

تحلیل ساختاری، خاستگاه و شرایط دگرشکلی زون‌های برشی شکل‌پذیر در توده‌ی گرانیتوئیدی ده نو- غرب مشهد

بهنام رحیمی*، حسین علی زاده

دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۰/۱۱، نسخه نهایی: ۸۸/۱۲/۲۳)

چکیده: در مجموعه‌ی دگرگونی و افیولیتی مشهد توده‌های گرانیتوئیدی در سه مرحله‌ی ماگماتیسیم، نفوذ کرده‌اند. در اولین مرحله از ماگماتیسیم و در تریاس پسین، (نورین، 4 ± 215 میلیون سال) توده‌ی ده نو با ترکیب گرانودیوریتی-دیوریتی در این مجموعه نفوذ کرد. این توده‌ی نفوذی با زون‌های برشی شکل‌پذیر دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی قطع شده است. این زون‌های برشی، تغییرات ساختاری شکل‌پذیر شدیدی را نشان می‌دهند. سنگ‌های توده‌ی ده نو در راستای این زون‌های برشی به پروتو میلونیت و میلونیت و اولترا میلونیت دارای برگواهی پر شیب میلونیتی و خطواره‌ی کشیده کانی با میل اندک تبدیل شده‌اند. نشانگرهای سمت و سوی برش نظیر بافت S-C، چین‌های نامتقارن، پورفیروکلاست‌های نامتقارن، میکاهای پولک ماهی و ریز ساختار دمیو در پورفیروکلاست‌ها بیانگر آنند که تغییرات شکل‌پذیر با حرکت راستا لغز راستگرد همراه با مولفه‌ی معکوس و قابل تفسیر، به یک رژیم ترا فشارشی وابسته بوده است. کانی‌ها در سنگ‌های میلونیتی، ریز ساختارهای متنوعی نظیر خاموشی موجی وصله‌ای و صفحه شطرنجی، شکستگی‌های برشی، تیغه‌های تغییر ساختاری، تشکیل دانه زمینه، تجدید تبلور دینامیکی از نوع BLG و SGR در دانه-های کوارتز، تشکیل دانه زمینه، ماکل‌های دگرشکلی، پرتیت‌های شعله‌ای در فلدسپات‌ها، را نشان می‌دهند که همه‌ی آن‌ها نشان دهنده‌ی تغییرات ساختاری شکل‌پذیر در دمای $300-500$ درجه سانتی‌گراد (شرایط رخساره‌ی بالای شایست سبز و پایین آمفیبولیت) هستند. سن و روابط میان واحدهای سنگ‌شناسی موجود در منطقه‌ی مورد بررسی بیانگر آن است که زون‌های برشی شکل‌پذیر در خلال کوهزایی سیمرین و در بازه‌ی زمانی نورین تا ژوراسیک پیشین تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زون‌های برشی شکل‌پذیر، دیوریت ده نو، مشهد.

مقدمه

بخش‌های میانی و عمیق پوسته هستند [۱]. زون‌های برشی معمولاً به‌صورت موازی، مزدوج و گاه مشبک در سنگ‌های بلورین با ترکیب همگن نظیر گرانیتوئیدها، گنیس‌ها و گابروها که دستخوش شرایط دگرگونی تا رخساره‌های شایست سبز، شایست آبی و یا آمفیبولیت و گرانولیت شده‌اند، گسترش می‌یابند [۲]. زون‌های برشی شکل‌پذیر ویژه‌ی رژیم‌های

زون‌های برشی با تغییرات ساختاری شکل‌پذیر، پهنه‌های باریکی را تشکیل می‌دهند که در آن سنگ‌ها در نتیجه‌ی تمرکز کرنش ناهماهنگ نسبت به پیرامون خود تغییر ساختار یافته‌اند. این ساختارها که با پهنای متفاوت از چند سانتی‌متر تا چند کیلومتر دیده می‌شوند از ویژگی‌های ساختاری متداول در

* نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۸۷۹۷۲۷۵ (۰۵۱۱)، پست الکترونیکی: b-rahimi@ferdowsi.um.ac.ir

زمین‌ساختی خاصی نبوده و تقریباً در تمامی رژیم‌های زمین-ساختی تشکیل می‌شوند. در این زون‌ها معمولاً سنگ‌ها به شکل میلونیتی با برگواره و خطواره‌های گسترش یافته دیده می‌شوند. میلونیت‌ها معمولاً دارای ساختارهای مزوسکوپی و میکروسکوپی خاصی هستند که تحلیل جنبشی و تعیین شرایط فشار و دمای تغییرات ساختاری را در آن‌ها امکان‌پذیر می‌کنند. زمین‌شناسان بسیاری در نقاط جهان به بررسی و تحلیل تکامل و چگونگی گسترش دینامیکی و جنبشی زون-های برشی شکل‌پذیر پرداخته‌اند. بررسی‌های انجام شده روی میلونیت‌ها در زون‌های برشی شکل‌پذیر نشان داده است که در تشکیل این سنگ‌ها جریان یافتگی شکل‌پذیر، کاهش اندازه‌ی ذرات و تبلور مجدد دینامیکی بسیار اهمیت داشته‌اند. [۴،۳]

بررسی‌های تجربی و مدل‌سازی عددی در زون‌های برشی شکل‌پذیر نشان داده است که شکل‌گیری و تکامل زون‌های برشی نتیجه‌ی ترکیبی از جریان چسبنده و نرم شدگی حاصل از کرنش در سنگ‌های همگن بوده و برای تشکیل آن‌ها نیازی به حضور سطوح جدا شده از پیش موجود نیست [۵-۸]. برخی دیگر از پژوهشگران تمرکز کرنش برشی روی شکستگی‌های از پیش موجود نظیر درزه‌ها و گسل‌ها را در تشکیل زون‌های برشی شکل‌پذیر موثر می‌دانند [۹-۱۱].

توده‌های گرانیتوئیدی مشهد همانند بسیاری از توده‌های گرانیتوئیدی در نوارهای کوهزایی، مکان مناسبی برای گسترش زون‌های برشی شکل‌پذیر بوده‌اند. در این پژوهش ویژگی‌های ساختاری در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی، تحلیل حرکت‌شناسی و شرایط دما و فشار در شکل‌گیری و تکامل زون‌های برشی شکل‌پذیر در توده‌ی تونالیتی-گرانودیوریتی ده نو از مجموعه‌ی توده‌های گرانیتوئیدی غرب مشهد، توصیف و تحلیل می‌شوند.

موقعیت زمین‌شناسی

رشته کوه بینالود ارتفاعاتی را با روند شرقی جنوب شرقی-غربی شمال غربی در شمال شرقی ایران تشکیل می‌دهند. این رشته کوه از غرب به رشته جبال البرز و از شرق به کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان متصل است. از سمت شمال با واسطه‌ی خط مفصلی پالوثوتیس با کمربند چین خورده‌ی کپه داغ و از جنوب به دشت نیشابور - سبزوار محدود است (شکل ۱ الف). مجموعه‌ی دگرگونی - افیولیتی مشهد به صورت نواری از سنگ‌های دگرگون در دامنه‌ی شمالی این رشته کوه رخنمون یافته است. [۱۲] با بررسی این مجموعه و مقایسه آن با سنگ‌های مشابه در شمال افغانستان، آن را بخشی از کمربند

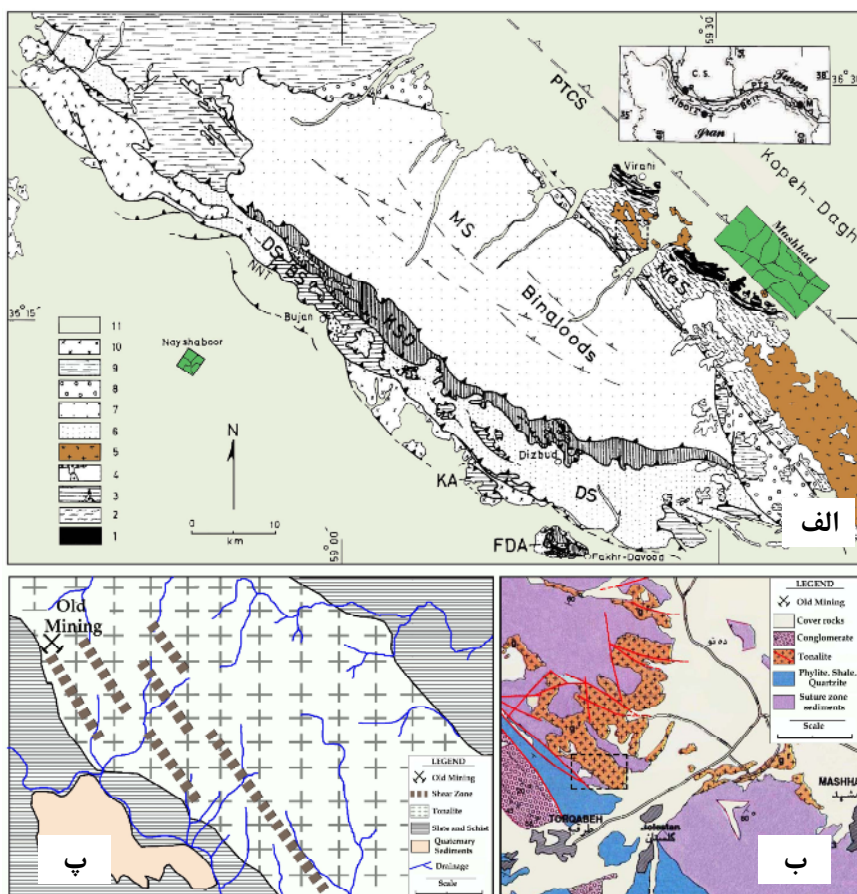
هرسینین در شمال ایران دانسته و دگرگونی آن را نتیجه‌ی رخداد کوهزایی هرسینین می‌دانند. [۱۳] مجموعه‌ی دگرگونی افیولیتی مشهد را متشکل از سه گروه سنگی شامل سنگ‌های افیولیتی، نهشته‌های توربیدیتی دگرگون شده و سنگ‌های آذرآواری دگرگون شده تشخیص داده است. وی تغییرات ساختاری در این مجموعه را حاصل دو مرحله گسلش رورانه و سه مرحله چین خورده می‌داند که در طی دو نسل تغییرات ساختاری هم محور در کوهزایی سیمیرین رخ داده‌اند. بررسی عناصر کمیاب در گدازه‌های بازالتی در بخش افیولیتی مجموعه-ی دگرگونی مشهد نشان داده است که گدازه‌ها از دو خاستگاه کمان ماگمایی و پوسته‌ی اقیانوسی ریشه گرفته‌اند [۱۴]. تعیین سن مطلق نمونه‌هایی از گابروها در این بخش به روش K/Ar توسط [۱۴] موید سن کربونیفر پسین-پرمین پیشین برای بخش افیولیتی این مجموعه است. سنگ‌ها در مجموعه‌ی دگرگونی - افیولیتی مشهد، دستخوش دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند. در دگرگونی ناحیه‌ای مرحله‌ی اول که تحت تاثیر کوهزایی هرسینین رخ داده است، سنگ‌ها تا رخساره‌ی شیست سبز دگرگون شده‌اند و با تاثیر کوهزایی سیمیرین در مرحله‌ی بعد سنگ‌ها دومین مرحله‌ی دگرگونی را تا شرایط دما و فشار پایین رخساره‌ی شیست سبز تحمل کرده‌اند [۱۵]. توده-های گرانیتوئیدی با ترکیب تونالیت، گرانودیوریت، مونزونیت، بیوتیت-موسکوئیت لوکوگرانیت و دایک‌های پگماتیته در مجموعه‌ی دگرگونی مشهد نفوذ کرده‌اند و هاله‌های دگرگونی مجاورتی را در آن به وجود آورده‌اند. بررسی ژئوشیمی این توده‌ها نشان داده است که توده‌های یادشده از نوع S بوده و خاستگاه متفاوتی دارند. توده‌های گرانودیوریتی و تونالیتی از یک خاستگاه مافیک و توده‌های مونزونیتی با خاستگاه عمیق همراه با آلودگی پوسته‌ای داشته و لوکوگرانیت‌ها و پگماتیته‌ها از ذوب بخشی پوسته ناشی شده‌اند [۱۵]. توده‌ی ده نو در غرب مشهد یکی از قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی است (شکل ۱ ب). این توده‌ی نفوذی که در فاصله زمانی میان دو مرحله‌ی دگرگونی در سنگ‌های مجموعه‌ی دگرگونی مشهد نفوذ کرده است، دارای ترکیب هورنبلند بیوتیت تونالیتی تا گرانودیوریتی است [۱۵]. منطقه‌ی مورد بررسی گستره‌ای به گستردگی ۲/۵ کیلومتر مربع را در حاشیه‌ی جنوبی این توده شامل می‌شود (شکل ۱ پ). کانسار طلای طرقله در این بخش قرار دارد. پهنه-ی گسترده‌ای از بخش‌های شرقی و جنوبی منطقه‌ی مورد بررسی را بیوتیت گرانودیوریت با کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، کوارتز و بیوتیت به خود اختصاص داده است.

زون‌های برشی

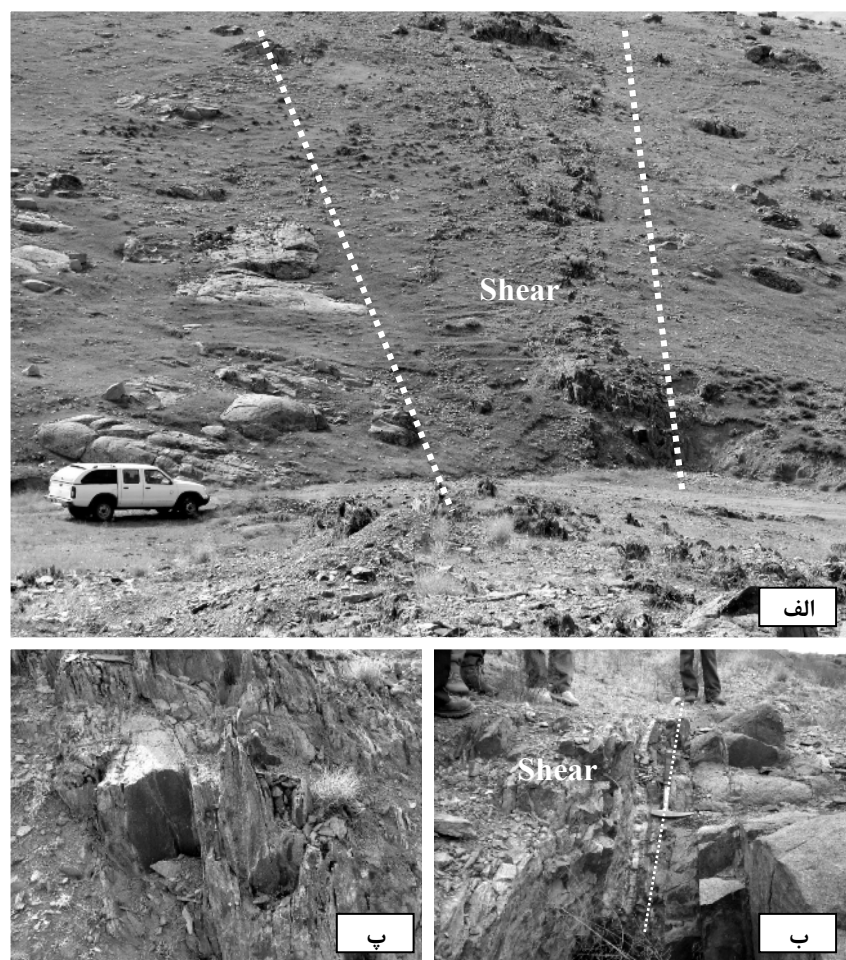
ویژگی‌های عمومی زون‌های برشی

زون‌های برشی در تونالیت -گرانودیوریت ده نو در تعداد و اندازه‌های متفاوت گسترش یافته‌اند. این زون‌ها در گستره‌ی معدن طلای طریقه دارای بیشترین پهنا و طول‌اند. پهنای زون -های برشی بین ۲ تا ۸ متر تغییر می‌کند و طول آن‌ها به بیش از ۷۰۰ متر می‌رسد و روند عمومی آن‌ها NW-SE است (شکل ۲ الف). مرز زون‌های برشی با سنگ اولیه تیز (شکل ۲ ب) و گاه تدریجی است. تغییر ساختاری شکل‌پذیر در این زون‌های برشی گسترش برگواره میلونیتی را به صورت مشبک در آورده است (شکل ۲ پ). برگواره‌ی میلونیتی، چین‌های کشیده و نامتقارن، ساختار S-C، S-C' و خط واره‌های کشیده در این زون‌های برشی از ساختارهای اصلی هستند.

کانی‌های کمیاب این توده عبارتند از آپاتیت، زیرکن و ایلمینیت و کانی‌های ثانویه آن را کلریت، کلسیت و کمی اپیدوت تشکیل می‌دهند. در رخنمون‌های این توده، بیوتیت‌ها سمت‌گیری ترجیحی ضعیفی را نشان می‌دهند و در بخش‌های جنوبی منطقه زینولیت‌هایی از واحد قدیمتر و تیره‌تر در آن دیده می‌شود. توده‌ی ده نو در بخش شمال و شمال غربی منطقه‌ی مورد بررسی دارای ترکیب هورنبلند بیوتیت تونالیت است. هورنبلند بیوتیت تونالیت دارای پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، کوارتز، بیوتیت و به مقدار اندک آمفیبول و کمی کلینوپیروکسن است. کانی‌های کمیاب این بخش شامل آپاتیت، زیرکن و ایلمینیت و کانی‌های ثانویه آن شامل کلریت، اپیدوت و کلسیت است [۱۵]. [۱۶] با تعیین سن مطلق به روش اورانیم - سرب، سن 215 ± 4 میلیون سال (معادل تریاس پسین - نورین) را برای توده‌ی نفوذی ده نو ارائه کرده است.



شکل ۱ الف) نقشه زمین‌شناسی خلاصه شده از کوه‌های بینالود (اقتباس با تغییر از Alavi, 1991): ۱- افیولیت‌های پالئوتتیس. ۲- توریدایت-های فلیشی عمیق دریا. ۳- کربنات‌ها و سیلیسی کلاستیک‌های تبلور مجدد یافته پالئوزویک پایینی همراه با سنگ‌های بیرونی و درونی. ۴- پلوتون‌های گرانودیوریت و گرانیت. ۵- کنگلومرا، شیل و ماسه سنگ‌های کمی دگرگون شده تریاس بالایی - ژوراسیک پایینی. ۶- کربنات و سیلیسی کلاستیک‌های ژوراسیک میانی - کرتاسه. ۷- آتشفشانی، آتشفشانی آواری و آهک‌های پالئوژن. ۸- رسوب‌های نئوژن و کواترنری. ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی خلاصه شده‌ی منطقه مورد بررسی و پهنه‌های مجاور در غرب مشهد. پ) نقشه‌ی زمین‌شناسی توده‌ی ده نو در منطقه‌ی مورد بررسی.

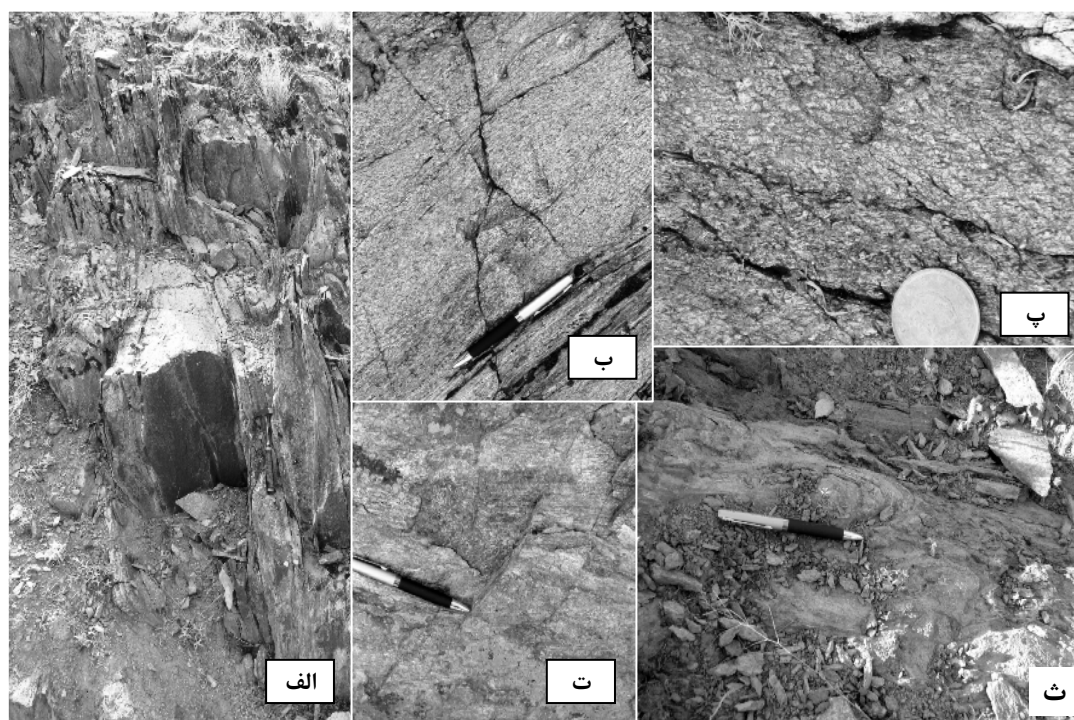


شکل ۲ الف) نمایی از زون‌های برشی در توده‌ی گرانودیوریتی-تونالیتی ده نو. مرز زون برشی با خط چین مشخص شده است. (نگاه به سمت شمال غربی). ب) مرز مشخص میان سنگ‌های تغییر ساختار یافته در زون برشی و سنگ‌ها در توده‌ی ده نو. پ) تصویری نزدیک از زون برشی. در این تصویر کلیواژ میلونیتی به شکل مشبک اطراف بخش‌های عدسی شکلی از سنگ با دگرشکلی کمتر را احاطه کرده‌اند.

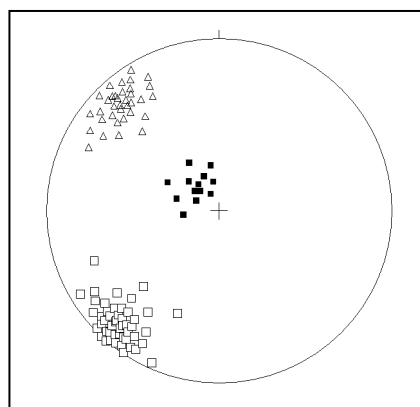
ویژگی‌های مزوسکوپیک زون‌های برشی

تونالیت - گرانودیوریت ده نو در زون‌های برشی تحت تاثیر تغییرات ساختاری شکل‌پذیر بافت میلونیتی را نشان می‌دهد. میلونیت‌ها بر اساس نسبت پورفایر و کلاست به ماتریس قابل رده‌بندی در رده‌ی پروتومیلونیت، میلونیت هستند (شکل ۳ الف و ب). تغییر بافت در سنگ‌های میلونیتی بیانگر تغییرات نرخ کرنش در این زون‌هاست. میلونیت‌ها در این زون‌های برشی با گسترش برگواره‌ای نافذ میلونیتی مشخص هستند (شکل ۳ ب). برگواره میلونیتی در برخی مناطق از زون برشی، ویژگی ساختار S-C' را به نمایش می‌گذارد (شکل ۳ پ). برگواره‌ی میلونیتی در برخی مناطق به صورت چین‌های یکبر با میل زیاد چین خورده‌اند (شکل ۳ ث) چین‌ها دارای لولای مدور تا

کمی زاویه‌دار بوده، تمایل ساعت گرد (Z شکل) دارند و سطح محوری آن‌ها موازی مرز زون‌های برشی است. خطواره کانیاپی کشیده یکی دیگر از ساختارهایی است که در مقیاس رخنمون در میلونیت‌ها دیده می‌شود. این ساختار که روی سطح برگواره میلونیتی قرار دارد، از تجمع کانی‌هایی نظیر کوارتز، فلدسپات و بیوتیت تشکیل شده است (شکل ۳ ت). برجسته‌نگاشت (اتریوگرام) شکل ۴ موقعیت عناصر هندسی ساختارهای مزوسکوپیک در زون‌های برشی مورد بررسی را نشان می‌دهد. برگواره میلونیتی در زون‌های برشی مورد بررسی دارای موقعیت میانگین $N48W, 77NE$ بوده و خطواره‌های کانیاپی با موقعیت میانگین $16, N43W$ روی آن قرار گرفته‌اند. میانگین محور چین‌ها $74, N45W$ است.



شکل ۳ الف) نمایی نزدیک از سنگ‌های پروتومیلونیتی و میلونیتی در زون‌های برشی مورد بررسی. کلیواژ میلونیتی در بخش‌های میلونیتی گسترش بیشتری یافته است. ب) نمایی نزدیک تر از میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها در زون‌های برشی مورد بررسی. پ) ساختار S-C' در میلونیت‌ها. این ساختار معرف سمت و سوی برش راستگرد در زون‌های برشی مورد بررسی است. ت) خط‌واره‌ی کشیده‌کانی در سطح کلیواژ اسلیتی. ث) چین‌های کشیده Z شکل با تمایل به سمت شمال غربی در زون‌های برشی مورد بررسی.



شکل ۴ تصویر برجسته‌نگار (استریوگرافیک) قطب سطوح کلیواژ میلونیتی (مربع توخالی)، خطواره‌های کشیده‌کانی (مثلث توخالی) و محور چین-های کشیده (مربع توپر).

سمت‌گیری ترجیحی ریز دانه‌های کوارتز، فلدسپات و بیوتیت و کلریت تشکیل شده است. کانی‌های عمده‌ی موجود در سنگ-های میلونیتی دارای ریز ساختارهایی هستند که در زیر به آن-ها اشاره خواهد شد.

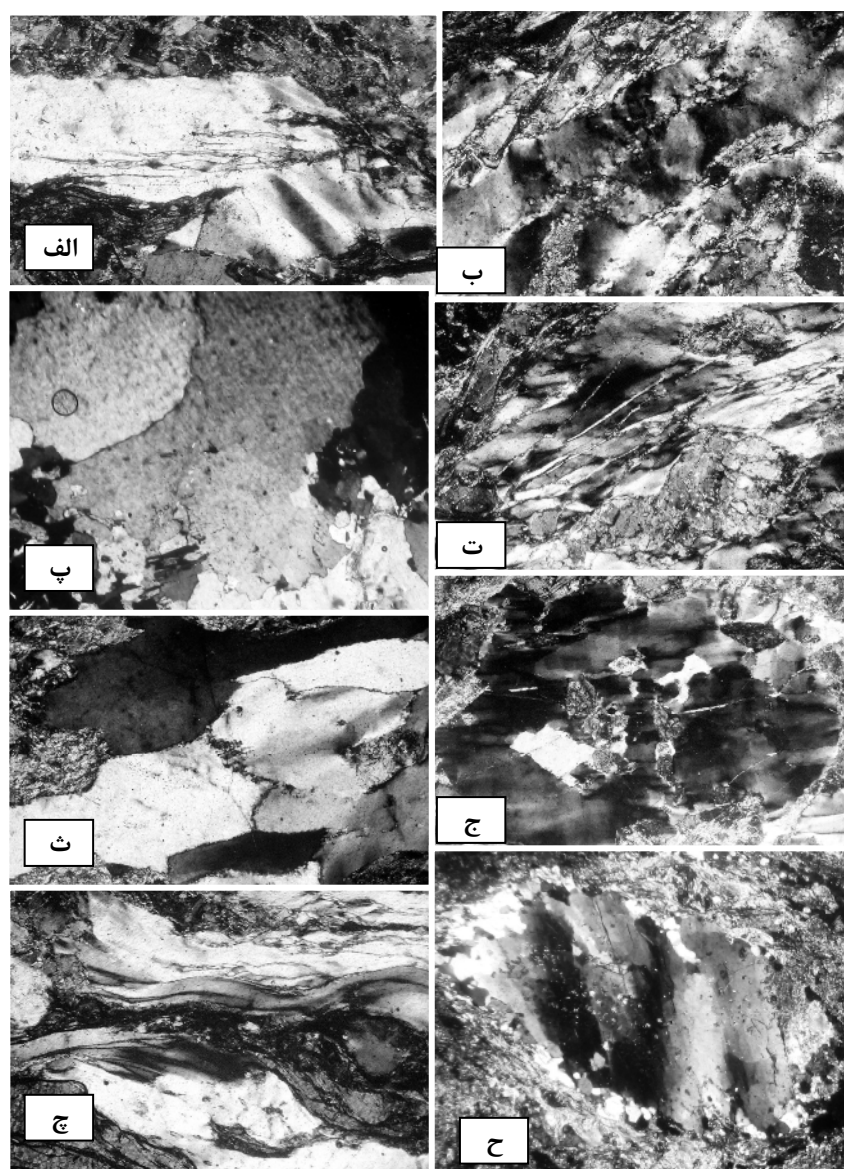
کوارتز: کانی کوارتز در زون‌های برشی مورد بررسی دارای ریز ساختارهای متنوعی نظیر کینک شدگی، خاموشی موجی، تیغه‌های دگرشکلی، تشکیل ریزدانه، نوارها و شکستگی‌های

ویژگی‌های میکروسکوپی ریز ساختارها در زون‌های برشی

سنگ‌های میلونیتی در زون‌های برشی مورد بررسی از دو بخش زمینه‌ی و پورفیروکلاست تشکیل شده‌اند. پورفیروکلاست‌ها شامل عدسی‌هایی از جنس کوارتز، فلدسپات و بیوتیت هستند که در زمینه‌ای از ذرات ریز دانه و تجدید تبلور یافته کوارتز و فلدسپات قرار گرفته‌اند. برگواره‌ی میلونیتی در این سنگ‌ها به-صورت دو سطح C و C' دیده می‌شود. این برگواره‌ها از تجمع و

مهاجرت مرز دانه‌ای (Grain boundary migration) به صورت لخته (Lobate) درآمده است و تجدید تبلور دینامیکی از نوع قلمبیه‌ای BLG (Bulging Recrystallisation) به مقدار ضعیف در مرز دانه‌ها و نیز در راستای شکستگی‌های برشی و به ویژه در نقاط تماس سه گانه دانه‌های کوارتز روی داده است (شکل ۵ ث). این ریز ساختارها گویای تاثیر فرایند دررفتگی ساختار شبکه کانی است.

برشی و تجدید تبلور دینامیکی از ساخت‌های میکروسکوپی متداول کوارتزها در این زون‌های برشی هستند (شکل ۵). کانی کوارتز در پروتومیلونیت‌ها در نتیجه‌ی گسترش نوارهای دگرشکل کینک شده می‌شوند (شکل ۵ الف). این نوارها دارای خاموشی موجی از نوع پینه‌ای (Patchy) و دانه‌های نسبتاً درشت هستند (شکل ۵ ب). تیغه‌های دگرشکل (شکل ۵ پ) و نیز شکستگی‌ها و نوارهای برشی (شکل ۵ ت) از ریز ساختارهای متداول در این سنگ‌هاست. مرز دانه‌ها به دلیل پدیده‌ی



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از ریز ساختارهای کوارتز در زون‌های برشی مورد بررسی در نور XPL (طول تصاویر برابر ۱/۲ میلی‌متر است): الف) کینک شدگی و شکستگی در دانه‌های کوارتز. ب) خاموشی پینه‌ای در دانه‌های کوارتز. پ) تیغه‌های دگرشکلی در دانه‌های کوارتز (گوشه‌ی پایین سمت راست به گوشه‌ی بالای سمت چپ). ت) نوارها و شکستگی‌های برشی در دانه‌های کوارتز. ث) تجدید تبلور دینامیکی از نوع BLG در مرز دانه‌های کوارتز. ج) خاموشی صفحه شطرنجی در دانه‌های کوارتز. چ) روبان‌های کوارتز در میلونیت‌ها. ح) ریز ساخت هسته-پوشش در دانه‌های کوارتز در میلونیت‌ها.

در میلوئیت‌ها، دانه‌های کوارتز به صورت کشیده و بیضوی در زمینه دیده می‌شوند و دارای دانه‌های کوارتز با خاموشی موجی از نوع روبشی و گاه شطرنجی ضعیف هستند (شکل ۵ ج). کوارتز به صورت روبان یا نواری با طول ۰/۲ تا ۰/۸ میلی‌متر و پهنای ۲۰۰ تا ۴۰۰ میکرومتر دیده می‌شود. روبان‌های طویل-تر گاهی چین خورده و خمیده‌اند (شکل ۵ چ). گسترش فرایند تجدید تبلور دینامیکی از نوع BLG و آغاز تجدید تبلور دینامیکی از نوع SGR موجب تشکیل و گسترش ریزدانه جدید در اطراف دانه‌های کوارتز قدیمی و ایجاد ساختار هسته و گوشته^۱ در آن‌ها شده است (شکل ۵ ح). ریزدانه‌ها در کوارتز در این ساختار در دو اندازه دیده می‌شوند: الف) دانه‌ها نسبتاً درشت بوده و در وسط دانه‌ی قدیمی تشکیل شده‌اند و ب) ریزدانه‌هایی که ابعادی در اندازه دانه‌های تجدید تبلور یافته داشته و در حاشیه‌ی دانه‌های کوارتز دیده می‌شوند.

تجدید تبلور دینامیکی در میلوئیت‌ها بیشتر از پروتومیلونیت‌ها بوده و تقریباً تا ۲۵ درصد دانه‌ها را شامل می‌شوند. تجدید تبلور دینامیکی کوارتز از نوع BLG در پروتومیلونیت‌ها متداول است و ویژگی‌های ریزساختاری کوارتز در آن‌ها مشابه با ویژگی‌های مرحله‌ی اول مراحل مهاجرت مرز دانه‌ای است که [۱۷] بر پایه‌ی بررسی‌های تجربی تجدید تبلور دینامیکی در کوارتز ارایه کرده‌اند. حال آنکه در میلوئیت‌ها تجدید تبلور بیشتر از نوع SGR بوده و با ویژگی‌های مرحله‌ی دوم از مراحل مهاجرت مرز دانه‌ای همخوانی دارد.

فلدسپات‌ها: ماکل‌های دگرشکلی، خاموشی موجی، تشکیل ریزدانه‌ها، تجدید تبلور دینامیکی و گسترش شکستگی‌های برشی و گسل‌ها از ریزساختارهایی هستند که در فلدسپات‌ها دیده می‌شوند. فلدسپات‌ها به صورت درشت دانه‌های پورفیروکلاست و نیز به صورت ریز دانه‌های تجدید تبلور یافته در زمینه دیده می‌شوند. فلدسپات‌ها به ویژه فلدسپات‌های قلیایی دگرسانی به سرسیت را در مقیاس گسترده در زمینه‌ی سنگ به خوبی نشان می‌دهند. پورفیروکلاست‌ها، موازی و یا تقریباً موازی برگوارگی میلوئیتی هستند. فلدسپات‌ها در پروتومیلونیت‌ها، ساختارهایی نظیر خمیدگی ماکل‌ها، گسترش شکستگی‌ها و نوارهای برشی، گسل‌ها و سطوح لغزشی و نیز

خاموشی پینه‌ای و بودین‌شدگی را به خوبی نشان می‌دهند (شکل ۶). ساختارهایی نظیر قطعات دومینو مانند^۲ در فلدسپات‌ها و در نتیجه گسترش گسل‌ها و چرخش قطعات تشکیل شده است (شکل ۶ پ، ت، ث). در فضای میان قطعات، گاهی کوارتز، کلریت و بیوتیت گسترش یافته‌اند (شکل ۶ پ، ت). ماکل‌های دگرشکلی از ریز ساختارهای دیگری هستند که در فلدسپات‌ها به ویژه دانه‌های آلبیت دیده می‌شوند (شکل ۶ ج). فلدسپات‌ها در پروتومیلونیت‌ها، به ویژه در پهنه‌های با کرنش کمتر حاشیه نامنظم و خورده شده دارند (شکل ۶ چ). در این مناطق فلدسپات‌ها کمتر تحت تأثیر تجدید تبلور دینامیکی قرار گرفته‌اند. در میلوئیت‌ها دانه‌های فلدسپات تجدید تبلور دینامیکی به شکل BLG و SGR را به نمایش می‌گذارند. در نتیجه پدیده‌ی قلمبه‌ای (Bulging) در حاشیه و نیز چرخش ریزدانه‌ها، دانه‌های جدید و ریزی در حاشیه‌ی فلدسپات‌ها تشکیل شده است. گسترش دانه‌های جدید تبلور یافته آنقدر نیست که ساختار هسته و پوشش خوبی را نشان دهند. پرتیت-های شعله‌ای از ریز ساختارهای دیگری هستند که در فلدسپات قلیایی، به ویژه در حاشیه آن‌ها گسترش یافته‌اند (شکل ۶ ح). در این ساختار تیغه‌های شعله‌ای شکلی از آلبیت در داخل فلدسپات قلیایی تشکیل می‌شوند که حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها و تشکیل سرسیت‌اند [۱۸].

بیوتیت‌ها: بیوتیت‌ها در سنگ‌های میلوئیتی و پروتومیلونیتی زون‌های برشی مورد بررسی، به دو شکل مجزا و انبوهه‌های کشیده همراه با کلریت دیده می‌شوند. بلورهای مجزا، حاشیه-های بریده داشته و تقریباً در تمامی آن‌ها خاموشی موجی و نیز چین خوردگی کینک به خوبی دیده می‌شود (شکل ۷ الف). بیوتیت‌های درشت در راستای رخ‌ها قطعه قطعه و جابجا شده و ساختار پولک ماهی را به وجود آورده‌اند (شکل ۷ ب).

نشانگرهای سمت و سوی برش و تحلیل جنبشی زون‌های برشی

زون‌های برشی با تغییرات ساختاری شکل پذیر دارای ریزساختارهایی هستند که در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی بیانگر سمت و سوی برش در آن‌هاست. نشانگرهای متعددی از زون‌های برشی در نقاط مختلف

2 . Domino type fragmented porphyroclast

1 . Core and Mantle Structure

شناسایی و در تحلیل جنبشی این زون‌ها به کار رفته‌اند. برای مشاهده و بررسی نشانگرهای سمت و سوی برش، مقاطع نازکی از سنگ‌های میلونیتی به موازات خطواره‌ها و عمود بر برگواره‌ی میلونیتی تهیه شدند. نشانگرهای سمت و سوی برش متداول در میلونیت و پروتومیلونیت‌های زون‌های برشی مورد بررسی، از پورفیروکلاست‌های پوششی نامتقارن، برگواره‌های مایل، نوارهای برشی، میکاهای پولک ماهی، پورفیروکلاست‌های شکسته شده با ساخت دومینو مانند تشکیل شده‌اند.

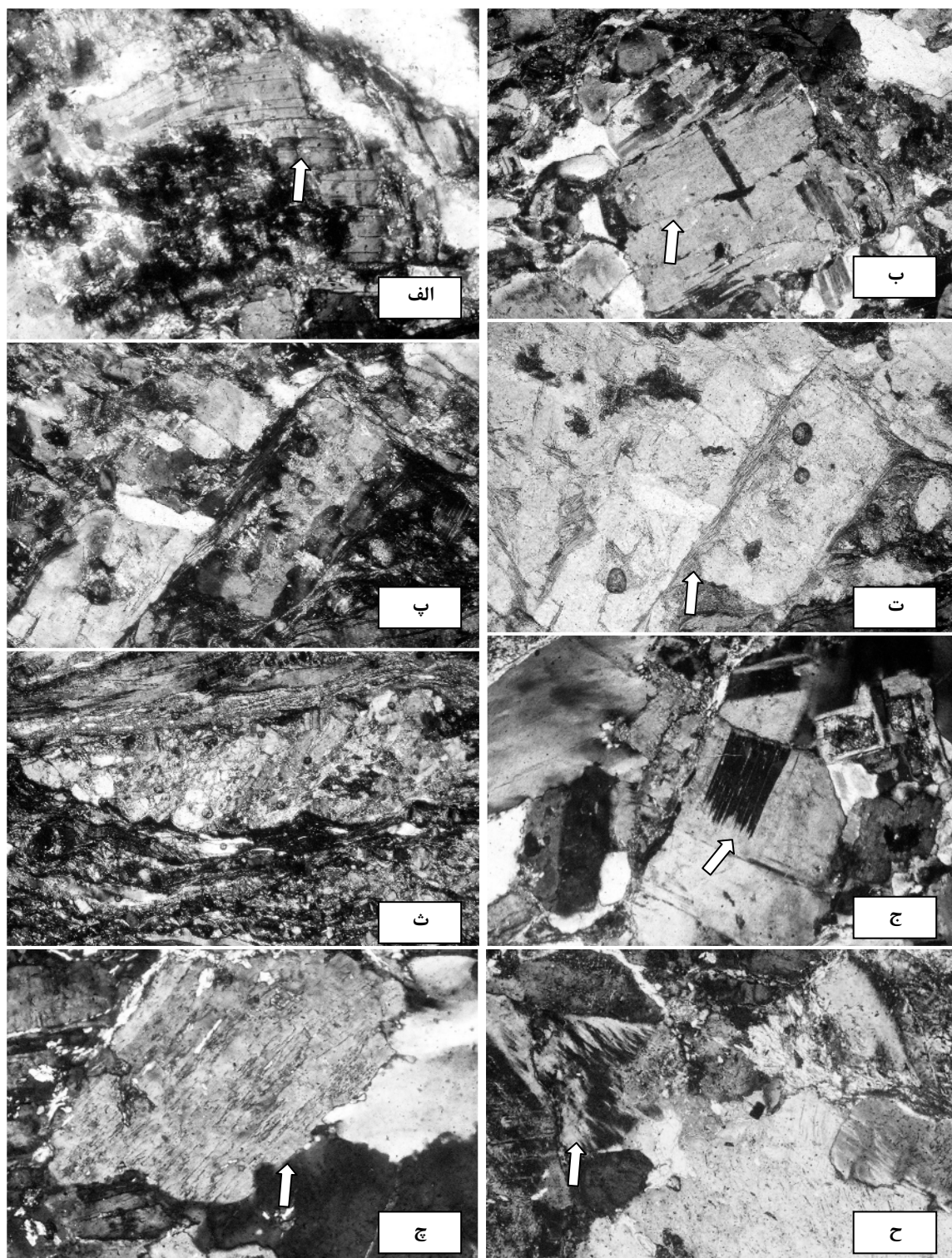
پورفیروکلاست‌های نامتقارن در اندازه‌های ۵۰ تا ۱۰۰ میکرومتر در میلونیت‌ها دیده می‌شوند. هسته از جنس فلدسپات و کوارتز و دنباله از انبوهی ذرات ریز و تجدید تبلور یافته کوارتز، فلدسپات و کلریت تشکیل شده‌اند. (شکل ۷ پ، ت) پورفیروکلاست‌ها به دو شکل ۵ و ۶ تشکیل شده‌اند و دنباله‌ها در برخی از آن‌ها طویل و در دو سوی آن‌ها دیده می‌شوند. نوارهای برشی به دو شکل S-C و S-C' در میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌های زون‌های برشی مورد بررسی دیده می‌شوند. سطوح S با دانه‌های کشیده فلدسپات، کوارتز و بیوتیت و نیز سمت‌گیری دانه‌های تجدید تبلور یافته کوارتز مشخص می‌شوند. سطوح C برگواره‌ی اصلی میلونیتی بوده و از اجتماع و سمت‌گیری بیوتیت، کلریت و دانه‌های تجدید تبلور یافته کوارتز و فلدسپات تشکیل شده‌اند. این سطوح تقریباً صاف و ممتد بوده و با زاویه‌ی ۵ تا ۲۰ درجه با سطوح S دیده می‌شوند. سطوح C' به صورت مایل نسبت به برگواره اصلی میلونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ ث، ج). این سطوح که زاویه‌ی ۲۵-۳۵ درجه را با برگواره‌ی اصلی میلونیتی می‌سازند، با طول‌های متفاوت و به صورت غیر ممتد دیده می‌شوند. میکاهای پولک ماهی از ریز ساختارهای دیگری است که در سنگ‌های میلونیتی زون‌های برشی مورد بررسی دیده می‌شوند. این ریز ساختار که از متداول‌ترین ریز ساختارهای نشانگر برش در زون‌های برشی شکل‌های پذیر است به اشکال مختلف در سنگ‌های میلونیتی در زون‌های برشی دیده می‌شوند. کانی بیوتیت در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های میلونیتی زون‌های برشی مورد بررسی ریز ساختاری پولک ماهی را به خوبی به نمایش می‌گذارند (شکل ۷ ب). ویژگی‌های هندسی این ریز ساختار در زون‌های برشی مورد بررسی و ارتباط آن‌ها با برگوارگی میلونیتی و نوارهای برشی بیانگر آن است که ریز

ساختارهای پولک ماهی میکا در این زون‌های برشی به گروه‌های ۱، ۲ و ۶ از رده‌بندی ارائه شده توسط [۱۹] وابسته‌اند. این ریز ساختارها در نتیجه‌ی چرخش و سمت‌گیری به موازات برگواره‌گی و کشیدگی و خمش در راستای سطوح C' در میلونیت‌ها ایجاد شده‌اند. پورفیروکلاست‌های شکسته شده با ساختار دومینویی از ریز ساختارهای دیگری است که در فلدسپات دیده می‌شوند. در این ریز ساختار بلورهای فلدسپار با تشکیل سطوح لغزش قطعه قطعه شده، به شکل دومینو جابجا و چرخیده‌اند (شکل ۶ پ، ث). نشانگرهای سمت و سوی برش در زون‌های برشی مورد بررسی تماماً بیانگر برش راستگرد در زون‌های برشی است. از سوی دیگر موقعیت خطواره‌ها در سطوح برگواره‌ی میلونیتی (ریک آن‌ها) نیز حکایت از وجود یک مولفه‌ی اندک شیب لغز معکوس در این زون‌های برشی است. بنابراین نوع لغزش هنگام تشکیل این زون‌های برشی بر پایه نشانگرهای سمت و سوی برش، راستالغز راستگرد با مولفه‌ی اندک شیب لغز معکوس بوده است.

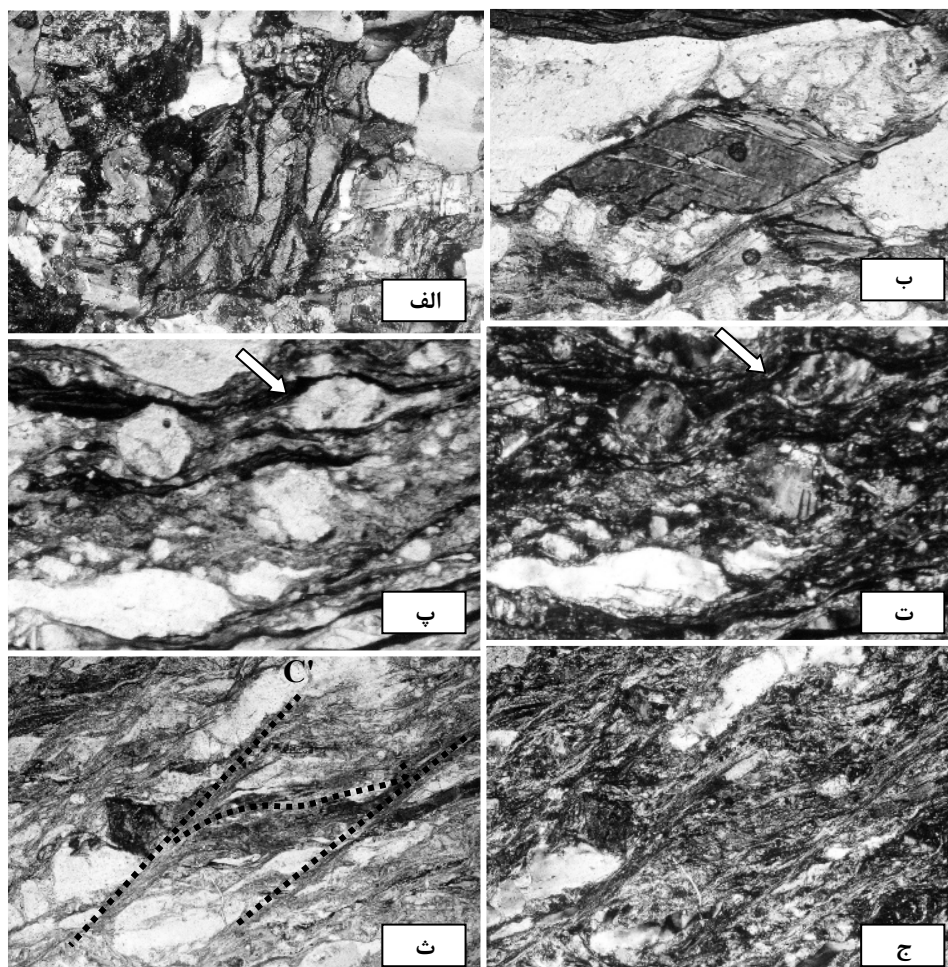
چگونگی دما هنگام دگرشکلی در زون‌های برشی

ریز ساختارهای ایجاد شده در کانی‌ها طی تغییرات ساختاری در یک زون برشی شکل‌پذیر ابزار مفیدی برای برآورد دمای دگرشکلی است. رفتار کانی‌ها طی فرایند تغییر ساختاری و نیز ساختارهای ایجاد شده در آن‌ها توسط پژوهشگران مختلف مورد بررسی قرار گرفته است [۴، ۱۷، ۲۰، ۲۱].

مقایسه‌ی رفتار کانی‌ها در زون‌های برشی به ویژه رفتار کوارتز، فلدسپار و بیوتیت با نتایج حاصل از بررسی‌های یاد شده می‌تواند به برآورد دما هنگام تغییر ساختاری منجر شود. در مرجع [۴] با جمع‌بندی نتایج بررسی پژوهش‌های مختلف، توصیف دقیقی از تغییرات ساختاری کانی‌های کوارتز، فلدسپات و بیوتیت در شرایط و رژیم‌های مختلف دمایی ارائه شده است. در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، زیر ساختارهای موجود در کوارتز بیشتر شامل خاموشی موجی، انحلال فشاری، شکستگی‌های برشی و کینک شدگی است. فلدسپات‌ها در این رژیم دمایی، معمولاً تغییرات ساختاری شکننده‌ای را به صورت خرد شده، گسترش شکستگی‌ها و گسل‌ها، بودین شدن و جابه‌جایی قطعات به نمایش می‌گذارند. تغییر ساختاری بیوتیت‌ها نیز در شرایط پایین دما منجر به گسترش چین‌خوردگی، کینک شدگی و خاموشی موجی در آن‌ها خواهد شد.



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی از ریز ساختارها در فلدسپات‌ها در زون‌های برشی مورد بررسی در نور XPL (طول تصاویر برابر ۱/۲ میلی‌متر است). (الف) خمیدگی ماکل‌ها در پلاژیوکلازها. (ب) گسترش شکستگی‌ها، سطوح لغزش در فلدسپات‌ها (آلبیت). (پ) ساختار بودین‌های دومینویی در پلاژیوکلازها در نور XPL و (ت) در نور PPL. (ث) ریز ساختار دو مینویی در پلاژیوکلاز. این ساختار معرف سمت و سوی برش راستگرد در زون-های برشی مورد بررسی است. (ج) ماکل‌های تغییر ساختاری در پلاژیوکلازها. (چ) حاشیه لخته‌ای (lobate) میان کوارتز و فلدسپات. (ح) پرتیت‌های شعله‌ای در فلدسپات‌های قلیایی.



شکل ۷ الف) چین خوردگی و ژولیدگی نوار باند در بلورهای بیوتیت در میلونیت‌ها. ب) ریز ساختار پولک ماهی در بیوتیت‌ها معرف سمت و سوی برش راستگرد در میلونیت‌ها. پ) پورفیرو کلاست‌های پوششی از نوع ۶ و ۵ در میلونیت‌ها در نور XPL. ت) در نور PPL. ث) ساختار S-C' در میلونیت‌ها در XPL و ج) ساختار S-C' در میلونیت‌ها در نور PPL. (طول هر یک از تصاویر برابر ۱/۲ میلی‌متر است).

کوارتز گسترش می‌یابند و ساختار هسته و پوشش از ریز ساختارهای موجود در دانه‌های کوارتز در این مرحله است [۲۱]. فلدسپات‌ها این شرایط دمایی را با گسترش شکستگی-های ریز، خاموشی موجی، کینک شدگی، گسترش ماکل‌های دگرشکل و نیز پرتیت‌های شعله‌ای به نمایش می‌گذارند. تجدید تبلور دینامیکی به مقدار اندک در کرانه‌های فلدسپات‌ها در این شرایط دمایی آغاز می‌شود [۴].

در شرایط دمایی بالا ($> 500^{\circ}\text{C}$)، تجدید تبلور دینامیکی در این شرایط به صورت GBM و تحت تأثیر فرایندهای تجدید تبلور و مهاجرت مرز دانه‌ای صورت می‌گیرد [۲۱]. خاموشی موجی صفحه شطرنجی با گسترش ریزدانه‌های بلوکی در دانه-های کوارتز در این شرایط ایجاد می‌شود. حاشیه دانه‌های

در دمای بالاتر ($300-400^{\circ}\text{C}$) تیغه‌های دگرشکلی و نیز خاموشی موجی در کوارتزها گسترش می‌یابند. تجدید تبلور دینامیکی به شکل قلمبه‌ای در این شرایط دمایی و بیشتر در حاشیه‌ی دانه‌های کوارتز و در راستای سطوح شکستگی ایجاد می‌شود [۲۱]. تغییرات در این رژیم دمایی در فلدسپات‌ها شامل خمیدگی در ماکل‌ها، تشکیل ماکل‌های دگرشکل و تشکیل ریزدانه‌ها و گسترش خاموشی موجی است. گسترش بیشتر چین خوردگی و کینک‌شدگی در بیوتیت‌ها در این شرایط دما صورت می‌گیرد.

در رژیم دمایی متوسط ($400-500^{\circ}\text{C}$) تجدید تبلور دینامیکی به شکل BLG و چرخش ریز دانه‌ای SGR³ در

3 . Subgrain Rotation

کوارتز به صورت بریده و آمیبی است و دانه‌ها در نتیجه‌ی تجدید تبلور سریع، ظاهری بی‌کرنش^۴ را به نمایش می‌گذارند.

ریز ساختارهای موجود در کوارتز در سنگ‌های میلونیتی زون‌های برشی مورد بررسی بیانگر تغییرات ساختاری پلاستیک در شبکه‌ی کانی‌ها نظیر گسترش و تشکیل ریزدانه‌ها، خاموشی موجی، تیغه‌های دگرشکلی و تجدید تبلور دینامیکی به شکل BLG و SGR است. دانه‌های فلدسپات نیز در این زون‌های برشی، ریز ساختارهای شکننده و شکل‌پذیری را به نمایش می‌گذارند که از آن جمله می‌توان به شکستگی‌ها، بودین شدگی، خمیدگی ماکل‌ها، پرتیت‌های شعله‌ای، ماکل‌های دگرشکلی، رشد ریزدانه‌ها، خاموشی موجی و تجدید تبلور دینامیکی اشاره کرد. ساختارهای موجود که به تفصیل در بخش قبل به آن‌ها اشاره شد بیانگر رژیم دمایی حاکم بر زون‌های برشی مورد بررسی هستند. با مقایسه ریز ساختارها در کوارتز، فلدسپات و بیوتیت در میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها در زون‌های برشی مورد بررسی با الگوی دمایی یاد شده نشان می‌دهد که دما هنگام تشکیل این سنگ‌ها در زون‌های برشی مورد بررسی بین ۳۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است. پروتومیلونیت‌ها در رژیم دمایی کمتر میان ۳۰۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و میلونیت‌ها در رژیم دمایی بیشتر ۴۰۰-۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و گاهی اندکی بیشتر از ۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. این شرایط دمایی قابل قیاس با شرایط دمایی در زون شیست سبز تا رخساره‌ی پایین آمفیبولیت و یا در عمق تقریبی معادل ۱۰ کیلومتر در پوسته‌اند.

بررسی سن دگرشکلی در زون‌های برشی

تعیین سن زون‌های برشی در منطقه‌ی مورد بررسی به دلیل عدم وجود اطلاعات دقیق ایزوتوپی کار دشواری است، ولی می‌توان با تکیه بر شواهد زمین‌شناسی و نیز تقدم و تأخر واحدهای موجود در منطقه‌ی مورد بررسی و نیز ارتباط آن‌ها با یکدیگر، پیشنهادی برای سن تشکیل این زون‌های برشی ارائه کرد. چنانکه قبلاً هم اشاره شد، توده‌های گرانودیوریتی-تونالیتی ده نو در مجموعه‌ی دگرگونی افیولیتی مشهد نفوذ کرده است. تعیین سن ارایه شده توسط [۱۴] برای توده‌های هورنبلند گابرو در مجموعه‌ی مشهد ۲۷۶±۶ و ۲۸۷±۴ بیانگر آن است که نفوذ توده‌ها باید در زمانی جوانتر از پرمین پیشین و به پیروی از آن جایگیری این مجموعه افیولیتی-دگرگونی

نیز در زمانی جوانتر از پرمین انجام شده باشد. تغییرات ساختاری و تشکیل زون‌های برشی شکل‌پذیر در توده‌های گرانودیوریتی-تونالیتی ده نو، فرایندی است که پس از نفوذ این توده‌ها رخ داده است. سن مطلق توده‌ی گرانودیوریتی-دیوریتی ده نو (تریاس پسین-آشکوب نورین [۱۶]) و نیز عدم حضور زون‌های برشی مورد بررسی در سنگ‌های جوانتر از لیاس در منطقه‌ی مورد بررسی، بازه‌ی سنی تشکیل این زون-های برشی را از بالا به لیاس و از پایین به نورین محدود می‌سازد. بنابراین می‌توان چنین استدلال کرد که تغییر ساختاری و تشکیل زون‌های برشی شکل‌پذیر در این فاصله زمانی رخ داده است. با این استدلال، تشکیل زون‌های برشی شکل‌پذیر را می‌توان بخشی از تغییرات ساختاری دانست که حاصل تاثیر کوهزایی سیمین بوده است.

برداشت

زون‌های برشی شکل‌پذیر در گستره‌ی معدن طلای طرقله واقع در بخش جنوبی توده‌ی گرانودیوریتی-تونالیتی ده نو، پهنه‌های برشی شکل‌پذیری به عرض چند متر را با تغییرات ساختاری شدید و گسترش برگواگی میلونیتی به نمایش می‌گذارند. بررسی ساختاری این پهنه‌های برشی نتایج زیر را فراهم آورده است:

(۱) تغییر ساختاری برشی ساده و شکل‌پذیر در این زون‌های برشی تبدیل سنگ گرانودیوریت-تونالیت ده نو به میلونیت و پروتومیلونیت را سبب شده است. گسترش برگواره‌ی میلونیتی با موقعیت میانگین N48W, 77NE و نیز خطواره‌ی کشیده کانایی با موقعیت میانگین 16, N43W و نیز چین‌های Z شکل با موقعیت میانگین محور 74, N45W، از ساختارهای مزوسکوپی در این زون‌های برشی است.

(۲) بررسی ریزساختارهای نامتقارن و معرف سمت و سوی حرکت نظیر ساختارهای S-C و S-C'، پولک ماهی، ساختار δ و σ و نیز پورفیروکلاست‌های پوششی δ و σ بیانگر کرنش نامتقارن و سمت و سوی حرکت راستگرد با مؤلفه‌ی شیب لغز معکوس در این زون‌های برشی است.

(۳) بررسی تغییرات ساختاری در کوارتز، فلدسپات و بیوتیت و چگونگی تجدید تبلور دینامیکی در دانه‌های کوارتز، فلدسپات بیانگر آن است که تغییرات ساختاری در این زون‌های برشی در شرایط شیست سبز تا رخساره‌ی پایین آمفیبولیت (۳۰۰°C-۵۰۰) رخ داده است.

(Eds.), "The Brittle-Ductile Transition", *The Heard volume*. American Geophysical Union Monograph, 56 (1990), 67-82.

[11] Pennacchioni G., "Control of the geometry of precursor brittle structures on the type of ductile shear zone in the Adamello tonalites, Southern Alps (Italy)", *Journal of Structural Geology* 27 (2005), 627-644.

[12] Majidi B., "The geochemistry of ultra basic and basic lava flows occurrences in northeastern Iran, In *Geodynamic project in Iran*". Geological Survey of Iran, 51 (1983), 463-477

[13] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran". Geological Society of America Bulletin, 103 (1991): 983-992.

[14] Ghazi M., Hassanipak A.A., Tucker P.J., Mobasher K., 2001, "Geochemistry and ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran". Abstracts as: Eos. Trans. AGU, 82 (47), (2001) Fall Meet.

[15] Karimpour M.H., Farmer L., Ashori C., Saadat S., "Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related Granitoids from Mashhad, Iran", *Journal of Science, Islamic Republic of Iran*, 17 (2006), 127-145.

[16] Karimpour M.H., Stern C.R., Farmer G.L., "Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 37 (2010), 384-393.

[17] Hirth G., Tullis J., "Dislocation creep regimes in quartz aggregates", *Journal of Structural Geology*, 14 (1992), 145-159.

[18] Pryer L.L., Robin P.Y.F., "Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite", *Journal of Metamorphic Geology*, 14 (1995), 645-658.

[19] Ten Grotenhuij S.M., Trouw R.A.J., Passchier C.W., "Evolution of mica fish in mylonitic rocks". *Tectonophysics* 372 (2003) 1-21.

[20] Nyman M.W., Law R.D., Smelik, E., "Cataclastic deformation mechanism for the development of core-mantle structures in amphibole", *Geology*, 20 (1992), 455-458.

[21] Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., "The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250° to 700°C". *Journal of Structural Geology* 24 (2002), 1861-1884.

۴) بررسی روابط سنی سنگ‌ها در منطقه‌ی مورد بررسی بر پایه‌ی اطلاعات موجود بیانگر آن است که زون‌های برشی مورد بررسی در نتیجه‌ی یک مرحله تغییر ساختاری، در بازه‌ی زمانی نورین تا لیا س و تحت تأثیر کوهزایی سیمرین در توده‌های گرانودیوریتی-تونالیتی ده نو و احیاناً همزمان با جایگزینی این توده‌ها تشکیل شده‌اند.

قدردانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی به شماره‌ی ۹۵۷/پ مصوب ۸۸/۱۲/۸ است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شده است که بدینوسیله از همکاری ارزشمند آن معاونت قدردانی می‌نماید.

مراجع

- [1] Ramsay J.G., Graham R.H., "Strain variation in shear belts", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7 (1970) 786-813.
- [2] Ramsay J.G., "Shear zone geometry: a review". *Journal of Structural Geology*, 2 (1980) 83-101
- [3] Isik V., "The ductile shear zone in granitoid of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Implications for the origins of the Tuzgölü basin during the Late Cretaceous extensional deformation", *Journal of Asian Earth Sciences*, 34 (2008), 507-521.
- [4] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonics", second ed., Springer, Berlin (2005).
- [5] Sibson R.H., "Fault rocks and fault mechanisms", *Journal of the Geological Society, London* 133 (1977), 191-213.
- [6] Bowden P.B., "A criterion for inhomogeneous plastic deformation". *Philosophical Magazine* 22 (1970), 455-462.
- [7] Poirier J.P., "Shear localization and shear instability in materials in the ductile field". *Journal of Structural Geology*, 2 (1980), 135-142.
- [8] Mancktelow N.S., Pennacchioni G., "The control of precursor brittle fracture and fluid-rock interaction on the development of single and paired ductile shear zones", *Journal of Structural Geology*, 27 (2005), 645-661.
- [9] Segall P., Pollard D.D., "Nucleation and growth of strike slip faults in granite", *Journal of Geophysical Research*, 88 (1983), 555-568.
- [10] Tullis J., Dell'Angelo L., Yund R.A., "Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization", In: Duba, A., Durham, W., Handin, J., Wang, H.