

تحلیل ساختاری پهنه برشی سیمین - دره مرادبیک، جنوب همدان

لیلی ایزدی کیان^{۱*}، سید احمد علوی^۲ و محمد محجل^۳

^۱ دانشگاه بوعلی سینا، دانشگاه علوم، گروه زمین شناسی، همدان، ایران
^۲ دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، گروه زمین شناسی، تهران، ایران
^۳ دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۳/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۹/۲۰

چکیده

پهنه برشی سیمین - دره مرادبیک با طول حدود ۱۰ و پهنای ۵ کیلومتر در جنوب شهر همدان بروز دارد. این پهنه برشی بخش‌هایی از سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و سنگ‌های گرانیتوئید الوند و همچنین میگماتیت‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. حداقل سه مرحله دگرشکلی توسط چین‌ها و برگوارگی‌های هر نسل در این منطقه تشخیص داده شده است که با توجه به طرح تداخلی چین‌ها در این منطقه چین خوردگی در هر سه مرحله هم‌محور بوده است. شواهد جنبشی فراوانی از عملکرد تنش‌های برشی و کششی در این منطقه دیده می‌شود که همه آنها نشان‌دهنده عملکرد یک پهنه برشی با برگوارگی میولینیتی با شیب متوسط به سمت شمال خاور و شمال باختر و خطواره کششی به سمت شمال خاور با سازوکار اصلی عادی در این منطقه است. این پهنه به صورت باندهای برشی بوده و باعث تغییر شکل لوکوسم میگماتیت‌ها گشته و در هورنفلس‌ها موجب بودین شدن درشت بلورهای آندالوزیت شده و گرانیتوئید خاکو را به میولینیت تبدیل کرده است. پراکنندگی قطب برگوارگی میولینیتی در کل منطقه نشان می‌دهد که این پهنه برشی پس از تشکیل شدن در دگرشکلی مرحله بعد دچار چین خوردگی شده است. با توجه به تاریخچه تکوین دگرریختی در تکنونیت‌های منطقه همدان، به احتمال، این پهنه همزمان تا پس از دگرشکلی دوم (D₂) در منطقه شکل گرفته است.

کلیدواژه‌ها: پهنه برشی، میگماتیت، دگرشکلی شکل‌پذیر، همدان.

* نویسنده مسئول: لیلی ایزدی کیان

۱- مقدمه

در این مجموعه به چشم می‌خورد. در منطقه دایک‌های پیش از میگماتیت از جنس دپوریت وجود دارد که همزمان با میگماتیتی شدن منطقه شکسته شده‌اند و در بین قطعات دایک‌ها جریان پلاستیکی مواد دیده می‌شود. برخی از دایک‌های اسیدی در اطراف خود هاله واکنشی کم دارند و در اطراف برخی نیز هاله واکنشی تشکیل نشده است. دایک‌های منطقه جهت و شیب‌های متغیر دارند و به نظر می‌رسد در زمان‌های مختلفی تشکیل شده‌اند. میگماتیت‌زایی به احتمال، پی‌آمد نفوذ ماگماهای مافیک در شیست و هورنفلس بوده و در زمان کوتاه و پیش یا همزمان با نفوذ گرانیت‌های آتانکسیت اتفاق افتاده است (جعفری، ۱۳۸۵).

۲-۲. هورنفلس

سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در این منطقه انواع متنوعی از هورنفلس‌ها از جمله کوردیریت هورنفلس و آندالوزیت هورنفلس هستند که به سمت توده نفوذی الوند درجه دگرگونی این سنگ‌ها بیشتر می‌شود و برگوارگی در سنگ‌های دگرگونی حذف شده و سنگ‌ها فابریک گرانوبلاستیک به خود می‌گیرند. اندازه کوردیریت‌ها در نمونه دستی به حدود ۴ سانتی‌متر نیز می‌رسد و در برش میکروسکوپی اذخالی‌های فراوانی از کوارتز و میکا دارند و در اثر دگرگونی پس‌رونده به میکا و گارنت تبدیل شده‌اند. درشت‌بلورهای آندالوزیت در برخی بخش‌ها در اثر نیروی کشش بودین شده‌اند و اندازه آنها پس از کشیدگی حتی به بیش از ۳۰ سانتی‌متر هم می‌رسد.

۳-۲. گرانیتوئیدها

سنگ‌های آذرین اسیدی شامل تونالیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها هستند. سنگ‌های این مجموعه از نظر ژئوشیمی کلسیمی - قلیایی، آلکالی کلسیک آهن‌دار، پرآلومین و از تیپ S هستند (مانی کاشانی، ۱۳۸۵). در داخل آپلیت‌ها لکه‌ها و گرهک‌های تورمالین دیده می‌شود که با هاله کم‌رنگی از گرانیت رنگ پریده احاطه شده‌اند (سپاهی، ۱۳۸۰). برخی از گرهک‌های تورمالین برش عرضی دایره‌ای شکل دارند و برخی در اثر دگرشکلی به صورت بیضی درآمده‌اند. همچنین آندالوزیت به صورت کانی فرعی در درون گرانیت‌ها دیده می‌شود.

منطقه سیمین - دره مرادبیک در جنوب شهر همدان، در بین عرض‌های جغرافیایی ۲۴' ۲۴" - ۳۴' ۳۹" و طول‌های جغرافیایی ۴۸° ۲۴' ۳۵" - ۴۸° ۲۹' ۲۴" و در بخش شمال خاور کوه الوند، گسترده شده است (شکل ۱) و روستاهای دره مرادبیک (شمال باختر منطقه)، خاکو، فقیره (شمال خاور منطقه)، ابرو و سیمین (جنوب خاور منطقه) را شامل می‌شود. در این منطقه رخنمون‌هایی از سنگ‌های دگرگونی مجاورتی، میگماتیت‌ها و سنگ‌های نفوذی وجود دارد. منطقه همدان در زیر پهنه با دگرشکلی‌های پیچیده پهنه سندج - سیرجان (محجل و سهندی، ۱۳۷۸) قرار گرفته و متحمل چندین دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی شده است. وجود میگماتیت‌ها در این منطقه بیشتر شدت دگرگونی ناحیه‌ای را در حد رخساره آمفیبولیت بالایی تا گرانولیت پایینی نشان می‌دهد (جعفری، ۱۳۸۵). وجود دگرگونی‌های فراوان در کنار نسل‌های مختلف دگرشکلی بررسی این بخش از همدان را جالب و پیچیده ساخته است. شواهد پهنه برشی در منطقه‌ای با طول حدود ۱۰ کیلومتر و عرض ۵ کیلومتر از منطقه دره مرادبیک در شمال باختر منطقه تا منطقه سیمین در جنوب خاور به صورت باندهای برشی دیده می‌شود. بنابراین نام پهنه برشی سیمین - دره مرادبیک برای آن انتخاب شده است (شکل ۲). در ابتدا سنگ‌شناسی منطقه توصیف می‌شود و در ادامه شواهد ساختاری در مقیاس بروزند و میکروسکوپی ارائه خواهد شد.

۲- سنگ‌شناسی منطقه

۲-۱. میگماتیت

مجموعه میگماتیتی منطقه شامل میگماتیت‌ها، میگماتیت‌های تحول یافته از شیست‌ها و میگماتیت‌های تحول یافته از هورنفلس‌ها بوده و تنوع ساختاری و کانی‌شناسی قابل توجهی دارند و پروتولیت چیره در آنها را سنگ‌های پلیتی تشکیل می‌دهد (جعفری، ۱۳۸۵). بخش‌هایی از هورنفلس‌های دره مرادبیک و خاکو میگماتیتی بوده و در اثر متحول شدن هورنفلس‌ها تشکیل شده‌اند اما بخش بیشتر میگماتیت‌ها در دره سیمین قرار دارند. افزون بر ساختارهای میگماتیتی مختلف از جمله استروماتیک که در نواحی با دگرگونی درجه بالا تشکیل می‌شوند (Lindh and Wahlgren, 1985)

۳- ساختارها

تا کنون در منطقه چشمه پهن که در جنوب خاور همدان قرار دارد ۵ مرحله دگرشکلی شناسایی شده است (Mohajjel et al., 2006). در منطقه مورد مطالعه آثار دگرشکلی اول، دوم و سوم به صورت تشکیل برگوارگی و چین خوردگی نسل‌های مختلف دیده شده و دگرشکلی‌های چهارم و پنجم به دلیل رفتارشناسی (رئولوژی) خاص سنگ‌های این منطقه تشکیل نشده‌اند. لایه‌بندی اولیه در بخش‌هایی از این منطقه به صورت لایه‌های نازک ماسه‌سنگی و پلیتی در هورنفلس‌ها و حتی میگماتیت‌ها حفظ شده است. اما لایه‌بندی که بیشتر در هورنفلس‌ها دیده می‌شود لایه‌بندی ترکیبی است که در اثر پدیده فراگذاری (Transposition) تشکیل شده است. این پدیده باعث شده که دیدن و تشخیص چین‌های نسل اول بجز در طرح‌های تداخلی چین‌های نسل‌های مختلف به سختی صورت گیرد. از ساختارهای شکل‌پذیر فراوان در میگماتیت‌ها و هورنفلس‌ها چین خوردگی است که بیشتر چین‌های نسل دوم و سوم هستند. بعضی از چین‌های خوابیده نسل دوم توسط چین خوردن لایه‌بندی اولیه شکل گرفته‌اند که از میگماتیتی شدن محفوظ مانده‌اند و بعضی نیز از چین خوردن ساخت درون میگماتیت‌ها شکل گرفته‌اند (شکل ۳). چین‌های نسل دوم بیشتر به صورت بسته تا یال موازی با سطح محوری افقی تا شیب‌دار هستند. رشد کانی‌های مسکویت و بیوتیت موازی سطح محوری چین‌های نسل دوم باعث تشکیل برگوارگی از نوع سطح محوری شده است. برگوارگی نسل دوم تحت تأثیر چین خوردگی نسل بعد قرار گرفته و جهت‌گیری مختلفی پیدا کرده است. چین‌های نسل دوم بر اساس سبزی لایه‌های چین در گروه چین‌های موازی (شکل ۴) قرار می‌گیرند، که سازوکار تشکیل چین‌های موازی خمشی - لغزشی و سازوکار تشکیل چین‌های برشی خمشی - برشی است. بیشتر محور چین‌های نسل دوم امتداد شمال خاور - جنوب باختر داشته و به هر دو سمت شمال خاور و جنوب باختر میل دارند. به دلیل تأثیر دگرشکلی سوم و پهنه برشی موجود در منطقه سطح محور و محور چین‌های نسل دوم از نظر آماری پراکندگی نشان می‌دهند و محور روی سطح محوری تغییرات زیادی نشان می‌دهد. چین خوردگی نسل سوم با تشکیل چین‌های ملایم تا باز در منطقه نمایان است که چین‌های نسل دوم را دوباره چین داده‌اند. این چین‌ها بیشتر قائم یا شیب‌دار بوده و محور آنها به سمت جنوب خاور میل دارد. با این که برداشت‌های آماری محور چین‌های نسل‌های مختلف با یکدیگر هماهنگی نشان نمی‌دهند، اما چین خوردگی مکرر با طرح تداخلی نوع سوم (Ramsay and Huber, 1988) بین چین‌های نسل اول و دوم (شکل ۴- الف) و چین‌های نسل دوم و سوم (شکل ۴- ب) نشان می‌دهد که جهت نیروهای زمین‌ساختی در زمان تشکیل هر سه نسل چین خوردگی یکسان بوده است. رگه‌ها از ساختارهایی هستند که در میگماتیت‌ها فراوان دیده می‌شوند و نسبت به ساخت صفحه‌ای میگماتیت‌ها سه حالت کلی دارند: رگه‌های موازی، رگه‌های مایل و رگه‌های کاملاً عمود نسبت به ساخت صفحه‌ای میگماتیت‌ها. رگه‌های موازی ترکیب لوکوسم دارند و چین خوردگی مکرر نیز نشان می‌دهند. رگه‌های به‌طور کامل عمود، چین‌های تیگماتیک تشکیل داده و حتی بعضی از آنها در راستای ساخت صفحه‌ای جابه‌جایی و بریدگی نشان می‌دهند. از این رگه‌ها انشعاباتی خارج شده و موازی ساخت صفحه‌ای رشد کرده است. رگه‌های نردبانی (En echelon veins) از دیگر ساختارهایی هستند که در منطقه فراوان دیده می‌شوند. رگه‌های نردبانی منطقه دره مرادیبک بیشتر از لوکوسم میگماتیت‌ها تشکیل شده است و بعضی از رگه‌ها از جنس کوارتز خالص یا همراه با سیلیکات آلومینیم دیده شده‌اند. این نوع از رگه‌ها به دو حالت موازی با لایه‌بندی میگماتیت‌ها و یا متقاطع با لایه‌بندی دیده می‌شوند.

۴- شواهد دگرشکلی

از آنجا که پهنه برشی در هر سه واحد اصلی سنگ‌شناسی منطقه در برداشت‌های

صحرائی و مقاطع میکروسکوپی آثار متنوعی بر جای گذاشته است، بنابراین شواهد دگرشکلی حاصل از این پهنه برشی در هر کدام از واحدها به طور جداگانه مورد بحث قرار گرفته است. در این راستا افزون بر مشاهدات صحرائی و مقاطع میکروسکوپی جهت‌دار در هر واحد سنگی از نمودار پتروفابریکی حاصل از اندازه‌گیری محور نوری بلورهای کوارتز نیز استفاده شده است.

۴-۱. فابریک پهنه برشی در میگماتیت

آثار پهنه برشی در میگماتیت‌ها به صورت تشکیل برگواره و خطواره میلوئیتی، پورفیروکلاست‌های پوششی، چین‌های نامتقارن و چین‌های غلافی دیده می‌شود و این آثار به دلیل درشت بودن کانی‌ها، بیشتر در نمونه دستی خود را نشان می‌دهند. میگماتیت‌ها سه بخش اصلی لوکوسم، مزوسوم و ملانوسم دارند که از این سه بخش فقط لوکوسم‌ها تمایل دارند در مناطق با کرنش پایین مثل بودین‌ها و نواحی کششی پهنه‌های برشی مستقر شوند (Johnson and Hudson, 2003). پهنه برشی که در میگماتیت‌ها شکل گرفته سبب تغییر شکل فابریک‌های آن گشته است. بعضی از لوکوسم‌ها تقارن مونوکلینیک داشته (شکل ۵- الف) و بعضی به صورت چین‌های کشیده (Drag fold) در آمده‌اند که نوع حرکت پهنه برشی را نشان می‌دهند. وقتی که سنگ‌ها تحت تأثیر برش (Shear) قرار می‌گیرند، چین‌های نامتقارنی در آنها ایجاد می‌شود که جهت عدم تقارن آنها منعکس‌کننده جهت برش است. این نوع از چین‌ها را چین کشیده (Drag fold) می‌نامند. چین‌های کشیده ممکن است توسط دگرشکلی برشی ساده (Simple shear deformation) به تدریج چرخش پیدا کنند و با افزایش میزان کرنش در پهنه‌های برشی به چین‌های غلافی تبدیل شوند. چین‌های غلافی در پهنه‌های با کرنش بالا (High shear strain zone) حضور دارند. در منطقه دره مرادیبک و سیمین برش‌های مختلفی از چین‌های غلافی به صورت موازی با خطواره کششی یا عمود بر خطواره کششی در میگماتیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۵- ب). پورفیروکلاست‌های پوششی (Mantle porphyroclast) در مقیاس نمونه دستی در میگماتیت‌ها از تغییر شکل لوکوسم‌ها تشکیل شده‌اند که شکل ظاهری پورفیروکلاست پوششی را پیدا کرده و حرکت راست‌بر را نشان می‌دهند (شکل ۵- ج). در میگماتیت‌ها عدسی‌هایی نامتقارن از کوارتز دیده می‌شود که حرکت راست‌بر را نشان می‌دهد. بقایای لایه‌بندی اولیه در میگماتیت‌ها به صورت عدسی‌هایی از ماسه‌سنگ دیده می‌شود که در اثر عملکرد پهنه‌های برشی نامتقارن شده‌اند. چین‌های برگشته از لوکوسم در میگماتیت‌ها دیده می‌شود که یال برگشته ستبر و یال عادی نازک دارند (شکل ۶- الف). این نوع چین‌های برگشته در پهنه‌های برشی تشکیل می‌شوند و در آنها لایه به صورت زاویه‌دار درون پهنه برشی قرار گرفته است (Harris, 2003). همچنین چین‌های تیگماتیک (Ptygmatic Fold) یا روده‌ای فراوانی در میگماتیت‌ها و سنگ‌های مجاور آنها تشکیل شده‌اند که اکثر آنها از چین خوردن رگه‌های کوارتزی شکل گرفته‌اند. تغییرات ضریب فشردگی (λ) در زون شیستی مجاور میگماتیت‌ها از ۰/۶ تا ۰/۶۸ و در میگماتیت‌ها از ۰/۵۲ تا ۰/۷۷ تغییر می‌کند (جعفری، ۱۳۸۵). با نزدیک شدن به توده الوند شدت دگرریختی در نمونه دستی بیشتر می‌شود. توسعه برگوارگی میلوئیتی در بخش‌هایی از میگماتیت‌ها خیلی قوی بوده و در بخش‌هایی نیز گسترش نیافته است. در پهنه‌های برشی نزدیک به توده الوند چین‌های بی‌ریشه (Rootless fold) دیده می‌شوند که موازی سطح محوری آنها برگوارگی میلوئیتی گسترش یافته است (شکل ۶- ب). اختلاف مقاومت مکانیکی لایه‌ها در میگماتیت‌ها باعث می‌شود که لایه‌های مقاوم در اثر کشش موازی با لایه‌بندی شکسته شده و در بین آنها سنگ‌های نامقاوم اطراف یا توده‌های نئوسومی که از سنگ جدا شده‌اند، جریان پیدا کنند و در نتیجه فابریک سوروییتییک که شبیه بودیناز است تشکیل می‌شود. با توجه به وجود لایه‌بندی ترکیبی در میگماتیت‌های

به شکل بیضی نامتقارن درآمده‌اند. در بخش‌های پورفیروئید گرانیت‌ها، بلورهای درشت فلدسپار ناقصه شده و سوی برش راست بر را نشان می‌دهند (شکل ۱۰).

۴-۴. سازوکار پهنه برشی

برگوارگی میلوئیتی برداشت شده در کل منطقه به سمت شمال خاور و شمال باختر شیب دارند و قطب برگ‌وارگی میلوئیتی به صورت دو خوشه‌ای (Two Cluster) است که چین‌خوردگی دوباره (Refolding) برگ‌وارگی میلوئیتی را نشان می‌دهد (شکل ۱۱)، کنتور دیاگرام سیاه رنگ). خطواره کششی نیز در بعضی مناطق (خاکو و انتهای دره سیمین) به خوبی تشکیل یافته که همگی خطواره‌های کششی برداشت شده به سمت شمال خاور میل دارند (شکل ۱۱)، کنتور دیاگرام قرمز رنگ). تعیین‌کننده‌های سوی برش (اعم از پورفیروکلاست‌های پوششی، چین‌های نامتقارن، فابریک C/S) در رخنمون سنگی حرکت را در بیشتر آنها شیب‌لغز عادی نشان می‌دهد و در بعضی مناطق ریک خطواره کششی روی برگواره میلوئیتی کمتر از ۹۰ درجه بوده و مؤلفه امتدادی را نشان می‌دهند. فابریک C/S در میگماتیت‌ها تنها به صورت برگ‌وارگی موازی با دیواره پهنه برشی و صفحاتی که نسبت به دیواره پهنه برشی مایل هستند، دیده می‌شوند. در برخی نقاط موازی برگ‌وارگی S که بیشترین کشیدگی صورت می‌گیرد بلورهای آندالوزیت بودین شده‌اند و با دیواره پهنه برشی زاویه ایجاد کرده‌اند (شکل ۱۲). همان‌طور که در نمودارها نیز دیده شد بودین شدن درشت‌بلورهای آندالوزیت در این منطقه اتفاقی نبوده و در اثر فعالیت پهنه برشی ایجاد شده‌اند. قطعاتی از سنگ‌های آذرین مافیک در این بخش از پهنه برشی دیده می‌شوند که در اطراف آنها هاله دگرگونی دیده می‌شود و این قطعات در اثر نیروی کشش پهنه برشی بودین شده و موازی برگ‌وارگی S جهت یافته‌اند. به دلیل شیب‌دار بودن پهنه برشی این فابریک تنها در رخنمون‌های عمود بر برگ‌وارگی و موازی با خطواره کششی دیده می‌شود. پهنه برشی در گرانیت‌های پورفیروئیدی و تورمالین‌دار خاکو برگ‌وارگی و خطواره‌گی شدید را ایجاد کرده و حتی شکل فلدسپارها و تورمالین‌ها را نیز به صورت چشمی در آورده است. کانی‌هایی که شکل دانه آنها هم بعد است مثل کوارتز، کلسیت، فلدسپار و الیون در سنگ‌های میلوئیتی جهت‌یابی ترجیحی شبکه نوری با تقارن مونوکلینیک را نشان می‌دهند. فرایندهای زیادی می‌توانند باعث این جهت‌یابی ترجیحی شوند اما مهم‌ترین آنها جابه‌جایی خزشی (Dislocation creep) است (Passchier & Trouw, 1998). یکی دیگر از ابزار مورد استفاده برای تعیین دقیق سوی برش در میلوئیت‌ها، اندازه‌گیری محور نوری بلورهای کوارتز است که فراوانی به نسبت زیادی در سنگ‌های دگرگونی دارد. اندازه‌گیری محورهای نوری بلورهای کوارتز در نمونه‌ای از گرانیت‌های میلوئیتی خاکو (شکل ۱۳-الف) و در نمونه‌ای از لوکوسم میگماتیت‌ها جهت حرکت پهنه برشی را راست‌بر عادی نشان می‌دهد (شکل ۱۳-ب).

۴-۵. ویژگی‌های میکروسکوپی پهنه برشی

از نظر بافت میکروسکوپی تنوع زیادی در میگماتیت‌ها و همچنین در بخش‌های سه‌گانه یک میگماتیت (لوکوسم، مزوسوم، ملانوسم) دیده می‌شود. در میگماتیت‌های سیمین در برخی از موارد، مذاب مهاجرت یافته حرکت کمی کرده است (جعفری، ۱۳۸۵) به طوری که برگ‌وارگی پیشین به سمت لوکوسم به طور پیش‌رونده کاهش پیدا می‌کند. این حالت بیان‌گر آاناتکسی‌های پس از زمین‌ساخت (Post-tectonic) است. در بسیاری از موارد مزوسوم جهت‌یافتگی داشته اما لوکوسم جهت‌یافتگی ندارد که این حالت را به آاناتکسی همزمان با زمین‌ساخت (Syn-tectonic) نسبت داده‌اند (جعفری، ۱۳۸۵). بنابراین میگماتیت‌زایی در منطقه به دو صورت پیش و همزمان با زمین‌ساخت رخ داده است. در میگماتیت‌ها کوارتز، فلدسپار قلبایی، پلاژیوکلاز و میکا، کانی‌های مشترک تشکیل دهنده لوکوسم‌ها هستند که از نظر

منطقه همدان و قرار داشتن لایه‌های سخت ماسه‌سنگ دگرگون شده با متاکوارتزیت در درون متاپلیت‌ها شرایط تشکیل میگماتیت‌های با فابریک سوروییتیک فراهم شده است (بهاری فر، ۱۳۸۳). همچنین در میگماتیت‌ها ساختارهای جناحی (Flanking structure) از نوع باند برشی به فراوانی دیده می‌شود.

۴-۲. فابریک پهنه برشی در هورنفلس‌ها

آثار پهنه برشی در هورنفلس‌ها نیز به اشکال گوناگونی دیده می‌شود. برگواره میلوئیتی در این واحد موقعیت میانگین ۴۰/۰۶۲ (جهت شیب / شیب) و خطواره کششی موقعیت میانگین ۴۵/۰۴۰ داشته و به سمت شمال خاور میل دارد. شواهد عملکرد نیروهای کششی در هورنفلس‌ها همچنین به صورت بودین‌شدگی برخی از کانی‌های کشیده مثل آندالوزیت‌ها دیده می‌شود. درشت‌بلورهای آندالوزیت که در پهنه برشی قرار گرفته‌اند، در اثر نیروی کششی این پهنه شکسته شده و در بین قطعات بودین شده آنها بلورهای هم بعد کوارتز رشد کرده است. بیشینه مقدار این کشیدگی (Extension) براساس $(L_1 - L_0 / L_0)$ برابر ۲/۳ به دست آمده است L_0 طول اولیه و L_1 طول ثانویه است). فضای میان بودین‌ها را کوارتزهای هم بعد پر کرده که نشانگر رشد کوارتزها بعد از عملکرد فازهای کششی است. به خاطر جهت‌های مختلف رشد درشت‌بلورهای آندالوزیت دگرشکلی آنها در پاسخ به کشیدگی در برش طولی و عرضی متفاوت است. آندالوزیت‌ها در برش طولی خود گاه افزون بر بودین شدن، جابه‌جایی‌های قائم نیز نشان می‌دهند و حتی به اشکال Z و S نیز دیده می‌شوند (شکل ۷-الف). درشت‌بلورهایی که در جهت برش عرضی خود در معرض کشیدگی قرار گرفته‌اند به شکل بیضی درآمده و بودین شده‌اند (شکل ۷-ب) و در قسمت بودین آنها کوارتز رشد کرده و یا این که بلورهای کوارتز به صورت بال‌هایی از دو طرف برش عرضی آندالوزیت رشد کرده است (شکل ۷-ج). برخی از درشت‌بلورهای آندالوزیت با چرخش قطعات بودین شده خود در پهنه برشی آشکارا کینماتیک پهنه برشی را در خود ثبت کرده‌اند (شکل ۷-د). درشت‌بلورهای آندالوزیت منطقه سیمین و ابرو که امتداد میانگین N45E و میل ۳۰-۴۵ دارند بیشترین کشیدگی را از خود نشان می‌دهند (شکل ۸-الف و ب). مقدار کشیدگی در آندالوزیت‌ها نسبت به امتداد آنها پراکندگی عادی داشته و از منحنی گوس پیروی می‌کند. همان‌طور که در بالا اشاره شد، رشد بلورهای آندالوزیت در این بخش اتفاقی بوده و آنها جهت‌یابی‌های مختلفی دارند. بلورهایی که امتداد آنها به محور بزرگ بیضوی و واتش نزدیک تر بوده است، مقدار کشیدگی بیشتری را در خود ثبت کرده‌اند و بلورهایی که هیچ کشیدگی نداشته و سالم مانده‌اند به کوچک‌ترین محور بیضوی و واتش نزدیک تر بوده‌اند. همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود بلورهایی که امتداد میانگین آنها N45E است بیشترین کشیدگی را نشان می‌دهند و بلورهایی که امتداد میانگین آنها حدود ۹۰ درجه با بلورهای بودین شده فاصله دارند هیچ نوع کشیدگی نشان نمی‌دهند. آندالوزیت‌های بودین شده به همراه کوارتزهای موجود در بین قطعات خود با دگرشکلی سوم چین خورده‌اند (شکل ۹) و این موضوع نشان می‌دهد که حادثه بودین‌شدگی پیش از دگرشکلی سوم و احتمالاً همزمان با دگرشکلی دوم در منطقه رخ داده است. افزون بر موارد یاد شده، رگه‌های کوارتز دگرشکل شده و چین‌های غلافی در هورنفلس‌ها وجود پهنه برشی را در این واحد تأیید می‌کنند.

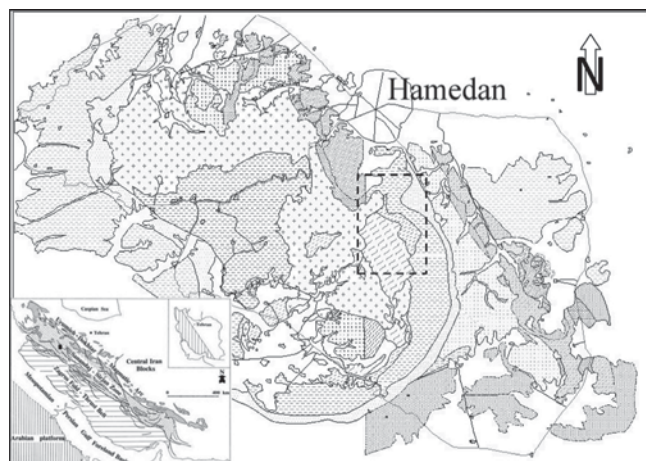
۴-۳. فابریک پهنه برشی در گرانیت

پهنه برشی در گرانیت‌های منطقه خاکو سبب تشکیل برگواره و خطواره میلوئیتی نسبتاً قوی شده است و گرانیت‌ها را به گرانیت میلوئیتی تبدیل کرده است. خطواره میلوئیتی در این بخش از منطقه به سمت شمال خاور میل دارد اما برگ‌وارگی میلوئیتی در اثر چین‌خوردگی به سمت‌های شمال خاور و شمال باختر تغییر جهت داده است. گرگهک‌های تورمالین که در پهنه برشی قرار گرفته‌اند در اثر برش تغییر شکل داده و

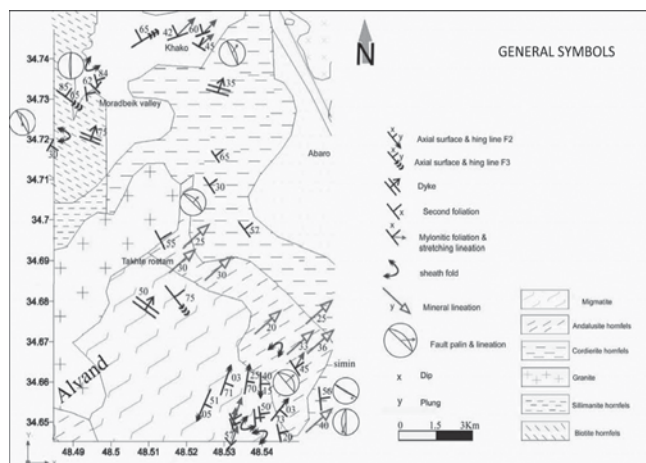
عمومی زمین ساخت ترفشارشی سندج- سیرجان در سنگ‌های مجاور الوند مثل میگماتیت‌ها و هورنفلس‌ها گسترش یافته است. حداقل ۵ مرحله فعالیت پلوتونیزم در الوند تعیین شده است (سپاهی گرو، ۱۳۷۸) که در فاصله ۶۷ تا ۷۶ میلیون سال پیش تزریق رگه‌ها، پگماتیت‌ها و بخش‌هایی از گرانیتوئیدها صورت گرفته است و مصادف با دگرگونی دوم دیناموترمال و دگرگونی مجاورتی بوده و باعث تشکیل میگماتیت‌ها در حاشیه توده نفوذی الوند شده است (بهاری فر، ۱۳۸۳). به احتمال زیاد همزمان با نفوذ توده در این زمان نیروهای زمین ساختی فعالی در منطقه حاکم بوده و باعث تشکیل پهنه برشی سیمین - دره مرادیبک به صورت موازی با فابریک چیره سنگ‌های بستر در این منطقه از سندج - سیرجان شده است. بنابراین می‌توان گفت که زمان فعالیت پهنه برشی سیمین - دره مرادیبک نیز در فاصله زمانی ۶۷ تا ۷۶ میلیون سال پیش در این بخش از منطقه همدان صورت گرفته است.

سپاسگزاری

از آقای C.W. Passchier از دانشگاه Mains آلمان به سبب راهنمایی‌ها و نظرات ارزشمندشان تشکر و قدردانی می‌کنیم.



شکل ۱- نقشه منطقه همدان و موقعیت پهنه برشی سیمین - دره مرادیبک در جنوب شهر همدان.



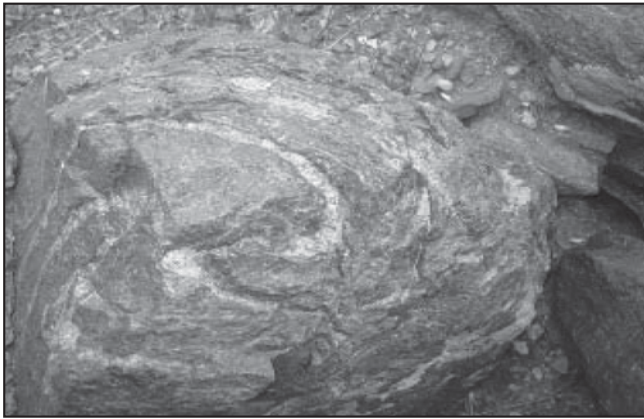
شکل ۲- نقشه ساختاری منطقه سیمین - دره مرادیبک.

بررسی فابریک در میگماتیت‌ها دارای اهمیت است. هر یک از کانی‌های بالا رفتار ویژه‌ای در برابر دگرریختی دارند. کوارتزها در دو اندازه ریز و درشت هستند که در اثر بهم ریختگی و تغییر شکل شبکه بلوری، همگی خاموشی موجی نشان می‌دهند و حجم زیادی از بخش لوکوسم را تشکیل می‌دهند. مرزهای اکثر کوارتزها نامنظم و موجی شکل است اما بعضی از آنها نیز مرزهای مستقیم داشته و با یکدیگر زاویه ۱۲۰ درجه می‌سازند. از دگرریختی‌های شایع در میلوئیت‌ها تبلور دوباره است. دانه‌های جدید و ریز کوارتز به طور معمول در مرز کانی‌ها تمرکز دارند. فلدسپار قلیایی نیز به صورت دانه‌های بزرگ و کوچک شکل دار و بی‌شکل دیده می‌شوند. در هورنفلس‌های کوردیریت - آندالوزیت دار درشت بلورهای کوردیریت همزمان با زمین ساخت دیده می‌شود که فابریک داخلی آنها نسبت به فابریک زمینه حالت سیگموئیدی دارد و چرخش راست بر عادی را نشان می‌دهد (شکل ۱۴- الف و ب). همچنین پورفیروکلست کوردیریت با دنباله نوع دلتا حرکت راست بر عادی را در این واحد سنگی تأیید می‌کنند (شکل ۱۵- الف و ب). در این سنگ‌ها کانی‌های کوارتزی که در بین برگ‌وارگی قرار دارند تحت شدگی نشان می‌دهند.

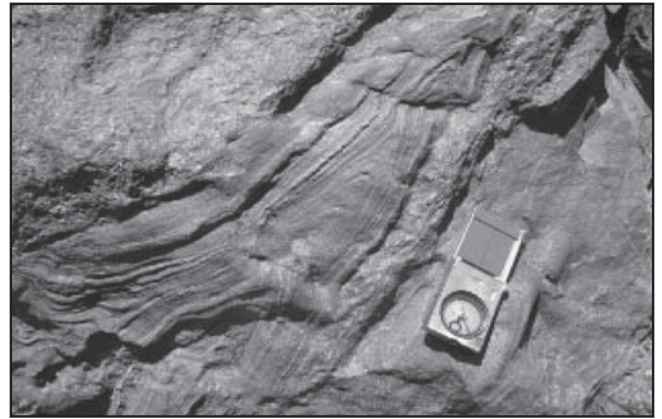
در گرانیت میلوئیتی خاکو فلدسپارهای قلیایی درشت به طور آشکار دگرریختی را نشان می‌دهد و در نمونه‌های میکروسکوپی ماکل دگرشکلی دارند و کوارتزها تبلور دوباره و جهت‌یافتگی شدیدی را نشان می‌دهند (شکل ۱۶- الف و ب). پدیده‌هایی مثل خاموشی موجی کانی‌های کوارتز و ریز دانه شدن کوارتز و فلدسپارها تغییر شکل پلاستیکی درون بلوری را نشان می‌دهد.

۵- بحث و نتیجه‌گیری

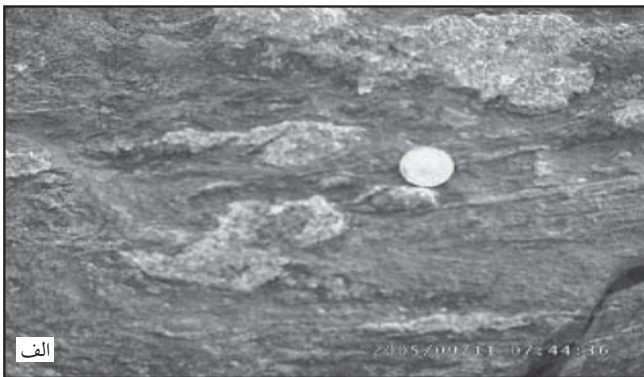
پهنه برشی سیمین - دره مرادیبک روند شمال باختر - جنوب خاور دارد که شیب آن ۳۰-۵۰ بوده و خطواره کششی با میل ۴۵-۳۰ به سمت شمال خاور گسترش یافته است. تعیین کننده‌های سوی برش نوع پهنه برشی را عادی با کمی مؤلفه امتدادی تعیین می‌کند. در برگ‌وارگی میلوئیتی که به سمت شمال باختر شیب دارند مؤلفه امتدادی راست بر و در برگ‌وارگی‌هایی که به سمت شمال خاور شیب دارند مؤلفه امتدادی چپ بر وجود دارد و خطواره کششی به طور کامل در راستای شیب قرار ندارد. در حالی که خطواره‌های کششی همگی به سمت شمال باختر میل دارند و پراکندگی نشان نمی‌دهند تغییر جهت برگ‌وارگی میلوئیتی نشان می‌دهد که این پهنه برشی خود به همراه سنگ‌های بستر در چین‌خوردگی نسل سوم شرکت داشته و همراه آنها چین خورده است. فابریک سوروییتیک و شکستگی‌های کششی و گوه‌ای شکل لایه‌ها در میگماتیت‌ها که دوباره توسط میگماتیت پر شده‌اند و همچنین دگرشکلی‌هایی شکل‌پذیر لوکوسم میگماتیت‌ها، عملکرد پهنه برشی را همزمان تا پس از تشکیل میگماتیت‌ها در منطقه نشان می‌دهد. همچنین وجود درشت بلورهای آندالوزیت بودین شده که در دگرشکلی سوم چین خورده‌اند ثابت می‌کند فعالیت پهنه برشی پیش از دگرشکلی سوم در منطقه رخ داده است. از طرفی فابریک چیره در اطراف توده نفوذی الوند در همدان دارای یک روند ثابت نبوده بلکه در اطراف آن تقریباً "با حاشیه توده نفوذی موازی است (شکل ۱۷). به طوری که در بخش شمال خاوری و جنوب باختری دارای روند NW-SE و در بخش‌های جنوب خاوری و شمال باختری دارای روند NE-SW است (محجل و همکاران، ۱۳۸۵). پهنه برشی سیمین - دره مرادیبک نیز که در بخش شمال خاور توده نفوذی الوند قرار دارد از فابریک این بخش پیروی می‌کند و شبیهی به سمت شمال خاور دارد و به صورت باندهای برشی (Shear band) و هم سو (Synthetic) با روند



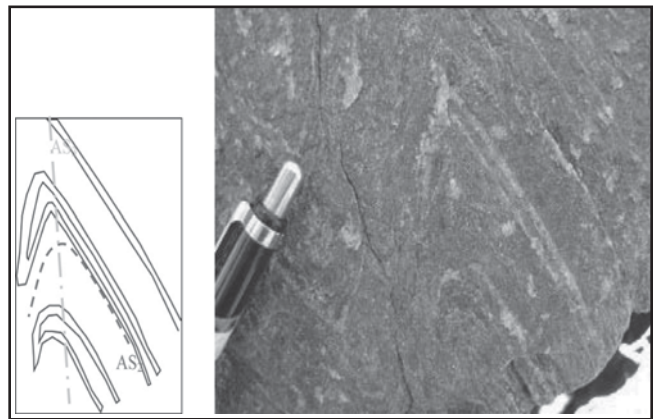
شکل ۴- الف) طرح تداخلی چین نسل اول و دوم در هورنفلس میگماتیت دره مرادبیک.



شکل ۳- چین مشابه به صورت بسته و با محور و سطح محوری شیب دار در میگماتیت سیمین.



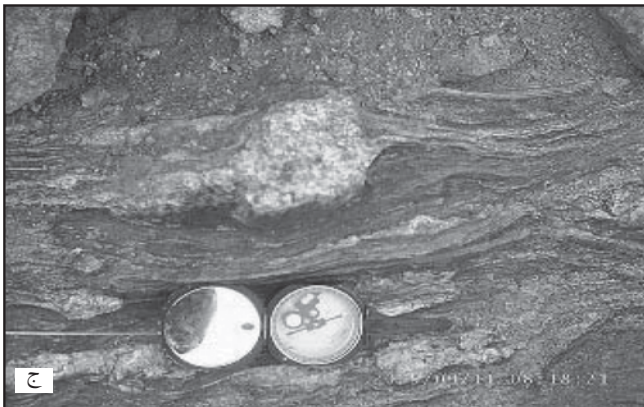
الف



ب) طرح تداخلی چین های نسل دوم و سوم در هورنفلس های انتهای دره مرادبیک و شکل شماتیک آن.

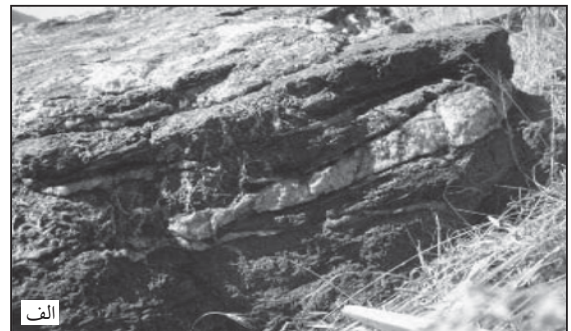


ب



ج

شکل ۵- الف) لوکوسم های مونوکلینیک با حرکت راست بر در میگماتیت دره سیمین. ب) مقطع عرضی (عمود بر محور کشیدگی) چین غلافی از لوکوسم ها در دره سیمین. ج) پورفیروکلاست پوششی دلتا با حرکت راست بر (دید به سمت شمال باختر) در میگماتیت دره سیمین.

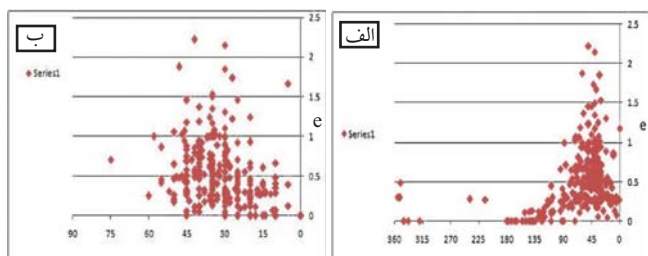


الف

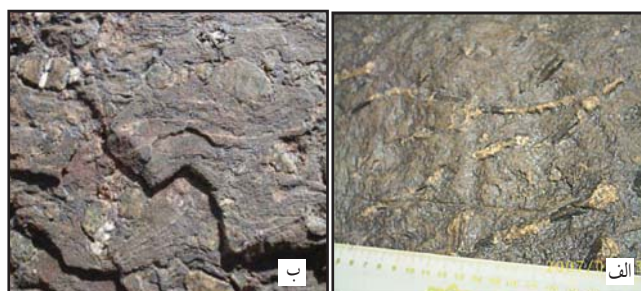


ب

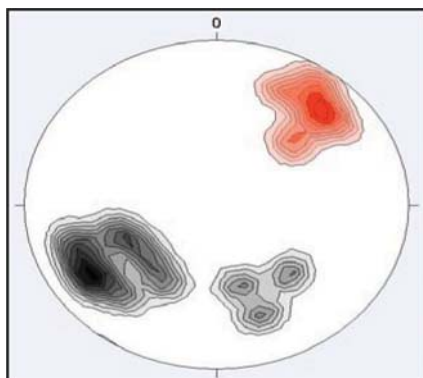
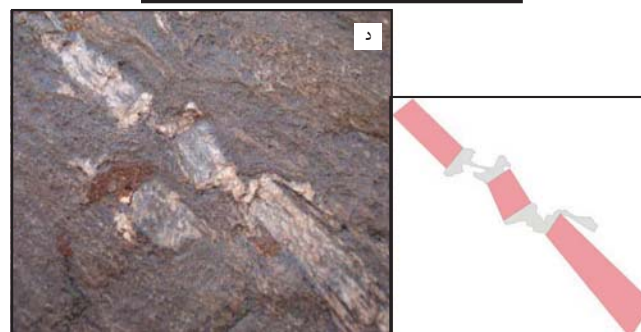
شکل ۶- الف) چین برگشته با یال برگشته ستر در میگماتیت های دره مرادبیک. ب) چین بی ریشه (پایین سمت راست شکل) و انکلاوهای گابرویی بودین شده در بالای آن.



شکل ۸- الف) موقعیت امتداد درشت بلورهای آندالوزیت (محور افقی) در برابر کشیدگی (e). ب) موقعیت میل درشت بلورهای آندالوزیت (محور مایل) در برابر کشیدگی (e).

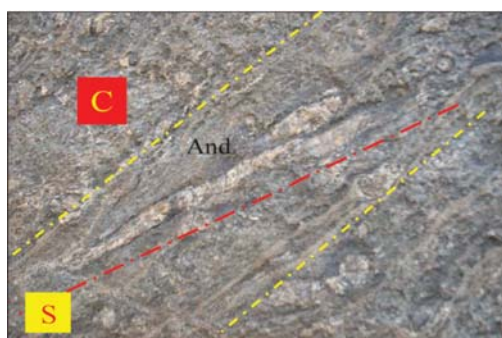


شکل ۹- چین خوردگی درشت بلور آندالوزیت به همراه بخش های کوآرتز در دگرشکلی نسل سوم.



شکل ۱۱- موقعیت کلی قطب بر گوارگی میلوینیتی برداشت شده و کنتور دیاگرام خطواره کششی (رنگ قرمز) برداشت شده.

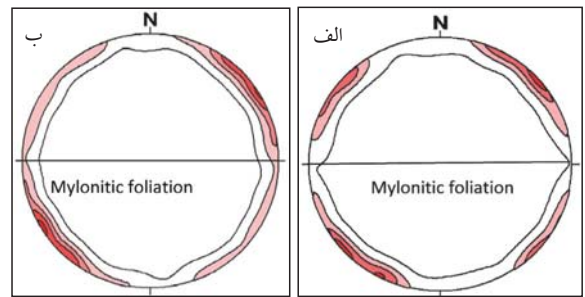
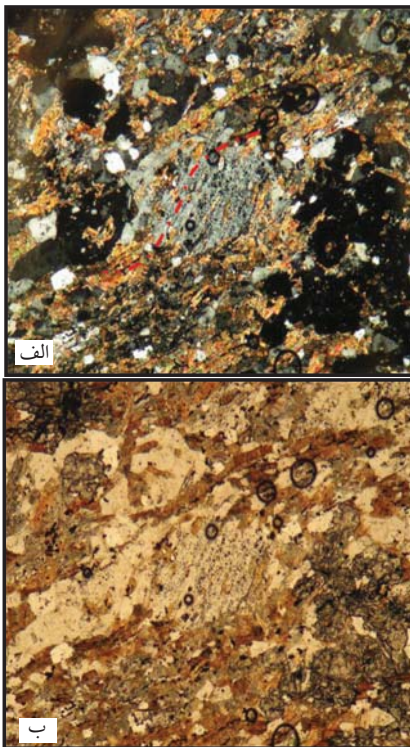
شکل ۷- الف) درشت بلور بودین شده آندالوزیت به شکل Z. ب) برش عرضی آندالوزیت به شکل بیضی که بودین شده (در بالا سمت چپ تصویر). ج) رشد کوآرتز پیرامون برش عرضی کوآرتز. د) آندالوزیت بودین شده به همراه چرخش راست بر قطعه وسط آن و تغییر جهت رشد کوآرتزها به پیروی از این چرخش و شکل شماتیک آن (عکس از برش قائم سنگ، دید به سمت شمال باختر).



شکل ۱۲- فابریک C/S در میگماتیتها، درشت بلور آندالوزیت موازی S قرار گرفته و بیشترین کشیدگی را متحمل شده است (دید به سمت جنوب خاور).

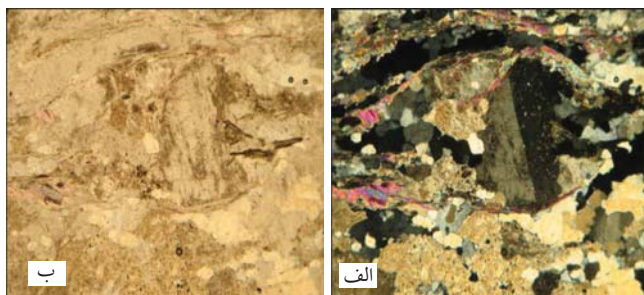
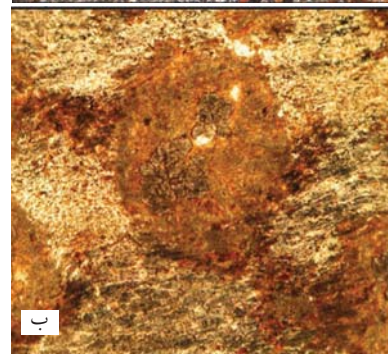


شکل ۱۰- فلدسپار دگرشکل شده با حرکت راست بر عادی در گرانیت پورفیرویدی خاکو (دید به سمت شمال باختر).



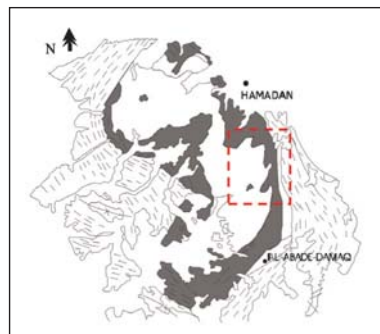
شکل ۱۳- الف) جهت یابی ترجیحی محورهای نوری کوارتزها در گرانیت میلونیتی خاکو با حرکت راست بر. ب) جهت یابی ترجیحی محورهای نوری کوارتزها در لوکوسم میگماتیت با حرکت راست بر.

شکل ۱۴- الف) درشت بلور همزمان با زمین ساخت و چرخش برگوارگی درون آن در هورنفلس کوردیریت دار (نور پلاریزه). ب) نور طبیعی.



شکل ۱۶- الف) تبلور دوباره کوارتز و فابریک C/S با حرکت راست بر در گرانیت میلونیتی خاکو، بزرگنمایی 10X. ب) تصویر میکروسکوپی نور عادی.

شکل ۱۵- الف) درشت بلور کوردیریت نوع دلتا با حرکت راست بر که در اثر دگرگونی پس رونده به بیوتیت و گارنت تبدیل شده است، بزرگنمایی 10X. ب) تصویر میکروسکوپی نور عادی.



شکل ۱۷- توده گرانیتوئید الوند و چرخش فابریک در سنگ های دربرگیرنده به موازات همبری توده نفوذی. موقعیت منطقه مورد بررسی و سازگاری آن با فابریک این بخش از پیرامون توده الوند (شکل از محجل، ۱۳۸۴).

References

- Baharifar, A. A., 2005- Petrology of metamorphic rocks of Hamedan region, Ph.D thesis, Tarbiat moallem university.
- Eghlimi, B., 1998- Hamedan map scale 1/100000, Ministry of industries and mines geological survey of Iran.
- Jafari, R., 2007- Petrology of migmatites and plutonic rocks of south Simin area, Hamedan, master of science thesis, Bu AliSina university.
- Jiang, D., Williams, P., 1999- When do dragfolde not develop into sheath folds in shear zones, *J. Strutural geology*, V.21, P.577-583.
- Johnson, T. E., Hudson, N. F. C. & Droop, G. T. R., 2003- Evidence for a genetic- granite-migmatite link in the dalradian of NE Scotland, *J. geol.soci.london*, 160, pp.447-457.
- Harris, B. L., 2003- Folding in high-grade rocks due to back-rotation between shear zones. *journal of structural geology*. vol 25. 223-240.
- Kocher, T., Mancktelow, N. S., 2006- Flanking structure development in anisotropic viscous rock. *J.structural geology* 28, P.1139-1145.
- Lindh, A. & Wahlgren, C., 1985- migmatite formation at subsolidus conditions – an alternative to anatexis. *J.metamorphic geology*. Vol.3, P. 1-12.
- Mani kashani, S., 2007- The study of plutonic rocks and their metamorphic aureole in Khakoo area, hamedan, master of science thesis, Bu AliSina university.
- Mohajjel, M. & Sahandi, M., 1999- Tectonic evolution of Sanandaj- Sirjan zone at the northwest part and introduce new subzone, scientific quarterly jurnal of Geosience, number 31-32, 2001
- Mohajjel, M., 2006- The effect of transpression on the ascention of Sanandaj-Sirjan zone's granitoid plutons (northwest part), 9th Conference of geology association of Iran.
- Mohajjel, M., Baharifar, A., Moinevaziri, H. & Nozaem, R., 2006- Deformation history, micro-structure and P-T-t path in ALS bearing schist's, southeast Hamadan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J., 2005- *Microtectonics* (2nd ed.), Springer-Verlag, Berlin.
- Passchier, C., 2001- Flanking structures. *Journal of Structural Geology* 23, 951-962.
- Ramsay, J. G., Huber, M., 1988- *The Techniques of Modern Structural Geology*. Academic Press, V. 2, P.309-700.
- Sepahigaro, A. A., 1999- Petrology of Alvand plutonic rocks with special putlook on granitoids, Ph.D thesis, Tarbiat moallem university.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M., 1992- *Structural Geology*. Freeman and Compny, New York, 532pp.

Focal Mechanism of December 20, 2007, Tabriz Earthquake Using Accelerograph Data

H. Hamzehloo^{1*}, E. Farzanegan² & H. Mirzaei²

¹ International Institute of Earthquake. Engineering and Seismology, Tehran, Iran

² Building and Housing Research Center, Tehran, Iran

Received: 2008 April 27

Accepted: 2008 November 30

Abstract

The December 20, 2007 earthquake has occurred three months after the September 16, 2007 earthquake near the Tabriz city in East Azarbaijan province. We have used SH- waves accelerographs data and Brune model to estimate the causative fault plane parameters. The strike, dip and rake have been estimated as 310°, 85° and 170°, respectively. The focal mechanism shows right- lateral strike slip, which is consistent with the North Tabriz Fault. This is the first focal mechanism for the North Tabriz fault based on the strong ground motion data.

Keywords: SH- Waves, Focal Mechanism, North Tabriz fault

For Persian Version see pages 35 to 38

* Corresponding author: H. Hamzehloo; E-mail: hhamzehloo@iiees.ac.ir

Structural Analysis of Simin-Darreh Moradbeik Shear Zone, South of Hamedan

L. Izadi kian^{1*}, A. Alavi² & M. Mohajje³

¹University of Bu-Ali Sina, Faculty of Science, Department of Geology, Hamedan, Iran

²University of Shahid Beheshti, Faculty of Earth Science, Department of Geology, Tehran, Iran.

³ University of Tarbiat Modarres, Faculty of Science, Department of Geology, Tehran, Iran.

Received: 2008 May 14

Accepted: 2008 December 10

Abstract

The Simin- Darreh Moradbeik shear zone is located in the south of Hamedan city with 5 km width and at least 10 km length. The portion of contact metamorphic rocks, plutonic rocks and migmatites are affected by this shear zone. At least three ductile deformation stages are recognized by folding and foliation of each stages of deformation. All of deformation stages are coaxial and created interference pattern of folding. Field evidence shows tension and shear stress in this area. The shear zone dips to northeast and northwest with normal sense of shear movement. This shear zone deformed locosom of migmatite, boudinage of andalusite porphyroblast and formed granitic mylonite from Khako granite. Distribution of mylonitic foliation poles show refolding of this shear zone at the next deformation stages. According to deformation stages in Hamadan tectonites, possibly this shear zone formed syn to post second deformation (D2)

Keywords: Shear zone, Migmatit, Ductile deformation, Hamedan

For Persian Version see pages 39 to 46

*Corresponding author: L. Izadi kian; E-mail: Izadikian@yahoo.com

Calculation and Interpretation of Some Morphotectonic Indices Around the Torud Fault, South of Damghan

M. Khademi^{1*}

¹Damghan University of Basic Sciences, Damghan, Iran.

Received: 2008 August 12

Accepted: 2008 December 10

Abstract

The only geologic evidence of the neotectonic activity of the Torud region is its seismicity which assumed to be related to the Torud seismogenic fault. This fault has been overlain by the Quaternary alluvium in the major part of its length. Therefore, the study of morphotectonic characteristics of the region gives more evidences about its activity. Calculation of three morphotectonic indices including stream length – gradient (SL) and ratio of valley – floor width to valley height (Vf) of stream channels and mountain front sinuosity (Smf) shows high SL values (425 – 1044) and low Vf (2.68 – 3.34) and Smf (1.05 – 1.44) values and indicate