



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، مورد نفوذ کرده‌اند. در اولین مرحله و در تریاس پسین، نورین (215 ± 4 میلیون سال) توده‌ی ده نو با ترکیب گرانودیوریتی-دیوریتی بود که 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 میلیونیت و اولترا میلیونیت دارای برگواهی پر شیب میلیونیتی 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 دمیونو 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 میلیونیتی، ریز ساختارهای متنوعی نظیر خاموشی موجی وصله‌ای و صفحه شطرنجی، شکستگی‌های برشی، تیغه‌های تغییر ساختاری، تشکیل دانه‌ی زمینه، تجدید تبلور دینامیکی از نوع BLG و SGR در دانه‌های کوارتز، تشکیل دانه‌ی زمینه، ماکل‌های دگرشکلی، پرتیت‌های شعله‌ای در فلدسپات‌ها، را نشان می‌دهند که همه‌ی آن‌ها نشان دهنده‌ی تغییرات ساختاری شکل‌پذیر در دمای ۳۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد (شرایط رخساره‌ی بالای شیبست 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 سیمیرین و در بازه‌ی زمانی نورین تا ژوراسیک پیشین تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زون‌های برشی شکل‌پذیر، دیوریت ده نو، مشهد. (لازم است BLG و SGR معنی شود).

مقدمه

بخش‌های میانی و عمیق پوسته هستند [۱]. زون‌های برشی معمولاً به صورت موازی، مزدوج و گاه مشبک در سنگ‌های بلورین با ترکیب همگن نظیر گرانیتوئیدها، گنیس‌ها و گابروها که دستخوش شرایط دگرگونی را تا رخساره‌های شیبست سبز، شیبست 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- شماره: (؟؟؟)؟؟؟؟؟؟؟؟+۹۸، 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 پالئوتتیس 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

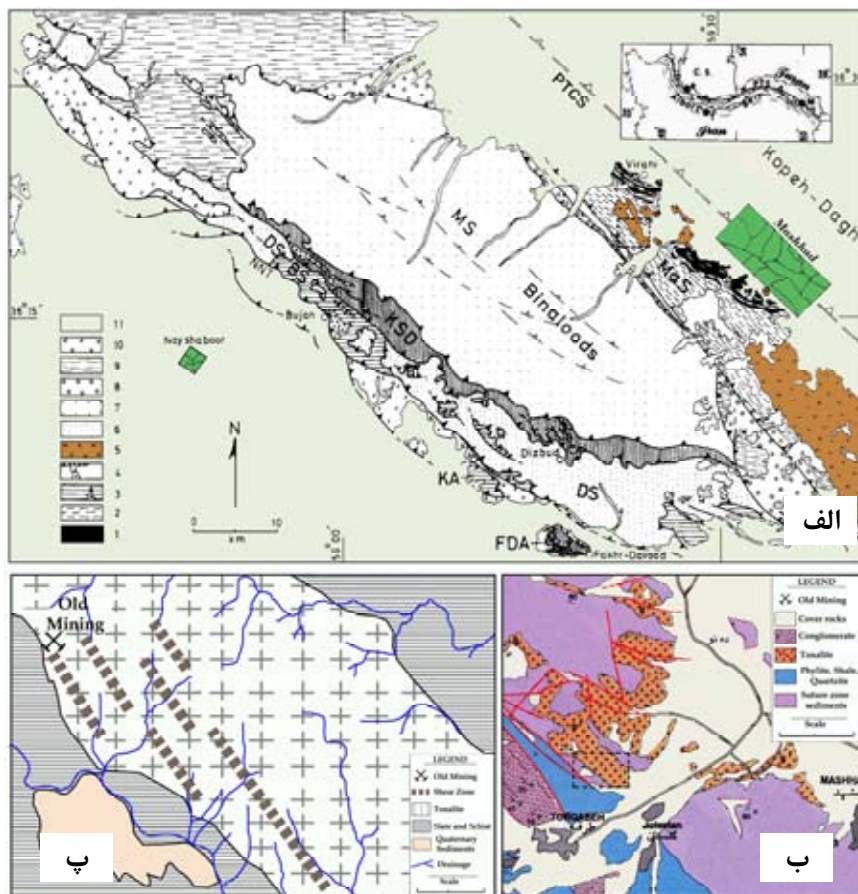
هرسینین در شمال ایران دانسته و دگرگونی آن را نتیجه‌ی رخداد کوهزایی هرسینین می‌دانند. [۱۳] مجموعه‌ی دگرگونی افیولیتی مشهد را متشکل از سه گروه سنگی شامل سنگ‌های افیولیتی، نهشته‌های توربیدیتی دگرگون شده و سنگ‌های آذرآواری دگرگون شده تشخیص داده است. وی تغییرات ساختاری در این مجموعه را حاصل دو مرحله گسلش 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 پگماتیتی 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 تونالیت‌ها از یک خاستگاه مافیک و توده‌های مونزونیتی با خاستگاه عمیق همراه با آلودگی پوسته‌ای داشته و لوکوگرانیت‌ها و پگماتیت‌ها 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 تونالیت‌ها 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

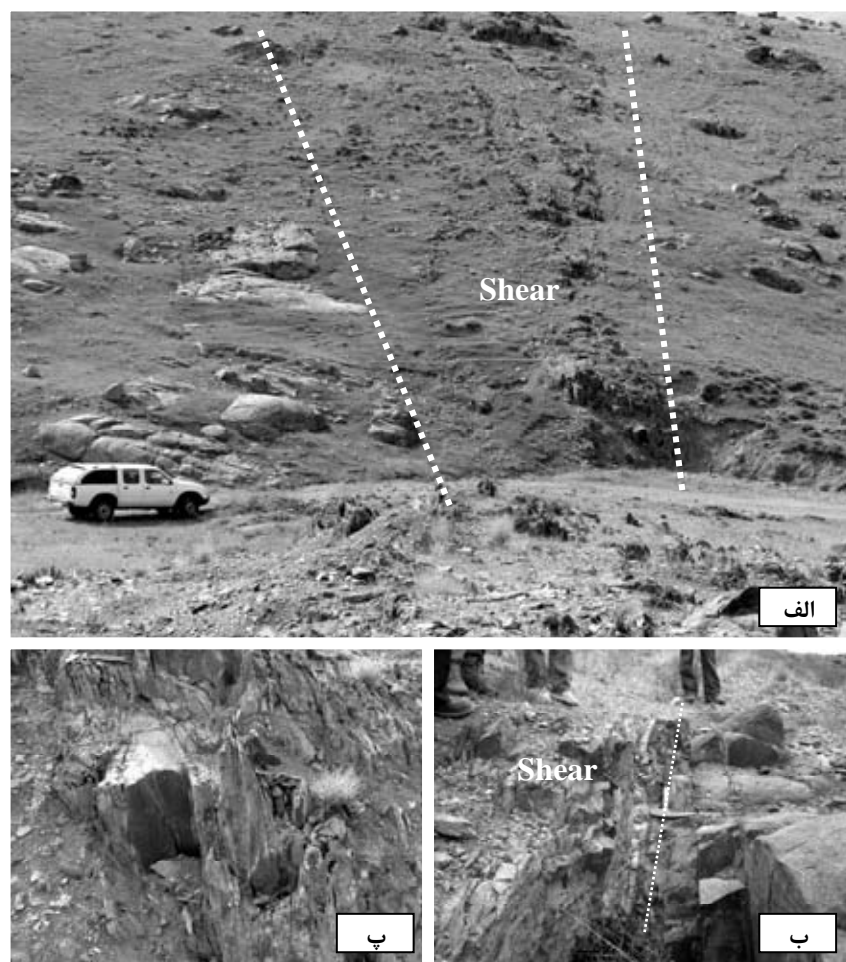
ویژگی‌های عمومی زون‌های برشی

زون‌های برشی در تونالیت -گرانودیوریت ده نو در تعداد و اندازه‌های متفاوت گسترش یافته‌اند. این زون‌ها در گستره‌ی معدن طلای طرقيه دارای بیشترین پهنا و طول‌اند. پهناي 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 پالئوتیس. ۲- توربیدایت-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.

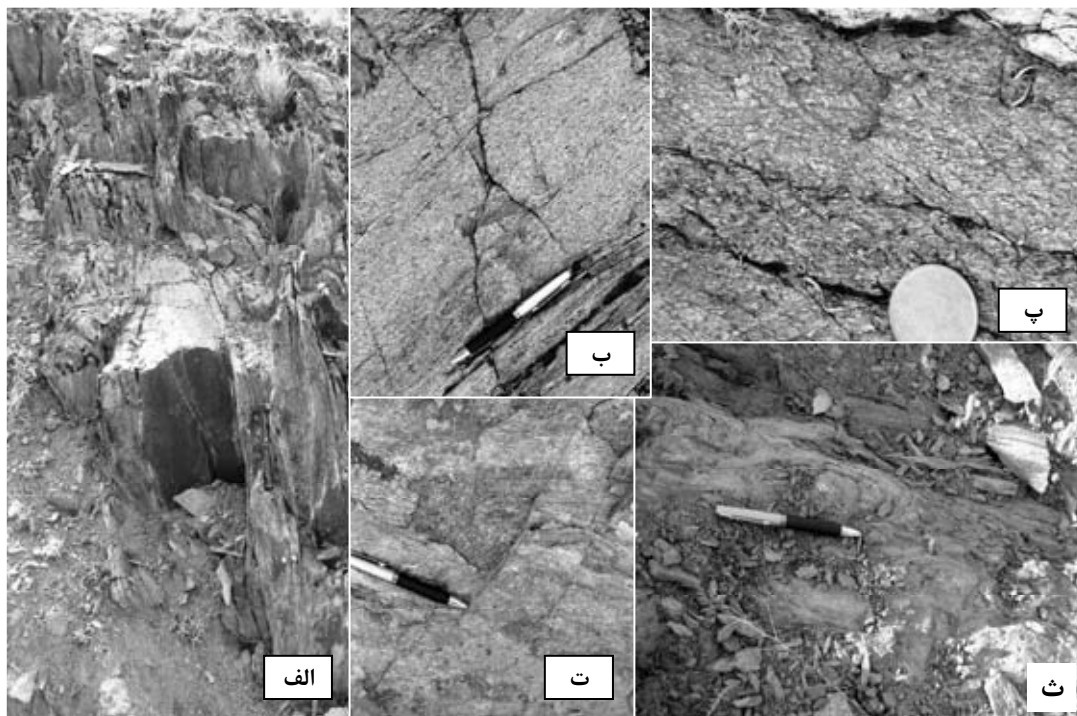


شکل ۲ الف) نمایی از زون‌های برشی در توده‌ی گرانودیوریتی-دیوریتی ده نو. مرز زون برشی با خط چین مشخص شده است. (نگاه به سمت شمال غربی). ب) مرز مشخص میان سنگ‌های تغییر ساختار یافته در زون برشی و سنگ‌ها در توده‌ی ده نو. پ) تصویری نزدیک از زون برشی. در این تصویر کلیواژ میلونیتی به شکل مشبک اطراف بخش‌های عدسی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

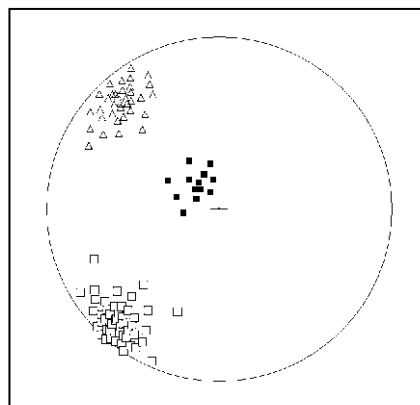
ویژگی‌های مزوسکوپی زون‌های برشی

تونالیته - گرانودیوریت ده نو در زون‌های برشی تحت تاثیر تغییرات ساختاری شکل‌پذیر بافت میلونیتی را نشان می‌دهد. میلونیت‌ها بر اساس نسبت پورفیروکلاست 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). برجسته نگاشت شکل ۴ موقعیت عناصر هندسی ساختارهای مزوسکوپی 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 $N43W, 16$ روی آن قرار گرفته‌اند. موقعیت میانگین محور چین‌ها $N45W, 74$ 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) خط واره‌ی کشیده کانی در سطح کلیواژ اسلیتی. ث) چین‌های کشیده Z شکل با تمایل به سمت شمال غربی در زون‌های برشی مورد بررسی.



شکل ۴ تصویر برجسته نمای قطب سطوح کلیواژ میلونیتی (مربع توخالی)، خطواره‌های کشیده کانی (مثلث توخالی) و محور چین‌های کشیده (مربع توپر).

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

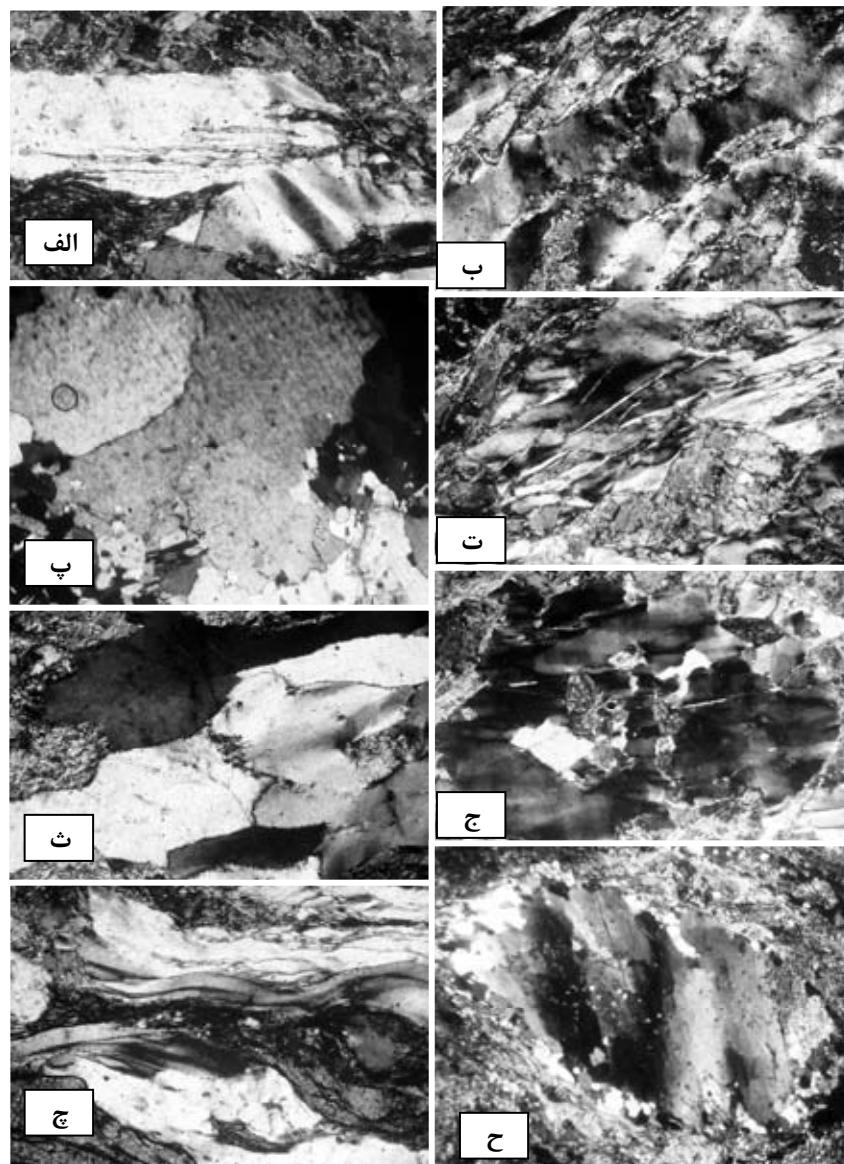
کوارتز: کانی کوارتز در زون‌های برشی مورد بررسی دارای ریز ساختارهای متنوعی نظیر ژولیدگی، خاموشی موجی، تیغه‌های دگرشکلی، تشکیل ریزدانه، نوارها و شکستگی‌های برشی و

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

تجدید تبلور دینامیکی از ساخت‌های میکروسکوپی متداول کوارتزها در این زون‌های برشی هستند (شکل ۵). کانی کوارتز در پروتومیلونیت‌ها در نتیجه‌ی گسترش نوارهای دگرشکل ژولیده شده دیده می‌شوند (شکل ۵ الف). این نوارها دارای خاموشی موجی از نوع وصله‌ای (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

مهاجرت مرز دانه‌ای (Grain boundary migration) به صورت لخته (Lobate) درآمده است و تجدید تبلور دینامیکی از نوع قلمب‌های 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.



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از ریز ساختارهای کوارتز در زون‌های برشی مورد بررسی در نور XPL (طول تصاویر برابر ۱/۲ میلی‌متر است): (الف) ژولیدگی 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 خاموشی پینه‌ای و بالشتکی 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 میلونیت‌ها 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 میلونیتی و پروتومیلونیتی زون‌های برشی مورد بررسی، به دو شکل مجزا و انبوهه‌های کشیده همراه با کلریت دیده می‌شوند. بلورهای مجزا، حاشیه‌های بریده داشته و تقریباً در تمامی آن‌ها خاموشی موجی و نیز چین خوردگی ژولیده 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

در میلونیت‌ها، دانه‌های کوارتز به صورت کشیده و بیضوی در زمینه دیده می‌شوند و دارای دانه‌های کوارتز با خاموشی موجی از نوع رویشی 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 میلونیت‌ها 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 میلونیت‌ها 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 دگرسان به سرسیت را در مقیاس گسترده در زمینه‌ی سنگ به خوبی نشان می‌دهند. پورفیروکلاست‌ها، موازی و یا تقریباً موازی برگوارگی میلونیتی هستند. فلدسپات‌ها در پروتومیلونیت‌ها، ساختارهایی نظیر خمیدگی ماکل‌ها، گسترش شکستگی‌ها و نوارهای برشی، گسل‌ها و سطوح لغزشی و نیز

^۱ . Core and Mantle Structure

^۲ . Domino type fragmented porphyroclast

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

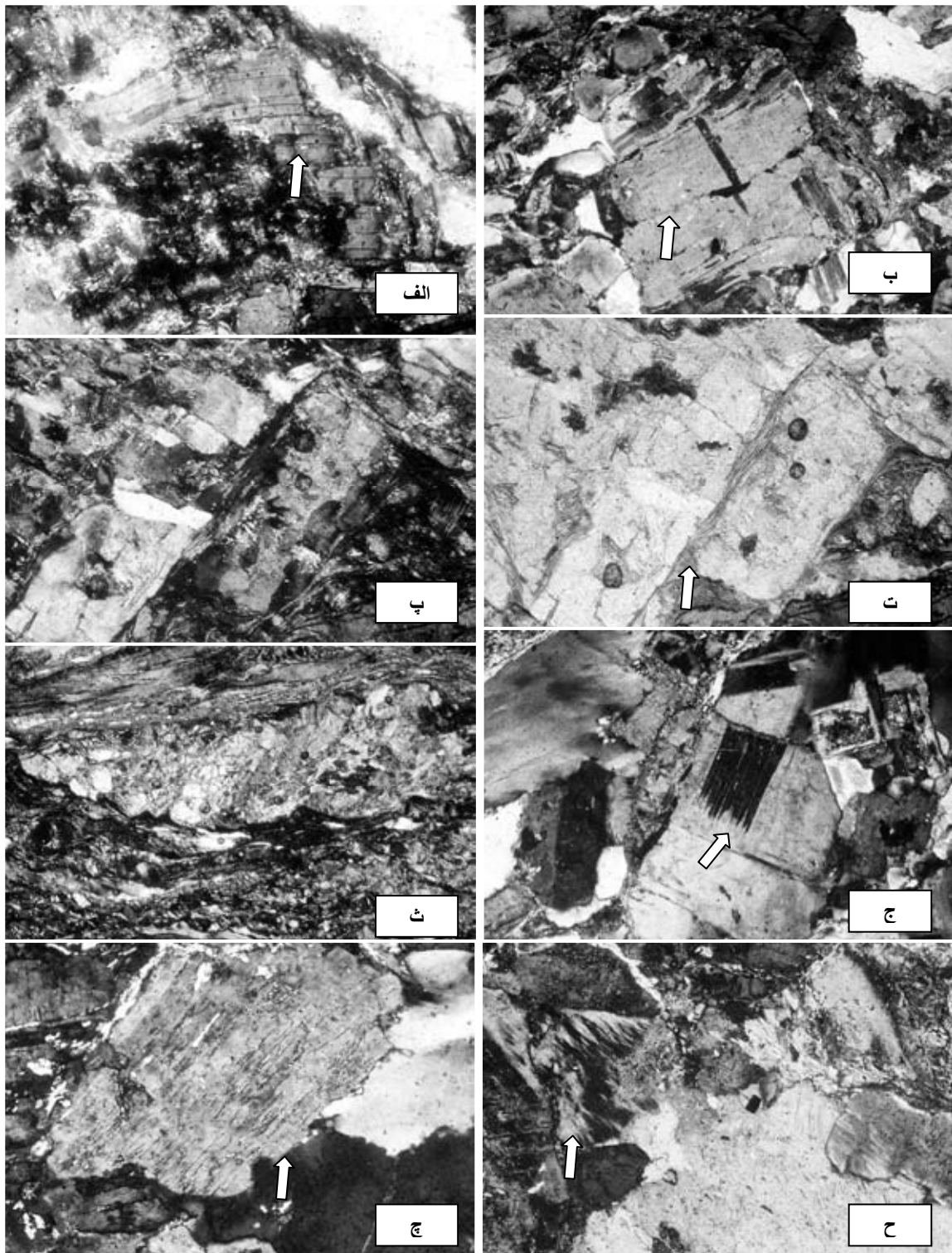
پور فیروکلاست‌های نامتقارن در اندازه‌های ۵۰ تا ۱۰۰ میکرومتر در میلیونیت‌ها دیده می‌شوند. هسته از جنس فلدسپات و کوارتز و دنباله از انبوهی ذرات ریز و تجدید تبلور یافته کوارتز، فلدسپات و کلریت تشکیل شده‌اند. (شکل ۷ پ، ت) پور فیروکلاست‌ها به دو شکل ۵ و ۵ تشکیل شده‌اند و دنباله‌ها در برخی از آن‌ها طویل و در دو سوی آن‌ها دیده می‌شوند. نوارهای برشی به دو شکل S-C و S-C' در میلیونیت‌ها 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 میلیونیتی 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 میلیونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ ث، ج). این سطوح که زاویه‌ی ۲۵-۳۵ درجه را با برگواره‌ی اصلی میلیونیتی می‌سازند، با طول‌های متفاوت و به صورت غیر ممتد دیده می‌شوند. میکاهای پولک ماهی از ریز ساختارهای دیگری است که در سنگ‌های میلیونیتی 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 میلیونیتی در زون‌های برشی دیده می‌شوند. کانی بیوتیت در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های میلیونیتی 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 برگواره‌ی میلیونیتی 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 متگیری به موازات برگواره‌گی و کشیدگی و خمش در راستای سطوح C' در میلیونیت‌ها ایجاد شده‌اند. پور فیروکلاست‌های 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 میلیونیتی (ریک آن‌ها) نیز حکایت از وجود یک مولفه‌ی اندک شیب لغز وارون در این زون‌های برشی است. بنابراین نوع لغزش هنگام تشکیل این زون‌های برشی بر پایه نشانگرهای سمت و سوی برش، راست‌لغز راستگرد با مولفه‌ی اندک شیب لغز وارون بوده است.

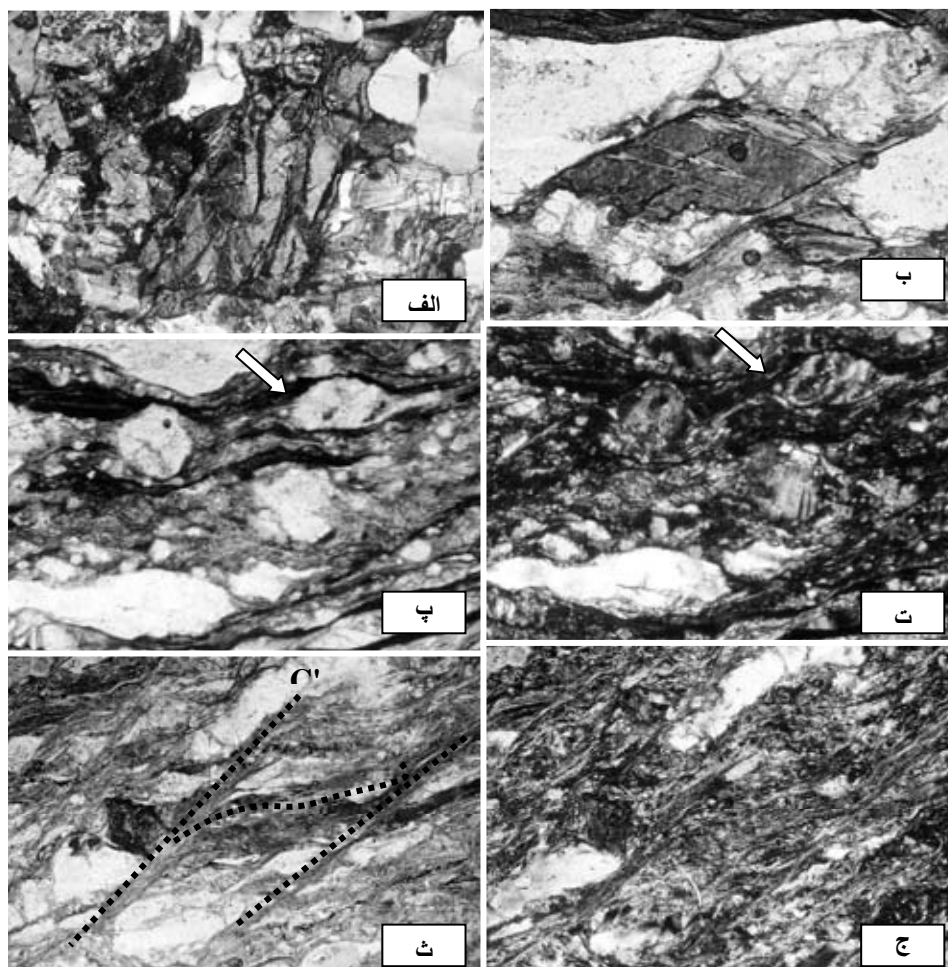
چگونگی دما هنگام دگرشکلی در زون‌های برشی

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 کرده است. در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، زیر ساختارهای موجود در کوارتز بیشتر شامل خاموشی موجی، انحلال فشاری، شکستگی‌های برشی و ژولیدگی است. فلدسپات‌ها در این رژیم دمایی، معمولاً تغییرات ساختاری شکنده‌ای را به صورت خرد شده، گسترش شکستگی‌ها و گسل‌ها، بالشتکی شدن و جابه‌جایی قطعات به نمایش می‌گذارند. تغییر ساختاری بیوتیت‌ها نیز در شرایط پایین دما منجر به گسترش چین-خوردگی، ژولیدگی 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 بالشتک‌های دومینویی در پلاژیوکلازها در نور قطبیده و ت) در نور معمولی. ث) ریز ساختار دو مینویی در پلاژیوکلاز. این ساختار معرف سمت و سوی برش راستگرد در زون‌های 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 6 و 5 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 می‌یابد 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، ژولیدگی، 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 ژولیدگی 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

نیز در زمانی جوانتر از پرمین انجام شده باشد. تغییرات ساختاری و تشکیل زون های برشی شکل پذیر در توده های گرانودیوریت-تونالیتی ده نو، فرایندی است که پس از نفوذ این توده ها رخ داده است. [۱۶] سن مطلق توده ی گرانودیوریتی دیوریتی ده نو (تریاس پسین- آشکوب نورین) و نیز عدم حضور زون های برشی مورد بررسی در سنگ جوانتر از لیا س در منطقه ی مورد بررسی و بازه ی سنی تشکیل این زون های برشی را از بالا به لیا س و از پایین به نورین محدود می سازد. بنابراین می توان چنین استدلال کرد که تغییر ساختاری و تشکیل زون های برشی شکل پذیر در این فاصله زمانی رخ داده است. با این استدلال، تشکیل زون های برشی شکل پذیر را می توان بخشی از تغییرات ساختاری دانست که حاصل تاثیر کوهزایی سیمرین بوده است.

برداشت

زون های برشی شکل پذیر در گستره ی معدن طلای طرهبه واقع در بخش جنوبی توده ی گرانودیوریتی-تونالیتی ده نو، پهنه های برشی شکل پذیری به عرض چند متر را با تغییرات ساختاری شدید و گسترش برگواگی میلونیتی به نمایش می گذارند. بررسی ساختاری این پهنه های برشی نتایج زیر را فراهم آورده است:

(۱) تغییر ساختاری برشی ساده و شکل پذیر در این زون های برشی تبدیل سنگ گرانودیوریت-تونالیت ده نو به میلونیت و پروتومیلونیت را سبب شده است. گسترش برگواگی میلونیتی با موقعیت میانگین N48W,77NE و نیز خطواره ی کشیده کانپایی با موقعیت میانگین 16,N43W و نیز چین های Z شکل با موقعیت میانگین محور 74,N45W، از ساختارهای مزوسکوپی در این زون های 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 پورفیروکلاست های پوششی δ و σ بیانگر کرنش نامتقارن و سمت و سوی حرکت راستگرد با مؤلفه ی شیب لغز وارون در این زون های برشی است.

(۳) بررسی تغییرات ساختاری در کوارتز، فلدسپات و بیوتیت و چگونگی تجدید تبلور دینامیکی در دانه های کوارتز، فلدسپات بیانگر آن است که تغییرات ساختاری در این زون های برشی در شرایط شیست سبز تا رخساره ی پایین آمفیبولیت (300°C - 500°C) رخ داده است.

کوارتز به صورت بریده و آمیبی است و دانه ها در نتیجه ی تجدید تبلور سریع، ظاهری بی کرنش^۴ را به نمایش می گذارند.

ریز ساختارهای موجود در کوارتز در سنگ های میلونیتی زون های برشی مورد بررسی بیانگر تغییرات ساختاری پلاستیک در شبکه ی کانی ها نظیر گسترش و تشکیل ریزدانه ها، خاموشی موجی، تیغه های دگرشکلی و تجدید تبلور دینامیکی به شکل BLG و SGR است. دانه های فلدسپات نیز در این زون های برشی، ریز ساختارهای شکننده و شکل پذیری را به نمایش می گذارند که از آن جمله می توان به شکستگی ها، بالشتکی شدن، خمیدگی ماکل ها، پرتیت های شعله ای، ماکل های دگرشکلی، رشد ریزدانه ها، خاموشی موجی و تجدید تبلور دینامیکی اشاره کرد. ساختارهای موجود که به تفصیل در بخش قبل به آن ها اشاره شد بیانگر رژیم دمایی حاکم بر زون های برشی مورد بررسی هستند. با مقایسه ریز ساختارها در کوارتز، فلدسپات و بیوتیت در میلونیت ها و پروتومیلونیت ها در زون های برشی مورد بررسی با الگوی دمایی یاد شده نشان می دهد که دما هنگام تشکیل این سنگ ها در زون های برشی مورد بررسی بین $300-500$ درجه سانتی گراد بوده است. پروتومیلونیت ها در رژیم دمایی کمتر میان $300-400$ درجه سانتی گراد و میلونیت ها در رژیم دمایی بیشتر $400-500$ درجه ی سانتی-گراد و گاهی اندکی بیشتر از 500 درجه ی سانتی گراد تشکیل شده اند. این شرایط دمایی قابل قیاس با شرایط دمایی در زون شیست سبز تا رخساره ی پایین آمفیبولیت و یا در عمق تقریبی معادل 10 کیلومتر در پوسته اند.

بررسی سن دگرشکلی در زون های برشی

تعیین سن زون های برشی در منطقه ی مورد بررسی به دلیل عدم وجود اطلاعات دقیق ایزوتوپی کار دشواری است، ولی می توان با تکیه بر شواهد زمین شناسی و نیز تقدم و تأخر واحدهای موجود در منطقه ی مورد بررسی و نیز ارتباط آن ها با یکدیگر، پیشنهادی برای سن تشکیل این زون های برشی ارائه کرد. چنانکه قبلاً هم اشاره شد، توده های گرانودیوریتی-تونالیتی ده نو در مجموعه ی دگرگونی افیولیتی مشهد نفوذ کرده است. تعیین سن ارایه شده توسط [۱۴] برای توده های هورنبلند گابرو در مجموعه ی مشهد 276.6 و 287.4 بیانگر آن است که نفوذ توده ها باید در زمانی جوانتر از پرمین پیشین و به پیروی از آن جایگیری این مجموعه افیولیتی-دگرگونی

[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 Grotenhuijs 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 لياس و تحت تأثیر کوهزایی سیمیرین در توده‌های گرانودیوریتی- تونالیتی ده نو و احیاناً همزمان با جایگزینی این توده‌ها تشکیل شده‌اند.

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., 1990, "Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization", In: Duba, A., Durham, W., Handin, J., Wang, H. (Eds.), "The Brittle-Ductile Transition", *The Heard volume*. American Geophysical Union Monograph, 56 (1990), 67-82.