

طالفا



دانشکده علوم زمین

گروه تکتونیک

عنوان

تحلیل خمیدگی‌های ساختاری و مدل جنبشی گسل‌ها در ناحیه تلمادره (شرق کیاسر)

محمد غربی‌خانیانی

استاد راهنما

دکتر پرویز امیدی

استاد مشاور

دکتر عزیزاله طاهری

پایان‌نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

شهریور ماه ۱۳۹۲

دانشگاه صنعتی شاهرود

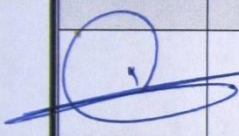
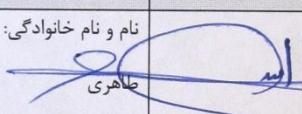
دانشکده علوم

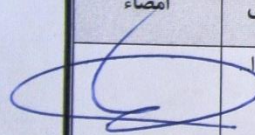
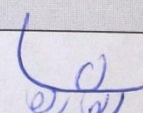
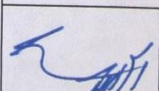
گروه نکتونیک

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای محمد غربی خانیانی

تحت عنوان: تحلیل خمیدگی های ساختاری و مدل جنبشی گسل ها در ناحیه تلمادره (خاور گیاسر)

در تاریخ ۹۲/۶/۲۷ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه خوب مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	استاد مشاور	امضاء	استاد راهنما
	نام و نام خانوادگی: دکتر عزیزا... طاهری		نام و نام خانوادگی: دکتر پرویز امیدی

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	استاد داور
	نام و نام خانوادگی: دکتر حبیب ا... قاسمی		نام و نام خانوادگی: دکتر رمضان رمضانی اومالی
			نام و نام خانوادگی: دکتر سید سعیدالرضا اسلامی



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 آقای "محمد غربی خانیانی" رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان "تحلیل خمیدگی های ساختاری و مدل جنبشی گسل ها در ناحیه تلمادره (شرق کیاسر)" که در تاریخ ۹۳/۰۶/۲۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه : <u>خوب</u> - امتیاز <u>۱۴.۵</u>)	☒	دفاع مجدد	☐	مردود	☐
---	-------------------------------------	-----------	--------------------------	-------	--------------------------

۱- عالی (۲۰ - ۱۹) ۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹) ۴- قابل قبول (۱۵/۹۹ - ۱۴)

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 ا... طاهری	استاد	
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر حبیب ا... قاسمی	دانشیار	
۴- استاد ممتحن	دکتر رمضان رضائی اومالی	استادیار	
۵- استاد ممتحن	دکتر سیدسعیدالرضا اسلامی	استادیار	

رئیس دانشکده :

تقديم به دستان زحمتکش

پدرم

و

آغوش پرمهر مادرم

که در تمام مراحل زندگیم

تنها پشتیبانان من بوده-

اند.

در برابر وجودشان زانوي

ادب بر زمین نهاده و با

دلي مملو از عشق و خضوع بر

دستانشان بوسه مي‌زنم.

تقديم به :

خواهر مهربانم

سپاسگزاری

می‌بخشم کسانی را که هر چه خواستند با من، با دلم، با احساسم کردند

و مرا در دوردست خودم تنها گذاردند و من امروز به پایان خودم نزدیکم

پروردگارا !

به من بیاموز در این فرصت حیاتم آهی نکشم برای کسانی که دلم را شکستند .

حمد و سپاس پروردگار یکتا را که لطف و کرم بی کرانش اینجانب را نیز در بر گرفت تا به وسع توان خویش گامی کوچک در گستره علم و معرفت بردارم .

از اساتید بزرگوایم آقایان دکتر پرویز امیدی و دکتر عزیزا... طاهری سپاسگزارم، چرا که انجام این پژوهش بدون راهنمایی‌های بی‌دریغ ایشان امکان‌پذیر نبود .

همچنین از جناب آقای دکتر رضانی اومالی و جناب آقای دکتر اسلامی که زحمت داوری این پایان‌نامه را بر عهده داشتند، نهایت سپاسگزاری را دارم . نهایت سپاس و امتنان را از اساتید و پرسنل محترم دانشکده علوم زمین دکتر محمود صادقیان، دکتر هادی جعفری، دکتر ناصر حافظی مقدس، دکتر مریم شبی، مهندس خانعلیزاده و بخصوص مهندس فارسی دارم که در طی دوران کارشناسی ارشد، بنده را از الطاف بی‌دریغشان محروم نساختند .

قدردانی می‌کنم از خانواده محترم احمدی که همواره در طی انجام این پایان‌نامه از کمک‌های بی‌دریغشان، بنده را محروم نساختند .

و در انتها از تمامی دوستانم که طی انجام عملیات صحرایی، رنج کیلومترها پیاده‌روی را متحمل شده‌اند و به نحوی در به ثمر رسیدن این پایان‌نامه نقش داشته‌اند، بخصوص وحید مزینانی، اکبر نورافکن، سلمان فتحی هفشجانی، رضا نوزعیم، امین پوربهرامیان، موسی کردوانی، عباس تیموری، مسعود قفقازی بک، سلمان سلمان‌زاده، ندا رضازاده، الهه طاهری، مهدی سعیدیان، مرتضی رحیمی، رضا سریزن و پویان رضانی بشاری تشکر و قدردانی می‌نمایم .

محمد غربی خانیانی
شهریور ۱۳۹۲

تعهد نامه

اینجانب محمد غربی خانپانی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی / تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تحلیل خمیدگی‌های ساختاری و مدل جنبشی گسل‌ها در ناحیه تلمادره (شرق کیاسر) 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 پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ ۱۳۹۲/۰۶/۲۸

امضای دانشجو



مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

ناحیه تلمادره واقع در خاور شهرستان کیاسر، بخشی از حاشیه جنوبی البرز خاوری می‌باشد. مطالعات چینه‌نگاری در این منطقه وجود واحدهای سنگی پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک با روند ساختاری شمال‌خاوری - جنوب‌باختری را تأیید می‌نماید. چین‌های ناحیه مورد مطالعه، بر اساس تقسیم‌بندی فلوتی (Fleuty, 1964) بر مبنای زاویه بین یالی، به طور عمده در رده باز (Open) و به تعداد محدودتری در رده ملایم (Gentle) و تنگ (Tight) قرار دارند. بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا نیز جایگاه چین‌های این ناحیه در رده ایستاده با لولای افقی (Upright- Horizontal)، پرشیب با میل ملایم (Steeply inclined- Gently plunging) و خوابیده (Recumbent) قرار می‌گیرند و به تعداد محدودتری در دیگر رده‌ها قرار دارند. گسل‌هایی با راستای شمال‌خاوری - جنوب‌باختری همچون گسل بادله، اروست، لنگر، اگریه و کوات، دارای سازوکار معکوس چپ‌بر می‌باشند. این آرایش هندسی و الگوی حرکتی آنها با الگوی دگرشکلی ترافشارشی چپ‌گرد ناحیه‌ای انطباق دارد. فعالیت‌های نو زمین‌ساختی با نشانه‌هایی همچون پرتگاه‌های گسلی، جابجایی آبراهه‌ها، چشمه تراورتن‌ساز، تغییر سیستم فرسایشی رودخانه‌ها و همچنین دگرریختی سازندهای جوان و نهشته‌های کواترنری قابل مشاهده است. بررسی هیدروژئوشیمیایی چشمه تراورتنی باداب سورت، نشان دهنده مخزن آهک دولومیتی (سازند خوش‌یلاق) برای این چشمه است. همچنین فعالیت گسل بادله باعث شده است که چشمه باداب سورت نهشته‌های خود را بر روی سازند شمشک بر جای گذارد.

واژه‌های کلیدی: تلمادره، بادله، باداب سورت، اروست، تراورتن، نو زمین‌ساخت.

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی.....	۳
۳-۱- زمین ریخت‌شناسی.....	۳
۴-۱- تعریف مسئله و هدف‌های تحقیق.....	۴
۵-۱- روش مطالعه.....	۵
۶-۱- تاریخچه مطالعاتی.....	۷

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

۱-۲- زمین‌ساخت البرز.....	۱۲
۲-۲- چین‌شناسی.....	۱۴
۱-۲-۲- واحدهای سنگی پالئوزوئیک.....	۱۴
۲-۲-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک.....	۱۹
۳-۲-۲- واحدهای سنگی سنوزوئیک.....	۲۳

فصل سوم: زمین‌شناسی ساختمانی

۱-۳- چین‌خوردگی.....	۳۲
۱-۱-۳- چین‌خوردگی در سازند خوش‌ییلاق.....	۳۴
۱-۱-۱-۳- تاقدیس وری.....	۳۴
۲-۱-۳- چین‌خوردگی در سازند الیکا.....	۳۶
۱-۲-۱-۳- تاقدیس F01.....	۳۶
۲-۲-۱-۳- چین‌خشی F02.....	۳۸
۳-۲-۱-۳- ناودیس F03.....	۳۹
۴-۲-۱-۳- تاقدیس F04.....	۴۱
۵-۲-۱-۳- ناودیس F05.....	۴۲
۶-۲-۱-۳- تاقدیس F06.....	۴۳
۳-۱-۳- چین‌خوردگی در سازند شمشک.....	۴۴
۱-۳-۱-۳- تاقدیس F07.....	۴۴
۲-۳-۱-۳- تاقدیس F08.....	۴۷

۴۸	۳-۱-۴- چین خوردگی در سازند کرج
۴۸	۳-۱-۴-۱- ناودیس سرکوه
۵۰	۳-۱-۴-۲- ناودیس F09
۵۲	۳-۱-۴-۳- تاقدیس F010
۵۳	۳-۱-۵- چین خوردگی در لایه‌های تراورتنی
۵۵	۳-۱-۶- لایه‌های شیب‌دار سازند مبارک
۵۶	۳-۱-۷- لایه‌های شیب‌دار سازند دورود
۵۷	۳-۱-۸- لایه‌های شیب‌دار سازند روته
۵۷	۳-۱-۹- لایه‌های شیب‌دار سازند لار
۵۸	۳-۱-۱۰- لایه‌های شیب‌دار واحدهای کرتاسه بالایی
۵۹	۳-۱-۱۱- لایه‌های شیب‌دار سازند فجن
۶۲	۳-۲- گسلش
۶۴	۳-۲-۱- گسل بادلله
۷۱	۳-۲-۲- گسل اروست
۷۶	۳-۲-۳- گسل کوات
۷۹	۳-۲-۴- گسل لنگر
۸۲	۳-۲-۵- گسل F1
۸۵	۳-۲-۶- گسل F2
۸۹	۳-۲-۷- گسل اگره

فصل چهارم: دگرریختی‌های سنوزوئیک

۹۵	۴-۱- دگرریختی‌ها در بازه زمانی ترشیری
۹۵	۴-۱-۱- گسلش در سازند فجن
۹۶	۴-۱-۲- چین خوردگی در سازند فجن
۹۷	۴-۱-۳- چین خوردگی در سازند کرج
۹۸	۴-۱-۴- گسلش در سازند کرج
۹۹	۴-۲- دگرریختی‌های کواترنری
۹۹	۴-۲-۱- جابجایی آبراهه‌ها
۱۰۰	۴-۲-۲- تغییر سیستم فرسایشی رودخانه‌ها
۱۰۲	۴-۲-۵- آبراهه‌های مستقیم
۱۰۳	۴-۲-۶- قطع‌شدگی رسوبات کواترنری
۱۰۴	۴-۲-۷- ارتباط تراورتن با گسلش فعال
۱۰۶	۴-۲-۷-۱- ویژگی‌های آب‌های معدنی

۱۱۵	 ۴-۲-۷-۲- تأثیر گسل بادلہ بر روی چشمه باداب سورت
-----	---

فصل پنجم: بحث و نتیجه گیری

۱۲۱	 ۵-۱- الگوی چین خوردگی
۱۲۳	 ۵-۲- الگوی گسلش
۱۲۳	 ۵-۲-۱- گسل بادلہ
۱۲۳	 ۵-۲-۲- گسل اروست
۱۲۴	 ۵-۲-۳- گسل کوات
۱۲۴	 ۵-۲-۴- گسل لنگر
۱۲۴	 ۵-۲-۵- گسل F ₁
۱۲۵	 ۵-۲-۶- گسل F ₂
۱۲۵	 ۵-۲-۷- گسل اگرہ
۱۲۹	 ۵-۳- ارزیابی کواترنری
۱۲۹	 ۵-۴- آینده نگری
۱۳۱	 منابع

صفحه

فهرست اشکال

۳	 شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه
۴	 شکل ۱-۲- تصویر سه بعدی از منطقه مورد مطالعه
۱۲	 شکل ۲-۱- تصویر SRTM از رشته کوه البرز
۱۳	 شکل ۲-۲- تاریخچه تکامل ساختاری البرز
۱۵	 شکل ۲-۳- تصویری از رخنمون سازند خوش ییلاق
۱۷	 شکل ۲-۴- رخنمون مربوط به سازندهای مبارک و درود
۱۸	 شکل ۲-۵- ستون چینہ شناسی مورد مطالعه در پالئوزوئیک
۲۲	 شکل ۲-۶- تصاویری از رخنمون سازندهای منطقه مورد مطالعه
۲۳	 شکل ۲-۷- ستون چینہ شناسی مورد مطالعه در مزوزوئیک
۲۵	 شکل ۲-۸- تصاویری از رخنمون سازندهای منطقه مورد مطالعه
۲۶	 شکل ۲-۹- تصاویری از رخنمون رسوبات کواترنری در محدوده مورد مطالعه
۲۷	 شکل ۲-۱۰- ستون چینہ شناسی مورد مطالعه در سنوزوئیک
۲۸	 شکل ۲-۱۱- نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه

۲۹	شکل ۲-۱۲- نقشه توپوگرافی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه.....
۳۳	شکل ۳-۱- موقعیت چین‌های منطقه بر روی تصویر Google earth.....
۳۴	شکل ۳-۲- تاکدیس وری.....
۳۵	شکل ۳-۳- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاکدیس وری.....
۳۵	شکل ۳-۴- رابطه بین لولای تاکدیس وری و گسل باده.....
۳۷	شکل ۳-۵- تصویری از تاکدیس F01.....
۳۷	شکل ۳-۶- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاکدیس F01.....
۳۸	شکل ۳-۷- نمای صحرایی از چین F02.....
۳۹	شکل ۳-۸- استریوگرام‌های حاصل از برداشت چین F02.....
۴۰	شکل ۳-۹- نمایی صحرایی از چین‌های سازند الیکا.....
۴۰	شکل ۳-۱۰- استریوگرام‌های حاصل از برداشت ناودیس F03.....
۴۱	شکل ۳-۱۱- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاکدیس F04.....
۴۲	شکل ۳-۱۲- استریوگرام‌های حاصل از برداشت ناودیس F05.....
۴۳	شکل ۳-۱۳- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاکدیس F06.....
۴۵	شکل ۳-۱۴- تصویر صحرایی از یال تاکدیس F07 به همراه چین پارازیتی و بودین‌ها.....
۴۵	شکل ۳-۱۵- تصویر صحرایی از بودین در سازند شمشک.....
۴۶	شکل ۳-۱۶- رابطه بین بیضوی استرین، بودین‌ها و چین‌ها و شکل شماتیکی از چین‌ها.....
۴۶	شکل ۳-۱۷- تصویر شماتیکی از تاکدیس F07.....
۴۶	شکل ۳-۱۸- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاکدیس F07.....
۴۸	شکل ۳-۱۹- نمایی صحرایی از تاکدیس F08.....
۴۸	شکل ۳-۲۰- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاکدیس F08.....
۴۹	شکل ۳-۲۱- تصویری از ناودیس سرکوه.....
۴۹	شکل ۳-۲۲- استریوگرام‌های حاصل از برداشت ناودیس سرکوه.....
۵۱	شکل ۳-۲۳- تصویری از ناودیس F09.....
۵۱	شکل ۳-۲۴- استریوگرام‌های حاصل از برداشت ناودیس F09.....
۵۲	شکل ۳-۲۵- تصویری از تاکدیس F010.....
۵۳	شکل ۳-۲۶- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاکدیس F010.....
۵۴	شکل ۳-۲۷- تصویری از چین خوردگی لایه‌های تراورتنی.....
۵۵	شکل ۳-۲۸- لایه‌بندی افقی نهشته‌های کواترنری.....
۵۵	شکل ۳-۲۹- تصویری از شیب لایه‌بندی در سازند مبارک و دورود.....
۵۶	شکل ۳-۳۰- استریوگرام حاصل از برداشت‌های لایه‌بندی سازند مبارک.....
۵۶	شکل ۳-۳۱- استریوگرام حاصل از برداشت‌های لایه‌بندی سازند دورود.....
۵۷	شکل ۳-۳۲- استریوگرام حاصل از برداشت‌های لایه‌بندی سازند روته.....

- شکل ۳-۳۳- تصویری از شیب لایه‌بندی در سازند لار..... ۵۸
- شکل ۳-۳۴- استریوگرام حاصل از برداشت‌های لایه‌بندی سازند لار..... ۵۸
- شکل ۳-۳۵- تصویری از شیب لایه‌بندی واحدهای کرتاسه بالایی..... ۵۹
- شکل ۳-۳۶- استریوگرام حاصل از برداشت‌های لایه‌بندی واحدهای کرتاسه بالایی..... ۵۹
- شکل ۳-۳۷- تصویر صحرایی از لایه‌بندی سازند فجن در شمال روستای سرخه‌ده..... ۶۰
- شکل ۳-۳۸- موقعیت گسل‌های موجود در منطقه بر روی تصویر Google earth..... ۶۴
- شکل ۳-۳۹- تصویری از مرز گسل بادلہ بین سازند خوش‌یلاق با سازند شمشک..... ۶۶
- شکل ۳-۴۰- بخشی از پرتگاه گسلی بادلہ در شمال کیاسر..... ۶۶
- شکل ۳-۴۱- نمایی از سطح گسل بادلہ..... ۶۷
- شکل ۳-۴۲- تصویر صحرایی گسل بادلہ در شمال روستای اروست..... ۶۸
- شکل ۳-۴۳- تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از سطح گسل بادلہ..... ۶۸
- شکل ۳-۴۴- تصویر از گسل بادلہ در نزدیکی چشمه باداب سورت..... ۶۹
- شکل ۳-۴۵- جایگاه خطواره گسل بادلہ و خطواره مغناطیسی..... ۷۱
- شکل ۳-۴۶- نحوه محاسبه فاصله خطواره گسل بادلہ با خطواره مغناطیسی مربوط به آن..... ۷۱
- شکل ۳-۴۷- تصویر صحرایی از راستای گسل اروست..... ۷۳
- شکل ۳-۴۸- نمایی از سطح گسل اروست..... ۷۵
- شکل ۳-۴۹- تصویر Google Earth از جابجایی چپ‌بر رودخانه در اثر گسل اروست..... ۷۵
- شکل ۳-۵۰- خطواره گسل کوات بر روی نقشه زمین‌شناسی و تصویر Google earth..... ۷۷
- شکل ۳-۵۱- رودخانه حفر شده در اثر فعالیت گسل کوات..... ۷۷
- شکل ۳-۵۲- انحراف چپ‌بر آبراهه‌ها در اثر عملکرد گسل کوات..... ۷۸
- شکل ۳-۵۳- تصویری از گسل کوات و ایجاد تراستی از آبرفت‌ها به ارتفاع ۱۰ متر..... ۷۹
- شکل ۳-۵۴- تصویر صحرایی از گسل لنگر و خطواره آن بر روی نقشه زمین‌شناسی..... ۸۰
- شکل ۳-۵۵- تصویر صحرایی از پرتگاه گسل لنگر..... ۸۱
- شکل ۳-۵۶- نمایی از سطح گسل لنگر..... ۸۲
- شکل ۳-۵۷- بخشی از نقشه زمین‌شناسی که موقعیت گسل F_1 در آن مشخص شده است.... ۸۳
- شکل ۳-۵۸- تصویر صحرایی از گسل F_1 ۸۴
- شکل ۳-۵۹- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از سطح گسل F_1 ۸۴
- شکل ۳-۶۰- بخشی از نقشه زمین‌شناسی که موقعیت گسل F_2 در آن مشخص شده است.... ۸۵
- شکل ۳-۶۱- نمایی از سطح گسل F_2 ۸۷
- شکل ۳-۶۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه که نحوه جایگیری کلیپ را بیان می‌کند.... ۸۸
- شکل ۳-۶۳- تصویر صحرایی از گسل اگره و خطواره آن بر روی نقشه زمین‌شناسی..... ۹۰
- شکل ۳-۶۴- نمایی از سطح گسل اگره و استریوگرام‌های حاصل از برداشت آن..... ۹۱
- شکل ۴-۱- نمایی از گسل اروست و تصویر Google Earth از خطواره آن..... ۹۶

۹۶	شکل ۴-۲- تصویر صحرایی از لایه‌بندی سازند فجن در شمال روستای سرخه‌ده.....
۹۷	شکل ۴-۳- تصویری از ناودیس سرکوه ناودیس F09.....
۹۷	شکل ۴-۴- تصویری از تاقدیس F010.....
۹۸	شکل ۴-۵- الف- تصویر صحرایی از گسل اگره.....
۹۹	شکل ۴-۶- تصویر Google Earth گسل اروست.....
۱۰۰	شکل ۴-۷- تصویری از جابجایی چپ‌بر رودخانه‌ها توسط گسل باده.....
۱۰۱	شکل ۴-۸- تراس‌های آبرفتی در اثر فعالیت گسل‌ها.....
۱۰۲	شکل ۴-۹- تصویر رودخانه بوجود آمده در راستای گسل اروست.....
۱۰۳	شکل ۴-۱۰- رودخانه حفر شده در اثر فعالیت گسل کوات و لنگر.....
۱۰۴	شکل ۴-۱۱- جابجایی رسوبات کواترنری رودخانه در اثر فعالیت گسل F1.....
۱۱۰	شکل ۴-۱۲- نمودار پایپر و نمودار استیف، برای نمونه‌های آب چشمه باداب سورت.....
۱۱۵	شکل ۴-۱۳- مورفولوژی تراورتن باداب سورت.....
۱۱۶	شکل ۴-۱۴- نمودار سه بعدی (Block diagram) از منطقه چشمه باداب.....
۱۱۶	شکل ۴-۱۵- تصویر صحرایی از شکستگی‌های موجود در تراورتن‌ها.....
۱۱۷	شکل ۴-۱۶- تهنشست تراورتن‌ها بر روی رسوبات شیلی سازند شمشک.....
۱۱۷	شکل ۴-۱۷- تصویر صحرایی از جابجایی دریاچه چشمه باداب سورت.....
۱۱۸	شکل ۴-۱۸- نقشه زمین‌شناسی از محدوده تراورتن‌ها.....
۱۱۸	شکل ۴-۱۹- مقطع عرضی رسم شده از محدوده چشمه تراورتنی باداب سورت.....
۱۱۹	شکل ۴-۲۰- لایه‌های افقی تراورتن‌ها.....
۱۱۹	شکل ۴-۲۱- تصویر از گسل باده در نزدیکی چشمه باداب سورت.....
۱۲۲	شکل ۵-۱- نمودار گل سرخی مربوط به روند سطح محوری چین‌ها.....
۱۲۲	شکل ۵-۲- رده‌بندی چین‌ها براساس شیب سطح محوری و میل لولای چین.....
۱۲۷	شکل ۵-۳- نمایش جهت تنش بیشینه به همراه میزان فشردگی در نواحی مختلف ایران.....
۱۲۸	شکل ۵-۴- ارتباط سوی تنش بیشینه با سازوکار گسل‌های منطقه مورد.....
۱۲۸	شکل ۵-۵- بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه که نحوه جایگیری کلیپ را بیان می‌کند.....
۱۲۹	شکل ۵-۶- مقطع عرضی شماتیک از چشمه تراورتنی باداب سورت.....

صفحه

فهرست جداول

۳۶	جدول ۳-۱- داده‌های برداشت شده از تاقدیس وری.....
۳۸	جدول ۳-۲- داده‌های برداشت شده از تاقدیس F01.....
۳۹	جدول ۳-۳- داده‌های برداشت شده از چین F02.....

۴۱	جدول ۳-۴- داده‌های برداشت شده از ناودیس F03.....
۴۲	جدول ۳-۵- داده‌های برداشت شده از تاقدیس F04.....
۴۳	جدول ۳-۶- داده‌های برداشت شده از ناودیس F05.....
۴۴	جدول ۳-۷- داده‌های برداشت شده از تاقدیس F06.....
۴۷	جدول ۳-۸- داده‌های برداشت شده از تاقدیس F07.....
۴۷	جدول ۳-۹- داده‌های برداشت شده از تاقدیس F08.....
۵۰	جدول ۳-۱۰- داده‌های برداشت شده از ناودیس سرکوه.....
۵۰	جدول ۳-۱۱- داده‌های برداشت شده از ناودیس F09.....
۵۳	جدول ۳-۱۲- داده‌های برداشت شده از تاقدیس F010.....
۵۶	جدول ۳-۱۳- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند مبارک.....
۵۶	جدول ۳-۱۴- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند دورود.....
۵۷	جدول ۳-۱۵- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند روته.....
۵۷	جدول ۳-۱۶- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند لار.....
۵۹	جدول ۳-۱۷- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی واحدهای کرتاسه بالایی.....
۶۰	جدول ۳-۱۸- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند فجن.....
۶۰	جدول ۳-۱۹- خلاصه ویژگی‌های هندسی چین‌های منطقه مورد مطالعه.....
۶۷	جدول ۳-۲۰- داده‌های برداشت شده از سطح گسل بادلله.....
۷۳	جدول ۳-۲۱- داده‌های برداشت شده از سطح گسل اروست.....
۸۱	جدول ۳-۲۲- داده‌های برداشت شده از سطح گسل لنگر.....
۸۴	جدول ۳-۲۳- داده‌های برداشت شده از سطح گسل F1.....
۸۷	جدول ۳-۲۴- داده‌های برداشت شده از سطح گسل F2.....
۹۱	جدول ۳-۲۵- داده‌های برداشت شده از سطح گسل اگره.....
۱۰۷	جدول ۴-۱- تقسیم‌بندی آب‌های معدنی بر اساس درجه حرارت.....
۱۰۸	جدول ۴-۲- نتایج حاصل از آنالیز کاتیون‌ها و آنیون‌ها.....
۱۱۱	جدول ۴-۳- طبقه‌بندی کیفی آبها بر اساس سختی کل.....
۱۲۳	جدول ۵-۱- طبقه‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یال‌ها.....

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

رشته کوه البرز در شمال ایران، بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیا را تشکیل می‌دهد که به شکل خمیده از قفقاز کوچک تا کوه‌های پامیر کشیده شده است (Alavi 1996).

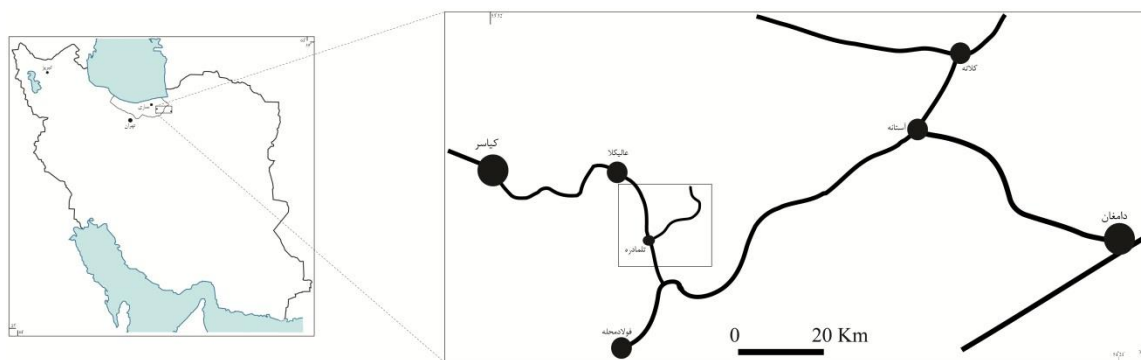
به عقیده اشتوکلین (Stocklin 1974) رشته کوه البرز به تنهایی یک کمربند کوهزایی نیست بلکه بخشی از یک کمربند کوهزایی وسیع‌تر است که شامل بخش‌های گسترده‌ای از ایران و رشته کوه‌های قفقاز می‌گردد. بنابراین رشته کوه البرز یک بخش تقریباً حاشیه‌ای از کل کمربند کوهزایی ایران محسوب می‌شود.

مطالعات مختلف چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی، پترولوژی و نیز مطالعات ساختاری و زمین‌ساختی، توسط محققین بسیاری از دیرباز تاکنون بر روی این پهنه رسوبی-ساختاری انجام گرفته و بیانگر این است که البرز از نظر زمین ریخت‌شناسی، ساختاری و چینه‌شناسی در همه جا یکسان نیست و پیچیدگی‌های ساختاری این رشته کوه باعث شده است که بخش‌های مختلف البرز بطور جداگانه مورد بررسی قرار گیرند. بررسی مفصل ساخت‌های این پهنه اعم از چین‌ها و گسل‌ها، به شناخت کامل‌تر و روشن‌تری از الگوی دگرشکلی خواهد انجامید. به همین جهت به نظر می‌رسد با جمع‌آوری دقیق‌تر داده‌های ساختاری، می‌توان الگوی مناسبی را جهت تحلیل ساختاری و نیز نحوه ارتباط ساختارها در بخش‌ها مختلف البرز ارائه نمود. نوشتار حاضر پژوهشی است در همین راستا که در آن سعی شده است در پیمایش‌های متعددی بین روستای اگره تا گسل بادل‌ه ساختارهای موجود از جمله چین‌ها و گسل‌ها برداشت شده و مورد تحلیل و بررسی قرار گیرند.

۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

منطقه مورد مطالعه بخشی از البرز خاوری در فاصله بین روستای اگره تا گسل بادلّه و محدوده بین طول‌های جغرافیایی $39^{\circ} 53'$ تا $52^{\circ} 53'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 10'$ تا $36^{\circ} 21'$ شمالی را شامل می‌شود.

جاده آسفالته دامغان- ساری و راه‌های خاکی متعدد منشعب از آن و نیز راه فرعی چشمه باداب سورت و همچنین دره‌های عرضی موجود در منطقه از جمله راه‌هایی هستند که امکان پیمایش در این منطقه را فراهم می‌آورند (شکل ۱-۱).



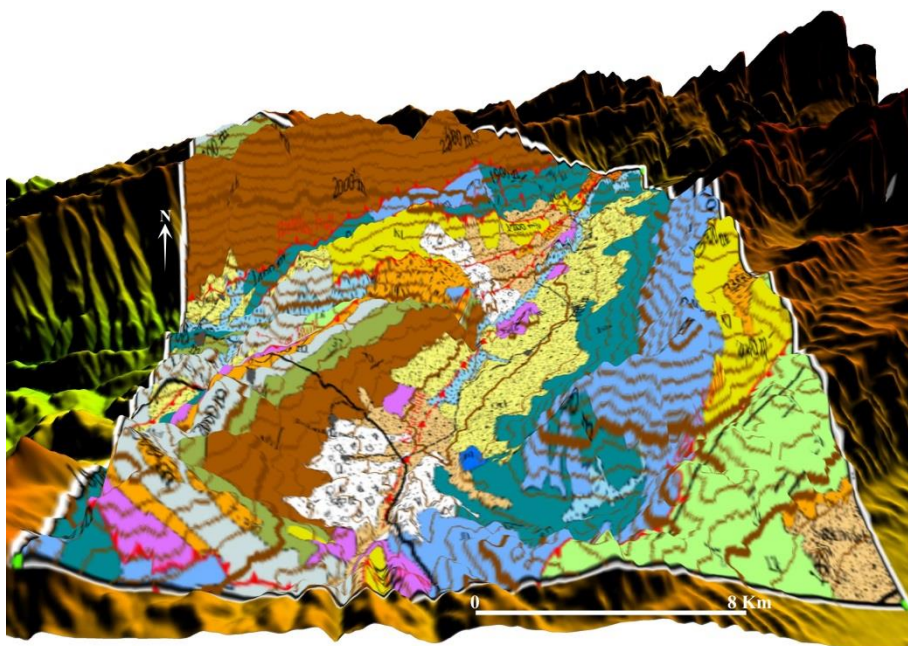
شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

۳-۱- زمین ریخت‌شناسی

ریخت‌شناسی پهنه مورد بررسی تابعی از آب و هوا، عناصر ساختاری و ویژگی‌های سنگ‌شناسی است. فرآیندهای فرسایشی که عامل مؤثری در تشکیل اشکال زمین‌ریختی است، در بخش شمالی به دلیل آب و هوای مرطوب، بارندگی زیاد و پوشش گیاهی متراکم، بیشتر از نوع شیمیایی و در بخش جنوبی به دلیل آب و هوای خشک و بارندگی کم، از نوع فیزیکی است. تفاوت در نوع فرسایش سبب شده است که ستیغ‌ها در بخش شمالی عمدتاً مدور و در بخش جنوبی عموماً تیز و زاویه‌دار باشند. وجود پرتگاه‌های متعدد در بخش جنوبی نیز دلالت بر این اختلاف دارد. ارتفاعات به فرم خطی، عموماً موازی با روند کلی ساختارها بوده و دره‌ها نیز تقریباً در امتداد گسل‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۱).

در این ناحیه، رخنمون‌هایی از سازندهای سخت که اکثراً شامل آهک‌های کرتاسه بالایی می‌شوند، بلندترین ارتفاعات منطقه را بوجود آورده‌اند و پست‌ترین بخش‌های منطقه هم توسط رسوبات کواترنری پوشیده شده‌اند.

بلندترین ارتفاعات منطقه شامل کوه‌های علی‌خانی، جهله، داراب کوه، کوت رم و کوه سفید می‌باشد.



شکل ۱-۲- تصویر سه بعدی از منطقه مورد مطالعه (تلفیقی از داده‌های SRTM و نقشه زمین‌شناسی منطقه).

۱-۴- تعریف مسئله و هدف‌های تحقیق

در بررسی‌های قبلی انجام شده بر روی منطقه مورد مطالعه چینه‌نگاری و ساختارهای کلی منطقه معرفی شده‌اند، اما خصوصیات سازوکار چین‌خوردگی و اختصاصات سینماتیک و دینامیک گسل‌ها و دید کامل و روشنی از فعالیت کواترنری منطقه مشخص نمی‌باشد. در این پهنه از البرز خاوری، در نیمه شمالی (شمال گسل بادله)، روندهای ساختاری از روند چیره البرز خاوری تبعیت می‌نمایند ولی در بخش جنوبی گسل بادله، از جمله در محدوده تلمادره و کیاسر، خمیدگی‌هایی با روند نسبتاً مورب

و جهت‌گیری شمالی‌تر نسبت به روندهای اساسی البرز خاوری و همچنین گسل‌هایی با هندسه متفاوت با گسل باده، مشاهده می‌شوند که حاکی از رخداد دگرریختی محلی در سازندهایی به سن‌های متفاوت در بخش جنوبی گسل باده است. به علاوه، وجود رخنمون‌هایی از واحدهای سنگی جوان مانند کنگلومرای پلئستوسن، نهشته‌های کواترنری و لایه‌های تراورتن پیرامون چشمه‌های تراورتن‌ساز، امکان مطالعه جنبش‌های نوزمین‌ساختی در این منطقه را فراهم می‌آورد.

چنانچه تحلیل چین‌خوردگی و گسلش بطور کامل در این منطقه انجام شود، این امکان وجود خواهد داشت که دیدگاهی دقیق‌تر در مورد زمین‌شناسی البرز خاوری و شناخت ارتباط ساختاری محدوده مورد نظر با مناطق همجوار مهیا شود. به علاوه دستاوردهای این گونه پژوهش‌ها، در مطالعات بعدی که مربوط به ارزیابی توان لرزه‌خیزی منطقه می‌باشد، به عنوان اطلاعات پایه مورد استفاده خواهد بود. در این راستا اهداف این تحقیق را می‌توان در موارد زیر خلاصه نمود:

۱- بررسی الگوی دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه که دارای تفاوت‌هایی با سایر مناطق، به ویژه نیمه شمالی همین منطقه است (با توجه به نوع واحدهای سنگی درگیر در دگرشکلی).

۲- تعیین سبک هندسی و اختصاصات سینماتیک گسل‌ها با توجه خاص به الگوی دگرریختی نوزمین‌ساختی آنها.

۱-۵- روش مطالعه

روش انجام تحقیق در این پایان‌نامه، به ترتیب شامل موارد زیر می‌باشد:

۱- مطالعات کتابخانه‌ای

۲- بررسی داده‌های دور سنجی منطقه

۳- انجام مطالعات میدانی با هدف اندازه‌گیری‌های ساختاری و نمونه برداری از سنگ‌ها و تهیه مقاطع نازک به منظور تشخیص سازند مربوطه و نمونه برداری از آب چشمه باداب سورت و ارسال به آزمایشگاه جهت تعیین میزان آنیون‌ها و کاتیون‌های آن

۴- تحلیل داده‌های ساختاری (پارامترهای ساختاری مرتبط با چین‌ها و شکستگی‌ها، به ویژه گسل‌ها) با روش شناخته شده هندسی (سینماتیک) و استفاده از نرم افزارهای مرتبط، بخصوص نرم افزارهای استریوگرافیک

۵- بررسی نوزمین ساختی منطقه

۶- اضافه نمودن دستاوردهای جدید بر نقشه‌های موجود و تدوین پایان‌نامه

همچنین، روش و ابزار گردآوری اطلاعات در این تحقیق شامل موارد زیر است:

۱- استفاده از داده‌های موجود (مانند نقشه‌ها، داده‌های دورسنجی، مقالات و ...)

۲- انجام عملیات میدانی و جمع‌آوری اطلاعات صحرایی با اندازه‌گیری‌های ساختاری

قابل ذکر است که روش تجزیه و تحلیل اطلاعات حاصل از برداشت‌های صحرایی که شامل تحلیل‌های ساختاری مبتنی بر اطلاعات قبلی، داده‌ها و اطلاعات بدست آمده از برداشت‌های صحرایی می‌باشد، با روش‌های مرسوم زمین‌شناسی ساختمانی مانند تحلیل‌های هندسی، جنبشی صورت گرفته و برای این منظور از نرم افزارهای موجود مانند: Faultkin, Dips, Stereonet, TectonicsFP, OpenStereo و ... استفاده شده است و جهت تهیه نقشه ساختاری منطقه از نرم افزارهای ArcGIS و Adobe Illustrator و Global Mapper استفاده شده است.

۱-۶- تاریخچه مطالعاتی

مطالعات متعددی بر روی رشته کوه البرز و همین طور بخش خاوری آن انجام شده که عمدتاً به صورت کلی بوده و کمتر به جزئیات ساختاری آن پرداخته شده است. در ادامه به برخی از این مطالعات که در البرز خاوری و محدوده مورد مطالعه مرتبط با موضوعات ساختاری انجام شده است، اشاره می‌شود. از جمله مطالعات صورت گرفته در این بخش از البرز خاوری می‌توان به نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۱) و ۱:۲۵۰۰۰۰ ساری (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۹) اشاره کرد. مطالعات مشابهی نیز در دیگر مناطق البرز خاوری صورت گرفته، از جمله علوی (Alavi, 1996) بر پایه آنالیزهای سنگ‌شناسی، ساختاری و چینه‌شناسی سنگ‌های نمایان شده در کوهزایی چندگانه البرز در شمال ایران، هفت مجموعه از واحدهای چینه‌شناسی با مقادیری از سنگ‌های دگرگونی به انضمام بقایای منطقه اقیانوسی پالئوتتیس، معرفی کرده است: الف) سکانس‌های اپی کانتیننتال پرکامبرین فوقانی تا اردوویسین پایانی، ب) مجموعه سنگ‌های ماگمایی مافیک اردوویسین تا دونین، ج) سکانس‌های حاشیه قاره‌ای دونین تا تریاس فوقانی، د) توالی سیلیکاته آواری فورلندی تریاس فوقانی، ه) توالی ناپیوسته فلات قاره - حاشیه قاره ژوراسیک میانی تا کرتاسه فوقانی، و) مجموعه ماگمایی نوع کمائی کرتاسه فوقانی تا سنوزوئیک، ز) نهشته‌های مولاس سیلیکاته آواری همزمان با کوهزایی ترشیری و کواترنری و همچنین وی اشاره کرده است که در اطراف کیاسر، در البرز مرکزی، چین‌ها محدود به ورقه‌های ساختاری بوده و توسط مرزهای راندگی کنترل می‌شوند و در بخش‌های شمالی ناحیه، شیب به سمت شمال و در بخش‌های جنوبی شیب به سمت جنوب است و همچنین شکل‌گیری گسل‌های نرمال کوچک مقیاس و نواحی برشی را در اثر ریزش کوهزایی، کشش و گرانش القایی می‌داند. در بخش‌های شمالی ناحیه کیاسر، سنگ‌های چین‌خورده کرتاسه و ترشیری را که مشخصه‌های لیتوفاسیس کپه‌داغ را دارند، به صورت ورقه نازکی روی لایه‌های پالئورئیک بالایی جابجا شده اشاره می‌کند.

پریستلی و همکاران (Preistley et al, 1994) براساس بررسی داده‌های لرزه‌ای حوضه خزر جنوبی و نواحی اطراف، این ناحیه را واجد تکتونیک فعال دانسته‌اند.

شهریاری و همکاران (۱۳۸۰) تکامل ساختاری البرز را در سه مرحله تریاس پسین- ژوراسیک پیشین (کوهزایی سیمرین)، کرتاسه پسین- پالئوسن پیشین (کوهزایی آلپ میانی) و نئوژن (کوهزایی آلپ پسین) معرفی کرده‌اند.

Axen et al (2001) سیستم ترافشارش چپ‌بر از پلیوسن را حاکم بر هندسه ساختارهای البرز مرکزی - خاوری دانسته و معتقدند که بیشتر گسل‌ها با یک هندسه گل مانند به درون رشته کوه شیب پیدا کرده و جدایش معکوس از خود نشان می‌دهند.

جکسون و همکاران (Jackson et al, 2002)، زمین‌ساخت فعال حوضه خزر جنوبی را مورد بررسی قرار داده‌اند و براساس سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها، گسلش سطحی و ساختار سرعت تصحیح شده به وسیله گسترش موج سطحی، حرکت به سمت جنوب باختری کنونی این حوضه را با سرعت بیشینه ۱۷-۱۳ میلی‌متر در سال نسبت به ایران مطرح نموده‌اند. آنها با توجه به مؤلفه راست‌بر و چپ‌بر گسل‌های کپه‌داغ و البرز خاوری که حاصل از مؤلفه کوتاه‌شدگی مایل در این ناحیه هستند، مؤلفه حرکت به سمت باختر را برای حوضه خزر جنوبی پیشنهاد نموده‌اند.

پژوهش‌های نوین نشان می‌دهد که نحوه دگرشکلی در گستره البرز مرکزی به گونه ترافشارشی چپ‌بر و به موازات ساختارهای البرز است (Jackson et al, 2002).

بررسی لرزه‌خیزی و سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌های البرز، اغلب براساس تحلیل‌های جکسون و همکاران (Jackson et al, 2002) می‌باشد. ایشان حوضه خزر جنوبی را به عنوان یک بخش دارای تکتونیک فعال (به احتمال از ۳/۴ میلیون سال پیش) تحریک شده در اثر بسته شدن حوضه‌های فرعی داخل ایران و آغاز کوتاه‌شدگی کمربند چین خورده ساده زاگرس می‌دانند.

Allen et al (2003) بر این باورند که تغییر شکل در البرز به صورت کوتاه‌شدگی مایل بوده و سبب تجزیه دگرریختی به دو مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر موازی رشته کوه و راندگی عمود بر آن شده است. ایشان عامل این تغییر شکل را حرکت رو به شمال ایران مرکزی و نزدیک شدگی صفحات عربی و اوراسیا و حرکت رو به جنوب باختر حوضه خزر جنوبی نسبت به البرز و ایران مرکزی می‌دانند.

آلن و همکاران (Allen et al, 2003) براساس مشاهدات صحرایی و لرزه خیزی البرز، واتنش در این بخش را به دو مؤلفه شیب لغز (راندگی‌ها) و راستالغز تقسیم‌بندی نموده‌اند.

بر پایه داده‌های GPS، کوتاه شدگی شمالی- جنوبی 2 ± 5 mm/yr و برش چپ‌بر 2 ± 4 mm/yr (Vernant et al, 2004) برآورد شده است.

نظری و ریتز (Nazari & Ritz, 2008) با بررسی‌های زمین‌ریخت‌شناسی، زمین‌ساختی و دیرینه‌لرزه‌شناسی بر این باورند که راندگی‌های بنیادی البرز چون طالقان، مشا، فیروزکوه و آستانه در بخش داخلی البرز در حال حاضر دارای سازوکار راستالغز چپ‌بر با مؤلفه معکوس هستند، در حالی که سازوکار چیره این گسل‌ها در میوسن- پلیوسن معکوس به همراه سازوکار چپ‌بر بر روی گسل‌های آستانه و فیروزکوه و راست‌بر بر روی گسل‌های مشا و کندوان بوده است. داده‌ها نشان می‌دهد که وارونگی تنش قدیمی رخ داده است. آنها زمان این وارونگی را بسیار جوان یعنی پلیستوسن می‌دانند.

عباسی و همکاران (۱۳۸۶) با اندازه‌گیری‌هایی که در بخش‌هایی از کیاسر و جنوب کیاسر انجام داده‌اند، راستای عمومی گسل‌ها را در جنوب کیاسر، خاوری- باختری و در کیاسر، خاور شمال خاوری- باختر جنوب باختری تعیین کرده‌اند. صفحه‌های گسلی اندازه‌گیری شده در این ایستگاه‌ها مربوط به شاخه‌هایی از گسل باده هستند. عملکرد این گسل همراه با گسل شمال البرز، سبب ایجاد فرازمین باده شده است؛ به گونه‌ای که از زمان تریاس بالایی این فرازمین از آب بیرون آمده است. همچنین آنها این گسل را به عنوان گسل پس راندگی (Back thrust) گسل شمال البرز معرفی

نموده‌اند. بر پایه این کار، گسل بادلّه یک گسل کم و بیش خاوری-باختری با شیب رو به شمال و سازوکار از نوع فشاری می‌باشد.

رنجبران (۱۳۹۰)، تراورتن‌های چشمه باداب سورت را از نظر مورفولوژی تقسیم‌بندی نموده و خروج گاز دی اکسیدکربن به طریق مکانیکی را عامل اصلی نهشته شدن تراورتن‌ها در مورفولوژی‌های آبشاری می‌داند. همچنین وی از سازندهای کربناته الیکا و مبارک به عنوان منشأ اصلی این تراورتن‌ها اشاره نموده و تغییر رژیم آبدهی فصلی را عامل تغییر مواد رنگی Al ، Fe ، Mg و ... دانسته که باعث ایجاد لایه‌های متعدد با رنگ‌های مختلف شده‌اند.

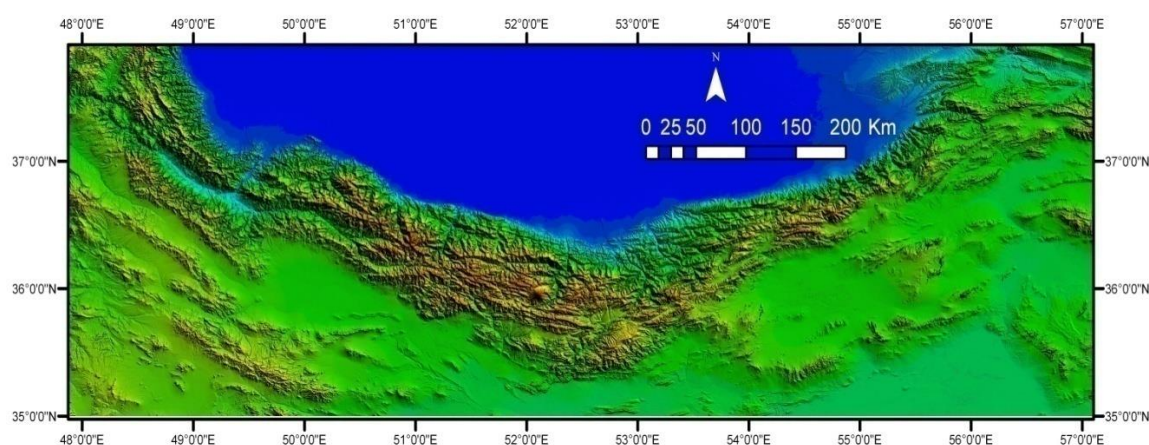
فصل دوم

زمین شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی، در زون رسوبی-ساختاری البرز واقع شده و بخشی از البرز خاوری به شمار می‌آید، به همین دلیل در این فصل به بررسی زمین‌ساخت البرز و همچنین زمین ریخت‌شناسی و چین‌شناسی منطقه مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

۱-۲- زمین‌ساخت البرز

مجموعه کوه‌هایی که در مناطق شمالی ایران با روند خاوری-باختری از آذربایجان تا خراسان امتداد دارند، زون البرز را تشکیل می‌دهند (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- تصویر SRTM از رشته کوه البرز

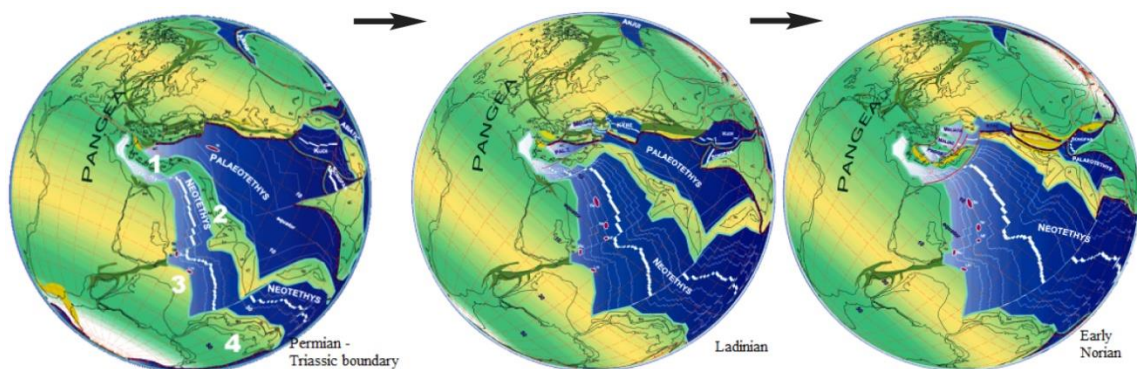
به باور شمار زیادی از زمین‌شناسان همچون علوی (Alavi, 1996)، رشته کوه البرز بخشی از سلسله جبال آلپ-همالیا می‌باشد که با طولی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر، از کوه‌های قفقاز کوچک در ارمنستان و آذربایجان شروع و تا کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان امتداد یافته است. البرز یک کمر بند چند کوهزادی است که توسط کوهزایی‌های سیمین و آلپی، از تریاس پسین تا الیگومیوسن متأثر شده است (Alavi, 1996).

در پرکامبرین، همه بخش‌های پوسته قاره‌ای ایران امروزی در جنوب استوا قرار داشت و بخشی از قاره بزرگ گندوانا را می‌ساخت. در این زمان گندوانا توسط اقیانوس بزرگی به نام تتیس کهن (پالئوتتیس) از قاره شمالی جدا شده بود. در اواخر دوران پالئوزوئیک تا ابتدای مزوزوئیک، البرز و ایران

مرکزی از گندوانا جدا شده و با حرکت تدریجی به سمت شمال، طی تریاس پسین (Sengor et al, 1988) به ورقه شمالی برخورد کرده و زمین‌درز تیس کهن را به وجود آوردند (Berberian, 1981).

در تریاس پسین، همزمان با رویداد کوهزایی سیمین پیشین، اگرچه رویدادهای ناشی از برخورد حاشیه قاره‌ای فعال و پویای توران با حاشیه قاره‌ای ناپویای البرز موجب شکل‌گیری گسل‌های راندگی و فرارانش مجموعه‌های اقیانوسی تیس کهن بر روی لبه شمالی البرز شده، ولی نخستین کوهزایی آلپی واقعی در پالتوسن، همزمان با رویداد لارامید رخ داده که با گسلش راندگی، چین‌خوردگی و فراخاست همراه بوده است (شکل ۲-۲). کوهزایی بعدی در آغاز الیگوسن بوده که ماگماتیسم درونی، از آب خارج شدن گسترده زمین و گسترش حوضه‌های میان کوهی از پیامدهای آن است. بازپسین فاز کوهزایی آلپی در اواخر پلیوسن یا اوایل پلیستوسن صورت گرفته که حاصل آن گسلش، راندگی، مرتفع شدن و سیمای امروزی البرز است (آقابات، ۱۳۸۳).

در بخش باختری البرز، ساختارها روند شمال باختری- جنوب خاوری دارند، اما در بخش خاوری روند ساختارها شمال خاوری- جنوب باختری می‌باشد. این دو روند ناهمسان در البرز مرکزی به یکدیگر می‌رسند. در شکل‌گیری ساختارهای چین‌خورده البرز، عواملی همچون برخورد صفحه ایران و توران، عملکرد گسلش‌های راندگی و سرانجام عملکرد گسل‌های امتدادلغز شمال باختری- جنوب خاوری در البرز باختری و شمال خاوری- جنوب باختری در البرز خاوری، نقش دارند (آقابات، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۲- تاریخچه تکامل ساختاری البرز در بازه زمانی پرمین تا تریاس (نقل از: Fursich et al, 2009)

۲-۲- چینه‌شناسی

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته پیشین، به ویژه نقشه‌های زمین‌شناسی ورقه کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۱)، چهارگوش ساری با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۹) و مطالعات چینه‌نگاری صورت گرفته در منطقه، وجود توالی سنگ‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک با راستای کلی شمال خاوری- جنوب باختری تا خاوری- باختری، در این ناحیه به اثبات رسیده است.

سازند خوش‌بیلاق به سن دونین میانی- فوقانی، قدیمی‌ترین و نهشته‌های کواترنری، جدیدترین واحدهای رخنمون یافته منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. توالی‌های مربوط به پالئوزوئیک این منطقه، شامل سازندهای خوش‌بیلاق، مبارک، دورود و روته می‌باشند. سازندهای الیکا، شمشک، دلیچای، لار و واحدهای عمدتاً آهکی کرتاسه فوقانی، توالی‌های مزوزوئیک این ناحیه را تشکیل می‌دهند. واحدهای مربوط به سنوزوئیک شامل سازندهای فجن، کرج و نهشته‌های کواترنری می‌باشند.

۲-۲-۱- واحدهای سنگی پالئوزوئیک

سازند خوش‌بیلاق

سازند خوش‌بیلاق که در بخش‌های شمالی و مرکزی منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود، به عنوان الگوی سنگ‌های دونین میانی و بالایی البرز خاوری، یکی از ستبرترین ردیف‌های دونین البرز است که میان سازند پادها در پائین و سازند مبارک در بالا قرار دارد (شکل ۲-۳). این سازند همچنین شامل اسپیلیت، توف ماسه‌ای و سپس شیل‌های نازک لایه سبز همراه با درون لایه‌های آهکی است، که در بالاترین بخش، شامل تناوبی از سنگ آهک و شیل‌های آهکی حاوی مقادیر فراوان براکیوپود و کرینئوئید است. سازند خوش‌بیلاق در این منطقه تحت تأثیر فعالیت گسل بادلر قرار داشته و در

فرادیواره این گسل قرار دارد. برش الگوی این سازند توسط بزرگ نیا (Bozorgnia 1973) در گردنه خوش‌یلاق مطالعه و معرفی شده است. در یک نگاه کلی توالی‌های این سازند را می‌توان به چهار بخش تقسیم کرد:

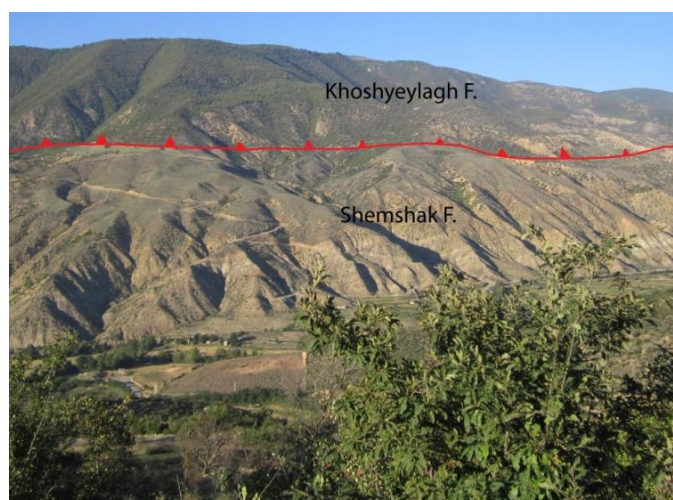
الف- واحد آواری پائینی شامل تناوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلت استون و شیل با میان لایه‌های تیره رنگی از سنگ آهک.

ب- واحد کربناته پائینی شامل آهک فسیل‌دار، آهک آرژیلی-سیلتی، سنگ آهک زیست تخریبی و آهک دولومیتی.

ج- واحد آواری بالایی متشکل از ماسه‌سنگ سرخ و قهوه‌ای که سیمای یک لایه کلیدی را دارد.

د- واحد کربناته بالایی شامل تناوبی از آهک پرفسیل، سنگ آهک زیست تخریبی، شیل آهکی و آهک رسی.

خسروتهرانی (۱۳۶۷) با توجه به فراوانی انواع بازوپایان، کنودونت‌ها، تتناکولیتس، تریلوبیت، مرجان، پالینومورف و مهره‌داران سنی معادل دونین میانی تا فوقانی را برای سازند خوش‌یلاق عنوان کرده است.



شکل ۲-۳- تصویری از رخنمون سازند خوش‌یلاق در نزدیک روستای گلجاری (دید به سمت شمال)

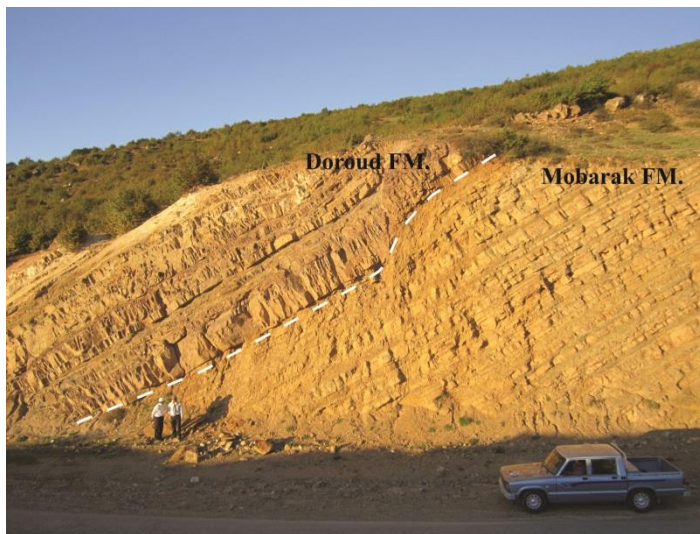
سازند مبارک

سنگ‌های شناخته شده کربونیفر ایران، بیشتر به سن کربونیفر زیرین تا اوایل کربونیفر بالایی هستند. از این رو این اعتقاد وجود دارد که در اوایل کربونیفر بالایی با آغاز جنبش‌های زمین‌ساختی هم‌ارز هرسی‌نین با دیگر نقاط، زمین‌ساخت ناحیه‌ای سبب حرکت‌های خشکی‌زایی و بالاآمدگی وسیع شده، به طوری که بخش‌های وسیعی از پلاتفرم ایران در معرض فرسایش قرار گرفته است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

سازند مبارک در منطقه مورد مطالعه، از سنگ آهک‌های نازک و متوسط لایه به رنگ خاکستری تیره، آهک‌های شیلی ورقه‌ای و شیل‌های سیاه رنگ تشکیل شده و در بخش‌های شمالی و باختری این منطقه رخنمون دارد (شکل ۲-۴). این سازند در ناحیه مورد مطالعه توسط نهشته‌های پرمین با ناپیوستگی فرسایشی پوشیده شده است.

سازند دورود

این سازند در منطقه مورد مطالعه شامل رخساره‌های آواری (کنگلومر، ماسه‌سنگ، ارتوکوارتزیت و شیل) و کربناته (سنگ‌های آهکی) است و در فاصله زمانی آسلین نهشته شده است. رخنمون این سازند به طور پراکنده در بخش‌های باختری و شمال باختری منطقه قابل مشاهده است (همان شکل). همبری تحتانی این نهشته‌ها با سنگ‌های آهکی سازند مبارک و همبری فوقانی آن با رسوبات سازند روته هر دو به صورت ناپیوستگی فرسایشی است.



شکل ۲-۴- رخنمون مربوط به سازندهای مبارک و دورود در شمال‌باختر تلمادره (دید به سمت شمال)

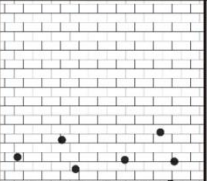
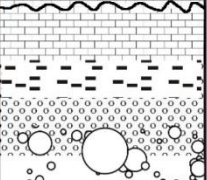
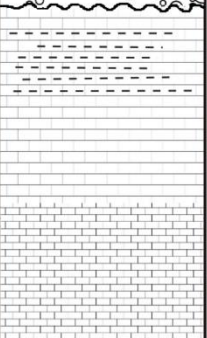
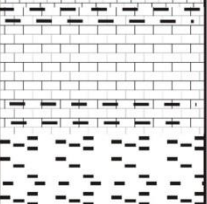
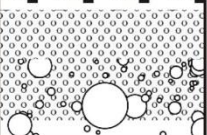
سازند روته

سازند آهکی روته را می‌توان در گستره‌های وسیعی از البرز خاوری، البرز مرکزی و آذربایجان دید. در بیشتر این نواحی، بدون در نظر گرفتن ردیف‌های آواری پایه، سازند آهکی روته ردیف‌های به نسبت همگنی از سنگ آهک‌های لایه‌ای، خاکستری تا تیره با تناوب‌هایی از لایه‌های نازک مارن دانسته شده است. این سازند در بخش‌های شمال باختری و باختر منطقه مورد مطالعه رخنمون داشته و حاوی آهک‌های فوزولین‌دار و آهک‌های دولومیتی است.

بر خلاف باور آسرتو (Assereto, 1963)، مرز زیرین سازند روته در همه جا ناپیوسته ولی هم‌شیب و ممکن است به سنگ‌های گوناگونی باشد. جدا از سطوح فرسایشی، بین سازند دورود (در زیر) و روته، یک واحد لاتریتی وجود دارد که اشتامفلی (Stampfli, 1978) آن را به نبود رسوبات مربوط به آرتنسکین (Artinskian) می‌داند. سطوح پایانی سنگ آهک‌های روته همواره نشانگر یک سطح فرسایشی- کارستی است که ممکن است با گدازه‌های آتشفشانی و یا عدسی‌های بوکسیت- لاتریت مشخص باشد. در بیشتر نواحی البرز خاوری، سطح بالایی سازند روته، به سازند الیکا (تریاس زیرین - میانی) ختم می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳).

ستون چینه‌شناسی سازندهای رخنمون یافته، مربوط به دوران پالئوزوئیک در شکل ۲-۵ آورده

شده است.

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Paleozoic	Permian	Middle	Ruteh		Fusulina Limestone, Dolomitic Limestone
		Lower	Doroud		Conglomerate, Sandstone, Shale, Limestone, Quartzite
	Carboniferous	Lower	Mobarak		Thin to medium banded Limestone changing upward to Black Shale
	Devonian	Upper	Khoshyeilagh		Conglomerate, Shale, Limestone, Sandstone, Dolomite, Quartzite
		Middle			

شکل ۲-۵- ستون چینه‌شناسی مورد مطالعه در پالئوزوئیک (بدون مقیاس)

۲-۲-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک

سازند الیکا

سازند الیکا در این ناحیه مشابه مقطع تیپ، شامل دو بخش زیرین و بالایی است. بخش زیرین به سن تریاس زیرین و به طور عمده از سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه، دارای آثار زیستی فراوان (آهک ورمیکوله) می‌باشد. بخش بالایی آن به سن تریاس میانی، شامل تناوبی از سنگ آهک دولومیتی و دولومیت متوسط تا ضخیم لایه است. این بخش با یک افق ضخیم ماسه‌سنگی از بخش زیرین تفکیک می‌شود. این سازند در قسمت میانی منطقه مورد مطالعه دارای رخنمون است. مرز زیرین سازند الیکا با سازند روته و مرز بالایی آن با سازند شمشک هر دو با یک افق فرسایشی مشخص می‌شود (شهرابی، ۱۳۷۸).

سازند شمشک

در اکثر نقاط البرز گذر تریاس میانی به بالایی، ناپیوسته و بیانگر شواهدی از رویداد زمین‌ساختی سیمین پیشین است که با پایان گرفتن شرایط پلاتفرمی تریاس میانی همراه بوده است. در تریاس پسین پهنه البرز به یک دشت آبرفتی دلتایی تبدیل شده که گاه در آن مرداب‌هایی نیز شکل می‌گرفته است. نهشته‌های این زمان در البرز ردیف‌های به نسبت همگنی از شیل و ماسه‌سنگ بوده که با داشتن لایه‌های ذغالسنگی شاخص می‌باشند. این شرایط در زمان ژوراسیک زیرین و میانی نیز ادامه داشته تا جایی که تفکیک نهشته‌های تریاس بالایی از ژوراسیک زیرین و میانی ممکن نیست (آقانباتی، ۱۳۷۷).

آسرتو (Assereto 1966) برش الگوی این سازند را در شمال تهران معرفی نمود. وی این سازند را به چهار بخش تقسیم کرده که به ترتیب از پایین به بالا شامل ماسه‌سنگ پایینی، سری ذغال‌دار پایینی، ماسه‌سنگ بالایی و سری ذغال‌دار بالایی می‌باشد.

اختصاصات رسوبات این سازند مشابه سایر نقاط البرز، نشان دهنده رسوبگذاری در یک سیستم رودخانه‌ای-دلتایی است (آقابات، ۱۳۷۷).

در منطقه مورد مطالعه، سازند شمشک در بخش‌های شمالی و باختری رخنمون داشته و در یک نگاه کلی از ماسه‌سنگ، شیل‌های خاکستری تیره تا سیاه، سیلتستون، کنگلومرا و رگه‌های ذغال تشکیل شده است و مرز زیرین آن با سازند الیکا و مرز بالایی آن با دلیچای هر دو با ناپیوستگی فرسایشی مشخص می‌شوند (شکل ۲-۶-الف).

سازند دلیچای

سازند دلیچای معرف نخستین واحد سنگی از رسوبات دریایی ژوراسیک میانی البرز است که بویژه در دامنه جنوبی این کوه‌ها برونزد دارد. در این سازند، نوع سنگ‌ها و سنگواره‌ها نشانگر رسوبگذاری در یک محیط دریایی است که با شرایط دریاچه‌ای-مردابی نهشته‌های زیر آن (سازند شمشک) و ردیف‌های کربناتی ستبر لایه رویی (سازند لار) تفاوت آشکار دارد، به گونه‌ای که سازند آهکی و مارنی دلیچای نقش یک لایه راهنمای زودفرسای مایل به سبز دارد که ردیف‌های تیره رنگ ذغال‌دار پایینی را از صخره‌های بلند بالایی جدا می‌کند. ریخت‌شناسی پشته مانند و رنگ سبز - خاکستری روشن از ویژگی‌های این سازند است که به شناسایی آن کمک می‌کند. مرز زیرین دلیچای ناپیوسته بوده و مرز بالایی آن با سازند لار تدریجی است (آقابات، ۱۳۸۳).

سازند دلیچای در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود و شامل سنگ آهک و مارن متناوب و دارای فسیل آمونیت می‌باشد.

سازند لار

سنگ آهک‌های ژوراسیک فوقانی در نواحی وسیعی از البرز، بر روی نهشته‌های زودفرسای ژوراسیک میانی (سازند دلیچای) و یا رسوب‌های ذغال‌دار شمشک قرار دارد.

آسرتو (Assereto 1966) با استفاده از نام دره لار، نام سازند لار را بر روی این واحدها نهاد (آقابات، ۱۳۸۳) (شکل ۲-۶-ب).

این سازند در مجموع از آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه تشکیل شده و بطور معمول ارتفاعات بلند بخش جنوبی منطقه را می‌سازد. در بخش‌های تحتانی بطور عمده از آهک‌های کریستالین کرم رنگ و در بخش‌های فوقانی از آهک خاکستری با میان لایه‌های مارنی تشکیل شده است. نودول‌های چرتی بصورت نواری و قلوهای در این سازند مشاهده می‌شوند. با توجه به فسیل‌های شناسائی شده، سن آن را ژوراسیک بالائی تا نئوکومین در نظر می‌گیرند (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱).

واحدهای کرتاسه بالایی

نهبشته‌های کرتاسه فوقانی رخنمون یافته در بخش شمالی و خاور منطقه، به لحاظ سنگ‌شناسی و جایگاه چینه‌ای، با سازند آبدراز در کپه‌داغ قابل مقایسه است. در ناحیه مورد مطالعه، این رسوبات را می‌توان به ۴ واحد سنگی تقسیم بندی نمود که از پائین به بالا عبارتند از:

واحد زیرین (K_2^{11}): شامل سنگ آهک رودیست‌دار و بندرت میان لایه‌های مارنی است.

واحد دوم (K_2^{ml}): این واحد شامل مارن، مارن سیلتی و سنگ آهک مارنی می‌باشد.

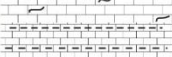
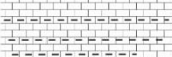
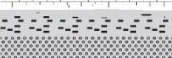
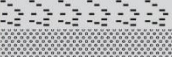
واحد سوم (K_2^{lm}): سنگ‌شناسی این واحد سنگی را سنگ آهک مارنی، مارن و مارن سیلتی تشکیل می‌دهد.

واحد بالایی (K_2^{12}): این واحد شامل سنگ آهک ضخیم لایه تا توده‌ای است که با توجه به فسیل‌های یافته شده در آن، سن آن را ماستریشتین تعیین کرده‌اند (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) (شکل ۲-۶-ج).

ستون چینه‌شناسی سازندهای رخنمون یافته، مربوط به دوران مزوزوئیک در شکل (۷-۲) آورده شده است.



شکل ۷-۲- تصاویری از رخنمون سازندهای منطقه مورد مطالعه: الف- سازند شمشک ب- سازند لار ج- واحدهای آهکی کرتاسه فوقانی

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Mesozoic	Cretaceous	Upper			Thin to medium bedded crystalline Limestone and Marly Limestone
					Thin bedded white Limestone and Marly Limestone
					Thin to medium bedded milky to white Marly Limestone
	Jurassic	Malm	Lar		Medium to thick bedded Limestone
		Dogger	Dalichay		Alternation of Amonite bearing Marl and Limestone
		Liassic	Shemshak		Sandstone, Shale, Siltstone, Conglomerate, Coaly Shale, Coal
	Triassic	Upper			Medium to thick bedded Dolomite Limestone and Dolomite
		Middle	Elika		Thin to medium bedded Limestone
		Lower			Thin to medium bedded Limestone

شکل ۲-۷- ستون چین‌شناسی مورد مطالعه در مزوزوئیک (بدون مقیاس)

۲-۲-۳- واحدهای سنگی سنوزوئیک

سازند فجن

سازند کنگلومرای فجن نشانگر چرخه‌های فرسایشی پس از رویداد کوهزایی لارامید است که بطور عموم ردیف‌های کهن‌تر را با ناپیوستگی می‌پوشاند. برش الگوی این سازند را دلنباخ (Dellenbach 1964)، در ۱۰۰ کیلومتری خاور تهران به ضخامت ۱۵۰۰ متر اندازه‌گیری کرده است، ولی ضخامت این سازند تغییرات زیادی دارد. از نگاه سنگ‌شناختی، این سازند شامل ضخامت متغیری از کنگلومرای پلی‌ژنتیک، ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ و مارن ماسه‌ای است.

در منطقه مورد مطالعه، سازند فجن در قسمت میانی این منطقه رخنمون قابل توجهی را نشان می‌دهد و ضخامت آن از ۱۰ تا ۱۵۰ متر متغیر است و شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های قرمز تیره تا قهوه‌ای که با دگرشیبی، سنگ‌های کرتاسهٔ پسین را پوشانیده است. (شکل ۲-۸-الف).

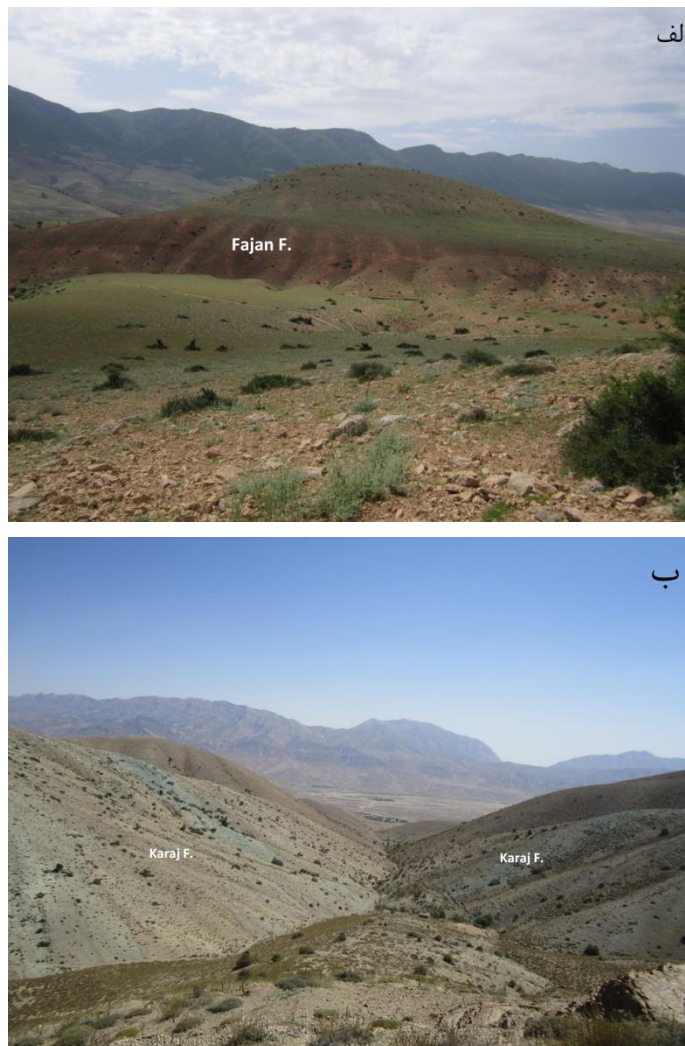
سازند کرج

سازند کرج به عنوان یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگ چینه‌ای البرز جنوبی، شامل توالی ضخیمی از توف‌های سبزرنگ، سنگ‌های رسوبی و گدازه‌های آتشفشانی و بندرت تبخیری است. ددوال (Dedual 1967) در درهٔ کرج برشی از این سازند را معرفی و آن را سازند کرج نامید (آقابات، ۱۳۸۳).

اگرچه سازند کرج یادآور توف‌های سبز البرز جنوبی است، ولی در برش الگو و همچنین در دیگر رخنمون‌ها، سازند کرج ترکیب سنگ‌شناسی همگن ندارد؛ به همین رو، در برش الگو با ۳۳۰۰ متر ضخامت، به پنج عضو تقسیم شده که از پائین به بالا عبارتند از: بخش‌های شیل پائینی، توف میانی، شیل آسارا، توف بالایی و شیل کندوان.

عضوهای چندگانهٔ برش الگوی سازند کرج از نظر سنگ‌شناسی و ضخامت، پایداری نداشته و تغییرات آنها در فواصل کوتاه، درخور توجه است؛ به همین رو، عضوهای یاد شده تنها در برش الگو قابل تشخیص می‌باشند. در دیگر نقاط البرز، یا سازند کرج عضوبندی نمی‌شود و یا از عضوهای غیر رسمی و محلی استفاده می‌شود. در بیشتر نقاط البرز جنوبی، مرز زیرین سازند کرج با سنگ آهک‌های نومولیت‌دار سازند زیارت هم شیب است. گاهی نیز توف‌های سازند کرج، بدون حضور سنگ آهک‌های زیارت با ردیف‌های کنگلومرایی سازند فجن، هم ارز است (آقابات، ۱۳۸۳).

این سازند در جنوب منطقه مورد مطالعه رخنمون داشته و ضخامت آن در این منطقه به حدود ۸۰۰ متر نیز می‌رسد (شکل ۲-۸-ب).



شکل ۲-۸- الف- رخنمون سازند فجن در جنوب روستای اروست. ب - رخنمون سازند کرج در شمال روستای سرخه‌ده

نهشته‌های کواترنری

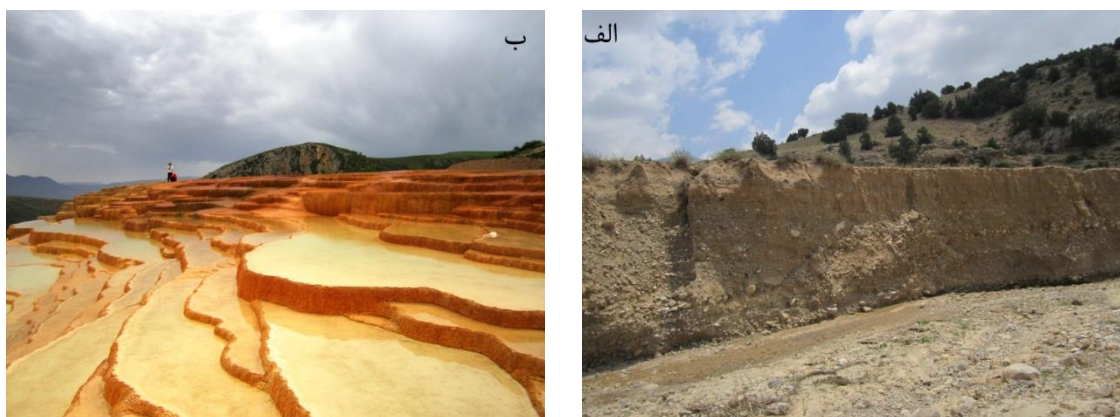
جوان‌ترین رسوبات موجود در منطقه مورد مطالعه، نهشته‌های کواترنری می‌باشند که بصورت رسوبات منفصل و یا با فشردگی اندک می‌باشند.

نهشته‌های گراولی کواترنری که شامل کنگلومرا و رسوبات رودخانه‌ای از جمله مارن می‌باشند که اندکی متحمل فشردگی شده‌اند، قدیمی‌ترین رسوبات کواترنری منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند و ضخامت آنها حداکثر تا ۱۵۰ متر می‌رسد. پادگانه‌های آبرفتی کنگلومرایی نسبتاً مسطح، قدیمی‌تر و بلندتر از بقیه رسوبات آبرفتی این مقطع زمانی هستند که ضخامتی در حدود ۲۰ تا ۲۵

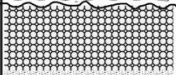
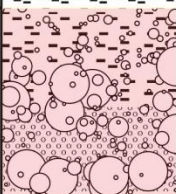
متر دارند. در بعضی از افق‌ها، کنگلومرای مذکور دارای سیمانی سست می‌باشد. رسوبات آبرفتی دشت-ها که به طور معمول زمین‌های کشاورزی را تشکیل می‌دهند و معمولاً ریزدانه‌تر از کنگلومرای واحد بوده و تقریباً فاقد سیمان می‌باشد. رسوبات آبرفتی بستر رودخانه نیز جدیدترین رسوبات آبرفتی منطقه مورد مطالعه می‌باشند (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) (شکل ۲-۹-الف).

در چند نقطه از منطقه مورد مطالعه، بخصوص در بخش‌های شمالی، واحدی از سنگ‌های کربناتی، از جنس تراورتن (Q^{tr}) می‌توان دید، که رسوبگذاری آن حتی در حال حاضر ادامه دارد. تشکیل تراورتن و تظاهر چشمه‌های تراورتن‌زا با گسل‌های راندگی و نهشته‌های شمشک وابستگی دارد، به طوری که معمولاً چشمه‌های تراورتن‌زا از داخل نهشته‌های شمشک تظاهر پیدا کرده و رسوبات خود را بر روی این نهشته‌ها گذاشته‌اند (شکل ۲-۹-ب). چشمه تراورتنی باداب سورت که به عنوان دومین اثر ملی طبیعی ایران ثبت شده است در این منطقه قرار دارد و تنها در شش کشور دیگر پدیده‌ای تا حدی شبیه باداب سورت وجود دارد. چشمه باداب سورت بعد از چشمه پامو کاله ترکیه به عنوان دومین چشمه آب شور جهان ثبت جهانی شده است.

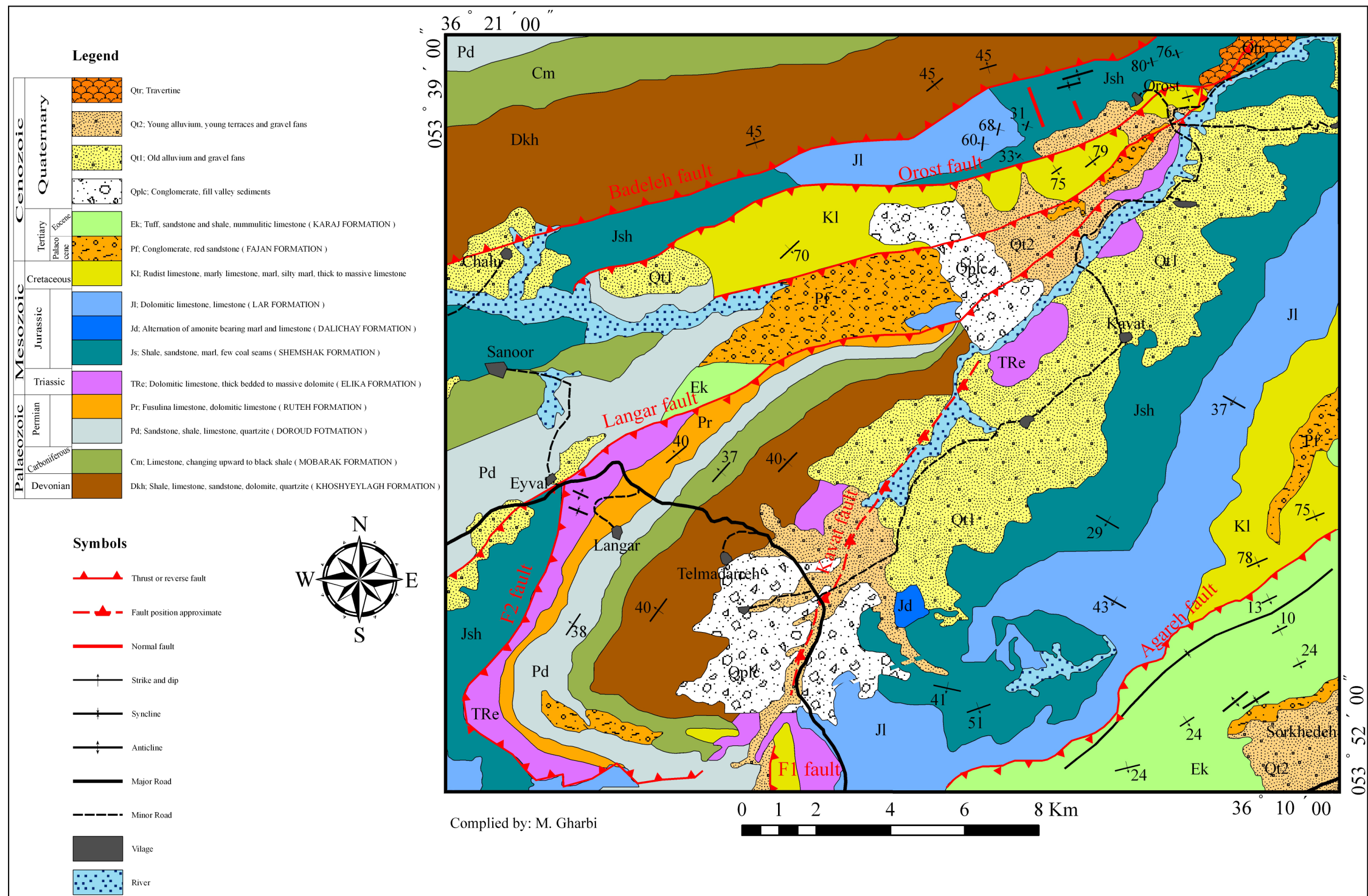
ستون چینه‌شناسی سازندهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه مربوط به دوران سنوزوئیک در شکل ۲-۱۰ آورده شده است.



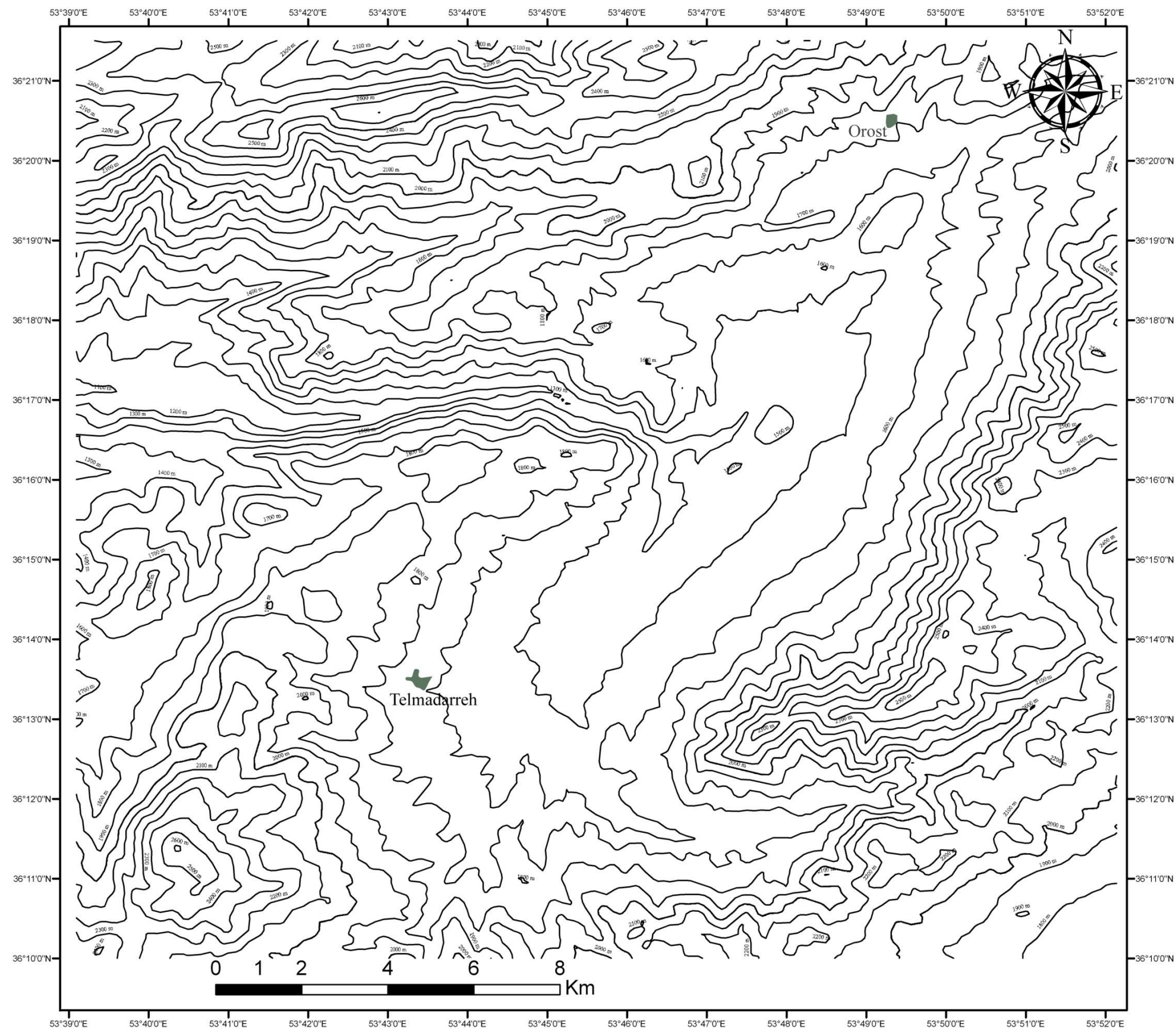
شکل ۲-۹-الف - رسوبات آبرفتی بستر رودخانه رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه. ب- رسوبگذاری واحدهای سنگی کربناته (تراورتن) در شمال‌خاور این منطقه (چشمه باداب سورت)

Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Cenozoic	Quaternary				Travertine
					Conglomerate and alluvium and gravel fans
	Tertiary	Eocene	Karaj		Green Tuff, Shale, Volcanics rocks Sandy Limestone, Gypsiferous Marl and Siltstone
		Palaeocene	Fajan		Red Sandstone, Shale and Conglomerate

شکل ۱۰-۲- ستون چین‌شناسی مورد مطالعه در سنوزوئیک (بدون مقیاس)



شکل ۲-۱۱- نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر و ۱:۲۵۰۰۰۰ ساری و عکس‌های ماهواره‌ای.



شکل ۲-۱۲- نقشهٔ توپوگرافی تهیه شده از منطقهٔ مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار GIS و Goba Mapper.

فصل سوم

زمین شناسی ساختمانی

ساختارهایی چون گسل‌ها، چین‌ها و درزه‌ها به عنوان محصول فرایند دگرریختی، کلید دستیابی به الگوی دگرشکلی در هر ناحیه محسوب می‌گردند. نیروهای ناشی از حرکات قطعات لیتوسفری در زمان‌های مختلف در بخش‌های مختلف پوسته، موجب ایجاد میدان‌های مختلف تنش گردیده و باعث رخداد دگرریختی در سنگ‌ها می‌شود. بر حسب شرایطی که سنگ‌ها قرار دارند و تنش‌های وارده، دگرریختی‌های مختلفی حاصل می‌شود و در نتیجه ساختارها و یا اشکال ساختمانی مختلفی شکل می‌گیرند. بنابراین، بررسی ساختارها و سیمای زمین، نحوه دگرریختی و تنش‌های وارده را نمایان می‌سازد.

به طور کلی این مطالعات به مشاهده سیمای ساختارها و اندازه‌گیری آن‌ها در مقیاس رخنمون بستگی دارد. بنابراین با تعیین وضعیت هندسی ساختارها، فرآیندهای دگرریختی رخ داده را می‌توان بررسی و مشخص کرد. الگوی هندسی، تفسیر سه بعدی و جهت‌یافتگی ساختارها می‌باشد. این الگو را می‌توان از روی به نقشه درآوردن داده‌های مختلف از جمله داده‌های ژئوفیزیکی و غیره و اندازه‌گیری و مشاهدات دقیق صحرایی ساختارها به دست آورد. در حال حاضر چنین الگوهایی را از روی نقشه‌های زمین‌شناسی دقیق و مقاطع عرضی قائم در طول خطوط خاص از منطقه بدست می‌آورند.

در این راستا عناصر ساختاری که برداشت شده‌اند مورد تجزیه و تحلیل هندسی قرار می‌گیرند که شامل چین‌ها و گسل‌ها می‌باشند.

الف: پارامترهای لازم جهت تحلیل هندسی و جنبشی گسل

(۱) امتداد و شیب سطح گسل (۲) زاویه ریک خطواره‌های روی سطح گسل (۳) جهت حرکت

روی گسل

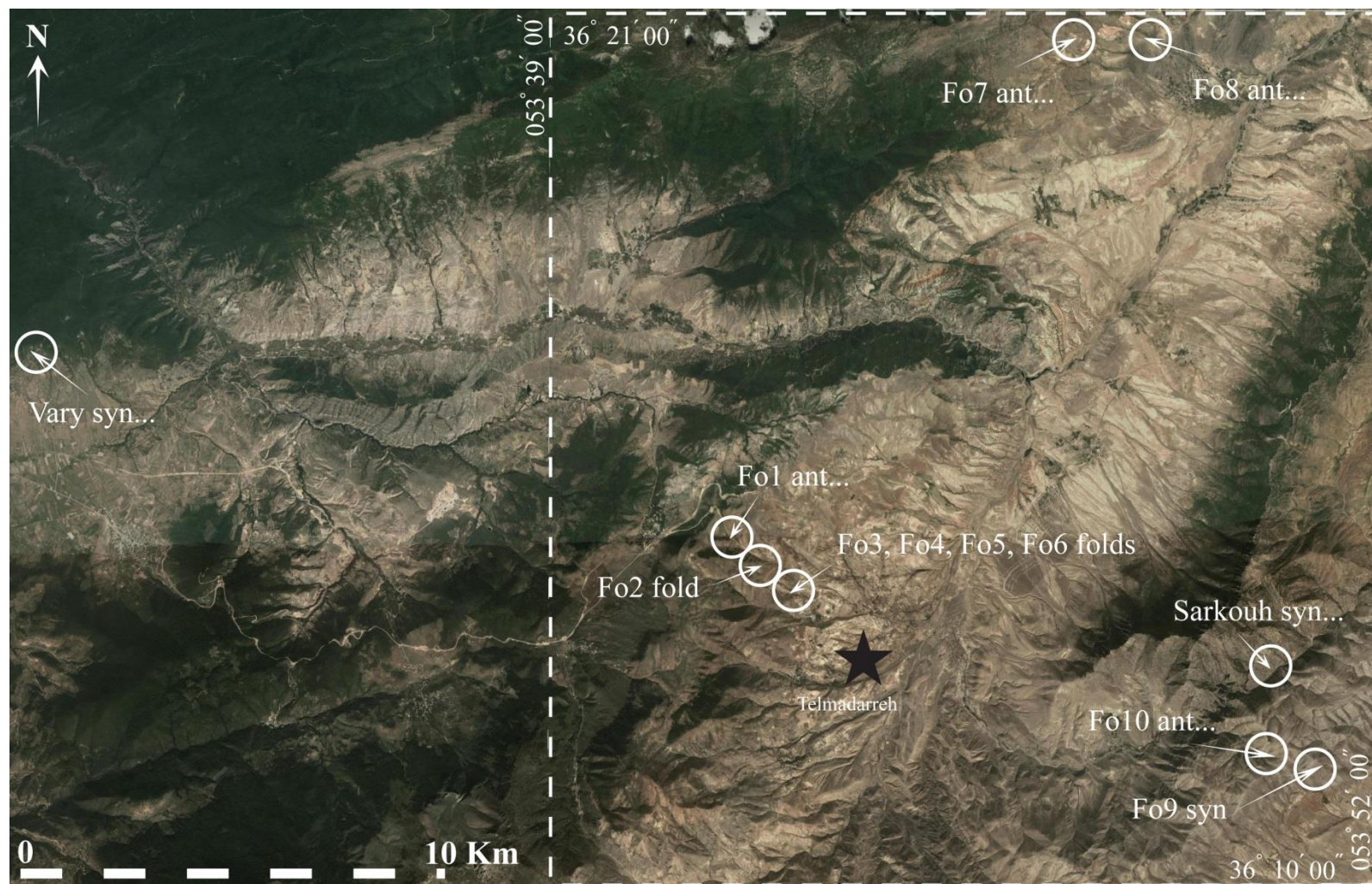
ب: پارامترهای ضروری برای تحلیل چین‌ها

- (۱) شیب و امتداد لایه‌ها (۲) تعیین موقعیت محور چین (۳) تعیین سطح محوری چین (۴)
تعیین زاویه بین یالی (۵) زاویه میل محور چین

۳-۱- چین خوردگی

در اثر حرکات زمین‌ساختی (کوهزادی) سنگ‌های لایه‌ای دگرشکلی حاصل کرده و در اثر این فرآیند سطوح صاف تبدیل به سطوح خمیده می‌شوند که به این سطوح خمیده اصطلاحاً چین گفته می‌شود. غالباً برای شناخت چین‌ها از پارامترهای مختلفی استفاده می‌شود که می‌توان از آنها به عنوان عناصر هندسی چین نام برد.

قبل از پرداختن به چین‌های موجود در منطقه، لازم به ذکر است که برای بررسی چین‌های منطقه، پس از مطالعات اولیه بر روی نقشه و تصاویر ماهواره‌ای، طی چندین پیمایش، موقعیت فضایی و جغرافیایی لایه‌ها توسط کمپاس و GPS اندازه‌گیری و ثبت شد. سپس با پیاده کردن این داده‌ها بر روی تصاویر ماهواره‌ای، موقعیت چین‌های منطقه روشن شد و همچنین موقعیت صفحات و خطوط به صورت Dip, dip direction بیان شده است. 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. موقعیت چین‌های مطالعه شده در تصویر ماهواره‌ای شکل ۳-۱ نشان داده شده است.



شکل ۳-۱- موقعیت چین‌های منطقه بر روی تصویر ماهواره‌ای بر گرفته از Google earth (کادر سفید رنگ نشانگر محدوده مورد مطالعه است).
 Ant: تاقدیس؛ Syn: ناودیس

۳-۱-۱- چین‌خوردگی در سازند خوش‌یلاق

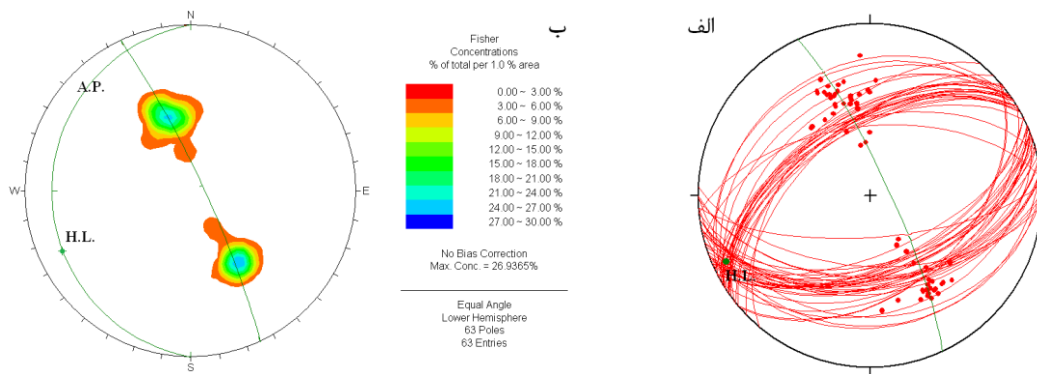
۳-۱-۱-۱- تاقدیس وری

تاقدیس وری، حاصل چین‌خوردگی لایه‌های سازند خوش‌یلاق در شمال‌باختری منطقه مورد مطالعه با موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 16' 15.4''$ شمالی و $53^{\circ} 30' 22.9''$ خاوری قرار دارد. نام این تاقدیس برگرفته از نام روستای وری در جنوب این چین می‌باشد. شکل (۲-۳) تصویر روی زمین این تاقدیس را نشان می‌دهد.

استریوگرام‌های حاصل از برداشت این تاقدیس (جدول ۱-۳)، در شکل ۳-۳ مشاهده می‌شود. بر اساس استریوگرام‌های حاصل، خط لولای این چین دارای موقعیت 9.245° و سطح محوری آن دارای موقعیت 10.270° می‌باشد. زاویه بین یالی این چین 74° درجه است که در تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی (Fleuty 1964) در رده چین‌های باز (Open) و در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا (Fleuty 1964)، در رده چین‌های خوابیده (Recumbent) قرار می‌گیرد.

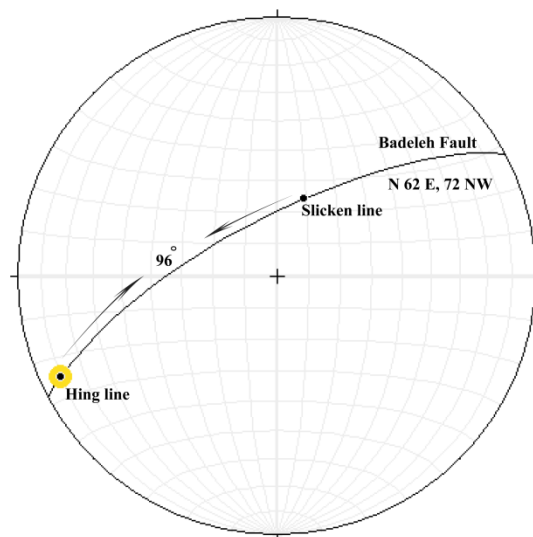


شکل ۳-۲- تاقدیس وری (دید به سمت باختر)



شکل ۳-۳- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاقدیس وری؛ الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت 90° ؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (74°) و تعیین سطح محوری با موقعیت $10, 270^\circ$.

با توجه به قرارگیری این تاقدیس در زون گسل باده، می‌توان آن را مرتبط با این گسل دانست. یکی از شواهد این نوع چین‌ها، قرار گرفتن خط لولای چین بر روی سطح گسل و زاویه 90° بین لولای چین و خشلغز گسل می‌باشد. بنابراین با توجه به قرار گرفتن لولای تاقدیس وری بر روی سطح گسل باده و زاویه 84° بین خشلغز این گسل و لولای تاقدیس وری، می‌توان این چین را مرتبط به گسل باده و یک Drag fold در نظر گرفت (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- رابطه بین لولای تاقدیس وری و گسل باده

جدول ۳-۱- داده‌های برداشت شده از تاقدیس وری

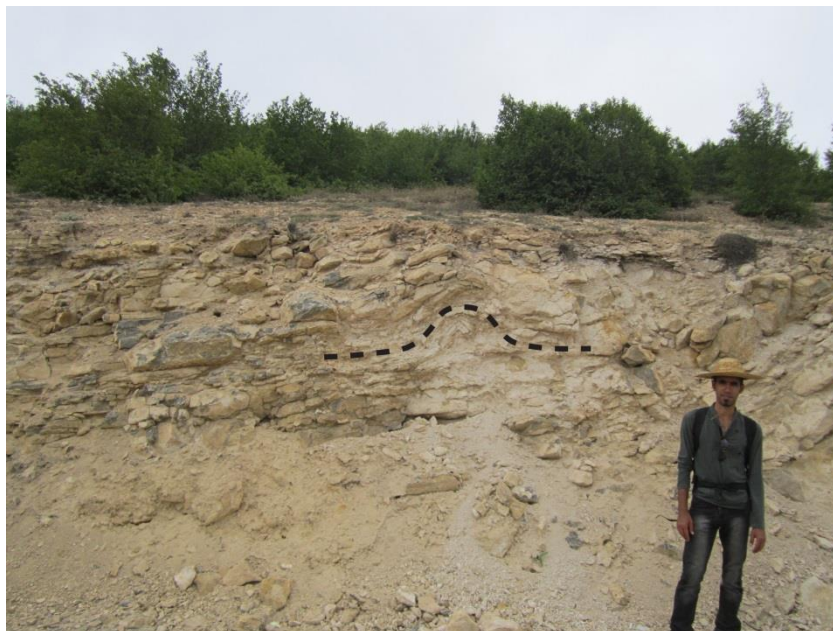
Geographic setting			N 36° 16' 15.4" E 053° 30' 22.9"					
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	56	325	22	59	329	43	57	167
2	57	330	23	53	331	44	70	176
3	50	325	24	51	310	45	44	172
4	51	325	25	25	327	46	43	156
5	58	316	26	56	329	47	43	140
6	54	329	27	56	321	48	48	169
7	27	332	28	56	153	49	45	168
8	53	345	29	42	172	50	52	161
9	32	327	30	45	172	51	51	158
10	56	326	31	51	160	52	53	158
11	52	324	32	53	163	53	62	157
12	56	325	33	47	169	54	50	180
13	56	320	34	49	174	55	42	149
14	44	322	35	46	159	56	43	139
15	57	334	36	46	164	57	49	169
16	57	354	37	25	176	58	24	170
17	54	331	38	53	157	59	47	159
18	39	327	39	57	153	60	32	160
19	52	327	40	55	156	61	51	179
20	54	327	41	56	164	62	30	180
21	59	325	42	57	159	63	56	183

۳-۱-۲- چین‌خوردگی در سازند الیکا

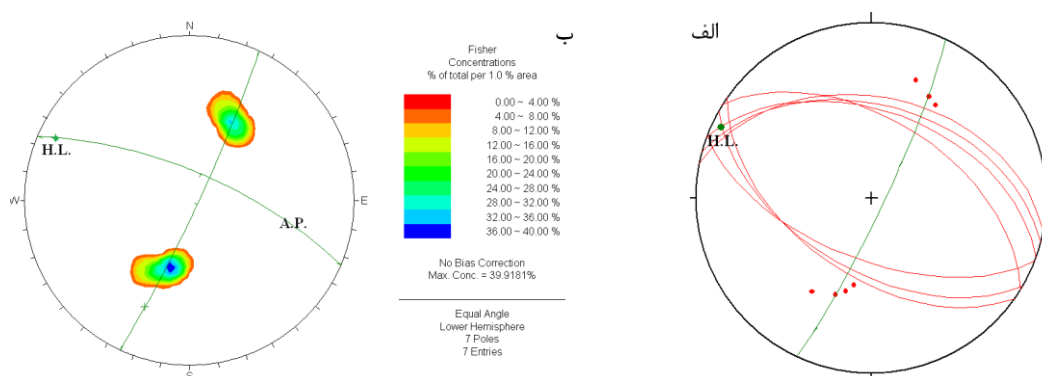
۳-۱-۲-۱- تاقدیس F01

این تاقدیس در حاشیه جاده دامغان - کیاسر شناسایی شده است. این تاقدیس در اثر چین‌خوردگی لایه‌های آهکی الیکا بوجود آمده است (شکل ۳-۵). بر اساس استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده (جدول ۳-۲)، این چین یک تاقدیس با زاویه بین یالی ۷۷ درجه می‌باشد که در رده چین‌های باز (Open) قرار می‌گیرد (شکل ۳-۶). بر اساس استریوگرام‌های حاصل، خط لولای این چین دارای موقعیت $06,295^{\circ}$ و سطح محوری آن دارای موقعیت $80,023^{\circ}$ می‌باشد و بر اساس

میل لولا و شیب سطح محوری در رده چین‌های ایستاده با لولای افقی (Upright – Horizontal) قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۵- تصویری از تاقدیس F_{O1} (دید به سمت باختر)



شکل ۳-۶- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاقدیس F_{O1} ؛ الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت 80.23° ؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (77°) و تعیین سطح محوری با موقعیت 80.23° .

جدول ۳-۲- داده‌های برداشت شده از تاق‌دیس F_{01}

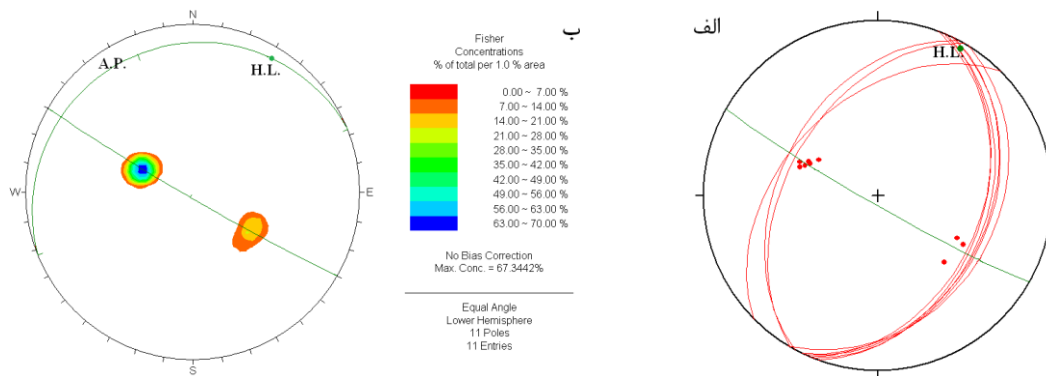
Geographic setting	N 36° 14' 56.4" E 053° 41' 41.2"	
No	Dip	Dip.Dir.
1	46	15
2	49	20
3	53	32
4	42	11
5	56	210
6	61	201
7	54	215

۳-۱-۲-۲- چین خنثی F_{02}

همان‌گونه که در شکل ۳-۷ دیده می‌شود و همچنین بر اساس داده‌های برداشت شده (جدول ۳-۳)، این چین در اثر چین‌خوردگی آهک‌های الیکا بصورت یک چین جناغی شکل گرفته است. بر اساس استریوگرام‌های حاصل از برداشت این چین در مسیر دامغان- کیاسر در موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 14' 53.7''$ شمالی و $53^{\circ} 41' 40''$ خاوری، خط لولای این چین دارای موقعیت $04^{\circ} 03' 00''$ و سطح محوری آن دارای موقعیت $07^{\circ} 33' 38''$ می‌باشد. زاویه بین یالی این چین 83° درجه است که در تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی (Fleuty 1964) در رده چین‌های باز (Open) و در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا (Fleuty 1964)، در رده چین‌های خوابیده (Recumbent) قرار می‌گیرد (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۷- نمای صحرایی از چین F_{02} (دید به سمت باختر)



شکل ۸-۳- استریوگرام‌های حاصل از برداشت چین F_{02} ؛ الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت $04,030^\circ$ ؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (83°) و تعیین سطح محوری با موقعیت $07,338^\circ$.

جدول ۳-۳- داده‌های برداشت شده از چین F_{02}

Geographic setting			N $36^\circ 14' 53.7''$ E $053^\circ 41' 40''$		
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	37	112	7	36	116
2	35	115	8	37	112
3	37	112	9	45	315
4	39	110	10	47	300
5	32	121	11	43	298
6	40	113			

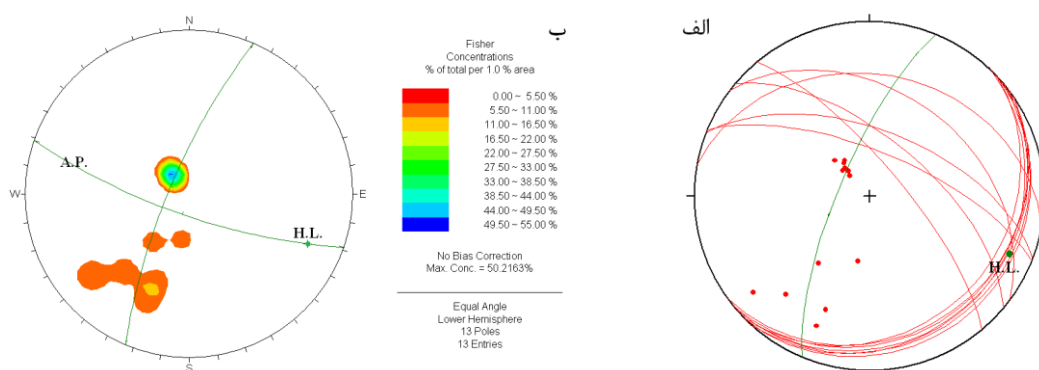
۳-۱-۲-۳- ناودیس F_{03}

این چین در حاشیه جاده دامغان- کیاسر در لایه‌های سازند الیکا با موقعیت جغرافیایی $56,4''$ شمالی و $41,2' 41,2''$ و 053° خاوری شناسایی گردیده است (شکل ۳-۹). استریوگرام‌های حاصل از برداشت این ناودیس (جدول ۳-۴)، در شکل ۳-۱۰ مشاهده می‌شود. بر اساس استریوگرام‌های حاصل، خط لولای این چین دارای موقعیت $14,113^\circ$ و سطح محوری آن دارای موقعیت $75,199^\circ$ می‌باشد. زاویه بین یالی این چین 108 درجه است که در تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی در رده چین‌های باز (Open) و در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح

محوری و میل لولا، در رده چین‌های پرشیب با میل ملایم (Steeply inclined - Gently plunging) قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۹- نمایی صحرایی از چین‌های سازند الیکا در شمال باختر تلمادره (دید به سمت باختر).



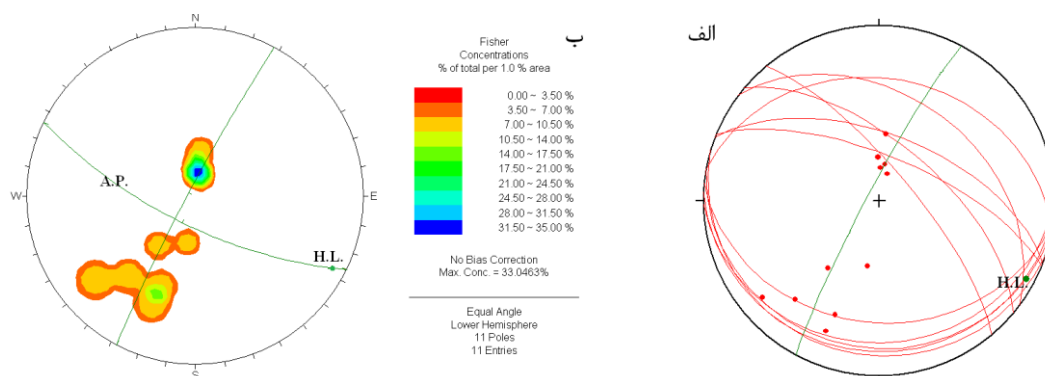
شکل ۳-۱۰- استریوگرام‌های حاصل از برداشت ناودیس Fo3؛ الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت $13^\circ 14'$ ؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (108°) و تعیین سطح محوری با موقعیت 75.199° .

جدول ۳-۴- داده‌های برداشت شده از ناودیس F_3

Geographic setting			N 36° 14' 56.4" E 053° 41' 41.2"		
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	13	136	8	31	10
2	17	133	9	69	22
3	20	145	10	75	50
4	15	140	11	40	37
5	23	136	12	59	21
6	17	139	13	63	40
7	19	142			

۳-۱-۲-۴- تاقدیس F_4

این چین نیز در حاشیه جاده کياسر در لایه‌های سازند الیکا شناسایی گردیده است (شکل ۳-۹). استریوگرام‌های حاصل از برداشت این تاقدیس (جدول ۳-۵)، در شکل ۳-۱۱ مشاهده می‌شود. بر اساس استریوگرام‌های حاصل، خط لولای این چین دارای موقعیت $۸۰,۱۱۸^\circ$ و سطح محوری آن دارای موقعیت $۸۰,۲۰۶^\circ$ می‌باشد. زاویه بین یالی این چین ۱۰۳° درجه است که در تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی در رده چین‌های باز (Open) و در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا، در رده چین‌های ایستاده با لولای افقی (Upright – Horizontal) قرار می‌گیرد.



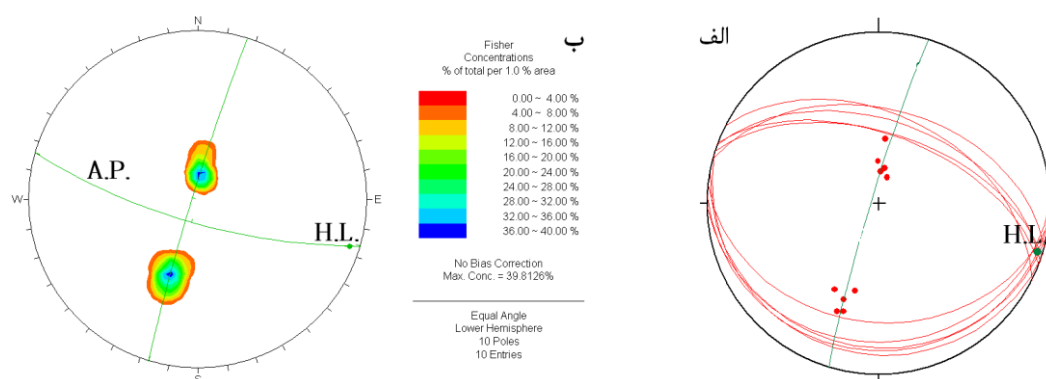
شکل ۳-۱۱- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاقدیس F_4 ؛ الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت $۸۰,۱۱۸^\circ$ ؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (۱۰۳°) و تعیین سطح محوری با موقعیت $۸۰,۲۰۶^\circ$.

جدول ۳-۵- داده‌های برداشت شده از تاق‌دیس Fo_4

Geographic setting			N 36° 14' 56.4" E 053° 41' 41.2"		
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	31	10	7	17	190
2	69	22	8	15	183
3	75	50	9	20	179
4	40	37	10	13	197
5	59	21	11	31	186
6	63	40			

۳-۱-۲-۵- ناودیس Fo_5

این ناودیس در حاشیه جاده کیاسر در آهک‌های سازند الیکا شناسایی گردیده است (شکل ۳-۹). استریوگرام‌های حاصل از برداشت این ناودیس (جدول ۳-۶)، در شکل ۳-۱۲ مشاهده می‌شود. بر اساس استریوگرام‌های حاصل، خط لولای این چین دارای موقعیت 74.196° و 4.107° و سطح محوری آن دارای موقعیت 74.196° می‌باشد. زاویه بین یالی این چین 130° درجه است که در تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی در رده چین‌های ملایم (Gentle) و در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا، در رده چین‌های پرشیب با لولای افقی (Steeply inclined - Horizontal) قرار می‌گیرد.



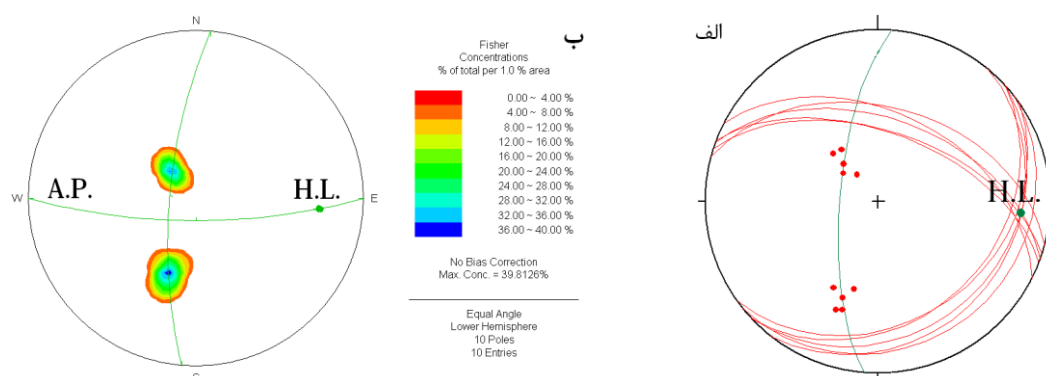
شکل ۳-۱۲- استریوگرام‌های حاصل از برداشت ناودیس Fo_5 : الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت 74.196° ؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (141°) و تعیین سطح محوری با موقعیت 74.196° .

جدول ۳-۶- داده‌های برداشت شده از ناودیس Fo_5

Geographic setting			N 36° 14' 56.4" E 053° 41' 41.2"		
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	17	190	6	50	20
2	15	183	7	47	27
3	20	179	8	56	18
4	13	197	9	57	21
5	31	186	10	44	15

۳-۱-۲-۶- تاقدیس Fo_6

این چین در حاشیه جاده دامغان - کیاسر در آهک‌های سازند الیکا شناسایی شده است (شکل ۳-۹). استریوگرام‌های حاصل از برداشت (جدول ۳-۷)، این تاقدیس در شکل ۳-۱۳ مشاهده می‌شود. بر اساس استریوگرام‌های حاصل، خط لولای این چین دارای موقعیت 180.95° و سطح محوری آن دارای موقعیت 75.180° می‌باشد. زاویه بین یالی این چین 125° درجه است که در تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی در رده چین‌های ملایم (Gentle) و در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا، در رده چین‌های پرشیب با تمایل ملایم (Steeply inclined - Gently plunging) قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۱۳- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاقدیس Fo_6 : الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت 180.95° ; ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (140°) و تعیین سطح محوری با موقعیت 75.180° .

جدول ۳-۷- داده‌های برداشت شده از تاق‌دیس $F0_6$

Geographic setting			N 36° 14' 56.4" E 053° 41' 41.2"		
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	50	20	6	24	138
2	47	27	7	30	145
3	56	18	8	21	129
4	57	21	9	16	142
5	44	15	10	31	137

۳-۱-۳- چین‌خوردگی در سازند شمشک

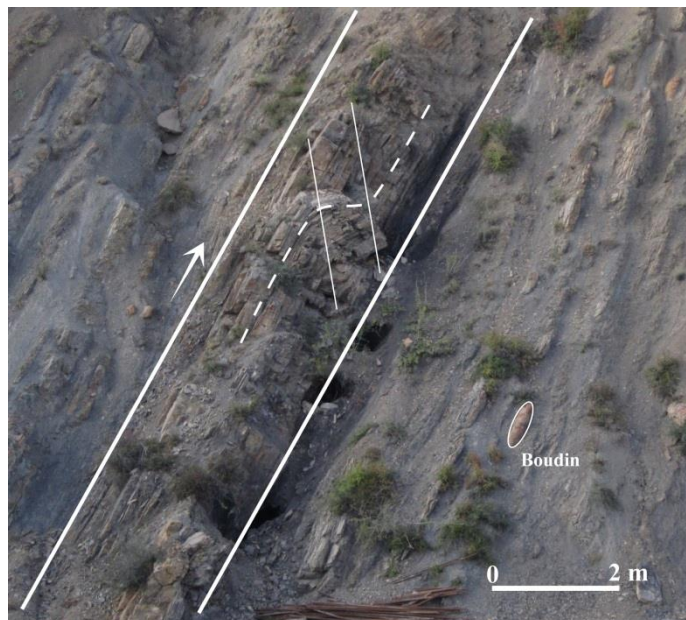
۳-۱-۳-۱- تاق‌دیس $F0_7$

این چین در پیمایشی در شمال منطقه مورد مطالعه، در شمال روستای اروست در موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 20' 37''$ شمالی و $53^{\circ} 41' 41.2''$ خاوری شناسایی گردید. این تاق‌دیس در اثر چین‌خوردگی لایه‌های ذغال‌دار سازند شمشک بوجود آمده است (شکل ۳-۱۴). از شواهدی که بر روی این چین وجود داشت می‌توان به بودین‌ها و چین‌های پارازیتی اشاره کرد.

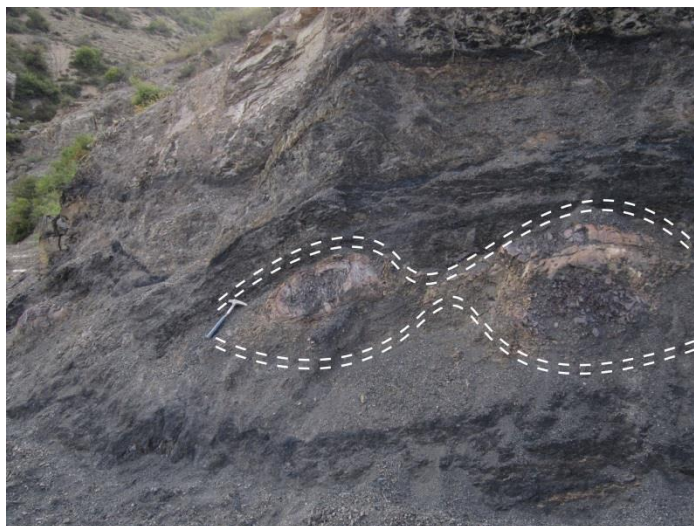
بودین‌ها ساختار سوسیسی شکلی هستند که در اثر قرارگیری لایه‌های سخت در بین لایه‌های نرم ایجاد می‌شوند (شکل ۳-۱۵). این ساختارها به صورت خطی بوده و در امتداد محور چین تشکیل می‌شوند، بنابراین روند بودین‌ها می‌تواند نشانگر امتداد محور چین باشد (شکل ۳-۱۶-الف). با توجه به این مسئله می‌توان محور این تاق‌دیس را با موقعیت $42,248^{\circ}$ معرفی نمود.

اغلب می‌توان در یال‌ها و در ناحیه لولای چین‌های بزرگ، چین‌های کوچکی را یافت که محور آنها موازی محور چین‌های اصلی است. به این چین‌های کوچک، چین‌های پارازیتی گویند. معمولاً این چین‌ها که در ناحیه لولای چینی بزرگتر ایجاد می‌شوند، متقارن بوده و گاهی به دلیل شکلشان از آنها با نام چین‌های M یاد می‌شود. آنهایی که روی یال چین‌های بزرگ ایجاد می‌شوند، معمولاً نامتقارن بوده و بسته به شکل نیم‌رخ، ممکن است چین‌های Z یا S نامیده شوند. در نیم‌رخ، چین‌های S، به

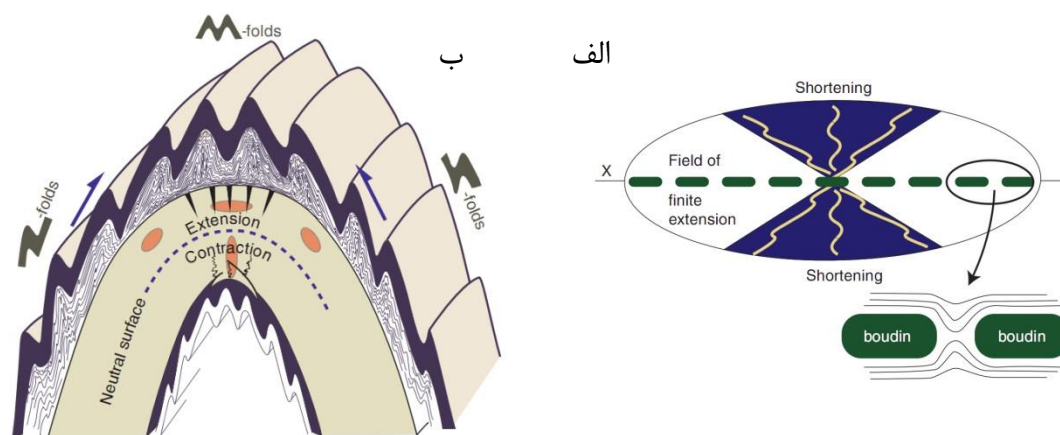
گونه‌ای ثابت، در یال چپ ناودیس‌ها و یال راست تاقدیس‌ها ایجاد می‌شوند. چین‌های Z، در یال مقابل یال دربردارنده چین‌های S یافت می‌شوند. (Rowland et al, 2007) (شکل ۳-۱۶ - ب).



شکل ۳-۱۴ - تصویر صحرایی از یال تاقدیس F07 به همراه چین پارازیتی و بودین‌ها (دید به سمت شمال‌باختر).

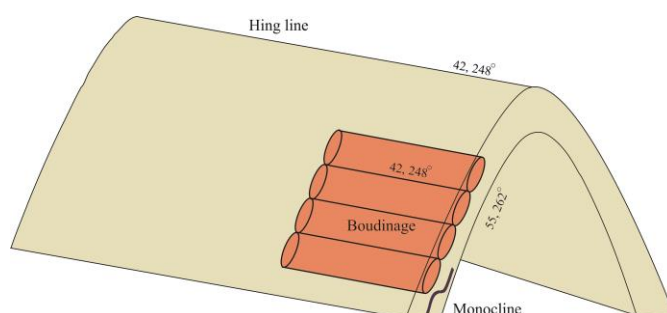


شکل ۳-۱۵ - تصویر صحرایی از بودین در سازند شمشک (دید به سمت شمال‌باختر)



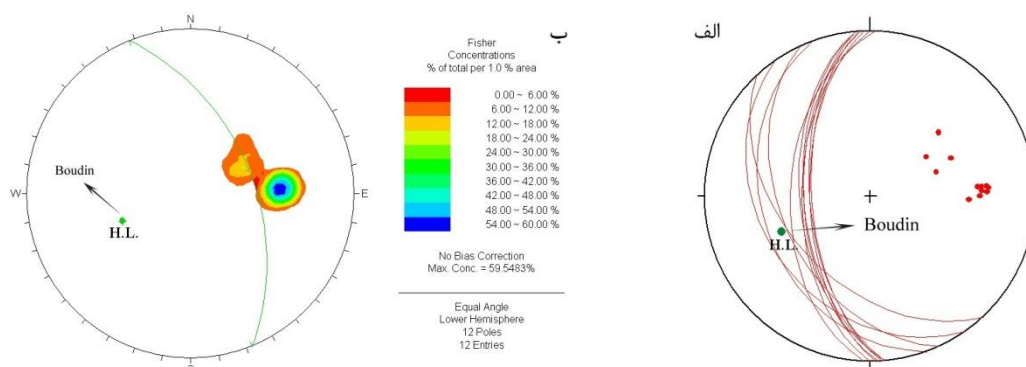
شکل ۳-۱۶- الف- رابطه بین بیضوی استرین، بودین‌ها و چین‌ها و نحوه قرارگیری بودین نسبت به چین؛ ب- شکل نمادین از چین‌های M، Z و S شکل و نحوه قرارگیری آنها بر روی چین استوانه‌ای (Fossen, 2010).

شکل ۳-۱۷ تصویر شماتیکی از تاقدیس فوق و نحوه قرارگیری بودین و چین تک‌شیب را در یال یک چین استوانه‌ای نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۷- تصویر شماتیکی از تاقدیس F07 و نحوه قرارگیری چین‌های تک‌شیب و بودین بر روی آن.

استریوگرام‌های حاصل از برداشت این تاقدیس (جدول ۳-۸)، در شکل ۳-۱۸ مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۱۸- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاقدیس F07؛ الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت $42, 248^\circ$ ؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین.

جدول ۳-۸- داده‌های برداشت شده از تاق‌دیس F07

Geographic setting			N 36° 20' 37"		
			E 053° 48' 36.05"		
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	57	267	7	35	250
2	56	270	8	45	245
3	55	265	9	60	265
4	50	272	10	47	227
5	61	266	11	57	265
6	34	235	12	60	268

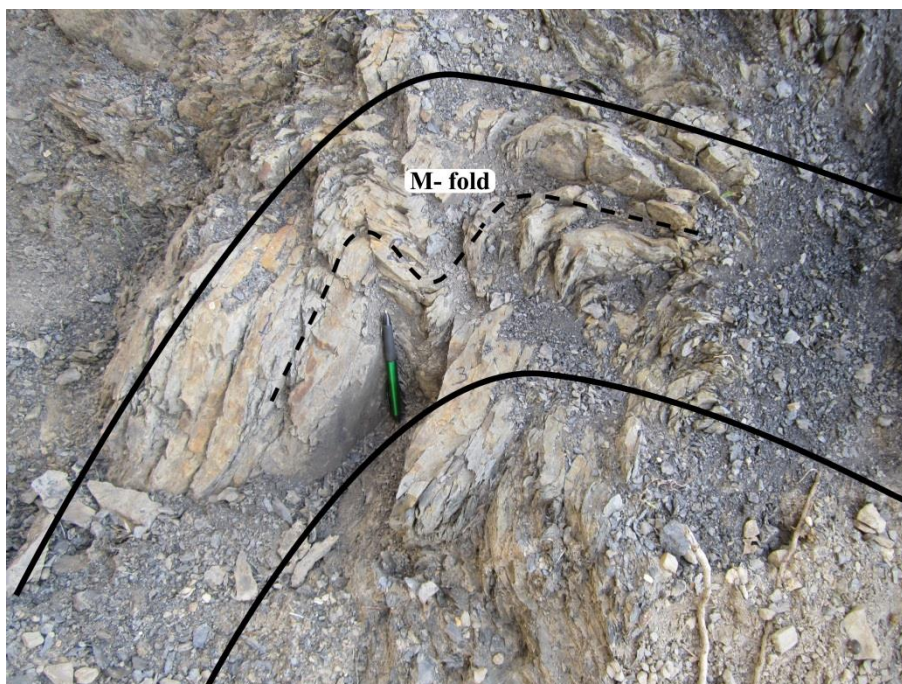
۳-۱-۲-۳- تاق‌دیس F08

این چین‌خوردگی نیز در شمال روستای اروست در لایه‌های ذغال‌دار شمشک در موقعیت جغرافیایی "۳۴،۱۶° ۲۰' ۳۶° شمالی و "۱۹،۳۸' ۴۸° ۵۳° خاوری شناسایی گردید (شکل ۳-۱۹).

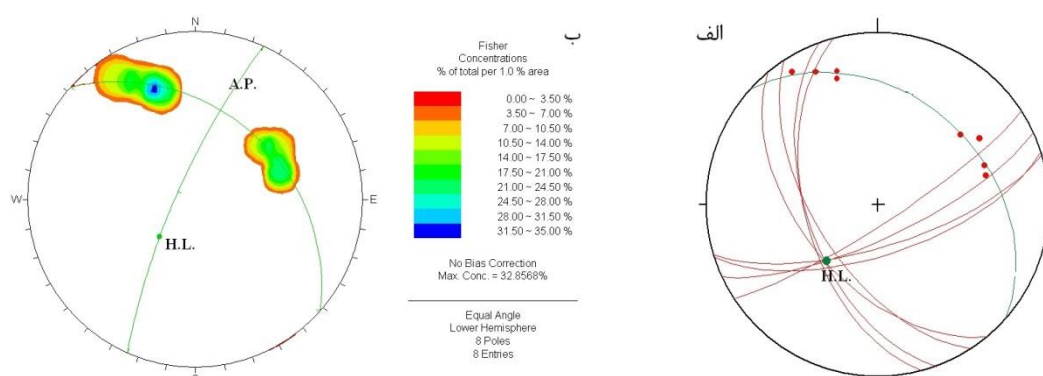
استریوگرام‌های حاصل از برداشت این تاق‌دیس (جدول ۳-۹)، در شکل ۳-۲۰ مشاهده می‌شود. بر اساس استریوگرام‌های حاصل، خط لولای این چین دارای موقعیت °۵۹،۲۲۲ و سطح محوری آن دارای موقعیت °۷۷،۲۹۴ می‌باشد. زاویه بین یالی این چین ۷۴ درجه است که در تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی در رده چین‌های باز (Open) و در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا، در رده چین‌های پر شیب با میل متوسط (Moderately Steeply inclined – plunging) قرار می‌گیرد.

جدول ۳-۹- داده‌های برداشت شده از تاق‌دیس F08

Geographic setting			N 36° 20' 34.16"		
			E 053° 48' 19.38"		
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	55	255	5	74	155
2	56	250	6	70	163
3	60	237	7	66	162
4	53	230	8	81	147



شکل ۳-۱۹- نمایی صحرایی از تاقدیس FO_8 (دید به سمت جنوب)



شکل ۳-۲۰- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاقدیس FO_8 ؛ الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت 59.22° ؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (86°) و تعیین سطح محوری با موقعیت 77.294° .

۳-۱-۴- چین‌خوردگی در سازند کرج

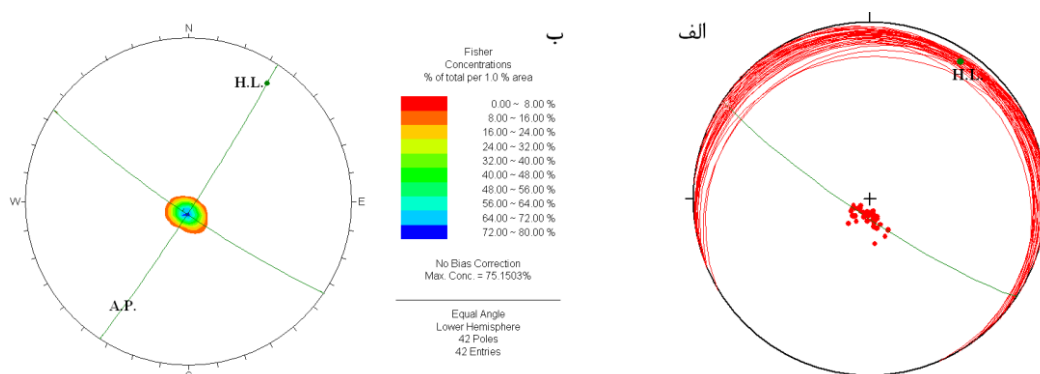
۳-۱-۴-۱- ناودیس سرکوه

ناودیس سرکوه حاصل چین‌خوردگی لایه‌های سازند کرج در جنوب‌خاوری منطقه مورد مطالعه با موقعیت جغرافیایی $36^\circ 12' 15.2''$ شمالی و $47.3^\circ 50' 53.3''$ خاوری است. شکل ۳-۲۱ تصویر روی زمین این ناودیس را نشان می‌دهد.

استریوگرام‌های حاصل از برداشت این ناودیس (جدول ۳-۱۰)، در شکل ۳-۲۲ مشاهده می‌شود. بر اساس استریوگرام‌های حاصل، خط لولای این چین دارای موقعیت $08,034^\circ$ و سطح محوری آن دارای موقعیت $86,123^\circ$ می‌باشد. زاویه بین یالی این چین 160° درجه است که در تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی (Fleuty 1964) در رده چین‌های ملایم (Gentle) و در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا (Fleuty 1964)، در رده چین‌های ایستاده با لولای افقی (Upright - Horizontal) قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۲۱- تصویری از ناودیس سرکوه (دید به سمت خاور)



شکل ۳-۲۲- استریوگرام‌های حاصل از برداشت ناودیس سرکوه؛ الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت $08,034^\circ$ ؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (160°) و تعیین سطح محوری با موقعیت $86,123^\circ$.

جدول ۳-۱۰- داده‌های برداشت شده از ناودیس سرکوه

Geographic setting			N 36° 12' 15.2" E 053° 50' 47.3"					
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	10	340	15	13	337	29	8	67
2	7	345	16	9	338	30	7	22
3	8	350	17	14	346	31	10	55
4	6	342	18	7	345	32	7	48
5	12	349	19	8	350	33	5	50
6	19	337	20	13	351	34	8	55
7	21	353	21	10	353	35	7	32
8	10	350	22	7	5	36	12	29
9	10	340	23	6	10	37	15	40
10	8	345	24	7	12	38	10	38
11	6	349	25	9	60	39	6	43
12	11	347	26	11	45	40	9	17
13	13	351	27	11	45	41	11	41
14	17	329	28	10	38	42	7	23

۳-۱-۴-۲- ناودیس F09

این ناودیس در جنوب‌خاور منطقه مورد مطالعه در شمال روستای سرخه‌ده در لایه‌های سازند کرج در موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 11' 22.5''$ شمالی و $53^{\circ} 51' 34.4''$ خاوری شناسایی گردید (شکل ۳-۲۳). استریوگرام‌های حاصل از برداشت این ناودیس (جدول ۳-۱۱)، در شکل ۳-۲۴ مشاهده می‌شود. بر اساس استریوگرام‌های حاصل، خط لولای این چین دارای موقعیت 13.064° و سطح محوری آن دارای موقعیت 81.336° می‌باشد. زاویه بین یالی این چین 41° درجه است که در تقسیم‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی در رده چین‌های تنگ (Tight) و در تقسیم‌بندی دیگر بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا، در رده چین‌های ایستاده با میل ملایم (Upright – Gently plunging) قرار می‌گیرد.

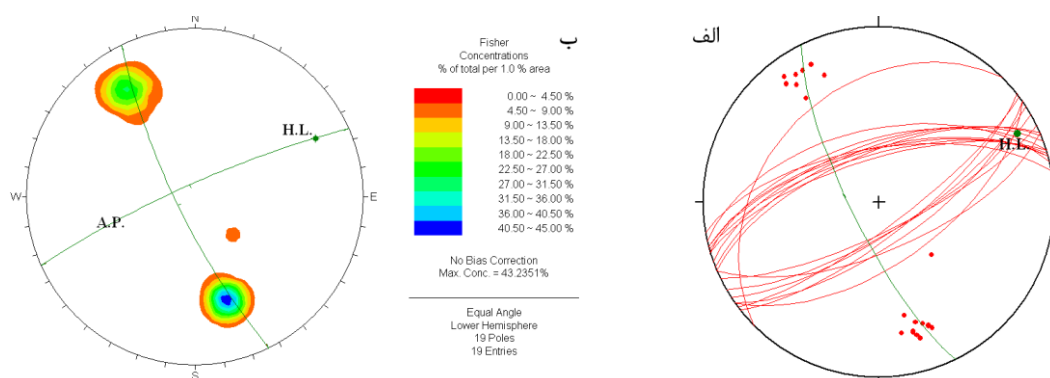
جدول ۳-۱۱- داده‌های برداشت شده از ناودیس F09

Geographic setting			N 36° 11' 22.5" E 053° 51' 34.4"		
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	63	340	11	35	315
2	61	343	12	61	145

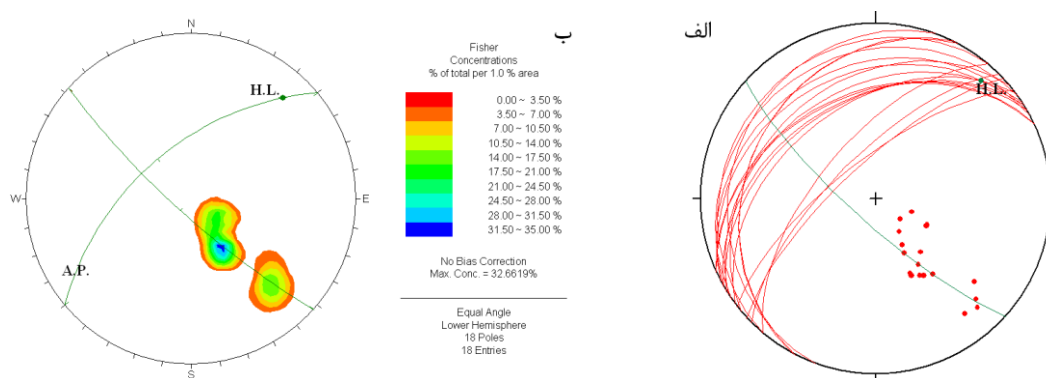
3	65	345	13	74	142
4	56	347	14	78	143
5	65	350	15	70	145
6	67	337	16	75	150
7	68	344	17	75	147
8	66	345	18	76	154
9	65	338	19	67	157
10	70	343			



شکل ۳-۲۳- تصویری از ناودیس F09 (دید به سمت خاور)



شکل ۳-۲۴- استریوگرام‌های حاصل از برداشت ناودیس F09؛ الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت 13.064° ؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (41°) و تعیین سطح محوری با موقعیت 81.336° .



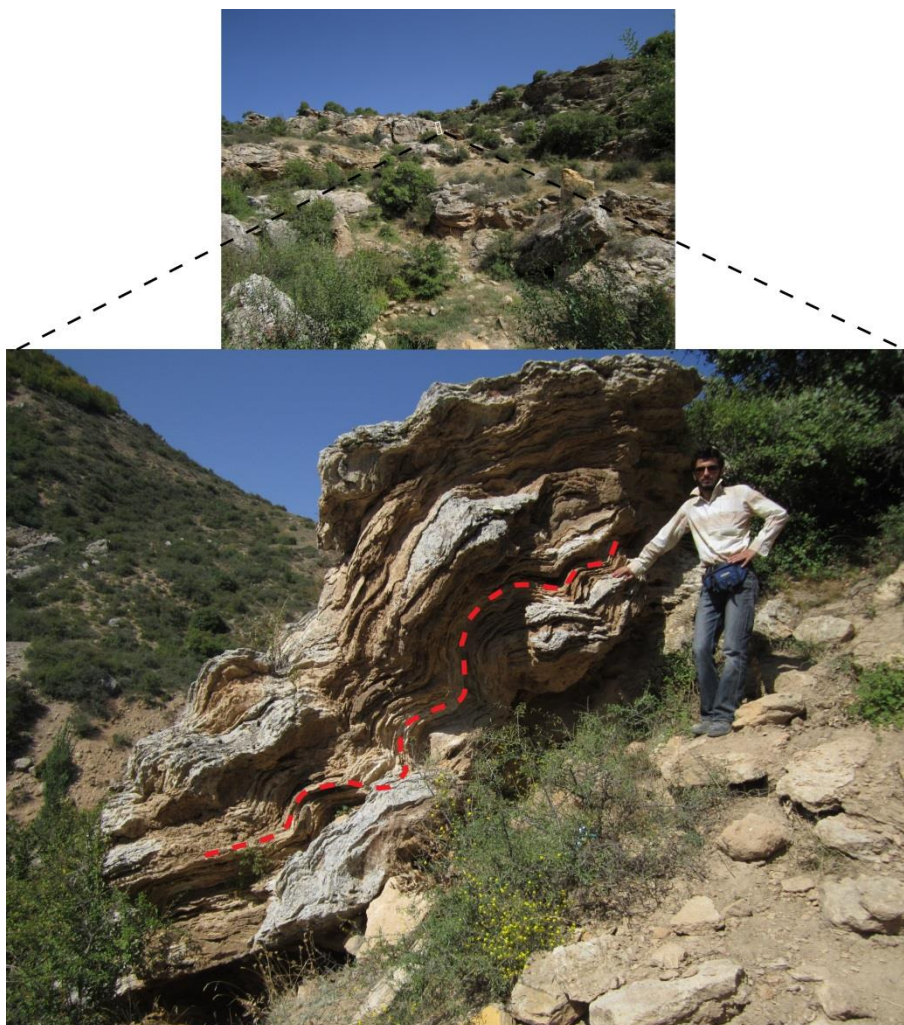
شکل ۳-۲۶- استریوگرام‌های حاصل از برداشت تاق‌دیس F_{10} ؛ الف- نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت $11,042^\circ$ ؛ ب- نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (34°) و تعیین سطح محوری با موقعیت $55,320^\circ$.

جدول ۳-۱۲- داده‌های برداشت شده از تاق‌دیس F_{10}

Geographic setting			N $36^\circ 11' 22.5''$ E $053^\circ 51' 34.4''$		
No	Dip	Dip.Dir.	No	Dip	Dip.Dir.
1	43	328	10	27	297
2	40	335	11	18	290
3	25	330	12	27	298
4	33	320	13	42	330
5	37	327	14	39	335
6	45	323	15	74	317
7	29	332	16	70	315
8	15	310	17	63	310
9	19	325	18	72	322

۳-۱-۵- وضعیت ساختاری لایه‌های تراورتنی

این چین‌خوردگی در شمال‌خاور منطقه مورد مطالعه و در جنوب‌باختری چشمه باداب سورت با موقعیت جغرافیایی $36^\circ 21' 16.53''$ شمالی و $53^\circ 51' 21.91''$ خاوری، در لایه‌های تراورتنی شناسایی گردیده است (شکل ۳-۲۷).



شکل ۳-۲۷- تصویری از چین‌خوردگی لایه‌های تراورتنی (دید به سمت باختر)

با توجه به کواترنری بودن این نهشته‌ها و فعالیت هم‌اکنون آنها و اینکه این لایه‌های تراورتنی در بقیه مکان‌ها بصورت افقی ظاهر شده‌اند (شکل ۳-۲۸)، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که این چین‌خوردگی‌ها به علت قرارگیری آنها در شیب دامنه و وزن لایه‌های فوقانی، تحت تأثیر تنش‌های وارده نبوده و متأثر از محیط رسوبی خود می‌باشند.

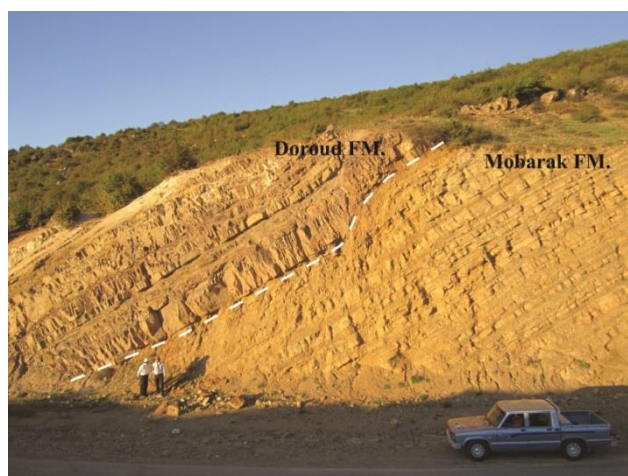


شکل ۳-۲۸- لایه‌بندی افقی نهشته‌های کواترنری (دید به سمت شمال)

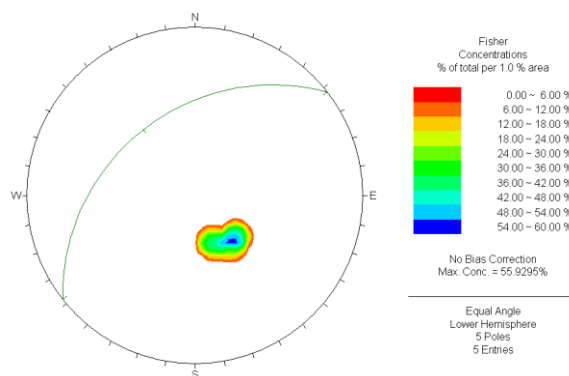
۳-۱-۶- چین‌خوردگی در سازند مبارک

در منطقه مورد مطالعه لایه‌های آهکی سازند مبارک در اثر تنش‌های وارده از حالت افقی خارج شده و به صورت شیب‌دار ظاهر شده‌اند (شکل ۳-۲۹).

با توجه به لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده از لایه‌های این سازند (جدول ۳-۱۳)، نشان می‌دهد سازند مبارک در این منطقه دارای شیب ۳۷ درجه به سمت شمال‌باختر می‌باشد (شکل ۳-۳۰).



شکل ۳-۲۹- تصویری از شیب لایه‌بندی در سازند مبارک و دورود (دید به سمت شمال‌شمال‌خاور)

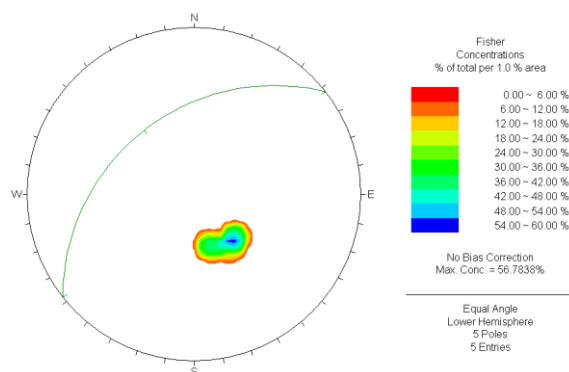


شکل ۳-۳۰- استریوگرام حاصل از برداشت‌های لایه‌بندی سازند مبارک

۳-۱-۷- چین‌خوردگی در سازند دورود

در منطقه مورد مطالعه لایه‌های آهکی سازند دورود در اثر تنش‌های وارده از حالت افقی خارج شده و به صورت شیب‌دار ظاهر شده‌اند (۳-۲۹).

با توجه به لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده از لایه‌های این سازند (جدول ۳-۱۴)، نشان می‌دهد سازند دورود در این منطقه دارای شیب ۳۸ درجه به سمت شمال‌باختر می‌باشد (شکل ۳-۳۱).



شکل ۳-۳۱- استریوگرام حاصل از برداشت‌های لایه‌بندی سازند دورود

جدول ۳-۱۳- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند مبارک

No	Dip	Dip.Dir.
1	38	315
2	41	325
3	35	340
4	31	341
5	37	314

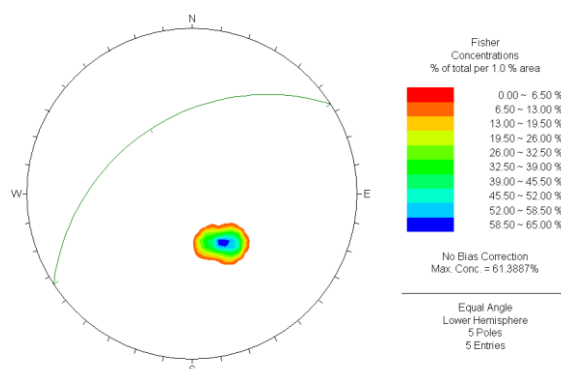
جدول ۳-۱۴- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند دورود

No	Dip	Dip.Dir.
1	38	315
2	42	326
3	37	342
4	34	345
5	39	317

۳-۱-۸- چین خوردگی در سازند روته

در منطقه مورد مطالعه لایه‌های آهکی سازند روته در اثر تنش‌های وارده از حالت افقی خارج شده و به صورت شیب‌دار ظاهر شده‌اند.

با توجه به لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده از لایه‌های این سازند (جدول ۳-۱۵)، نشان می‌دهد سازند روته در این منطقه دارای شیب ۴۰ درجه به سمت شمال‌باختر می‌باشد (شکل ۳-۳۲).



شکل ۳-۳۲- استریوگرام حاصل از برداشت‌های لایه‌بندی سازند روته

۳-۱-۹- چین خوردگی در سازند لار

در منطقه مورد مطالعه لایه‌های آهکی سازند لار در اثر تنش‌های وارده از حالت افقی خارج شده و به صورت شیب‌دار ظاهر شده‌اند (شکل ۳-۳۳).

با توجه به لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده از لایه‌های این سازند (جدول ۳-۱۶)، نشان می‌دهد سازند لار در این منطقه دارای شیب ۶۴ درجه به سمت شمال‌باختر می‌باشد (شکل ۳-۳۴).

جدول ۳-۱۵- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند روته

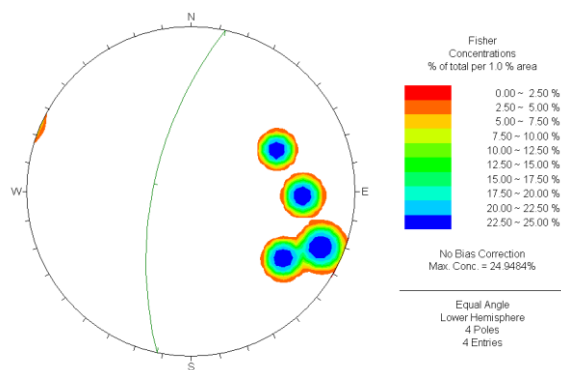
No	Dip	Dip.Dir.
1	39	320
2	43	327
3	36	343
4	33	337
5	42	320

جدول ۳-۱۶- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند لار

No	Dip	Dip.Dir.
1	60	244
2	68	272
3	81	293
4	69	306



شکل ۳-۳۳- تصویری از شیب لایه‌بندی در سازند لار (دید به سمت شمال)



شکل ۳-۳۴- استریوگرام حاصل از برداشت‌های لایه‌بندی سازند لار

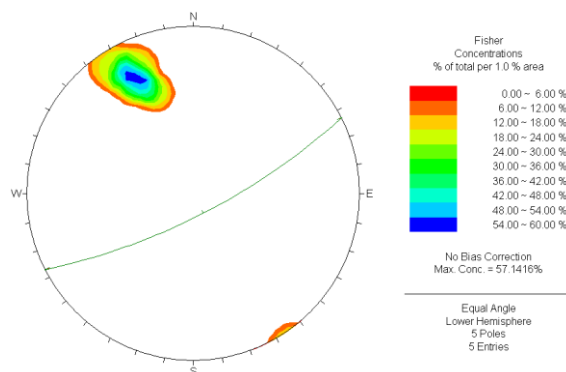
۳-۱-۱۰- چین‌خوردگی در واحدهای کرتاسه بالایی

در منطقه مورد مطالعه لایه‌های آهکی واحدهای کرتاسه بالایی در اثر تنش‌های وارده از حالت افقی خارج شده و به صورت شیب‌دار ظاهر شده‌اند (شکل ۳-۳۵).

با توجه به لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده از لایه‌های این سازند (جدول ۳-۱۷)، نشان می‌دهد واحدهای کرتاسه بالایی در این منطقه دارای شیب ۷۵ درجه به سمت جنوب‌خاور می‌باشد (شکل ۳-۳۶).



شکل ۳-۳۵- تصویری از شیب لایه بندی در واحدهای کرتاسه بالایی (دید به سمت خاور)



شکل ۳-۳۶- استریوگرام حاصل از برداشت‌های لایه‌بندی واحدهای کرتاسه بالایی

جدول ۳-۱۷- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی واحدهای کرتاسه بالایی

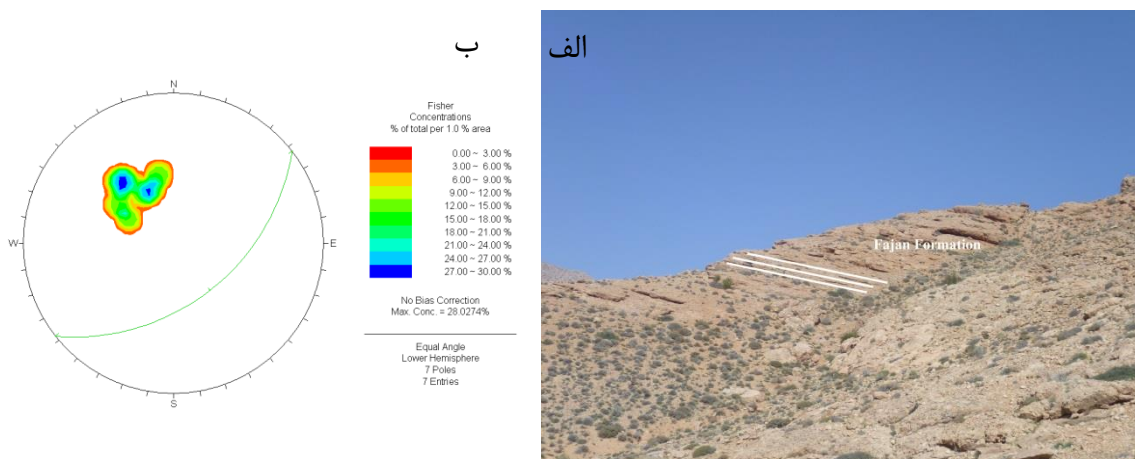
No	Dip	Dip.Dir.
1	75	150
2	70	154
3	84	147
4	79	156
5	65	160

۳-۱-۱۱- چین‌خوردگی در سازند فجن

سازند فجن در جنوب روستای اروست به علت قرارگیری در فرادیواره گسل اروست تحت تأثیر

فعالیت این گسل قرار گرفته و هیچگونه لایه‌بندی در آن قابل مشاهده نیست. این سازند در شمال

روستای سرخه‌ده، تحت تأثیر تنش‌های وارده از حالت افقی خارج شده و شیبی ۴۷ درجه به سمت جنوب خاور دارد (جدول ۳-۱۸) (شکل ۳-۳۷).



شکل ۳-۳۷-الف-تصویر صحرایی از لایه‌بندی سازند فجن در شمال روستای سرخه‌ده (دید به سمت شمال خاور)؛ ب- استریوگرام حاصل از برداشت لایه‌بندی سازند فجن.

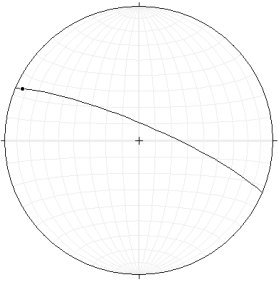
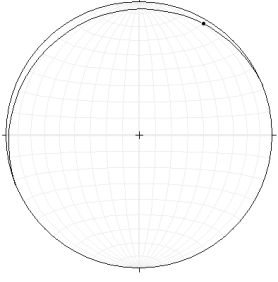
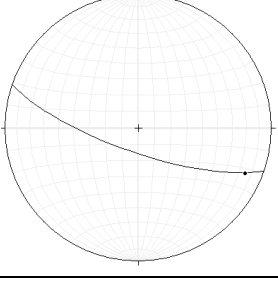
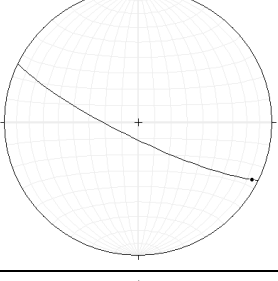
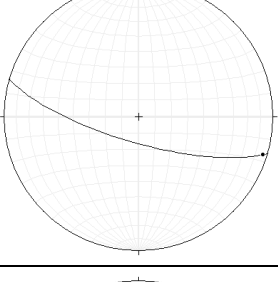
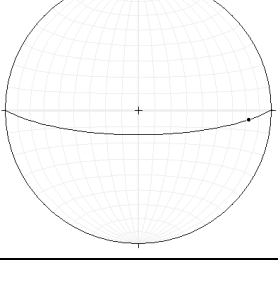
جدول ۳-۱۸- داده‌های برداشت شده از لایه‌بندی سازند فجن

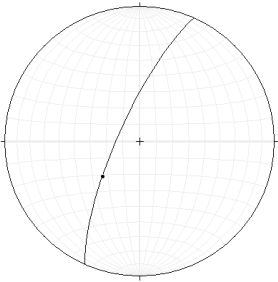
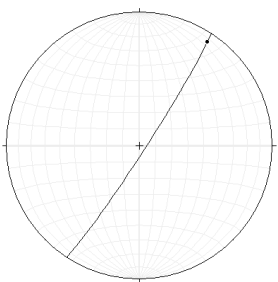
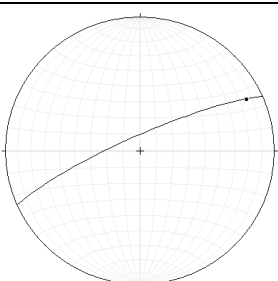
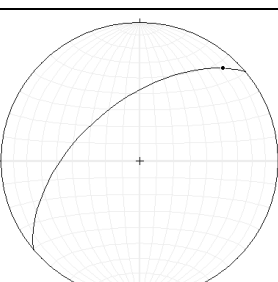
No	Dip	Dip.Dir.
1	48	125
2	55	142
3	57	139
4	37	118
5	42	157
6	41	149
7	50	168

در جدول ۳-۱۹ خلاصه‌ای از ویژگی‌های هندسی چین‌خوردگی‌ها در منطقه مورد مطالعه برای مقایسه با هم آورده شده است.

جدول ۳-۱۹- خلاصه ویژگی‌های هندسی چین‌های منطقه مورد مطالعه

نام چین	سازند	سن	زاویه بین یالی	خط لولا	سطح محوری	استریوگرام
وری	خوش- بیلاق	دونین	۷۴	۰۹، ۲۴۵	۱۰، ۲۷۰	

	۸۰،۰۲۳	۰۶،۲۹۵	۷۷	تریاس	الیکا	F01
	۰۷،۳۳۸	۴۰،۰۳۰	۹۷	تریاس	الیکا	F02
	۷۵،۱۹۹	۱۴،۱۱۳	۱۰۸	تریاس	الیکا	F03
	۸۰،۲۰۶	۰۵،۱۱۸	۱۰۳	تریاس	الیکا	F04
	۷۴،۱۹۶	۰۴،۱۰۷	۱۴۱	تریاس	الیکا	F05
	۷۵،۱۸۰	۱۸،۰۹۵	۱۴۰	تریاس	الیکا	F06

	۷۷،۲۹۴	۵۹،۲۲۲	۸۶	ژوراسیک	شمشک	F08
	۸۶،۱۲۳	۰۸،۰۳۴	۱۶۰	ائوسن	کرج	سرکوه
	۸۱،۳۳۶	۱۳،۰۶۴	۴۱	ائوسن	کرج	F09
	۵۵،۳۲۰	۱۱،۰۴۲	۳۴	ائوسن	کرج	F010

۳-۲- گسلش

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

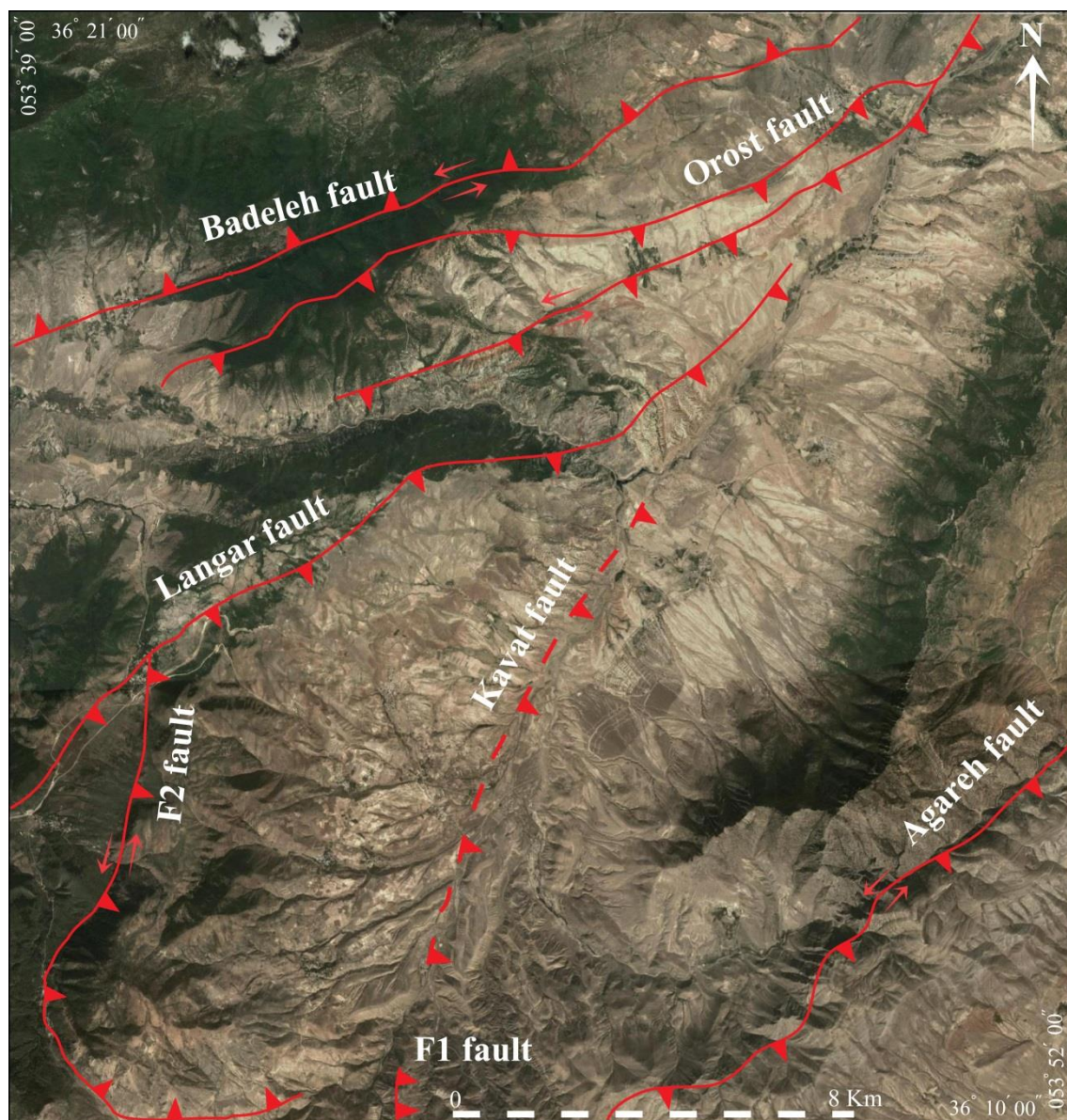
گسل‌های ایران را می‌توان براساس زمان پیدایش، زمان آخرین حرکت و پراکندگی جغرافیایی دسته‌بندی کرد. در نقشه لرزه زمین‌ساخت ایران گسل‌های ایران به سه دسته عمده زیر تقسیم شده‌اند (Berberian 1976):

۱- گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان که در طی رویدادهای زمین‌لرزه‌ای و مخرب زمان حال به وجود آمده‌اند و یا دوباره فعال شده‌اند.

۲- گسل‌های کواترنری گسل‌هایی هستند که در دو میلیون سال گذشته حرکت داشته‌اند ولی به ظاهر زمین‌لرزه تاریخی و ثبت شده ندارند.

۳- گسل‌های پیش از کواترنری که سنی بیش از دو میلیون سال دارند ولی احتمالاً از زمان جنبش‌های آلپ پایانی تاکنون حرکتی نداشته‌اند. با این حال نباید این گسل‌ها را مرده تصور کرد چرا که ممکن است حرکت‌های جوان آن‌ها ناشناخته باشد. درضمن، در بسیاری از حالات، ممکن است در اثر فرسایش، پوشش گیاهی و یا عملکرد انسان، نشانه حرکت‌های جوان این گسل‌ها از بین رفته باشد. لذا هرگز نباید اهمیت این گسل‌ها را نادیده گرفت.

گسل‌های محدوده مورد مطالعه، بخصوص گسل‌های اصلی، عمدتاً دارای روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری هستند. گسل‌های باده، اروست، لنگر، کوات و آگره، اصلی‌ترین ساختارهای این منطقه می‌باشند (شکل ۳-۳۸). نامگذاری گسل‌ها به طور عمده برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۱) می‌باشد.



شکل ۳-۳۸- موقعیت گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth

۳-۲-۱- گسل بادلّه

این گسل با راستای عمومی شمال‌خاوری- جنوب‌باختری، در بخش شمالی گستره مورد مطالعه کارساز شده است که درازای آن در حدود ۷۰ کیلومتر می‌رسد (شکل ۳-۳۹). بلوک فرادیواره آن در برگیرنده واحدهای سنگی دونین (سازند خوش‌ییلاق) است که بر روی شیل‌های ژوراسیک در بلوک فرودیواره رانده شده‌اند. شکل ۳-۴۰- الف بخشی از پرتگاه گسلی بادلّه را در شمال کیاسر نشان

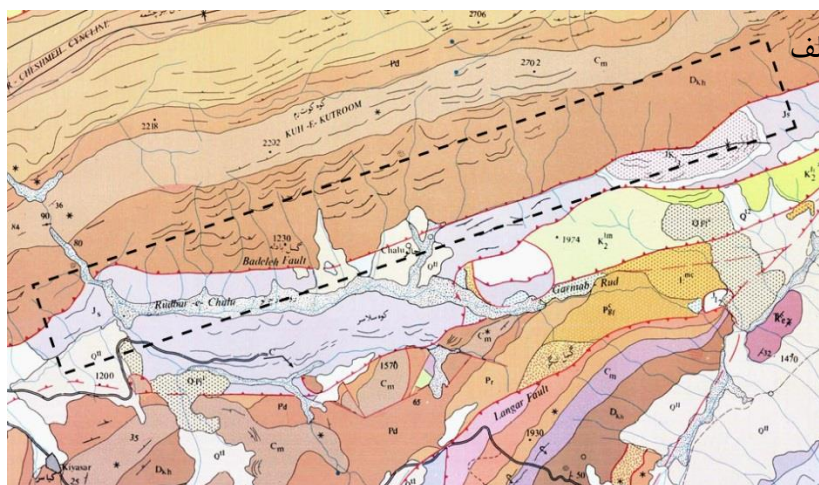
می‌دهد. همچنین رانده شدن واحدهای آهکی زیرین بر روی نهشته‌های هولوسن در شمال کیاسر حاکی از فعالیت نوزمین‌ساختی گسل باده می‌باشد (شکل ۳-۴۰-ب).

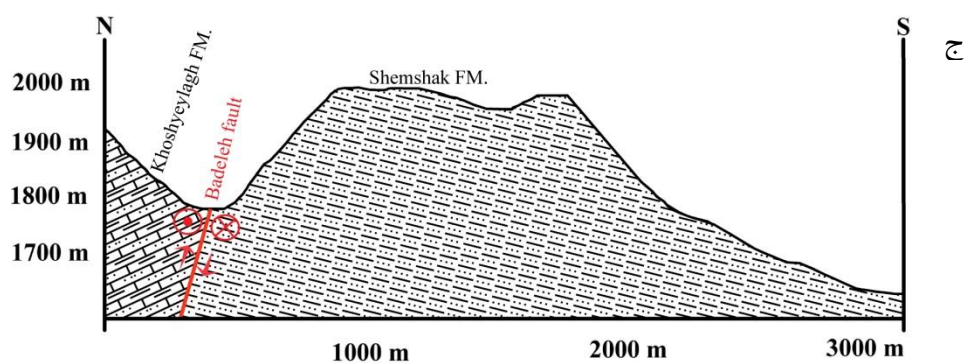
مشاهدات صحرایی و خراش‌های گسلی موجود بر روی سطوح گسلی، که نشان دهنده زاویه ریک ۷۰ درجه پادساعتگرد بر روی فرودیواره سطح گسل است، سازوکار معکوس چپ‌بر را بر روی گسل باده نشان می‌دهند (شکل ۳-۴۱-الف و ب). در شمال روستای اروست چینه‌نگاری واحدهای سنگی فرادیواره (سازند خوش‌ییلاق) و فرودیواره (سازند شمشک) و شیب رو به شمال‌باختر گسل نشان‌دهنده سازوکار معکوس برای مؤلفه شیب‌لغز گسل بوده و زاویه ریک ۴۵ درجه ساعتگرد بر روی فرودیواره این گسل، معرف حرکت امتدادی چپ‌بر آن می‌باشد (شکل ۳-۴۲). این گسل در مرز بین آهک‌های خوش‌ییلاق و سازند شمشک در شمال روستای گلجاری با موقعیت $36^{\circ} 17' 21.9''$ شمالی و $8^{\circ} 34' 53''$ خاوری در شمال‌خاور محدوده مورد مطالعه، سبب ایجاد پرتگاهی با شیب نزدیک به قائم و با ارتفاع حدود ۵ متر شده است (شکل ۳-۴۱-ج).

برداشت‌های صحرایی مربوط به وضعیت هندسی گسل باده در جدول ۳-۲۰ آورده شده است.

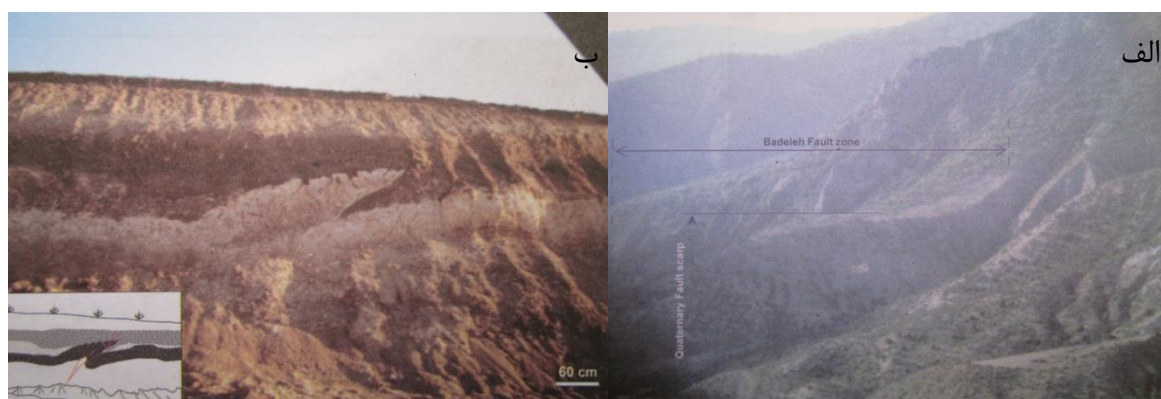
استریوگرام‌های مربوط به این برداشت‌ها، شامل تصاویر سیکلوگرافیک داده‌های صفحه‌ای و نمودار

هم‌تراز قطب آنها، (شکل ۳-۴۳) نشان دهنده موقعیت $N58^{\circ}E, 73^{\circ}NW$ برای این گسل می‌باشد.

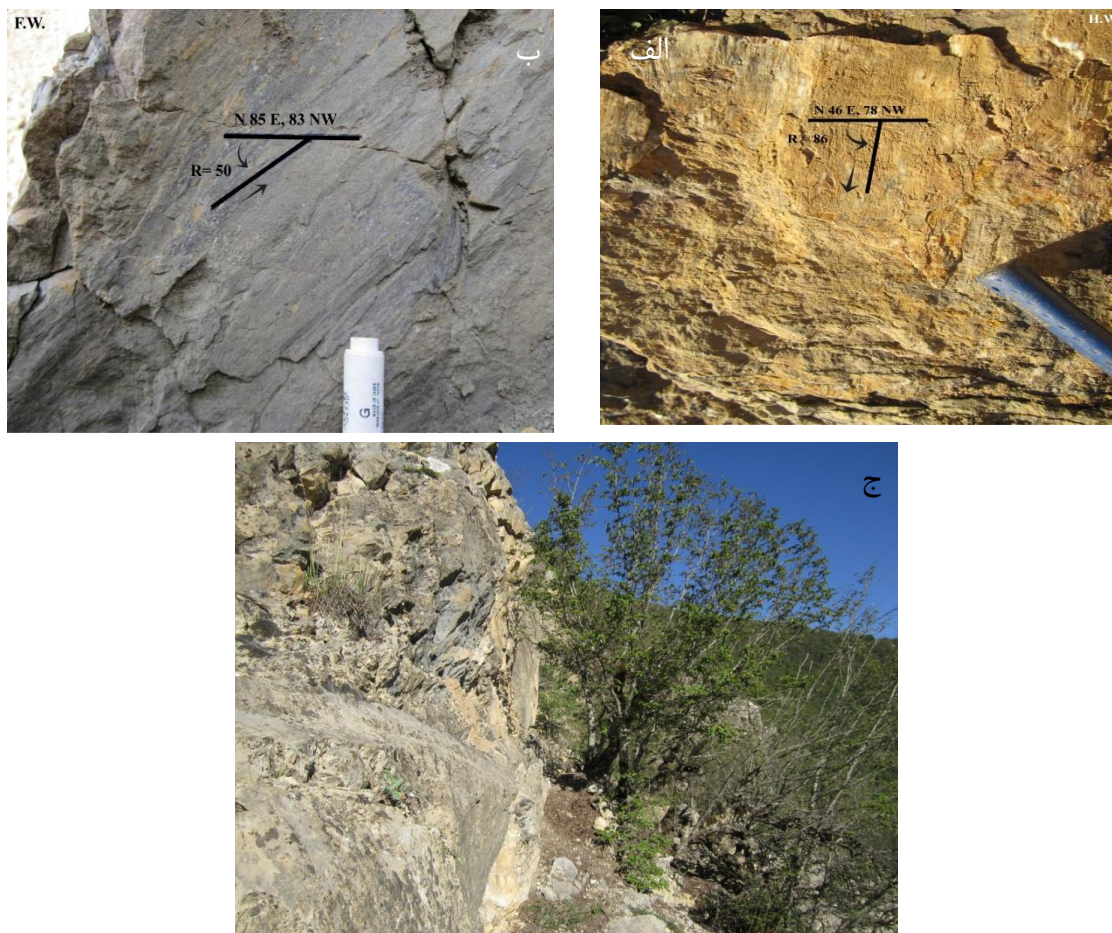




شکل ۳-۳۹-الف- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر که نشان‌دهنده شیب و امتداد گسل باده است؛ ب- تصویری از مرز گسل باده بین سازند خوش‌ییلاق (در فرادیواره) با سازند شمشک (در فرودیواره) با دید به سوی شمال؛ ج- برش نمادین با راستای شمالی- جنوبی از گسل باده.



شکل ۳-۴۰-الف- بخشی از پرتگاه گسلی باده در شمال کیاسر (دید به سمت شمال‌باختر)، ب- گسلش رانندگی در شمال کیاسر. در این عکس واحد قهوه‌ای رنگ هولوسن و بخش آهکی شده زیرین، بر روی آن رانده شده است (عباسی و همکاران، ۱۳۸۶).



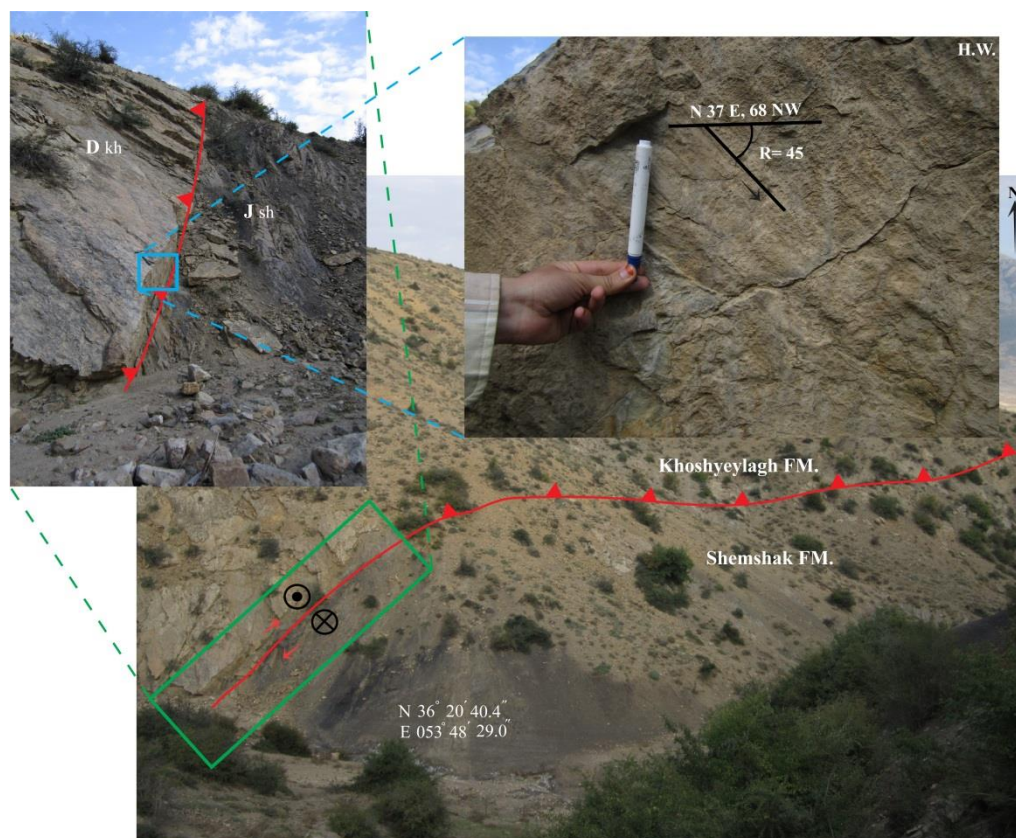
شکل ۳-۴۱- الف- نمایی از سطح گسل باده با موقعیت $N46^{\circ}E, 78^{\circ}NW$ بر روی واحدهای آهکی سازند خوش‌یلاق؛ خراش‌های گسلی با زاویه ریک زیاد نشان دهنده سازوکار معکوس می‌باشند (برداشت از فرادیواره) (دید به سمت شمال)؛ ب- سطح گسل باده با موقعیت $N85^{\circ}E, 83^{\circ}NW$ بر روی سازند شمشک؛ خراش‌های گسلی نشان دهنده سازوکار معکوس چپ‌بر می‌باشند (برداشت از فرادیواره) (دید به سمت جنوب)؛ ج- پرتگاه گسلی ایجاد شده با ارتفاع حدود ۵ متر و شیب نزدیک به قائم توسط گسل باده بر روی سازند خوش‌یلاق (جهت دید به سمت خاور).

جدول ۳-۲۰- داده‌های برداشت شده از سطح گسل باده

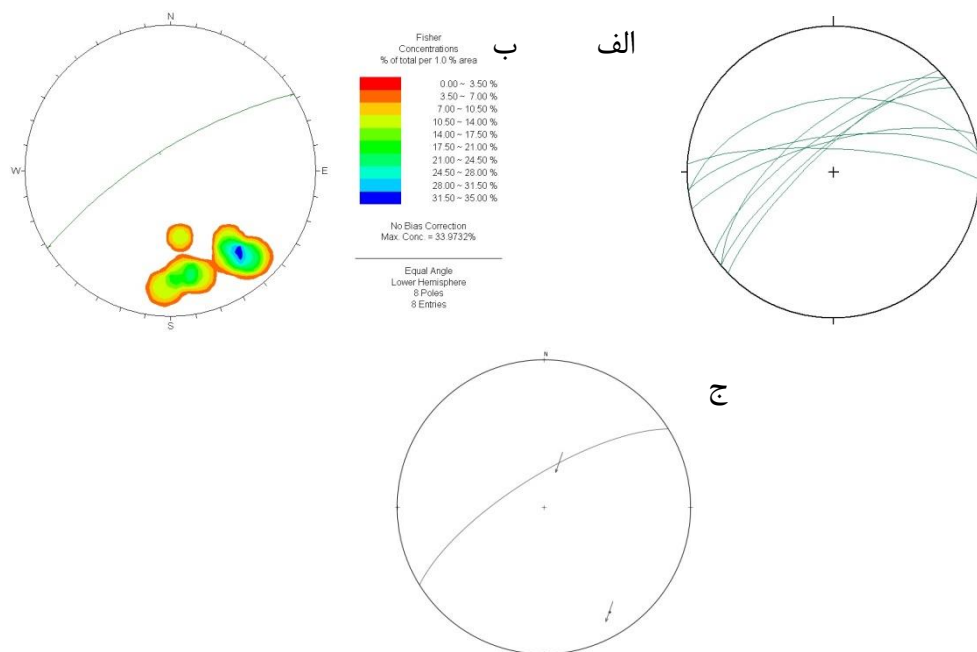
* جهت حرکت فرادیواره؛ ۱: معکوس؛ ۲: نرمال؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

** C: ساعت‌گرد؛ Cc: پادساعت‌گرد

Fault plane		Slicken lines	
Dip	Dip direction	**Rake	*Sense
70	325	90 Cc	1
78	316		1
76	320		1
77	003	70 Cc	1
73	345		1
68	307	46 C	4
70	353		1
63	320		1
49	352	50 Cc	1
70	340	23 C	4

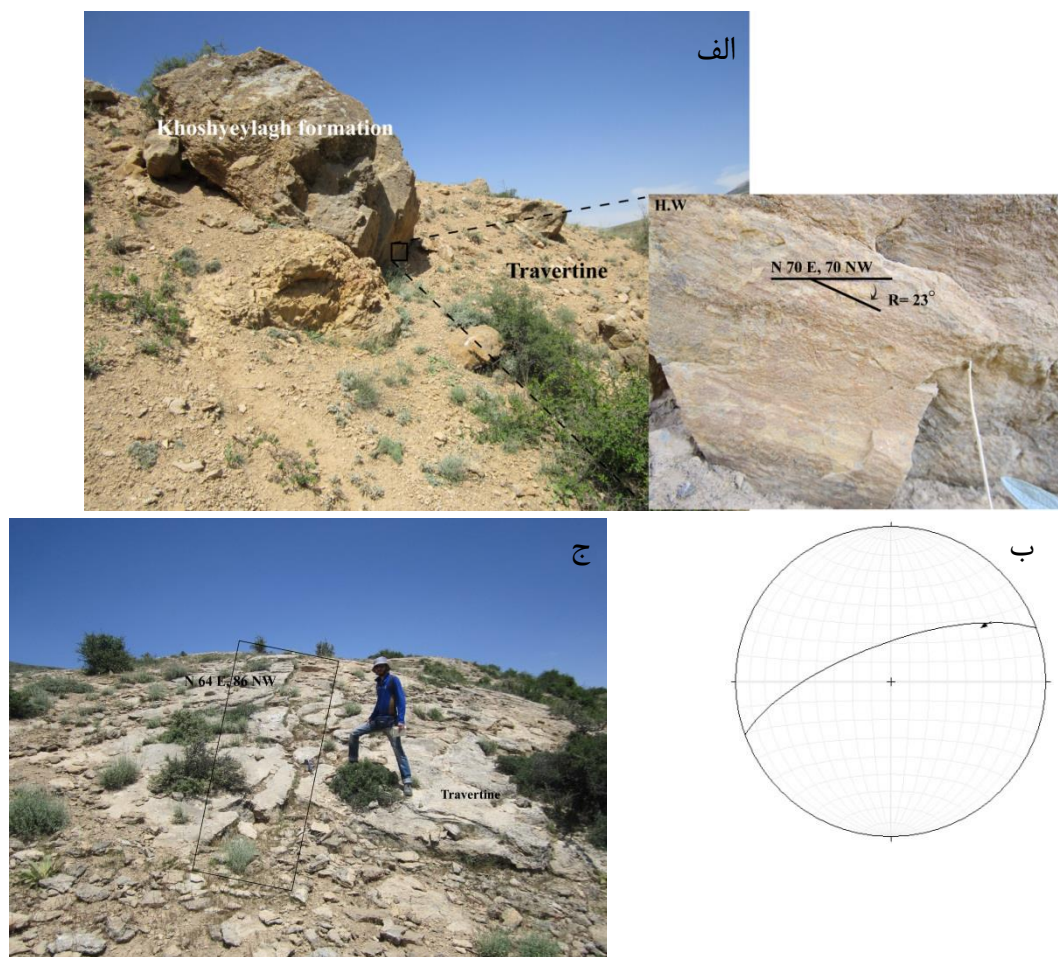


شکل ۳-۴۲- تصویر صحرایی گسل باده در شمال روستای اروست



شکل ۳-۴۳- الف- تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از سطح گسل باده؛ ب- نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی که روند غالب $N58^{\circ}E, 73^{\circ}NW$ را برای این گسل نشان می‌دهد؛ ج- روند غالب گسل باده با ریک ۷۰ درجه که نشانگر سازوکار معکوس چپ‌بر برای این گسل می‌باشد.

گسل بادلّه در شمال‌خاور محدوده مورد مطالعه نیز باعث رانده شدن سازند خوش‌ییلاق بر روی نهشته‌های تراورتنی شده است (شکل ۳-۴۴). برداشت‌های سطح گسل حاکی از زاویه ریک ۲۳ درجه ساعتگرد بر روی فرادیواره این گسل است که نشانگر سازوکار غالب امتدادی چپ‌بر برای آن می‌باشد.

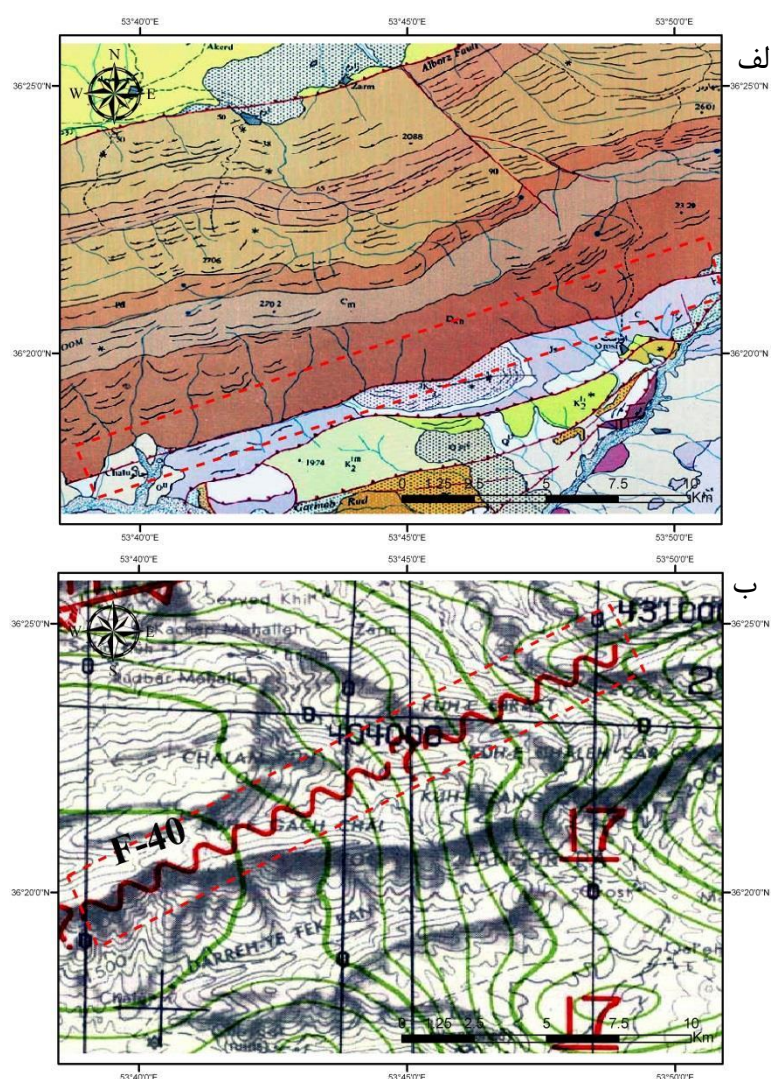


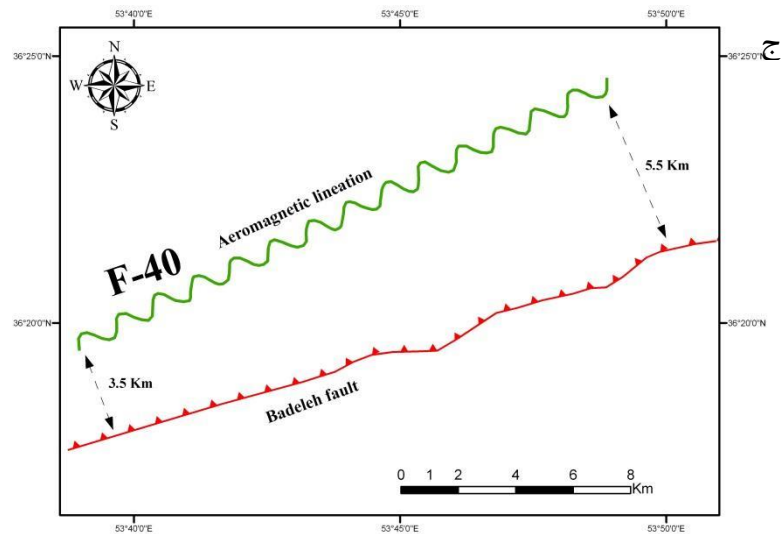
شکل ۳-۴۴-الف- تصویر از گسل بادلّه در نزدیکی چشمه باداب سورت و نحوه قرار گیری سازند خوش‌ییلاق بر روی نهشته‌های تراورتنی؛ ب- استریوگرام حاصل از برداشت‌های سطح گسل بادلّه در آن منطقه؛ ج- شکستگی هم‌راستا با گسل بادلّه در تراورتن‌ها.

با توجه به وجود شکستگی‌هایی با موقعیت $N64^{\circ}E, 86^{\circ}NW$ و هم‌راستا با گسل بادلّه در نهشته‌های تراورتنی، می‌توان نتیجه گرفت که این تراورتن‌ها نیز تحت تأثیر همان رژیم زمین‌ساختی بوده‌اند که باعث فعالیت گسل بادلّه شده است.

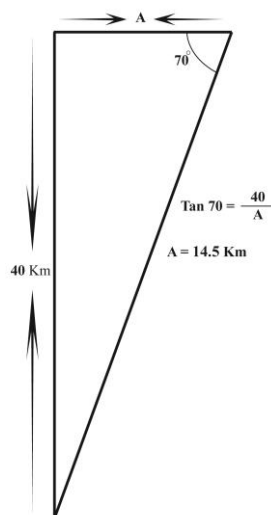
از دیگر بررسی‌های انجام گرفته در این پژوهش، بررسی نقشه‌های هوامغناطیس و انطباق آن‌ها با نقشه‌های زمین‌شناسی در محدوده منطقه مطالعاتی به منظور شناسایی گسل‌های پی‌سنگی می‌باشد.

با توجه به قرارگیری خطواره مغناطیسی F-40 در شمال و در جهت شیب گسل باده، بنابراین می‌توان انتظار داشت که گسل باده، یک گسل پی‌سنگی باشد. ولی نظر به فاصله‌ای که این خطواره مغناطیسی با خطواره گسل باده دارد و با توجه به شیب ۷۰ درجه این گسل و عمق ۴۰ کیلومتری پی‌سنگ در این ناحیه (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳ به نقل از آقائباتی، ۱۳۸۳)، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت گسل باده نمی‌تواند یک گسل پی‌سنگی باشد (شکل ۳-۴۵ و ۳-۴۶). باید در نظر گرفت که برداشت‌های ما از سطح گسل باده فقط در چند ایستگاه محدود می‌باشد و شیب ۷۰ درجه بدست آمده برای آن فقط در منطقه مورد بررسی بوده است، بنابراین با توجه به این مسئله نمی‌توان با قطعیت به پی‌سنگی نبودن گسل باده اشاره کرد.





شکل ۳-۴۵-الف- بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر که نشان‌دهنده خطواره گسل بادرله است؛ ب- نقشه هوامغناطیس بابل که خطواره F-40 در آن مشخص شده است؛ ج- گسل بادرله و خطواره مغناطیسی F-40 و فاصله بین آنها.



شکل ۳-۴۶- نحوه محاسبه فاصله خطواره گسل بادرله با خطواره مغناطیسی مربوط به آن.

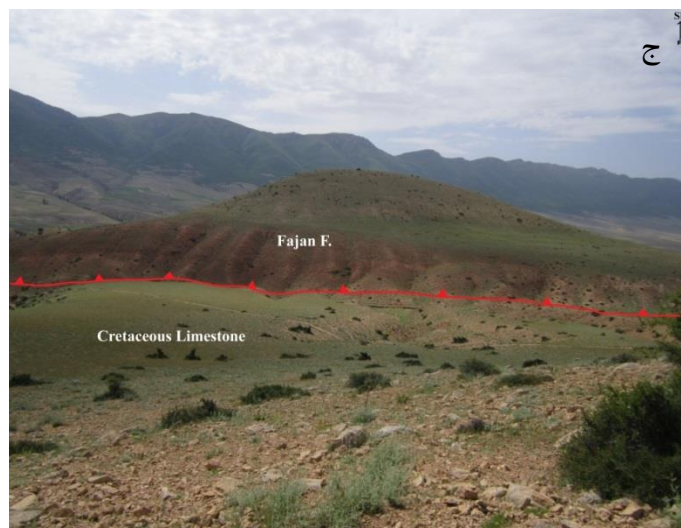
۳-۲-۲- گسل اروست

گسل اروست در شمال منطقه مورد مطالعه و در جنوب روستای اروست قرار دارد و دارای طول تقریبی ۱۸ کیلومتر و روند شمال خاور- جنوب باختر و شیب به سمت جنوب خاور می‌باشد. به سمت جنوب باختر، این گسل پس از گذشتن از جنوب روستای اروست، با انحنایی به دو شاخه تقسیم شده است. شاخه شمالی گسل فوق سبب رانده شدن آهک‌های کرتاسه فوقانی بر روی سازند شمشک و شاخه جنوبی باعث رانده شدن سازند فجن بر روی آهک‌های فوق شده است (شکل ۳-۴۷).

استریوگرام‌های مربوط به داده‌های برداشت شده (جدول ۳-۲۱) با موقعیت $۳۶^{\circ} ۱۹' ۲۵,۲''$ شمالی و $۴۷^{\circ} ۵۳'$ خاوری، از سطوح مربوط به گسل اروست، شامل تصاویر سیکلوگرافیک و نمودار هم‌تراز از قطب داده‌های صفحه‌ای، وضعیت هندسی غالب $N62^{\circ}E, 61^{\circ}SE$ را برای این گسل نشان می‌دهد. قرارگیری مجدد سازندهای جوان بر روی سازندهای قدیمی‌تر، بیانگر حرکت شیبی معکوس برای این گسل است. همچنین زاویهٔ ریک ۶۵ درجهٔ پادساعتگرد برداشت شده از فرودیوارهٔ این گسل حاکی از حرکت امتدادی چپ‌بر برای گسل اروست می‌باشد. (شکل ۳-۴۸).

جابجایی رودخانه‌ها در امتداد گسل اروست نشان می‌دهد که این بخش در دورهٔ کواترنری فعال بوده است و همچنین نشانگر جابجایی چپ‌بر این گسل در حدود ۲۰۰ متر است. سیمای زمین‌ریختی در طول گسل اروست به وسیله جابجایی چپ‌بر رودخانه و ایجاد درهٔ پهن مشخص می‌باشد (شکل ۳-۴۹).





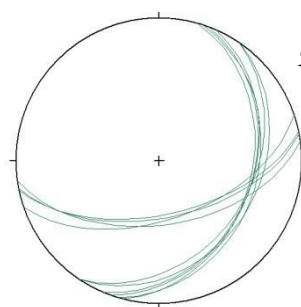
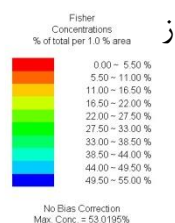
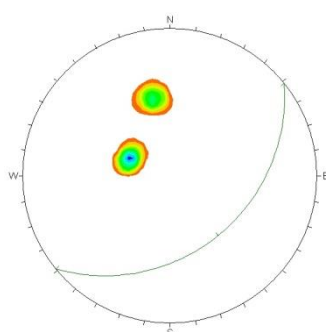
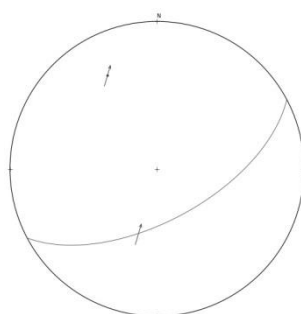
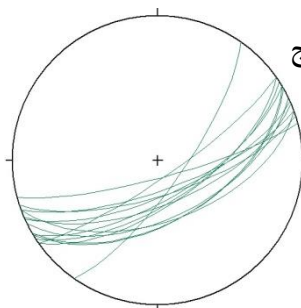
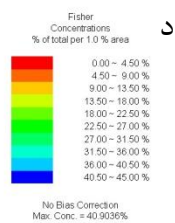
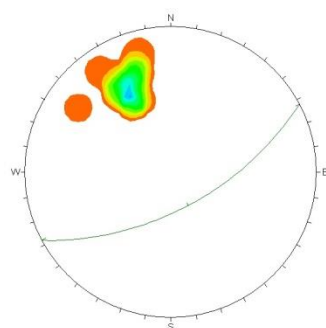
شکل ۳-۴۷- الف- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر که راستای گسل اروست با کادر مشخص شده است؛ ب- رانده شدن آهک‌های کرتاسه فوقانی بر روی سازند شمشک در اثر فعالیت گسل اروست (شاخه شمالی) (دید به سمت جنوب باختر)؛ ج- رانده شدن سازند فجین بر روی آهک‌های کرتاسه در اثر عملکرد این گسل (شاخه جنوبی) (دید به سمت جنوب خاوری).

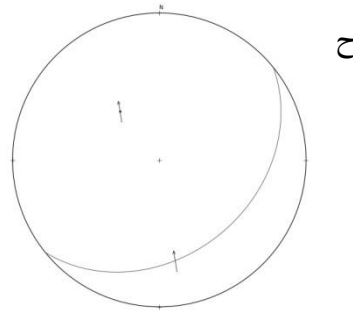
جدول ۳-۲۱- داده‌های برداشت شده از سطح گسل اروست

* جهت حرکت فرادیواره؛ ۱: معکوس؛ ۲: نرمال؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

** C: ساعت‌گرد؛ Cc: پادساعت‌گرد

Fault plane		Slicken lines	
Dip	Dip direction	**Rake	*Sense
66	147	65 Cc	1
55	150		1
80	145		1
55	160		1
57	154		1
55	149	60 Cc	1
70	162		1
65	145		1
65	157		1
80	165		1
75	125		1
73	160		1
70	156		1
68	149		1
35	124	65 Cc	1
34	110		1
30	124		1
35	105		1
31	107	47 Cc	1
34	113		1
56	161		1
57	169		1
53	172		1
59	168	53 Cc	1





شکل ۳-۴۸-الف- نمایی از سطح گسل اروست با موقعیت $N62^{\circ}E, 61^{\circ}SE$ بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک؛ خراش‌های گسلی با زاویهٔ ریک زیاد نشان دهندهٔ سازوکار معکوس چپ‌برمی‌باشند (دید به سمت شمال)؛ ب- نمایی از سطح گسل اروست با موقعیت $N51^{\circ}E, 35^{\circ}SE$ بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک؛ خراش‌های گسلی با زاویهٔ ریک زیاد نشان دهندهٔ سازوکار معکوس چپ‌برمی‌باشند (دید به سمت شمال)؛ ج- تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از سطح شاخهٔ شمالی گسل اروست؛ د- نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی برای شاخهٔ شمالی این گسل؛ ه- روند غالب شاخهٔ شمالی بل ریک ۶۵ درجه که نشانگر سازوکار معکوس چپ‌بر است؛ و- تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از سطح شاخهٔ جنوبی گسل اروست؛ ز- نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی شاخهٔ جنوبی گسل اروست؛ ح- روند غالب شاخهٔ جنوبی با ریک ۶۵ درجه که نشانگر سازوکار معکوس چپ‌بر است.



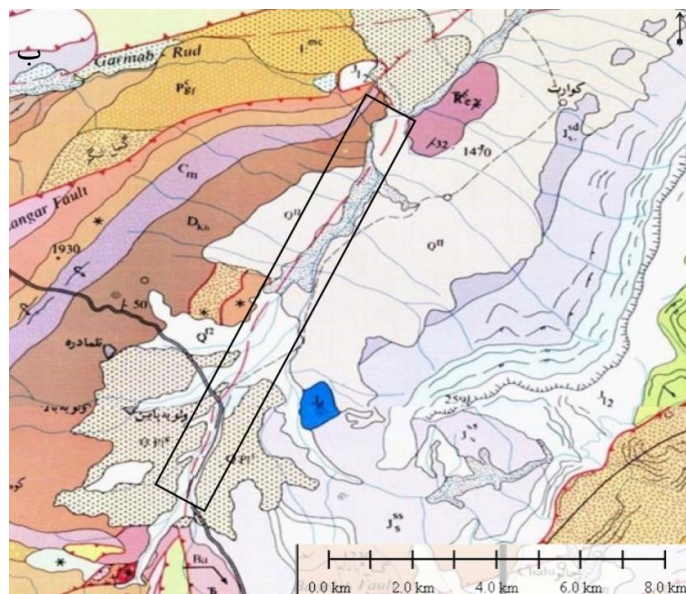
شکل ۳-۴۹- تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth از گسل اروست که جابجایی چپ‌بر رودخانه در طول این گسل دیده می‌شود.

۳-۲-۳- گسل کوات

طی مطالعات صحرایی انجام شده، گسلی با روند تقریبی $N40^{\circ}E$ و در مسیر رودخانه شناسایی گشت (شکل ۳-۵۰). با توجه به قرارگیری آن در اطراف روستای کوات، در این تحقیق به عنوان گسل کوات از آن نام برده شده است. طول گسل کوات با توجه به خطواره آن، در تصاویر ماهواره‌ای در حدود ۱۰ کیلومتر تعیین شده است.

در طول این گسل به علت فعالیت فرسایشی رودخانه، آثاری از سطح گسل مشاهده نشده، اما جابجایی لایه‌های طرفین این رودخانه، بخصوص واحدهای کنگلومرایی طرفین، حاکی از فعالیت این گسل می‌باشد (شکل ۳-۵۱). انحراف آبراهه‌ها در سراسر گسل کوات نشان دهنده سازوکار امتدادلغزی چپ‌بر این گسل و فعالیت کواترنری آن بوده است (شکل ۳-۵۲).

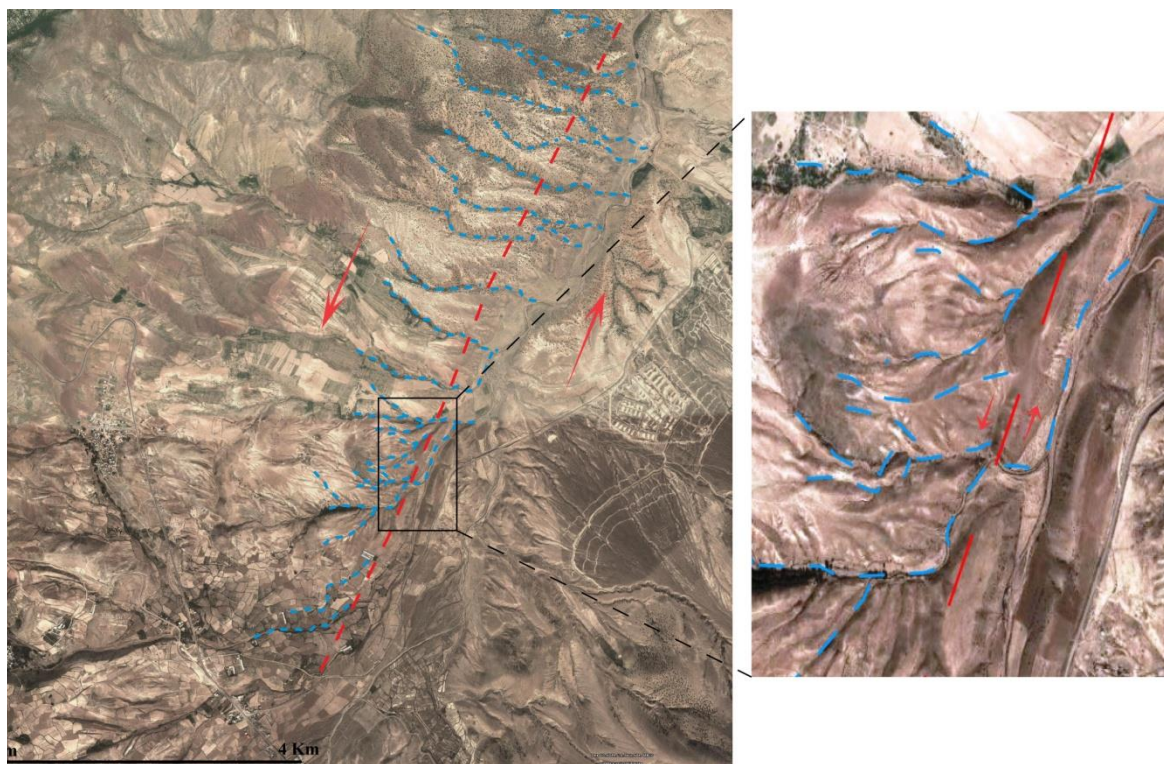




شکل ۳-۵۰-الف- بخشی از تصویر Google Earth منطقه مورد مطالعه که خطواره گسل کوات توسط کادر سیاه رنگ مشخص شده است؛ ب- بخشی از نقشه زمین‌شناسی کیاسر (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۱) که راستای گسل کوات توسط کادر بر روی رودخانه مشخص شده است.



شکل ۳-۵۱- رودخانه حفر شده در اثر فعالیت گسل کوات (دید عکس به سمت شمال).



شکل ۳-۵۲- انحراف چپ‌بر آبراهه‌ها در اثر عملکرد گسل کوات.

این گسل در بخش جنوب‌خاور خود، بستر خود را حفر کرده، بطوریکه تراسی از آبرفت‌ها را به ارتفاع حدود ۱۰ متر ایجاد کرده است (شکل ۳-۵۳).

بنابراین با توجه به دلایل فوق، برخاستگی بلوک شرقی گسل را می‌توان نتیجه گرفت. با توجه به اینکه از نظر امتداد با گسل‌های لنگر و اروست سازگاری خوبی دارد و وجود تراس‌های آبرفتی در بلوک شرقی که نشانگر برخاستگی آن بلوک است، می‌توان هندسه آن را مشابه گسل‌های فوق در نظر گرفت. بویژه اینکه این مجموعه گسل‌ها در یک قلمرو ساختاری قرار دارند.



شکل ۳-۵۳- تصویری از گسل کوات در موقعیت $۲۵,۱۶^{\circ}$ ۱۱° ۳۶° شمالی و ۰۵° ۴۴° ۵۳° خاوری و ایجاد تراسی از آبرفت‌ها به ارتفاع حدود ۱۰ متر (دید به سمت خاور).

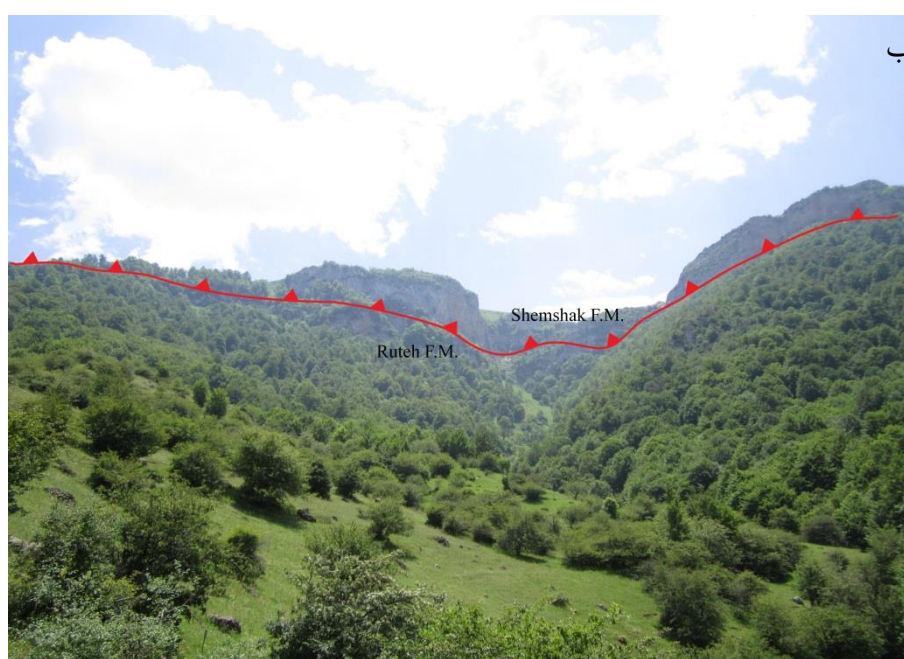
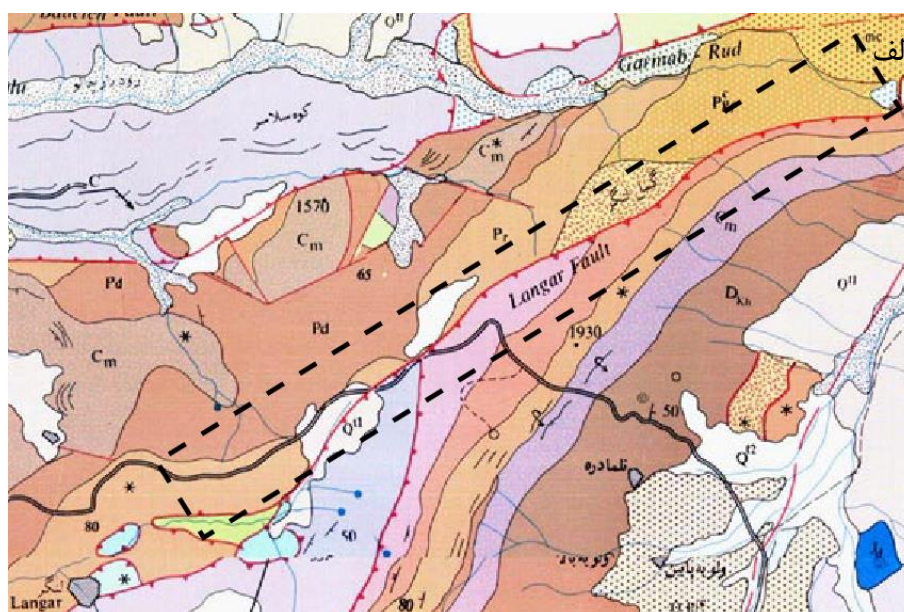
۳-۲-۴- گسل لنگر

گسل لنگر در باختر محدوده مورد مطالعه قرار داشته و به علت عبور از روستای لنگر، به این اسم شناخته شده و مرز بین نهشته‌های پالئوزوئیک و سنوزوئیک را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۵۴-الف). طول این گسل در محدوده مورد نظر به ۱۵ کیلومتر می‌رسد و با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و شیب به سمت جنوب خاور، سبب رانده شدن سازند روته بر روی سازندهای فجین و کرج شده است. همچنین این گسل در جنوب‌باختر روستای لنگر در موقعیت ۳۵° ۱۱° ۳۶° شمالی و ۳۸° ۳۷° ۵۳° خاوری باعث رانده شدن سازند شمشک بر روی سازند روته شده و پرتگاهی در بین این سازندها به وجود آورده است (شکل ۳-۵۴-ب و ۳-۵۵).

مشاهدات صحرایی و استریوگرام‌های حاصل از داده‌های برداشت شده (جدول ۳-۲۲) نشان

می‌دهد که این گسل دارای موقعیت $N74^{\circ}E, 73^{\circ}SE$ و سازوکار معکوس می‌باشد (شکل ۳-۵۶).

با توجه به برداشت سه روند متفاوت برای گسل لنگر و بطوریکه این روندها باهم تقریباً اختلاف ۱۵ درجه دارند بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که صفحه $N74^{\circ}E, 73^{\circ}SE$ با ریک ۵۶ درجه پادساعتگرد، گسل اصلی لنگر باشد و دو صفحه دیگر با روند $N45^{\circ}E, 78^{\circ}SE$ و $N90^{\circ}E, 80^{\circ}S$ شکستگی‌های نوع R باشند که به علت طول و جابجایی زیاد باعث بوجود آمدن سطح گسلی با ریک ۸۴ و ۶۳ درجه شده‌اند.



شکل ۳-۵۴-الف- بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر که موقعیت گسل لنگر در آن با کادر مشکی مشخص شده است؛
ب- تصویری از رانده شدن رسوبات سازند شمشک بر روی سازند روته در اثر فعالیت گسل لنگر (دید به سمت جنوب).



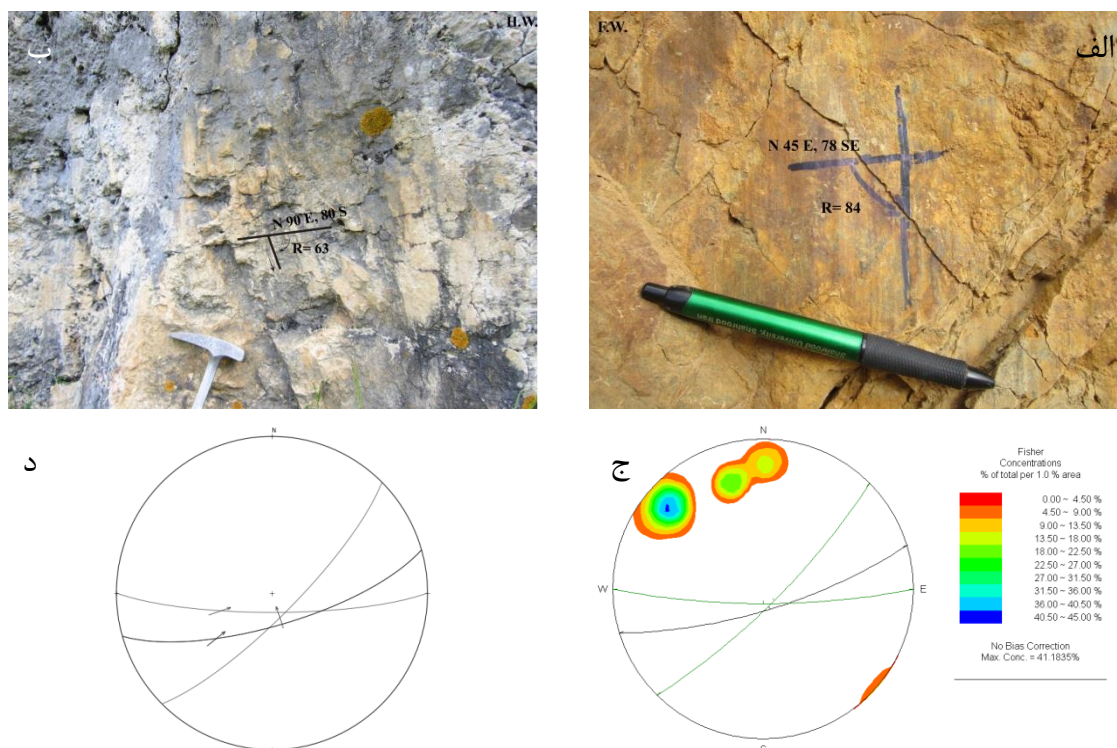
شکل ۳-۵۵- تصویر صحرایی از پرتگاه گسل لنگر (دید به سمت جنوب)؛

جدول ۳-۲۲- داده‌های برداشت شده از سطح گسل لنگر

* جهت حرکت فرادیواره؛ ۱: معکوس؛ ۲: نرمال؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

** C: ساعت‌گرد؛ Cc: پادساعت‌گرد

Fault plane		Slicken lines	
Dip	Dip direction	**Rake	*Sense
80	134	84 Cc	1
81	131		1
76	133		1
85	124		1
79	127		1
80	180	63 Cc	1
87	131		1
80	120		1
73	164	56 Cc	1
75	125		1
77	136	65 Cc	1
69	129		1
81	134		1
84	139		1
80	132		1
76	131		1

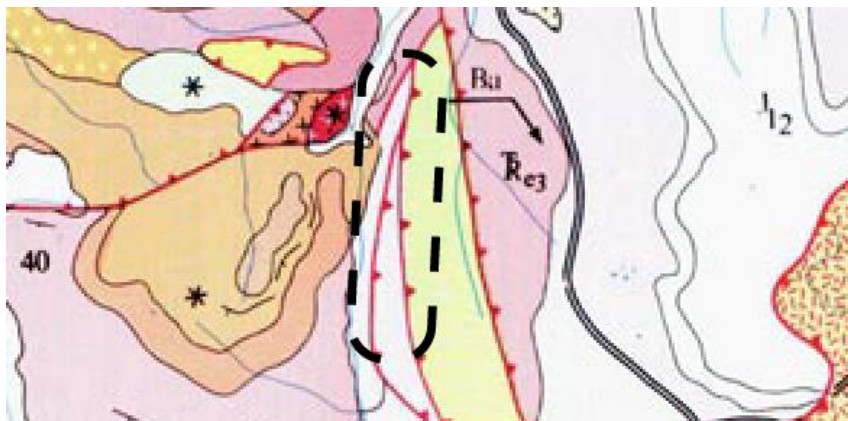


شکل ۳-۵۶-الف- نمایی از سطح گسل لنگر با موقعیت $N45^{\circ}E, 78^{\circ}SE$ ؛ خراش‌های گسلی با زاویهٔ ریک زیاد نشان دهندهٔ سازوکار معکوس می‌باشند (دید به سمت شمال باختر)؛ ب- نمایی از سطح گسل لنگر با موقعیت $N90^{\circ}E, 80^{\circ}S$ (دید به سمت شمال)؛ ج- نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسل لنگر؛ د- روند غالب گسل لنگر با ریک زیاد که نشانگر سازوکار معکوس چپ‌بر است و شکستگی‌های نوع R همراه با آن.

۳-۲-۵- گسل F_1

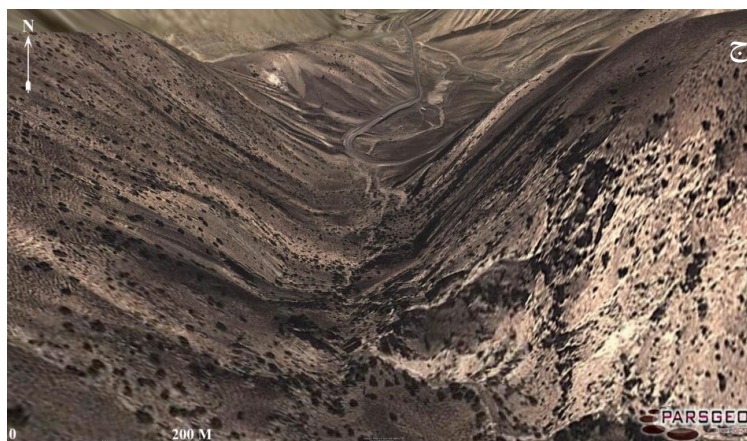
گسل F_1 به طول تقریباً ۲ کیلومتر و با روند شمالی- جنوبی و شیب به سمت خاور، در جنوب محدودهٔ مورد مطالعه با مختصات $31^{\circ} 10' 36''$ شمالی و $45^{\circ} 43' 05''$ خاوری قرار دارد (شکل ۳-۵۷). این گسل سبب جابجایی رسوبات آبرفتی کف رودخانه شده است و در جنوب منطقهٔ مورد مطالعه سبب ایجاد دره‌ای گسلی گشته که شواهدی از آثار گسلش در دیواره‌های این دره مشاهده می‌شود. با توجه به عبور این گسل از آبرفت‌های رودخانه‌ای هیچ شواهدی از سطح گسلش قابل مشاهده نیست (شکل ۳-۵۸). استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از سطح گسل F_1 حاکی از امتداد غالب $N S, 48^{\circ}E$ برای این گسل می‌باشد (شکل ۳-۵۹).

داده‌های برداشت شده از سطح گسل F_1 در جدول ۳-۲۳ قابل مشاهده است.

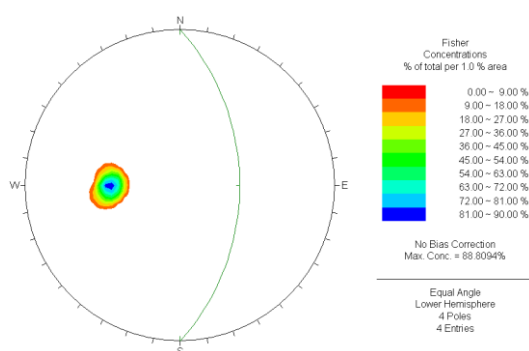


شکل ۳-۵۷- بخشی از نقشه زمین‌شناسی کیاسر که موقعیت گسل F_1 در آن مشخص شده است.





شکل ۳-۵۸-الف- تصویر صحرایی از گسل F_1 (دید به سمت باختر)؛ ب- جابجایی رسوبات آبرفتی رودخانه در اثر فعالیت این گسل؛ ج- دره گسلی ایجاد شده توسط گسل F_1



شکل ۳-۵۹- استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت شده از سطح گسل F_1 و امتداد غالب آن.

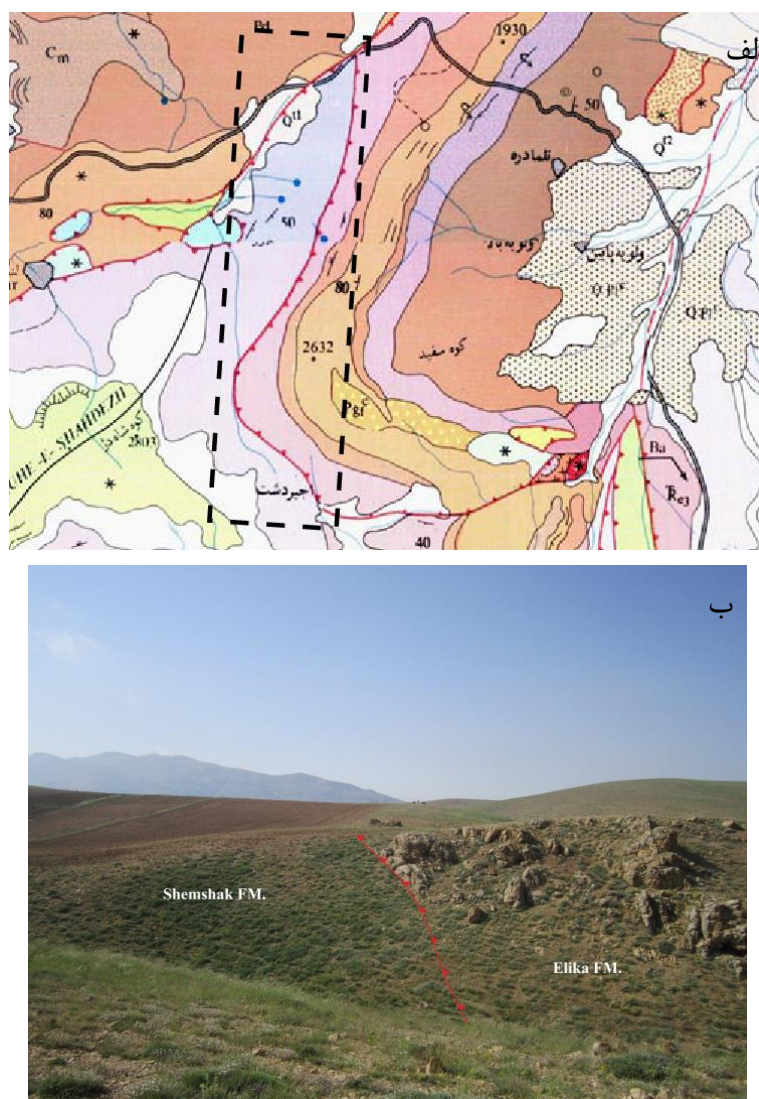
جدول ۳-۲۳- داده‌های برداشت شده از سطح گسل F_1

Fault plane	
Dip	Dip direction
48	087
45	091
52	083
049	096

با توجه به موقعیت جغرافیایی گسل F_1 و امتداد و شیب آن و با توجه به سازوکار معکوس آن می‌توان گفت که این گسل ادامه گسل کوات می‌باشد.

۳-۲-۶- گسل F₂

گسل F₂، درازایی در حدود ۹ کیلومتر داشته و در قسمت باختری منطقه مورد بحث قرار دارد. این گسل با روند کلی شمالی- جنوبی و شیب به سمت خاور، سبب رانده شدن سازند الیکا بر روی سازند شمشک شده است (شکل ۳-۶۰).



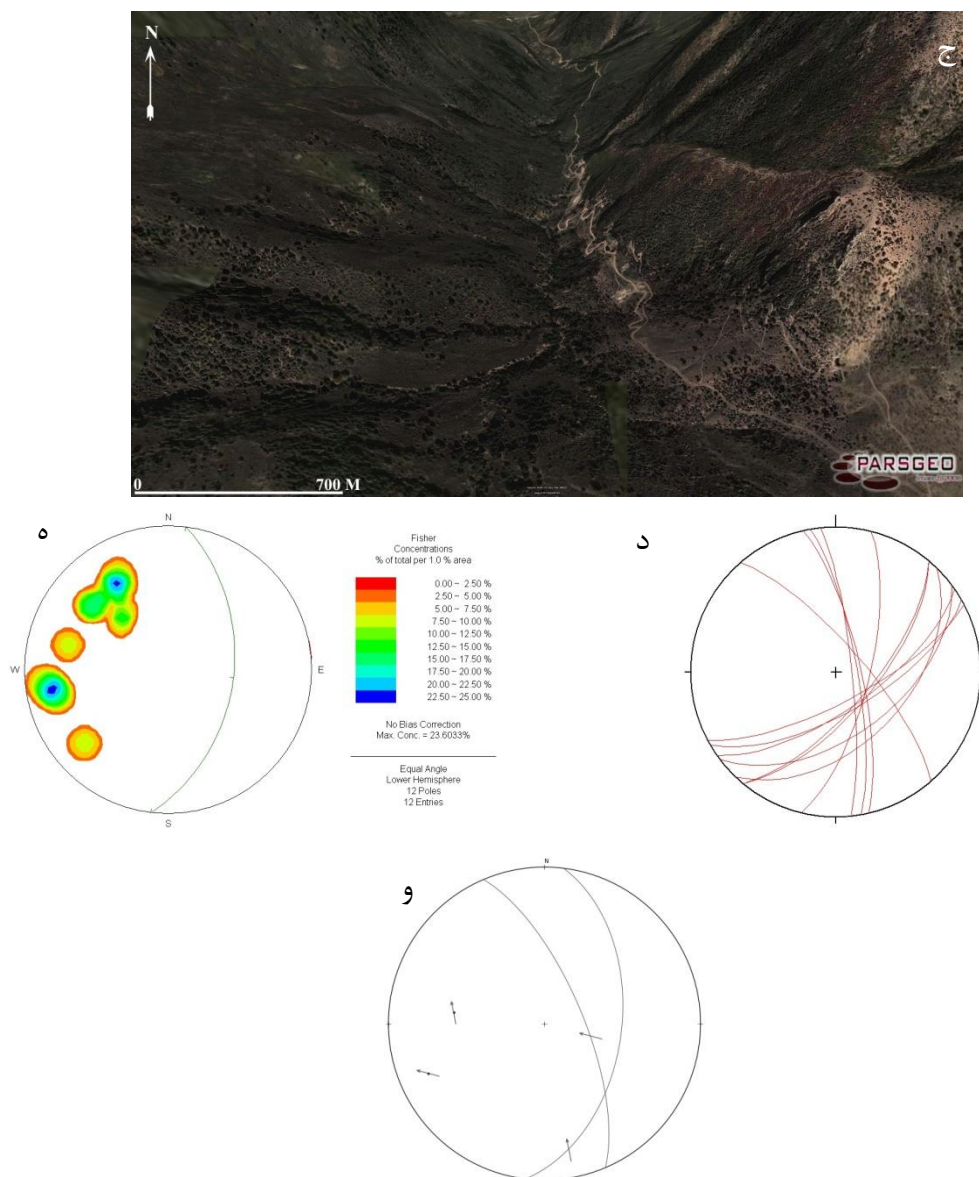
شکل ۳-۶۰- الف- بخشی از نقشه زمین‌شناسی کیاسر که موقعیت گسل F₂ در آن مشخص شده است؛ ب- تصویر صحرایی از گسل F₂ (دید به سمت شمال‌باختر)

با توجه به قرارگیری سازند الیکا به سن تریاس در فرادیواره این گسل و سازند شمشک به سن ژوراسیک در فرادیواره، می‌توان جابجایی شیبی این گسل را معکوس در نظر گرفت. همچنین

مشاهدات صحرایی، خراش‌های گسلی و لمس دست، در موقعیت $۵۳^{\circ}۱۴'۱۳''$ شمالی و $۲۳^{\circ}۷'$ $۵۳^{\circ}۴۱'$ خاوری که ریک ۲۶ درجه پادساعتگرد بر روی فرودیواره گسل برداشت شده است، سازوکار غالب امتدادلغز چپ‌بر (شکل ۳-۶۱-الف) و خراش‌های گسلی برداشت شده با زاویه ریک ۷۵ درجه ساعتگرد بر روی فرادیواره این گسل در موقعیت $۵۰^{\circ}۰۸'۰۸''$ شمالی و $۴۲^{\circ}۳۰'$ $۵۳^{\circ}۴۱'$ خاوری سازوکار غالب معکوس را برای این گسل نشان می‌دهند (شکل ۳-۶۱-ب). این گسل در مرز بین این دو سازند باعث ایجاد دره‌ای گشته که رودخانه مستقیمی در امتداد آن به وجود آمده است (شکل ۳-۶۱-ج).

برداشت‌های صحرایی مربوط به وضعیت هندسی گسل F₂ در جدول ۳-۲۴ آورده شده است. استریوگرام‌های مربوط به این برداشت‌ها، شامل تصاویر سیکلوگرافیک داده‌های صفحه‌ای و نمودار هم‌تراز قطب آنها (شکل ۳-۶۱-د، ه و و)، نشان دهنده موقعیت $N07^{\circ}E, 49^{\circ}SE$ برای این گسل می‌باشد.





شکل ۳-۶۱-الف- نمایی از سطح گسل F_2 با سازوکار غالب چپ‌بر (دید به سمت شمال‌باختر)؛ ب- نمایی از سطح این گسل با سازوکار غالب معکوس (دید به سمت شمال‌خاور)؛ ج- تصویر ماهواره‌ای Google earth که دره ایجاد شده در اثر این گسل را نشان می‌دهد؛ د- تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از سطح گسل F_2 ؛ ه- نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی و تعیین روند غالب گسل؛ و- روند غالب گسل F_2 و موقعیت خشلغز و سازوکار گسل.

جدول ۳-۲۴- داده‌های برداشت شده از سطح گسل F_2

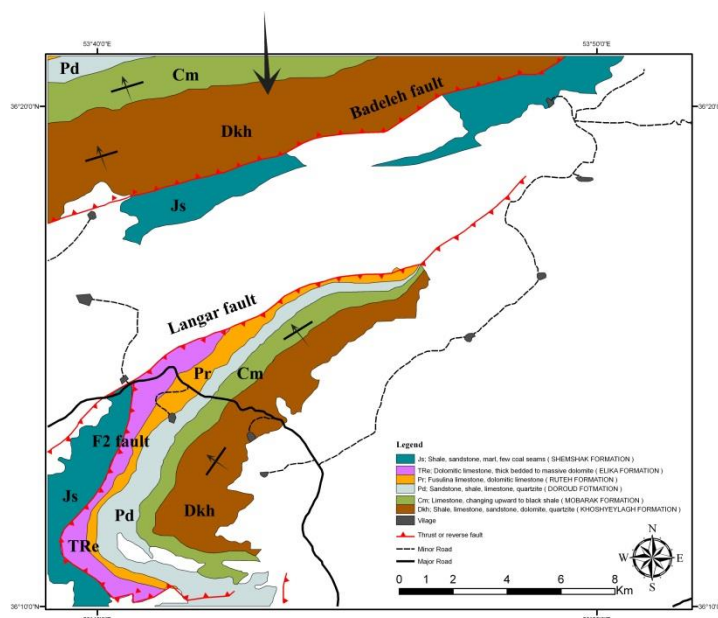
* جهت حرکت فرادیواره؛ ۱: معکوس؛ ۲: نرمال؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

** C: ساعت‌گرد؛ CC: پادساعت‌گرد

Fault plane		Slicken lines	
Dip	Dip direction	**Rake	*Sense
49	134		1
68	130	43 Cc	1
71	104	47 Cc	1

54	143		1
78	080	61 Cc	1
76	077		4
81	084		4
69	145	73 C	1
70	067	75 C	1
73	152		1
70	130	75 C	1
67	150		1
52	107	26 Cc	4

با توجه به اینکه در این منطقه سازندهای قدیمی (خوش‌یلاق به سن دونین، مبارک به سن کربونیفر، دورود و روته به سن پرمین و الیکا به سن تریاس) با مرز گسلی (گسل F_2) مشخص بر روی سازندهای جوان‌تر (شمشک به سن ژوراسیک) قرار دارند و همچنین این سازندهای قدیمی در شمال‌باختر منطقه مورد مطالعه تقریباً با همین روند، در اثر فعالیت گسل اصلی باده به بر روی سازندهای جوان‌تر رانده شده‌اند. بنابراین می‌توان سازندهای قدیمی جنوب‌باختر منطقه را بازمانده‌ای از سازندهای شمال‌باختری در نظر گرفت و آن را به عنوان کلیپی ناشی از حرکت گسل باده معرف کرد (شکل ۳-۶۲).

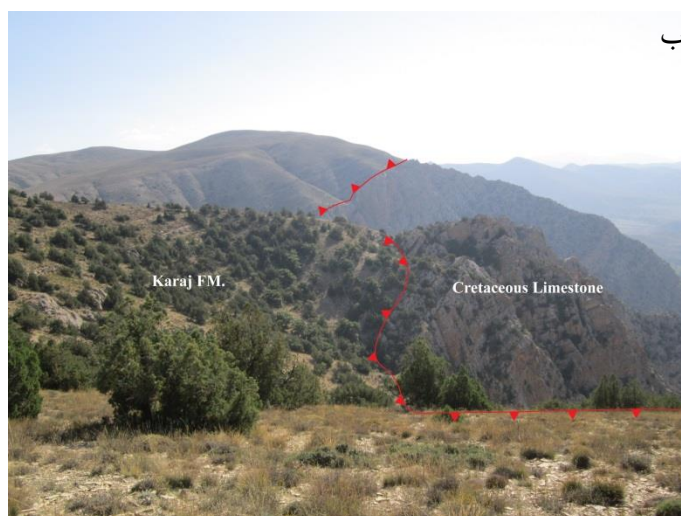
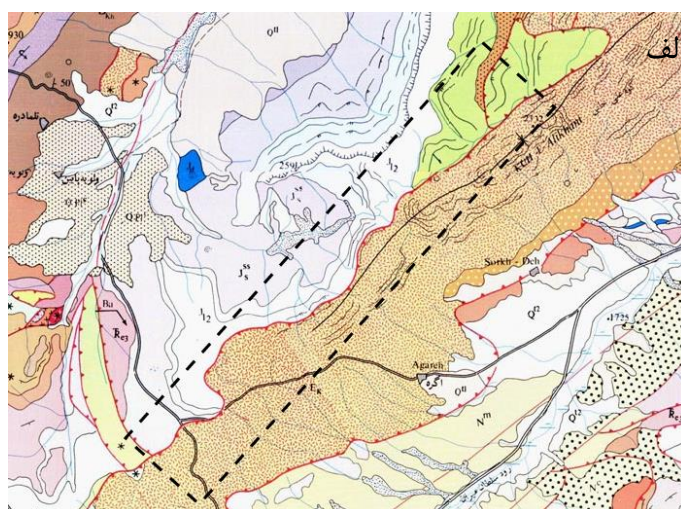


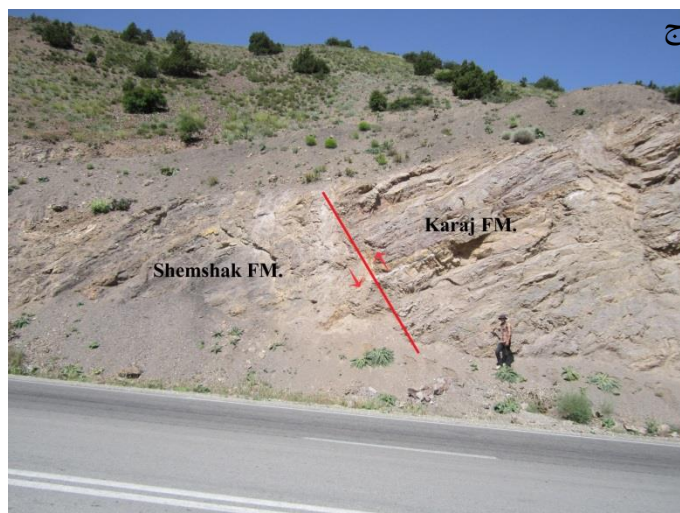
شکل ۳-۶۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که نحوه وجود آمدن کلیپ را بیان می‌کند؛ (پیکان مشکی جهت جابجایی سازندهای پالئوزوئیک را توسط گسل باده نشان می‌دهد).

۳-۲-۷- گسل اگره

گسل اگره با طول تقریباً ۱۱ کیلومتر، با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و شیب به سمت جنوب‌خاوری در بخش جنوب‌خاوری محدوده مورد مطالعه قرار دارد (شکل ۳-۶۳-الف). نام این گسل از نام روستای اگره که در جنوب آن قرار دارد برگرفته شده است. گسل اگره در شمال این روستا با موقعیت $36^{\circ} 12' 14''$ شمالی و $49^{\circ} 43' 53''$ خاوری باعث رانده شدن رسوبات سازند کرج بر روی آهک‌های کرتاسه فوقانی شده است (شکل ۳-۶۳-ب).

گسل اگره در نزدیکی سه راهی فولاد محله در موقعیت $36^{\circ} 08' 29''$ شمالی و $45^{\circ} 13' 05''$ خاوری باعث رانده شدن سازند کرج بر روی سازند شمشک شده است (شکل ۳-۶۳-ج).

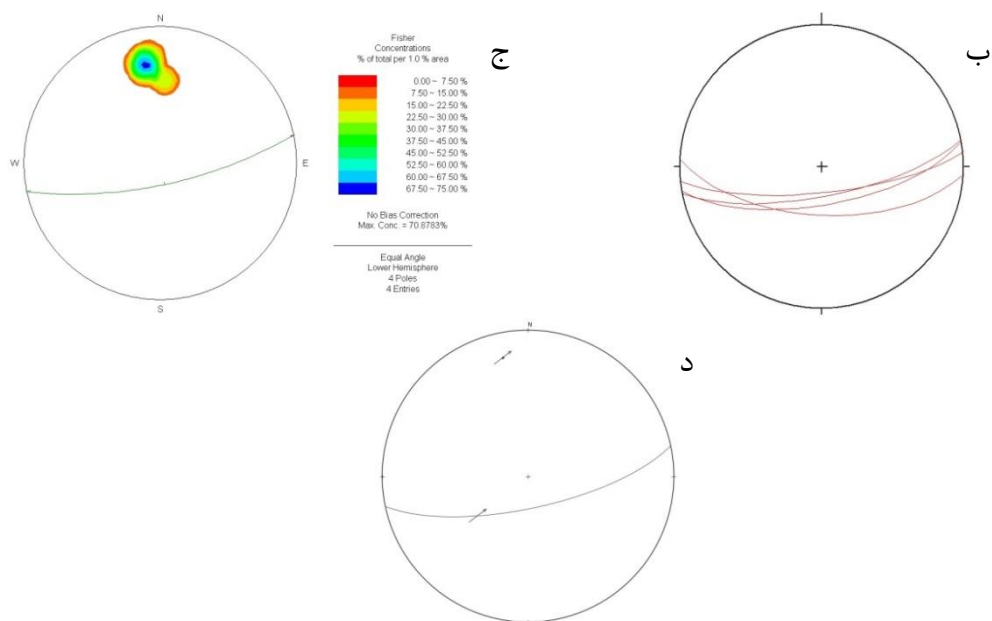




شکل ۳-۶۳-الف- بخشی از نقشه زمین‌شناسی کیاسر که موقعیت گسل اگره در آن با کادر مشکی مشخص شده است؛
ب- تصویر صحرایی از گسل اگره با دید به سمت جنوب‌باختر؛ ج- رانده شدن سازند کرج بر روی سازند شمشک توسط
گسل اگره.

مشاهدات صحرایی و اطلاعات مربوط به سطوح برداشت شده از فرودیواره گسل اگره، نشان دهنده زاویه ریک ۵۸ درجه پادساعتگرد است که معرف سازوکار معکوس همراه با مؤلفه امتدادی چپ‌بر برای این گسل می‌باشد (شکل ۳-۶۴). استریوگرام‌های حاصل از داده‌های برداشت شده از سطح گسل اگره (جدول ۳-۲۵)، شامل نمودار هم‌تراز تراکم داده‌های مربوط به قطب صفحات گسلی نشان می‌دهد که موقعیت غالب بدست آمده برای صفحات گسلی $N78^{\circ}E, 72^{\circ}SE$ می‌باشد (شکل ۳-۶۴-الف).





شکل ۳-۶۴-الف- نمایی از سطح گسل اگره با سازوکار معکوس چپ‌بر (دید به سمت شمال)؛ ب- تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از سطح گسل اگره؛ ج- نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی و تعیین روند غالب گسل؛ د- روند غالب گسل اگره و موقعیت خش‌لغز و سازوکار گسل.

جدول ۳-۲۵- داده‌های برداشت شده از سطح گسل اگره

* جهت حرکت فرادیواره؛ ۱: معکوس؛ ۲: نرمال؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

** C: ساعت‌گرد؛ Cc: پادساعت‌گرد

Fault plane		Slicken lines	
Dip	Dip direction	**Rake	*Sense
75	174	58 Cc	1
68	170	63 Cc	1
62	183	60 Cc	1
73	169		1

فصل چهارم

دگرخی‌های سنوزوئیک

بخش وسیعی از منطقه مورد مطالعه توسط واحدهای سنگی سنوزوئیک پوشیده شده است. این واحدها متأثر از گسل‌ها و چین‌خوردگی‌های فعال می‌باشند، بنابراین می‌توان تکامل ساختاری منطقه را در ارتباط با آخرین مراحل کوهزایی آلپی در نظر گرفت.

در بررسی نهشته‌های سنوزوئیک، رسوبات کواترنری دارای اهمیت بیشتری می‌باشند که در مطالعه آن‌ها از اصطلاح نوزمین‌ساخت استفاده می‌شود.

اصطلاح نوزمین‌ساخت، اولین بار توسط ابراجف (Obruchev 1948) بیان گردید و به معنی مطالعه جنبش‌های جوان و اخیر است که از پایان ترشیری و نیمه اول کواترنری رخ داده است. بسیاری از محققین، این اصطلاح را دربردارنده حرکات معاصر و جنبش‌های ناگهانی مقدم بر آنها نیز می‌دانند.

به اعتقاد اسلمونز (Slemmons 1991)، نوزمین‌ساخت می‌تواند به طور گسترده‌ای به عنوان رخدادها و فرآیندهای زمین‌ساختی به وقوع پیوسته در بعد از میوسن در نظر گرفته شود، اما مورنر (Morner 1990) معتقد است که بسته به رژیم زمین‌ساختی، فاز نوزمین‌ساخت در مکان‌های مختلف، از زمان‌های متفاوت آغاز شده است.

(Stewart & Hancock 1994) با اصول تفکر مورنر موافق بوده و نوزمین‌ساخت را به صورت شاخه‌ای از زمین‌ساخت در نظر می‌گیرند که به درک حرکات گذشته زمین که تا کنون تداوم یافته‌اند، مربوط است. بدین ترتیب ساختارهای نوزمین‌ساختی در رژیم زمین‌ساختی جاری¹ توسعه می‌یابند. بنا به تعریف مویروود و ملارد (Muir Wood & Mallard 1992)، CTR رژیم یا وضعیت غالب دگرشکلی در یک ناحیه درون قاره‌ای است. بدین ترتیب، دیگر نیازی به در نظرگیری نوزمین‌ساخت به صورت مترادف با زمین‌ساخت هولوسن یا زمین‌ساخت کواترنری یا زمین‌ساخت نئوژن – کواترنری که بسته به

1 Current Tectonic Regime

مرز چین‌شناسی زیرین انتخاب می‌گردد، وجود ندارد و سعی می‌شود تا از تعیین حدود قلمرو چین‌شناسی موضوع اجتناب شود.

اما Allen et al (2004) در مقاله‌ای با عنوان بازسازی سنوزوئیک پایانی برخورد عربستان-اوراسیا و مقایسه نرخ‌های دگرشکلی کوتاه مدت و دراز مدت، نرخ‌های فعال لغزش، مجموع همگرایی و زمان دگرشکلی مرتبط با برخورد یاد شده را از باختر ترکیه تا خاور ایران برآورد نموده‌اند که با توجه به آن، کپه‌داغ و خاور ایران، واجد بیشترین نرخ دگرشکلی (حدود ۱۶ میلی‌متر در سال) و بیشترین کوتاه شدگی تجمعی (۸۰ کیلومتر خاور ایران و ۷۵ کیلومتر کپه‌داغ) هستند. پس از این دو واحد ساختاری، کمربند چین خورده ساده زاگرس، البرز و خزر جنوبی به ترتیب دارای کوتاه شدگی تجمعی ۵۰، ۳۰ و ۱۵ کیلومتر می‌باشند.

این جنبش‌ها، نتیجه کوتاه شدگی پوسته‌ای است که در فلات مرکزی ایران از ۱۲ میلیون سال پیش و در زاگرس، البرز، خزر جنوبی و کپه‌داغ از ۷ میلیون سال پیش آغاز گردیده‌اند (Allen et al 2004).

Sabouti & Arkani-Hamed (1996)، نیز با محاسبات عددی دگرشکلی فلات ایران، نرخ بالا آمدگی پوسته ایران را در حدود ۲/۵ سانتیمتر در سال برآورد کرده‌اند و زاگرس را واجد بیشترین نرخ دانسته‌اند.

بنابراین در مجموع می‌توان روش‌های تحقیق و مطالعه نوزمین‌ساخت را شامل بررسی‌های زمین‌لرزه‌شناسی، ژئودزیکی، توجه به داده‌های تاریخی و باستان‌شناسی، زمین‌ریخت‌شناسی و زمین‌شناسی دانست (Vita-Finzi 1986).

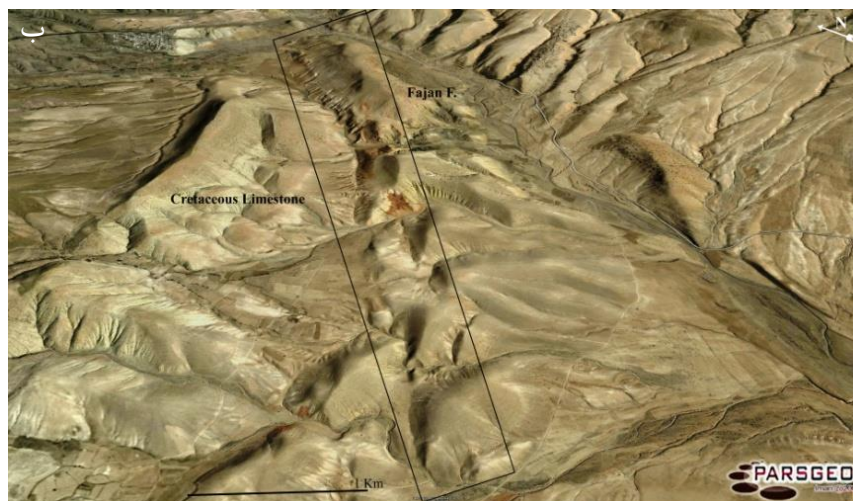
۴-۱- دگرریختی‌ها در بازه زمانی ترشیری

۴-۱-۱- گسلش در سازند فجن

با توجه به سن سازند فجن (پالئوسن)، هرگونه گسلش و دگرریختی در لایه‌های این سازند در بررسی دگرریختی‌های سنوزوئیک دارای اهمیت است.

گسل اروست در شمال منطقه مورد مطالعه با روندی شمال‌خاوری- جنوب‌باختری باعث رانده شدن آهک‌های کرتاسه فوقانی بر روی سازند شمشک شده است. این گسل در جنوب روستای اروست به دو شاخه تقسیم که شاخه جنوبی آن بر اساس داده‌های برداشت شده از سطح آن با عملکرد معکوس و چپ‌بر خود در مرز بین سازند فجن و آهک‌های کرتاسه فوقانی باعث رانده شدن سازند فجن بر روی این آهک‌ها شده است (شکل ۴-۱). شکل ۴-۱-ب نشان دهنده خطواره این گسل در تصویر ماهواره‌ای می‌باشد.

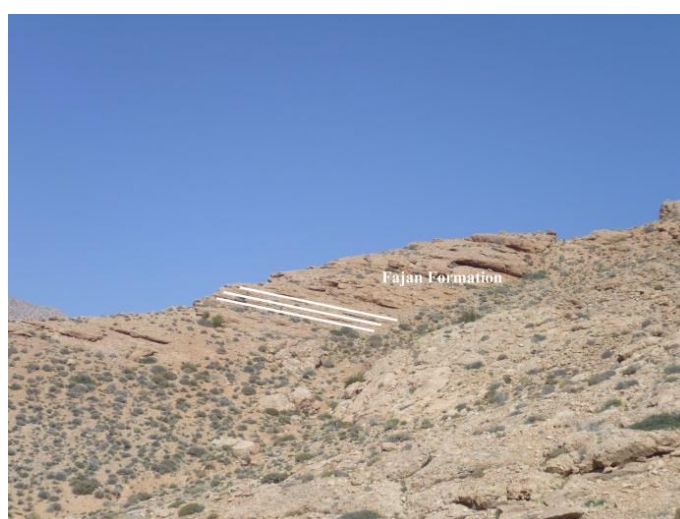




شکل ۴-۱-الف- نمایی از گسل اروست با دید به سمت جنوب‌خاور؛ ب- تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth از خطواره گسل اروست.

۴-۱-۲- چین‌خوردگی در سازند فجن

سازند فجن در جنوب روستای اروست به علت قرارگیری در فرادیواره گسل اروست تحت تأثیر فعالیت این گسل قرار گرفته و هیچگونه لایه‌بندی در آن قابل مشاهده نیست. این سازند در شمال روستای سرخه‌ده، تحت تأثیر تنش‌های وارده از حالت افقی خارج شده و شیبی ۴۷ درجه به سمت جنوب‌خاور دارد (شکل ۴-۲).

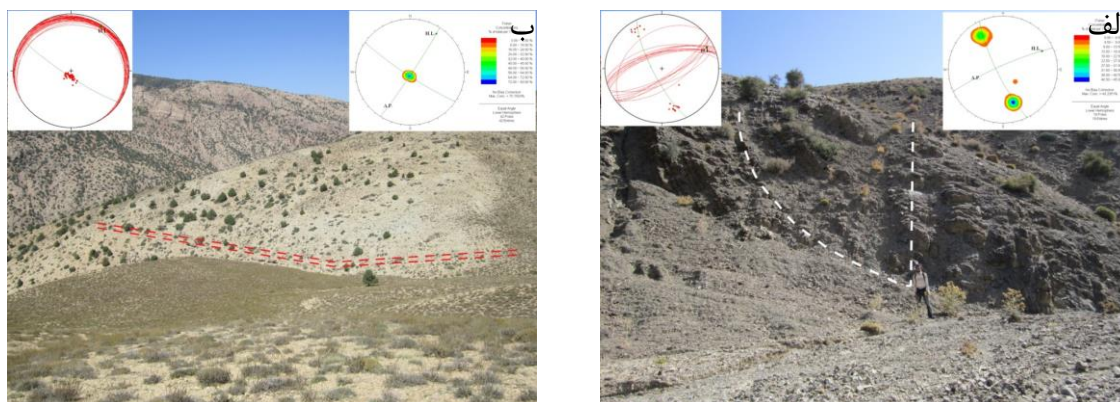


شکل ۴-۲- تصویر صحرایی از لایه‌بندی سازند فجن در شمال روستای سرخه‌ده (دید به سمت شمال‌خاور).

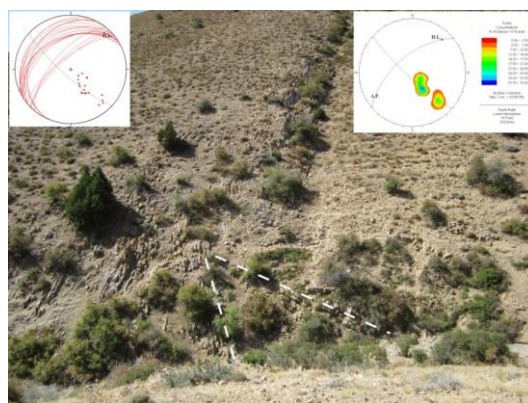
۳-۱-۴- چین خوردگی در سازند کرج

با توجه به سن سازند کرج (ائوسن) بررسی دگرریختی‌های موجود بر روی این نهشته‌ها در مطالعه دگرریختی‌های سنوزوئیک حائز اهمیت بوده و احتمالاً این دگرریختی‌ها مربوط به فعالیت ابتدایی کوهزایی آپی می‌باشند.

چین خوردگی‌ها در این سازند شامل ناودیس سرکوه، ناودیس F09 و تاقدیس F010 می‌باشد. این چین‌ها در جنوب‌خاور منطقه مورد مطالعه و در شمال روستای سرخه‌ده برداشت شده‌اند (شکل ۳-۴ و شکل ۴-۴).



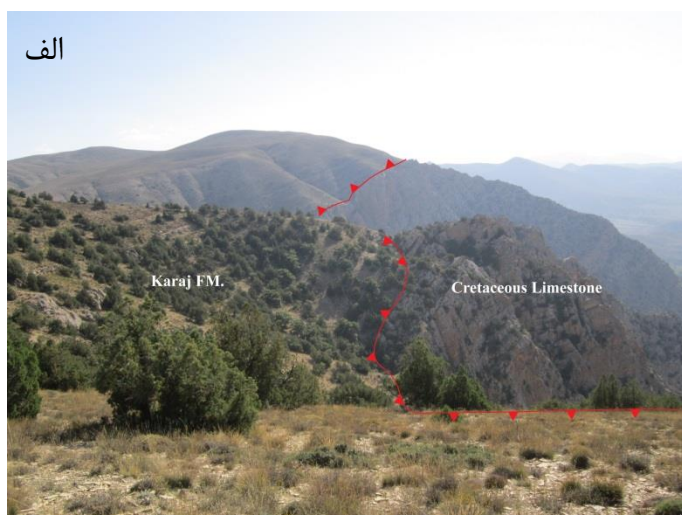
شکل ۳-۴- الف- تصویری از ناودیس سرکوه (دید به سمت خاور) و استریوگرام‌های حاصل از برداشت این ناودیس؛ نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت 80.34° ؛ نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (160°) و تعیین سطح محوری با موقعیت 86.123° ؛ ب- تصویری از ناودیس F09 (دید به سمت خاور) و استریوگرام‌های حاصل از برداشت آن؛ نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت 130.64° ؛ نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (41°) و تعیین سطح محوری با موقعیت 81.336° .



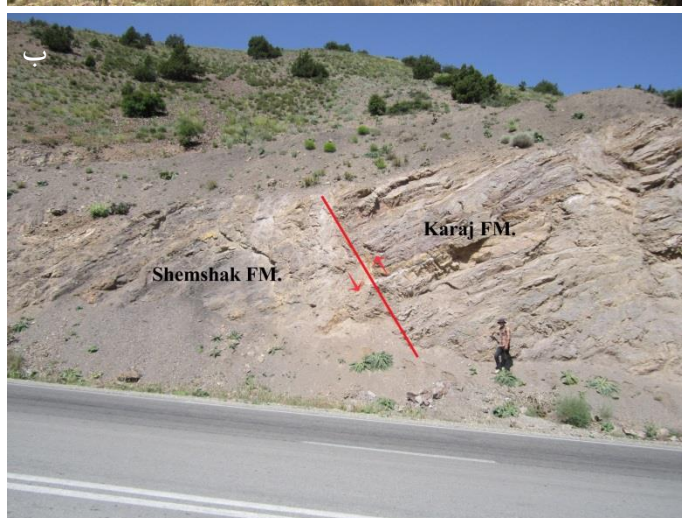
شکل ۴-۴- تصویری از تاقدیس F010 (دید به سمت باختر) و استریوگرام‌های حاصل از برداشت آن؛ نمودار β و نمودار π و تعیین خط لولا با موقعیت 110.42° ؛ نمودار هم‌تراز یال‌های چین به منظور تعیین زاویه بین یالی (34°) و تعیین سطح محوری با موقعیت 55.320° .

۴-۱-۴- گسلش در سازند کرج

گسل اگره، با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و شیب به سمت جنوب‌خاوری در بخش جنوب‌خاوری محدوده مورد مطالعه قرار دارد. این گسل در شمال روستای اگره با موقعیت $36^{\circ} 12' 14.3''$ شمالی و $43^{\circ} 49' 43.8''$ خاوری باعث رانده شدن رسوبات سازند کرج بر روی آهک‌های کرتاسه فوقانی شده است (شکل ۴-۵-الف). همچنین این گسل در نزدیکی سه راهی فولاد محله در موقعیت $36^{\circ} 08' 29''$ شمالی و $45^{\circ} 12' 45.3''$ خاوری باعث رانده شدن سازند کرج بر روی سازند شمشک شده است (شکل ۴-۵-ب).



شکل ۴-۵-الف- تصویر
صحرائی از گسل اگره با دید به
سمت جنوب‌باختر؛
ب- رانده شدن سازند کرج بر
روی سازند شمشک توسط
گسل اگره.



۲-۴- دگرریختی‌های کواترنری

۱-۲-۴- جابجایی آبراهه‌ها

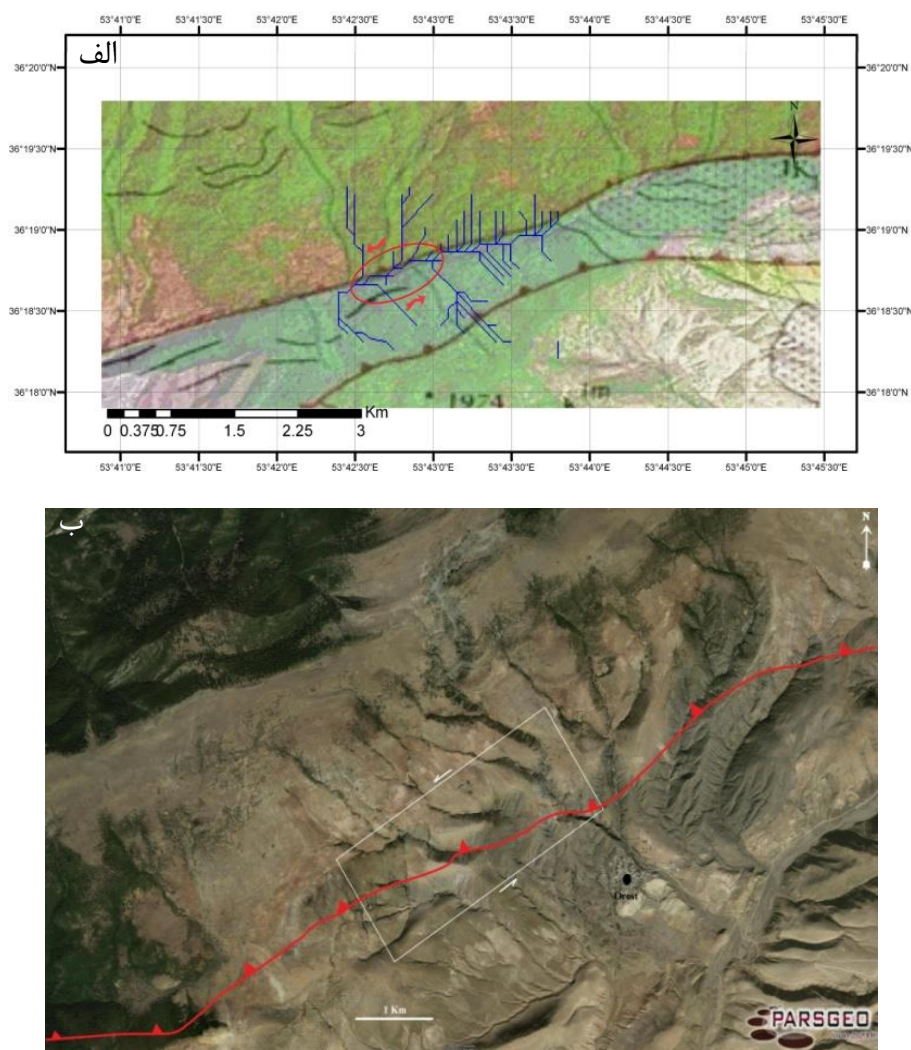
عملکرد راستالغز گسل‌ها می‌تواند باعث انحراف و جابجایی آبراهه‌ها و رودخانه‌ها شده که با توجه به جوان بودن این پدیده‌های زمین‌ریختی، نشان‌دهنده عملکرد جوان گسل‌ها و حاکی از فعالیت‌های نوزمین‌ساختی می‌باشد.

گسل اروست در جنوب باختری روستای اروست سبب جابجایی کانال‌های رودخانه‌ای شده است. میزان جابجایی صورت گرفته بر روی این آبراهه‌ها توسط گسل اروست حدود ۲۰۰ متر برآورد شده است (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶- تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth گسل اروست که جابجایی چپ‌بر در حدود ۲۰۰ متر را توسط این گسل نشان می‌دهد.

گسل بادله که مرز شمالی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد با حرکت معکوس خود باعث رانده شدن نهشته‌های سازند خوش ییلاق بر روی سازند شمشک شده است. عملکرد راستالغز این گسل سبب انحراف آبراهه‌ها و جابجایی کانال‌های رودخانه‌ای و مخروط‌افکنه‌ها شده که این جابجایی بخصوص در نزدیکی روستای اروست قابل مشاهده است (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷- الف- تصویر ترکیبی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر و داده‌های Landsat که جابجایی چپ‌بر گسل باده را نشان می‌دهد؛ ب- تصویر از Google Earth شمال باختری روستای اروست که جابجایی چپ‌بر کانال‌های رودخانه‌ای را توسط گسل باده نشان می‌دهد.

۴-۲-۲- تغییر سیستم فرسایشی رودخانه‌ها

عملکرد گسل‌ها و تأثیر بر روی ریخت‌شناسی طرفین آنها می‌تواند بر روی سامانه‌های رودخانه‌ای و عملکرد فرسایشی آنها تأثیرات قابل ملاحظه‌ای را بگذارد. به همین سبب بالآمدگی محلی و اختلاف ارتفاع ایجاد شده بر اثر عملکرد شیب‌لغز گسل‌ها سبب حفر بستر در بلوک فراخاسته شده و لذا شیب آبراهه‌ها و رودخانه‌ها به طور محلی افزایش می‌یابد (Schoorl & Veldkamp 2003).

در منطقه مورد بررسی، بر اثر تغییرات ریخت‌زمین‌ساختی ایجاد شده در طرفین گسل اروست، کوات و گسل بادله، شیب آبراهه‌ها افزایش یافته که سبب فرسایش شدید بستر آبراهه‌ها گشته که بر اثر این حفر بستر، لایه‌های کواترنری جوان نیز در دیواره‌های آبراهه‌ها به صورت افقی رخنمون یافته و دیده می‌شوند (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸- الف- لایه‌بندی افقی نهشته‌های کواترنری، که بر اثر حفاری‌های ایجاد شده در دیواره آبراهه‌ها بر اثر فعالیت گسل اروست مشاهده می‌شود؛ ب- حفر بستر آبراهه‌ها در بخش شمال خاوری گسل بادله، بر اثر بالآمدگی این قطعه؛ (دید تصاویر به سمت جنوب باختری)؛ ج- تراس‌های آبرفتی در اثر فعالیت گسل کوات (دید به سمت خاور)

۴-۲-۵- آبراهه‌های مستقیم

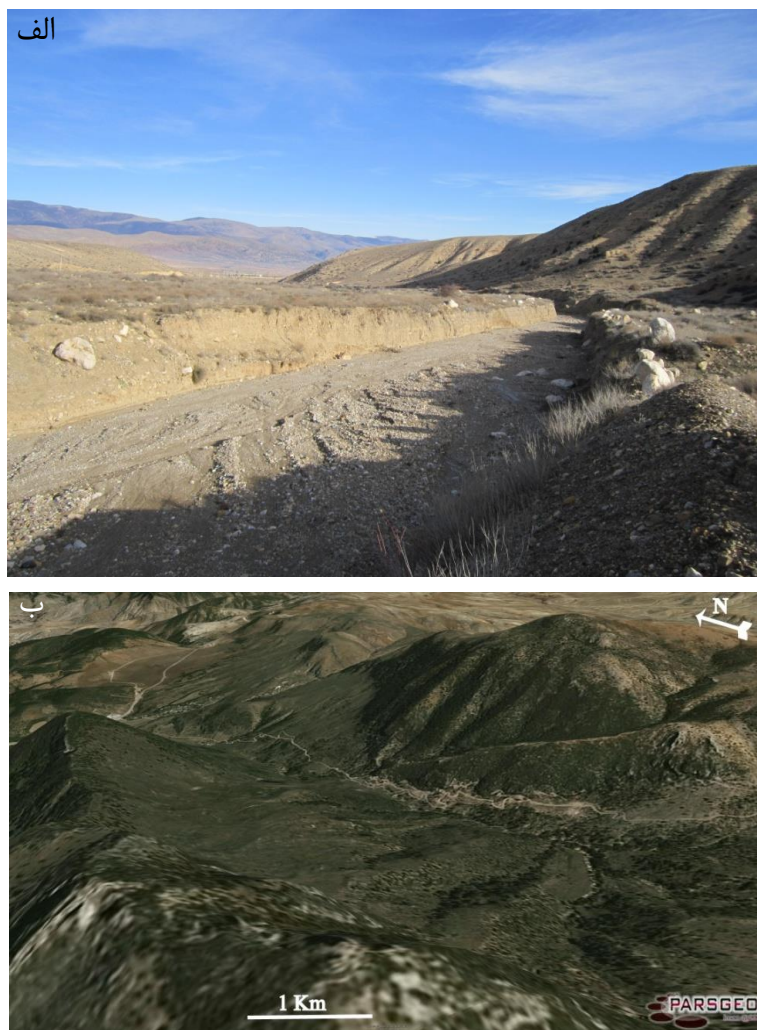
گودال‌های شکل گرفته در طول گسل مجاری مناسبی برای عبور آب هستند و با توجه به خردشدگی و هوازدگی عمیق‌تر در طول گسل‌ها، به تدریج رودخانه‌های اصلی در طول آنها شکل می‌گیرند و بصورت مستقیم در راستای گسل تا رسیدن به دره بزرگتر به مسیر خود ادامه می‌دهند.

گسل اروست با راستای شمال خاوری - جنوب باختری، با حرکت خود باعث خردشدگی سنگ‌ها در طول خود شده است که همین امر مسیر مستقیمی را برای رودخانه فراهم کرده است (شکل ۴-۹). گسل کوات نیز در راستای خود با حفر بستر خود باعث ایجاد رودخانه‌ای مستقیم شده است (شکل ۴-۱۰-الف)

در جنوب‌باختر منطقه مورد مطالعه در اثر فعالیت گسل لنگر، رودخانه در گذر از این گسل مسیر خود را کج کرده و ادامه مسیر خود را بر روی این گسل ادامه داده است (شکل ۴-۱۰-ب).



شکل ۴-۹- الف- بخشی از تصویر ماهواره‌ای Google Earth منطقه مورد مطالعه که خطواره گسل اروست و رودخانه تشکیل شده بر روی آن توسط کادر سیاه رنگ مشخص شده است؛ ب- تصویر رودخانه بوجود آمده در راستای گسل اروست (دید به سمت شمال‌خاور)



شکل ۴-۱۰-الف- رودخانه حفر شده در اثر فعالیت گسل کوات (دید عکس به سمت شمال)؛ ب- تصویر Google Earth از تغییر مسیر رودخانه در اثر عملکرد گسل لنگر.

۴-۲-۶- قطع شدگی رسوبات کواترنری

با توجه به گسترش نهشته‌های کواترنری و حضور گسل‌ها در محدوده گسترش این رسوبات، ضرورت بررسی عملکرد کواترنری این گسل‌ها به عنوان معیاری جهت ارزیابی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در این ناحیه نمایان می‌شود.

بررسی‌های صحرایی، قطع شدگی رسوبات کواترنری را توسط گسل‌های موجود در منطقه نشان می‌دهد. بر اثر عملکرد گسل F_1 ، رسوبات کواترنری قطع شده و نهشته‌های رودخانه‌ای در راستای این گسل دچار جابجایی شده‌اند (شکل ۴-۱۱).



شکل ۴-۱۱- جابجایی رسوبات کواترنری رودخانه در اثر فعالیت گسل F_1 . الف) دید به سمت باختر ب) دید به سمت جنوب.

۴-۲-۷- ارتباط تراورتن با گسلش فعال

تراورتن‌های مربوط به چشمه‌های آب گرم در بسیاری از جاهای دنیا دیده می‌شوند و موضوع تحقیقات زیادی از جمله هیدروژئولوژی، پتروگرافی، میکروبیولوژی و دیرینه آب و هوایی می‌باشند. همچنین مشخص شده است که نهشته‌های تراورتن، مربوط به گسل‌های نئوتکتونیک و دیگر سیستم‌های شکستگی هستند، اما این جنبه از تراورتن تلاش نسبتاً کمی را به خود جذب کرده است (Dunn, 1953).

تراورتن‌های کواترنری بالایی می‌توانند اطلاعات زیادی را درباره فرایندهای نئوتکتونیک و تاریخچه مناطقی که گسلش در آنها رخ داده نمایان سازند (Hancock et al., 1999). نهشته‌های تراورتن در امتداد گسل‌های فعال به عنوان نشانگرهای خوبی در پیدا کردن این گسل‌ها می‌باشند.

مدت مدیدی این طور تصور می‌شد که چشمه‌های آب گرم در طول بعضی از اثرات گسل‌های فعال ردیف شده‌اند و تغییرات آب‌های زیرزمینی معمولاً همراه با زمین‌لرزه است، مطالعه ثبت فسیلی این تغییرات را نئوهیدروتکتونیک نامیدند (Muir-Wood, 1993).

فکر استفاده از واژه تراویتونیک که همه حالت‌های تکتونیک تراورتن را در بر می‌گیرد اولین بار در سال ۱۹۹۲ بوسیله فولک رسوب‌شناس کربنات پیشنهاد شده است (Hancock et al., 1999).

اما مطالعه نهشته‌های تراورتن از جنبه تکتونیکی برای نخستین بار توسط هنکوک و همکاران (Hancock et al., 1999) صورت گرفته است. با این حال مطالعه نهشته‌های تراورتن از جنبه تکتونیکی تاکنون محدود به مطالعات آلتونل و هنکوک (Altunel & Hancock, 1996) و هنکوک و همکاران (Hancock et al., 1999) می‌شود که در بررسی‌های خود جنبه‌های ساختاری شکاف‌های پر شده با تراورتن را مشخص کرده و با استفاده از آنها جهت کشش در عهد حاضر را تعیین کردند (Hancock et al., 1999).

بر طبق گفته فورد در سال ۱۹۸۳ در سراسر جهان چندین هزار چشمه آب گرم وجود دارد که از میان آنها فقط چند صد چشمه تراورتن را رسوب می‌دهند (Hancock et al., 1999).

تعیین سن نهشته‌های تراورتن در امتداد گسل و شکستگی‌های همزاد با زمین‌لرزه یک تکنیک کرونولوژی مهم در تشخیص زمان ایجاد شکستگی نسبت به حوادث لرزه‌ای کواترنری بالایی قبل تاریخ می‌باشد.

سن‌یابی دقیق زمین‌لرزه‌ها ممکن است ارزش زیادی را برای مطالعات خطر زمین‌لرزه و بررسی پیش‌بینی زمین‌لرزه داشته باشد و می‌تواند ابزاری برای تخمین دقیقی از دوره بازگشت زمین‌لرزه باشند (Uysal et al., 2007).

ارتباط بین نهشته‌های تراورتن و گسل‌های فعال و سایر سیستم‌های گسیختگی کاملاً به اثبات رسیده است، به طوریکه (Barnes, et al., 1978) اظهار کردند که یک رابطه جهانی بین نهشته‌های تراورتن با زون‌های فعال تکتونیکی برقرار است، این به این دلیل است که گسلش نقش کلیدی را در انتقال جریان‌های هیدروترمال بازی می‌کند. بنابراین محل یک رسوب تراورتن چشمه آب گرم

می‌تواند به عنوان شاخصی از موقعیت تقریبی اثر یک گسل فعال باشد. اطمینان از چنین تفسیری وقتی افزایش می‌یابد که چندین نهشته تراورتن نزدیک هم در طول یک گسل ردیف شده‌اند.

۴-۲-۷-۱- ویژگی‌های آب‌های معدنی

املاح موجود در آب معدنی که مشخص کننده ترکیب شیمیایی آن است عموماً "سازنده ویژگی‌های ظاهری نیز می‌باشد. آب‌های گوگردی می‌توانند دارای کدورتی کم و بیش زیاد باشند و همین طور هیدروژن سولفور نیز ممکن است در مراحل مختلف از آب خارج گردد. غالباً آب‌های معدنی بدون رنگ هستند ولی در برخی موارد مانند آب‌های آهن و یا گوگردار می‌توانند به رنگ‌های قرمز یا شیری باشند. مزه آب‌های معدنی نیز در رابطه با املاح موجود در آن‌هاست، چنانچه آب‌های کلروه سدیک شور، آب‌های منیزیم‌دار تلخ می‌باشند و آب‌های سیلیس‌دار دارای لمس چسبنده هستند (غفوری، ۱۳۶۶).

الف- ویژگی‌های فیزیکی

درجه حرارت: حرارت آب معدنی یکی از ویژگی‌های مهم و قابل لمس آن می‌باشد که از جنبه‌های مختلف، از جمله خاصیت درمانی آن مطرح است. منشاء حرارت آب معدنی می‌تواند از حرارت مرکزی و یا گرا دیان ژئوترمیک، ولکانیسم یا آب‌های عمقی و سرانجام فعل و انفعالات فیزیکوشیمیایی داخل زمین باشد. عمق منشاء و سرعت بالا آمدن آب نیز دو عامل اصلی در حصول به درجه حرارت معین آب می‌باشد. در ایران چشمه آب معدنی لاریجان در پای کوه دماوند ۶۵ درجه و در نزدیکی آن آب آهن ۱۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

آب‌های معدنی را از نظر درجه حرارت تقسیم بندی کرده‌اند که در زیر به یک نوع از تقسیم‌بندی‌ها اشاره می‌شود:

جدول ۴-۱ تقسیم‌بندی آب‌های معدنی بر اساس درجه حرارت (صداقت، ۱۳۷۲)

نوع آب	درجه حرارت	نمونه آب مورد مطالعه
آب‌های داغ	دمای آب آنها بیش از ۳۶/۶ درجه سانتی‌گراد است.	-
آب‌های گرم	دمای آب آنها بالاتر از میانگین سالانه هوا ولی کمتر از ۳۶/۶ درجه سانتی‌گراد است.	*
آب‌های معمولی	دمای آب آنها تقریباً نزدیک دمای میانگین سالانه هواست.	-
آب‌های سرد	دمای آب آنها خیلی کمتر از دمای میانگین سالانه هواست.	-

با توجه به تقسیم‌بندی فوق و اینکه میانگین دمای سالانه شهرستان کیاسر ۱۳٫۶ درجه سانتیگراد می‌باشد و دمای چشمه تراورتنی باداب سورت در تمام فصول 19°C است، بنابراین می‌توان این چشمه را در رده چشمه‌های آبگرم قرار داد.

ب- ویژگی‌های شیمیایی

ویژگی‌های شیمیایی آب‌های معدنی به طور کلی مرتبط با املاح و گازهای موجود در آب می‌باشد که خود بستگی به منشاء آب دارد. همچنین عوامل دیگری چون ترکیب زمین‌هایی که آب از آن گذشته است، فشار، حرارت، سرعت حرکت و مدت جریان آب در زمین نیز در آن موثر است. مساله دیگری که باعث اختلاف آب‌های معدنی با معمولی می‌باشد تغییرات سریع آن پس از خروج از زمین مانند کم شدن رادیواکتیویته آب، از دست دادن گازها، اکسیداسیون و تعلیق و احتمالاً "رسوب مواد آن است.

به طور کلی میزان مواد محلول آب در طول زمان ثابت می‌باشد، چنانچه این بررسی در برخی چشمه‌ها انجام گرفته، مثلاً "چشمه آب معدنی بوریون له‌بن در فرانسه میزان املاح آن در طول سیصد سال تغییر نکرده است. برای این منظور، دو نمونه آب از چشمه باداب سورت تهیه شد و برای آنالیز به

آزمایشگاه زرازا ارسال گردید. آنیون‌ها و کاتیون‌های موجود در چشمه باداب سورت به طور خلاصه در زیر توضیح داده می‌شوند (جدول ۴-۲):

جدول ۴-۲- نتایج حاصل از آنالیز کاتیون‌ها و آنیون‌ها

	HCO ₃ ⁻ (mg/lit)	Cl ⁻ (mg/lit)	SO ₄ ²⁻ (mg/lit)	Ca (mg/lit)	Mg (mg/lit)	Na (mg/lit)	K (mg/lit)	Rb (mg/lit)	Sr (mg/lit)
	۱۷۶۹	۳۹۰۵۰	۳۸۴۰	۲۲۲۰	۳۱۸	۲۴۲۹۹	۵۸/۵	۳۵۰	۳۴/۴
اصلی	TA (ppm)	TH (ppm)	SAR %	Na %	TDS (ppm)	pH	EC (mus/cm)	دبی (lit/sec)	دما
	۱۴۵۰	۶۸۷۴	۹۴/۷۸	۸۸/۳۷	۷۱۵۵۵	۷/۴	۷۴۷۸۴	۵	۱۹°
	HCO ₃ ⁻ (mg/lit)	Cl ⁻ (mg/lit)	SO ₄ ²⁻ (mg/lit)	Ca (mg/lit)	Mg (mg/lit)	Na (mg/lit)	K (mg/lit)	Rb (mg/lit)	Sr (mg/lit)
	۱۲۸۱	۱۵۶۲	۳۱۶	۳۵۱	۹۰	۹۹۷	۱۴	۱۷/۴	۲/۸۳
ترش	TA (ppm)	TH (ppm)	SAR %	Na %	TDS (ppm)	pH	EC (mus/cm)	دبی (lit/sec)	دما
	۱۰۵۰	۱۲۵۰	۹/۴۱	۶۳/۱۱	۴۵۱۱	۷/۳	۶۱۰۱	۳	۱۹°

اسیدیته آب‌های معدنی

آب‌های با pH کم معمولاً دارای اسید کربنیک آزاد، هیدروژن سولفور آزاد و اسید هومیک می‌باشند. آب‌های زمین‌های پیریتی یا آتشفشانی دارای اسید کلریدریک و اسید سولفوریک هستند. آب‌های زمین‌های سیلیسی دارای pH پایین‌تر از ۷ می‌باشند. آب‌های آهکی و سولفور سدیک دارای pH بالا بین ۸ الی ۱۰ و آب‌های سولفور کلسیک pH ۵/۶ الی ۷/۵ هستند، آب‌های بیکربناته سدیک معمولاً دارای pH کمی پایین‌تر از ۷ می‌باشند. آب پس از خروج از چشمه در طول زمان تغییراتی را به سبب از دست دادن دی اکسید کربن و یا اکسیداسیون و غیره حاصل می‌کند. در اثر اکسیداسیون سولفورهای آب به سولفات تبدیل و در نتیجه pH آب کم می‌شود و چنانچه اسید کربنیک آب از دست داده شود، ازدیاد pH حاصل خواهد شد (غفوری، ۱۳۶۶).

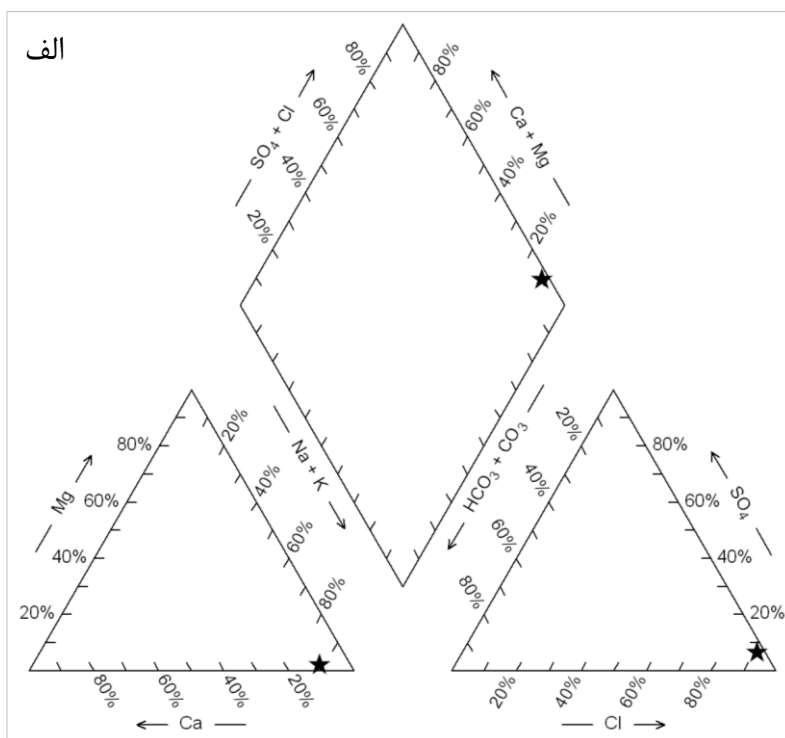
بر اساس آنالیزهای انجام شده، pH نمونه‌های آب چشمه باداب سورت در حدود ۷/۴ است که بر این اساس در رده آب‌های سولفور کلسیک قرار می‌گیرند.

رده‌بندی آب‌های معدنی و چشمه‌های آبگرم بر اساس خصوصیات شیمیایی

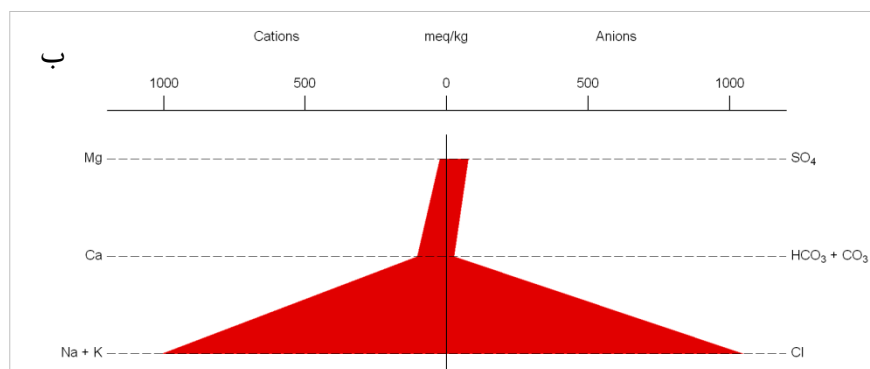
در این نوع رده‌بندی، آنیون‌ها و کاتیون‌های آب را در نظر گرفته و نسبت به میزان آن‌ها در آب، نوع آب مشخص می‌شود.

شکل (۴-۱۲)، نمودار پایپر^۱ و نمودار استیف^۲ مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های آب و تصویر داده‌ها بر روی نمودار پایپر و نمودار استیف انواع تیپ برای آب چشمه باداب سورت کلروره سدیک تعیین شد.

آب‌های کلروره سدیک سرد بوده و از زمین‌های نمکی منشاء می‌گیرند و برخی دیگر گرم و دارای عناصری چون برم، ید، بر، مس بوده و در مناطق آتشفشانی ظاهر می‌شوند (جنیدی، ۱۳۴۳).



1 Piper Diagram
2 Stiff Diagram



شکل ۴-۱۲-الف نمودار پایپر؛ ب) نمودار استیف، برای نمونه‌های آب چشمه باداب سورت که نشانگر تیپ کلروره سدیک برای آن است.

هدایت الکتریکی (EC') و کل جامدات محلول (TDS')

هدایت الکتریکی یکی از پارامترهای کیفی آب بوده که قابلیت جریان الکتریکی را در آب نشان می‌دهد. این پارامتر تابعی از حضور یون‌های موجود در یک محلول می‌باشد و با کل جامدات محلول در آب (TDS) رابطه مستقیم دارد. دلایل احتمالی افزایش EC در چشمه باداب سورت حجم کم آب، میزان بالای تبخیر و سرعت اندک جریان آب می‌باشد. این شرایط فرصت لازم برای انحلال کانی‌های مختلف موجود در بستر و در نتیجه، افزایش EC را فراهم می‌کند.

سختی کل (TH')

مجموع غلظت یون‌های کلسیم و منیزیم در آب اصطلاحاً سختی کل نام دارد. مقدار سختی کل (برحسب میلی‌گرم بر لیتر کربنات کلسیم) از رابطه زیر بدست می‌آید (Arumugam & Elangovan, 2009):

$$TH \text{ (mg/l as CaCO}_3\text{)} = (Ca^{2+} + Mg^{2+}) \text{ meq/l} \times 50 \quad (4-1)$$

استفاده از آب سخت برای مصارف خانگی و صنعت نامناسب است، زیرا یونهای کلسیم و منیزیم در آب رسوب می‌کنند. از نظر سختی آب به چهار رده طبقه‌بندی می‌شود (جدول ۴-۳). محاسبه

سختی کل برای نمونه‌های مورد مطالعه چشمه باداب سورت نشان می‌دهد که در رده خیلی سخت قرار می‌گیرند و بنابراین، برای مصارف خانگی و صنعتی نامناسب هستند.

جدول ۴-۳- طبقه‌بندی کیفی آبها بر اساس سختی کل (Todd, 2005)

کیفیت آب	سختی کل (mg/l as CaCO ₃)	نمونه آب مورد مطالعه
آب نرم	کمتر از ۷۵	-
نسبتاً سخت	بین ۷۵ تا ۱۵۰	-
سخت	بین ۱۵۰ تا ۳۰۰	-
خیلی سخت	بیشتر از ۳۰۰	*

انحلال کانیهای کربناتی

گسترش سازندهای آهک‌دار از جمله سازند خوش‌یلاق به سن دونین در نواحی مرتفع حوضه باداب سورت و فرسایش آنها نقش مهمی در تشکیل آبرفت‌های این منطقه دارد. بنابراین می‌توان انتظار داشت واکنشهای انحلال کربناتها از فرآیندهای مهم تأثیر گذار بر کیفیت آب نمونه‌های مورد مطالعه باشد. بالابودن TDS، نشانگر تأثیر کانی‌های کربناتی بر کیفیت نمونه‌های آب مورد مطالعه است. یکی از راه‌های بررسی نقش سازندهای آهکی و دولومیتی بر کیفیت آب استفاده از نسبت Ca/Mg می‌باشد. اگر نسبت Ca/Mg برابر یک باشد انحلال دولومیت رخ داده است (Kumar & Elangovan, 2009). در حالی که اگر این نسبت بین ۱-۲ باشد نشانگر احتمال رخداد انحلال کلسیت در منابع آب می‌باشد. این نسبت در نمونه‌های آب چشمه باداب سورت که با استفاده از نرم افزار Chemistry محاسبه شده، میانگین ۳/۹ که احتمالاً به دلیل افزایش انحلال کلسیت در این نمونه‌ها می‌باشد. نتایج حاصل از محاسبه نسبت یونی $\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}+Mg^{2+}}$ نیز مطالب فوق را تایید می‌کند. بالاتر بودن این نسبت نشانگر رخداد هوازدگی دولومیت است. در صورتی که این نسبت برابر ۰/۵، کمتر از ۰/۵ و بیشتر از ۰/۵ باشد به ترتیب نشانگر رخداد هوازدگی دولومیت، هوازدگی آهک دولومیتی، و انحلال دولومیت یا تهنشست کلسیت می‌باشد. در نمونه‌های آب این چشمه، این نسبت بیشتر از ۰/۵ است که احتمالاً انحلال دولومیت- تهنشینی کلسیت رخ داده است.

بر اساس این شاخص می‌توان جنس سنگ مخزن چشمه تراورتنی باداب سورت را آهک دولومیتی معرفی کرد. همچنین با توجه به قرارگیری سازند آهک‌دار خوش‌ییلاق در بالا دست چشمه باداب سورت که ارتفاعات را شامل می‌شود، می‌توان انتظار داشت که سنگ مخزن این چشمه سازند خوش‌ییلاق باشد.

مزیت و اشکال استفاده از رسوبات تراورتن در بررسی نئوتکتونیک

یک مزیت اصلی از بررسی تراورتن‌ها این است که آنها می‌توانند به روش‌های گوناگون سن‌یابی شوند که یکی از این روش‌ها تاریخ‌گذاری با روش اورانیوم (U) است.

چون تراورتن‌ها با گسترش جانبی محدود می‌باشند، به آسانی بوسیله فرسایش از بین می‌روند و پتانسیل حفظ‌شدگی کمی در ایجاد سنگ دارند. به هر حال این پتانسیل حفظ‌شدگی کم یک مزیتی دارد که ما می‌توانیم مطمئن باشیم جایی که تراورتن‌ها باقی مانده‌اند آنها جوان هستند و به طور بالقوه به مفهوم نئوتکتونیک است.

تراورتن‌ها در مقایسه با سنگ‌های سطحی به سنگ تبدیل می‌شوند، از این رو جایی که آنها حفظ می‌شوند به صورت عارضه‌های ایستاده‌ای نمایان می‌شوند و معمولاً به رنگ زرد کمرنگ، قهوه‌ای روشن، خاکستری مایل به سبز دیده می‌شوند.

یک مزیت قطعی هنگام بررسی آنها این است که آنها به عنوان راهنمایی از اثرات دقیق گسل‌های فعال می‌باشند.

از آنجا که تراورتن‌های نهشته شده کواترنری پسین از چشمه‌های آب گرم می‌توانند بیانگر بسیاری صفات نئوتکتونیک و تاریخی ساختارها باشند (Hancock et al., 1999). در این نوشتار به بررسی تراورتن‌های کواترنری جابجا شده بوسیله گسل‌ها که به شناخت ما از فرایندهای نئوتکتونیک و تاریخی کمک می‌کند می‌پردازیم.

مورفولوژی تراورتن باداب سورت

چافتز و فولک (Chafetz & Folk 1984) بر اساس مورفولوژی و محیط رسوبی تراورتن‌ها را به چند دسته تقسیم کردند که با توجه به مشاهدات صحرایی، مورفولوژی نهشته‌های تراورتنی در باداب سورت شامل:

۱- **تراورتن‌های نوع شکاف - پشته‌ای^۱**: از یک شکاف مرکزی که تراورتن‌های نواری در آن رسوب کرده‌اند و تراورتن‌های شیب‌دار مجاور آن تشکیل شده‌اند به وجود آمده است. شکل‌گیری این مجموعه بدین صورت است که آب‌های اشباع از کربنات کلسیم از شکاف مرکزی بالا آمده و موجب رسوب تراورتن در دیواره شکاف و نیز در طرفین آن می‌شوند و در نتیجه یک پشته خطی ایجاد می‌شود. این مورفولوژی بیشتر در نهشته‌های قدیمی‌تر مشاهده می‌شود. اگر نرخ جریان آبی که از شکاف مرکزی بالا می‌آید، زیاد باشد، پشته ایجاد شده ارتفاع کم ولی عرض زیاد خواهد داشت ولی اگر نرخ جریان آب کم باشد، رسوب‌گذاری تراورتن در اطراف شکاف مرکزی بیشتر شده و در نتیجه ارتفاع پشته زیاد و عرض آن کم خواهد بود (شکل ۴-۱۳-الف).

۲- **تراورتن‌های نوع تپه‌ای^۲**: این مورفولوژی به واسطه جریان آب چشمه روی سطوح شیب‌دار که فاقد مانع در سطح بوده ایجاد می‌شود و تابع شکل تپه‌ای بستر تراورتن‌ها می‌باشد. (شکل ۴-۱۳-ب).

۳- **تراورتن‌های نوع لایه‌ای جریانی با انکوئید^۳**: این مورفولوژی روی سطوح شیب‌دار به دنبال مورفولوژی نوع تپه‌ای قرار داشته و روی آن با تراس‌های کوچک تزیین شده و انکوئیدها در روی آن پراکنده است (شکل ۴-۱۳-ج).

1 Fissure-Ridges

2 Mound

3 Stream crust with oncoïds

۴- تراورتن‌های نوع پشته‌های انکوئیدی^۱: این مورفولوژی در محدوده حوضچه‌ها، سدها و فرورفتگی‌هایی که با آب پر شده است تشکیل می‌شود. انکوئیدهای مذکور دارای اندازه‌های مختلف و شکل‌های متنوع می‌باشد. شکل اولیه هسته، شکل نهایی این انکوئیدها را سبب می‌شود. محل تشکیل انکوئیدها بیشتر مربوط به حوضچه‌ها و بخش‌های گودی که رسوب‌گذاری در آنها صورت می‌گیرد محدود می‌شوند. شکل‌گیری ساختمان‌های متحدالمرکز انکوئیدها ناشی از تلاطم آب در حوضچه می‌باشد (شکل ۴-۱۳-د).

۵- تراورتن‌های آبشاری^۲: بخشی از رسوب‌گذاری تراورتن‌ها به شکل آبشارهای زیبا پی در پی دیده می‌شود. این نوع از تراورتن‌ها بر روی سطوح دارای سرایشی‌های تند در اثر افت سرعت جریان و فشار آب به وجود آمده‌اند و در فواصل متغیری از دهانه چشمه آب توسعه پیدا کرده‌اند و حالت توده‌ای دارند. در واقع این آبشارها دیواره‌های سدها هستند که با استمرار آب ضخامت و توسعه می‌یابند (شکل ۴-۱۳-ه و و).



1 Oncooid ridges
2 Cascades



شکل ۴-۱۳-الف- مورفولوژی نوع شکاف- پشته‌ای؛ ب- تراورتن‌های نوع تپه‌ای؛ ج- تراورتن‌های نوع لایه‌ای جریان‌ی با انکوئید؛ د- تراورتن‌های نوع پشته‌های انکوئیدی؛ ه و و- تراورتن‌های آبشاری

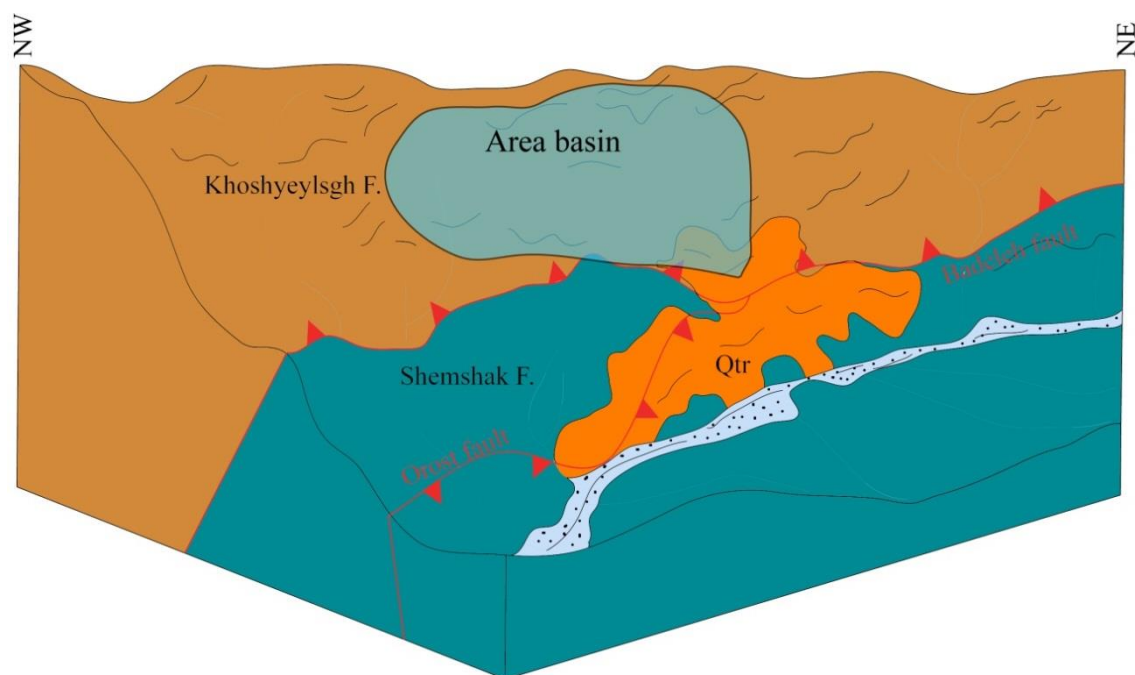
۴-۷-۲- تأثیر گسل بادله بر روی چشمه باداب سورت

حوضه آبرگیر چشمه باداب سورت را می‌توان بر اساس حجم آب خروجی سالیانه (Q)، میزان بارندگی سالیانه (I) و ضریب نفوذپذیری (C) در منطقه با استفاده از رابطه زیر به دست آورد.

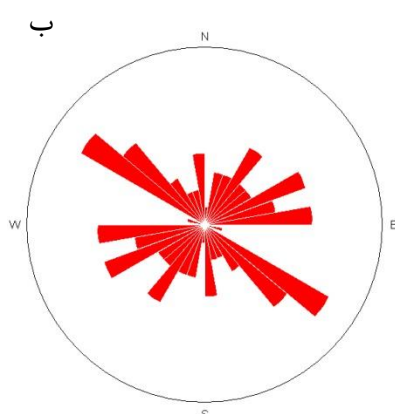
$$Q = A.I.C \quad ۲-۴$$

در این رابطه، حجم آب خروجی سالیانه بر اساس دبی ۵ لیتر بر ثانیه چشمه قابل محاسبه بوده و میزان بارندگی سالیانه از سایت اداره هواشناسی استان مازندران گزارش شده که به طور میانگین ۴۳۴ میلی‌متر در سال می‌باشد و ضریب نفوذپذیری با توجه به نوع پوشش گیاهی و سازندهای موجود در منطقه به صورت کارشناسی ۴۰٪ در نظر گرفته شده است.

بر این اساس، حوضه آبگیر این چشمه دایره‌ای به شعاع ۵۳۸ متر خواهد بود که با توجه به جنس سنگ مخزن (آهک دولومیتی) می‌توان این حوضه را بر روی سازند خوش‌یلاق قرار داد (شکل ۴-۱۴). این حوضه با توجه به امتداد غالب شکستگی‌های موجود در تراورتن‌ها که شمال‌باختر-جنوب‌خاور می‌باشند، در شمال‌باختری دریاچه چشمه قرار خواهد گرفت (شکل ۴-۱۵).



شکل ۴-۱۴- نمودار سه بعدی (Block diagram) از منطقه چشمه باداب سورت که نشان دهنده موقعیت چشمه باداب سورت و تراورتن‌ها، نسبت به سازندهای پیرامون و گسل‌های بادله و اروست و حوضه آبگیر است.



شکل ۴-۱۵- الف- تصویر صحرایی از شکستگی‌های موجود در تراورتن‌ها (دید شمال‌باختر)؛ ب- نمودار گل سرخی از درزه‌های برداشت شده.

ته‌نشست رسوبات کواترنری بر روی سازند شمشک (شکل ۴-۱۶) و جابجایی دریاچه چشمه به محل کنونی که در جهت جنوب‌باختر دریاچه قبلی قرار دارد حاکی از فعالیت گسل بادلّه و تأثیر آن بر روی این چشمه بوده است (شکل ۴-۱۷).

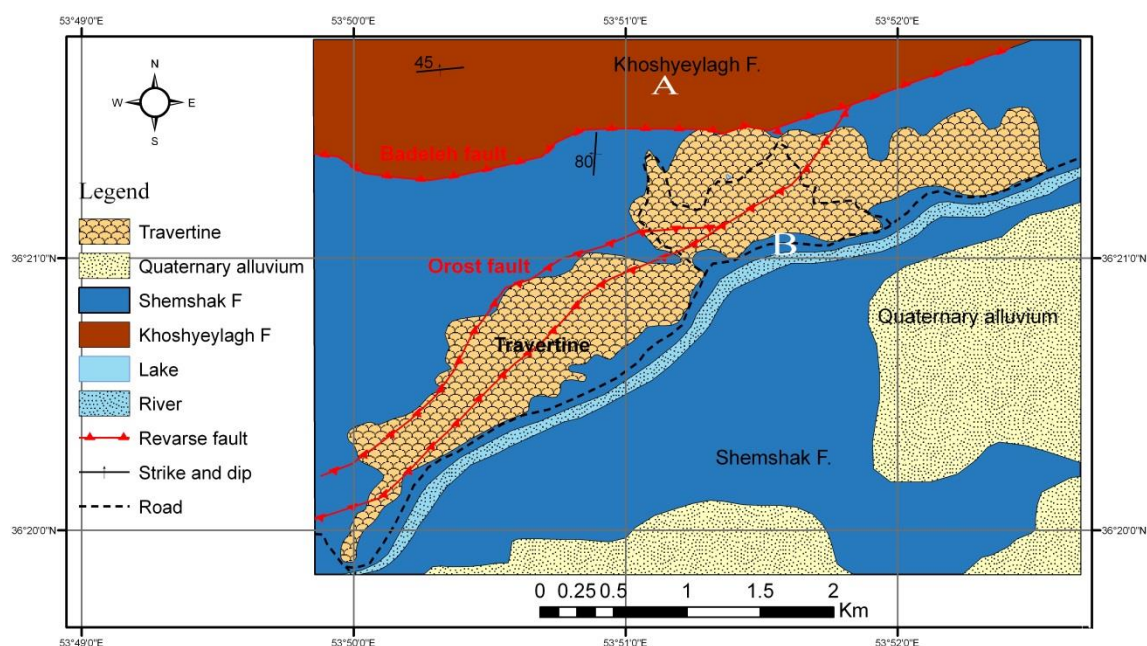
شکل ۴-۱۸ و شکل ۴-۱۹ نقشه زمین‌شناسی تراورتن‌ها و مقطع عرضی رسم شده از آن و ساختارهای مرتبط با آن را نشان می‌دهد.



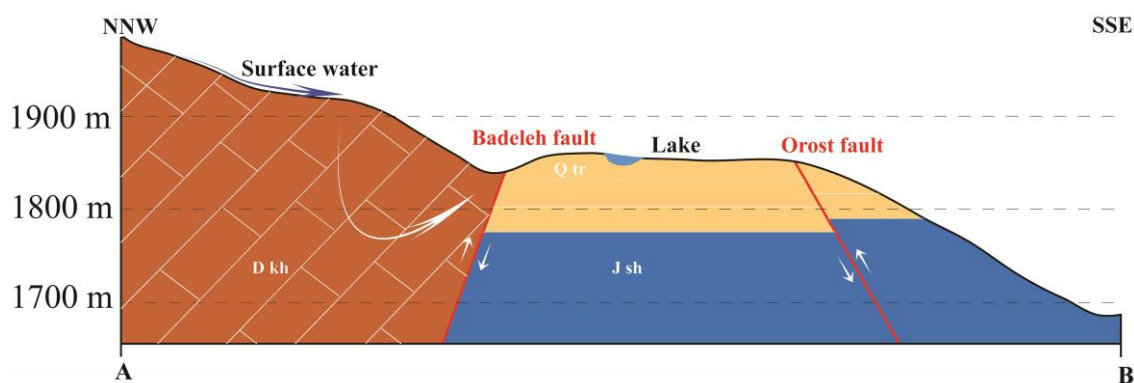
شکل ۴-۱۶- تصویر ته‌نشست تراورتن‌ها بر روی رسوبات شیلی سازند شمشک.



شکل ۴-۱۷- تصویر صحرایی از جابجایی دریاچه چشمه باداب سورت. الف- دریاچه کنونی؛ ب- دریاچه قدیمی.



شکل ۴-۱۸- نقشه زمین‌شناسی از محدوده تراورتن‌ها

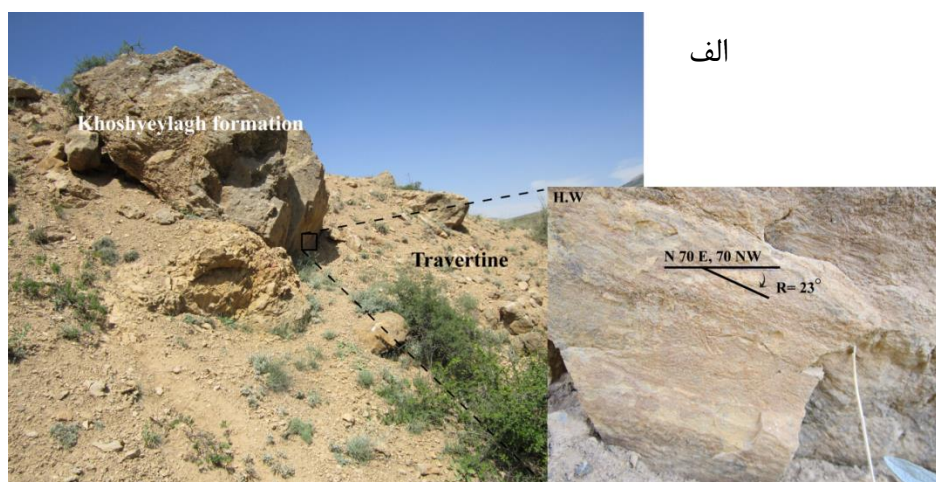


شکل ۴-۱۹- مقطع عرضی رسم شده از محدوده چشمه تراورتنی باداب سورت

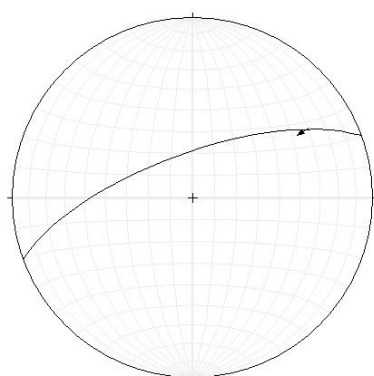
گسل بادله در قسمت شمال‌خاوری منطقه مورد مطالعه و در شمال دریاچه چشمه باداب سورت باعث قرارگیری رسوبات سازند خوش‌ییلاق بر روی این تراورتن‌ها شده است. افقی بودن این تراورتن‌ها حاکی از جوان بودن آنهاست (شکل ۴-۲۰). این گسل با حرکت معکوس چپ‌بر خود باعث شده است که آهک‌های سازند خوش‌ییلاق به روی تراورتن‌های چشمه باداب سورت رانده شوند (شکل ۴-۲۱).



شکل ۴-۲۰- لایه‌های افقی تراورتن‌ها (دید به سمت شمال)



الف



ب

شکل ۴-۲۱- الف- تصویری از فرادیواره سطح گسل باده (دید به سمت شمال خاور)؛ ب- استریوگرام حاصل از برداشت‌های سطح گسل باده که نشان دهنده سازوکار معکوس چپ‌بر می‌باشد.

فصل پنجم

بحث و نتیجه گیری

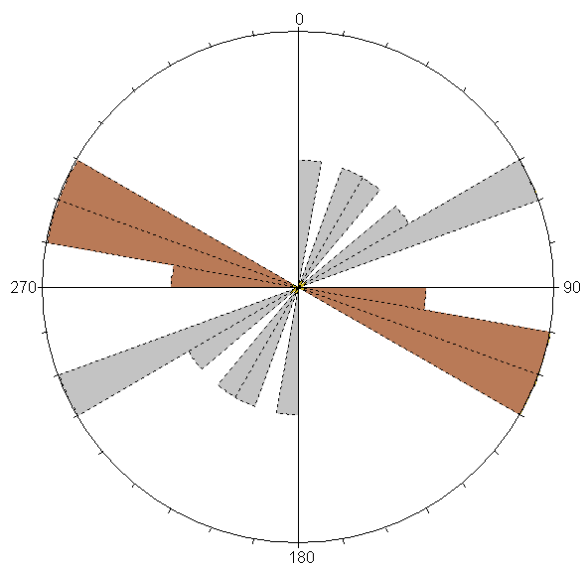
بر اساس مطالعات انجام شده در این تحقیق، در این فصل به بررسی نتایج به دست آمده پرداخته می‌شود.

۵-۱- الگوی چین خوردگی

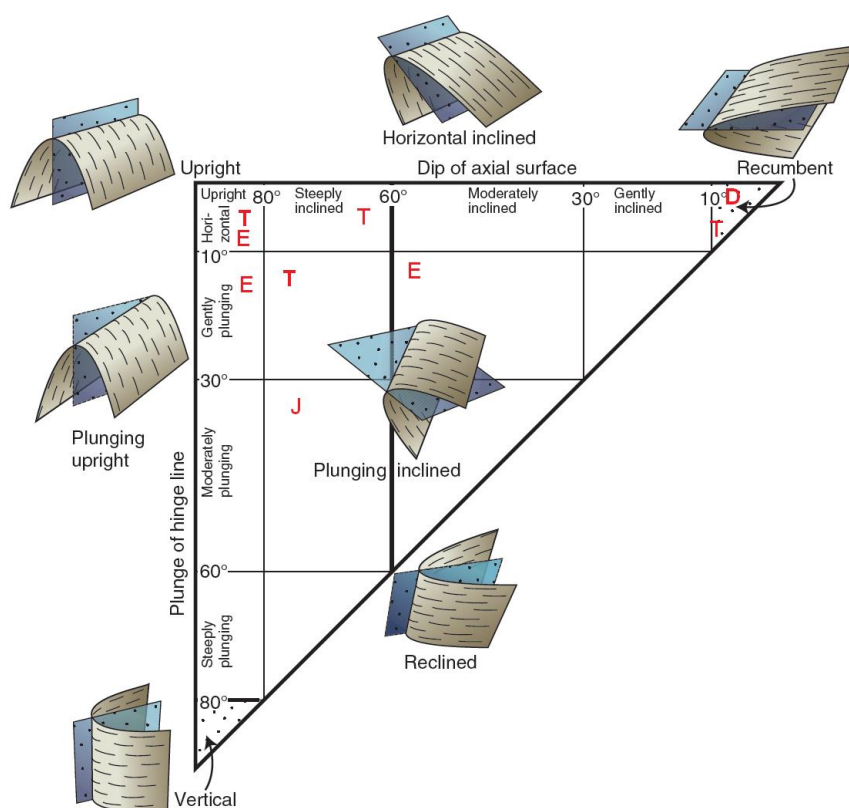
با توجه به اندازه‌گیری‌های صورت گرفته بر روی چین‌های منطقه مورد مطالعه، دو روند متفاوت برای سطوح محوری چین خوردگی‌ها بدست می‌آید، که روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور در سازند الیکا (تریاس) و روند شمال‌خاور- جنوب‌باختر در سازندهای شمشک (ژوراسیک) و کرج (ائوسن) مشاهده می‌شود (شکل ۵-۱).

تفاوت در روند سطوح محوری چین‌ها احتمالاً ناشی از تأثیر گسل‌های طولی و عرضی منطقه و حاصل مراحل چین خوردگی قبلی و تأثیر گسل‌های جوان‌تر بر روی آن‌ها بصورت افزایش شدت چین خوردگی می‌باشد که می‌تواند ناشی از تغییر در روند بیشینه فشارش در منطقه باشد.

مطالعه وضعیت هندسی چین خوردگی در این منطقه نشان می‌دهد که چین‌ها طبق رده‌بندی فلوتی (Fleuty 1964)، بر مبنای زاویه بین یالی، به طور عمده در رده باز (Open) و به تعداد محدودتری در رده ملایم (Gentle) و تنگ (Tight) قرار دارند (جدول ۵-۱). بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا نیز جایگاه چین‌های این ناحیه در رده ایستاده با لولای افقی (Upright-Horizontal)، پرشیب با میل ملایم (Steeply inclined- Gently plunging) و خوابیده (Recumbent) قرار می‌گیرند و به تعداد محدودتری در دیگر رده‌ها قرار دارند. (شکل ۵-۲).



شکل ۵-۱- نمودار گل سرخی مربوط به روند سطح محوری چین‌ها.



شکل ۵-۲- رده‌بندی چین‌ها براساس شیب سطح محوری و میل لولای چین (Fleuty 1964) (برگرفته از Fossen 2010). جایگاه چین‌های منطقه مورد مطالعه در این رده‌بندی، بر روی شکل مشخص شده است. (D دونین)، (T تریاس)، (J ژوراسیک)، (E ائوسن).

جدول ۵-۱- طبقه‌بندی چین‌ها بر اساس زاویهٔ بین یال‌ها (Fleuty 1964)
(D دونین)، (T تریاس)، (J ژوراسیک)، (E ائوسن).

	Description of fold	Interlimb angle
T – E	Gentle	180 – 120°
D – T – J	Open	120 – 70°
E	Tight	70 – 30°
-	Isoclinal	30 – 0°

۵-۲- الگوی گسلش

۵-۲-۱- گسل باده

این گسل با راستای عمومی $N58^{\circ}E, 73^{\circ}NW$ در بخش شمال منطقهٔ مورد مطالعه کارساز شده است که درازای آن در حدود ۷۰ کیلومتر می‌رسد. گسل باده با شیب به سمت شمال باعث رانده شدن آهک‌های خوش‌یلاق بر روی سازند شمشک شده است.

این گسل در شمال محدودهٔ مورد مطالعه باعث رانده شدن سازندهای پالئوزوئیک بر روی سازندهای جوان‌تر شده است که می‌توان بازماندهٔ این نهشته‌های قدیمی را در جنوب‌باختر منطقه مشاهده کرد.

۵-۲-۲- گسل اروست

گسل اروست در شمال محدودهٔ مورد مطالعه قرار دارد و دارای طول تقریبی ۱۸ کیلومتر و روند $N62^{\circ}E, 61^{\circ}SE$ می‌باشد. این گسل در جنوب روستای اروست با انحنایی به دو شاخه تبدیل می‌شود.

شاخه شمالی گسل فوق سبب رانده شدن آهک‌های کرتاسه فوقانی بر روی سازند شمشک و شاخه جنوبی باعث رانده شدن سازند فجن بر روی این آهک‌ها شده است.

۵-۲-۳- گسل کوات

طی مطالعات صحرایی انجام شده، گسلی با روند تقریبی $N40^{\circ}E$ و در مسیر رودخانه شناسایی گشت. طول گسل کوات با توجه به خطواره آن، در تصاویر ماهواره‌ای در حدود ۱۰ کیلومتر تعیین شده است. در طول این گسل به علت فعالیت فرسایشی رودخانه، آثاری از سطح گسل مشاهده نشده، اما انحراف آبراهه‌ها در سراسر گسل کوات نشان دهنده سازوکار امتدادلغزی چپ‌بر این گسل و فعالیت کواترنری آن بوده است.

با توجه به سیستم فشارشی حاکم بر منطقه و سازوکار غالب معکوس چپ‌بر برای گسل‌هایی با روند شمال‌خاور- جنوب‌باختر و سازگاری روند این گسل با روند گسل‌های اروست و لنگر، می‌توان به معکوس بودن گسل کوات پی برد.

۵-۲-۴- گسل لنگر

گسل لنگر در باختر محدوده مورد مطالعه قرار داشته و طولی در حدود ۱۵ کیلومتر دارد. این گسل با روند $N45^{\circ}E, 78^{\circ}SE$ سبب رانده شدن سازند روته بر روی سازندهای فجن و کرج شده است.

۵-۲-۵- گسل F_1

گسل F_1 به طول تقریبی ۲ کیلومتر و با روند شمالی- جنوبی و شیب به سمت خاور، در جنوب منطقه مورد مطالعه قرار دارد. این گسل سبب جابجایی رسوبات آبرفتی کف رودخانه شده است.

با توجه به موقعیت جغرافیایی گسل F_1 و امتداد و شیب آن و با توجه به سازوکار معکوس آن می‌توان گفت که این گسل ادامه گسل کوات می‌باشد.

۵-۲-۶- گسل F₂

گسل F₂ درازایی در حدود ۹ کیلومتر داشته و در قسمت باختری منطقه مورد بحث قرار دارد. این گسل با روند کلی شمالی- جنوبی و شیب به سمت خاور، سبب رانده شدن سازند الیکا بر روی سازند شمشک شده است.

با توجه به اینکه در این منطقه سازندهای قدیمی (خوش‌یلاق به سن دونین، مبارک به سن کربونیفر، دورود و روته به سن پرمین و الیکا به سن تریاس) با مرز گسلی (گسل F₂) مشخص بر روی سازندهای جوان‌تر (شمشک به سن ژوراسیک) قرار دارند و همچنین این سازندهای قدیمی در شمال‌باختر منطقه مورد مطالعه تقریباً با همین روند، در اثر فعالیت گسل اصلی باده بر روی سازندهای جوان‌تر رانده شده‌اند. بنابراین می‌توان سازندهای قدیمی جنوب‌باختر منطقه را بازمانده‌ای از سازندهای شمال‌باختری در نظر گرفت و آن را به عنوان کلیپی ناشی از حرکت گسل باده معرفی کرد.

۵-۲-۷- گسل اگره

گسل اگره با طول تقریبی ۱۱ کیلومتر، با روند N78°E, 72°SE در بخش جنوب خاوری منطقه قرار داشته و باعث رانده شدن سازند کرج بر روی آهک‌های کرتاسه فوقانی و سازند شمشک شده است.

با توجه به بررسی‌های صورت گرفته این‌طور عنوان می‌شود که گسل‌های اصلی محدوده مورد مطالعه دارای روند کلی شمال‌خاوری- جنوب‌باختری می‌باشند که عمدتاً سازوکار معکوس همراه با مؤلفه راستالغز چپ‌بر دارند.

با توجه به موارد ذکر شده در مورد گسل‌های اصلی ناحیه مورد مطالعه و با توجه به پوشیده بودن قسمت عمده این منطقه توسط واحدهای رسوبی شکل گرفته در دوران سنوزوئیک و رانده شدن

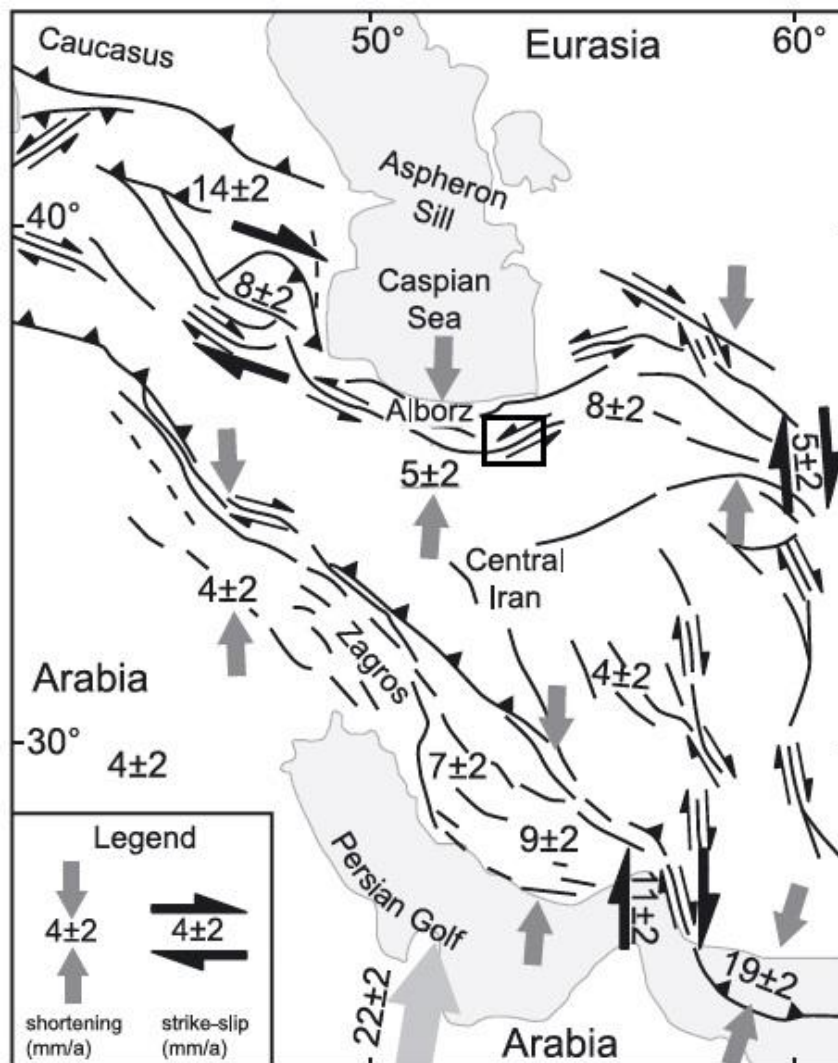
سازندهای قدیمی‌تر بر روی این واحدها، می‌توان این طور بیان داشت که تکامل ساختاری ناحیه مورد بحث در ارتباط با آخرین مراحل کوهزایی آلپی می‌باشد. طی فاز کوهزایی پیرنئن (اوسن بالایی-آلیگوسن) و بر اثر همگرایی شمالی- جنوبی صفحات عربستان و اوراسیا، دریا در این منطقه پسروی و شرایط خروج از محیط دریایی ایجاد گشته است (آقابات، ۱۳۸۳).

تغییر شکل فشاری سنوزوئیک در البرز، از میوسن (یا کمی پیش‌تر) و با اولین مرحله برخورد صفحات عربی و اوراسیا آغاز گشت که در این زمان جهت‌گیری تنش بیشینه، شمالی- جنوبی بوده و البرز به طور غالب تحت تنش فشاری قرار داشته است. با غلبه تنش اعمال شده از صفحه عربی و آغاز حرکت رو به سمت باختر پی‌سنگ خزر جنوبی نسبت به ایران از زمان پلیوسن، جهت تنش بیشینه ناحیه‌ای از حالت شمالی- جنوبی به راستای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری تغییر کرده و تغییر در شرایط دگرشکلی فشاری به چپ‌لغز را سبب شده است (Allen et al 2003).

این تغییرات، شرایط شکل‌گیری و فعالیت گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد را ایجاد کرده که تاکنون به فعالیت خود ادامه داده‌اند.

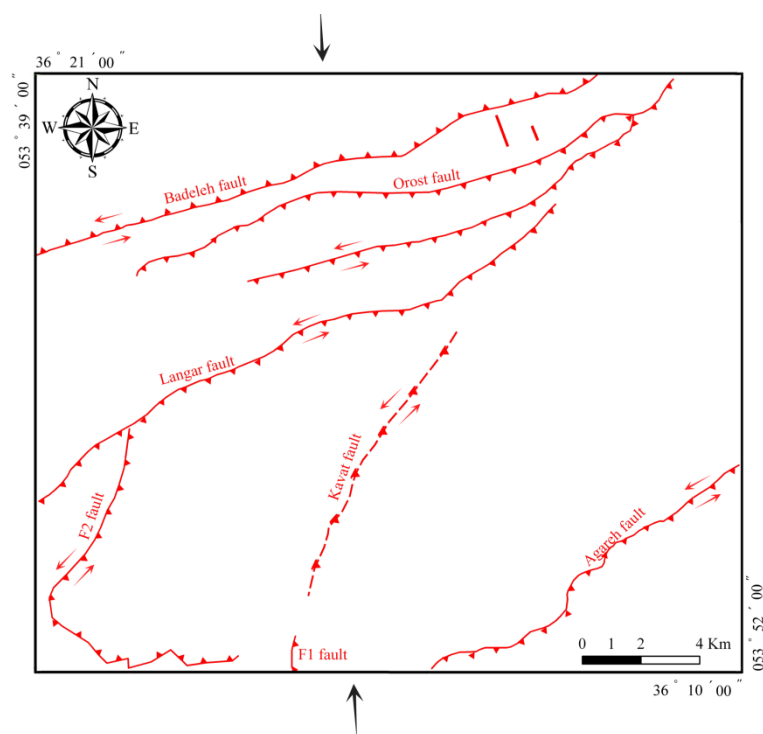
محققین متعددی طی پژوهش‌های خود به بررسی جهت تنش‌های دیرینه و کنونی حاکم بر البرز پرداخته‌اند. امیدی و همکاران (۱۳۸۱) در بازسازی تنش کواترنری در نیمه جنوبی البرز خاوری، جهت تنش بیشینه را رو به سمت شمال- شمال‌خاوری معرفی کرده‌اند.

شکل ۵-۳ جهت تنش بیشینه به همراه میزان فشردگی در نواحی مختلف ایران را نشان می‌دهد. مطالعات جاوید فخر و همکاران (Javidfakhr et al 2011) نیز دستاوردهای گذشته را مبنی بر وجود گسل‌های امتدادلغز چپ‌بر با راستای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری در البرز خاوری تأیید می‌نماید. به اعتقاد ایشان، رژیم زمین‌ساختی ترا فشارشی بر این منطقه حاکم بوده و تنش اصلی بیشینه در وضعیت امروزی، راستای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری دارد.



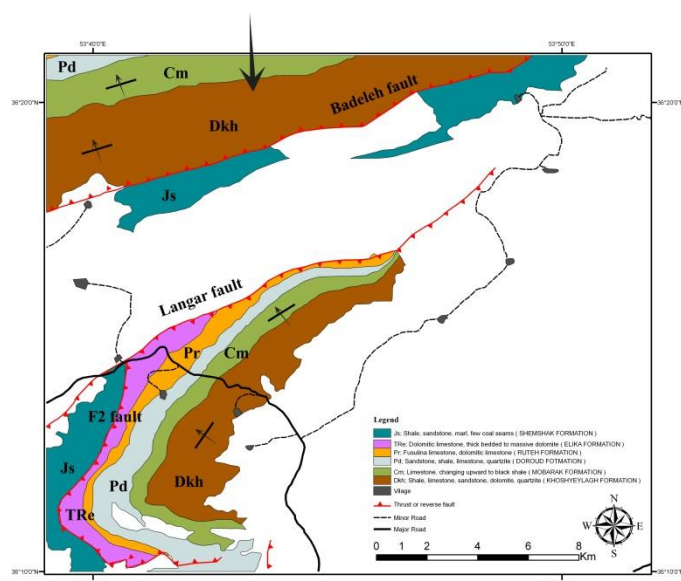
شکل ۵-۳- نمایش تعیین جهت تنش بیشینه به همراه میزان فشردگی در نواحی مختلف ایران (برگرفته از Landgraf et al, 2009) منطقه مورد مطالعه بخشی از کادر مشکی مشخص شده بر روی تصویر می‌باشد.

شکل ۵-۴ ارتباط بین سازوکار گسل‌های اصلی منطقه مورد مطالعه با جهت تنش بیشینه حاکم بر منطقه را نشان می‌دهد و می‌توان اینگونه عنوان داشت که وضعیت راستای تنش بیشینه و سازوکار گسل‌های منطقه مورد مطالعه با الگوی دگرریختی ترا فشارشی چپ‌گرد مطابقت دارد.



شکل ۵-۴- ارتباط سوی تنش بیشینه با سازوکار گسل‌های منطقه مورد مطالعه که نشان می‌دهد شرایط دگرشکلی ترا فشارشی چپ‌گرد بر منطقه حاکم می‌باشد.

بنابراین با توجه به این مسئله، می‌توان جایگیری سازندهای پالئوزوئیک را که به صورت یک کلیپ، در اثر فعالیت گسل بادهله در جنوب‌باختر منطقه مورد مطالعه بر روی سازندهای جوان‌تر بازمانده‌اند توجیه کرد (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵- بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که نحوه جایگیری کلیپ را بیان می‌کند؛ (پیکان مشکی جهت جایجایی سازندهای پالئوزوئیک را توسط گسل بادهله نشان می‌دهد).

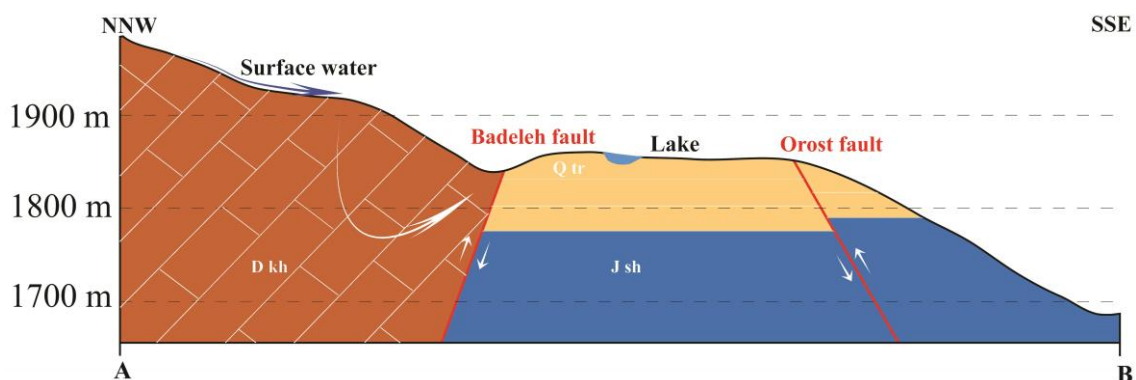
۵-۳- ارزیابی کواترنری

بررسی‌های صورت گرفته بر روی گسل‌های پهنه مورد مطالعه حاکی از فعالیت کواترنری در برخی از گسل‌ها می‌باشد. گسل‌های بادلّه، اروست و کوات در امتداد خود آبراهه‌های جوان را تحت تأثیر قرار داده و بصورت راستالغز چپ‌بر جابجا کرده است.

بریده شدن رسوبات کواترنری توسط گسل F_1 نیز از نشانه‌های فعالیت کواترنری در این منطقه می‌باشد.

تأثیر گسل‌های بادلّه، اروست و کوات بر روی فعالیت فرسایشی رودخانه‌ها و آبراهه‌ها از دیگر نشانه‌های فعالیت کواترنری گسل‌ها در این محدوده می‌باشد.

از دیگر نشانه‌های فعالیت کواترنری در این ناحیه می‌توان به ایجاد چشمه‌های تراورتن‌ساز بر روی گسل بادلّه اشاره کرد که نهشته‌های تراورتنی به صورت وسیعی در امتداد آن شکل گرفته است (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶- مقطع عرضی شماتیک از چشمه تراورتنی باداب سورت

۵-۴- آینده‌نگری

۱- انجام مطالعات ژئوفیزیکی به منظور بررسی روند گسل‌ها و هندسه آنها به دلیل پوشش

جنگلی منطقه

۲- مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی بر روی گسل‌های کوتاه‌تری

۳- مطالعات گسترده‌تر و دقیق‌تر بر روی نهشته‌های تراورتنی و بررسی ارتباط آن با فعالیت

گسل‌ها.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۷۷، چینه‌شناسی ژوراسیک در ایران، جلد اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۵۵ صفحه.
- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۵۵ صفحه.
- امیدی، پ.، نوگل سادات، م.، قرشی، م.، ۱۳۸۱، بازسازی تنش کواترنری بر اساس تحلیل لغزش در نیمه جنوبی البرز خاوری، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۴۵-۴۶.
- بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۷۱، پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین لرزه- گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۶۱.
- جنیدی، ۱۳۴۳، چشمه قینرجه - همدان - ماهنامه دارو پزشکی، شماره نوزدهم، خرداد ماه.
- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۶۷، کلیاتی درباره چینه‌شناسی ایران و مقاطع تیپ تشکیلات، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۴۲ صفحه.
- رنجبران، م.، ۱۳۹۰، موفولوژی و پتروگرافی چشمه‌های تراورتن‌ساز باداب سورت- شمال دامغان، ایران، یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، جلد ۹، صفحه ۴۷-۵۶.
- سعیدی، ع.، اکبریور، م.ر.، ۱۳۷۱، نقشه زمین‌شناسی کیاسر به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شهرابی، م.، ۱۳۷۸، تریاس در ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۹ صفحه.

- شهریاری، س.، موسوی حرمی، ر.، رحیمی، ب.، ۱۳۸۰، تکوین و تکامل ساختاری البرز و تحولات رسوبگذاری مرتبط با آن. نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد اول، شماره ۳ و ۴، صفحه ۱۶۲-۱۴۱.
- صداقت، م.، ۱۳۷۲، زمین و منابع آب (آب‌های زیرزمینی)، مرکز چاپ و انتشارات دانشگاه پیام نور، ۳۶۸ صفحه.
- عباسی، م.، ر.، شبانیان بروجنی، ا.، طبسی، ه.، فرید، ی.، ۱۳۸۶، لرزه زمین‌ساخت و هندسه دگرریختی البرز مرکزی- خاوری با نگرشی بر گستره‌های دارای پیشینه لرزه‌خیزی، کارگروه تخصصی زلزله و لغزش لایه‌های زمین، ستاد حوادث و سوانح غیرمترقبه کشور، وزارت کشور، ۱۹۰ صفحه.
- غفوری، م. ۱۳۶۶، شناخت آب معدنی و چشمه‌های معدنی ایران، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۸۸ صفحه.
- مختارپور، ح.، ۱۳۷۶، سنگ‌شناسی و محیط رسوبی سنگ‌های آواری پرمین زیرین (سازند دورود) در ناحیه البرز، فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۶-۲۵، صفحه ۷۲-۹۱.
- وحدتی دانشمند، ف.، سعیدی، ع.، ۱۳۶۹، نقشه زمین‌شناسی ساری به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran, Geodynamic, Vol. 21(1), P. 1-33.

- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, Vol.25, P. 659-627.
- 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
- Altunel, E. & Hancock, P.L., 1996, Structural attributes of travertine-filled extensional fissures in the Pamukkale Plateau, Western Turkey, *Int. Geol. Rev.*, Vol. 38, P. 768–777.
- Armugam, K., Elangovan, K, 2009, Hydrochemical characteristics and groundwater quality assessment in Tirupur Region, Coimbatore District, Tamil Nadu, India, *Environ Geol*, Vol. 58, P. 1509- 1520.
- Assereto, R. 1966. The Jurassic Shemshak Formation in central Alborz (Iran). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, Vol. 72, P. 1133–1182.
- Assereto, R., 1963, The Paleozoic formation in central Elburz (Iran) Preliminary note, *Rivista Italiana di Paleontologia a stratigrafia*, Vol. 69, P. 503-543
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the westcentral Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology*, Vol.29, P. 559-562.
- Barnes. I., Irwin, W.P., White, D.E., 1978, Global distribution of carbon dioxide discharges and major zones of seismicity, United States Geological Survey, Water Resources Investigations, Open File report, P. 78-39.
- Berberian, M., 1976, Quaternary faults in Iran in: contribution to the seismotectonics of Iran (part II), *Geol. surv. Iran*, Rep No:39.

- Berberian, M., King, G., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Can. J. Earth Sci., Vol. 18, P. 210-265.
- Bozorgnia, F., 1973, Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran. NIOC, Geological laboratories, Vol. 4, P.1-185.
- Chafetz, H.S., Folk, R.L 1984 Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 54, P. 289-316.
- Dedual, E., 1967, Zur geologie des mittleren and unteren Karaj-Tales, Zentral – Elbourz (Iran), P. 125.
- Dellenbach, J., 1964, Contribution a' L' etude geologique de la region situee a' L' est de Tehran (Iran), fac. Sci. Uniiv. Strasbourg (France), P. 117.
- Dunn, J.R., 1953. The origin of the deposits of tufa in Mono Lake, Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 23, P. 18-23.
- Fleuty, M.J., 1964, The description of fold, Proceedings of the Geologist Association, Vol. 35, P. 461-492.
- Fossen, H., 2010, Structural Geology, Cambridge University Press, New York.
- Fursich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., 2009, Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Sheemshak Group of Northern Iran ,South Caspian to Central Iran Basin, The Geological Society, London, Special Publication, Vol. 312, P. 129-160.
- Gaofeng, Z., Yonghong, S., Chunlin, H., Qi, F., Zhiguang, L, 2010, Hydrogeochemical processes in the groundwater environment of Heihe River Basin, northwest China, Environmental Earth science, Vol. 60, P. 139- 153.

- Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E., Cakir, Z., 1999, Travertines: using travertines in active fault studies, *Journal of Structural Geology*, Vol. 21, P. 903-916.
- Jackson, J., Priestly, K., Allen, M., Berberian, M., 2002, Active tectonic of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, Vol.148, P. 214-245.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Ahmadian, S., Saidi, A., (2011), "Plio-Quaternary tectonic regime changes in the transition zone between Alborz and Kopeh Dag mountain ranges (NE Iran)", *Journal of Tectonophysics*, doi: 10.1016.
- Kumar, M., Kumari, K., Singh, U.K., Ramanathan, AL, 2009, Hydrogeochemical processes in the groundwater environment of Muktsar, Punjab: conventional graphical and multivariate statistical approach, *Environmental Geology*, Vol. 57, P. 873- 884.
- Landgarf, A., Ballato, P., Strecker, M.R., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H., Shahpasandzadeh, M, 2009, Fault-kinematic and geomorphic observations along the North Tehran Thrust and Mosha Fasham Fault, Alborz mountains Iran: implications for fault-system evolution and interaction in a changing tectonic regime, *Geophys. J. Int*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04089.x.
- Morner, N., 1990, Neotectonics and structural geology, general introduction: *Bulletin International Quaternary Association Neotectonic Commission* 13, 87.
- Muir-Wood, R., 1993, Neohydrotectonic, *Zeitschrift Geomorphologie Suoolementary*, Vol. 94, P. 275-284.
- Muir-Wood, R., Mallard, D.J., 1992, When a fault is extinct?, *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 149, P. 251- 255.
- Nazari, H., Ritz, J.F., 2008, Neotectonics in Central Alborz, *Geosciences Quateray Journal, Special Issue*, Vol. 17 (1), P. 74- 93.

- Obruchev, V.A., 1948, Osnovnyje certy kinetiki plastiki neotectoniki, Izvestiya Akademii Nauk UzSSR Sertiya Geologicheskaya, 5.
- Priestly, K., Baker, C., Jackson, J., 1994, Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophysical Journal International*, Vol.118(1), P. 111-141.
- Rowland, S.M., Duebendorfer, E.M., Schiefelbein, L.M., 2007, *Structural Analysis and Synthesis*, Blackwell publishing.
- Sabouti, F., Arkani-Hamed, J., 1996. Numerical modeling of the deformation of the Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, Vol. 126, P. 805 -818.
- Schoorl, J.M., Veldkamp, A., 2003, Late Cenozoic landscape development and its tectonic implications for the Guadalhorce valley near Alora (Southern Spain), *Geomorphology*, Vol. 50, P. 43-57.
- Sengor, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustamoar, T., Hsu, K.J., 1988, Origin and Assembly of the Tethyside Orogenic collage at the expense of Gondwana Land, in: *Gondwana and Tethys*, (ed. By M.G. Audley charls and A. Hahham), Geological Society Of London, Spicial paper, Vol. 37, P. 119-181.
- Slemmons, D.B., 1991, Introduction. In: Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., Blackwell, D.D., (eds). *Neotectonics of North America*, Geological Society of America 1-20.
- Stampfli, G.M., 1978, Etude geologique generale de Elburz oriental au S.Gonbad –e – qabus, (Iran, NE), these fac. Sei. Univ. Geneve, 1-315.
- Stewart, I.S., Hancock, P.L., 1994, Neotectonics. In: *Continental deformation*, ed. By P.L. Hancock). Pergamon press Ltd, Oxford, P. 370-376.

- Stocklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz Mountains, in *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for Orogenic Studies*, edited by A. M. Spencer, Geological Society, Spec. Publ., Vol. 4, P. 213 – 234.
- Todd, D.K. ed. 2005, *Groundwater Hydrology* (3rd edn). Third Ed. John Wiley and Sons Inc. New York, USA, P. 535.
- Uysal, I.T., Feng, Y., Zhao, J X., Altunel, E., Weatherley, D., Karabacak, V., Cengiz, O., Golding, S.D., Lawrence, M.G., Callerson, K.D., 2007, U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 257 (3-4), P. 450- 462.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamor, Y., Masson, F., Nankli, H., Ritz, J., Sedighi, M., Tavakoli, F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 223, P. 177-185.
- Vita-Finzi, C., 1986, *Recent Earth movement- An introduction to Neotectonics*, Academic Press, London, P. 226.
- World Health Organization, 2011, *Guidelines for Drinking-water Quality*, Geneva, Switzerland: Recommendations (Fourth edition), Geneva, P.541

Abstract

Telmadarreh area in the east of Kiyasar, is a part of south margin the eastern Alborz. Stratigraphic studies illustrate outcrops of Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic rock units in this area with prevailing northeast-southwest structural trend. All of the studied folds show, Based on interlimb angle of fold (Fleuty 1964), most of the fold have taken place in open field and with less in gentle and tight. Based on the dip of axial plane and plunge of hinge line, the studied folds are classified into three domains: 1- Upright-Horizontal, 2- Steeply inclined- Gently plunging, 3- Recumbent, and just a few located in other ranks. The faults that their strikes are northeast-southwest such as Badeleh, Orost, Langar, Agareh and Kavat, have left lateral reverse mechanism. This geometrical arrangement and kinematics of faults is compatible with regional left lateral transpression. Evidences of neotectonics activities are observable with some geological records such as fault escarpment, dislocated streams, travertine forming spring, change rivers's erosional system and also deformation of young formation and quaternary sediments. Also peruse travertine Badabsort source, shows a Limestonic Dolomite reservoir (Khoshyeylagh formation) for this source, which Badeleh fault actions has affected on Shemshak formation by its sediments.

Key words: *Telmadarreh, Badeleh, Badabsort, Orost, Travertine, Neotectonics.*



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Tectonics Group

M. Sc. Thesis

**Structural curvature analysis and kinematic modeling of faults in
Telmadarreh regional (East of Kiyasar)**

Mohammad Gharbi Khaniani

Supervisor

Dr. P. Omidi

Advisor

Dr. A. Taheri

September 2013