

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

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 اندازه گیری آن میتواند برخی از ویژگیهای محیط تبلور بلورها را بازتاب دهد. در این نوشتار، روشهای مختلف اندازه گیری 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 ویژگیهای هندسی بیش از ۳۲۰۰ بلور پلاژیوکلاز در ۹ مقطع میکروسکوپی از این دو گروه سنگی اندازه گیری شدند. نتایج محاسبهی نسبت منظر بلورها (ا بازتاب دهد. در این نوشتار، روشهای معرفی مورد بحرش قرار گرفته است. اندازه و شکل بلورها در دو گروه سنگهای اندزیت بازالتی و دیوریتی تا کوارتز دیوریتی منطقه مورد بررسی واقع در ۱۲۰ کیلومتری جنوب خاوری بیرجند پردازش شدند. نیمبت منظر بلورها (SI:LL) و میروی از در ۹ مقطع میکروسکوپی از این دو گروه سنگی اندازه گیری شدند. نتایج محاسبه ی نسبت منظر بلورها در هر دو گروه تختهای است (L≫L) ولی در گروه نخست، میزان تختهای بودن بیشتر است (SI نسبت ای کار)، نشان تحلیل شرایط جنبشی و دینامیکی تبلور میتوان نتیجه گرفت که ریزبلورهای گروه اول در شرایط با درجهی سردشدگی و سرعت رشد بیشتر (در حدود ¹⁻ mms⁻¹ میرای یک دورهی زمانی سردشدن ۳ ساله) نسبت به بلورهای گروه دوم در محیطی که جنبش نسبی بیشتر (در حدود ¹⁻ mms) می شکیل شدهاند، و جابجایی مکانیکی ماگما و شیب بالای تغییرات پتاسیل شیمیایی نقش قابل توجهی بیشتر (در حدود است الار و محیطی شده اند، و جابجایی مکانیکی ماگما و شیب بالای تغییرات پتاسیل شیمیایی نقش قابل توجهی بین بلور و محیط رشد بالا بود تشکیل شدهاند، و جابجایی مکانیکی ماگما و شیب بالای تغییرات پتاسیل شیمیایی نقش قابل توجهی در ایجاد شکل بلورها داشته است. در گروه دوم، سرعت رشد پایین و سرعت انشار بالاتر بوده است. در ضمن فرایند درشتمدگی بیشینهی بلورها مؤثر بوده است.

واژههای کلیدی: شکل بلورها، تبلور آذرین، درشت شدگی بافتی، بیرجند .

مقدمه

بررسی بافت سنگهای آذرین و ویژگیهای اجزای سازندهی آن (از جمله بلورها، شیشه، حفرهها) از دیرباز بهعنوان متداول ترین روش برای ارزیابی فرایندهای فیزیکی و شکل گیری سیستمهای ماگمایی به کار رفته است، زیرا بافت سنگهای آذرین، تاریخچهی فیزیکی تبلور را در خود ثبت می کند. اغلب این بررسیها به صورت کیفی و با استفاده از بررسیهای

میکروسکوپی مقاطع ناز ک سنگها انجام می شود. ولی مشکلی که وجود دارد این است که نمی توان از این بررسیها کیفی، روابطی ریاضی به دست 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

*نويسنده مسئول، تلفن: ؟؟؟؟؟؟؟؟، پست الكترونيكى: amir.eskandary157@yahoo.com

شاخصهایی چون ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی تعیین می شود. در سالهای اخیر اندازه گیری 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 اندازه گیری ویژگیهای هندسی بلورها ابداع شده است [۲،۴] بافت سنگهای آذرین به صورت کمّی تحلیل می شود.

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

الف) توزیع اندازهی بلورها (Crystal Size Distribution) یا (۵،۶] CSD [۵،۶]. ب) شکل بلورها (Crystal Shape) (۸.۷]. چ) آرایش یا الگوی توزیع فضایی بلورها (Distribution Pattern) وجوه (Spatial) یا SDP [۹]. د) زوایای بین وجوه (۱۰] (DihedralAngles)

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 می شود.

در این پژوهش، روش کلی برداشت دادهها برای اندازه گیری 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.

زمین شناسی عمومی و سنگ شناسی منطقه ی مورد بررسی در فاصله ی تقریبی ۱۲۰ کیلومتری جنوب خاوری شهر بیر جند و در حوالی روستاهای کنیف و سولابست قرار دارد. از نظر زمین شناسی، این منطقه بخشی از زون جوش خورده ی سیستان است [۱۲] و در نقشهٔ

زمین شناسی ۱٬۲۵۰۰۰۰ گزیک و ۱:۱۰۰،۰۰۰ پورنگ قرار می گیرد (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 یوشش دادهاند. در این منطقه تقريبا همهى رخسارههاى سنگى وابسته به مجموعهى افيوليتى 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 ۱:۲۵۰۰۰ 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 .[10.17]

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 (۵۸ درصد ترکیب مدی) و در کوارتز دیوریتها، کوارتز (۵ پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز و کانیهای کدر است که با شدت بیشتری دگرسان شدهاند. اسفن، آپاتیت، و کانیهای کدر به-بیشتری دگرسان شدهاند. اسفن، آپاتیت، و کانیهای کدر به-ایزالتی، 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 به صورت تزریق ماگمای مخزن ماگمایی را دارند. از جملهی این ویژگیها، وجود با حاشیههای گرد شده و خلیجی هستند. مدلسازی برونبومهای مافیک (MME)، منطقهبندی نوسانی و بافت غربالی در پلاژیوکلازها، وجود بیگانهبلورهای پیروکسن و ماگمایی را تائید کرده است [۱۵].

مافیکتر و داغتر ولی با ترکیب مشابه نسبت به ماگمای درون 🦳 آمفیبول با حاشیهی واکنشی از آمفیبول و بیوتیت و کوارتزهای ژئوشیمیایی بر اساس عناصر اصلی و کمیاب نیز شواهد اختلاط



شکل ۱ نقشه یساده شده ی زمین شناسی منطقه ی مورد بررسی (نقشه اصلی از [۴۴]).



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

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 می شود لذا تا حد امکان باید تعداد بلورهای مورد اندازه گیری زیاد باشد تا نتایج حاصل در سطح معنی دار بالاتری قرار گیرند. بنا به سفارش پژوهشگران، دست کم ۲۰۰ تا ۲۵۰ بلور در هر مقطع باید اندازه گیری شود [۸،۱۶]. در مجموع بیش از ۳۲۰۰ دانهی پلاژیوکلاز در مقاطع مختلف ترسیم و اندازه گیری شدند. ناحیه و تعداد بلورهای اندازه گیری 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. سیس ویژگیهای بلورها مانند طول، عرض، مکان مرکز بلورها (مختصات x وy برای هر بلور) و درجهی گردشدگی با استفاده از نرمافزار آنالیز تصویر اندازه گیری 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 اندازه گیری 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 اندازه گیری 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 می شود [۲] که نسبت ابعاد بیضوی سه محوره یا جامد چهارضلعی است که یک بلور را احاطه می کند 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 و محاسبات، میشود. برای اندازه گیری شکل سه بعدی بلورهای سنگ، روشهای مختلفی پیشنهاد شده که برخی از آنها مانند روش مقاطع متوالی، توموگرافی پرتو X-ray tomography) X 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 می شود 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 میکروسکویی مقاطع نازک نیز می تواند در مواردی سودمند باشد. در صورتی که حداقل، تعدادی از بلورها در مقطع نازک به موازات محورهای بلورشناسیشان قطع شده باشند، می توان 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.

توزيع نسبت عرض به طول (w/l) بلورها در مقطع نازک و

چولگی +L = 0.5

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

I/L در مرحلهی بعد میتوان از نمودار چولگی نسبت به I/L استفاده کرد تا شکل کلی بلورها با شکلهایی که از پیش

مدل سازی 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: ۲ 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.

مطابق با رابطهٔ ذیل بهدست آورد [۷]:

چولگی نیز از فرمول ذیل بهدست میآید:

طول بیشینه(mm)	طول کمینه(mm)	تعداد بلورهای شمارش شده	ناحیه اندازه گیری شده (mm ²)	ترکیب سنگشناسی	شماره نمونه
۵٫۹	۰ ٬۰۴	548	۳۵۵	كوارتزديوريت	MAD4
۵,۲	۰,۰۵	292	۳۵۳	كوارتز ديوريت	JAJ2
۲٫۸۸	•, ۱۱	۳۹۵	۲۸۰	ميكرو ديوريت كوارتزدار	KHD2
۴	۰,۰۵	787	۳۰۸	كوارتز ديوريت	KHD3
٣,۶	۰,۱	789	۱۸۰	كوارتز ديوريت	KHD7
۲,٧	۰,۰۵	788	17.	كوارتز ديوريت	KHA6
۵ _/ ۷	۰,۰۶	888	۳ • ۲	ميكروديوريت كوارتزدار	KHT6
۷٫۴۸	• , • A	۳۴۳	۳۰۰	ميكرو ديوريت	KHT8
٩,٦	۰,۰۹	۳۰۷	۶٫٨	آندزیت بازالتی	KB2

جدول ۱ برخی از مشخصات کلی نمونه ها و بلورهای پلاژیوکلاز اندازه گیری شده .

روش اول

این روش بر اساس مدلسازی عددی نمود سهبعدی بلور با استفاده از شکل بلورها در مقاطع نازک است [۱۹۸۷] این مدل بر پایهٔ اجسام راست گوشه 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 از جمله در روش [۷] برابر با ۱ در نظر گرفته میشود. نسبت معادل با مد توزیع نسبتهای عرض به طول (۱/w) 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 L/I مشکل تر است؛ بهخصوص اگر بلورهای موجود در مقطع، سمت گیری خاصی نداشته باشند.



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 ۰٫۱۵محاسبه میشود.

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 I/S وL/I و نسبت منظر SI:L به دست میآید. در بانک دادههای یاد شده، ۷۰۳ نمود مختلف به صورت نسبت S:I:L وجود دارد. با وارد کردن اندازه گیریهایی 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 به-عنوان خروجی معرفی میشوند (مانند شکل ۵). در نهایت، ۵ نسبت منظر بر اساس برازش حداقل مربعات بین نسبتهای J/Sدر نمونه و نسبتهای موجود در بانک دادهها انتخاب میشود که یکی از آنها با توجه به اطلاعات موجود دیگر به-عنوان 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 سـطر دوم، بهتـرین انتخاب نرمافزار برای شکل بلورها است.

شکل	Х	У	Z	score (R ²)
بهترين انتخاب نرم افزار	۱.۰۰	۱.۳۰	1.40	4.XY9X
دومين انتخاب نرم افزار	۱.۰۰	1.1+	1-0+	+.^&^^
سومين انتخاب نرم افزار	۱.۰۰	1.70	۱.۷۰	+_XTYT
چهارمین انتخاب نرم افزار	۱.۰۰	1.10	1.4.	+.8784
پنجمين انتخاب نرم افزار	۱	1.10	1.80	•

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 مطمئن تری به

دست می آید. مثالی از کاربرد این روش تختههای پلاژیوکلازی است که به طور معمول در راستای (۰۱۰) پهن شده باشند [۲]. این فرض را می توان در نظر گرفت که بلورهائی که در راستای (۰۱۰) دیده می شوند هم بعدند، بنابراین I=I است (شکل ۶) در نتیجه در صورتی که نسبت S/I تعیین شود، شکل بلور نیز برآورد شده است. در دو نمونه SAA6 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).

جدول۳ 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.

شكل منتخب	روش ۳	روش ۲	روش ۱	شماره نمونه
ι :ι/Δ :ι/Υ	-	۵ : ۱/۳ : ۱/۵	1-:1/0 :1/11	MAD4
۱:۱،۳:۱،۷	-	۷ :۱/۳ :۱/۷	1:1,15:1,70	JAJ2
۱ :۱٫۴ :۱٫۴	I=L	۲ :۱/۳ :۱/۴	1:1,4:14	KHD2
۱ :۱٫۴ :۱٫۷	-	1 :1/F :1/Y	۲٫۲۶ :۱٫۶۶	KHD3
ι :۱٫λ :۱٫λ	-	1 :1,70 :1,Y	۸،۱:۱/۸:۱/۸	KHD7
ι :۱٫۵ :۱٫۵	I=L	1 :1/4 :1/4	۲٫۷: ۱٬۵	KHA6
۲۸٫۱: ۲۱٫۸۲	-	۸.۱: ۱٬۲۵ :۱۸	۱ :۱٬۸۲ :۱٬۸۲	KHT6
۲ :۱٫۳ :۱٫۴	-	۴.۱/۳ ۱/۴	۲: ۱) ۵ :۳	KHT8
۶: ۶: ۱	0-	۷: ۴: ۱	۲۱ :۶ :۴٫۳	KB2

(101)

(110)

(001)

الف

(010)

(001)

(110)

 $(\bar{1}01)$





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 (۱۰۰) معادل با ۲٫۲ 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 (۱۰۰) آن دیده میشود.

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 می شود: 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 ديوريتى – كوارتز ديوريتى، شكل بلورهاى پلاژيوكلاز تختهاى تا هم بعد است، زیرا مقدار I و L با هم مساوی بوده یا تفاوت جزئی دارند، و در ضمن مقادیر I وL کمتر از دو هستند. ۲ - برای نمونههایی که شکل بلورها تختهای و مقادیر I و ۲ 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 شکل گیری 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) یتانسیل 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 به حالت اسفرولیتی صورت گرفته است، ولی به طور معمول در طبیعت با درجات پایینی از سردشدگی روبرو هستیم و تغییرات شکلی بلورهای خودشکل در چنین شرایطی رخ مىدهد كه قواعد زماني، امكان انجام چنين تجربياتي 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 پایین تری تشکیل شوند. اگرچه میزان و شدت این تأثیر در درجات کم سردشدن مشخص



شکل ۷ نمودار زینگ (اصل نمودار برگرفته از [۱۶]). بیشتر نمونهها در گسترهی شکلهای تختهای و برخی نیز در گسترهی شکلهای هم بعد 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.

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 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 شکل گیری این بلورها از حالتهای تختهای به هم معد بین نمونههای دیوریتی حوارتز دیوریتی را که در شرایط محیطی مشابه به وجود آمدهاند، نمیتوان تنها با تغییرات درجهٔ

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 می شود. این نرخ با انتشار یا با

جابهجایی مکانیکی ماگما کنترل میشود [۲۳].

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

هر یک از وجوه بلوری با ریخت خاص خود، بهصورت متفاوتی به یک گرادیان شیمیایی یکسان واکنش میدهد که موجب تشکیل بلورهای نا هم بعد می شود [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 تسريع در تأمين مواد اوليه (يونها) 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 بلوري دور مي كند [٢٣]. بنابراين مي توان به اين نتيجه 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.



Chemical potential gradient

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.

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 طویل تر و نازک تری را نسبت به بلورهایی که در محیط ایستا متبلور می شوند، به وجود می آورد [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 هم بعدتر 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 کر دہاند.

این عامل، نقش قابل توجهی در شکل گیری 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 می تواند حین صعود ماگما به سطح زمین در مجراهای ماگمایی رخ دهد. تفاوت شکلی در نمونههای نفوذی نیمه عمیق مورد بررسی دیده نمی شود و بلورهای ریز (کوچکتر از ۰،۲ میلی متر) و بلورهای درشت (بزرگتر از ۲،۰میلی 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 $^{-1}$ 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 ^{۱۰} mms ۲۰ 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 تخته ای پلاژیوکلاز که میزان تخته ای بودن بلورها بالاست، انتقال مواد (یونها) در اثر فرارفت نسبت به انتقال اهمیت بیشتری داشته است و حرکته ای همرفتی در محیط تشکیلشان بالا بوده است [۲۰]. تخته ای ترین بلوره ای پلاژیوکلاز در شرایطی رشد می کنند که محیطی با قوی ترین فرارفت یعنی محیط با جابه جایی مکانیکی بالا در نتیجه حرکته ای همرفتی یا جابجایی برشی، وجود داشته باشد. بنابراین در نمونه ی آندزیت بازالتی که تخته ای بودن ریز بلورها بالاست، فرارفت نقش اصلی را در تأمین مواد داشته است.

در ماگماهای فلسیک به دلیل گرانروی بالای ماگما، فرارفت نمی تواند نقش چشمگیری در انتقال یونهای مورد نیاز برای رشد بلورها ایفا کند [18]. 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 می شود.

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 ۲) 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 شکل گیری بلورها در نمونههای نفوذی نیمهعمیق از حالتهای تختهای به حالتهای هم بعد است. درشتشدگی بافتی، یکی از فرایندهایی است که برای توجیه تغییر شکل پلاژیوکلازها از حالت تختهای به شکلهای هم بعدتر 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

صنعتی و به خصوص علوم مهندسی و شیمی مواد بسیار مهم است و دستمایهی یژوهشهای متعددی بوده است [۳۴، ۳۳]. اصول این فرآیند نیز از این علوم وارد مباحث زمین شناسی 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 می کند. بلورهای کوچکتر از اندازه یا شعاع معینی (که اندازه یا شعاع بحرانی نامیده می شود) دستخوش انحلال می شوند و مواد آن ها برای رشد بلورهای بزرگتر مصرف می شود [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 آيد که در مورد سنگهای اين بررسی، با توجه به شواهد سنگنگاری و مدلسازی ژئوشیمیایی، اختلاط ماگمایی می تواند تامین کننده ی 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 می گیرد [۳۶]. درشتشدگی بافتی می تواند 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 (درشت شدگی بافتی) دستخوش تغییر شده و به سمت تعادل بیشتر پیش می رود 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]. شکل گیری 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 می شود، 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 می شود. بنابراین اثر فرایند درشت شدگی 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 بلورهای پلاژیوکلاز در آنورتوزیتها [۳۲] در نمودار زینگ شکل سنگهای آتشفشانی، میزان تختهای بودن پلاژیوکلازها همواره سنگهای آتشفشانی، میزان تختهای بودن پلاژیوکلازها همواره مخازن کمعمق شدهاند، نسبت منظر ۵٬۱۰۵ برای پلاژیوکلازها بهدست آمده است [۳۷].



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 می توان 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 یژوهش برداشت شدهاند به شرح زیرند: ۱- روشهای مختلف اندازه گیری 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 یتانسیل 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 جای-

گیری 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 حدود⁻¹·mms-1) و در محیطی به نسبت ایستا انجام می شده و نسبت سرعت انتشار به سرعت 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 شرايط اوليه تشكيل شدهاند.

قدردانى

از آقایان D. J. Morgan و D. J. Morgan 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

[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 ۱*.، ^{*} پترولوژی و ژئوشیمی ســنگهای ماگمائی ترشیری و لیستونیتهای جنوب خاوری بیرجنـد^{*}* ، پایاننامـه 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 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. [۲۹] امینیی ص.، اسکندری ۱، ^۳ مقاییسه شرایط تی شکیل پلاژیوکلازها در سنگهای کوارتزدیوریت و الیوین بازالت جنوب شرق بیرجند با استفاده از روش CSD^{*}، مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران (۱۳۸۷) ۷۶۶-۷۴۸

[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.

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 زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ پرنگ*، ۱۳۸۶، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

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