مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۷۹۱ تا ۸۰۰

تکامل ریزساختاری کانی‌ها طی سردشدن توده نفوذی زرین، شاهدی بر دگرشکلی پویا

نسیم عسکری[۱]، رضا زارعی سهامیه[*۱]، سید جعفر عمرانی[۲]، محمدهاشم امامی[۲]، پاتریزیا فیاناکا[۳]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

۲- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

۳- دانشکده علوم محیطی، زمین شناسی و بیولوژی، دانشگاه کاتانیا، ایتالیا

(دریافت مقاله: ۹۹/۱۲/۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۲/۸)

چکیده: گرانیتویید زرین در قطعه یزد و ایران مرکزی جای دارد. سنگ‌های گرانیتوییدی زرین ویژگی پروتومیلونیتی تا میلونیتی نشان می‌دهند. در گرانینویید زرین، ریزساختارهایی چون الگوی خاموشی شطرنجی در کوارتز و شکستگی‌های شبه ماگمایی در پلاژیوکلاز گویای دگرشکلی در دمای بالا (۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) و در حضور مذاب هستند. ریزساختارهایی چون برآمدگی فلدسپار، مهاجرت مرز خرده دانه، بازتبلور و چرخش مرز خرده دانه‌های کوارتز و فلدسپار بیانگر دگرشکلی در دمای بیش از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و ریزساختارهایی مانند برآمدگی کوارتز، میکای شکن شده، ماکل دگرشکلی و خمش فلدسپار نیز نشانگر دگرشکلی در دمای کمتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد هستند. توالی ریزساختارها در کانی‌های توده نفوذی زرین از شرایط شبه ماگمایی تا حالت جامد دما-پایین نشان دهنده گسترش دگرشکلی‌های برشی طی سرد شدن ماگما در زمان‌ها و اعماق مختلف است. همچنین قرارگیری ریزساختارهای حالت جامد دما-پایین بر ریزساختارهای شبه ماگمایی و دما-بالا نشان می‌دهد که گرانیت زرین ویژگی دگرشکلی را هم در زمان تبلور و در حضور مذاب با وجود ریزساختارهای شبه ماگمایی و هم در زمان سرد شدن و تبلور کامل با وجود ریزساختارهای دماپایین در خود ثبت کرده‌است.

واژه‌های کلیدی: *گرانیت؛ ریزساختارهای دگرشکلی؛ قطعه یزد؛ ایران مرکزی.*

مقدمه

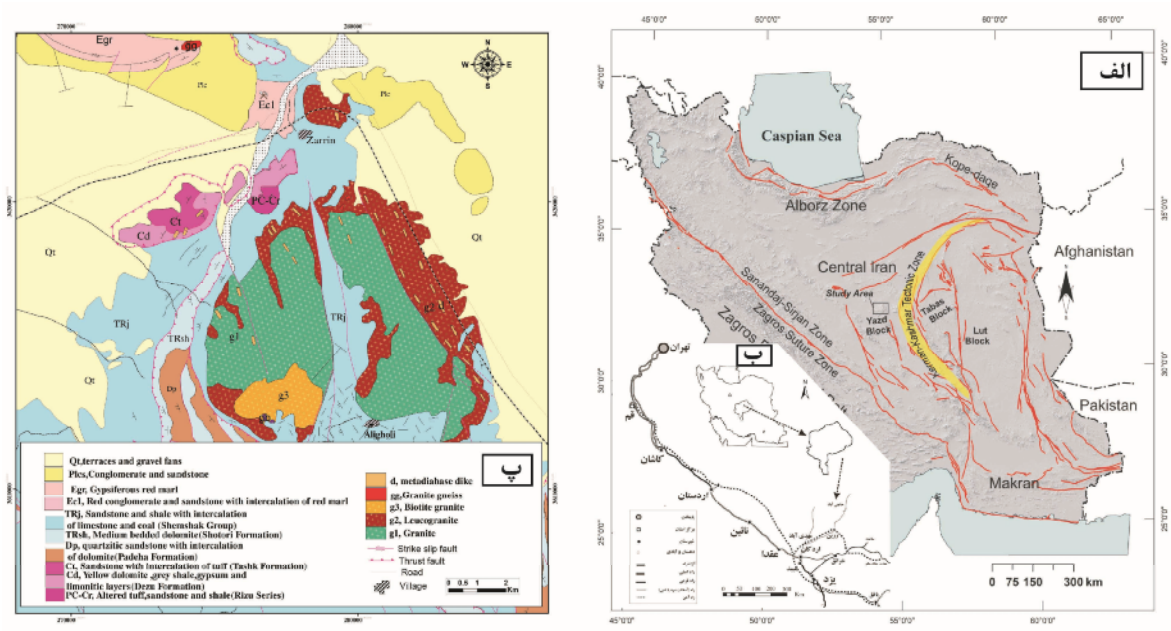
بررسی دگرشکلی و ارتباط آن با فعالیت ماگمایی نقش موثری در شناسایی روند تکامل زمین‌ساختی رخدادهای کوهزایی در هر منطقه‌ای دارد، برای مثال، بررسی ویژگی‌های دگرشکلی گرانیت‌ها در تعیین روند تغییر ماگما، زمین ساخت ناحیه‌ای و نیروهای موثر بر جریان ماگما به کار می‌روند [۱-۵]. تاکنون پژوهش‌های بسیاری پیرامون ویژگی‌های ریزساختاری توده‌های نفوذی در پهنه‌های برشی انجام شده است [۶-۸] اما هنوز درباره ماهیت ارتباط زایشی بین دگرشکلی و جایگیری ماگما و همچنین ارتباط زمانی بین آن‌ها ابهام وجود دارد [۹-۱۱]. هر یک از ریزساختارهای ثبت شده در گرانیت‌ها نشانگر شرایط دمایی مراحل مختلف از زمان تبلور ماگما، دگرشکلی در حالت جامد تا رخدادهای دگرشکلی شکننده دماپایین هستند [۱۳،۱۲]. اغلب در تعیین شرایط تشکیل بافت و دگرشکلی سنگ‌های گرانیتی در پهنه‌های برشی از شواهد ریزساختاری کانی‌های کوارتز و فلدسپار در گرانیت‌های میلونیتی استفاده می‌شود [۱۵،۱۴]. توده نفوذی زرین نیز نوعی گرانیت میلونیتی است که بررسی‌های پیشین در آن و در منطقه بیانگر وجود دگرشکلی در شرایط شکل‌پذیر و طی حرکت برشی راست‌بر در پهنه زرین است [۱۶]. همچنین مسعودی و همکاران [۱۷] با بررسی ریزساختارها، گستره دمایی ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد را برای دگرشکلی‌های توده نفوذی زرین تعیین نمودند. در این پژوهش، انواع مختلف ریزساختارها در توده گرانیتی زرین، شامل انواع ریزساختارهای شبه- ماگمایی و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۰۵۳۲۶۵، نمابر: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۱، پست الکترونیکی: Zarei.r@lu.ac.ir

ریزساختارهای حالت جامد (دما- بالا تا دما پایین) بررسی شده، و با ترکیب نتایج به دست آمده با شواهد صحرایی عملکرد فعالیت‌های برشی در توده نفوذی زرین به عنوان بخشی از تاریخچه فعالیت ماگمایی ایران مرکزی تحلیل می گردد.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه

توده نفوذی زرین با مساحت تقریبی ۱۰۰ کیلومتر مربع و با مختصات جغرافیایی ′۴۳ °۵۴ تا ′۳۱ °۵۴ طول شرقی و ′۴۴ °۳۲ تا ′۴۳ °۳۲ عرض شمالی در شمال شرقی اردکان واقع است. برای دستیابی به منطقه مورد بررسی می‌توان با طی حدود ۸۰ کیلومتر در مسیر جاده اردکان- حاجی آباد به روستای زرین رسید (شکل ۱). این منطقه در جنوب غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زرین [۱۸]، بخشی از ایران مرکزی است و در قطعه یزد جای دارد (شکل ۱). پی‌سنگ ایران مرکزی دربردارنده سنگ‌های دگرگونی و آذرین گندوانایی بوده و تاریخچه تکامل آن مانند دیگر بخش‌های ایران وابسته به باز و بسته شدن اقیانوس تتیس در زمان‌های مختلف است. در زمان پالئوزوییک، ایران مرکزی بخشی از کرانه غیرفعال پالئوتتیس بوده و مانند دیگر بخش‌های ایران حالت سکویی در آن حاکم بوده و در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین ساختی منطقه پرتحرکی بوده است [۱۹] . از زمان پرمین تا تریاس پیشین، پالئوتتیس بین قطعه‌های ایران مرکزی و توران بسته شده و همزمان، اقیانوس نئوتتیس بین قطعه‌های ایران مرکزی و عربی باز شده است [۲۰-۲۳]، اقیانوس نئوتتیس با همگرایی ورقه‌های عربی و اوراسیا از ژوراسیک شروع به بسته شدن و فرورانش در راستای پهنه سنندج- سیرجان کرده است [۲۴-۲۶]. ایران مرکزی بوسیله مرزهای گسلی به سه قطعه لوت، طبس و یزد از شرق به غرب تقسیم می‌شود [۲۷]. هر یک از این قطعه‌ها از نظر نوع دگرشکلی و لرزه‌خیزی، ویژگی‌هایی دارند که آن‌ها را از مناطق پیرامون تفکیک می‌کند. پهنه برشی زرین در همسایگی پهنه زمین‌ساختی کرمان- کاشمر است که قطعه یزد را از قطعه طبس جدا می‌کند (شکل ۱ الف). پهنه زمین ساختی کرمان- کاشمر به شکل کمانی به پهنای ۱۰۰ -۵۰ کیلومتر و طول ۶۰۰ کیلومتر بوده و ویژگی آن رخنمون سنگ‌های پی‌سنگی دگرشکل شده ایران مرکزی با سنی حدود نئوپروتروزوییک پسین و کامبرین پیشین است [۲۸]. در شرق منطقه زرین، در ناحیه ساغند سنگ‌های دگرگون شده پرکامبرین تا ترشیری و همچنین سنگ‌های نفوذی میلونیتی در پهنه برشی نی‌باز- چاتک رخنمون دارند که آن‌ها را با فاز اصلی تشکیل کمپلکس مرکز دگرگونی ایران مرکزی در ائوسن در ارتباط می‌دانند [۲۹،۳۰]. پهنه برشی زرین نیز مشابه با پهنه برشی نی باز- چاتک و پهنه برشی بزرگتر کرمان -کاشمر دارای راستای کلی شمالی-جنوبی است [۱۶].



شکل۱ الف- موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی منطقه مورد بررسی، ب- راه‌های دسترسی به منطقه مورد بررسی، و پ- نقشه زمین‌شناسی منطقه زرین برگرفته از نقشه زمین‌شناسی یکصدهزارم زرین [۱۸].

برداشت صحرایی

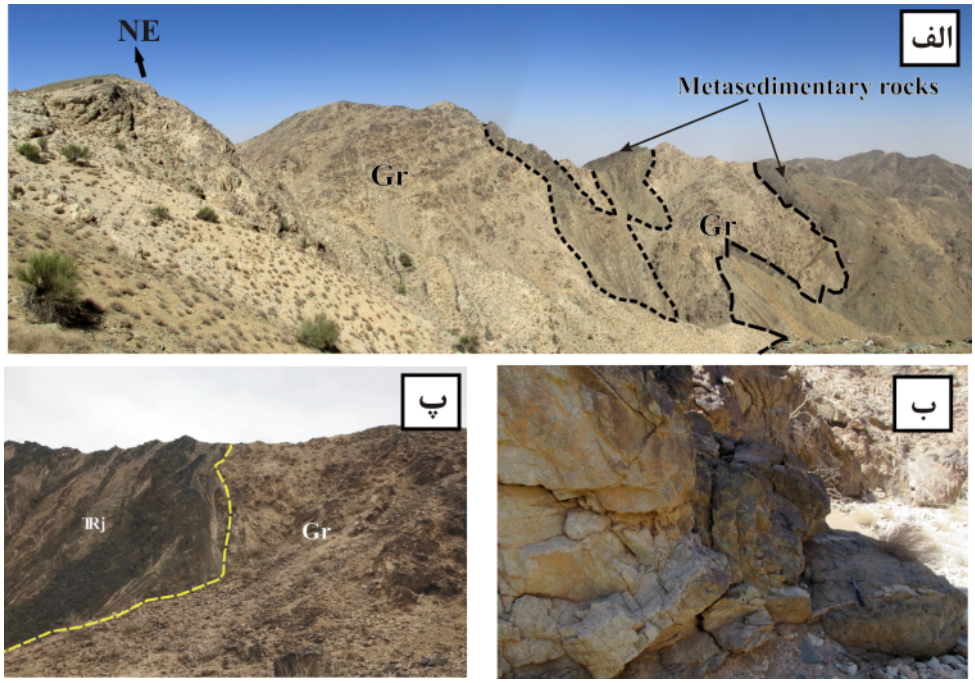
توده نفوذی زرین به شکل مدور و کشیده به صورت شمالی-جنوبی است، این توده شامل دو بخش کشیده و یک بخش کوچک در شمال منطقه است. توده گرانیتوییدی زرین توسط رسوبی- دگرگونی تریاس و ژوراسیک (سازند شمشک)، در برگرفته شده است (شکل ۱ پ). در غرب توده نیز، واحدهای پرکامبرین-پالئوزوییک شامل شیل، ماسه سنگ و توف (سری ریزو)، شیل و با میان لایه‌های سنگ گچ (دزو) و سازند تاشک رخنمون دارند. همبری توده نفوذی زرین و واحدهای رسوبی-دگرگونی تریاس ژوراسیک دارای مرز واضح است و شواهد دگرگونی مجاورتی ضعیف در تماس با آن دیده می‌شود (شکل ۲ ب و پ)؛ سنگ‌های دگرگونی پیرامون گرانیت زرین شامل مسکویت –کلریت فیلیت و مسکویت اسلیت در غرب توده و نیز بیوتیت شیست و بیوتیت مسکویت اسلیت در شمال توده بوده که در برخی مقاطع، گرافیت‌دار هستند. دایک‌های مافیک با روند شمال غرب و جنوب شرق توده زرین و واحدهای سنگی پیرامون آن را قطع کرده‌اند. جوان‌ترین واحد سنگی کنگلومرای ارغوانی ائوسن در شمال منطقه است که در آن قطعه‌های شیل و ماسه سنگ وجود دارد. همچنین کنگلومرای پلیوسن در شرق منطقه مورد بررسی رخنمون دارد که شامل قطعه‌های شیل، ماسه سنگ، دولومیت، و قطعه‌های گرانیت زرین است. برگوارگی میلونیتی (شکل ۳ الف) در برخی مناطق به ویژه در توده کوچکی در شمال منطقه گسترش خوبی دارد و راستای برگوارگی میلونیتی شمال شرق تا جنوب غرب (NE-SW) و با شیب به سمت غرب است.

سنگ‌نگاری

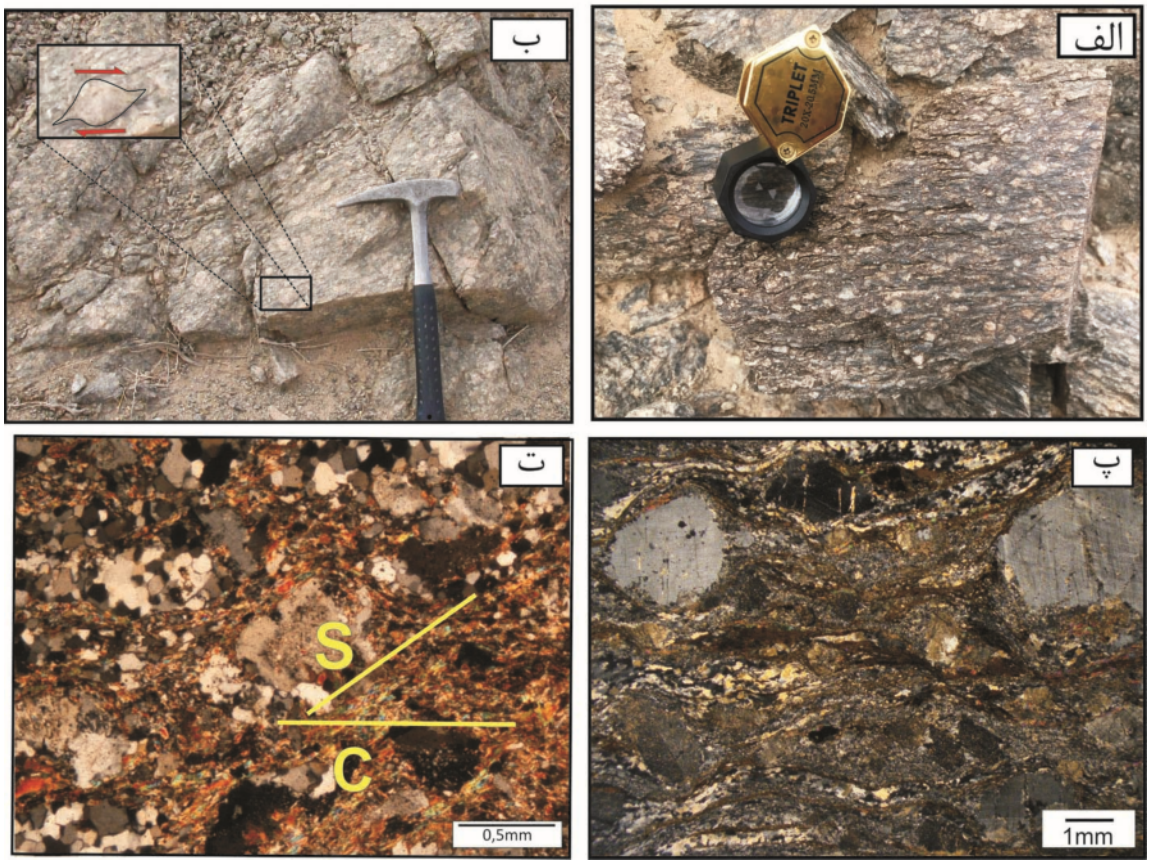
در منطقه مورد بررسی، به‌طور کلی شواهد دگرشکلی در صحرا گسترش کمی دارد و تنها در برخی مناطق به ویژه در دو توده کوچک در شمال منطقه، قابل مشاهده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ب). این در حالی است که در بررسی‌های میکروسکوپی، شواهد دگرشکلی به خوبی دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). در بررسی شواهد ریزساختاری توده نفوذی زرین، مقاطع میکروسکوپی موازی با خطواره کششی و عمود بر برگواره میلونیتی تهیه شدند. در بررسی سنگ‌نگاری از نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۳۱] استفاده شد. نمونه‌های مورد بررسی براساس نسبت پورفیر به زمینه در گستره انواع پروتومیلونیت‌ها (با۵۰-۱۰٪ سنگ زمینه)، میلونیت‌ها (با۹۰-۵۰٪ زمینه) قرار دارند. براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، توده نفوذی زرین شامل گرانیت (مونزوگرانیت، سینوگرانیت) و گرانودیوریت بوده و بیوتیت مهم‌ترین کانی فرومنیزین در آن است. نمونه‌های مورد بررسی دارای ساخت میلونیتی و بافت دانه‌ای و همچنین بافت‌های فرعی گرانوفیری، پرتیتی، بافت شطرنجی آلبیت (شکل ۴ الف) هستند. بافت شطرنجی آلبیت پیامد فرایندی است که در آن فلدسپار توسط سیال سدیمی به آلبیت تبدیل می‌شود، از شواهد دگرشکلی پویا در حضور فاز سیال است و در سنگ‌های گرانیتی بسیار دیده می‌شود [۳۳،۳۲] کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل کوارتز (۴۰-۳۰ درصد حجمی)، فلدسپار قلیایی (۵۰-۲۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۴۰-۲۰ درصد حجمی) و بیوتیت (حدود ۵ تا ۱۰ درصد حجمی) هستند. کوارتز در اندازه‌های مختلف (۰/۱ تا ۱ میلی متر) هم در زمینه و هم به صورت درشت بلور وجود دارد، این کانی دارای ویژگی‌هایی چون خاموشی مستقیم، موجی و همچنین خاموشی با الگوی شطرنجی است و در آن شواهد بازتبلور و تشکیل خرده دانه دیده می‌شود (شکل‌های ۴ الف و پ). فلدسپار قلیایی (۰/۱ تا ۲ میلی متر) شامل ارتوز و میکروکلین، دارای ماکل کارلسباد و تارتن است، همچنین ویژگی‌های همرشدی چون پرتیت نشان می‌دهد و گاهی به کانی‌های رسی دگرسان شده‌است (شکل ۴ ب). پلاژیوکلازها به صورت درشت بلور خود شکل و نیمه شکل‌دار هستند و در آن‌ها، ماکل نواری، کارلسباد آلبیت، ماکل دگرشکلی و خمیده نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۴ ب وج). پلاژیوکلاز اغلب در فلدسپار قلیایی به‌صورت پرتیت و گاهی به صورت ثانویه و فراورده دگرنهادی نیز در برخی مقاطع دیده می‌شود. بیوتیت شکل‌دار (۰/۱ تا ۱ میلی‌متر) در برخی مقاطع به کلریت، مسکویت و اپیدوت دگرسان شده است و آثار خمش و جهت‌یابی ترجیحی و به ندرت ویژگی میکاماهی در آن مشاهده می‌شود (شکل ۴ ت). همچنین در بیوتیت، زیرکن همراه با هاله وجود دارد (شکل ۴ ث).کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، اسفن، اکسیدآهن (ایلمنیت و مگنتیت)، آلانیت، زیرکن و اپیدوت هستند. کانی‌های ثانویه نیز کلریت، سریسیت، پیستاسیت و کلینوزوئیزیت و پلاژیوکلاز ثانویه هستند (شکل ۴ ب).

بررسی های ریزساختاری

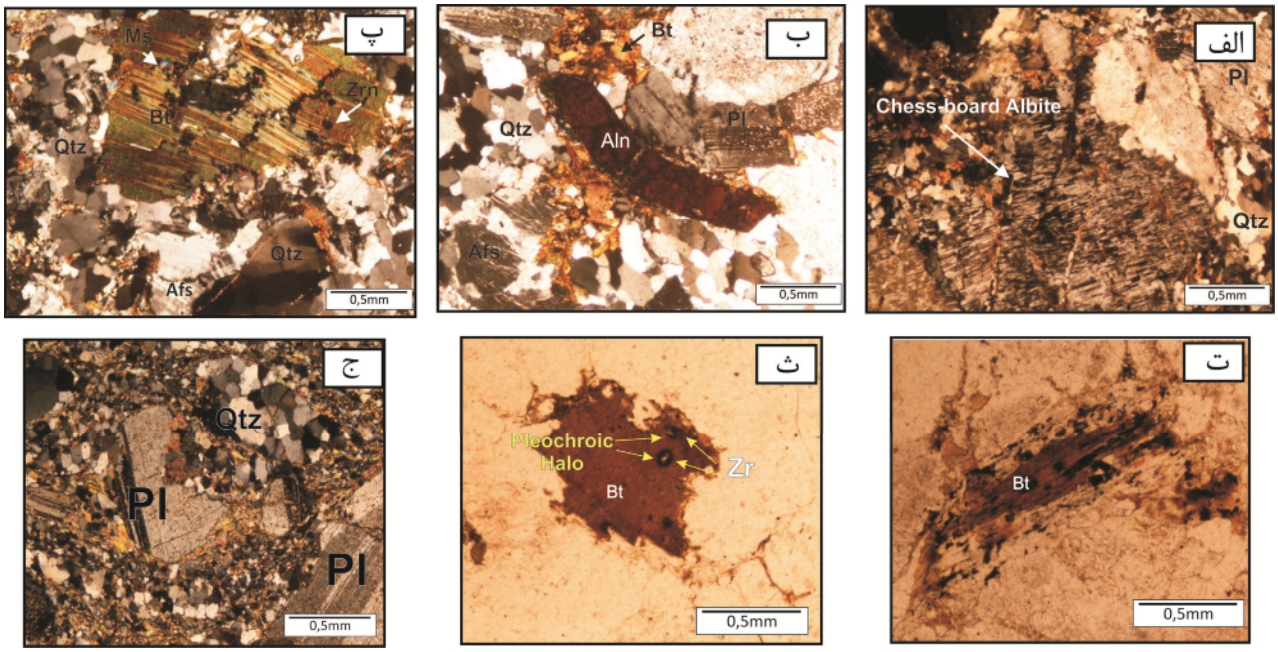
شواهد ریزساختاری دگرشکلی برشی در نمونه‌های مورد بررسی از کانی‌های کوارتز، فلدسپار و بیوتیت وجود دارد در ادامه توصیف می‌شوند.



شکل ۲ الف- تصویر صحرایی از توده نفوذی زرین که توسط سنگ‌های رسوبی- دگرگونی در بر گرفته شده است. ب- نمای نزدیک از همسایگی گرانیت زرین با واحد دگرگونی ژوراسیک و پ- همبری گرانیت زرین با واحد ژوراسیک که به صورت گسله می‌باشد.



شکل ۳ الف- نمای نزدیک از ساختار میلونیتی، ب- پورفیروکلاست آواری چشمی فلدسپار در توده نفوذی زرین در صحرا، پ- ساختار میلونیتی در مقطع میکروسکوپی و ت- تشکیل باند برش در زمینه‌ای از کوارتز، فلدسپار و میکا با پورفیروکلاست آواری‌های فلدسپار.



شکل ۴ تصویر میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع، (XPL)، الف- از بافت شطرنجی آلبیت ناشی از آلبیتی شدن میروکلین، ب-پلاژیوکلاز با ماکل دگرشکلی، بافت پرتیتی، بلور خودشکل آلانیت، پ- کلریتی شدن بیوتیت، خاموشی شطرنجی در کوارتز، ت- میکا ماهی بیوتیت، ث- هاله چند رنگی پیرامون زیرکن در بیوتیت،ج- پورفیروکلاست پلاژیوکلاز با ماکل کارلسباد-آلبیت که کانی‌های میکا آن را دور زده‌اند.

کوارتز

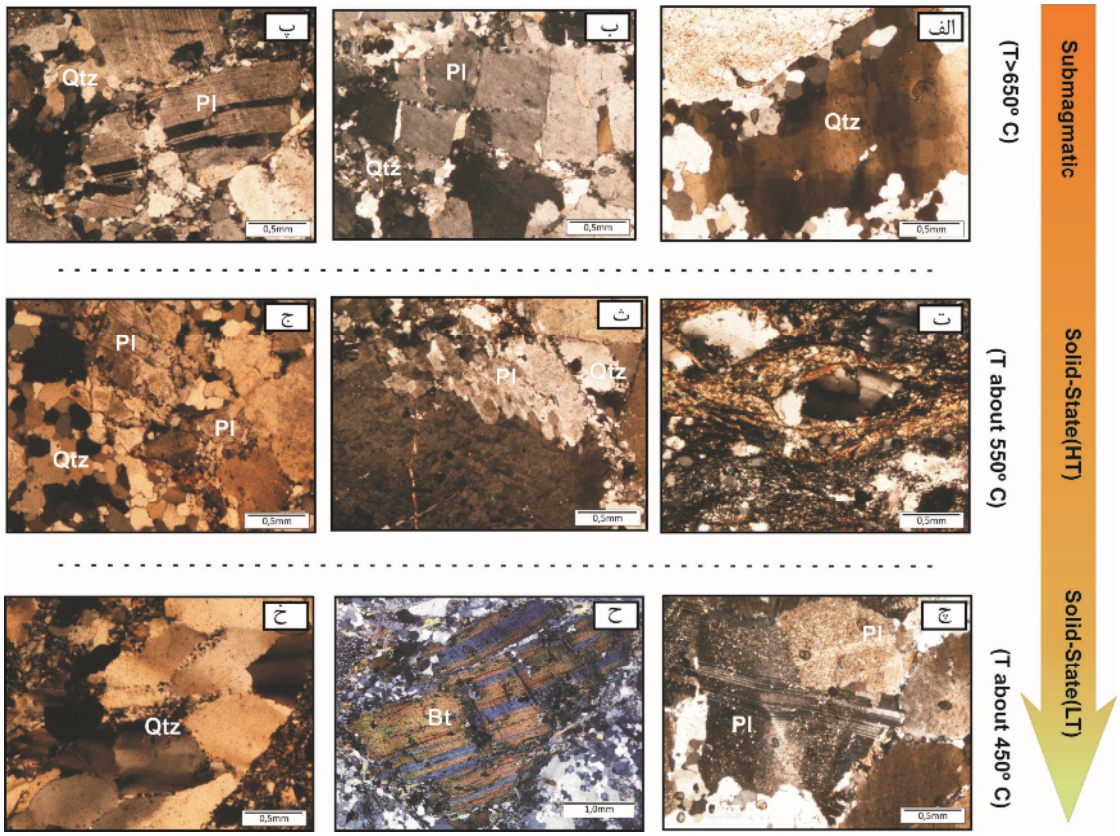
در نمونه‌های مورد بررسی، کانی کوارتز دارای خاموشی‌های موجی و شطرنجی (۵ الف) است. در توده نفوذی زرین، شواهد بازتبلور کوارتز و تشکیل خرده دانه‌ها پیرامون بلورها دیده می‌شوند. همچنین، کوارتز به‌صورت روبان‌های کوارتز موازی با برگوارگی برشی (شکل‌های ۳ پ و ت) پیرامون ساختارهای چشمی قرار دارند و بلورهای کوارتز درون این روبان‌ها دارای خاموشی موجی هستند. در کوارتز، انواع بازتبلور از جمله بازتبلور با برآمدگی (BLG) دیده می‌شود که در آن، مرز دانه‌های کوارتز به درون دانه‌های کناری از جمله کوارتز و پلاژیوکلازها نفوذ کرده و در نتیجه کنگره‌ای شده‌اند. همچنین بازتبلور پویا از نوع مهاجرت مرزدانه‌ای (GBM) در بلورهای کوارتز دیده می‌شود که مربوط به دماهای بالاتر است. باز تبلور پویا از نوع بازتبلور همراه با چرخش خرده‌دانه (SGR) نیز در پیرامون بلورهای درشت کوارتز دیده می‌شود (شکل ۵ خ).

فلدسپار

از جمله شواهد دگرشکلی در فلدسپار می‌توان به وجود ماکل دگرشکلی با انتهای مخروطی و سوزنی، شکستگی‌های ریز، خمش و کینک‌شدگی اشاره نمود (شکل ۵ چ). همچنین تبلور دینامیکی برآمدگی (BLG) در مرز کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلاز دیده می‌شود (۵ ث و ج). پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپارها به‌صورت پورفیروکلاست‌های درشت چشمی نیز وجود دارند که توسط باندهای بیوتیت، فلدسپار و کوارتز تجدید تبلوریافته دور زده شده‌اند و در راستای سوی برگوارگی قرار گرفته‌اند و بلورها و باندهای کوارتز به صورت سایه‌های کرنشی نیز در راستای برگوارگی کششی مشاهده می‌شوند (۵ ت).

بیوتیت

بیوتیت در سنگ‌های مورد مطالعه هم به‌صورت تجمعی و هم پراکنده دیده می‌شود. که در برخی نمونه‌ها به ندرت دارای جهت‌یابی ترجیحی (میکاماهی) هستند (شکل ۴ ت) در نمونه‌هایی با دگرشکلی بالا بیوتیت‌ها به صورت تجمعی در راستای برگوارگی به صف شده و اغلب فنوکریست‌های بزرگ نظیر فلدسپار (آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز) را محصور کرده‌اند و معمولاً در مناطقی با استرین بالا مشاهده می‌شوند (شکل ۵ ت). یکی دیگر از شواهد دگرشکلی در بیوتیت ویژگی کینک‌شدگی است (۵ ح).



شکل ۵ شواهد ریزساختاری دگرشکلی برشی از شرایط دگرشکلی شبه- ماگمایی تا دگرشکلی حالت جامد دما- پایین: الف- الگوی خاموشی شطرنجی کوارتز، ب و پ- شکستگی‌هایی شبه ماگمایی که با کانی‌های کوارتز و فلدسپار پر شده‌اند و دگرشکلی با وجود مذاب را نشان می‌دهند، ت) خاموشی موجی در فلدسپار و میکاماهی پیرامون آن، ث و ج- باز تبلور فلدسپار، تشکیل خرده دانه همراه با چرخش و مهاجرت مرز خرده دانه، چ- خمش و ماکل دگرشکلی در پلاژیوکلاز، ح- کینک شدگی در بیوتیت و خ- بازتبلور کوارتز و تشکیل خرده دانه که از شواهد دگرشکلی در حالت جامد دما-پایین هستند.

انواع دگرشکلی و شرایط دمایی طی آن

در سنگ‌های مورد بررسی، ریزساختارهای دگرشکلی چون خاموشی کوارتز با الگوی شطرنجی گویای دگرشکلی در دمای بالا، شرایط دمایی نزدیک به انجماد و دمای بالا (بیش از ۶۵۰ °C) بوده (شکل ۵ الف) و از جمله شواهد دگرشکلی شبه ماگمایی هستند [۳۲-۳۴]. افزون بر این، در نمونه‌های مورد بررسی ریزشکستگی‌های فلدسپار با کوارتز و فلدسپار پر شده‌اند (شکل‌های ۵ ب وپ) که نشان دهنده وجود مذاب طی دگرشکلی است [۳۵-۳۸]. مهاجرت مرز خرده دانه (GBM) در فلدسپار از شواهد دگرشکلی در حالت جامد است که دمای حدود ۵۰۰-۷۰۰ °C را نشان می‌دهد [۳۹]. خاموشی موجی در فلدسپار (شکل ۵ ت) و بازتبلور با برآمدگی (BLG) در کانی‌های فلدسپار گویای دمای ۴۵۰-۶۰۰ °C هستند [۳۷]؛ بازتبلور و چرخش خرده دانه‌ها (SGR) در فلدسپار دمای ۶۰۰ درجه را نشان می‌دهند (شکل‌های ۴ ث و ج). بازتبلور و چرخش خرده دانه‌ها (SGR) در کوارتز نشانگر دگرشکلی دما-پایین (۴۵۰-۵۰۰) هستند [۴۰،۳۷]. بازتبلور با برآمدگی (BLG) در کوارتز دمای کمتر از ۴۰۰ °C را نشان می‌دهد (شکل ۵ خ). همچنین دگرشکلی دما- پایین با ماکل دگرشکلی در فلدسپار مشخص شده (شکل ۵ چ) که نشان دهنده دمای ۴۰۰-۵۰۰ °C است [۳۷]. جهت‌یابی ترجیحی در بیوتیت (میکا ماهی)، خم شدگی و کینک‌شدگی پلاژیوکلاز و بیوتیت (شکل-های ۵ چ و ح) گویای دمای حدود ۴۰۰ °C هستند [۴۱]. همچنین، شکستگی‌های ریز در پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی که در اثر شرایط شکننده در دمای کمتر از ۲۵۰ °C درجه رخ داده‌اند [۳۷] نیز در این سنگ‌ها دیده می-شود. در مجموع، با بررسی شواهد ریزساختاری انواع ریزساختارهای شبه ماگمایی و ریزساختارهای حالت جامد دما-بالا تا دما-پایین در نمونه‌های شناسایی شد. همچنین، شواهد ریزساختاری نشان دهنده دمای در پهنه برشی زرین هنگام

تشکیل این سنگ‌ها بوده کمتر از ۴۰۰ تا بیش از ^{o}C ۶۵۰ که قابل مقایسه با شرایط دمایی در رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی است.

بحث

شواهد ریزساختاری در توده نفوذی زرین بیانگر حضور از ریزساختارهای شبه ماگمایی تا ریزساختارهای حالت جامد دما- بالا و پایین هستند که همراه با کاهش پیشرونده دما گسترش یافته‌اند و به تغییرات پیوسته در سازوکار دگرشکلی طی سرد شدن ماگما اشاره دارند [۴۲-۴۴]. این امر نشان می-دهد که دگرشکلی در حضور مذاب آغاز و در زمان تبلور و طی سردشدگی توده نیز ادامه داشته است. به عبارتی، گرانیت زرین در شرایط ماگمایی و مذاب دچار دگرشکلی برشی شده‌است که این با شواهد ریزساختاری شبه ماگمایی [۴۲-۴۶] چون الگوی خاموشی شطرنجی کوارتز [۴۱-۴۹] و شکستگی‌های مربوط به شرایط شبه ماگمایی تایید می‌شود [۴۹]. نبود ریز ساختارهای ماگمایی در گرانیت زرین نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده توده زرین بی درنگ دستخوش دگرشکلی برشی شده است. جایگیری همزمان با زمین ساخت ماگمای گرانیتوییدی همراه با فعالیت پهنه برشی اغلب منجر به گسترش ریزساختارهای مختلف طی سرد شدگی در دمای پایین می‌شود [۵۰]. در گرانیت زرین، شواهد قرار گیری ریزساختارهای حالت جامد دما- پایین بر ریزساختارهای دما- بالا دیده می‌شود. همچنین، توالی دو نوع دگرشکلی برشی در شرایط شبه ماگمایی تا شرایط حالت جامد دما-پایین در توده زرین نشان می‌دهد که دگرشکلی‌ها در طی سرد شدن گرانیت در زمان‌ها و عمق‌های مختلف گسترش یافته‌اند [۴۹].

چنان که بیان شد، ایران مرکزی و قطعه یزد به عنوان بخشی از پهنه دگرشکلی بین ورقه‌های عربی و اوراسیا در نظر گرفته شده‌است که وجود ویژگی‌های ساختاری پالئوژن در آن را نتیجه دگرشکلی درون قاره‌ای از مزوزوییک تا پالئوزن دانسته [۴۷]. بررسی‌های صحرایی و شواهد ریزساختاری در پهنه برشی نی باز-چاتک در ناحیه ساغند، شرق تود نفوذی زرین نیز نشان دهنده میلونیتی شدن سنگ‌های دگرگونی و آذرین در شرایط دگرشکلی برشی شکل‌پذیر در مجموعه چاپدونی و پشت بادام است؛ و میلونیت‌ها در یک پهنه برشی NE-SW در زمان زمین‌ساخت کششی ائوسن میانی تا پسین تشکیل شده‌اند به طوریکه براساس سن‌سنجی به روش Ar-Ar بر مسکویت‌های مجموعه چاپدونی در پهنه برشی نی باز-چاتک سن Ma ۴۳ برای فعالیت این پهنه برشی تعیین شده است. عمده دگرشکلی‌ها در مجموعه پشت بادام نیز در دو مرحله طی فعالیت‌های زمین ساختی سیمرین رخ داده هرچند، دگرشکلی‌هایی با سن ائوسن میانی نیز در آن تعیین شده‌است [۴۷]. همچنین، سن سنجی به روش اثر شکافت بر آپاتیت‌های ناحیه ساغند [۵۱] نشان دهنده بالاآمدگی مجموعه چاپدونی در ائوسن میانی است. با توجه به بررسی‌های ریزساختاری توده نفوذی زرین و توالی ریزساختارها، توده زرین از زمان تبلور تا مرحله سردشدن در معرض فعالیت‌های دگرشکلی پویا بوده است. بنابراین می‌توان گفت که ریزساختارهای شبه ماگمایی شامل الگوی شطرنجی خاموشی در کوارتز، شکستگی‌های شبه ماگمایی مربوط به زمان تبلور توده زرین و سرانجام ریزساختارهای حالت جامد دما-پایین در توده نفوذی زرین مربوط به مراحل ایانی سرد شدن آن می باشد.

اگر چه تعیین سن دقیق عملکرد فعالیت‌های برشی و رابطه بین دگرشکلی و نفوذ توده زرین نیازمند بررسی‌های سن‌سنجی بر توده نفوذی زرین همچنین استفاده از روش اثر شکافت و یا Ar-Ar بر کانی‌های آن می باشد.

برداشت

بررسی‌های ساختاری در توده گرانیتوییدی زرین بیانگر گسترش برگوارگی میلونیتی با راستای NE-SW و شیب به سمت غرب است. بررسی ریزساختارها در کانی‌های کوارتز، فلدسپار و بیوتیت نشانگر انواع ریزساختارهای شبه ماگمایی و ریزساختارهای حالت جامد و شکل‌پذیر است. دمای پهنه برشی زرین هنگام تشکیل این سنگ‌ها کمتر از ۴۰۰ تا بیش از ^{o}C ۶۵۰ بوده و قابل مقایسه با شرایط دمایی در رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی است. شواهد ریزساختاری شبه ماگمایی شامل الگوی خاموشی شطرنجی در کانی کوارتز (دمای بیش از ۶۰۰ درجه) و نیز وجود شکستگی‌های شبه ماگمایی بوده که نشان‌دهنده دگرشکلی در حضور مذاب هستند. همچنین، وجود ریز ساختارهای دگرشکلی در حالت جامد دما-پایین و دما-بالا همراه با ریز ساختارهای شبه ماگمایی نشان‌دهنده گسترش ریزساختارها طی سرد شدن گرانیت در زمان‌ها و عمق‌های مختلف است و ریزساختارهای حالت جامد دما- پایین بر ریزساختارهای دما- بالا قرار دارند. با

بررسی ریزساختارها می‌توان گفت که بخشی از دگرشکلی نتیجه عملکرد فعالیت برشی در زمان تبلور توده نفوذی زرین و در حضور مذاب بوده است و سرانجام ریزساختارهای دماپایین برآمده از عملکرد فعالیت‌های برشی در مراحل پایانی سردشدن گزانیت زرین هستند. همچنین براساس یافته های سنگ‌نگاری و وجود بافت شطرنجی آلبیت در فلدسپار، می‌توان گفت که دگرشکلی پویا در منطقه فضای لازم برای نفوذ سیال‌ها را فراهم نموده و سبب عملکرد دگرنهادی در سنگ‌های مورد بررسی شده‌است. سیال‌های دگرنهاده هنگام تبلور ماگمای گرانیت زرین نیز می‌توانند از آن آزاد شده باشند.

مراجع

[1] Dixon J.M., *"Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures*, Tectonophysics 28 (1975) 89-124.

[2] Ramberg H., *"The role of gravity inorogenic belts. In: McKlay, K.R., Price, N.J. (Eds.)*", Geological Society Special Publication 9 (1981) pp. 125-140.

[3] Paterson S.R., Tobisch O.T., *"Using pluton ages to determine regional deformations: problems with commonly used criteria*", Geology 16 (1988) 1108-1111.

[4] Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T., *"A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids*", J. Struct. Geol. 11 (1989) 349-364.

[5] Vanderhaeghe O., *"Migmatites, granites and orogeny: flow modes of partiallymolten rocks and magmas associated with melt‌solid segregation in orogenic belt*", Tectonophysics 477 (2009) 119-134.

[6] Hutton D.H.W., *"A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal, granite, NW Ireland",* J. Geol. Soc. Lond. 139 (1982) 61-631.

[7] Hutton D.H.W., Reavy R.J., *"Strike-slip tectonics and granites petrogenesis*", Tectonics 11 (1992) 960-967.

[8] McCaffrey K.J.W., *"Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Montains igneous complex. Geol*", Soc. Lond. 149 (1992) 221-235

[9] Neves S.P., Vauchez A., Archanjo C.J., *"Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. Kimberl Struct",* Cratonic Lithosphere, 262 (1996) 349–364.

[10] Saint Blanquat M., (de), Horsman E., Habert G., Morgan S., Vanderhaeghe O., Law R., Tikoff B., *"Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arc*", Tectonophysics 500 (2011) 20-33.

[11] Vauchez A., da Silva M.E., *"Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: The West Pernambuco shear zone*", northeast Brazil, Geology 20 (11) (1992) 1007-1010.

[12] Pawley M.J., Collins W.J., *"The development of contrasting structures during the cooling and crystallization of a syn-kinematic pluton*", J. Struct. Geol., 24 (2002) 469–483.

[13] Vernon R.H., *"Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow*", Electronic Geosciences 5 (2000) 2.

[14] Rosenberg C.L., Stünitz H., *"Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: An example from the Bergell tonalite*", J. Struct. Geol., 25 (2003) 389–408.

[15] Pennacchioni G., Di Toro G., Brack P., Menegon L., Villa I.M., *"Brittle-ductilebrittle deformation during cooling of tonalite (Adamello, Southern Italian Alps)*", Tectonophysics 427 (2006) 171-197.

[16] Mohajjl M., Masoudi F., Shakerardekani F., *"The Zarin Shear Zone and It's tectonic importance in Central Iranian MicroContinent*", Esfahan university scientific Journal, No5 (2007) 261-276.

[17] Masoudi F., Mohajjl M., Shakerardekani F., *"Study of Chemical and Structural Changes and Determination of Temprature in a Progressive Deformation: Evidence from Zarrin Shear Zone, Ardekan*", Scientific Quarterly Journal, Geosciences, Vol.19 (2009) No 73, 11-16.

[18] Yousefi M., Hoseini K., *"Zarrin Geological Map 1:100000*", Geological Survey of Iran. No 6945 (2004).

[19] Aghanabati A., *"Geology of Iran*", Geological Survey of Iran, 606pp (2004).

[20] Moix P., Beccaletto L., Kozur H .W., Hochard C., Rosselet F., Stampfli G. M., *"A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region*", Tectonophysics, 451(1) (2008) 7-39.

[21] Muttoni G., Mattei M., Balini M., Zanchi A., Gaetani M., Berra F., *"The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. In M.-F. Brunet, M. Wilmsen and J.W. Granath (Eds.), South Caspian to Central Iran Basins*", Geological Society of London Special Publication no. 312, in press (2009).
[22] Sengör A.M.C., *"Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications*", Nature 279 (1979) 590–593
[23] Hafkenscheid E., Wortel M.J.R., *"Spakman, W., 2006, Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions:*", Journal of Geophysical Research, v. 111, B08401.
[24] Fürsich F.T., Wilmsen M., Seyed-Emami K., Majidifard M.R., *"Lithostratigraphy of the Upper Triassic–Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. In: BRUNET, M.F., WILMSEN, M. and GRANATH*", J. W. (eds) South Caspian to Central Iran Basins (2009).
[25] Davoudian A.R., Genser J., Neubauer F., Shabanian N., *"40Ar/39Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny*", Gondwana Research, 37, (2016) pp.216-240.
[26] Alavi M., *"Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran*". American Journal of science, 307(9) (2007) pp.1064-1095
[27] Ramezani J., Tucker R., *"The Saghand region, Central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics*". Am. J. Sci. 303 (2003) 622–665.
[28] Bagheri S., Stampfli G.M., *"The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications",* Tectonophysics 451 (2008) 123–155
[29] Verdel C., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R., Spell T.L., *"Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran",* GSA Bull. 119 (2007) 961–977.
[30] Whitney D.L., Evans W.E., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals*", American Mineralogist,Volume 95 (2010) pages 185–187
[31] Kaur P., Chaudhri N., Hofmann A.W., Raczek I., *"Two-stage, extreme albitization of A-type granites from Rajasthan, NW India*", Journal of Petrology, Volume 53, Issue 5 (2012) 919–948
[32] Hibbard M.J., "Petrography to petrogenesis", Prentice Hall, New Jersey (1995) 587p
[33] Mainprice D., Bouchez J.L., Blumenfeld P., Tubia J.M., *"Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at hightemperature*", Geology 14 (1986) 819-822.
[34] Blumenfeld P., Mainprice D., Bouchez J.-L., *"C-slip in quartz from subsolidus deformed granites*", Tectonophysics 127 (1986) 95-115.
[35] Shabanian N., Davoudian A., Khalili M., Khodami M., *"Texture evidences imply on dynamic conditions in late-stage to post – magmatic crystallization from dynamo-magmatic gnessies of Ghaleh-Dezh, Azna*", crystallography and mineralogy journal of iran, 18(3) (2010) 461-470.
[36] Kruhl J.H., *"Prism- and basal-plane parallel sub grain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer.Metamorph*", Geol., 14 (1996) 581–589.
[37] Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Nedelec A., Cuney M., *"Submagmatic microfractures in granites*", Geology, 20 (1992) 35–38.
[38] Passchier C.W., Trouw R.A.J., *"Microtectonics; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany*", (2005) ISBN 3540-64003-7.
[39] Parsons A.J., Phillips R.J., Lloyd G.E., Law R.D., Searle M.P., Walshaw R.D., *"Mid-crustal deformation of the Annapurna-Dhaulagiri Himalaya, central Nepal: An atypical example of channel flow during the Himalayan orogeny*", Geosphere, 12 (2016) 985–1015
[40] Nedelec A., Bouchez J.-L., *"Granites: Petrology, Structure, Geological Setting and Metallogeny*", Oxford University Press, p. 335.
[41] Zibra I., Kruhl J.H.., Montanini A., Tribuzio R., *"Shearing of magma along a high-grade shear zone: Evolution of microstructures during the transition from magmatic to solid-state flow*", J. Struct. Geol., 37 (2012) 150–160.
[42] Žák J., Verner K., Holub F.V., Kabele P., Chlupáˇcová M., Halodová P., *"Magmatic to solid state fabrics in syntectonic granitoids recording early Carboniferous orogenic collapse in the Bohemian Massif*", J. Struct. Geol, 36 (2012) 27–42.

[43] Gloaguen E., Branquet Y., Chauvet A., Bouchot V., Barbanson L., Vigneresse J.-L., *"Tracing the magmatic/hydrothermal transition in regional low-strain zones: The role of magma dynamics in strain localization at pluton roof, implications for intrusion-related gold deposits*", J. Struct. Geol., 58 (2014) 108–121.

[44] 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. J. Struct. Geol., 24, 1861–1884.

[45] Paterson S.R., Ardill K., Vernon R., Žák J., *"A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes",* Back Future, 125 (2019) 134–147.

[46] Mamtani M.A., Greiling R.O., *"Serrated quartz grain boundaries, temperature and strain rate: Testing fractal techniques in a syntectonic granite*", Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., (2010) 332- 335.

[47] Kargaranbafghi F., Neubauer F., Genser J., Faghih A., Kusky T., *"Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation: Tectonophysics*", v. 564–565 (2010) 83–100.

[48] Buttner H.L., *"The geometric evolution of structures in granite during continous deformation from magmatic to solid-state conditions: An example from the central European Variscan Belt*", Am. Miner., 84 (1999) 1781–1792

[49] Fazio E., Fiannacca P., Russo D., Cirrincino R., *"Submagmatic to Solid-State Deformation Microstructures Recorded in Cooling Granitoids during Exhumation of Late-Variscan Crust in North-Eastern Sicily*", Geosciences , 10 (2020) 311; doi:10.3390/geosciences10080311.

[50] Dawaï D., Tchameni R., Bascou J., Wangmene S., Tchunte P., Bouchez J., *"Microstructures and magnetic fabrics of the Ngaound_er_e graniten pluton (Cameroon): Implications to the late-Pan-African evolution of Central Cameroon Shear Zone*", Journal of African Earth Sciences 129 (2017) 887-897.

[51] Francois T., Agard P., Bernet M., Meyer B., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Buroy E., Monie P., *"Cenozoic exhumation of the internal Zagros: first constraints from low-temperature thermochronology and implications for the build-up of the Iranian plateau*", Lithos 206 (2014) 100–112.