

رسالة محمد



دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک

تحلیل هندسی و جنبشی گسل سلماس

نگارنده: پیمان جعفرزاده

استاد راهنما:

دکتر پرویز امیدی

استاد مشاور:

دکتر عزیزالله طاهری

بهمن ماه ۱۳۹۸

تقدیم بہ

روح پاک پدرم

کہ عالمانہ بہ من آموخت تا چگونه در عرصہ زندگی، ایستادگی را تجربہ نمایم

و بہ مادرم،

دریای بی کران فداکاری و عشق کہ وجودم برایش ہمہ رنج بود و وجودش برایم ہمہ مہر

و بہ ہمسرم

کہ سایہ مہربانیش سایہ ساز زندگی من می باشد. او کہ اسوہ صبر و تحمل بودہ و مشکلات مسیر را برایم تسہیل نمود.

قدردانی:

پاس پروردگار یکتا را که پاسگزاری از مخلوق را در مرتبت پاسگزاری از خود بر شمرد.

پاس و قدردانی خود را انشا می‌کنم به محضر اساتید بزرگوارم جناب آقای دکتر پرویز امیدی و جناب آقای دکتر عزیزاله طاهری که همواره از مساعدت و راهنمایی‌های علمی و سودمندشان بهره‌جسته‌ام. از جناب آقای دکتر رمضان‌آبادی و جناب آقای دکتر کریمی به خاطر داورسی مضافه و عادلانه‌ی مال شکر را دارم. همچنین بر خود لازم می‌دانم از تمام اساتید و کارکنان دانشکده علوم زمین شکر

نمایم.

حضر زاده، بهمن ماه ۱۳۹۸

تعهد نامه

اینجانب پیمان جعفرزاده دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی - تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه "تحلیل هندسی و جنبشی گسل سلماس" تحت راهنمایی آقای دکتر پرویز امیدی متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه 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 پایان‌نامه 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 می‌باشد 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 پایان‌نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، 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

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

گسله سلماس و محیط پیرامون آن بخشی از منطقه سنندج - سیرجان در شمال باختری ایران است. مطالعات چینه‌نگاری در این منطقه، رخنمون‌هایی از سازندهای کهر، روته و قم با روند ساختاری شمال باختری - جنوب خاوری را نشان می‌دهند. تراورتن و نهشته‌های کواترنری جوان‌ترین واحدهای سنگی منطقه هستند. آثار حرکت نرمال گسل سلماس در شمال روستای شورگل با جابجایی در سازند کهر، همچنین شکل‌گیری افراز گسلی با روند N70W در روستای ملحم مشاهده شد. شواهد ریخت‌شناسی مانند جابجائی آبراهه‌ها توسط گسل سلماس، همچنین شکستگی‌های ایجاد شده همروند با این گسل در نهشته‌های تراورتنی نشان‌دهنده حرکت جوان در بازه نوزمین ساخت - کواترنری توسط این گسل است. این نشانه‌ها، سازوکار نرمال با مؤلفه امتدادلغز راست‌بر را برای گسله مورد بحث تایید می‌نماید. به علاوه، زمین‌لرزه هفتم می ۱۹۳۰ سلماس که با جنبش این گسله همراه بوده است آن را در ردیف گسله زمین‌لرزه‌ای قرار می‌دهد.

گسل شکریازی با سازوکار معکوس که در فاصله ۱۶ کیلومتری شمال خاوری سلماس قابل ردیابی است دارای هندسه‌ای مشابه با گسله سلماس است (شمال باختر - جنوب خاور) و هر دو گسله در یک قلمرو ساختاری قرار دارند. شهر سلماس و پیرامون آن در معرض جنبش لرزه‌ای هر دو گسله سلماس و شکریازی واقع شده است. زمین‌لرزه هفتم می ۱۹۳۰ سلماس (به سبب جنبش لرزه‌ای گسله سلماس) و زمین‌لرزه نهم می ۱۹۳۰ شکریازی (به سبب جنبش لرزه‌ای گسله شکریازی) نشان داد که این دو گسله همدرد بوده و جنبش لرزه‌ای یکی از آنها می‌تواند جنبش گسله دیگر را به دنبال داشته باشد.

کلید واژه: گسله سلماس، گسله شکریازی، تراورتن، گسله همدرد.

فهرست مطالب

فصل اول : مقدمه	۱
۱-۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی	۳
۲-۱. مطالعات پیشین	۴
۳-۱. ضرورت انجام تحقیق	۵
۴-۱. روش تحقیق	۵
فصل دوم : زمین‌شناسی عمومی	۷
۱-۲. ویژگی‌های زمین‌ساختی پهنه سنندج-سیرجان	۱۱
۲-۲. تفاوت بخش‌های شمالی و جنوبی پهنه سنندج-سیرجان	۱۱
۳-۲. تکامل زمین‌ساختی شمال باختر ایران	۱۳
۱-۳-۲. رخدادهای کوهزایی پرکامبرین و پالئوزوئیک در آذربایجان	۱۴
۲-۳-۲. رخدادهای کوهزایی مزوزوئیک در آذربایجان	۱۵
۳-۳-۲. رخدادهای کوهزایی سنوزوئیک در آذربایجان	۱۵
۴-۲. مورفولوژی منطقه	۱۹
۵-۲. چینه‌شناسی منطقه	۲۲
۱-۵-۲. سنگ‌های کم دگرگون شده پرکامبرین پسین	۲۳
۲-۵-۲. واحدهای سنوزوئیک	۲۴
۱-۲-۵-۲. واحدهای میوسن	۲۴
۲-۲-۵-۲. واحدهای کواترنری	۲۵
فصل سوم : زمین‌شناسی ساختمانی	۲۹
۱-۳. مقدمه	۳۰

۳۰..... (۲-۳) تحلیل هندسی و جنبشی گسل های منطقه

۳۱..... (۱-۲-۳) گسل سلماس

۳۳..... (۱-۱-۲-۳) ایستگاه ۱

۳۴..... (۲-۱-۲-۳) ایستگاه ۲

۳۶..... (۳-۱-۲-۳) ایستگاه ۳

۳۷..... (۴-۱-۲-۳) ایستگاه ۴

۳۹..... (۵-۱-۲-۳) ایستگاه ۵

۴۰..... (۶-۱-۲-۳) ایستگاه ۶

۴۲..... (۲-۲-۳) گسل شکرپازی

۴۵..... فصل چهارم : بحث و نتیجه گیری

۵۳..... پیوست

۵۵..... منابع

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مطالعاتی ۳
- شکل ۱-۲. واحدهای ساختاری-رسوبی ایران و موقعیت پهنه سنندج-سیرجان ۹
- شکل ۲-۲. گسل‌های عمده ورقه ترکیه-ایران ۱۸
- شکل ۳-۲. تصویری نمادینی از چگونگی شکل‌گیری گسل‌های مورب نرمال ۱۸
- شکل ۴-۲. نرخ سرعت حرکت ورقه اورسیا بر پایه داده‌های GPS ۱۹
- شکل ۵-۲. نقشه سه‌بعدی DEM از محدوده مطالعاتی ۲۱
- شکل ۶-۲. تصاویری از رخنمون واحدهای سنگی در منطقه ۲۴
- شکل ۷-۲. رخنمون سازند قم در شمال روستای شکرپازی (دید به شمال) ۲۵
- شکل ۸-۲. تصاویری از رخنمون واحدهای سنگی جوان در منطقه ۲۶
- شکل ۹-۲. نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مطالعاتی ۲۷
- شکل ۱-۳. بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس ۳۲
- شکل ۲-۳. نمایی از اثر گسل سلماس در جنوب روستای شورگل ۳۳
- شکل ۳-۳. موقعیت ایستگاه ۱ در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس ۳۴
- شکل ۴-۳. کنتور دیاگرام از قطب شکستگی‌های برداشت شده در ایستگاه ۱ ۳۴
- شکل ۵-۳. موقعیت ایستگاه ۲ در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس ۳۵
- شکل ۶-۳. نمایی از اثر گسل سلماس در سازند کهر ۳۵
- شکل ۷-۳. نمودار سیکلوگرافیک صفحه‌گسلی اندازه‌گیری شده ۳۶

- شکل ۳-۸. اثر گسل سلماس بر روی واحدهای جوان بر روی تصاویر ماهواره‌ای ۳۷
- شکل ۳-۹. اثر گسل سلماس در خاور روستای زاویه جیک ۳۸
- شکل ۳-۱۰. تصاویری از واحدهای تراورتنی در خاور روستای اخیان ۴۲
- شکل ۳-۱۱. تصویر سیکلوگرافیک شکستگی‌های اندازه‌گیری شده ۴۳
- شکل ۳-۱۲. رخنمون افراز گسلی سلماس در گورستان آرامنه ملحم ۴۱
- شکل ۳-۱۳. اثر گسل شکریازی در تصویر ماهواره‌ای Google Earth ۴۳
- شکل ۳-۱۴. اثر گسل شکریازی در بازدید صحرایی ۴۳
- شکل ۳-۱۵. نمایی از گسل شکریازی در ایستگاه ۲ ۴۴
- شکل ۳-۱۶. نمایی از گسل شکریازی در بازدید صحرایی ایستگاه ۳ ۴۴
- شکل ۴-۱. گستره منطقه‌ای زمین‌لرزه سلماس و فعالیت مجدد گسل شکریازی ۴۸
- شکل ۴-۲. بخشی از نقشه زمین‌شناسی سلماس به همراه زمین لرزه‌های سده بیستم ۴۹
- شکل ۴-۳. برش ساختاری A-A' ۵۰

فهرست جدول‌ها

جدول ۱-۳) داده های برداشت شده از گسل سلماس در ایستگاه ۱ ۳۴

جدول ۲-۳) داده های برداشت شده از گسل سلماس در ایستگاه ۲ ۳۶

جدول ۳-۳) داده های برداشت شده از شکستگی در واحدهای تراورتنی در ایستگاه ۵ ۴۰

فصل اول

مقدمه

شمال باختر ایران، ترکیه و قفقاز بلندترین ارتفاع را در باختر آسیا به خود اختصاص داده‌اند، جایی که برخورد بین صفحه‌های تازی و اوراسیا به‌طور عمومی بین قاره‌ای است و مشابه گستره پامیر- قره قروم در برخورد هند و اوراسیا می‌باشد. فلات ایران- ترکیه در حدود ۲ کیلومتر ارتفاع دارد و مرکب از قطعات قاره‌ای است که در حاشیه اوراسیا با آمیزه‌های افیولیتی ترشیری پیشین یا کرتاسه پسین و پوشش سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات سنوزوییک یکی شده‌اند (Copoly and Jakson 2006).

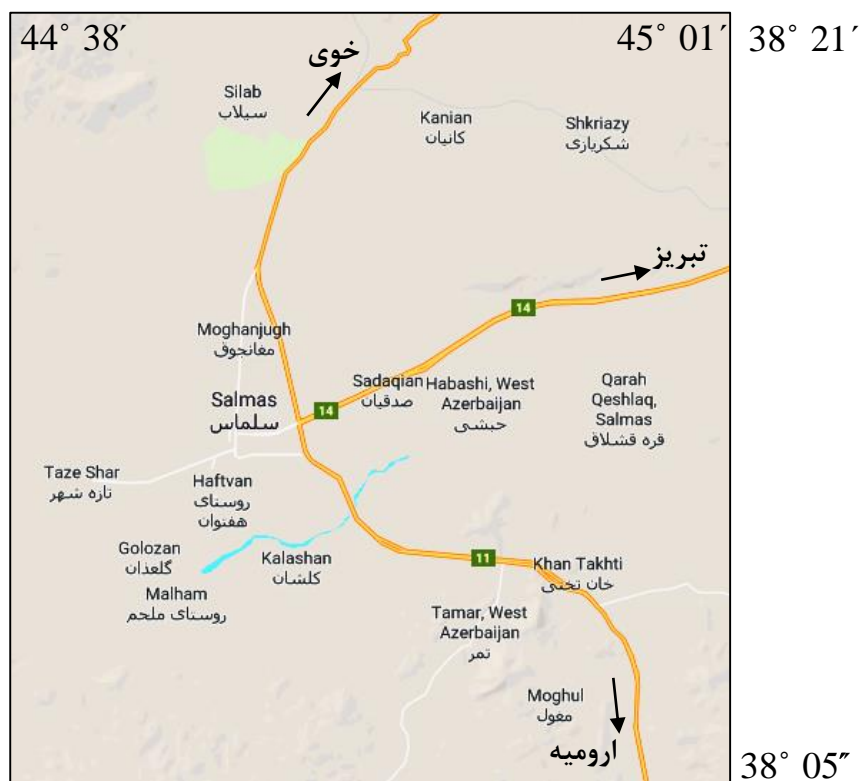
گسل سلماس با درازای حدود ۳۰ کیلومتر و روند شمال باختری - جنوب خاوری در جنوب باختری شهر سلماس قرار دارد. نزدیک‌ترین فاصله آن از شهر سلماس حدود ۱۰ کیلومتر است. درازای گسل سلماس بر روی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی پیرامون ۳۰ کیلومتر اندازه‌گیری شده است که از روستای آبگرم در ابتدای گردنه قوشچی آغاز می‌شود و به سوی شمال باختری ادامه دارد و از حد شمالی ارتفاعات قارنی یاریخ گذر می‌کند و از ۲ کیلومتری جنوب کهنه شهر در رودخانه روشننده ادامه می‌یابد. در راستای شناخت الگوی لرزه‌خیزی مناطق مختلف ایران زمین، شناخت گسل‌های فعال و لرزه‌زای ایران گام نخست و اساسی است. در این راستا شناخت ویژگی‌های زمین‌شناختی گسل‌های لرزه‌زا و دستاوردهای آن می‌تواند الگویی برای شناسایی سایر گسل‌های فعال باشد.

گسل سلماس از جمله نمونه‌های گسل‌های زمین‌لرزه‌ای است که دست کم سبب یک زمین‌لرزه دستگاهی (زمین‌لرزه ۱۹۳۰ سلماس) همراه با گسیختگی روی زمین بوده است. به علاوه، وجود چشمه‌های تراورتن‌ساز در حریم آن از جمله اختصاصات زمین‌شناسی این گسل است که بر روی برخی دیگر از گسل‌ها مانند گسل کواترنری شمال دامغان در البرز خاوری نیز به ثبت رسیده است. این ویژگی زمین‌شناسی کم نظیر در پیرامون گسل سلماس زمینه مناسبی را در راستای الگوسازی گسل‌های زمین-لرزه‌ای فراهم می‌آورد. به ویژه اینکه در دهه‌های اخیر محققین مختلفی از جمله Hancock و همکاران (۱۹۹۹) وجود نهشته‌های تراورتن‌ساز بر روی برخی گسل‌های فعال را به عنوان نشانگر فعالیت گسل‌ها معرفی نموده‌اند. برای دستیابی به این هدف مهم، شناخت گسل سلماس از جنبه اختصاصات هندسی،

الگوی حرکتی و زمان رویدادهای گسلی به عنوان گام اول از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. پژوهش پیش رو مطالعه و تحلیل هندسی و حرکتی دقیق این گسل را به عنوان گام نخست مد نظر قرار داده است.

۱-۱) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان غربی و در جنوب باختری شهر سلماس قرار گرفته است. نزدیکترین فاصله آن از شهر سلماس حدود ۱۰ کیلومتر از دو مسیر، جاده ارومیه - سلماس و جاده ارومیه - سرو امکان پذیر است. شهر سلماس در ۳۸ درجه، ۱۲ دقیقه شمالی و ۴۴ درجه و ۴۶ دقیقه و ۴۰ ثانیه شرقی در استان آذربایجان غربی به مرکزیت ارومیه واقع می‌باشد. فاصله سلماس از ارومیه ۹۵ کیلومتر، از همسایه شمالی، خوی ۴۵ کیلومتر، همسایه‌های شرقی شبستر و تسوج به ترتیب ۹۰ و ۵۵ کیلومتر می‌باشد. سلماس از طریق جاده گونئی با تبریز ارتباط دارد. علاوه بر این تعداد زیادی راه‌های فرعی، امکان دسترسی به تمام گستره را فراهم می‌کند (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مطالعاتی (برگرفته از Google Map).

وجود روستاهای متعدد در این منطقه، باعث سهولت دسترسی به بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه شده و راه‌های ارتباطی بین این روستاها، مهمترین راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. از جمله روستاهایی که در این محدوده قرار دارند، می‌توان شورکل، آخیان و ملحم را نام برد.

۲-۱) مطالعات پیشین

Ambraseys and Melville (1983)، گسل سلماس را یک گسل جنبای زمین‌لرزه‌ای معرفی نموده‌اند. Berberian (1997)، زمین‌لرزه‌ی ژوئن ۱۸۳۷ میلادی، با بزرگای بیش از ۶ را نیز به گسل سلماس نسبت داده است. همچنین درازای گسل سلماس را بیش از ۳۵ کیلومتر برآورد کرده است.

Copley and Jackson (2006)، گسل سلماس را با سازوکار راستالغز راست‌گرد با مؤلفه‌ی جنبش شاقولی نرمال معرفی نموده و میزان جابجایی راستالغز و شاقولی را حدود ۴ متر برآورد نموده است.

صبور و همکاران (۱۳۹۱)، میانگین عددی برآورد شده برای ضریب فروکاهی در سه نیمرخ گوناگون از افزاز گسل زمین‌لرزه سلماس برابر با ۴/۵۵۷۹ مترمربع در هزار سال برآورد شد که با ضریب فروکاهی محاسبه شده برای گستره‌های با آب و هوای مشابه با گستره سلماس در سایر نقاط دنیا همخوانی دارد. صفری و همکاران (۱۳۹۳)، از آنالیز آماری ۹۰۸ شکستگی و گسل منطقه مورد مطالعه نتیجه شد که انرژی حاکم بر منطقه در کواترنری و قبل از آن سبب ایجاد دو روند غالب ۵۰ و ۱۲۰ درجه در شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه شده است، به عبارت دیگر تنش وارد بر منطقه در کواترنر نسبت به قبل از آن حدود ۷۰ درجه چرخش راستگرد را نشان می‌دهد.

بنابراین، رژیم تکتونیکی موجود موجب گسلش جدید و تحرک گسل‌های کواترنری و تحت تأثیر قرار دادن گسل‌های قدیمی هم درد می‌شود.

۳-۱) ضرورت انجام تحقیق

مطالعات ساختاری تفصیلی در این منطقه، می‌تواند ضمن آشکارسازی ویژگی‌های کلی دگرریختی اعم از چین‌خوردگی و گسلش و اختصاصات ریخت زمین‌ساختی آن، ویژگی‌های هندسی و رفتارشناسی حرکتی گسل زمین‌لرزه‌ای سلماس و گسل شکریازی را شناسایی و آشکار نماید.

در گام بعدی ارتباط جنبشی بین گسل سلماس و شکریازی مورد بررسی قرار خواهد گرفت. ضمناً تعیین جایگاه چشمه‌های تراورتن‌ساز و مکان‌های نهشت تراورتن‌ساز در بررسی آن‌ها به عنوان نشانگر احتمالی فعالیت گسل‌ها می‌باشد.

۴-۱) روش تحقیق

- ✓ مطالعات کتابخانه‌ای شامل مطالعه مقاله‌ها و گزارش‌های مربوط به پژوهش‌های انجام شده، بررسی و مطالعه‌ی نقشه‌های زمین‌شناسی.
- ✓ مطالعات صحرایی شامل زمین‌شناسی صحرایی با تأکید بر اندازه‌گیری ساختاری از هندسه گسل در رخنمون‌ها و سایر ساختارهای موجود در حریم گسل، مانند چین‌خوردگی و شکستگی و همچنین بررسی آثار ریخت زمین‌ساختی آن در منطقه، همچنین مشخص کردن افق‌های تراورتن در نقشه.
- ✓ پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌های ساختاری با استفاده از روش‌های متداول برای مدلسازی هندسی و جنبشی ساختارها، با استفاده از نرم‌افزارهای مرتبط مانند نرم‌افزارهای استریوگرافیک و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس مناسب.
- ✓ تدوین پایان‌نامه

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

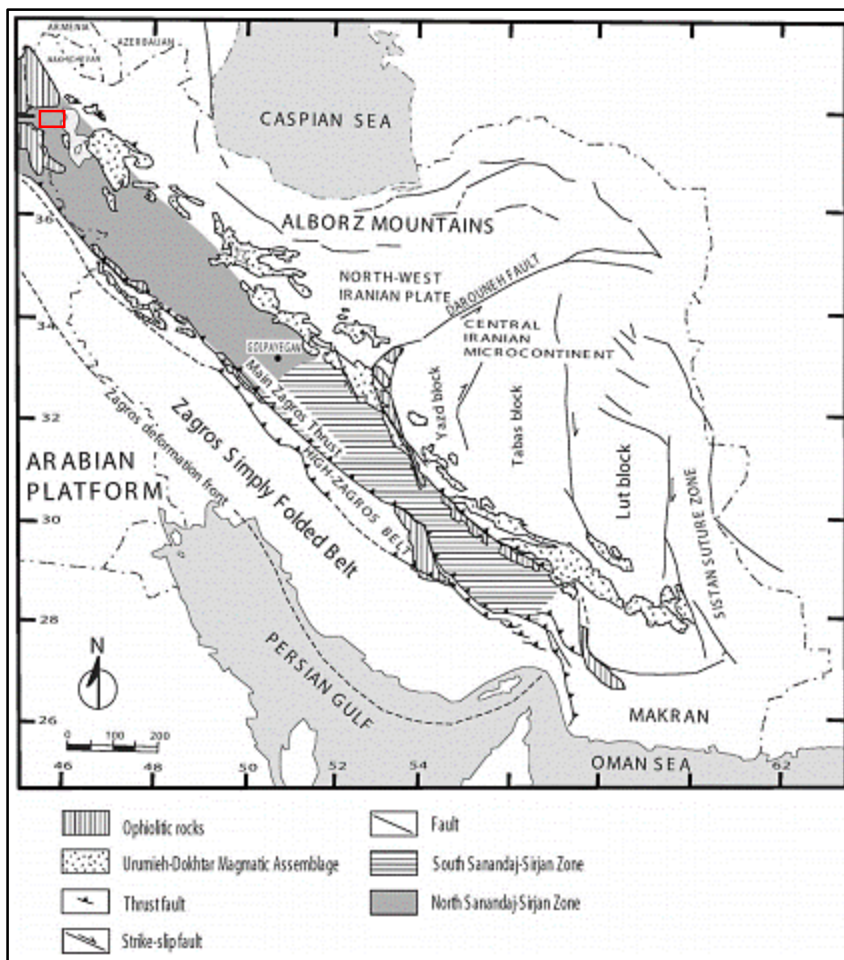
پهنه سنندج- سیرجان باریکه‌ای از ایران مرکزی است که در بلافصل شمال خاوری راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با پهنه‌های مجاور تفاوت‌های آشکاری دارد. درازای پهنه سنندج -سیرجان حدود ۱۵۰۰ و پهنای آن ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر است که از باختر دریاچه ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال باختری - جنوب خاوری تا گسل میناب در شمال بندرعباس، ادامه دارد.

همخوانی روند ساختاری، یکسانی الگوی ساختاری، چیرگی راندگی‌ها به ویژه پذیرش الگوی استاندارد مناطق کوهزادی در پهنه‌های برخوردی، سبب شده است تا زمین‌شناسانی مانند Braud and Ricou (1971)، Haynes and Mc Quillan (1974)، Farhoudi (1978)، Alavi (1994)، سنندج -سیرجان را زیر پهنه‌ای از کوهزاد زاگرس بدانند.

در ترتیب رسوبات، چارچوب زمین‌شناختی و به‌ویژه رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت‌های ماگمایی- دگرگونی سبب شده تا گروهی از زمین‌شناسان بزرگ، ویژگی‌های پهنه سنندج - سیرجان را با مناطق پرتحرک مرکز و شمال ایران قیاس کرده و آن را زیرپهنه‌ای از ایران میانی بدانند.

با این حال، تفاوت‌هایی مانند پیروی از روند ساختاری زاگرس، نبود نسبی سنگ‌های آتشفشانی دوره ترشیری، محدودیت گسترش سنگ‌های ترشیری، فراوانی نفوذی‌های گرانیتی- دیوریتی مزوزوئیک و سنوزوئیک، فراوانی نسبی سنگ‌های آذرین بیرونی پالئوزوئیک (سیلورین- دونین - پرمین)، عملکرد احتمالی رویدادهای زمین‌ساختی پیش از پرمین، و سرانجام دگرگونی به نسبت پیشرفته جنبش‌های سیمرین پیشین از ویژگی‌های بارز سنندج - سیرجان است که وابستگی آن را با پهنه‌های مجاور، مستقل دانسته‌اند (شکل ۱-۲).

جایگاه زمین‌ساختی گستره مورد پژوهش از دیرباز مورد ابهام و بحث بوده است و پژوهشگران در تقسیم‌بندی‌های زمین‌ساختی ایران، این ناحیه را در پهنه‌های متفاوتی قرار داده‌اند.



شکل ۲-۱) واحدهای ساختاری رسوبی ایران و موقعیت پهنه ساختاری سنندج- سیرجان. گستره مورد پژوهش در کادر قرمز مشخص شده است (برگرفته از Ghasemi &

بر پایه نوشته‌های نبوی (۱۳۵۵)، این منطقه در بخشی از زیر پهنه خوی - مهاباد از پهنه البرز- آذربایجان قرار می‌گیرد. افتخارنژاد (۱۳۵۹)، بر پایه وضعیت ساختمانی و رخساره‌ای، این ناحیه را بخشی از پهنه آمیزه رنگین و افیولیتی معرفی کرده است و این گستره را در بخشی از پهنه همدان- ارومیه قرار می‌دهد که دارای ویژگی‌های سنگ‌شناختی پهنه‌های ساختمانی ایران مرکزی، سنندج- سیرجان، البرز- آذربایجان است و در محل برخورد این ۳ پهنه قرار دارد.

(Alavi 1991)، بر پایه سری‌های ماگمایی، این ناحیه را بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه- دختر و مجموعه ماگمایی البرز نامگذاری کرده است و مرز این دو مجموعه ماگمایی را زمیندرز حاصل از برخورد آن‌ها می‌داند.

این گستره طبق تقسیم بندی آقاناتی (۱۳۸۳)، در پهنه ایران مرکزی قرار دارد با مطالعات انجام گرفته مشخص می شود که این منطقه ویژگی های منحصر به یک پهنه زمین ساختی را نشان نمی دهد و با هر یک از پهنه های یاد شده شباهت ها و تفاوت هایی دارد.

بر پایه مطالعات اخیر در مناطق پیرامون (عزیزی، ۱۳۷۸؛ مهشادنی، ۱۳۷۹؛ اسدپور، ۱۳۹۲) این گستره بخشی از پهنه ساختاری سنندج - سیرجان است. در پهنه سنندج - سیرجان، دگرگونی و دگرریختی چند مرحله ای رخ داده و توده های نفوذی متعدد دگرریخت شده یا سالم و مجموعه های آتشفشانی گسترده حضور دارند (Mohajjel et al., 2003).

در بیشتر موارد، سنگ اولیه مجموعه های دگرگونی، به دوران مزوزوئیک تعلق داشته و مجموعه های مربوط به پالئوزوئیک تنها در نواحی جنوبی پهنه گسترش دارند. در زمینه جایگاه تکتونیکی پهنه سنندج- سیرجان در کوهزاد زاگرس، دو نظر وجود دارد.

در نظر اول بر شباهت میان مجموعه های سنگی کرتاسه - ژوراسیک و همچنین ویژگی های ساختاری پهنه سیرجان - سنندج و کمربند چین خورده - رانده زاگرس تأکید شده است (Alavi, 1994).

دیدگاه فوق اینگونه ایجاب می کند که جایگاه زمیندرز در کوهزاد زاگرس، در شمال خاور پهنه سنندج - سیرجان قرار داشته و در طی فرورانش، پهنه ارومیه دختر در جایگاه حاشیه فعال قاره ای ورقه ایران قرار داشته است. در نظر دوم بر شباهت چینه نگاری مجموعه های قبل از ترشیری پهنه سیرجان - سنندج با خرد قاره ایران مرکزی و شمال ایران تأکید شده و در نتیجه، این پهنه بخشی از پهنه ایران مرکزی دانسته می شود (Stocklin 1968, Berberian and King 1981).

بر مبنای دیدگاه دوم، پهنه سنندج- سیرجان در طی روند تخریب لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس، در جایگاه حاشیه فعال قاره ای ورقه ایران قرار داشته است.

۱-۲) ویژگی‌های زمین‌ساختی پهنه سنندج - سیرجان

پهنه سنندج - سیرجان در انتهای شمال باختر خود تا جنوب دریاچه ارومیه ادامه دارد. با ادامه مسیر در راستای شمال باختر ابتدا منشورهای برافزایشی جنوب آناتولی رخنمون دارد و پس از آن مجموعه‌های دگرگونی بیتلیس رخنمون دارند که به عقیده برخی از زمین‌شناسان می‌تواند ادامه پهنه سنندج - سیرجان به سمت شمال باختر باشد (Stocklin.,1968; McCall and Kidd.,1981). در انتهای جنوب خاور، پهنه سنندج - سیرجان حداقل تا شرق روستای فنوج واقع در پهنه مجموعه فیلیشی مکران قابل پیگیری است (McCall, 1997). در حاشیه شمال باختر، پهنه سنندج - سیرجان غالباً توسط فروافتادگی‌های ممتد و خطی از پهنه ارومیه - دختر جدا می‌گردد (مانند دریاچه ارومیه، فروافتادگی‌های گاوخونی، ابرقو، مرودشت و سیرجان). بسیاری از این فروافتادگی‌ها توسط سیستم‌های گسلی با روند شمال باختر - جنوب خاور ایجاد شده‌اند. پهنه سنندج - سیرجان در دوران مزوزوئیک شاهد ماگماتیسم گسترده‌ای بوده است که در طی توسعه و تکامل کمان ماگمایی حاصل از فرورانش لیتوسفر نئوتتیس در زیر ورقه ایران به وقوع پیوسته است. شروع فعالیت‌ها در این پهنه، هماهنگی زمانی نداشته و در بخش‌های جنوبی دارای تقدم زمانی بوده است. شدت فعالیت‌ها از کرتاسه بالایی کاهش قابل ملاحظه‌ای یافته و در نواحی محدودی از بخش‌های شمالی پهنه رخ داده است.

۲-۲) تفاوت بخش‌های شمالی و جنوبی پهنه سنندج - سیرجان

بخش‌های شمالی و جنوبی پهنه سنندج - سیرجان ویژگی‌های متمایزی با یکدیگر دارند. در مورد مرز میان آن‌ها اتفاق نظری وجود ندارد.

Eftekharnjad (1981)، ناحیه گلپایگان و Mohajjel et al., (2003) گسل دهشیر را به عنوان مرز در نظر گرفته‌اند. Safaei (2009)، معتقد است که گسل‌های اصفهان و خمینی شهر، مرز دو پهنه شمالی و جنوبی هستند.

۳ تفاوت اصلی بین بخش‌های شمالی و جنوبی وجود دارد:

۱) در حالی که قدیمی‌ترین دگرریختی و دگرگونی در بخش‌های جنوبی، عمدتاً به تریاس میانی - پایانی یا حتی پرکامبرین نسبت داده شده است، در بخش‌های شمالی، رویداد ژوراسیک پایانی - کرتاسه زیرین دگرریختی گسترده‌ای ایجاد کرده است.

۲) قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی موجود در پهنه، با سن اوایل ژوراسیک، تنها در بخش‌های جنوبی یافت شده است. این در حالی است که در بخش‌های شمالی، غلبه با توده‌های ژوراسیک و بخصوص کرتاسه است.

۳) بازمانده پهنه فرورانش و گلوکوفان شیست‌های مربوط به آن تنها در بخش‌های جنوبی پهنه (ناحیه حاجی آباد) وجود داشته و گسترش قابل ملاحظه‌ای دارند (Agard et al, 2006). این مسئله نشانه نرخ همگرایی بالاتر در بخش‌های جنوبی پهنه سنندج - سیرجان است.

۲-۳) تکامل زمین‌ساختی شمال باختر ایران

فلات ایران بین دو صفحه قاره‌ای صلب قرار گرفته و بخشی از یک پهنه برخوردی وسیع و ناهمگون را تشکیل می‌دهد. برخورد و همگرایی صفحات اوراسیا در شمال و عربستان در جنوب مسئول ایجاد و دگرشکلی کمربندهای کوهزایی، تشکیل عوارض مورفولوژیکی حاضر و زمین‌ساخت فعال در ایران هستند. شواهد زمین‌شناختی نشان دهنده آن است که در طی پالئوزوئیک، ایران بخشی از ادامه شمالی پلاتفرم قاره‌ای عربستان را تشکیل می‌داده است. در صورت وجود هرگونه جدایش (بازشدگی) قابل ملاحظه بین اوراسیا و عربستان، بایستی آن را در شمال ایران جستجو کرد. احتمالاً فرونشست خزر جنوبی که از پوسته اقیانوسی برخوردار است بیانگر بقایای آن دریایی است که در شمال ایران وجود داشته و به پالئوتتیس معروف است (Stocklin 1974).

بسته شدن دریای پالئوتتیس (ضمن برجماندن بقایای خزر) احتمالاً در نتیجه فرورانش صفحه ایران - عربستان به زیر صفحه اوراسیا در تریاس پایانی اتفاق افتاده است. از سوی دیگر ریفت قاره‌ای در صفحه ایران - عربستان در محل گسل اصلی زاگرس در پرمین روی داد که به جدایش قطعات قاره‌ای ایران و

عربستان و باز شدن یک حوضه اقیانوسی در بین آن دو منجر شد. اگر تشکیل این نئوتتیس بلافاصله پس از ایجاد ریفتم در محل گسل اصلی زاگرس روی داده باشد، در آن صورت می‌توان بسته شدن پالتوتتیس در شمال و باز شدن نئوتتیس در جنوب را دو فرآیند مرتبط و همزمان تلقی نمود که در نتیجه حرکت رو به سمت شمال صفحه ایران اتفاق افتاده است (Berberian and King (1981), (Stocklin (1974)).

ایجاد شکستگی‌های بیشتر در صفحه ایران در اواخر مزوزوئیک به نظر می‌رسد با ایجاد صفحات کوچکتری همراه بوده (ایران مرکزی و خاور ایران) که در محاصره یک گودال اقیانوسی (شاخه‌ای از نئوتتیس) قرار داشته‌اند. گودال‌های اقیانوسی مشابه دیگری که احتمالاً آن‌ها نیز به نحوی با نئوتتیس در ارتباط بوده‌اند، در اواخر مزوزوئیک در شمال باختر ایران وجود داشته‌اند. حرکت رو به سمت شمال عربستان در اواخر کرتاسه منجر به باریک شدن نئوتتیس و برخورد حاشیه‌های قاره‌ای صفحات ایران و عربستان در طول پهنه خرد شده زاگرس گردید. این برخورد، فشردگی صفحه ایران، بسته شدن شاخه-های نئوتتیس در خاور و شمال باختر ایران، اتصال مجدد بخش‌های مرکزی و خاور ایران و چین خوردگی ایران مرکزی و البرز را در یک کوهزایی آلیپی به دنبال داشت. این فرآیندها را می‌توان نتیجه رویدادهای پیچیده‌ای دانست که بر اثر حرکت صفحات قاره‌ای آفریقا، هند و اوراسیا رویداده و توسط محققین زیادی به اشکال گوناگون مطرح شده است (Stocklin 1974, Berberian and King 1981).

بخش شمال باختری ایران به عنوان یکی از اجزاء تشکیل دهنده پهنه ساختاری حاشیه قفقاز، در بخش جنوب خاوری آن و در پهنه‌ای به نام فلات ترکی-ایران جای گرفته است. در یک نمای کلی، محدوده یاد شده در برگیرنده مناطقی از خاور ترکیه، آذربایجان، شمال باختر ایران و جنوب ارمنستان می‌باشد. فلات ترکی-ایرانی بخشی از پهنه همگرایی صفحات عربستان-اوراسیا با ارتفاع متوسطی حدود ۲۰۰۰ متر می‌باشد. با حرکت صفحه عربستان (میوسن بالایی) به سوی شمال، بلوک آناتولی (ترکیه مرکزی) به سمت باختر و بلوک ایران به سمت خاور شروع به حرکت کرده‌اند و این در حالی بوده که بخش

مرکزی یعنی قفقاز نیز در همین زمان شروع به کوتاه‌شدگی و تغییر شکل ناشی از آن (چین‌خوردگی و گسلس معکوس) نمود (Cisternas and Philip 1997).

تکتونیک گستره مورد بررسی در چارچوب گستره باختری مدیترانه و قفقاز (باختر کمربند چین‌خورده آلپ- هیمالیا) جای می‌گیرد که نتیجه برخورد صفحه عربی (در جنوب و جنوب باختر) و اوراسیا (در شمال- شمال خاور) است. از جمله ویژگی‌های این ناحیه می‌توان به گسلس فعال، چین‌خوردگی فعال در فرادیواره راندگی‌های پنهان، فعالیت آتشفشانی جوان و اختلاف ارتفاع قابل توجه در طول کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا اشاره کرد. ناحیه قفقاز گذری (Transcaucasia) محل برخورد قاره‌ای است (Jackson 1992).

حرکات پس از برخورد قاره‌ای از ۱۰ میلیون سال پیش (Segnor and Kidd, 1979) و یا ۳/۵ تا ۵ میلیون سال پیش (Philip et al, 1989) شروع شد. آهنگ همگرایی این دو صفحه (عربی- اوراسیا) ۲۹ میلیمتر در سال و راستای این برخورد در نزدیکی قفقاز N26W است.

مؤلفه مایل همگرایی بین صفحات عربی و اوراسیا به صورت کوتاه‌شدگی در قفقاز گذری شمالی (عمود بر راستای قفقاز) و حرکت راستالغز راست‌گرد در امتداد گسل‌های شمال باختری- جنوب خاوری در قفقاز گذری جنوبی و شمال باختری ایران مشاهده می‌شود (Jackson, 1992). فعالیت لرزه‌ای تاریخی قرن بیستم و توپوگرافی ناحیه به کمربند کوهستانی رانده-چین خورده قفقاز بزرگ و کوچک (با روند شمال باختری- جنوب خاوری) محدود می‌شود. این کمربند کوهستانی جدا کننده سپرهای صفحات عربی و اوراسیا در جنوب باختری و شمال خاوری می‌باشد.

۲-۳-۱) رخدادهای کوهزایی پرکامبرین و پالئوزوئیک در آذربایجان

اثرات فاز بایکالین یا کاتانگایی در سنگ‌های دگرگونی تکاب- ارومیه- مهاباد و میانه ثبت شده است که در حقیقت پی‌سنگ دگرگونی آذربایجان را به صورت نسبتاً پایدار درآورده است. وجود ناپیوستگی‌ها در نواحی تکاب و قره‌دار و فعالیت‌های ماگمایی آلکالن بیانگر بازشدگی و ایجاد موقعیت ریفتی در آذربایجان،

همه نشان از حرکات بایکالین می‌باشد. در سنگ‌های پالئوزوئیک ناپیوستگی‌های فرسایشی دیده می‌شود که نشان از خشکی‌زایی می‌باشد (افتخارنژاد، ۱۳۷۵). تأثیر فاز کالدونین در ایران از نوع خشکی‌زایی بوده‌است (Berberian and King, 1981). قرار گرفتن رسوبات پرمین بر روی رسوبات کامبرین به صورت ناپیوسته، در باختر دریاچه ارومیه را می‌توان تأثیر فاز هرسینین دانست (آقنابتی، ۱۳۸۳). حضور بازالت آلکالن در شیل‌های لیاس آذربایجان و گدازه‌های بازیک در لایه‌های ژوراسیک احتمالاً نشان از فاز کششی است که پس از فاز کمپرسیونی سیمین پیشین رخ داده است (خدابنده و همکاران، ۱۳۸۲).

۲-۳-۲) رخدادهای کوهزایی مزوزوئیک در آذربایجان

تأثیر فاز سیمین پسین در آذربایجان بسیار شدید بوده به طوری که سبب شده رسوبات آواری به مقدار کم به صورت کنگلومرا و برش و ماسه‌سنگ قرمز رنگ در قاعده کرتاسه حاصل شده و بدون ناپیوستگی روی ژوراسیک قرار گیرد. آذربایجان مانند سایر نقاط ایران در اواخر کرتاسه و اوایل پالئوسن چین-خوردگی شدیدی را تحمل کرده است. تحت تأثیر فاز لارامید ریفت‌های خرده قاره‌ها در آذربایجان بسته شده (حوضه خوی) و کالردملانژها حاصل شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۱).

۳-۳-۲) رخدادهای سنوزوئیک در آذربایجان

شکل کلی آذربایجان از لحاظ ساختمانی و مورفولوژی تحت تأثیر فاز پیرنه ترسیم گشته که توده‌های نفوذی قره‌داغ، نفلین سینیت‌های بزقوش و کلیبر که توف‌های سبز کرج را قطع کرده و نیز فعالیت‌های آتشفشانی سهند اثرات آن محسوب می‌شود. سازند قرمز تحتانی که معرف محیط قاره‌ای و کولابی است، مربوط به این است. عملکرد ماگماتیسم این فاز به صورت پیدایش مرمر-کوارتزیت و سخت شدن توف‌ها و پیدایش ریز بلور در متن گدازه‌های شیشه‌ای نمایان می‌باشد (Lescuyer and Riou, 1976، درویش-زاده، ۱۳۷۱). این دوره با نفوذ توده‌های آتشفشانی ائوسن همراه بوده و چین‌خوردگی نهشته‌های باختر-جنوب باختری آذربایجان را سبب شده است. در الیگوسن پیشین، این ناحیه پذیرای بالا آمدگی شده و پس از آن، نهشته‌های دریایی سازند قم، در بخش‌های مرکزی، جلفا و ماکو، به جای گذاشته شده‌اند و

روی آن‌ها با سازند قرمز بالای پوشیده شده است. نهشته‌های پلیوسن نیز به طور دگرشیب بر روی سازند قرمز بالای جای گرفته است. پیدایش بازالت لاتیت در سبلان مربوط به عملکرد فاز استرین می‌باشد (Didon and Gemain, 1976). این فاز سبب افزایش ارتفاع در نواحی مثل آذربایجان و همچنین رسوب کنگلومرا گردیده است. مورفولوژی نهایی و امروزی تحت عملکرد فاز پاسادنین شکل گرفته است.

به باور افتخارنژاد (۱۳۷۵) جنبش‌های زمین‌ساختی پلیوسن اهمیت فراوانی داشته و فعالیت آتشفشانی سترگی را در پلیوکواترنری ناحیه پدید آورده است. این جنبش‌ها سبب فعالیت بسیاری از گسل‌ها در این ناحیه شده و آثار جنبایی آن‌ها را در نهشته‌های هولوسن نیز می‌توان به چشم دید. از آن جمله به گسل‌های شمال تبریز و سلماس می‌توان اشاره کرد که پیشینه لرزه‌خیزی مهمی را به خود اختصاص داده‌اند.

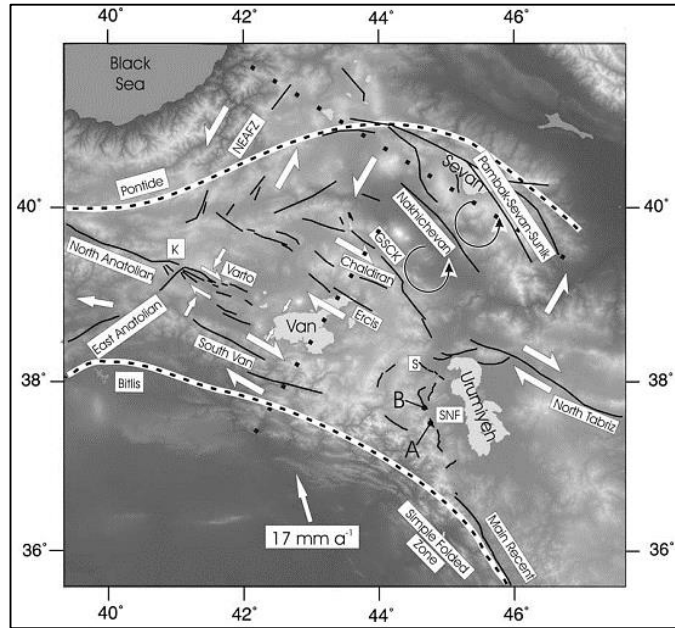
Jackson در سال ۱۹۹۲ پیشنهاد نمود که این همگرایی مایل به دو مؤلفه راستالغز راست‌بر در جنوب (مرکز ترکیه) و فشارشی در شمال (بیشتر در گستره قفقاز) تقسیم گردیده است. او بر این باور است که داده‌های لرزه‌ای سده بیستم برای کل مؤلفه راستالغز راست‌بر این همگرایی و فقط برای کمتر از ۲۵ درصد کوتاه‌شدگی قابل انتظار محسوب می‌شود.

فلات ایران- ترکیه در حدود ۲ کیلومتر ارتفاع دارد و مرکب از قطعات قاره‌ای است که در حاشیه اوراسیا با آمیزه‌های افیولیتی ترشیری پیشین یا کرتاسه پسین و پوشش سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات سنوزویک یکی شده‌اند. در گستره جنوبی فلات ترکیه- ایران تعداد زیادی گسلش راستالغز راست‌بر با روند شمال باختر- جنوب خاور به صورت ناموازی وجود دارد که این گسل‌ها بخشی از سامانه تجزیه کرنشی (Strain partitioning) هستند که در گذشته توسط (Jackson 1992) مطرح شده است (Copley and Jackson, 2006). حرکت بر روی این گسل‌های راست‌بر در نهایت به سوی باختر و خاور

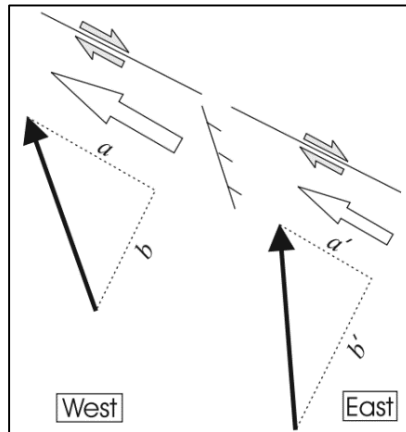
به ترتیب بر روی گسل‌های بزرگ آناتولی و گسله جوان اصلی زاگرس (Main Recent Fault) انباشته می‌شود (شکل ۲-۲).

تعدادی گسل‌های مایل نرمال نیز در مرز ایران و ترکیه شناسایی شده است که در گذشته ناشناخته بوده‌اند. از جمله این گسل‌ها می‌توان به گسل‌های سلماس و سرو اشاره کرد. جنبش بر روی این گسل‌ها به صورت لغزش‌های راستالغز راست‌بر و عادی است. بردار لغزش بر روی آنها (۲۹۰-۳۰۰ درجه است که آزیموت بردار لغزش راستای جنبش سوی جنوبی گسل را نسبت به سوی شمالی آن نشان می‌دهد) موازی با بردار لغزش بر روی گسل‌های راستالغز نزدیک دریاچه وان در ترکیه و مشابه بردار لغزش تقریبی (با جهت ۳۰۰ تا ۳۱۰ درجه) است که برای گسل جوان اصلی زاگرس در گستره کامیاران-درود پیشنهاد شده است (Talebian and Jackson, 2002).

تمرکز اصلی کوتاه‌شدگی حاصل از فشارش صفحه عربی، در گستره شمال باختری زاگرس و در قفقاز بزرگ است (Masson et al., 2005) و با توجه به اطلاعات زمین‌لرزه‌ای، کوتاه‌شدگی محدودی در حاشیه جنوبی فلات ترکیه-ایران صورت می‌گیرد. در این فلات مؤلفه راستالغز به سوی باختر بر اثر تغییر راستای کوتاه‌شدگی اعمال شده از سوی صفحه عربی افزایش می‌یابد (شکل ۲-۲). گسل‌های نرمال در این گستره این تغییر نرخ لغزش گسل‌های راستالغز را در خود انباشته می‌کنند (Copley and Jackson, 2006). کوتاه‌شدگی در فلات ایران-ترکیه و قفقاز با گسل‌های راستالغز راست‌بر با راستای شمال باختر-جنوب خاور در این گستره انباشته می‌شود. در این میان یک نوار از گسل‌های نرمال مایل با راستای شمال شمال باختر-جنوب جنوب خاور در مرز ترکیه و ایران وجود دارد که با کوتاه‌شدگی موجود در منطقه همخوانی ندارد. این گسل‌ها چنانچه گفته شد، به سبب تغییر راستای کوتاه‌شدگی میان صفحه-های عربی-اوراسیا در این گستره است. به این ترتیب و با توجه به احاطه شدن این ناحیه با گسل‌های چپ‌بر و راست‌بر به نظر می‌رسد که هم اکنون ناحیه آذربایجان، افزون بر جابجایی‌های انتقالی، درگیر چرخش‌های خلاف ساعت نیز باشد (شکل ۲-۳) (Copley and Jackson, 2006).

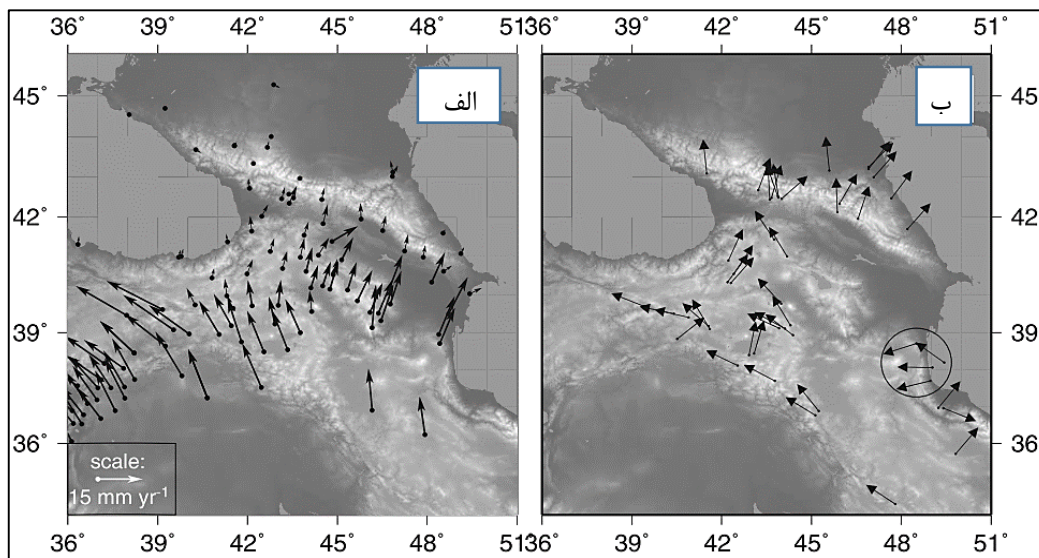


شکل ۲-۲) گسل‌های عمده ورقه ایران-ترکیه. حروف اختصاری عبارتند از: گسل خوی-سیه چشمه (S)، زون گسلی شمال خاوری آناتولی (NEAFZ)، گسل نرمال سرو (SNF)، گسل سلماس (S)، دریاچه‌های ارومیه، وان و سوان. فلش‌های سفید نشان‌دهنده کوتاه‌شدگی هستند. تمام گسل‌های خاوری-باختری و شمال باختری-جنوب خاوری راست‌بر و در حالی که گسل‌های شمال خاوری-جنوب باختری چپ‌بر هستند. خط‌چین سیاه رنگ، زمین‌رزه‌های دو سوی فلات را نشان می‌دهند (Pontide and Bitlis Sutures). فلش‌های سفید رنگ بردار سرعت حرکت ایستگاه‌های GPS گستره را نسبت به اوراسیا نشان می‌دهند (Copley and Jackson, 2006).



شکل ۲-۳) تصویری نمادینی از چگونگی شکل‌گیری گسل‌های مورب نرمال مانند گسل سلماس را در گستره تحت فشار فلات ایران-ترکیه نشان می‌دهد. حرکت کلی صفحه عربی-اوراسیا (فلش‌های سیاه ضخیم) در طول کمربند با راستای WNW-ESE تغییر می‌کند. بنابراین مؤلفه‌های حرکتی که به عنوان گسلش امتدادلغز راست‌بر (خطوط a و a') بیان می‌شود در طول کمربند تغییر می‌کند. اگر مرز شمالی گسل‌ها به طور مؤثری ناپایدار باشد، پس از آن تفاوت در سرعت گسل موازی بخش جنوبی گسل‌ها (فلش سفید) وجود دارد که سبب جایگیری گسل‌های نرمال می‌شود. خطوط b و b' مقدار کوتاه‌شدگی در قفقاز بزرگ را نشان می‌دهند که میزان آن در بخش خاوری از باختری بیشتر است (Copley and Jackson, 2006).

تلفیق داده‌های GPS و سازوکار ژرفی گسلش در منطقه نشانگر حرکت‌های پیچیده‌ای در این منطقه است. شکل (۴-۲) نشان دهنده چگونگی حرکت‌ها در باختر دریای مدیترانه نسبت به ورقه اوراسیا است (Copley and Jackson, 2006).



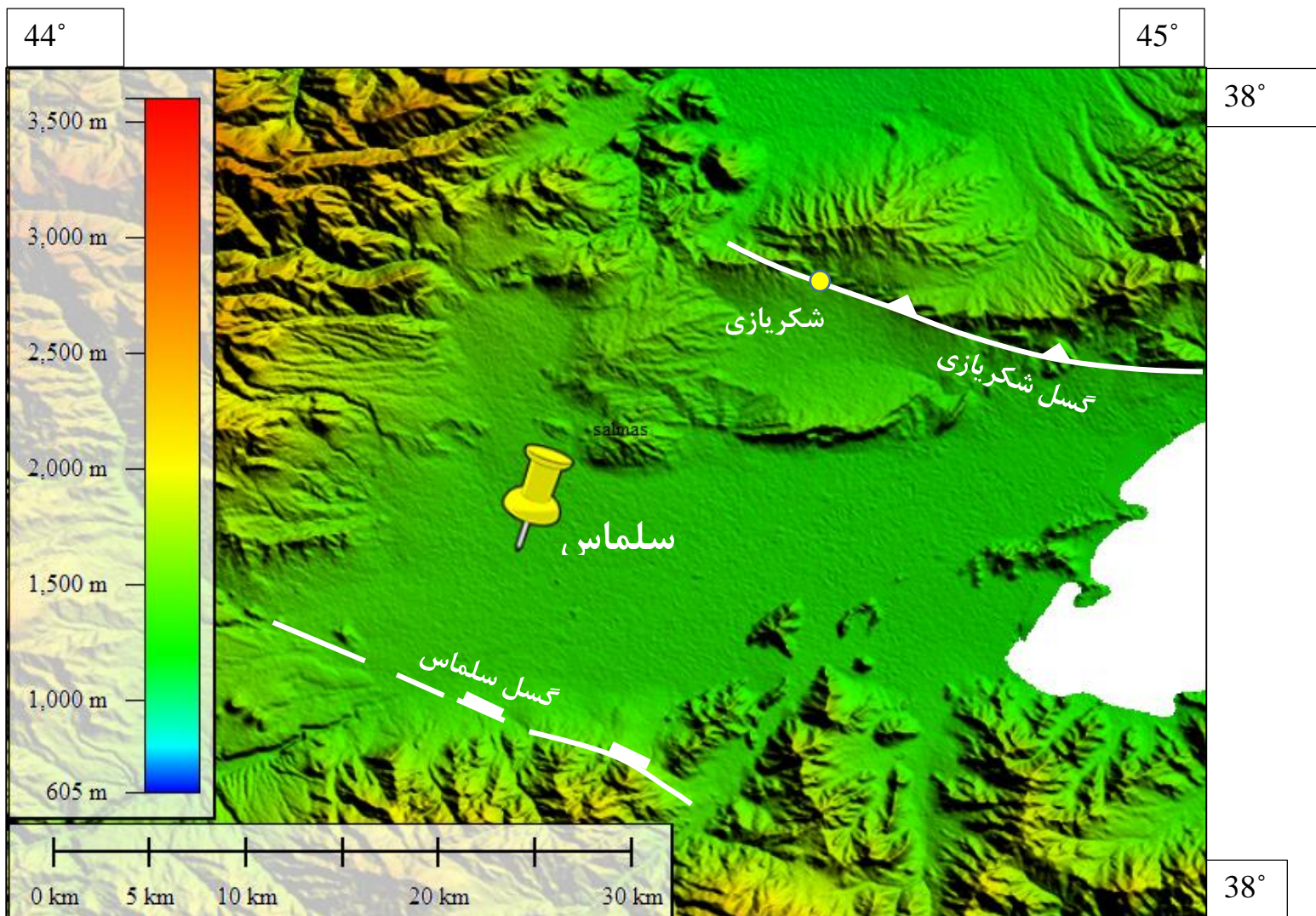
شکل (۴-۲) الف) نرخ سرعت حرکت ورقه اورسیا بر پایه داده‌های GPS. ب) بردارهای لغزش برای زمین‌لرزه‌هایی که در آن صفحه گسل شناخته شده است یا قابل شناسایی هستند. بردارهای لغزش، حرکت بخش جنوبی گسل به سمت شمال را نشان می‌دهد، به غیر از بردارهای لغزش خاوری-باختری در لبه خاوری فلات (دایره). این نشان دهنده حرکت بخش خاوری نسبت به بخش باختری است (Copley and Jackson, 2006).

۴-۲) مورفولوژی منطقه

منطقه مطالعاتی در غرب دریاچه ارومیه قرار گرفته و به دلیل واقع شدن در منطقه معتدل کوهستانی، دارای آب و هوایی تقریباً نیمه خشک است. زمستان‌های سرد و نسبتاً پر بارش، تابستان گرم و پاییزی خشک، از ویژگی‌های فصول مختلف سال است. پست‌ترین قسمت منطقه را دشت سلماس و حاشیه دریاچه ارومیه با ارتفاع ۱۲۷۵ متر از سطح دریای آزاد تشکیل می‌دهند. از دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی قسمت بیشتر این گستره را تپه ماهورهای پیوسته تشکیل داده است (شکل ۴-۵).

کوه‌های شهرستان سلماس از نقطه نظر توپوگرافی در حقیقت ادامه رشته کوه‌های زاگرس می‌باشد. از مرز شهرستان خوی به طرف شهرستان سلماس به صورت یک توده مرتفع منظم به سمت جنوب ادامه داشته است.

به طور کلی کوه‌های مرتفع این شهرستان را کوه‌های مرزی این شهرستان با کشور ترکیه تشکیل می‌دهند و با نزدیک شدن به شهر سلماس، از ارتفاعات کاسته شده و حدفاصل آن‌ها به عنوان پایکوه هراویل می‌باشد. ارتفاع ۳۰۹۷ متر در کوه ساری‌داش در حد مرز سلماس و ارومیه (این ارتفاعات که از جنوب باختری به شمال خاوری تا تمر و خان تختی کشیده شده است) دشت سلماس را بوجود می‌آورند. شهر سلماس مساحتی برابر با ۵۵۰۰۰ هکتار دارد. منطقه دشتی سلماس از دامنه ارتفاعات باختری تا حواشی دریاچه ارومیه کشیده شده است و با داشتن رودخانه زولاچای که از ارتفاعات باختر واقع در مرز ایران و ترکیه سرچشمه گرفته پس از طی یک مسیر در راستای جنوب باختری به شمال خاوری از داخل دشت سلماس عبور نموده و به دریاچه ارومیه می‌ریزد و با تغذیه جانبی از ارتفاعات آهکی منابع غنی از آب دارد. ضخامت آبرفت در این دشت به ۲۰۰ متر می‌رسد که از مرغوبیت نسبتاً خوبی برخوردار است (شکویی، ۱۳۷۷).



شکل ۲-۵) نقشه سه بعدی DEM از محدوده مطالعاتی.

۲-۵) چینه‌شناسی منطقه

در این بخش چینه‌شناسی عمومی منطقه و ویژگی‌های واحدها و سازندهای مختلف رخمون یافته در منطقه شرح داده می‌شود (بیشتر بخش‌های ارائه شده در بخش زمین‌شناسی عمومی برگرفته از شرح نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰: سلماس (خدابنده و همکاران، ۱۳۸۲) می‌باشد).

قدیمی‌ترین سنگ‌های رخمون یافته در منطقه، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی است. این سنگ‌ها مجموعه‌ای از سنگهای آتشفشانی- رسوبی و توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیت و دیوریت دگرگونه در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت و با سن ناشناخته است، که در مسیر جاده سلماس- ارومیه و جاده سرو نهشته‌های کربناته پرمین با همبری گسل تراستی، بخش بالایی آن‌ها را پوشانده است. با توجه به موقعیت این سنگ‌ها در شمال غرب کشور که همواره در زیر واحد کربناته پرمین جای دارند (غالباً با همبری گسل) و با مقایسه واحدهای مشابه در کشور همجوار ترکیه، شاید بتوان سن پرکامبرین- پالئوزوئیک (قبل از پرمین) را برای این واحدها پیشنهاد کرد.

در مطالعات جدیدتر در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه توسط سبزه‌ئی و همکاران، سنگ‌ها به عنوان گابروهای دگرگون شده و سن آن‌ها بعد از کامبرین زیرین و پیش از پرمین در نظر گرفته شده است. این واحد سنگ‌های دگرگونی، شامل مجموعه‌ای از آمفیبولیت‌ها همراه با کمی شیست و گنیس و متاولکانیت، آهک‌های کریستالین سفید و کمی خاکستری رنگ، متاریولیت، متاریوداسیت و مجموعه‌های غیر قابل تفکیکی از متاریولیت، متاولکانیت، متابازالت، متادیوریت، شیست، آمفیبولیت، گنیس و مرمر می‌باشد (اسدپور، ۱۳۹۲). برخی از این واحدهای دگرگونی توسط توده‌های نفوذی با اشکال گوناگون قطع شده‌اند (شکل ۲-۶).

Mt^{mt} : مجموعه‌ای از سنگ‌های متامورف، متاولکانیک، متابازالت، شیست، آمفیبولیت، گنیس و مرمر که با ضخامت چند صد متر در باختر روستای شورگل گسترش دارد که توسط توده‌های نفوذی با اشکال گوناگون قطع شده‌اند.

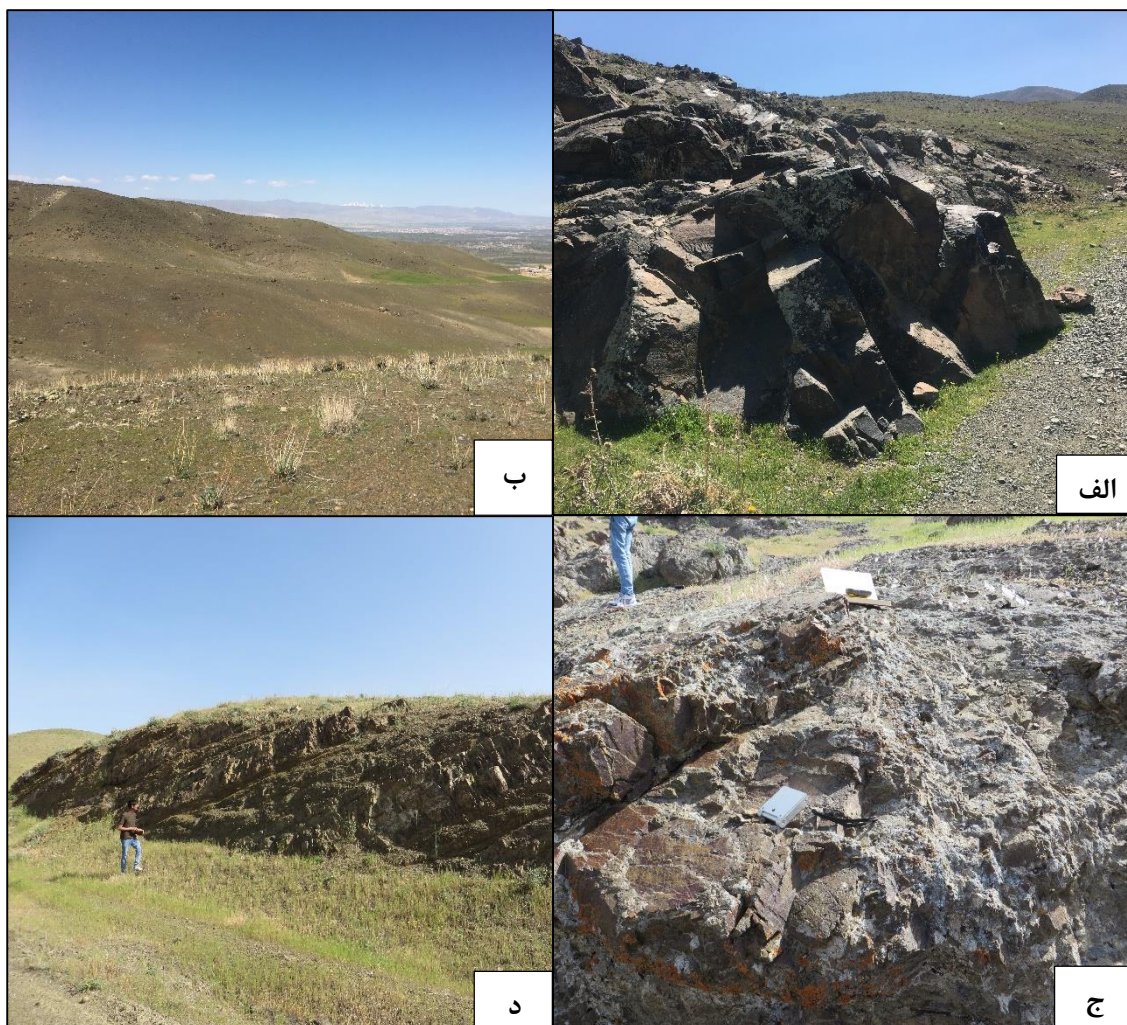
Mt^{sh} : این واحد دربرگیرنده مجموعه‌ای از شیست‌های سبز دارای کانی‌های میکا (بیوتیت، مسکویت)، آمفیبول، کوارتز، کلسیت، سریسیت، تالک به همراه مقداری گنیس و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده و سنگ آهک‌های بلورین است.

Mt^m : این واحد شامل سنگ آهک‌های بلورین است که به رنگ عمدتاً سفید و کمتر خاکستری دیده می‌شود. ضخامت آن‌ها از چند متر تا چندین ده متر تغییر می‌کند. این واحد بیشتر به حالت عدسی درون مجموعه دگرگونی، در جنوب روستای شورگل قرار دارد.

Mt^{am} : این واحد دارای رنگ عمومی سیاه رنگ است و بیشتر در نیمه جنوبی ورقه (نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) در جنوب روستای زاویه‌جیک گسترش دارد و بالاترین بخش مجموعه دگرگونی با سن ناشناخته را در برمیگیرد که بیشتر شامل آمفیبولیت به همراه کمی شیست‌های گوناگون گنیس و متاولکانیک است. توده‌های نفوذی به اشکال گوناگون رگه‌ای، پچ و گاه سیل، همچنین رگه‌های سیلیسی فراوان به درون این سنگ‌ها نفوذ کرده‌اند و به همین خاطر نیز برآورد ستبرای این مجموعه دشوار است. این مجموعه بالاترین بخش مجموعه دگرگون ناشناخته را تشکیل می‌دهد (خدابنده و همکاران، ۱۳۸۲).

۲-۵-۱) سنگ‌های کم دگرگون شده پرکامبرین پسین

سازند کهر: در جنوب ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس در چند منطقه رخنمون‌هایی از سنگ‌های کم دگرگون وجود دارد که بیشتر از جنس اسلیت و شیل‌های فیلیتی است و در لابه لای آن‌ها لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی و نیز لایه‌های کم ضخامت دولومیت و آهک‌های با تبلور دوباره دیده می‌شود. رنگ دورنمای این واحد خاکستری متمایل به سبز است که در شمال روستای شورگل رخنمون دارد (شکل ۲-۶-۵).



شکل ۲-۶) تصاویری از رخنمون واحدهای سنگی در منطقه. الف) واحد Mt^m در بخش جنوبی روستای شورگل (دید عکس به جنوب باختر). ب) رخنمون واحد Mt^{am} در جنوب روستای زاویه جیک (دید عکس به شمال باختر). ج) واحد Mt^{mt} در باختر روستای شورگل (دید عکس به سمت باختر). د) رخنمون واحد کهر در شمال روستای شورگل (دید عکس به شمال خاور).

۲-۵-۲) واحدهای سنوزوئیک

۲-۵-۲-۱) واحدهای میوسن

سازند قم (M^{cs}): این واحد بیشترین گستره نهشته‌های میوسن را می‌سازد، ستبرای بیش از چندین صد متر، در برگیرنده کنگلومرای ضخیم لایه با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و شیل است. سیمان کنگلومرا ماسه‌ای مقاوم با قطعات بطور کامل گرد شده از قطعات گوناگون در اندازه‌های ناهمسان از یک تا ۵ میلی‌متر است. این واحد در شمال روستای شکرپازی (شکل ۲-۷) قرار دارد.



شکل ۲-۷) رخنمون سازند قم در شمال روستای شکریازی (دید به شمال).

۲-۵-۲) واحدهای کواترنری

کواترنر در منطقه به ترتیب سنی از قدیم به جدید به صورت جریان گدازه‌های بازالتی و البوین-بازالتی، پادگانه‌های قدیمی که سطح نسبتاً زیادی از منطقه را می‌پوشانند، مخروط‌افکنه‌هایی به نسبت قدیمی که پای ارتفاعات مختلف را می‌پوشانند، پادگانه‌های جوان در ارتفاعی پایین‌تر از پادگانه‌های قدیمی‌تر قرار دارند (شکل ۲-۸).

اصطلاح تراورتن به تمامی نهشته‌های کربناته غیردریایی گفته می‌شود که از آب‌های اشباع یا فوق اشباع از کربنات و در مجاورت چشمه‌ها، دریاچه‌ها، غارها و سیستم‌های کارستی تشکیل می‌گردند (Sanders and Friedman, 1967, Ford and Pedley, 1996). نهشت تراورتن در اثر تجزیه بی کربنات کلسیم و خروج گاز CO_2 صورت می‌گیرد. خروج گاز CO_2 ، همچنین موجب جوشش آب در چشمه‌های تراورتن ساز می‌شود. تجزیه بی کربنات کلسیم در چشمه‌های تراورتن ساز عمدتاً ناشی از کاهش فشار سیال، آشفستگی در جریان سیال و فعالیت‌های بیولوژیکی است که باعث خروج CO_2 از آب می‌شود (Ford and Pedley, 1996, Brogi and Capezzuoli, 2009). بسته به محیطی که آب در آن جریان می‌یابد،

دو یا چند فاکتور بر هم کنش یافته و مورفولوژی و رخساره تراورتن را تحت تاثیر قرار می‌دهد (Pentecost et al., 2003; Brogi and Capezzuoli, 2009).

تراویتونیک اصطلاحی است که به مطالعه و بررسی ارتباط بین نهشت تراورتن و گسلش داده شده است (Hancock et al., 1999). این ارتباط نشان می‌دهد که سن رسوبگذاری تراورتن می‌تواند به عنوان شاخصی برای تعیین سن گسلش بکار رود. این ویژگی به عنوان یک روش کلیدی در بررسی‌های نئوتکتونیک مورد استفاده قرار می‌گیرد. زیرا رسوبگذاری تراورتن، ابزار بسیار مفیدی در مکانیابی گسل‌های فعال و بالقوه مخاطره آمیز است. تراورتن‌ها حاصل نهشته‌گذاری چشمه‌های آهک‌ساز هستند. این رسوبات را می‌توان در شمال باختر روستای شورگل و به طور وسیع در اطراف روستای اخیان رخنمون دارند (شکل ۸-۲).



شکل ۸-۲) تصاویری از رخنمون واحدهای سنگی جوان در منطقه. الف) رخنمون نهشته‌های کواترنری در شمال غربی روستای شورگل (دید به باختر). ب) رخنمون واحدهای تراورتنی در خاور روستای اخیان (دید به جنوب خاور).

Geological map of Salmas

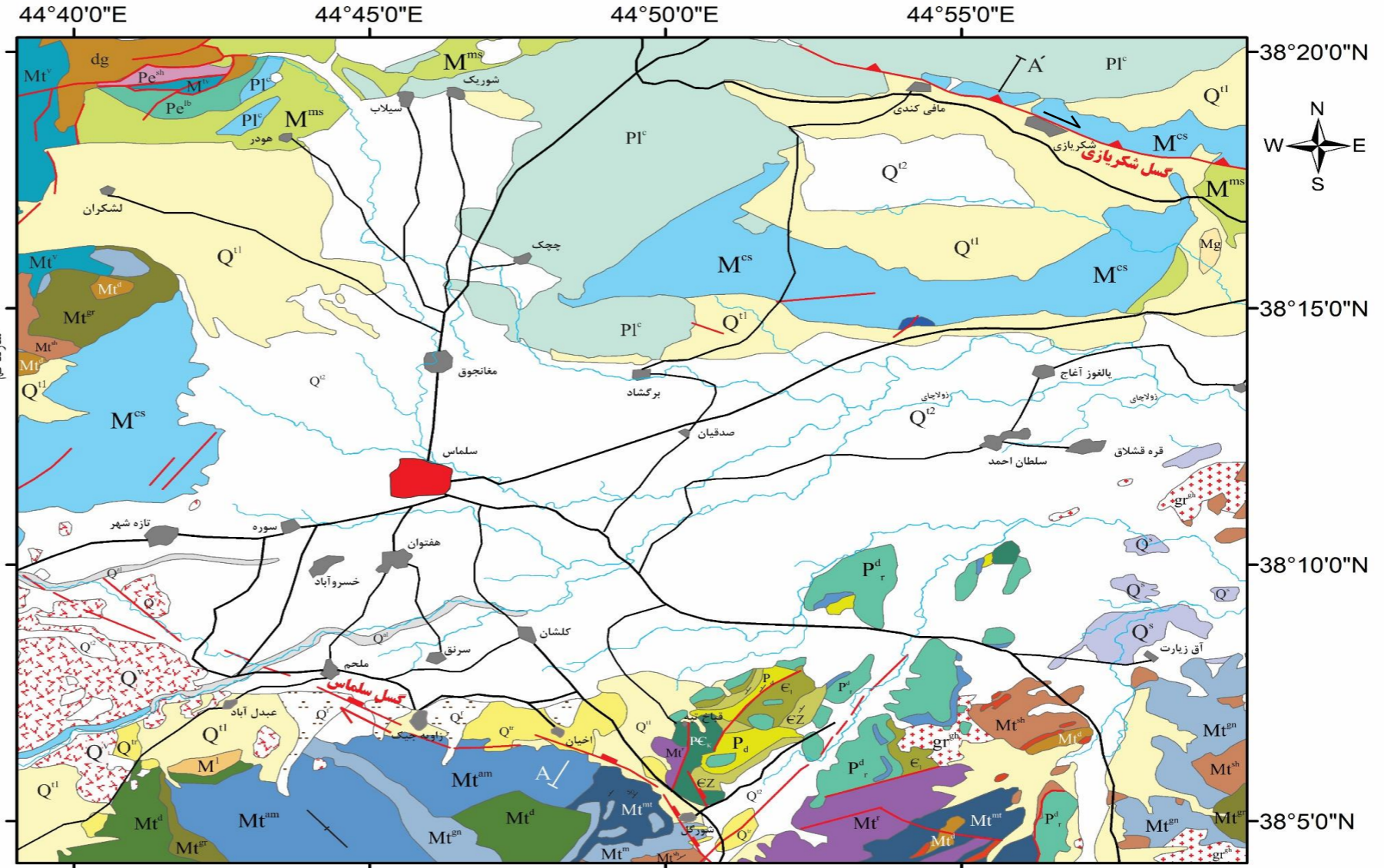
LEGEND

CENOZOIC	QUATERNARY	Q ^{al}	آبرفت‌های جدید رودخانه‌ای	
		Q ^s	بهنه‌های نمکی و رسی	
		Q ^{l1}	آبرفت‌های جوان و نهشته‌های دشت	
		Q ^{l2}	آبرفت‌های قدیمی	
	TERTIARY	PLIO.	Q ^t	مخروط افکنه‌ها
			Q ^{tr}	تراورتن
		MIOCENE	PI ^c	بازالت، الیون بازالت
			M ^{cs}	کنگومرا ضخیم لایه یا میان لایه‌هایی از ماسه سنگ، مارن و رس سنگ
			M ^g	کنگومرا با میان لایه‌هایی از ماسه سنگ و شیل
			M ^{ms}	M ^g : گچ و مارن گچ دار M ^{ms} : تناوب مارن، ماسه سنگ و شیل خاکستری رنگ M ^l : سنگ آهک کرم تا شیری رنگ ریفی M ^m : مارن‌های الوان، خاکستری و قهوه‌ای رنگ زبسیفر
PALEO.	Pe ^{sh}	شیل خاکستری متمایل به سبز همراه با میان لایه‌هایی از ماسه سنگ و کنگومرا		

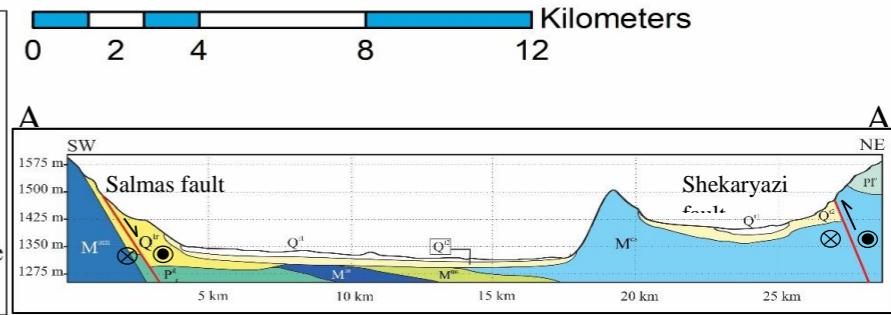
PALEOZOIC	PERMIAN	P ^d	دولومیت، دولومیت آهکی و سنگ آهک (سازند روته)
		P ^d	ماسه سنگ های کوارتزی قرمز و سفید همراه با شیل (سازند درود)
	CAMBERIAN	ε ₁	ماسه سنگ قرمز رنگ آرکوزی همراه با شیل ارغوانی میکاسه (لالون)
		ε _z	شیل قرمز و خاکستری رنگ میکاسه (زاگون)
NEOPROT EROZOIC	PE _k	اسلیت و شیل‌های فیلیتی همراه با گدازه‌های آتشفشانی (سازند کهر)	

Intrusive rocks	gr ^{sh}	گرانیت قوشچی
	Mt ^{gr}	متاگرانیت
	Mt ^d	متادوریت، دیوریتیک گابرو

PRECAMBRIAN - PALOZOIC (?)	Mt ^{am}	آمفیبولیت همراه با کمی شیست، گنیس و متاولکانیک
	Mt ^m	آهک کریستالین سفید و کمی خاکستری رنگ
	Mt ^{gn}	گنیس همراه کمی شیست و آمفیبولیت
	Mt ^{sh}	بیوتیت، مسکویت، آمفیبول و سنگ های آتشفشانی و سنگ آهک کریستالین
	Mt ^t	متاریولیت، متاریولیت به همراه توف اسیدی
	Mt ^{mt}	مجموعه غیرقابل تفکیک از متاریولیت، متاولکانیک متابازالت، گنیس و مرمر



	Normal Fault		Road
	Reverse Fault		River
	Unknown Fault		Town
	Structural section		Village



شکل ۲-۹) نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مطالعاتی (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس) (جعفرزاده ۱۳۹۸).

فصل سوم

زمین شناسی ساختمانی

۳-۱) مقدمه

گسل‌ها شکستگی‌هایی در پوسته زمین هستند که در طول آن‌ها جابجایی‌های قابل توجهی ایجاد شده است. گاهی اوقات گسل‌های کوچک در ترانشه‌های جاده، جایی که لایه‌های رسوبی چند متر جابجا شده‌اند و یا سطوح لغزش قابل توجهی رخنمون دارند، قابل تشخیص هستند. نقش گسل‌ها در تحولات زمین‌ساختی و همچنین تکوین حوضه‌های ساختاری- رسوبی ایران از دیدگاه زمین‌شناسان پوشیده نیست. گسل‌های یادشده به‌طور عموم مرز واحدهای ساختاری- رسوبی مختلف ایران را تشکیل می‌دهند و با فعالیت خود موجب تغییرات عمده در رخساره‌های سنگی می‌شوند

در یک مطالعه ساختاری که به منظور بررسی دگرریختی و دستیابی به الگوی دگرشکلی مناسب برای یک منطقه انجام می‌شود، تحلیل عناصر ساختاری نظیر چین‌ها و گسل‌ها به عنوان ابزاری دقیق و کارآمد مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این بخش از تحقیق سعی شده است با ارائه شواهد و داده‌های برداشت شده در مشاهدات صحرایی، ساختارهای منطقه را معرفی کرده و ویژگی‌های هندسی و جنبشی آن‌ها مورد تحلیل قرار گیرد. در مورد گسل‌های منطقه دو سری مطالعات جنبشی و هندسی صورت گرفته است. در تحلیل جنبشی گسل‌ها، از عناصر موجود در پهنه گسلی نظیر خش‌لغزها، پله‌های گسلی و ... استفاده می‌شود، تا با بررسی جهت جابه‌جایی و نوع حرکت، در نهایت سازوکار گسل مورد نظر به دست بیاید. برای بررسی هندسی ساختار گسلی نیز پارامترهای طول گسل، موقعیت صفحات گسلی، سنگ‌شناسی و جنس واحدهای فرادیواره و فرودیواره مورد مطالعه قرار می‌گیرند.

۳-۲) تحلیل هندسی و جنبشی گسل‌های منطقه

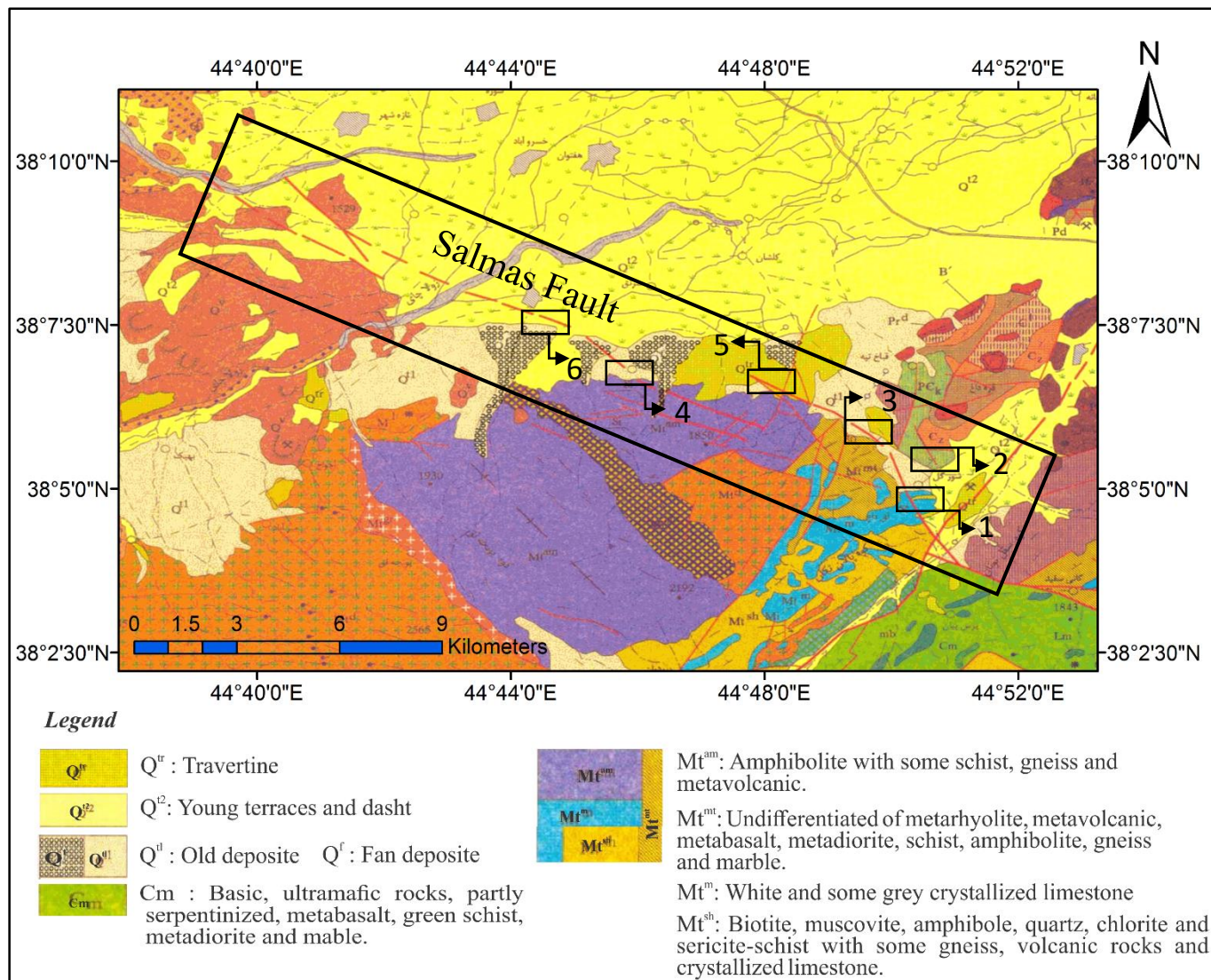
در این بخش براساس داده‌های بدست آمده از مشاهدات صحرایی، به تحلیل هندسی و جنبشی کلیه ساختارهای گسلی منطقه پرداخته شده است. همچنین با توجه به این برداشت‌ها، نقشه ساختاری منطقه رسم شده و ساختارها، مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته‌اند. داده‌های زمین‌شناسی مورد استفاده در تهیه این نقشه، بر اساس نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس (خداپنده و همکاران، ۱۳۸۲)

بدست آمده است و اطلاعات تکمیلی بر اساس مشاهدات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای Google Earth می‌باشد.

۳-۲-۱) گسل سلماس

گسل سلماس با درازای حدود ۳۰ کیلومتر و روند شمال باختری - جنوب خاوری در جنوب باختری شهر سلماس قرار دارد. نزدیک‌ترین فاصله آن از شهر سلماس حدود ۱۰ کیلومتر است. درازای گسل سلماس بر روی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس پیرامون ۳۰ کیلومتر اندازه‌گیری شده است که از روستای آبگرم در ابتدای گردنه قوشچی آغاز می‌شود و به سوی شمال-باختری ادامه دارد و از حد شمالی ارتفاعات قارنی یاریخ گذر می‌کند و از ۲ کیلومتری جنوب کهنه شهر در رودخانه روشننده ادامه می‌یابد.

در منطقه مورد مطالعه گسل سلماس در چند ایستگاه مورد ردیابی قرار گرفت که در ادامه به شواهد عملکرد این گسل در منطقه پرداخته می‌شود. ایستگاه‌های برداشت داده بر روی نقشه زمین‌شناسی مشخص شده است (شکل ۳-۱).



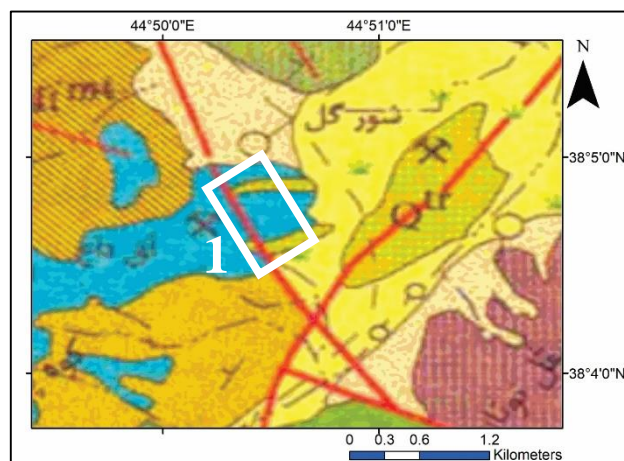
شکل ۳-۱) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس (خداپنده، ۱۳۸۲) که گسل سلماس و محدوده تقریبی مورد مطالعه در مستطیل نشان داده شده است.

۳-۲-۱-۱) ایستگاه ۱

موقعیت این ایستگاه در جنوب روستای شورگل و در حاشیه جاده شورگل به سمت ارومیه قرار دارد. در این ایستگاه اثر گسل سلماس با موقعیت N40W، به صورت خردشدگی واحدهای تراورتنی به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۳-۲). موقعیت این ایستگاه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس نشان داده شده است (شکل ۳-۳). این بخش از گسل سلماس به طول تقریبی ۴ کیلومتر در این ایستگاه قابل ردیابی است. میانگین وضعیت هندسی گسل در ایستگاه ۱ بر اساس داده‌های برداشت‌شده، ۸۳/۰۵۰ به دست آمده است. داده‌ای برداشت شده از این ایستگاه نیز روند غالب شمال باختری-جنوب خاوری را نشان می‌دهد (جدول ۳-۱). تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها برای یافتن روند غالب در استریوگرام‌های شکل (۳-۴) نشان داده شده است.



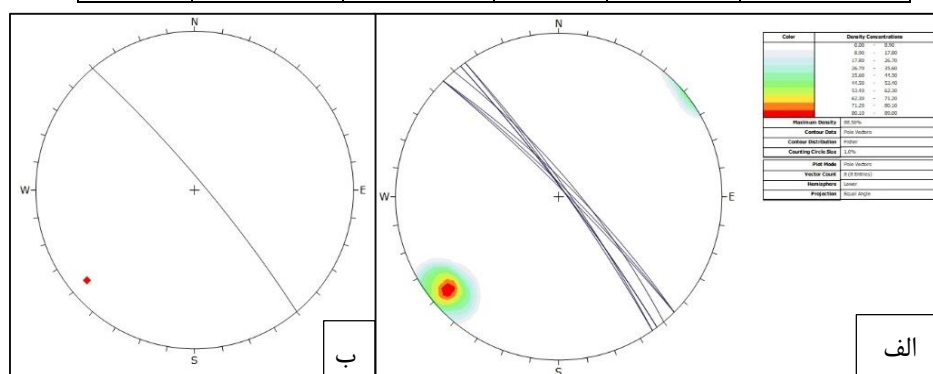
شکل ۳-۲) الف) نمایی از اثر گسل سلماس در جنوب روستای شورگل (دید به جنوب باختری).
ب) نمایی نزدیک از خردشدگی واحدهای تراورتنی (دید به سمت جنوب باختری).



شکل ۳-۳) موقعیت ایستگاه ۱ در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس.

جدول ۳-۱) داده‌های برداشت شده از گسل سلماس در ایستگاه ۱.

NO.	Dip	Dip D.	NO.	Dip	Dip D.
۱	۸۵	۰.۴۵	۵	۸۵	۰.۵۳
۲	۸۵	۰.۵۵	۶	۸۳	۰.۵۵
۳	۸۰	۰.۴۵	۷	۷۸	۰.۵۰
۴	۸۳	۰.۴۵	۸	۸۵	۰.۵۳

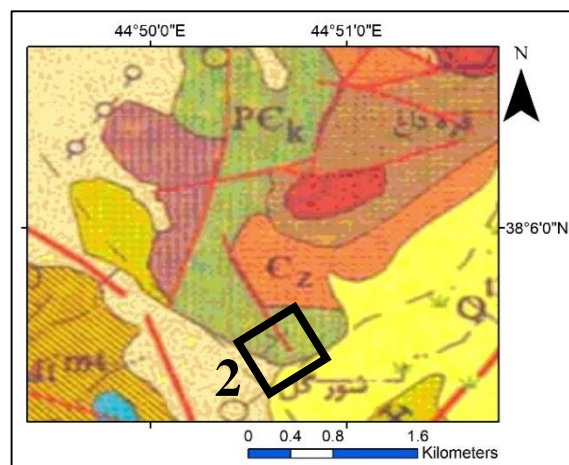


شکل ۳-۴) الف) کنتور دیاگرام از قطب شکستگی‌های برداشت شده در ایستگاه ۱. ب) تصویر استریوگرام داده‌ها با میانگین هندسه ۸۳/۰۵۰.

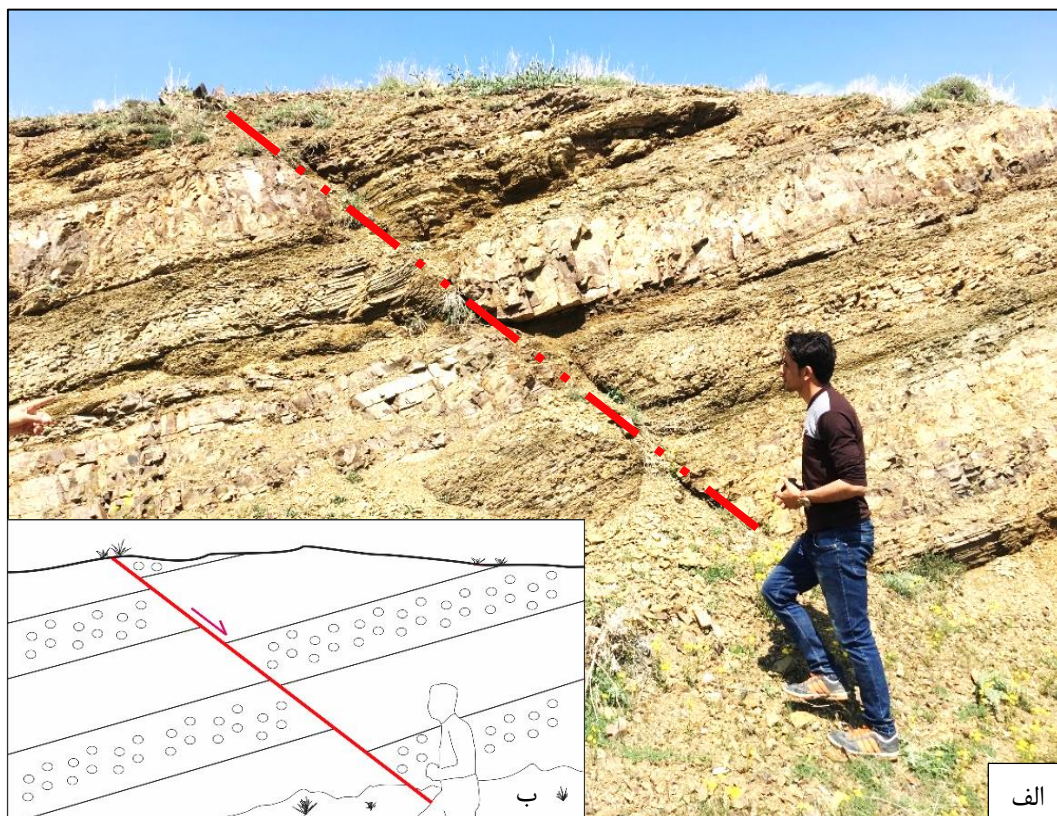
۳-۲-۱) ایستگاه ۲

موقعیت ایستگاه شماره ۲ در شمال روستای شورگل و در نزدیکی جاده شورگل به اخیان است. موقعیت این ایستگاه بر روی نقشه زمین‌شناسی سلماس (خدابنده و همکاران، ۱۳۸۲)، نشان داده شده است (شکل ۳-۵). در محدوده ایستگاه مذکور در اثر گسلش به طول ۱/۲ کیلومتر، سطحی با روند شمال باختری-جنوب خاوری در سازند کهر با موقعیت جغرافیایی $38^{\circ} 5' 21.18'' N$ و $44^{\circ} 50' 37.80'' E$

قابل مشاهده است. تصویر صحرایی از گسل در شکل (۳-۶) و داده‌های برداشت شده در جدول (۳-۲) نشان داده شده است. میزان جابه‌جایی بر روی سطح گسل در رخنمون برابر است با ۱ متر می‌باشد. میانگین وضعیت هندسی این رخنمون از گسل بر اساس داده‌های برداشت شده، $65/040$ به دست آمده است. تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتری قطب آن‌ها برای یافتن روند غالب در استریوگرام-های شکل (۳-۷) نشان داده شده است.



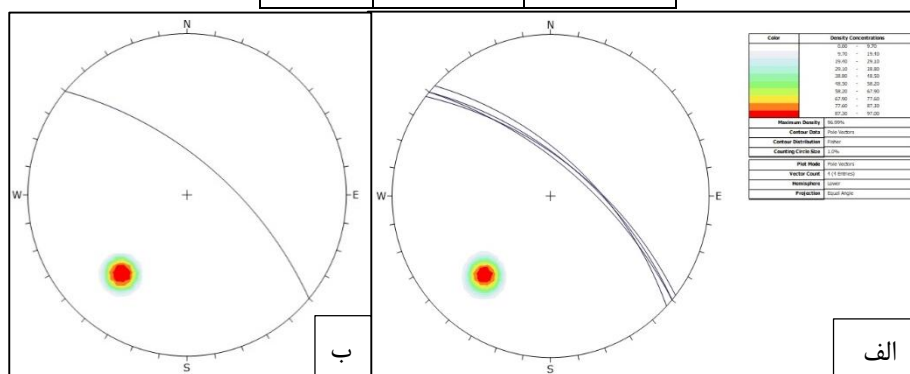
شکل ۳-۵) موقعیت ایستگاه ۲ در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس.



شکل ۳-۶) الف) نمایی از اثر گسل سلماس در سازند کهر (دید به سمت شمال باختری). ب) نمای گویا شده از تصویر.

جدول ۳-۲) داده‌های برداشت شده از گسل سلماس در ایستگاه ۲.

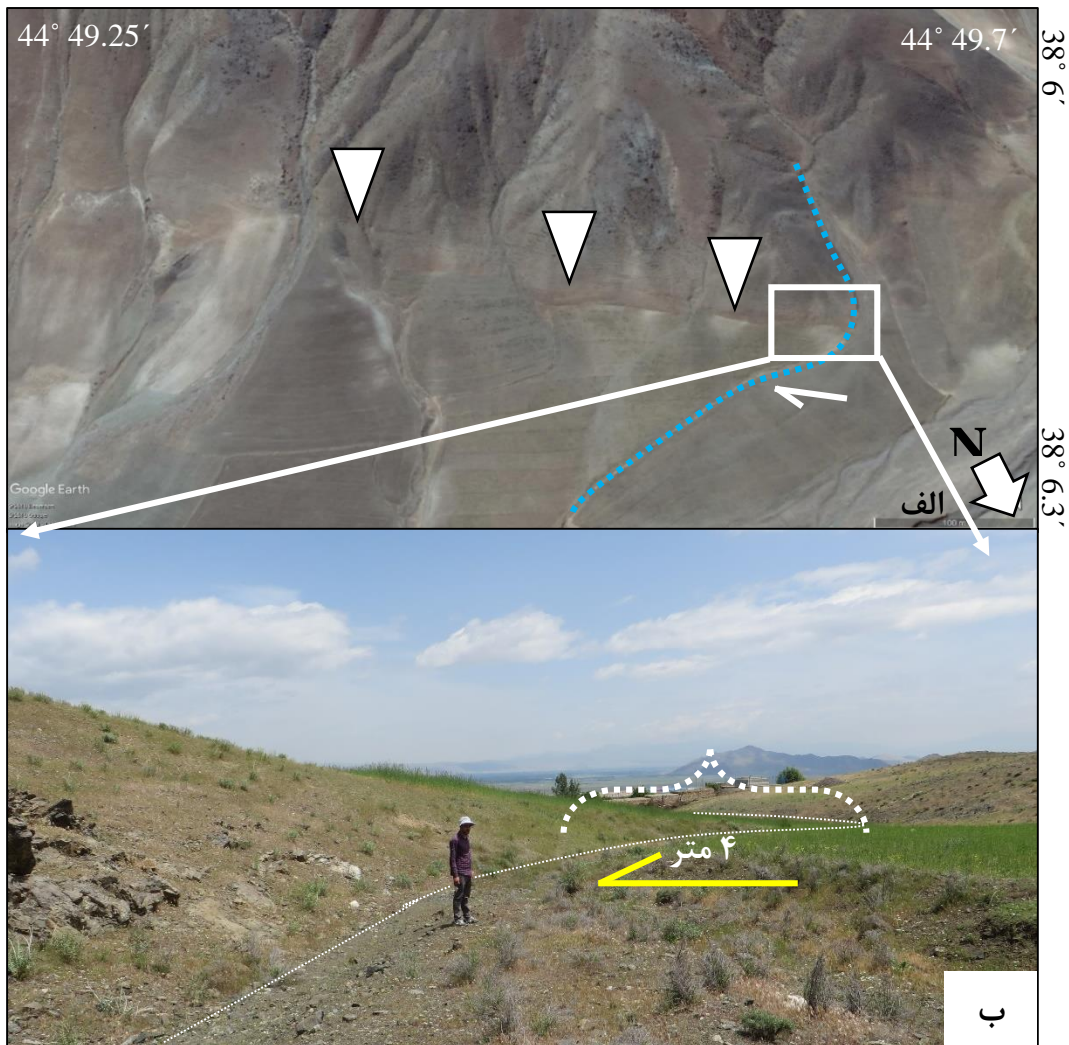
NO.	Dip	Dip D.
۱	۶۵	۰.۴۰
۲	۶۳	۰.۴۳
۳	۶۵	۰.۳۸
۴	۶۸	۰.۴۰



شکل ۳-۷) الف) نمودار سیکلوگرافیک صفحه گسلی اندازه‌گیری شده به همراه نمودار هم‌تراز قطب داده‌ها. ب) استریوگرام میانگین سطح گسلی دارای موقعیت ۶۵/۰۴۰.

۳-۲-۳-۱-۳) ایستگاه ۳:

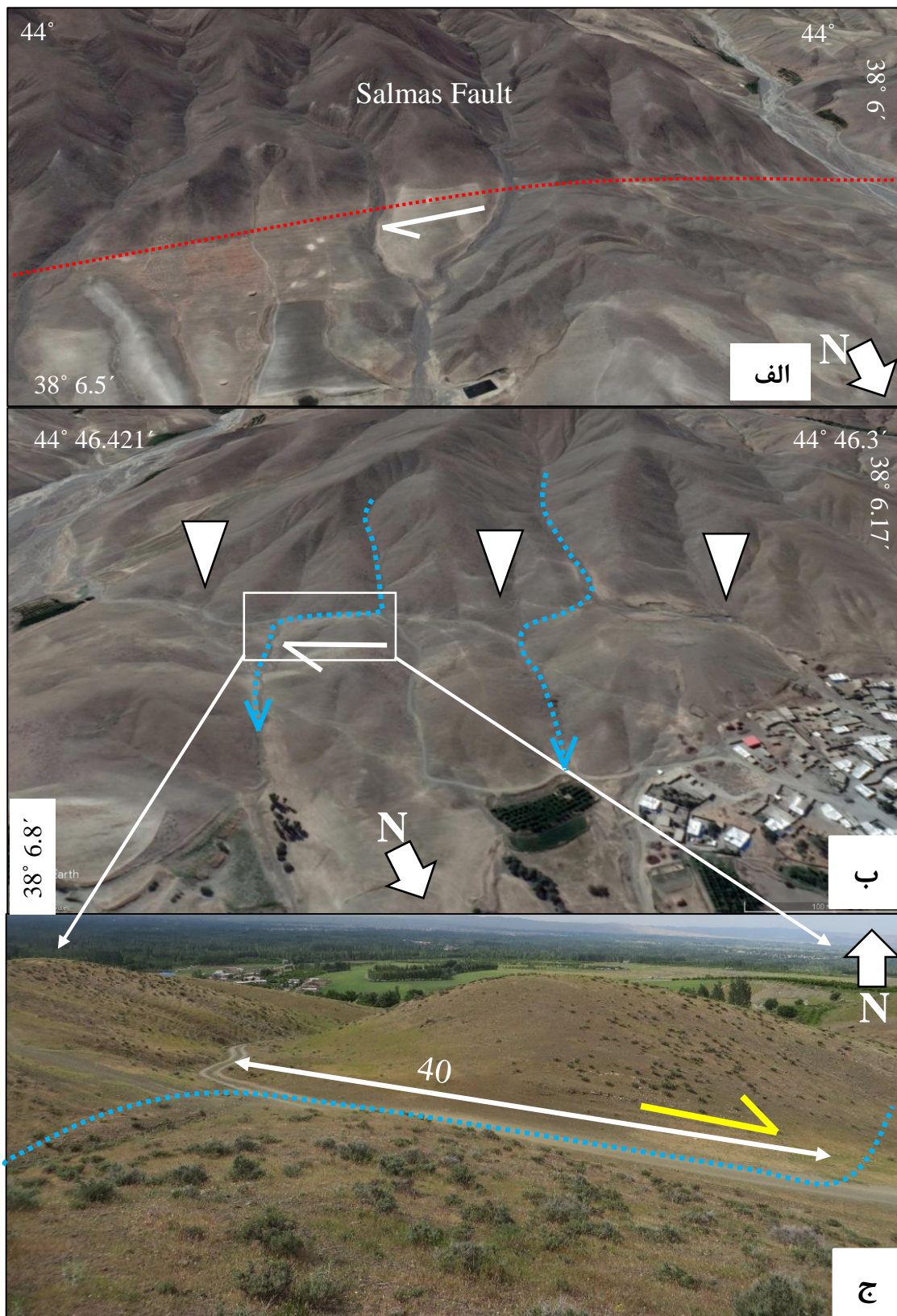
اثر گسل سلماس در این ایستگاه با طول تقریبی ۳/۵ کیلومتر، در خاور روستای اخیان قابل ردیابی است. در برداشت‌های میدانی در ایستگاه سوم لغزش‌های نرمالی در فرادیواره گسل سلماس ایجاد شده اند که به طور آشکار بر روی واحدهای جوان و نهشته‌های کواترنری دشت سلماس اثر گذاشته است. این بخش برای اولین بار شناسایی و در نقشه زمین‌شناسی منطقه نشان داده شده است. همانطور که در تصویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود شیب آبراهه‌ها به پیروی از شیب توپوگرافی منطقه به سمت شمال است. بدیهی است در صورت عدم عملکرد گسل به سمت پایین دست، آبراهه‌ها باید مسیر خود را به صورت مستقیم یا با کمی انحنای به سمت توپوگرافی ادامه دهند. ولی آشکار است که آبراهه‌ها در برخورد با گسل به صورت راست‌بر جابجا شده‌اند. در شکل (۳-۸) اثر گسلس و جابجایی راست بر حاصل از فعالیت گسل سلماس در ایستگاه شماره ۳، با روند N50W به خوبی در تصویر ماهواره‌ای و بازدید صحرائی نشان داده شده است.



شکل ۳-۸) اثر گسل سلماس بر روی واحدهای جوان بر روی تصاویر ماهواره ای Google Earth. الف) گسلش در نهشته‌های کواترنری در خاور روستای اخیان. ب) تصویر صحرایی از اثر گسل سلماس به میزان ۴ متر (دید به شمال).

۳-۲-۱-۴) ایستگاه ۴:

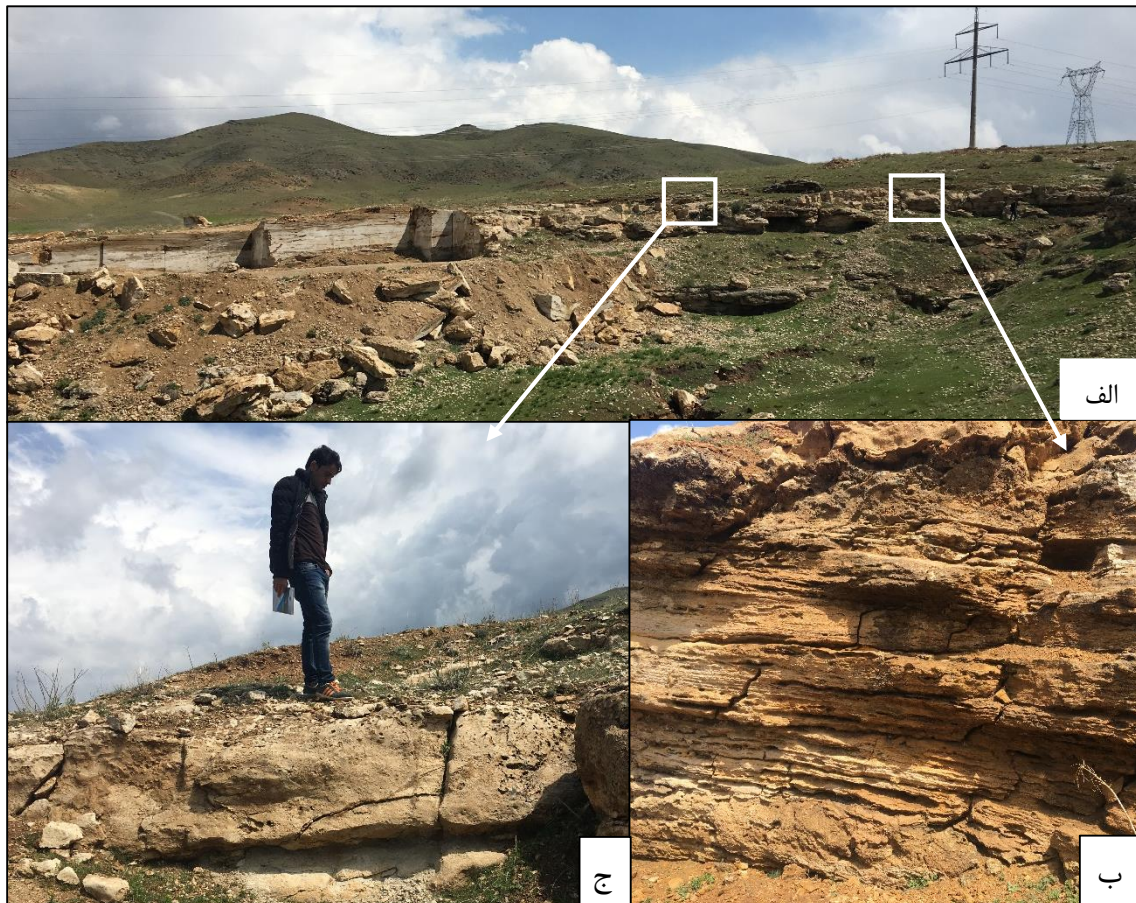
موقعیت این ایستگاه در جنوب روستای زاویه جیک است. گسل سلماس با راستای کلی شمال باختری- جنوب خاوری میتوان دید. خطواره این گسل در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth با روند N50W مشاهده می‌شود (شکل ۳-۹). گسل سلماس در این ایستگاه نیز با اثر بروی نهشته‌های جوان و آبراهه‌ها سبب جابجایی آن‌ها به میزان ۴ متر شده است. این بخش برای اولین بار شناسایی و به نقشه زمین‌شناسی منطقه نشان داده شده است.



شکل ۳-۹) الف) اثر گسل سلماس در تصویر ماهواره‌ای Google Earth. ب) جابجایی راست بر آبراهه توسط گسل سلماس در تصویر ماهواره‌ای Google Earth (جنوب روستای زاویه جیک). ج) تصویر بازدید صحرایی از جابجایی آبراهه به میزان ۴۰ متر.

۳-۲-۵) ایستگاه ۵:

در بخش جنوبی دشت سلماس و در نزدیکی روستای اخیان شاهد رخنمون وسیعی از واحدهای تراورتنی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۰). این واحدها همزمان با فعالیت‌های آتشفشانی، رسوبگذاری واحدهای تراورتنی نیز آغاز شده است. این واحد بر روی سازند روته جای گرفته است (خدابنده و همکاران، ۱۳۸۲).

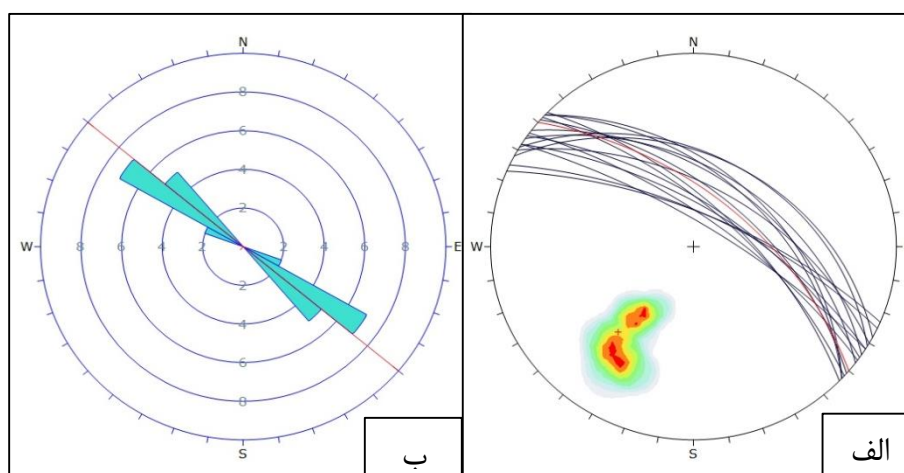


شکل ۳-۱۰) تصاویری از واحدهای تراورتنی در خاور روستای اخیان. الف) نمایی از نهشت واحدهای تراورتنی در سینه کار معدن خاور اخیان (دید به جنوب خاوری). ب) رخنمون شکستگی در واحدهای تراورتنی (دید به جنوب خاوری). ج) عکس از شکستگی در واحد تراورتنی (دید به جنوب خاوری).

در امتداد روند گسل سلماس به سمت معدن تراورتن شکستگی‌هایی مشاهده گردید. این شکستگی‌ها در واحدهای تراورتنی جوان جای گرفته‌اند که مؤید جنبش کواترنری این گسل است (شکل ۳-۱۱). داده‌های برداشت شده از شکستگی‌ها در رخنمون واحدهای تراورتنی معدن خاور روستای اخیان در جدول (۳-۳) درج شده است.

جدول ۳-۳) داده های برداشت شده از شکستگی در واحد تراورتنی در ایستگاه ۵.

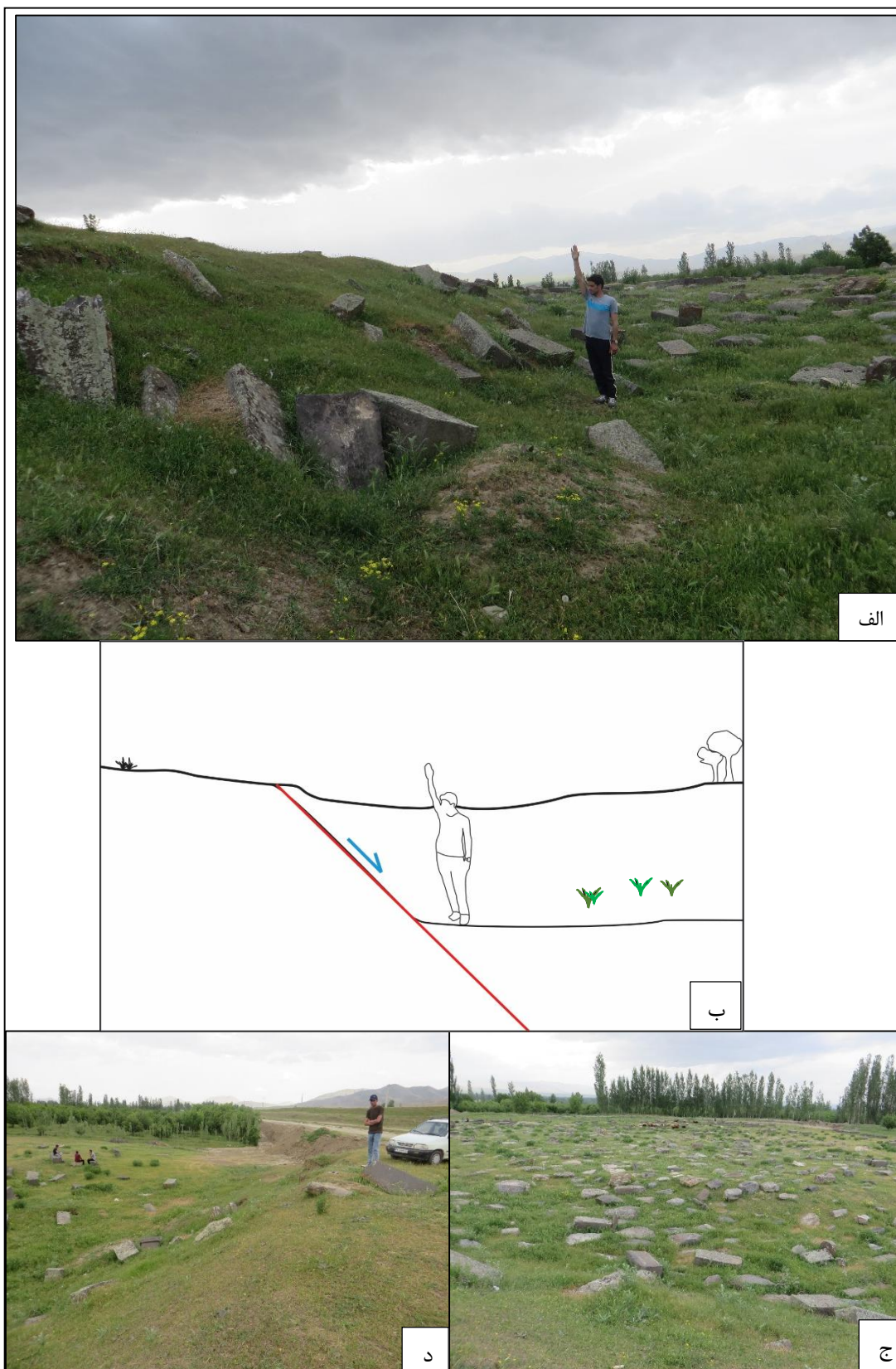
NO.	Dip	Dip D.	NO.	Dip	Dip D.	NO.	Dip	Dip D.
۱	۷۰	۰.۲۵	۶	۵۵	۰.۳۰	۱۱	۴۷	۰.۴۳
۲	۷۲	۰.۳۶	۷	۵۰	۰.۳۷	۱۲	۵۰	۰.۴۳
۳	۶۷	۰.۴۲	۸	۶۵	۰.۳۵	۱۳	۴۷	۰.۳۴
۴	۶۵	۰.۴۴	۹	۵۸	۰.۲۳	۱۴	۴۰	۰.۳۱
۵	۶۷	۰.۳۲	۱۰	۴۷	۰.۴۱	۱۵	۴۰	۰.۲۸



شکل ۳-۱۱) الف) نمودار سیکلوگرافیک شکستگی های اندازه گیری شده به همراه نمودار هم تراز قطب داده ها و گسل سلماس (رنگ قرمز). ب) رز دیاگرام شکستگی های با موقعیت میانگین ۵۷/۰۳۵ و روند گسل سلماس.

۳-۲-۱-۶) ایستگاه ۶:

از مهمترین رخنمون های عملکرد گسل سلماس می توان به سنگ گورهای مشاهده شده در دامنه افراز گسل در گورستان ارامنه ملحم اشاره کرد. افزاز گسلی سلماس با ارتفاع ۴ متر مشاهده شد. با توجه به افراز گسلی ایجاد شده، بلوک فرادیواره به سمت پایین حرکت کرده و گسلش نرمال ایجاد شده سبب شکل گیری افراز گسلی به ارتفاع ۴ متر با روند کلی N70W شده است. تصویر میدانی از رخنمون این افراز گسلی در شکل (۳-۱۲) نشان داده شده است.



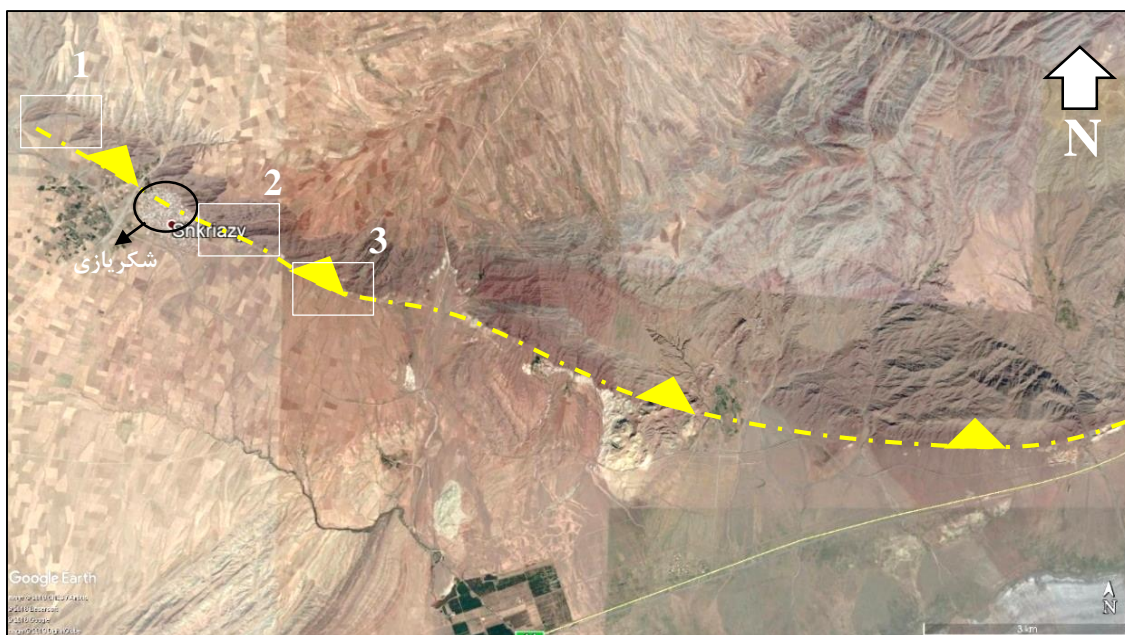
شکل ۳-۱۲) رخنمون افراز گسلی سلماس در گورستان آرامنه ملحم. الف) افراز گسلی به ارتفاع ۴ متر (دید به سمت جنوب باختری). ب) نمای گویا شده از تصویر. ج) بهم ریختگی سنگ‌گورهای قبرستان (دید عکس به سمت باختر). د) افراز گسلی دید به سمت جنوب خاوری.

۳-۲-۲) گسل شکاریازی

گسل شکاریازی که از روستایی به همین نام می‌گذرد، گسلی است با روند خطی شمال باختر - جنوب خاور که در پایانه خاوری خود به گسل تسوج می‌پیوندد. این گسل در حقیقت ادامه گسل شمال تبریز است که با روند شمال باختری- جنوب خاوری، از ۱۶ کیلومتری شمال خاوری شهرستان سلماس و از شمال روستای مافی کندی گذر می‌کند. اثرات این گسل در حد فاصل دو روستای شکاریازی و مافی کندی به خوبی نمایان است، ولی به سوی باختر پس از گردنه قره‌تپه (جاده سلماس - خوی) به سوی شمال خاور به خوبی نمایان نیست ولی در دنباله به سوی خاور به گسل تسوج می‌پیوندد. گروهی بر این باورند این گسل از زنگان آغاز شده و پس از گذر از میانه-تبریز-سلماس تا قفقاز دنباله می‌یابد. تشکیل دریاچه تکتونیک ارومیه را به این گسل مرتبط می‌دانند (صفری، ۱۳۹۳).

همچنین زلزله تاریخی ویرانگر ژوئن ۱۸۳۷ میلادی شهرستان تبریز را به این گسل ربط می‌دهند (Ambraseys and Melville, 1983). این گسل برش تیزی را در سطح زمین به وجود آورده و در شکاریازی سبب همبری کوه و دشت شده است.

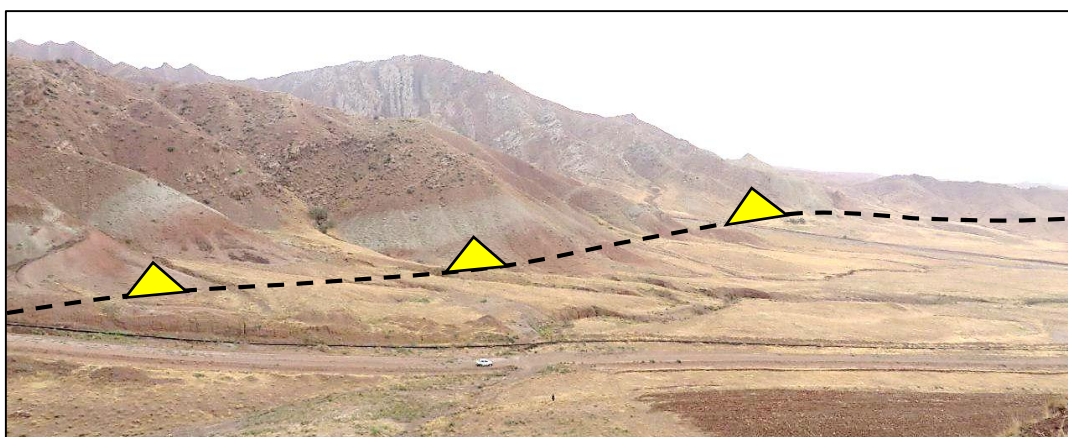
حرکت عمودی در امتداد گسل شکاریازی (N50W) در شمال خاور شهر سلماس باعث ایجاد افراز گسلی مرتفعی شده است. این افراز را می‌توان بر روی تصویر ماهواره‌ای به خوبی مشاهده کرد. هندسه و سازوکار گسل شکاریازی در سه ایستگاه مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت که در تصویر ماهواره‌ای Google Earth (شکل ۳-۱۳) نشان داده شده است.



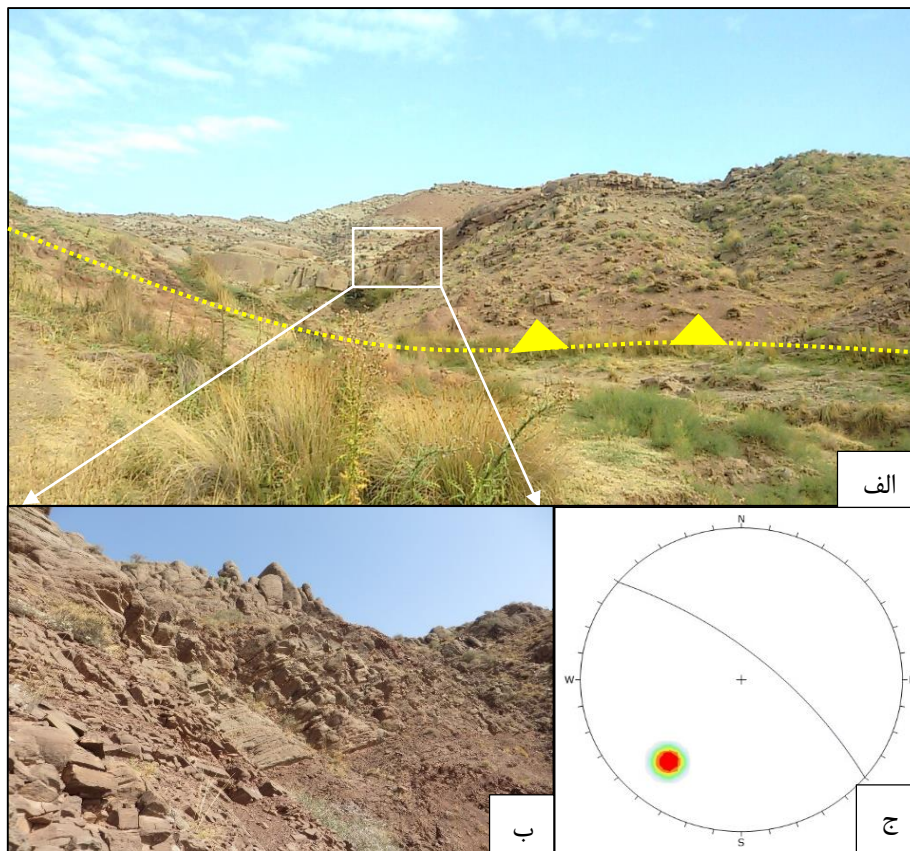
شکل ۳-۱۳) اثر گسل شکریازی در تصویر ماهواره‌ای Google Earth. موقعیت ایستگاه برداشت داده در تصویر مشخص شده است.

در ایستگاه‌های برداشت داده، فرودپیواره این گسل واحدهای جوان و کواترنری و در فرادپیواره سازند قم (میوسن) رخنمون دارند. با توجه به شواهد چینه‌شناسی (استقرار واحدهای قدیمی در کنار واحدهای جوانتر)، افراز ایجاد شده به علت حرکت شیب لغز معکوس این گسل در لایه‌ها به وجود آمده است.

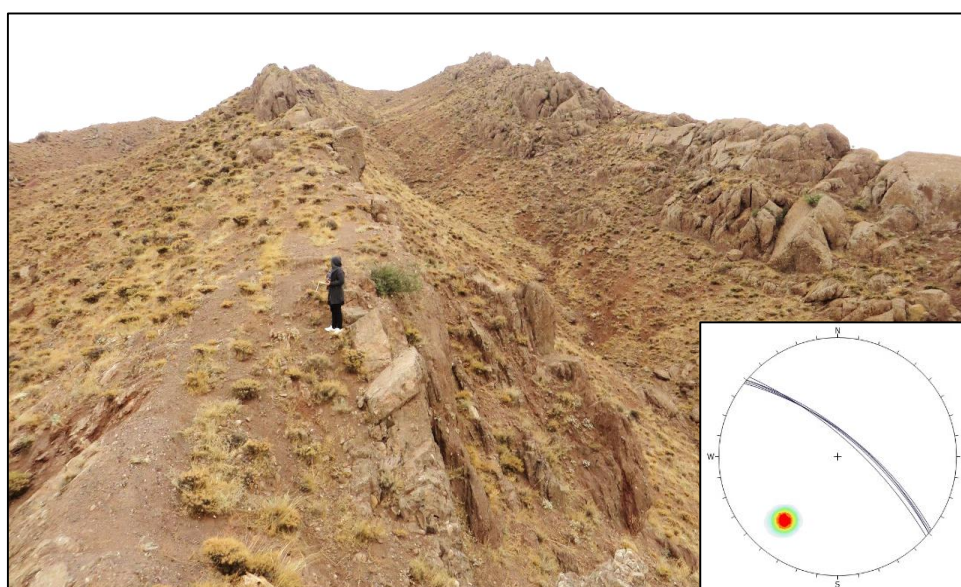
رخنمون گسل شکریازی در ایستگاه ۱ (شکل ۳-۱۴)، ایستگاه ۲ (شکل ۳-۱۵) و ایستگاه ۳ (شکل ۳-۱۶) نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۴) اثر گسل شکریازی در بازدید صحرایی (دید به شمال خاوری).



شکل ۳-۱۵) نمایی از گسل شکریازی در ایستگاه ۲. الف) رخنمون گسل شکریازی در خاور روستای شکریازی (دید به شمال خاوری). ب) نمای نزدیک از خردشدگی سازند قم (فرادیواره گسل) (دید به سمت خاور). ج) استریوگرام گسل شکریازی با موقعیت میانگین ۷۰/۰۴۰.



شکل ۳-۱۶) نمایی از گسل شکریازی در بازدید صحرایی ایستگاه ۳. الف) رخنمون گسل شکریازی در خاور روستای شکریازی (دید به شمال باختری). خردشدگی سازند قم در تصویر به خوبی قابل مشاهده است (سطح لغزش به موازات لایه بندی است). ب) تصویر استریوگرام از گسل شکریازی با موقعیت میانگین ۷۰/۰۴۰.

فصل چهارم

بحث و نتیجه‌گیری

سازوکار نرمال گسل سلماس به طور آشکار بر روی واحدهای کهر در شمال روستای شورگل به خوبی قابل مشاهده است. از دیگر رخنمون‌های عملکرد گسل سلماس می‌توان به سنگ‌گورهای مشاهده شده در دامنه افراز گسل در گورستان ارامنه ملحم اشاره کرد. افراز گسلی سلماس با ارتفاع ۴ متر مشاهده شد. با توجه به افراز گسلی ایجاد شده، بلوک فرادیواره به سمت پایین حرکت کرده و گسلش نرمال ایجاد شده سبب شکل‌گیری افراز گسلی به ارتفاع ۴ متر با روند N70W شده است.

فکر استفاده از واژه تراویتونیک (Travitonics) اولین بار در سال ۱۹۸۴ توسط فولک (Chafetz and Folk, 1984) رسوب‌شناس کربنات پیشنهاد شده است (Hancock et al., 1999). اما مطالعه نهشته‌های تراورتن از جنبه تکتونیکی برای نخستین بار توسط Hancock و همکاران (۱۹۹۹) صورت گرفت. با این حال مطالعه نهشته‌های تراورتن از جنبه تکتونیکی تاکنون محدود به مطالعات Hancock و Altunel (۱۹۹۶) و Hancock و همکاران (۱۹۹۹) 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).

ارتباط بین نهشته‌های تراورتن و گسل‌های فعال و سایر سیستم‌های گسیختگی کاملاً به اثبات رسیده است، به طوری که (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.

با توجه به شواهد چینه‌شناسی در منطقه، سن تراورتن‌های موجود در امتداد گسل سلماس مربوط به کواترنری است. این نهشته‌ها بر روی واحدهای سازند روته قرار گرفته‌اند. واضح است که گسل سلماس یک گسل فعال است به دلیل اینکه رسوبات تراورتن مربوط به کواترنر را گسلیده است. این شواهد را به

خوبی می‌توان در خاور روستای اخیان مشاهده نمود. ضمن اینکه هیچ چشمه تراورتنی در طول گسل سلماس مشاهده نشد.

مطالعات انجام یافته توسط محققین مختلف نشان می‌دهد که بیشتر شکاف- پشته‌ها در امتداد شکستگی‌های بزرگ پوسته‌ای مرتبط با مناطق کششی گسل‌های نرمال و یا محل پله‌شدگی گسل‌های امتدادلغز یا مورب لغز شکل گرفته‌اند (Hancock et al., 1999, Atabey 2002, Altunel 2005). زیرا در این مناطق سیالات فشار بالای هیدروترمال می‌توانند به سمت بالا صعود کنند. در این منطقه ارتباط بین نهشته‌های تراورتن و گسلش را می‌توان در جنوب دشت سلماس مشاهده نمود.

شواهد مورفوتکتونیک و رخنمون نهشته‌های تراورتنی در امتداد گسل سلماس، در طی ۶ ایستگاه مورد بررسی قرار گرفت. گسل سلماس یک گسل نرمال با مؤلفه امتدادلغز راست‌بر است. با توجه به داده‌های برداشت شده از بازدیدهای صحرایی و شواهد نوزمین ساختی در منطقه را می‌توان به فعالیت‌های جوان گسل سلماس مرتبط دانست. در این بخش شواهد مورفوتکتونیک از جمله انحراف آبراهه‌ها در طول این گسل، مؤید حرکات جوان از نوع امتدادلغز راستگرد بر روی آن است. این جابجایی‌ها را به خوبی می‌توان در خاور روستای اخیان و جنوب روستای زاویه جیک مشاهده نمود. این جابجایی‌ها برای اولین بار شناسایی و به نقشه زمین‌شناسی منطقه اضافه شده است (ایستگاه ۳ و ۴).

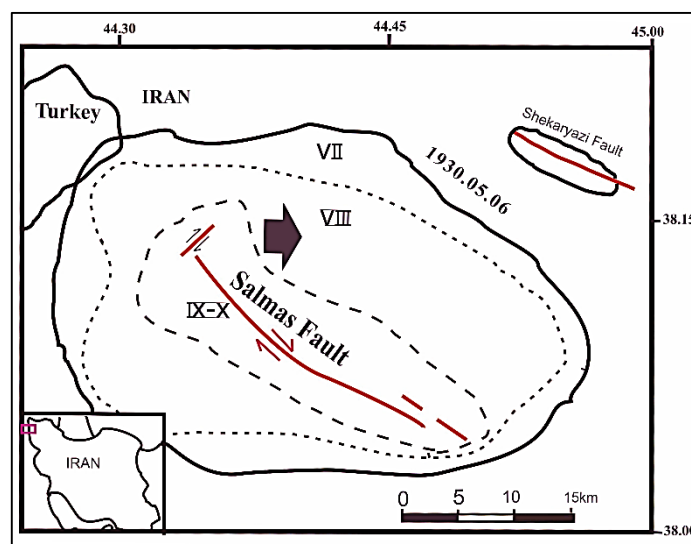
گسل شکریازی گسلی است با روند شمال باختر - جنوب خاور که در پایانه خاوری خود به گسل تسوج می‌پیوندد. اثر این گسلش را می‌توان در برداشت‌های صحرایی و تصویر ماهواره‌ای به خوبی مشاهده کرد. این گسل جزء یکی از گسل‌های لرزه‌زا در شمال خاور سلماس است.

واژه همدرد بودن از ارتباط متقابل بین دو عامل یا پدیده حاصل می‌گردد. در ارتباط با گسلش یک منطقه می‌توان این امر را به صورت ارتباط عملکرد بررسی نمود، به گونه‌ای که جنبش یکی از آن‌ها موجبات جنبش گسل بعدی می‌شود.

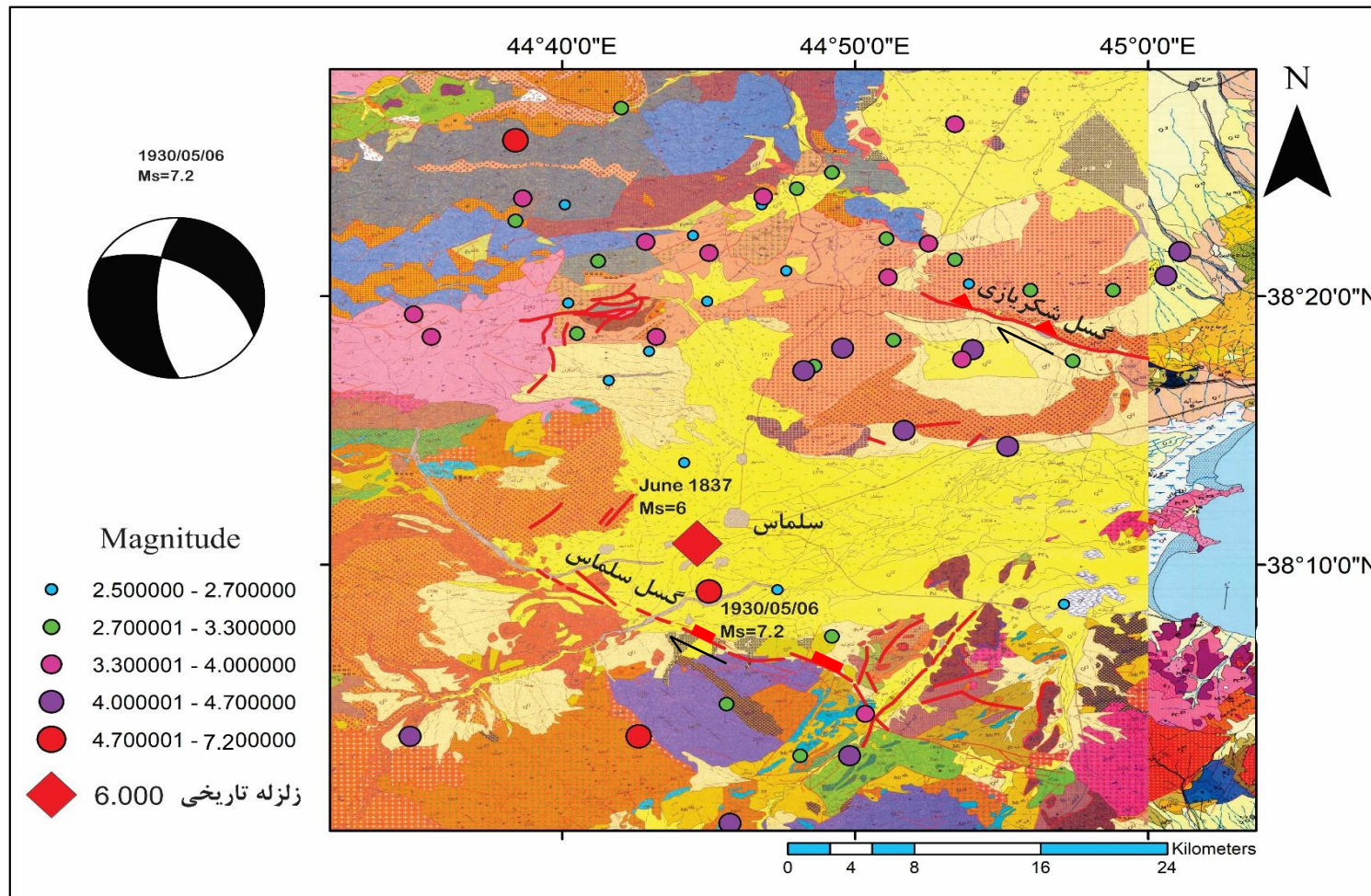
کارکرد توأم گسل سلماس و گسل شکاریازی سبب تشکیل یک حوضه بسته در جنوب باختری شکاریازی شده که با نهشته‌های آبرفتی کواترنر انباشته شده است. سازوکار گسل شکاریازی راستالغز راستگرد با مؤلفه شیب‌لغز معکوس است که شیپی به سمت شمال خاور دارد. فعالیت مجدد گسل شکاریازی در طی زمین‌لرزه ۱۹۳۰ سلماس با بزرگی ۷/۲ رخ داده است.

گسل سلماس با مکانسیم نرمال و جابجایی راست‌بر در سطح همراه بوده است. بعد از گذشت ۴۱ ساعت از وقوع این زمین‌لرزه، سیستم استرس محلی باعث ایجاد زمین‌لرزه‌ای دیگر با بزرگی ۶/۲ در طول گسل معکوس شکاریازی در ۳۰ کیلومتری شمال خاوری گسل سلماس رخ داده است. با توجه به ارتباط زمانی و مکانی بین زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته بر روی گسل‌های سلماس و گسل شکاریازی، عملکرد این دو گسل به صورت همدرد می‌باشد (شکل ۴-۱).

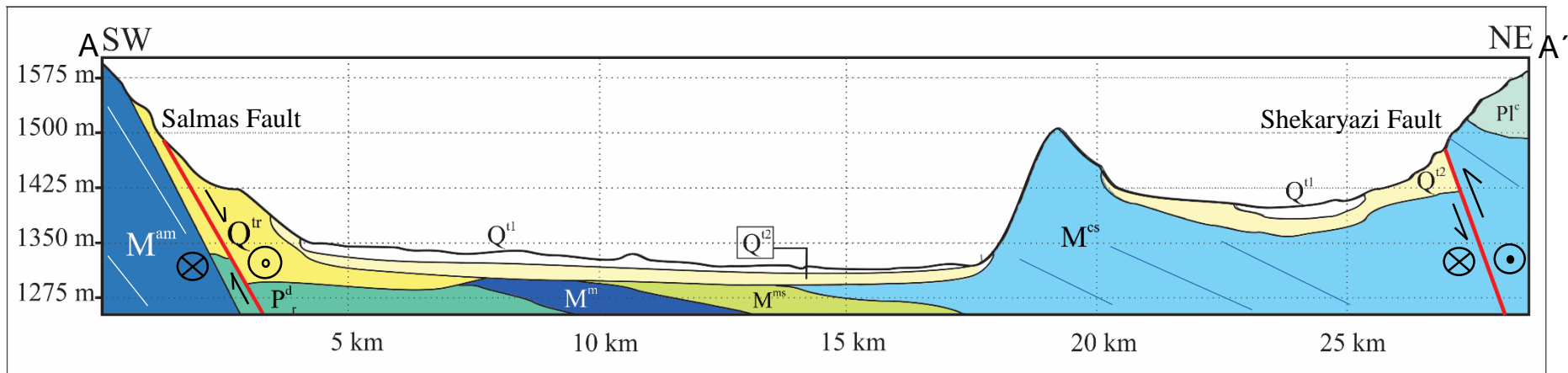
با توجه به فرار گرفتن رومرکز چندین زمین‌لرزه تاریخی و سده بیستم (پیوست) بر روی این گسل‌ها، می‌توان آن‌ها را گسل‌های جنب‌ای و لرزه‌خیز دانست (شکل ۴-۲). اثر گسل شکاریازی و سلماس را به خوبی می‌توان در برش ساختاری منطقه (شکل ۴-۳) مشاهده نمود.



شکل ۴-۱) گستره منطقه‌ای زمین‌لرزه سلماس و فعالیت مجدد گسل شکاریازی (Berberian, 1981).



شکل ۴-۲) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس به همراه زلزله‌های سده بیستم (۱۹۰۰-۲۰۱۹) و زلزله تاریخی ۱۸۳۷ سلماس.



شکل ۴-۲) برش ساختاری A-A'. نسبت ارتفاع به فاصله افقی یک به یک است (مسیر نیمرخ و راهنمای علائم اختصاری در شکل (۲-۹) مشخص شده است).

پیشنهادها:

- ✓ مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی بر روی گسل سلماس و شکریازی
- ✓ تهیه نقشه دقیقی از تراورتن‌ها، توسعه تراورتن‌ها و شناسایی محل چشمه‌هایی که تراورتن‌ها را ساخته‌اند.
- ✓ سن یابی دقیق تراورتن‌ها با هدف تعیین سن تشکیل چشمه‌های تراورتن‌ساز و تعیین ارتباط آن‌ها با جنبش‌های گسلی سلماس

پیوست

پیوست ۱: داده‌های لرزه‌ای منطقه (۱۹۰۰ تا ۲۰۱۹ میلادی).

Date	Time(UTC)	Lat.	Lon.	Depth	Mag.	Reference
1930-05-06	7:03:22 AM	38.15	44.75	33	7.2	BER,M
1930-05-10	2:23:06 PM	38.24	44.92	33	4.7	NAB
1930-05-29	9:43:33 PM	38.06	44.71	33	5.5	NAB
1930-08-03	5:14:59 PM	38.43	44.64	33	5	NAB
1961-04-19	10:05:59 PM	38.3	44.9	20	4.3	MEA
1988-10-16	2:20:06 PM	38.006	44.762	33	4.5	ISC
1992-03-05	11:35:24 PM	38.361	45.018	15	4.4	EHB
1993-03-17	3:30:16 AM	38.25	44.861	26	4.4	ISC
1993-03-30	11:59:15 PM	38.301	44.826	15	4.5	EHB
2002-11-25	10:25:21 PM	38.294	44.894	10	3.6	ISC
2003-02-20	3:16:05 AM	38.346	45.01	65	4.2	ISC
2004-01-24	2:23:06 PM	38.287	44.804	4	4.2	ISC
2007-03-31	4:40:42 AM	38.08	44.76	14	2.8	IIEES
2008-10-03	11:57:58 PM	38.06	44.58	18	4.1	IIEES
2009-09-02	12:41:52 PM	38.45	44.7	14	2.9	IIEES
2009-12-12	12:29:02 PM	38.4	44.8	18	2.8	IIEES
2012-01-16	2:37:05 AM	37.94	44.7	14	3.7	IIEES
2012-05-03	10:07:52 AM	38.38	44.64	14	2.9	IIEES
2013-11-07	6:47:26 AM	38.36	44.75	14	3.6	IIEES
2013-11-09	8:03:18 PM	38.41	44.82	14	2.9	IIEES
2013-11-09	12:00:12 AM	38.44	44.89	14	3.7	IIEES
2014-05-21	9:21:04 PM	38.38	44.64	14	2.9	IIEES
2015-10-19	8:32:28 PM	38.337	44.98	17	3.2	IIEES
2017-11-25	8:30:15 PM	38.308	44.592	14	3.5	IIEES
2018-07-12	11:59:00 AM	38.322	44.582	17	3.8	IIEES
2018-12-22	9:59:33 PM	38.394	44.644	14	3.6	IIEES

منابع

- (۱) اسدپور، م.، ۱۳۹۲، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی مافیک-اولترامافیک منطقه قره‌باغ-قوشچی و سرو واقع در شمال غرب ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۵۱۲ص.
- (۲) افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹، تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضعیت ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی. نشریه انجمن نفت، ۸۲، ۱۹-۲۸.
- (۳) آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۴۰ صفحه.
- (۴) پژوهشگاه بین‌المللی زلزله، www.iiies.ac.ir.
- (۵) خداینده، ع.، سلطانی، غ.، سرتیپی، ع.، ۱۳۸، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- (۶) درویش زاده، ع.، ۱۳۷۱. زمین‌شناسی ایران، تهران. نشر دانش آموز، ۹۶۵ صفحه.
- (۷) شکویی، م.، ۱۳۷۷. طرح شناخت مناطق اکولوژیک کشور، پوشش گیاهی منطقه خوی-سلماس، تهران، مؤسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع.
- (۸) صبورن، قاسمی، م.، اسکندری، م.، نظری، ع.، اویسی، ب.، ۱۳۹۱، "مدلسازی فروگاهی افراز گسله‌ها راهی برای دستیابی به زمان تشکیل آن‌ها مطالعه موردی بر روی افراز زمین‌لرزه سال ۱۳۰۹ خورشیدی سلماس"، سی یکمین گردهمایی علوم زمین.
- (۹) صفری، ر.، س.، ۱۳۹۳، ارزیابی فعالیت های لرزه زمین‌ساختی ونو زمین‌ساختی منطقه سلماس. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه.
- (۱۰) عزیزی، ح.، ۱۳۷۸، بررسی ریز ساختارهای گابروهای میلوئیتی شمال خوی (آذربایجان) و کاربرد آن در پهنه‌های برشی، خلاصه مقالات هیجدهمین گردهمایی علوم زمین دانشگاه تربیت معلم.

(۱۱) مهشادنی، ل.، ۱۳۷۹، بررسی شرایط میلونیتی زایی و کینماتیک دگرریختی نرم شمال باختر

ارومیه (برگه ۵۰۰۰۰:۱ قولنجی)، پایان نامه کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین و سازمان

زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲۴ ص.

(۱۲) نبوی، م.، ۱۳۵۵، دیباچه ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور،

۱۰۹ صفحه.

1. Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geol. Mag.*, 148 (5–6), pp. 692–725.
2. Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
3. Altunel E, Karabacak V (2005) Determination of horizontal extension from fissure-ridge travertines: a case study from the Denizli Basin, southwestern Turkey. *Geodinamica Acta* 18:333–342.
4. Ambraseys, N. N., Melville, C. P., 1982- “A history of Persian earthquakes.” Cambridge University press, Cambridge.
5. Atabey E (2002) The formation of fissure ridge type laminated travertine-tufa deposits microscopical characteristics and diagenesis, Kirs_ehir, central Anatolia. *Bulletin of the mineral research and exploration* 123–124:59–65
6. Braud J, Ricou LE (1971) L'accident du Zagros ou Main Thrust un charriage et un coulissement. *Comptes Rendus Acad Sci* 272:203–206.
7. Berberian, (1976). Contribution to the seismotectonics of Iran (part 2). *Rep Geol Surv Iran*, 39: 516
8. Berberian, (1981). Contribution to the seismotectonics of Iran, Geological survey of Iran, Report 39.
9. Berberian, M., 1997. Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 233–311.

10. Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210–265.
11. Borgi, A., Capezzuoli, E., Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy), *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 98:931-947.
12. Chafetz, H.S., Folk, R.L., 1984. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 289-316.
13. Cisternas, A., Philip, H. (1997). Seismotectonics of the Mediterranean region and the Caucasus. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, In: D. Giardini and S. Balassanian (eds.), NATO Asi Series, 2. Environment, 28, Kluwer Academic Publishers, the Netherlands 39-77.
14. Copley, A and Jackson, J. 2006, Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau, Vol.25, TC6006.
15. Didon, J., Gemain, Y. M. (1976). Le Sabalan, volcan Plio- quaternaire de l'Azarbyjan oriental, Iran, These de 3 eme cycle, univ. Geroble, 304p
16. Dobbals, M., 1998, Slickenside kinematic indicators, *Tectonophysics*, V.295, 187-197.
17. Eftekharnjad, J. (1981): Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. - *J. Iranian Petrol. Soc.* 82: 19–28.
18. Farhoudi, G., 1978, "A Comparison of Zagros Geology to Island Arcs", *Journal of Geology*, Volume 86, Pages 325-334.
19. Ford, T.D. and Pedley, H.M. (1996) A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth Sci. Rev.*, 41, 117– 175.
20. Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *J. Asian Earth Sci.* 26, 683-693.
21. Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E., Çakir, Z. (1999). Travertines: using travertines in active fault studies. *Journal of Structural Geology* 21, 903-916.
22. Haynes, S.J. and Mcquillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 739-744.

23. Jackson, J. (1992). Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus. *J. Geophys. Res* 97 (12): 471–12479.
24. Khalatbari, j., ghorbanshiroudi, s., & firouzbakhsh, m.) 2013 .(Correlation of job stress, job satisfaction, jobmotivation and burnout and feeling stress. *Procediasocial and behavioral sciences*, 84, 860-863.
25. Lescuyer, J.L., Riou, R. (1976). *Ge´ologie de la re´gion de Mianeh (Azerbaijan): Contribution a l’e´tude du volcanisme Tertiaire de l’Iran.* [The`se]: France, Univ. Gre´noble, 232 pp.
26. Masson, F., Ch´ery , J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli F., and Ghafory-Ashtiani, M., 2005. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophys. J. Int*, 160, 217–226.
27. McCall, G.J.H., Kidd, R.G.W., 1981. The Makran, southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present. In: Legget, J. (Ed.). *Trench-fore arc geology*, 10. Geological Society Special Publication (London): 387-397.
28. McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *J. Asian Earth Sci.* 15, 517–531
29. Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 397-412.
30. Pentecost, A. 2003. Cyanobacteria associated with hot spring travertines. *Can J. Earth Sci.* 40, 1447-1457.
31. Philip, H., Cisternas, A., Gvishkiani, A., Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 161, 1 – 21.
32. Safaei H (2009), Study of seismicity and risk of earthquakes of Kashan city, project number 103/9/4226, Isfahan University Research Council, 230 p.
33. Sanders, J.E. and Friedman, G.M., 1967. Origin and occurrence of limestones. In: G.V. Chilingar, H.J. Bissell and R.W. Fairbridge (Editors), *Carbonate Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 169--265.

34. Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p.1229–1258.
35. Stocklin, J. (1974). Possible ancient continental margin in Iran. In: Springer, Berlin: 873–887.
36. Talebian, M. and Jackson, J. (2002) Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and Implication for the Late Cenozoic Tectonics of the Arabia-Eurasia Collision Zone. *Geophysical Journal International*, 150, 422-439.
37. Tchalenko, J. S. and Berberian, 1974, The Salmas (Iran) earthquake of May 6th, 1930-25.

Abstract

The Salmas fault and its surroundings is part of the Sanadaj-Sirjan zone northwest of IRAN. Stratigraphic studies in this area illustrate the existence of Kahar, Roteh and Qom formations with NW-SE trend. Travertine and quaternary sediments are the youngest rock units in the studied area. Evidence of normal movement of the Salmas fault was observed in the North of Shurgol village with displacement in the Kahar Formation and also creating a fault scarp with N70W trend in Molham village. The morphologic evidences such as displacement of the rivers by the Salmas fault, and also the fractures created by the fault in the travertine sediments indicate a young displacement in Neotectonic-Quaternary time. These evidences confirm a normal with right lateral strike-slip component mechanism for Salmas fault. Moreover, the May 7, 1930 was associated with the movement of this fault, indicates that the fault is an earthquake fault.

The Shekaryazi fault which can be traced at 16 km NE of Salmas fault (with NW – SE trend) is a reverse fault with the same mechanism and structural domain. Salmas city and its suburbs have been exposed in the movements of both faults. May 7, 1930 earthquake in Salmas (due to Salmas fault movement) and May 9, 1930 earthquake in Shekaryazi (due to Shekaryazi fault movement) show that these faults are sympathetic and the movement of one of them can cause the movement of the other one.

Keywords: Salmas fault, Shekaryazi fault, travertine, sympathetic fault.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Tectonic

Geometric and kinematic Analysis of Salmas Fault

By:

Peyman Jafarzadeh

Supervisor

Dr. Parviz Omid

Advisor

Dr. Azizolah Taheri

February 2020