Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

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

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 می شوند. گوی سنگها در

سنگهای اسیدی اغلب شامل فلدسیار 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

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران سال سی و سوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۴، از صفحهٔ ۳ تا ۱۴

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 نشاندهندهی 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 گویسنگها به طور متوسط تا ۲٫۰ 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

مجموعههای گویچه ای (فرولیتها)، آرایههای شعاعی از بلورهای سوزنی یا سوزن مانند و همچنین رشته ای 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 بادبزن 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 گرانروی بسیار زیاد و مشخصه ابرسردشدگی شدید برای تشکیل گوی سنگها

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

Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 The provided the original work is properly cited

هستند.

طول خود است که جهت گیری کمی متفاوت از بلورهای کنار خود دارد. بر خلاف دارینهای (دندریتها)، گوی سنگها به جای تکبلورهای شاخه شاخه، انباشتی از بلورهای مجزا هستند. گوی سنگها طی فرآیند شیشهزدایی در ابسیدینها نیز تشکیل میشوند. طی دگرگونی، شیشه به آهستگی به کانی هایی چون کریستوبالیت و فلدسپار تبدیل می شود. 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 جریانی پیرامون برخی از گوی سنگها در شیشه جامد (شیشهزدایی) نشاندهنده رشد گوی سنگ از مذاب سیلیکاتی وشکسان است [۵]. در اصل، مجموعههای گویچهای روی کانی بلورین هستهبندی میکنند. هنگامی بلورها در یک ماده همگن مانند مايع يا شيشه شروع به رشد مىكنند، آرايش رشد شعاعى، به طور یکنواخت، در همه راستاها ادامه می یابد؛ 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 می کند (شکلهای ۱ الف، ب، پ). شعاعبندی ناقص گوی سنگها

باعث ایجاد شکلهای بادبزنی، پاپیونی و انبوهههای پردار (Plumose) می شود (شکل های ۱ ت، ث، ج). اگر گوی سنگ-های در حال رشد به هم رسیده و تماس پیدا کنند، مرزهای چند وجهی بین آنها تشکیل می شود (شکل های ۱ چ، ح، خ). گوی سنگهای آکسیولیتی ناشی از شعاعبندی رشته ای یا خروج رشته ها 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 می گردند. گاهی گوی سنگها در مرکز منافذ و حفرههای بزرگ (لیتوفیزیا؛ که در ریولیتها رایج هستند) تشکیل می شوند [۶]. گوی سنگها در جامدهای تشکیل شده در شرایط بسیار نامتعادل، همه جا وجود دارند. در مجموعه آذرین-دگرگونی بوئین- میاندشت در مرکز پهنه سنندج-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 میکروسکویی بررسی شده است.



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 درXPL و خ، در PPL). مرزهای بین گوی سنگها خطوط مستقیم هستند و گوی سنگها شکلی چند ضلعی به خود گرفتهاند، (Sph: گوی سنگ [۷]).

زمينشناسي منطقه

پهنه سنندج- سیرجان از فعالترین پهنههای زمینساختی ایران است که از پایان پرکامبرین تا سنوزوئیک به دلیل داشتن حجمهای قابل توجهی از سنگهای ماگمائی به همراه سنگهای دگرگونی شناخته میشود. پهنه دگرگونی- ماگمایی سنندج- سیرجان با طول تقریبی ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۲۰۰-۱۵۰ 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 روراندگی اصلی زاگرس است، که این روراندگی به عنوان جایگاه پیشین اقیانوس نئوتتیس در نظر گرفته شده است [۸، ۹]. پهنه سنندج-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 آن ها اغلب به صورت صفحههای راندگی است که شدت دگرشکلی با حرکت به سمت شمال شرق بیشتر می-شود. گسلهای روراندگی، ساختارهای تغییر شکل یافته شکل پذیر شامل چینهای هم شیب فشرده و برگوارگیها و خطوارگیهای همراه آنها در این پهنه در سنگهای دگرگونی بسیار دیده می شوند [۱۱]. مهم ترین رخداد دگر شکلی و دگرگونی و شکل گیری سنگهای ماگمایی در پهنه سنندج-سیرجان طی فرروانش درون قارهای و شکست صفحه فرورونده در مزوزوئیک است که افزون بر ایجاد دگرگونی و در پی آن طی سربرآوری 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 اکلوژیت رخنمون دارند و در مجموعه توتک استان فارس نیز شواهدی از این دگرگونی فشار بالا دیده می شوند [10-17]

تودههای آذرین ناحیه بوئین - میاندشت در غرب استان اصفهان در گسترهای به طولهای جغرافیایی "۰۰'۵°۵۰ تا "۰۰'۱۰ ۵۰ شرقی و عرضهای جغرافیایی "۰۰'۰۰ ۳۳ تا "۰۰'۱۰ ۳۳ شمالی (شکل ۲) به عنوان بخشی از پهنه سنندج-سیرجان در نقشه چارگوش گلپایگان 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 وگارنت استرولیت شیست به همراه سنگهای دگرگونه بازیک هستند که رخساره دگرگونی آمفیبولیت را تجربه کردهاند [۲۰-۱۷]. سنگهای آذرین مجموعه بوئین- میاندشت از تودههای گابرو، گابرو دیوریت و گرانیت تشکیل شدهاند. تودههای نفوذی چون گابرودیوریت و گابرو به رنگ خاکستری- سبز تیره دارای دانه-هایریز تا متوسط با پلاژیوکلازهای بیشتردانه درشت هستند که به صورت قطعهها و دایکهای با اندازه حدود یک تا ده متر ظاهر می شوند 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 قليايي كلسيمي و متاآلومين تا كمي پر آلومين 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 ۵ ± ۱۵۸ تا ۴ ± ۱۵۶ میلیون سال پیش (ژوراسیک پسین) رخ داده است و سنگهای گابرو-دیوریت دارای سن ۱٫۸ ± ۱۶۶٬۴ تا ۶٫۳ ± ۱۶۳٬۵ میلیون سال پیش (کالوین، آخرین مرحله از ژوراسیک میانی) هستند [۱۹، ۲۰]. رخداد همزمان گابرو تولئیتی، گرانیتهای نوع A و همچنین شواهدی از آمیختگی ماگماهای مافیک و فلسی، بیشتر نشانگر یک نظام زمین ساختی کششی در این بخش مرکزی پهنه سنندج-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 برونبومهای 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 می رسد که برآمده از آمیختگی دو ماگمای گرانیتی و گابرویی باشند (شکل ۳ ڀ).



شکل ۲ نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی (بر گرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گلپایگان، [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 المپوس 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 دانهای ناهمسان بلور، ناهم بعد دانه هستند

که مرز دانهها از بینزبانهای تا دندانهدار 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 فراوان ترین 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

بلور دیده می شوند. تیغه ها (لات ها)ی پلاژیو کلاز تشکیل بافت بین دانه ای می دهند. بافت شانه ای در بلورهای پلاژیو کلاز دیده می شود و پلاژیو کلازها ماکل آلبیت - کارلسباد و پری کلین نشان می دهند. گاهی درشت بلورهای پلاژیو کلاز قطعه قطعه (Fragmented Porphyroclasts) شده اند که شکستگیها سپس با مواد ماگمایی پر شده اند (شکل ۴ الف). برخی در اثر دگر شکلی بصورت پورفیری آواری هستند و همچنین خاموشی موجی و ماکل های کارلسباد و چندریختی با پایان نوک تیز و خمیده دارند و خمیدگی در کانی های پلاژیو کلاز نیز دیده می-شود (شکل های ۴ ب، پ). آثار تجزیه سوسوریتی و سریسیتی بطور جزئی و گاهی در راستای ماکل ها 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 ۲٫۰ تا ۲۵٫۵ میلیمتر است. بلورها اغلب نیمه شکل دار تا شکل دار و بصورت درشت بلور هستند. بلورهای آمفیبول در مقاطع عرضی، اغلب هشت یا شش ضلعی با دو دسته رخ زاویه دار ۱۲۴ و ۵۶ هستند. این سنگها گاهی میانبارهایی از کانیهای کدر، بیوتیت و کلریت دارند و دارای منطقه بندی هستند. ماکل ساده نیز در آنها دیده می شود (شکل ۴ ب). این کانی در سنگهایی که بیشتر دچار دگرسانی شده اند، به مجموعه ای از بیوتیت، کلریت، اپیدوت و حتی

پرهنیت تبدیل شده است.

بیوتیت: بلورهای بیوتیت بی شکل 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 ساژنیتی 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 بسته-اند به ظاهر هر چه میزان دگرشکلی سنگ بیشتر شود فراوانی بیوتیت بیشتر می شود.

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

کانیهای کدر: این کانیها بی شکل هستند و بلورهای ریز تا متوسط دانه را تشکیل می دهند. برخی از کانیهای کدر حالت مشبک و ریز دارند که با پلاژیوکلاز و بیوتیت در بر گرفته شدهاند. برخی از آنها حالت جهتیافته شبیه به بافت شانهای دارند.



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

آپاتیت: این کانی در مقاطع به صورت سوزن های 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 بی شکل است. **گوی سنگ (اسفرولیت):** بخش های کروی کوچک میکروسکوپی هستند که از انباشت کانی های دراز ساخته شدهاند. آنها در نور قطبیده صحفهای (طبیعی) به رنگ قهوهای دیده می شوند. این کانی ها به صورت مجموعهای شعاعی و یا شاخه شعاعی هستند و در مجموع به صورت کره هایی دور هم جمع شدهاند. آنها گاهی به صورت هم مرکز دیده می شوند. وجود صلیب سیاهرنگ در نور متقاطع نیز در مقاطع میکروسکوپی دیده می شود. اندازه گوی سنگ ها به طور متوسط تا ۲ ر۰ میلی متر می رسد.

بحث

تعیین نوع گوی سنگها و اهمیت شرایط تشکیل آنها

ریختار بلور با چند عامل فیزیکوشیمیایی 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 رشته ای و سوزنی مانند و بلورهای کوارتز (رشدهای 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 آت 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 می تواند 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 تشکیل دهنده 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 شكلهای چندضلعی مانند تشكيل میدهند، البته وقتی گوی سنگهای در حال رشد به هم برخورد کنند. وجود گوی سنگ-های انباشتی و مجزا و منفرد می توانند بیانگر تفاوتهای موضعی در دما، عمق جریان و سرعت سردشدن سیال باشند [77-77].

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 دارینهای، شود، شکل گندمی یا پاپیونی معمول است. بلورهای دارینهای، سرد شدن بسیار بالا باشد ($^{0} 01 < T \Delta$)، مانند گدازهای که سرد شدن بسیار وشکسان، داردهای فلسی بسیار وشکسان، در سطح جریان دارد. در گدازههای فلسی بسیار وشکسان،

ریختار گوی سنگهای منفرد بهطور مشخص براساس دمایی که در آن تشکیل می شوند، متفاوت است. شکل جنینی یا اولیه اغلب به نظر می رسد که دسته ای (Sheaf) است. در دماهای پایین (کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی گراد برای سامانه مورد بررسی توسط لوفگرن [۲۷]) دسته گندم به طور کلی یک طرح کلی تقریباً دایره ای در بخش نازک ایجاد می کند.

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 درجه میکرون نزدیک شده و به طور گستردهای از هم فاصله می-گیرند.



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 xpL). پ و ت) (PPL) ریختاربادبزنی به صورت بخشی از یک کروات پاپیونی (به ترتیب در xpL و pL). 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]).

قطر این رشتهها به طور اصولی با دمایی که گوی سنگ در آن رشد می کند تغییر می کند. برای دماهای کمتر از ۵۰۰ درجه سانتی گراد، قطر رشته به طور کلی ۳۳–۱۰ است. با نزدیک شدن به دمای مایع، قطر رشته به ۳۰۲–۱۰ افزایش می یابد. ریزسنگهای منفرد با قطرهای بیشتر از ۲۰µ۳ تقریباً به اندازه گوی سنگها در دمای ۷۰۰ درجه سانتی گراد فراوان هستند [۲۷]. با توجه به ریختار گوی سنگها چنین به نظر می رسد که نمونههای مورد بررسی در دماهای پایین (کمتر از ۴۰۰ که نمونههای مورد برسی در دماهای پایین (کمتر از ۴۰۰ رشد کردهاند و قطر رشتهها تا ۳۰µ۳ می رسد [۲۷] که با دمای تشکیل اکتینولیت (کمتر از ۵۰۰ درجه سانتی گراد) پاپیونی (شکلهای ۵ ت و ج) همخوانی دارد و می تواند بیانگر همزمانی تشکیل آنها باشد.

شواهد دگرگونی پویا در منطقه شواهد دگرگونی پویا طی تبلور

سامانه ماگما- بلور در شرایط نزدیک به نقطه انجماد می تواند دگرشکل شود. برای دگرشکلی شکل پذیر (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) و 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 می کند و در مواردی که حجم مذاب بیش از این مقدار باشد، فشار وارده بر سیستم اثری بر مواد متبلور ندارد و بلورها در

مذاب حرکت کرده و دچار گردشدگی می شوند [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 می گیرند [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 شکل پذیر و بازتبلور می گردد. کانی های مختلف آستانه رفتاری متفاوتی طی درجههای متفاوت دگرشکلی (از شکننده به شکل پذیر) دارند. کانی های فلدسپار به علت مقاومت برشی بالا، بیشتر از کانی-های دیگر در دگرشکلی حالت شکنا به خود می گیرند [۳۱]. از این رو، در کوارتز دیوریتهای مورد بررسی، شکستگیهایی در مرز یا درون بعضی از فلدسپارها (فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز) دیده می شود که گاهی با جابجایی همراه هستند، گاهی همه بلور را در بر می گیرند 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 [۶، ۳۲–۳۵].

شواهد دگرگونی پویا پس از تبلور

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

(شکل ۶ پ) و ماکل چندریختی با پایان نوک تیز و خمیده (رفتار شکل پذیر) 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 نشان-دهنده 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 تشخيص است؛ پورفيري آوارىهاى قطعه قطعه شده موزاييكى و پورفیری آواریهای قطعه قطعه شده نوع نوار برشی (شکل ۶ ب). وجود سوزنهای روتیل (یا آناتاز) و تیتانیت درون بیوتیت و كوارتز سبب ايجاد بافت ساژنيتی می شود. بيوتيت آذرين دارای مقدار Ti و Ca بیشتری نسبت به بیوتیت دگرگونی است. مقدار Ti بیوتیت همزیست با کانی Tiدار 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

نشانگر 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 تغییرشکل 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) گردشدگی 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 میانبارهایی در مذاب ایجاد شوند [۴۲].



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 گردشدگی در بلور پلاژیوکلاز با لبه گرد شده (در XPL)، چ) رگه آپلیتی و گردشدگی در بلور پلاژیوکلاز با لبه گرد شده (در PPL)، ح) رگه آپلیتی و آ2: پلاژیوکلاز [۲].

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 قدیمی تر 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 می شود [۴۸].

سنگهای دیوریتی دانهدرشت دربردارنده آمفیبول فراوان درون زمین تبلور مییابند که نشاندهنده وجود آب در محیط بوده که سبب ایجاد بافتهای شبه پگماتیتی (مانند بافت شانه-ای) شده است. همچنین طی جایگیری توده دیوریتی و سربرآوری که در منطقه رخ داده (براساس مدل فرورانش درون قاره ای و شکست صفحه فرورونده)، سنگها دچار ذوبشدگی در اثر بیفشارشدن می گردند. 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 می گردد که به تشکیل این بافت در این سنگها کمک می کند. در اثر شکستگیهای ایجاده شده، آب سریع فرار کرده و سبب ایجاد بافت آپلیت بین دانهای می گردد (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 گرانروی می شود و تعداد پیوندهای O-Si و O-Al (درجه قطبش) را در مذاب افزایش داده و سبب تشکیل هستههای فلدسیار و کوارتز بیشتر

می گردد و شرایط (ابر اشباع بودن قوی و سردشدن سریع ماگما) را برای تشکیل بلورهای دارینهای فراهم می نماید. . افت ناگهانی فشار [۵۰] یا استخراج بور از مذاب با تبلور تورمالین [۵۱] نیز می تواند 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 می-دهد. آمیختگی ماگمای مافیک با ماگمای فلسی سبب افزایش غیرمتعارف سرعت سردشدگی در سنگهای نیمه عمیق شده و ایجاد بافت گویچه ای 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-slices1" 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] Mohjjal 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., "Atype 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 preferredorientations" (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 coevolutionary 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 pegmatiteaplite 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,