

تحلیل بافتی انباشت گویچه‌ای (اسفرولیتی) کانی‌ها در سنگ‌های دیوریتی بوئین-میاندشت، پهنه سنندج-سیرجان

فرزانه علیخانی، ناهید شبانیان بروجنی*، علیرضا داودیان دهکردی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۴/۳، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۵/۳)

چکیده: مجموعه بوئین - میاندشت در بخش مرکزی پهنه سنندج - سیرجان، از سنگ‌های دگرگونی و توده‌های گرانیتوئیدی، گابرو و گابرو-دیوریت تشکیل شده است. بررسی‌های سنگ‌نگاری بر سنگ‌های دیوریتی منطقه نشان‌دهنده کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت به همراه کانی‌های فرعی کوارتز، آپاتیت، زیرکن و اسفن است. بافت‌های بین دانه‌ای، و آپلیتی به همراه بافت گویچه‌ای (شعاعی، رشته‌ای) دیده می‌شوند. گوی سنگ‌ها (اسفرولیت‌ها) به صورت مجموعه‌ای شعاعی و یا شاخه شعاعی هم‌مرکز دیده می‌شوند. اندازه گوی سنگ‌ها به طور متوسط تا ۰/۲ میلی‌متر می‌رسد و از نظر ریختاری، با شکل‌های مختلفی از جمله بادبزنی، تنوره و کروی دیده می‌شوند. وجود بافت گویچه‌ای در این سنگ‌ها بیانگر شرایط ناپایدار و نامتعادل و همچنین سردشدگی سریع در هنگام تبلور ماگماست. طی برخاست منطقه و در پی آن فرآیند ذوب‌شدگی همراه با دگرشکلی و آمیختگی ماگماهای مافیک با ماگمای فلسی بافت گویچه‌ای در این سنگ‌های نیمه عمیق ایجاد شده است.

واژه‌های کلیدی: گوی سنگ؛ مجموعه بوئین-میاندشت؛ پهنه سنندج-سیرجان؛ دیوریت.

مقدمه

لازم است، زیرا تنوع ریخت‌شناسی بلورها از بزرگ تا کوچک در ارتباط با افزایش ظاهری سرعت سردشدگی سنگ میزبان است که اطلاعاتی را در مورد تاریخ سردشدگی می‌دهد [۵]. الگوهای رشد گوی سنگ‌های دیده شده در طبیعت اغلب چندبلورین هستند.

گوی سنگ‌ها اغلب انباشت‌های شامل دو کانی هستند که از رشد کروی شکل اولیه یک کانی و تبلور یک کانی دوم از مایع یا شیشه بین این رشته‌ها تشکیل می‌شوند. گوی سنگ‌ها در سنگ‌های اسیدی اغلب شامل فلدسپار قلیایی یا کوارتز (اغلب کریستوبالیت) یا هر دو هستند و در سنگ‌های بازیک از پلاژیوکلاز یا پیروکسن یا هر دو تشکیل شده‌اند. با توجه به خاموشی دیده شده، هر رشته دارای محور بلورشناسی موازی با

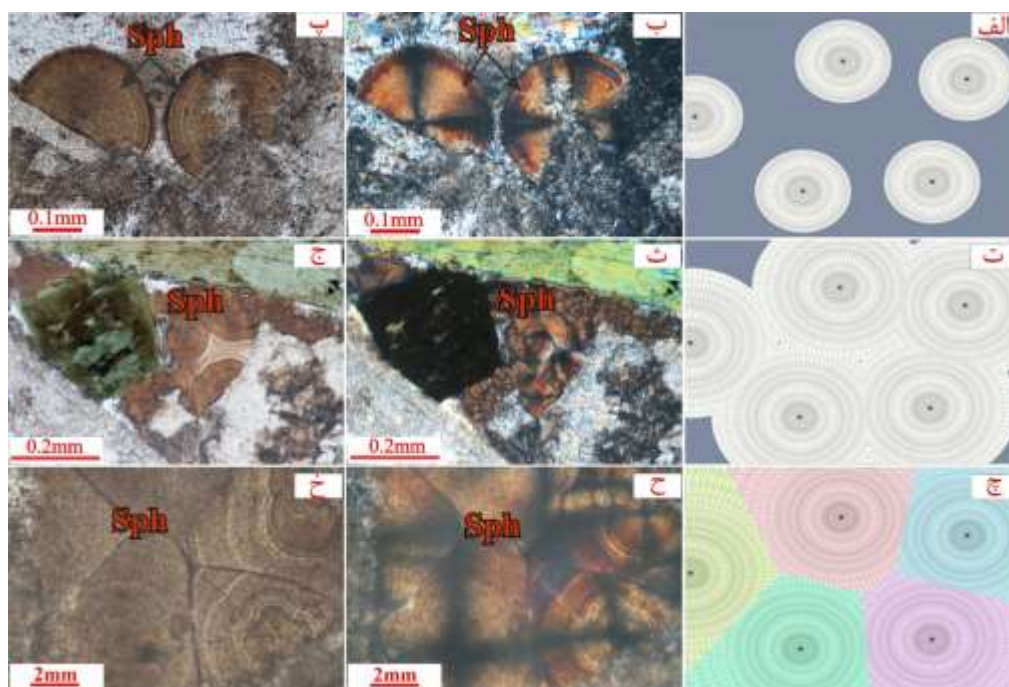
مجموعه‌های گویچه‌ای (فرولیت‌ها)، آرایه‌های شعاعی از بلورهای سوزنی یا سوزن مانند و همچنین رشته‌ای هستند که اغلب در سنگ‌های آتشفشانی فلسی شیشه‌ای و اسیدی متداول هستند. نخست گوی سنگ‌ها (اسفرولیت‌ها) توسط کراس، ایدینگز و هارکر [۱-۳] به عنوان یک آرایه شعاعی از بلورهای سوزنی شکل به صورت کروی یا نامنظم، اغلب پاپیونی یا بادبزنی شکل، معرفی شدند. گوی سنگ‌ها در طیف گسترده‌ای از شیشه‌های اکسیدی و فلزی، انبوهه‌های کانیایی، سنگ‌های آتشفشانی، پلیمرها و بلورهای مایع دیده می‌شوند. برخی پژوهشگران (برای مثال، [۴]) بر این باورند که گرانبوی بسیار زیاد و مشخصه ابرسردشدگی شدید برای تشکیل گوی سنگ‌ها

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۳۱۸۰۲۴۲، پست الکترونیکی: shabanian.nahid@sku.ac.ir



باعث ایجاد شکل‌های بادبزنی، پاپیونی و انبوهه‌های پردار (Plumose) می‌شود (شکل‌های ۱ ت، ث، ج). اگر گوی سنگ‌های در حال رشد به هم رسیده و تماس پیدا کنند، مرزهای چند وجهی بین آنها تشکیل می‌شود (شکل‌های ۱ چ، ح، خ). گوی سنگ‌های آکسیولیتی ناشی از شعاع‌بندی رشته ای یا خروج رشته‌ها در راستای یک خط یا صفحه، به احتمال بسیار به دلیل نفوذ آب در راستای شکاف و افزایش تبلور شیشه کناری، موجب تشکیل شکل‌های گویچه ای ناکامل می‌گردند. گاهی گوی سنگ‌ها در مرکز منافذ و حفره‌های بزرگ (لیتوفیزیا؛ که در ریولیت‌ها رایج هستند) تشکیل می‌شوند [۶]. گوی سنگ‌ها در جامدهای تشکیل شده در شرایط بسیار نامتعادل، همه جا وجود دارند. در مجموعه آذرین-دگرگونی بوئین-میانددشت در مرکز پهنه سندنجد-سیرجان، سنگ‌های آذرین اسیدی درشت دانه دیوریتی دیده می‌شوند که دربردارنده رشد گویچه‌ای به احتمال بسیار فلدسپار و کوارتز هستند. در این پژوهش، چگونگی تشکیل این گوی سنگ‌ها (نه چندان متداول) در سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه با استفاده از شواهد میکروسکوپی بررسی شده است.

طول خود است که جهت‌گیری کمی متفاوت از بلورهای کنار خود دارد. بر خلاف دارینه‌ای (دندریته‌ها)، گوی سنگ‌ها به جای تک‌بلورهای شاخه شاخه، انباشتی از بلورهای مجزا هستند. گوی سنگ‌ها طی فرآیند شیشه‌زدایی در افسیدین‌ها نیز تشکیل می‌شوند. طی دگرگونی، شیشه به آهستگی به کانی‌هایی چون کریستوبالیت و فلدسپار تبدیل می‌شود. در بسیاری از سنگ‌های شیشه‌ای فلسی، گوی سنگ راستا و ساختارهای جریان را در خود حفظ می‌کند که نشان‌دهنده رشد گوی سنگ‌ها پس از تشکیل ساختارهای جریان است. وجود شواهدی از تغییر شکل جزئی ساختارهای جریان پیرامون برخی از گوی سنگ‌ها در شیشه جامد (شیشه‌زدایی) نشان‌دهنده رشد گوی سنگ از مذاب سیلیکاتی و شکسان است [۵]. در اصل، مجموعه‌های گویچه‌ای روی کانی بلورین هسته‌بندی می‌کنند. هنگامی بلورها در یک ماده همگن مانند مایع یا شیشه شروع به رشد می‌کنند، آرایش رشد شعاعی، به طور یکنواخت، در همه راستاها ادامه می‌یابد؛ به طوری که رشد همه جانبه رشته‌ها از یک هسته منفرد (یک بلور کوچک یا تکه بلوری) یک دانه کروی یا انبوهه‌های کروی شکل ایجاد می‌کند (شکل‌های ۱ الف، ب، پ). شعاع‌بندی ناقص گوی سنگ‌ها



شکل ۱ الف) گوی سنگ‌ها در ب) نور قطبیده متقاطع (XPL) و پ) نور قطبیده صفحه‌ای (ppl) که ت) رشد آنها باعث پر شدن تدریجی و ثابت فضا می‌شود ث) در XPL و ج) در PPL. چ) مناطقی مربوط به گوی سنگ‌های منفرد ح) در XPL و خ) در PPL. مرزهای بین گوی سنگ‌ها خطوط مستقیم هستند و گوی سنگ‌ها شکلی چند ضلعی به خود گرفته‌اند، (Sph: گوی سنگ [۷]).

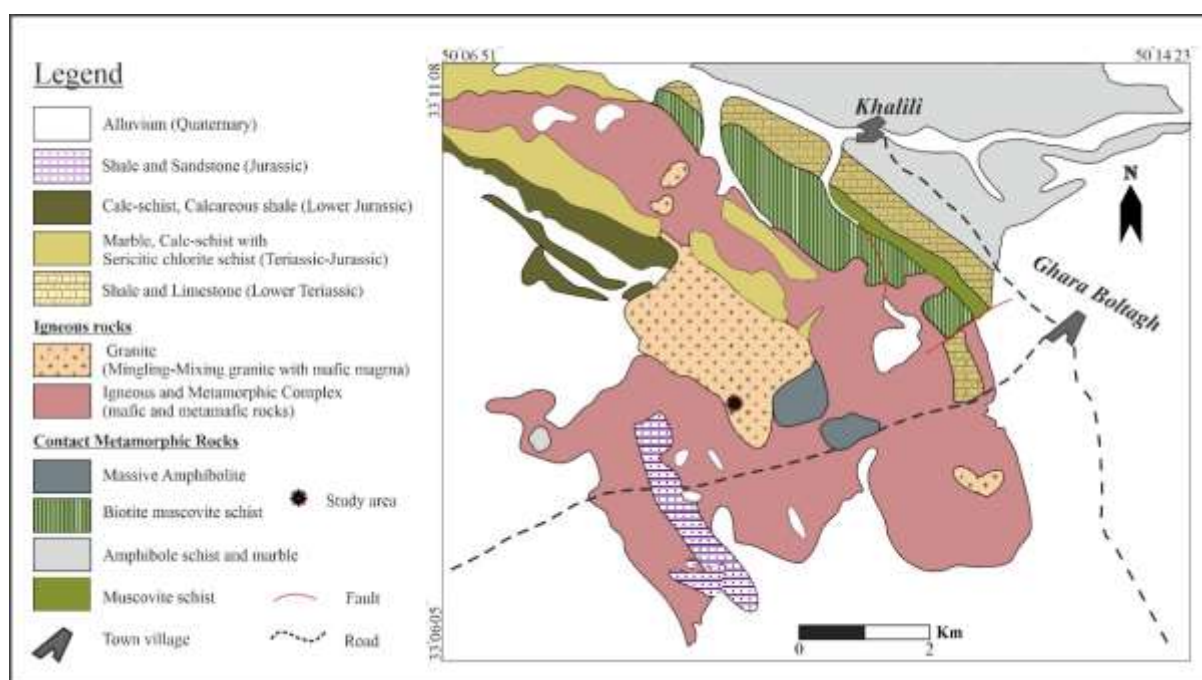
زمین‌شناسی منطقه

پهنه سندنجد- سیرجان از فعال‌ترین پهنه‌های زمین‌ساختی ایران است که از پایان پرکامبرین تا سنوزوئیک به دلیل داشتن حجم‌های قابل توجهی از سنگ‌های ماگمایی به همراه سنگ‌های دگرگونی شناخته می‌شود. پهنه دگرگونی- ماگمایی سندنجد- سیرجان با طول تقریبی ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰-۲۰۰ کیلومتر به صورت نوار دراز دگرگون شده‌ای از شمال غرب ایران تا مکران در جنوب شرق ایران با یک روند شمال غربی-جنوب شرقی و موازی با مرزبین شمال روRANDگی اصلی زاگرس است، که این روRANDگی به عنوان جایگاه پیشین اقیانوس نئوتتیس در نظر گرفته شده است [۸، ۹]. پهنه سندنجد-سیرجان بیشتر از مجموعه‌های دگرگونی و توده‌های نفوذی گرانیتی تشکیل شده است (برای مثال، [۱۰]). این سنگ‌ها در معرض دگرشکلی‌های پیچیده قرار گرفته‌اند و ساختار آن‌ها اغلب به صورت صفحه‌های راندگی است که شدت دگرشکلی با حرکت به سمت شمال شرق بیشتر می‌شود. گسل‌های روRANDگی، ساختارهای تغییر شکل یافته شکل‌پذیر شامل چین‌های هم‌شیب فشرده و برگ‌وارگی‌ها و خط‌وارگی‌های همراه آن‌ها در این پهنه در سنگ‌های دگرگونی بسیار دیده می‌شوند [۱۱]. مهم‌ترین رخداد دگرشکلی و دگرگونی و شکل‌گیری سنگ‌های ماگمایی در پهنه سندنجد- سیرجان طی فرروانش درون قاره‌ای و شکست صفحه فرورونده در مزوزوئیک است که افزون بر ایجاد دگرگونی و در پی آن طی سرب‌آوری و ذوب، بی‌فشار شدن سبب تشکیل توده‌های نفوذی ژوراسیک گردیده است [۱۲]. بیشتر مجموعه‌های دگرگونی در این پهنه ساختاری، گستره دگرگونی از شیست سبز تا آمفیبولیت را نشان می‌دهند [۱۱]. البته در مجموعه شمال شهرکرد به طور مشخص سنگ‌های دگرگونی فشار بالا رخساره اکلوزیت رخنمون دارند و در مجموعه توتک استان فارس نیز شواهدی از این دگرگونی فشار بالا دیده می‌شوند [۱۳-۱۵].

توده‌های آذرین ناحیه بوئین - میاندشت در غرب استان اصفهان در گستره‌ای به طول‌های جغرافیایی $50^{\circ}5'00''$ تا $50^{\circ}17'00''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ}0'00''$ تا $33^{\circ}10'00''$ شمالی (شکل ۲) به عنوان بخشی از پهنه سندنجد- سیرجان در نقشه چارگوش گلیایگان به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ [۱۶] واقع هستند که سنگ‌های دگرگونی میزبان را قطع

کرده‌اند. سنگ‌های دگرگونی میزبان شامل سنگ‌های با خاستگاه رسوبی چون فیلیت، گرافیت شیست و گارنت استرولیت شیست به همراه سنگ‌های دگرگونه بازیک هستند که رخساره دگرگونی آمفیبولیت را تجربه کرده‌اند [۱۷-۲۰]. سنگ‌های آذرین مجموعه بوئین- میاندشت از توده‌های گابرو، گابرو دیوریت و گرانیت تشکیل شده‌اند. توده‌های نفوذی چون گابرو دیوریت و گابرو به رنگ خاکستری- سبز تیره دارای دانه- های ریز تا متوسط با پلاژیوکلازهای بیشتردانه درشت هستند که به صورت قطعه‌ها و دایک‌های با اندازه حدود یک تا ده متر ظاهر می‌شوند و با گرانیتوئیدها همراه هستند و اغلب ساختارهای آمیختگی ماگمایی در آن‌ها یافت می‌شود (شکل ۳ پ). آنها گاهی، شواهد تغییر شکل بریتل را نشان می‌دهند. گرانیت‌ها سنگ‌های غالب فلسی در مجموعه بوئین-میاندشت هستند که به طور محلی، به صورت دایک در توده‌های گابرویی نفوذ می‌کنند [۱۹، ۲۰]. ماگما دارای ماهیت آهکی قلیایی تا قلیایی کلسیمی و متآلومین تا کمی پرآلومین است، و ویژگی‌های گرانیت‌های نوع A را دارد. هم عناصر خاکی نادر (REE) و هم سایر عناصر ناسازگار با ویژگی‌های گرانیتی نوع A برای این سنگ‌ها سازگار هستند [۲۰].

سن‌سنجی زیرکن U-Pb نشان می‌دهد که تبلور سنگ‌های گرانیتی در 158 ± 5 تا 156 ± 4 میلیون سال پیش (ژوراسیک پسین) رخ داده است و سنگ‌های گابرو-دیوریت دارای سن 166.4 ± 1.8 تا 163.5 ± 6.3 میلیون سال پیش (کالوین، آخرین مرحله از ژوراسیک میانی) هستند [۱۹، ۲۰]. رخداد همزمان گابرو تولییتی، گرانیت‌های نوع A و همچنین شواهدی از آمیختگی ماگماهای مافیک و فلسی، بیشتر نشانگر یک نظام زمین ساختی کششی در این بخش مرکزی پهنه سندنجد-سیرجان در دوره ژوراسیک پایانی هستند [۲۰]. دیوریت‌ها که بخشی از سنگ‌های فلسی و گرانیتوئیدی منطقه مورد بررسی هستند و تا حدی دچار دگرشکلی شده‌اند، دارای برونوم‌های ریزدانه‌ای مافیک با اندازه چند سانتی‌متر به رنگ خاکستری تیره و به شکل‌های بیضوی تا مدور هستند (شکل ۳ الف). آنها در نمونه دستی درشت‌دانه و به رنگ خاکستری روشن مایل به سبز هستند (شکل ۳ ب) و بنظر می‌رسد که برآمده از آمیختگی دو ماگمای گرانیتی و گابرویی باشند (شکل ۳ پ).



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گلیپگان، [۱۶، ۲۰] با تغییرات).



شکل ۳ (الف) تصویر صحرایی توده نفوذی دیوریتی منطقه بوئین-میاندشت که در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت گویچه‌ای هستند، (ب) تصویر نمونه دستی دیوریت، (پ) شیرآبه‌های گرانیتی درون آمفیبولیت‌ها.

روش بررسی

با پیمایش‌های صحرایی و نمونه‌برداری اصولی، حدود ۵۲ نمونه تهیه شد. از میان نمونه‌های سنگی برداشت شده، نمونه‌های با کمترین دگرسانی انتخاب و از ۲۴ نمونه شاخص مقطع نازک تهیه شد، سپس مقاطع با میکروسکوپ قطبشی الپوس BX50 بررسی شدند. این بررسی‌ها شامل کانی‌شناسی، ویژگی‌های بافتی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، بافت و ریز ساختارها بود. در این بررسی‌ها، از پدیده‌های جالب ساختاری، بافتی و کانی‌شناسی، تعدادی عکس در نور طبیعی و قطبیده تهیه گردید.

سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، دیوریت‌های دگرشکل شده منطقه از نظر بافتی دانه‌های ناهمسان بلور، ناهم‌بعد دانه هستند

که مرز دانه‌ها از بین‌زبان‌های تا دنداندار تغییر می‌نمایند. گاهی بافت بین دانه‌ای و گویچه‌ای (شعاعی، رشته‌ای) و بافت آپلیتی نیز دیده می‌شود. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و آمفیبول و کانی‌های فرعی شامل کوارتز، بیوتیت، آپاتیت، زوئیزیت، ایلمنیت، تیتانیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، پرهنیت و کانی‌های رسی اشاره کرد. بر اساس ترکیب کانی‌شناسی مودال، پلاژیوکلاز ۴۰ تا ۴۵ درصد، آمفیبول ۲۵ تا ۳۰ درصد، کوارتز کمتر از ۵ درصد، بیوتیت ۱۰ درصد و کلریت ۵ درصد از کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند.

پلاژیوکلاز: کانی پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی فلسی سنگ است. دانه‌های پلاژیوکلاز با اندازه ۰/۱ تا ۳/۸ میلی‌متر و بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و بیشتر به صورت متوسط تا درشت

پره‌نیت تبدیل شده است.

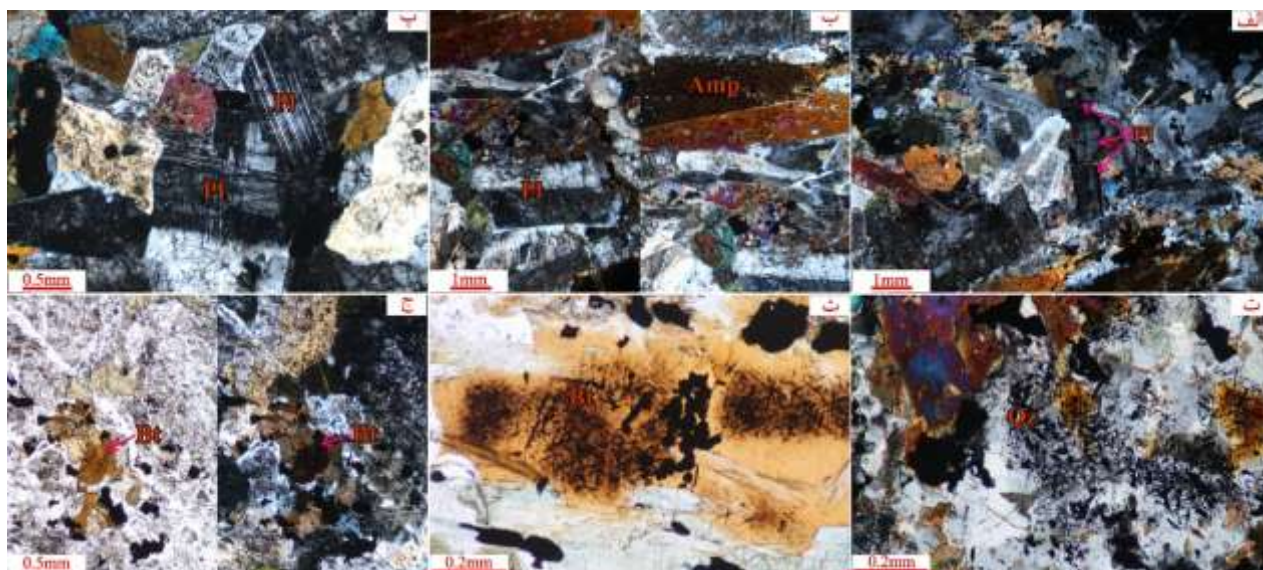
بیوتیت: بلورهای بیوتیت بی‌شکل دارای چندرنگی قهوه‌ای تیره تا مایل به قرمز و با یک راستای رخ نمایان هستند. برخی بیوتیت‌ها دارای سوزن‌های ریز روتیل (و یا آناتاز) هستند که با زاویه حدود ۶۰ درجه هم را قطع نموده و بافت سازینتی ایجاد کرده‌اند (شکل ۴ ث). بیوتیت‌ها گاهی به کلریت تجزیه شده‌اند و خاموشی موجی نشان می‌دهند و بعضی نیز دچار خمیدگی شده‌اند (شکل ۴ ج). بیوتیت‌ها نیز در اندازه ریز تا متوسط در راستای کشیدگی آمفیبول هستند و یا بر آمفیبول نقش بسته‌اند به ظاهر هر چه میزان دگرشکلی سنگ بیشتر شود فراوانی بیوتیت بیشتر می‌شود.

کوارتز: کوارتز به صورت یک کانی فرعی در سنگ وجود دارد که بی‌شکل است. برخی کوارتزها دارای سوزن‌های ریز اکسیدهای آهن و تیتان هستند که با زاویه حدود ۶۰ درجه هم را قطع نموده‌اند و بافت شبه سازینتی ایجاد کرده‌اند و گاهی خاموشی-های موجی و موجی صفحه شطرنجی را نشان می‌دهند (شکل ۴ ت).

کانی‌های کدر: این کانی‌ها بی‌شکل هستند و بلورهای ریز تا متوسط دانه را تشکیل می‌دهند. برخی از کانی‌های کدر حالت مشبک و ریز دارند که با پلاژیوکلاز و بیوتیت در برگرفته شده‌اند. برخی از آنها حالت جهت‌یافته شبیه به بافت شانه‌ای دارند.

بلور دیده می‌شوند. تیغه‌ها (لات‌ها)ی پلاژیوکلاز تشکیل بافت بین دانه ای می‌دهند. بافت شانه‌ای در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود و پلاژیوکلازها ماکل آل‌بیت-کارلسباد و پری‌کلین نشان می‌دهند. گاهی درشت بلورهای پلاژیوکلاز قطعه قطعه شده‌اند (Fragmented Porphyroclasts) شده‌اند که شکستگی‌ها سپس با مواد ماگمایی پر شده‌اند (شکل ۴ الف). برخی در اثر دگرشکلی بصورت پورفیری آواری هستند و همچنین خاموشی موجی و ماکل‌های کارلسباد و چندریختی با پایان نوک تیز و خمیده دارند و خمیدگی در کانی‌های پلاژیوکلاز نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۴ ب، پ). آثار تجزیه سوسوریتی و سربستی بطور جزئی و گاهی در راستای ماکل‌ها قابل دیده هستند.

آمفیبول: آمفیبول کانی مهم فرومنیزین این سنگ‌ها با چندرنگی سبز روشن تا تیره، قهوه‌ای روشن تا تیره و به سمت لبه دارای چندرنگی سبز تا سبز مایل به آبی است. اندازه دانه‌های آمفیبول ۰/۲ تا ۳/۵ میلی‌متر است. بلورها اغلب نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و بصورت درشت بلور هستند. بلورهای آمفیبول در مقاطع عرضی، اغلب هشت یا شش ضلعی با دو دسته رخ زاویه‌دار ۱۲۴ و ۵۶ هستند. این سنگ‌ها گاهی میانبارهایی از کانی‌های کدر، بیوتیت و کلریت دارند و دارای منطقه‌بندی هستند. ماکل ساده نیز در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۴ ب). این کانی در سنگ‌هایی که بیشتر دچار دگرسانی شده‌اند، به مجموعه‌ای از بیوتیت، کلریت، اپیدوت و حتی



شکل ۴ الف) خردشدگی کانی پلاژیوکلاز در نتیجه دگرشکلی (در XPL). ب) ماکل تکراری (چندریختی) در کانی پلاژیوکلاز (در XPL). پ) کانی پلاژیوکلاز با ماکل‌های چندریختی و صفحه شطرنجی (در XPL). ت) بافت سازینت با سوزن‌های روتیل در کوارتز و ماکل صفحه شطرنجی در کوارتز (در XPL). ث) بافت سازینت با سوزن‌های روتیل در بیوتیت (در PPL). ج) بیوتیت خمیده در اثر دگرشکلی (در PPL، XPL). د) پلاژیوکلاز، آمفیبول، Qz: کوارتز، Bt: بیوتیت [۷].

آپاتیت: این کانی در مقاطع به صورت سوزن‌های باریک و کشیده با دوشکستی پایین و برجستگی متوسط مشخص است. **زیرکن:** این کانی بیشتر ریز بلور و به صورت نیمه‌شکل‌دار است و گاهی در متن سنگ به صورت خودشکل دیده می‌شود. این کانی به صورت میانبار درون کانی‌های دیگر به ویژه بیوتیت قرار دارد و پیرامون آنها هاله چندرنگ دیده می‌شود. **تیتانیت:** این کانی ریزبلور و خودشکل تا بی‌شکل است. **گوی سنگ (اسفرولیت):** بخش‌های کروی کوچک میکروسکوپی هستند که از انباشت کانی‌های دراز ساخته شده‌اند. آنها در نور قطبیده صفحه‌ای (طبیعی) به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. این کانی‌ها به صورت مجموعه‌ای شعاعی و یا شاخه شعاعی هستند و در مجموع به صورت کره‌هایی دور هم جمع شده‌اند. آنها گاهی به صورت هم‌مرکز دیده می‌شوند. وجود صلیب سیاهرنگ در نور متقاطع نیز در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود. اندازه گوی سنگ‌ها به طور متوسط تا ۰/۲ میلی‌متر می‌رسد.

بحث

تعیین نوع گوی سنگ‌ها و اهمیت شرایط تشکیل آنها

ریختار بلور با چند عامل فیزیکی‌شیمیایی چون دما، فشار، سرعت سرد شدن، هسته‌زایی، انتشار، ترکیب مواد فرار و وشکسانی کنترل می‌شود [۶، ۲۱]. گوی سنگ‌ها به شکل‌های کروی ماکرو و/یا میکرو هستند که از آرایش شعاعی فلدسپار-های رشته‌ای و سوزنی‌مانند و بلورهای کوارتز (رشته‌های نهان بلوری) تشکیل می‌شوند. گوی سنگ‌ها بیشتر شکل‌های ثانویه هستند که از شیشه‌زدایی مواد شیشه‌ای سنگ‌های آتشفشانی سیلیسی به دست می‌آیند و درشت بلور نیستند. گوی سنگ‌ها اغلب از کوارتز (و/یا تری‌دیمیت و کریستوبالیت) و فلدسپار (اورتوکلاز و سانیدین) با مقادیر جزئی اکسیدهای Fe-Ti و شیشه آتشفشانی بین رشته‌ها (سوزن‌های کوارتز و فلدسپار) تشکیل شده‌اند. گوی سنگ‌ها همچنین دارای کانی‌هایی چون مگنتیت، پیریت و روتیل هستند.

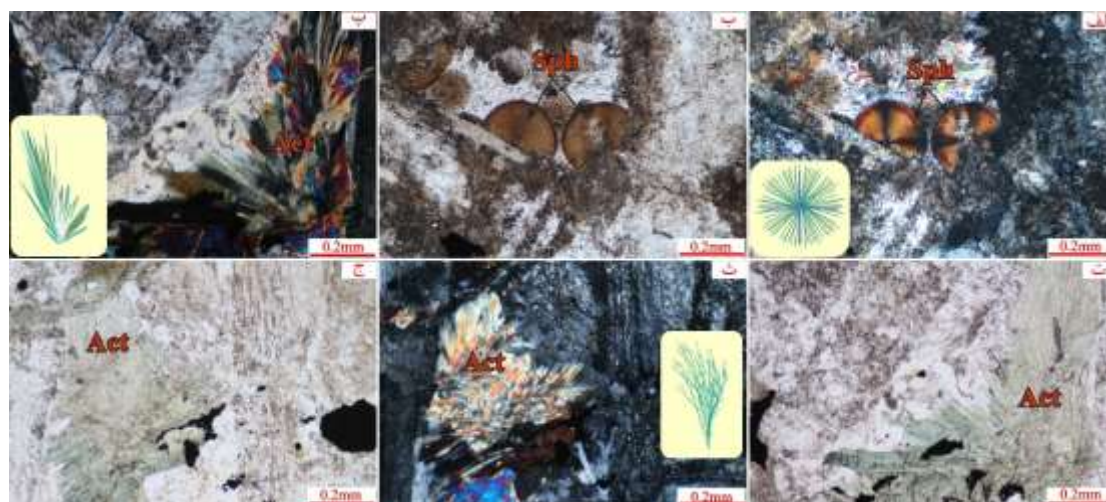
در مقاطع نازک سنگ‌های دیوریتی منطقه بوئین، گوی سنگ‌هایی با آرایش شعاعی ناکامل از کانی‌های کوارتز و فلدسپار دیده می‌شوند که برآمده از انباشت بلورهای جداگانه با رشد چند راستای مرکزی و رشد شاخه‌ای غیرجهت‌یافته هستند که با شعاع‌بندی بصورت ناقص روی بلورهای فلدسپار هسته‌بندی کرده و رشد بعدی اغلب بصورت یکنواخت در هم راستاها ادامه یافته‌اند. این نشان می‌دهد که بلورها از یک مایع همگن یا دویتره شدن یک شیشه بوجود آمده‌اند که با توجه به وجود آنها در یک سنگ درونی، ناشی از رشد از یک مایع

همگن در حال جریان هستند [۶]. از سوی دیگر، رشد ناقص این گوی سنگ‌ها می‌تواند بیانگر وجود شکاف و شکستگی‌های باشد که در راستای آنها، مواد سازنده این گوی سنگ‌ها نفوذ کرده‌اند. وجود صلیب سیاهرنگ در نور متقاطع (در بررسی‌های میکروسکوپی) گوی سنگ‌ها نشان می‌دهد که رشته‌های تشکیل‌دهنده این بافت در راستای ارتعاش قطبشگر و تحلیلگر قرار گرفته‌اند و همچنین ارتعاش نوری هم‌راستا با رشد طولی رشته‌ها بوده است [۶]. ظرافت ساختارهای درونی گوی سنگ‌ها با ابراشباع بودن از سیلیس افزایش می‌یابد. گوی سنگ‌های انباشتی مرز متصل و یا جداگانه (مرز چندوجهی) دارند. گوی سنگ‌های انباشتی جداگانه دارای مرز صاف بوده و شکل‌های چندضلعی مانند تشکیل می‌دهند، البته وقتی گوی سنگ‌های در حال رشد به هم برخورد کنند. وجود گوی سنگ-های انباشتی و مجزا و منفرد می‌تواند بیانگر تفاوت‌های موضعی در دما، عمق جریان و سرعت سرد شدن سیال باشند [۲۲-۲۴].

از نظر ریخت‌شناسی در مقاطع میکروسکوپی دیوریت مورد بررسی، شکل‌های مختلفی از جمله بادبزنی، تنوره‌ای و کروی دیده شد (شکل ۵) که بیانگر یک رشد مقطعی هستند، زیرا مورس و دونای [۲۵] نشان دادند که گوی سنگ‌ها طی رشد کروی نیستند و اگر رشد پیش از تشکیل شکل کروی متوقف شود، شکل گندمی یا پاپیونی معمول است. بلورهای دایره‌ای، اسکلتی، تنوره‌ای و شعاعی زمانی ظاهر می‌شوند که سرعت سرد شدن بسیار بالا باشد ($\Delta T > 100^\circ \text{C}$)، مانند گدازه‌ای که در سطح جریان دارد. در گدازه‌های فلسی بسیار وشکسان، تحرک آهسته آتم‌ها تشکیل این بلورها را تقویت می‌کند [۲۶].

ریختار گوی سنگ‌های منفرد به طور مشخص براساس دمایی که در آن تشکیل می‌شوند، متفاوت است. شکل جنینی یا اولیه اغلب به نظر می‌رسد که دسته‌ای (Sheaf) است. در دماهای پایین (کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد برای سامانه مورد بررسی توسط لوفگرن [۲۷]) دسته گندم به طور کلی یک طرح کلی تقریباً دایره‌ای در بخش نازک ایجاد می‌کند.

برای دماهای متوسط (۴۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) رشد دسته گندمی با برخورد دسته گندم‌های کنارهم متوقف شده و شکل آن در بافت پایانی حفظ می‌شود. در دماهای نزدیک به مایع برای سامانه ریولیت اشباع از آب (۶۵۰ درجه تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد)، رشته‌های بلوری گوی سنگ به قطر ۱۰ تا ۲۰ میکرون نزدیک شده و به طور گسترده‌ای از هم فاصله می‌گیرند.



شکل ۵ ریختارهای اصلی گوی سنگ‌ها در تصاویر میکروسکوپی: الف و ب) ریختار کروی که اغلب دارای یک طرح کلی نامنظم است که به دلیل نزدیکی با گوی سنگ‌های دیگر ایجاد می‌شود (به ترتیب در xPL و ppL). پ و ت) ریختار بادبزی به صورت بخشی از یک کروات پاپیونی (به ترتیب در xPL و ppL). ث و ج) ریختار تنوره‌ای شامل یک گوی سنگ باز و درشت با شاخه‌های جانبی گسترده. گوی سنگ اغلب به شکل بادبزن است، اما می‌تواند کروی یا پاپیونی نیز باشد (Sph: گوی سنگ، Act: اکتینولیت [۷]).

مذاب حرکت کرده و دچار گردشگی می‌شوند [۲۹]. برای تغییر جریان از یک سامانه مذاب غالب به یک سامانه دارای بلور غالب، نسبت حجمی مذاب به بلور را ۲۰ تا ۴۰ درصد در نظر می‌گیرند [۳۰]. برای اثر کردن دگرشکلی در هنگام تغییر نوع جریان، باید فرآیندهای حالت جامد همزمان با مکان‌سازی جدید در ساختار بلورین ایجاد شوند. دمای بالا (نزدیک نقطه انجماد) به همراه جریان (حتی اگر نسبت جریان به بلور کم باشد) موجب اثر سازوکارهای دگرشکلی بلور شکل‌پذیر و باز تبلور می‌گردد. کانی‌های مختلف آستانه رفتاری متفاوتی طی درجه‌های متفاوت دگرشکلی (از شکننده به شکل‌پذیر) دارند. کانی‌های فلدسپار به علت مقاومت برشی بالا، بیشتر از کانی‌های دیگر در دگرشکلی حالت شکنا به خود می‌گیرند [۳۱]. از این رو، در کوارتز دیوریت‌های مورد بررسی، شکستگی‌هایی در مرز یا درون بعضی از فلدسپارها (فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز) دیده می‌شود که گاهی با جابجایی همراه هستند، گاهی همه بلور را در بر می‌گیرند یا به صورت گوه‌ای هستند که گاه با کوارتز و زمانی با کوارتز و پلاژیوکلاز و بیوتیت پر شده‌اند؛ ماهیت مواد پرکننده شکستگی با ترکیب مذاب دیوریتی سازگار است (شکل ۶ ب) که این می‌تواند بیانگر جریان تقریباً ماگمایی باشد [۳۲-۳۵].

شواهد دگرگونی پویا پس از تبلور

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی فلسی در سنگ‌های دیوریتی منطقه مورد بررسی است که برخی پورفیری آواری‌های آن افزون بر خردشدگی (رفتار بریتل)، خاموشی موجی، خمیدگی

قطر این رشته‌ها به طور اصولی با دمایی که گوی سنگ در آن رشد می‌کند تغییر می‌کند. برای دماهای کمتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد، قطر رشته به طور کلی ۱-۳ μm است. با نزدیک شدن به دمای مایع، قطر رشته به ۱۰-۲۰ μm افزایش می‌یابد. ریزسنگ‌های منفرد با قطرهای بیشتر از ۲۰ μm تقریباً به اندازه گوی سنگ‌ها در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد فراوان هستند [۲۷]. با توجه به ریختار گوی سنگ‌ها چنین به نظر می‌رسد که نمونه‌های مورد بررسی در دماهای پایین (کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) و متوسط (۴۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) رشد کرده‌اند و قطر رشته‌ها تا ۲۰ μm می‌رسد [۲۷] که با دمای تشکیل اکتینولیت (کمتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) پاپیونی (شکل‌های ۵ ت و ج) همخوانی دارد و می‌تواند بیانگر همزمانی تشکیل آنها باشد.

شواهد دگرگونی پویا در منطقه

شواهد دگرگونی پویا طی تبلور

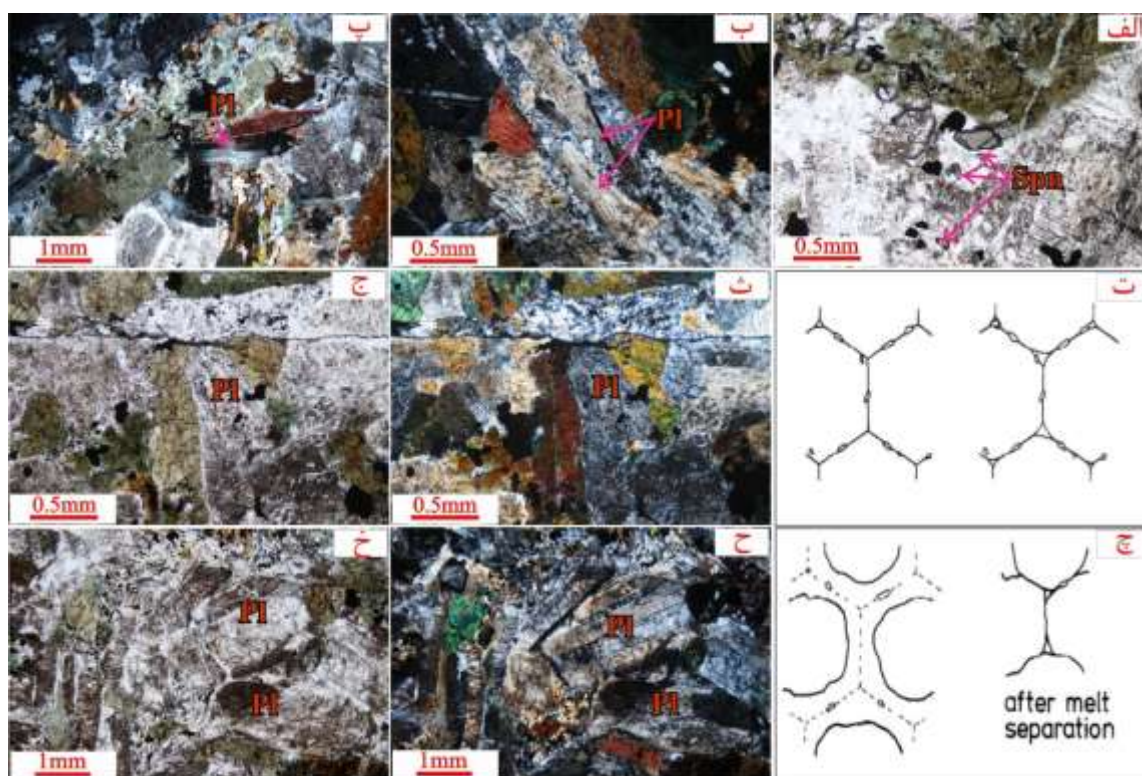
سامانه ماگما-بلور در شرایط نزدیک به نقطه انجماد می‌تواند دگرشکل شود. برای دگرشکلی شکل‌پذیر (داکتیل) سامانه‌های آذرین نفوذی در مراحل پیشرفته تبلور باید یکی از شرایط (۱) فشار محبوس کننده به نسبت بالا، (۲) دمای بالای نقطه انجماد باشند و (۳) دگرشکلی نافذ با سرعت تغییرشکل پایین وجود داشته باشد [۲۸]. در سامانه‌های ماگما-بلور با حجم مذاب کمتر از ۳۰٪، دگرشکلی روی بلورها آثار بافتی ایجاد می‌کند و در مواردی که حجم مذاب بیش از این مقدار باشد، فشار وارده بر سیستم اثری بر مواد متبلور ندارد و بلورها در

نشانه‌گر دگرشکلی پس از تبلور این کانی باشد. در سنگهای با دگرشکلی بیشتر، بیوتیت‌های بیشتری در راستای کشیدگی آمفیبول و یا بر آمفیبول برهم نهی کرده یا نقش بسته‌اند.

شواهد و سازوکار تولید مذاب برای ایجاد گوی سنگها

ذوب بخشی سنگها را از سامانه‌های تک‌فاز (جامد) به دو فاز (جامد + مذاب) تغییر می‌دهد. وشکسانی توده‌ای با افزایش کسر مذاب کاهش می‌یابد و این اثر سرعت تغییر شکل و انتقال گرما را افزایش می‌دهد [۴۱]. از شواهد ذوب‌شدگی در این سنگ‌های دیوریتی عبارتند از: (۱) وجود کسرهای کوچک مذاب دارای شکل مشخصه مثلثی یا چارگوش با اضلاع مقعر (شکل-های ۶ ت، ث، ج). گاهی مذاب لایه‌های نازکی را در راستای مرزهای دانه تشکیل می‌دهد [۴۲؛ ۲] گردش‌گی کانی‌های فلدسپار که دچار ذوب شدگی شده‌اند (شکل‌های ۶ چ، ح، خ). آزمایش‌های ذوب بخشی نشان می‌دهند که مذاب لایه‌های نازکی را در راستای مرزهای دانه تشکیل می‌دهد [۴۳] و کانی‌های واکنش‌دهنده گرد می‌شوند و ممکن است به صورت میانبرهایی در مذاب ایجاد شوند [۴۲].

(شکل ۶ پ) و ماکل چندریختی با پایان نوک تیز و خمیده (رفتار شکل‌پذیر) نشان می‌دهند که ماکل‌ها از نوع مکانیکی یا دگرشکلی (Deformation twins) هستند [۳۶]. این نوع ماکل‌های دگرشکلی در دمای پایین رخ می‌دهند [۳۷]. وجود ماکل پری‌کلین در برخی پلاژیوکلازهای این دیوریت‌ها نشان‌دهنده دگرشکلی پویا در حالت جامد در حد رخساره شیست سبز است [۶]. اغلب پلاژیوکلازها طی دگرگونی سرسیتی شده [۳۸] و گاهی درشت بلورهای پلاژیوکلاز قطعه قطعه شده‌اند. در مجموع، دو نوع شکستگی در این پورفیری آواری‌ها قابل تشخیص است؛ پورفیری آواری‌های قطعه قطعه شده موزاییکی و پورفیری آواری‌های قطعه شده نوع نوار برشی (شکل ۶ ب). وجود سوزن‌های روتیل (یا آتاز) و تیتانیت درون بیوتیت و کوارتز سبب ایجاد بافت سازئیتی می‌شود. بیوتیت آذرین دارای مقدار Ca و Ti بیشتری نسبت به بیوتیت دگرگونی است. مقدار Ti بیوتیت همزیست با کانی Ti دار با افزایش درجه دگرگونی بالا می‌رود [۳۹]. از این رو، تشکیل این سوزن‌ها نشان‌دهنده کاهش غلظت Ti در بیوتیت طی کاهش دما و دگرگونی قهقرایی است [۴۰]. خمیده شدن بیوتیت‌ها میتواند



شکل ۶ الف) تیتانیت‌های با برجستگی بالا (در PPL)، ب) کانی پلاژیوکلاز قطعه قطعه شده نوع نوار برشی (در XPL)، پ) دگرشکلی خمیده در بلور پلاژیوکلاز، (در XPL)، ت) فازهای جانبی در مرزهای دانه (برگرفته از مرجع [۴۴])، ث) بلور پلاژیوکلاز با لبه مثلثی شکل (در XPL)، ج) بلور پلاژیوکلاز با لبه مثلثی شکل (در PPL)، چ) فازهای جانبی در مرزهای دانه (برگرفته از مرجع [۴۴])، ح) رگه آپلیتی و گردش‌گی در بلور پلاژیوکلاز با لبه گرد شده (در XPL)، خ) رگه آپلیتی و گردش‌گی در بلور پلاژیوکلاز با لبه گرد شده (در PPL)، اسپن و Pl: پلاژیوکلاز [۷].

شواهد آمیختگی ماگمایی

شواهدی از آمیختگی بین مذاب‌های فلسی و مافیک در برخی از رخنمون‌ها (شکل ۳ پ) دیده می‌شود. براساس باور توکلی و همکاران [۲۰]، تزریق ماگماهای مافیک برآمده از گوشته سنگ کره‌ای می‌تواند باعث ذوب نسبی بخش بزرگی از پوسته پایینی قدیمی‌تر و تولید ماگمای گرانیتی نوع A در مجموعه بوئین-میاندشت به دلیل انتقال گرما و وجود مواد فرار شود که سرانجام دو ماگما با هم آمیخته شده‌اند.

سازوکار تشکیل بافت گویچه‌ای

وجود بافت گویچه‌ای را به شرایط ناپایدار و نامتعادل در هنگام تبلور ماگما نسبت می‌دهند [۴۵، ۴۶]. سرعت بالای سردشدگی در سنگ‌های نیمه عمیق امری متداول است، اما به باور ورنون [۴۷]، وقتی یک ماگمای مافیک با ماگمای فلسی برخورد کند، سرعت سردشدگی به طور ناگهانی افزایش یافته و بافت گویچه‌ای ظاهر می‌شود [۴۸].

سنگ‌های دیوریتی دانه‌درشت دربردارنده آمفیبول فراوان درون زمین تبلور می‌یابند که نشان‌دهنده وجود آب در محیط بوده که سبب ایجاد بافت‌های شبه پگماتییتی (مانند بافت شانه-ای) شده است. همچنین طی جایگیری توده دیوریتی و سربرآوری که در منطقه رخ داده (براساس مدل فروورانش درون قاره ای و شکست صفحه فرورونده)، سنگ‌ها دچار ذوب‌شدگی در اثر بی‌فشارشدن می‌گردند. با وجود شرایط پویا در منطقه، افزون بر اینکه تشدید تولید مذاب سبب شکستگی بیشتر در سنگ شده است، در افق‌های بالاتر، مذاب‌های ایجاد شده در شکستگی‌ها، دچار سردشدگی سریع گردیده و بافت‌های گویچه‌ای را ایجاد کرده‌اند. از سوی دیگر، آمیختگی دو ماگمای فلسی و مافیک سبب افزایش سرعت سردشدگی توده دیوریتی می‌گردد که به تشکیل این بافت در این سنگ‌ها کمک می‌کند. در اثر شکستگی‌های ایجاد شده، آب سریع فرار کرده و سبب ایجاد بافت آپلیت بین دانه‌ای می‌گردد (شکل‌های ۶ ح، خ). فروسردشدگی (Under cooling) ممکن است از کاهش دوره-ای بخار آب پیروی کند که میتواند آپلیت بین دانه‌ای را به وجود آورد. آپلیت‌ها ممکن است از دست دادن سریع آب و/یا سایر اجزای فرار، و در نتیجه آزاد شدن فشار [۴۹] شکل گیرند. از دست دادن آب سبب افزایش گرانیروی می‌شود و تعداد پیوندهای O-Si و O-Al (درجه قطبش) را در مذاب افزایش داده و سبب تشکیل هسته‌های فلدسپار و کوارتز بیشتر

می‌گردد و شرایط (ابر اشباع بودن قوی و سردشدن سریع ماگما) را برای تشکیل بلورهای دارینه‌ای فراهم می‌نماید. افت ناگهانی فشار [۵۰] یا استخراج بور از مذاب با تبلور تورمالین [۵۱] نیز می‌تواند شرایط مساعدی را برای گسترش آپلیت ایجاد کند.

برداشت

طی تزریق ماگمای بازالتی (ماگمای سازنده گابروهای منطقه) در پوسته پایینی، شیب زمین گرمایی به طور موضعی بالا رفته و ذوب بخشی در مقیاس گسترده صورت گرفته است آمیختگی بخش جدایش یافته‌ی ماگمای بازالتی با ماگمای برآمده از ذوب بخشی پوسته پایینی به ایجاد ماگمای دیوریتی منجر شده که پس از انجماد، سنگ‌های دیوریتی این منطقه را تشکیل می‌دهد. آمیختگی ماگمای مافیک با ماگمای فلسی سبب افزایش غیرمتعارف سرعت سردشدگی در سنگ‌های نیمه عمیق شده و ایجاد بافت گویچه‌ای را تقویت کرده است.

همچنین طی سربرآوری منطقه، این سنگ‌ها نیز کمی ذوب شده‌اند و افزون بر این، در اثر دگرگونی پویا در منطقه دچار شکستگی شده و سبب ایجاد شرایط ناپایدار و نامتعادل طی تبلور گشته‌اند. طی این شرایط ناپایدار، گوی سنگ‌ها در یک سنگ درونی از یک مایع همگن در افق‌های بالاتر رشد کرده‌اند. رشد ناقص این گوی سنگ‌ها می‌تواند بیانگر وجود شکاف و شکستگی‌های باشد که در راستای آن‌ها، مواد سازنده این گوی سنگ‌ها نفوذ کرده‌اند.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در یاری رساندن این پژوهش قدردانی می‌کنند. همچنین از داوران محترم که باعث ارتقای سطح مقاله شدند کمال تشکر را دارند.

مراجع

- [1] Cross W., "Constitution and Origin of Spherulites in Acid Eruptive Rocks", Philosophical Society of Washington, 1891.
- [2] Iddings W., "Spherulitic crystallization" Bulletin of the Philosophical Society of Washington 11(1891) 445-64.
- [3] Harker Alfred, "On a Question relative to Extinction-angles in rock-slices" Mineralogical

for the Pan-African basement in Iran" Precambrian Research 293 (2017) 56–72.

[15] Moradian E., Shabanian N., Davoudian A. R., Dong Y., Cottle J. M., "Geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of amphibolitic rocks from the Tutak metamorphic Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran" Journal of Asian Earth Sciences 255 (2023) 105764.

[16] Mohjaj M., "Geological map of Golpaygan area, scale 1:100000, number 6056 (in Persian)" Geological and mineral exploration organization of the country Iran (1371).

[17] Ghasemi H., Valizadeh M. V., "Petrogenesis of granitoid body of Boein-Miandasht (SE Aligudarz) " Geosciences Quarterly GSI 2 (7) (1993) 74–83.

[18] Sabeti M., Emami M. H., Saeedi A., Ajdary K., Minaee, A., Nadimi A. R., "Petrological, Geochemical, and Tectonomagmatic Setting of Bouin-Miandasht Intrusion in Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ) (West of Iran) " Scientific Quarterly Journal of Geosciences 21(84) (2012) 43-56.

[19] Tavakoli N., Davoudian A. R., Shabanian N., Azizi H., Neubauer F., Asahara Y., "Bernroider M., Zircon U-Pb dating, mineralogy and geochemical characteristics of the gabbro and gabbro-diorite bodies, Boein–Miandasht, western Iran" International Geology Review 62(13-14) (2020) 1658-1676.

[20] Tavakoli N., Shabanian N., Davoudian A. R., Azizi H., Neubauer F., Asahara Y., Lee J. K., "A-type granite in the Boein-Miandasht Complex: Evidence for a Late Jurassic extensional regime in the Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran" Journal of Asian Earth Sciences 213(2021) 104771.

[21] Yang J., Cui Y., Chen M., Wang Y., Xu S., Wu S., Gong J., "Transformation between two types of spherulitic growth: tuning the morphology of spherulitic nitroguanidine in a gelatin solution" Industrial & Engineering Chemistry Research 59(48) (2020) 21167-21176

[22] Manley C., "Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modeling results" J Volcanology and Geotherm Res 53(1992) 27–46.

[23] MacArthur A., Cas R., Orton G., "Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales) " Bull Volcano 60(1998) 260–285.

magazine and journal of the Mineralogical Society 13.59 (1901): 66-68.

[4] Magill J. H., "Review spherulites: A personal perspective." Journal of materials science 36 (2001): 3143-3164.

[5] Lofgren Gary, "An experimental study of plagioclase crystal morphology; isothermal crystallization", American journal of Science 274.3 (1974): 243-273.

[6] Vernon R. H., "A Practical Guide to Rock Microstructure" Cambridge university press (2004) 655.

[7] Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals." American mineralogist 95.1 (2010): 185-187.

[8] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review" AAPG bulletin 52.7 (1968): 1229-1258.

[9] Berberian Manuel, King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian journal of earth sciences 18.2 (1981): 210-265.

[10] Badr A., Davoudian A. R., Shabanian N., Azizi H., Asahara Y., Neubauer F., Dong Y., Yamamoto K., "A-and I-type metagranites from the North Shahrekord Metamorphic Complex, Iran: Evidence for Early Paleozoic post-collisional magmatism", Lithos 300 (2018): 86-104.

[11] 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 orogen", Gondwana Research 37 (2016) 216-240.

[12] Shabanian N., Neubauer F., "From Early Jurassic intracontinental subduction to Early-Middle Jurassic slab break-off magmatism during the Cimmerian orogeny in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences (2024): 106153.

[13] Davoudian A. R., Genser J., Dachs E., Shabanian N., "Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone, Iran" Mineralogy and Petrology 92 (2008) 393-413.

[14] Malek–Mahmoudi F., Davoudian A., Shabanian N., Azizi H., Asahara Y., Neubauer F., Dong Y., "Geochemistry of metabasites from the North Shahrekord metamorphic complex, Sanandaj–Sirjan Zone: Geodynamic implications

- [37] Passchier C. W., Trouw A., "Microtectonics" Springer Science & Business Media (2005).
- [38] Bucher K., Grapes R., "Metamorphism of Dolomites and Limestones. In Petrogenesis of metamorphic rocks" Springer Berlin Heidelberg (2011) 225- 255.
- [39] Shau Y. H., Yang H. Y., Peacor D. R., "On oriented titanite and rutile inclusions in sagenitic biotite" American Mineralogist 76(7-8) (1991) 1205-1217.
- [40] Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A., "The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms" American mineralogist 90(2-3) (2005) pp 316-328.
- [41] Sawyer E. W., "Criteria for the recognition of partial melting" Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy 24 (3) (1999) 269-279.
- [42] Mehnert K. R., Schneider G., "Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites" Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte (1973) 165-183.
- [43] Busch W., "Initial melting at grain boundaries Part II: Melting in rocks of granodioritic, quartz dioritic and tonalitic composition" Neues Jahrb. Mineral. Mh 8(1974) 345-370.
- [44] Watson E. B., Jurewicz S. R., "Behavior of alkalis during diffusive interaction of granitic xenoliths with basaltic magma" The Journal of Geology 92.2 (1984) 121-131.
- [45] Keith H. D., Padden Jr. F. J., "A phenomenological theory of spherulitic crystallization" Journal of Applied Physics 34(8) (1963) 2409-2421.
- [46] Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations" (No Title) (1993).
- [47] Vernon R. H., Clarke G. L., Collins W. J., "Local, mid-crustal granulite facies metamorphism and melting: an example in the Mount Stafford area, central Australia." High-temperature metamorphism and crustal anatexis. Dordrecht: Springer Netherlands (1990) 272-319.
- [48] Arjamand M., "The importance of co-evolutionary textures in the interpretation of petrogenesis and the depth of placement of
- [24] Watkins J., Manga M., Huber C., Martin M., "Diffusion-controlled spherulite growth in obsidian inferred from H₂O concentration profiles" Contributions to Mineralogy and Petrology 157(2009)163-172.
- [25] Morse H. W., Donnay J. D. H., "Optics and structure of three-dimensional spherulites" American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials 21(7) (1936) 391-426.
- [26] Donaldson C. H., "Olivine crystal types in harrisitic rocks of the Rhum pluton and in Archean spinifex rocks" Geological Society of America Bulletin, 85(11) (1974) 1721-1726.
- [27] Lofgren G., "Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks" Journal of Geophysical Research 76 (23) (1971) 5635-5648.
- [28] Shabanian N., Davoudian A. R., Panahdar., "Geochemistry of Qaraboltaq granitoid massif, Boyin Miandasht (southeast of Aliguderz) (in Persian)" Petrology 3.11 (2012): 59-76.
- [29] GEORGE J.R. R. P., "Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus" Geological Society of America Bulletin 89(6) (1978) 845-865.
- [30] Paterson S. R., Vernon R. H., Tobisch O. T., "A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids" Journal of structural geology, 11(3) (1989) 349-363.
- [31] Ramsay J. G., "The techniques of modern structural geology" The Techniques of Modern Structural Geology, Folds and Fractures 2 (1986) 309-700
- [32] Paquet J., Francois P., Nedelec A., "Effect of partial melting on rock deformation: experimental and natural evidences on rocks of granitic compositions" Tectonophysics, 78(1-4) (1981) 545-565.
- [33] Bouchez J. L., Delas C., Gleizes G., Nédélec A., Cuney M., "Submagmatic microfractures in granites" Geology 20(1) (1992) 35-38.
- [34] Davidson C., Schmid S. M., Hollister L. S., "Role of melt during deformation in the deep crust" Terra Nova 6(2) (1994) 133-142.
- [35] Hibbard M.J., "Petrography to petrogenesis", Prentice Hall, New Jersey (1995) 587p.
- [36] Smith J. V., Brown W. L., "Feldspar minerals" Springer Berlin Heidelberg New York vol 1(1988) 828p.

San Diego County, California" American Mineralogist 84 (5-6) (1999) 708-717.

[51] Rockhold J. R., Nabelek P. I., Glascock M. D., "*Origin of rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: The role of boron.*" *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51.3 (1987): 487-496.

intrusive rocks in the northwest of the Middle West (in Persian)" Petrology (2014).

[49] Jahns R. H., Tuttle O. F., "*Layered pegmatite-aplite intrusions*" American Mineralogist (1962) 47, 94.

[50] Webber K. L., Simmons W.B., Falster A. U., Foord E. E., "*Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes,*