مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال هجدهم، شمارهٔ ۴، زمستان ۸۹، از صفحهٔ ۶۶۹ تا ۶۸۴

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

بررسی فرایندهای فیزیکی تبلور در سنگ‌های آذرین جنوب خاوری بیرجند با استفاده از مدل‌سازی سه بعدی بلورهای پلاژیوکلاز

صدرالدین امینی، امیر اسکندری

گروه زمین شناسی دانشگاه تربیت معلم تهران

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۰/۸ ، نسخه نهایی: ۸۹/۴/۶)

چکیده: شکل بلورها در شرایط فیزیکی و شیمیائی تبلور، کنترل می‌شود؛ بنابراین اندازه‌گیری آن می‌تواند برخی از ویژگی‌های محیط تبلور بلورها را بازتاب دهد. در این نوشتار، روش‌های مختلف اندازه‌گیری کمّی شکل بلورها در فضای سه بعدی بر مبنای محاسبات آماری، مدل‌سازی عددی نرم‌افزاری و مشاهدات میکروسکوپی مورد بحث قرار گرفته است. اندازه و شکل بلورها در دو گروه سنگ‌های آندزیت بازالتی و دیوریتی تا کوارتز دیوریتی منطقه‌ی مورد بررسی واقع در ۱۲۰ کیلومتری جنوب خاوری بیرجند پردازش شدند. ویژگی‌های هندسی بیش از ۳۲۰۰ بلور پلاژیوکلاز در ۹ مقطع میکروسکوپی از این دو گروه سنگی اندازه‌گیری شدند. نتایج محاسبه‌ی نسبت منظر بلورها (S:I:L یا بعد کوتاه: بعد متوسط: بعد بلند) و چگونگی نمونه‌ها در نمودار زینگ (نسبت S/I نسبت به I/L) نشان داد که نمود بلورها در هر دو گروه تخته‌ای است (I≈L) ولی در گروه نخست، میزان تخته‌ای بودن بیشتر است (I, L>2). از مقایسه و تحلیل شرایط جنبشی و دینامیکی تبلور می‌توان نتیجه گرفت که ریزبلورهای گروه اول در شرایط با درجه‌ی سردشدگی و سرعت رشد بیشتر (در حدود 10^{-9} mms^{-1} برای یک دوره‌ی زمانی سردشدن ۳ ساله) نسبت به بلورهای گروه دوم در محیطی که جنبش نسبی بین بلور و محیط رشد بالا بود تشکیل شده‌اند، و جابجایی مکانیکی ماگما و شیب بالای تغییرات پتانسیل شیمیایی نقش قابل توجهی در ایجاد شکل بلورها داشته است. در گروه دوم، سرعت رشد پایین و سرعت انتشار بالاتر بوده است. در ضمن فرایند درشت‌شدگی بافتی در شکل‌گیری بلورهای گروه دوم از تخته‌ای به حالت‌های هم‌بعدتر و در کاهش نسبت منظر بلورها متناسب با افزایش اندازه‌ی بیشینه‌ی بلورها مؤثر بوده است.

واژه‌های کلیدی: *شکل بلورها، تبلور آذرین، درشت‌شدگی بافتی، بیرجند .*

مقدمه

بررسی بافت سنگ‌های آذرین و ویژگی‌های اجزای سازنده‌ی آن (از جمله بلورها، شیشه، حفره‌ها) از دیرباز به‌عنوان متداول‌ترین روش برای ارزیابی فرایندهای فیزیکی و شکل‌گیری سیستم‌های ماگمایی به‌کار رفته است، زیرا بافت سنگ‌های آذرین، تاریخچه‌ی فیزیکی تبلور را در خود ثبت می‌کند. اغلب این بررسی‌ها به صورت کیفی و با استفاده از بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع نازک سنگ‌ها انجام می‌شود. ولی مشکلی که وجود دارد این است که نمی‌توان از این بررسی‌ها کیفی، روابطی ریاضی به‌دست آورد و آن‌ها را به معادلات شناخته شده‌ی جنبشی (kinetic) و دینامیکی تبلور پیوند داد.

یکی از روش‌های بررسی بافت سنگ‌های آذرین در کنار بررسی‌های کیفی، اندازه‌گیری ابعاد آن‌ها به صورت کمّی است[۱-۳]. به‌طور معمول خاستگاه سنگ‌ها با بررسی کمّی

* نویسنده مسئول، تلفن: ؟؟؟؟؟؟؟؟، پست الکترونیکی: amir.eskandary157@yahoo.com

Archive of SID

www.SID.ir

شاخص‌هایی چون ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی تعیین می‌شود. در سال‌های اخیر اندازه‌گیری کمّی بافت‌ها نیز به‌عنوان یکی از ابزارهای تعیین خاستگاه سنگ‌ها اهمیت فراوانی یافته است، زیرا فرایندهای سنگ‌شناسی مهمی از جمله هسته‌بندی و رشد بلورها و درشت‌شدگی بافتی (textural coarsening) وجود دارند که با استفاده از بررسی‌های شیمیایی و ایزوتوپی قابل شناسایی و بررسی نیستند و ترکیب شیمیایی کلی سنگ را (در سیستم‌های بسته) تغییر نمی‌دهند [۱-۳]. با استفاده از روش‌های نوینی که برای اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی بلورها ابداع شده است [۲،۴] بافت سنگ‌های آذرین به صورت کمّی تحلیل می‌شود.

برخی از ویژگی‌های کلیدی بلورها در یک سنگ که قابل کمّی سازی هستند عبارتند از:

الف) توزیع اندازه‌ی بلورها (Crystal Size Distribution) یا CSD [۵،۶]. ب) شکل بلورها (Crystal Shape) [۸،۷]. ج) آرایش یا الگوی توزیع فضایی بلورها (Spatial Distribution Pattern) یا SDP [۹]. د) زوایای بین وجوه (DihedralAngles) [۱۰].

بررسی‌های نظری و تجربی در حوزه‌ی سنگ‌شناسی آذرین و علوم دیگر، همچون مواد و شیمی، ارتباط بین شکل بلورها و شرایط فیزیکی و شیمیایی محیط تبلور را آشکار کرده است[۲]. به علاوه، تعیین شکل بلورها، پیش‌نیاز محاسبات استئورولوژی (تبدیل داده‌های دو بعدی به مقادیر واقعی سه بعدی) و رسم نمودارهای توزیع اندازه‌ی بلورهاست [۱۱،۶]؛ به این ترتیب، اهمیت ارزیابی شکل بلورها روشن می‌شود.

در این پژوهش، روش کلی برداشت داده‌ها برای اندازه‌گیری کمّی بافت سنگ‌ها بر اساس مقاطع نازک، تشریح شده و روش‌های مختلفی برای تعیین شکل سه بعدی بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد نظر، بررسی شده‌اند تا به رهیافت‌هایی در فرآیندهای فیزیکی مؤثر در تشکیل این سنگ‌ها دست یابیم.

زمین‌شناسی عمومی و سنگ‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در فاصله‌ی تقریبی ۱۲۰ کیلومتری جنوب خاوری شهر بیرجند و در حوالی روستاهای کنیف و سولابست قرار دارد. از نظر زمین‌شناسی، این منطقه بخشی از زون جوش‌خورده‌ی سیستان است [۱۲] و در نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ گزیک و ۱:۱۰۰،۰۰۰ پورنگ قرار می‌گیرد (شکل ۱).

به‌طور کلی در این منطقه چند گروه سنگی به شرح زیر وجود دارند که بخش غالب آن‌ها را واحدهای آذرین تشکیل می‌دهند: ۱- سنگ‌های آذرین و رسوبی وابسته به مجموعه‌ی افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی همراه با آن به سن کرتاسه که بخش گسترده‌ای از منطقه را پوشش داده‌اند. در این منطقه تقریبا همه‌ی رخساره‌های سنگی وابسته به مجموعه‌ی افیولیتی وجود دارند [۱۳]. ۲- سنگ‌های آذرین و رسوبی جوانتر از مجموعه‌ی افیولیتی با سن پالئوسن تا کواترنری. از این گروه، سنگ‌های نفوذی نیمه‌عمیق در حد میکرودیوریت-کوارتزدیوریت پورفیری و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالتی در این پژوهش مورد توجه قرار گرفته‌اند. سن این سنگ‌ها در نقشه و شرح نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گزیک [۱۴]، الیگومیوسن تعیین شده است و شواهد صحرایی مانند قطع شدن سنگ‌های الترامافیک و ایجاد دگرگونی مجاورتی و دگرسانی نیز حاکی از تشکیل این سنگ‌ها پس از جای گیری مجموعهٔ افیولیتی منطقه است. بررسی‌های ژئوشیمیایی حاکی از این است که سنگ‌های مورد بررسی ناشی از ماگماتیسم وابسته به فرورانش شرق ایران هستند [۱۵،۱۳].

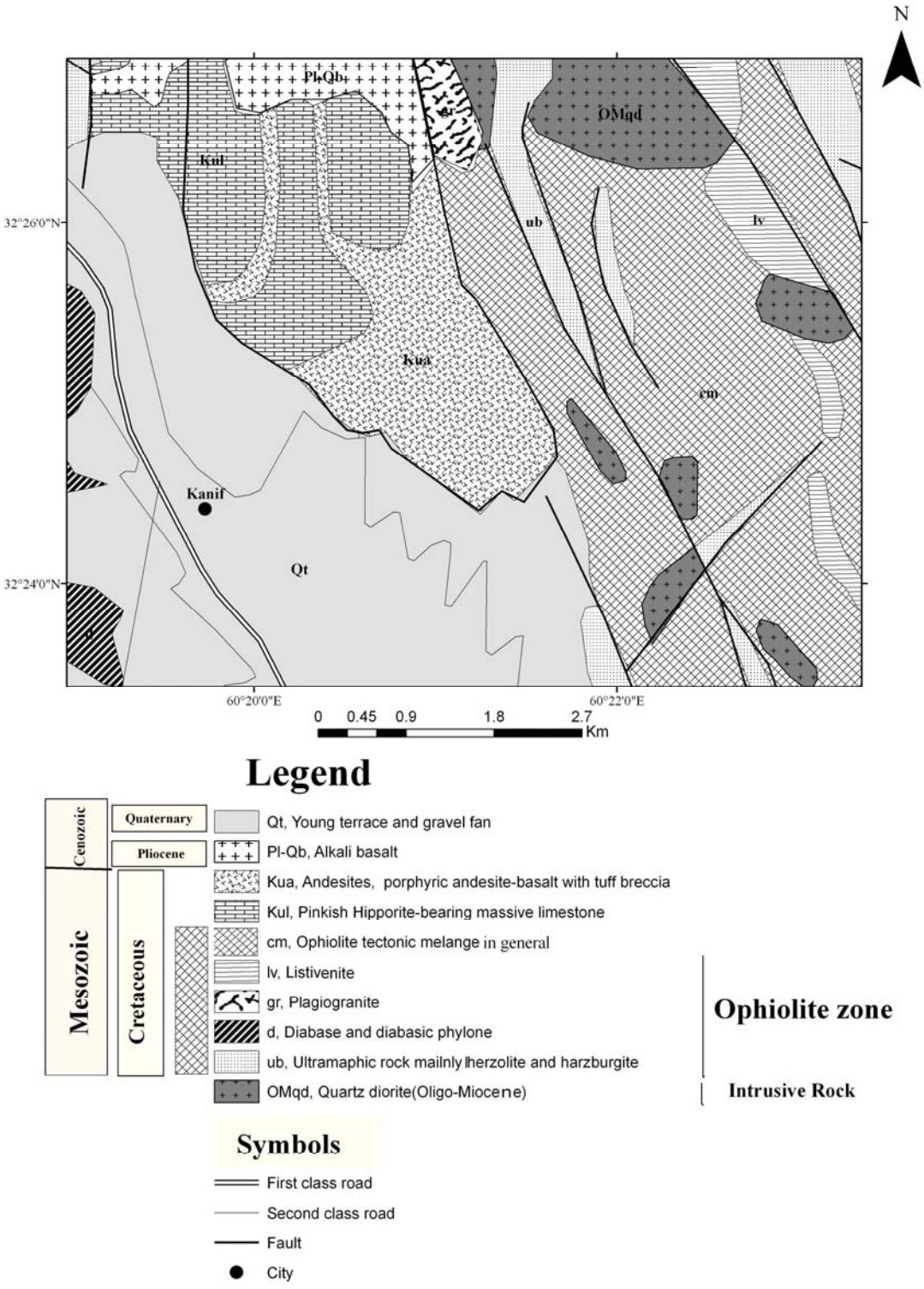
نمونه‌های دیوریتی و کوارتز دیوریتی دارای بافت پورفیری با زمینه‌ی ریز دانه هستند (شکل‌های ۲ و ۳). بلورهای درشت شامل پلاژیوکلاز (۳۰ درصد ترکیب مدی)، هورنبلند و بیوتیت (۱۵ درصد ترکیب مدی) و در کوارتز دیوریت‌ها، کوارتز (۵ درصد ترکیب مدی) هستند. زمینه‌ی ریز دانه سنگ متشکل از پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز و کانی‌های کدر است که با شدت بیشتری دگرسان شده‌اند. اسفن، آپاتیت، و کانی‌های کدر به‌عنوان کانی‌های فرعی و کمیاب حضور دارند. نمونه‌ی آندزیت بازالتی، سنگی با بافت ریز بلور پورفیری است. در نمونه‌های آندزیت بازالتی میزان درشت‌بلورها بسیار کم و شامل الیوین‌های ایدینگسیتی شده، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۳ الف). زمینه از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، بلورهای کوچک و نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر (مگنتیت) تشکیل شده است.

ویژگی‌های بافتی سنگ‌های دیوریتی- کوارتز دیوریتی منطقه، نشانه‌هایی از اختلاط ماگمایی به‌صورت تزریق ماگمای

Archive of SID

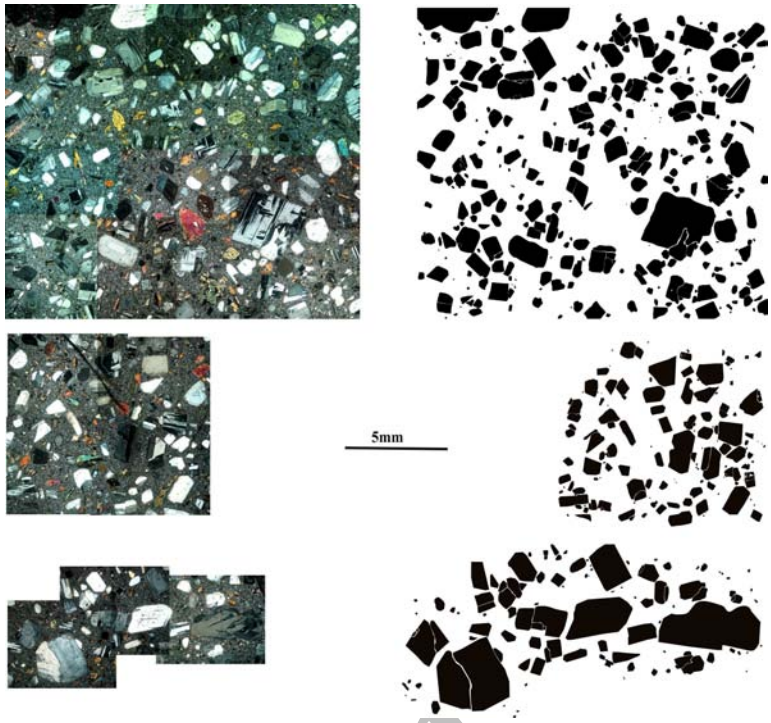
www.SID.ir

مافیک‌تر و داغ‌تر ولی با ترکیب مشابه نسبت به ماگمای درون مخزن ماگمایی را دارند. از جمله‌ی این ویژگی‌ها، وجود برونبوم‌های مافیک (MME)، منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی در پلاژیوکلازها، وجود بیگانه‌بلورهای پیروکسن و آمفیبول با حاشیه‌ی واکنشی از آمفیبول و بیوتیت و کوارتزهای با حاشیه‌های گرد شده و خلیجی هستند. مدل‌سازی ژئوشیمیایی بر اساس عناصر اصلی و کمیاب نیز شواهد اختلاط ماگمایی را تائید کرده است [۱۵].

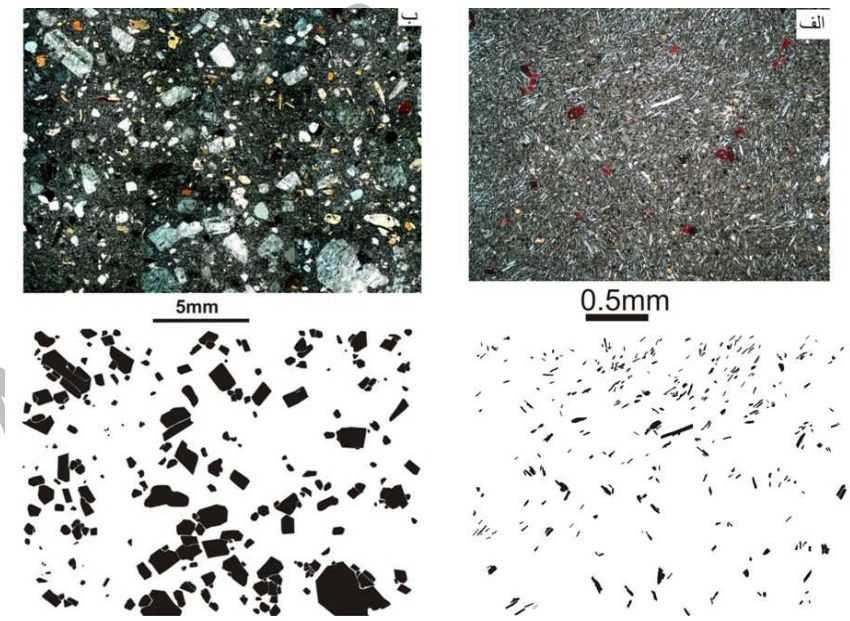


شکل ۱ نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (نقشه اصلی از [۴۴]).

www.SID.ir



شکل۲ تصاویر چند ناحیه از مقطع MAD4 (سمت چپ) و تصاویر پردازش‌شده پس از رسم محیط بلورهای پلاژیوکلاز (سمت راست). مقیاس همه‌ی تصاویر یکسان است. در تهیه و پردازش تصاویر بالا از تلفیق ۲۳ عکس دیجیتالی استفاده شده است.



شکل ۳ الف) تصاویر اصلی و پردازش شده‌ی نمونه KB2. ب) تصاویر اصلی و پردازش شده‌ی نمونه KHD7.

روش برداشت داده‌ها

در این پژوهش از روش‌هایی که هیگینز [۲،۶] تشریح کرده است به‌منظور گردآوری داده‌های خام وابسته به جمعیت‌های بلوری استفاده شد. فرایند برداشت داده‌ها را می‌توان به‌صورت زیر خلاصه کرد:

۱- گام نخست در روش مورد استفاده، انتخاب مقاطع نازک مناسب است. این مقاطع میکروسکوپی بایستی دارای چند شرط باشند: الف- جداسازی بلورهای مورد نظر از زمینه با آسانی بیشتری انجام شود و میزان تجزیه‌ی آن‌ها پایین باشد. ب- جمعیت‌های بلوری موجود در آن‌ها، نماینده‌ای از کل

www.SID.ir

جمعیت‌های بلوری در سنگ‌های مورد بررسی باشند. با این شرایط، تعداد نه مقطع نازک برگزیده شدند: یک نمونه از آندزیت‌های بازالتی و هشت نمونه از سنگ‌های میکرودیوریتی و کوارتز دیوریتی.

۲- عکس‌های دیجیتالی از بخش‌های مختلف مقاطع نازک و با عدسی میکروسکوپی با مقیاس ۲،۵×۱۰ گرفته شدند. سپس با استفاده از نرم‌افزار Photoshop عکس‌ها به یکدیگر وصل شدند تا سطح بیشتری از مقطع پوشش داده شود (مانند شکلهای ۲ و ۳). با توجه به بافت پورفیری نمونه‌ها و اندازه‌ی درشت بلورها چنین کاری برای دستیابی به تعداد بیشتر و گستره‌ی کامل اندازه‌ی بلورها ضروری بود. جز نمونه‌ی آندزیت بازالتی، برای بقیه‌ی نمونه‌های مقاطع از ۱۰ تا ۲۰ تصویر به ازای هر مقطع استفاده شد. در مجموع دست کم ۲۰۰ عکس با این هدف برداشت شدند.

۳- محیط بلورهای پلاژیوکلاز از روی عکس ترسیم شد (مانند شکل‌های ۲ و ۳). این کار با استفاده از بسته‌های نرم‌افزاری CorelDraw و ArcGIS امکان پذیر بوده است. با توجه به اینکه در بررسی کمّی بافت‌ها از روش‌های آماری استفاده می‌شود لذا تا حد امکان باید تعداد بلورهای مورد اندازه‌گیری زیاد باشد تا نتایج حاصل در سطح معنی‌دار بالاتری قرار گیرند. بنا به سفارش پژوهشگران، دست کم ۲۰۰ تا ۲۵۰ بلور در هر مقطع باید اندازه‌گیری شود [۸،۱۶]. در مجموع بیش از ۳۲۰۰ دانه‌ی پلاژیوکلاز در مقاطع مختلف ترسیم و اندازه‌گیری شدند. ناحیه و تعداد بلورهای اندازه‌گیری شده در هر مقطع در جدول ۱ ارائه شده‌اند. برای نمونه‌های MAD4، KHD3 و JAJ2 از چند ناحیه‌ی مقطع به‌جای یک ناحیه استفاده شد و برای هر ناحیه، مراحل ۲ و ۳ به صورت جداگانه تکرار شدند تا تعداد بیشتری از بلورها مورد شمارش قرار گیرند.

۴- تصاویر پردازش‌شده در مرحله‌ی پیشین، به صورت سیاه و سفید تبدیل شده و وارد نرم‌افزار آنالیز تصویر ImageJ شد. سپس ویژگی‌های بلورها مانند طول، عرض، مکان مرکز بلورها (مختصات x و y برای هر بلور) و درجه‌ی گردشدگی با استفاده از نرم‌افزار آنالیز تصویر اندازه‌گیری شدند. در این نرم‌افزار پیرامون هر دانه، یک بیضوی که بیشترین همخوانی را با دانه‌ی مورد نظر دارد ترسیم شد، و طول محورهای کوتاه و بلند این بیضوی، نماینده‌ی طول و عرض بلور و مکان مرکز بیضوی معرف مرکز بلور خواهد بود. درصد حجمی بلورها و زمینه نیز با این نرم‌افزار محاسبه می‌شود. در چند مرحله برای بررسی درستی نتایج، بازبینی مقطع میکروسکوپی انجام شد. مرحله‌ی بعد، تبدیل داده‌های حاصل از اندازه‌گیری ابعاد بلورها در تصاویر دوبعدی به مقادیر واقعی سه بعدی است که روش‌های تعیین شکل سه بعدی بلورها در بخش بعدی تشریح می‌شوند.

روش مطالعه

ویژگی‌های مختلفی از شکل بلورها را می‌توان اندازه‌گیری کرد و از این ویژگی‌ها برای بیان کمی شکل بلورها استفاده کرد. مهم‌ترین این ویژگی‌ها، نسبت منظر بلور است [۲]. در این پژوهش نیز شکل بلورها بر حسب نسبت منظر بلور محاسبه و بیان می‌شود. نسبت منظر یک بلور نسبت طول: عرض: ارتفاع آن بلور در فضای سه‌بعدی است.

این نسبت به‌صورت S:I:L (بعد کوتاه: بعد متوسط: بعد بلند) بیان می‌شود [۷] که نسبت ابعاد بیضوی سه محوره یا جامد چهارضلعی است که یک بلور را احاطه می‌کند و بیشترین همخوانی را با پیرامون بلور دارد. در عمل و برای سهولت در محاسبات، نسبت یاد شده به دو نسبت S/I و I/L تقسیم می‌شود. برای اندازه‌گیری شکل سه بعدی بلورهای سنگ، روش‌های مختلفی پیشنهاد شده که برخی از آن‌ها مانند روش مقاطع متوالی، توموگرافی پرتو X (X-ray tomography) و روبش فضایی رایانه‌ای (CT-Scanning) پرهزینه و زمان‌بر هستند [۱۶،۱۷]. روش‌های دیگری نیز پیشنهاد شد که بر اساس داده‌های به دست آمده از مقاطع نازک، شکل سه بعدی بلورها، تعیین می‌شود و بر مبنای محاسبات آماری [۷،۱۸] یا مدل‌سازی عددی [۸،۱۱] هستند که در ادامه به برخی از این روش‌ها اشاره خواهد شد. استفاده از مشاهدات میکروسکوپی مقاطع نازک نیز می‌تواند در مواردی سودمند باشد. در صورتی که حداقل، تعدادی از بلورها در مقطع نازک به موازات محورهای بلورشناسی‌شان قطع شده باشند، می‌توان اندازه و نمود واقعی آن‌ها را تشخیص داد [۳،۷]. بنابراین باید تلفیقی از روش‌های محاسباتی و مشاهدات میکروسکوپی به کار گرفته شوند تا منجر به ارزیابی دقیق‌تری از شکل بلورها در نمونه‌های مورد بررسی شود.

Archive of SID

www.SID.ir

جدول۱ برخی از مشخصات کلی نمونه‌ها و بلورهای پلاژیوکلاز اندازه‌گیری شده .

شماره نمونه	ترکیب سنگ‌شناسی	ناحیه اندازه گیری شده (mm^2)	تعداد بلورهای شمارش شده	طول کمینه(mm)	طول بیشینه(mm)
MAD4	کوارتزدیوریت	۳۵۵	۵۴۶	۰٫۰۴	۵٫۹
JAJ2	کوارتز دیوریت	۳۵۳	۲۹۲	۰٫۰۵	۵٫۲
KHD2	میکرو دیوریت کوارتزدار	۲۸۰	۳۹۵	۰٫۱۱	۲٫۸۸
KHD3	کوارتز دیوریت	۳۰۸	۳۶۲	۰٫۰۵	۴
KHD7	کوارتز دیوریت	۱۸۰	۲۶۹	۰٫۱	۳٫۶
KHA6	کوارتز دیوریت	۱۲۰	۲۶۸	۰٫۰۵	۲٫۷
KHT6	میکرودیوریت کوارتزدار	۳۰۲	۳۶۶	۰٫۰۶	۵٫۷
KHT8	میکرو دیوریت	۳۰۰	۳۴۳	۰٫۰۸	۷٫۴۸
KB2	آندزیت بازالتی	۶٫۸	۳۰۷	۰٫۰۹	۱٫۶

روش اول

این روش بر اساس مدل‌سازی عددی نمود سه‌بعدی بلور با استفاده از شکل بلورها در مقاطع نازک است [۱۹،۷]. این مدل بر پایهٔ اجسام راست‌گوشه و چهارضلعی‌های با ابعاد فضایی مشخص استوار است و نتایج آن قابل تعمیم به بلورهای موجود در سنگ‌هاست. بنا بر پیشنهاد هیگینز [۷]، با تحلیل آماری شکل و اندازه بلورها در مقاطع نازک می‌توان شکل و اندازه‌ی واقعی بلورها را تعیین کرد. مقدار S در تمام روش‌های موجود از جمله در روش [۷] برابر با ۱ در نظر گرفته می‌شود. نسبت S/I معادل با مد توزیع نسبت‌های عرض به طول (w/l) بلورها در مقطع نازک است. قله‌ای که در نمودار فراوانی نسبت به عرض به طول بلورها تولید می‌شود، مقدار مد را مشخص می‌سازد (مانند شکل ۴). تعیین دقیق نسبت I/L مشکل‌تر است؛ به‌خصوص اگر بلورهای موجود در مقطع، سمت‌گیری خاصی نداشته باشند.

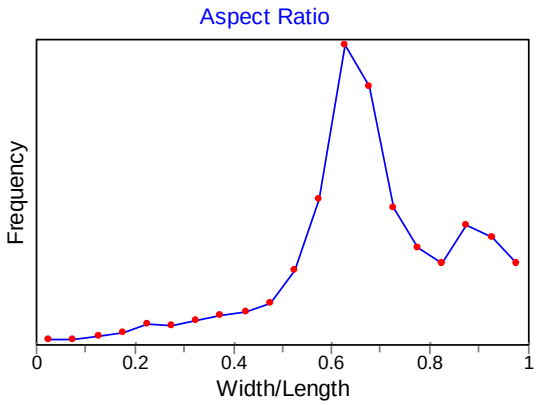
این نسبت را می‌توان با افزودن ۰٫۵ به چولگی [خمیدگی] توزیع نسبت عرض به طول (w/l) بلورها در مقطع نازک و مطابق با رابطهٔ ذیل به‌دست آورد [۷]:

چولگی +0.5 = I/L

چولگی نیز از فرمول ذیل به‌دست می‌آید:

چولگی = (میانگین(w/l) - مد (w/l))/انحراف استاندارد (w/l)

در مرحله‌ی بعد می‌توان از نمودار چولگی نسبت به I/L استفاده کرد تا شکل کلی بلورها با شکل‌هایی که از پیش مدل‌سازی شده‌اند مقایسه و تعیین شود. نتایج محاسبه‌ی نمود بلورها با این روش در جدول ۳ خلاصه شده است. این روش در برخی موارد نتایج مناسبی را ارائه نمی‌دهد، به‌طور مثال نمود بلورها در نمونه‌ی KB2 با این روش ۴٫۳: ۶: ۱ به دست آمده که منطقی نیست، زیرا L بایستی بزرگتر از I باشد یا در نمونهٔ JAJ2 نسبت منظر ۳۵: ۱٫۴: ۱محاسبه شده که در هیچ بلوری چنین نسبتی برقرار نیست. بنابراین بایستی در چنین مواردی از روش‌های دیگری برای تصحیح نتایج استفاده کرد.



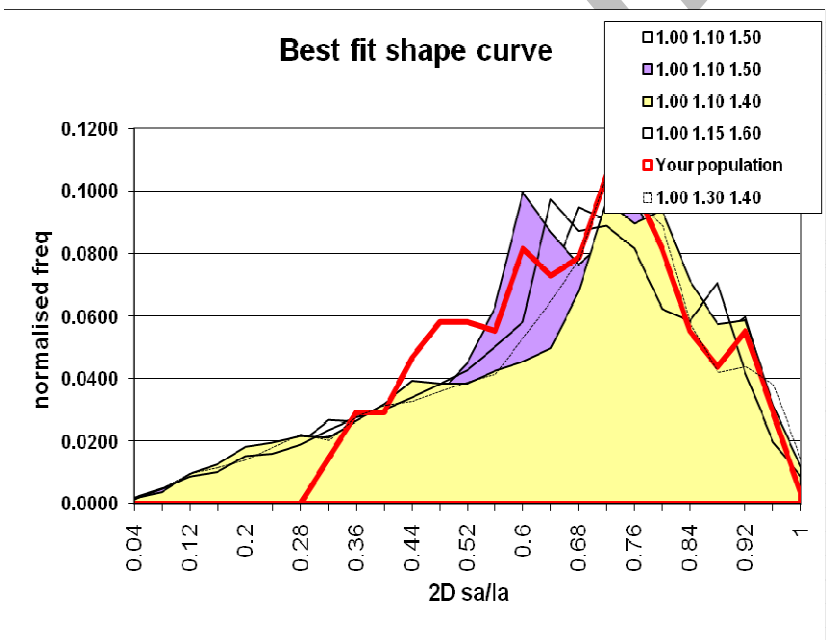
شکل ۴ نمونه‌ای از نمودارهای پراکندگی نسبت‌های عرض به طول بلورها (مقطع MAD4). قله بلند در نمودار مقدار مد را نشان می‌دهد که در این مورد ۰٫۶۵ است و به این ترتیب مقدار I برابر با ۱٫۵محاسبه می‌شود.

Archive of SID

www.SID.ir

روش دوم

در این روش با ایجاد یک بانک داده‌ها و برنامه‌ی صفحه‌ی گسترده‌ی CSDSlice، نسبت منظر بلورها تعیین می‌شود [۸]. به‌طور خلاصه، در این روش توزیع نسبت عرض به طول بلورها در یک مقطع نازک را با توزیع مدل‌هایی که از قبل تهیه شده‌اند، مقایسه می‌کنند و به این ترتیب، نسبت S/I وI/L و نسبت منظر S:I:L به دست می‌آید. در بانک داده‌های یاد شده، ۷۰۳ نمود مختلف به صورت نسبت S:I:L وجود دارد. با وارد کردن اندازه‌گیری‌هایی که از نمونه‌های دوبعدی به دست آمد (طول و عرض بلورها) در برنامه‌ی CSDSlice و مقایسه با شکل‌های موجود، ۵ منحنی که بیشترین همخوانی را با منحنی واقعی فراوانی نسبت به توزیع عرض به طول بلورها دارند به‌عنوان خروجی معرفی می‌شوند (مانند شکل ۵). در نهایت، ۵ نسبت منظر بر اساس برازش حداقل مربعات بین نسبت‌های S/Iدر نمونه و نسبت‌های موجود در بانک داده‌ها انتخاب می‌شود که یکی از آن‌ها با توجه به اطلاعات موجود دیگر به‌عنوان نماینده‌ای از شکل بلورها انتخاب می‌شود (مانند جدول ۲). نتایج براورد شکل بلورها با این روش در جدول ۳ ارائه شده‌اند.



شکل ۵ نمونه‌ای از منحنی‌های فراوانی نسبت به توزیع نسبت‌های S/I که با برنامه CSDSlice برای ارزیابی شکل بلورها در مقطع KHT8 ترسیم شده است. یکی از منحنی‌ها که بیشترین همخوانی را با منحنی واقعی فراوانی در برابر توزیع نسبت‌های S/I در نمونه‌ی KHT8 دارد بر اساس برازش خطی انتخاب و معرفی می‌شود.

جدول ۲ نتایج انتخاب ۵ نسبت منظر مناسب برای مقطع KHT8 بر اساس محاسبات انجام شده در برنامه CSDSlice. اعداد سطر دوم، بهترین انتخاب نرم‌افزار برای شکل بلورها است.

شکل	x	y	z	score (R^2)
بهترین انتخاب نرم افزار	۱.۰۰	۱.۳۰	۱.۴۰	۰.۸۷۹۸
دومین انتخاب نرم افزار	۱.۰۰	۱.۱۰	۱.۵۰	۰.۸۵۸۸
سومین انتخاب نرم افزار	۱.۰۰	۱.۲۵	۱.۷۰	۰.۸۳۷۲
چهارمین انتخاب نرم افزار	۱.۰۰	۱.۱۰	۱.۴۰	۰.۸۲۸۴
پنجمین انتخاب نرم افزار	۱.۰۰	۱.۱۵	۱.۶۰	۰.۸۲۴۷

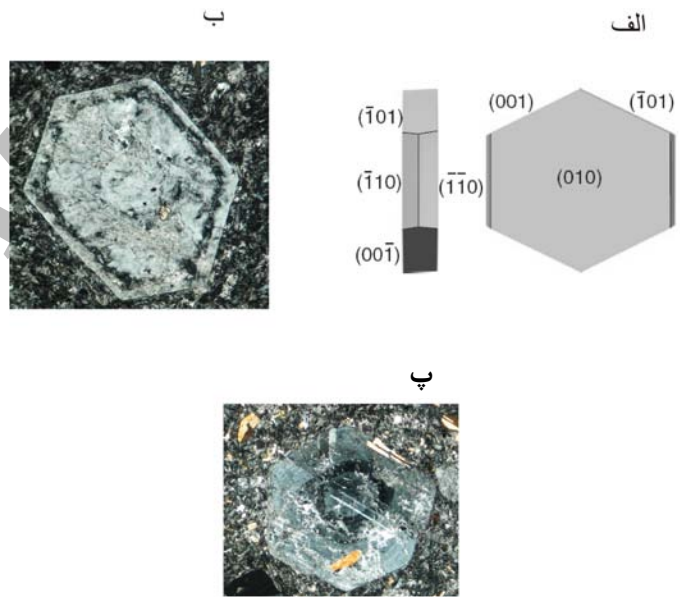
www.SID.ir

روش سوم

بهترین روش برای تعیین شکل بلورهای منشوری، آزمودن بلورهای با سمت‌گیری خاص در مقطع میکروسکوپی است: یعنی بلورهایی که محور بلند آن‌ها به موازات مقطع باشد [۲]. این راهبرد در برخی بررسی‌ها به عنوان روش نهایی تعیین شکل بلورها در مواردی به‌کار رفته است که روش‌های دیگر چند نسبت منظر متفاوت را ارائه کرده‌اند [۳،۲۰]. با توجه به اینکه در این روش از مشاهده‌ی مستقیم نمونه استفاده می‌شود، در صورت وجود شرایط لازم، نتایج مطمئن‌تری به دست می‌آید. مثالی از کاربرد این روش تخته‌های پلاژیوکلازی است که به‌طورمعمول در راستای (۰۱۰) پهن شده باشند [۲]. این فرض را می‌توان در نظر گرفت که بلورهائی که در راستای (۰۱۰) دیده می‌شوند هم بعدند، بنابراین I=L است (شکل ۶) در نتیجه در صورتی که نسبت S/I تعیین شود، شکل بلور نیز برآورد شده است. در دو نمونه‌ی KHA6 و KHD2 چنین بلورهایی شناسایی شدند (شکل ۶) و در نتیجه شکل آن‌ها به این روش براورد شد و مقدار I برابر با L در نظر گرفته شد (جدول ۳).

جدول ۳ نتایج محاسبه‌ی شکل بلورها به روش‌های مختلف و گزینش شکل مناسب برای هر نمونه. روش ۱ از [۷] روش ۲ از [۸] و روش ۳ از [۲] می‌باشد.

شماره نمونه	روش ۱	روش ۲	روش ۳	شکل منتخب
MAD4	۱ :۱٫۵ :۱٫۷۱	۱ :۱٫۳ :۱٫۵	-	۱ :۱٫۵ :۱٫۷
JAJ2	۱ :۱٫۴ :۱٫۳۵	۱ :۱٫۳ :۱٫۷	-	۱:۱،۳:۱،۷
KHD2	۱ :۱٫۴ :۱۴	۱ :۱٫۳ :۱٫۴	I=L	۱ :۱٫۴ :۱٫۴
KHD3	۱ :۱٫۶۶ :۲٫۷	۱ :۱٫۴ :۱٫۷	-	۱ :۱٫۴ :۱٫۷
KHD7	۱ :۱٫۸ :۱٫۸	۱ :۱٫۲۵ :۱٫۷	-	۱ :۱٫۸ :۱٫۸
KHA6	۱ :۱٫۵ :۳٫۷	۱ :۱٫۴ :۲٫۴	I=L	۱ :۱٫۵ :۱٫۵
KHT6	۱ :۱٫۸۲ :۱٫۸۲	۱ :۱٫۲۵ :۱٫۸	-	۱ :۱٫۸۲ :۱٫۸۲
KHT8	۱ :۱٫۵ :۳	۱ :۱٫۳ :۱٫۴	-	۱ :۱٫۳ :۱٫۴
KB2	۱ :۶ :۴٫۳	۱ :۴ :۷	-	۱ :۶ :۶



شکل ۶ الف) مدلی از یک تخته‌ی پلاژیوکلاز به‌عنوان شکل ایده‌ال یک بلور پلاژیوکلاز که با برنامه‌ی نرم‌افزاری ایجاد شده است (برگرفته از [۲۰]). در این مدل، سرعت رشد (۰۱۰) معادل با ۰٫۲ برابر سرعت رشد وجوه دیگر است. ب) بلور پلاژیوکلاز که وجه (۰۱۰) را نشان می‌دهد (مقطع KHA6). پ) وجه تخته‌ای بلور پلاژیوکلاز در مقطع KHD2 به موازات (۰۱۰) آن دیده می‌شود.

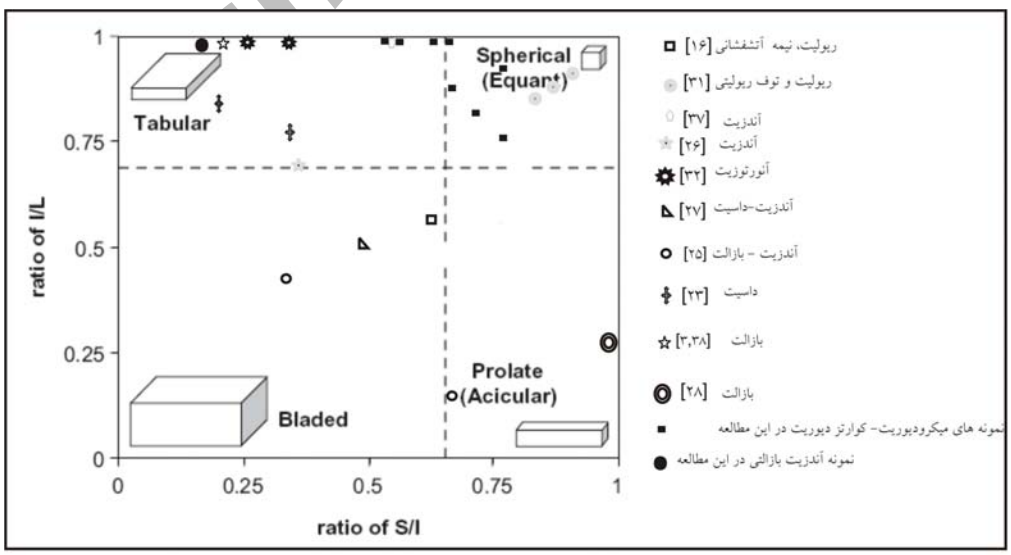
Archive of SID

www.SID.ir

بحث و بررسی

محاسبات شکل بلورها در نمودار زینگ یا نمودار نسبت I/L نسبت به S/I [۱۶] ترسیم شده‌اند (شکل ۷). در این نمودار، تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی شکل‌های تخته‌ای و هم‌بعد قرار دارند. چند نکته از جدول ۳ و شکل ۷ برداشت می‌شود: ۱- نمونه آندزیت بازالتی به لحاظ شکل بلورها، تفاوت بارزی با دیگر نمونه‌ها دارند و نشان می‌دهد که میکرولیت‌های پلاژیوکلاز شکل تخته‌ای بالایی دارند. ۲- در نمونه‌های دیوریتی – کوارتز دیوریتی، شکل بلورهای پلاژیوکلاز تخته‌ای تا هم‌بعد است، زیرا مقدار I و L با هم مساوی بوده یا تفاوت جزئی دارند، و در ضمن مقادیر I وL کمتر از دو هستند. ۳- برای نمونه‌هایی که شکل بلورها تخته‌ای و مقادیر I و L کمتر از دو باشند و روش‌های گوناگون، نتایج به نسبت همسانی را ارائه می‌دهند. در ادامه، در مورد دلائل تفاوت شکلی بلورها در دو گروه سنگ‌ها و نیز علت و چگونگی شکل‌گیری بلورها از حالت‌های تخته‌ای به هم بعد بحث خواهد شد. عوامل جنبشی و دینامیکی مختلفی در تعیین شکل بلورها مؤثرند که برخی از آن‌ها، عبارتند از درجه‌ی سردشدگی ماگما، درجه‌ی ابر اشباعی ماگما، ساختار بلور، نرخ یا سرعت انتشار و سرعت رشد، گرادیان (شیب تغییرات) پتانسیل شیمیایی پیرامون سطوح در حال رشد، جابه‌جایی مکانیکی ماگما و درشت شدگی بافتی [۲۲،۲،۲۱] که در مورد تأثیر هر یک از عوامل بالا و مقایسه‌ی نقش آن‌ها در گروه‌های مختلف سنگی در این پژوهش بحث خواهد شد.

یکی از شاخص‌های جنبشی مهم در کنترل شکل بلورها درجه‌ی سردشدگی است، ولی تأثیر دقیق درجه‌های پایین سردشدگی که در طبیعت رخ می‌دهد، بر تفاوت شکلی بلورها روشن نیست [۲۳]. بررسی‌های تجربی مختلفی درباره‌ی تغییر شکل بلورهای پلاژیوکلاز در سرعت‌های متفاوت سردشدن انجام شده است [۲۴]. این بررسی‌ها در درجات بالایی از سردشدگی انجام شده و با پیشرفت عمل سردشدگی، تغییرات و انتقال شکل از حالت تخته‌ای به اسکلتی و درختی و در نهایت به‌حالت اسفرولیتی صورت گرفته است، ولی به‌طور معمول در طبیعت با درجات پایینی از سردشدگی روبرو هستیم و تغییرات شکلی بلورهای خودشکل در چنین شرایطی رخ می‌دهد که قواعد زمانی، امکان انجام چنین تجربیاتی را نمی‌دهد. با این حال اگر بلورهای درختی با نسبت‌های پایین عرض به طول در سرعت‌های بالای سردشدن تشکیل شده باشند، بنابراین ممکن است بلورهای شکل‌دار و هم‌بعدتر در شرایط سرعت سردشدن بسیار پایین‌تری تشکیل شوند. اگرچه میزان و شدت این تأثیر در درجات کم سردشدن مشخص نیست.



شکل ۷ نمودار زینگ (اصل نمودار برگرفته از [۱۶]). بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی شکل‌های تخته‌ای و برخی نیز در گستره‌ی شکل‌های هم‌بعد قرار گرفته‌اند. نمونه‌های دیوریتی – کوارتز دیوریتی به‌صورت مربع توپر و نمونه‌ی آندزیت بازالتی به صورت دایره نمایش داده شده است. نسبت منظر بلورها در بررسی‌های دیگر نیز همراه با نوع سنگ مورد بررسی، برای مقایسه در نمودار ترسیم شده است.

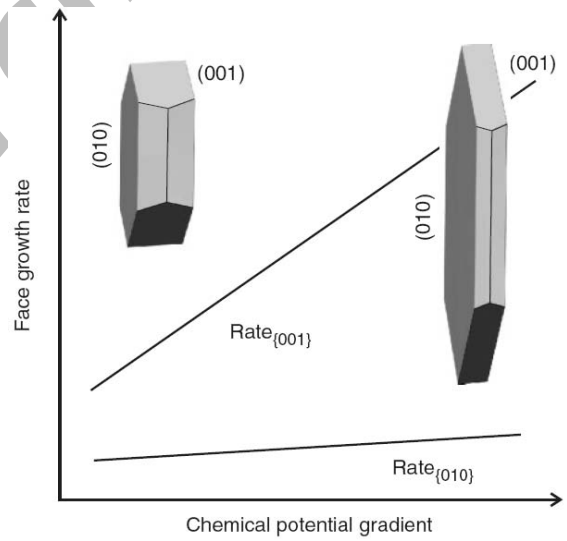
Archive of SID

www.SID.ir

برای مقایسه، داده‌های حاصل از محاسبه‌ی نسبت منظر بلورها در سنگ‌های آتشفشانی چند بررسی مختلف [۲۵-۲۸] در نمودار زینگ ترسیم شده‌اند. به‌طور مثال، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در بررسی مارتل و پویسینو [۲۵] دارای نسبت منظر بالایی بوده و ریخت‌شناسی تیغه‌ای و سوزنی داشته‌اند (شکل ۷) که این هندسه‌ی بلورها را نتیجه‌ای از فروتافتگی بالا و نظام تبلوری با چیرگی هسته‌بندی معرفی کرده‌اند. از توجه به این نکات چنین برمی‌آید که به‌طور نسبی ریز بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌ی آندزیت بازالتی در شرایط با سرعت سردشدن بیشتر و سرعت رشد بالاتر نسبت به بلورهای تخته‌ای تا هم بعد دیگر، به‌وجود آمده‌اند که با بررسی‌های بافتی دیگر این سنگ‌ها نیز سازگار است [۲۹]. با این حال، تفاوت شکلی بلورهای پلاژیوکلاز و شکل‌گیری این بلورها از حالت‌های تخته‌ای به هم بعد بین نمونه‌های دیوریتی-کوارتز دیوریتی را که در شرایط محیطی مشابه به وجود آمده‌اند، نمی‌توان تنها با تغییرات درجهٔ سردشدگی توجیه کرد.

یکی از شاخص‌های مهم در تعیین شکل بلورها، شیب تغییرات پتانسیل شیمیایی است که خود با عوامل دیگری نظیر تفاوت ترکیبی بین بلور و محیط رشد (ماگما)، سرعت رشد وجوه بلوری، نرخ ورود مواد اولیه‌ی مورد نیاز برای رشد بلور و خروج یا حذف اجزای ناخواسته و مزاحم در لایه‌ی شیمیایی مرزی نزدیک به وجه بلور کنترل می‌شود. این نرخ با انتشار یا با جابه‌جایی مکانیکی ماگما کنترل می‌شود [۲۳].

هر یک از وجوه بلوری با ریخت خاص خود، به‌صورت متفاوتی به یک گرادیان شیمیایی یکسان واکنش می‌دهد که موجب تشکیل بلورهای نا هم‌بعد می‌شود [۲۳]. بنا بر پیشنهاد هیگینز [۲] بلورهای تخته‌ای در شرایطی به وجود می‌آیند که شیب تغییرات پتانسیل شیمیایی در پیرامون بلور در حال رشد بالا باشد (شکل ۳ب). دلیل آن این است که سرعت رشد وجوه (۰۱۰) نسبت به وجوه دیگر، نسبت به افزایش شیب تغییرات پتانسیل شیمیایی واکنش کمتری نشان می‌دهد [۲] (شکل ۸). در جایی که شیب تغییرات بالاست حاشیه‌های تخته به وجود می‌آیند ولی در شرایط تعادلی‌تر، شیب کاهش یافته و رشد بیشتر در سطوح و وجه‌های تخته رخ می‌دهد [۲]. شیب تغییرات پتانسیل شیمیایی در درجات بالای سردشدگی، بالاست چون انتشار قادر به تسریع در تأمین مواد اولیه (یون‌ها) به اندازه‌ی کافی نیست [۲۳]. در درجات پایین سردشدگی، شیب یاد شده کمتر است که در این شرایط بلورها با سرعت کمتری رشد می‌کنند یا جابجایی برشی، ماگما را از پیرامون سطوح بلوری دور می‌کند [۲۳]. بنابراین می‌توان به این نتیجه رسید که ریز بلورهای پلاژیوکلاز با نمود تخته‌ای بالا در نمونه آندزیت بازالتی در شرایطی به وجود آمده‌اند که شیب تغییرات پتانسیل شیمیایی در محیط رشدشان بالاتر از این شیب در محیط رشد بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های دیگر بوده است.



شکل ۸ واکنش احتمالی سرعت‌های رشد وجوه پلاژیوکلاز به تغییرات گرادیان پتانسیل شیمیایی پیرامون بلور در حال رشد [۲۰]. سطح (۰۰۱) به‌عنوان سطح حاشیه‌ی تخته انتخاب شده است (فرض بر این است که سرعت رشد سطوح (۱۱۰)، (۱۰۱) و (۱۱۰) معادل با سطح (۰۰۱) است). اندازه‌ی کلی بلور نمایش داده شده سرعت رشد و زمان تبلور را بازتاب می‌دهد.

Archive of SID

www.SID.ir

اگر فرض شود که تمام شاخص‌های شیمیایی ثابت باشند، جابه جایی مکانیکی لایه‌ی مرزی، خود به تنهایی می‌تواند تفاوت-هایی را در شکل بلورها ایجاد کند [۳۰]. سطوحی که با سرعت بیشتری رشد می‌کنند، نسبت به این تأثیر حساسترند. جابه-جایی مکانیکی ماگما (Stirring) در خلال تبلور، بلورهای طویل‌تر و نازک‌تری را نسبت به بلورهایی که در محیط ایستا متبلور می‌شوند، به‌وجود می‌آورد [۳۰]. کنترل مکانیکی روی شکل بلور، در مورد پلاژیوکلازهای آنورتوزیت‌ها در توده‌های نفوذی مافیک مشاهده شده است [۱۹،۷]. بلورهای پلاژیوکلاز در آنورتوزیت توده‌ای که در محیطی نامتلاطم به وجود آمده‌اند نسبت به بلورهای آنورتوزیت دارای خطوارگی هستند که در محیط متلاطم تشکیل شده‌اند و هم‌بعدتر هستند. هیگینز [۲۳]، دو نمود متفاوت را برای ریز بلورها (با نسبت منظر ۱:۵:۶) و درشت‌بلورها (با نسبت منظر ۱:۳:۴) در سنگ‌های داسیتی محاسبه کرد و پیشنهاد کرد که اگر تغییرات سرعت سردشدن قابل ملاحظه نباشد. بنابراین ریز بلورها در یک ماگمای متلاطم و درشت‌بلورها در محیط ساکن‌تری رشد کرده‌اند.

این عامل، نقش قابل توجهی در شکل‌گیری ریز بلورهای نمونهٔ آندزیت بازالتی داشت ولی تأثیر آن در مورد بلورهای نمونه‌ها دیگر کمتر بوده است. زمان رشد ریز بلورها ۳،۸ سال به دست آمده است [۲۹] که در واقع این رشد می‌تواند حین صعود ماگما به سطح زمین در مجراهای ماگمایی رخ دهد. تفاوت شکلی در نمونه‌های نفوذی نیمه عمیق مورد بررسی دیده نمی‌شود و بلورهای ریز (کوچکتر از ۰،۲ میلی متر) و بلورهای درشت (بزرگتر از ۰،۲میلی متر) در نمونه‌ها دارای نسبت منظر یکسانی هستند. زمان رشد ریز بلورها در این نمونه‌ها، ۲۸ تا ۶۶ سال و برای درشت بلورها، از ۷۱ تا ۲۴۵ سال برآورد شده است [۱۵] که این زمان‌ها ممکن است حاکی از رشد این بلورها در محیطی به‌نسبت ایستا و با تلاطم کم باشد. لازم به یادآوری است که این زمان‌های رشد با فرض دورهٔ زمانی سرد شدن ۳۰۰ ساله (در یک مخزن ماگمائی کم عمق) و سرعت رشد 10^{-10} mms^{-1} (برای دیوریت – کوارتز دیوریت ها) و دورهٔ سرد شدن ۳ ساله (دوره ی زمانی سرد شدن در اغلب گدازه‌های بازالتی) و سرعت رشد 10^{-9} mms^{-1} برای آندزیت بازالتی به‌دست آمده است [۲۹].

نقش انتشار و فرارفت (Advection) (جنبش نسبی بین بلور و محیط رشد) در تشکیل بلورها، مقایسه و پیشنهاد شده است که در سنگ‌های با بلورهای تخته‌ای پلاژیوکلاز که میزان تخته‌ای بودن بلورها بالاست، انتقال مواد (یون‌ها) در اثر فرارفت نسبت به انتقال اهمیت بیشتری داشته است و حرکت‌های همرفتی در محیط تشکیلشان بالا بوده است [۲۰]. تخته‌ای‌ترین بلورهای پلاژیوکلاز در شرایطی رشد می‌کنند که محیطی با قوی‌ترین فرارفت یعنی محیط با جابه‌جایی مکانیکی بالا در نتیجه حرکت‌های همرفتی یا جابجایی برشی، وجود داشته باشد. بنابراین در نمونه‌ی آندزیت بازالتی که تخته‌ای بودن ریز بلورها بالاست، فرارفت نقش اصلی را در تأمین مواد داشته است.

در ماگماهای فلسیک به دلیل گرانروی بالای ماگما، فرارفت نمی‌تواند نقش چشمگیری در انتقال یون‌های مورد نیاز برای رشد بلورها ایفا کند [۱۶]. بنابراین در محیط تشکیل سنگ‌های دیوریتی- کوارتز دیوریتی، انتشار عامل اصلی در انتقال یون‌ها بوده است. در این خصوص، اعتقاد [۲۲] نیز بر این است که نسبت بالای سرعت انتشار به سرعت رشد (D/G) منجر به تشکیل بلورهای هم بعد و خودشکل می‌شود.

گرانروی ماگماها نیز به نوعی در تعیین شکل بلورها مؤثر است. در اغلب بررسی‌های که روی سنگ‌های با ترکیب اسیدی انجام شده، نسبت‌های منظر بلورها پایین بوده است [۳۱] (شکل ۷) به نظر می‌رسد که گرانروی بالای این گونه ماگماها مانع از حرکت‌های همرفتی با شدت زیاد شود و یکی از عوامل بروز این شکل‌های بلوری باشد.

درشت شدگی بافتی

نکته‌ی دیگر، روند شکل‌گیری بلورها در نمونه‌های نفوذی نیمه‌عمیق از حالت‌های تخته‌ای به حالت‌های هم‌بعد است. درشت‌شدگی بافتی، یکی از فرایندهایی است که برای توجیه تغییر شکل پلاژیوکلازها از حالت تخته‌ای به شکل‌های هم‌بعدتر بیان شده است [۳۲].

در ادبیات تبلور، درشت‌شدگی بافتی با واژه‌های دیگری مانند تکامل استوالد Ostwald Ripening، بلوغ بلوری، بلوغ بافتی و رشد رقابتی ذرات نیز معرفی شده است [۲،۳۲]. درشت‌شدگی بافتی، فرایندی است که در حوزه‌ی پژوهش‌های

Archive of SID

www.SID.ir

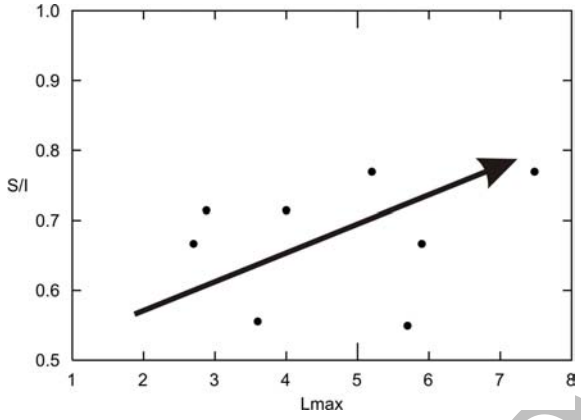
صنعتی و به‌خصوص علوم مهندسی و شیمی مواد بسیار مهم است و دستمایه‌ی پژوهش‌های متعددی بوده است [۳۳، ۳۴]. اصول این فرآیند نیز از این علوم وارد مباحث زمین‌شناسی شده است. وقوع این فرآیند در سنگ‌های دگرگون [۳۵] سنگ‌های آذرین نفوذی [۳۲،۳۶] و سنگ‌های آتشفشانی [۳۷،۳۸] بررسی شده است. هیگینز [۲۸،۳۶] فرایند درشت‌شدگی را به این شرح توصیف کرده است: دانه‌های کوچک در مخلوط‌های چندفازی، انرژی آزاد سطحی در واحد حجم بالاتری نسبت به دانه‌های بزرگ دارند و به همین دلیل پایداری کمتری دارند. در چنین شرایطی برای به حداقل رسیدن انرژی در سیستم، اندازه ی میانگین دانه‌ها افزایش پیدا می‌کند. بلورهای کوچکتر از اندازه یا شعاع معینی (که اندازه یا شعاع بحرانی نامیده می‌شود) دستخوش انحلال می‌شوند و مواد آن‌ها برای رشد بلورهای بزرگتر مصرف می‌شود [۲۸،۳۶]. به عبارت دیگر بلورهای بزرگتر به خرج بلورهای کوچکتر رشد می‌کنند. این فرایند، زمانی رخ می‌دهد که بلورهای یک فاز برای مدتی نزدیک به آبگونی آن فاز نگه داشته شوند [۲۸،۳۶]. در این شرایط، سرعت هسته بندی صفر است، ولی سرعت رشد برای بلورهای بزرگتر از اندازه یا شعاع بحرانی بالاست. باید خاطرنشان کرد که شرایط یاد شده لزوماً به معنی این نیست که دما ثابت نگه داشته شده است، بلکه تنها درجه‌ی سردشدگی به میزان کمی باقی خواهد ماند [۲۸، ۳۶]. این شرایط در سیستم‌های ماگمایی می‌تواند ناشی از تزریق ماگمای با ترکیب مافیک‌تر به درون مخزن [۳۷]، اختلاط در درون مخزن به دلیل جریان‌های همرفتی [۳۹] و تغییر در گریزندگی مواد فرار [۲،۳۸] به‌وجود آید که در مورد سنگ‌های این بررسی، با توجه به شواهد سنگ‌نگاری و مدل‌سازی ژئوشیمیایی، اختلاط ماگمایی می‌تواند تامین‌کننده‌ی گرمای مورد نیاز برای انجام فرآیند درشت‌شدگی بافتی بوده باشد. ماده، از بلورهای کوچکتر از اندازه‌ی بحرانی در اثر انتشار به بلورهای بزرگتر انتقال می‌یابد، بنابراین درشت‌شدگی در صورتی رخ می‌دهد که یک فاز آبگون مانند گدازه (یا در شرایط دگرگونی آبگون) حضور داشته باشد [۲۸،۳۶]. اگرچه در صورت عدم وجود آبگون، انتشار در میان بدنه دانه‌ها یا در راستای مرزهای بین دانه‌ای نیز صورت می‌گیرد [۳۶]. درشت‌شدگی بافتی می‌تواند در سیستم‌های بسته یا باز رخ دهد [۲۸]. اگر سیستم بسته باشد، باید محتوای کلی یک فاز ثابت بماند؛ در حالی که اندازه‌ی میانگین دانه‌ها افزایش می‌یابد [۲۸]. اگر سیستم باز باشد، مثلاً در صورت تزریق ماگمای مافیک‌تر به درون مخزن ماگمایی، محتوای یک فاز می‌تواند مستقل از اندازه‌ی میانگین دانه افزایش یابد [۳۷،۳۸].

شکل دانه‌ها نیز همانند اندازه‌ی آن‌ها در نتیجه تکامل استوالد (درشت‌شدگی بافتی) دستخوش تغییر شده و به سمت تعادل بیشتر پیش می‌رود تا به این ترتیب در به حداقل رساندن انرژی آزاد سطحی سیستم، شتاب بیشتری صورت گیرد [۴۰] . برخی بررسی‌های تجربی نیز تغییر شکل و اندازه و کاهش نسبت منظر بلورها در حین درشت‌شدگی بافتی را به تائید رسانده‌اند [۴۱-۴۳]. شکل‌گیری بلورهای پلاژیوکلاز از منشوری به تخته‌ای در یک مذاب بازالتی که تحت تأثیر مراحل مختلف سرمایش و گرمایش قرار گرفته باشد، مشاهده شده است [۴۲]. مدل‌سازی و شبیه‌سازی این فرآیند نیز نتایج مشابهی را ارائه داده است [۳۴]. چنان که در شکل ۹ دیده می‌شود، رابطهٔ مستقیمی بین نسبت S/I با طول بیشینه ی (Lmax) وجود دارد به‌طوری که در نمونه‌هایی که دارای بلورهای درشت‌تری هستند، این نسبت به ۱ نزدیکتر است و در ضمن نسبت I/L نیز به همین ترتیب متناسب با افزایش اندازه-ی بلورها به عدد ۱ نزدیک‌تر می‌شود. بنابراین اثر فرایند درشت‌شدگی بافتی هم بر اندازه و هم بر شکل بلورها در سنگ‌های مورد بررسی مشهود است [۱۵].

داده‌های شکل بلورها و روند آن‌ها با داده‌های برخی بررسی‌های که فرآیند درشت‌شدگی بافتی را در شکل‌گیری بافتی سنگ‌ها مسئول دانسته‌اند [۳۲،۳۷] مقایسه شده است. در نهایت این نتیجه به‌دست آمد که صرف نظر از نوع سنگ (آتشفشانی یا نفوذی)، وقوع فرآیند یاد شده در مخازن ماگمایی نیمه‌عمیق و عمیق، موجب شکل‌گیری اندازه و شکل بلورها شده و نسبت‌های منظر بلورها کاهش یافته است. به‌طور مثال بلورهای پلاژیوکلاز در آنورتوزیت‌ها [۳۲] در نمودار زینگ شکل گیری از حالت‌های تخته‌ای به حالت‌های هم‌بعدتر را در اثر درشت‌شدگی بافتی نشان داده‌اند؛ یا علیرغم اینکه در سنگ‌های آتشفشانی، میزان تخته‌ای بودن پلاژیوکلازها همواره بالاست (I,L>3)، در آندزیت‌هایی که دستخوش این فرآیند در مخازن کم‌عمق شده‌اند، نسبت منظر ۱:۱،۵:۱،۵ برای پلاژیوکلازها به‌دست آمده است [۳۷].

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۹ نمودار نسبت S/I به اندازه‌ی بیشینه‌ی بلورها در هر نمونه که روندی افزایشی را نشان می‌دهد.

برداشت

با استفاده از روش‌های مطرح شده در این پژوهش می‌توان شکل سه بعدی بلورها را به صورت کمّی اندازه‌گیری کرد و با تلفیق بررسی‌های کمّی و کیفی دیگر سنگ‌نگاری به بحث درباره‌ی شرایط جنبشی و دینامیکی تبلور در سنگ‌های آذرین پرداخت. نتایج این بررسی حاکی از این است که تغییرات هر چند کوچک بین شکل بلورهای پلاژیوکلاز در گروهی از سنگ‌های با کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی مشابه را می‌توان به‌صورت عددی نشان داد و با تفسیر علل این تغییرات به چگونگی تشکیل بافت نهایی سنگ‌های آذرین پی برد. نکات برجسته‌ای که از این پژوهش برداشت شده‌اند به شرح زیرند:

۱- روش‌های مختلف اندازه‌گیری شکل بلورها، برای نمونه‌هایی که شکل بلورها تخته‌ای تا هم بعد و مقادیر I وL کمتر از دو باشند، نتایج مشابهی می‌دهند. ۲- پلاژیوکلازهای ریز بلور در نمونه بازالتی که دارای نمود تخته‌ای بالایی هستند (I=L=6) نسبت به سایر نمونه‌ها در شرایطی با درجه‌ی سردشدگی بیشتر، سرعت رشد بالاتر، زمان رشد کمتر (۳،۸ سال) و در محیطی که جنبش نسبی بین بلور و محیط رشد بالا بوده است تشکیل شده‌اند و جابه‌جایی مکانیکی ماگما نقش قابل توجهی در ایجاد شکل‌ها داشته است. شیب تغییرات پتانسیل شیمیایی نیز در محیط رشد ریز بلور بالا بوده است.

۳- موثر بودن شرایط جنبشی و دینامیکی تبلور، در تثبیت شکل بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های گروه دوم (دیوریت‌ها – کوارتز دیوریت ها) را می‌توان بدین صورت بیان کرد: با جای‌گیری ماگما در مخزن کم عمق و افزایش درجه‌ی سردشدگی در اثر تماس با سنگ‌های سرد پوسته، هسته‌بندی و رشد بلورهای پلاژیوکلاز شروع شده است. رشد بلورها با سرعت کم (در حدود10^{-10} mms-1) و در محیطی به نسبت ایستا انجام می‌شده و نسبت سرعت انتشار به‌سرعت رشد (D/G) بالا بوده به طوری که موجب تشکیل بلورهای تخته‌ای پلاژیوکلاز شده است. با تزریق ماگمای مافیک‌تر و داغ‌تر به درون مخزن (که شواهد سنگ‌نگاری و مدل‌سازی ژئوشیمیایی آن را تائید کرده‌اند)، دمای ماگما تا نزدیکی آبگون پلاژیوکلاز افزایش یافته و در خلال این کاهش درجه‌ی سردشدگی، بلورهای بزرگتر به خرج بلورهای کوچکتر رشد کرده‌اند (فرایند درشت‌شدگی بافتی). طول بیشینه بلورها افزایش یافته و شکل بلورها از حالت‌های تخته‌ای با (I,L>2) به حالت‌های هم بعدتر (I,L<2) شکل گرفته است. در نهایت با توقف تزریق و کاهش آرام درجه‌ی سردشدگی، بلورهای ریز زمینه با شرایط جنبشی مشابه شرایط اولیه تشکیل شده‌اند.

قدردانی

از آقایان D. J. Morgan و D. A. Jerram که برنامه CSDSlice را در اختیار ما گذاشتند و راهنمایی‌های ارزنده‌شان در پیشبرد این پژوهش بسیار مؤثر بود، تشکر می‌کنیم.

مراجع

[1] Marsh B. D., *"On the interpretation of crystal size distribution in magmatic systems."* Journal of

Archive of SID

www.SID.ir

Petrology 39 (1998) 553-599.

[2] Higgins M. D., *"Quantitative Textural Measurements in Igneous and Metamorphic Petrology, Cambridge University Press"*, Cambridge (2006) 265P

[3] Higgins M.D., Roberge J., *Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfall volcano, Iceland: Evidence from plagioclase Crystal size distribution (CSD) and geochemistry"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 161 (2007) 247–260

[4] Jerram D. A., Kent A., *"An overview of modern trends in petrography: textural and microanalysis of igneous rocks"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 154 (2006) vii–ix.

[5] Cashman K.V., Marsh B.D., *"Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetic and dynamics of crystallization II : Makaopuhi Lova lake"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 99 (1988) 292-305.

[6] Higgins M.D., *"Measurement of crystal size distributions"*, American Mineralogist 85 (2000) 1105-1116.

[7] Higgins M.D., *"Determination of crystal morphology and size from bulk measurements on thin sections: numerical modeling"*, American Mineralogist, 79 (1994) 113-119.

[8] Morgan D. J., Jerram D. A., *"On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 154 (2006) 1–7.

[9] Jerram D. A., Cheadle M. J., Hunter R. H., Elliott M. T., *The spatial distribution of grains and crystals in rocks"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 125(1) (1996) 60-74.

[10] Holness M. B., Cheadle M. J., Mckenzie D., *"On the use of changes in dihedral angle to decode late-stage textural evolution in cumulates"*, Journal of Petrology 46 (2005) 1565–1583.

[11] Higgins M. D., *"Closure in crystal size distribution (CSD), verification of CSD calculations and the significance of CSD fans"*, American Mineralogist, 87 (2002) 160–164.

[12] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E., *"The Sistan Suture Zone of eastern Iran"*, Geol.Soc.Am.Bull 94 (1983) 134-150

[۱۳] فتوحی راد، غ.، *"پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های دگرگون شده شرق بیرجند"*، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۳) ۲۴۴ صفحه

[14] Eftekhar Nezhad J., Alavi Naini M., Behroozi A., *"Explanatory Text of the Gazik Quadrangle Map 1:250,000"*, Geological survey of Iran 1990 200pp

[۱۵] اسکندری ا.، *"پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های ماگمائی ترشیری و لیستونیت‌های جنوب خاوری بیرجند"* ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۸) ۲۱۲ص

[16] Mock A., Jerram D. A., *"Crystal size distributions (CSD) in three dimensions: insights from the 3D reconstruction of a highly porphyritic rhyolite"*, Journal of Petrology 46 (2005) 1525–1541.

[17] Jerram D. A., Higgins M.D., *3D analysis of rock textures: quantifying igneous microstructures"*, Elements 3 (2007) 239–245.

[18] Garrido C. J., Kelemen P. B., Hirth G., *"Variation of cooling rate with depth in lower crust formed at an oceanic spreading ridge; plagioclase crystal size distributions in gabbros from the Oman Ophiolite"*, Geochemistry, Geophysics, Geosystems 2 (2001) 2000GC000136.

[19] Higgins M. D., *The origin of laminated and massive anorthosite, Sept Iles intrusion, Quebec, Canada"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 106 (1991) 340-354.

[20] Higgins M. D., Chandrasekharam D., *"Nature of Sub- volcanic Magma chambers, Deccan Province, India: Evidence from Quantitative Textural Analysis of Plagioclase*

Archive of SID

www.SID.ir

[۲۹] امینی ص.، اسکندری ا.، *"مقایسه شرایط تشکیل پلاژیوکلازها در سنگ‌های کوارتزدیوریت و الیوین بازالت جنوب شرق بیرجند با استفاده از روش CSD"*، مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران (۱۳۸۷) ۷۵۶-۷۴۸

[30] Kouchi A., Tsuchiyama A., Sunagawa I., *"Effects of stirring on crystallization of basalt: texture and element partitioning"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 93 (1986) 429-438.

[31] Higgins M.D., Meilleur D., *"Development and emplacement of the Inyo Domes Magmatic Suite, California: Evidence from geological, textural (CSD) and geochemical observations of ash and lava"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 186 (2009) 280–292

[32] Higgins M.D., *"Origin of anorthosite by textural coarsening: quantitative measurements of a natural sequence of textural development"*, Journal of Petrology 39 (1998) 1307–1325.

[33] Voorhees P.W., *"Ostwald ripening of two-phase mixtures"*, Annual Review of Materials Science 22 (1992) 97–215.

[34] Kitayama M., Hirao K., Toriyama M., Kanzaki S., *"Modeling and simulation of grain growth in Si_3N_4—I. Anisotropic Ostwald ripening"*, Acta Materialia 46 Issue 18 (1998) 6541-6550

[35] Cashman K. V., Ferry J. M., *"Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization III. Metamorphic crystallization"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 99 (1988) 410–415.

[36] Higgins M.D., *"Origin of megacrysts in granitoids by textural coarsening: a crystal size distribution (CSD) study of microcline in the Cathedral Peak Granodiorite, Sierra Nevada, California"*, In: Castro, A., Fernandez, C., and Vigneresse, J.L. (eds.),Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. *Megacrysts in the Giant Plagioclase Basalts"*, Journal of Petrology 48 (2007) 885-900

[21] Sunagawa I., *"Morphology of crystals"*. Reidel, Dordrecht, The Netherlands. (1987) 743 p

[22] Vernon R. H., *"A practical guide to Rock Microstructure"*. Cambridge University Press, Cambridge (2004)

[23] Higgins M.D., *"Magma dynamics beneath Kameni Volcano, Thera, Greece, as revealed by crystal size and shape measurements"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 70 (1996) 37-48

[24] Lofgren G. E., *"An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization"*, American Journal of Science 274 (1974) 243-273.

[25] Martel C., Poussineau S., *"Diversity of eruptive styles inferred from the microlites of Mt Pelée andesite (Martinique, Lesser Antilles)"*, Journal of Volcanology & Geothermal Research 166, Issues 3-4 (2007) 233-254

[26] Jerram D.A., Martin V.M., *"Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. From: Annen, C. & Zellmer, G. F. (eds) Dynamics of Crustal Magma Transfer, Storage and Differentiation"*, Geological Society, London, Special Publications 304 (2008) 133–148.

[27] Salisbury M. J., Bohrson W.A., Clynne M.A., Ramos F.C., Hoskin P., *"Multiple Plagioclase Crystal Populations Identified by Crystal Size Distribution and in situ Chemical Data: Implications forTimescales of Magma Chamber Processes Associated with the 1915 Eruption of Lassen Peak, CA"*, Journal of Petrology 00 (2008) 1-26

[28] Jerram D.A., Cheadle M.C., Philpotts A.R., *"Quantifying the building blocks of igneous rocks: are clustered crystal frameworks the foundation?"*, Journal of Petrology 44 (2003) 2033–2051.

Archive of SID

www.SID.ir

Geological Society, London, Special Publications 168 (1999) 207–219.

[37] Higgins M.D., Roberge J., *"Crystal size distribution (CSD)of plagioclase and amphibole from Soufriere Hills volcano, Monteserrat: evidence for dynamic crystallization/textural coarsening cycles"*, Journal of Petrology 44 (2003) 1401-1411

[38] Higgins M. D., *"The Cascadia megathrust earthquake of 1700 may have rejuvenated an isolated basalt volcano in western Canada: Age and petrographic evidence,* Journal of Volcanology and Geothermal Research 179 (2009) 149–156

[39] Couch S., Sparks R. S. J., Carroll M. R., *"Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers"*, Nature 411 (2001) 1037–1039.

[40] Best M. G., Christiansen E. H., *"Igneous Petrology"*, Blackwell Science (2001) 458P

[41] Cabane H., Laporte D., Provost A., *"An experimental study of Ostwald ripening of olivine and plagioclase in silicate melts: implications for the growth and size of crystals in magmas"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 150, 1 (2005) 37-53

[42] Schiavi F., Walte N., Keppler H., *"First in situ observation of crystallization processes in a basaltic-andesitic melt with the moissanite cell"*, Geology v. 37 no. 11 (2009) 963-966

[43] Park Y., Hanson B., *Experimental investigation of Ostwald-ripening rates of forsterite in the haplobasaltic system"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 90, Issues 1-2 (1999) 103-113

[۴۴] *نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنگ*.، ۱۳۸۶، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Archive of SID

www.SID.ir