



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۳۹۸، سال سوم، شماره ۱۲

## تحلیل هندسی و جنبشی گسل باختر تالش، شمال باختر ایران

فاطمه مصباحی<sup>۱\*</sup>، رضا نورعلی زاده آقبلاغ<sup>۲</sup>، محمد فریدی<sup>۳</sup>

۱- استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۳- دکترای تخصصی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مرکز تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۳/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۸/۰۵



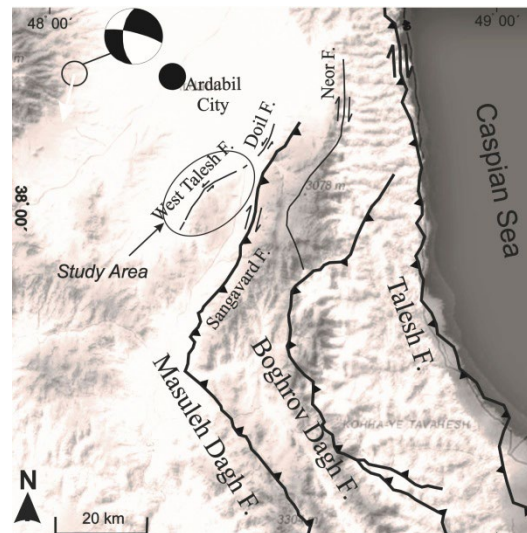
### چکیده

گسل باختر تالش با روند عمومی شمال خاور- جنوب باختر در پهنه ساختاری البرز باختری- آذربایجان، در شمال باختر ایران و در جنوب شهر اردبیل واقع شده است. این گسل مرز بین ارتفاعات (جنوب شهر اردبیل) شامل بخش های آتشفشانی آندزیتی و بازالتی ائوسن در بلوک جنوب خاوری و دشت متشکل از رسوبات آواری پلیوسن پسین- کواترنری در بلوک شمال باختری است. شکستگی های پر شیب (شیب بین ۶۰ تا ۸۰ درجه) و گسل های عادی همزمان با رسوبگذاری در بخش های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن در ارتباط با تاثیر فاز کششی ائوسن در پهنه گسلی باختر تالش است. تاقدیس فرادیواره ملایم با تمایل سطح محوری به سمت شمال باختر در واحدهای سنگی ائوسن مربوط به فعالیت گسلی معکوس با شیب به سمت جنوب خاور می باشد که در حال حاضر با نهشته های آواری اواخر پلیوسن- کواترنری پوشیده شده است. شکستگی ها و گسل های قائم برداشت شده در مسیر گسل باختر تالش در ارتباط با حرکات چپگردی فعال در پهنه دگرشکلی گسل باختر تالش هستند بطوریکه باعث جابجایی چپگرد آبراهه ها نیز شده اند.

**کلید واژه ها:** تحلیل هندسی و جنبشی، گسل باختر تالش، تاقدیس، گسل عادی، گسل چپگرد.

## ۱- مقدمه

گسل باختر تالش باروند شمال خاور-جنوب باختر، تقریباً در قسمت شمال باختری رشته کوه تالش، در ۱۸ کیلومتری جنوب شهر اردبیل واقع شده است (شکل ۱). شمال باختر ایران، ناحیه‌ای با دگرشکلی و فعالیت لرزه‌ای شدید است که در بین دو کمربند راندگی قفقاز در شمال و زاگرس در جنوب قرار گرفته است (Jackson, 1992; Vernant et al., 2004; Reilinger et al., 2006).



شکل ۱. نقشه ساختاری نشان‌دهنده گسل باختر تالش (منطقه مورد مطالعه) و گسل‌های مهم پیرامون آن (بعد از: Azad et al., 2011; Aziz Zanjani et al., 2013; Javadi, 2013; Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018). ساز و کار کانونی زلزله مربوط به زلزله تاریخ ۱۹۹۷/۰۲/۲۷ میلادی است (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲).

اولین بار در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل به وجود گسل باختر تالش اشاره شده است، بطوریکه قرارگیری گدازه‌های مگاپورفیری ائوسن در یک خط مستقیم و تغییر شیب ناگهانی آنها، وجود یک زون آلتزه و خرد شده در مسیر گسل و بالاخره افت ناگهانی ارتفاع از علائم وجود این گسل است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶).

این گسل از نظر زمین‌شناسی در بخش باختری رشته کوه‌های البرز واقع شده است و جزئی از واحد زمین‌ساختی البرز باختری-آذربایجان است (باباخانی و رحیم‌زاده، ۱۳۶۷). در مطالعه‌ای که توسط Ehteshami-Moinabadi (۲۰۱۶) در مورد گسل‌های عرضی پی‌سنگی در البرز باختری انجام شده، گسل باختر تالش به عنوان یکی از خطواره‌های گسلی در البرز باختری در نظر گرفته شده است (Ehteshami-Moinabadi, 2016).

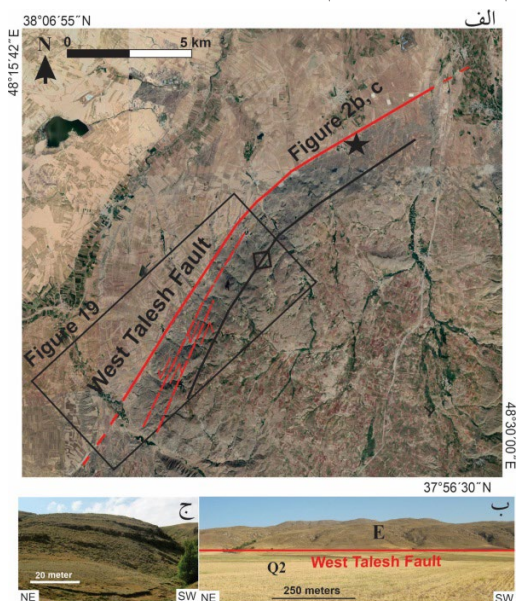
در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل گسل باختر تالش با شیب به سمت جنوب خاور و با حرکت احتمالی معکوس در نظر گرفته شده

است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گسل‌های ایران، گسل باختر تالش به عنوان یک گسل امتدادلغز چپ‌گرد معرفی شده است (Javadi, 2013). در مطالعاتی که توسط Mada-nipour et al., 2013, 2017, 2018) در مورد تکامل ساختاری کوه‌های تالش در زمان سنوزوئیک انجام شده است، گسل باختر تالش به عنوان گسلی فرضی و با حرکت معکوس با شیب به سمت جنوب خاور و حرکت امتدادلغز راستگرد در نظر گرفته شده است. (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Mada-nipour et al., 2018)

اطلاعات و دانش دقیق تر ما از ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل باختر تالش به عنوان یکی از ساختارهای مهم شمال باختر ایران به همراه مطالعات پیشین صورت گرفته در کوه‌های تالش و البرز باختری (Madanipour et al., 2013, 2017, 2018) می‌تواند در فهم چگونگی تاریخچه تکتونیکی البرز باختری-آذربایجان بسیار با اهمیت باشد با این وجود تاکنون مطالعه ساختاری دقیقی در مسیر خود این گسل انجام نشده است لذا در تحقیق حاضر براساس اندازه‌گیری‌های صحرایی و تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل، ویژگی‌های هندسی و جنبشی پهنه گسلی باختر تالش مورد مطالعه قرار گرفته است.

## زمین‌شناسی عمومی

از نظر توپوگرافی بلوک جنوب خاوری گسل باختر تالش دارای پستی و بلندی‌های زیاد بوده ولی بلوک شمالی آن با توپوگرافی ملایم به دشت اردبیل ختم می‌گردد (شکل ۲).



شکل ۲. الف) تصویر ماهواره‌ای گسل باختر تالش. ب) گسل باختر تالش در مرز بین ارتفاعات ولکانیکی ائوسن و رسوبات کواترنری. ج) لایه‌بندی در واحدهای ستکی ائوسن.

از نظر ساختاری گسل‌های مهمی که در اطراف گسل باختر تالش قرار گرفته‌اند عبارتند از: گسل تالش، گسل بوغروداغ و گسل ماسوله‌داغ. موقعیت این گسل‌ها نسبت به گسل باختر تالش در شکل (۱) نشان داده شده است.

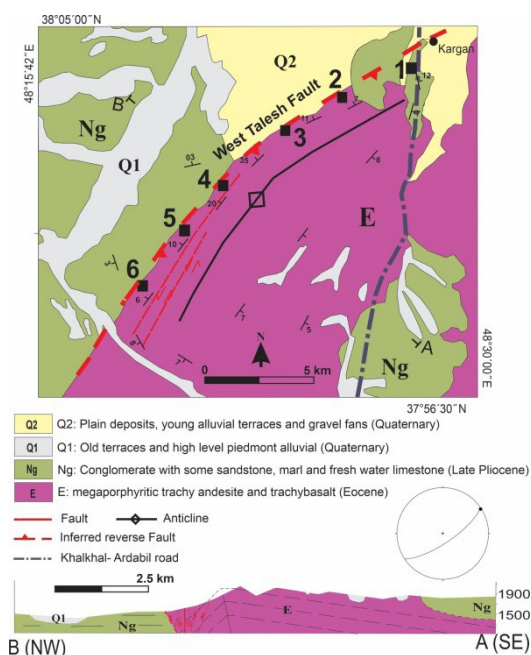
گسل تالش یا همان گسل آستارا با راستای شمالی-جنوبی و شیب کم به سمت باختر در باختر شهر آستارا واقع شده است (Ber-berian, 1983). گسل تالش حرکت امتدادلغز راستگرد به همراه مولفه معکوس دارد بطوریکه باعث رانده شدن واحدهای کربناتی-آذر آواری کرتاسه بر روی واحدهای کواترنری به سمت شمال‌خاور شده است (Madanipour et al., 2018). گسل تالش به عنوان یک گسل پی‌سنگی با فعالیت لرزه‌ای محسوب می‌شود که زلزله‌های سده گذشته و دگرشکلی رسوبات جوان در باختر خزر جنوبی به این گسل نسبت داده شده است (Berberian, 1976; Ambraseys and Melville, 1982; Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003; Brunet et al., 2003; Nazari and Shahidi, 2011). موجود در توالی رسوبی چندین زلزله ۶/۲ تا ۷/۲ ریشتری در ۳ هزار سال پیش در مسیر این گسل اتفاق افتاده است (Barzegari et al., 2017). با استفاده از داده‌های سیستم موقعیت یاب جهانی نرخ لغزش کوتاه مدت افقی و قائم در گسل آستارا به ترتیب  $0.3 \pm 0.1/23$  و  $0.5 \pm 0.2/5$  میلیمتر در سال می‌باشد (Barzegari et al., 2016).

گسل بوغروداغ و گسل ماسوله‌داغ از گسل‌های اصلی کوه‌های تالش هستند که بخش‌های قبل از سنوزوئیک را بر روی توالی رسوبی نوژن متشکل از حوضه‌های بین کوهی شاهرود و قول اوزن رانده است (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2018). روند گسل بوغروداغ و گسل ماسوله‌داغ در بخش‌های جنوبی کوه‌های تالش، شمال باختری-جنوب خاوری است که با حرکت به سمت شمال و در نالش مرکزی به روند تقریباً شمالی-جنوبی عوض می‌شود (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018). گسل‌های بوغروداغ و ماسوله‌داغ حرکت معکوس به همراه مولفه امتدادلغزی راستگرد دارند (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018).

در نقشه گسل‌های فعال ایران ادامه گسل ماسوله‌داغ در بخش‌های مرکزی کوه‌های تالش به عنوان گسل سنگاورد نامیده شده است که باروند شمال‌خاور-جنوب باختر در جنوب خاور گسل باختر تالش قرار گرفته و از جمله گسل‌های فعال و لرزه‌زا است (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲). در نقشه گسل‌های ایران (Javadi, 2013)، نیز این گسل به اسم گسل سنگاورد و با حرکت امتدادلغز چپگرد

براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶) گسل باختر تالش با روند شمال‌خاور-جنوب باختر بخش‌های آتشفشانی ائوسن در بلوک جنوب‌خاوری را در کنار واحدهای آواری پلیوسن پسین در بلوک شمال‌باختری قرار داده است (شکل ۳).

بخش‌های آتشفشانی تراکی آندزیتی و تراکی بازالتی مربوط به ائوسن گسترش زیادی در بلوک جنوب‌خاوری گسل باختر تالش دارند (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). این گدازه‌ها ماهیت ژئوشیمیایی آلکالن دارند که در نتیجه فاز انبساطی جنبش‌های لارامین تشکیل شده و توسط دایک‌هایی قطع شده‌اند (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). طبق شواهد حاصل از تحقیق حاضر بلوک جنوب‌خاوری گسل باختر تالش متشکل از بخش‌های آتشفشانی توده‌ای نبوده و لایه‌بندی‌های ضخیمی از تناوب بخش‌های آتشفشانی و آذر آواری می‌باشد. موقعیت لایه‌بندی‌های برداشت شده در شکل ۳ در نقشه زمین‌شناسی نشان داده شده است. شکل ۲ ج عکسی از لایه‌بندی موجود در بخش‌های ائوسن را در بلوک جنوب‌باختری نشان می‌دهد. بلوک شمال‌باختری گسل باختر تالش را کنگلومرا همراه با لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، مارن و آهک آب شیرین به سن پلیوسن با شیب ملایم ۳۰-۰ درجه به سمت شمال باختر دربر گرفته است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). براساس لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده در تحقیق حاضر در نزدیکی گسل باختر تالش لایه‌های پلیوسن تقریباً افقی (با شیب حدود ۳ درجه) هستند (شکل ۳).



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه مورد مطالعه (بعد از خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). استریونت مربوط به تصویر استریوگرافی سطح محوری و محور تاقدیس می‌باشد.



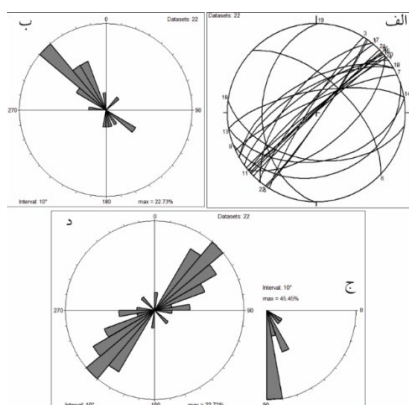
نشان داده شده است.

سمت شمال باختر و محور افقی است (شکل ۲ و ۳). همانطور که در مقطع زمین شناسی شکل ۳ مشخص است یال جنوب خاوری این تاقدیس شیب بسیار ملایمی به سمت جنوب خاور دارد در حالیکه یال شمال باختری شیب تندتری به سمت شمال باختر نشان می دهد. شدت چین خوردگی تاقدیس از مرکز (محل مقطع زمین شناسی AB) به سمت شمال خاور و جنوب باختر کاهش می یابد.

سایر ساختارهای اندازه گیری شده در سنگ های آندزیتی و بازالتی ائوسن بازالتی ائوسن در مسیر گسل باختر تالش شامل شکستگی ها و گسل ها هستند که در قالب ۶ ایستگاه در ادامه متن توضیح داده شده اند. برای موقعیت ایستگاه ها به شکل ۳ مراجعه شود. در تمامی ایستگاه ها تصاویر استریوگرافی، نمودار گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی برداشتی نشان داده شده است.

#### ۴-۱. ایستگاه (۱)

برداشت های ایستگاه (۱) در محل معدن ماسه و در ترانشه های ماسه سنگی واحد Ng به سن پلیوسن پسین انجام شده است. در این ایستگاه آثار وجود گسلش بصورت شکستگی ها و گسل های تقریباً قائم با روند غالب شمال خاور- جنوب باختر (۰۴۰ تا ۰۵۰ درجه) می باشد (شکل ۴ الف تا د) همانطور که در شکل (۴ ب) دیده می شود جهت شیب غالب به سمت شمال باختر بوده و اکثر شکستگی ها شیب ۹۰-۸۰ درجه دارند (شکل ۴ ج). در شکل (۴ د) پهنه گسلی قائم با شکستگی ها و گسل های با روند شمال خاور- جنوب باختر و با شیب تقریباً قائم باعث خردشدگی و جابجایی لایه بندی شده است. در همین شکل در قسمت بالای تصویر، مرز بین رسوبات کواترنری با پلیوسن زیرین به صورت دگرشیبی دیده می شود که خود این مرز نیز توسط گسل های قائم قطع شده است. شکل (۴ د) نشان گر عکسی از زون گسلی قائم با روند شمال خاور- جنوب باختر با گور گسلی در واحدهای رسوبی پلیوسن پسین است.



شکل ۴. الف) تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۱).

گسل هیر، یا همان گسل خاور اردبیل در واقع ادامه همان گسل ماسوله داغ به سمت شمال خاور است که طبق نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا با روند شمال خاور- جنوب باختر مولفه حرکتی چپگرد داشته و باعث پائین افتادن بخش های آتشفشانی آندزیتی ائوسن در بلوک شمال باختری شده است (خدابنده و سلطانی، ۱۳۷۷). گسل دوپل، در ادامه گسل باختر تالش به سمت شمال باختر در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا قرار گرفته است که با راستای شمال خاوری- جنوب باختری حرکت چپگرد برای آن در نظر گرفته شده است (خدابنده و سلطانی، ۱۳۷۷).

گسل نئور، اولین بار توسط Clark et al. (1975, 1977) به عنوان یک خط گسلی در البرز باختری در نظر گرفته شده است (Clark et al., 1975; Clark et al., 1977). گسل نئور روند شمالی- جنوبی دارد (باباخانی و رحیم زاده، ۱۳۶۷). این گسل با شیب به سمت باختر حرکت نرمال به همراه مولفه امتداد لغزی راستگرد دارد و واحدهای آندزیتی به سن ائوسن را دگرشکل کرده است (Madanipour et al., 2018). در نقشه گسل های ایران (Javadi, 2013)، ادامه جنوب باختری این گسل با روند شمال خاور- جنوب باختر به اسم گسل قارپوز لو است.

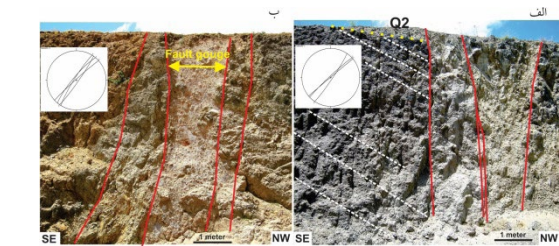
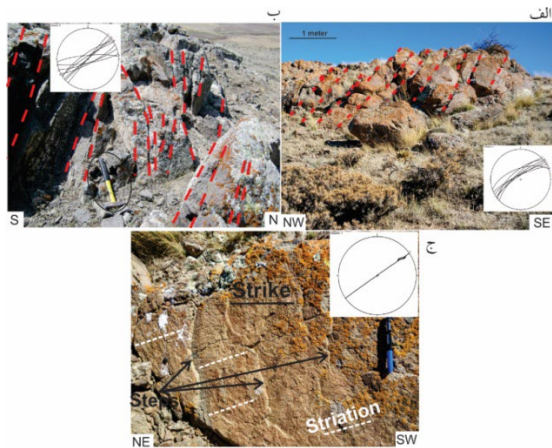
#### ۲- روش کار

در این مطالعه، جهت به دست آوردن اطلاعات پایه و اولیه از منطقه مورد مطالعه، نقشه های توپوگرافی و نقشه های زمین شناسی در مقیاس های ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه، عکسهای هوایی و تصاویر ماهواره ای مرتبط مطالعه گردید.

در مرحله بعدی اندازه گیری های صحرائی ساختارهای مرتبط با پهنه گسل باختر تالش شامل اندازه گیری موقعیت صفحات شکستگی ها و گسل های منطقه (شامل اندازه گیری موقعیت صفحه گسل و خطوط خشل لغزش) در قالب ۶ ایستگاه مطالعاتی انجام گرفت. موقعیت ایستگاه ها در شکل ۳ مشخص است. پس از برداشت های صحرائی اطلاعات بدست آمده مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

#### ۳- ساختارها

براساس مشاهدات صحرائی بلوک جنوب خاوری گسل باختر تالش متشکل از سنگ های آتشفشانی و آذر آوری ائوسن بوده و لایه بندی ضخیم لایه در آنها مشهود است. اندازه گیری های انجام شده از لایه بندی سنگ های ائوسن نشانگر وجود یک تاقدیس ملایم به صورت هم روند با گسل باختر تالش و تمایل سطح محوری به



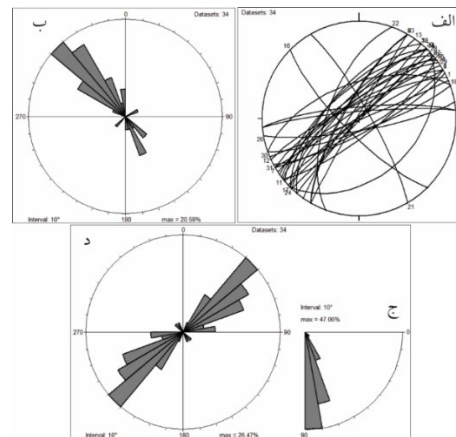
شکل ۵. الف و ب) سطوح گسلی قائم با روند شمال خاور- جنوب باختر در ایستگاه (۱) در واحدهای رسوبی پلیوسن پسین (Ng) تصاویر استریوگرافی سطوح گسلی در داخل شکل نشان داده شده است. خط چین های سفید اثر لایه بندی و خط زرد اثر مرز بین پلیوسن پسین و کوآترنی را نشان می دهد.

شکل ۷. الف) سطوح شکستگی با شیب به سمت شمال باختر (دشت) در ایستگاه (۲). ب) سطوح شکستگی با شیب تند و روند شمال خاور- جنوب باختر در ایستگاه (۲). در هر دو شکل تصاویر استریوگرافی سطوح شکستگی در داخل شکل نشان داده شده است.

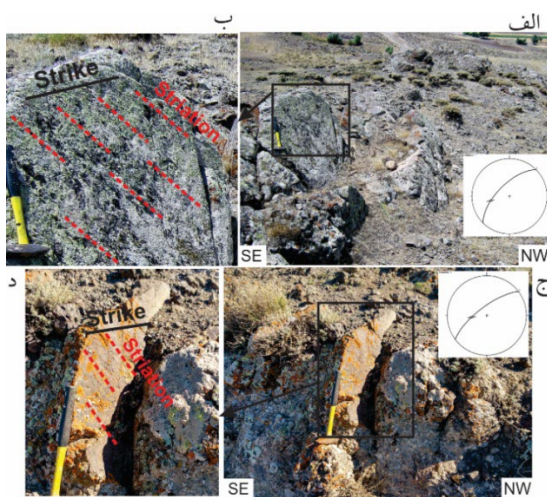
#### ۲-۴. ایستگاه (۲)

در ایستگاه (۲) شکستگی های با شیب تند (بالتر از ۷۰ درجه) و روند غالب شمال خاور- جنوب باختر (۰۴۰ تا ۰۵۰ درجه) برداشت شده اند (شکل ۶ الف تا د). بر اساس شکل (۶ ب) جهت شیب غالب به سمت شمال باختر است.

در شکل (۸ الف و ب) خطوط خش لغزش ضعیفی بر روی دو سطح گسلی با روند شمال خاور- جنوب باختر و با شیب به سمت شمال باختر برداشت شده است. بر اساس زاویه انحراف خطوط خش لغز حرکت گسل ها شیب لغز به همراه مولفه امتدالغزی است. نشان گر جهت حرکت بر روی سطوح گسل وجود ندارد ولی در هر دو مورد بلوک فرادیواره نسبت به فرودیواره ارتفاع پایین تری دارد.



شکل ۶. الف تا د) به ترتیب تصاویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۲).



شکل ۸. الف) سطح گسلی در ایستگاه (۲) با شیب تند به سمت شمال باختر. ب) نمای نزدیک از سطح گسلی (شکل الف). ب) سطح گسلی در ایستگاه (۲) با شیب تند به سمت شمال باختر. ج) نمای نزدیک از سطح گسلی (شکل ب).

#### ۳-۴. ایستگاه (۳)

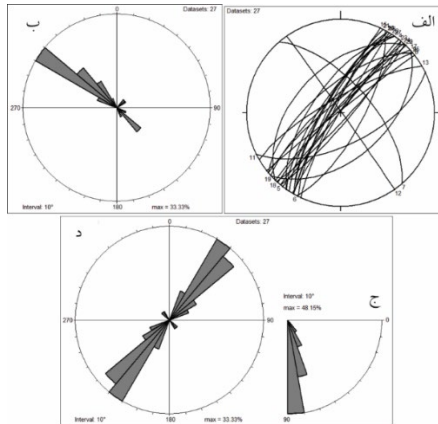
در ایستگاه (۳) نیز همانند ایستگاه (۱) شکستگی ها ساختار غالب قابل شناسایی در بخش های آتشفشانی انوسن هستند. همانطور که در شکل (۹ الف تا د) دیده می شود روند غالب شکستگی ها شمال خاور- جنوب باختر (۰۵۰ تا ۰۶۰ درجه) بوده و اکثر شیب تند (بالتر از ۶۰

در شکل (۷ الف) دسته شکستگی های موازی با روند مشابه گسل شمال باختر تالش و با شیب به سمت شمال باختر (به سمت دشت) دیده می شوند. در شکل (۷ ب) سطوح شکستگی با روند شمال خاور- جنوب باختر شیب بسیار تندی (تقریباً قائم) دارند. شکل (۷ ج) یکی از سطوح گسلی قائم با روند شمال خاور- جنوب باختر را در ایستگاه (۲) نشان می دهد که بر اساس خطوط خش لغزش و پله های روی سطح گسل حرکت غالب امتداد لغز چپگرد دارد.



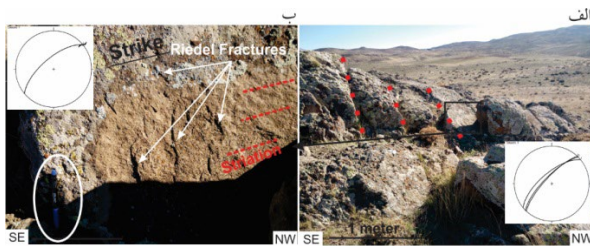
۴-۴. ایستگاه (۴)

در ایستگاه (۴) روند غالب شکستگی‌ها شمال‌خاور-جنوب‌باختر (۰۳۰ تا ۰۴۰ درجه) و شیب غالب به سمت شمال‌باختر است (شکل ۱۱ الف تا د). شیب غالب سطوح شکستگی ۸۰ تا ۹۰ درجه می‌باشد (شکل ۱۱ ج).



شکل ۱۱. الف تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۴).

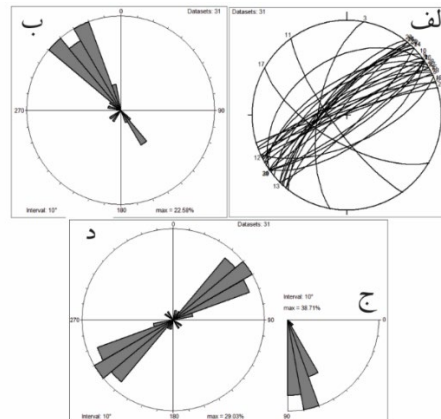
شکل (۱۲ الف) نمونه‌ای از دسته شکستگی‌های با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر و شیب تند را در ایستگاه (۴) نشان می‌دهد. یکی از سطوح شکستگی خش لغزشی امتداد لغزش نشان می‌دهد که با توجه به فلسهای روی سطح (شکستگی‌های ریدل)، حرکت چپگرد دارد (شکل ۱۲ ب). در روی بقیه سطوح شکستگی شکل (۱۲ الف) به دلیلی هوازنگی و فرسایش، خش لغزشی و یا نشان‌گرهای سوی برش دیده نمی‌شود ولی همانطور که در شکل دیده می‌شود بلوک فرادواره سطوح شکستگی نسبت به بلوک فرادواره پایین افتادگی دارند که می‌تواند نشان‌گر وجود مولفه حرکتی عادی باشد.



شکل ۱۲. الف) سطوح گسلی با شیب تند به سمت شمال‌باختر در ایستگاه (۴). ب) نمای نزدیک از یکی از سطوح گسلی شکل الف).

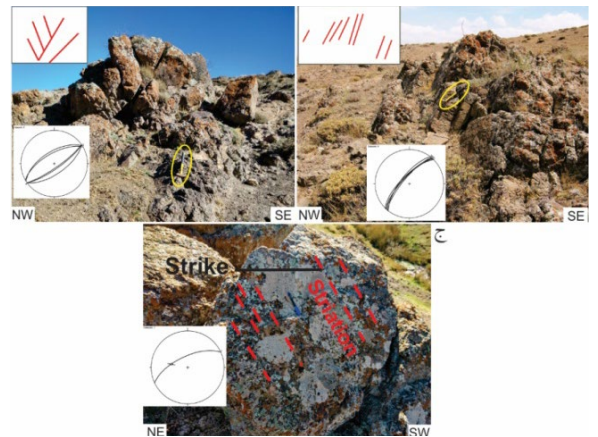
دایک‌های با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر و موازی روند گسل باختر تالش از دیگر ساختارهایی هستند که در ایستگاه (۴) شناسایی و برداشت شده‌اند (شکل ۱۳ الف تا ج).

درجه) به سمت شمال‌باختر دارند.

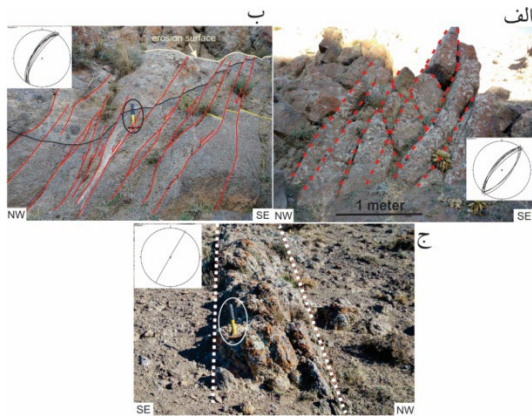


شکل ۹. الف تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۳).

همانطور که در شکل (۱۰ الف) مشاهده می‌شود دسته شکستگی‌های با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر و شیب تند به سمت دشت (شمال‌باختر) دیده می‌شود. سطوح شکستگی شکل (۱۰ الف) بسیار هوازده بودند و شواهد خطوط خش لغزشی و یا جهت حرکت روی آنها مشخص نیست ولی همانطور که در شکل دیده می‌شود فرادواره این سطوح نسبت به فرودواره، پایین تر قرار گرفته است که می‌تواند نشان‌گر وجود حرکات احتمالی عادی در این گسل‌ها باشد. در شکل (۱۰ ب) شکستگی‌های با شیب تند و آرایه متقاطع نسبت به هم دیده می‌شود. این شکستگی‌ها روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر دارند. شکل (۱۰ ج) سطح یکی از شکستگی‌ها را از نزدیک نشان می‌دهد. این سطح بسیار هوازده بوده که تشخیص خطوط خش لغزشی را بسیار مشکل می‌کند با این وجود آثاری از خطوط خش لغزشی با مولفه شیب لغزش غالب روی سطح قابل تشخیص است.



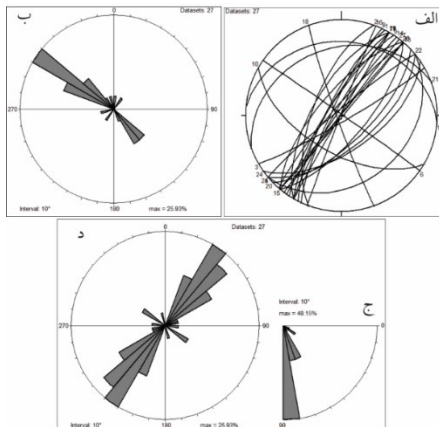
شکل ۱۰. الف) سطوح شکستگی با شیب تند به سمت شمال‌باختر. ب) سطوح شکستگی متقاطع با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر و شیب تند. ج) سطح گسلی با شیب به سمت شمال‌باختر و خطوط خش لغزشی. برداشتها مربوط به ایستگاه (۳) است.



شکل ۱۵. الف) شکستگی‌های متقاطع باروند شمال خاور-جنوب باختر. ب) سطوح گسلی با شیب تند به سمت شمال باختر واحدهای سنگی آتشفشانی ائوسن را به صورت عادی جایجا کرده‌اند. ج) دایک قائم با روند شمال خاور- جنوب باختر در بخش‌های آتشفشانی ائوسن (واحد E) در ایستگاه (۵).

#### ۴-۶. ایستگاه (۶)

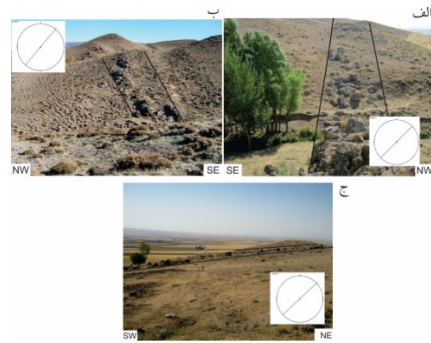
سطوح شکستگی برداشت شده در ایستگاه (۶) روند غالب شمال خاور- جنوب باختر (۳۰ تا ۴۰ درجه) داشته و جهت شیب غالبشان به سمت شمال باختر است (شکل ۱۶ الف تا د). همانطور که در نمودار گل سرخی زاویه شیب دیده می‌شود، مقدار زاویه شیب غالب سطوح شکستگی از ۸۰ تا ۹۰ درجه است (شکل ۱۶ ج).



شکل ۱۶. الف) تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۶).

در شکل (۱۷ الف) سطوح گسلی باروند شمال خاور- جنوب باختر و شیب قائم نشان داده شده است. در روی این سطوح خطوط خش لغزش با زاویه انحراف حدود ۲۰ درجه دیده می‌شود که نشان‌گر حرکات امتدادلغزی گسل است (شکل ۱۷ ب).

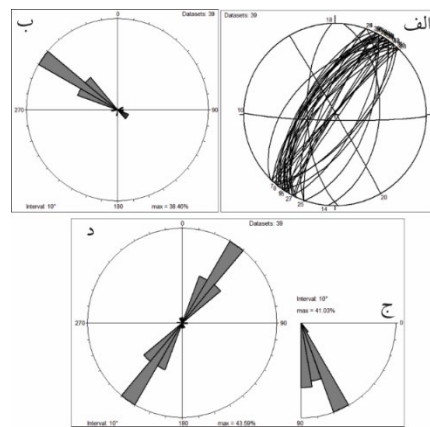
شکل (۱۷ ج) شکستگی‌های پرشیب با حالت متقاطع را در ایستگاه (۶) نشان می‌دهد. این شکستگی‌ها روند شمال خاور- جنوب باختر دارند. در شکل (۱۷ د) در لایه بندی حاصل از سنگ‌های آذر آواری



شکل ۱۳. الف) تا ج) دایک‌های قائم باروند شمال خاور- جنوب باختر در بخش‌های آتشفشانی ائوسن (واحد E) در ایستگاه (۴).

#### ۴-۵. ایستگاه (۵)

شکل (۱۴ الف تا د) نشان‌گر روند غالب شمال خاور- جنوب باختر (۳۰ تا ۴۰ درجه) شکستگی‌های برداشت شده در ایستگاه (۵) است بطوریکه شیب تند (بالتر از ۶۰ درجه) غالب به سمت شمال باختر دارند.

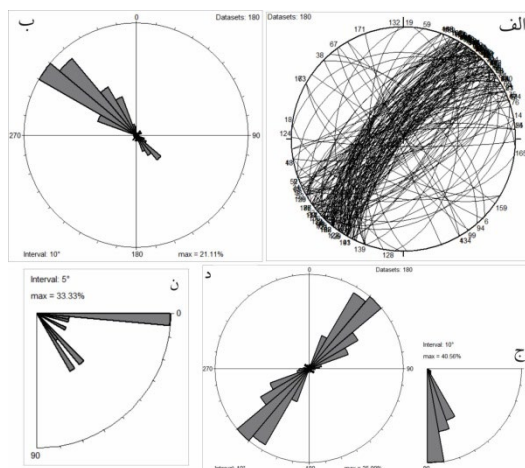


شکل ۱۴. الف) تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل سرخی جهت شیب، مقدار شیب و امتداد سطوح شکستگی در ایستگاه (۵).

شکل (۱۵ الف) نمونه‌ای از برونزد شکستگی‌های برداشت شده در ایستگاه (۵) را نشان می‌دهد. روند این شکستگی‌ها شمال خاور- جنوب باختر است. در قسمت میانی شکل (۱۵ الف) دو دسته شکستگی متقاطع دیده می‌شود که یک دسته به سمت شمال باختر و دسته دیگر به سمت جنوب خاور شیب دارد. همانطور که در شکل دیده می‌شود فراوانی و توسعه شکستگی‌های با شیب به سمت شمال باختر بیشتر است. شکل (۱۵ ب) سطوح شکستگی با شیب تند به شمال باختر را نشان می‌دهد که باعث جایجایی عادی در واحدهای سنگی شده‌اند. شکل (۱۵ ج) برونزد دایکی با روند شمال خاور- جنوب باختر را در ایستگاه (۵) نشان می‌دهد.

جنوب‌باختر ابتدا  $50^{\circ}$  N بوده و سپس تقریباً  $30^{\circ}$  N می‌شود. روند غالب شکستگی‌های برداشت شده نیز با این امر مطابقت دارد بطوریکه ایستگاه‌های (۱) تا (۳) در قسمتی از مسیر گسل هستند که روند شمال‌خاور - جنوب‌باختر دارد و روند غالب شکستگی‌ها نیز در این ایستگاه‌ها  $50^{\circ}$  N تا  $60^{\circ}$  N می‌باشد (شکل‌های ۴، ۵، ۶ و ۹). ایستگاه‌های (۴) تا (۶) در قسمتی از گسل که روند تقریباً شمال‌شمال‌خاوری - جنوب‌جنوب‌باختری دارد قرار دارند و مطابق با روند عمومی گسل در این قسمت، روند غالب شکستگی‌ها در این ایستگاه‌ها  $30^{\circ}$  N تا  $40^{\circ}$  N است (شکل‌های ۱۱، ۱۴ و ۱۶). ماهیت آذرین بخش‌ها و عدم وجود لایه‌بندی و همین‌طور هوازده‌بودن سطوح شکستگی از محدودیت‌های تحقیق حاضر است و نمی‌توان در مورد اینکه آیا سطوح شکستگی برداشت‌شده، گسل بوده و جابجایی دارند یا نه اظهار نظر قطعی کرد. لذا سطوح برداشت‌شده بجز در موارد اندکی که جابجایی مشهود است، به عنوان سطح شکستگی معرفی شده‌اند.

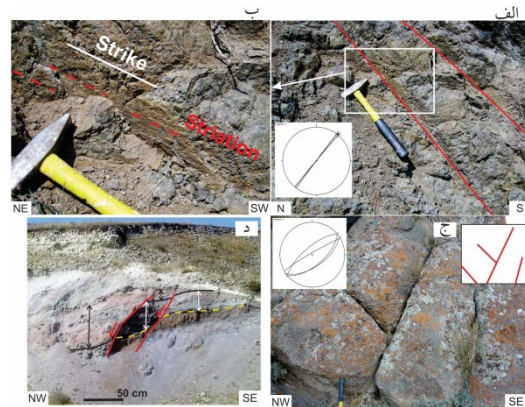
شکل (۱۸ الف تا د) استریوگرام و نمودارهای گل‌سرخ جهت شیب، روند و مقدار شیب سطوح شکستگی برداشت شده در تمامی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. این شکل نشان‌گر وجود سطوح شکستگی با روند غالب شمال‌خاور - جنوب‌باختر قائم تا پرسیب با شیب بالای  $60^{\circ}$  درجه در مسیر گسل باختر تالش، در بخش‌های ولکانیکی اتوسن است. جالب این است که شیب غالب این شکستگی‌ها به سمت شمال‌باختر یعنی به سمت دشت است.



شکل ۱۸. الف تا د) به ترتیب تصویر استریوگرافی، نمودارهای گل‌سرخ جهت شیب، مقدار شیب و امتداد تمام سطوح شکستگی برداشت شده. ن) نمودار گل‌سرخ فراوانی ریک خطوط خش لغزش برداشت شده در تمامی ایستگاهها.

به‌طور کلی شکستگی‌های پهنه گسلی باختر تالش را می‌توان از نظر مقدار شیب و راستای برش به دو دسته کلی تقسیم کرد (شکل ۱۸ ج). دسته اول، شکستگی‌ها و گسل‌های با شیب تقریباً قائم (شیب

اتوسن جابجایی عادی لایه‌ها در اثر گسلش عادی با روند NE-SW دیده می‌شود. ضخامت بیشتر لایه‌ها در فرادیواره نشان‌گر فعالیت گسل‌ها همزمان با رسوبگذاری سنگ‌های آذرآواری است.



شکل ۱۷. الف) سطوح گسلی قائم با روند شمال‌خاور - جنوب‌باختر در ایستگاه (۶). ب) نمای نزدیک از یکی از گسل‌های قائم شکل (الف). ج) سطوح شکستگی متقاطع با شیب تند و روند شمال‌خاور - جنوب‌باختر. د) گسل‌های عادی در نهشته‌های آذرآواری اتوسن.

#### ۴- بحث

در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل، قرارگیری گدازه‌های مگاپورفیری اتوسن در یک خط مستقیم و تغییر شیب ناگهانی آنها، وجود یک زون آلترو و خردشده در مسیر گسل و افت ناگهانی ارتفاع از علائم وجود گسل باختر تالش با روند شمال‌خاور - جنوب‌باختر دانسته شده است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). اندازه‌گیری‌های صحرائی انجام‌شده از ایستگاه (۱) تا (۶) تحقیق حاضر نیز وجود خردشدگی و سطوح شکستگی و گسلش را در مسیر گسل باختر تالش تایید می‌کند. در مورد ساز و کار حرکتی گسل باختر تالش قبلاً هیچ‌گونه مطالعه صحرائی انجام نشده بود. در این راستا در قالب نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل شیب گسل به سمت جنوب‌خاور فرض شده و حرکت احتمالی معکوس برای آن متصور شده است که به همراه گسل خاور اردبیل در ایجاد دشت اردبیل نقش بسزایی داشته است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۶). در مطالعه Madanipour et al. (۲۰۱۳, ۲۰۱۷, ۲۰۱۸) به عنوان یک گسل فرضی با حرکت معکوس به سمت شمال‌باختر در نظر گرفته شده است. (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018) در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گسل‌های ایران، گسل باختر تالش به عنوان یک گسل امتدادلغز چپگرد در نظر گرفته شده است (Javadi, 2013)

براساس تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۲ الف) و نقشه زمین‌شناسی (شکل ۳) روند گسل باختر تالش با حرکت از شمال‌خاور به



بر اساس توضیحات فوق شکستگی ها و گسل های تقریباً قائم مربوط به حرکات امتداد لغزی چپگرد جوان در پهنه دگرشکلی گسل باختر تالش هستند که در مواردی مثل ایستگاه (۱) واحدهای جوانتر پلیو-کوآترنری را نیز قطع و جابجا کرده اند.

در مورد گسل های پرشیب، سنگ های اصلی در گیر در دگرشکلی های حاصل از گسل باختر تالش به طور عمده سنگ های ولکانیکی اند و متاسفانه به علت فقدان لایه بندی مناسب و عدم وجود نشان گره های سوی برش مطمئن بجز در ایستگاه (۵) شاهدهی مبنی بر جابجایی عادی گسل های پرشیب یافت نشد. با این حال در اکثر موارد بلوک فرادیواره شکستگی های پرشیب نسبت به فرودیواره، پائین افتاده و در ارتفاع پائین تری قرار گرفته است (شکل های ۸، ۱۰ الف و ۱۲ الف). در ایستگاه (۵) همانطور که در شکل (۱۵ ب) دیده می شود گسل های پرشیب به سمت شمال باختر، باعث جابجایی عادی در واحدهای سنگی شده اند. در ایستگاه ۵ نیز گسل های عادی به صورت همزمان با رسوبگذاری باعث جابجایی عادی در لایه های آذر آواری ائوسن شده اند.



شکل ۱۹. جابجایی چپگرد آبراهه ها در پهنه دگرشکلی گسل باختر تالش. موقعیت عکس در شکل (۲) نشان داده شده است.

طبق تئوری شکستگی اندرسون نیز، شیب تند سطوح شکستگی (۶۰ درجه) برای گسل های عادی مورد انتظار است. شیب زیاد این شکستگی ها ممکن است در اثر چرخش ایجاد شده باشد ولی از آنجا که شیب های اندازه گیری شده در لایه های متشکل از توالی سنگ های آذرین و آذر آواری در نقاط برداشت موقعیت شکستگی های پرشیب (با شیب ۶۰ تا ۸۰ درجه) ملایم است (در اکثر ایستگاه ها در حدود ۱۰ درجه) است چرخش تاثیر زیادی در افزایش شیب این شکستگی ها نداشته است. بر اساس توضیحات بالا، شکستگی های و گسل های پرشیب پهنه گسلی باختر تالش (شیب حدود ۶ تا ۸۰ درجه) مربوط به سیستم گسل های عادی هستند.

شکستگی ها و گسل های پرشیب عادی برداشت شده در سنگ های آتشفشانی و آذر آواری ائوسن در پهنه گسلی باختر تالش را که طبق مشاهدات صحرائی فعالیت همزمان با نهشته های آذر آواری ائوسن دارند (شکل ۱۷ د) می توان در ارتباط با فاز کششی

۸۰ تا ۹۰ درجه) که بر اساس خش خطهای قرائت شده، مولفه غالب امتداد لغزی دارند (شکل های ۷ ج و ۱۷ ب). دسته دوم، شکستگی ها و گسل های پرشیب، ۶۰ تا ۸۰ درجه، است که خش خط های روی سطوح شان مولفه غالب شیب لغز را نشان می دهد (شکل های ۸ و ۱۰ ج).

بر اساس شکل ۱۸ خطوط خش لغزش با زاویه انحراف نزدیک صفر درجه فراوان تر از خطوط خش لغزش با زاویه انحراف ۴۵ تا ۶۰ درجه است که نشان گر وجود مولفه غالب امتداد لغز در پهنه گسل باختر تالش است. از نظر سوی برش، در ایستگاه (۲) در شکل ۷ ج خطوط خش لغزش و پله های روی سطح گسل قائم حرکت چپگرد را نشان می دهند و در ایستگاه (۴) در شکل (۱۲ ب) سطح گسلی با راستای برش امتداد لغز بر اساس فلس های روی گسل حرکت چپگرد دارد، همچنین بر اساس تصویر ماهواره ای شکل (۱۹) در پهنه دگرشکلی گسل باختر تالش جابجایی چپگرد آبراهه ها در روی خطواره های گسلی هم روند با این گسل دیده می شود. در جنوب خاور گسل باختر تالش گسل سنگاورد با روند تقریباً شمالی- جنوبی که همان ادامه گسل ماسوله داغ به سمت کوه های تالش مرکزی است حرکت راستگرد دارد (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017) این اختلاف مکانیسم حرکتی بین گسل باختر تالش و گسل سنگاورد می تواند مربوط به اختلاف روند این دو گسل نسبت به جهت فشارش ناحیه ای باشد. بر اساس Madanipour et al. (۲۰۱۳, ۲۰۱۷, ۲۰۱۸) جهت فشارش ناحیه ای در شمال باختر ایران از زمان اواخر میوسن میانی تا کنون به صورت شمالی- جنوبی بوده و باعث حرکات راستگرد در گسل های تقریباً شمالی- جنوبی کوه های تالش مرکزی مثل گسل سنگاورد شده است. روند گسل باختر تالش بر خلاف روند شمالی- جنوبی گسل های اصلی کوه های تالش مرکزی شمال خاوری- جنوب باختری (N 40 E تا N 60 E) است (شکل ۱) که با توجه به جهت فشارش ناحیه ای شمال- جنوبی حرکات امتداد لغز چپگرد در مسیر این گسل انتظار می رود که با داده های صحرائی تحقیق حاضر و جابجایی چپگرد آبراهه ها مطابقت دارد. (Madanipour et al., 2013; Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018) بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا، گسل دوپل نیز به صورت هم روند با گسل باختر تالش و در ادامه آن به سمت شمال خاور حرکت امتداد لغز چپگرد دارد. همچنین در شمال باختر گسل باختر تالش در نقشه گسل های فعال ایران حل ساز و کار کانونی رخداد لرزه ای برای گسلی فرضی با روند NNE-SSW مکانیسم حرکتی امتداد لغز چپگرد با مولفه افقی بردار لغزش به سمت SSW را نشان می دهد (شکل ۱) (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲).



البرز در پهنه دگر شکلی گسل باختر تالش نیز فاز کششی ائوسن تاثیر گذاشته و باعث ایجاد شکستگی ها و گسل های پرشیب عادی با شیب غالب به سمت شمال باختر شده است. بعد از اتمام فاز کششی ائوسن، از زمان میوسن به بعد در تطابق سایر قسمت های کوه های تالش پهنه گسلی غرب تالش، تحت تاثیر تنش های فشاری قرار گرفته و با ایجاد حرکت معکوس به سمت شمال باختر در گسلی که در حال حاضر با نهشته های آواری پلیو کواترنی پوشیده شده است تاقدیس فرادیواره ملایم با تمایل سطح محوری به سمت شمال باختر ایجاد شده و واحدهای آتشفشانی و آذر آواری ائوسن را دگر شکل کرده است. گسل های تقریباً قائم شمال خاوری - جنوب باختری با حرکت امتداد لغز چپگرد جوانترین ساختارهای پهنه دگر شکلی گسل باختر تالش هستند که هم واحدهای ائوسن و هم پلیوسن و کواترنی را دگر شکل کرده اند و باعث جابجایی چپگرد آبراهه ها شده اند.

### قدردانی

این نوشتار به عنوان بخشی از پایان نامه کارشناسی ارشد نویسنده دوم با استفاده از امکانات دانشگاه تبریز انجام شده است که بدینوسیله قدردانی می شود.

### منابع

- ◀ باباخانی، ع.، رحیم زاده، ف.، ۱۳۶۷. شرح نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اردبیل، سازمان زمین شناسی کشور.
- ◀ حاجی علیلو، ب. رضایی، ح.، ۱۳۷۸. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گیوی، سازمان زمین شناسی کشور.
- ◀ حسامی، خ.، جمالی، ف.، طبسی، ه.، ۱۳۸۲. نقشه گسل های فعال ایران، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- ◀ خدابنده، ع. ا.، امینی فضل، ع.، ۱۳۷۶. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل. سازمان زمین شناسی کشور.
- ◀ خدابنده، ع. ا.، سلطانی، ع. غ.، ۱۳۷۷. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا. سازمان زمین شناسی کشور.

### References:

- Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismail-zadeh, A. and Flecker, R., 2003. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics*, 366(3-4), 223-239. doi:https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00098-2

ائوسن دانست که طبق مطالعات پیشین باعث ایجاد گسل های عادی همزمان با رسوبگذاری در کوه های البرز و تالش شده اند (Brunet et al., 2003; Madanipour et al., 2018).

مطالعات Madanipour و همکارانش (۲۰۱۷، ۲۰۱۸) نشانگر وجود حرکات راندگی به سمت باختر در گسل های بوغرو داغ و ماسوله داغ در کوه های تالش مرکزی است (Madanipour et al., 2017; Madanipour et al., 2018). در این راستا وجود تاقدیس ملایم در بلوک جنوب خاوری گسل باختر تالش با تمایل سطح محوری به سمت شمال باختر و محور افقی (شکل ۲ و ۳) را می توان در ارتباط با وجود حرکات گسلی معکوس محض به سمت شمال باختر در گسل باختر تالش دانست که در تطابق با سایر قسمت های تالش مرکزی بعد از اتمام فازهای کششی ائوسن، در منطقه عمل کرده است. براساس شیب های اندازه گیری شده برای دو پهلوی شمال باختری و جنوب خاوری، شدت چین خوردگی در بخش های مرکزی مسیر گسل باختر تالش بیشتر بوده و به سمت دو انتهای شمال خاوری و جنوب باختری گسل شدت چین خوردگی تاقدیس فرادیواره نیز بسیار کم شده است و چین خوردگی تمام شده است (شکل ۳ الف). همانطور که در مقطع زمین شناسی شکل ۳ مشخص است واحدهای نوزن در بلوک جنوب خاوری در ارتفاع بالاتری (حدود ۱۵۰ متر) نسبت به همان واحدها در بلوک شمال باختری قرار گرفته اند که می تواند بر آوردی از میزان جابجایی قائم برای حرکت معکوس به سمت شمال باختر در مسیر گسل باختر تالش باشد. در اندازه گیری های صحرائی شواهدی از گسل های معکوس در مسیر گسل باختر تالش یافت نشده است که می تواند به علت پوشیده بودن گسل معکوس مسبب تاقدیس فرادیواره توسط رسوبات پلیو کواترنی باشد.

### نتیجه گیری

براساس نتایج حاصل از تحقیق حاضر چنین استنباط می شود که در زمان ائوسن و همزمان با تشکیل سنگ های آتشفشانی با ماهیت آلكالین و وجود تنش های کششی در کوه های تالش و بقیه بخش های

- Ambraseys, N. and Melville, C., 1982. *A History of Persian Earthquakes* Cambridge Univ. Press, New York. doi:https://doi.org/10.1002/eqe.4290110412
- Azad, S. S., Dominguez, S., Philip, H., Hessami, K., Forutan, M.-R., Zadeh, M. S. and Ritz, J.-F., 2011. The Zandjan fault system: Morphological and tectonic evidences of a new active fault net-



- work in the NW of Iran. *Tectonophysics*, 506(1-4), 73-85.
- Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, S. and Rezaeian, M., 2013. Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains. *Geophysical Journal International*, 195(2), 799-814.
  - Barzegari, A., Ghorashi, M., Nazari, H., Fontugne, M., Shokri, M. A. and Pourkermani, M., 2017. Paleoseismological analysis along the Astara Fault system (Talesh Mountain, north Iran). *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 91(5), 1553-1572. doi:https://doi.org/10.1111/1755-6724.13400
  - Berberian, M. 1976- Contribution to the seismotectonics of Iran, part 2: Geological Survey of Iran, 518.
  - Brunet, M.-F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V. and Nikishin, A. M., 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1-4), 119-148. doi:doi:10.1016/s0037-0738(02)00285-3
  - Clark, G., Davies, R., Hamzepour, B., Jones, C., Ghorashi, M. and Navee, I., 1977. Bandar-e-Pahlavi; 1/250,000 Geological Quadrangle Map of Iran, D3. Geological Survey of Iran, Tehran.
  - Clark, G., G.C, C., RG, D. and CR, J., 1975. Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map. 1: 250000.
  - Ehteshami-Moinabadi, M., 2016. Possible Basement Transverse Faults in the Western Alborz, Northern Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 27(4), 329-342. doi:DOI: 10.22059/jsciences.2016.59339
  - Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B9), 12471-12479. doi:https://doi.org/10.1029/92JB00944
  - Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the south Caspian basin. *Geophysical Journal International*, 148(2), 214-245. doi:https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01588.x
  - Javadi, H. R., 2013. Iran fault Map on Provincial Subdivisions. Geological Survey of Iran.
  - Madanipour, S., Ehlers, T. A., Yassaghi, A. and Enkelmann, E., 2017. Accelerated middle Miocene exhumation of the Talesh Mountains constrained by U-Th/He thermochronometry: Evidence for the Arabia-Eurasia collision in the NW Iranian Plateau. *Tectonics*, 36(8), 1538-1561.
  - Madanipour, S., Ehlers, T. A., Yassaghi, A., Rezaeian, M., Enkelmann, E. and Bahroudi, A., 2013. Synchronous deformation on orogenic plateau margins: Insights from the Arabia-Eurasia collision. *Tectonophysics*, 608, 440-451.
  - Madanipour, S., Yassaghi, A., Ehlers, T. A. and Enkelmann, E., 2018. Tectonostratigraphy, structural geometry and kinematics of the NW Iranian Plateau margin: Insights from the Talesh Mountains, Iran. *American Journal of Science*, 318(2), 208-245.
  - Nazari, H. and Shahidi, A., 2011. Seismotectonic of Iran (Alborz). Geological Survey of Iran, Tehran, 97.
  - Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I. and Stepanyan, R., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5). doi:https://doi.org/10.1029/



2005JB004051

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A. and Bayer, R., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics

in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398. doi:<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>

## **Geometric and kinematic analysis of the West Talesh Fault, NW Iran**

**Fatemeh Mesbahi<sup>1\*</sup>, Reza Nooralizadeh Agbolagh<sup>2</sup>, Mohammad Faridi<sup>3</sup>**

1- Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

2- M. Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

3- PhD. Geological survey and mineral exploration of Iran, Center of Tabriz, Tabriz, Iran.



### **Abstract:**

The West Talesh fault with NE-SW general trend is located in western Alborz- Azarbaijan structural zone, northwest of Iran and south of Ardabil city. This fault is the boundary between the highlands (south of Ardaebil city) of the Eocene andesitic and basaltic volcanics in the southeast block and the Late Pliocene- Quaternary clastic sediments plain in the northwest block. The Fractures with high dip angle (dip angle between 60 to 80 degrees) and syndepositional normal faults in Eocene volcanic and pyroclastic rocks are considered to be related with the Eocene extensional phase in the fault zone of West Talesh Fault. The gentle hangingwall anticline with an vergence of the axial surface to the northwest in the Eocene rock units is related to the southeast dipping reverse fault activity, which is currently covered with Late Pliocene-Quaternary detrital deposits. The vertical fractures and faults along the West Talesh fault are related to active left lateral movements in this fault deformation zone, which also have displaced left laterally the river channels.

**Keywords:** Geometric and kinematic analysis, West Talesh Fault, Anticline, Normal fault, Left lateral fault.