

بسم الله الرحمن الرحيم



دانشکده علوم زمین

گروه تکتونیک

عنوان

دگرریختی نوزمین ساختی در ناحیه اردل - دوپُلان (جنوب باختری شهرکرد)

سلمان فتحی هفشجانی

استاد راهنما

دکتر پرویز امیدی

استاد مشاور

دکتر عزیزاله طاهری

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

شهریور ۱۳۹۱

دانشگاه صنعتی شاهرود

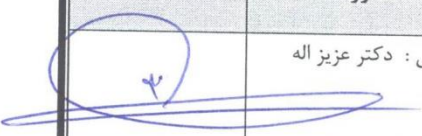
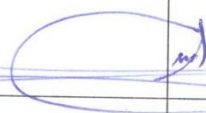
دانشکده: علوم زمین

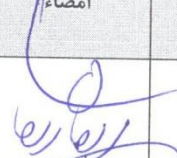
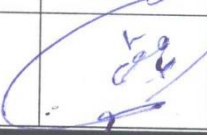
گروه: تکتونیک

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای / سلمان فتحی هفشجانی

تحت عنوان: دگر ریختی نوزمین ساختی در ناحیه اردل - دویلان (جنوب باختری شهرکرد)

در تاریخ ۹۱/۶/۲۷ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه
مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی: دکتر عزیز اله طاهری		نام و نام خانوادگی: دکتر پرویز امیدی
	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی:

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی: دکتر محمود صادقیان		نام و نام خانوادگی: دکتر رمضان رمضانی اومالی
			نام و نام خانوادگی: دکتر ناصر حافظی مقدس



دانشگاه علمی کاربردی

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

بسمه تعالی

شماره :

تاریخ :

ویرایش :

فرم صورتجلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای سلمان فتحی هفشجانی رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان دگرریختی نوزمین ساختی در ناحیه اردل - دوپلان (جنوب باختری شهرکرد) که در تاریخ ۹۱/۶/۲۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه : عالی) امتیاز ۱۹.۳۳ ☒ ☐ دفاع مجدد ☐ مردود

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۴- قابل قبول (۱۵/۹۹ - ۱۴)

۳- خوب (۱۷/۹۹ - ۱۶)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	دکتر پرویز امیدی	استادیار	
۲- استاد مشاور	دکتر عزیز اله طاهری	دانشیار	
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر محمود صادقیان	استادیار	
۴- استاد ممتحن	دکتر رمضان رضانی اومالی	استادیار	
۵- استاد ممتحن	دکتر ناصر حافظی مقدس	دانشیار	

رئیس دانشکده :

قدردانی

ستایش می‌کنم خداوندی را که لطفش را همیشه همراهم کرده است تا در فراز و فرودهای زندگی گام بردارم.

نهایت سپاس و قدردانی خود را به محضر خانواده عزیزم عرضه میدارم که همواره پشتیبان و باعث دلگرمی اینجانب بوده‌اند. از استاد ارجمند جناب آقای دکتر پرویز امیدی سپاسگزارم که دانش خود را در جهت راهنمایی این رساله به من ارزانی داشتند. مراتب سپاس خود را از استاد مشاور گرانقدرم جناب آقای دکتر عزیزاله طاهری که در تمام این دوره پشتیبان من بودند را به جا می‌آورم و برای همیشه سپاسگزار راهنمایی‌های دلسوزانه ایشان هستم. بر خود لازم می‌دانم از عزیزانی که نام آنها در زیر آورده شده است به دلیل همکاری با اینجانب قدردانی نمایم، بی شک بدون همیاری این عزیزان این پایان‌نامه به امروز خود نمی‌رسید.

- از جناب آقای دکتر رمضان رضوانی اومالی و دکتر ناصر حافظی مقدس که داوری این پایان‌نامه را بر عهده داشتند.
- دکتر محمود صادقیان که همواره اینجانب را مورد لطف خود قرار دادند.
- اساتید و پرسنل محترم دانشکده علوم زمین به خاطر مساعدت های بی دریغشان.

و از دوستان و همکلاسی‌های عزیزم:

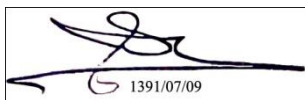
آقایان: اکبر نورافکن، حمزه فتحی هفشجانی، یونس شاکری، موسی کردوانی، عبدالوهاب افروغ، محمد غربی، داوود دلیری، احسان عظیم فرد، جواد محمدیان، مهدی فرهنگ لنگرودی، امین پوربهرامیان، مهدی سعیدیان، مختار گنجعلی، علی آهنگری رستمی، علی درستکار و سرکار خانم بولحسنى.

تعهدنامه

اینجانب سلمان فتحی هفشجانی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه: دگرریختی نوزمین ساختی در ناحیه اردل - دویپلان (جنوب باختری شهرکرد) تحت راهنمایی 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 مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تا کنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « **Shahrood University of Technology** » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تاثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجودات زنده (یا بافت های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.

تاریخ



امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده) 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

ناحیه اردل - دویپلان بخشی از زون رسوبی - ساختاری زاگرس مرتفع را شامل می‌شود که به لحاظ جغرافیایی در جنوب‌باختری شهرکرد واقع می‌باشد. در این تحقیق دگرریختی‌های واحدهای سنگی رخنمون یافته در پهنه مورد مطالعه اعم از چین‌خوردگی و گسلش با نگاه ویژه به دگرریختی نوزمین - ساختی مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی وضعیت چینه‌شناسی این منطقه وجود توالی‌هایی از سنگ‌های پرکامبرین، پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک را نشان می‌دهد. گسل‌های اصلی این منطقه مانند گسل اردل، دویپلان، برآفتاب، مریک، چاه سرخه و بهشت آباد دارای روند شمال‌باختری تا جنوب‌خاوری و سازوکار امتدادلغز راست‌بر می‌باشند و همچنین گسل‌های کردان، دشتک و میلی با روند خاوری - باختری، سازوکار معکوس را نشان می‌دهند. بررسی وضعیت چین‌خوردگی در این ناحیه با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و برداشت‌های میدانی نشان می‌دهد که روند عمومی چین‌خوردگی‌ها شمال‌باختری - جنوب‌خاوری تا خاوری - باختری است که این تغییر روند، ناشی از تغییرات در سمت حرکت صفحه عربی و در نتیجه تغییر در روند محور بیشینه فشارش می‌باشد. نتایج بدست آمده از بررسی وضعیت میدان تنش، با استفاده از چین‌ها و تحلیل لغزش گسل‌ها، نشان می‌دهد که جهت تنش بیشینه از شمال‌خاوری - جنوب‌باختری به شمالی - جنوبی و از پلیوسن پسین به بعد، شمال، شمال‌باختری - جنوب، جنوب‌خاوری تغییر کرده است.

این میدان تنش با سازوکار چیره راستالغز راست‌بر برای گسل‌های با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و با سازوکار چیره معکوس برای گسل‌هایی با روند خاوری - باختری سازگاری دارد.

واژه‌های کلیدی: اردل - دویپلان، شهرکرد، نوزمین‌ساخت، زاگرس مرتفع

مقالات مستخرج از این پایان نامه

- ۱- فتحی هفشجانی، س.، امیدی، پ.، طاهری، ع.، (۱۳۹۱) "بررسی تغییرات جهت تنش دیرین بر اساس چین خوردگی‌ها در منطقه اردل- ناغان- دویلان (زاگرس مرتفع)" شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- ۲- فتحی هفشجانی، س.، امیدی، پ.، طاهری، ع.، (۱۳۹۱) "بررسی هندسه چین خوردگی در زاگرس مرتفع در ناحیه اردل- ناغان- دویلان (زاگرس مرتفع)" شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- ۳- فتحی هفشجانی، س.، امیدی، پ.، طاهری، ع.، (۱۳۹۱) "سازوکار گسلش و شواهد تکتونیک فعال در منطقه اردل- ناغان- دویلان (زاگرس مرتفع)" شانزدهمین همایش انجمن زمین-شناسی ایران، دانشگاه شیراز.

فصل اول: کلیات

۱-۱-	مقدمه	۲
۲-۱-	موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی	۲
۳-۱-	ژئومورفولوژی و آب و هوای منطقه	۳
۴-۱-	اهداف تحقیق	۳
۵-۱-	پیشینه مطالعاتی	۴
۶-۱-	روش انجام تحقیق	۶

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

۱-۲-	تاریخچه تکاملی پوسته ایران	۱۰
۲-۲-	زمین‌ساخت پهنه زاگرس	۱۲
۳-۲-	زیرپهنه‌های ساختاری کمربند زاگرس	۱۵
۴-۲-	پهنه زاگرس بلند	۱۶
۵-۲-	چینه‌شناسی	۱۸
۱-۵-۲-	واحدهای سنگی پالئوزوئیک	۱۹
۱-۱-۵-۲-	مجموعه هرمز	۱۹
۲-۱-۵-۲-	سازند میلا	۲۰
۳-۱-۵-۲-	سازند دالان	۲۰
۲-۵-۲-	واحدهای سنگی مزوزوئیک	۲۲
۱-۲-۵-۲-	سازند خانه کت	۲۲
۲-۲-۵-۲-	سازند نیریز	۲۳
۳-۲-۵-۲-	سازند سورمه	۲۳
۴-۲-۵-۲-	سازند نیریز- سورمه	۲۴
۵-۲-۵-۲-	سازند فهلپان- داریان	۲۴
۶-۲-۵-۲-	سازند فهلپان- داریان- کژدمی	۲۴
۷-۲-۵-۲-	سازند کژدمی	۲۴
۸-۲-۵-۲-	سازند سروک- ایلام	۲۵
۳-۵-۲-	واحدهای سنگی سنوزوئیک	۲۶
۱-۳-۵-۲-	سازند ساچون	۲۷

۲۷	 سازند کشکان ۲-۳-۵-۲
۲۸	 سازند شهبازان ۳-۳-۵-۲
۲۸	 سازند جهرم ۴-۳-۵-۲
۲۸	 سازند جهرم- آسماری ۵-۳-۵-۲
۲۹	 سازند پابده ۶-۳-۵-۲
۲۹	 سازند آسماری ۷-۳-۵-۲
۳۰	 سازند رازک ۸-۳-۵-۲
۳۱	 کنگلومرای بختیاری ۹-۳-۵-۲
۳۲	 واحدهای کوآترنری ۱۰-۳-۵-۲

فصل سوم: زمین‌شناسی ساختمانی

۳۵	 چین‌ها ۱-۳
۳۸	 چین‌خوردگی در سازندهای مربوط به کرتاسه ۱-۱-۳
۳۸	 تاقدیس سوخته- سالدارون ۱-۱-۱-۳
۴۱	 چین‌های مزوسکوپی در تاقدیس سوخته- سالدارون ۲-۱-۱-۳
۴۱	 Fo1 ۱-۲-۱-۱-۳
۴۳	 Fo2 ۲-۲-۱-۱-۳
۴۶	 Fo3 ۳-۲-۱-۱-۳
۴۸	 Fo4 ۳-۱-۱-۳
۵۰	 Fo5 ۴-۱-۱-۳
۵۲	 تاقدیس دوپلان ۲-۱-۳
۵۳	 ناودیس دوپلان ۳-۱-۳
۵۵	 تاقدیس شیخ محمود ۴-۱-۳
۵۶	 تاقدیس دشتک ۵-۱-۳
۵۸	 ناودیس دوازده امام ۶-۱-۳
۶۱	 شکستگی‌ها ۲-۳
۶۱	 گسل‌ها ۳-۳
۶۲	 گسل عهد حاضر زاگرس ۱-۳-۳
۶۲	 نحوه تشکیل و تاریخچه تکاملی گسل عهد حاضر زاگرس ۱-۱-۳-۳
۶۷	 مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی بر روی گسل عهد حاضر در منطقه مورد مطالعه ۲-۱-۳-۳
۶۸	 قطعه‌بندی گسل عهد حاضر در زاگرس باختری ۳-۱-۳-۳
۷۲	 گسل اردل ۲-۳-۳

۸۱	 ۳-۳-۳ گسل فارسان و گسل برآفتاب
۸۷	 ۴-۳-۳ گسل بهشت آباد
۸۹	 ۵-۳-۳ گسل مریک
۹۲	 ۶-۳-۳ گسل چاه سرخه
۹۴	 ۷-۳-۳ گسل‌های خاوری- باختری (گسل کردان، میلی، دشتک)
۹۶	 ۸-۳-۳ گسل دوپلان
۱۰۱	 ۹-۳-۳ گسل تنگ درکش ورکش
۱۰۳	 ۱۰-۳-۳ گسل‌هایی با روند شمال خاوری- جنوب باختری

فصل چهارم: بررسی میدان تنش در منطقه مورد مطالعه

۱۰۸	 ۱-۴- تعیین راستای تنش‌های اصلی
۱۰۹	 ۱-۱-۴- تعیین موقعیت محورهای استرین با استفاده از چین‌ها
۱۱۰	 ۱-۱-۱-۴- موقعیت محورهای تنش در چین‌های برداشت شده در سازندهای کرتاسه
۱۱۶	 ۲-۱-۱-۴- محورهای تنش در چین‌های برداشت شده در سازندهای جوان‌تر از کرتاسه
۱۲۲	 ۲-۱-۴- تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش با استفاده از گسل‌ها
۱۲۴	 ۱-۲-۱-۴- روش آنجلیه و مکلر
۱۲۵	 ۲-۲-۱-۴- تعیین رویدادهای زمین‌ساختی در منطقه
۱۲۶	 ۳-۱-۴- سازگاری سینماتیکی

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱۳۴	 ۱-۵- الگوی گسلش
۱۳۴	 ۲-۵- الگوی چین‌خوردگی
۱۳۸	 ۳-۵- میدان تنش حاکم بر منطقه
۱۴۲	 ۴-۵- پیشنهادات
۱۴۳	 پیوست‌ها
۱۷۱	 منابع

عنوان	صفحه
شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه	۲
شکل ۱-۲- موقعیت ساختاری منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای ETM	۹
شکل ۲-۲- وضعیت بخش شمال خاوری گندوانا و حاشیه پالئوتتیزی آن در اوایل پالئوزوئیک ...	۱۰
شکل ۳-۲- موقعیت جغرافیایی بلوک عربی و بلوک ایران در پالئوزوئیک و مزوزوئیک	۱۱
شکل ۴-۲- تاریخچه تکامل زمین‌ساختی زاگرس در جنوب زون سنج-سیرجان	۱۳
شکل ۵-۲- بلوک دیاگرام ترسیم شده از رخنمون‌های پرمو- تریاس بر روی پی سنگ زاگرس ...	۱۴
شکل ۶-۲- نقشه دگرشکلی‌های ناشی از زمین‌ساخت فعال زاگرس	۱۵
شکل ۷-۲- زیر پهنه‌های اصلی زاگرس و تقسیمات زاگرس چین‌خورده	۱۶
شکل ۸-۲- نمایی از سری هرمز در شمال روستای کاج در امتداد گسل اردل	۱۹
شکل ۹-۲- نمایی از سازند میلا و دالان در نزدیکی روستای سید علی	۲۱
شکل ۱۰-۲- ستون چینه‌شناسی سازندهای مربوط به دوران پالئوزوئیک	۲۲
شکل ۱۱-۲- نمایی از سازند کژدمی در تنگ درکش- ورکش	۲۵
شکل ۱۲-۲- ستون چینه‌شناسی سازندهای مربوط به دوران مزوزوئیک	۲۶
شکل ۱۳-۲- توالی سازند ساچون و جهرم در شمال دویلان	۲۷
شکل ۱۴-۲- آهک‌های کرم رنگ سازند آسماری در نزدیکی روستای باجگیران	۳۰
شکل ۱۵-۲- نمایی از سازند رازک در نزدیکی روستای دوازده امام	۳۱
شکل ۱۶-۲- نمایی از سازند بختیاری در نزدیکی شهر اردل	۳۲
شکل ۱۷-۲- هم‌ارزی چینه‌شناسی واحدهای سنوزوئیک حوضه زاگرس	۳۳
شکل ۱-۳- موقعیت چین‌های منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای IRS	۳۶
شکل ۲-۳- موقعیت چین‌های برداشت شده بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه	۳۷
شکل ۳-۳- نماهایی صحرایی از موقعیت‌های لایه‌بندی در تاقدیس سوخته- سالداریون	۳۹
شکل ۴-۳- استریوگرام‌های حاصل از داده‌های برداشت شده بر روی تاقدیس سوخته- سالداریون	۴۰
شکل ۵-۳- نمای صحرایی از چین‌خوردگی‌های Fo1	۴۲
شکل ۶-۳- استریوگرام‌های حاصل از اطلاعات ساختاری چین‌های Fo1	۴۲
شکل ۷-۳- نمای صحرایی از چین‌های Fo2	۴۴
شکل ۸-۳- استریوگرام‌های حاصل از اطلاعات ساختاری چین‌خوردگی‌های Fo2	۴۵
شکل ۹-۳- نمایی از چین‌های Fo3 در سازند کژدمی	۴۷
شکل ۱۰-۳- استریوگرام‌های حاصل از اطلاعات ساختاری چین‌های Fo3	۴۷
شکل ۱۱-۳- رخنمونی از ناودیس Fo4 در سازند فهلان- داریان	۴۹
شکل ۱۲-۳- استریوگرام‌های حاصل از اطلاعات ساختاری چین Fo4	۴۹
شکل ۱۳-۳- نمای صحرایی از چین‌های Fo5	۵۰

- شکل ۳-۱۴- استریوگرام‌های حاصل از اطلاعات ساختاری چین‌های Fo5 ۵۱
- شکل ۳-۱۵- نمایی صحرایی از تاق‌دیس دوپلان در نزدیکی روستای دوپلان ۵۲
- شکل ۳-۱۶- استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از تاق‌دیس دوپلان ۵۳
- شکل ۳-۱۷- مقطع نمادین از تاق‌دیس و ناودیس دوپلان در نزدیکی روستای هفت‌پیران ۵۴
- شکل ۳-۱۸- استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از ناودیس دوپلان ۵۴
- شکل ۳-۱۹- نمایی صحرایی از تاق‌دیس شیخ محمود در سازند آسماری ۵۵
- شکل ۳-۲۰- استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از تاق‌دیس شیخ محمود ۵۶
- شکل ۳-۲۱- نمای صحرایی از تاق‌دیس دشتک به همراه موقعیت گسل دشتک ۵۷
- شکل ۳-۲۲- استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از تاق‌دیس دشتک ۵۷
- شکل ۳-۲۳- نمایی از ناودیس دوازده امام در کنگلومرای بختیاری ۵۹
- شکل ۳-۲۴- استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از ناودیس دوازده امام ۵۹
- شکل ۳-۲۵- موقعیت صفحات عربی، ایران و توران نسبت به هم از زمان کرتاسه پایانی ۶۳
- شکل ۳-۲۶- جهت‌گیری حرکتی دوباره صفحه عربی نسبت به ایران و تکامل ساختاری ۶۴
- شکل ۳-۲۷- a: تغییرات نرخ لغزش و همگرایی در زاگرس چین‌خورده- رانده ۶۶
- شکل ۳-۲۸- سازوکارهای کانونی ترسیم شده در امتداد گسل عهد حاضر زاگرس ۶۸
- شکل ۳-۲۹- موقعیت قطعات صحنه، بروجرد و دورود در گسل عهد حاضر زاگرس ۶۹
- شکل ۳-۳۰- موقعیت گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای RIS .. ۷۰
- شکل ۳-۳۱- موقعیت گسل‌های برداشت شده بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ... ۷۱
- شکل ۳-۳۲- نمای صحرایی از گسل اردل و گنبد نمکی شمال روستای رستم‌آباد ۷۳
- شکل ۳-۳۳- نمونه‌ای از سطوح گسل برداشت شده در راستای گسل اردل ۷۴
- شکل ۳-۳۴- نمایی از پهنه برشی در حریم گسل اردل ۷۵
- شکل ۳-۳۵- نمونه‌ای از سطوح گسلی برداشت شده در راستای گسل اردل ۷۶
- شکل ۳-۳۶- نمونه‌ای از سطوح گسلی برداشت شده در داخل معدن برخورداری ۷۷
- شکل ۳-۳۷- نمونه‌ای از سطوح گسلی برداشت شده در نزدیکی تالاب سولقان ۷۹
- شکل ۳-۳۸- تصاویر ماهواره‌ای از Google Earth ۸۰
- شکل ۳-۳۹- موقعیت گسل فارسان و گسل برآفتاب بر روی تصویر ماهواره‌ای IRS ۸۲
- شکل ۳-۴۰- نمای صحرایی از نمونه سطوح گسلی برداشت شده در راستای گسل فارسان ۸۳
- شکل ۳-۴۱- تصویر سیکلوگرافیک صفحات گسلی مربوط به گسل فارسان ۸۵
- شکل ۳-۴۲- جابجایی آبراهه اصلی و آبراهه‌های کناری مخروط افکنه شمال روستای دستنا ۸۶
- شکل ۳-۴۳- تصویر صحرایی از منطقه بهشت‌آباد ۸۸
- شکل ۳-۴۴- تصویر سیکلوگرافیک صفحات گسلی مربوط به گسل بهشت‌آباد ۸۹
- شکل ۳-۴۵- نمای صحرایی از گسل مریک و پرتگاه گسلی ایجاد شده در امتداد این گسل ۹۰
- شکل ۳-۴۶- تصویر سیکلوگرافیک صفحات گسلی مربوط به گسل بهشت‌آباد ۹۲

- شکل ۳-۴۷- تصویر Google Earth از موقعیت گسل چاه‌سرخه ۹۳
- شکل ۳-۴۸- استریوگرام صفحات گسلی برداشت شده در امتداد گسل چاه‌سرخه ۹۴
- شکل ۳-۴۹- نمایی از تراس‌های رودخانه‌ای در راستای عمود بر گسل کردان ۹۵
- شکل ۳-۵۰- تصویر صحرایی از گسل دوپلان ۹۸
- شکل ۳-۵۱- استریوگرام ترسیم شده از صفحات گسلی برداشت شده در امتداد گسل دوپلان ۹۹
- شکل ۳-۵۲- تصویر Google Earth گسل دوپلان ۱۰۰
- شکل ۳-۵۳- تصویر صحرایی از گسل تنگ درکش- ورکش ۱۰۲
- شکل ۳-۵۴- تصویر صحرایی از نمونه‌ای از سطوح گسلی با امتداد شمال خاوری ۱۰۴
- شکل ۳-۵۵- تصویر صحرایی یکی از گسل‌های چپ‌بر محدود در بین گسل اردل و چاه‌سرخه ... ۱۰۵
- شکل ۳-۵۶- استریوگرام نمونه‌هایی از سطوح گسلی با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری ۱۰۶
- شکل ۴-۱- موقعیت محورهای اصلی تنش نسبت به عناصر اصلی چین ۱۱۰
- شکل ۴-۲- موقعیت سطوح محوری چین‌های برداشت شده در سازندهای دوره کرتاسه ۱۱۱
- شکل ۴-۳- استریوگرام محورهای σ_1 ، σ_2 و σ_3 در چین‌های مربوط به سازندهای کرتاسه ۱۱۴
- شکل ۴-۴- نسل‌های مختلف تنش در چین‌های برداشت شده در سازندهای کرتاسه ۱۱۵
- شکل ۴-۵- موقعیت سطوح محوری در چین‌های برداشت شده در سازندهای جوان‌تر از کرتاسه ۱۱۶
- شکل ۴-۶- استریوگرام محورهای اصلی تنش در سازندهای جوان‌تر از کرتاسه ۱۱۸
- شکل ۴-۷- نسل‌های مختلت تنش در سازندهای جوان‌تر از کرتاسه ۱۱۸
- شکل ۴-۸- موقعیت چین‌های منطقه بر روی تصویر ماهواره‌ای IRS ۱۲۱
- شکل ۴-۹- چگونگی قرارگیری ربع‌های P و T در یک گسل معکوس ۱۲۵
- شکل ۴-۱۰- چگونگی بدست آوردن محورهای P و T به روش مارت و آلمندینگر ۱۲۷
- شکل ۴-۱۱- حدهای نهایی تغییرات محور بیشینه فشارش در ایستگاه‌های مورد بررسی ۱۲۹
- شکل ۴-۱۲- موقعیت محورهای تنش در ایستگاه‌های ۲۰، ۲۱ و ۲۲ ۱۳۰
- شکل ۴-۱۳- تصویر ماهواره‌ای IRS منطقه به همراه محورهای اصلی تنش در ۲۲ ایستگاه ۱۳۲
- شکل ۵-۱- رز دیاگرام امتدادی سطوح محوری چین‌های منطقه مورد مطالعه ۱۳۵
- شکل ۵-۲- موقعیت سطوح محوری در چین‌های برداشت شده در سازندهای مربوط به کرتاسه ۱۳۶
- شکل ۵-۳- رده‌بندی چین‌ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولای چین ۱۳۷
- شکل ۵-۴- رده‌بندی چین‌ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولای چین ۱۳۸
- شکل ۵-۵- ارتباط سوی تنش بیشینه با سازوکار گسل‌ها و موقعیت سطوح محوری چین‌ها ۱۴۱
- شکل ۵-۶- نیمرخ نمادین ترسیم شده در راستای AA' در شکل (۵-۵) ۱۴۲

عنوان	صفحه
جدول ۱-۳- خصوصیات هندسی تاقدیس سوخته- سالدارون	۴۰
جدول ۲-۳- جایگاه تاقدیس سالدارون در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۴۰
جدول ۳-۳- خصوصیات هندسی چین‌های Fo1	۴۳
جدول ۴-۳- جایگاه چین‌های Fo1 در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۴۳
جدول ۵-۳- خصوصیات هندسی چین‌های Fo2	۴۶
جدول ۶-۳- جایگاه چین‌های Fo2 در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۴۶
جدول ۷-۳- خصوصیات هندسی چین‌های Fo3	۴۸
جدول ۸-۳- جایگاه چین‌های Fo3 در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۴۸
جدول ۹-۳- خصوصیات هندسی ناودیس Fo4	۴۹
جدول ۱۰-۳- جایگاه ناودیس Fo4 در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۴۹
جدول ۱۱-۳- خصوصیات هندسی چین Fo5	۵۰
جدول ۱۲-۳- جایگاه چین Fo5 در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۵۱
جدول ۱۳-۳- خصوصیات هندسی تاقدیس دوپلان	۵۳
جدول ۱۴-۳- جایگاه تاقدیس دوپلان در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۵۳
جدول ۱۵-۳- خصوصیات هندسی ناودیس دوپلان	۵۴
جدول ۱۶-۳- جایگاه ناودیس دوپلان در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۵۵
جدول ۱۷-۳- خصوصیات هندسی تاقدیس شیخ محمود	۵۶
جدول ۱۸-۳- جایگاه تاقدیس شیخ محمود در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۵۶
جدول ۱۹-۳- خصوصیات هندسی تاقدیس دشتک	۵۸
جدول ۲۰-۳- جایگاه تاقدیس دشتک در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۵۸
جدول ۲۱-۳- خصوصیات هندسی ناودیس دوازده امام	۵۹
جدول ۲۲-۳- جایگاه ناودیس دوازده امام در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته	۶۰
جدول ۲۳-۳- مقادیر جابجایی محاسبه شده در کانال آبراهه‌های مسیر گسل اردل	۸۱
جدول ۲۴-۳- مقادیر جابجایی محاسبه شده در کانال آبراهه‌های مسیر گسل برآفتاب	۸۷
جدول ۲۵-۳- مقادیر جابجایی محاسبه شده در کانال آبراهه‌های مسیر گسل دوپلان	۱۰۰
جدول ۱-۴- موقعیت محورهای اصلی تنش در چین‌های برداشت شده از سازندهای کرتاسه ..	۱۱۱
جدول ۲-۴- خلاصه‌ای از موقعیت نسل‌های مختلف تنش مربوط به سازندهای کرتاسه	۱۱۵
جدول ۳-۴- موقعیت محورهای اصلی تنش در چین‌های سازندهای جوان‌تر از کرتاسه	۱۱۷

- جدول ۴-۴- موقعیت نسل‌های مختلف تنش در چین‌های سازندهای جوان‌تر از کرتاسه ۱۱۹
- جدول ۴-۵- تفکیک گسل‌های سازگار و موقعیت محوره‌های اصلی تنش در ایستگاه شماره ۸ ۱۲۷
- جدول ۴-۶- موقعیت محوره‌های اصلی تنش بدست آمده به روش آنجلیه و مکلر ۱۲۸

فصل اول

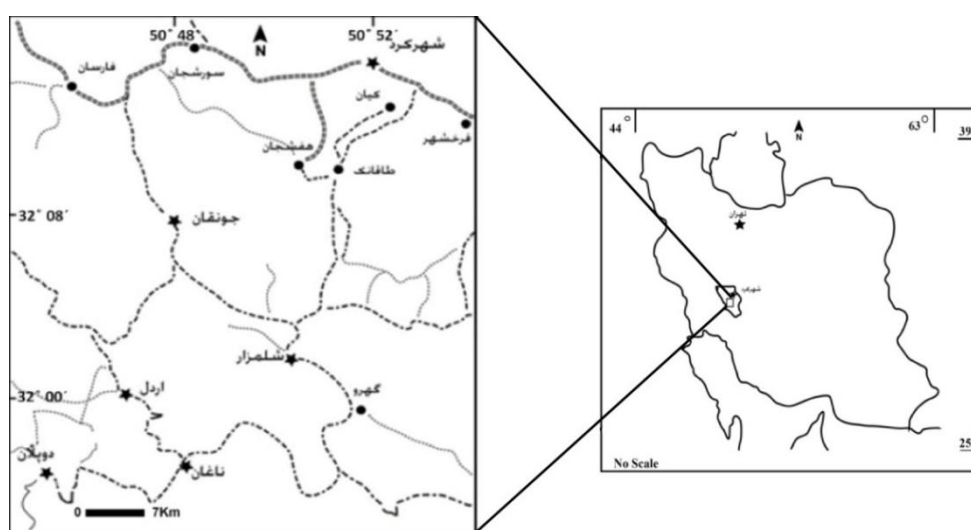
کلیات و روش کار

۱-۱- مقدمه

هدف از این تحقیق، بررسی دگرریختی‌های زمین‌ساختی در سازندهای جوان و سازندهای قدیمی و همین‌طور بررسی خصوصیات سینماتیک و دینامیک گسل‌ها با نگرشی بر نوزمین‌ساخت منطقه اردل-ناغان-دوپلان می‌باشد. مطالعات نوزمین‌ساختی در سطح دنیا، به عنوان پایه‌ای در بررسی‌های لرزه-زمین‌ساختی و تحلیل خطر به کار می‌رود. با توجه به این موضوع و تاریخچه لرزه‌خیزی منطقه و وجود گسل‌های کواترنری مهمی همچون گسل عهد حاضر زاگرس، فارسان و دوپلان، پرداختن به بررسی-های نوزمین‌ساختی در این منطقه از اهمیت بسزایی برخوردار است که در این تحقیق به این مهم پرداخته خواهد شد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی

منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار زاگرس مرتفع و در بین طول‌های جغرافیایی $50^{\circ}25'$ و $50^{\circ}48'$ و عرض‌های $32^{\circ}53'$ و $32^{\circ}10'$ شمالی و در فاصله میان شهرهای دشتک، اردل، ناغان و دوپلان قرار دارد. راه‌های دسترسی به این منطقه، جاده شهرکرد- شلمزار- ناغان- دوپلان و همین‌طور جاده شهرکرد- شلمزار- جونقان- اردل می‌باشد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۶).

۱-۳- ژئومورفولوژی و آب و هوای منطقه

منطقه مورد مطالعه بخش از استان چهارمحال و بختیاری را شامل می‌شود. این استان با وسعتی در حدود ۱۵۴۹۰ کیلومتر مربع، در محدوده‌ای به طول جغرافیایی $45^{\circ} 49'$ تا $51^{\circ} 25'$ خاوری و عرض جغرافیایی $31^{\circ} 09'$ تا $32^{\circ} 44'$ شمالی استقرار یافته است. این استان در تقسیمات کشوری، از پنج شهرستان شهرکرد، بروجن، فارسان، لردگان و اردل تشکیل شده و همسایه شمالی و خاوری آن استان اصفهان و همسایه جنوب و باختری آن استان‌های کهگیلویه و بویراحمد و خوزستان می‌باشد. مرتفع‌ترین نقطه آن زردکوه با ارتفاع ۴۵۳۶ متر است. دارای تنوع آب و هوایی بسیار مرطوب و خنک با زمستان‌های بسیار سرد تا اقلیم نیمه مرطوب گرم با زمستان‌های نیمه سرد تا معتدل است. پوشش گیاهی منطقه متشکل از بلوط، زالزالک و برخی گیاهان پهن برگ جنگلی مانند زبان گنجشک، پسته کوهی، گردو، کیکم، بادام، انجیر کوهی و سماق است.

۶۶/۳۹ درصد از مساحت استان تحت پوشش رسوبات کواترنری به شکل آبرفت، رسوبات یخچالی و مخروط افکنه‌ها قرار دارد. ۳۳/۶۱ درصد مساحت باقیمانده را ارتفاعات صخره‌ساز و تپه ماهورها به خود اختصاص داده‌اند (طرح آمایش استان چهارمحال و بختیاری، ۱۳۸۵).

۱-۴- اهداف تحقیق و کاربردهای متصور

هدف از این تحقیق بررسی موارد زیر با توجه ویژه به جنبه‌های نوزمین ساختی آنها می‌باشد:

- بررسی الگوی گسلش و تعیین اختصاصات هندسی، سینماتیک و دینامیک آنها
- بررسی الگوهای چین‌خوردگی در سازندهای جدید و قدیمی در منطقه و مقایسه آنها
- تعیین جهت‌گیری تنش دیرین در محدوده مورد مطالعه با استفاده از سینماتیک

گسل‌ها

مطالعات نوزمین‌ساختی همواره و در هر منطقه‌ای می‌تواند به عنوان پایه‌ای برای مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی و تحلیل خطر باشد. در ضمن از دستاوردهای این تحقیق می‌توان در بررسی‌های پایه‌ای زمین‌شناسی و تهیه نقشه‌های ۱:۵۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰ منطقه استفاده کرد. همچنین امید می‌رود با انجام شایسته این تحقیق، نگرشی روشن‌تر از جایگاه زمین‌ساختی این منطقه بدست آید.

۵-۱- پیشینه مطالعاتی در منطقه

از تاثیرگذارترین ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه مورد مطالعه، می‌توان به گسل مرزی و عهد حاضر زاگرس^۱ اشاره کرد که دگرریختی‌ها و ساختارهای نوزمین‌ساختی موجود در منطقه را کنترل می‌کند. از مطالعات انجام گرفته در غالب طرح‌های پژوهشی، پایان‌نامه و مقالات در منطقه و مطالعات مشابه در مناطق دیگر، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

ایلخچی (۱۳۷۱) واحدهای پرمین شمال‌خاوری استان چهارمحال و بختیاری را با قاعده برشی و خرد شده معرفی می‌کند که می‌تواند ناشی از حرکت این واحدها از سوی پهنه سنندج-سیرجان به سمت زاگرس باشد. به عقیده ایشان برونزد نمک هرمز در باختر منطقه مورد مطالعه در ارتباط با شکستگی‌های بنیادین منطقه می‌باشد.

مشاورچیان (۱۳۷۳) در یک گزارش اکتشافی، قسمتی از استان چهارمحال و بختیاری را از شمال خاور به جنوب باختر به زیر پهنه‌های تیران-کرون، چادگان-موسی‌آباد، زیر پهنه آتشفشانی-رسوبی، زیر پهنه شهرکرد-مرغملک و زیر پهنه زاگرس مرتفع تقسیم‌بندی کرده است.

داوودیان (۱۳۸۴) در مطالعه پتروگرافی و ریزساختاری واحدهای آذرین و دگرگونی شمال شهرکرد، به یک پهنه برشی راست‌بر اشاره دارد.

^۱ Main Recent Fault: (MRF)

محمدی (۱۳۸۵) در مسیر تونل انتقال آب بهشت‌آباد در خاور منطقه مورد مطالعه، به شناسایی گسل‌های اصلی و فرعی برای اولین بار پرداخته و راستای غالب گسل‌های این منطقه را مشخص کرده است.

انتظاری (۱۳۸۳، ۱۳۸۴) با بررسی رابطه بین زمین ریخت‌شناسی قسمتی از راندگی اصلی زاگرس، در حد فاصل هفشجان و سودجان، این نکته را بیان می‌کند که به دلیل نامنظم بودن حاشیه مرزی پوسته قاره‌ای، میزان فعالیت زمین‌ساختی و بالاآمدگی مرتبط با گسل اصلی زاگرس به سمت شمال خاور منطقه زیاد می‌باشد. ایشان برای رشته کوه جهانبین در باختر هفشجان، بالا آمدگی و فعالیت زمین‌ساختی فزاینده و غیر عادی در نظر می‌گیرد که ناشی از فراوانی گسل‌های عرضی با امتداد شمال خاوری در آن قسمت می‌باشد.

یمینی‌فرد و همکاران در سال ۲۰۰۶ با مطالعه و بررسی کهلرزه‌ها و حل سازوکار کانونی آنها در حد فاصل گسل عهد حاضر و گسل کازرون، نشان دادند که زلزله‌های ناشی از گسل‌های امتدادلغز مانند گسل اردل (به عنوان قطعه‌ای از گسل عهد حاضر زاگرس)، خاستگاه یک گسل معکوس با مؤلفه امتدادی بزرگ را دارد. ایشان عمق کانونی زلزله‌های ایجاد شده در گسل‌های امتدادلغز را ۵/۵ تا ۱۱ کیلومتر و عمق کانونی زلزله‌های ایجاد شده در گسل‌های معکوس را ۱۲ تا ۱۴ کیلومتر در نظر می‌گیرند. همچنین ضخامت رسوبات را در این منطقه ۶ تا ۸ کیلومتر، در مقابل زاگرس میانی با ضخامت ۱۱ کیلومتر تشخیص داده‌اند.

حسن‌پور (۱۳۸۸) به مطالعه و تحلیل هندسی و جنبشی گسل‌های راندگی منطقه شهرکرد پرداخته که بین پهنه سندانج- سیرجان و زاگرس چین‌خورده قرار دارند و در ادامه کار خود شرایط دگرشکلی را در پهنه‌های گسلی به کمک مقاطع میکروسکوپی کوارتز و کلسیت مورد بررسی قرار داده است. ایشان طی این مطالعه، ورقه‌های راندگی فریدونشهر، کوه سفید، شهرکرد، هفشجان و فارسان را معرفی کرده است.

Authemayou et al, (2009) نرخ لغزش کواترنری را در گسل عهد حاضر زاگرس و گسل کازرون محاسبه کرده که در این بررسی نرخ لغزش در گسل عهد حاضر برابر با $12/5-3/5$ میلیمتر در سال و برای گسل کازرون مقدار $4-2/5$ میلیمتر در سال محاسبه شده است. ایشان با بدست آوردن نرخهای لغزش در مکانهای مختلف، قطعه‌بندی امتدادلغزی را در راستای گسل عهد حاضر زاگرس و گسل کازرون ارائه داده‌اند.

۱-۶- روش انجام تحقیق

مراحل انجام این تحقیق به شرح زیر است:

- ۱- جمع‌آوری و بررسی مطالعات انجام شده قبلی در خصوص زمین‌شناسی منطقه
 - ۲- بررسی و مطالعه منابع مرتبط با موضوع تحقیق (تحلیل هندسی و جنبشی سامانه‌های گسل‌های راندگی و امتدادلغز و همینطور مطالعات نوزمین‌ساختی و الگوهای دگرریختی مربوط به آنها)
 - ۳- تهیه و مطالعه تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی جهت شناسایی و تشخیص ساختارهای منطقه مورد مطالعه
 - ۴- انجام عملیات صحرایی و پیمایش‌های مناسب در مناطق مختلف با هدف اندازه‌گیری‌های ساختاری لازم به توضیح است که مطالعات میدانی جهت برداشت‌های صحرایی زیر صورت گرفته است:
 - برداشت ویژگی‌های لایه‌بندی در پیمایش‌های ساختاری عمود بر روند ساختارهای اصلی
 - شناسایی آثار گسلش سطحی و ساختارهای مرتبط با آن
- لازم به ذکر است که نحوه بیان موقعیت عناصر ساختاری صفحه‌ای به صورت امتداد، شیب و جهت شیب (Strike, Dip, Sense) و عناصر خطی به صورت میل و جهت میل (Plunge, Plunge Direction) می‌باشد.

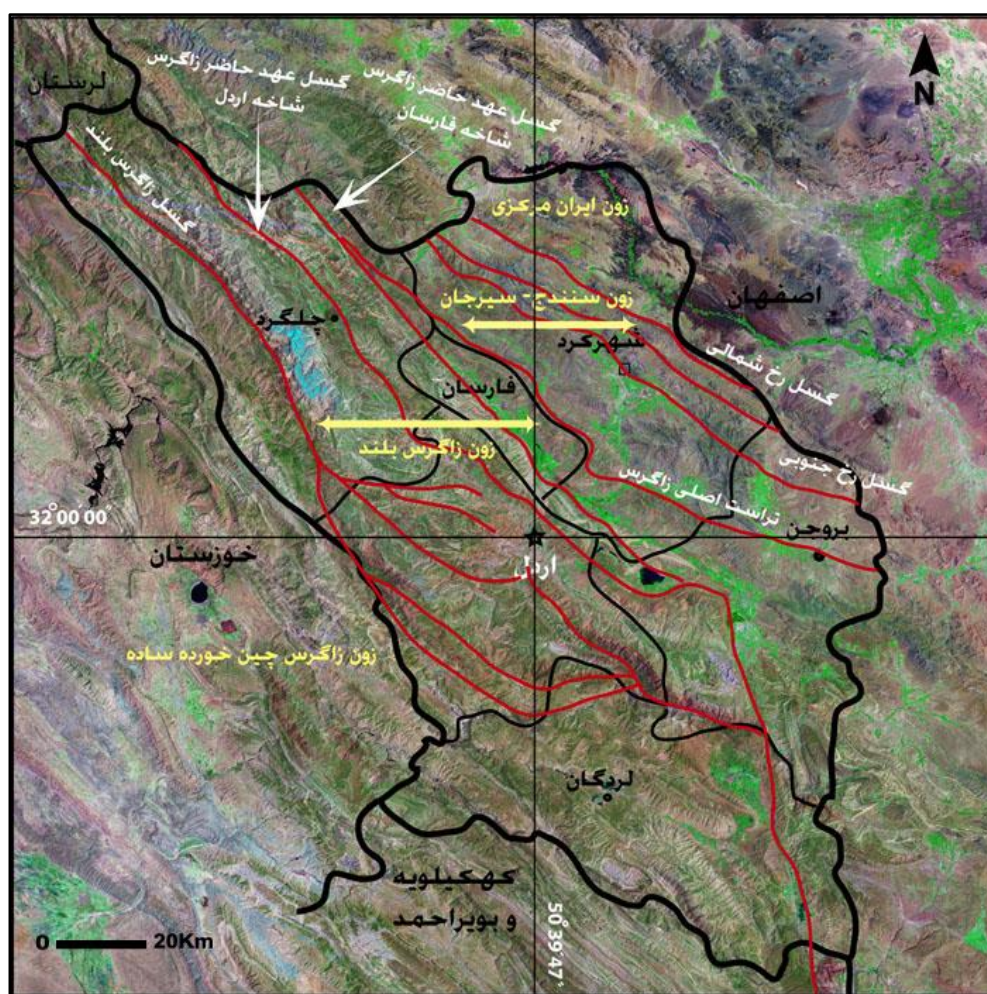
۵- تحلیل داده‌های ساختاری، که برگرفته از مطالعات قبلی، داده‌ها و اطلاعات بدست آمده از برداشت‌های صحرایی می‌باشد، با روش‌های مرسوم زمین‌شناسی ساختمانی مانند: تحلیل‌های هندسی و جنبشی صورت گرفته است و به این منظور از نرم‌افزارهای موجود، بخصوص نرم‌افزارهای استریوگرافیک مانند: Georient, GeoPlot, StereoNet, TectonicFP و ... استفاده شده است.

۶- تدوین پایان‌نامه و تهیه نقشه ساختاری از منطقه مورد مطالعه که از طریق تلفیق اطلاعات بدست آمده از تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی، برداشت‌های صحرایی و نقشه‌های توپوگرافی، با استفاده از نرم‌افزارهای مرتبط مانند: Global Mapper, Arc GIS و ... به انجام رسیده است.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

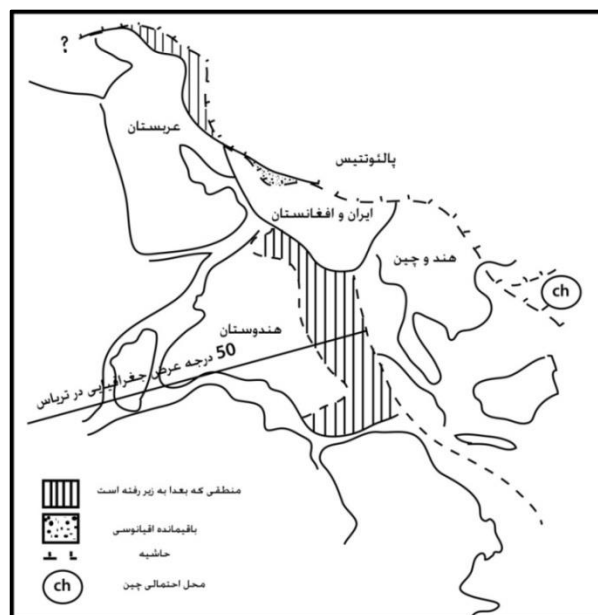
با توجه به روندهای ساختاری و رخساره‌های موجود در منطقه مورد مطالعه و بر اساس تقسیم‌بندی زون‌های رسوبی- ساختاری ایران توسط اشتوکلین (۱۹۶۸)، ناحیه مورد مطالعه در قسمت باختری زون رسوبی- ساختاری زاگرس مرتفع قرار دارد (شکل ۱-۲). به همین لحاظ در این فصل تاریخچه زمین‌ساختی پهنه زاگرس، به ویژه زاگرس مرتفع و همچنین چینه‌شناسی منطقه مطالعاتی، مورد بحث قرار می‌گیرد.



شکل ۱-۲- موقعیت ساختاری منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای ETM

۲-۱- تاریخچه تکاملی پوسته ایران

در زمان پرکامبرین، نواحی البرز، ایران مرکزی، سنندج- سیرجان و زاگرس در حاشیه شمالی قاره گندوانا قرار داشته و به وسیله اقیانوس تتیس کهن (پالئوتتیس) از پهنه کپه‌داغ و به تبع آن از قاره اوراسیا جدا بوده‌اند (شکل ۲-۲) (Stampfli, 1978; Berberian & King, 1981).



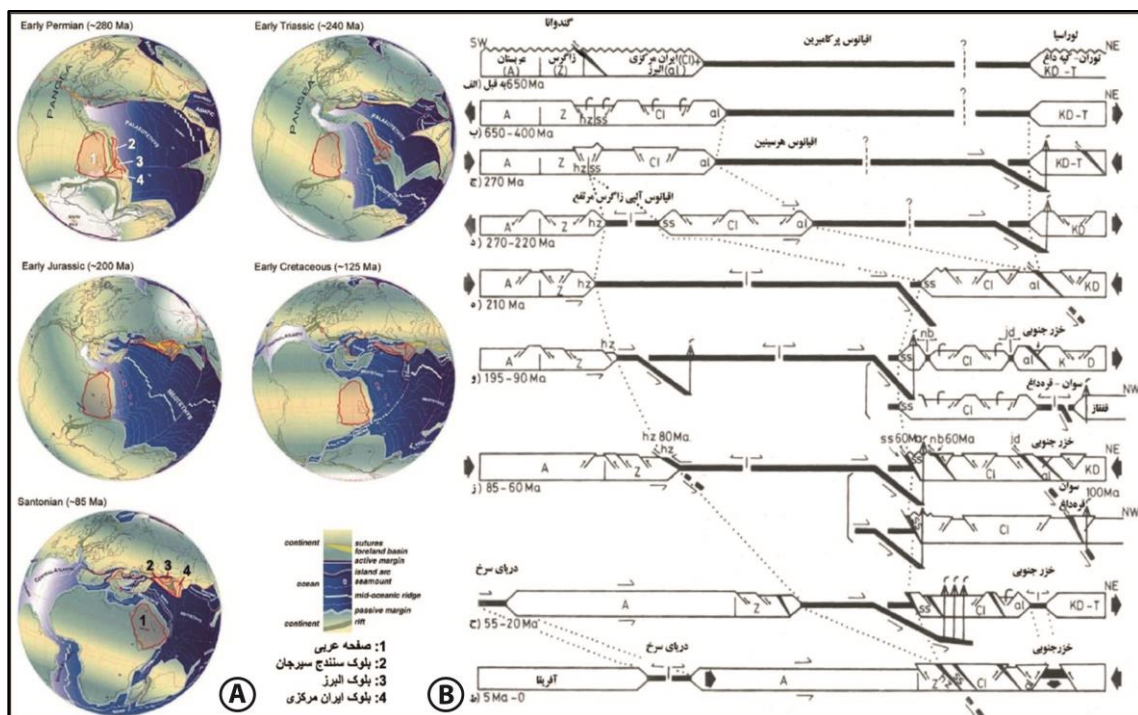
شکل ۲-۲- وضعیت بخش شمال خاوری گندوانا و حاشیه پالئوتتیزی آن در اوایل پالئوزئیک (Stampfli, 1978).

آمیزه‌های کافتی با سرشت قلیایی به همراه نهشته‌های تبخیری نظیر واحدهای سنگ‌چینه‌ای سری ریزو، سری دسو و سری راور در ایران مرکزی (کرمان) و یا مجموعه هرمز در جنوب خاوری زاگرس شواهدی هستند مبنی بر واگرایی دو قاره‌ی اوراسیا و گندوانا در زمان پرکامبرین-پسین-کامبرین پیشین که حاصل آن فروافتادگی‌هایی در ایران مرکزی، سنندج- سیرجان و زاگرس مرتفع بوده است (Berberian & King, 1981; Stoklin, 1998; Beydoun et al, 1992).

در چرخه رخداد هرسینین، حرکت دو قاره اوراسیا و گندوانا همگرا بوده و در نتیجه فراپوم‌هایی در ایران مرکزی، سنندج- سیرجان و زاگرس پدیدار شده‌اند که یکی از پیامدهای آن کاهش پهنای تتیس کهن و آغازی بر بسته شدن این اقیانوس بوده است.

از اوایل پرمین تا تریاس میانی، ضمن ادامه فروانش و کاهش گستره تتیس کهن، در محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس، اشتقاق دیگری به نام تتیس جوان (نئوتتیس) شکل گرفته است. در نتیجه این اشتقاق، صفحه ایران از صفحه عربستان جدا شده و هم‌زمان با گسترش بستر تتیس جوان، صفحه ایران به سمت شمال حرکت کرده است. در تریاس پسین، در اثر به هم پیوستن دو صفحه ایران و توران، تتیس کهن به طور کامل بسته شده است و صفحه ایران که تا این زمان ویژگی‌های گندوانایی داشته از این زمان سرشت اوراسیایی پیدا کرده است.

در زمان نئوژن، هم‌زمان با شکل‌گیری دریای سرخ، اقیانوس تتیس جوان به سرانجام خود نزدیک شده است. از زمان رخدادهای مربوط به آلپ پایانی (۵ میلیون سال پیش) تا به حال، در اثر گسترش دریای سرخ، با به هم رسیدن کامل بلندی‌های زاگرس به زون سندج- سیرجان، نئوتتیس به طور کامل بسته شده است (شکل ۲-۳) (Berberian & King, 1981; McQuarrie et al., 2003).



شکل ۲-۳: A: موقعیت جغرافیایی بلوک عربی و بلوک ایران در پالئوژئوتیک و مزوزوئیک (Stampfli & Borel, 2002).

B: تکامل ساختاری پوسته ایران (Berberian, 1995).

۲-۲- زمین‌ساخت پهنه زاگرس

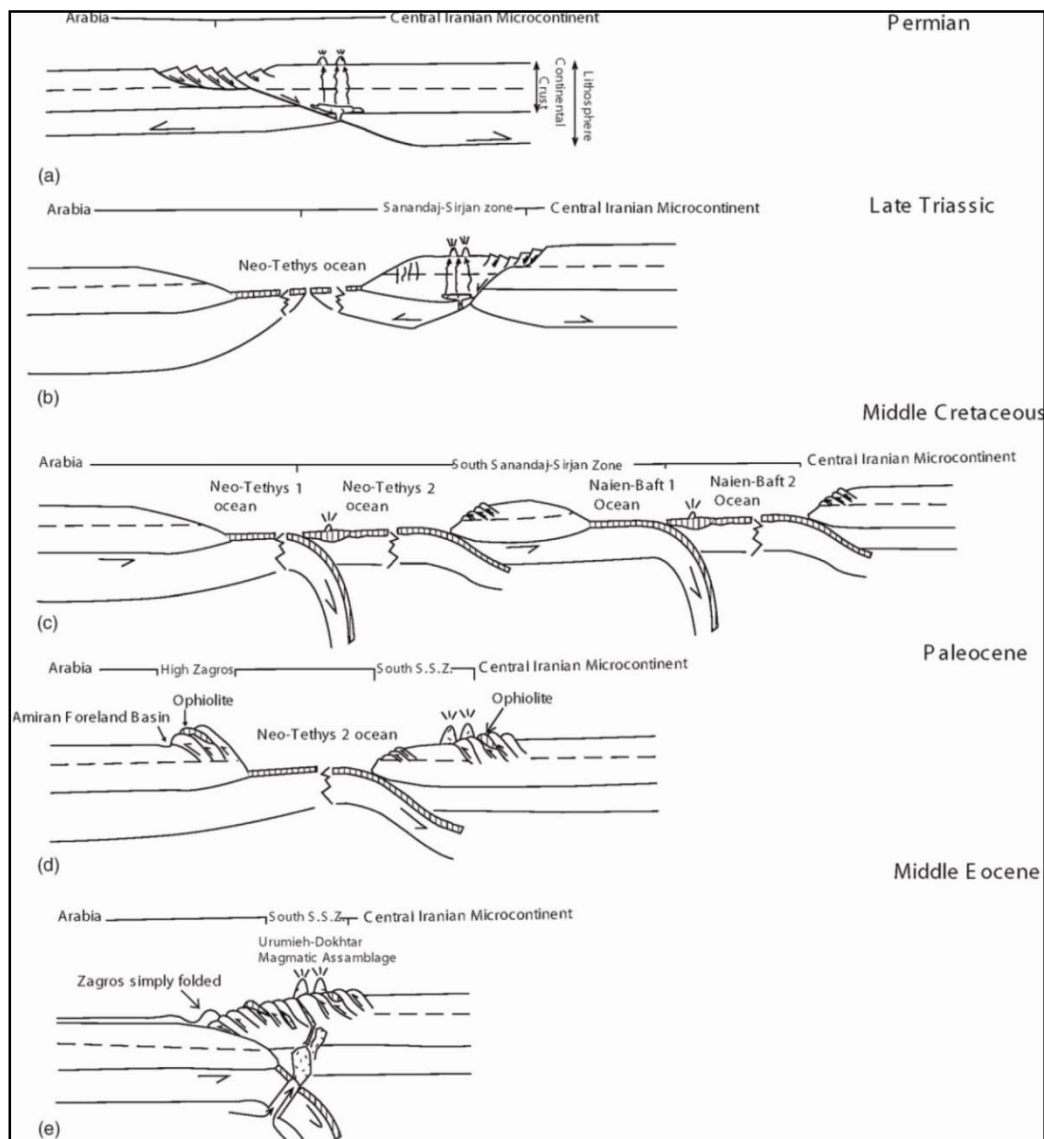
پهنه زاگرس، کمربند چین‌خورده-رانده‌ای است که از شمال باختر تا جنوب خاور ایران امتداد یافته است. این کمربند در قسمت میانی کوهزاد آلپی قرار گرفته و از جمله جوان‌ترین کوهزادهای سنوزوئیک محسوب می‌شود. این کمربند با روند شمال باختری- جنوب خاوری، از کوه‌های تاروس در ۳۰۰ کیلومتری جنوب خاوری گسل آناتولی خاوری در شمال خاوری ترکیه شروع شده و با حدود ۱۸۰۰ کیلومتر طول، سراسر شمال عراق و جنوب باختر ایران را در بر گرفته و تا تنگه هرمز که توسط گسل میناب با راستای شمالی- جنوبی از منشورهای به هم افزوده پهنه مکران جدا می‌شود، ادامه دارد (Hessami et al., 2001).

این پهنه بر اساس مطالعات زمین‌ساختی به عنوان مرز برخورد دو صفحه عربی و ایرانی در کرتاسه بالایی (Stokclin, 1974) یا الیگوسن (Dercourt et al., 1986) و یا میوسن زیرین (Mohajjel et al., 2003) در نظر گرفته شده است. به طور کلی توسعه و بازشدگی اقیانوس اطلس، دریای مدیترانه و اقیانوس هند باعث تداوم حرکت صفحه عربی به سمت شمال خاور گردیده و در نتیجه با ایجاد فضای قابل رسوبگذاری در زون فروانش در امتداد حاشیه شمالی صفحه عربی، شرایط لازم برای بسته شدن سریع اقیانوس نئوتتیس را فراهم کرده است. در این کمربند چون دیگر کمربندهای رانده شده، دگرریختی‌های اصلی، پوشش رسوبی ناشی از اثر راندگی‌هایی است که از پی‌سنگ منشأ می‌گیرند و هم امتداد با روند کوهزاد می‌باشند، به گونه‌ای که دگرریختی‌ها بعد از برخورد ورق عربی با ایران مرکزی از مناطق پس‌بوم^۲ آغاز و به سمت پیش‌بوم^۳ می‌روند. خلاصه تاریخچه زمین‌ساختی این کمربند (شکل ۲-۴)، شامل فاز پلاتفرمی در پالئوزوئیک، کافتش در تریاس، حاشیه قاره‌ای غیرفعال در ژوراسیک-کرتاسه میانی، فروانش به سمت شمال خاوری به زیر ایران مرکزی، جایگیری افیولیت‌ها در انتهای کرتاسه (فاز لارامید) و در انتها برخورد و کوتاه‌شدگی در طی فازهای پایانی آلپی

^۲ Hinterland

^۳ Foreland

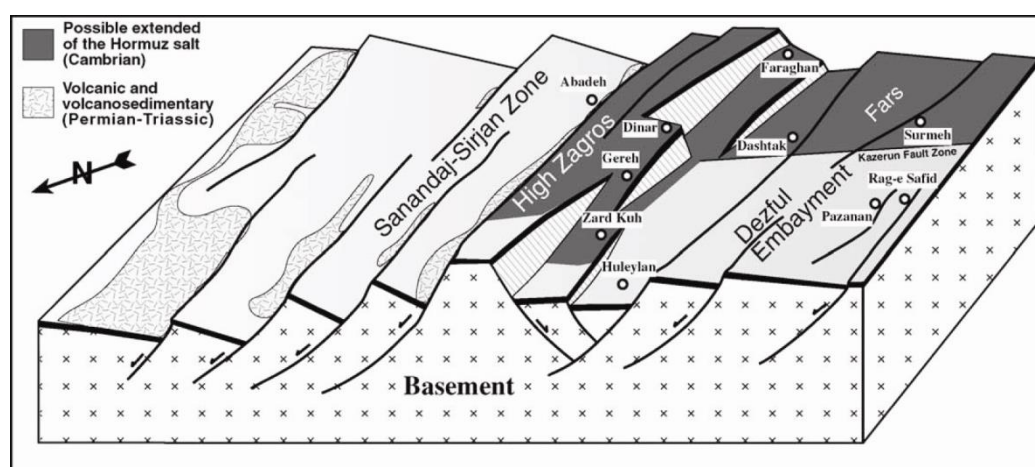
(والاشین تا پاسادنین) می‌باشد (Falcon, 1974; Alavi, 1980; Jackson & Mckenzie, 1984;)
(Ghasemi & Talbot, 2006).



شکل ۲-۴- تاریخچه تکامل زمین‌ساختی زاگرس در جنوب زون سنندج-سیرجان (Ghasemi & Talbot, 2006)

(a): Permian rifting (b): second rifting phase in Late Triassic (c): the closure of the Neo Tethys and Naïen-Baft Oceans occurred at first as a collision with an oceanic island arc (d): ophiolite emplacement along the SSZ and on the Central Iranian Microcontinent (e): Middle Eocene slab break-off

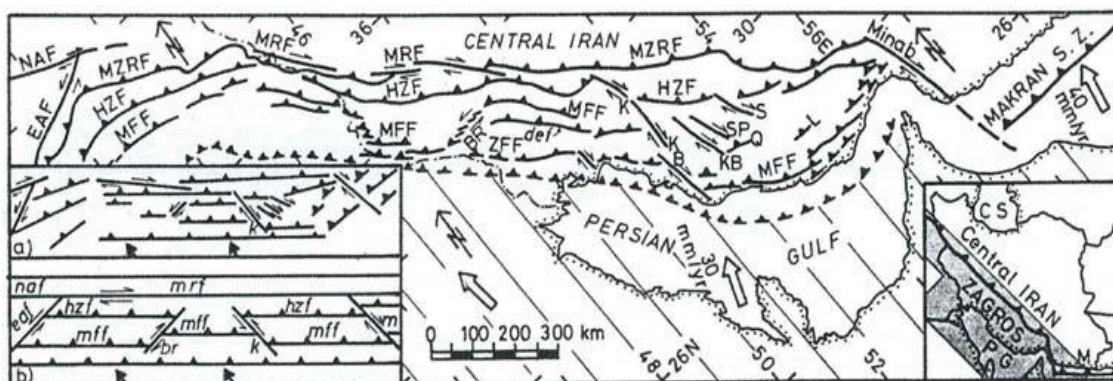
در حین پدیده کافتش در تریاس و باز شدن حوضه، گسل‌های نرمال موازی با محور ریفت شکل گرفته (شکل ۲-۵) که این گسل‌ها کنترل‌کننده‌های اصلی حوضه رسوبی زاگرس بوده‌اند (Sepehr & Cosgrove, 2004). این گسل‌ها شکل و عمق حوضه را رقم زده و در نهایت بسته شدن حوضه و ایجاد کمربند کوهزایی زاگرس حاصل عملکرد مجدد این گسل‌ها در قالب گسل‌های معکوس بوده است (Jackson & McKenzie, 1984).



شکل ۲-۵- بلوک دیاگرام ترسیم شده از رخنمون‌های پرمو- تریاس بر روی پی سنگ زاگرس و اثر گسل‌ها بر شکل و عمق حوضه (Sepehr & Cosgrove, 2004)

این پهنه همچنین توسط گسل‌های عرضی بریده و باعث فرونشست یا بالآمدگی ناهمسان در دو طرف گسل‌ها شده است. بررسی گسله‌های عرضی در سایر نقاط دنیا حکایت از آن دارد که چین‌ها در محل تقاطع با این گسله‌ها خمیده یا بریده و جابه‌جا شده‌اند و اکثر زلزله‌های بزرگ نیز در چنین مناطقی رخ داده است. این پهنه‌های گسلی در سطح زمین و بر روی تصاویر ماهواره‌ای به خوبی قابل مشاهده هستند. همین شواهد را می‌توان در مورد گسله‌های عرضی زاگرس مشاهده نمود، به گونه‌ای که چین‌های زاگرس در محل برخورد به پهنه‌های گسلی نظیر کازرون و کره‌بس خاتمه یافته‌اند یا با خمشی راستگرد موازی با پهنه گسله قرار می‌گیرند (Sepehr & Cosgrove, 2004) و یا اینکه همانند برخورد با پهنه گسله‌های کره‌بس و سبزپوشان، بریده شده و ارتفاع می‌گیرند (Talbot & Alavi,)

(1996). تأثیرگذاری و عملکرد این گسله‌ها در تشکیل حوضه رسوبی زاگرس بسیار مهم است، به طوری که برخی از این گسل‌ها به دلیل عمیق‌تر بودن، کنترل‌کننده رخساره‌ها و ضخامت رسوبات فانروژئیک (Koop & Stoneley, 1982) و برخی نیز کنترل‌کننده گسلش و بزرگای زلزله‌های زاگرس هستند (شکل ۲-۶) (Berberian, 1995).



شکل ۲-۶- نقشه دگرشکلی‌های ناشی از زمین‌ساخت فعال زاگرس در طول گسل‌های راست‌الغز عرضی و راندگی‌های

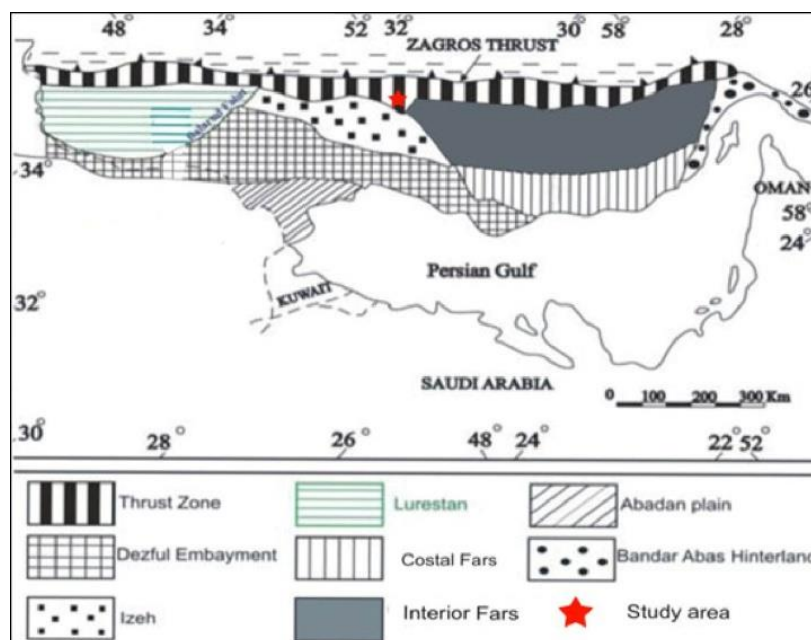
پی‌سنگی مدفون طولی (Berberian, 1995)

۲-۳- زیر پهنه‌های ساختاری کمربند زاگرس

پهنه زاگرس را با تلفیق دو دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی و الگوی ساختاری می‌توان به دو زیر پهنه زاگرس چین‌خورده و زون راندگی‌ها تقسیم کرد (آقانبانی، ۱۳۸۵):

الف- زاگرس چین‌خورده؛ این واحد ساختمانی با پهنای حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر در منتهی‌الیه حاشیه باختری ایران و در بین دو گسل زاگرس مرتفع (در شمال خاور) و گسل پیشانی کوهستان زاگرس (در جنوب باختر) قرار گرفته و به علت چین‌خوردگی رسوبات آن به زاگرس چین‌خورده معروف است. بررسی‌های جغرافیای دیرینه نشان می‌دهد که زاگرس چین‌خورده در همه جا ویژگی‌های یکسان زمین‌شناختی ندارد. بر اساس همین امر این پهنه به زیر پهنه‌های لرستان، ایذه، فرواتادگی دزفول، فارس، پس خشکی بندرعباس و دشت آبادان تقسیم می‌شود (شکل ۲-۷).

ب- زیر پهنه زاگرس بلند؛ با توجه به قرارگیری منطقه مورد مطالعه در این زیر پهنه، در ادامه به توضیح بیشتر ویژگی‌های آن پرداخته خواهد شد.



شکل ۲-۷- زیر پهنه‌های اصلی زاگرس و تقسیمات زاگرس چین‌خورده (آقائباتی، ۱۳۸۳)

۲-۴- پهنه زاگرس بلند

این منطقه با پهنای ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر، به صورت نواری کم پهن است که بلندترین قسمت کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد. مرز شمالی این زون منطبق بر گسل معکوس اصلی زاگرس^۴ و مرز جنوبی آن گسل زاگرس مرتفع^۵ می‌باشد (Sepehr & Cosgrove, 2004; Heydari, 2008). در فرهنگ زمین‌شناسی ایران این زیر پهنه به نام‌هایی چون زاگرس بلند، زاگرس داخلی و زاگرس خرد شده نیز خوانده می‌شود. در زاگرس مرتفع رخنمونی از سنگ‌های پرکامبرین دیده نشده و سنگ‌های پرکامبرین پسین تا تریاس میانی آن مانند سایر نقاط ایران، رخساره گندوانایی دارد. سنگ‌های لیاس تا ائوسن آن با ستبرای نزدیک به ۳۵۰۰ متر بیشتر از نوع مارن‌های گلوبیژرین‌دار، رادیولاریت،

^۴ MZRF

^۵ HZF

افیولیت و آواری از نوع فیلیش می‌باشد که با فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی همراه است. سنگ‌های یاد شده نشان می‌دهند که این بخش بر خلاف وضعیت کنونی، در زمان مزوزوئیک تا اوایل سنوزوئیک گودترین بخش حوضه زاگرس بوده است. چنین می‌نماید که در اثر نیروی کششی وابسته به رخداد کوهزایی سیمرین پیشین (تریاس میانی- بالایی)، ستبرای پوسته در زون راندگی‌ها کاهش یافته، به طوری که در بخش شمال باختری آن (کرمانشاه) در طی تریاس پسین- کرتاسه، گودی باریک و عمیقی پدیدار شده و در آن رسوبات شبه توریدایت، متشکل از آهک، شیل، ماسه‌سنگ، رادیولاریت و روانه‌های آتشفشانی انباشته شده‌اند. ولی در بخش جنوب خاوری این گودی (نیریز)، شکستگی کامل پوسته، موجب اقیانوس‌زایی و تشکیل مجموعه‌های افیولیتی گردیده است (آقاناتی، ۱۳۸۳). تنش فشارشی که از تورونین میانی به وجود آمده، منجر به ایجاد و توسعه یک حاشیه فعال در کرانه شمالی و شمال خاوری صفحه عربی شده، که این فعالیت تا به امروز نیز ادامه دارد (Alavi, 2004). گفتنی است که Falcon (1974) به دو فاز چین‌خوردگی در این بخش اشاره داشته است. فاز نخست در اواخر کرتاسه رخ داده (کوهزایی لارامید) که رابطه ناهم‌ساز فیلیش‌های کرتاسه با رسوبات ائوسن میانی مبین آن است. وی فاز دوم را از اواخر میوسن تا امروز می‌داند (کوهزایی آلپی پایانی) که شدت آن در پلیوسن در بیشترین مقدار بوده است. یکی از ویژگی‌های زاگرس مرتفع، وجود راندگی‌های فراوان می- باشد. شیب راندگی‌ها به سوی شمال خاوری است ولی مقدار جابجایی آنها به خوبی مشخص نیست و تنها با توجه به راندگی سنگ‌های کامبرین بر روی ردیف‌های پلیوسن، می‌توان به تصویری از مقدار جابجایی دست یافت (مطیعی، ۱۳۷۴).

به طور کلی بخش رورانده زاگرس را می‌توان با مشخصات زیر از سایر قسمت‌های ایران جدا کرد (افتخارنژاد، ۱۳۵۹):

- تا اواخر تریاس بخشی از سکوی ایران بوده است.
- در ژوراسیک به صورت ناوه عمیقی بوده و رسوبات دریایی رادیولار در آن انباشته شده است.

- فازهای جوان آلپی این بخش را به شدت تحت تاثیر قرار داده‌اند.
- فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی در دوران مزوزوئیک در بخش‌هایی از آن رخ داده است (مانند نیریز).

۲-۵- چینه‌شناسی

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته پیشین، به ویژه نقشه‌های زمین‌شناسی اردل با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (احسان‌بخش، ۱۳۷۵)، چهارگوش شهرکرد با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (زاهدی، ۱۳۷۲) و همین‌طور مطالعات صورت گرفته توسط نگارنده، می‌توان توالی‌هایی از رخنمون سنگ‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک را در منطقه پیگیری کرد.

سری هرمز به سن پرکامبرین پسین- کامبرین میانی، قدیمی‌ترین و نهشته‌های کواترنری، جدیدترین واحدهای رخنمون یافته منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. توالی‌های مربوط به پالئوزوئیک منطقه، شامل سازندهای میلا و دالان می‌باشد. سازندهای نیریز، سورمه، فهلین، داریان، کژدمی، سروک و ایلام، توالی‌های مزوزوئیک این ناحیه را تشکیل می‌دهند. واحدهای مربوط به سنوزوئیک شامل سازندهای ساچون، کشکان، شهبازان، جهرم، پابده، آسماری، رازک، کنگلومرای بختیاری و نهشته‌های کواترنری می‌باشند.

در این بخش به بررسی ویژگی‌های سازندهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، از قدیم به جدید، پرداخته می‌شود. لازم به توضیح است که نامگذاری سازندها در این نوشتار بر اساس نامگذاری موجود در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردل (احسان‌بخش، ۱۳۷۵) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ شهرکرد (زاهدی، ۱۳۷۲) صورت گرفته است.

۲-۵-۱- واحدهای سنگی پالئوزئیک

۲-۵-۱-۱- مجموعه هرمز

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه، سری نمکی هرمز می‌باشد (احسان بخش، ۱۳۷۵). مقایسه منطقه‌ای با کشورهای همجوار و همچنین ایران مرکزی تأیید می‌کند که سری هرمز، سن پرکامبرین پسین- کامبرین میانی دارد. به گفته مطیعی (۱۳۷۲)، سری هرمز در حوضه‌های بسیار کم عمق ولی در ارتباط با دریا‌های آزاد، بر روی سپر دشتگون شده زاگرس نهشته شده است. گنبد‌های نمکی بهترین جلوه برای جریان پلاستیک مواد از پی سنگ به سطح می‌باشند. در پهنه مورد بررسی، انتشار گنبد‌های نمکی در حواشی گسل‌هایی می‌باشد که احتمالاً تا پی سنگ ادامه دارند. در بین راندگی‌های سولقان، دوپلان و همچنین در امتداد گسل بازفت و گسل اردل- کوه‌رنگ این سری به خوبی دیده می‌شود (شکل ۲-۸). سنگ‌های رسی رنگین همراه با نمک، پیکره اصلی گنبد‌های نمکی را می‌سازد. کربنات‌های سری هرمز و سنگ‌های آذرین حد واسط اپیدوتی شده و سنگ‌های میکادار کامبرین به وفور و به گونه‌ای پراکنده در گنبد‌های نمکی منطقه دیده می‌شوند.



شکل ۲-۸- نمایی از سری هرمز در شمال روستای کاج در امتداد گسل اردل (دید عکس به سمت خاور)

۲-۵-۱-۲ سازند میلا

سازند میلا در زاگرس به خوبی با برش الگوی آن در البرز قابل مقایسه است (مطیعی، ۱۳۷۲). شمال درهٔ بازفت، زردکوه، سبزکوه، کوه لاجین، کوه گره و کوه دنا، بخش‌هایی از زاگرس مرتفع هستند که سازند میلا در آنها رخنمون دارد (Setudehnia, 1975). Setudehnia (1975) سازند میلا را در حوضهٔ زاگرس به سه عضو تقسیم کرده است: عضو (A) در بخش پایینی، عضو (B) در بخش میانی و عضو (C) در بخش بالایی.

بخش A متشکل از دولومیت و شیل سیلتی می‌باشد. بخش B شامل آهک‌های روشن همراه با میان-لایه‌های شیل قرمز بوده و بخش C از تناوب آهک‌های خاکستری و شیل قرمز و سبز تشکیل شده است. در بخش زیرین این سازند حدود ۵ متر ماسه‌سنگ (کوارتز آرنایت) سفید به رنگ صورتی وجود دارد که با سطح تماس ناگهانی بر روی واحدهای کامبرین قرار دارد (احسان بخش، ۱۳۷۵) (شکل ۲-۱۱).

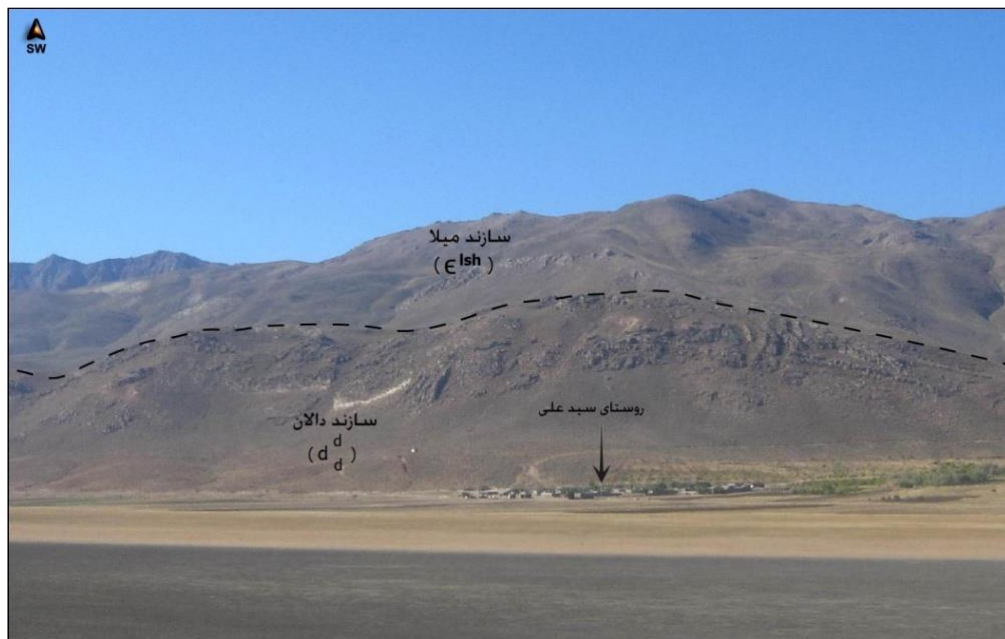
در مطالعات پالینولوژی انجام شده توسط Ghavidel Syooki (1990) در برش‌های تنگ ایللیک و چالیشه که بر روی ظهور و ناپدید شدن گونه‌هایی از آرکتارکها (Cristallinium combrience, Timofeevia lanarae, Ooidium rossicum) صورت گرفته، سن این سازند را به کامبرین میانی تا بالایی و تا حدی ترمادوسین آغازین نسبت می‌دهد.

۲-۵-۱-۳ سازند دالان

نام این سازند از تاق‌دیزی به همین نام واقع در فاصلهٔ تقریبی ۱۱۰ کیلومتری جنوب خاوری شیراز، انتخاب شده است. این سازند قبلاً به نام سازند خوف خوانده می‌شد که از محلی در شبه جزیرهٔ عربستان گرفته شده است (Szabo & Keradpir, 1978; Setudehnia, 1976). این واحد در منطقه متشکل از دولومیت‌های متبلور توده‌ای، سخت و دیواره‌ساز به رنگ خاکستری روشن می‌باشد (شکل

۹-۲) (احسان بخش، ۱۳۷۵). باغبانی (۱۹۸۱) سن سازند دالان را به گوبرگاندین^۶ تا دوراشامین^۷ نسبت می‌دهد. مرز زیرین سازند دالان با سازند آواری فراقان، پیوسته و تدریجی است. در بسیاری از نواحی زاگرس مرز پرمین و تریاس ناپیوسته می‌باشد. سازند دالان در شرایط رسوبی مشابه‌ای انباشته نشده به همین دلیل، تغییرات سنگ‌شناسی آن تابع تغییرات رخساره‌ای می‌باشد. چهار رخساره کلی در این سازند قابل تشخیص است که عبارتند از (مطیعی، ۱۳۷۲):

- رخساره کربنات‌های ساحل محدود
- رخساره کربنات‌های آرگانیک ساحلی
- رخساره کربنات‌های دریایی آزاد
- رخساره کربناتی-تخریبی نزدیک ساحل

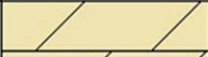
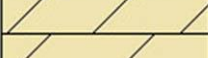
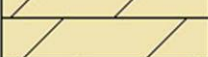
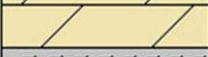
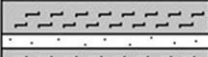
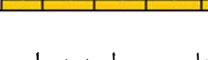
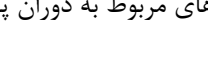
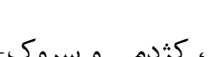
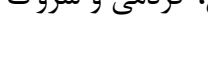
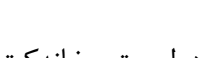
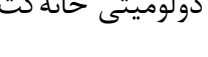


شکل ۹-۲- نمایش از سازند میلا و دالان در نزدیکی روستای سید علی (دید عکس به سمت جنوب باختر)

^۶ Gubergendinian

^۷ Dorashamian

ستون چین‌نگاری سازندهای رخنمون یافته مربوط به دوران پالئوزوئیک، در منطقه مورد مطالعه، در شکل ۱۰-۲ آورده شده است.

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
	Permian	Upper	Dalan		Massive crystalline dark grey dolomite
					
					
					
					
					
	Cambrian	Upper	Mila		Alternation of white sandstone with black marl
					
					
					
					
					
		Middle			Alternation of red, green shale and limestone
					
					
					
					
					
				Alternation of limestone and green shale	
					
					
					
					
					

شکل ۱۰-۲- ستون چین‌شناسی سازندهای مربوط به دوران پالئوزوئیک (بدون مقیاس)

۲-۵-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک

واحدهای سنگی مزوزوئیک در منطقه مورد مطالعه شامل سازندهای خانه‌کت، نیریز، سورمه، نیریز-سورمه، فهلپان-داریان، فهلپان-داریان-کژدمی، کژدمی و سروک-ایلام می‌باشد.

۲-۵-۲-۱- سازند خانه‌کت

در زاگرس مرتفع، کربنات‌های تریاس نام سازند دولومیتی خانه‌کت دارند که هم‌ارز مجموعه دو سازند کنگان و دشتک است (آقانباتی، ۱۳۸۳). دولومیت‌های نازک تا متوسط لایه که در بعضی از نقاط

برشی شده‌اند، اجزای تشکیل دهنده این سازند در منطقه می‌باشند (احسان‌بخش، ۱۳۷۵). در بُرش الگو، مرز زیرین خانه‌کت چندان روشن نیست ولی در اُسترانکوه سنگ آهک‌های لایه لایه، به صورت ناپیوسته بر روی کربنات‌های سازند دالان جای دارند. ویژگی‌های زیست چینه‌ای دولومیت‌های خانه‌کت به نام Trocholina Zone نامگذاری شده است که در روی ردیف‌های دوکفه‌ای دار تریاس پایینی جای دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳). سن سازند خانه‌کت تریاس پایینی تا تریاس میانی می‌باشد (Szabo & Khoradpir, 1978).

۲-۲-۵-۲- سازند نیریز

گذر از تریاس به ژوراسیک در این منطقه همراه با یک سطح فرسایشی مشخص در قاعده سازند نیریز می‌باشد. سنگ‌شناسی سازند نیریز در این منطقه، تناوبی از سنگ‌های کربناته و مارن‌های رنگین می‌باشد که در برخی موارد با رسوبات آواری همراه می‌گردد. در محل کوه هلن و معدن دوپلان، سازند نیریز به خوبی قابل مشاهده است. در این مکان‌ها دولومیت‌های نازک لایه، شیل و مارن‌های هوازده با رنگ سبز، سبز زیتونی، نخودی، زرد و آبی، همراه با شیل‌های بیتومینه رخنمون دارند (احسان‌بخش، ۱۳۷۵). با توجه به فسیل‌های بدست آمده از این سازند، سن آن، ژوراسیک پایینی (لیاس) تعیین شده است (Wynd, 1965).

۲-۲-۵-۳- سازند سورمه

این سازند متشکل از آهک‌ها و دولومیت‌های خاکستری تا سیاه و قهوه‌ای توده‌ای می‌باشد. این سازند بدون هیچ گونه واحد تبخیری به صورت همشیب توسط سازند فهلپیان و داریان پوشیده شده است (احسان‌بخش، ۱۳۷۵). از نظر سنی سازند سورمه مربوط به ژوراسیک میانی - بالایی می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲-۵-۲-۴- سازند نیریز - سورمه

در منطقه اردل - ناغان و دوپلان، تمایز سازند نیریز از سازند سورمه به دلیل تشابه سنگ‌شناسی امکان‌پذیر نمی‌باشد. لذا در بررسی‌هایی که احسان‌بخش (۱۳۷۵) در تکمیل نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردل صورت داد، این بخش را تحت عنوان نیریز - سورمه نامگذاری کرده است. این واحد شامل سنگ‌های آهکی و دولومیتی می‌باشد و توسط سازندهای کرتاسه زیرین مانند فهلیان و داریان پوشیده می‌شود.

۲-۵-۲-۵- سازند فهلیان - داریان

مجموعه رسوبات کرتاسه زیرین در اطراف معدن دوپلان در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردل (احسان بخش، ۱۳۷۵)، تحت عنوان سازند داریان - فهلیان آمده است که توسط کنگلومرای پالئوژن - نئوژن پوشیده شده است. این واحد سنگی از آهک‌های آربیتولین‌دار نازک تا متوسط لایه تشکیل شده که در بخش زیرین آن آهک‌های جلبکی قهوه‌ای تا خاکستری مشاهده می‌شود (احسان بخش، ۱۳۷۵).

۲-۵-۲-۶- سازند فهلیان - داریان - کژدمی

این واحد سنگی متشکل از آهک‌های خاکستری تا قهوه‌ای رنگ می‌باشد، که با توجه به موقعیت چینه‌شناسی و مشخصات سنگ‌شناسی، به سازندهای فهلیان - داریان - کژدمی نسبت داده شده است (احسان بخش، ۱۳۷۵).

۲-۵-۲-۷- سازند کژدمی

سازند کژدمی در نواحی فارس و فروافتادگی دزفول در غالب رخساره شیلی دیده می‌شود و از مناطق شمالی فروافتادگی دزفول به سمت شمال خاوری لرستان به تدریج به ردیف‌های کربناته تبدیل می‌شود. در این حالت، تفکیک سنگ آهک‌های داریان، کژدمی، سروک و ایلام دشوار است (مطیعی،

۱۳۷۲). سنگ‌شناسی غالب این سازند در ناحیه مورد مطالعه شامل آهک‌های نازک تا متوسط لایه به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای روشن با لایه‌بندی منظم، به همراه بین لایه‌های شیلی تشخیص داده شده است (احسان‌بخش، ۱۳۷۵) (شکل ۲-۱۱).

مرز زیرین آن با سازند فهلان- داریان ناپیوسته بوده و مرز بالایی آن با سازند سروک پیوسته و تدریجی می‌باشد. سن این سازند با توجه به میکروفسیل‌های شناسایی شده، آلبین تا سنومانین است (مطیعی، ۱۳۷۲).



شکل ۲-۱۱- نمایی از سازند کژدمی در تنگ درکش- ورکش (دید عکس به سمت باختر)

۲-۵-۲-۸- سازند سروک-ایلام

این واحد متشکل از آهک‌های توده‌ای و متراکم به رنگ خاکستری متمایل به قهوه‌ای می‌باشد. این سازند در منطقه توسط سازندهای مختلفی از جمله سازند گورپی و تاربور پوشیده شده است و در رأس، سطح تماس آن به صورت ناپیوستگی می‌باشد. سن این سازند بر اساس فسیل‌های بدست آمده در منطقه، آلبین- کامپانین پیشنهاد شده است (احسان‌بخش، ۱۳۷۵).

ستون چین‌نگاری سازندهای رخنمون یافته مربوط به دوران مزوزوئیک، در منطقه مورد مطالعه، در شکل ۱۲-۲ آورده شده است.

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
MESOZOIC	Cretaceous	Upper	Sarvak-Illam		Massive brownish grey limestone
					Thin, well bedded, grey orbitolina bearing limestone
		Lower	Fahlyan-Daryan-Kazhdumi		Medium bedded grey limestone
					Thin to medium bedded orbitolina limestone
	Jurassic	Upper	Neyriz-Surmeh		Massive dolomite and dolomitic limestone
		Middle			Thin to medium bedded marl with dolomite
		Lower			Thin to medium bedded marl with dolomite
	Triassic	Middle	Khanehkat		Thin to medium bedded dolomite and brecciated dolomite
		Lower			Thin to medium bedded dolomite and brecciated dolomite

شکل ۱۲-۲- ستون چین‌شناسی سازندهای مربوط به دوران مزوزوئیک (بدون مقیاس)

۲-۵-۳- واحدهای سنگی سنوزوئیک

نهمین‌های سنوزوئیک در ناحیه مورد مطالعه متشکل از سازندهای ساچون، کشکان، شهبازان، جهرم، جهرم- آسماری، پابده، آسماری، رازک، کنگلومرای بختیاری . رسوبات کواترنری می‌باشند.

۲-۵-۳-۱ سازند ساچون

این سازند در منطقه مورد مطالعه، از مارن‌های ارغوانی، گچ، دولومیت و مارن‌های سبز همراه با ماسه-سنگ و کنگلومرا تشکیل شده است (احسان بخش، ۱۳۷۵) (شکل ۲-۱۳). سید امامی (۱۳۵۱) سن این تشکیلات را اواخر ماستریشتین تا اوایل ائوسن می‌داند. گسترش جغرافیایی سازند ساچون بیشتر محدود به ناحیه فارس است. به سمت شمال خاوری پس از حذف انیدریت‌ها و دولومیت‌ها، این سازند ابتدا مارنی-سیلتی و سپس ماسه‌ای-کنگلومرای می‌شود. به سمت جنوب باختر نیز ساچون به آرامی با سازند پابده جانشین می‌شود (آقابات، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۱۳- توالی سازند ساچون و جهرم در شمال دویلان (دید عکس به سمت خاور)

۲-۵-۳-۲ سازند کشکان

این سازند در منطقه مورد بررسی متشکل از کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز رنگ با اجزای چرتی می‌باشد (احسان بخش، ۱۳۷۵). فسیل شاخصی که سن سازند کشکان را قاطعانه تعیین کند، یافت نشده ولی از نظر موقعیت چینه‌شناسی، سن آن پالئوسن تا ائوسن میانی ذکر شده است (Stocklin, 1972).

۲-۵-۳- سازند شهبازان

آهک و دولومیت‌های سفید رنگ نازک تا متوسط لایه و متخلخل، پیکره اصلی سنگ‌شناسی این سازند در منطقه است (احسان بخش، ۱۳۷۵). در بخش‌های مختلف زاگرس، سازند شهبازان با سازندهای کشکان، تله زنگ، پابده و سازند جهرم ارتباط بین انگشتی دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳). در دولومیت‌ها و آهک‌های دولومیتی سازند شهبازان، فسیل‌های فراوانی یافت نمی‌شود. سن این سازند با توجه به میکروفسیل‌های شناسایی شده (نومولیت) به ائوسن میانی تا ائوسن بالایی نسبت داده می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲).

۲-۵-۴- سازند جهرم

دولومیت و آهک‌های دولومیتی خاکستری رنگ صخره‌ساز با فرسایش کم، که دارای لایه‌بندی نازک تا متوسط می‌باشند، پیکره اصلی سنگ‌شناسی این سازند را در منطقه می‌سازد (احسان بخش، ۱۳۷۵). این سازند در بُرش الگو، بر روی سازند ساچون قرار دارد. مرز بالایی سازند جهرم با سازند آسماری ناپیوسته می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳). سن این سازند، پالتوسن تا ائوسن میانی است (James & Wynd, 1965). سازند جهرم در منطقه اردل، در محیط رمپ کربناته‌ای شبیه به خلیج فارس رسوبگذاری شده است (Taheri et al., 2008).

۲-۵-۵- سازند جهرم-آسماری

از آنجا که تفکیک این دو سازند در رخنمون‌ها به سختی امکان پذیر است، در نقشه‌های زمین‌شناسی عموماً به صورت جهرم-آسماری معرفی می‌شود (Liewellyn & Ahdoost, 1973). سنگ‌شناسی غالب این سازند در منطقه مورد مطالعه از آهک و دولومیت‌های خاکستری ضخیم تا متوسط لایه تشکیل شده است. در ناحیه اردل سن این واحد، پالتوسن بالایی تا میوسن آغازین است (احسان بخش، ۱۳۷۵).

۲-۵-۳-۶- سازند پابده

نام این سازند از تنگ پابده در گوه گورپی اقتباس شده است (James & Wynd, 1965). سنگ‌شناسی این سازند در منطقه شامل تناوبی از مارن‌های خاکستری و آهک می‌باشد. این سازند با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند گورپی قرار گرفته و با مرز تدریجی و پیوسته در زیر دولومیت‌های سازند جهرم قرار می‌گیرد (احسان بخش، ۱۳۷۵). سن سازند پابده از پالئوسن تا میوسن متغیر است (مطیعی، ۱۳۷۲). در ناحیه مورد مطالعه سازند پابده به پالئوسن-اؤسن نسبت داده شده است (احسان‌بخش، ۱۳۷۵).

۲-۵-۳-۷- سازند آسماری

اولین بررسی‌ها بر روی سازند آسماری توسط Busk & Mayo در سال ۱۹۱۸ صورت گرفت. بعد از آن، در سال ۱۹۶۵ این سازند توسط James & Wynd تشریح شد. سنگ‌شناسی این سازند در این منطقه متشکل از آهک‌های کرم رنگ با تخلخل و شکستگی بالا می‌باشد (احسان بخش، ۱۳۷۵) (شکل ۲-۱۴). سازند آسماری در سطح تماس زیرین خود، عموماً شیل‌ها و مارن‌های سازند پابده را به طور همشیب می‌پوشاند. ولی در مرکز لرستان با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند آهکی و دولومیتی شهبازان قرار می‌گیرد. در بخشی از نواحی فارس هم با ناپیوستگی فرسایشی سازند جهرم را فرا می‌گیرد. سطح تماس فوقانی این واحد توسط سازند گچساران به حالت هم شیب پوشیده می‌شود. در فارس داخلی، سازند رازک که جانشین گچساران می‌شود، به طور همشیب روی آسماری قرار می‌گیرد (درویش زاده، ۱۳۷۰). محدوده سنی سازند آسماری، الگیوسن-میوسن تعیین شده که نشان دهنده رسوبگذاری در محیط رمپ کربناته می‌باشد که قابل قیاس با محیط رسوبگذاری کنونی در خلیج فارس می‌باشد (Vaziri-Moghaddam et al., 2010).



شکل ۲-۱۴- آهک‌های کرم رنگ سازند آسماری در نزدیکی روستای باجگیران (دید عکس به سمت باختر)

۲-۵-۳-۸- سازند رازک

در گردنه باجگیران این سازند بر روی سنگ‌های آهکی سازند آسماری- جهرم، با سطح تماس هم- شیب و ناگهانی قرار گرفته است. این سازند در ناحیه مورد مطالعه، متشکل از تناوب مارن‌های سبز زیتونی و کنگلومرا به رنگ خاکستری روشن می‌باشد (احسان بخش، ۱۹۹۶) (شکل ۲-۱۵). از لحاظ گستردگی، سازند رازک گسترش زیادی در ناحیه فارس داخلی دارد ولی از این محل به سمت جنوب و جنوب باختر با سازند گچساران حالت بین انگشتی پیدا می‌کند، به نحوی که در بندرعباس و جزیره قشم، سازند گچساران قابل مشاهده نیست (درویش زاده، ۱۳۷۰). سن سازند رازک در لرستان بوردیگالین تا میوسن بالایی، در ناحیه فارس مرکزی از بوردیگالین تا میوسن میانی، در بندرعباس الیگوسن تا میوسن پیشین و در حوالی سی‌سخت از آکی‌تانی تا میوسن پیشین است (آقائباتی، ۱۳۸۳). سازند رازک، رخساره‌ای حاشیه‌ای از سازند گچساران و آسماری است (مطیعی، ۱۳۷۲).



شکل ۲-۱۵- نمایی از سازند رازک در نزدیکی روستای دوازده امام (دید عکس به سمت شمال باختر)

۲-۵-۳-۹- کنگلومرای بختیاری

این نام از کوه‌های بختیاری در شمال خاوری خوزستان گرفته شده است (Pilgrim, 1908). این سازند جوان‌ترین واحد رسوبی زاگرس می‌باشد. رسوبگذاری در این دوره کاملاً دارای ویژگی‌های قاره‌ای است که نتیجه آن کنگلومرای سخت و دانه درشت است (شکل ۲-۱۶). قسمت قاعده‌ای سازند بختیاری تناوبی از کنگلومرای سخت و مقاوم و ماسه‌سنگ کنگلومرای است. بقیه این سازند شامل کنگلومرای توده‌ای است. در کنگلومرای بختیاری فسیل مشخصی یافت نشده، ولی سن آن را پلیوسن پسین می‌دانند (Fakhari et al., 2005). سطح تماس زیرین آن، با سازند آغاچاری با ناپیوستگی زاویه‌دار مشخص می‌گردد (درویش زاده، ۱۳۷۰).



شکل ۲-۱۶- نمایی از سازند بختیاری در نزدیکی شهر اردل (دید عکس به سمت جنوب خاوری)

۲-۵-۳-۱۰ واحدهای کواترنری

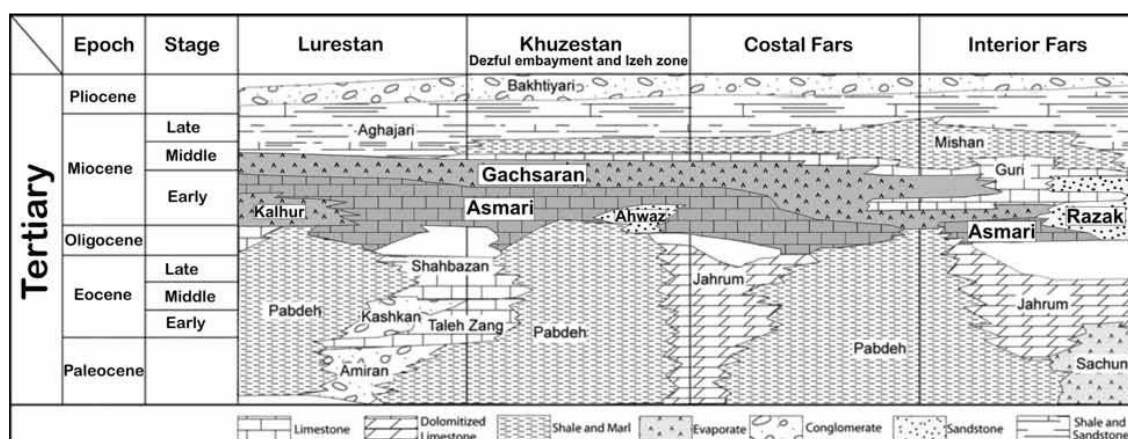
در کواترنری دوره فرسایش و رسوبگذاری، هماهنگ با فازهای بارانی و خشکی، سبب تشکیل رسوبات آبرفتی در منطقه مورد مطالعه شده است. درجه سخت‌شدگی این رسوبات خیلی کم است و اغلب بافت سستی دارند، به طوری که خیلی آسان فرسوده و فرو می‌ریزد. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردل (احسان بخش، ۱۳۷۵)، رسوبات دوره کواترنری به واحدهای مختلف تقسیم شده است که عبارتند از:

- Q_1^t : این واحد شامل پادگانه‌های آبرفتی درشت دانه با سیمان ضعیف بوده که فرآیند سیمانی شدن از بالا به پایین و در اثر عملکرد آب های فرو رو در حال انجام است. بیشینه ضخامت این واحد در قسمت جنوبی است که بوسیله رودخانه کارون بریده شده‌اند.
- Q_2^t : پادگانه‌های آبرفتی جوان که بیشتر در کناره دشت‌ها و کوهپایه‌ها تشکیل شده و دانه‌بندی متوسط تا ریز دارد، رسوبات تشکیل دهنده این بخش هستند.

- Q^{al} : در منطقه مورد مطالعه رسوبات دریاچه‌ای در کواترنری در جاهای فرو افتاده گسترش زیادی داشته است. پیکره اصلی این واحد را مارن‌های خاکستری- سبز و آبی و گاه سرشار از پوسته نازک شکم‌پایان آب شیرین، همراه با میان لایه‌هایی از رسوبات درشت‌تر تشکیل می‌دهند.

- Q^{t3} : این واحد شامل پادگانه‌های کم ارتفاعی می‌باشد که دشت‌ها را می‌پوشانند.

- Q^{ld} : این بخش که روستای گل‌سفید در منطقه بر روی آن واقع شده است شامل آبرفت‌های عهد حاضر با ضخامت قابل توجه و مارن‌های رنگی با میان لایه‌های گراول، سیلت و رس، همراه با آثار زمین لغزش‌های قدیم و جدید است که اراضی منطقه را به صورت «Bad Land» در آورده است.



شکل ۲-۱۷- هم‌ارزی چین‌شناسی واحدهای سنوزوئیک حوضه زاگرس (برگرفته از James & Wynd, 1965)

فصل سوم

زمین‌شناسی ساختمانی

نیروهای ناشی از حرکات قطعات سنگ‌کره در زمان‌های مختلف، موجب ایجاد میدان‌های متفاوتی از تنش در بخش‌های گوناگون پوسته گردیده‌اند. بر حسب شرایطی که سنگ‌ها در آن قرار دارند و جهت‌گیری تنش‌های وارده، دگرریختی‌هایی با اشکال ساختمانی گوناگون شکل می‌گیرند. عناصر ساختاری شامل چین‌ها و شکستگی‌ها (گسل‌ها و درزه‌ها) ابزاری ضروری جهت شناخت دگرریختی‌ها و دستیابی به الگوی دگرشکلی در هر ناحیه محسوب می‌شوند.

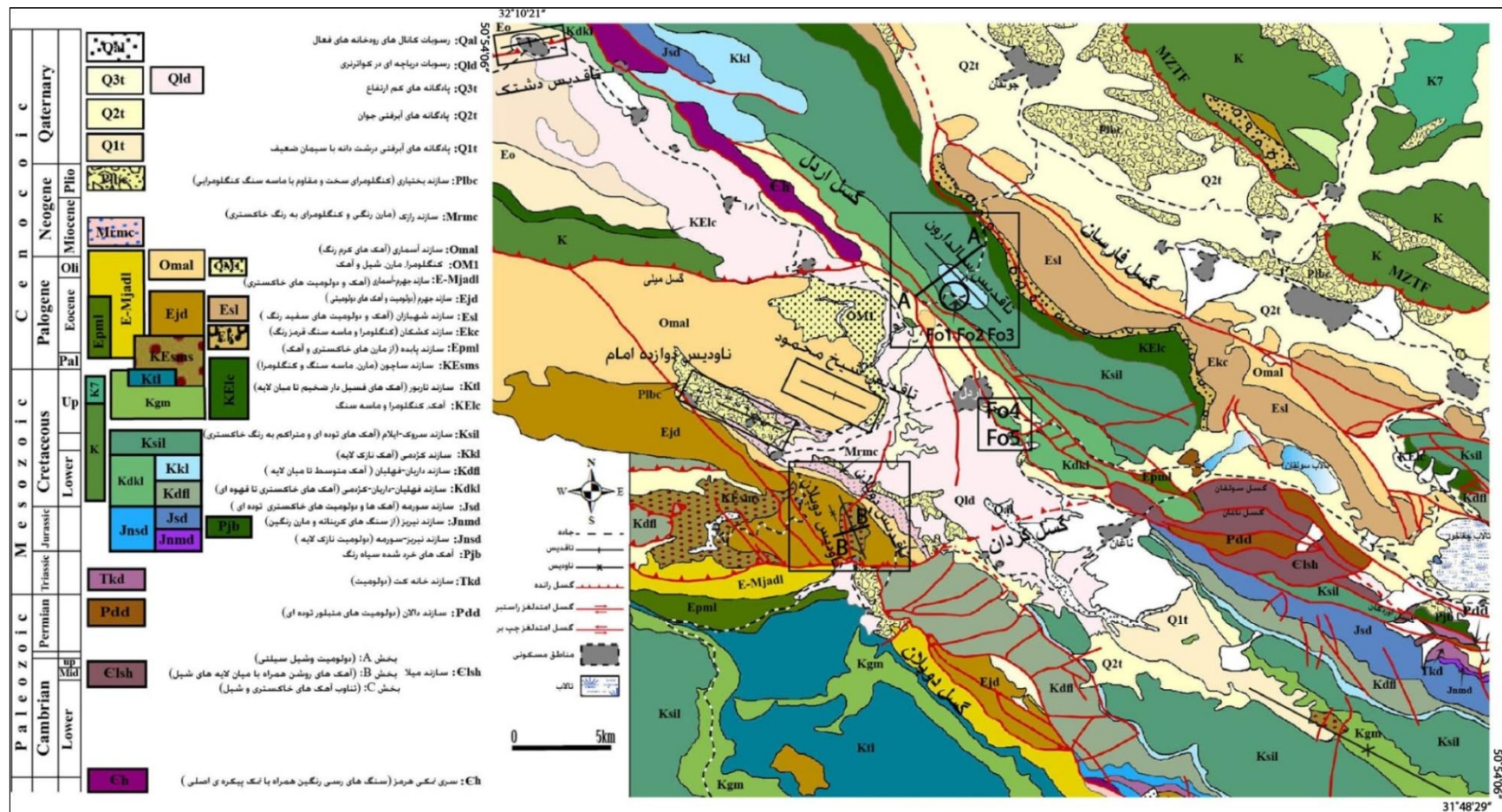
در این فصل به بررسی ساختارهای اصلی منطقه (چین‌ها و گسل‌ها) پرداخته می‌شود.

۳-۱- چین‌ها

اطلاعات دورسنجی و مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که در منطقه مورد مطالعه، چین‌هایی با مقیاس‌های مختلف وجود دارد. آثار چین‌خوردگی‌ها را می‌توان با وجود چین‌هایی به صورت تاقدیس، ناودیس و یا رخنمون‌هایی از لایه‌های تک شیب، در واحدهای سنگی با سن‌های مختلف مشاهده کرد. بر روی برخی از چین‌ها در مطالعات قبلی مانند نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردل (احسان‌بخش، ۱۳۷۵) نام‌هایی از قبیل تاقدیس سوخته- سالدارون نهاده شده است.

به منظور برداشت چین‌های منطقه مورد مطالعه، ۱۰ پیمایش بر روی سازندهای داریان- فهلپان- کژدمی (کرتاسه)، جهرم (ائوسن)، آسماری (الیگو-میوسن) و کنگلومرای بختیاری (پلیوسن پسین) صورت گرفت که نتیجه آن برداشت اطلاعات مربوط به ۱۸ چین بوده است (شکل ۳-۱ و ۳-۲). حدوداً ۵۵۰ بار موقعیت سطح لایه‌بندی در طی این پیمایش‌ها برداشت شد. با استفاده از داده‌های برداشت شده و به کمک نرم‌افزارهای استریوگرافیک، خصوصیات هندسی چین‌ها و جایگاه آنها در طبقه‌بندی‌های مختلف مشخص گردید که نتایج بدست آمده در ادامه بیان شده است.





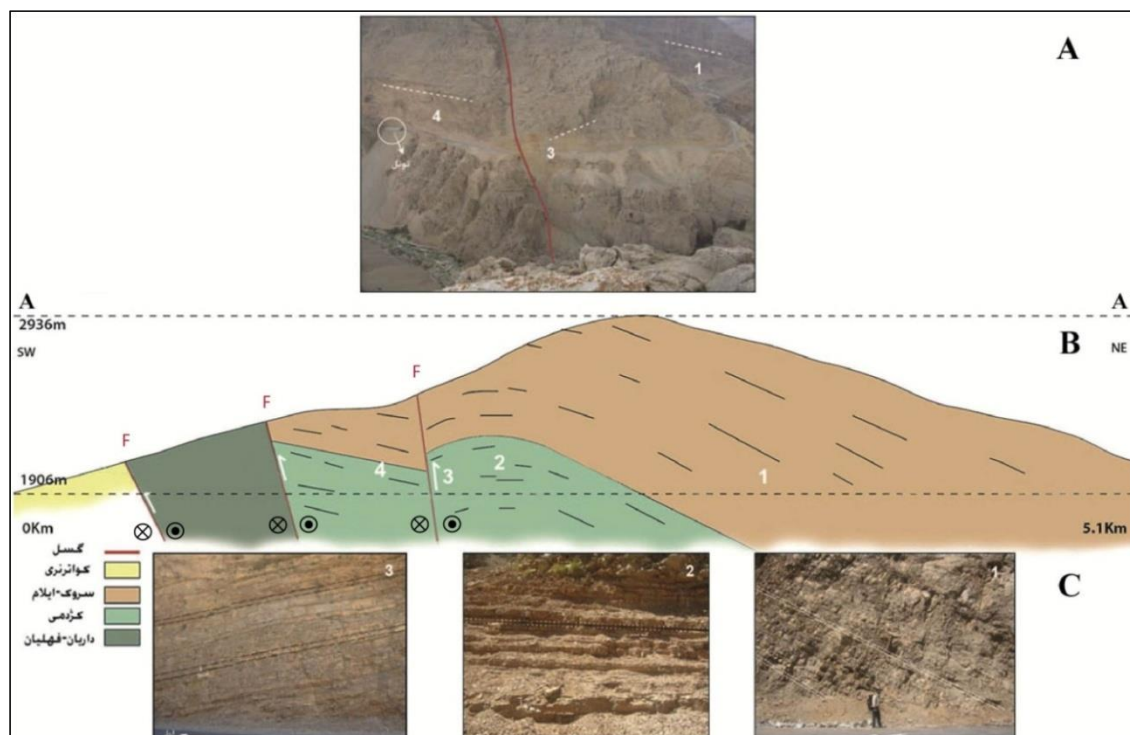
شکل ۳-۲- موقعیت چین‌های برداشت شده بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه. نقشه زمین‌شناسی، با توجه به نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ اردل (احسان‌بخش، ۱۳۷۵) و ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرکرد (زاهدی، ۱۳۷۲) و پیمایش‌های صحرایی نگارنده ترسیم شده است.

۳-۱-۱- چین‌خوردگی در سازندهای مربوط به کرتاسه

۳-۱-۱-۱-۱- تاقدیس سوخته- سالدارون

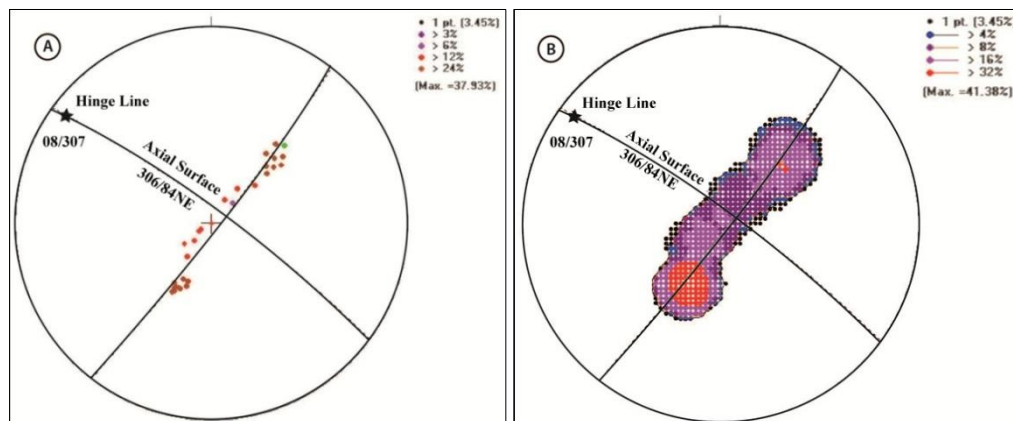
تاقدیس سوخته- سالدارون در شمال و شمال خاوری اردل قرار گرفته است. موقعیت این تاقدیس همانند سایر ساختارهای زمین‌ساختی منطقه زاگرس، روند عمومی شمال باختری- جنوب خاوری دارد. گسل اردل باعث بریده شدن یال جنوب باختری این تاقدیس شده، بنابر این چین‌خوردگی در اکثر بخش‌ها به صورت کامل دیده نمی‌شود و تحت تأثیر این گسل، سازندها تا فاصله ۸۰۰ متری از آن به سمت محور تاقدیس شدیداً خرد شده و درهم ریخته می‌باشند و لایه‌ها جابجایی زیادی را تحمل نموده‌اند. علاوه بر گسل اردل، این چین توسط گسل‌های طولی و عرضی بسیاری متأثر شده که بدست آوردن عناصر هندسی چین را دشوار ساخته است. موقعیت پیمایش صورت گرفته بر روی نقشه زمین‌شناسی و تصویر ماهواره‌ای منطقه در شکل‌های ۳-۱ و ۳-۲ مشخص شده است. یال شمال خاوری این تاقدیس دارای شیبی در حدود 27° به سمت شمال خاور می‌باشد که به سمت محور تاقدیس، شیب لایه‌بندی تقریباً صفر می‌شود. یال جنوب باختری تاقدیس نیز شیبی در حدود 37° به سمت جنوب باختر دارد (شکل ۳-۳). بر اساس استریوگرام‌های ترسیم شده از داده‌های ساختاری برداشت شده از این چین‌خوردگی (شکل ۳-۴)، خط لولای این چین دارای موقعیت $307^{\circ}/8^{\circ}$ و سطح محوری آن دارای موقعیت $NE 84^{\circ}/306^{\circ}$ می‌باشد (جدول ۳-۱). زاویه بین یالی این چین 116° است که در تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fleuty, 1964) در رده چین‌های باز (Open) و در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا (Fleuty, 1964)، در رده چین‌های ایستاده با پلانژ تقریباً افقی (Upright inclined-Sub Horizontal Plunging) قرار می‌گیرد (جدول ۳-۲) (پیوست ۱). با دقت در نمودار هم‌تراز یال‌های چین، درخواهیم یافت که قطب‌های لایه-بندی از درجه خوشه‌ای شدن پایینی برخوردار هستند که این مطلب نشان دهنده چینی با منطقه لولای گرد شده می‌باشد. واحدهای سنگی تشکیل دهنده این تاقدیس که در دامنه‌های رودخانه

بهشت‌آباد رخنمون یافته‌اند، از قدیم به جدید شامل آهک و دولومیت‌های معادل فهلپیان- داریان (کرتاسه زیرین)، آهک و آهک‌های مارنی نازک لایه معادل کژدمی (آلبین- سنومانین) و آهک‌های ضخیم لایه معادل سروک- ایلام (آلبین- کامپانین) می‌باشد.



شکل ۳-۳- A, C: نماهایی صحرایی از موقعیت‌های لایه‌بندی در تاق‌دیس سوخته- سالدارون (شماره‌های نشان داده شده بر روی عکس هماهنگ با موقعیت لایه‌بندی در مقطع نمادین می‌باشد) B: مقطع نمادین از تاق‌دیس سوخته- سالدارون در راستای AA'

بر روی شکل ۱-۳ و ۲-۳



شکل ۳-۴- استریوگرام‌های حاصل از داده‌های برداشت شده در راستای برش A-A' بر روی تاق‌دیس سوخته- سالداریون A: نمودار π ، موقعیت خط لولا و سطح محوری چین B: نمودار هم‌تراز از داده‌های یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال (116°).

جدول ۳-۱- خصوصیات هندسی تاق‌دیس سوخته- سالداریون

نام چین	میانگین یال شمال خاوری	میانگین یال جنوب باختری	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولا	زاویه بین دو یال
تاق‌دیس سوخته- سالداریون	297°/27°NE	135°/37°SW	306°/84°NE	08°/307°	116°

جدول ۳-۲- جایگاه تاق‌دیس سالداریون در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fleuty, 1964)
تاق‌دیس سوخته- سالداریون	Open	Upright inclined- Sub Horizontal plunging

۳-۱-۱-۲- چین‌های مزوسکوپی در تاقدیس سوخته- سالدارون

گروهی از چین‌ها که به صورت فضایی و زایشی با یکدیگر مربوط هستند یک سامانه چین‌خورده^۱ نامیده می‌شوند. چین‌های کوچکتری که در یال‌ها یا لولای چین‌های بزرگ‌تر قرار می‌گیرند، در مقایسه با آنها چین‌های فرعی^۲ نامیده می‌شوند. این گونه چین‌ها را می‌توان چین‌های مرتبه دوم نیز نامید.

در سازند کژدمی (آلبین- سنومانین) در یال‌های تاقدیس سوخته- سالدارون، تاقدیس و ناودیس‌های متوالی ایجاد شده است. مشخصات لایه‌بندی برای بدست آوردن عناصر هندسی چین‌خوردگی و تقسیم‌بندی آنها، در بازدیدهای میدانی از منطقه برداشت شد. چین‌های برداشت شده به صورت Fo1 و Fo2 و Fo3 نامگذاری شده‌اند.

Fo1-۱-۲-۱-۱-۳

در پیمایش بر روی آهک‌های نازک لایه سازند کژدمی در موقعیت جغرافیای $50^{\circ}39'54''$ شرقی و $32^{\circ}03'25''$ شمالی، ویژگی‌های هندسی تاقدیس^۳ Fo1A و ناودیس^۴ Fo1S مورد بررسی قرار گرفت (پیوست ۲ و ۳). شکل ۳-۵ تصویر روی زمین این چین‌ها را نشان می‌دهد. استریوگرام‌های ترسیم شده از داده‌های ساختاری مربوط به این چین‌ها در شکل ۳-۶ و موقعیت عناصر هندسی و جایگاه آنها در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته در جدول‌های ۳-۳ و ۳-۴ آورده شده است.

از چگونگی قرارگیری قطب‌های لایه‌بندی و درجه خوشه‌ای شدن آنها و همین‌طور شکل ظاهری چین می‌توان گفت منطقه لولا در Fo1A گرد شده و Fo1S نیمه گرد شده می‌باشد.

¹ Fold system

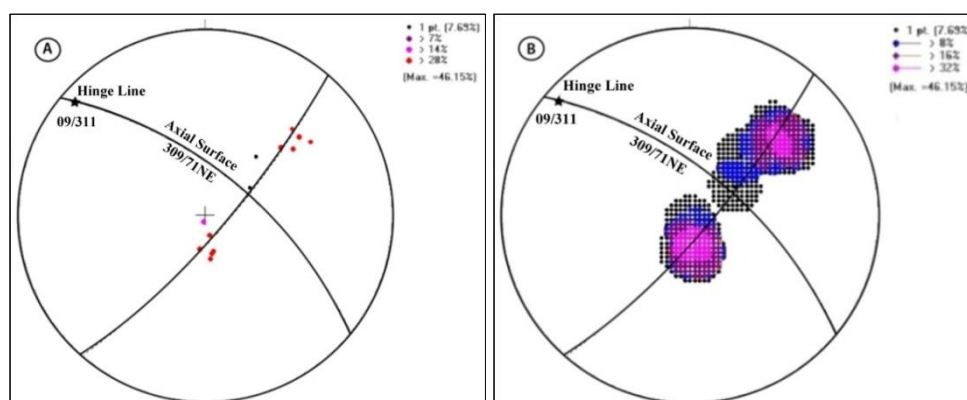
² Parasitic Folds

³ A: Anticline

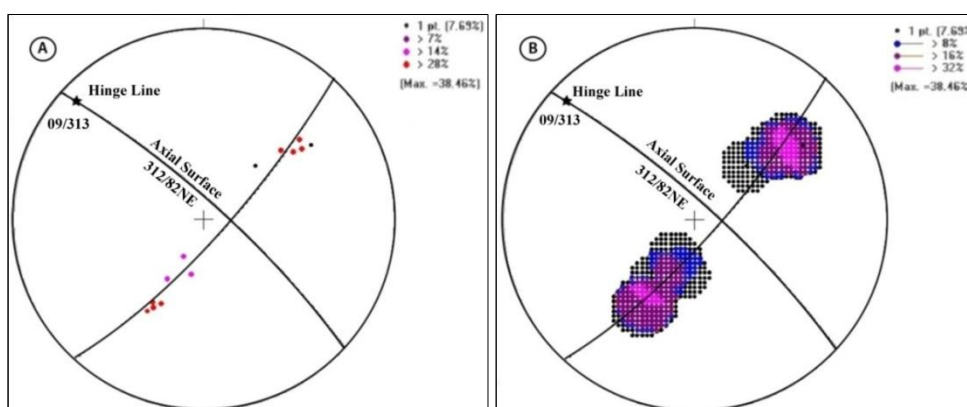
⁴ S: Syncline



شکل ۳-۵- نمای صحرایی از چین‌خوردگی‌های Fo1 (جهت دید به سمت شمال)



Fo1A



Fo2S

شکل ۳-۶- استریوگرام‌های حاصل از اطلاعات ساختاری چین‌های Fo1. A: نمودار π ، موقعیت خط لولا و سطح محوری B: نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال

جدول ۳-۳- خصوصیات هندسی چین‌های Fo1

نام چین	میانگین یال شمال خاوری	میانگین یال جنوب باختری	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولا	زاویه بین دو یال
Fo1A	265/13NE	138/51SW	309/71NE	09/311	116°
Fo1S	141/49W	296/38N	312/82NE	09/313	93°

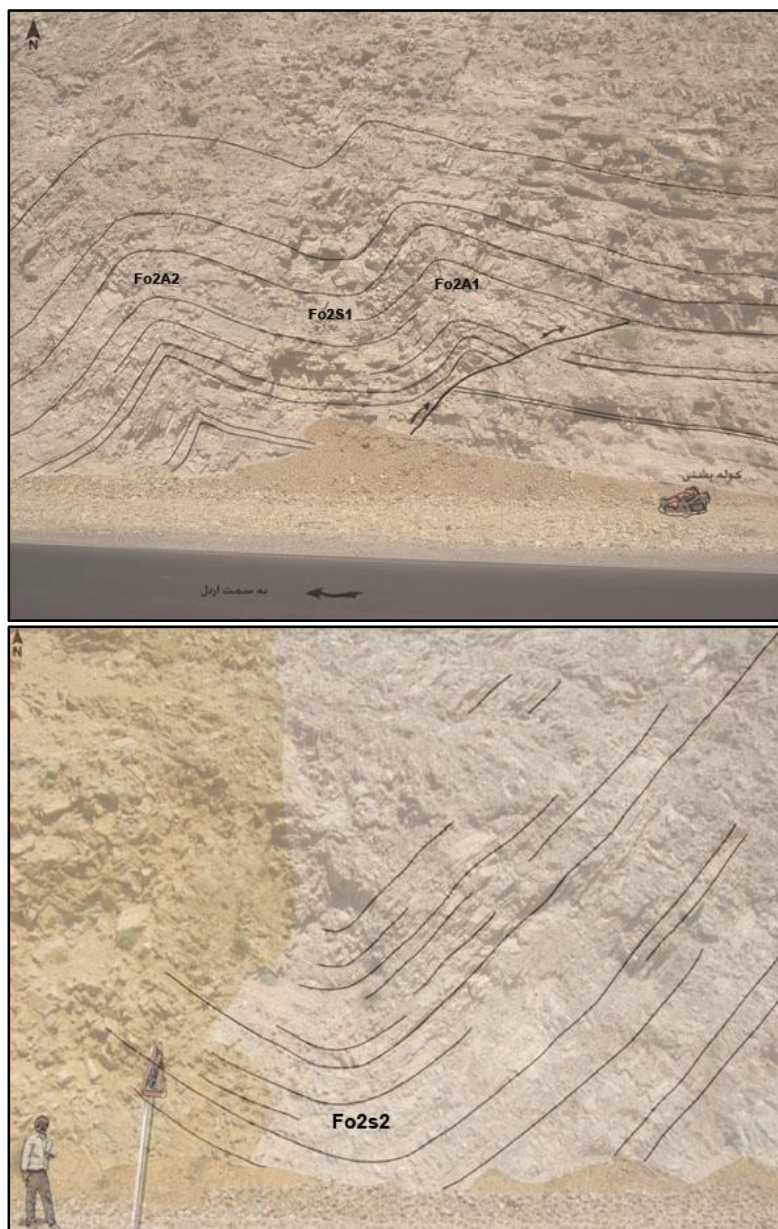
جدول ۳-۴- جایگاه چین‌های Fo1 در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fleuty, 1964)
Fo1A	Open	Steeply inclined- Sub horizontal Plunging
Fo1S	Open	Upright inclined- Sub horizontal Plunging

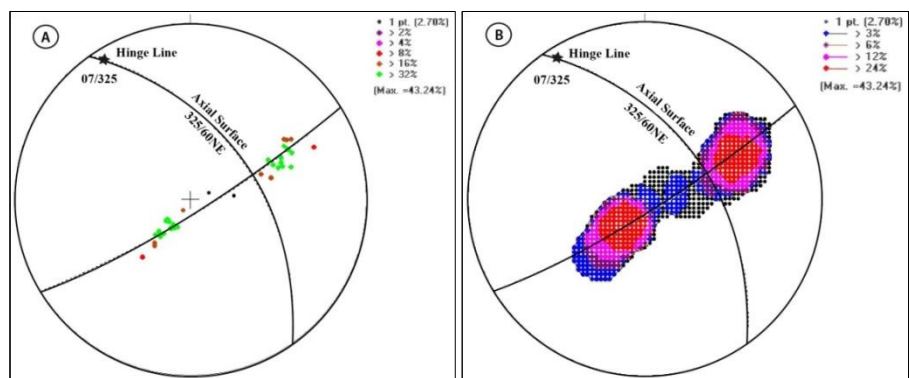
۳-۱-۱-۲- Fo2

در موقعیت جغرافیایی $50^{\circ}39'31''$ خاوری و $32^{\circ}02'40''$ شمالی در آهک‌های نازک لایه سازند کژدمی در تاقدیس سوخته-سالدرون، دو تاقدیس (Fo2A1, Fo2A2) و دو ناودیس (Fo2S1, Fo2S2) به صورت متوالی رخنمون دارند (شکل ۳-۷). در بررسی‌های میدانی از منطقه، به منظور تعیین عناصر هندسی و تحلیل‌های استریوگرافی، اطلاعات مربوط به موقعیت لایه‌بندی در این چین‌خوردگی‌ها برداشت گردید (پیوست ۴ و ۵ و ۶ و ۷). استریوگرام‌های ترسیم شده از داده‌های ساختاری برداشت شده در شکل ۳-۸ و موقعیت عناصر هندسی و جایگاه این چین‌ها در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته در جدول‌های ۳-۵ و ۳-۶ ادامه آورده شده است.

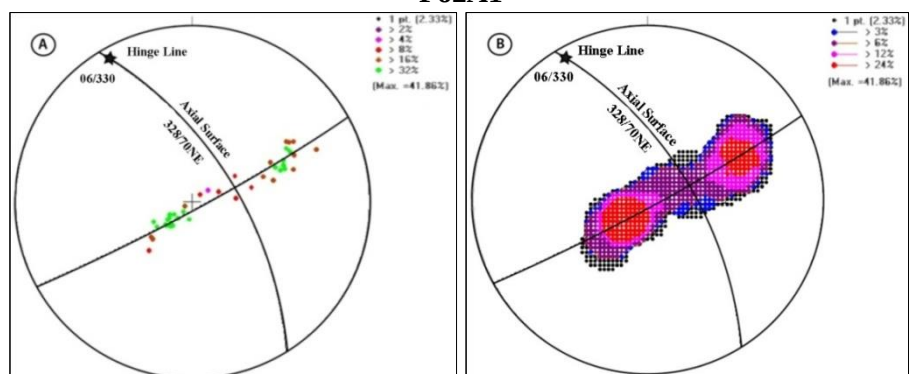
با دقت در استریوگرام‌های مربوط به این چین‌ها در خواهیم یافت که درصد خوشه‌ای شدن قطب‌های لایه‌بندی در تاقدیس‌ها کمتر از ناودیس‌ها می‌باشد. به صورتی که در ناودیس Fo2S1 گردش‌گی در بیشترین حد خود می‌باشد و می‌توان توزیعی تقریباً یکنواخت از قطب‌های لایه‌بندی را در استریوگرام مربوط به آن مشاهده کرد.



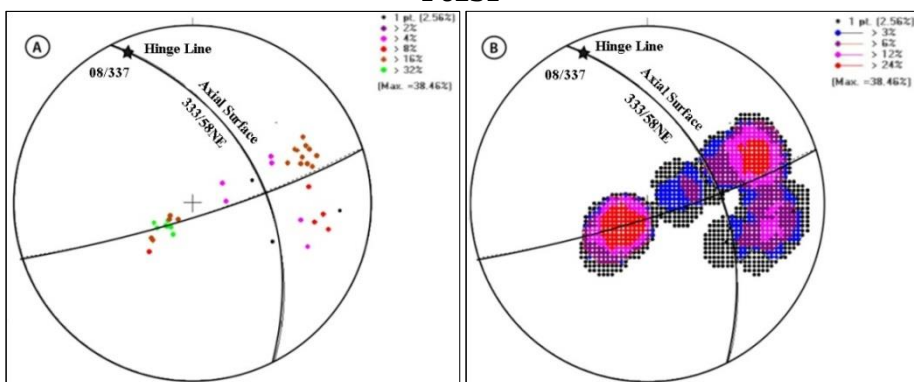
شکل ۳-۷- نمای صحرایی از چین‌های Fo2 در نزدیکی تونل جاده جونقان- اردل در ترانشه جاده (جهت دید به سمت شمال)



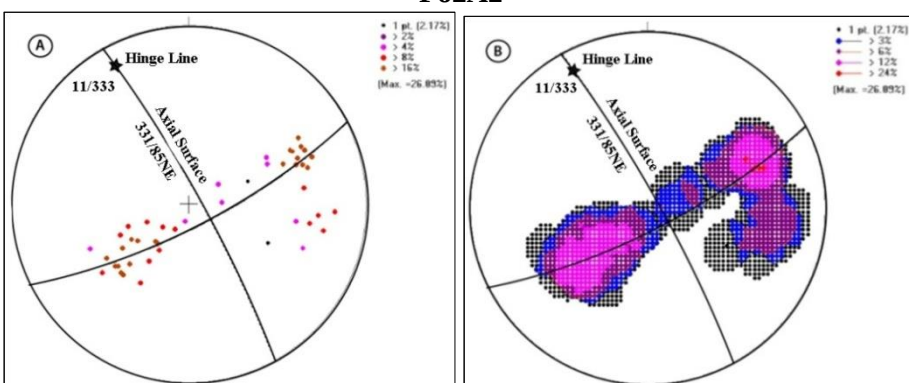
Fo2A1



Fo2S1



Fo2A2



Fo2S2

شکل ۳-۸- استریوگرام‌های حاصل از اطلاعات ساختاری چین‌خوردگی‌های Fo2. A: نمودار π ، موقعیت خط لولا و

سطح محوری B: نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال

جدول ۳-۵- خصوصیات هندسی چین‌های Fo2

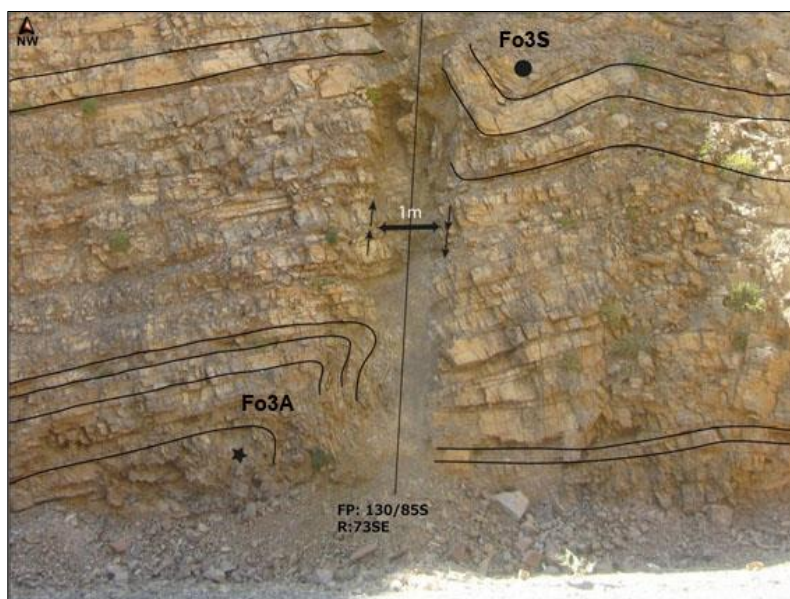
نام چین	میانگین یال شمال خاوری	میانگین یال جنوب باختری	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولا	زاویه بین دو یال
Fo2A1	307°/16°N	155°/54°W	325°/60°NE	07°/325°	117°
Fo2S1	154°/48°W	313°/13°N	328°/70°NE	06°/330°	119°
Fo2A2	317°/16°E	158°/54°W	333°/58°E	08°/337°	106°
Fo2S2	157°/56°W	319°/33°E	331°/85°NE	11°/333°	91°

جدول ۳-۶- جایگاه چین‌های Fo2 در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

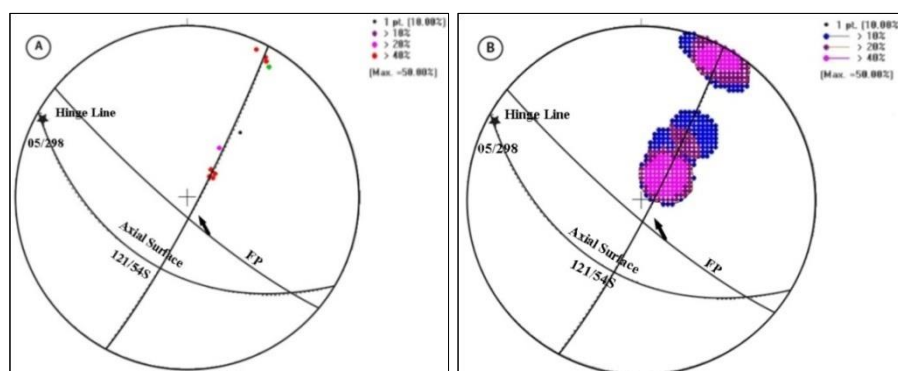
نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fleuty, 1964)
Fo2A1	Open	Moderrately indlined- Sub horizontal Plunging
Fo2S1	Open	Steeply inclined- Sub horizontal Plunging
Fo2A2	Open	Moderrately indlined- Sub horizontal Plunging
Fo2S2	Open	Upright inclined- Gently Plunging

Fo3 - ۳-۲-۱-۱-۳

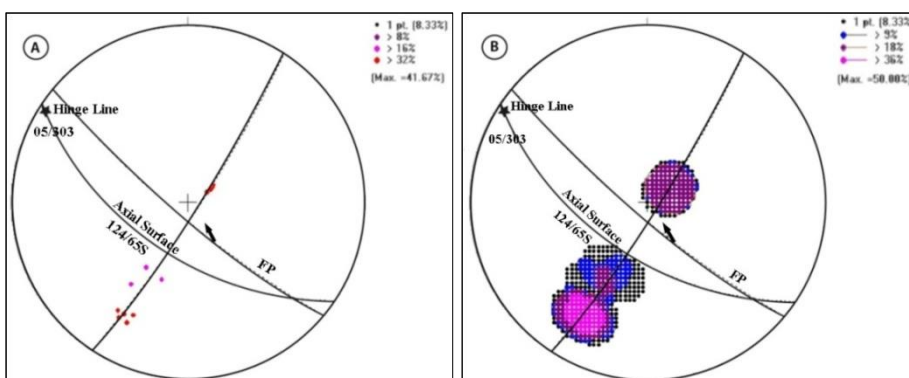
در موقعیت جغرافیایی $۵۰^{\circ}۳۹'۰۴''$ خاوری و $۳۲^{\circ}۰۲'۳۴''$ شمالی، در آهک‌های نازک لایه سازند کژدمی در تاقدیس سوخته- سالدرون، مشخصات تاقدیس Fo3A و ناودیس Fo3S به همراه گسلی با موقعیت فضایی $۱۳۰^{\circ}/۸۵^{\circ}\text{SW}$ برداشت گردید (پیوست ۸). شکل ۳-۹ نمای صحرایی از این چین-های را نشان می‌دهد. نتایج حاصل از برداشت لایه‌بندی در تاقدیس Fo3A و ناودیس Fo3S و موقعیت فضایی عناصر هندسی چین‌ها در استریوگرام‌های شکل ۳-۱۰ و همین‌طور جایگاه آنها در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته، در جدول‌های ۳-۷ و ۳-۸ آورده شده است. در تاقدیس Fo3A، لایه‌بندی بیان‌کنندهٔ چینی است که یال شمال خاوری آن برگشته می‌باشد. با در نظر گرفتن شکل ظاهری چین‌ها در سطح رخنمون و همین‌طور پراکندگی قطب‌های لایه‌بندی، می‌توان گفت چین‌های Fo3A و Fo3S دارای لولایی نیمه گرد شده هستند.



شکل ۳-۹- نمایی از چین‌های F03 در سازند کژدمی (جهت دید به سمت شمال باختر)



F03A



F03S

شکل ۳-۱۰- استریوگرام‌های حاصل از اطلاعات ساختاری چین‌های F03. A: نمودار π ، موقعیت خط لولا و سطح

محوری B: نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال

جدول ۳-۷- خصوصیات هندسی چین‌های Fo3

نام چین	میانگین یال شمال خاوری	میانگین یال جنوب باختری	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولا	زاویه بین دو یال
Fo3A	121°/81°S	135°/16°W	121°/54°W	05°/298°	64°
Fo3S	147°/14°W	299°/61°N	124°/65°S	05°/303°	105°

جدول ۳-۸- جایگاه چین‌های Fo3 در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

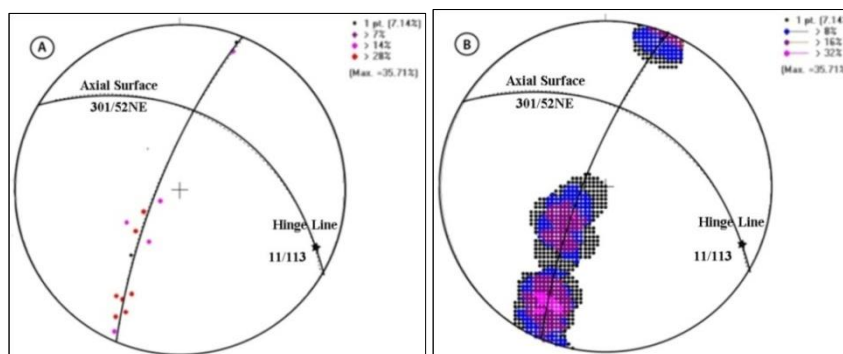
نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fleuty, 1964)
Fo3A	Closed	Moderrately inclined- Sub horizontal Plunging
Fo3S	Open	Steeply inclined- Sub horizontal Plunging

۳-۱-۱-۳- ناودیس FO4

در پیمایش انجام شده بر روی سازند فهلپان- داریان (کرتاسه زیرین) که در موقعیت جغرافیایی ۵۰°۴۱'۰۱" خاوری و ۳۱°۵۸'۳۳" شمالی رخنمون دارد، مشخصات ساختاری ناودیس Fo4 برداشت شد (شکل ۳-۱۱) (پیوست ۹). یال شمال خاوری این ناودیس به صورت برگشته و دارای شیبی به سمت شمال خاور می‌باشد. عناصر هندسی محاسبه شده برای این ناودیس در استریوگرام- های شکل ۳-۱۲ و جدول ۳-۹ و جایگاه آن در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته، در جدول ۳-۱۰ آورده شده است. ناودیس Fo4 با توجه به شکل ظاهری و موقعیت قطب‌های لایه‌بندی در آن، دارای لولای گرد شده می‌باشد.



شکل ۳-۱۱- رخنمونی از ناودیس Fo4 در سازند فهلان- داریان (جهت دید به سمت جنوب خاور)



شکل ۳-۱۲- استریوگرام‌های حاصل از اطلاعات ساختاری چین Fo4. A: نمودار π ، موقعیت خط لولا و سطح محوری

B: نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال

جدول ۳-۹- خصوصیات هندسی ناودیس Fo4

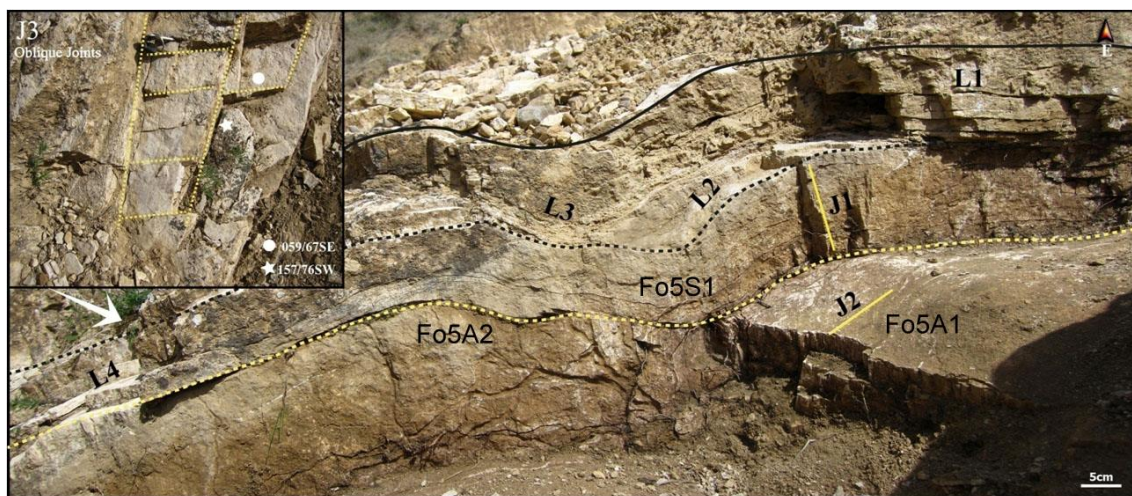
نام چین	میانگین یال شمال خاوری	میانگین یال جنوب باختری	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولا	زاویه بین دو یال
ناودیس Fo4	297°/71°N	317°/29°NE	301°/52°NE	11°/113°	42°

جدول ۳-۱۰- جایگاه ناودیس Fo4 در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fleuty, 1964)
ناودیس Fo4	Closed	Moderrately inclined- Gently Plunging

FO5-۴-۱-۱-۳

در ۵ کیلومتری جنوب شهر اردل در موقعیت جغرافیایی $50^{\circ}41'09''$ خاوری و $31^{\circ}58'28''$ شمالی در بخش‌های نازک لایه سازند آهکی فهلیان- داریان مشخصات ساختاری چین‌خوردگی‌های Fo5 برداشت شد (پیوست ۱۰) (شکل ۳-۱۳). استریوگرام‌های ترسیم شده از داده‌های ساختاری برداشت شده در پیمایش بر روی این چین‌ها در شکل ۳-۱۴ و همین‌طور موقعیت عناصر هندسی و جایگاه آنها در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته در جدول ۳-۱۱ و ۳-۱۲ در ادامه آورده شده است.



شکل ۳-۱۳- نمای صحرایی از چین‌های Fo5 (جهت دید به سمت خاوری)

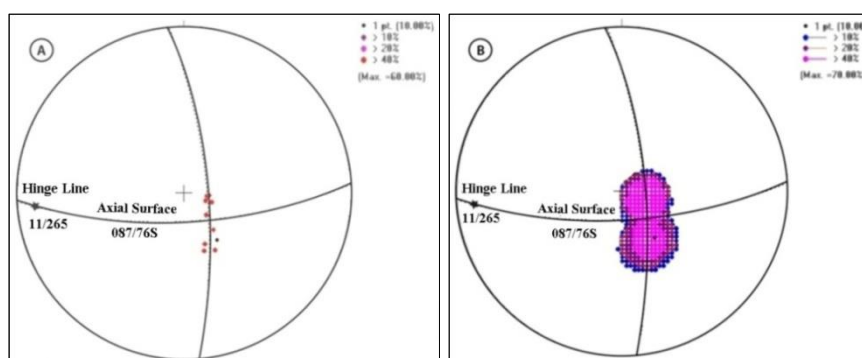
با توجه به شکل ظاهری و چگونگی قرارگیری قطب‌های لایه‌بندی در استریوگرام‌های مربوط به این چین‌ها می‌توان گفت تاقدیس‌های Fo5A1، Fo5A2 و ناودیس Fo5S1 دارای لولای گرد شده می‌باشند.

جدول ۳-۱۱- خصوصیات هندسی چین Fo5

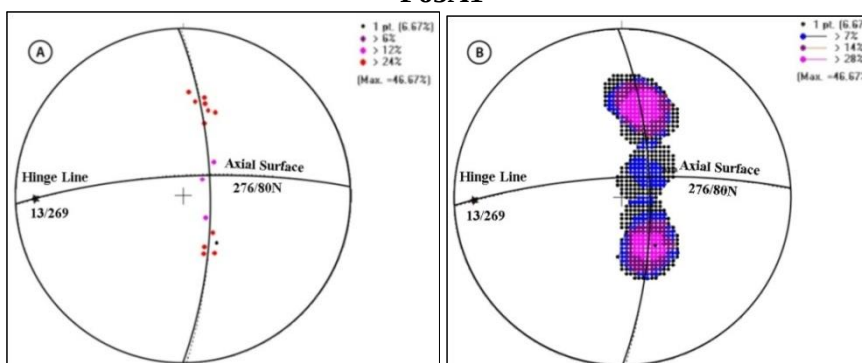
نام چین	میانگین یال شمالی	میانگین یال جنوبی	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولای	زاویه بین دو یال
Fo5A1	244°/30°NW	194°/12°W	087°/76S	11°/265°	138°
Fo5S1	101°/47°SW	243°/27°N	267°/80°N	13°/269°	106°
Fo5A2	254°/23°NW	102°/44°S	274°/79°N	08°/275°	113°

جدول ۳-۱۲- جایگاه چین Fo5 در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

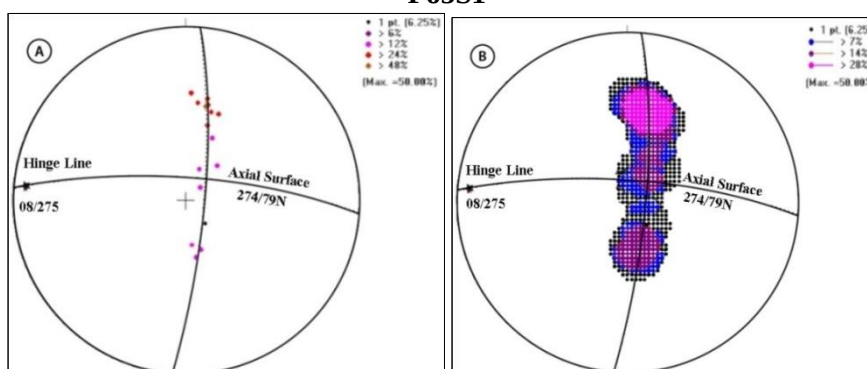
نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fleuty, 1964)
Fo5A1	Open	Steeply inclined- Gently Plunging
Fo5S1	Open	Upright inclined- Gently Plunging
Fo5A2	Open	Steeply inclined- Sub horizontal Plunging



Fo5A1



Fo5S1



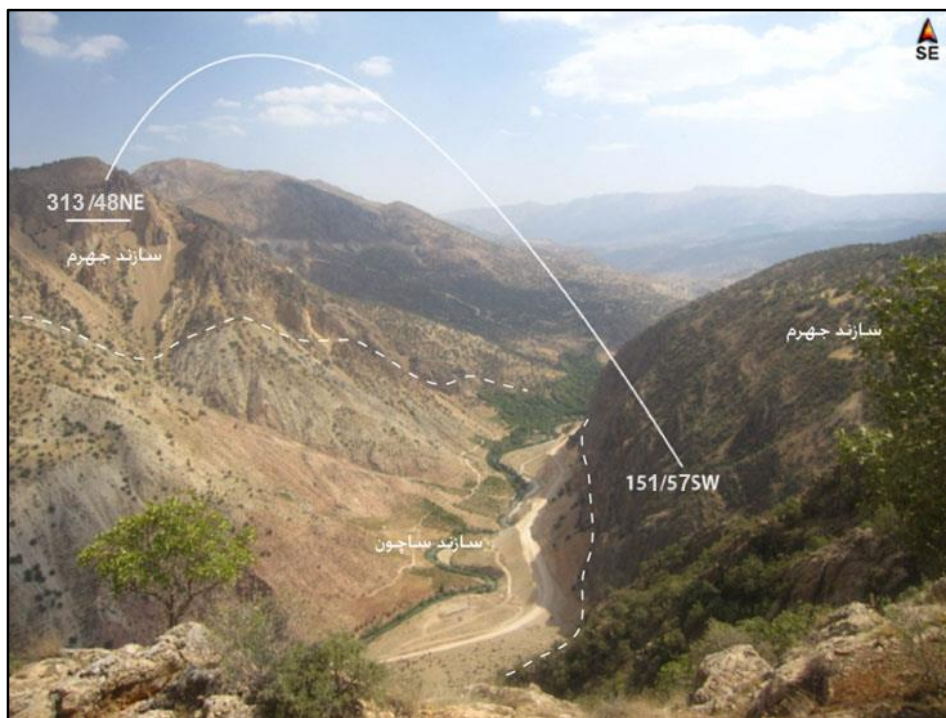
Fo5A2

شکل ۳-۱۴- استریوگرام‌های حاصل از اطلاعات ساختاری چین‌های Fo5. A: نمودار π موقعیت خط لولا و سطح

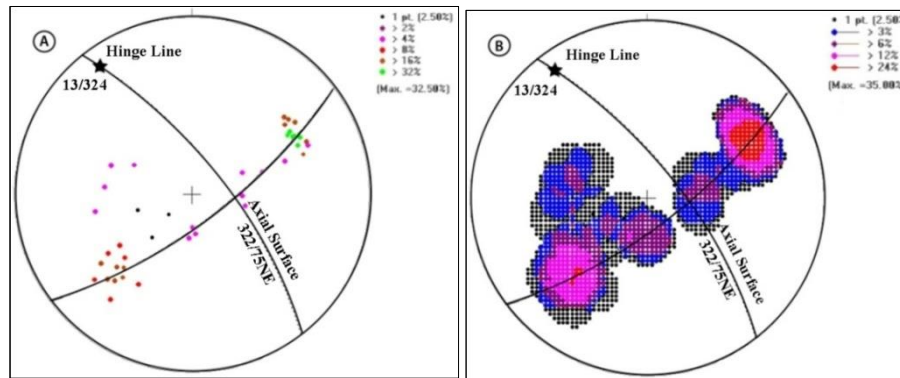
محوری B: نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال

۳-۱-۲- تاقدیس دوپلان

در دو کیلومتری شمال روستای دوپلان در موقعیت جغرافیایی $50^{\circ}36'26''$ خاوری و $31^{\circ}56'00''$ شمالی، رودخانه سبزه‌کوه از هسته تاقدیسی که در شمال روستا قرار دارد، عبور می‌کند. دولومیت‌های سازند جهرم، یال‌های این تاقدیس را می‌سازد. هسته آن از سازند ساچون با تناوبی از مارن‌های قرمز رنگ، گچ و مارن‌های آبی رنگ در دو طرف رودخانه تشکیل شده است (شکل ۳-۱۵). اطلاعات ساختاری مورد نیاز برای تحلیل‌های استریوگرافی در پیمایش‌های صورت گرفته از منطقه، برداشت شد (پیوست ۱۱). استریوگرام‌های حاصل از این تحلیل‌ها در شکل ۳-۱۶ و همین‌طور موقعیت عناصر هندسی و جایگاه چین در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته در جدول ۳-۱۳ و ۳-۱۴ آورده شده است.



شکل ۳-۱۵- نمایی صحرایی از تاقدیس دوپلان در نزدیکی روستای دوپلان (جهت دید به سمت جنوب خاور)



شکل ۳-۱۶- استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از تاقدیس دوپلان در سازند جهرم. A: نمودار π ,

موقعیت خط لولا و سطح محوری چین. B: نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال

جدول ۳-۱۳- خصوصیات هندسی تاقدیس دوپلان

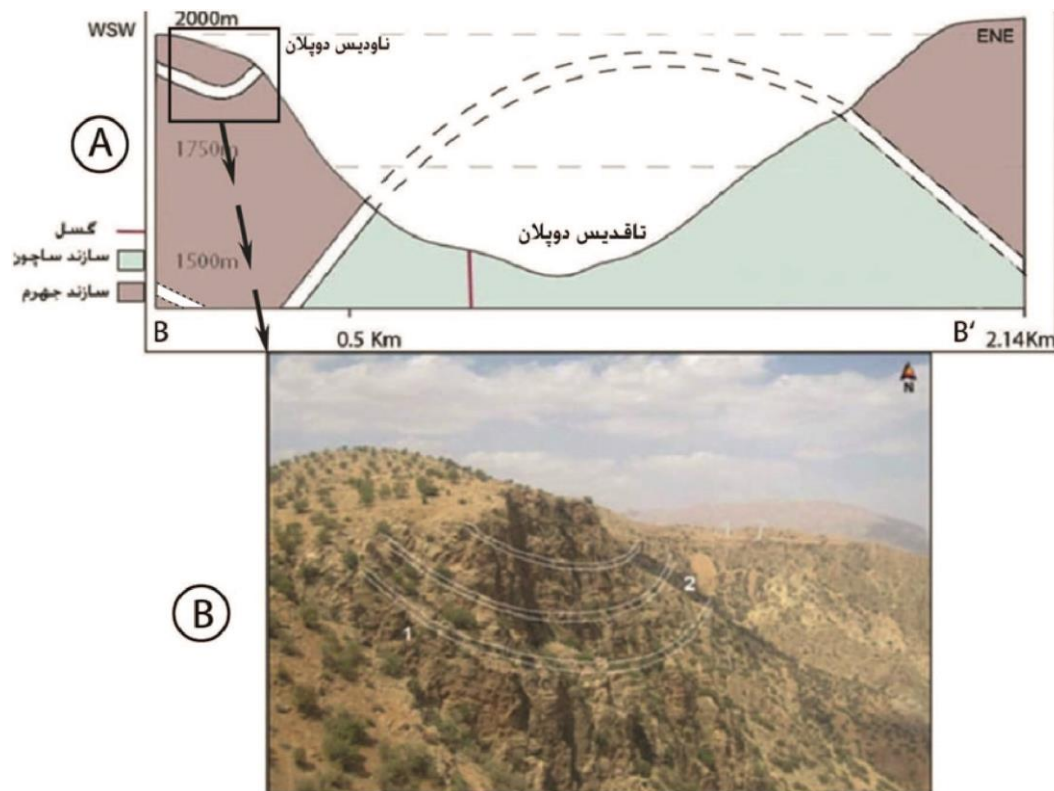
نام چین	میانگین یال شمال خاوری	میانگین یال جنوب باختری	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولا	زاویه بین دو یال
تاقدیس دوپلان	313°/57°W	151°/57°W	322°/75°N	13°/324°	75°

جدول ۳-۱۴- جایگاه تاقدیس دوپلان در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای سطح محوری (Fleuty, 1964)
تاقدیس دوپلان	Open	Steeply inclined- Gently Plunging

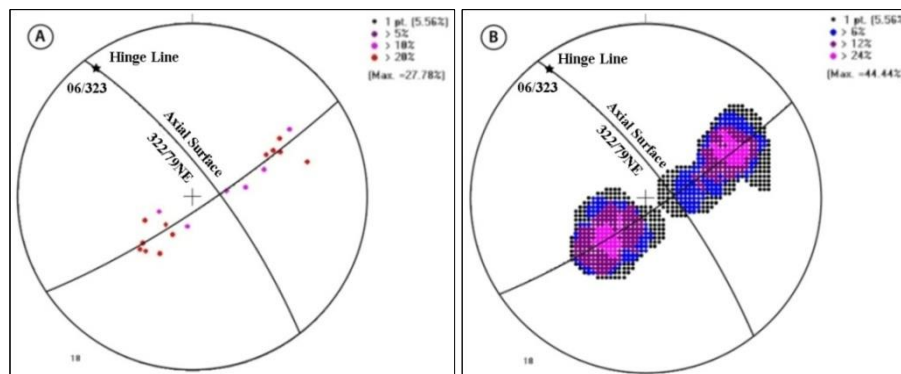
۳-۱-۳- ناودیس دوپلان

در ادامه یال جنوب باختری تاقدیس دوپلان به سمت جنوب باختر، لایه‌بندی در سازند جهرم دوباره چین‌خورده و ناودیزی را در نزدیکی روستای هفت‌پیران در موقعیت جغرافیایی $50^{\circ}36'26''$ خاوری و $31^{\circ}56'00''$ شمالی ایجاد کرده است (شکل ۳-۱۷). موقعیت لایه‌بندی در یال‌های این ناودیس با پیمایش‌های صحرایی در منطقه مشخص گردید (پیوست ۱۲). نتایج حاصل از تحلیل‌های استریوگرافیک (شکل ۳-۱۸) مربوط به این داده‌ها در جدول‌های ۳-۱۵ و ۳-۱۶ آورده شده است.



شکل ۳-۱۷: A: مقطع نمادین از ناقدیس و ناودیس دوپلان در نزدیکی روستای هفت‌پیران در راستای BB' در شکل -

های ۳-۱ و ۳-۲: B: نمای صحرایی از ناودیس دوپلان (جهت دید به سمت شمال)



شکل ۳-۱۸: استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از ناودیس دوپلان. A: نمودار π ، موقعیت خط لولا و

سطح محوری B: نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال

جدول ۳-۱۵- خصوصیات هندسی ناودیس دوپلان

نام چین	میانگین یال شمال خاوری	میانگین یال جنوب باختری	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولا	زاویه بین دو یال
ناودیس دوپلان	152/48W	319/27N	322/79NE	06/323	105°

جدول ۳-۱۶- جایگاه ناودیس دوپلان در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

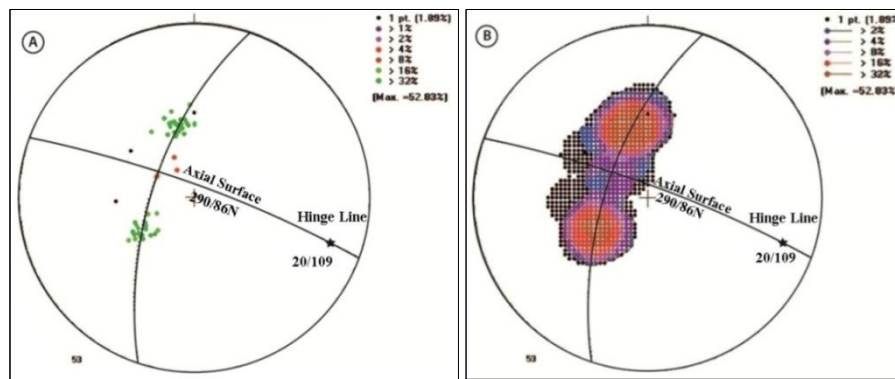
نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fleuty, 1964)
ناودیس دوپلان	Open	Upright inclined- Sub horizontal

۳-۱-۴- تاقدیس شیخ محمود

نام تاقدیس شیخ محمود برگرفته از روستایی به همین نام در ۵ کیلومتری باختر شهر اردل می‌باشد. این چین در موقعیت جغرافیایی $50^{\circ}36'02''$ خاوری و $31^{\circ}59'35''$ شمالی در سازند آهکی آسماری (الیگو- میوسن) مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۹). رودخانه بهشت‌آباد با بریدن یال جنوب باختری این تاقدیس مورفولوژی مناسبی برای ایجاد سد به وجود آورده که هم اکنون محل احداث سد بهشت‌آباد می‌باشد. اطلاعات ساختاری مربوط به این تاقدیس در پیمایش‌های صحرایی صورت گرفته در منطقه، مشخص گردید (پیوست ۱۳). استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از این تاقدیس در شکل ۳-۲۰ و نتایج حاصل از تحلیل‌های استریوگرافیک، موقعیت عناصر هندسی و جایگاه چین در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته در جدول ۳-۱۷ و ۳-۱۸ آورده شده است.



شکل ۳-۱۹- نمایی صحرایی از تاقدیس شیخ محمود در سازند آسماری در نزدیکی روستای شیخ محمود (جهت دید به سمت باختر)



شکل ۳-۲۰- استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از تاق‌دیس شیخ محمود A: نمودار π ، موقعیت خط لولا و سطح محوری B: نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال

جدول ۳-۱۷- خصوصیات هندسی تاق‌دیس شیخ محمود

نام چین	میانگین یال شمال خاوری	میانگین یال جنوب باختری	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولا	زاویه بین دو یال
تاق‌دیس شیخ محمود	329/29E	078/37S	290/86N	20/109	114°

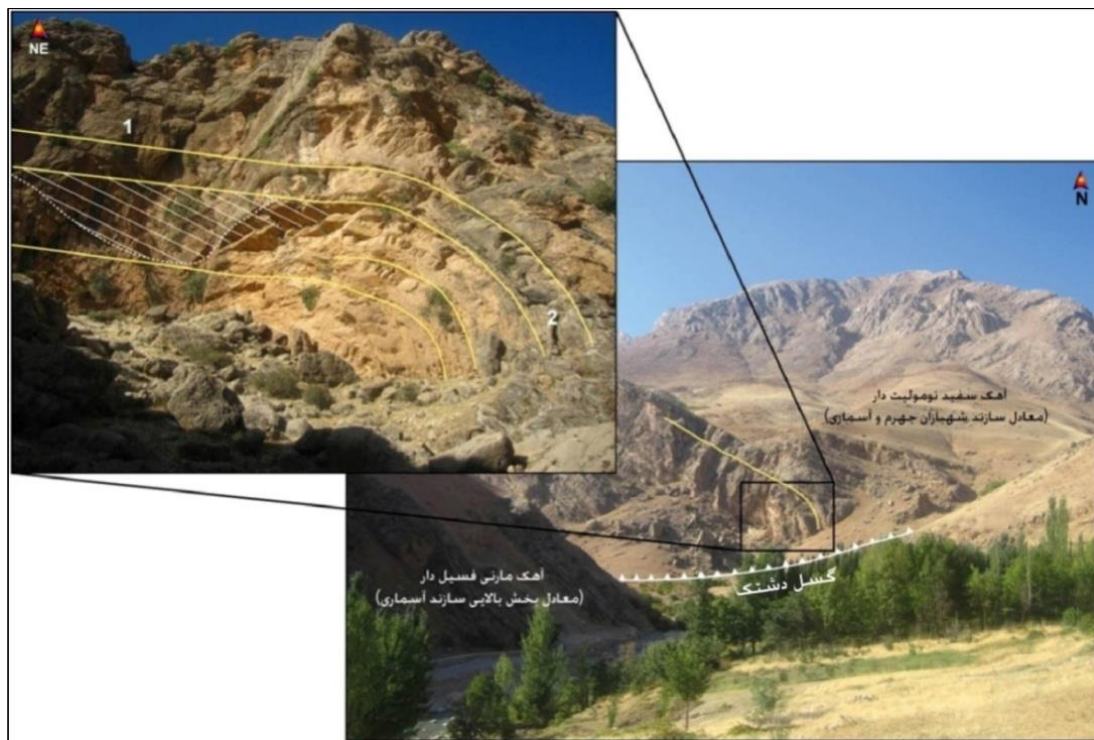
جدول ۳-۱۸- جایگاه تاق‌دیس شیخ محمود در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fleuty, 1964)
تاق‌دیس شیخ محمود	Open	Upright inclined- Gently Plunging

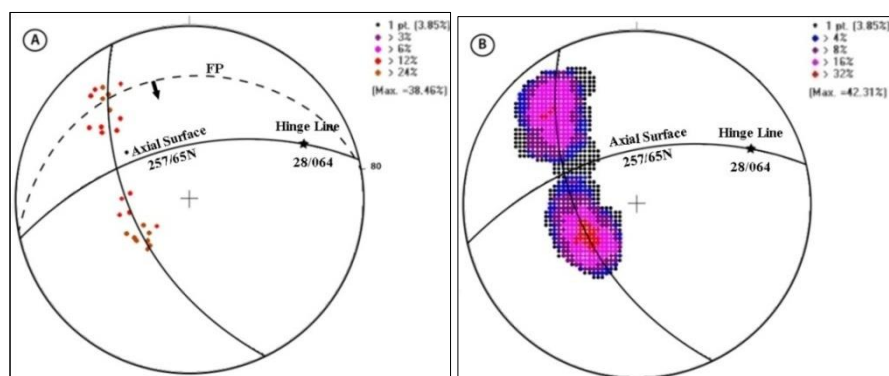
۳-۱-۵- تاق‌دیس دشتک

با بازدید از منتهی‌الیه شمال باختری منطقه مورد مطالعه، در شمال روستای دشتک در موقعیت جغرافیایی $50^{\circ}27'06''$ خاوری و $32^{\circ}10'32''$ شمالی، بر روی آهک‌های سازندهای شهبازان- جهرم- آسماری و در نزدیکی گسل دشتک این تاق‌دیس توسعه پیدا کرده است. اطلاعات ساختاری مورد نیاز برای تحلیل‌های استریوگرافیک و هندسی این چین، در پیمایش میدانی از منطقه برداشت شد (پیوست ۱۴). استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از این تاق‌دیس در شکل ۳-۲۲ و نتایج

حاصل از تحلیل‌های استریوگرافیک، موقعیت عناصر هندسی و جایگاه چین در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته در جدول ۳-۱۹ و ۳-۲۰ آورده شده است.



شکل ۳-۲۱- نمای صحرایی از تاقدیس دشتک به همراه موقعیت گسل دشتک (جهت دید عکس سمت چپ به سمت شمال خاوری و در عکس سمت راست به سمت شمال)



شکل ۳-۲۲- استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از تاقدیس دشتک. A: نمودار π ، موقعیت خط لولا و سطح محوری به همراه گسل دشتک B: نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال

جدول ۳-۱۹- خصوصیات هندسی تاقدیس دشتک

نام چین	میانگین یال شمال خاوری	میانگین یال جنوب باختری	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولا	زاویه بین دو یال
تاقدیس دشتک	328/27E	051/65E	257/65N	28/064	88°

جدول ۳-۲۰- جایگاه تاقدیس دشتک در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

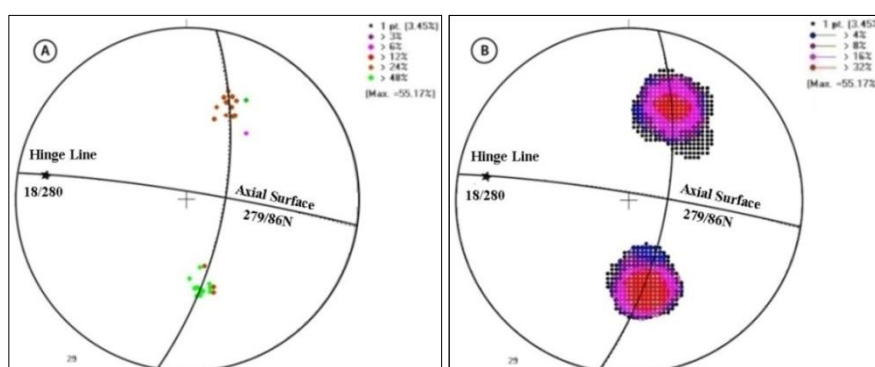
نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fleuty, 1964)
تاقدیس دشتک	Open	Steeply inclined- Gently Plunging

۳-۱-۶- ناودیس دوازده امام

در یک کیلومتری قبل از روستای دوازده امام در موقعیت جغرافیایی $50^{\circ}41'09''$ خاوری و $31^{\circ}58'28''$ شمالی، می‌توان ناودیزی را مشاهده کرد که سازند کنگلومرای بختیاری دو یال آن را تشکیل داده است (شکل ۳-۲۳). اطلاعات مورد نیاز از موقعیت لایه‌بندی در این ناودیس با پیمایش‌های صورت گرفته برداشت شد (پیوست ۱۵). با توجه به سن سازند کنگلومرای بختیاری (پلیوسن پسین) می‌توان گفت که این چین‌خوردگی در مراحل آخر تکامل ساختاری منطقه و تحت تأثیر فاز کوهزایی پاسادنین ایجاد شده است. نتایج حاصل از تحلیل‌های استریوگرافیک این چین‌خوردگی در شکل ۳-۲۴ و جدول ۳-۲۱ و تقسیم‌بندی‌های صورت گرفته برای آن در جدول ۳-۲۲ آورده شده است.



شکل ۳-۲۳- نمایی از ناودیس دوازده امام در کنگلومرای بختیاری (جهت دید به سمت جنوب)



شکل ۳-۲۴- استریوگرام‌های حاصل از برداشت‌های ساختاری از ناودیس دوازده امام: A: نمودار π , موقعیت خط لولا و

سطح محوری B: نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین دو یال

جدول ۳-۲۱- خصوصیات هندسی ناودیس دوازده امام

نام چین	میانگین یال شمال خاوری	میانگین یال جنوب باختری	موقعیت سطح محوری	موقعیت خط لولا	زاویه بین دو یال
ناودیس دوازده امام	113/50S	261/43N	279/86N	18/280	87°

جدول ۳-۲۲- جایگاه ناودیس دوازده امام در تقسیم‌بندی‌های بکار رفته

نام چین	توصیف هندسی چین بر مبنای زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)	توصیف هندسی چین بر مبنای وضعیت لولا و سطح محوری (Fleuty, 1964)
ناودیس دوازده امام	Open	Upright inclined- Gently Plunging

مطالعه وضعیت چین‌خوردگی‌ها در سازندهایی با سن متفاوت در منطقه نشان دهنده تغییرات روند چین‌ها در بازه‌های زمانی زمین‌شناسی از شمال باختر- جنوب خاور تا خاوری- باختری می‌باشد. چین‌های برداشت شده در سازندهای مربوط به کرتاسه، از لحاظ هندسی و طبقه‌بندی فلوتی (۱۹۶۴)، بر حسب شیب سطح محوری و پلانژ خط لولا، در ۶ رده: ۱- ایستاده با پلانژ تقریباً افقی (Upright inclined- Sub Horizontal plunging) ۲- ایستاده با پلانژ ملایم (Upright inclined- Gently Plunging) ۳- تمایل زیاد با پلانژ تقریباً افقی (Steeply inclined- Sub horizontal Plunging) ۴- تمایل پرشیب با پلانژ ملایم (Steeply inclined-Gently Plunging) ۵- تمایل متوسط با پلانژ ملایم (Moderately inclined- Gently Plunging) ۶- تمایل متوسط با پلانژ تقریباً افقی طبقه‌بندی می‌شوند. همچنین این چین‌ها براساس زاویه بین یالی (Fleuty, 1964) به طور عمده در رده باز (Open) و به تعداد محدودتری در رده بسته (Closed) قرار دارند.

چین‌های برداشت شده در سازندهای مربوط به ترشیری نیز در طبقه‌بندی فلوتی (۱۹۶۴)، بر حسب شیب سطح محوری و پلانژ خط لولا، در ۳ رده: ۱- ایستاده با پلانژ ملایم (Upright inclined- Gently Plunging) ۲- ایستاده با پلانژ تقریباً افقی (Upright inclined- Sub Horizontal plunging) ۳- تمایل زیاد با پلانژ ملایم (Steeply inclined-Gently Plunging) قرار می‌گیرند و تمامی آنها در تقسیم بندی فلوتی (۱۹۶۴) بر اساس زاویه بین یالی، دارای ویژگی‌های چین‌های باز (Open) می‌باشند.

۳-۲- شکستگی‌ها

شکستگی‌ها^۱ از معمول‌ترین عوارض زمین‌شناختی هستند که در اندازه‌های مختلف در رخنمون‌های سنگی قابل مشاهده می‌باشند. شکستگی سطحی است که در طول آن چسبندگی میان اجزای تشکیل دهنده سنگ از بین رفته و سنگ در امتداد این سطح می‌شکند (Bates & Jackson, 1980). شکستگی‌ها را می‌توان در دو گروه، گسل‌ها و درزه‌ها تقسیم‌بندی نمود که ملاک تفکیک این دو نیز مقدار جابه‌جایی در سطح شکستگی می‌باشد. اگر حرکت برشی موازی با سطح شکستگی کمتر از ۵ میلیمتر باشد و یا اصلاً وجود نداشته باشد، درزه و در غیر این صورت گسل نامیده می‌شود. شکستگی‌ها بسته به اینکه در چه لیتولوژی و تحت تأثیر چه نوع تنشی ایجاد شوند، روابط خاصی نسبت به یکدیگر خواهند داشت که می‌توان از این روابط در تحلیل‌های زمین‌ساختی استفاده کرد.

۳-۳- گسل‌ها

از بارزترین گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه که نقش تعیین‌کننده‌ای در زمین‌ساخت آن ایفا می‌کنند، می‌توان به قطعه جنوب باختری گسل عهد حاضر زاگرس (گسل اردل)، قطعه شمال خاوری گسل عهد حاضر زاگرس (گسل فارسان)، گسل دشتک، گسل دویلان و گسل گردان اشاره کرد. با توجه به اینکه گسل اردل و گسل فارسان قطعاتی از گسل عهد حاضر زاگرس هستند، مقدمه‌ای در پیدایش و تکامل این گسل و همچنین مطالعات صورت گرفته بر روی آن بیان می‌شود.

¹ Fractures

۳-۳-۱- گسل عهد حاضر زاگرس

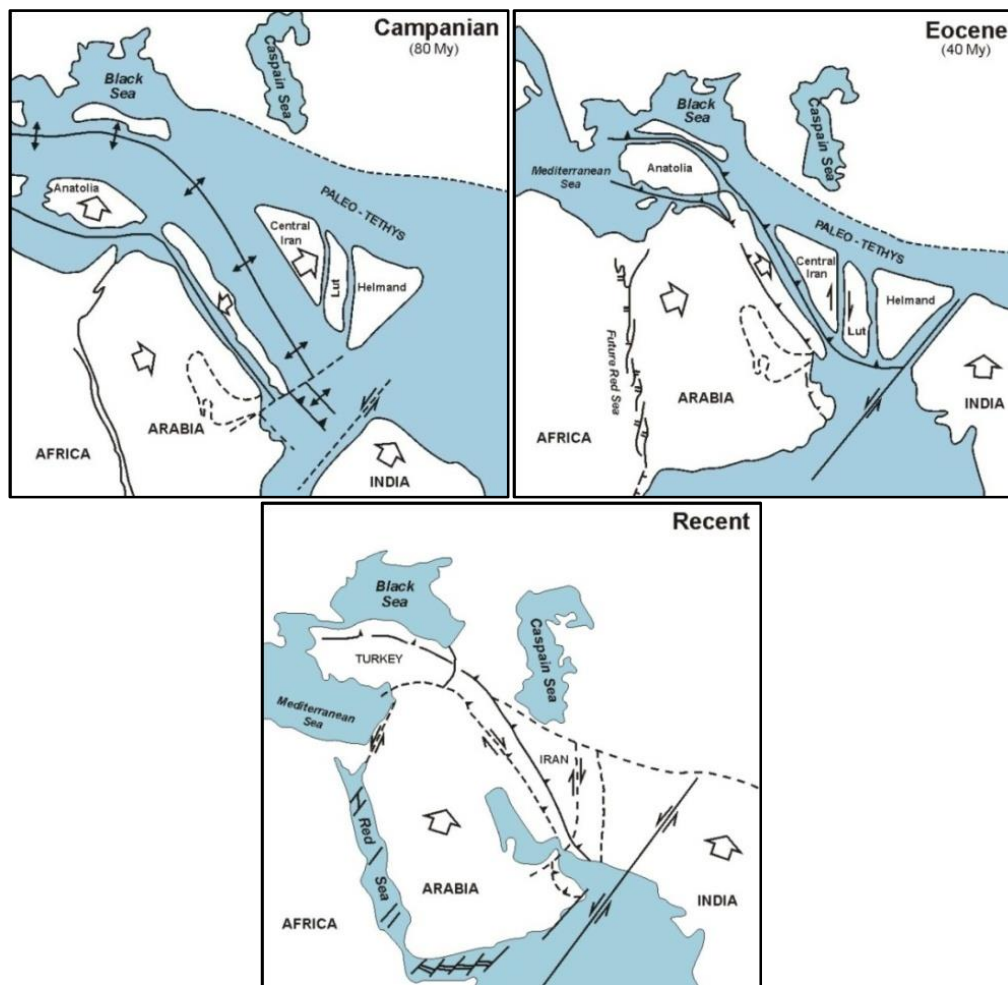
۳-۳-۱-۱- نحوه تشکیل و تاریخچه تکاملی گسل عهد حاضر زاگرس

در بخش باختری زاگرس مرتفع (محدوده این مطالعه)، یعنی باختر گسل شمالی-جنوبی کازرون، گسل فعالی با سازوکار امتدادلغز راست‌بر به نام گسل عهد حاضر زاگرس شکل گرفته است (Tchalenko & Braud, 1974). تکوین زاگرس و آغاز بسته شدن نئوتتیس به کرتاسه پسین نسبت داده می‌شود (Berberian & King, 1981; Alavi, 1994). جهت همگرایی صفحه عربی و اوراسیا در این دوران در راستای تقریباً عمود بر روند زاگرس مرتفع بوده است (شکل ۳-۲۵). بطور کلی توسعه و بازشدگی اقیانوس اطلس، دریای مدیترانه و اقیانوس هند باعث تداوم حرکت صفحه عربی به سمت شمال خاور گشته و در ادامه با بازشدگی دریای سرخ و بسته شدن نهایی نئوتتیس، تغییراتی در همگرایی بین دو صفحه رخ داده است (شکل ۳-۲۵).

Stonley (1981) زمان برخورد صفحه عربستان را به ایران مرکزی از ۳۵ تا ۱۰ میلیون سال پیش (الیگومیوسن) گسترش می‌دهند. جهت حرکت صفحه عربستان از ۱۹ میلیون سال پیش تاکنون به سمت ایران مرکزی تغییرات چندانی نکرده است (McQuarrie et al., 2003). تغییر رژیم زمین-ساختی از شرایط راندگی تا وضعیتی که تسهیم کرنش^۱ به عنوان سامانه زمین‌ساختی فعال بوده است (یعنی آغاز فعالیت گسل عهد حاضر زاگرس به عنوان گسل امتدادلغز و توقف فعالیت گسل معکوس اصلی زاگرس)، مربوط به حادثه‌ای است که به آن سازمان‌دهی دوباره^۲ حرکت صفحه عربی نسبت به اوراسیا گفته می‌شود که در ۳ تا ۷ میلیون سال پیش رخ داده است.

^۱ strain partitioning

^۲ Reorganization



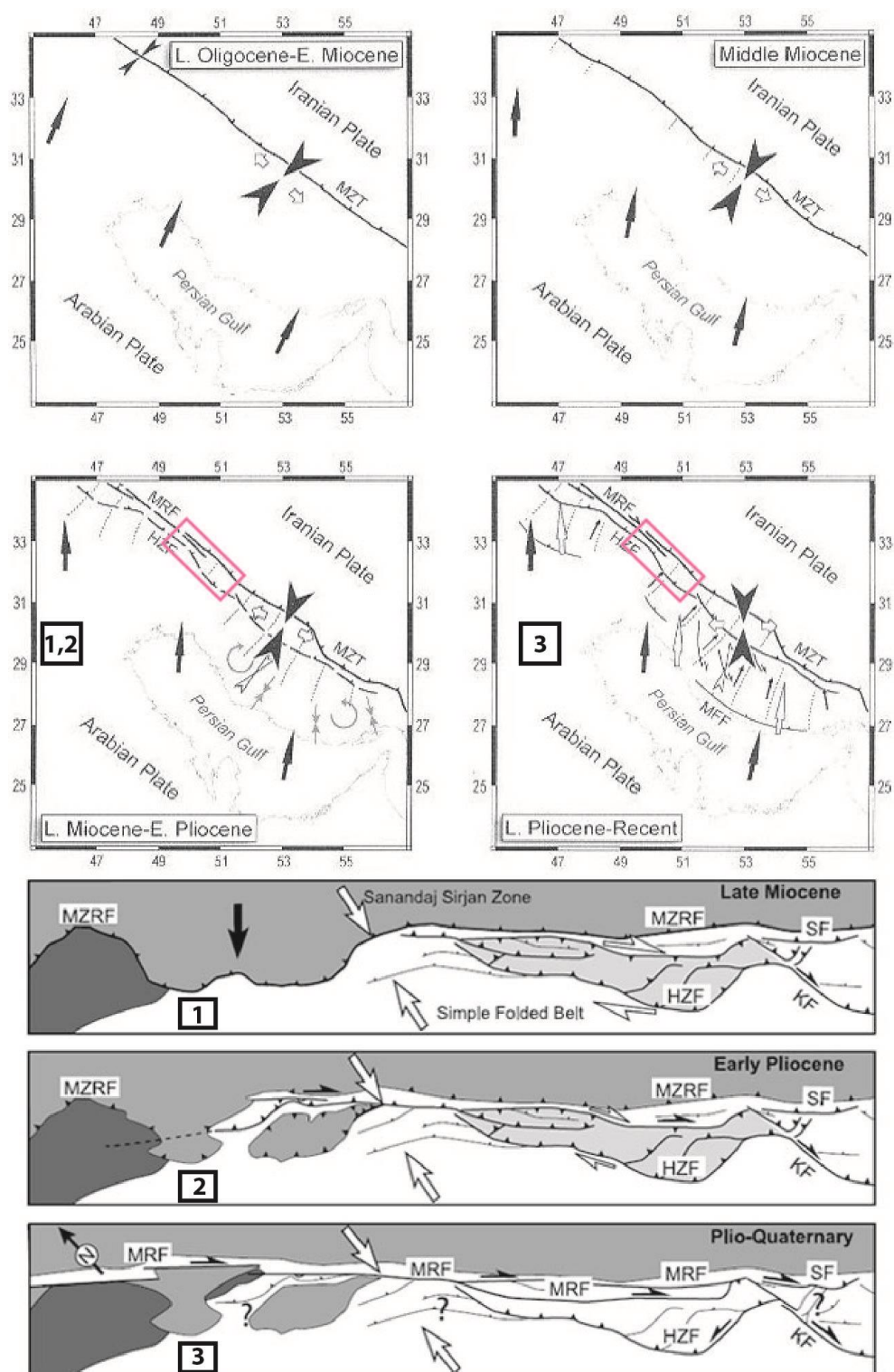
شکل ۳-۲۵- موقعیت صفحات عربی، ایران و توران نسبت به هم از زمان کرتاسه پایانی تا عهد حاضر (Glennie, 2000)

سازماندهی دوباره حرکت صفحه عربی ممکن است با شکسته و رها شدن تختال سنگ‌کره فرورونده

عربستان در زیر ایران وابسته باشد (Molinaro et al., 2005; Authemayou, 2006; Faccenna et

al., 2006; Omrani et al., 2008). در پی سازماندهی دوباره حرکت تحولات ساختاری مهمی از نقطه

نظر ناحیه‌ای رخ داده است (Westaway et al., 1994; Allen et al., 2004) (شکل ۳-۲۶).



شکل ۳-۲۶- جهت‌گیری حرکتی دوباره صفحه عربی نسبت به ایران و تکامل ساختاری ناشی از آن از الیگوسن تا عهد حاضر (بر گرفته از Authemayou et al., 2006 و Navabpour et al., 2007). کادر قرمز نشان دهنده موقعیت منطقه

مورد مطالعه

یکی از عوامل مؤثر بر تغییر رژیم زمین‌ساختی در طول نوار چین‌خورده- رانده زاگرس و تقسیم آن به سه ناحیه ساختاری شمال باختری (باختر گسل کازرون) با تسهیم کرنش، جنوب خاوری (ایالت فارس) با سازوکار راندگی و ناحیه مرکزی با سازوکار امتدادلغز، تغییر در جهت همگرایی صفحه عربستان نسبت به ایران مرکزی در طول زمین درز زاگرس است. به گونه‌ای که در جنوب خاور حرکت دارای روند $N7\pm5E$ با نرخ همگرایی 22 ± 2 میلیمتر در سال، در قسمت مرکزی تقریباً شمالی- جنوبی و بالاخره در شمال باختری دارای روند $N12\pm8W$ با نرخ همگرایی 15 ± 2 میلیمتر در سال است. این اطلاعات از بررسی تعیین جهت جنبش‌های سنگ‌کره با استفاده از GPS در مدت زمان خاص تعیین شده است (Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; McClusky et al., 2003; Vernant et al., 2004; Masson et al., 2006; Walpersdorf et al., 2006). کاهش سرعت همگرایی از خاور به باختر را می‌توان به چرخش خلاف ساعت صفحه عربی در حین نزدیک شدن آن به صفحه اوراسیا و استقرار قطب اولر^۱ حرکت این صفحه در دریای مدیترانه ارتباط داد (Jackson & McKenzie 1988; Vernant et al., 2004).

امتداد گسل عهد حاضر را می‌توان تا محل اتصال سه ورقه ایران، عربی و آناتولی تا خاوری‌ترین سمت ورقه‌ی آناتولی در $51^{\circ}E$ دنبال کرد (Talebian & Jackson, 2002). حال می‌توان به استناد موارد گفته شده در بالا اینطور بیان کرد که فعال شدن گسل عهد حاضر به عنوان یک گسل امتدادلغز راست‌بر (Navabpour et al., 2007) به همراه حرکت امتدادلغزی در گسل‌های آناتولی شمالی^۲ و آناتولی خاوری^۳ حاصل تورفتگی اوراسیا در منطقه قفقاز و چرخش خلاف ساعت صفحه عربی در

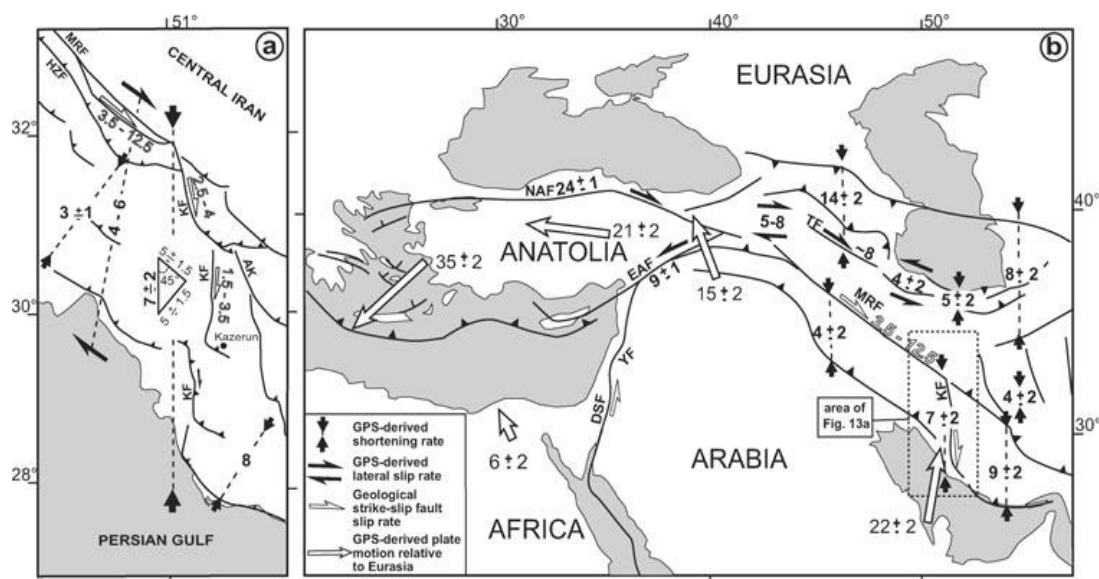
^۱ به منظور باسازی واقعی قاره‌ها باید اقیانوس‌های موجود را بسته و سپس قاره‌ها را در کنار یکدیگر قرار دهیم. از این رو توانایی برای توصیف ریاضی نحوه عملکرد لازم در انطباق هندسی لبه قاره‌ها ضروری به نظر می‌رسد. نظریه اولر این توانایی را ایجاد می‌کند. بر طبق این نظریه می‌توان حرکت بخشی از سطح یک کره را بر روی آن به صورت زاویه چرخش و قطب چرخش نشان داد. قطب چرخش و نقطه قطری مقابل آن در طرف دیگر کره تنها نقاطی هستند که نسبت به بخش‌های متحرک دارای وضعیت ثابت هستند. در نتیجه حرکت قاره‌ها بر روی سطح زمین و حالت آنان قبل از جدایش را فقط می‌توان به وسیله قطب و زاویه چرخش توصیف کرد (قاسمی، ۱۳۸۲).

^۲ NAF

^۳ EAF

منطقه قفقاز (Reilinger et al., 1997) و همینطور سازماندهی دوباره حرکت صفحه عربی نسبت به ایران است (شکل ۳-۲۷).

اگر چه گسل عهد حاضر زاگرس توسط زمین‌درز بیتلیس (¹BSZ) از گسل آناتولی شمالی جدا می‌شود، به عقیده بسیاری (Ricou et al., 1977; Jackson & McKenzie, 1984) این گسل از توسعه جنوب خاوری گسل شمالی آناتولی به وجود آمده که به سمت جنوب خاوری به صورت شاخه شاخه درآمده و به گسل کازرون متصل می‌شود (Authemayou et al., 2005). نرخ لغزش ۲ تا ۷ میلیمتر برابری گسل آناتولی شمالی نسبت به گسل عهد حاضر زاگرس را نیز به فرار زمین‌ساختی ورقه آناتولی به سمت منطقه فرورانش نزدیک یونان نسبت می‌دهند (Bellier et al., 1997; McClusky et al., 2000; Hubert-Ferrari et al., 2003) (شکل ۳-۲۷).



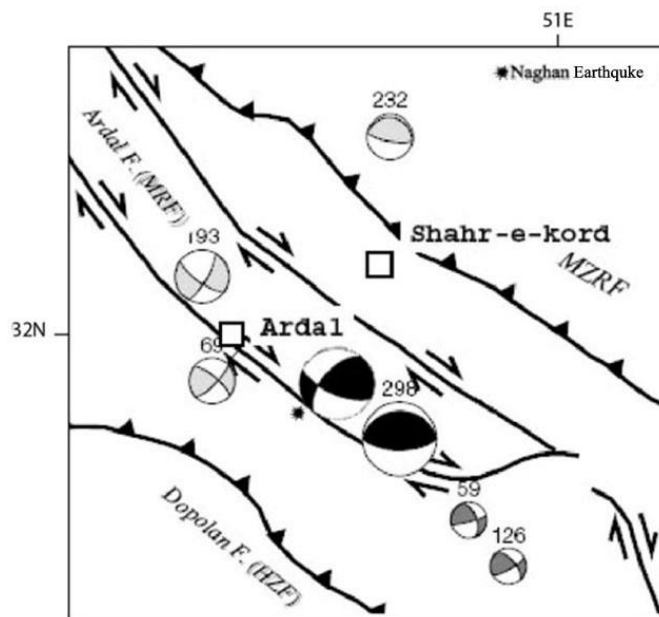
شکل ۳-۲۷: تغییرات نرخ لغزش و همگرایی در زاگرس چین‌خورده-رانده (Authemayou et al., 2009): a: موقعیت قرارگیری سه ورقه ایران، عربستان و آناتولی به همراه چگونگی حرکت و نرخ‌های لغزش در مرز بین آنها (Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; McClusky et al., 2003; Vernant et al., 2004; Masson et al., 2006; Walpersdorf et al., 2006)

¹ Bitlis Suture Zone

در تازه‌ترین مطالعات انجام شده (Blanc et al., 2003; Talebian & Jackson, 2004) از گسل عهد حاضر زاگرس، به عنوان محصول فرآیند تسهیم کرنش یاد شده است. در این مدل همگرایی مورب، صفحه عربستان به سمت ایران مرکزی به دو مؤلفه یکی موازی کمربند چین‌خورده-رانده و دیگری عمود بر آن تقسیم می‌شود. در این مدل زمین‌ساختی گسل عهد حاضر در پاسخ به مؤلفه امتدادلغز و گسل‌های راندگی و چین‌های فعال در واکنش به مؤلفه عمودی شکل گرفته است (شکل ۳-۲۷).

۳-۱-۳-۲ مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی بر روی گسل عهد حاضر در منطقه مورد مطالعه

کانون زمین‌لرزه‌های سال ۱۶۶۶، ۱۸۸۰، ۱۹۲۲، ۱۹۵۸ و ۱۹۷۷ میلادی در راستای گسل عهد حاضر در منطقه مورد مطالعه قرار دارند ولی همبستگی آنها با جنبش این گسل روشن نیست. زمین‌لرزه ناغان ۱۹۷۷ با بزرگای $M_w \sim 5.9$ ، بزرگترین زمین‌لرزه ثبت شده در منطقه می‌باشد. رو مرکز زمین‌لرزه توسط نمودار هم‌تراز شدت‌های ثبت شده برای این زمین‌لرزه، در نزدیکی شهر ناغان تشخیص داده شد (Berberian & Navai, 1997). مدل‌سازی امواج لرزه‌ای برای این زمین‌لرزه (Baker, 1993; Talebian & Jackson 2004) گسلش معکوس با مؤلفه امتدادلغز بزرگی را نشان می‌دهد. صفحه گسلی تشخیص داده شده برای این گسلش دارای امتداد WNW-ESE می‌باشد. یمینی‌فرد و همکاران در سال ۲۰۰۶ در بررسی میکرولرزه‌های منطقه و همین‌طور سازوکار کانونی ۱۹ زمین‌لرزه، پیشنهاد کردند که سازوکار کانونی مربوط به زمین‌لرزه ۲۹۸ (شماره زمین‌لرزه بررسی شده توسط ایشان) با بزرگای ۳/۷ که در منطقه وقوع زمین‌لرزه ناغان ثبت شده است، دارای منشأ یکسانی با این زمین‌لرزه بوده و مربوط به گسلشی معکوس می‌باشد که حاصل جنبش گسل دوپلان یا گازولک به عنوان قطعه‌ای از گسل زاگرس مرتفع بوده است. ایشان سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های شماره ۵۹، ۶۹، ۱۲۶ و ۱۹۳ (شکل ۳-۲۸) را در ارتباط با جنبش‌های مربوط به گسل عهد حاضر زاگرس می‌دانند که نشان دهنده گسلی با سازوکار امتدادلغز راست‌بر و امتداد صفحه گسلی شمال باختری-جنوب خاوری می‌باشد.



شکل ۳-۲۸- سازوکارهای کانونی ترسیم شده در امتداد گسل عهد حاضر زاگرس در منطقه اردل-ناغان-دوپلان (Yamini-Fard et al., 2006). سازوکار کانونی با نشان ستاره مربوط به زمین‌لرزه ناغان، ۱۹۹۷ (Baker et al., 1993; Talebian & Jackson 2004).

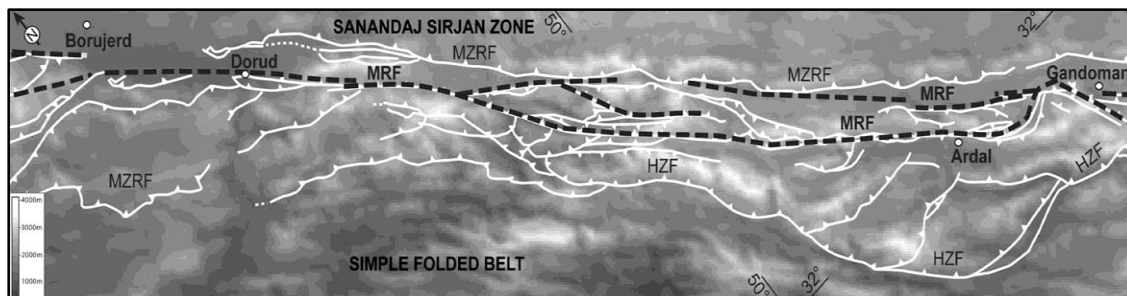
به عقیده Authemayou et al (2006) در این منطقه، سازوکارهای کانونی با لغزش معکوس در عمق بیش از ۱۴ کیلومتر و در راستای سطح جدایشی با شیب به سمت شمال خاوری محدود می‌شوند. در عمق‌های کمتر مکانیسم‌های کانونی مربوط به لغزش‌های امتدادلغز در راستای گسل عهد حاضر زاگرس جهت‌گیری می‌کنند. با توجه به ساختار منطقه این بدان معناست است که سطح جدایش کمی دورتر از گسل عهد حاضر زاگرس، به سمت جنوب باختری و در ارتباط با گسل زاگرس مرتفع می‌باشد.

۳-۱-۳-۳- قطعه‌بندی گسل عهد حاضر در زاگرس باختری

در شمال باختری، گسل عهد حاضر به سه قطعه با طول‌های تقریباً ۱۰۰-۱۳۰ کیلومتر تقسیم می‌شود که حوالی صحنه و بروجرد با هم همپوشانی دارند. قطعه دورود به سمت جنوب خاوری به دو

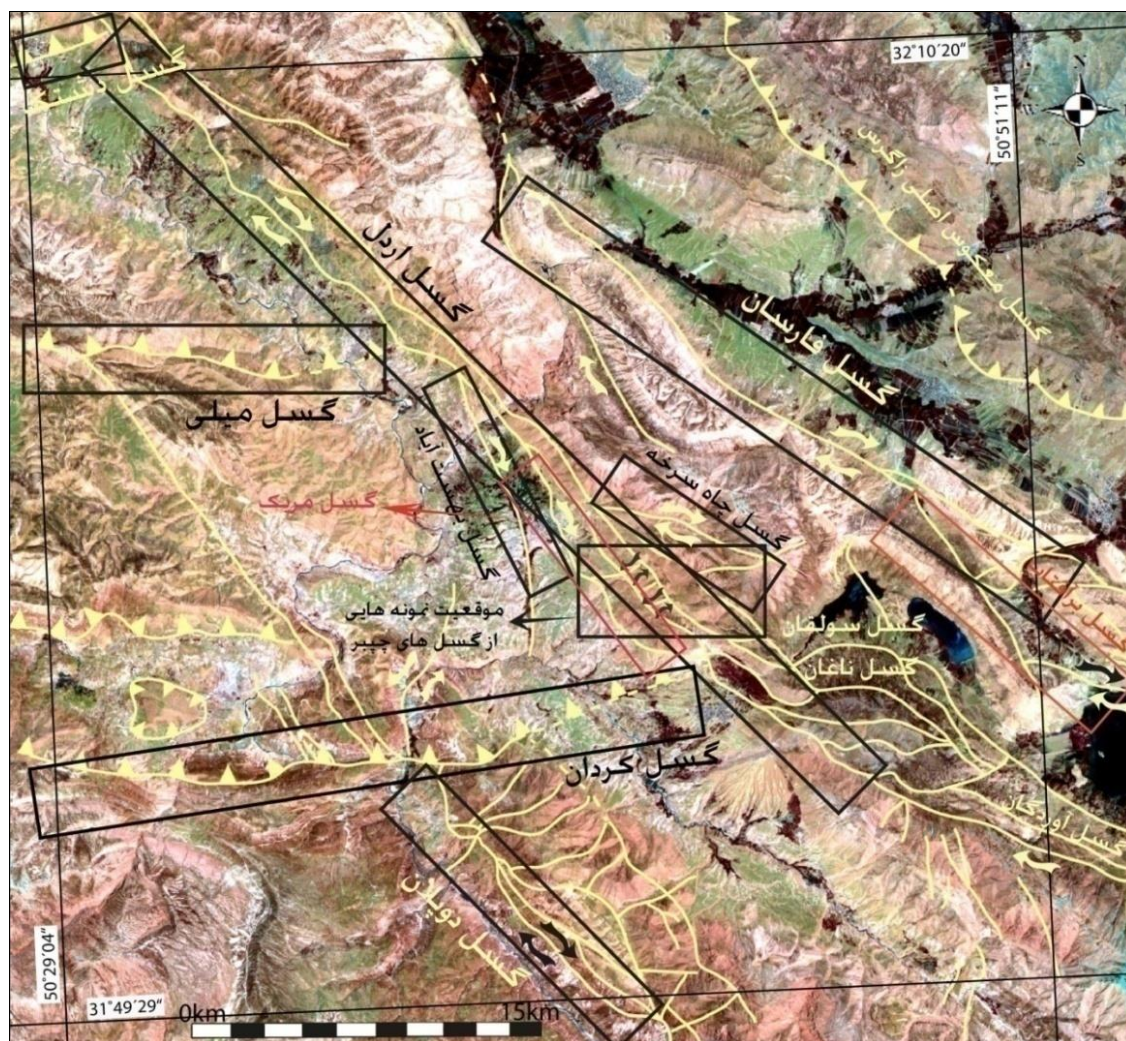
قسمت تقسیم می‌شود که تقریباً هر کدام ۱۸۰ کیلومتر طول داشته و فاصله تقریبی آنها با هم در حدود ۱۵ کیلومتر است. قطعه شمال خاوری، گسل فارسان و قطعه جنوب باختری، گسل اردل-کوهرنگ نامگذاری شده است (Bachmanov et al., 2004; Authemayou et al., 2006). این دو قطعه دوباره در نزدیکی شهر بروجرد در ۵۱ درجه خاوری به هم می‌رسند و در ادامه به سمت جنوب خاوری به گسل سبزکوه (به عنوان قطعه‌ای از گسل کازرون) می‌پیوندند.

این گسل‌ها همگی به عنوان قطعاتی از گسل عهد حاضر زاگرس گسل‌های معکوس با شیب نزدیک به قائم هستند که در پی تغییرات در توزیع زمین‌ساخت ترافشارشی در طول کمربند زاگرس مرتفع در پلیوسن به صورت گسل‌های امتداد لغز راست‌بر دوباره فعال شده‌اند و باعث بریده شدن سفره‌های رانده و ساختارهای ترافشارشی مربوط به پلیوسن پیشین گشته‌اند (شکل ۳-۲۶ و ۳-۲۹). در پهنه زاگرس بلند، به طور کلی گسل‌های نزدیک به گسل معکوس اصلی زاگرس دارای شیبی به سمت جنوب باختری و آنهایی که به گسل زاگرس مرتفع نزدیک هستند به سمت شمال خاور شیب دارند. این تمایل دو طرفه از گسل‌های پرشیب در قسمت جنوبی گسل اردل نیز دیده می‌شود.

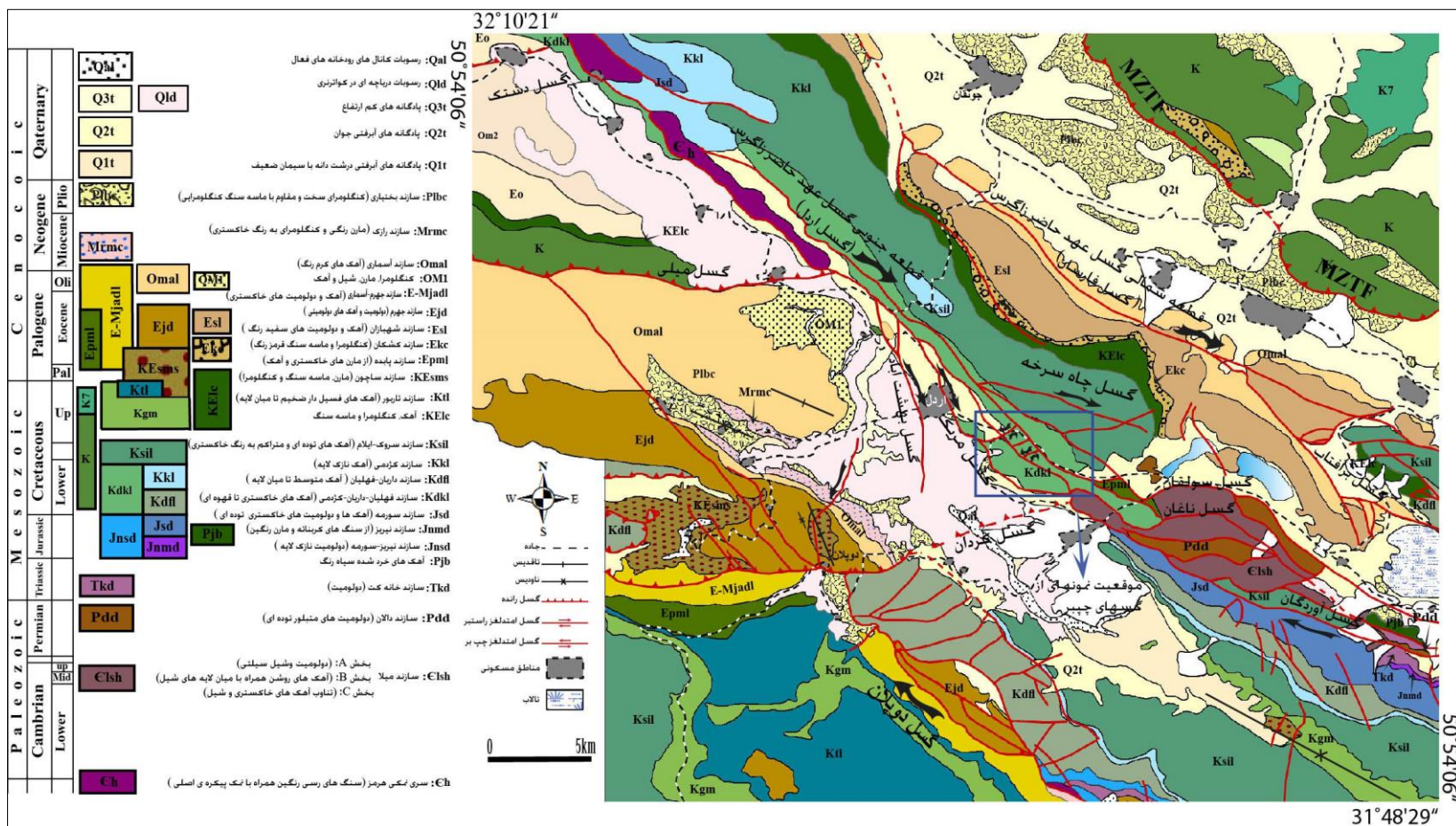


شکل ۳-۲۹- موقعیت قطعات صحنه، بروجرد و دورود در گسل عهد حاضر زاگرس (Authemayou et al., 2006)

موقعیت تمامی گسل‌های برداشت شده در منطقه بر روی نقشه زمین‌شناسی و عکس ماهواره‌ای گستره مورد مطالعه در شکل‌های ۳-۳۰ و ۳-۳۱ آورده شده است.



شکل ۳-۳۰- موقعیت گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای RIS



شکل ۳-۳۱- موقعیت گسل‌های برداشت شده بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

۳-۳-۲- گسل اردل

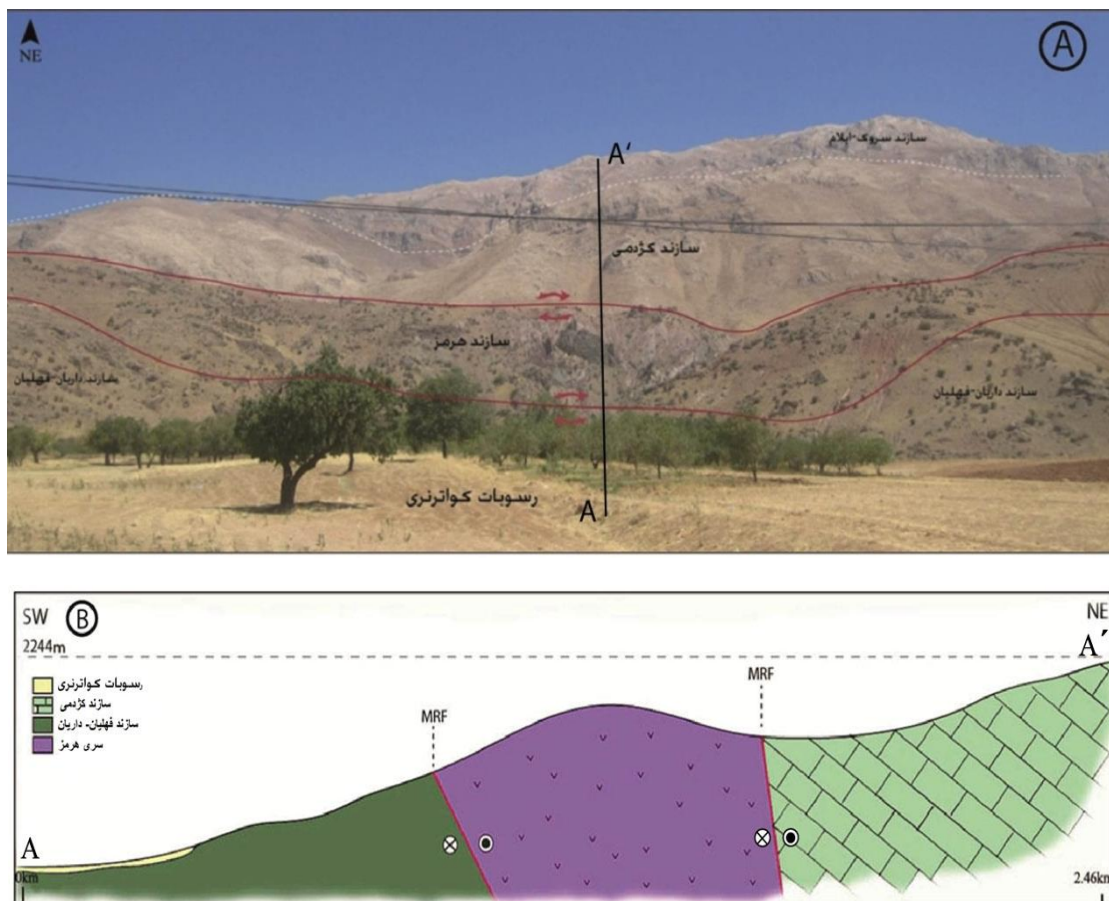
گسل اردل، قطعه‌ای از قطعه جنوب باختری گسل عهد حاضر زاگرس در منطقه مورد مطالعه است که دارای طول تقریباً ۷۰ کیلومتر می‌باشد. امتداد شمال باختری این گسل در منطقه کوه‌رنگ به گسل شهریار می‌رسد. به سمت جنوب خاور، پس از گذشتن از شمال خاوری شهر اردل، در نزدیکی شهر ناغان، با انحنایی به دو شاخه تقسیم شده (گسل آوردگان و گسل سولقان) و در ادامه به گسل سبزه-کوه (قطعه‌ای از گسل کازرون) می‌پیوندد.

با پیمایش در امتداد گسل اردل در منطقه مورد مطالعه در مکان‌هایی که امکان رخنمون سطوح گسلی مربوط به این گسل می‌رفت، برداشت صورت گرفت. در راستای گسل مزبور در شمال روستاهای کاج، رستم‌آباد، کریم‌آباد گنبدهای نمکی به شکل خطی دیده می‌شوند که نشان دهنده عمیق بودن گسل و تأثیرگذاری عمقی آن تا سنگ بستر می‌باشد (شکل ۳-۳۲). اندازه‌گیری‌های انجام شده بر روی سطوح اصلی گسل اردل در این منطقه (پیوست ۱۶)، نشان‌دهنده جهت‌گیری غالب $NE/82^{\circ}/306^{\circ}$ را برای گسل اردل در این منطقه می‌باشد (شکل ۳-۳۳).

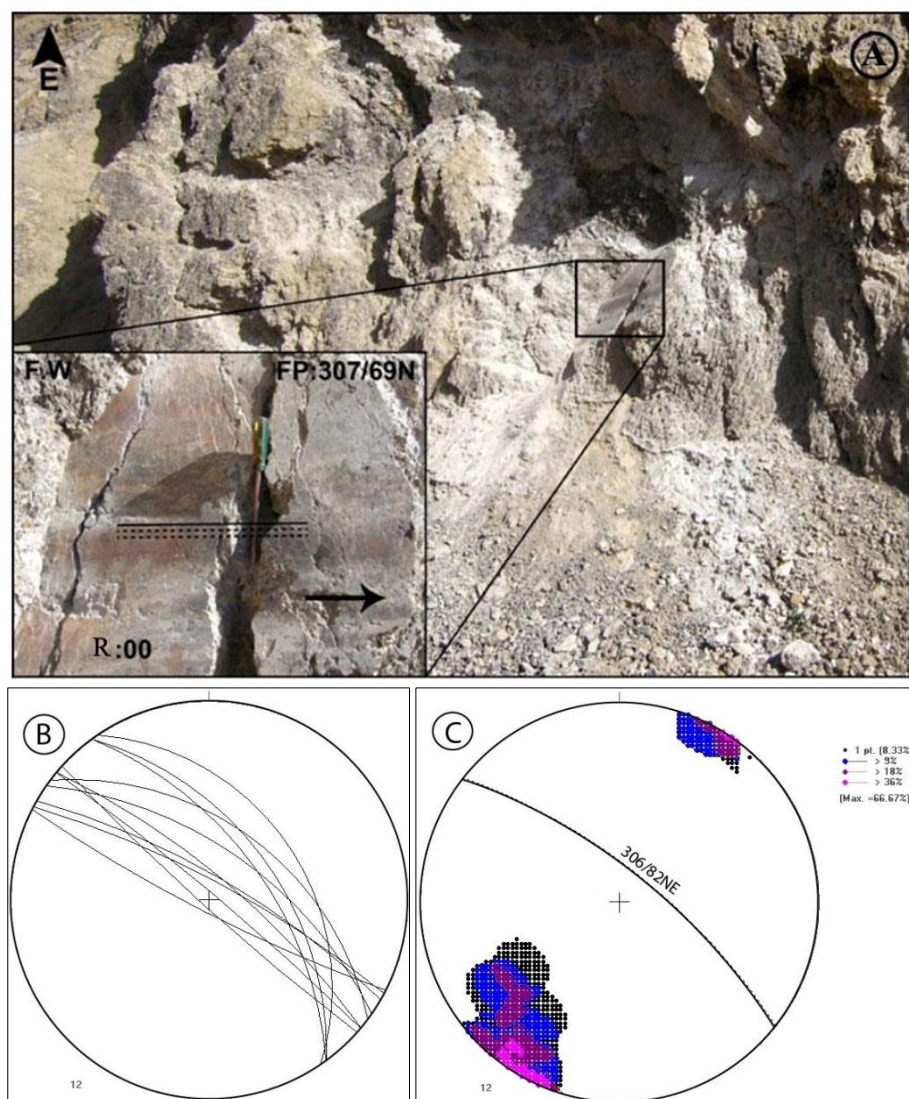
گسل اردل در عبور از سازندهای آهکی منطقه تنگ درکش-ورکش (فهلپیان-داریان، کژدمی، سروک-ایلام) سطوح گسلی را با نسل‌های متفاوتی از خراش‌های گسلی به جای گذاشته است (ریک خراش گسلی نزدیک ۹۰ درجه (حرکت معکوس)، ریک بین صفر تا ۹۰ درجه (حرکت معکوس با مؤلفه امتدادلغزی راست‌بر، حرکت امتدادلغز راست‌بر با مؤلفه شیب‌لغز معکوس) و ریک نزدیک افق (حرکت امتدادلغزی راست‌بر)) که می‌توان با استفاده از نشانه‌های حرکتی از جمله، قاعده برش^{۱۹} (خراش گسلی متقاطع خراش گسلی نسل دیگر، از نظر سنی جوانتر است)، اثر لمس دست بر روی سطح گسل و پله‌های گسلی بیان کرد که حرکت امتدادلغزی راست‌بر جوان‌ترین حرکت در راستای

¹⁹ Crosscutting

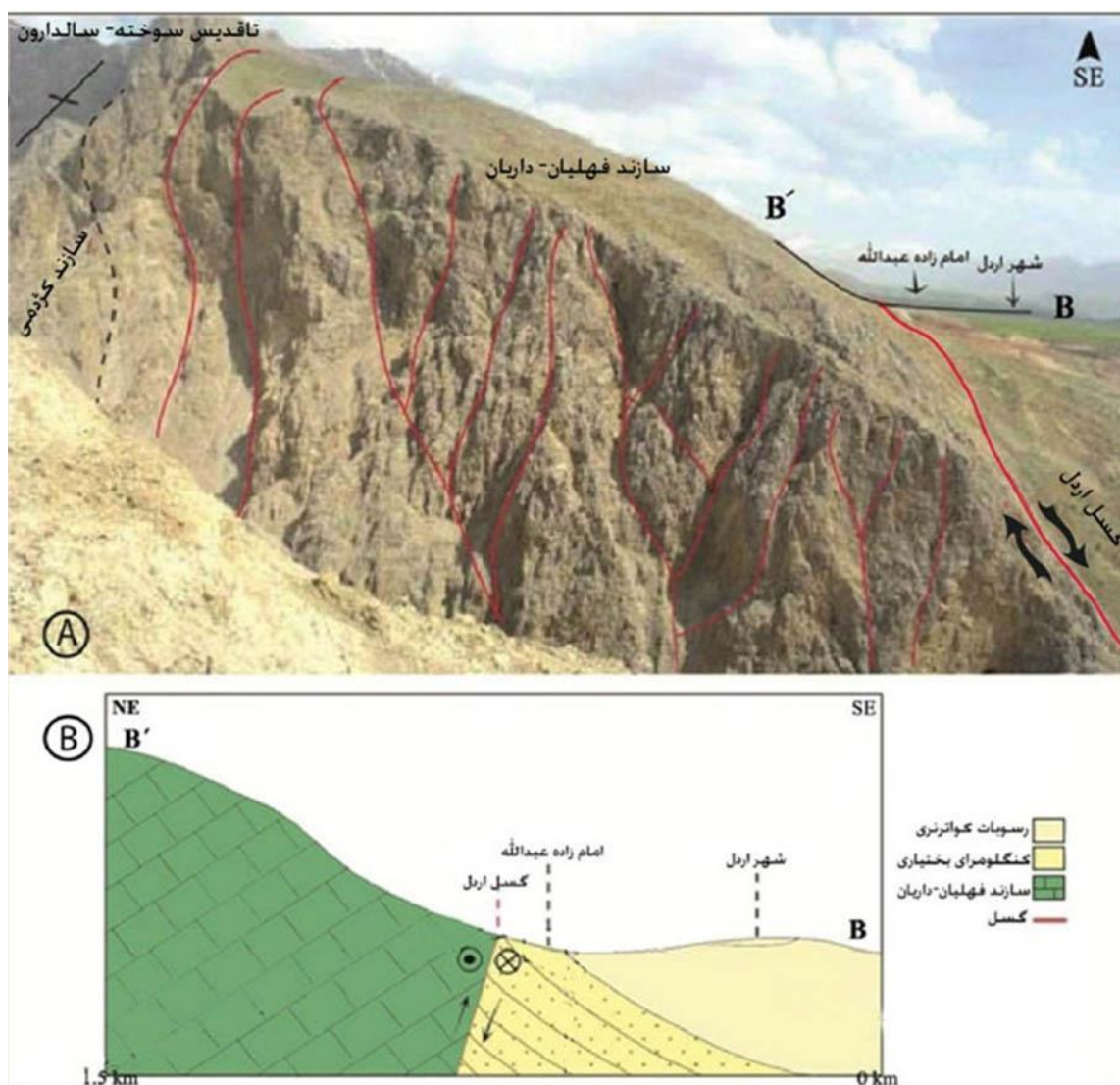
این گسل می‌باشد. موقعیت غالب سطح گسل اردل در برداشت‌های صورت گرفته در این منطقه $325^{\circ}/74^{\circ}\text{NE}$ (پیوست ۱۷) (شکل ۳-۳۴ و ۳-۳۵).



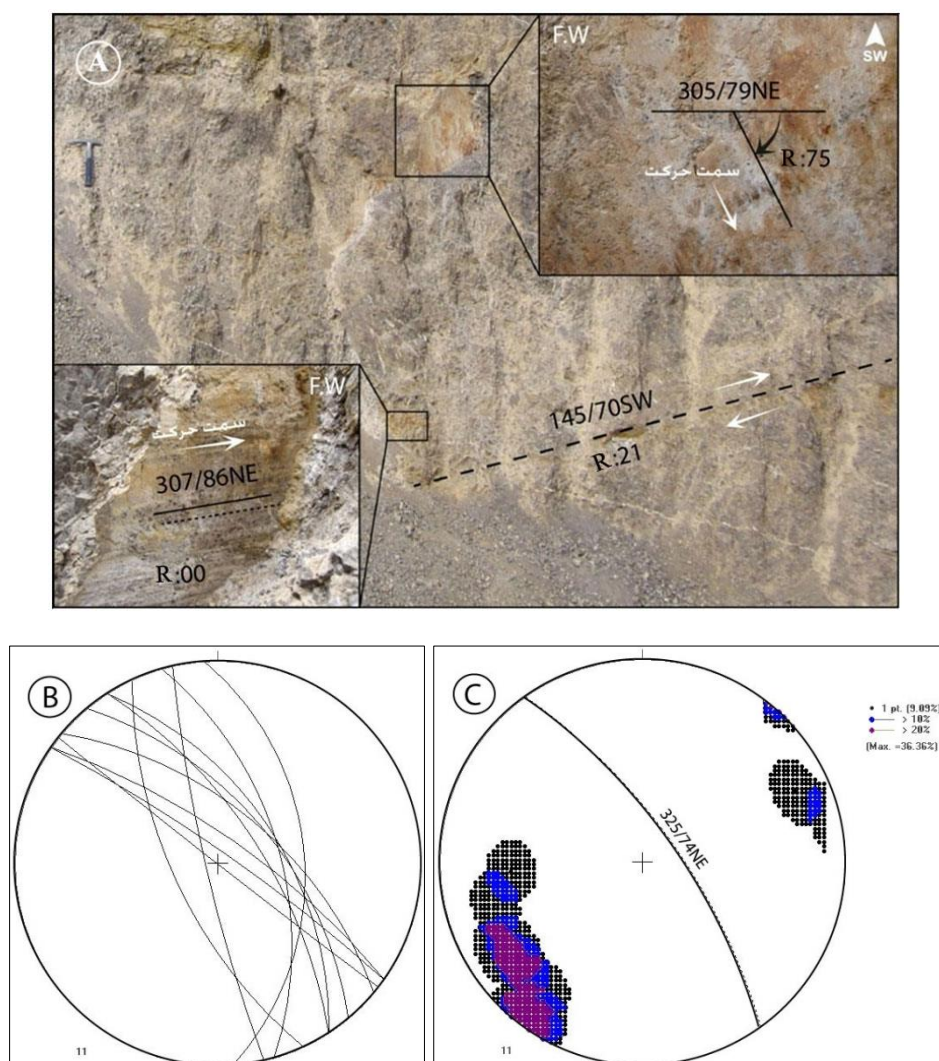
شکل ۳-۳۲: A: نمای صحرایی از گسل اردل و گنبد نمکی شمال روستای رستم‌آباد (جهت دید به سمت شمال خاور). B: مقطع شماتیک از منطقه رستم‌آباد و نمایش چگونگی قرارگیری گسل اردل نسبت به گنبد نمکی شمال روستا (موقعیت مقطع بر روی شکل ۳-۳۰ و ۳-۳۱ مشخص شده است).



شکل ۳-۳۳- A: نمونه‌ای از سطوح گسل برداشت شده در راستای گسل اردل در منطقه کاج-کریم‌آباد- رستم‌آباد (سمت پیکان نشان دهنده سمت حرکت بلوک مشخص شده در شکل می‌باشد) (فرودیواره: F.W.) A: تصویر سیکلوگرافیک سطوح برداشت شده B: نمودار کنتور تراکم قطب صفحات گسلی و تعیین صفحه غالب برای گسل اردل



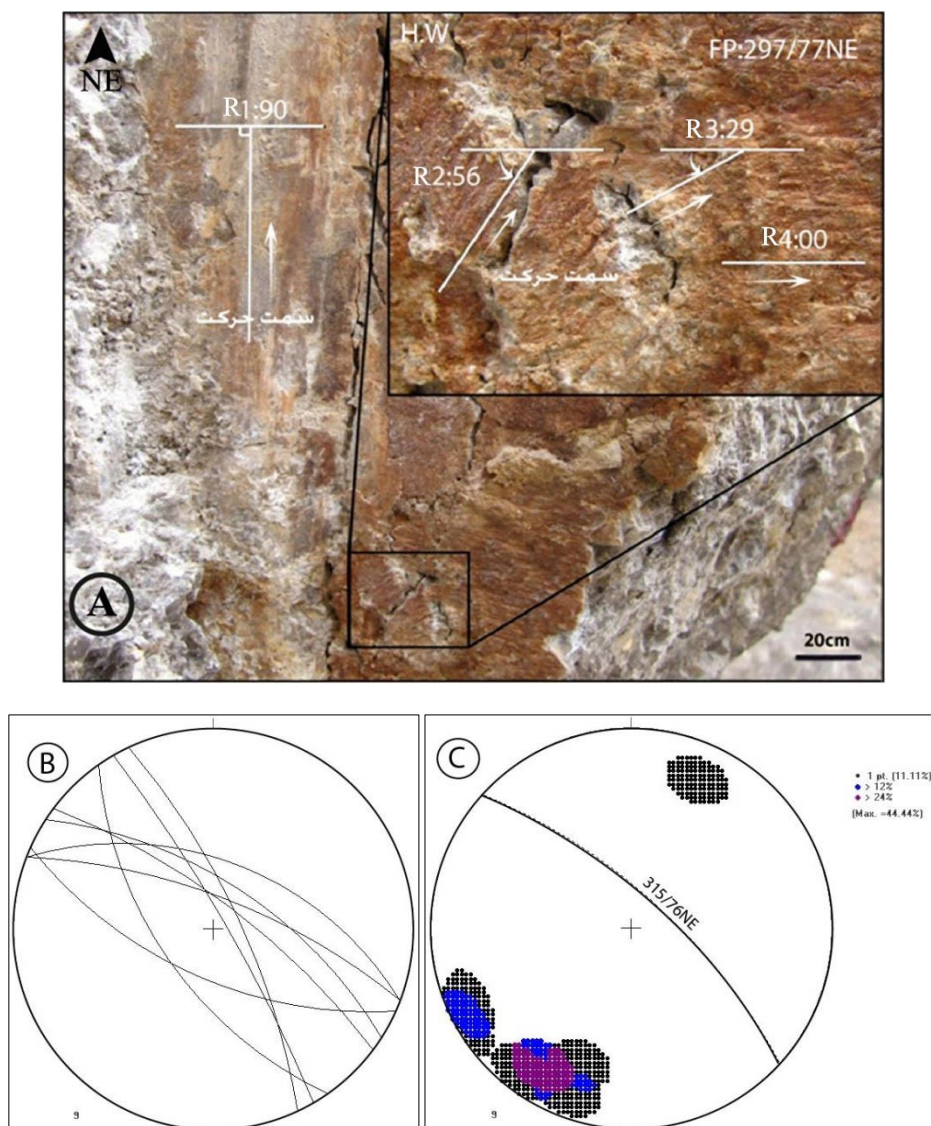
شکل ۳-۳۴- A: نمایی از پهنه برشی در حریم گسل اردل در سازندهای فهلپان- داریان و کژدمی در رخنمون تنگ درکش- ورکش (خطوط قرمز گسل‌های فرعی هستند) (جهت دید به سمت جنوب خاوری). B: مقطع نمادین در راستای BB' بر روی تصویر A (موقعیت مقطع بر روی شکل ۳-۳۰ و ۳-۳۱ مشخص شده است)، نمایش چگونگی قرارگیری سازندهای کرتاسه در کنار سازندهای بختیاری و کواترنری.



شکل ۳-۳۵: A: نمونه‌ای از سطوح گسلی برداشت شده به همراه نسل‌های متفاوتی از خراش‌های گسلی در راستای گسل اردل در تنگ درکش- ورکش. جهت فلش نشان دهنده سمت حرکت بلوک‌های مشخص شده می‌باشد (جهت دید به سمت جنوب- باختری) (F.W: فرودیواره: B: تصویر سیکلوگرافی سطوح برداشت شده C: نمودار کنتور تراکم قطب صفحات گسلی و تعیین صفحه غالب برای گسل اردل.

سطوح گسلی مربوط به گسل اردل در معادن سنگ‌آهک (سازند داریان- فهلین) شمال باختری شهر ناغان به علت برداشت سنگ‌های هوازده و رخنمون سطوح تازه گسلی به خوبی و به تعداد زیاد قابل اندازه‌گیری می‌باشد. در استریوگرام‌های ترسیم شده از داده‌های برداشت شده از معدن برخورداری در شمال خاوری شهر ناغان، صفحه غالب برای گسل اردل $315^{\circ}/76^{\circ}E$ پیشنهاد می‌شود (پیوست ۱۸)

(شکل ۳-۳۶). در بررسی خراش‌های گسلی با زاویهٔ ریک متفاوت و با استفاده از شواهد موجود، سازوکار حرکتی امتدادلغز راست‌بر جوان‌ترین مؤلفهٔ حرکتی این گسل تشخیص داده شد.

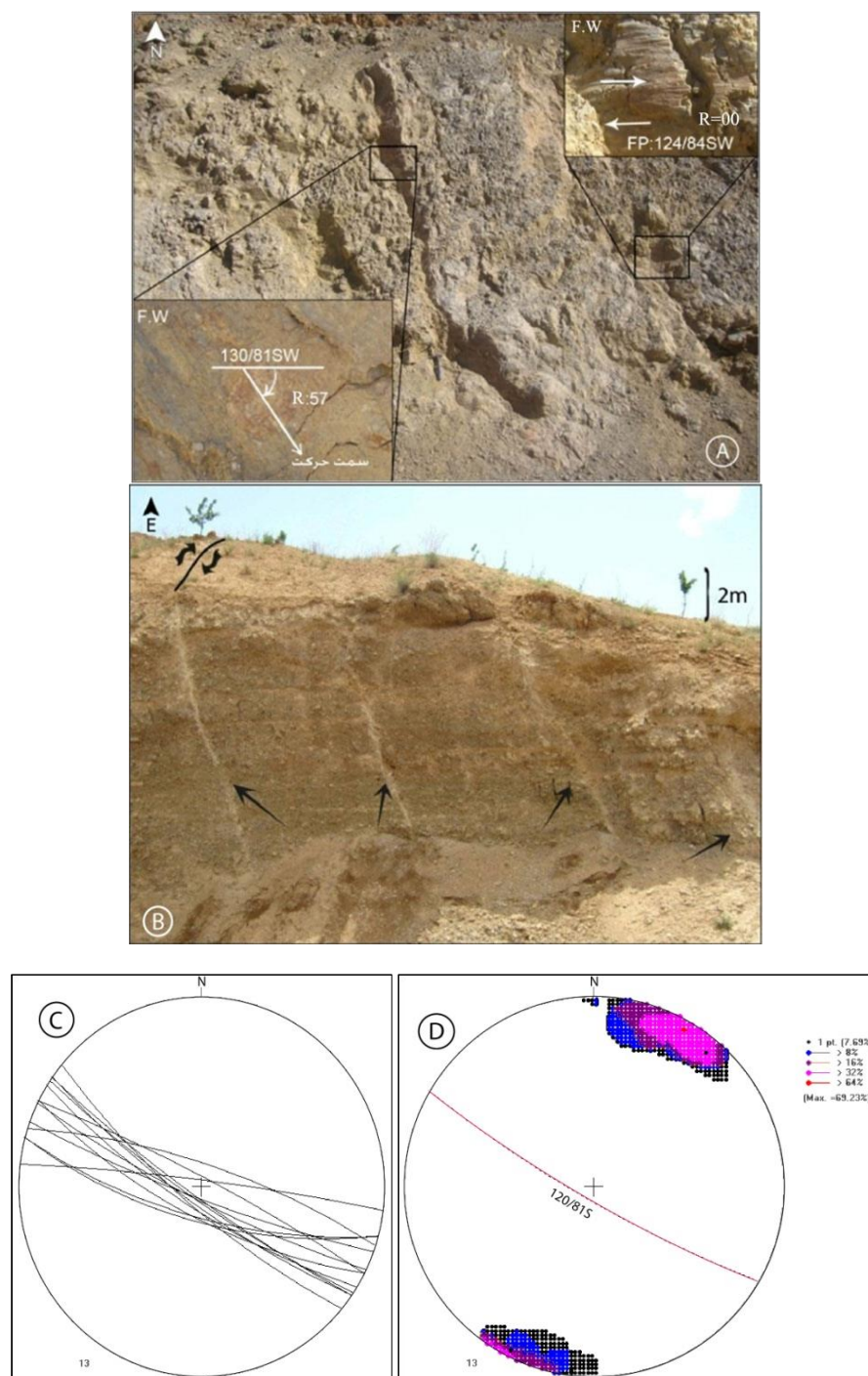


شکل ۳-۳۶- A: نمونه‌ای از سطوح گسلی برداشت شده در داخل معدن سنگ آهک برخورداری در شمال باختری شهر ناغان. این سطح دارای چهار نسل از خراش‌های گسلی با زاویه‌های ریک متفاوت می‌باشد که جوان‌ترین آنها با در نظر گرفتن قاعدهٔ برش، R4 می‌باشد. (جهت دید به سمت شمال خاوری) (فرادیواره: H.W) B: تصویر سیکلوگرافیک سطوح برداشت شده. C: نمودار کنتور تراکم قطب صفحات گسلی و تعیین صفحهٔ غالب برای گسل اردل.

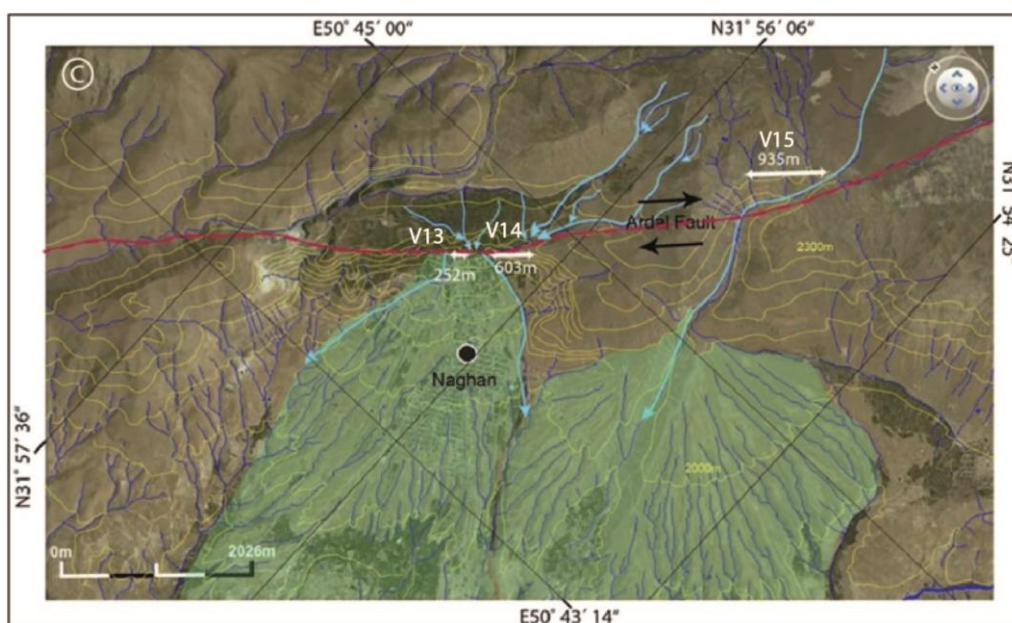
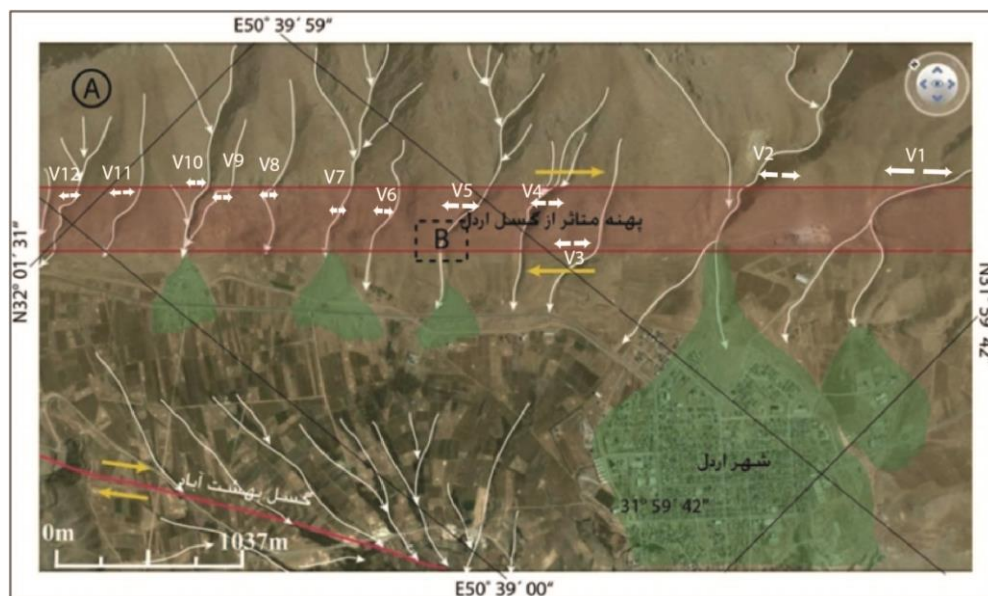
در ادامه برداشت‌های مربوط به گسل اردل به سمت جنوب خاور، برداشت‌ها از سطوح گسلی، گسلی با شیب نزدیک به قائم را نشان می‌دهند که شیب، در اثر اعوجاج سطح گسل تغییر می‌کند. اما به سمت جنوب خاور در نزدیکی شهر ناغان و در محل جدا شدن گسل سولقان و آوردگان از گسل اردل، شیب گسل به سمت جنوب باختری تغییر می‌کند. با در نظر گرفتن استریوگرام‌های ترسیم شده از صفحات برداشت شده مرتبط با گسل اردل می‌توان موقعیت $120^{\circ}/81^{\circ}\text{SW}$ را برای گسل اردل در این منطقه پیشنهاد داد (شکل ۳-۳۷) (پیوست ۱۹).

مخروط افکنه‌ها به عنوان نقطه پایانی سیستم فرسایشی و رسوبگذاری، منعکس کننده رخداد‌های زمین‌ساختی از قبیل گسل خوردگی، بالآمدگی، کج شدگی و چین‌خوردگی در امتداد پیشانی کوهستان می‌باشند. یکی از اثرات فعالیت‌های گسل‌های راست‌الغز بر روی مخروط افکنه‌ها، ایجاد مخروط افکنه‌هایی نامتقارن و خمیده نسبت به محور طولی کانال اصلی رودخانه می‌باشد (حافظی مقدس، ۱۳۸۸). جابجایی در کانال آبراهه‌های جاری در راستای عمود بر امتداد گسل، می‌تواند در پاسخ آبراهه‌ها در برابر حرکت‌های نوزمین‌ساختی گسل صورت گرفته باشد. با مطالعه آبراهه‌ها می‌توان شواهد غیر قابل انکاری در چگونگی سازوکار گسل در بازه نوزمین‌ساخت بدست آورد (Bull, 2007).

به علت توسعه آبراهه‌ها و مخروط افکنه‌ها در منطقه مورد مطالعه، می‌توان شواهد چنین حرکت‌هایی را در منطقه پیگیری کرد. برای مثال کانال آبراهه‌های موجود در شمال شهر اردل که متأثر از حرکت گسل اردل هستند، بیشترین جابجایی اندازه‌گیری شده بر روی کانال آبراهه‌ها در منطقه مورد بررسی، ۹۳۵ متر بر روی کانال اصلی آبراهه (آبراهه V15) مخروط افکنه‌ای در نزدیکی شهر ناغان می‌باشد (شکل ۳-۳۸) (جدول ۳-۲۳).



شکل ۳-۳۷- A: نمونه‌ای از سطوح گسلی برداشت شده در نزدیکی تالاب سولقان. جهت فلش نشان دهنده سمت حرکت بلوک مشخص شده می‌باشد (فرودیواره: F.W) (جهت دید به سمت شمال) B: آثار حرکتی گسل اردل بر روی رسوبات کواترنری (جهت دید به سمت خاور) C: تصویر سیکلوگرافیک سطوح برداشت شده D: نمودار کنتور تراکم قطب صفحات گسلی و تعیین صفحه غالب برای گسل اردل



شکل ۳-۳۸-۳: تصاویر ماهواره‌ای از Google Earth به همراه خطوط تراز، آبراهه‌ها و شکل مخروط افکنه‌ها به

منظور نمایش جابجایی راست‌بر در راستای گسل اردل (بیشترین جابجایی مربوط به آبراهه V15) B: نمای صحرایی از آبراهه V5 (جهت دید به سمت جنوب باختری)

جدول ۳-۲۳- مقادیر جابجایی محاسبه شده در کانال آبراهه‌های مسیر گسل اردل

مقدار جابجایی	شماره آبراهه	مقدار جابجایی	شماره آبراهه	مقدار جابجایی	شماره آبراهه
90m	V11	56m	V6	322m	V1
69m	V12	37m	V7	160m	V2
252m	V13	62m	V8	172m	V3
603m	V14	74m	V9	125m	V4
935m	V15	71m	V10	135m	V5

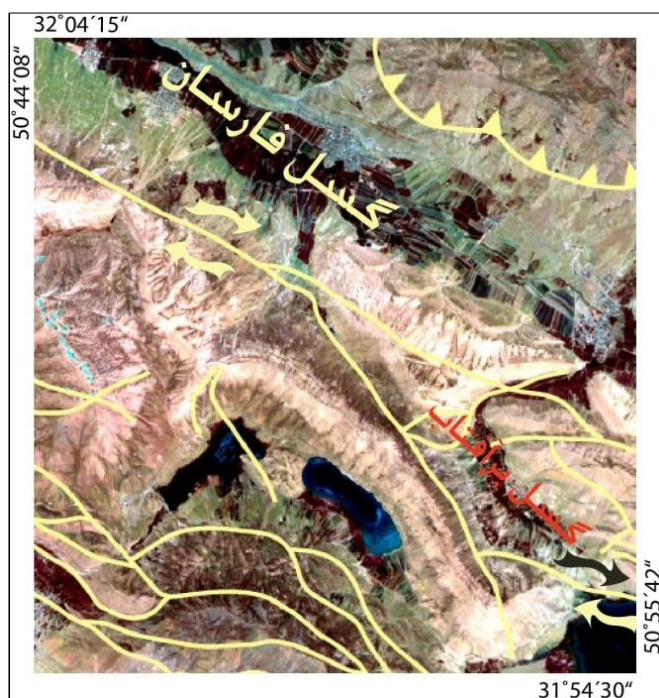
۳-۳-۳- گسل فارسان و گسل برآفتاب

گسل فارسان در امتداد دامنه شمال خاوری رشته کوه سوخته- سالداریون به موازات گسل اردل و گسل معکوس اصلی زاگرس در منطقه مورد مطالعه عمل کرده است. طول این گسل در منطقه مورد بررسی تقریباً ۵۵ کیلومتر می‌باشد. در امتداد شمال باختری، این گسل در مکان‌هایی گسل معکوس اصلی زاگرس را قطع می‌کند. گسل فارسان به سمت جنوب خاور در نزدیکی شهر شلمزار به دو شاخه تقسیم می‌شود. شاخه جنوب باختری با انحرافی به سمت جنوب در ادامه مسیر، گسل برآفتاب نامیده می‌شود. شاخه شمال خاوری که در واقع ادامه شاخه اصلی گسل فارسان است نیز در امتداد جنوب خاوری به گسل اردل و در نهایت به گسل سبزه‌کوه (قطعه‌ای از گسل کازرون) می‌پیوندد (شکل ۳-۳۹). شکل ۳-۴۰- نماهایی صحرایی از نمونه سطوح گسلی برداشت شده در راستای گسل فارسان و گسل برآفتاب را نشان می‌دهد. در امتداد گسل فارسان در مکان‌هایی که امکان برداشت سطح اصلی گسل وجود داشت به منظور تحلیل‌های استریوگرافیک و تعیین مکانیسم اصلی گسل، برداشت‌های متعددی صورت گرفت.

با توجه به استریوگرام سطوح گسلی و همین‌طور نمودار کنتور تراکم ترسیم شده از قطب صفحات، صفحه غالب $137^{\circ}/75^{\circ}\text{SW}$ برای گسل فارسان پیشنهاد می‌شود (شکل ۳-۴۱) (پیوست ۲۰).

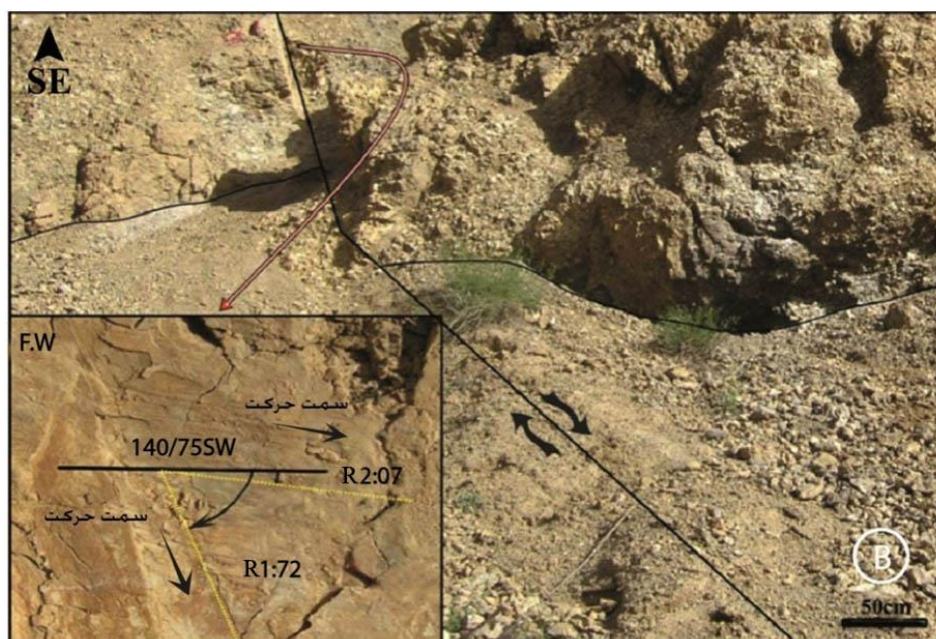
در بررسی گسل برآفتاب طی بازدید از منطقه در شمال خاوری تالاب چغاخور، از سطوح گسلی مرتبط با این گسل برداشت‌هایی به عمل آمد (پیوست ۲۱). نتیجه بررسی نمودار کنتور تراکم قطب صفحات، بدست آوردن موقعیت میانگین $331^{\circ}/64^{\circ}\text{NE}$ برای این گسل می‌باشد (شکل ۳-۴۱). گسل برآفتاب یکی از عوامل فروافتادگی دشت چغاخور و به وجود آمدن تالاب چغاخور و تالاب سولقان می‌باشد. این گسل را می‌توان به عنوان پس راندگی^{۲۰} شاخه شمال خاوری گسل فارسان در نظر گرفت.

سطوح گسلی هم در راستای گسل فارسان و هم در راستای گسل برآفتاب دارای نسل‌های متفاوتی از خراش‌های گسلی بوده که در بررسی آنها می‌توان جوان بودن خشلغزه‌هایی که ریک نزدیک به افق دارند (امتداد لغزی راست‌بر) را تشخیص داد (شکل ۳-۴۰).



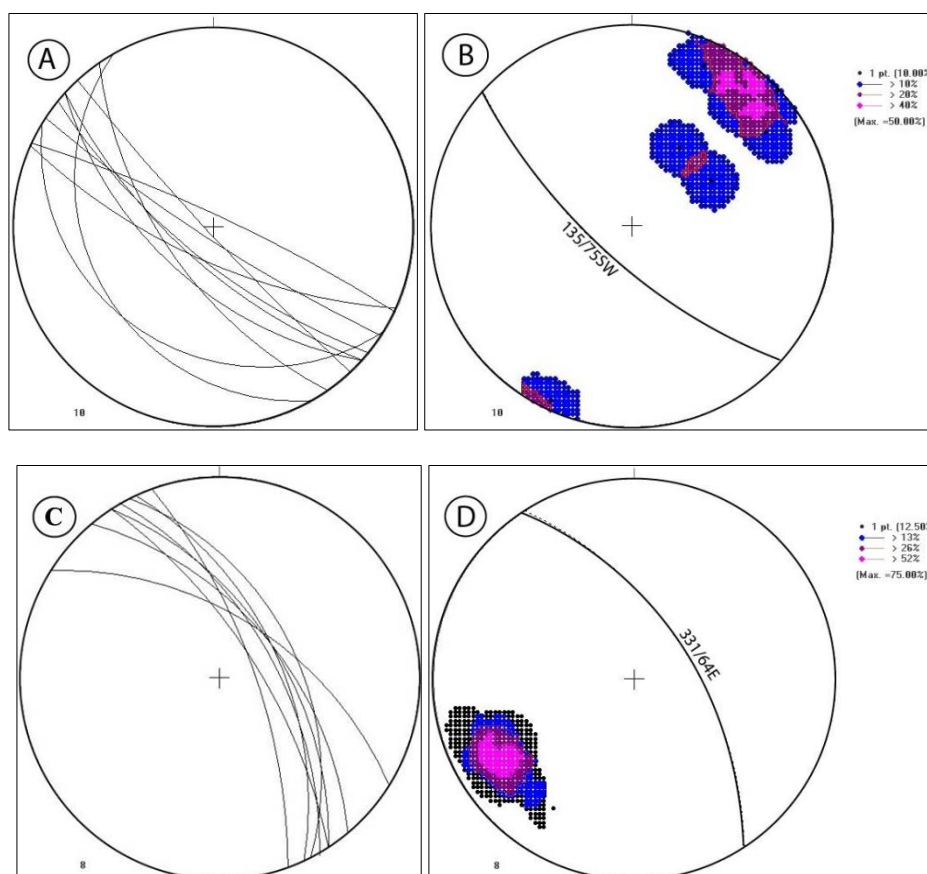
شکل ۳-۳۹- موقعیت گسل فارسان و گسل برآفتاب نسبت به یکدیگر بر روی تصویر ماهواره‌ای IRS

²⁰ Back thrust



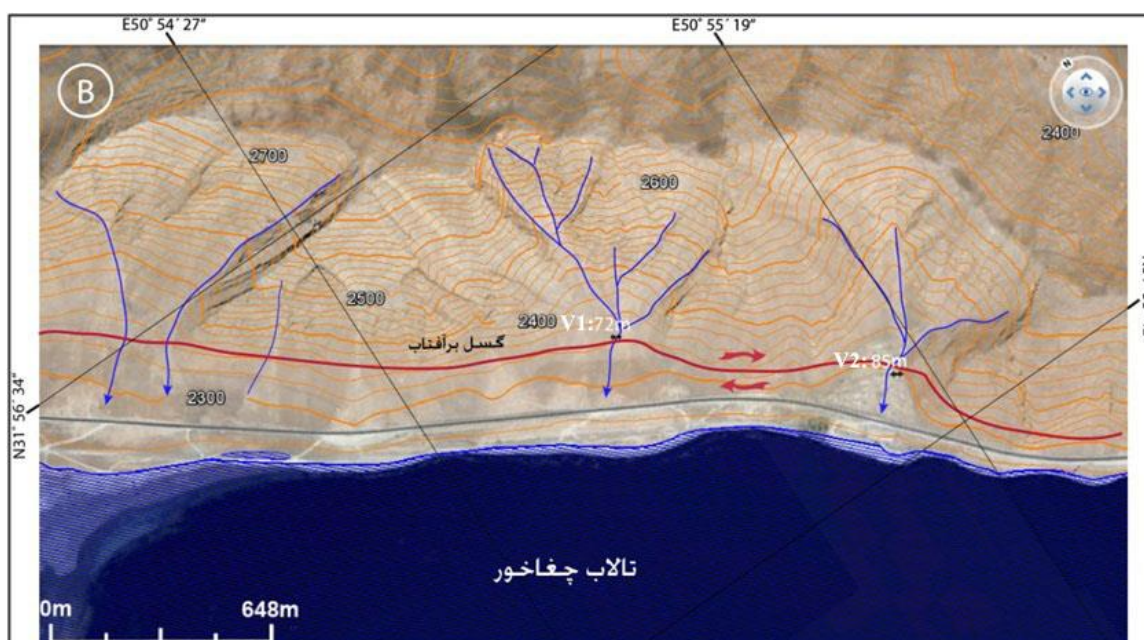
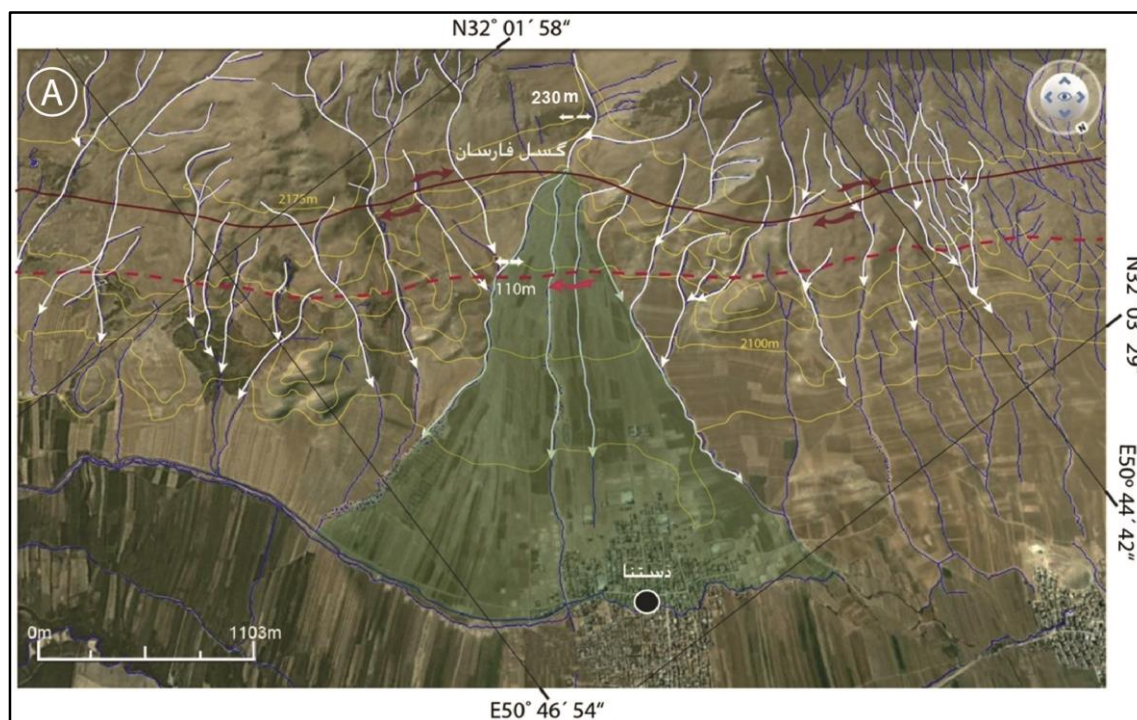


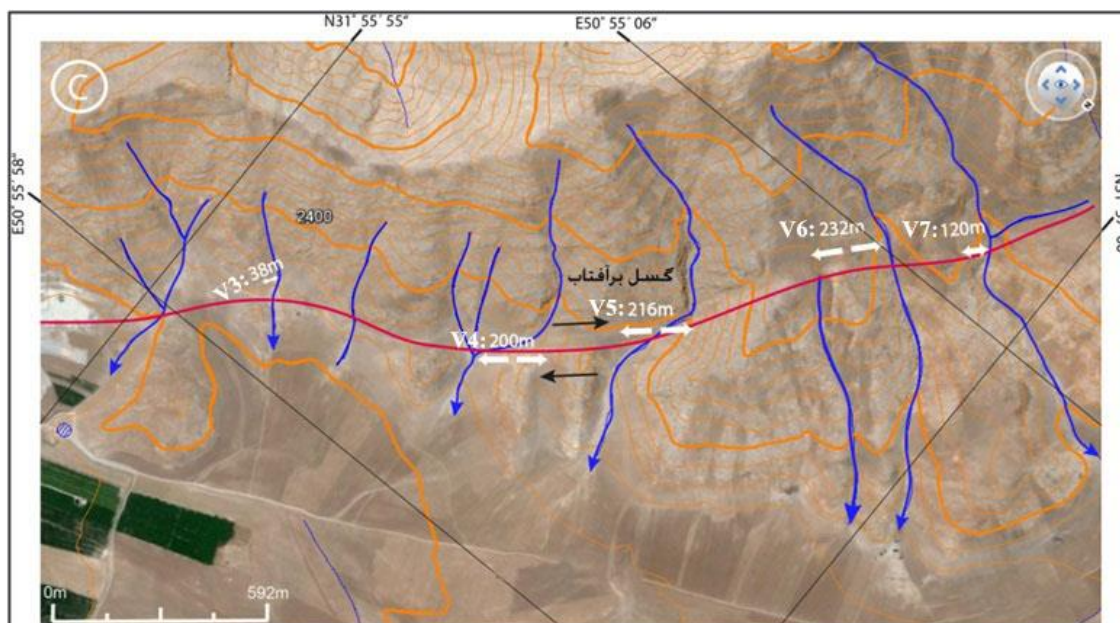
شکل ۳-۴۰: A,B: نمای صحرایی از نمونه سطوح گسلی برداشت شده در راستای گسل فارسان (به ترتیب جهت دید به سمت جنوب باختر و جنوب خاور). C: نمای صحرایی از موقعیت گسل برآفتاب در شمال خاوری تالاب چغاخور (جهت دید به سمت خاور). D,E: نمای صحرایی از سطوح گسلی مربوط به گسل برآفتاب (جهت دید به ترتیب شمال باختر و شمال).



شکل ۳-۴۱- A, B: تصویر سیکلوگرافیک سطوح برداشت شده و نمودار کنتور تراکم قطب صفحات گسلی مربوط به گسل فارسان و پیشنهاد موقعیت میانگین ۱۳۷/۷۵S C, D: تصویر سیکلوگرافیک سطوح برداشت شده و نمودار کنتور تراکم قطب صفحات گسلی مربوط به گسل برآفتاب و پیشنهاد موقعیت میانگین ۳۳۱/۶۴E

در امتداد گسل فارسان، کانال آبراهه‌ها و مخروط افکنه‌ها تحت تاثیر حرکت نوزمین‌ساختی گسل قرار گرفته و جابجایی راست‌بر از خود نشان می‌دهند. مقدار این جابجایی در کانال آبراهه مخروط افکنه شمال روستای دستنا تا ۲۳۰ متر اندازه‌گیری شده است. در راستای گسل برآفتاب نیز نمودهایی از حرکت امتدادلغز راست‌بر بر روی کانال آبراهه‌ها در نزدیکی تالاب سولقان قابل مشاهده است. مقدار جابجایی تا ۲۳۲ متر برآورد شده است (جدول ۳-۲۴) (شکل ۳-۴۲).





شکل ۳-۴۲- A: جابجایی آبراهه اصلی و آبراهه‌های کناری مخروط افکنه شمال روستای دستنا بر اثر فعالیت گسل فارسان (میزان جابجایی آبراهه اصلی ۲۳۰ متر) B, C: جابجایی آبراهه‌ها در امتداد گسل برآفتاب بر اثر فعالیت این گسل (بیشترین میزان جابجایی محاسبه شده در آبراهه V6 به مقدار ۲۳۲ متر می‌باشد)

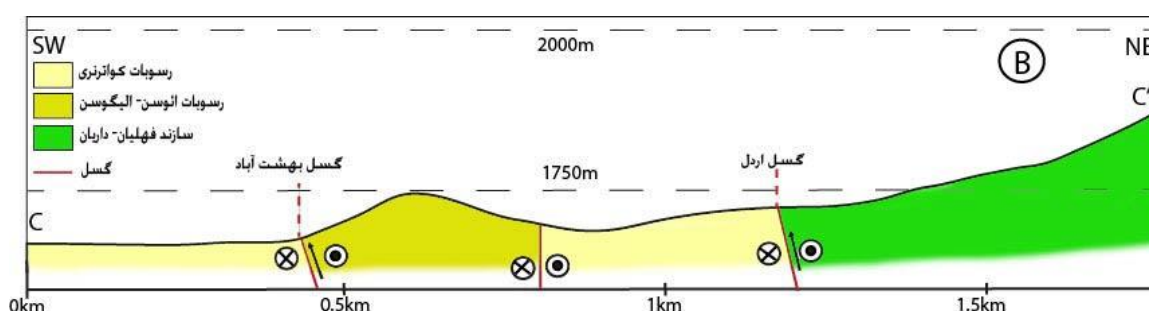
جدول ۳-۲۴- مقادیر جابجایی محاسبه شده در کانال آبراهه‌های مسیر گسل برآفتاب

مقدار جابجایی	شماره آبراهه	مقدار جابجایی	شماره آبراهه
V1	72m	V2	85m
V3	38m	V4	200m
V5	216m	V6	232m
V7	120m		

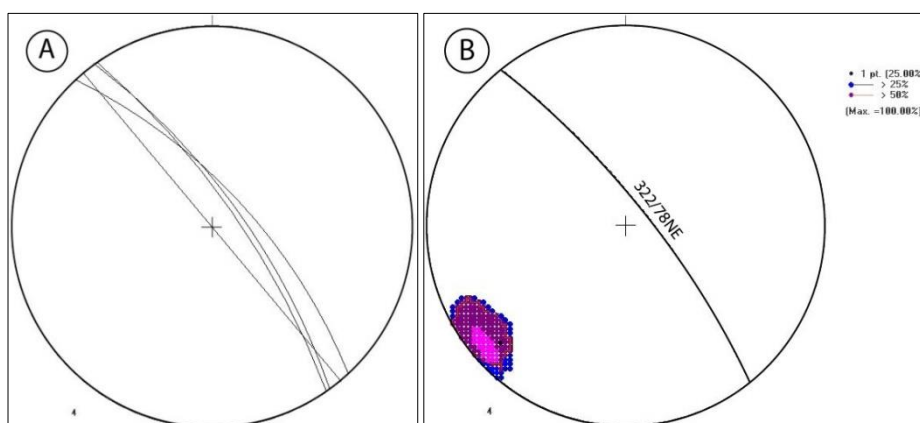
۳-۴-۳- گسل بهشت‌آباد

دره‌ای در باختر شهر اردل، از عملکرد شاخه‌ای از گسل اردل با امتداد شمال باختری- جنوب خاوری ایجاد شده که باعث همگرایی آبراهه‌ها و زهکشی آب‌های سطحی به سمت جنوب خاور گشته است (شکل ۳-۳۸- A). بیشتر طول این گسل در زیر آبرفت‌های عهد حاضر مدفون است اما امتداد آن را می‌توان در آهک‌های ائوسن- الیگوسن منطقه بهشت‌آباد پیگیری کرد (شکل ۳-۴۳). در بررسی این

گسل در بازدید از آهک‌های منطقه پل بهشت‌آباد، دو گسل در دو سمت این آهک‌ها تشخیص داده شد که شیب گسل جنوبی 78° درجه به سمت شمال خاور و شیب قطعه شمالی نزدیک به قائم می‌باشد (پیوست ۲۲). ریز گسل‌ها باعث خردشدگی هر چه بیشتر این آهک‌ها در منطقه شده‌اند. با توجه به شواهد و برداشت‌های صورت گرفته، مکانیسم این گسل در بازه نوزمین ساخت مشابه گسل اردل و به صورت امتدادلغز راست‌بر می‌باشد. نتیجه بررسی نمودار کنتور تراکم قطب صفحات، بدست آوردن موقعیت میانگین $322^\circ/78^\circ\text{NE}$ برای این گسل می‌باشد (شکل ۳-۴۴).



شکل ۳-۴۳- A: تصویر صحرایی از منطقه بهشت‌آباد و نمایش چگونگی قرارگیری گسل بهشت‌آباد نسبت به گسل اردل در منطقه مورد مطالعه (جهت دید به سمت شمال باختری) B: مقطع نمادین در راستای CC' بر روی تصویر A از گسل بهشت‌آباد و گسل اردل (موقعیت مقطع بر روی شکل ۳-۳۰ و ۳-۳۱ نشان داده شده است)



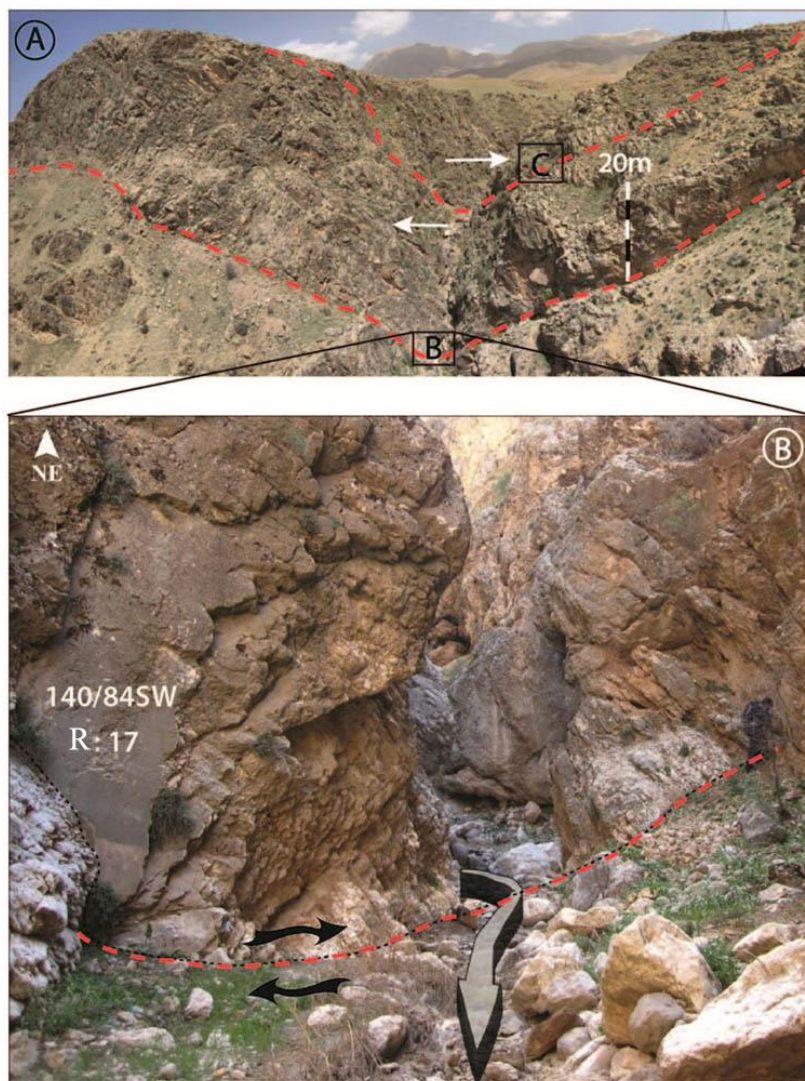
شکل ۳-۴۴- A, B: تصویر سیکلوگرافیک سطوح برداشت شده و نمودار کنتور تراکم قطب صفحات گسلی مربوط به

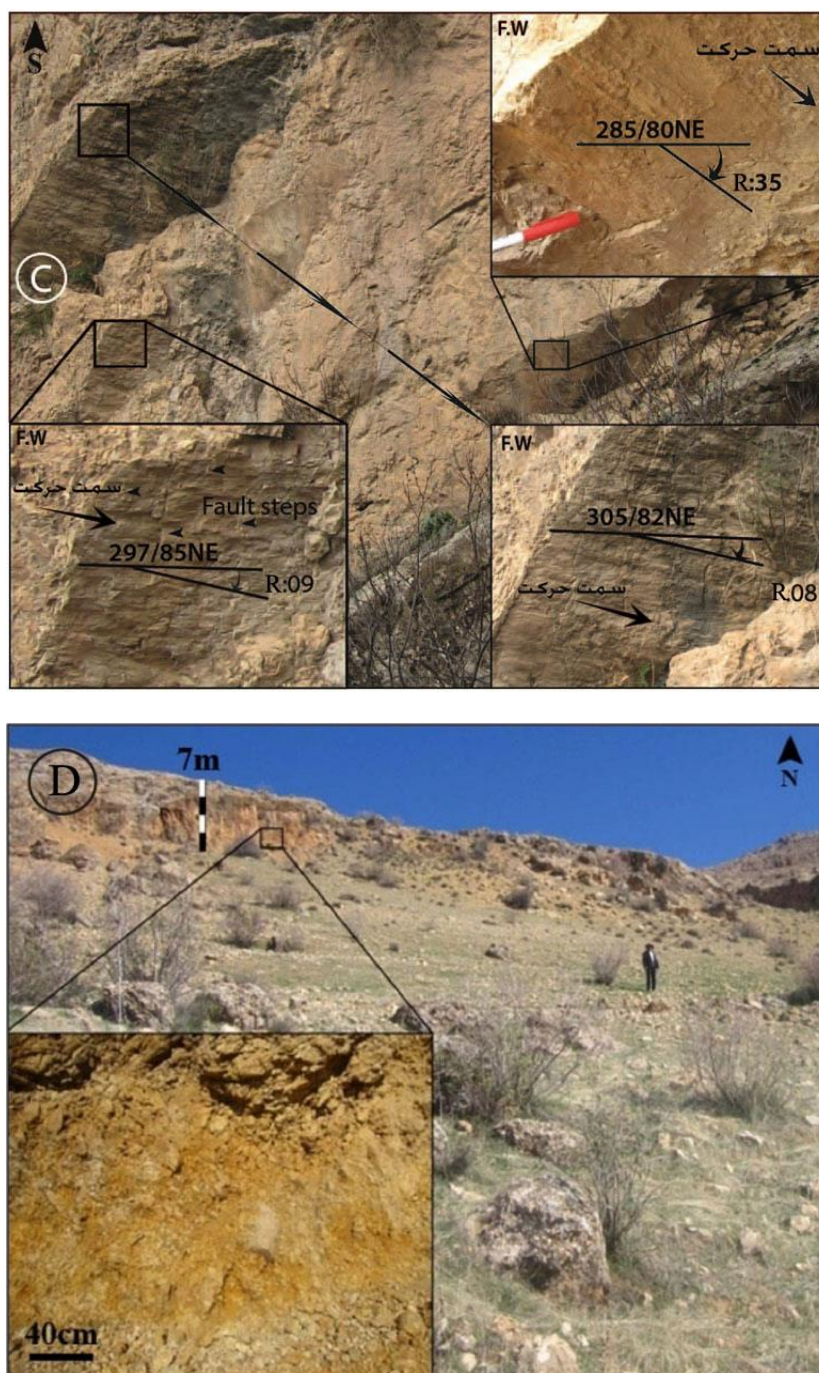
گسل بهشت‌آباد و پیشنهاد موقعیت میانگین $322^{\circ}/78^{\circ}\text{NE}$ برای این گسل

۳-۳-۵- گسل مریک

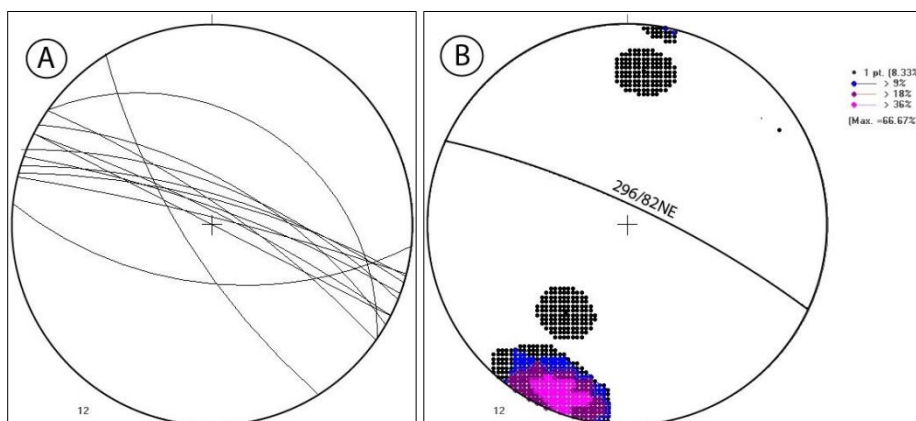
در مرز سازندهای مربوط به دوره کرتاسه و رسوبات کواترنری در جنوب خاوری اردل، می‌توان شاخه-ای از گسل اردل را دنبال کرد که از شمال خاوری اردل تا نزدیک شهر ناغان امتداد دارد. در نزدیکی شهر ناغان، گسل مریک به همراه گسل کردان (امتداد خاوری-باختری) و گسل اردل (شمال خاوری-جنوب باختری) به یکدیگر می‌پیوندند. طول تقریبی این گسل ۱۴ کیلومتر می‌باشد. در راستای این گسل در نزدیکی شهر اردل در موقعیت جغرافیایی $50^{\circ}40'55''$ خاوری و $31^{\circ}58'44''$ شمالی، به واسطه حرکت گسل، دره‌ای عمیق و V شکل به همراه پرتگاه گسلی به ارتفاع تقریباً ۲۰ متر ایجاد شده است (شکل ۳-۴۵-A). گسل مریک به صورت یک گسل واحد نبوده و از حداقل ۶ گسل موازی با فاصله تقریبی ۸ متر و پهنه برشی با عرض تقریبی ۵۰ متر تشکیل شده است. در راستای گسل، برش‌های گسلی توسعه پیدا کرده‌اند که در داخل دره به خوبی قابل پیگیری هستند (شکل ۳-۴۵-D). سطوح گسلی در این منطقه رخنمون خوبی دارند و چندین نسل از خراش‌های گسلی بر روی آنها ثبت شده است. با در نظر گرفتن قاعده برش می‌توان گفت که خراش‌های گسلی با ریک نزدیک به افق جوانتر و مربوط به حرکت گسل در بازه نوزمین‌ساخت می‌باشند (شکل ۳-۴۵-C).

انحراف راست‌بر آبراهه جاری در دره، در دو طرف سطح گسل، می‌تواند شاهی بر حرکت راست‌بری گسل در بازه نوزمین‌ساخت به شمار آید (شکل ۳-۴۵-B). با توجه به نمودار کنتور تراکم مربوط به قطب صفحات، موقعیت غالب صفحه $296^{\circ}/82^{\circ}\text{N}$ برای گسل مریک پیشنهاد می‌شود (شکل ۳-۴۶) (پیوست ۲۳).





شکل ۳-۴۵: A: نمای صحرایی از گسل مریک و پرتگاه گسلی ایجاد شده در امتداد این گسل (جهت دید به سمت شمال خاور). B: نمایی از انحراف آبراهه به صورت راست‌بر در راستای عمود بر صفحه گسلی (جهت دید به سمت شمال خاور). C: نمایی از چند سطح گسلی در نزدیکی هم با نسل‌های مختلف از خراش‌های گسلی (جهت دید به سمت جنوب، جهت فلش نشان دهنده سمت حرکت بلوک مشخص شده در عکس، F.W: فرودیواره). D: نمایی از برش‌های گسلی در راستای گسل مریک (جهت دید به سمت شمال)



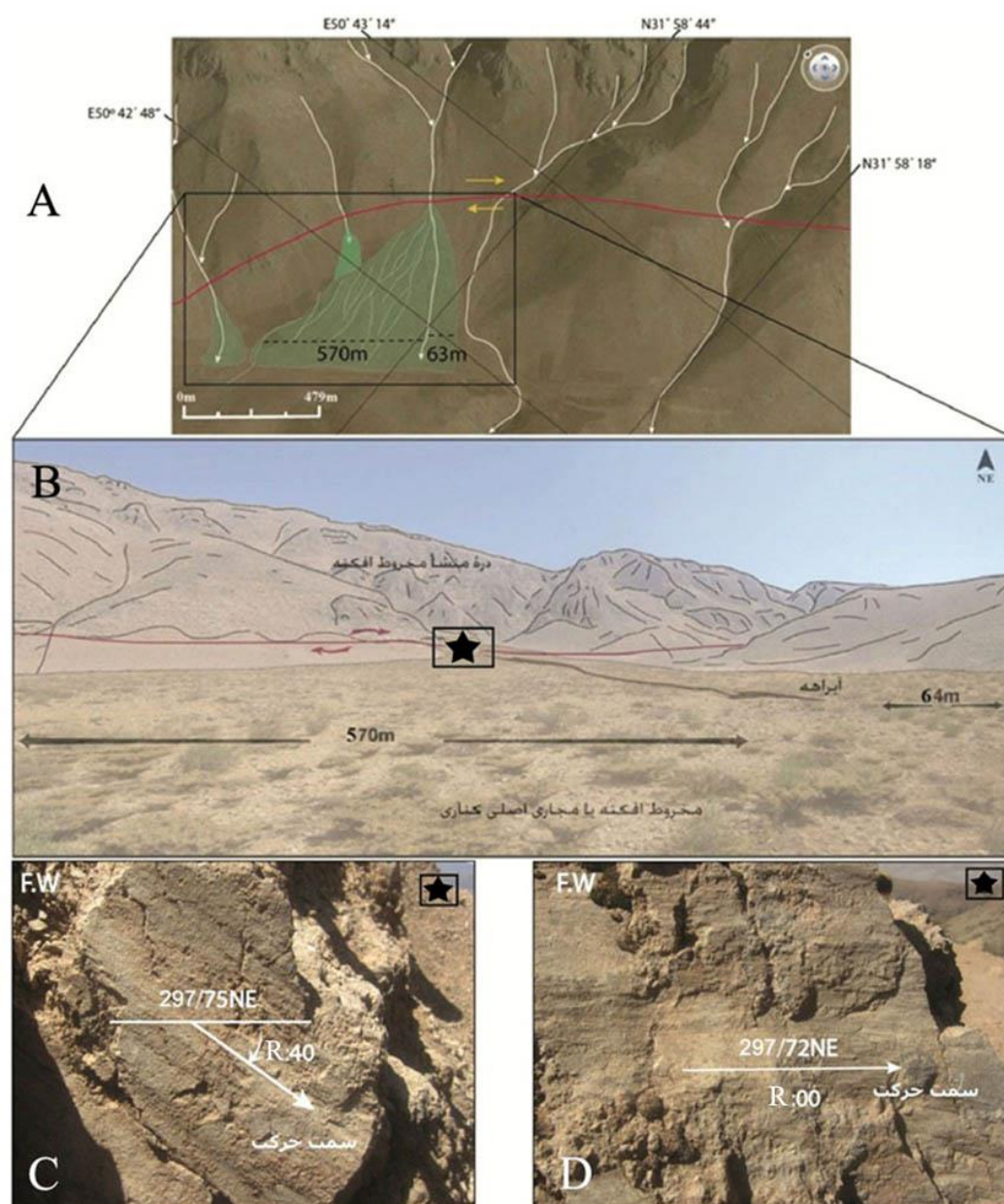
شکل ۳-۴۶- تصویر سیکلوگرافیک سطوح برداشت شده و نمودار کنتور تراکم قطب صفحات گسلی مربوط به گسل

بهشت‌آباد و پیشنهاد موقعیت میانگین $296^{\circ}/82^{\circ}\text{NE}$ برای این گسل مریک

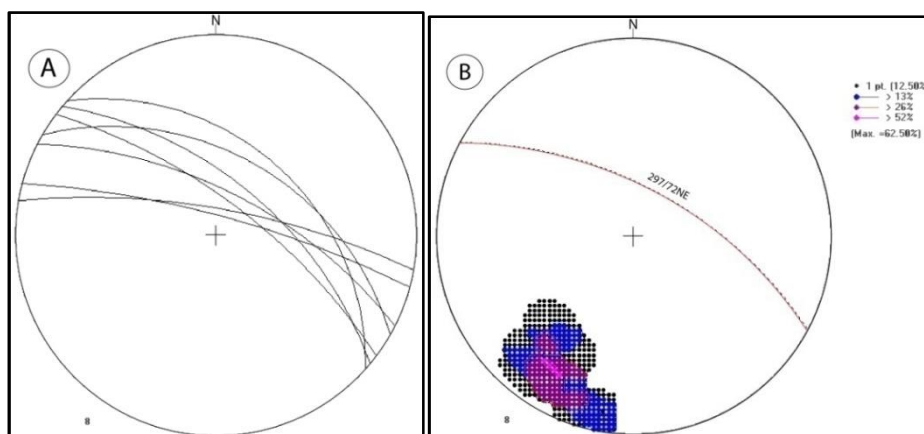
۳-۳-۶- گسل چاه‌سرخه

در شمال خاوری گسل اردل، شاخه‌ای از این گسل را می‌توان دنبال کرد که از شمال شهر اردل تا نزدیکی تالاب سولقان امتداد دارد. طول تقریبی این گسل ۹ کیلومتر می‌باشد. با ترسیم کنتور دیاگرام تراکم قطب صفحات برداشت شده در امتداد این گسل و بدست آوردن صفحه میانگین از آنها می‌توان گفت که شیب و امتداد غالب این گسل برابر با $297^{\circ}/72^{\circ}\text{NE}$ است (شکل ۳-۴۸) (پیوست ۲۴). گسل چاه‌سرخه در امتداد خود سازند آهکی فهلیان- داریان را تحت تأثیر قرار داده و بر روی آن سطوح گسلی متعددی را به جای گذاشته است. بر روی این سطوح، چندین نسل از خراش‌های گسلی قابل تشخیص است. در بررسی آنها، حرکت جوان مربوط به این گسل امتدادلغز راست‌بر می‌باشد (جوان‌تر بودن خراش‌های گسلی با ریک نزدیک به افق) (شکل ۳-۴۷).

در امتداد این گسل مخروط افکنه‌ای تحت تأثیر حرکت راست‌بر گسل از حالت تقارن خارج شده و مخروط افکنه‌ای با آبراهه اصلی کناری ایجاد کرده است. اختلاف فاصله آبراهه اصلی نسبت به کناره‌ها در این مخروط افکنه در حدود ۵۰۷ متر می‌باشد (شکل ۳-۴۴).



شکل ۳-۴۷: A: تصویر Google Earth از موقعیت گسل چاه‌سرخه به همراه مخروط افکنه متاثر شده از آن B: نمای صحرایی از جابجایی راست‌بر کانال اصلی مخروط افکنه در مسیر گسل چاه‌سرخه. اختلاف تقارن آبراهه مرکزی ۵۰۷ متر (جهت دید به سمت شمال خاور) C,D: دو دسته خراش گسلی بر روی یک صفحه گسلی در دره‌ای که مخروط افکنه از آن منشأ می‌گیرد. محل برداشت بر روی عکس با ستاره نشان داده شده است (پیکان سفید سمت حرکت بلوک مشخص شده در عکس می‌باشد. F.W: فرودیواره)



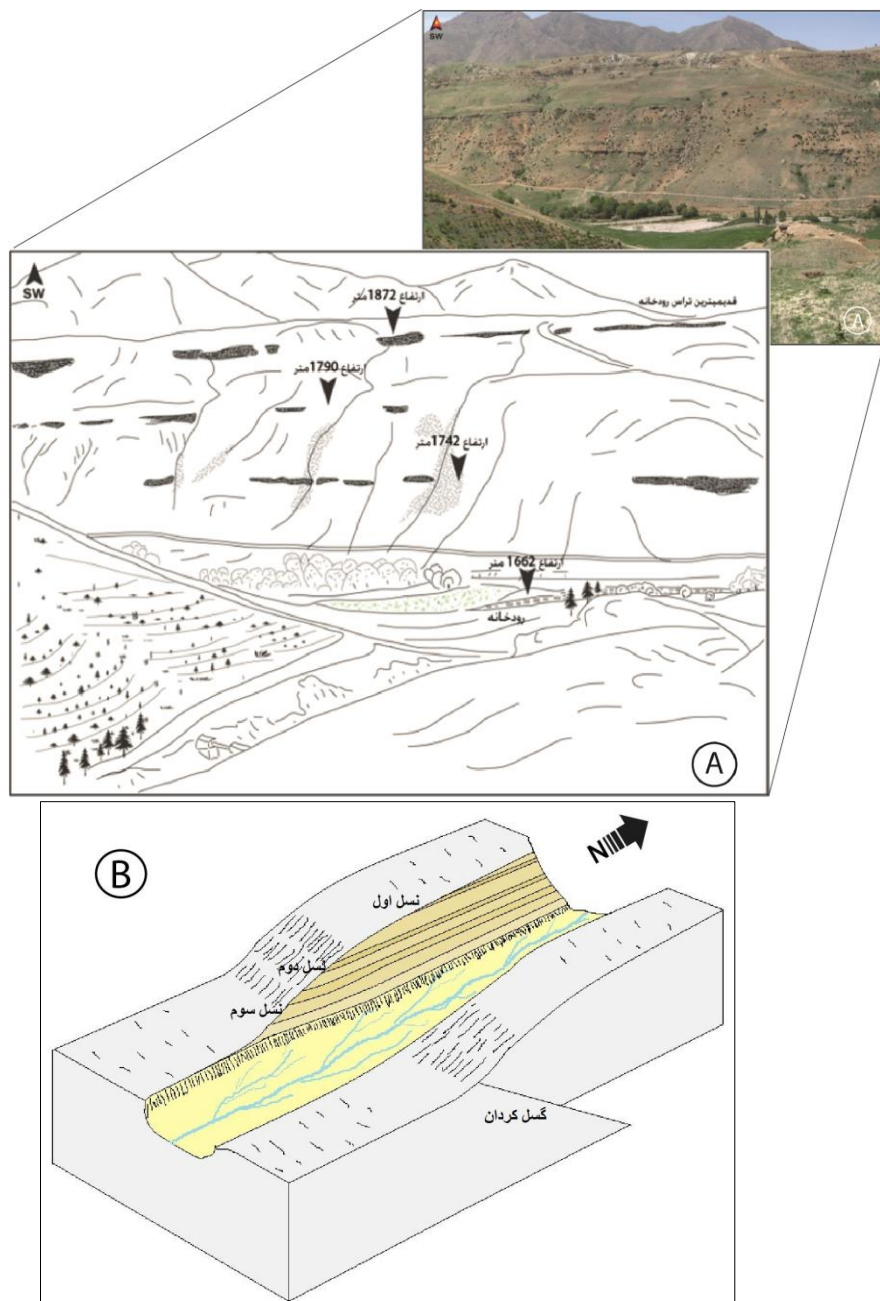
شکل ۳-۴۸: A: استریوگرام ترسیم شده از صفحات گسلی برداشت شده در امتداد گسل چاه سرخه B: کنتر دیاگرام تراکم قطب صفحات گسلی و بدست آوردن موقعیت غالب $297/72^{\circ}$ NE برای گسل چاه سرخه

۳-۳-۷- گسل‌های خاوری- باختری (گسل کردان، میلی، دشتک)

گسل کردان با روند خاوری- باختری در شمال شهر ناغان، با زاویه نسبتاً زیاد (65° تا 70° درجه) به گسل اردل می‌پیوندد. بخش اعظمی از امتداد این گسل در منطقه مورد مطالعه در زیر آبرفت‌های عهد حاضر مدفون می‌باشد. به همین علت بررسی این گسل با دشواری همراه بوده است.

در مسیر رودخانه سبزه‌کوه می‌توان شواهدی از فعالیت‌های نوزمین‌ساختی گسل کردان را مشاهده کرد. راستای حرکت رودخانه سبزه‌کوه در منطقه تقریباً شمالی- جنوبی می‌باشد. در ادامه مسیر، رودخانه گسل کردان را به صورت عرضی قطع می‌کند و بر روی فرادیواره این گسل جریان می‌یابد. تحت تأثیر حرکت این گسل، تراس‌های رودخانه‌ای بر روی فرادیواره گسل در ارتفاعات مختلف شکل گرفته‌اند. در دیواره کانال رودخانه، ۳ نسل از تراس‌های رودخانه‌ای قابل تشخیص می‌باشد. اختلاف ارتفاع رسوبات جدید با قدیمی‌ترین تراس‌ها در قسمتی از کانال تا ۲۱۲ متر نیز می‌رسد (شکل ۳-۴۹). یکی دیگر از نشانه‌های فعالیت گسل کردان مائندری شدن رودخانه است، با این توضیح که رودخانه در همین قسمت‌ها نیز به صورت فعال بستر خود را حفر می‌کند. این خود می‌تواند دلیلی بر افزایش آبرفت‌های عهد حاضر در واکنش به حرکت رو به بالای بلوک فرادیواره گسل و حفر بستر

رودخانه به عنوان واکنش رودخانه در برابر این تغییرات باشد. با توجه به شواهد مشاهده شده، گسل کردان گسلی با امتداد ۸۰-۸۵ درجه و شیب به سمت شمال می‌باشد.



شکل ۳-۴۹- A: نمایی از تراس‌های رودخانه‌ای در ترازهای ارتفاعی مختلف در راستای عمود بر گسل کردان (جهت

دید به سمت جنوب باختر) B: مدل نمادین از عملکرد گسل کردان و تأثیر بر روی سامانه آبراهه‌ها

در منطقه مورد مطالعه با استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی، در راستای خاوری- باختری دو گسل میلی و دشتک نیز قابل تشخیص هستند.

اطلاعات مربوط به دو گسل میلی و دشتک به علت نبود امکانات رفت آمد و راه‌های دسترسی و همین‌طور محدودیت زمانی به مطالعات صورت گرفته پیشین (Nemati & Yassaghi, 2010) و بررسی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه محدود می‌شود.

گسل دشتک در دره شمالی روستای دشتک قابل پیگیری می‌باشد. امتداد تقریبی این گسل 85° با شیبی به سمت شمال می‌باشد (شکل ۳-۱۹). این گسل در خاور روستای دشتک به گسل اردل منتهی می‌شود.

در منطقه حرکت ناشی از گسل میلی باعث همجواری سازندهای مربوط به دوره کرتاسه در کنار سازند آسماری (الیگومیوسن) شده است. این گسل در ادامه به سمت خاور، در زیر آبرفت‌های عهد حاضر پنهان شده و در نزدیکی روستای کاج با زاویه‌ای نسبتاً زیاد به گسل اردل می‌رسد. امتداد غالب برای آن در حدود 85° تا 95° درجه با شیب به سمت شمال برآورد می‌شود.

لازم به توضیح است موقعیت این گسل‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی و تصویر ماهواره‌ای ارائه شده در شکل ۳-۳۰ و ۳-۳۱ از منطقه، مشخص شده است. ارتباط زاویه‌ای بین این گسل‌ها و گسل اردل بر روی این اشکال به خوبی قابل تشخیص می‌باشد.

۳-۳-۸- گسل دوپلان

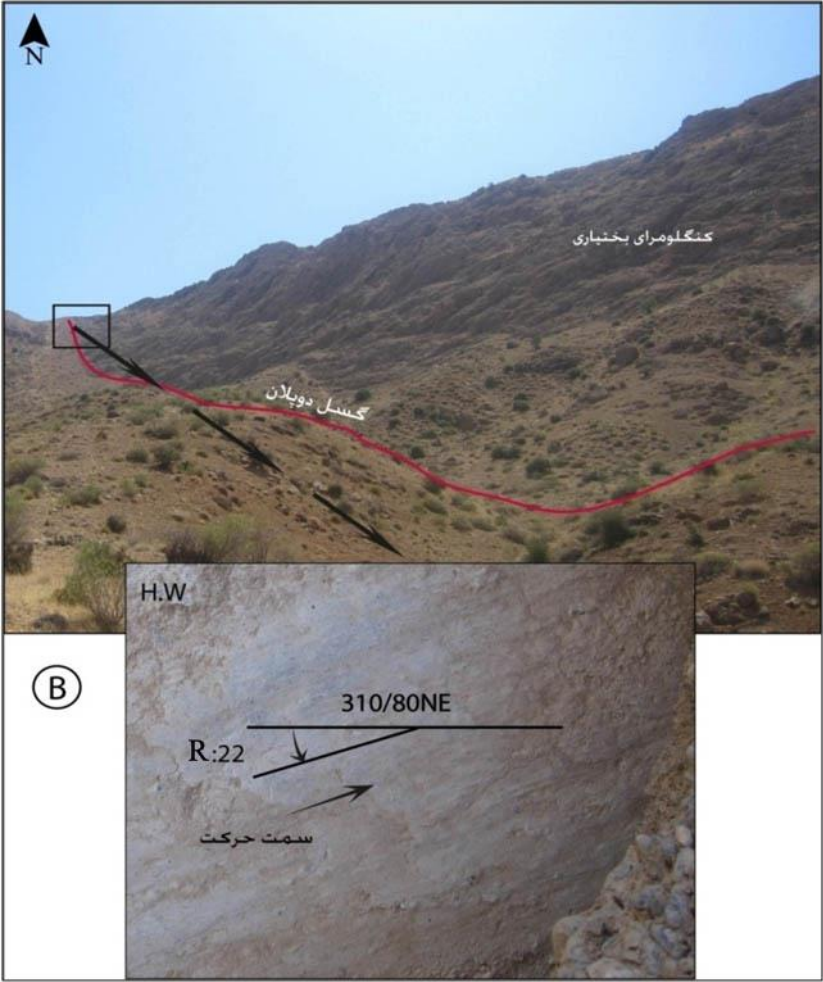
گسل دوپلان به عنوان یک گسل پی‌سنگی مهم در منطقه، هماهنگ با سایر گسل‌های اصلی زاگرس باعث حرکت واحدهای مختلف زمین‌شناسی به طرف جنوب باختر شده است. این گسل نزدیکترین گسل به گسل بازفت (قطعه‌ای از گسل زاگرس مرتفع (HZF) که می‌توان آن را به عنوان گسل پی-سنگی اصلی در بین دو زون ساختاری زاگرس مرتفع و زاگرس چین‌خورده در نظر گرفت) می‌باشد. در امتداد این گسل سری نمکی هرمز در جنوب خاوری روستای دورک و در ۲ کیلومتری باختر روستای

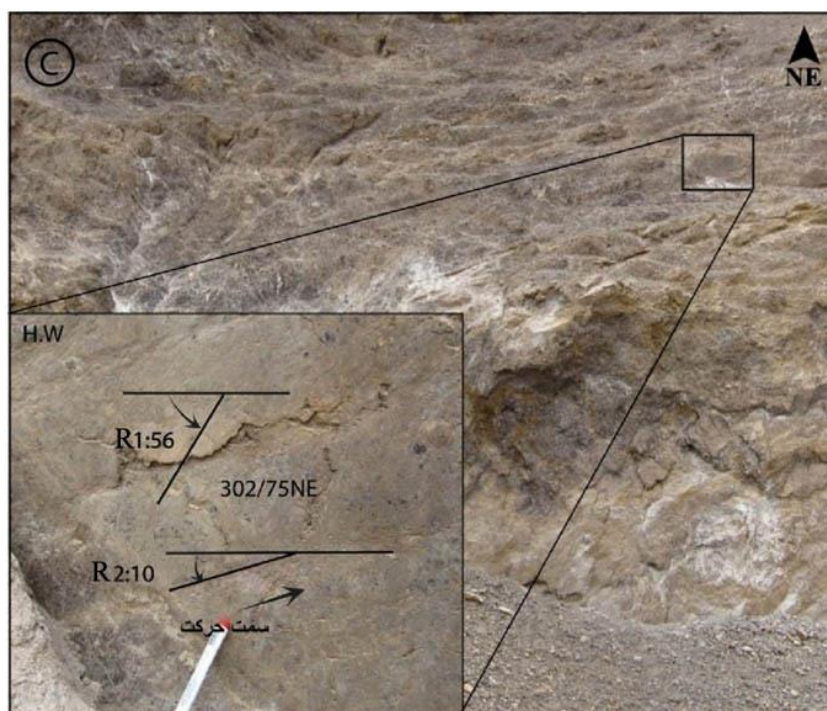
دوپلان رخنمون دارد که نشان دهنده عمیق بودن گسل و تأثیرگذاری عمقی آن تا سنگ بستر می‌باشد.

در نزدیکی روستای دوپلان، گسل دوپلان باعث همجواری آهک‌های فهلپان- داریان (کرتاسه) در کنار کنگلومرای بختیاری (پلیوسن‌پسین) شده است. در بررسی سازندهای متأثر شده از گسل، سطوح گسل با نسل‌های متفاوتی از خراش‌های گسلی مشاهده و برداشت شد که می‌توان با استفاده از نشانه‌های حرکتی ثبت شده بر روی آنها، تغییر سازوکار گسلش را از راندگی به ترافشارشی و امتدادلغزی راست‌بر تشخیص داد. با توجه به سن سازند کنگلومرای بختیاری (پلیوسن‌پسین) و همین‌طور ثبت شدن نسل‌های مختلفی از خراش گسلی در سطوح گسلی برداشت شده بر روی این سازند، می‌توان گفت که تغییر سازوکار گسلش به احتمال بسیار زیاد در اواخر پلیوسن صورت گرفته است (شکل ۳-۵۰).

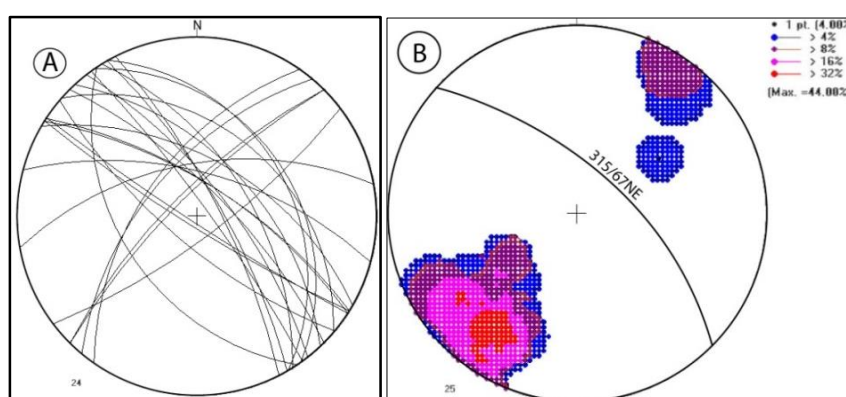
با توجه به استریوگرام سطوح و کنتور دیاگرام تراکم قطب سطوح گسلی مربوط به این گسل، می‌توان سطح غالب $315^{\circ}/67^{\circ}\text{NE}$ را برای این گسل در نظر گرفت (شکل ۳-۵۱) (پیوست ۲۵).

جابجایی راست‌بر کانال آبراهه‌ها در امتداد این گسل نشان دهنده حرکت امتدادلغز راست‌بر بر روی این گسل در بازه نوزمین‌ساخت می‌باشد. جابجایی در ۲۱ کانال آبراهه اندازه‌گیری شده است که مقادیر بسیار متفاوتی از خود نشان می‌دهند (جدول ۳-۲۵) (شکل ۳-۵۲). بیشترین مقدار جابجایی مربوط به کانل آبراهه V12 به مقدار ۱۵۱۰ متر می‌باشد.

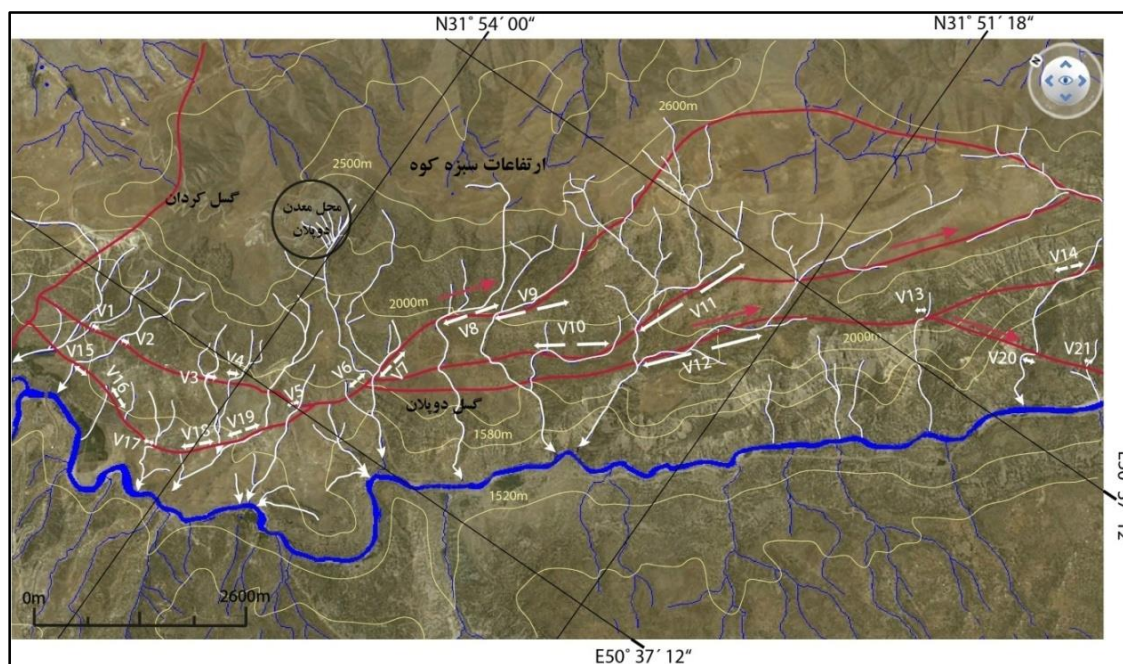




شکل ۳-۵۰: A: تصویر صحرایی از گسل دوپلان و قرارگیری سازندهای بختیاری و فهلپان - داریان در کنار یکدیگر (جهت دید به سمت جنوب خاور) B: نمایی از گسل دوپلان به همراه سطح گسلی ایجاد شده در کنگلومرای بختیاری، خراش گسلی ایجاد شده نشان دهنده سازوکار امتدادلغز راست‌بر با مولفه معکوس می‌باشد C: سطوح گسلی مربوط به گسل دوپلان بر روی سازند آهکی فهلپان - داریان، دو نسل از خراش‌های گسلی ثبت شده بر روی یک صفحه گسل، S1 سازوکار معکوس با مولفه امتدادلغز راست‌بر و S2 نشان دهنده سازوکار امتدادلغز راست‌بر با مولفه کوچک معکوس می‌باشد.



شکل ۳-۵۱: استریوگرام ترسیم شده از صفحات گسلی برداشت شده در امتداد گسل دوپلان B: کنتور دیاگرام تراکم قطب صفحات گسلی و بدست آوردن موقعیت غالب ۳۱۵/۶۷NE برای گسل دوپلان



شکل ۳-۵۲- تصویر Google Earth، منحنی تراز ارتفاعی به همراه آبراهه‌های موجود در امتداد گسل دویپلان. آبراهه-های متأثر شده از گسل دویپلان به رنگ سفید و شماره‌گذاری هستند. بیشترین جابجایی ثبت شده مربوط به آبراهه V12 می‌باشد.

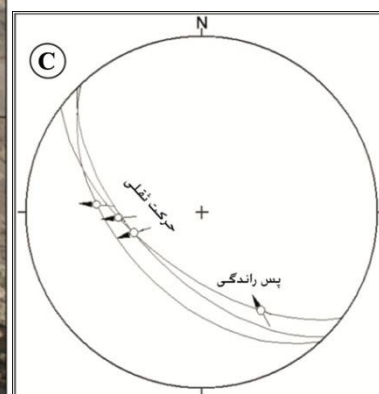
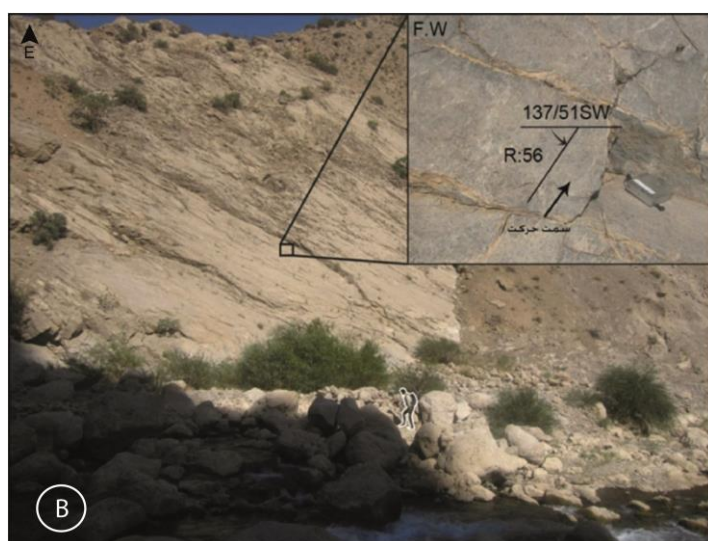
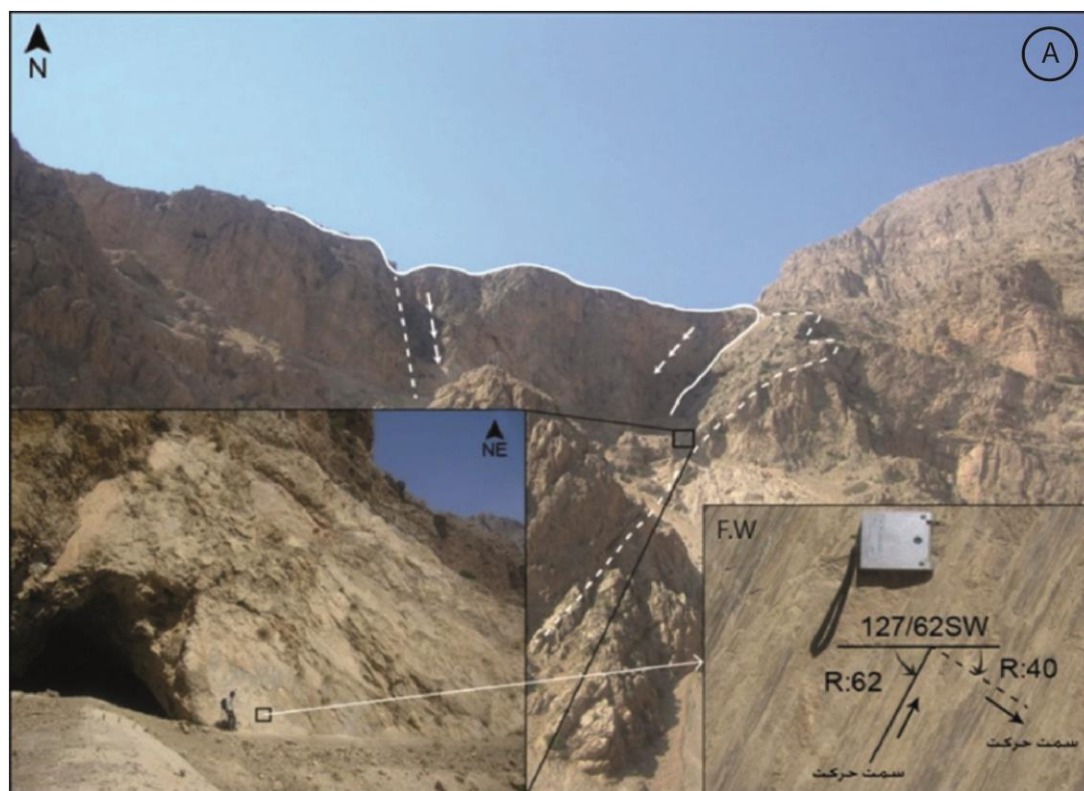
جدول ۳-۲۵- مقادیر جابجایی محاسبه شده در کانال آبراهه‌های مسیر گسل دویپلان

مقدار جابجایی	شماره آبراهه	مقدار جابجایی	شماره آبراهه	مقدار جابجایی	شماره آبراهه
V1	83m	V8	809m	V15	180m
V2	52m	V9	922m	V16	403m
V3	130m	V10	950m	V17	82m
V4	119m	V11	1418m	V18	461m
V5	121m	V12	1510m	V19	580m
V6	238m	V13	87m	V20	167m
V7	460m	V14	355m	V21	87m

۳-۳-۹- گسل تنگ درکش ورکش

تأثیر این گسل در موقعیت جغرافیایی $۵۰^{\circ}۰۲'۳۷''$ خاوری و $۳۲^{\circ}۰۲'۳۸''$ شمالی به صورت یک دیواره با شیب نسبتاً زیاد در ترانشه جاده مشخص می‌باشد. در این منطقه وضعیت توده سنگ در دو طرف گسل متفاوت می‌باشد. در سمت شمال خاوری گسل، سنگ‌های آهکی متوسط تا ضخیم لایه (فهلپان- داریان) به صورت منظم بر روی یکدیگر قرار گرفته‌اند، در صورتی که در سمت جنوب باختری لایه‌بندی کاملاً نامنظم و درهم ریخته بوده و تحت تأثیر گسل‌های فرعی متعدد، سنگ‌ها به شدت خرد شده‌اند. طول این گسل در منطقه تقریباً ۷ کیلومتر می‌باشد. در حدود ۷-۱۰ متر پهنه خرد شده و در حدود ۴۰ متر محدوده متاثر از حرکات ناشی از این گسل قابل تشخیص است. در سطح گسل، دو نسل از خراش‌های گسلی وجود دارد (شکل ۳-۵۳). در بررسی این خراش‌ها می‌توان سازوکار اصلی گسل را به عنوان یکی از گسل‌های مرتبط با گسل اردل به صورت معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست‌بر (خراش گسلی با ریک کمتر) در نظر گرفت. متعاقب آن حرکت ثقلی و نرمال نیز بر روی آن با اوجگیری سازندهای درگیر در دو سمت گسل صورت گرفته است (خراش گسلی با ریک بیشتر) (پیوست ۲۶). در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ اردل (احسان‌بخش، ۱۳۷۵) و بسیاری از تحقیقات صورت گرفته در منطقه، به علت این که گسل در مرز بین کوه و دشت قرار دارد، شیب و امتداد آن را به اشتباه برای گسل اردل در نظر گرفته‌اند. جنبش‌های صورت گرفته بر روی این گسل در مورفولوژی و بهم‌ریختگی سازندهای موجود در منطقه بسیار تأثیرگذار بوده است.

با توجه به برداشت‌های صورت گرفته، موقعیت غالب این گسل $۱۳۰^{\circ}/۶۴^{\circ}\text{SW}$ برآورد شده است.



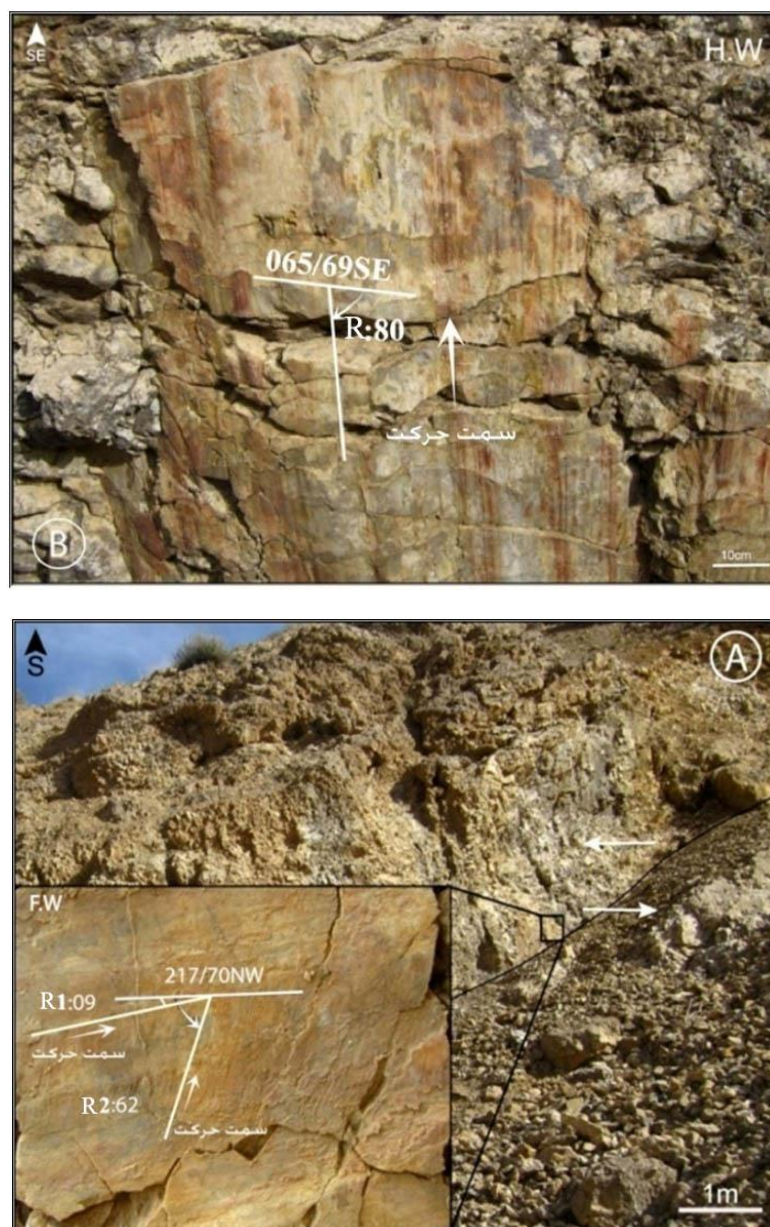
شکل ۳-۵۳- A: تصویر صحرایی از گسل تنگ درکش- ورکش در عبور از سازند فهلپان- داریان، حرکت معکوس با مؤلفه امتداد لغز راست بر روی خش لغز با ریک ۴۰ درجه، حرکت نرمال (ثقلی) بر روی خش لغز با ریک ۶۲ درجه؛ B: نمایی از گسل در دیواره رودخانه بهشت‌آباد؛ C: استریوگرام صفحات برداشت شده از گسل همراه با سازوکار حرکتی بر روی صفحات.

۳-۱۰- گسل‌هایی با روند شمال خاوری - جنوب باختری

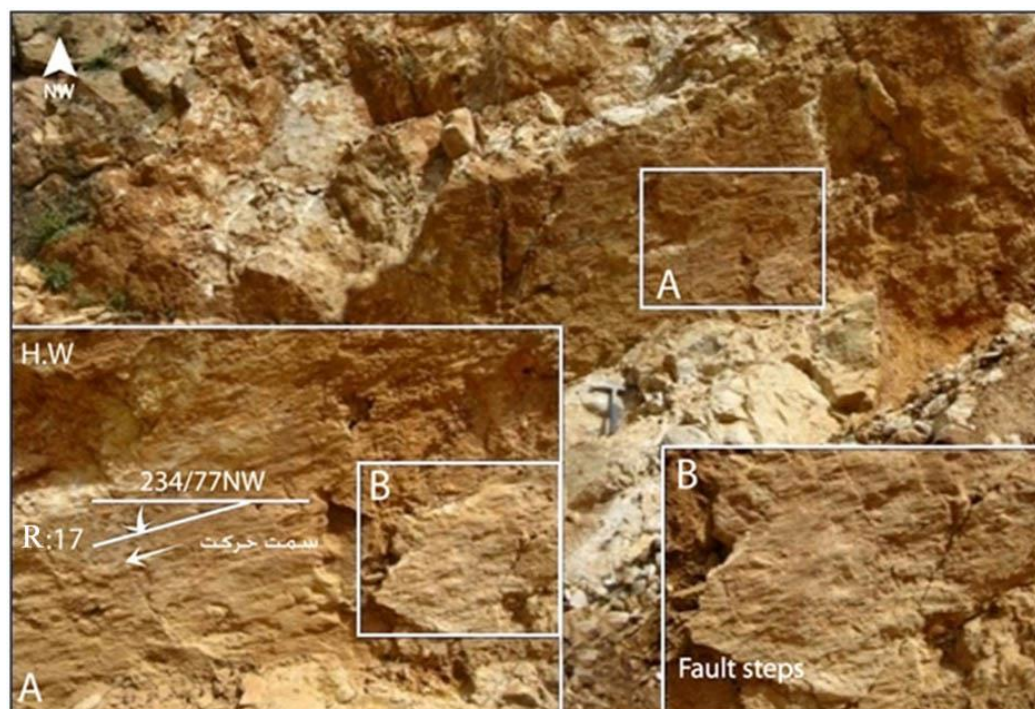
در برداشت‌های صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه، گسل‌هایی با امتداد شمال خاوری - جنوب باختری به تعداد زیاد و به صورت پراکنده برداشت شده است. این گسل‌ها دارای مقیاس کوچکتری نسبت به گسل‌هایی با روند شمال باختر - جنوب خاور هستند. بر روی این سطوح چندین نسل از خراش‌های گسلی با زاویه ریک متفاوت ثبت شده است (زاویه ریک نزدیک به افق نشان دهنده حرکت امتدادلغز چپ‌بر و زاویه ریک زیاد نشان دهنده حرکت معکوس با مولفه امتدادلغز چپ‌بر). با توجه به قاعده برش، خراش‌های گسلی با زاویه ریک زیاد از نظر سنی جوانتر هستند (شکل ۳-۵۴). از این مطلب می‌توان نتیجه گرفت، گسل‌ها در این امتداد بر خلاف گسل‌هایی با امتداد شمال باختر - جنوب خاور، در بازه نوزمین‌ساخت مؤلفه شیبی بزرگتری دارند.

این گسل‌ها را می‌توان در ارتباط با گسل‌هایی با روند شمال باختر - جنوب خاور دانست و آنها را به عنوان شکستگی‌های R' این گسل‌ها در نظر گرفت.

در حد فاصل بین گسل‌های مریک، اردل و چاه‌سرخه می‌توان گسل‌های امتدادلغز چپ‌بری را مشاهده کرد که تحت تأثیر پهنه برشی راست‌بری که از حرکت این گسل‌ها به وجود آمده است، ایجاد شده‌اند. این گسل‌ها در بین این پهنه برشی محدود هستند. بر روی این گسل‌ها گاهی حرکت شیبی نرمال هم دیده می‌شود (شکل ۳-۵۵).

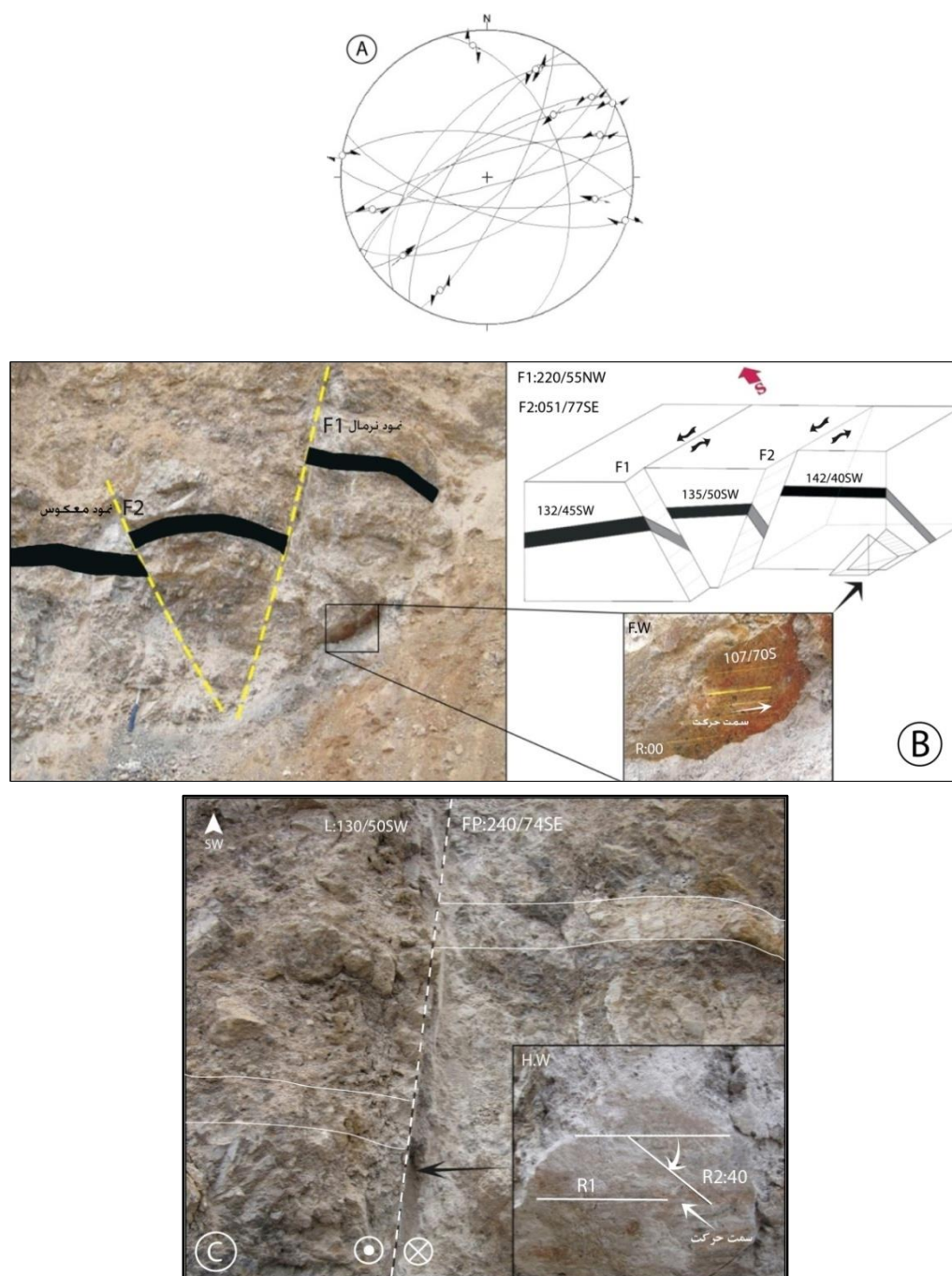


شکل ۳-۵۴: A: تصویر صحرایی از نمونه‌ای از سطوح گسلی با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری با دو نسل از خراش گسلی. حرکت گسل بر روی S1 به صورت امتدادلغز چپ‌بر با مؤلفه معکوس (قدیمی)، حرکت گسل بر روی S2 به صورت معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر (جدید) می‌باشد (جهت دید به سمت جنوب، فرودیواره: F.W). B: تصویر صحرایی از نمونه‌ای از سطوح گسلی با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری. سازوکار گسل در حرکت بر روی S به صورت معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر می‌باشد (جهت دید به سمت جنوب خاور، فرادیواره: H.W).



شکل ۳-۵۵- تصویر صحرایی یکی از گسل‌های چپ‌بر محدود در بین گسل اردل و چاه‌سرخه و چگونگی حرکت شیبی این گسل بر روی صفحه گسلی

در پیمایش منطقه ناغان در موقعیت جغرافیایی $31^{\circ} 57' 28''$ شمالی و $50^{\circ} 43' 37''$ خاوری، جدایش-های (Seperation) ظاهری نرمال از گسل‌های چپ‌بر با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری را می-توان در نمای رخنمون مشاهده کرد (پیوست ۲۷). جدایش‌های ظاهری به دلیل ارتباط هندسی خاصی که بین لایه‌بندی و گسل وجود دارد بعد از فرسایش ایجاد می‌شوند. در جدایش ظاهری سازوکاری غیر از سازوکار واقعی گسل در نمای رخنمون دیده می‌شود (شکل ۳-۵۶).



شکل ۳-۵۶- A: استریوگرام نمونه‌هایی از سطوح گسلی با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری که در نزدیکی شهر ناغان برداشت شده‌اند. B: نموده‌های متفاوتی از گسل‌های امتدادلغز چپ‌بر (نرمال و معکوس) در نمای رخنمون C: تصویر صحرایی از دو نسل از خراش‌های گسلی بر روی گسلی با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری و سازوکار چپ‌بر با جدایش ظاهری نرمال.

فصل چهارم

بررسی میدان تنش در منطقه مورد مطالعه

بررسی و مطالعه جنبش‌هایی که به هنگام تشکیل و دگرشکلی سنگ‌ها روی داده است، همچون جابه‌جایی، تغییر حجم، چرخش و بهم‌ریختگی را تحلیل جنبشی گویند (Davis & Reynolds, 1993). این امر بر اساس بررسی ویژگی‌های دگرریختی‌های موجود در منطقه صورت می‌گیرد. به این ترتیب برای دستیابی به الگوی جنبشی مناسب باید مراحل زیر را مورد بررسی قرار داد:

- بررسی هندسه و سازوکار تشکیل ساختارهای اصلی (چین‌ها و شکستگی‌ها)
- بررسی تغییرات محلی هندسه ساختارها (جابه‌جایی یا تغییر روند در ساختارهای مورد نظر)
- دستیابی به محورهای تنش حاکم بر منطقه
- بررسی توزیع ناحیه‌ای محورهای اصلی تنش و مقایسه آنها با هر ایستگاه
- ترکیب موارد بالا برای دستیابی به الگوی جنبشی مناسب

۴-۱- تعیین راستای تنش‌های اصلی

موقعیت محورهای تنش در هر پهنه به موقعیت بردار تنش ناحیه‌ای و همین‌طور ویژگی‌های مکانیکی مواد و اجزای سازنده محیط بستگی دارد. این عوامل کنترل‌کننده آشفتگی‌ها در میدان تنش می‌باشند و در اثر گذشت زمان تغییر می‌کنند؛ لذا واحدهای قدیمی‌تر، دگرشکلی بیشتری را متحمل می‌شوند.

تحلیل تنش و تهیه نقشه‌های آن ابزار مناسبی برای درک تحول ژئودینامیکی منطقه در زمان‌های مختلف زمین‌شناسی است. جهت تعیین راستای تنش دیرین از عناصر ساختاری چون، شکستگی‌ها (گسل‌ها، درزه‌ها) و چین‌ها استفاده می‌گردد. با توجه به عناصر ساختاری منطقه و اندازه‌گیری‌های انجام شده بر روی آنها و مقایسه انواع مختلف آن می‌توان توزیع محورهای جنبشی را در بخش‌های

مختلف منطقه به طور کلی بدست آورد. در این فصل سعی شده است تا با بررسی عناصر هندسی بدست آمده از چین‌ها و همین‌طور بررسی لغزش‌های صورت گرفته بر روی سطوح گسلی برداشت شده در منطقه مورد مطالعه، موقعیت محورهای اصلی تنش (σ_1 و σ_2 و σ_3) را در بازه زمانی زمین-شناسی مورد ارزیابی قرار گیرد.

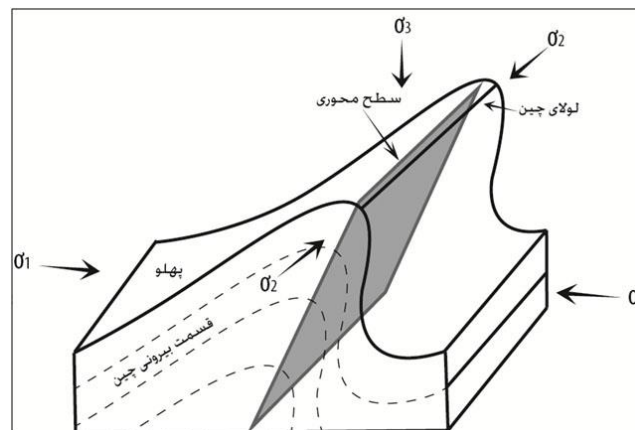
۴-۱-۱- تعیین موقعیت محورهای استرس با استفاده از چین‌ها

ساختارهای بسیاری هستند که محصول دگرریختی‌های پیش‌رونده هستند. این ساختارها بر اثر تجمع و تنش‌های کوچک به وجود می‌آیند. به طور مثال چین‌ها را می‌توان به عنوان ساختارهایی که محصول نهایی تجمع استرین می‌باشند، نام برد. در هر نقطه در داخل چین‌ها، تغییر شکل‌های پیش‌رونده دارای مقدار و بزرگی متفاوتی هستند که این عامل باعث مشکل و پیچیده شدن تعیین محل و تفسیر موقعیت محورهای اصلی تنش در مقیاس‌های متفاوت با توجه به این ساختارها می‌شود (Ramsay, 1987).

با بررسی شکل و هندسه چین‌ها و ساختارهای همراه با آنها می‌توان به شواهد خوبی از جهت و شدت نسبی نیروهای زمین‌ساختی بوجود آورنده آنها، در زمان شکل‌گیری و در طی دوره تکاملشان بدست آورد.

یکی از روش‌های تعیین موقعیت محورهای استرین، استفاده از سطوح محوری و لولای چین‌ها می‌باشد. در چین‌های خمشی^۱ یا چین‌های حقیقی، خطی که عمود بر سطح محوری چین قرار می‌گیرد، محور فشردگی به وجود آورنده چین است (Davis & Reynolds, 1993) که با محور تنش بیشینه (σ_1) همخوانی دارد. موقعیت σ_2 نیز در چین‌ها، با موقعیت محور چین برابر می‌باشد. همچنین با توجه به فاصله ۹۰ درجه‌ای محورهای تنش از یکدیگر، موقعیت تنش σ_3 به آسانی قابل شناسایی می‌باشد (شکل ۴-۱).

^۱ Flexure Folding



شکل ۴-۱- موقعیت محوره‌های اصلی تنش نسبت به عناصر اصلی چین (برگرفته از Davis & Reynolds, 1996)

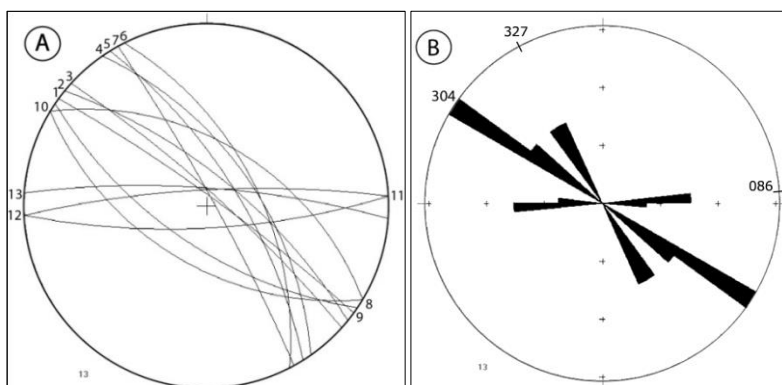
با اندازه‌گیری‌های به عمل آمده از وضعیت لایه‌بندی در ۱۸ چین شناسایی شده در منطقه، در سازند-های داریان- فلهیان- کژدمی (کرتاسه)، فلهیان- داریان (کرتاسه)، جهرم (ائوسن)، آسماری (الیگو- میوسن) و کنگلومرای بختیاری (پلیوسن پسین)، موقعیت عناصر هندسی به منظور ارزیابی موقعیت محوره‌های اصلی تنش (σ_1 و σ_2 و σ_3) و تغییرات آنها، مشخص گردید. به منظور بررسی نسل‌های مختلف تنش در بازه زمانی زمین‌شناسی، چین‌ها در دو دسته چین‌های برداشت شده در سازندهای کرتاسه و چین‌های برداشت شده در سازندهای جوانتر از کرتاسه مورد مطالعه قرار گرفتند که در ادامه به بیان نتایج حاصل از آنها پرداخته می‌شود.

۴-۱-۱-۱- موقعیت محوره‌های تنش در چین‌های برداشت شده در سازندهای کرتاسه

در منطقه مورد مطالعه ۱۳ چین در سازندهای با سن کرتاسه (فلهیان- داریان، داریان- فلهیان- کژدمی و کژدمی) برداشت شده است. امتداد سطوح محوری ترسیم شده برای این چین‌ها نشان دهنده سه روند غالب 304° ، 327° و 86° می‌باشد (در روند 304° چین‌های شماره ۱، ۲، ۳، ۸، ۹، ۱۰، در روند 327° چین‌های شماره ۴، ۵، ۶، ۷ و در روند 86° چین‌های ۱۱، ۱۲ و ۱۳ قرار دارند) (شکل ۴-۲). در بررسی استریوگرام‌های ترسیم شده از موقعیت محوره‌های اصلی تنش در چین‌های مربوط به این سه روند، سه موقعیت متفاوت برای سه نسل از محوره‌های تنش محاسبه و تفکیک شده است (شکل ۴-۳ و ۴-۴) (جدول ۴-۱ و ۴-۲).

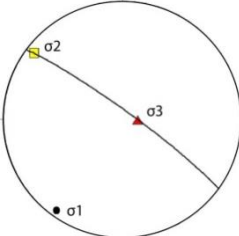
فصل چهارم: بررسی میدان تنش در منطقه مورد مطالعه

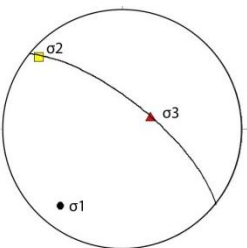
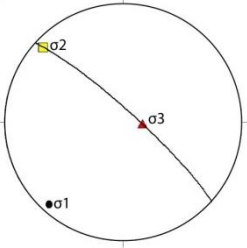
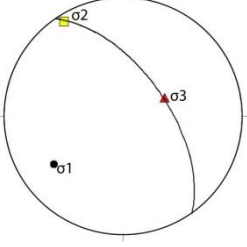
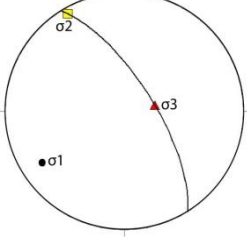
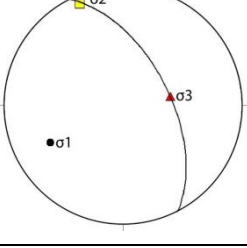
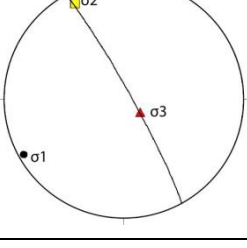
این تغییرات را می‌توان در ارتباط با تغییر محور بیشینه فشارش متأثر از حرکت صفحه عربی به سمت ایران مرکزی، از کرتاسه تا عهد حاضر دانست که به صورت چین‌هایی با روندهای متفاوت، در سازند-های کرتاسه نمود پیدا کرده است. با توجه به کمبود شواهد نمی‌توان تقدم و تأخر نسل‌های مختلف چین‌خوردگی و متعاقب آن نسل‌های مختلف تنش حاکم بر منطقه را صرفاً از روی مطالعه چین‌های مربوط به سازندهای دوره کرتاسه بدست آورد.



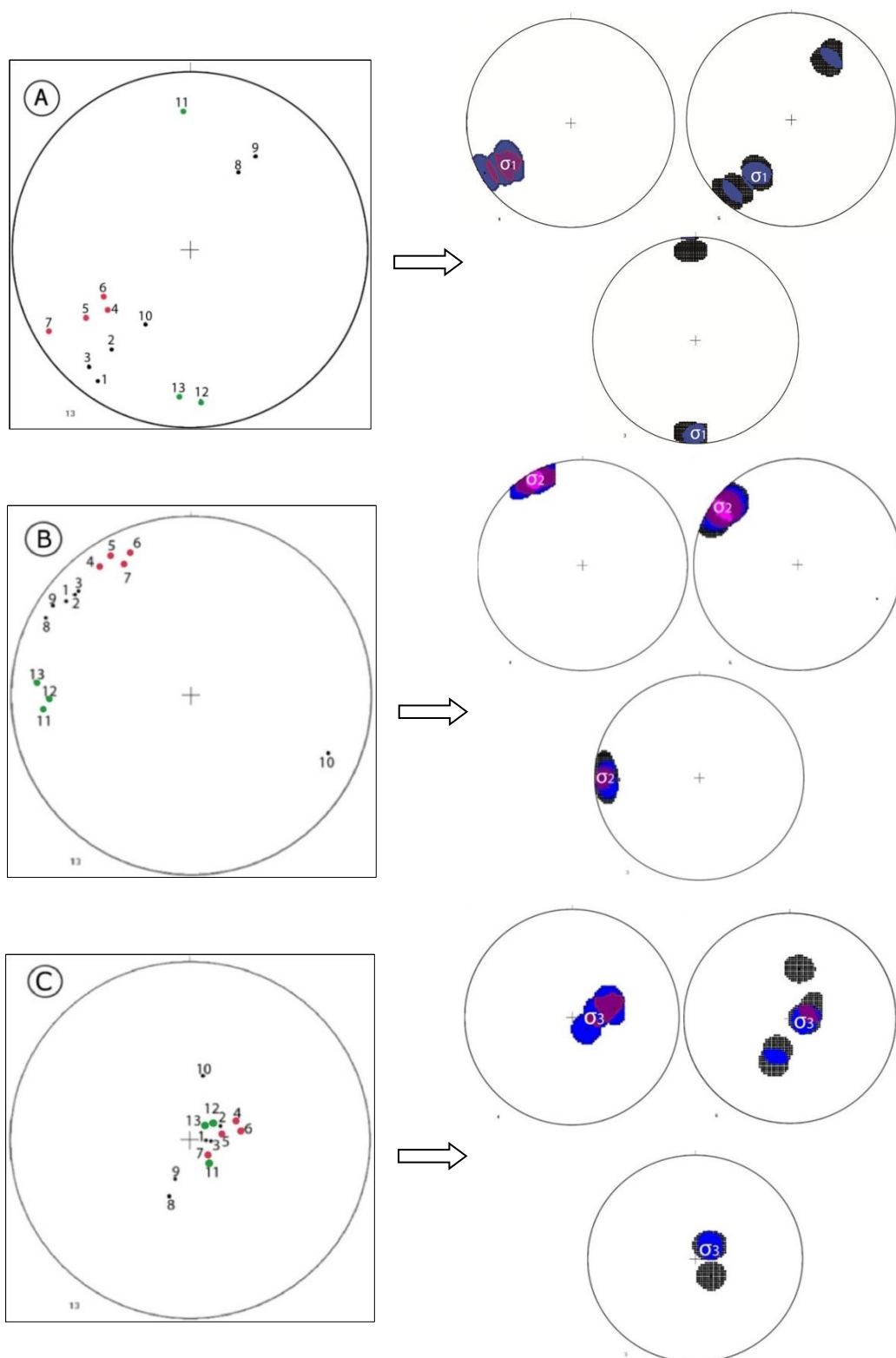
شکل ۴-۲: A: موقعیت سطوح محوری در چین‌های برداشت شده در سازندهای مربوط به دوره کرتاسه؛ شماره‌ها نشان دهنده شماره اختصاص داده شده به هر چین در جدول ۴-۱ و ۴-۲ می‌باشد؛ B: رز دیاگرام امتدادی سطوح محوری که بیان‌کننده سه روند غالب ۳۰۴، ۳۲۷ و ۸۶ درجه برای سطوح محوری در این چین‌ها می‌باشد.

جدول ۴-۱: موقعیت محورهای اصلی تنش و سطح محوری به همراه استریوگرام مربوط به آنها برای چین‌های برداشت شده در سازندهای با سن کرتاسه

شماره	نام چین	موقعیت σ_1	موقعیت σ_2	موقعیت σ_3	موقعیت سطح محوری	استریوگرام
1	سوخته - سالدارون	06/215	08/307	80/091	306/84N	

	309/71N	69/065	09/311	19/218	Fo1A	2
	312/82NE	77/094	09/313	08/221	Fo1S	3
	325/60NE	59/066	07/325	30/234	Fo2A1	4
	328/70NE	69/078	06/330	20/237	Fo2S1	5
	333/58E	57/079	08/337	32/242	Fo2A2	6
	331/85NE	76/129	11/333	05/240	Fo2S2	7

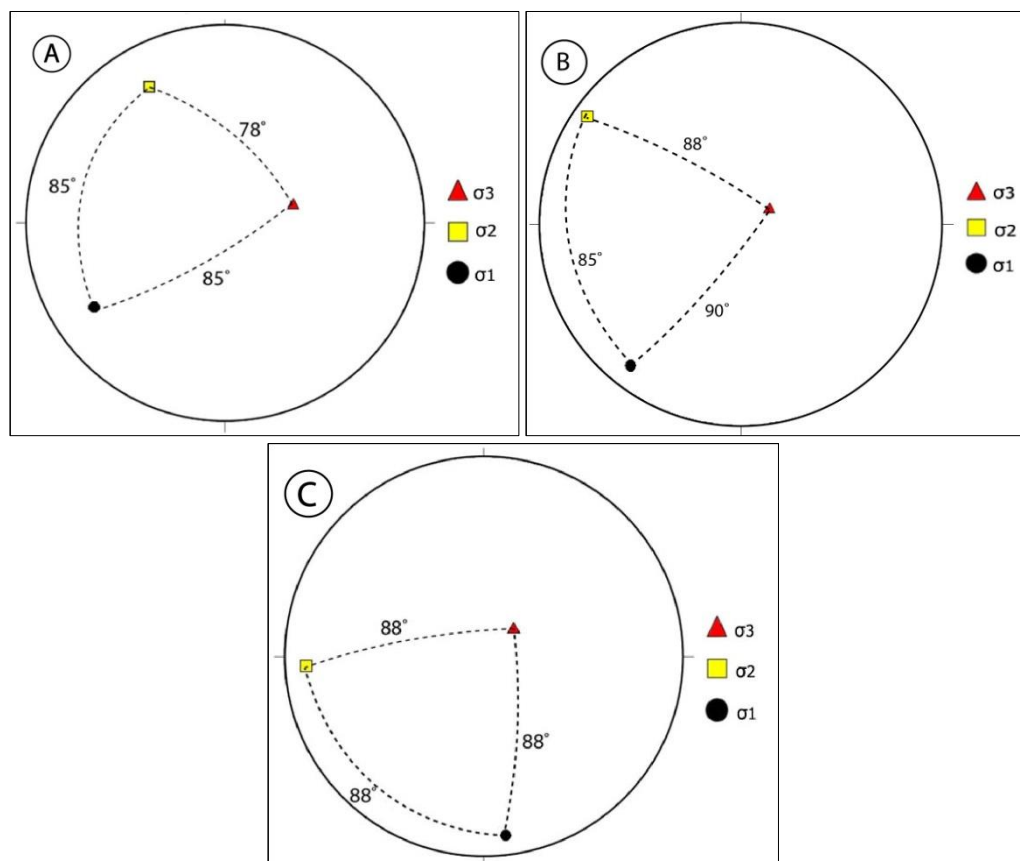
	121/54W	53/200	05/298	36/032	Fo3A	8
	124/65S	64/201	05/303	25/035	Fo3S	9
	301/52N	50/011	11/113	38/211	Fo4S	10
	087/76S	72/138	11/265	14/357	Fo5A1	11
	267/80N	73/051	13/269	09/176	Fo5S1	12
	274/79N	76/043	08/275	11/184	Fo5A2	13



شکل ۳-۴: A, B, C: استریوگرام ترسیم شده و کنتور دیاگرام‌های تفکیک شده به ترتیب برای محوره‌های σ_1 , σ_2 و σ_3

در چین‌های مربوط به سازندهای کرتاسه. شماره‌ها نشان دهنده شماره اختصاص داده شده به هر چین در جدول ۱-۴

و ۲-۴



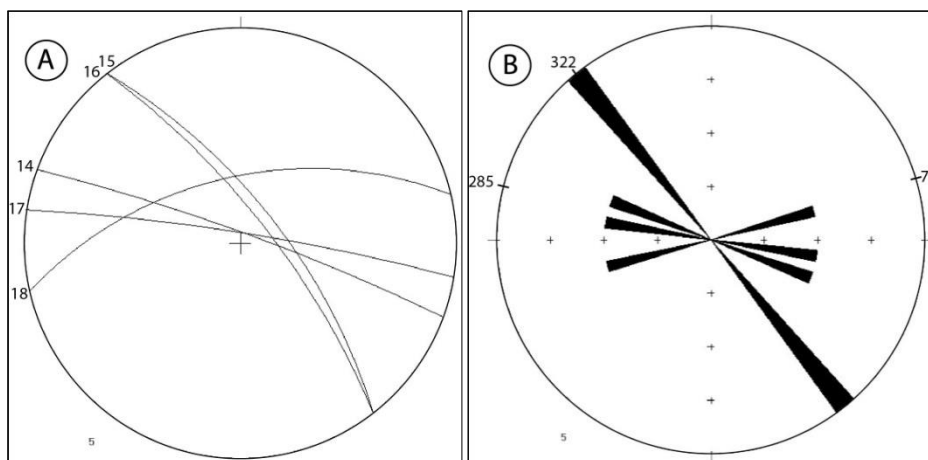
شکل ۴-۴- A, B, C: نسل‌های مختلف بدست آمده از محورهای اصلی تنش (به ترتیب σ_1 , σ_2 و σ_3) در چین‌های برداشت شده در سازندهای کرتاسه

جدول ۴-۲- خلاصه‌ای از موقعیت نسل‌های مختلف تنش بدست آمده از چین‌های مربوط به سازندهای کرتاسه

موقعیت σ_3	موقعیت σ_2	موقعیت σ_1	نسل‌های مختلف تنش
61/074	09/331	23/237	A: محاسبه شده از چین- های شماره ۴، ۵، ۶، ۷
77/059	08/305	12/218	B: محاسبه شده از چین- های شماره ۱، ۲، ۳، ۸، ۹، ۱۰
73/045	12/267	11/173	C: محاسبه شده از چین- های شماره ۱۱، ۱۲، ۱۳

۴-۱-۱-۲- محوره‌های تنش در چین‌های برداشت شده در سازندهای جوان‌تر از کرتاسه

در منطقه مورد مطالعه ۵ چین در سازندهای با سن‌های جوان‌تر از کرتاسه (جهرم (اٲوسن)، آسماری (الیگو-میوسن) و کنگلومرای بختیاری (پلیوسن پسین)) برداشت شده است. امتداد سطوح محوری محاسبه شده برای این چین‌ها نیز سه روند غالب ۲۸۵، ۳۲۲ و ۷۷ درجه را نشان می‌دهد (در روند ۲۸۵ درجه چین‌های شماره ۱۴ و ۱۷، در روند ۳۲۲ درجه چین‌های شماره ۱۵ و ۱۶ و در روند ۷۷ درجه چین شماره ۱۸ قرار دارند) (شکل ۴-۵). در بررسی استریوگرام‌های ترسیم شده از موقعیت محوره‌های اصلی تنش در چین‌های مربوط به این سه روند، سه موقعیت متفاوت برای نسل‌های مختلف از محوره‌های تنش محاسبه و تفکیک شده است (شکل ۴-۶). موقعیت‌های مختلف بدست آمده برای محوره‌های اصلی تنش در شکل ۴-۷ و جدول ۴-۴ و ۴-۳ آورده شده است.



شکل ۴-۵: A: موقعیت سطوح محوری در چین‌های برداشت شده در سازندهای جوان‌تر از کرتاسه؛ B: رز دیاگرام

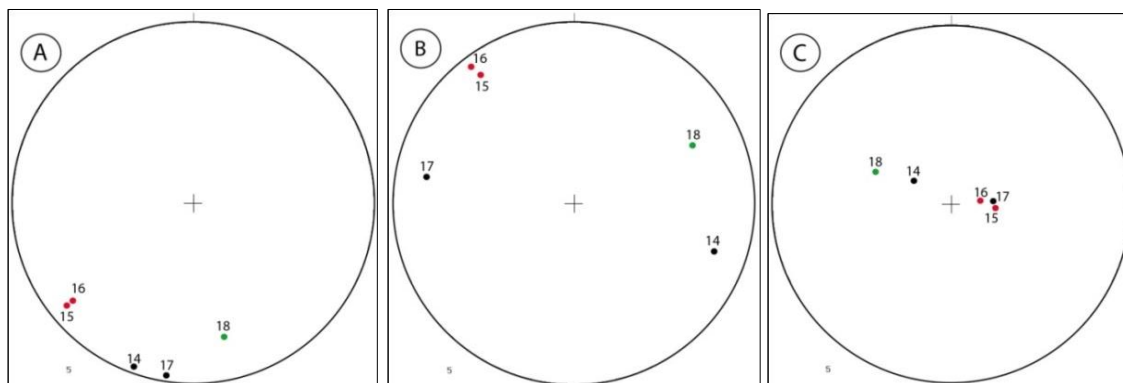
امتدادی سطوح محوری و بیان سه روند غالب ۲۸۵، ۳۲۲ و ۷۷ درجه برای سطوح محوری در این چین‌ها

فصل چهارم: بررسی میدان تنش در منطقه مورد مطالعه

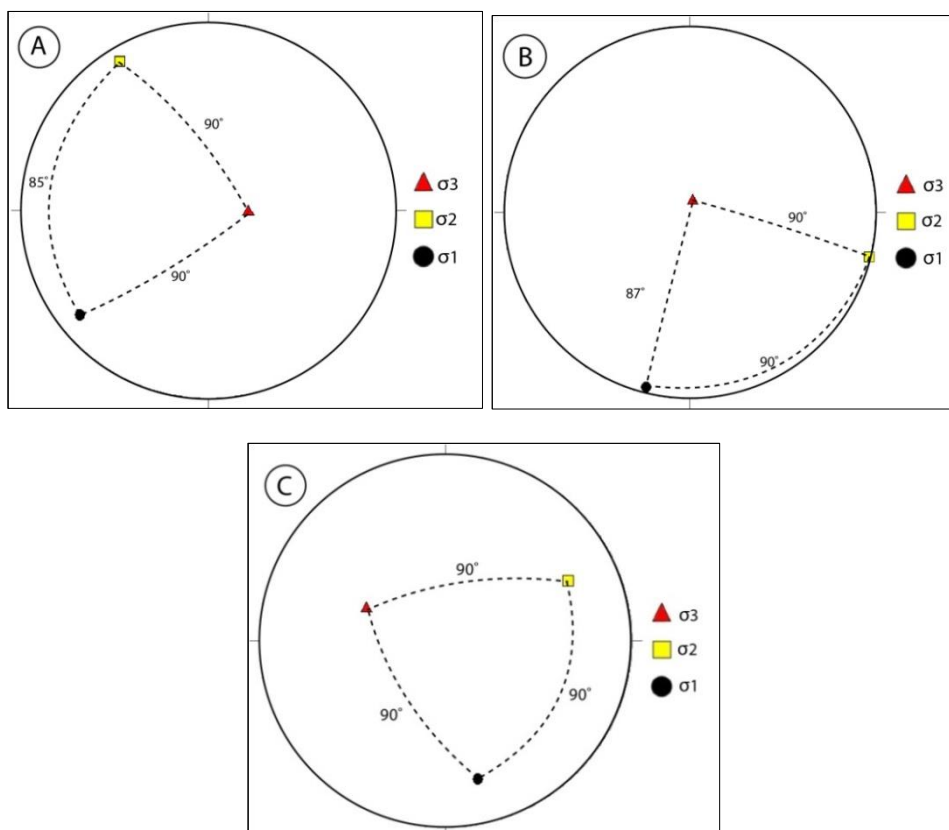
جدول ۳-۴- موقعیت محورهای اصلی تنش و سطوح محوری به همراه استریوگرام مربوط به آنها برای چین‌های

برداشت شده در سازندهای جوان‌تر از کرتاسه

شماره	نام چین	سازند و سن	موقعیت σ_1	موقعیت σ_2	موقعیت σ_3	موقعیت سطح محوری	استریوگرام
14	تاقدیس شیخ محمود	آسماری (الیگومیوسن)	04/200	20/109	70/302	290/86NE	
15	تاقدیس دوپلان	چهرم (ائوسن)	15/231	13/324	70/094	322/75NE	
16	ناودیس دوپلان	چهرم (ائوسن)	11/231	06/323	77/083	322/79NE	
17	ناودیس دوازده امام	کنگلومرای بختیاری (پلیوسن پسین)	04/189	18/280	71/087	279/86NE	
18	تاقدیس دشتک	شهبازان- چهرم-آسماری (ائوسن- الیگومیوسن)	25/167	28/064	52/293	257/65NE	



شکل ۴-۶- A, B, C: استریوگرام ترسیم شده از موقعیت محورهای اصلی تنش بدست آمده به ترتیب برای محورهای σ_1 , σ_2 و σ_3 ، در سازندهای با سن جوان تر از کرتاسه؛ سه رنگ به کار رفته در هر استریوگرام نشان دهنده سه نسل از موقعیت محور تنش می باشد.



شکل ۴-۷- A, B, C: نسل های مختلف بدست آمده از محورهای اصلی تنش (به ترتیب σ_1 , σ_2 و σ_3) در چین های برداشت شده در سازندهای جوان تر از کرتاسه

فصل چهارم: بررسی میدان تنش در منطقه مورد مطالعه

جدول ۴-۴- خلاصه‌ای از موقعیت نسل‌های مختلف تنش بدست آمده از چین‌های مربوط به سازندهای جوان‌تر از

کرتاسه

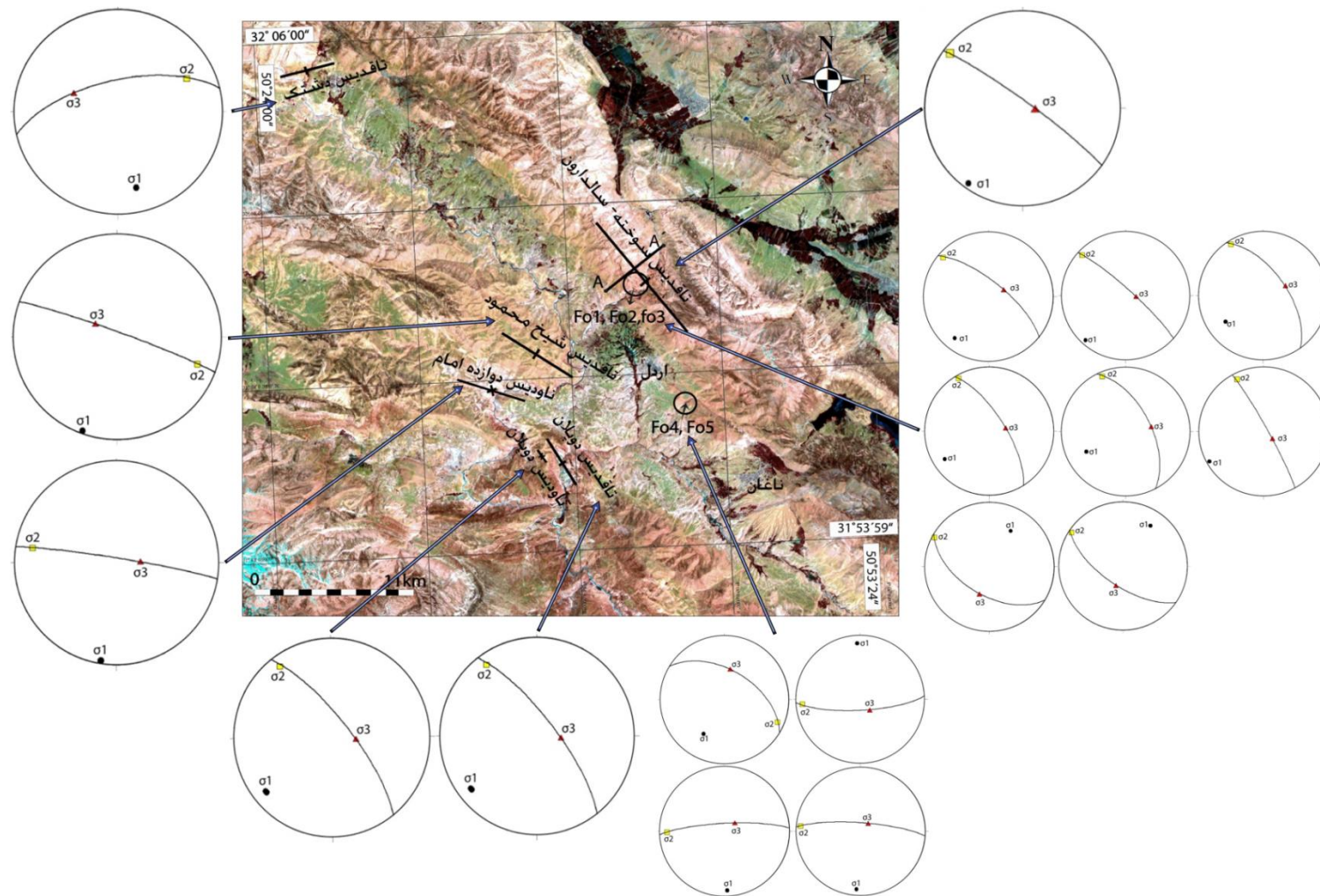
موقعیت σ_3	موقعیت σ_2	موقعیت σ_1	نسل‌های مختلف تنش
73/090	09/329	13/231	A: محاسبه شده از چین- های شماره ۱۵، ۱۶
84/011	01/104	04/190	B: محاسبه شده از چین- های شماره ۱۴، ۱۷
52/293	28/064	25/164	C: محاسبه شده از چین شماره ۱۸

با توجه به سن سازندهای چین‌خورده و سیستم تنش‌های تفکیک شده از چین‌های مربوط به آنها (جدول ۴-۲ و ۴-۴)، می‌توان در مورد چگونگی جهت‌گیری محور بیشینه فشارش در این ناحیه از زمان کرتاسه تا عهد حاضر این گونه ابراز نظر کرد که در زمان کرتاسه محور بیشینه فشارش متأثر از حرکت صفحه عربی به سمت ایران در راستای NE-SW (237° - 057°) عمل کرده است. با توجه به سیستم تنش بدست آمده از چین‌های ثبت شده در سازند جهرم، تغییر در جهت محور بیشینه فشارش تا زمان آئوسن بسیار اندک بوده است (راستای 231° - 051°). در زمان الیگو-میوسن و پلیوسن پسین، سمت حرکت و محور بیشینه فشارش به سمت NNE-SSW تغییر پیدا می‌کند. تغییرات ابتدا در راستای 218° - 038° (ثبت شده در سازندهایی به سن کرتاسه) و سپس در راستای 192° - 012° (ثبت شده در سازند آسماری و بختیاری) صورت گرفته است.

بر اساس موقعیت عناصر هندسی در تاق‌دیس دشتک، محور بیشینه فشارش به سمت NNW-SSE (164° - 344°) بدست آمده است. این راستا آخرین جهت‌گیری محور بیشینه فشارش بدست آمده در منطقه می‌باشد. این جهت‌گیری در چین‌های بررسی شده در سازندهای مربوط به کرتاسه (چین‌های شماره ۱۱، ۱۲، ۱۳) نیز قابل پیگیری می‌باشد (امتداد 173° - 353°). این تغییرات را می‌توان ناشی از

تغییر جهت حرکت صفحه عربی نسبت به ایران در زمان بعد از پلیوسن پسین در نظر گرفت که در سازندهای کرتاسه و سازند شهبازان- جهرم- آسماری ثبت شده است.

موقعیت سیستم تنش‌های بدست آمده در هر چین‌خوردگی به همراه موقعیت سطح محوری آنها در شکل ۴-۸ بر روی تصویر ماهواره‌ای IRS منطقه آورده شده است.



شکل ۴-۸- موقعیت چین‌های منطقه به همراه استریوگرام سطوح محوری و محورهای اصلی تنش بر روی تصویر ماهواره‌ای IRS

۴-۱-۲- تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش با استفاده از گسل‌ها

تعیین جهات تنش‌های اصلی به کمک آرایش گسل‌ها و بردار لغزش روی آنها، به طور اساسی پس از تئوری اندرسون^۱ (۱۹۴۲) شکل گرفت. سنگ‌ها به طور عمومی دارای تعداد زیادی شکستگی قبلی هستند که با جهات مختلف در درون موادی با ویژگی‌های گوناگون جای گرفته‌اند. بنابراین پیش فرض‌های قانون اندرسون، محدودتر از آن است که بتوان آن را در شرایط طبیعی زمین به کار برد.

امروزه زمین‌شناسان جهت تعیین راستای تنش‌های اصلی از روش‌های متعددی استفاده می‌کنند. اساساً تعیین راستای تنش‌های اصلی به کمک آرایش گسل‌ها و طرح لغزش روی آنها صورت می‌گیرد. خراش‌های گسلی جهت جابجایی را بر روی دو قطعه سنگی نسبت به یکدیگر ثبت می‌کنند که به عنوان جهت بیشینه تنش برشی در نظر گرفته می‌شود. این امر یکی از پیش فرض‌های مهم روش‌های محاسباتی به شمار می‌رود که به آن روش برگشتی گفته می‌شود.

در مکانیک سنگ، پژوهشگران با در دست داشتن جهت معلوم، تلاش می‌کنند به جهت بیشینه برش در سنگ‌ها دست یابند. اما برای مقاصد زمین‌شناسی جهت برش بیشینه (خراش گسلی) بر روی صفحه گسلی معلوم است و آنچه مطلوب است، وارونه کردن مسئله است. بدان معنی که با داشتن جهت برش بیشینه بتوان به جهت تنش‌های اصلی رسید که باعث تشکیل گسل و خراش گسلی شده است. افزون بر این، در هر پهنه گسلی تعداد زیادی صفحه گسل با خراش‌های گسلی مربوط به آنها رخنمون دارند. با اندازه‌گیری این عناصر خطی و صفحه‌ای در یک پهنه گسلی، می‌توان به جهت تنشی دست یافت که در شکل‌گیری یک پهنه سنگی کارساز بوده است. از این رو چون کار محاسباتی وارون صورت می‌گیرد به آن روش برگشتی گفته می‌شود.

چنانچه چنین محاسباتی در جهت‌های مختلف انجام گیرد، می‌توان به یک تنسور تنش دست یافت که می‌تواند بیانگر شکل بیضی تنش و شیوه قرارگیری جهات اصلی تنش (کمینه σ_1 ، میانه σ_2 ،

1- Anderson

بیشینه 6۳) باشد. یکی از مشکلاتی که چنین محاسباتی را با دشواری روبه‌رو می‌کند، اختلافی است که میان جهت بیشینه تنش برشی اندازه‌گیری شده (توسط خراش‌های گسلی) و جهت بیشینه تنش برشی محاسبه شده (توسط روابط فیزیکی) بدست می‌آید. به بیان دیگر جهت خراش‌های گسلی که در طبیعت اندازه‌گیری می‌شود، به آنچه که به کمک روابط فیزیکی محض محاسبه می‌شود، با یکدیگر همخوان نیستند. به اختلاف زاویه‌ای که میان این دو مقدار طبیعی و نظری وجود دارد، زاویه ناهمخوانی گفته می‌شود. برای حل این مشکل لازم است تنسور تنشی محاسبه شود تا زاویه ناهمخوانی در آن به کمترین مقدار ممکن برسد. این مرحله یکی از پایه‌های روش برگشتی است (Carey & Brunnier, 1974).

شمار روش‌های به کمینه رساندن زاویه ناهمخوانی، به اندازه شمار برنامه‌های رایانه‌ای است که توانمند محاسبه تنسور تنش هستند. در این بررسی از نرم افزار TectonicsFP (Hugo et al, 2002) و از روش دو وجهی P و T آنجلیه و مک‌لر^۱ (۱۹۷۷) استفاده شده است.

این روش به ما این اجازه را می‌دهد که دگرریختی کلی یا الگوی حرکت کلی حاصل از حرکت انباشتی گسله‌ها را در یک ناحیه تعیین نموده و جهت کلی کوتاه‌شدگی و درازشدگی را مشخص نماییم.

فرض‌های مهم در روش‌های برگشتی به قرار زیر است (Angelier, 1994):

- جنبش زمین‌ساختی که باعث حرکت گسل‌ها شده تحت یک تنسور خاص همگن صورت گرفته است.

1- Angelier & Melcher

- عملکرد تنش در یک توده سنگی باعث ایجاد گسل‌های جدید یا باز فعال شدن حرکت بر روی صفحات قبلی می‌شوند و لغزش در سطح آنها در جهت مؤلفه اصلی تنش برشی (resolved sheard stress) روی می‌دهد.

- جنبش زمین ساختی که موجب شکل‌گیری گسل‌ها شده، یک رویداد یکباره بوده و صفحه‌های سنگی در حین این رویداد زمین‌ساختی، دچار هیچ چرخشی نشده‌اند و اندازه تغییرات هندسی گسل در مقایسه با ابعاد صفحه‌های سنگی و بلوک‌های تشکیل شده بسیار اندک است.

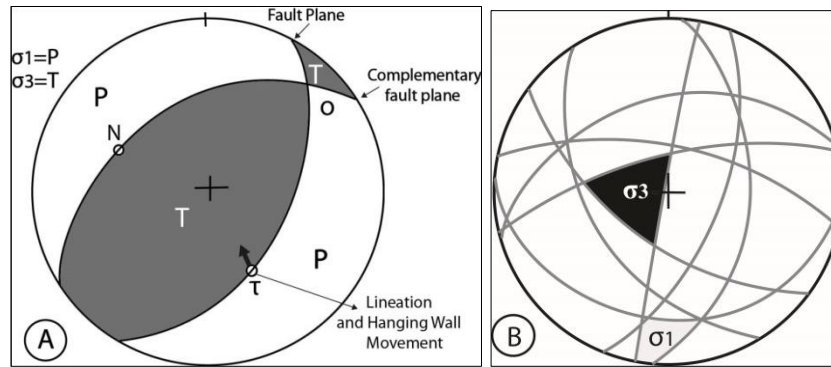
- لغزش هر گسل مستقل از گسل دیگر است.

- در این رویداد مشخصه زمین‌ساختی هیچ تغییر حجمی در توده سنگی روی نداده است.

۴-۱-۲-۱- روش آنجلیه و مکسر (P & T dihedral)

این روش برای نخستین بار توسط (آنجلیه و مکسر، ۱۹۷۷) ارائه شد. در این روش برای هر دسته از داده‌ها (وضعیت گسل و بردار لغزش) یک صفحه گسل و یک صفحه کمکی^۱ می‌توان ترسیم نمود. صفحه کمکی عمود بر صفحه گسل، به گونه‌ای ترسیم می‌شود که از قطب گسل و عمود بر بردار لغزش بر روی سطح گسل بگذرد. در این صورت محدوده تحت گسلش به دو بخش فشارشی (محور T) و کششی (محور P) تقسیم می‌شود که دو ربع فشارشی و کششی در مقابل یکدیگر قرار می‌گیرند. وی بیان کرد که، به ویژه در نواحی دارای شکستگی‌های قدیمی، ممکن است اختلاف زیادی بین موقعیت تنش‌های اصلی و محورهای P و T وجود داشته باشد. در واقع موقعیت بزرگترین و کوچکترین تنش اصلی ممکن است در هر جایی از ربع‌های P و T قرار گرفته باشد. در این روش موقعیتی که بیشترین تعداد ربع‌های P و T قرار می‌گیرد، به احتمال زیاد با جهت σ_1 و σ_3 مطابقت دارد (شکل ۴-۹).

1- Auxiliary Plane



شکل ۴-۹- A: چگونگی قرارگیری ربع‌های P و T در یک گسل معکوس. B: چگونگی محدود کردن دو وجهی‌های کشش و فشارش و مشخص کردن موقعیتی که بیشترین تطابق را با محور σ_1 و σ_3 دارا می‌باشد

۴-۲-۱-۲- تعیین رویدادهای زمین ساختی در منطقه

برای جداسازی رویدادهای زمین ساختی و تعیین سن تنسور تنش در این تحقیق از روابط زیر بهره گرفته شد:

- سن واحدی که گسل‌ها آن را بریده‌اند در این صورت سن گسله‌ها که واحد مشخصی را قطع کرده- اند، جوانتر از سن آن واحد در نظر گرفته می‌شود

- بریده شدن یک صفحه گسلی توسط گسلی دیگر

- توالی سنی خراش‌های گسلی و بریده شدن خراش‌های گسلی بر روی یک صفحه گسل نسل بعدی و ایجاد خراش گسلی جدید

با توجه به اینکه در صورت استفاده از روش دوجهی P و T امکان تعیین و دسته‌بندی داده‌ها به صورت جزئی و جدا سازی وقایع وجود ندارد، افزون بر شاخص‌های بالا، در این پژوهش از جداسازی صفحات گسلی بر اساس سازگاری سینماتیکی آنها به روش زیر بهره گرفته شده است.

۴-۱-۳- سازگاری سینماتیکی

در بعضی نواحی، گسل‌هایی با سوگیری و جهت حرکت مختلف، ممکن است با هم هماهنگ عمل کنند تا با کشیدگی و کوتاه‌شدگی حاکم بر منطقه سازگار شوند. گفته می‌شود این گسل‌ها از نظر سینماتیک سازگار می‌باشند. تحلیل سینماتیک این گسل‌ها یک محور کشیدگی و یک محور کوتاه‌شدگی را بدست می‌دهد. اگر تحلیل سینماتیکی یک گروه داده‌های گسلی، دو یا چند محور کشیدگی (محور T) و کوتاه‌شدگی (محور P) مشخص را نشان دهد، گسل‌ها احتمالاً، از نظر سینماتیکی سازگار نبوده و ممکن است نشانگر رویدادهای دگرشکلی مختلف باشند و نسل‌های متفاوتی از سیستم تنش حاکم در منطقه را نشان دهند.

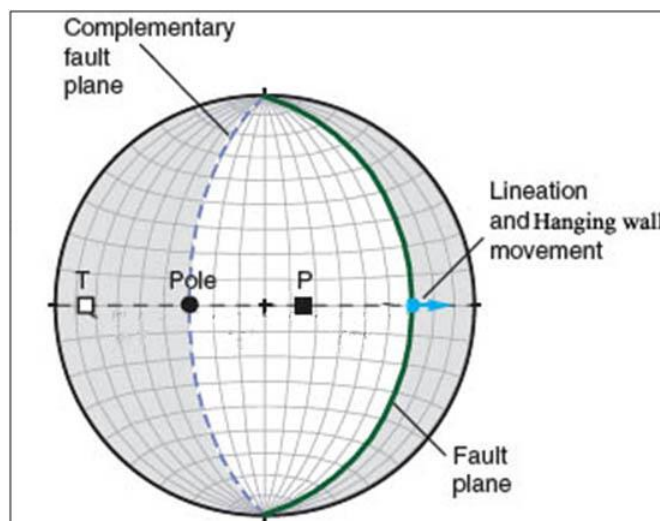
محورهای P و T با استفاده از روش مارت و آلمندینگر^۱ (۱۹۹۰) به طور جداگانه برای هر صفحه گسلی محاسبه شده و محل‌های تمرکز آنها به صورت گسل‌های سازگار در نظر گرفته شده است.

در این روش، پس از ترسیم صفحه گسل‌ها به همراه خراش گسلی، قطب گسل ترسیم می‌گردد، سپس با قرار دادن خش‌لغز و قطب صفحه گسل بر روی یک دایره عظیمه، صفحه حرکتی^۲ برای هر گسل محاسبه می‌شود. در نهایت با حرکت ۴۵ درجه‌ای بر روی صفحه حرکت، در جهت و خلاف جهت بردار حرکتی خراش گسلی متناسب با مکانیسم گسل، محور فشارش و کشش^۳ محاسبه می‌گردد (شکل ۴-۱۰)

^۱ Marrett & Allmendinger

^۲- Movement Plane

^۳- Pressure And tension axis



شکل ۴-۱۰- چگونگی بدست آوردن محورهای P و T به روش مارت و آلمندینگر (۱۹۹۰) برای تحلیل جنبش شناختی

یک گسل نرمال

در این بررسی ۲۶۱ سطح گسلی در غالب ۲۲ ایستگاه برداشت شده است. بخش عمده‌ای از سطوح برداشت شده بر روی سازندهای آهکی مربوط به دوره کرتاسه (فهلپیان- داریان، فهلپیان- داریان- کژدمی، سروک- ایلام) می‌باشد. در ایستگاه ۱۳ و ایستگاه‌های ۲۰، ۲۱، ۲۲ برداشت سطوح گسلی در مکانی صورت گرفت که گسل‌ها به ترتیب، رسوبات کواترنری و کنگلومرای بختیاری را متأثر ساخته بودند.

در بررسی این سطوح با استفاده از روابط موجود برای تعیین رویدادهای زمین‌ساختی و همین‌طور جداسازی محورهای P و T سعی شد تا گسل‌های سازگار از نظر سینماتیکی تفکیک و نسل‌های مختلف سطوح گسلی به همراه خراش‌های گسلی مربوط به آنها مشخص گردد. سپس محورهای تنش مربوط به آنها به روش آنجلیه و مک‌لر (P & T dihedral) محاسبه گردید.

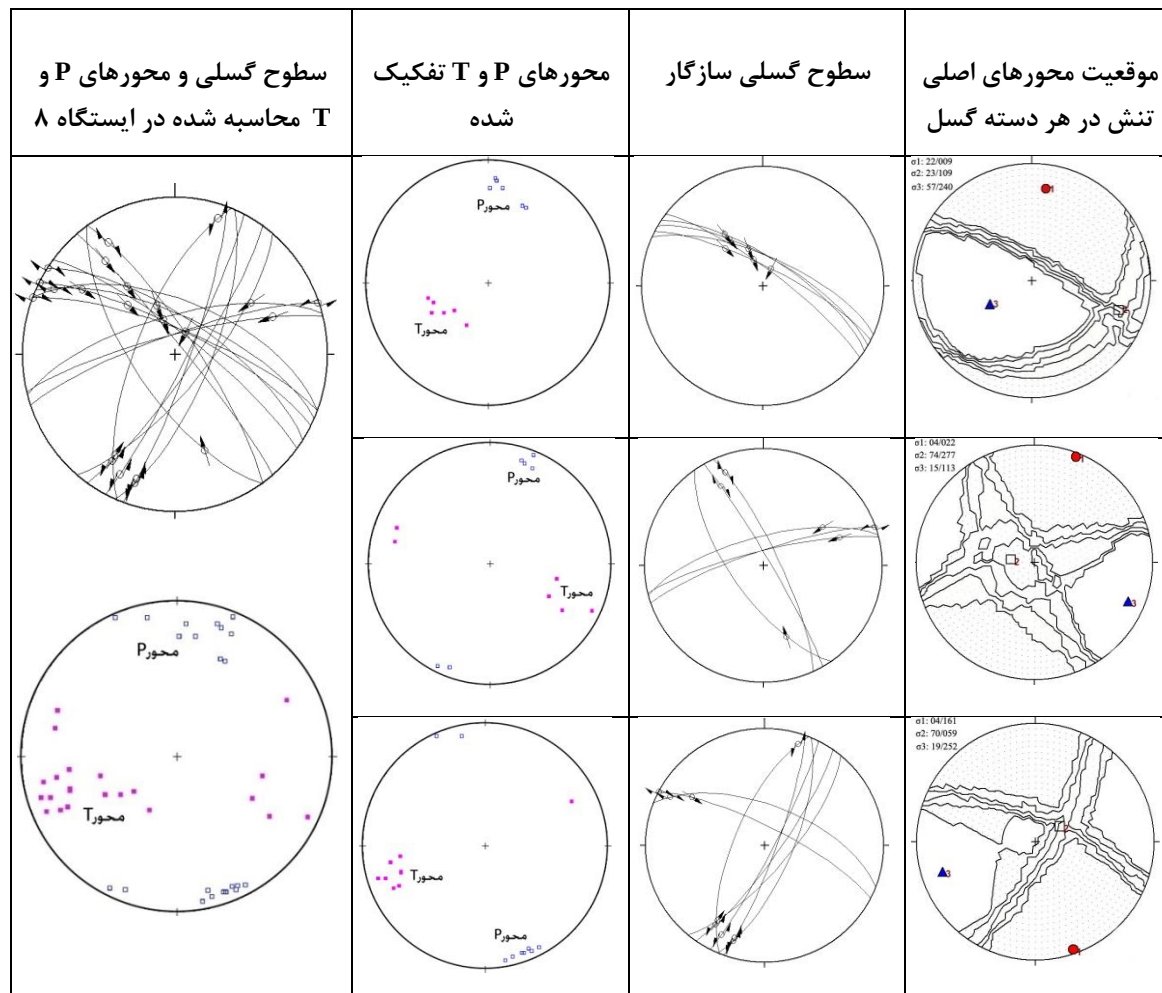
نتایج حاصل از بررسی استریوگرام‌ها و موقعیت محورهای تنش بدست آمده در هر ایستگاه برای هر دسته گسل سازگار در جدول ۴-۶ و استریوگرام‌های مربوط به آنها در پیوست ۲۸ آورده شده است.

مراحل ذکر شده در فوق برای ایستگاه شماره ۸ (در سازند فهلپیان- داریان) در جدول ۴-۵ آورده شده است.

فصل چهارم: بررسی میدان تنش در منطقه مورد مطالعه

جدول ۴-۵- تفکیک گسل‌های سازگار و محاسبه موقعیت محورهای اصلی تنش در ایستگاه شماره ۸ (دایره قرمز

موقعیت σ_1 مثلث آبی σ_2 و مربع σ_3 را نشان می‌دهد)

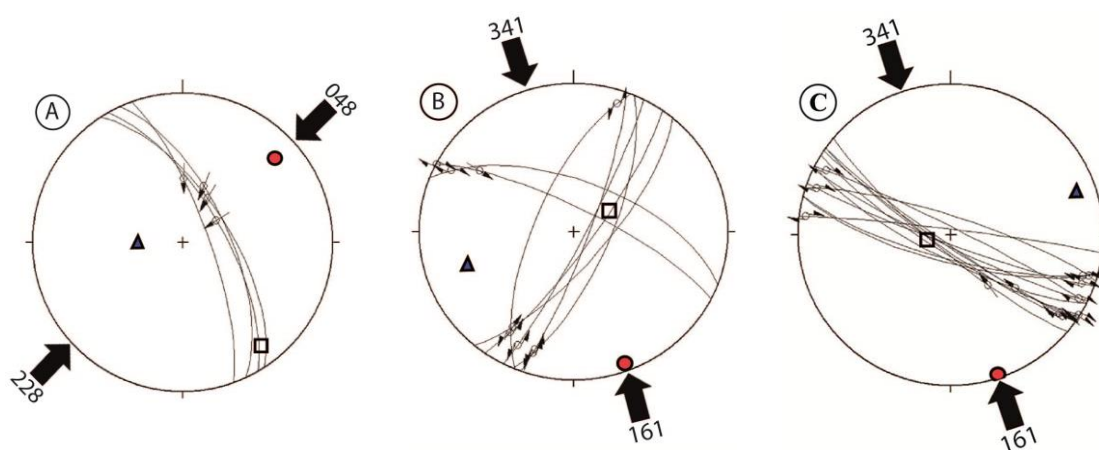


جدول ۴-۶- موقعیت محورهای اصلی تنش بدست آمده به روش آنجلیه و مکر (P & T dihedral)

ایستگاه	σ_1	σ_2	σ_3	ایستگاه	σ_1	σ_2	σ_3
1a	03/165	64/254	26/066	1b	02/184	71/088	19/275
2a	01/194	42/103	45/285	2b	01/348	83/081	17/258
3a	24/022	78/129	11/291	3b	02/353	86/116	04/263
4	28/038	15/136	58/250	5	13/185	50/290	38/084
6	01/342	87/078	03/246	7	09/171	72/052	15/264
8a	04//022	74/277	15/113	8b	22/009	23/109	57/240
8c	04/161	70/059	19/252	9a	04/197	86/041	02/287
9b	00/344	78/254	12/074	10	04/165	63/068	27/257

18/25	72/083	03/347	11b	48/118	41/285	07/020	11a
13/071	77/259	02/161	13	11/070	79/240	02/343	12
16/104	04/287	01/194	15	20/068	70/253	02/158	14
69/077	20/271	05/180	16b	73/014	02/110	16/201	16a
36/106	51/312	13/206	17a	02/252	86/004	04/162	16c
14/084	76/267	01/174	17c	68/137	19/283	12/017	17b
30/280	58/101	00/010	18b	66/270	15/143	19/048	18a
80/286	10/106	00/196	19b	09/276	80/068	05/186	19a
15/256	75/063	03/165	21	20/266	70/082	01/175	20
				70/066	14/291	13/197	22

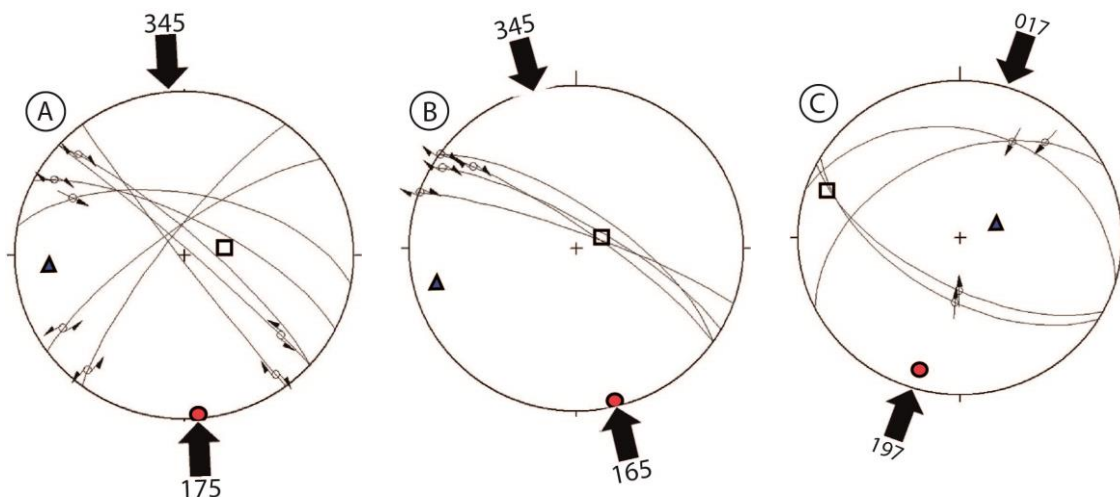
با در نظر گرفتن نتایج بدست آمده از تحلیل لغزش‌های صورت گرفته بر روی سطوح گسلی و بدست آوردن موقعیت محورهای اصلی تنش می‌توان گفت، امتداد محور بیشینه فشارش متأثر از تغییر آهنگ حرکت صفحه عربی نسبت به ایران، تغییرات فراوانی داشته است. بیشترین تغییرات از امتداد ۴۸- ۲۲۸ درجه (شمال خاوری- جنوب باختری)، محاسبه شده در ایستگاه ۱۸ (در سازند سروک- ایلام (کرتاسه)) تا امتداد ۳۴۱- ۱۶۱ درجه (سمت شمال باختری- جنوب خاوری) محاسبه شده در ایستگاه ۸ و ۱۳ صورت گرفته است (شکل ۴-۱۱).

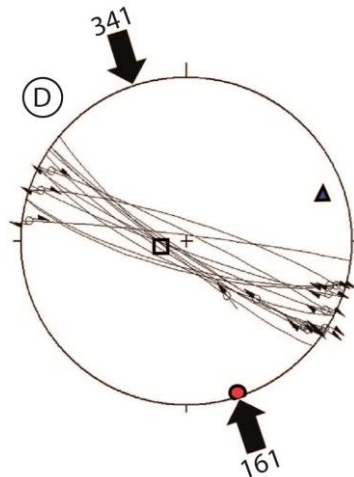


شکل ۴-۱۱- حدهای نهایی تغییرات محور بیشینه فشارش در ایستگاه‌های مورد بررسی A: راستای ۲۲۸- ۴۸ درجه محاسبه شده برای محور بیشینه فشارش در ایستگاه ۱۸a B, C: راستای ۱۶۱- ۳۴۱ درجه محاسبه شده برای ایستگاه‌های ۸c و ۱۳.

نتایج حاصل از بررسی استریوگرام‌های ترسیم شده و بدست آوردن موقعیت تنش در تمامی ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که سیستم تنش در منطقه، از راندگی به ترافشارشی (Transpressional) و متعاقب آن به امتدادلغز راست‌بر تغییر کرده است (پیوست ۲۷).

با توجه به دو سازوکار راندگی و امتدادلغز راست‌بر بدست آمده در ایستگاه‌هایی که گسل‌ها در آن سازند کنگلومرای بختیاری (پلیوسن پسین) را متأثر ساخته‌اند (۲۰، ۲۱، ۲۲) و همینطور مکانیسم غالب امتدادلغز راست‌بر بدست آمده از سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه ۱۳ (در این ایستگاه سطوح گسلی رسوبات کواترنری را متأثر ساخته است)، می‌توان نتیجه گرفت که تغییر در راستای تنش در زمان بعد از پلیوسن پسین صورت گرفته است. این امر ناشی از سازمان‌دهی دوباره حرکت صفحه عربی نسبت به ایران در این زمان می‌باشد. امتداد محور بیشینه فشارش و آخرین سوگیری حرکت صفحه عربی نسبت به ایران را می‌توان با توجه به نتایج بدست آمده از ایستگاه ۱۳، ۳۴۱- ۱۶۱ درجه در نظر گرفت (شکل ۴-۱۲).

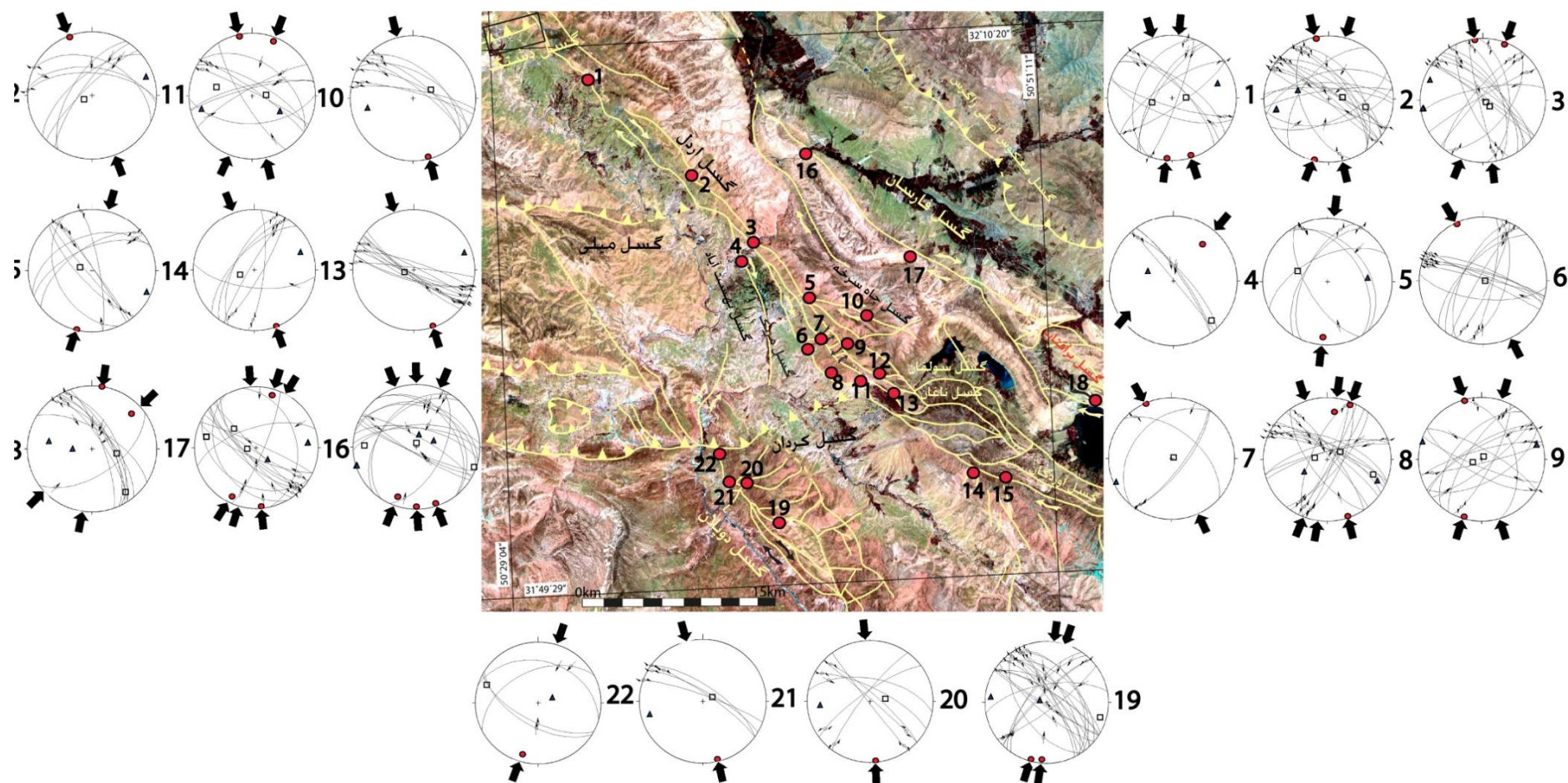




شکل ۴-۱۲: A, B, C: موقعیت محورهای تنش در ایستگاه‌های ۲۰، ۲۱ و ۲۲ (در این ایستگاه‌ها گسل‌ها سازند کنگلومرای بختیاری را متأثر ساخته‌اند) D: موقعیت محورهای تنش در ایستگاه ۱۳ (در این ایستگاه گسل‌ها رسوبات کواترنری را تحت متأثر ساخته‌اند).

در ایستگاه‌هایی که در سازندهای قدیمی‌تر (سازندهایی که مربوط به دوره کرتاسه هستند) برداشت شده‌اند تغییرات راستای حرکت صفحه عربی به سمت ایران به صورت دو یا سه نسل از موقعیت‌های متفاوت از محورهای اصلی تنش نمود پیدا کرده است. در کل می‌توان گفت که تغییراتی در امتداد محور بیشینه فشارش از شمال خاور- جنوب باختر به سمت شمال- جنوب و شمال باختر- جنوب خاور در تمامی آنها قابل مشاهده کرد.

نتایج بدست آمده از موقعیت‌های محورهای اصلی تنش با استفاده از روش برگشتی (دو وجهی) در ایستگاه‌های برداشت شده در منطقه، بر روی تصویر ماهواره‌ای IRS در شکل ۴-۱۳ آورده شده است.



شکل ۴-۱۳- تصویر ماهواره‌ای IRS منطقه به همراه استریوگرام سطوح گسلی و موقعیت محورهای اصلی تنش در ۲۲ ایستگاه

فصل پنجم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

بر اساس تحقیق صورت گرفته و مطالب عنوان شده در فصل‌های پیشین، در این بخش به تشریح و ارائه نتایج بدست آمده پرداخته می‌شود.

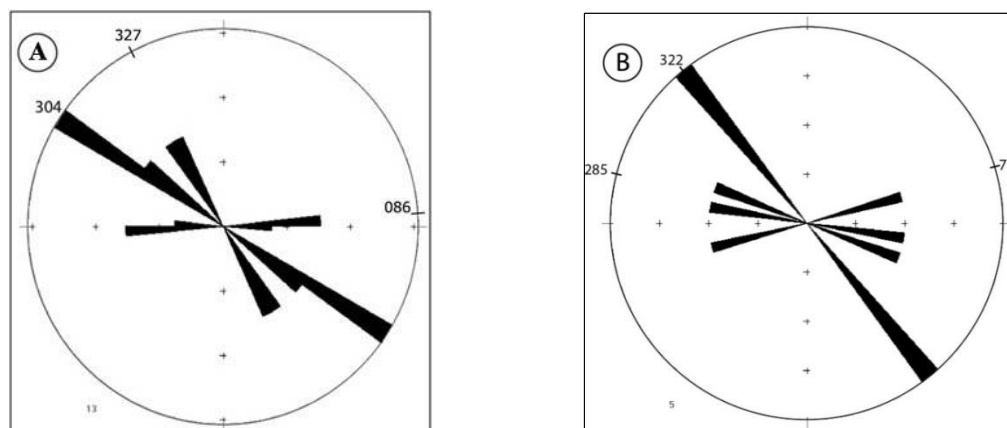
۵-۱- الگوی گسلش

مطالعه صورت گرفته بر روی گسل‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که گسل‌های اصلی این ناحیه دارای دو روند عمومی شمال باختری- جنوب خاوری و خاوری- باختری می‌باشند. گسل‌هایی با روند شمال باختری- جنوب خاوری، شامل گسل‌های اردل، فارسان، دوپلان، برآفتاب، مریک، چاه- سرخه و بهشت آباد می‌باشند که از روند عمومی زون رسوبی- ساختمانی زاگرس پیروی می‌کنند. سازوکار این گروه از گسل‌ها بر اساس خراش‌های گسلی ثبت شده بر روی سطوح گسله مربوط به آنها، از راندگی تا امتدادلغز راست‌بر قابل تشخیص است (خراش‌های گسلی با ریک نزدیک به قائم نشان دهنده سازوکار راندگی و خراش‌های گسلی با ریک نزدیک به افق نشان دهنده سازوکار امتدادلغز راست‌بر). در بررسی این خراش‌های گسلی و با استفاده از قاعده برش (نسل‌های جدید خراش‌های گسلی، خراش‌های گسلی قدیمی را قطع می‌کنند)، جوان‌ترین حرکت در راستای این گسل‌ها به صورت راستالغز راست‌بر می‌باشد. شواهد زمین‌ریختی ثبت شده در امتداد این گسل‌ها نیز مؤید این مطلب می‌باشد. گروه دیگر گسل‌های این ناحیه، از جمله گسل‌های کردان، دشتک و میلی، عمدتاً سازوکار معکوس با روند تقریباً خاوری- باختری می‌باشند. روند و سازوکار این ساختارها با میدان تنش حاکم بر منطقه مطابقت دارد.

۵-۲- الگوی چین‌خوردگی

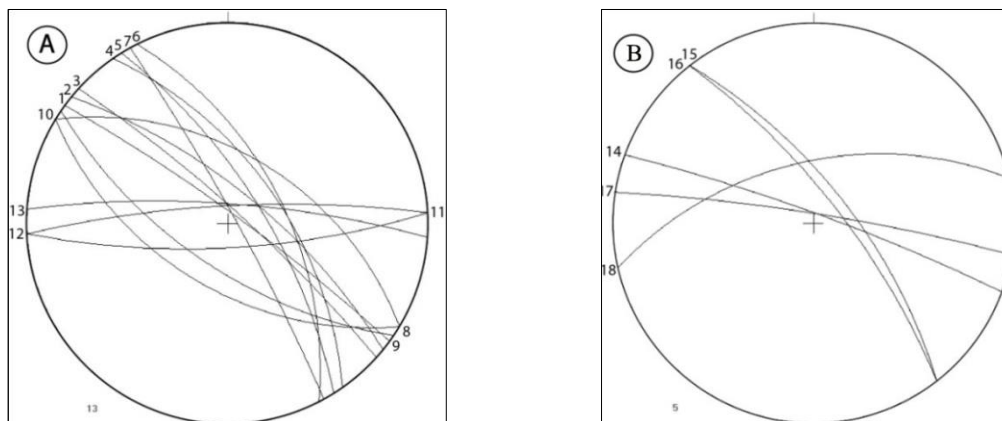
بررسی وضعیت چین‌خوردگی در محدوده مورد بررسی منجر به شناسایی ۱۸ چین گشت که ویژگی‌های هندسی مربوط به این چین‌ها نشان دهنده دو روند شمال باختری- جنوب خاوری و خاوری-

باختری می‌باشند. این تغییر روند را می‌توان ناشی از تغییرات در سمت حرکت صفحه عربی و متعاقب آن تغییر در روند محور بیشینه فشارش دانست (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱- A: رز دیاگرام امتدادی سطوح محوری و بیان سه روند غالب ۳۰۴، ۳۲۷ و ۸۶ درجه برای سطوح محوری چین‌های برداشت شده در سازندهای مربوط به کرتاسه (۱۳ چین) B: رز دیاگرام امتدادی سطوح محوری و بیان سه روند غالب ۲۸۵، ۳۲۲ و ۷۷ درجه برای سطوح محوری مربوط به چین‌های برداشت شده در سازندهای ترشیری (۵ چین)

نکته قابل توجه دیگر در مورد سطوح محوری چین‌ها در این منطقه این است که اکثر این سطوح به سمت شمال خاوری شیب دارند. این امر می‌تواند متأثر از سمت فرورائش صفحه عربی به زیر ایران باشد. با جوان‌تر شدن چین‌ها، سطوح محوری روند خاوری- باختری می‌یابند و شیب آنها به سمت شمال و در مواردی به سمت جنوب تغییر می‌کند (در چین‌های جدید ایجاد شده مربوط به سازندهای دوره کرتاسه) (شکل ۵-۲). این امر به دلیل تغییر سمت حرکت صفحه عربی نسبت به ایران و سازماندهی مجدد سوی حرکت می‌باشد.

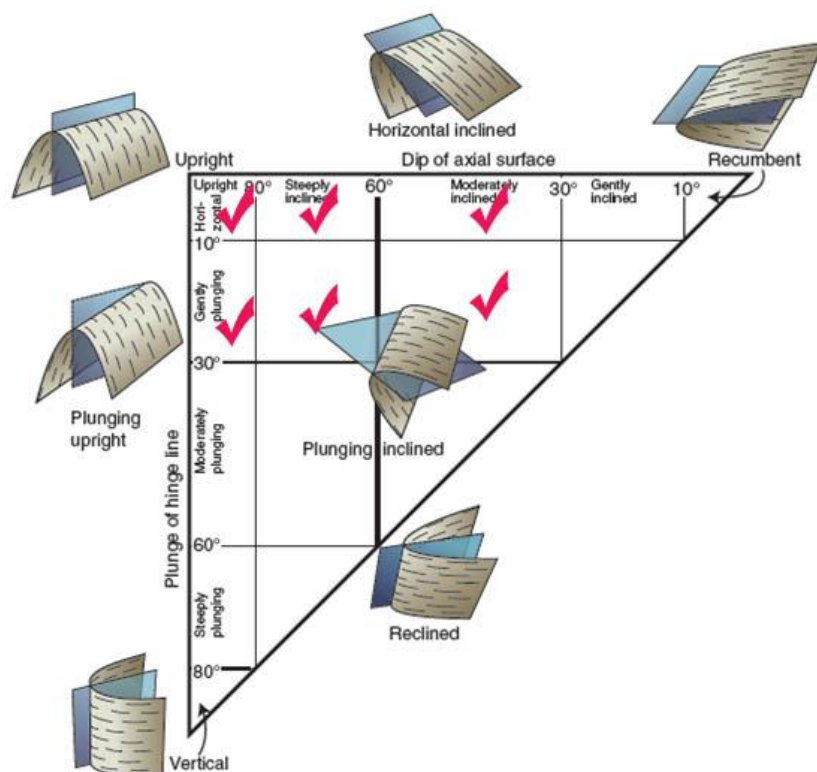


شکل ۵-۲-۱: موقعیت سطوح محوری در چین‌های برداشت شده در سازندهای مربوط به کرتاسه (۱۳ چین) B:

موقعیت سطوح محوری در چین‌های برداشت شده در سازندهای جوان‌تر از کرتاسه (۵ چین)

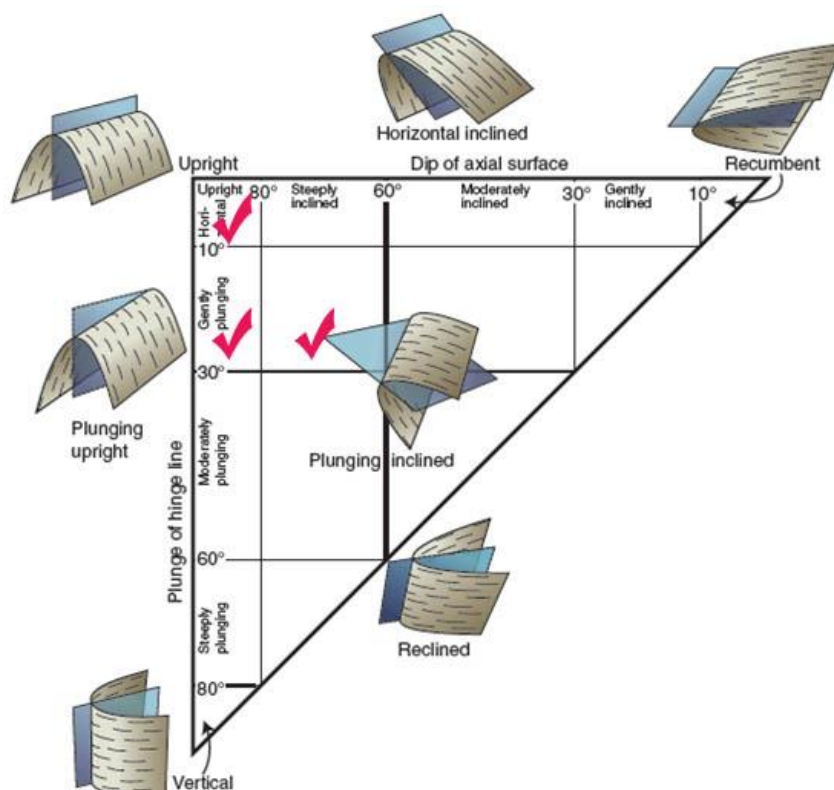
پس از مشخص شدن ویژگی‌های هندسی چین‌ها، از جمله موقعیت خط لولا و سطح محوری و همچنین زاویه بین یالی، جایگاه آنها در دو رده‌بندی فلوتی (۱۹۶۴)، بر اساس زاویه بین یالی و همچنین شیب سطح محوری و میل لولا مشخص گشتند. بر اساس زاویه بین یالی، چین‌های شناسایی شده عمدتاً در رده باز (Open) و به تعداد محدودتری در رده بسته (Closed) قرار دارند. جایگاه چین‌های شناسایی شده در سازندهای کرتاسه، در طبقه‌بندی دیگر فلوتی (۱۹۶۴) که بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا صورت می‌گیرد، مربوط به رده‌های زیر می‌باشند (شکل ۵-۳):

- ۱- ایستاده با پلانژ تقریباً افقی (Upright inclined- Sub Horizontal plunging) ۲- ایستاده با پلانژ ملایم (Upright inclined- Gently Plunging) ۳- تمایل زیاد با پلانژ تقریباً افقی (Steeply inclined- Sub horizontal Plunging) ۴- تمایل پرشیب با پلانژ ملایم (Moderately inclined- Gently Plunging) ۵- تمایل متوسط با پلانژ تقریباً افقی (Mderately inclined- Sub horizontal Plunging)



شکل ۵-۳- رده‌بندی چین‌ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولای چین (Fleuty 1964) (برگرفته از Fossen 2010). جایگاه چین‌های مربوط به کرتاسه در این رده‌بندی، بر روی شکل مشخص شده است.

چین‌های برداشت شده در سازندهای مربوط به ترشیری نیز در طبقه‌بندی فلوتی (۱۹۶۴)، بر حسب شیب سطح محوری و پلانژ خط لولا، در ۳ رده: ۱- ایستاده با پلانژ ملایم (Upright inclined- Gently Plunging) ۲- ایستاده با پلانژ تقریباً افقی (Upright inclined- Sub Horizontal) ۳- تمایل زیاد با پلانژ ملایم (plunging Steeply inclined-Gently Plunging) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴).



شکل ۵-۴- رده‌بندی چین‌ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولای چین (Fleuty 1964) (برگرفته از Fossen 2010). جایگاه چین‌های مربوط به سازندهای ترشیری در این رده‌بندی، بر روی شکل مشخص شده است.

۵-۳- میدان تنش حاکم بر منطقه

در این بررسی با استفاده از عناصر ساختاری منطقه مورد مطالعه، شامل چین‌ها و گسل‌ها، به بررسی وضعیت تنش حاکم بر منطقه از کرتاسه تا حال حاضر پرداخته شد.

در بررسی چین‌های منطقه، در دو دسته چین‌خوردگی‌های مربوط به نهشته‌های کرتاسه و جوان‌تر از کرتاسه، تغییرات میدان تنش مورد ارزیابی قرار گرفت. با توجه به سن سازندهای چین‌خورده و سیستم تنش‌های تفکیک شده از چین‌های مربوط به آنها، در مورد جهت‌گیری محور بیشینه فشارش، اینگونه بیان می‌شود که در زمان کرتاسه، محور بیشینه فشارش متأثر از حرکت صفحه عربی به سمت ایران در راستای شمال خاوری- جنوب باختری (237° - 57°) قرار داشته که تقریباً عمود بر روند

کلی زاگرس بوده است. با توجه به سیستم تنش بدست آمده از چین‌های ثبت شده در سازند جهرم، تغییرات روند در محور بیشینه فشارش تا زمان ائوسن بسیار اندک بوده است (231° – 051°). در زمان آلیگومیوسن و پلیوسن، جهت حرکت و محور بیشینه تنش به سمت شمال-شمال خاوری تغییر یافته است. این تغییرات در راستای 218° – 038° (بدست آمده از چین‌های ثبت شده) و سپس در راستای 192° – 012° صورت گرفته است (ثبت شده در سازند آسماری و کنگلومرای بختیاری). آخرین سوگیری محور بیشینه فشارش را می‌توان در راستای 344° – 164° در نظر گرفت (با توجه به عناصر هندسی بدست آمده از تاق‌دیس دشتک).

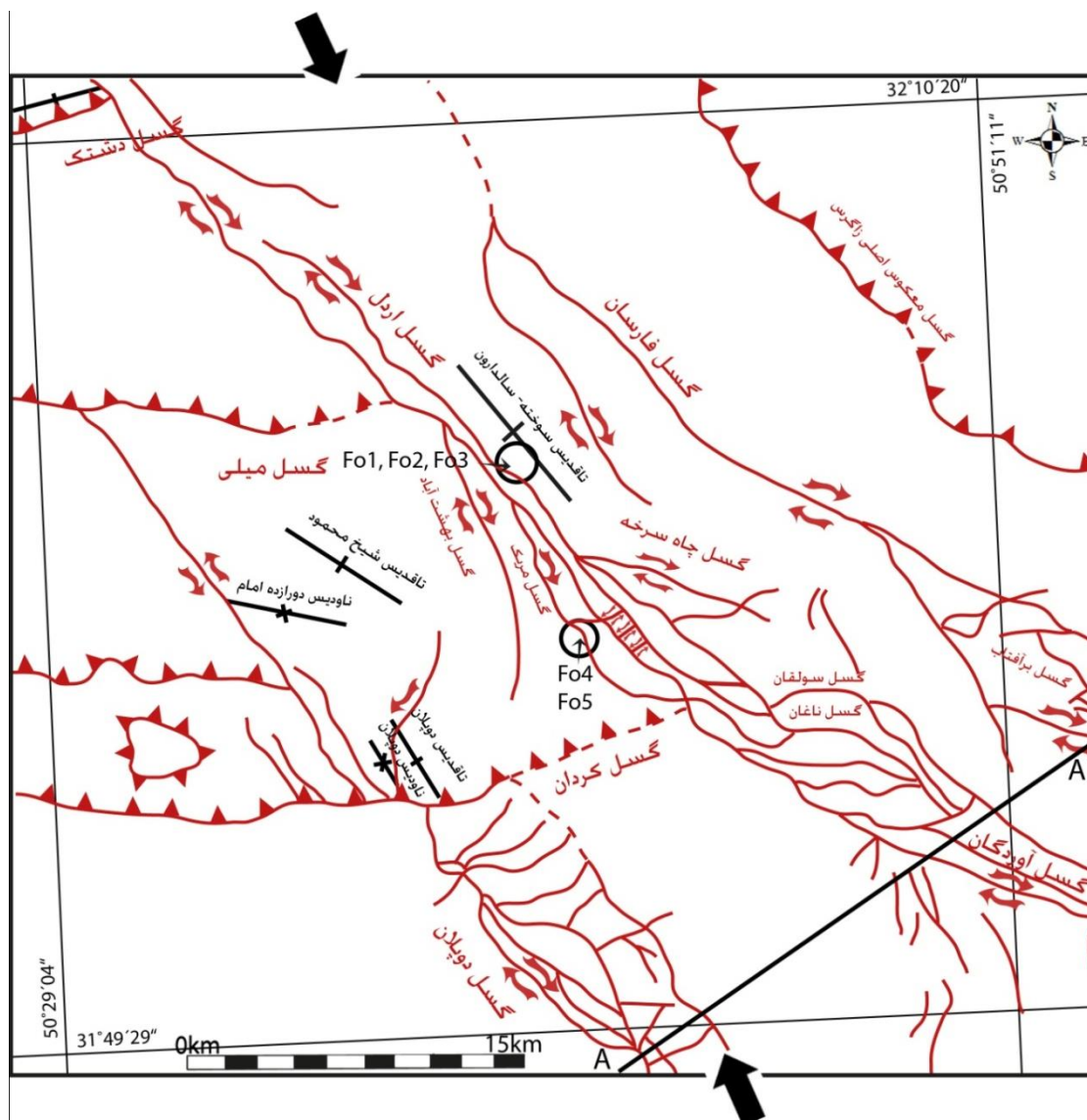
با در نظر گرفتن نتایج بدست آمده از تحلیل جنبشی لغزش‌های صورت گرفته بر روی سطوح گسلی و موقعیت بدست آمده از محورهای اصلی تنش، می‌توان نتیجه گرفت که محور بیشینه فشارش در منطقه، از امتداد 228° – 048° ه به سمت 341° – 161° تغییر یافته است.

میدان تنش از جهت فشردگی بیشینه شمال خاوری- جنوب باختری به شمالی- جنوبی و سپس شمال، شمال باختری- جنوب، جنوب خاوری تغییر یافته و با توجه به هندسه گسل‌ها نسبت به میدان تنش، رفتار و سازوکار گسل‌ها از راندگی به ترافشارشی و در پی آن به امتدادلغز راست‌بر تغییر پیدا کرده است.

با توجه به دو رژیم راندگی و امتدادلغز راست‌بر بدست آمده در ایستگاه‌هایی که گسل‌ها سازند کنگلومرای بختیاری را تحت تأثیر قرار داده‌اند (ایستگاه ۲۰، ۲۱ و ۲۲) و همین‌طور سازوکار غالب امتدادلغز راست‌بر بدست آمده از سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه ۱۳ (در این ایستگاه سطوح گسلی رسوبات کواترنری را متأثر ساخته است)، می‌توان نتیجه گرفت که تغییر در راستای تنش در زمان بعد از پلیوسن پسین صورت گرفته است. این امر ناشی از سازماندهی دوباره حرکت صفحه عربی نسبت به ایران در این زمان می‌باشد. امتداد محور بیشینه فشارش و آخرین سوگیری حرکت صفحه

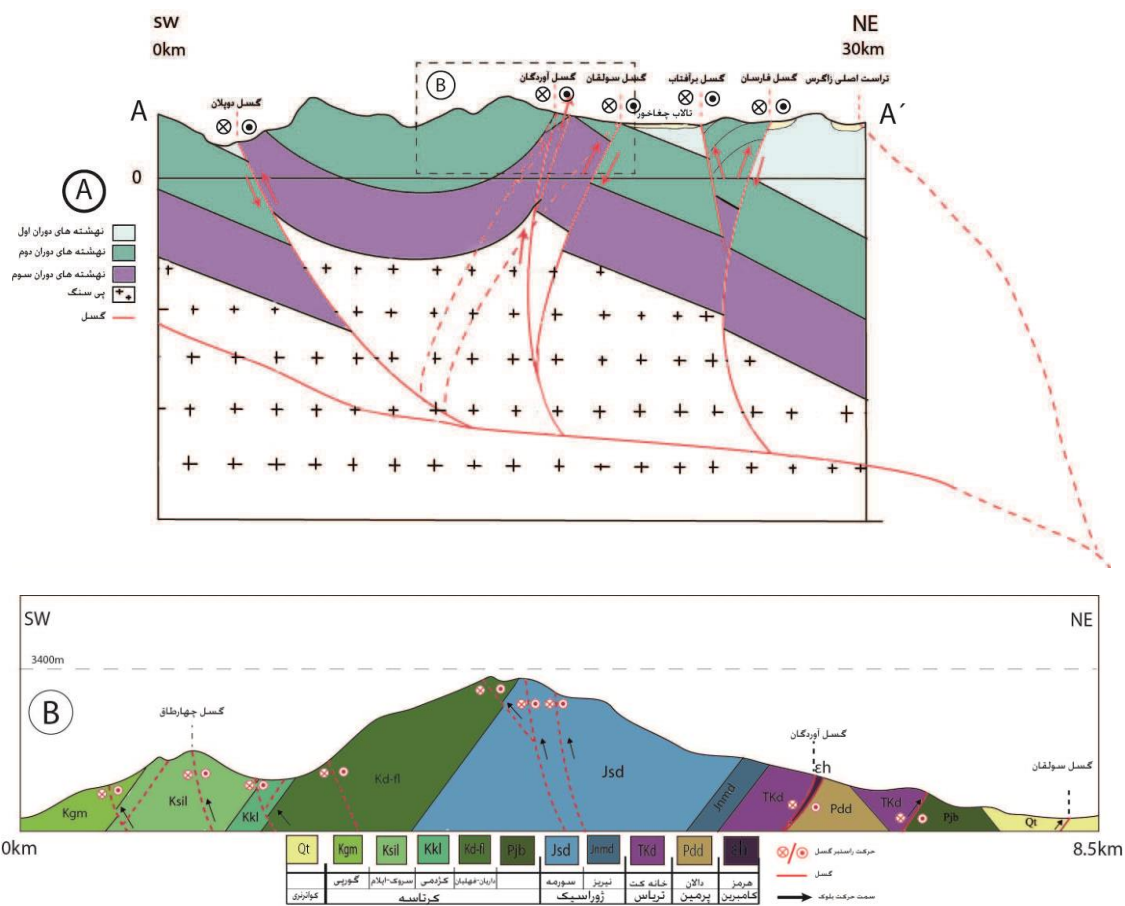
عربی نسبت به ایران را می‌توان با توجه به نتایج بدست آمده از ایستگاه ۱۳، 341° - 161° در نظر گرفت.

نتایج بدست آمده در این تحقیق از جدیدترین جهت امتداد محور بیشینه فشارش از رابطه هندسه چین‌ها و موقعیت محورهای اصلی تنش، $N16^{\circ}W$ و از تحلیل جنبشی لغزش‌های صورت گرفته بر روی سطوح گسلی، $N19^{\circ}W$ بدست آمده است که با مقادیر بدست آمده از بررسی تعیین جهت جنبش‌های سنگ‌کره با استفاده از GPS در مدت زمان خاص (Reilinger et al., 1997; McClusky et al., 2000; McClusky et al., 2003; Vernant et al., 2004; Masson et al., 2006; Walpersdorf et al., 2006)، همخوانی دارد. این مقدار برای قسمت باختری زاگرس از جمله منطقه مورد مطالعه، برابر با $N12 \pm 8^{\circ}W$ می‌باشد.



شکل ۵-۵- ارتباط سوی تنش بیشینه با سازوکار گسل‌ها و موقعیت سطوح محوری چین‌های برداشت شده در منطقه

که نشان دهنده دگرشکلی نوزمین‌ساختی در شرایط راستالغزی راست‌بر می‌باشد.



شکل ۵-۶-۵: نیمرخ نمادین ترسیم شده در راستای AA' در شکل ۵-۵ که وضعیت و ارتباط گسل های منطقه را در عمق نشان می دهد؛ B: نیمرخ عرضی ترسیم شده در راستای AA' در شکل ۵-۵ با استفاده از اطلاعات و شواهد بدست آمده از مطالعات صحرایی.

۵-۴- پیشنهادات

- ۱- بررسی زمین لغزش های وابسته به گسلش در منطقه
- ۲- بررسی های ریخت زمین ساختی در این بخش از زاگرس مرتفع
- ۳- ادامه مطالعات ساختاری به سمت بخش های جنوب خاوری محدوده مورد بررسی

پیوست‌ها

پیوست ۱- داده‌های برداشت شده از تاق‌دیس سوخته- سالدرون

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	299	32N	9	329	05E	17	136	12W
2	297	30N	10	315	10N	18	134	38S
3	300	33N	11	327	06E	19	270	02N
4	134	33S	12	323	14E	20	292	26N
5	138	35W	13	306	17N	21	292	28N
6	138	31W	14	139	24W	22	137	41W
7	140	38W	15	127	18S	23	129	43S
8	128	37S	16	119	11S	24	133	45S

پیوست ۲- داده‌های برداشت شده از چین Fo1A

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	260	17N	5	145	58W	9	148	23W
2	257	16N	6	280	15N	10	131	34S
3	263	19N	7	258	09N	11	138	45W
4	135	55S	8	284	03N	12	140	55W

پیوست ۳- داده‌های برداشت شده از چین Fo1S

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	302	47N	5	138	45W	9	283	24N
2	300	44N	6	140	55W	10	302	30N
3	302	42N	7	143	49W	11	299	18N
4	145	58W	8	297	41N	12	134	32S

پیوست ۴- داده‌ها برداشت شده از چین Fo2A1

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	300	15N	13	308	20N	25	153	41W
2	305	14N	14	305	6N	26	160	35W
3	295	14N	15	319	15E	27	165	39W
4	305	16N	16	315	14N	28	175	20W
5	304	16N	17	319	14E	29	159	9W
6	310	35N	18	160	44W	30	147	53W
7	315	23N	19	155	47W	31	150	51W
8	315	21N	20	158	46W	32	157	65W
9	310	26N	21	157	42W	33	155	53W
10	310	22N	22	162	50W	34	152	52W
11	308	27N	23	153	41W	35	149	56W
12	310	35N	24	160	46W	36	148	54W

پیوست ۵- داده‌های برداشت شده از چین Fo2S1

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	160	44W	15	157	65W	29	333	20E
2	155	47W	16	155	53W	30	331	12E
3	158	46W	17	152	52W	31	320	16E
4	157	42W	18	149	56W	32	312	10N
5	162	50W	19	148	54W	33	314	15N
6	153	41W	20	153	52W	34	312	15N
7	160	46W	21	142	9W	35	320	25E
8	153	41W	22	148	23W	36	324	14E
9	160	35W	23	135	5S	37	312	30N
10	165	39W	24	166	28W	38	325	20E
11	175	20W	25	317	25E	39	331	4E
12	159	13W	26	325	13E	40	326	10E
13	147	53W	27	318	16E	41	311	6N
14	150	51W	28	325	14E	42	281	8N

پیوست ۶- داده‌های برداشت شده از چین Fo2A2

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	317	25E	14	325	20E	27	153	41W
2	325	13E	15	160	54W	28	146	16W
3	318	16E	16	149	61W	29	302	17N
4	325	14E	17	153	60W	30	189	51W
5	333	20E	18	152	54W	31	185	62W
6	331	12E	19	159	63W	32	206	41W
7	320	16E	20	155	61W	33	189	58W
8	312	10N	21	157	48W	34	201	58W
9	314	15N	22	161	57W	35	183	71W
10	312	15N	23	163	59W	36	172	55W
11	320	25E	24	153	55W	37	177	15W
12	324	14E	25	159	29W	38	191	66W
13	312	30N	26	149	42W	39	157	56W

پیوست ۷- داده‌های برداشت شده از چین Fo2S2

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	313	45N	16	337	21E	31	146	16W
2	315	45N	17	340	30E	32	189	51W
3	315	39N	18	160	54W	33	185	62W
4	302	43N	19	149	61W	34	206	41W
5	305	32N	20	153	60W	35	189	58W
6	327	37E	21	152	54W	36	201	58W
7	320	45E	22	159	63W	37	183	71W
8	327	46E	23	155	61W	38	172	55W
9	329	31E	24	157	48W	39	177	15W
10	319	44E	25	161	57W	40	191	66W
11	303	25N	26	163	59W	41	157	56W
12	308	23N	27	153	55W	42	299	13N
13	325	29E	28	159	29W	43	283	8N
14	336	35E	29	149	42W	44	319	16E
15	312	23N	30	153	41W	45	336	51E

پیوست ۸- داده‌های برداشت شده از چین Fo3

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	115	84S	8	120	80S	15	140	17W
2	119	82S	9	137	14W	16	143	15W
3	122	78S	10	130	17S	17	123	28S
4	300	62N	11	148	13W	18	305	47N
5	303	62N	12	152	10W	19	289	38N
6	297	65N	13	150	12W	20	301	65N
7	296	60N	14	144	14W	21	303	36N

پیوست ۹- داده‌های برداشت شده از چین‌های Fo4

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	329	31E	6	301	64N	11	295	84N
2	301	30N	7	295	59N	12	307	41N
3	317	30E	8	329	21E	13	111	85S
4	294	70N	9	331	11E	14	111	79S
5	297	75N	10	298	64N	15		

پیوست ۱۰- داده‌های برداشت شده از چین‌های Fo5

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	188	11W	15	132	22S	29	235	28N
2	185	12W	16	102	50S	30	225	15N
3	242	32N	17	111	44S	31	232	23N
4	248	27N	18	260	27N	32	97	47S
5	251	30N	19	262	21N	33	93	52S
6	235	28N	20	113	16S	34	103	47S
7	199	14W	21	138	9W	35	106	44S
8	225	15N	22	113	32S	36	106	37S
9	232	23N	23	102	46S	37	132	22S
10	200	11W	24	230	14N	38	139	12W
11	97	47S	25	253	24N	39	102	50S
12	93	52S	26	242	32N	40	111	44S
13	103	47S	27	248	27N	41		
14	106	44S	28	251	30N	42		

پیوست ۱۱- داده‌های برداشت شده از تاقدیس دوپلان

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	323	54E	14	265	18N	27	155	55W
2	319	62E	15	274	20N	28	181	23W
3	315	57N	16	155	60W	29	156	25W
4	316	49E	17	152	58W	30	192	25W
5	310	51N	18	147	55W	31	157	60W
6	312	55N	19	148	53W	32	160	56W
7	325	48E	20	150	55W	33	162	34W
8	317	43E	21	160	46W	34	27	30E
9	320	14E	22	140	57W	35	20	40E
10	325	41E	23	145	60W	36	5	41E
11	313	27N	24	142	58W	37	301	49N
12	344	26E	25	143	55W	38	308	64N
13	270	15N	26	150	56W	39	350	46E

پیوست ۱۲- داده‌های برداشت شده از ناودیس دوپلان

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	150	40W	7	159	36W	13	300	31N
2	146	50W	8	170	25W	14	314	18N
3	153	47W	9	315	35N	15	280	14N
4	163	58W	10	317	32E	16	334	25E
5	150	44W	11	311	34N	17	336	17E
6	145	57W	12	298	20N	18	170	16W

پیوست ۱۳- داده‌های برداشت شده از تاق‌دیس شیخ محمود

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	80	33s	19	71	36s	36	160	23e
2	75	37s	20	74	31s	37	157	19e
3	71	37s	21	76	35s	38	147	31e
4	90	35s	22	73	32s	39	144	31e
5	80	35s	23	67	32s	40	137	25e
6	83	37s	24	69	40s	41	150	26e
7	77	35s	25	77	32s	42	151	30e
8	80	37s	26	81	30s	43	147	27e
9	73	37s	27	71	35s	44	36	37s
10	90	34s	28	144	30e	45	57	37s
11	78	33s	29	138	23e	46	63	21s
12	84	35s	30	153	26e	47	177	37e
13	85	34s	31	139	27e	48	147	37e
14	90	40s	32	155	30e	49	57	15s
15	87	44s	33	151	33e	50	30	20s
16	75	42s	34	157	30e	51	28	20s
17	78	34s	35	145	34e	52	321	31e
18	73	30s	36	148	33e	53		

پیوست ۱۴- داده‌های برداشت شده از تاق‌دیس دشتک

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	49	65S	10	320	20E	19	347	34E
2	35	60E	11	315	28N	20	49	51S
3	37	53E	12	310	29N	21	59	66S
4	43	48E	13	322	32E	22	52	65S
5	39	55E	14	325	32E	23	46	71S
6	5	28E	15	310	31N	24	36	37E
7	360	32E	16	320	25E	25	52	70S
8	330	25E	17	48	58S	26	49	72S
9	347	29E	18	331	34E	27		

پیوست ۱۵- داده‌های برداشت شده از ناودیس دوازده امام

No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense	No	Strike	Dip, Sense
1	265	43N	11	261	44N	21	108	47S
2	253	44N	12	260	45N	22	117	54S
3	259	33N	13	254	47N	23	109	41S
4	256	46N	14	262	46N	24	111	57S
5	263	43N	15	255	44N	25	119	46S
6	264	47N	16	115	45S	26	132	43S
7	262	46N	17	116	50S	27	268	38N
8	262	47N	18	112	51S	28	114	55S
9	255	42N	19	110	53S	29	121	57S
10	255	33N	20	120	47S	30		

پیوست ۱۶- داده‌های برداشت شده از گسل اردل در نزدیکی روستای کاج

No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	298	82	7w	299	7	Rev
2	255	55	63e	27	47	Rev
3	310	87	1n	310	1	Rev
4	132	87	1s	132	1	Rev
5	117	85	57s	125	57	Rev
6	117	85	1s	117	1	Rev
7	160	55	16s	169	13	Rev
8	216	54	54n	357	41	Rev
9	216	54	1n	35	1	Rev
10	79	57	44s	231	36	Rev
11	324	67	11n	328	10	Rev
12	300	80	1n	300	1	Rev
13	64	62	72S	189	57	Rev
14	326	50	18n	338	14	Rev
15	270	69	63w	305	56	Rev
16	310	80	1n	310	1	Rev
17	262	79	74e	48	71	Rev
18	274	76	83n	337	74	Rev
19	307	59	12n	313	10	Rev
20	324	62	20n	334	18	Rev
21	305	69	1n	305	1	Rev

پیوست ۱۷- داده‌های برداشت شده از گسل اردل در تنگ درکش- ورکش

No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	344	65	13N	350	12	Rev
2	155	72	21S	162	20	Rev
3	327	73	29N	336	28	Rev
4	356	55	18N	7	15	Rev
5	167	85	18S	169	18	Rev
6	259	74	42E	65	40	Rev
7	320	67	27n	331	25	Rev
8	239	85	18N	57	18	Rev
9	310	68	11n	314	10	Rev
10	219	76	23N	33	22	Rev
11	222	85	15N	41	15	Rev
12	37	55	15S	208	12	Rev
13	308	88	1n	308	1	Rev
14	305	85	1n	305	1	Rev
15	327	65	7n	330	6	Rev
16	305	79	75n	340	71	Rev

پیوست ۱۸- داده‌های برداشت شده از گسل اردل در معدن برخورداری

No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	251	80	1e	71	1	Rev
2	307	79	75n	342	71	Rev
3	335	79	16N	338	16	Rev
4	303	71	49N	324	46	Rev
5	256	80	33E	70	32	Rev
6	255	70	43E	57	40	Rev
7	330	85	25E	148	25	Rev
8	114	70	71S	159	63	Rev
9	291	77	1W	291	1	Rev
10	40	73	27S	212	26	Rev
11	20	82	18S	197	18	Rev
12	23	71	16S	198	15	Rev
13	303	71	1W	303	1	Rev
14	35	80	22S	211	22	Rev
15	27	84	17S	205	17	Rev
16	291	62	14W	298	12	Rev
17	202	69	11N	18	10	Rev
18	145	68	39s	162	36	Rev

پیوست ۱۹- داده‌های برداشت شده از گسل اردل در نزدیکی تالاب سولقان

No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	288	80		289	8	Rev
2	105	75		107	6	Rev
3	110	85		111	9	Rev
4	116	84		117	7	Rev
5	105	77		107	10	Rev
6	277	87		277	5	Rev
7	297	86		298	9	Rev
8	125	85		126	13	Rev
9	122	80	1e	122	1	Rev
10	130	81	57e	144	56	Rev
11	124	84	1e	124	1	Rev
12	125	82	10s	126	10	Rev
13	117	77	45e	130	44	Rev

پیوست ۲۰- داده‌های برداشت شده از گسل فارسان

No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	129	77	13E	132	13	Rev
2	137	88	9E	137	9	Rev
3	132	75	13E	135	13	Rev
4	132	67	11E	136	10	Rev
5	150	37	27S	172	16	Rev
6	252	63	23E	61	20	Rev
7	295	85	75NW	313	74	Rev
8	347	35	20N	4	11	Rev
9	121	37	79E	197	36	Rev
10	145	70	31E	157	29	Rev
11	23	80	25S	198	25	Rev
12	123	85	17E	125	17	Rev
13	114	76	26E	121	25	Rev
14	43	51	46S	190	34	Rev
15	140	75	7e	142	7	Rev

پیوست ۲۱- داده‌های برداشت شده از گسل برآفتاب

No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	335	65	68n	21	57	Rev
2	327	65	78n	30	62	Rev
3	340	76	58n	1	55	Rev
4	320	65	10n	324	9	Rev
5	330	68	89n	57	68	Rev
6	55	56	22s	222	18	Rev
7	302	65	53n	331	46	Rev
8	333	58	07n	337	6	Rev
9	327	75	14n	331	14	Rev

پیوست ۲۲- داده‌های برداشت شده از گسل بهشت‌آباد

No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	324	78	80n	14	74	Rev
2	320	89	15N	320	15	Rev
3	325	80	70n	351	68	Rev
4	317	75	78n	8	71	Rev

پیوست ۲۳- داده‌های برداشت شده از گسل مریک

No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	284	87	13W	285	13	Rev
2	290	83	7W	291	7	Rev
3	297	89	9W	297	9	Rev
4	285	80	17W	288	17	Rev
5	292	74	7W	294	7	Rev
6	287	78	15W	290	15	Rev
7	16	60	28s	181	24	Rev
8	205	63	10N	20	9	Rev
9	96	66	33E	111	30	Rev
10	25	80	20S	201	20	Rev
11	215	64	23N	24	21	Rev
12	210	84	12N	29	12	Rev
13	12	77	20S	187	19	Rev
14	224	64	33N	28	29	Rev

پیوست ۲۴- داده‌های برداشت شده از گسل چاه‌سرخه

No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	310	68	27N	321	25	Rev
2	312	52	15N	321	12	Rev
3	307	76	1N	307	1	Rev
4	300	57	19N	311	16	Rev
5	280	79	10N	282	10	Rev
6	285	82	17N	287	17	Rev
7	297	72	1N	297	1	Rev
8	297	72	40N	312	38	Rev

پیوست ۲۵- داده‌های برداشت شده از گسل دوپلان

No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	328	66	77n	28	63	Rev
2	146	55	55S	185	42	Rev
3	130	77	66s	157	63	Rev
4	303	75	76N	349	70	Rev
5	123	87	82E	143	81	Rev
6	311	50	56N	355	39	Rev
7	325	45	63N	19	39	Rev
8	317	64	62N	357	53	Rev
9	300	64	63N	341	53	Rev
10	122	85	68E	134	67	Rev
11	302	75	78N	353	71	Rev
12	324	85	20N	326	20	Rev
13	315	77	11N	318	11	Rev
14	225	80	18s	228	18	Norm
15	215	65	30s	229	27	Norm
16	330	47	14n	340	10	Rev
17	285	70	15n	290	14	Rev
18	322	76	7n	324	7	Rev
19	330	79	9n	332	9	Rev
20	333	80	11n	335	11	Rev
21	53	80	17s	230	17	Rev
22	225	78	7n	44	7	Rev
23	220	67	25n	30	23	Rev
24	260	66	38n	62	34	Rev

پیوست ۲۶- داده‌های برداشت شده از گسل دوپلان

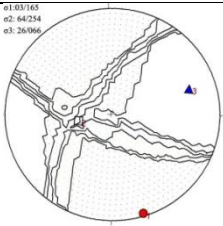
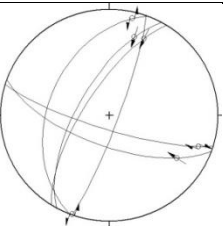
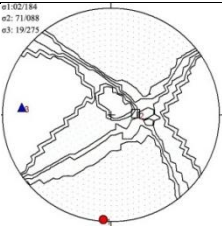
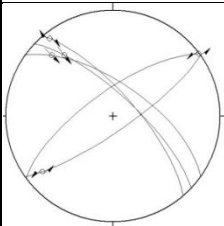
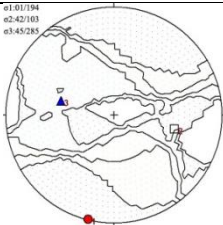
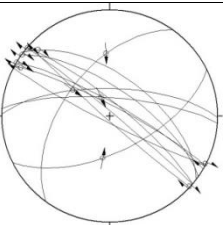
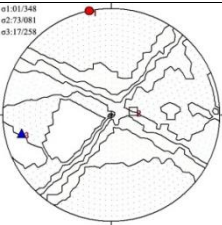
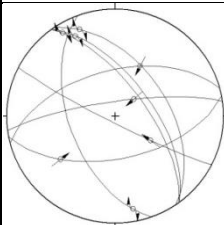
No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	135	60	75n	253	57	Norm
2	137	51	56N	274	40	Norm
3	127	62	62N	266	51	Norm
4	127	62	40s	149	35	Rev

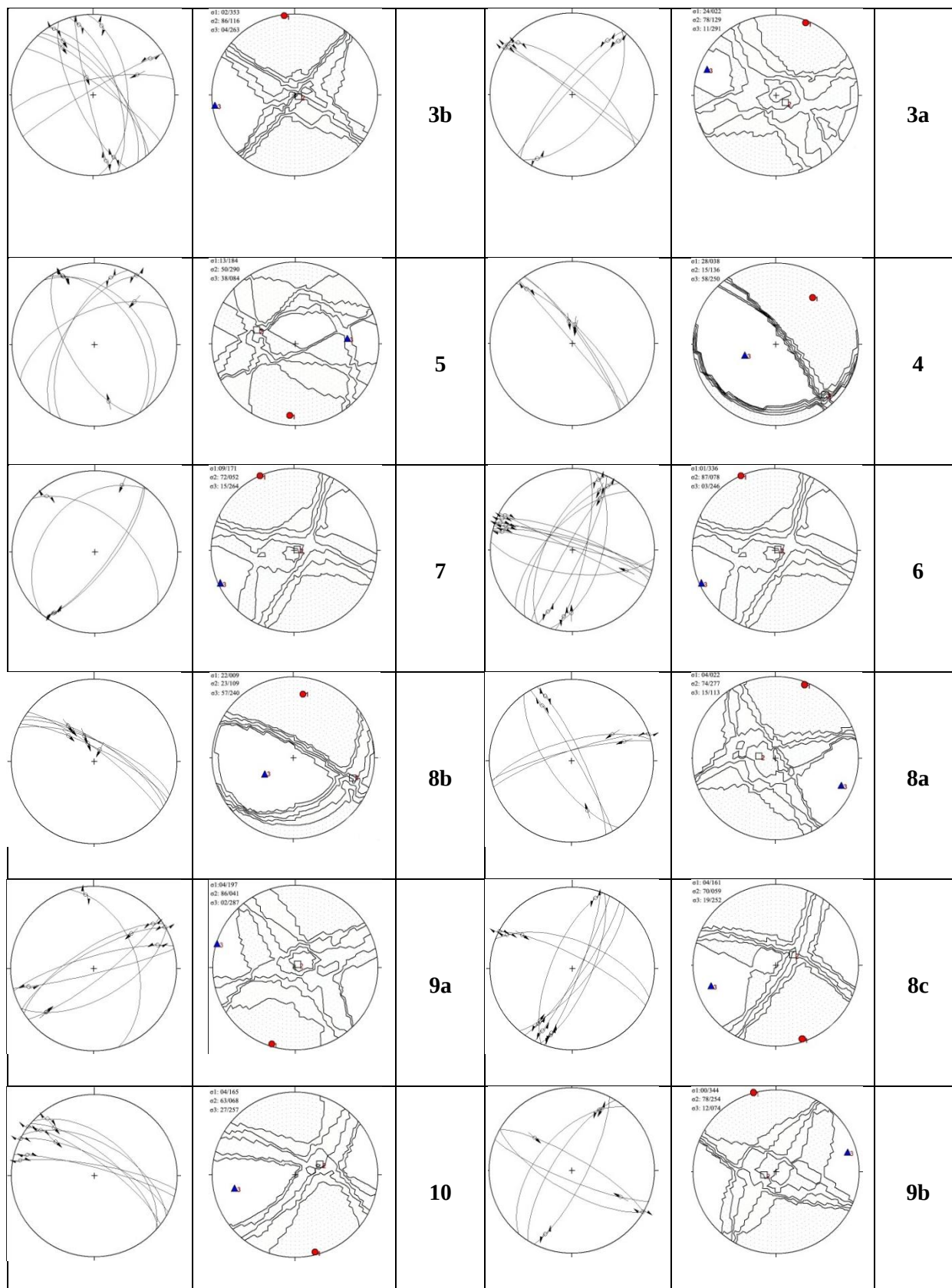
پیوست ۲۶- داده‌های برداشت شده از گسل راستالغز با نمودهای ظاهری نرمال

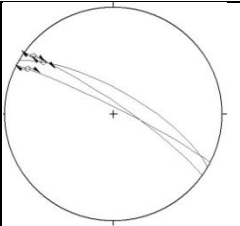
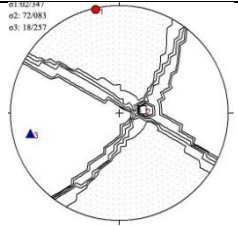
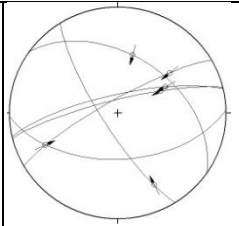
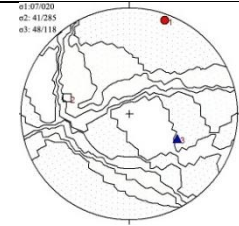
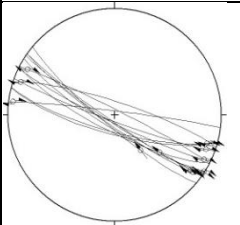
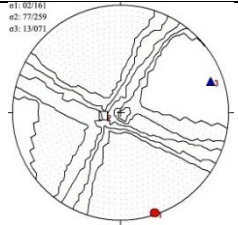
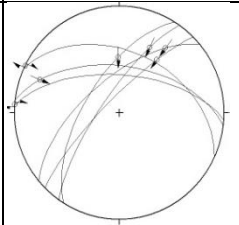
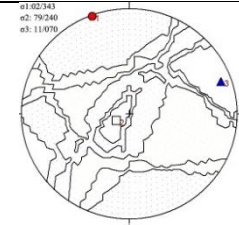
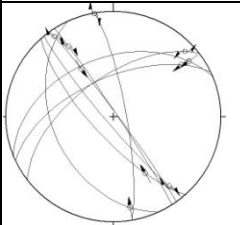
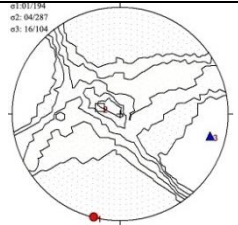
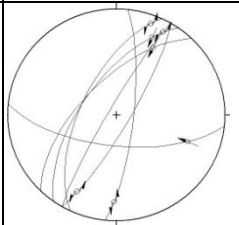
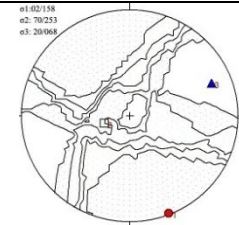
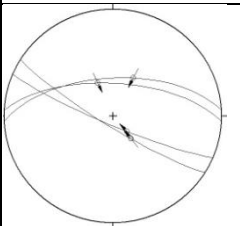
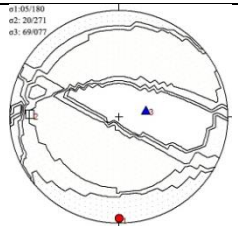
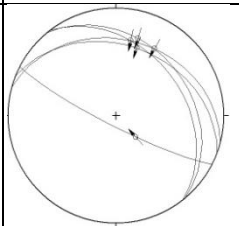
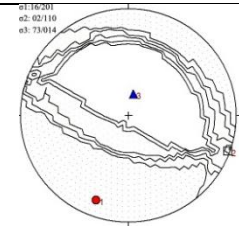
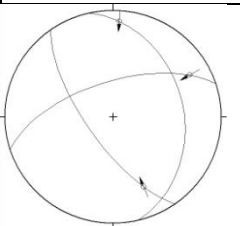
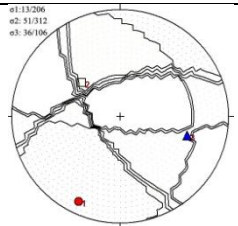
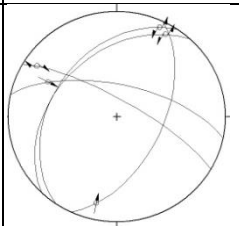
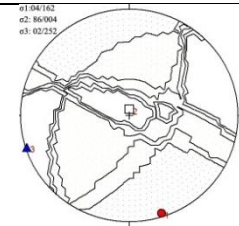
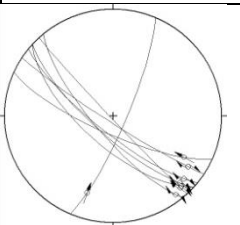
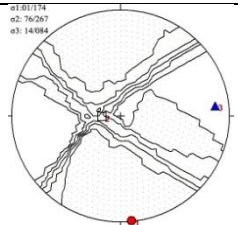
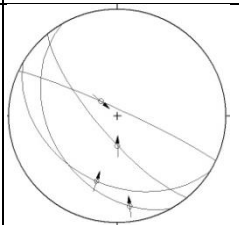
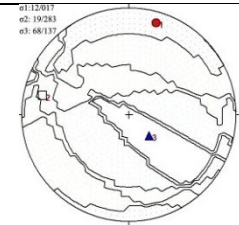
No	Strike	Dip	Rake	Trend	Plunge	Slip
1	314	64		314	64	Norm
2	96	77		96	77	Rev
3	300	84		300	84	Rev
4	305	64		305	64	Rev
۵	120	80		120	80	Norm
۶	186	66		186	66	Rev
۷	295	63		295	63	Norm

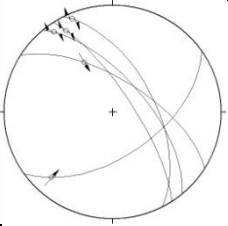
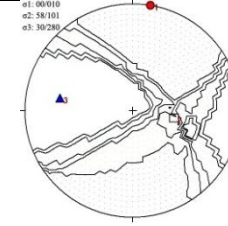
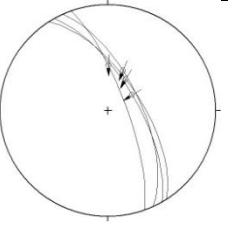
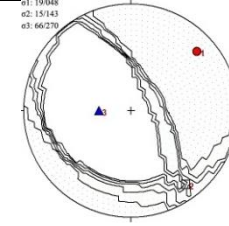
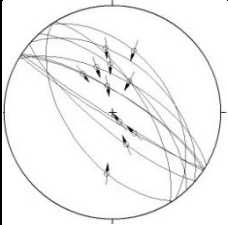
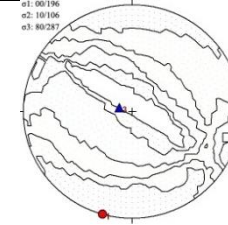
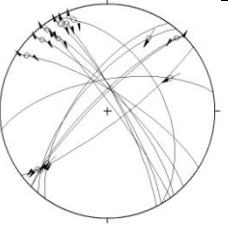
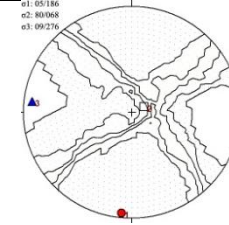
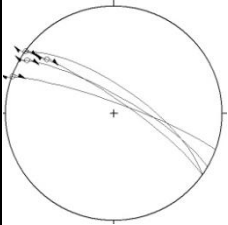
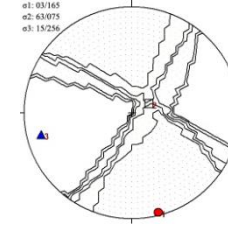
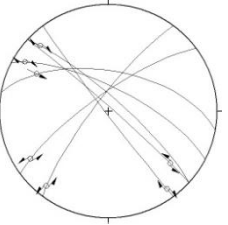
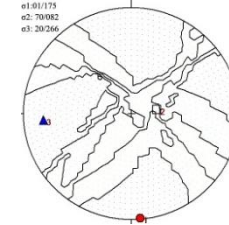
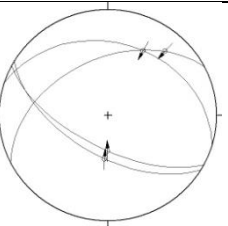
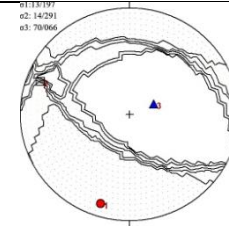
پیوست ۲۸- استریوگرام سطوح گسلی و استریوگرام موقعیت محورهای اصلی تنش بدست آمده از روش dihedral برای ۲۲

ایستگاه برداشت گسل در منطقه

ایستگاه	استریوگرام بدست آمده از روش dihedral	استریوگرام سطوح گسلی	ایستگاه	استریوگرام بدست آمده از روش dihedral	استریوگرام سطوح گسلی
1a			1b		
2a			2b		



	 a1: 02/287 a2: 72/083 a3: 18/237	11b		 a1: 07/020 a2: 41/285 a3: 48/118	11a
	 a1: 02/161 a2: 77/239 a3: 13/071	13		 a1: 02/343 a2: 79/240 a3: 11/070	12
	 a1: 01/194 a2: 04/287 a3: 16/104	15		 a1: 02/138 a2: 70/253 a3: 20/068	14
	 a1: 05/180 a2: 20/271 a3: 69/077	16b		 a1: 16/201 a2: 02/110 a3: 73/014	16a
	 a1: 13/206 a2: 51/312 a3: 36/106	17a		 a1: 04/162 a2: 86/004 a3: 02/232	16c
	 a1: 01/134 a2: 76/287 a3: 14/084	17c		 a1: 12/017 a2: 19/283 a3: 68/117	17b

	 a1: 00/010 a2: 58/101 a3: 10/280	18b		 a1: 19/008 a2: 15/143 a3: 66/270	18a
	 a1: 00/196 a2: 10/196 a3: 80/287	19b		 a1: 05/186 a2: 80/068 a3: 09/276	19a
	 a1: 03/165 a2: 43/075 a3: 15/236	21		 a1: 01/175 a2: 70/082 a3: 20/266	20
				 a1: 13/191 a2: 14/291 a3: 70/066	22

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
302	71	24	22	1
299	66	17.65	23.84	1
291	43	13.2	7.21	4
200	66	123.09	26.96	1
197	79	109.79	14.04	3
110	83	199.88	0.99	4
49	73	321.14	6.96	3
35	65	315.25	20.88	1
43	74	321.79	28.06	1
145	78	231.26	17.06	4
324	71	53.69	0.89	4

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۲

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
345	55	26.8	46.79	1
207	85	124.75	57.02	1
250	55	169.2	12.86	3
169	57	230.92	35.94	1
54	67	328.25	9.9	3
56	50	338.04	13.96	3
352	79	47.76	70.94	1
54	62	333.96	18.02	3
28	82	298.99	7	3
40	87	310.05	1	3
222	87	132.05	1	3
207	85	117.09	0.99	3
306	54	356.93	40.94	1
30	80	300.17	0.97	3
154	62	189.01	57.01	1
1	69	305.41	55.81	1
40	80	310.17	0.97	3
4	76	336.46	74.3	1
37	59	313.06	9.96	3
35	69	305.33	0.87	3
345	55	26.8	46.79	1

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۳

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
40	68	314.07	9.97	3
309	76	33.2	22.05	4
312	85	40.66	14.97	4
127	55	208.29	12.2	4
38	88	308.03	1	3
35	85	305.09	0.99	3
73	65	348.93	12.5	3
245	72	161.81	20.06	3
47	73	327.57	30.97	1
86	55	6.88	15.09	3
257	85	168.63	18.03	3
349	74	65.07	40.02	1
50	67	331.34	24.85	1
329	85	57.37	18.03	4
35	79	339.59	71.1	1
57	65	329.84	6.07	3

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۴

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
54	78	13.11	74.3	54
50	89	320.27	15	50
55	80	350.9	68.02	55
47	75	8.03	70.99	47

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۵

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
57	46	335.4	8.61	3
52	37	335.84	10.22	3
294	60	13.88	16.93	4
240	64	165.76	29.12	1
302	59	31.29	1.18	4

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۶

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
14	87	284.69	13.02	3
20	83	290.87	7.02	3
27	89	297.16	9	3
15	80	288.09	16.98	3
22	74	294.02	7	3
17	78	290.25	14.95	3
106	60	181.07	24.04	1
295	63	20.29	9.15	4
186	66	110.92	30.04	1
115	80	201.31	20.05	4
305	64	24.16	21.08	1
300	84	28.72	11.97	4
102	77	187.42	19.1	4
314	64	28.24	29.12	1

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۷

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
310	36	21.84	12.76	1
126	75	213.27	10.07	4
41	53	319.64	11.27	3
127	72	213.04	12.01	4

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۸

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
130	73	211.48	25.84	130
110	82	197.37	18.05	110
113	71	197.74	14.91	113
125	80	210.92	21.99	125
117	84	205.16	17.02	117
292	69	18.1	10.04	292
21	62	297.61	12.21	21
27	77	297.22	0.95	27
27	77	304.05	27.99	27
24	70	339.26	62.87	24
33	71	323.91	46.03	33
37	79	341.59	71.1	37
30	71	325.12	50.95	30
27	77	26.99	77	27
27	77	315.45	53.89	27
341	80	70.83	0.97	341
65	79	338.19	15.96	65

346	80	69.69	31.95	346
345	70	57.17	40.07	345
60	85	332.34	24.97	60
235	68	162.06	35.98	235

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۹

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
330	74	47.05	38.01	1
142	79	227.03	24.01	1
151	60	226.87	22.92	1
166	85	254.17	20.02	4
344	78	69.81	18.96	4
330	74	59.74	0.92	4
327	70	52.95	10.98	4
73	46	353.91	11.09	3
302	71	24.48	20.82	4
117	76	202.33	18.08	4
310	55	26.03	19.02	1
210	70	120.32	0.88	3
30	77	311.27	40.24	1
202	80	118.59	33.07	1

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۰

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
40	68	320.88	25.05	1
42	52	321.34	11.73	3
37	76	307.23	0.94	3
30	57	310.82	16.12	3
10	79	281.97	10.01	3
15	82	287.45	16.94	3
27	72	297.29	0.9	3
27	72	311.75	38.08	1

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۱

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
30	72	307.15	20.95	3
35	82	306.41	9.94	3
27	85	298.07	11.99	3
178	54	245.59	27.68	1
346	80	62.51	52.91	1
35	45	13.99	43.03	1
347	76	60.93	47.98	1
238	78	153.7	25.06	1
330	80	51.8	38.96	1

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۲

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
4	61	274.42	0.76	3
25	42	296.05	0.94	3
320	64	36.18	26.09	1
315	79	35.95	38.99	1
305	76	25.71	32.93	1
7	54	292.2	19.85	1
302	63	358.93	46.96	1

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۳

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
18	80	289.41	7.93	3
195	75	106.64	6.1	3
200	85	110.8	9.02	3
206	84	116.74	7.03	3
195	77	107.32	9.93	3
7	87	277.26	4.99	3
27	86	297.64	9.03	3
215	85	126.16	12.99	3
212	80	122.17	0.97	3
220	81	143.61	56.06	1
214	84	124.1	0.99	3
215	82	126.41	9.94	3
207	77	129.89	44.03	1

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۴

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
314	64	28.24	29.12	1
96	77	181.42	19.1	4
300	84	28.72	11.97	4
305	64	24.16	21.08	1
120	80	206.31	20.05	4
186	66	110.92	30.04	1
295	63	20.29	9.15	4

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۵

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
230	84	142	17	1
335	60	52	21	1
245	43	170	13	1
54	87	347	42	1
54	87	334	7	1
57	87	338	22	1
228	74	151	38	1
338	43	53	13	1
80	80	350	1	1
323	60	47	10	1

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۶

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
21	35	17	34.93	1
207	82	137.31	67.95	1
50	31	15.85	26.44	1
52	37	11.16	29.69	1
15	30	30.02	29.14	1
212	82	142.31	67.95	1
357	61	28.08	57.09	1
203	83	138.48	74.07	1
3	65	335.7	62.31	1
304	39	25.11	7.13	4
313	41	30.03	11.04	4
115	55	192.77	16.83	1
12	65	297.47	29.77	1
30	77	303.28	13.93	3

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۷

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
25	85	312.79	74.02	1
211	37	196.97	36.17	1
230	75	179.08	66.97	1
240	37	172.11	15.84	1
219	77	132.05	12.99	3
227	88	137.32	8.99	3

222	75	135.51	12.86	3
222	67	136.25	9.9	3
113	80	198.27	25.05	1
213	85	124.54	17.04	3
204	76	120.7	25.08	1
230	75	141.89	7.03	3
342	63	61.24	20.12	1
77	35	3.73	11.4	1
235	70	156.69	29.11	1

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۸

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
50	65	324.19	8.91	3
145	56	222.22	18.15	1
32	65	330.92	46.04	1
63	58	336.83	6.11	3
57	75	330.84	14.04	3
65	65	20.96	57.03	1
57	65	29.7	62.31	1
70	76	0.88	55.03	1
60	68	57	67.97	1

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۹

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
236	55	185.03	41.97	1
220	77	156.96	63.01	1
33	75	349.62	69.76	1
213	87	142.4	81.03	1
41	50	354.63	39.43	1
55	45	19.01	38.98	1
47	64	357.16	52.9	1
30	64	340.69	53.2	1
212	85	133.9	67.01	1
32	75	322.86	53.04	1
58	66	28.19	62.84	1
54	85	325.83	20.02	3
45	77	317.59	11.09	3
315	80	228.27	17.95	4
305	65	228.8	27.1	2
60	47	339.72	10.26	3
52	76	323.77	7.06	3
60	79	331.77	9.04	3
63	80	334.97	11.01	3
143	80	229.91	16.98	4
315	78	43.53	6.9	4
310	67	29.69	22.87	1
350	66	62.4	34.19	1

32	75	304.73	10.07	3
----	----	--------	-------	---

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۲۰

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
42	87	130.55	25.81	4
27	72	300.96	12.01	3
307	80	218.97	11.01	4
324	77	238.04	16.99	4
10	59	297.89	27.07	1
42	80	314.5	13.91	3
233	88	143.35	9.99	3

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۲۱

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
35	80	309.08	21.99	3
30	77	301.64	7.08	3
20	82	290.14	0.98	3
35	70	305.32	0.88	3

داده‌های مربوط به سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه شماره ۲۲

Fault plane		Slicken lines		
Dip.Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
17	32	27.94	31.53	1
333	46	41.11	21.11	1
208	65	180.7	62.31	1
211	59	184	56	1

منابع

منابع فارسی

- احسان بخش کرمانی، م. (۱۳۷۵). نقشه زمین شناسی اردل، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- افتخار نژاد، ج. (۱۳۵۹). ، تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه های رسوبی. نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.
- آقائاتی، ع. (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- حمدی، ب. سنگ های رسوبی پرکامبرین، کامبرین در ایران. طرح تدوین کتاب.
- درویش زاده، ع. (۱۳۷۰). زمین شناسی ایران. موسسه انتشارات امیرکبیر دانشگاه تهران، ۹۰۱ صفحه.
- زاهدی، م. (۱۳۷۲). نقشه زمین شناسی شهرکرد با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور .
- سازمان مدیریت و برنامه ریزی کشور. (۱۳۸۵). طرح آمایش استان چهارمحال و بختیاری.
- سید امامی، ک. (۱۳۵۱). کرتاسه بالایی در ایران. نشریه دانشکده فنی، شماره ۲۲، صفحات ۳۴-۷.
- شرکت مشاور زاینده آب. (۱۳۸۷). شرکت سهامی آب منطقه ای استان اصفهان، طرح انتقال آب به فلات مرکزی ایران، گزارش مطالعات مرحله اول، ص ۲۷-۶۵.
- مدنی، ح. (۱۳۶۴). زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک. انتشارات جهاد دانشگاهی دانشگاه صنعتی امیرکبیر.
- مطیعی، ه. (۱۳۷۲). چینه شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ صفحه.
- مطیعی، ه. (۱۳۷۴). زمین شناسی ایران: زمین شناسی نفت. جلد اول، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، تهران: سازمان زمین شناسی کشور.

- موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی. (۱۳۸۶). اطلس راه های ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- نبوی، م. ح. (۱۳۵۵). دیباچه ای بر زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

منابع لاتین

- 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 .
- Alaei, B. (2006). An integrated procedure for migration velocity analysis in complex structures of thrust belts. *Journal of Applied Geophysics* 59 89– 105 .
- Alavi, M. (2004). Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, v. 504, p. 1-20 .
- Alavi, M. (1991). Sedimentary and structural characteristics of the Paleo- Tethys remnants in Northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 103, 983–992 .
- Alavi, M. (1994). Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran; new data and interpretation. *Tectonophysics* , 229, 211-238.
- Alavi, M. (1980). Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, v. 8, p. 144-149.
- Allen, M. B., Jackson, J., & Walker, R. (2004). Late Cenozoic re-organization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and longterm deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530 .
- Anderson, E. M. (1942). *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain*: Oliver and Boyd, Edinburgh, 191 p.
- Angelier, j. (1994). Fault Slip Analysis & Paleostress reconstruction In Hancock, P. l. 1994. *Continental Deformation*, pergamon press Ltd. chapter 4, pp. 53-100.

- Angelier, J., & Melcher, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des dièdres droites: Bull.Soc.Geol.F.V.7,p.1309-1318.
- Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Benedetti, L., Malekzade, Z., Claude, C., et al. (2009). Quaternary slip-rates of the Kazerun and the Main Recent Faults: active strike-slip partitioning in the Zagros fold-and-thrust belt. Geophys. J. Int.178, 524–540 .
- Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Malekzadeh, Z., & Abbassi, M. (2005). Role of the Kazerun Fault system in active deformation of the Zagros Fold-and-Thrust belt (Iran). C. Acad. Sci., Geoscience, 337, 539-545 .
- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, D., Malekzade, O., Shabanian, Z., & Abbassi, M. (2006). Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). Tectonics, 25, TC3002, 1–21, doi:10.1029/2005TCOO1860.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami, K. H., Kozhurin, A. I., Ivanova, T. P., Rogozhin, E. A., et al. (2004). Active faults in the Zagros and central Iran. Tectonophysics 380, 221– 241 .
- Bahroudi, A., & Talbot, C. (2003). The Configuration of the basement beneath the Zagros basin . Journal of Petroleum Geology, vol.26 (3), July 2003, pp 257-282 .
- Baker, C., Jackson, J., & Priestley, K. (1993). Earthquakes on the Kazerun line in the Zagros Mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold-and-thrust belt. Geophys. J. Int., 115, 41–61 .
- Barberian, M. (1977). Contribution to the seismotectonics of Iran (part III), Geological Survey of Iran, Rep. no. 40, 300p.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J., & Berberian, M. (1982). Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. Journal of the Geological Society 139, 605–614 .
- Berberian, M. (1995). Master-Blind-Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. Tectonophysics , 241, 193-224.
- Berberian, M., & King, G. P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci , 18, 210-265.

- Beydoun, Z. M., Hughes Clarke, M. W., & Stoneley, R. (1992). Petroleum in the Zagros Basin: A Late Tertiary Foreland Basin Overprinted onto the Outer Edge of a Vast Hydrocarbon-Rich Paleozoic-Mesozoic Passive-Margin Shelf, in R. W. Maequeen, and D. H. Lackie, eds., *Foreland Basins and Fold Belts*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 55 , 309-339.
- Blanc, E. J., Allen, M. B., Inger, S., & Hassani, H. (2003). Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone. *Iran, J. Geol. Soc. London*, 160, 401 – 412 .
- Bosold, A., Schwarzhans, W., Julapour, A., Ashrafzadeh, A. R., & Ehsani, S. M. (2005). The structural geology of the High Central Zagros revisited (Iran). *Petroleum Geoscience*, 11 ,225–238 .
- Boyer, S. E., & Elliott, D. (1982). Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 66, 1196–1230.
- Bull, W. B. (2007). *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Oxford: BLACKWELL.
- Busk, H. G., & Mayo, H. D. (1918). Some notes on the geology of the Persian oilfields. *J. Inst. Petrol. Tech.*, no. 5, v. 17, p. 5 – 26 .
- Butler, R. W. (1986). Thrust tectonics, deep structure and crustal subduction in the Alps and Himalayas. *Journal of the Geological Society of London* 143, 857–873.
- Carey, E., & Brunnier, M. B. (1974). Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elemetaire applique' l'etude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris D* 279,891.
- Coward, M. P. (1996). Balancing sections through inverted basins. In: Buchanan, E.G., Nieuwland, D.A. (Eds.), *Modem Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling*. Geological Society of London Special Publication No. 99, pp. 51–77.
- Davis, G. H., & Reynolds, J. S. (1993). *Structural Geology of Rocks and Regions*. New york: John Willy & Sons, INC.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Lepichon, X., Knipper, A. L., et al. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the liassic. *Tectonophysics* 123, p. 241-315.

- Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W. B., & Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin* 84, 3137–3180 .
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., & Regard, V. (2006). Slabdetachment beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth planet. Sci. Lett.*, 242, 85–97 .
- Fakhari, M., Axen, G., Horton, B., Amini.K., A. J., Ghavidel- syooki, M., & Hossini, S. (2005). Revised Age of the proximat Bakhtiari Formation and Implications for the Evolution of the High Zagros. *Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs*, 37 (7), 58.
- Falcon, N. L. (1974). Southern Iran, Zagros Mountains. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 4, p. 199-211.
- Fluety, G. M. (1964). The Description of Folds. *Proceedings of the Geologist Association.* 75: 461-492 .
- Ghasemi, A., & Talbot, C. G. (2006). A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, p. 683-693.
- Ghavidel Syooki, M. (1990). palynological study of Mila, Ilbeyk, zard Kuh and Faraghan at Zard kuh, Chal-i-sheh areas and Darang well No. 1 in Zagros Basin Southern Iran.
- Gillcrist, R., Coward, M. R., & Mugnier, J. L. (1987). Structural inversion, examples from the Alpine Foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta* 1, 5–34.
- Gilotti, J. A., & Kumpulainen, R. (1986). Strain softening induced ductile flow in the Särvi thrust sheet, Scandinavian Caledonides. *Journal of Structural Geology* 8, 441–455 .
- Glennie, K. W. (2000). Cretaceous tectonic evolution of Arabia eastern plate margin: A tale of two oceanic, in Middle East models of Jurassic/ Cretaceous carbonate systems. *SEMP (Society for Sedimentary Geology) SpcPubl.* No. 69, P. 9-20.
- Hatcher Jr, R. D. (2007). Confirmation of thin-skinned thrust faulting in foreland fold-thrust belts and its impact on hydrocarbon exploration: Bally, Gordy, and Stewart. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 1966. Search and Discovery Article No. 70034 .

- Hatcher, R. H., & Williams, R. T. (1986). Mechanical model for single thrust sheets: part I, taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. *Geological Society of America Bulletin* 97, 975–985.
- Hayward, A. B., & Graham, R. H. (1989). Some geometrical characteristics of inversion. *Journal of the Geological Society Special Publications* 44, 17–39.
- Hooper, A., Baron, J., Hatcher Jr, R. D., & Agah, S. (1994). The development of the southern Tethyan margin in Iran after the break-up of Gondwana: implications for Zagros hydrocarbon province . *Geosciences* 4, 73–85 .
- Hudleston, P. G., & Stephansson, O. (n.d.). Ayer shorteing and Fold shap development in the buckling of single layers. *Tectonophysics* 17, 229-321.
- Hugo, O., Franz, R., & Peter, A. (2002). Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows. Elsevier Science Ltd., *Computers & Geosciences*, 28, p. 1193-1200.
- Jackson, J. A., & Makenzie, D. P. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Western Turkey and Pakistan. *Geophys.J.R Astron. sec*, 77, 185-264 .
- Jackson, J. A., & Mckenzie, D. P. (1984). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 77, p. 185-264.
- James, G. A., & Wynd, J. D. (1965). Stratigraphic nomenclature of Iranian oil Consortium Agreement area. *American Assosiation of Petroleum Geologists Bul.*, 49(12), pp. 2182-2245 .
- John, G. R., & Martin, I. H. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2. Folds and Fracturing of Rock.* Academic Press, USA. 391 pp.
- 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.
- Laubscher, H. P. (1962). Die Zwei phased hypothese der Jura faltung. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 55, 1–22 .
- Lees, G. M. (1929). Salzgletscher in Persia *Mitt. Geol. Ges. Wien.* 24, p. 29.34 .
- Liewellyan, P. G., & Ahddoot, H. (1973). Borazjan Geological compilation Map 1:100000. Iranian oil Operating Companies .

- Marrett, R., & Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, V. 12, 973-986.
- Masson, F., Van Gorp, S., Ch'ery, J., Djamour, Y., Tatar, M., Tavakoli, F., et al. (2006). Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin. *Earth planet. Sci. Lett.*, 252, 180–188 .
- McClusky, S. M. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J.geophys. Res.*, 105(B3), 5695–5719 .
- McClusky, S. M., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., & Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys.J. Int.*, 155, 126–138 .
- McQuarrie, N. (2004). Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt Iran. *J. Struct. Geol.* 26(3), 519-535 .
- McQuarrie, N., Stock, M. C., & Wernicke, B. P. (2003). Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, v. 30, p. 2036, doi:10.1029/2003GL017992, 2003.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., & Sahandoi, M. R. (2003). Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* , 22, 397-412.
- Moitiei, M. (1993). Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran (editor), Tehran. 30-Sherkati, S. & Letouzey, J. 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Mar. Pet. Geol.* 21(5), 535-554 .
- Molinaro, M. (2004). Geometry and kinematics of the SE Zagros Mountains (Iran) : structural geology and geophysical modelling in a young collisional fold-thrust belt. Ph.D. Thesis, Paris University.
- Molinaro, M., Guezou, J. C., Leturmy, P., Eshraghi, S. A., & Frizon de Lamotte, D. (2004). The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 21, 735-75.
- Molinaro, V., Guezou, P. C., Frizon de Lamotte, D., & Eshraghi, S. A. (2005). The structure and kinematics of the south-eastern Zagros foldthrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, 24, TC3007, doi:10.1029/2004TC001633 .

- Morris, P. (1977). Basement structure as suggested by aeromagnetic surveys in southwest Iran. In: Second Geological Symposium of Iran, Tehran, proceedings, 294-307.
- Nadjafi, M., Mahboubi, A., Mossavi-Herami, R., & Mirzaee, R. (2004). Dipositional History and sequence stratigraphy of outcropping Tertiary carbonates in the Jahrum and Asmari formation, shiraz area (SW Iran). *Journal of Petroleum Geology*, vol. 27(2), pp. 179-190 .
- Navabpour, P., Angelier, J., & Barrier, E. (2007). Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics*, 432, 101–131 .
- Nemati, M., & Yassaghi, A. (2010). Structural characteristics of the transitional zone from internal to external parts of the Zagros orogen, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 39, 161–172 .
- O'Brien, C. A. (1950). Tectonic problems of the oilfield belt of southwest Iran. In: 18th International Geological Congress, Proceedings, Great Britain. central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Mar. Pet. Geol.* 21(5), 535-554.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., & Jolivet, J. (2008). Arc-magmatism and subduction history beneath the ZagrosMountains,Iran: a newreport of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*,106, 380–398.
- Pilgrim, G. E. (1908). Geology of the Persian Gulf and the adjoining of Persia and Arabia. *Mem. Geol. Survey India*, 34, Part 4. pp. 1-177 .
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocke*, MacGraw-Hill, New York,568p
- Ramsay, J. G., & Huber, M. (1987). *The Tecniques of modern structural geology*. V(2)(fold and fractures), 3th Ed,Academic Press Limited 391.P.
- Reilinger, R. E. (1997). Global positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. geophys. Res.*, 102(B5), 9983–9999 .
- Rich, J. L. (1934). Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, VA, KY and TN. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 18, 1584–1596 .

- Ricou, L. E., Braud, J., & Bruhnn, J. H. (1977). Le Zagros. Mem. H. S'ér. Soc.G'eol. Fr., 8, 33–52 .
- Rodgers, J. (1964). Basement and no-basement hypotheses in the Jura and the Appalachian Valley and Ridge. In: Lowry, W.D. (Ed.), Tectonics of the Southern Appalachians. Virginia Polytechnic Institute Department of Geological Sciences Memoir 1, pp. 71–80 .
- Saura, E., & Teixell, A. (2006). Inversion of small basins: effects on structural variations at the leading edge of the Axial Zone antiformal stack (Southern Pyrenees, Spain). Journal of Structural Geology 28, 1909–1920.
- Sengor, A. M., & Kidd, W. S. (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics 55, 361–376 .
- Sepehr, M., & Cosgrove, G. W. (2004). Structural framework of the Zagros fold-thrust belt Iran. Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 829-843.
- Setudehnia, A. (1975). The paleozoic sequence at Zard Kuh and Kuh-e-Dinar. Bulletin of the Iranian Petroleum Institute. third Quarter No. 60.1975 .
- Sherkati, S., & Letouzey, J. (2004). Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. Mar. Pet. Geol., 21, 535 – 554 .
- Sommaruga, A. (1999). Décollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. Marine and Petroleum Geology, 111–134.
- Stampfli, G. M. (1978). Etude geologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad - e - Qabous, Iran NE. These Geneve, 329 p.
- 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.
- Stocklin, J. (1972). Iran Central, Septentrional et Oriental. Lexique stratigraphique International, 3, Fascicule 9b, Iran, pp. 1-283, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris. .
- Stocklin, J. (1974). Northern Iran: Alborz mountain, Mesozoic-Cenozoic orogenic belt, data for orogenic studies. Geol. Soc. London, Sp. Pub. 4, p. 213-234 .
- Stocklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran; A review. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull , 52, 1229-1258.

- Stoneley, R. (1981). 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 – 526 .
- Szabo, F., & Kheradpir, A. (1978). Permian and Triassic stratigraphy Zagros basin Southwest Iran. Journal of Petroleum Geology 1.2 P. 57-82 .
- Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., & Seyrafian, A. (2008). Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran). Historical Biology, v. 20, no. 3, p. 191-201 .
- Talbot, C. G., & Alavi, M. (1996). The past of a future syntaxis across the Zagros, in G. I. Alsop, D. J. Blundell, and I. Davison, eds., Salt tectonics. Geological Society of London Special Publication, 100, p. 89-109.
- Talebian, M., & Jackson, J. (2004). A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophys. J. Int., 156, 506–526 .
- Talebian, M., & Jackson, J. (2002). Offset on the Main Recent Fault of the NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. Geophys. J. Int., 150, 422 – 439 .
- Tchalenko, G. S., & Braud, G. (1974). Seismicity and structure of Zagros (Iran): The Main Recent Fault between 33° N and 35° N, Philos. Trans. R. Soc. London, 277, 1 – 25 .
- Tozer, R., Butler, R. W., & Corrado, S. (2002). Comparing thin- and thick-skinned thrust tectonic models of the Central Apennines, Italy. In: Bertotti, G., Schulmann, K., Cloetingh, S.A.P.L. (Eds.), Continental Collision and the Tectono-Sedimentary Evolution of Forelands. EGU Stephan Mueller Special Publication Series 1, pp. 181–194 .
- Twiss, R., & Moores, E. (1992). Structural Geology. W.H. Freeman and Company, New York.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., & Motiei, H. (2010). Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 27, núm. 1, 2010, p. 56-71 .

- Vernant, P. (2003). Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.*, 157, 381–398.
- Walpersdorf, A. (2006). Comparison of the North and Central Zagros present day formation observed by GPS. *Geophys. J. Int.*, 167, 1077–1088 .
- Westaway, R. (1994). Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 99, 12,071–12,090 .
- Wojtal, S., & Mitra, G. (1988). Nature of deformation in fault rocks from Appalachian thrusts. *Geological Society of America Special Paper* 222, 17–33 .
- Wynd, T. (1965). of Iranian Oil consortium agreement area: Iranian Oil Offshore Company. Report, no. 1082, Unpubl.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M., & Mokhtari, M. (2006). Microearthquake seismicity at the intersection between the Kazerun fault and the Main Recent Fault (Zagros, Iran). *Geophys. J. Int.*, 166, 186–196 .
- Yassaghi, A., James, P. R., & Flottmann, T. (2000). Geometric and kinematic evolution of asymmetric ductile shear zones in thrust sheets, southern Adelaide fold-thrust belt, South Australia. *Journal of Structural Geology* 22, 889–912 .

Abstract

Ardal-Dopolan region is a part of High Zagros sedimentary structural zone, which is located in southwest of Shahre-Kord. In this research, deformation of rock units that cropouts in the studied area, consist of folding and faulting with a special view to neotectonic deformation, has been investigated. Stratigraphic investigation in this area shows occurrence of Precambrian, Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic formations. The Main faults in this area such as Ardal, Dopolan, Bar Aftab, Maryak, Chah-Sorkheh and Behesht Abab have northwest-southeast trend and right lateral strike slip mechanism. Others east west faults like Kordan, Dashtak and show reverse mechanism. The studying of fold geometry in this area based on existing geological maps, satellite images and field geology demonstrate that general trend of folding is northwest-southeast to east-west. The change in trend of folds from northwest-southeast to east-west is due to changes in direction of movement of Arabian plate and the following changes in orientation of maximum pressure axis. Paleostress analysis based on folding and fault slip analysis show that direction of maximum stress has been changed from northeast-southwest to north-south then to north, northwest-south southeast from Late Pliocene. This stress field are compatible with dominant right lateral mechanism in faults with northwest-southeast trend and with dominant reverse mechanism in faults with east-west trend.

Key words: Ardal-Dopolan, Shahre-Kord, Neotectonic, High Zagros



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Tectonic

Neotectonic deformation in Ardal-Dopolan area (Southwest of Shahrekord)

Salman fathi Hafshejani

Supervisor

Dr. P. Omid

Advisor

Dr. A. Taheri

September 2012