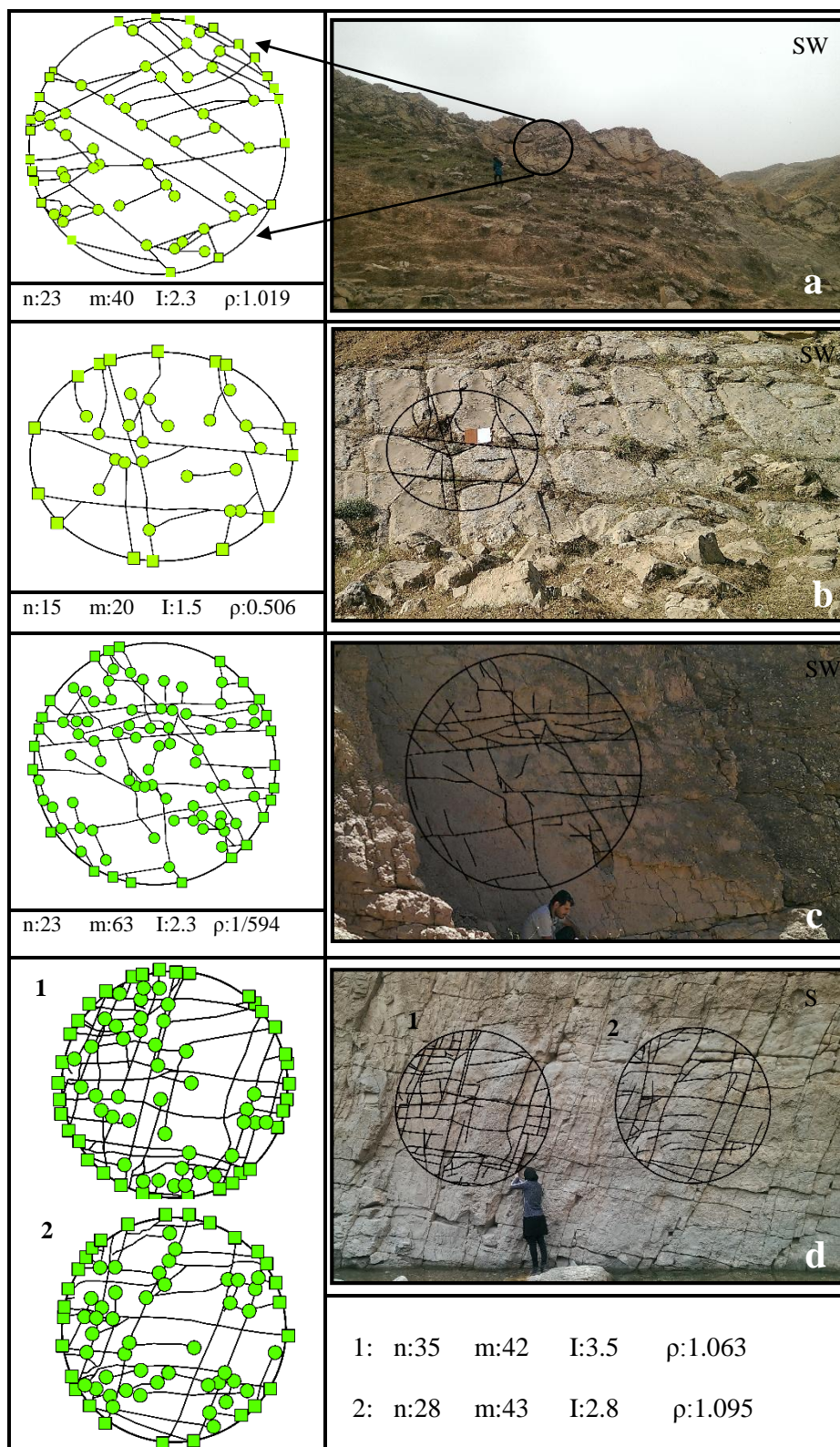
میزان شدت و تراکم درزه‌های موجود در چین تاقدیس گتوند علیا (نقاط ۴ تا ۹ در نقشه‌ی ۳-۵۸) در جدول ۳-۲ محاسبه گردید. به منظور مقایسه مقادیر به دست آمده در این نقاط و سایر نقاط موجود در منطقه، دایره‌ای به قطر ۲۵۰ سانتی متر رسم شد.

مقدار شدت و تراکم درزه‌ها در لایه‌های سازند آغاچاری در یال شمالی چین (نقاط ۴ و ۵) و آهک‌های مارنی متعلق به سازند میشان (نقاط ۶، ۷، ۸ و ۹) در یال شمالی و در محور چین مطابق فرمول‌های ۳-۱ و ۳-۲ محاسبه گردید. (جدول ۳-۲ و شکل‌های ۳-۶۲ تا ۳-۶۳)

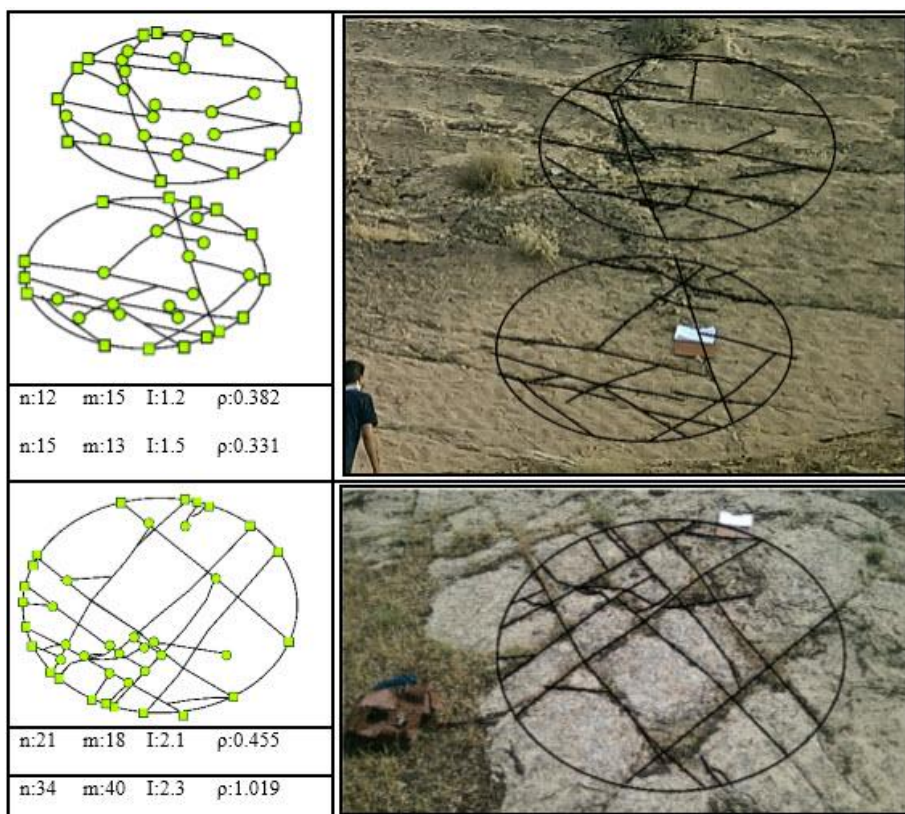
مقایسه‌ی مقادیر شدت و تراکم درزه‌های سازند میشان در شکل ۳-۶۳ و همچنین در جدول ۳-۲ نشان می‌دهد مقدار تراکم درزه‌ها در بخش‌های مختلف متغیر بوده و این تفاوت در نقطه نزدیک به منطقه‌ی لولای چین که در آن شیب لایه میشان به ۹۰ درجه می‌رسد، بیش از نقاط دیگر است.

درزه‌های موجود در لایه ذکر شده بسیار منظم بوده و عمدتاً شامل درزه‌های طولی و عرضی است که به منظور محاسبه‌ی دقیق‌تر، دو دایره به قطر ۲۵۰ سانتی متر رسم شد و میانگین شدت و تراکم درزه‌های آن محاسبه گردید

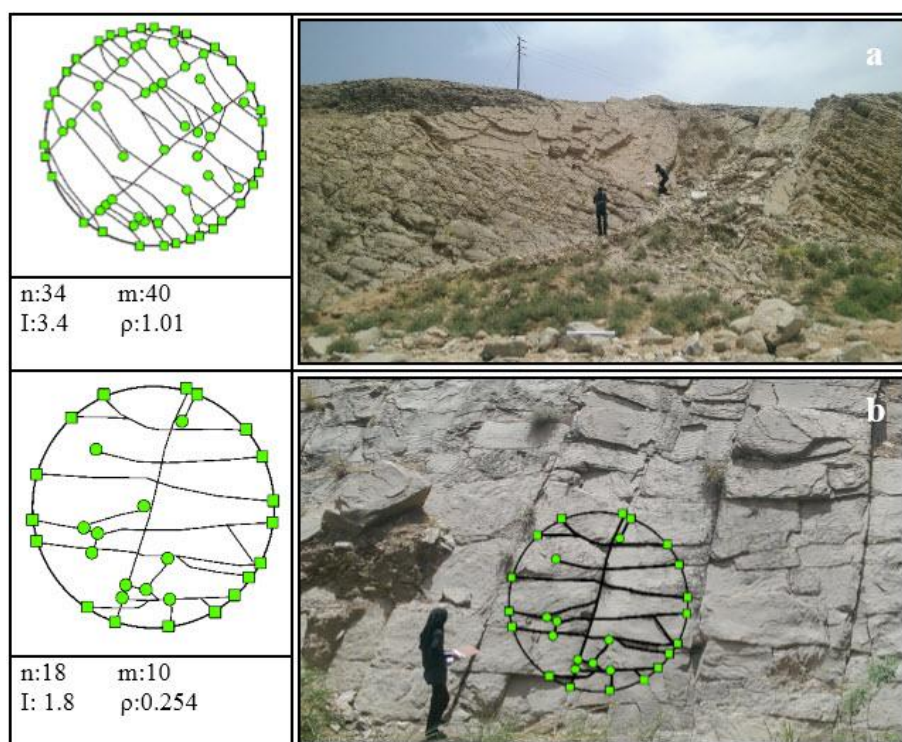
میزان شدت و تراکم محاسبه شده برای سازند آغاچاری در دایره‌ای به قطر ۲,۵ متر، در یال شمالی چین گتوند علیا (نقاط ۴ و ۵) در شکل ۳-۶۴ نشان می‌دهد این مقدار تراکم نسبت به لایه‌های سازند ماهور برنجی که در منطقه لولای چین قرار دارد کمتر است. همچنین برای بخش‌های جنوب شرقی منطقه (نقاط ۱۰ و ۱۱ در نقشه ۳-۵۹) در دو سازند میشان و آغاچاری که در مجاورت گسل اصلی منطقه قرار نگرفته اند مقدار شدت و تراکم درزه‌ها محاسبه و در جدول ۳-۲ ارائه گردید. (شکل ۳-۶۴)



شکل ۳-۶۲- درزه های موجود در سازند میشان . (a) نقطه ۶ در نقشه ۳-۵۹ و در مسیر پیمایش C-C. (b) نقطه ۷ در نقشه ۳-۵ و در مسیر پیمایش D-D. (c) نقطه ۸ در نقشه ۳-۵۹ و در مسیر پیمایش E-E. (d) نقطه ۹ در منطقه لولای چین گتوند علیا.



شکل ۳-۶۳- درزه های موجود در سازند آغاچاری . (a) نقطه ۶ در نقشه و در مسیر پیمایش C-C' (b) نقطه ۷ در نقشه ۳-۵۹ و در مسیر پیمایش E-E'



شکل ۳-۶۴- رسم دایره به شعاع ۲,۵ متر به منظور محاسبه تراکم و شدت درزه ها. (a) سازند میشان. (b) سازند آغاچاری.

فصل چہارم

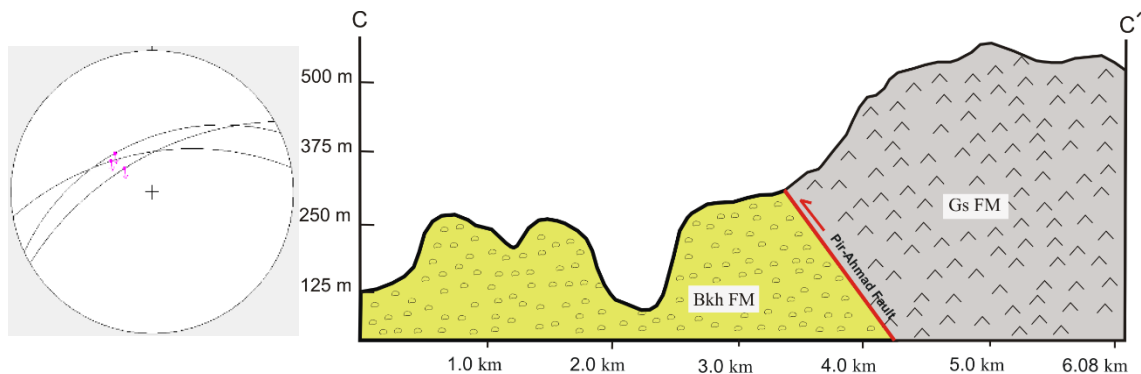
بحث و نتیجہ گیری

براساس تحقیق صورت گرفته و مطالب عنوان شده در فصل پیشین، در این بخش به ارائه نتایج به دست آمده خواهیم پرداخت.

۱- راندگی پیراحمد در یال جنوبی تاقدیس گتوند علیا قرار دارد که سازند گچساران را به سوی جنوب باختر بر روی بختیاری رانده و سازندهای آغاچاری و میشان حذف شده است (شکل ۴-۱).

میزان جابه‌جایی قائم بر روی این گسل به خوبی مشخص نیست، اما حذف کامل سازندهای میشان و آغاچاری نشان می‌دهد که این جابه‌جایی نزدیک به ۲ کیلومتر است. سن گسل با توجه به اینکه سازند بختیاری را تحت تأثیر قرار داده می‌توان مربوط به پایان پلیوسن باشد.

با توجه به بررسی‌های صورت گرفته و حفاری‌های انجام شده بر روی فرادیواره‌ی گسل پیراحمد که در شکل ۳-۱۳ و ۳-۱۴ آورده شده، لایه‌های کم‌قوام و شکل‌پذیر سازند گچساران به صورت یک سطح فراکنش عمل کرده و سبب رانده شدن سازند گچساران با سن میوسن بر روی کنگلومرای بختیاری با سن پلیو-پلیستوسن گردیده است. تحلیل و بررسی نتایج حاصل از داده‌های برداشت شده بر روی گسل اصلی منطقه نشان می‌دهد گسل پیر احمد با روند شمال غرب-جنوب شرق و با شیب به سمت شمال-شمال شرق نقش اساسی در به وجود آمدن سیمای دگر ریختی جوان منطقه ایفا کرده است. سازوکار این گسل با توجه به خش لغزهای برداشت شده با ریک نزدیک به قائم در سه ایستگاه S_1 ، S_2 و S_3 و همچنین وجود شکستگی‌های T شکل و پله‌های گسلی، معکوس و با مؤلفه‌ی ناچیز راست‌بر تشخیص



شکل ۴-۱- نیم‌رخ تهیه شده از مرز گسلی در مسیر C-C' در شکل ۳-۲۳ به همراه تصویر استریوگرافیک داده‌های برداشت شده از سطح گسل.

۲- مورفولوژی منطقه متأثر از فعالیت نوزمین‌ساختی گسل پیر احمد بوده، به گونه‌ای که سازند گچساران با وجود شکل‌پذیری، انحلال و فرسایش‌پذیری لایه‌های ژئوسی، مارن و نمک نسبت به سازند کنگلومرایی بختیاری توپوگرافی مرتفع دارد. علاوه بر این وجود رودخانه‌های خطی هم‌روند با گسل اصلی منطقه، وجود پرتگاه گسلی، کج‌شدگی سازند جوان بختیاری در مجاورت گسل و همچنین دره‌های ۷ شکل منطقه را می‌توان متأثر از فعالیت این گسل و در نتیجه فعالیت نوزمین‌ساختی در منطقه دانست.

۳- روند عمومی چین‌خوردگی‌های منطقه شمال غرب- جنوب شرق بوده که به علت فعالیت گسل پیر احمد و همچنین فرسایش‌پذیری و انحلال سازندهای نئوژن، به‌ویژه سازند تبخیری گچساران یال جنوبی تاقدیس در منطقه قابل مشاهده و برداشت نبوده است. نتایج بررسی تصاویر ماهواره ای، نقشه زمین‌شناسی منطقه، انجام شده حاکی از هم‌روند بودن چین‌خوردگی‌ها با گسل پیر احمد است بنابراین می‌توان چین‌گتوند علیا با روند شمال غرب- جنوب شرق را یک چین در ارتباط با راندگی در نظر گرفت.

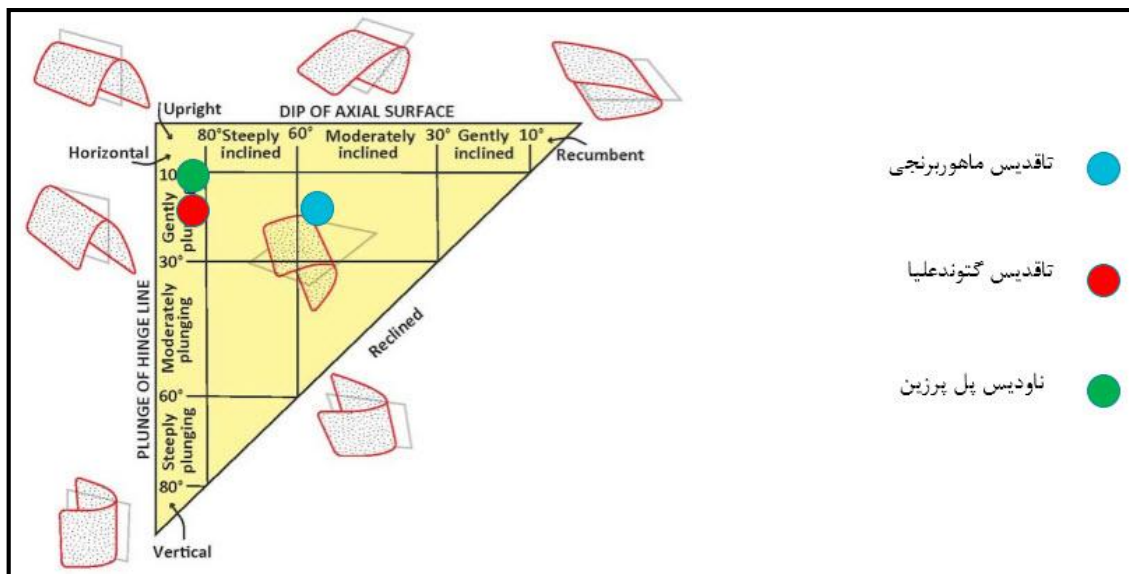
مطابق با تحلیل داده‌های برداشت‌شده بر روی لایه‌بندی تاقدیس ماهور برنجی، موقعیت سطح محوری برحسب جهت و مقدار شیب ۰۱۰/۵۷ و محور چین برحسب میل/روند و به روش نمودار π ، ۲۸۹/۲۳ به‌دست‌آمده است. با توجه به مقادیر به‌دست‌آمده برای محور و سطح محوری، می‌توان این چین را در رده‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) که براساس پلانژ محور چین در رده‌ی gently plunging و بر اساس شیب سطح محوری در رده‌ی moderately inclined در نظر گرفت.

در تاقدیس گتوند علیا در هسته تاقدیس، سازند گچساران رخنمون دارد و به سوی یال شمالی، سازند های میشان و آجاجاری نیز دیده می‌شود. یال جنوب باختری با گسل راندگی پیر احمد به سوی جنوب باختر رانده شده است. در نتیجه راندگی، سازند گچساران بر روی سازند کنگلومرایی بختیاری رانده شده و سبب کج‌شدگی لایه‌های سازند بختیاری در نزدیکی گسل شده است، به گونه‌ای که لایه‌ها در فرودپواره، در مجاورت گسل شیب به سمت شمال دارند. با توجه به برداشت‌های ساختاری انجام شده،

علاوه بر داده های برداشت شده از دویال چین در سازند گچساران در پیمایش C-C' که روند چین را شمال باختر-جنوب خاور نشان می دهد (شکل) تنها در بخش انتهایی این تاقدیس در پیمایش F-F' و در نزدیکی سد گتوند علیا هردو یال چین در سازند های میشان و آغاچاری قابل برداشت است.

مطابق با تجزیه و تحلیل داده های برداشت شده از لایه بندی های این تاقدیس (شکل ۳-۱۰)، موقعیت سطح محوری بر حسب جهت و مقدار شیب ۱۷۸/۸۰ و محور چین بر حسب میل/روند و به روش نمودار π ، ۲۶۶/۱۶ به دست آمده است. با توجه به مقادیر به دست آمده برای محور و سطح محوری، می توان این چین را در رده بندی فلوتی (۱۹۶۴) که بر اساس پلانژ محور چین در رده ی gently plunging و بر اساس شیب سطح محوری در رده ی چین های upright در نظر گرفت. همچنین تقسیم بندی فلوتی این چین با داشتن زاویه ی بین یالی ۱۱۰ درجه در رده ی چین های باز قرار می گیرد.

موقعیت دو تاقدیس به همراه ناودیس پل پرزین در رده بندی فلوتی در شکل ۲-۴ نشان داده شده است. چین های منطقه مورد مطالعه اغلب به صورت متقارن بوده و پرشیب شدن یال جلویی این چین ها به ویژه در تاقدیس مهور برنجی، می تواند بر اثر عملکرد گسل راندگی پیر احمد در یال پیشانی باشد.

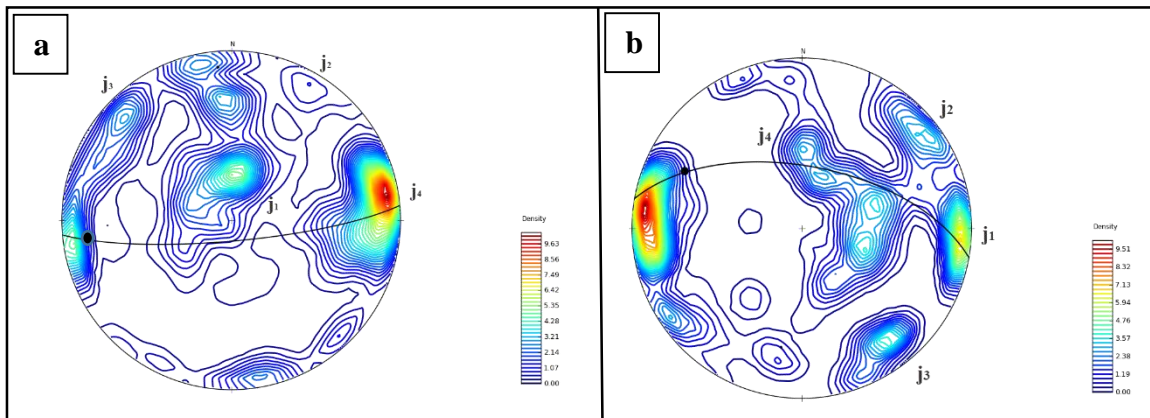


شکل ۲-۴- محل قرارگیری چین خوردگی های منطقه در رده بندی فلوتی (۱۹۶۴) که در آن موقعیت تاقدیس های مهور برنجی و گتوند علیا و همچنین ناودیس پل پرزین در شکل نشان داده شده است.

- رز دیاگرام ترسیم شده بر اساس داده‌های برداشت شده از درزه‌های منطقه وجود ۴ دسته اصلی درزه را نشان می‌دهد. دودسته درزه‌ی طولی j_4 و عرضی j_1 به ترتیب موازی و عمود بر محور چین بوده و دسته درزه‌های مورب j_2 و j_3 با زاویه تقریباً 60° - 70° درجه نسبت به یکدیگر قرار دارند.

در بسیاری از نقاط بررسی شده درزه‌های طولی و عرضی بیشترین طول را داشته و درزه‌های مورب به این دو دسته درزه ختم می‌شوند، بنابراین دسته درزه‌های مورب نسبت به درزه‌های دیگر جوانترند و در مراحل بعد از درزه‌های دیگر شکل گرفته‌اند.

علاوه بر درزه‌های مرتبط با ساختارهای منطقه، درزه‌هایی با فراوانی کم و روند‌های متفاوت نیز در منطقه برداشت گردید که می‌تواند در اثر عملکرد عوامل فرسایشی بر رسوبات نئوژن و یا تأثیر توام گسل و چین خوردگی بر سازند‌های منطقه باشد.



شکل ۳-۴- کنتور دیاگرام درزه‌های منطقه که چهار دسته درزه‌ی اصلی در تقادیس‌های گتوند علیا (a) و ماهورنجی (b) را نشان می‌دهند.

۵- بررسی شدت و تراکم درزه‌های موجود در منطقه نشان‌دهنده‌ی منطبق بودن این مقادیر با ساختارهای موجود در منطقه است. به طوری که در بخش غربی منطقه و در یال جنوبی تقادیس ماهور برنجی که تحت تأثیر گسلش بوده و در نزدیکی محور چین قرار دارد، بیشترین میزان شدت و تراکم درزه‌ها نیز در این قسمت از منطقه و در سازندهای آغاچاری و بخش لهری است.

پیشنهادات

بررسی‌های انجام گرفته تنها محدود به بررسی‌های سطحی و تحلیل داده‌های برداشت شده است بنابراین با توجه به نفت‌خیز بودن منطقه مورد مطالعه و همچنین قرار داشتن سد گتوند علیا، پیشنهاد می‌شود در این منطقه بررسی‌های زیرسطحی و سطحی و همچنین بررسی‌های لرزه‌ای بیشتری در منطقه انجام شود.

پیوست ها

پیوست ۱- داده‌های برداشت‌شده از لایه‌بندی تاق‌دیس ماهور برنجی در مسیر A-A'

| No. | Dip.Dir | Dip | NO. | Dip.Dir | Dip |
|-----|---------|-----|-----|---------|-----|
| 1 | 330 | 27 | 9 | 220 | 60 |
| 2 | 345 | 35 | 10 | 222 | 70 |
| 3 | 350 | 30 | 11 | 220 | 67 |
| 4 | 314 | 40 | 12 | 205 | 60 |
| 5 | 330 | 35 | 13 | 200 | 70 |
| 6 | 325 | 30 | 14 | 210 | 75 |
| 7 | 310 | 35 | 15 | 196 | 78 |
| 8 | 300 | 34 | 16 | 200 | 80 |

پیوست ۲- داده‌های برداشت‌شده از لایه‌بندی سازندهای میشان و آغا‌جاری در تاق‌دیس ماهور برنجی، در مسیر B-B'

| No. | Dip.Dir | Dip | NO. | Dip.Dir | Dip |
|-----|---------|-----|-----|---------|-----|
| 1 | 001 | 40 | 7 | 245 | 30 |
| 2 | 355 | 40 | 8 | 320 | 35 |
| 3 | 335 | 45 | 9 | 330 | 40 |
| 4 | 008 | 35 | 10 | 325 | 30 |
| 5 | 357 | 42 | 11 | 345 | 37 |
| 6 | 355 | 45 | - | - | - |

پیوست ۳- داده‌های برداشت‌شده از لایه‌بندی سازندهای میشان و آغا‌جاری در مسیر C-C' از تاق‌دیس گتوند علیا.

| No. | Dip.Dir | Dip | NO. | Dip.Dir | Dip |
|-----|---------|-----|-----|---------|-----|
| 1 | 355 | 60 | 8 | 015 | 55 |
| 2 | 355 | 57 | 9 | 015 | 60 |
| 3 | 010 | 78 | 10 | 010 | 50 |
| 4 | 007 | 65 | 11 | 010 | 55 |
| 5 | 003 | 55 | 12 | 009 | 50 |
| 6 | 007 | 60 | 13 | 020 | 60 |
| 7 | 010 | 55 | 14 | 008 | 50 |

پیوست ۴- داده‌های برداشت‌شده از درزه‌های تاقدیس گتوند علیا در مسیر D-D'.

| No. | Dip.Dir | Dip | NO. | Dip.Dir | Dip |
|-----|---------|-----|-----|---------|-----|
| 1 | 006 | 42 | 8 | 010 | 30 |
| 2 | 013 | 40 | 9 | 350 | 23 |
| 3 | 007 | 45 | 10 | 355 | 20 |
| 4 | 012 | 38 | 11 | 345 | 20 |
| 5 | 013 | 50 | 12 | 002 | 22 |
| 6 | 010 | 37 | 13 | 358 | 25 |
| 7 | 012 | 40 | 14 | - | - |

پیوست ۵- داده‌های برداشت‌شده از لایه‌بندی موجود در سازندهای میشان و آغاچاری در مسیر E-E'.

| No. | Dip.Dir | Dip | NO. | Dip.Dir | Dip |
|-----|---------|-----|-----|---------|-----|
| 1 | 350 | 60 | 7 | 340 | 75 |
| 2 | 180 | 45 | 8 | 003 | 90 |
| 3 | 335 | 50 | 9 | 185 | 70 |
| 4 | 200 | 40 | 10 | 356 | 90 |
| 5 | 001 | 60 | 11 | 340 | 75 |
| 6 | 200 | 40 | 12 | 210 | 55 |

پیوست ۶- داده‌های برداشت‌شده از لایه‌بندی سازندهای میشان و آغاچاری در مسیر F-F'.

| No. | Dip.Dir | Dip | NO. | Dip.Dir | Dip |
|-----|---------|-----|-----|---------|-----|
| 1 | 350 | 60 | 7 | 340 | 75 |
| 2 | 180 | 45 | 8 | 003 | 90 |
| 3 | 335 | 50 | 9 | 185 | 70 |
| 4 | 200 | 40 | 10 | 356 | 90 |
| 5 | 001 | 60 | 11 | 340 | 75 |
| 6 | 200 | 40 | 12 | 210 | 55 |

پیوست ۷- درزه‌های برداشت‌شده از یال جنوبی تاقدیس ماهور برنجی در مسیرهای A-A' و B-B'.

| No | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip |
|----|---------|-----|----|---------|-----|----|---------|-----|
| 2 | 125 | 45 | 29 | 287 | 65 | 56 | 130 | 20 |
| 3 | 127 | 40 | 30 | 280 | 25 | 57 | 270 | 60 |
| 4 | 135 | 65 | 31 | 207 | 65 | 58 | 275 | 63 |
| 5 | 15 | 33 | 32 | 70 | 40 | 59 | 55 | 20 |
| 6 | 340 | 40 | 33 | 265 | 25 | 60 | 263 | 5 |
| 7 | 337 | 35 | 34 | 210 | 75 | 61 | 295 | 65 |
| 8 | 17 | 47 | 35 | 273 | 45 | 62 | 280 | 65 |
| 9 | 10 | 37 | 36 | 65 | 50 | 63 | 278 | 57 |
| 10 | 330 | 40 | 37 | 85 | 45 | 64 | 125 | 27 |
| 11 | 340 | 25 | 38 | 263 | 58 | 65 | 155 | 30 |
| 12 | 350 | 20 | 39 | 180 | 20 | 66 | 57 | 23 |
| 13 | 316 | 90 | 40 | 240 | 5 | 67 | 50 | 30 |
| 14 | 320 | 75 | 41 | 195 | 15 | 68 | 120 | 33 |
| 15 | 100 | 70 | 42 | 100 | 52 | 69 | 125 | 25 |
| 16 | 122 | 70 | 43 | 135 | 55 | 70 | 155 | 20 |
| 17 | 280 | 30 | 44 | 273 | 85 | 71 | 155 | 60 |
| 18 | 325 | 85 | 45 | 110 | 85 | 72 | 57 | 63 |
| 19 | 95 | 70 | 46 | 235 | 10 | 73 | 50 | 20 |
| 20 | 105 | 65 | 47 | 220 | 10 | 74 | 120 | 5 |
| 21 | 107 | 60 | 48 | 230 | 35 | 75 | - | - |
| 22 | 343 | 45 | 49 | 245 | 10 | 76 | - | - |
| 23 | 340 | 35 | 50 | 187 | 23 | 77 | - | - |
| 24 | 305 | 65 | 51 | 175 | 25 | 78 | - | - |
| 25 | 304 | 75 | 52 | 175 | 25 | 79 | - | - |
| 26 | 300 | 90 | 53 | 160 | 25 | 80 | - | - |
| 27 | 303 | 80 | 54 | 170 | 25 | 81 | - | - |
| 28 | 325 | 75 | 55 | 235 | 45 | 80 | - | - |

پیوست ۸- درز های برداشت شده از یال شمالی تاقدیس ماهور برنجی.

| No | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip |
|----|---------|-----|----|---------|-----|
| 1 | 50° | 75 | 29 | 185 | 80 |
| 2 | 55° | 70 | 30 | 290 | 25 |
| 3 | 48° | 75 | 31 | 184 | 83 |
| 4 | 53° | 73 | 32 | 185 | 80 |
| 5 | 170 | 80 | 33 | 178 | 75 |
| 6 | 172 | 84 | 34 | 174 | 78 |
| 7 | 170 | 75 | 35 | 187 | 68 |
| 8 | 165 | 80 | 36 | 290 | 25 |
| 9 | 170 | 75 | 37 | 60 | 65 |
| 10 | 174 | 77 | 38 | 194 | 87 |
| 11 | 173 | 78 | 39 | 193 | 85 |
| 12 | 175 | 75 | 40 | 197 | 80 |
| 13 | 165 | 78 | 41 | 70 | 87 |
| 14 | 175 | 83 | 42 | 68 | 78 |
| 15 | 168 | 75 | 43 | 65 | 85 |
| 16 | 48° | 70 | 44 | 290 | 25 |
| 17 | 57° | 75 | 45 | 184 | 83 |
| 18 | 58° | 68 | 46 | 185 | 80 |
| 19 | 49° | 70 | 47 | 178 | 75 |
| 20 | 55° | 73 | 48 | 174 | 78 |
| 21 | 47° | 75 | 49 | 187 | 68 |
| 22 | 50° | 73 | 50 | 290 | 25 |
| 23 | 185 | 90 | 51 | 60 | 65 |
| 24 | 180 | 85 | 52 | 194 | 87 |
| 25 | 183 | 80 | 53 | 193 | 85 |
| 26 | 180 | 75 | 54 | 197 | 80 |
| 27 | 183 | 75 | 55 | 70 | 87 |
| 28 | 184 | 83 | 56 | 68 | 78 |

پیوست ۹- داده‌های برداشت‌شده از درزه‌های سازند میشان ، آغاچاری و بختیاری در مسیر C-C'

| No | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip |
|----|---------|-----|----|---------|-----|----|---------|-----|
| ۱ | 262 | 65 | 29 | 180 | 45 | 57 | 185 | 45 |
| 2 | 265 | 60 | 30 | 168 | 50 | 58 | 190 | 63 |
| 3 | 133 | 17 | 31 | 175 | 53 | 59 | 170 | 65 |
| 4 | 270 | 63 | 32 | 183 | 47 | 60 | 170 | 60 |
| 5 | 295 | 65 | 33 | 187 | 57 | 61 | 180 | 63 |
| 6 | 140 | 20 | 34 | 180 | 48 | 62 | 175 | 56 |
| 7 | 120 | 22 | 35 | 170 | 67 | 63 | 220 | 60 |
| 8 | 250 | 85 | 36 | 185 | 55 | 64 | 245 | 85 |
| 9 | 155 | 20 | 37 | 176 | 60 | 65 | 30 | 80 |
| 11 | 275 | 86 | 39 | 175 | 46 | 66 | 302 | 50 |
| 12 | 100 | 87 | 40 | 270 | 75 | 67 | 290 | 62 |
| 13 | 115 | 25 | 41 | 280 | 82 | 68 | 275 | 40 |
| 14 | 120 | 60 | 42 | 273 | 77 | 69 | 290 | 55 |
| 15 | 105 | 20 | 43 | 283 | 82 | 70 | 278 | 37 |
| 16 | 260 | 70 | 44 | 88 | 78 | 71 | 285 | 55 |
| 17 | 127 | 83 | 45 | 90 | 85 | 72 | 260 | 45 |
| 18 | 115 | 75 | 46 | 97 | 78 | 73 | 60 | 15 |
| 19 | 105 | 20 | 47 | 280 | 80 | 74 | 105 | 18 |
| 20 | 115 | 25 | 48 | 275 | 83 | 75 | 95 | 60 |
| 21 | 120 | 60 | 49 | 285 | 78 | 76 | 112 | 23 |
| 22 | 260 | 70 | 50 | 5 | 35 | 77 | 100 | 25 |
| 23 | 120 | 60 | 51 | 5 | 86 | 78 | 110 | 20 |
| 24 | 150 | 33 | 52 | 35 | 40 | 79 | 115 | 45 |
| 25 | 170 | 15 | 53 | 180 | 60 | 80 | 5 | 7 |
| 26 | 180 | 20 | 54 | 280 | 67 | 81 | 0 | 4 |
| 27 | 175 | 17 | 55 | 180 | 70 | 82 | 180 | 87 |

ادامه پیوست ۹-

| No | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip |
|----|---------|-----|----|---------|-----|----|---------|-----|
| 2 | 176 | 83 | 30 | 270 | 73 | 58 | 125 | 70 |
| 3 | 185 | 86 | 31 | 272 | 60 | 59 | 120 | 87 |
| 4 | 210 | 70 | 32 | 287 | 55 | 60 | 127 | 75 |
| 5 | 140 | 35 | 33 | 300 | 60 | 61 | 325 | 85 |
| 6 | 355 | 35 | 34 | 325 | 85 | 62 | 127 | 80 |
| 7 | 55 | 30 | 35 | 55 | 30 | 63 | 117 | 83 |
| 8 | 280 | 78 | 36 | 68 | 40 | 64 | 124 | 85 |
| 9 | 270 | 50 | 37 | 57 | 5 | 65 | 120 | 85 |
| 10 | 85 | 20 | 38 | 78 | 31 | 66 | 105 | 85 |
| 11 | 335 | 4 | 39 | 280 | 30 | 67 | 125 | 80 |
| 12 | 278 | 58 | 40 | 93 | 10 | 68 | 115 | 78 |
| 13 | 270 | 60 | 41 | 97 | 12 | 69 | 127 | 83 |
| 14 | 278 | 50 | 42 | 85 | 8 | 70 | 320 | 80 |
| 15 | 240 | 7 | 43 | 90 | 10 | 71 | 113 | 83 |
| 16 | 270 | 47 | 44 | 270 | 80 | 72 | 118 | 85 |
| 17 | 287 | 53 | 45 | 280 | 75 | 73 | 133 | 75 |
| 18 | 275 | 50 | 46 | 278 | 67 | 74 | 125 | 82 |
| 19 | 200 | 47 | 47 | 285 | 73 | 75 | 140 | 80 |
| 20 | 275 | 45 | 48 | 265 | 65 | 76 | 120 | 78 |
| 21 | 265 | 50 | 49 | 275 | 70 | 77 | 327 | 83 |
| 22 | 340 | 20 | 50 | 290 | 80 | 78 | 335 | 78 |
| 23 | 320 | 30 | 51 | 255 | 77 | 79 | 320 | 85 |
| 24 | 335 | 36 | 52 | 280 | 65 | 80 | 315 | 75 |
| 25 | 55 | 25 | 53 | 270 | 75 | 81 | 325 | 85 |
| 26 | 40 | 30 | 54 | 279 | 63 | 82 | 310 | 80 |
| 27 | 55 | 23 | 55 | 270 | 73 | 83 | 105 | 75 |
| 28 | 287 | 85 | 56 | - | - | 84 | 343 | 83 |

پیوست ۱۰ - داده‌های برداشت‌شده از درزه سازند میشان و آغاچاری و بختیاری در مسیر D-D'.

| No | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip |
|----|---------|-----|----|---------|-----|----|---------|-----|
| 1 | 190 | 25 | 30 | 155 | 20 | 57 | 195 | 20 |
| 2 | 185 | 30 | 31 | 150 | 45 | 58 | 170 | 20 |
| 3 | 180 | 24 | 32 | 165 | 25 | 59 | 210 | 20 |
| 4 | 120 | 75 | 33 | 150 | 20 | 60 | 185 | 25 |
| 5 | 265 | 80 | 34 | 120 | 35 | 61 | 165 | 17 |
| 6 | 194 | 30 | 35 | 105 | 70 | 62 | 65 | 27 |
| 7 | 190 | 25 | 36 | 120 | 85 | 63 | 200 | 35 |
| 8 | 190 | 25 | 37 | 115 | 80 | 64 | 180 | 25 |
| 9 | 130 | 60 | 38 | 123 | 65 | 65 | 160 | 15 |
| 10 | 110 | 70 | 39 | 110 | 78 | 66 | 130 | 25 |
| 11 | 255 | 65 | 40 | 100 | 80 | 67 | 165 | 33 |
| 12 | 267 | 73 | 41 | 200 | 20 | 68 | 180 | 23 |
| 13 | 200 | 35 | 42 | 220 | 30 | 69 | 270 | 67 |
| 14 | 205 | 25 | 43 | 225 | 45 | 70 | 260 | 20 |
| 15 | 265 | 85 | 44 | 190 | 35 | 71 | 280 | 70 |
| 16 | 270 | 55 | 45 | 260 | 83 | 72 | 280 | 60 |
| 17 | 280 | 70 | 46 | 255 | 85 | 73 | 165 | 32 |
| 18 | 275 | 83 | 47 | 280 | 75 | 74 | 110 | 25 |
| 19 | 200 | 18 | 48 | 287 | 83 | 75 | 110 | 25 |
| 20 | 215 | 32 | 49 | 225 | 40 | 76 | 170 | 20 |
| 21 | 80 | 25 | 50 | 190 | 25 | 77 | 270 | 70 |
| 22 | 100 | 20 | 51 | 195 | 30 | 78 | 200 | 20 |
| 23 | 195 | 27 | 52 | 280 | 78 | 79 | 240 | 30 |
| 24 | 185 | 23 | 53 | 155 | 20 | 80 | 273 | 65 |
| 25 | 260 | 80 | 54 | 150 | 45 | 81 | 200 | 20 |
| 26 | 270 | 85 | 55 | 165 | 25 | 82 | 195 | 18 |
| 27 | 265 | 83 | 56 | 150 | 20 | 83 | 183 | 25 |

ادامه جدول ۱۰

| No | Dip.Dir | Dip |
|----|---------|-----|
| 1 | 183 | 25 |
| 2 | 260 | 70 |
| 3 | 275 | 63 |
| 4 | 210 | 70 |
| 5 | 225 | 86 |
| 6 | 195 | 73 |
| 7 | 215 | 78 |
| 8 | 255 | 80 |
| 9 | 265 | 80 |
| 10 | 260 | 85 |
| 11 | 250 | 70 |
| 12 | 275 | 85 |
| 13 | 80 | 55 |
| 14 | 95 | 4 |
| 15 | 75 | 63 |
| 16 | 265 | 75 |
| 17 | 262 | 78 |
| 18 | 260 | 80 |
| 19 | 250 | 75 |
| 20 | 204 | 11 |
| - | - | - |
| - | - | - |
| - | - | - |
| - | - | - |

پیوست ۱۱- درزه‌های برداشت شده از سازند آغاچاری در مسیر E-E

| NO | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip |
|----|---------|-----|----|---------|-----|
| 1 | 260 | 80 | 29 | 128 | 75 |
| 1 | 263 | 80 | 30 | 142 | 85 |
| 2 | 258 | 78 | 31 | 120 | 65 |
| 3 | 178 | 62 | 32 | 140 | 70 |
| 4 | 173 | 60 | 33 | 137 | 75 |
| 5 | 175 | 65 | 34 | 115 | 70 |
| 6 | 265 | 78 | 35 | 120 | 80 |
| 7 | 275 | 80 | 36 | 353 | 90 |
| 8 | 247 | 72 | 37 | 163 | 90 |
| 9 | 257 | 83 | 38 | 160 | 87 |
| 10 | 263 | 90 | 39 | 164 | 87 |
| 11 | 258 | 87 | 40 | 255 | 75 |
| 12 | 267 | 87 | 41 | 260 | 90 |
| 13 | 260 | 78 | 42 | 204 | 85 |
| 14 | 258 | 80 | 43 | 220 | 90 |
| 15 | 248 | 75 | 44 | 170 | 85 |
| 16 | 273 | 75 | 45 | 350 | 85 |
| 17 | 263 | 85 | 46 | 345 | 75 |
| 18 | 265 | 83 | 47 | 353 | 78 |
| 19 | 248 | 75 | 48 | 165 | 75 |
| 20 | 245 | 78 | 49 | 160 | 78 |
| 21 | 111 | 75 | 50 | 173 | 80 |
| 22 | 130 | 72 | 51 | 168 | 75 |
| 23 | 132 | 82 | 52 | 257 | 78 |
| 24 | 138 | 75 | 53 | 263 | 85 |
| 25 | 133 | 80 | 54 | 210 | 80 |
| 26 | 135 | 82 | 55 | 252 | 90 |
| 27 | 260 | 80 | 56 | 257 | 85 |

پیوست ۱۲- درزه‌های برداشت شده از سازند میشان در مسیر پیمایش E-E'.

| NO | Dip.Dir | Dip | NO | Dip.Dir | Dip |
|----|---------|-----|----|---------|-----|
| 1 | 130 | 70 | 29 | 230 | 75 |
| 1 | 176 | 60 | 30 | 115 | 60 |
| 2 | 250 | 85 | 31 | 145 | 70 |
| 3 | 260 | 65 | 32 | 250 | 75 |
| 4 | 120 | 70 | 33 | 265 | 83 |
| 5 | 275 | 60 | 34 | 267 | 78 |
| 6 | 180 | 60 | 35 | 260 | 73 |
| 7 | 170 | 50 | 36 | 247 | 65 |
| 8 | 168 | 47 | 37 | 278 | 50 |
| 9 | 250 | 85 | 38 | 255 | 72 |
| 10 | 120 | 75 | 39 | 230 | 62 |
| 11 | 260 | 62 | 40 | 247 | 90 |
| 12 | 225 | 45 | 41 | 246 | 60 |
| 13 | 255 | 70 | 42 | 150 | 85 |
| 14 | 280 | 82 | 43 | 147 | 80 |
| 15 | 253 | 86 | 44 | 146 | 70 |
| 16 | 125 | 65 | 45 | 152 | 75 |
| 17 | 133 | 75 | 46 | 140 | 65 |
| 18 | 127 | 80 | 47 | 240 | 85 |
| 19 | 175 | 50 | 48 | 255 | 70 |
| 20 | 255 | 70 | 49 | 237 | 72 |
| 21 | 135 | 65 | 50 | 240 | 65 |
| 22 | 185 | 67 | 51 | 148 | 55 |
| 23 | 175 | 55 | 52 | 153 | 75 |
| 24 | 260 | 65 | 53 | 150 | 80 |
| 25 | 255 | 73 | 54 | 152 | 83 |
| 26 | 245 | 60 | 55 | 140 | 75 |
| 27 | 130 | 70 | 56 | 146 | 60 |
| 28 | 117 | 65 | 57 | 245 | 53 |
| 29 | 282 | 70 | 58 | 70 | 75 |

منابع

- آقائباتی، ع، (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- احمدی، ط، (۱۳۹۱)، نقش سامانه شکستگی سازند تبخیری گچساران در الگوی آبراهه‌های ناحیه‌ی گتوند-لالی در شمال استان خوزستان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ششم، شماره بیست و سوم، صفحات ۱۹-۳۵.
- احمدی، ط، (۱۳۹۲)، ژئومورفولوژی و مورفوتکتونیک ناحیه لالی-گتوند استان خوزستان، مجله آمایش جغرافیایی فضا، فصلنامه علمی-پژوهشی دانشگاه گلستان، سال سوم، شماره هفتم، بهار ۱۳۹۲.
- ابپیری، ج، نقشه زمین‌شناسی شوشتر، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، شرکت ملی نفت، شماره ۲۰۸۲۰، ۱۹۶۷.
- برجسته، آ (۱۳۷۳)، تحلیل ساختاری پهنه شوشتر در فروبار دزفول، پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش زمین‌شناسی-تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تربیت مدرس.
- رضائی، ع، (۱۳۹۱)، تحلیل ساختاری و شکستگی های میدان نفتی لالی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش زمین‌شناسی-تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تربیت مدرس.
- مطیعی، ه، (۱۳۷۲)، زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۲)، ص ۸.
- متقی، ف، (۱۳۹۰)، بررسی تأثیر سازند گچساران بر نحوه‌ی دگر ریختی چین‌های میادین نفتی لالی، پایپله و زیلایی شمال غرب شوشتر، زاگرس چین‌خورده-رانده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش زمین‌شناسی-تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تربیت مدرس.

Reference

1. Alavi, M., (2004), "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution". *American Journal of Science*, 304, 1-20.
2. Alavi, M. (1980)., Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, v. 8, p. 144-149.
3. Alavi, M., (2007). "Structural of the Zagros fold thrust belt in Iran", *American of jurnal science*, V. 307, Novamber, 2007.
4. Alavi, M.A., 1994; Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation. *Tectonophysics* 229, 211-238.
5. Agard, P., Omrani, G., Jolivet, L., & Mouthereau, F., (2005). Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94, 401-419.
6. Angelier, J., & Melcher, P. (1977). Sur un methode graphique de recherche des contraintes principes egalemeut utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des dièdres droites: *Bull.Soc.Geol.F.V.7*, p.1309-1318.
7. Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, 18, p. 210-265.
8. Berberian, M., (1995), "Master blind thrust fault hidden under the Zagros fold: active basement tectonics & surface morphotectonics", *Tectonophysics*, Vol. 241 (3-4): 193-195.
9. Bordenave, M.L. & Hegre, J.A. (2005). "The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful Embayment, Zagros Foldbelt, Iran". *Journal of Petroleum Geology*, vol. 28, p. 339-368.
10. Bull, W.B. and McFadden, L. (1977) Tectonic Geomorphology of North and South of the Garlock Fault, California. In: Dohring, D.O., Ed., *Geomorphology in Arid Regions*, Publ. in *Geomorphology*, State University of New York, Binghamton, 115-138.
11. Dershowitz, W. S., and H. H. Herda, 1992, Interpretation of fracture spacing and intensity, in J. R. Tillerson and W. R. Wawersik, eds., *Proceedings of the 33rd U.S. Symposium on Rock Mechanics*: Rotterdam, Balkema, p. 757-766.
12. Falcon, N. L. (1974). Southern Iran, Zagros Mountains. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 4, p. 199-211.

13. Fleuty M.J, (1964), "The description of fold, Proceedings of the Geologist Association", vol. 35, pp. 461-492.
14. Fossen, H., (2010), "Structural Geology", Cambridge University Press, New York.
15. Ghosh, A., and J. J. K. Daemen, 1993, Fractal characteristics of rock discontinuities: Engineering Geology, v. 34, p. 1–9.
16. Goodman R.E., (1989) "Introduction to rock mechanics" Second Edition by John Wiley & Sons, Published in Canada, 562 p.
17. H.Davis G. and J.Reynolds S, (1996), "Structral geology of rocks and regions", second Edition, New York: John Wiley & Sons, Inc. 779.
18. Hesami, K., H. A. Koyi., C.J.Talbot, H. Tabasi and E. Shabanian, 2001. Progressive unconformity within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros mountains, Journal of Geological Society, London, 158, p. 969-981.
19. James, G. A., & Wynd, J. D. (1965). Stratigraphic nomenclature of Iranian oil Consortium Agreement area. American Assosiation of Petroleum GeologistsBul., 49(12), pp. 2182-2245 .
20. Jamison, W.R., 1987, Geometric analysis of fold development in overthrust terranes: Journal of Structural Geology, v. 9, p. 207-219.
21. Koop, W. G., & Stoneley, R. (1982). Subsidence history of the middle east Zagros basin, Permian to recent. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Ser. A. 305, p. 149-168.
22. Koop, W.J. and R. Stoneley, 1982. Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent: Phil. Trans. R. Soc. London, A 305, p. 149-168.
23. Mauldon, M., and W. Dershowitz, 2000, A multi-dimensional system of fracture abundance measures: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 32, no. 7, p. A474.
24. Mobbasher, K and Babaie, H.A., (2008). "Kinematic significance of fold- and faultrelated fracture systems in the Zagros mountains, southern Iran". Tectonophysics 451 156–169.
25. Morris, P. (1977). Basement structure as suggested by aeromagnetic surveys in southwest Iran. In: Second Geological Symposium of Iran, Tehran, proceedings, 294-307.
26. Motiei, H., 1995. Petroleum geology of Zagros. Publi. Geol. Survey of Iran (in Farsi), 589p.

27. Nelson, R.A., 1975, Fracture permeability in porous reservoirs, An experimental & Field approach, Ph.D., Desertation, Texas A & M university, 171p.
28. Nelson, R.A., 2001, Geological Analysis of naturally Fractured reservoirs, Gulf publishing, Houston, Texas, Contr. In petrol. Geology & Eng., 2nd ed., 332p.
29. O' Brien, C.A.E., 1950. Tectonic problems of the oil field belt of southwest Iran: 18th Internat. Geol. Cong. Proc., London, pt. 6, p. 45-58.
30. Price, N. J., Cosgrove, J. W., 1990. The analysis of geological structures. Cambridge University Press, p. 502.
31. Priest, S. D., 1993, Discontinuity analysis for rock engineering: New York, Chapman and Hall, p. 50–54.
32. Priest, S. D., and J. A. Hudson, 1981, Estimation of discontinuity spacing and trace length using scan line surveys: International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts, v. 18, p. 183–197.
33. Ramsay J.G. and Huber M.I, (1987), “The techniques of modern structural geology”, Volume 2: Fold and Fractures, London: Academic Press.
34. Ramsay, J. G., & Huber, M. (1987). The Techniques of modern structural geology. V(2)(fold and fractures), 3th Ed, Academic Press Limited 391.P.
35. Ramsay, J. G., & Huber, M., (1987). The Techniques of modern structural geology. V(2)(fold and fractures), 3th Ed, Academic Press Limited 391.P.
36. Sangree, J.B., Masson, P.H., Mc Qulian, H., Twerenbold, E.F., 1961, Asmary Fracture study, IOOC, report no. G-963(unpub.).
37. Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J. W., & Vita-Finzi, C. (2000). The interplay of faulting and folding during the evolution of the Zagros deformation belt. In Cosgrove, J. W., & Ameen, M. S. (Ed), Forced folds and fractures. Geological Society, London, Special publication, 169, 187-196.
38. Sella, G.F., Dixon, T.H. & Mao, A. 2002. A model for recent plate velocities from space geodesy. Journal of geophysical Research, 107, 11-1 - 11-30.
39. Sepehr, M. and Cosgrove, J.W., M, Moieni (2006). “The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt”. Tectonophysics 427 265–281.
40. Sepehr, M., & Cosgrove, G. W. (2004). Structural framework of the Zagros fold-thrust belt Iran. Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 829-843.
41. Sherkati, S, and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution

- in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran: *Journal of Marine and Petroleum Geology*, V. 21, No. 5, P. 535-554.
42. Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. and Letouzey, J. Submitted, Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and final basement control.
 43. Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. & Letouzey, J., 2005- Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): Salt mobility, multiple detachments and late basement control , *J. Struct. Geol.*, 27, 1680 – 1696.
 44. Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardajim, T. 2003 Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity, *Geomorphology*, Vol. 250, 203 -226.
 45. Singhal B.B.S., Gupta R.P., (2010) “Applied hydrogeology of fractured rocks” Springer Science and Business Media B.V., 408p.
 46. Silva. V.P.R., 2003, On climate variability in northeast Brazil, *Journal of Arid Environment*, 54(2), 256-367
 47. Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 17-33.
 48. Stearns, D.W., 1968, Certain aspects of fracture in naturally deformed rocks, *Rock mechanics seminar, Bedford HA Air Force Cambridge Laboratories*, P.97-118.
 49. Stearns, D.W., Friedman, M., 1972, Reservoirs in fractured rock, *AAPG, Mem.* 16,p.82-100.
 50. Stocklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran; A review. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull* 52, 1229-1258.
 51. Stocklin, J., 1974, Possible ancient continental margin in Iran. In Burk, C. A., Drake, C. L., (Eds), *Geology of the continental margin*. Springer, New York, 873- 887.
 52. Stoneley, R. (1975). The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution southern Tethys. *J. R. Soc. London*, 138, 509 ñ 526 .
 53. Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of the fault-bend folding. *American Journal of science* 283, 684-721.
 54. Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the middle east. *Nature* 23, 147–150.

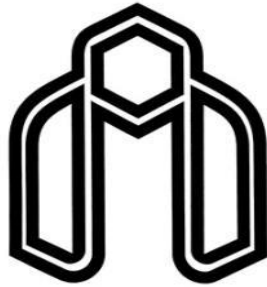
55. Twiss, R., & Moores, E. (1992). Structural Geology. W.H. Freeman and Company, New York.

Abstract

The study area is a part of Dezful embayment in the Zagros Fold belt and is situated between two cities: Gotvand and Lali. In the research deformation of rock units outcrops, consist of folding and faulting with a especial view to neotectonic deformation, has been investigated. Pir Ahmad fault with northwest-southeast strike is one of the most important fault in this region and its neotectonic activity is traceable in Neogene Formation and Quaternary deposits. Based on the field evidences, neotectonic movements of these fault can be observe as folding and faulting in Miosen Formation and younger rock units, the diversion of the river, rough topography of the area of the fault plain, v-shaped valleys and scarp fault.

Stratigraphic investigations in the area show occurrence Cenozoic Formation. Revers movement of Pir-Ahmad fault has caused folding of neogene Formation and uplift of Gachsaran Formation with respect of Quaternary sediments. The studying of fold geometry in this area based on existing geological maps, satellite image, and field geology demonstrate the general trend of folding is northwest-southeast to east-west. The change in trend of axis folds from northwest-southeast to east-west is due to the Pirahmad faults function in the section. Studied folds, based on interlimb angle (Fluty, 1964), are folds open. Also based on the dip of axial plain and plunge of hinge line, these fold are in three categories of Upright-gently plunging, Upright-sub horizontal plunging and Moderately inclined- gently plunging. To study the major joints in the region and to determine the correlation with other structures, the properties of joints have been used rose diagram and contour diagrams have been drawn, and found that the pattern of joints region can be classify in 4 main fracture groups. Joints tensile j1 and j4 vertically and parallel to the fold, and j2 and j3 were consider conjugate.

Key words: Dezful embayment, Pir-Ahmad fault, Neotectonics



دانشگاه صنعتی شاهرود

Faculty of Earth Sciences
M.Sc. Thesis in Tectonics

Deformation Analysis in Cenozoic Formations of Gotvand
Region(KhuzestanProvince)

By: Leila Fathizade Ramhormozy

Supervisor

Dr. Parviz Omid

Advisor

Dr. Arash Barjasteh

February 2017