

استفاده از داده‌های آماری پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن در مطالعه فرآیندهای پتروولوژی مراکز آتشفشانی شمال شرق قروه، کردستان

اشرف ترکیان*، نفیسه صالحی و معصومه کرد

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

روش آماری مطالعه پراکندگی اندازه بلورها (CSD)، راه‌کار جدیدی در مطالعه ویژگی‌های فیزیکی و پتروولوژی سنگ‌های آذرین، به‌ویژه سنگ‌های آتشفشانی است. گدازه‌های آتشفشان‌های کواترنری شمال شرق قروه با تکیه بر این روش بررسی شد. ترکیب گدازه‌ها بازالتی است و در آن‌ها پیروکسن‌های غربالی، الیوین‌های اسکلتی، کوارتزهایی با خوردگی خلیجی و بیگانه‌سنگ‌های گنیسی یافت می‌شود. مطالعه بافت‌ها به‌صورت کمی و از طریق روش CSD انجام می‌شود. سرعت هسته‌بندی و مدت زمان رشد بلورها به وسیله پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن تعیین می‌شود. زمان رشد پیروکسن‌ها ۱۷-۳۶ سال به‌دست آمده که بیانگر ثبات شرایط تبلور در منطقه در طی دوره فوران است. نمودار لگاریتمی چگالی تجمعی در مقابل اندازه بلور، وقوع اختلاط ماگمایی را برای بازالت‌های منطقه قزله کند و توقف موقتی در اتاقک‌های ماگمایی قبل از رسیدن به سطح زمین را برای برخی فوران‌ها مانند قره‌بلاغ تأیید می‌نماید.

واژه‌های کلیدی: پراکندگی اندازه بلورها (CDS)، کواترنری، پیروکسن، اختلاط، قروه، کردستان

مقدمه

رشد و هسته‌بندی، کاملاً متفاوت است. امروزه یکی از راه‌های مطالعه روی شاخص‌هایی مانند سرعت هسته‌بندی، پراکندگی اندازه بلورها (CSD= Crystal Size Distribution) است. این مدل یک روش کمی و آماری است که نخست توسط Randolph و Larson (۱۹۷۱) در شیمی مهندسی شکل‌گرفت و توسعه پیدا کرد. Marsh (۱۹۸۸ و ۱۹۹۸) با استفاده از این مدل، روش جدیدی را برای اثبات فرآیندهای تحول ماگمایی

سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی، سنگ‌هایی هستند که بافت آن‌ها بیانگر شرایط متفاوت تبلورشان است. در سنگ‌های آتشفشانی که سرعت سرد شدن، تبلور و نرخ هسته‌بندی آن‌ها بالاست، میکروولیت‌ها و فنوکریست‌ها اغلب در کنار هم دیده می‌شوند و بافت تمام بلورین ندارند. شرایط برای سنگ‌های درونی به‌علت سرد شدن در اعماق و برخورداری از فرصت بیشتر برای

* a-torkian@basu.ac.ir

معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۶۷)، ملکوتیان و همکاران (۱۳۸۵)، بخشی از کمر بند آتشفشانی قروه- تکاب- بیجار و جزو پهنه سنندج- سیرجان معرفی شده است، اما Azizi و Moinevaziri (۲۰۰۹) معتقدند در تقسیم‌بندی‌های جدید باید این منطقه را بخشی از کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر، که حاصل یک رژیم تکتونیکی فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است، محسوب نمود. بر مبنای مطالعات این پژوهشگران، کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر از نظر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی به دو شاخه شمالی (همدان- تبریز) و جنوبی (ساوه- بزمان) تقسیم می‌شود و منطقه مورد مطالعه بخشی از شاخه شمالی است (شکل ۱).

ویژگی‌های عمومی آتشفشان‌ها

بررسی‌های صحرایی این مراکز آتشفشانی، نشان می‌دهد که آن‌ها دارای مخروط‌های کم ارتفاعی از جنس اسکوری هستند. گاهی در کنار مخروط‌ها، گدازه‌های بازالتی به علت برخورداری از گرانروی کم، تا صدها متر بر روی دشت‌ها نیز جریان یافته‌اند (شکل ۲). سنگ‌های مورد مطالعه همگی دارای ضریب رنگینی بین ۶۰ تا بیش از ۷۰، مزوکرات تا ملانوکرات، و دارای تخلخل فراوان و ساخت حفره‌ای هستند. به مناسبت نزدیکی به روستاهای منطقه به نام‌های توده‌های آتشفشانی قزله کند، قلعه پریان و قره‌بلاغ خوانده می‌شوند. در شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی و موقعیت مراکز آتشفشانی مورد مطالعه نشان داده شده است. در حوالی قزله کند، بازالت‌های فورانی، در اطراف مخروط، دارای بمب‌های آتشفشانی دوکی شکل با بیگانه‌سنگ گنیسی است که گاهی قطر آن‌ها به بیش از ۱/۵ متر نیز می‌رسد. نمونه‌ای از این بیگانه‌سنگ‌ها در موزه تاریخ طبیعی دانشگاه بوعلی‌سینا به نمایش گذاشته شده است. در قره‌بلاغ علاوه بر فوران‌های بازالتی، گدازه‌هایی با

ارایه کرد. بر پایه داده‌های CSD، Marsh و Cashman (۱۹۸۸) مدل کاربردی و عملی از پراکنندگی اندازه بلورها، برای سنگ‌های آذرین پیشنهاد کردند که به کمک آن می‌توان شاخص‌های متعددی از جمله نرخ رشد و سرعت هسته‌بندی بلور، که در اثبات فرآیندهایی نظیر اختلاط ماگمایی استفاده می‌شوند، را بررسی کرد (Berger et al., 2011; Vinet and Higgins, 2011).

استفاده از روش کاربردی (CSD) در مطالعه سنگ‌های آذرین در ایران، از قدمت چندانی برخوردار نیست زیرا که خود مدل نیز در مطالعات پترولولژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، قدمت چندانی ندارد. در این نوشتار، با هدف به‌کارگیری داده‌های آماری حاصل از پراکنندگی اندازه بلورهای پیروکسن در گدازه‌های بازالتی واحدهای سنگ‌شناسی آتشفشان‌های شمال‌شرق قروه، به بررسی مدت زمان رشد، سرعت هسته‌بندی و احتمال وقوع تحولات ماگمایی از جمله اختلاط ماگمایی پرداخته شده است.

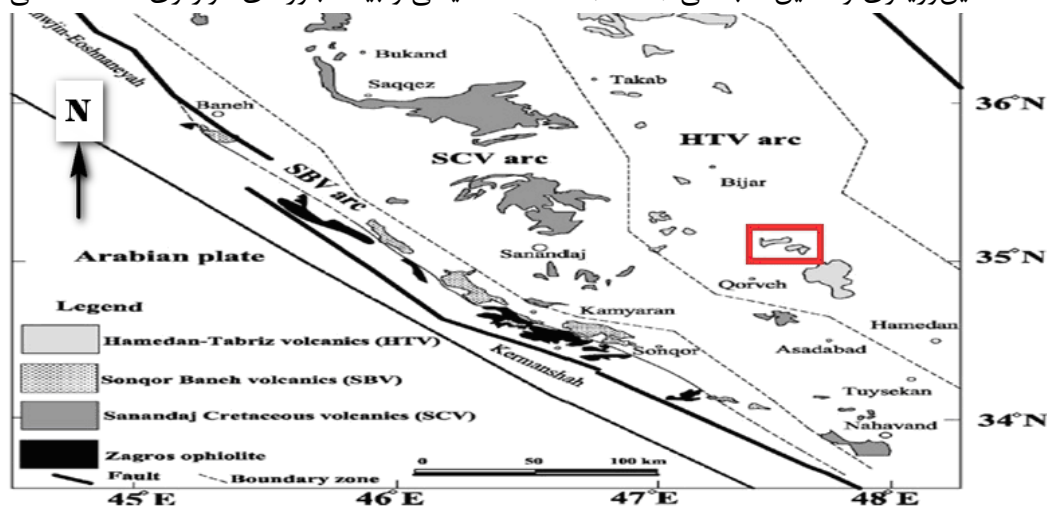
لازم به ذکر است که پیش از این، مراکز آتشفشانی مورد مطالعه از لحاظ سنگ‌شناسی، پترولولژی و پتروژنز (برای مثال: معین‌وزیری و امین‌سبحانی، ۱۳۶۷؛ عبدی، ۱۳۷۵؛ ملکوتیان و همکاران، ۱۳۸۵؛ حق‌نظر و ملکوتیان، ۱۳۹۰) بررسی شده‌اند. اما تاکنون از دیدگاه روش مطالعاتی CSD، بررسی نشده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

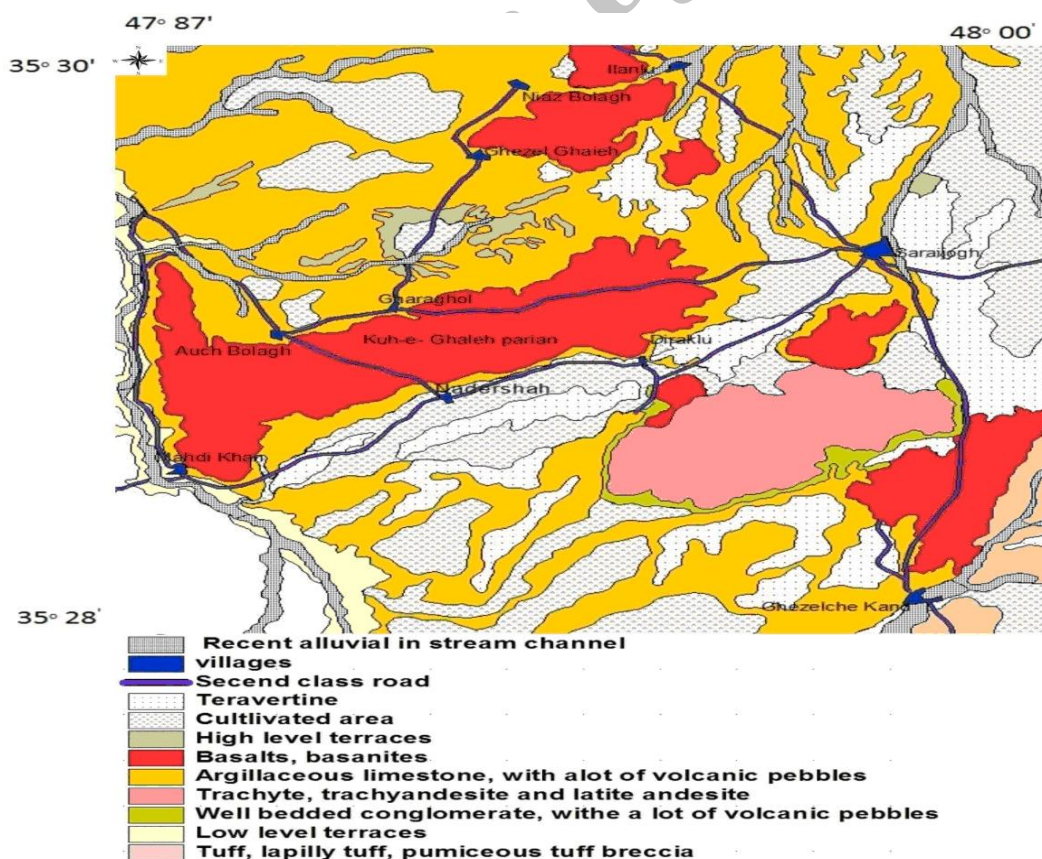
در شمال‌شرق قروه، چندین مرکز آتشفشانی در بین طول‌های جغرافیایی $47^{\circ} 78'$ تا $48^{\circ} 00'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ} 28'$ تا $35^{\circ} 30'$ شمالی واقع شده است که جزو آتشفشان‌های به سن کواترنری (معین‌وزیری و امین‌سبحانی، ۱۳۶۷) و در امتداد خطی با جهت NW-SE، به موازات راندگی زاگرس و در فاصله یکصد کیلومتری از تراس اصلی زاگرس، قرار دارند. این مراکز آتشفشانی در مطالعات

گدازه‌های داسیتی و آندزیتی، جوان‌تر از بازالت‌ها هستند. در این منطقه، نشانه‌هایی از وجود بیگانه‌سنگ گنیسی و بیگانه‌بلورهای کوارتزی مشاهده نمی‌شود.

ترکیب داسیت و آندزیت نیز وجود دارند (شکل ۲). اما در مورد سن نسبی این گدازه‌ها، اختلاف نظر وجود دارد. به اعتقاد معین‌وزیری و امین‌سیحانی (۱۳۶۷)،



شکل ۱- موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (کادر مستطیل شکل) در کمربند آتشفشانی همدان- تبریز نشان داده شده است. بر اساس آخرین تقسیمات Azizi و Moinevaziri (۲۰۰۹)، سه کمربند آتشفشانی در شمال غرب ایران وجود دارند که شامل SCV: کمربند آتشفشانی کرتاسه سنندج، HTV: کمربند آتشفشانی همدان- تبریز، SBV: کمربند آتشفشانی سنقر- بانه است.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، ترسیم شده بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی چهارگوش قره (حسینی، ۱۳۷۸)

روش انجام پژوهش

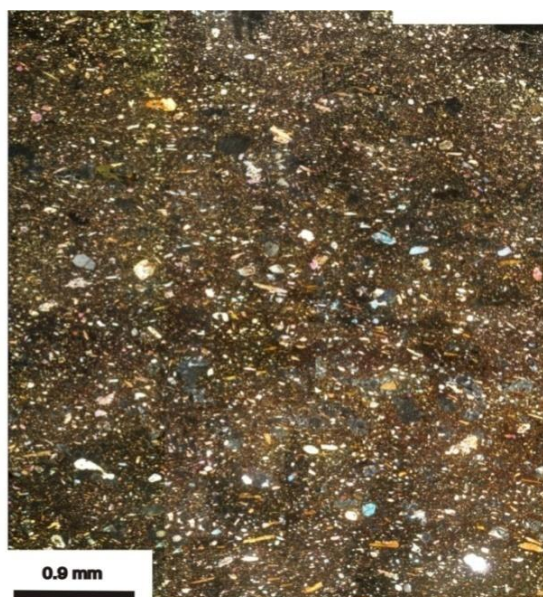
برای هر مطالعه و تحقیقی، روش انجام کار و استنتاج از داده‌ها متفاوت است. اما در مطالعات پراکندگی اندازه بلورها (CSD)، به‌منظور بررسی پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن، روند متعارفی که توسط Armienti و همکاران (۱۹۹۴) و Higgins و Roberge (۲۰۰۷) معرفی شده است، در پیش گرفته می‌شود تا نتایج حاصل کاملاً دقیق و صحیح باشند. این روند در منابع بالا تشریح شده و در این جا خلاصه‌ای از مراحل انجام کار آورده شده است:

الف) صرف نظر از مطالعاتی که بر روی مقاطع نازک به‌منظور پتروگرافی انجام شد، تعداد هشت مقطع نازک میکروسکوپی از نمونه‌های برداشت شده از مناطق مختلف انتخاب شدند. بلورهای مورد نظر در این مطالعه پیروکسن‌هایی هستند که از کم‌ترین آثار تجزیه برخوردارند. به‌علاوه، با توجه به هدف مطالعه، یعنی تجزیه و تحلیل کمی پراکندگی اندازه بلورها، جمعیت‌های بلوری در این مقاطع طوری انتخاب شده‌اند که نماینده کل جمعیت‌های بلوری در سنگ مورد

مطالعه باشند.

ب) از سطح مقاطع میکروسکوپی، با عدسی شیئی با زوم 2.5x، تصاویر دیجیتالی تهیه شد. سپس تصاویر توسط نرم‌افزار Photoshop (نسخه CS5) هم‌پوشانی داده شده تا نهایتاً برای هر مقطع (از بین تصاویر تهیه شده) یک تصویر واحد (از هر مقطع نازک) به‌دست آید. محیط پیرامون بلورهای پیروکسن موجود در هر مقطع، توسط نرم‌افزار Corel Drawx4 ترسیم شد. نمونه‌ای از تصاویر اصلی و تصاویر پردازش شده در شکل ۳ آمده است.

ج) تصاویر فوق با نرم‌افزار ImageJ (نسخه 1.4) پردازش شده و سپس با کمک نرم‌افزار CSD Correction (نسخه 1.3) (Higgins, 2000) نمودارهای لگاریتمی شامل چگالی تجمعی و اندازه بلورها، برای هر مقطع، ترسیم شد. واحد اندازه‌گیری برای بلورها میلی‌متر و برای مقیاس چگالی تجمعی 4-mm در نظر گرفته شده است. برای تمام نمونه‌ها عامل گردش‌دگی، 0/۲ منظور شده است. نتایج حاصل از داده‌های CSDCorrection در جدول ۱ آمده است.



شکل ۳- نمونه‌ای از تصویر مقطع میکروسکوپی و تصویر پردازش شده با نرم‌افزار Corel x4

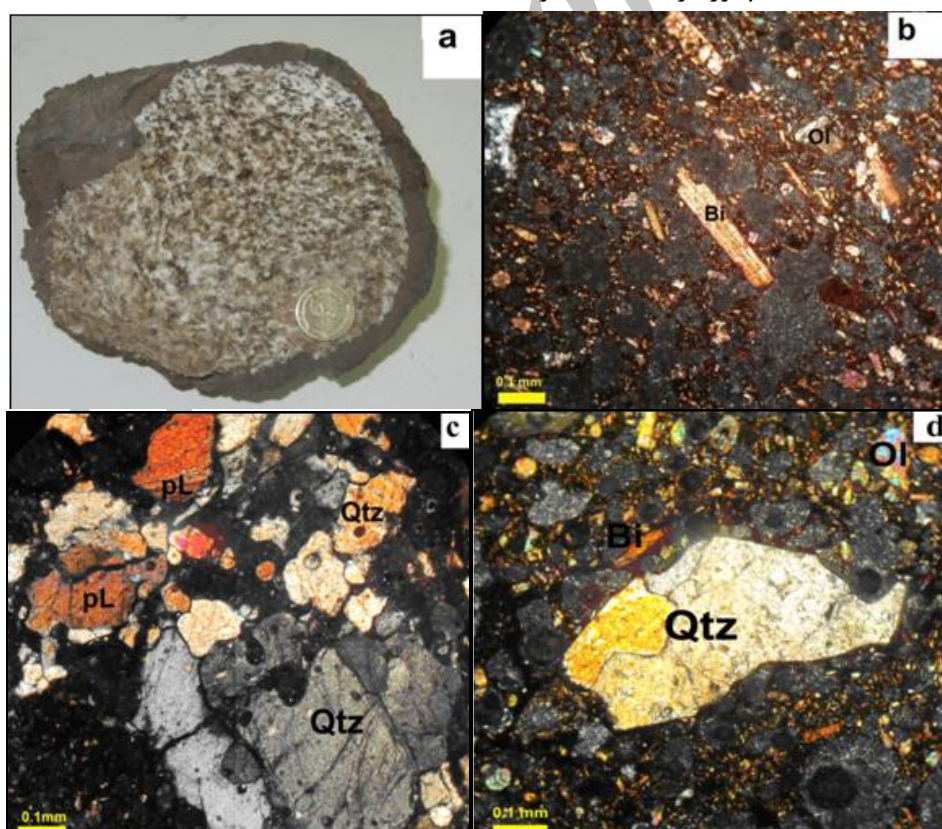
جدول ۱- فراونی هر بازه‌ی اندازه بلورهای پیروکسن در نمونه‌های انتخابی

نام نمونه‌ها	بازه	D ₁ (دبرکلو)	D ₂ (دبرکلو)	D ₃ (دبرکلو)	N ₁ (نادرشاه)	N ₂ (نادرشاه)	G ₁ (قرلجه کند)	G ₂ (قره بلاغ)	U ₁ (اوج بلاغ)
		0.631-0.398	2	20	2	-	2	1	4
0.398-0.251	8	110	6	6	23	17	2	17	
0.251-0.158	26	335	44	17	136	95	18	88	
0.158-0.1	96	552	205	86	338	410	94	267	
0.1-0.0631	341	325	379	243	308	941	286	451	
0.0631-0.0398	893	-	304	297	-	458	632	580	
0.0398-0.0251	-	-	80	101	-	-	464	232	
0.0251-0.0158	-	-	-	-	-	-	-	36	

پتروگرافی

جهت سهولت کار و نتیجه‌گیری بهتر، ویژگی‌های سنگ‌شناسی هر آتشفشان، جداگانه توصیف می‌شود. ترکیب عمده سنگ، در قرلجه کند، بازالت و الیوین بازالت و دارای بیگانه‌سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب گنیسی است (شکل ۴- a). بازالت‌ها در بردارنده کانی‌هایی همچون پیروکسن، الیوین، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. بافت، عمدتاً پورفیری با خمیره

میکرولیتی است و فضای بین میکرولیت‌ها را شیشه و کانی‌های اپاک پر می‌کند. در برخی موارد، میکرولیت‌ها وضعیت نیمه‌جریانی از خود نشان می‌دهند. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن دارای ساختمان منطقه‌بندی و بعضاً ماکل کارلسباد هستند. در این گدازه‌ها، همچنین، بلورهای درشت بیوتیت (شکل ۴- b) و بیگانه‌بلورهای کوارتزی (شکل ۴- c) و یا کوارتز-فلدسپاتی (شکل ۴- d) با حاشیه واکنشی وجود دارد.



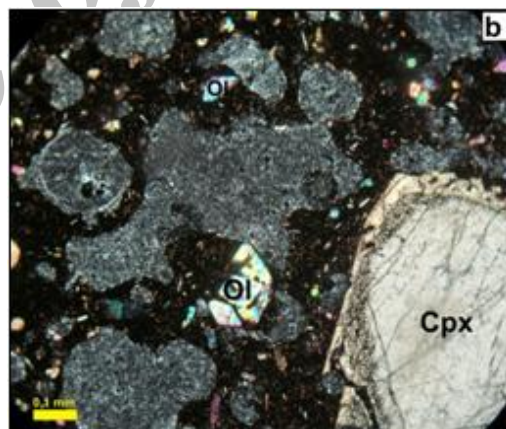
شکل ۴- a) تصویر نمونه دستی از یک بیگانه‌سنگ آتشفشانی که هسته‌ای از جنس گنیس دارد و تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های بازالتی این منطقه با (b) بلورهای درشت بیوتیت، (c) بیگانه‌بلورهای کوارتز که در حاشیه دچار انحلال شده‌اند، (d) تجمعات بیگانه‌بلورهای کوارتز و فلدسپاتی (همگی تصاویر متعلق به منطقه قرلجه کند) (Bi: بیوتیت، Ol: الیوین، Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز)

بلورهای کلینوپیروکسن کاملاً مشهود است. از آن جا که به اعتقاد Donaldson (۱۹۷۶) وجود بافت‌های اسکلتی در الیوین و غربالی در پیروکسن‌ها نشانه سرعت زیاد زیاد سرد شدگی ماگماست، بنابراین، سنگ‌های این منطقه (قلعه پریان) به سبب حضور این بافت‌ها بایستی سریع سرد شده باشند (شکل ۵- b).

ویژگی‌های سنگ‌شناسی و پتروگرافی منطقه قره‌بلاغ نیز مشابه با دو منطقه دیرک‌لو و قزلجه کند است. با این تفاوت که در این منطقه، در کنار سنگ‌های بازالتی، گدازه‌های داسیتی و آندزیتی نیز مشاهده می‌شوند. به‌علاوه، در آتشفشان قره‌بلاغ، بیگانه‌سنگ‌های گنیسی و بیگانه‌بلورهای کوارتزی وجود ندارد. در این منطقه همانند دیرک‌لو، فنوکریست‌های غربالی پیروکسن در کنار الیوین‌های با ساخت اسکلتی مشاهده می‌شوند.



سنگ‌های منطقه قلعه پریان (شامل سه روستای دیرک‌لو، نادرشاه و اوج‌بلاغ) از نوع بازالت هستند و غالباً بافت پورفیری با خمیره میکرولیتی، میکرولیتی-شیشه‌ای نشان می‌دهند. زمینه شامل میکرولیت‌هایی از پیروکسن و پلاژیوکلاز است و فضای بین آن‌ها را اکسیدهای فلزی پر کرده است. درشت‌بلورها، تنها شامل کلینوپیروکسن و به مقدار کمتر الیوین هستند. کلینوپیروکسن‌ها اغلب دارای منطقه‌بندی و در برخی موارد، بافت غربالی (sieve texture) هستند. شایان ذکر است که در سنگ‌های این منطقه اثری از وجود درشت‌بلورهای بیوتیتی و بیگانه‌بلورهای کوارتز با خوردگی خلیجی مشاهده نشده است. در برخی از سنگ‌های منطقه قلعه پریان به ویژه در دیرک‌لو، بیگانه‌سنگ‌های گنیسی (شکل ۵- a) دیده می‌شود. به‌علاوه، آثار خوردگی خلیجی و ذوب شدگی در حاشیه



شکل ۵- a) بیگانه‌سنگ‌های گنیسی مشاهده شده در منطقه دیرک‌لو و b) حضور الیوین اسکلتی در کنار پیروکسن با بافت غربالی گویای سرعت زیاد سرد شدن در منطقه دیرک‌لو است. مشابه همین بافت‌ها در قره‌بلاغ نیز دیده می‌شود (Cpx: کلینوپیروکسن و Ol: الیوین)

بحث

صورت پذیرفت (Marsh, 1996; Wilhelm and Worner, 1996)، اما این روش بعدها در ارتباط با بلورهای پیروکسن (Lentz and Mcsween, 2000)، الیوین (Vinet and Higgins, 2011)، آمفیبول (آیتی و مهدوی، ۱۳۸۹؛ Higgins and Roberge, 2003)، گارنت (زندى‌فر و همکاران، ۱۳۸۸)، کوارتز و فلدسپات‌های آلکالن (رنجبر و همکاران، ۱۳۹۰) و

Marsh (۱۹۸۸) برای نخستین بار نشان داد که می‌توان از نمودارهای CSD برای بررسی شرایط تبلور در یک سیستم ماگمایی استفاده کرد. به عقیده وی، وقوع تغییرات در اتاقک ماگمایی و در روند تبلور بلورها، نمودارهای CSD، را دستخوش تغییر می‌کند. هر چند، این بررسی‌ها برای نخستین بار بر روی پلاژیوکلازها

بیش‌ترین طول بلورها و t معرف سن سیستم ماگمایی است. در یک سیستم ماگمایی در حال سرد شدن، با توجه به شیب نمودار لگاریتمی که با دو مؤلفه چگالی تجمعی بلورها در برابر اندازه بلور ترسیم می‌شود، در یک بازه زمانی مشخص می‌توان نرخ رشد را تعیین نمود. معادله زیر سرعت (نرخ) رشد را ارائه می‌دهد:

$$S = -1/Gt$$

در این رابطه، S بیانگر شیب نمودار و t مدت زمان رشد بلور است. با گذشت زمان تعداد هسته‌های ایجاد شده برای بلورها به صورت نمایی افزایش پیدا می‌یابد. این افزایش، با روند خطی بین منحنی لگاریتمی چگالی تجمعی و اندازه بلورها تناسب دارد، البته با این شرط که نرخ رشد، کم و بیش ثابت و یکنواخت باشد. به اعتقاد Cashman (۱۹۹۰) و Marsh (۱۹۹۶)، نرخ هسته‌بندی در گدازه‌ها و دریاچه‌های گدازه‌ای بالاست در حالی که چنین شاخصی در توده‌های نفوذی به‌طور واضحی با ثبات‌تر و از نوسانات کم‌تری برخوردار است. از طرفی، افزایش اشباع‌شدگی در طی فوران سبب افزایش نرخ هسته‌بندی می‌شود (Higgins and Roberge, 2007) و در این مرحله اهمیت تأثیر عامل هسته‌بندی از شاخص رشد مهم‌تر خواهد بود و بلورهای بسیار زیاد با ابعاد خیلی کوچک شکل می‌گیرند.

با توجه به موارد بالا، سرعت (نرخ) هسته‌بندی (J) از رابطه $n(t)G(T)=[1-\phi(t)]J(t)$ به دست می‌آید که n و ϕ به ترتیب نشانگرهای زمان، چگالی هسته‌بندی و تفریق بلورین هستند. در صورتی که زمان را صفر در نظر بگیریم، نرخ هسته‌بندی اولیه J_0 خواهد شد و معادله فوق به شکل ساده‌تر زیر توسط Marsh (۱۹۸۸) بیان می‌شود:

$$n_0G = J_0$$

n_0 مقدار چگالی هسته‌بندی اولیه بلورهاست که معادل عرض از مبداء شیب منحنی نمودار چگالی تجمعی (در واحد لگاریتمی) - اندازه بلورهاست. پس از

حفرات در سنگ‌های آتشفشانی (Baker et al., 2012) استفاده شده است.

سنگ‌های آتشفشانی مناطق قلعه پریان، قزلجه کند و قره‌بلاغ همگی در یک بازه زمانی مشخص (کواترنری) به وجود آمده‌اند و دارای ترکیب سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی نسبتاً مشابهی هستند. اما در طی صعود به سمت بالا دستخوش تغییرات فیزیکی و بعضاً شیمیایی شده و شواهد بافتی متفاوتی ارائه می‌دهند. همان‌طوری که قبلاً اشاره شد این مقاله سعی بر بررسی مدت زمان رشد، سرعت هسته‌بندی و نیز تأثیر این شاخص‌ها بر وقوع فرآیندهای مؤثر در تحول ماگمایی، دارد. بنابراین بر پایه نتایج حاصل از داده‌های آماری پراکندگی پیروکسن، دو شاخص زیر بررسی خواهند شد: الف) نرخ هسته‌بندی و مدت زمان رشد، ب) تحولات ماگمایی در نمودارهای CSD.

الف) محاسبه نرخ هسته‌بندی و مدت زمان رشد هسته‌بندی و رشد بلور تحت تأثیر عوامل حرارتی و شیمیایی کنترل می‌شوند که از نظر حرارتی به شرایط حاکم بر محیط سرد شدگی (انجماد) و از لحاظ شیمیایی، به درجه اشباع‌شدگی مرتبط است. تغییر در برخی شاخص‌های شدتی مانند دما و فشار نیز هسته‌بندی و رشد بلور را تحت تأثیر قرار می‌دهند (Higgins and Roberge, 2007). در این راستا با اندازه‌گیری ابعاد بلورها می‌توان نرخ رشد و سرعت هسته‌بندی کانی‌ها را تعیین نمود. اگر هسته‌بندی بلورها متناسب با زمان تغییر کند، اندازه کانی‌های حاصل، دامنه و طیف گسترده‌ای را خواهند داشت. ولی چنانچه نرخ هسته‌بندی زیاد و سرعت سرد شدگی ماگما بالا باشد، بازه اندازه بلورها تنوع و توزیع دامنه داری را ندارد.

بر پایه تحقیقات Marsh (۱۹۹۸) نرخ رشد بلورها در سیستم‌های ماگمایی در سنگ‌های آذرین به کمک معادله $G=L_m/t$ محاسبه می‌شود که در آن L_m

برای تمامی بلورهای پیروکسن موجود در سنگ‌های مراکز آتشفشانی مختلف مورد مطالعه، شاخص‌هایی مانند زمان رشد، نرخ هسته‌بندی اولیه و نرخ رشد محاسبه شده و نتایج داده‌های محاسبات در جدول ۲ ارائه شده است. مدت زمان رشد در گستره‌ای از ۱۷ تا ۳۶ سال قرار دارد. گستره محدود مدت زمان رشد ممکن است بیانگر نبود تغییرات عمده‌ای در فعالیت‌های آتشفشانی منطقه باشد.

در تأیید این نتایج، در مقاطع نازک میکروسکوپی، حضور الیوین‌های اسکلتی و پیروکسن‌هایی با بافت غربالی نیز به اثبات رسیده که گویای سرعت نسبتاً زیاد رشد بلورها (حداقل به صورت مقطعی) است.

رسم شیب این منحنی، نقطه تقاطع آن با محور چگالی جمعی، معادل با n_0 خواهد بود.

با وجود این که Marsh (۱۹۹۸) اعلام نمود نرخ رشد در واحدهای سیلیکاته مشابه یکدیگر است اما ممکن است دقیقاً برابر هم نباشند و نتوان سرعت رشد بلورهای (پلاژیوکلاز) که نامبرده تعیین کرده است را در معادله فوق استفاده نمود. در این معادله ما تجربیات آزمایشگاهی Leu (۲۰۱۰)، که برای تعیین نرخ رشد بلورهای کلینوپیروکسن، در یک مذاب بازالتی به انجام رسیده است، را استفاده کرده‌ایم. ایشان نرخ رشد این کانی را معادل $10^{-9.3} \text{ cms}^{-1}$ که قدری از نرخ رشد پلاژیوکلازها (Wilhelm and Worner, 1996) بزرگتر است را پیشنهاد نمود. حال با توجه به نمودارهای CSD

جدول ۲- نتایج حاصل از محاسبه نرخ هسته‌بندی و مدت زمان رشد برای بلورهای پیروکسن سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق قروه

شماره مقطع	نرخ رشد G_0	نرخ هسته‌بندی اولیه J_0	عرض از مبدا n_0	شیب S	زمان رشد t (برحسب سال)
D ₁	$10^{-9.3}$	1.33×10^{-6}	7.89	-27.3	23.7
D ₂	$10^{-9.3}$	4.41×10^{-7}	6.78	-21.6	29.3
D ₃	$10^{-9.3}$	3.99×10^{-7}	6.68	-18.7	33.83
N ₁	$10^{-9.3}$	7.41×10^{-7}	7.30	-32.8	19.12
N ₂	$10^{-9.3}$	3.367×10^{-7}	6.51	-23.8	26.58
G ₁	$10^{-9.3}$	1.32×10^{-6}	7.88	-24.6	25.7
G ₂	$10^{-9.3}$	1.47×10^{-6}	7.99	-36.2	17.47
U ₁	$10^{-9.3}$	4.63×10^{-7}	6.83	-17.8	35.54

پهنه‌های مرتبط با رژیم‌های تکتونیکی فرورانش است. اختلاط ماگمایی سبب ایجاد گوناگونی در شرایط تبلور ماگما می‌شود. با توجه به وسعت این آمیختگی، هر نوع تغییر در شرایط تبلور، علاوه بر این که در بافت و شیمی کانی‌ها و سنگ، شواهدی را به جا می‌گذارد، می‌تواند نمودار پراکندگی اندازه بلورها (CSD) را دستخوش تغییر کند. پیدایش دو جمعیت بلوری متفاوت در کنار هم و یا اختلاط دو ماگما با هم، هر دو نمودهای بارزی از فرآیند آمیختگی ماگمایی هستند (Higgins, 1996b; Higgins and Roberge, 2007) که نمودار اندازه بلورها را دچار تغییراتی می‌نمایند. در صورت وقوع چنین رخدادی، این موضوع، صرف نظر از تغییرات شیمیایی، در روابط پتروگرافی یعنی اندازه بلورها و روابط بین

نتیجه حاصل از این بررسی‌ها گویای آن است که ماگمای این مناطق با سرعت نسبتاً زیادی سرد شده‌اند که ممکن است ناشی از تأثیر عواملی مانند سرعت زیاد خروج ماگما، کم‌بودن ضخامت گدازه‌ها و یا ترکیب شیمیایی ماگما باشد. از طرفی، با توجه به محدوده زمانی کوتاه رشد بلورهای پیروکسن (۱۷-۳۶ سال)، شرایط رشد و تبلور در دوره پلیوکواترنری تقریباً یکنواخت و بدون تغییرات قابل توجهی بوده و بنابراین تبلور، تنها تحت تأثیر نوسانات دمایی قرار داشته است.

ب) تحولات ماگمایی در نمودارهای CSD

اختلاط ماگمایی (magma mixing) فرآیندی متداول در اکثر سیستم‌های ماگمایی، به‌ویژه در

منحنی‌ها بیشتر باشد جمعیت‌های بلوری متغیرتری با یکدیگر مخلوط شده‌اند. در این صورت، ماگماهای مخلوط شده، تبلور بیشتری را پشت سر گذاشته‌اند (برای مثال: Higgins, 1996a, 1996b, 1988, 2000, Higgins and Roberge, 2007, 2002; Meilleur, 2009; Vinet and Higgins, 2011).

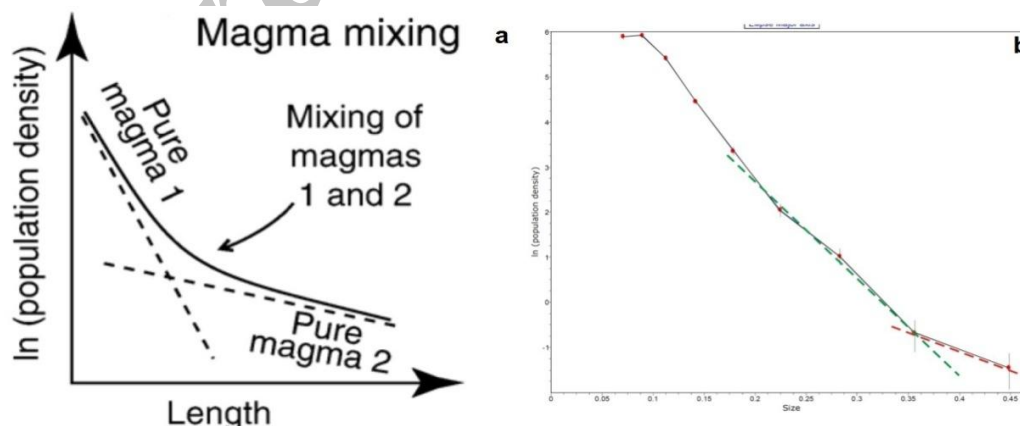
Higgins و Roberge (۲۰۰۷) در مقاله خود سلسله تصاویر نمودارهای CSD را از شرایط مختلف تبلور ارائه داده‌اند که منطبق با فرآیند آمیختگی ماگمایی (شکل ۶- a) است.

با توجه به داده‌های جدول ۲، نمودار پراکندگی اندازه پیروکسن‌های مربوط به مناطق آتشفشانی مورد مطالعه در شکل‌های ۶- b و ۷ تا ۱۱ ارائه شده است. در مرکز آتشفشانی روستای قزلجه کند (شکل ۶- b) نمودار تجمعی بلور در مقابل اندازه پیروکسن، منحنی‌های شکسته‌ای را نشان می‌دهد.

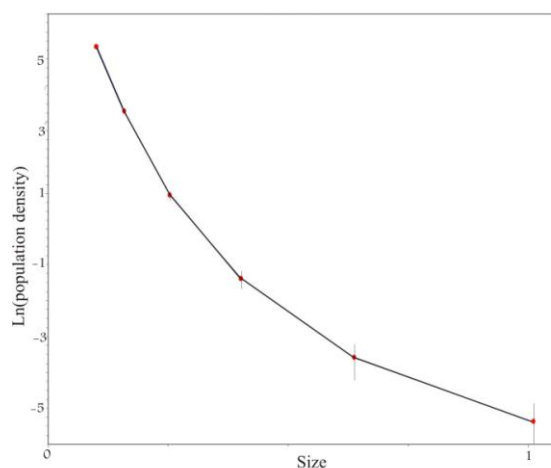
در دیرک لو (شکل ۷) و نادرشاه (شکل ۸) از پهنه قلعه پریان، منحنی‌های پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن، نیز منحنی‌هایی شکسته هستند. در منطقه اوچ بلاغ هیچ تغییری در نمودار CSD مشاهده نمی‌شود و در واقع بلورهای پیروکسن، تک جمعیتی هستند (شکل ۹).

آن‌ها، با یکدیگر قابل اثبات است.

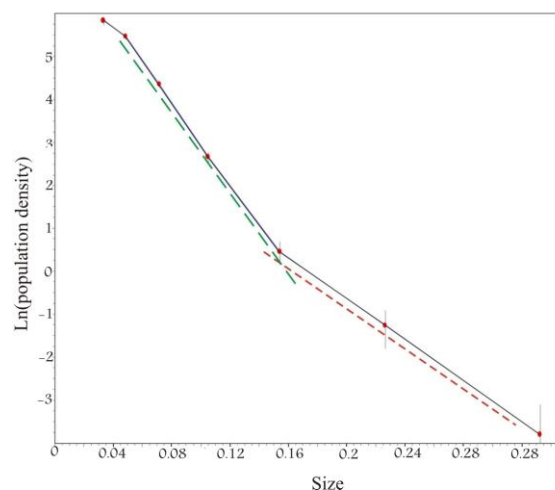
بر پایه مطالعات انجام شده، نمودار پراکندگی اندازه بلورها در هنگام تبلور ماگما در شرایط عادی یعنی تبلوری بدون حادثه خاص (مانند تغییرات حجم مخزن، نوسانات فشار کلی و فشار بخار آب، اختلاط و ...) روندی مستقیم و به صورت یک خط راست (S-type CSD) است. اما زمانی که دو ماگما در هم می‌آمیزند، نمودار CSD آن‌ها، دیگر دارای خط راست و مستقیمی نخواهد بود. به عبارت دیگر، هر ماگمایی برای تبلور در شرایط عادی، CSD مستقیم و صاف دارد. حال آنکه کافی است فقط دو ماگما با دو روند تبلور متفاوت مخلوط شوند که در این صورت، نمودار CSD منحنی‌های شکسته‌ای (F-type CSD) را ارائه خواهد داد. در حقیقت، هر روند منحنی‌شکلی در نمودار پراکندگی اندازه بلورها، متشکل از دو یا چند خط مستقیم، با شیب و عرض از مبدأهای متفاوت است. خطوط مستقیم دو نمودار جداگانه از تبلور ماگماها در شرایط مجزا، که حالا منحنی‌های CSD خمیده‌ای را ایجاد کرده‌اند، هر یک موازی بخش‌هایی از نمودار CSD در قسمت ریزدانه و درشت‌دانه هستند. مقدار انحناء و خمش نمودار به علت لگاریتمی بودن محور عمودی بستگی به اختلاف شیب CSD های اولیه دارد. همچنین، هر قدر خمیدگی



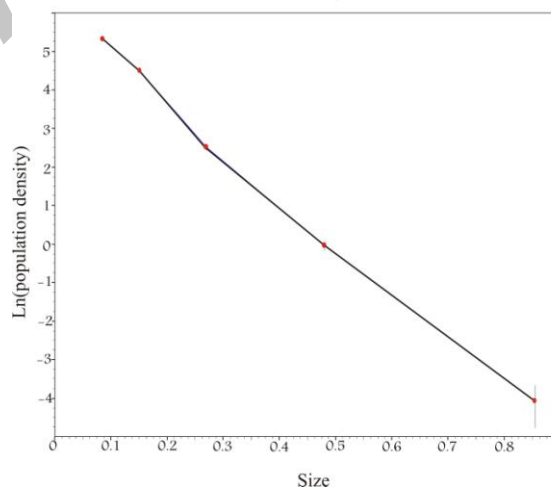
شکل ۶- a) نمودار CSD برای فرآیند اختلاط ماگمایی (Higgins and Roberge, 2007) بیانگر ترکیب دو ماگمای خالص با دو جمعیت بلوری مختلف است، b) نمودار CSD مربوط به فوران آتشفشانی منطقه قزلجه کند؛ وجود شکستگی در منحنی بیانگر اختلاط بین دو ماگما با بلورهای با اندازه‌های چگالی (تراکمی) متفاوت است.



شکل ۷- نمودار لگاریتمی چگالی تجمعی در برابر اندازه بلور برای منطقه دیرک لو؛ انحنای موجود در نمودار در بازه‌های مختلف اندازه بلور حاصل از تغییر شرایط تبلور است.



شکل ۸- نمودار لگاریتمی تجمعی- اندازه بلورهای پیروکسن‌های بازالتی منطقه نادرشاه



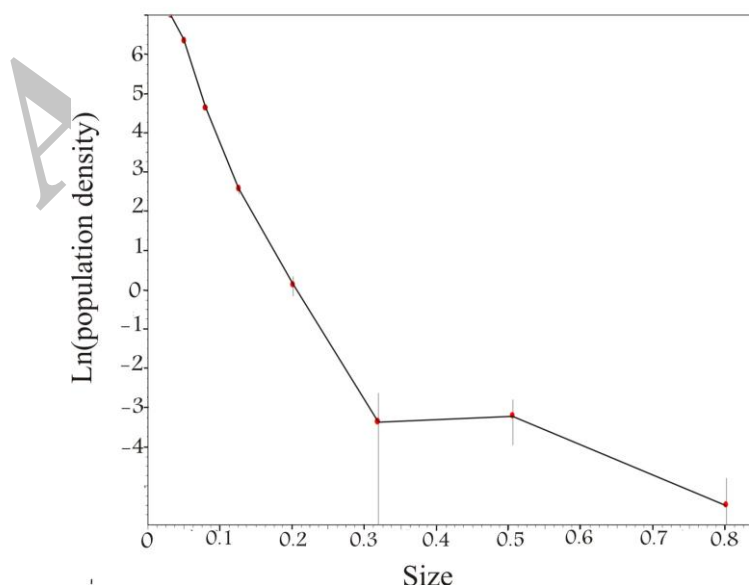
شکل ۹- نمودار چگالی تجمعی- اندازه بلورهای پیروکسن در سنگ‌های مرکز فورانی اوچ بلاغ با وجود خط مستقیم، وضعیت تک جمعیتی پیروکسن‌ها را نشان می‌دهد.

در منطقه قره‌بلاغ، نمودار چگالی تجمعی بلورهای پیروکسن در مقابل اندازه آن‌ها دارای خمش و شکستگی واضحی است (شکل ۱۰).

نتایج

نتایج حاصل از محاسبه نرخ هسته‌بندی و مدت زمان رشد بلورهای پیروکسن موجود در سنگ‌ها در سه مرکز آتشفشانی قزلجه کند، قلعه پریان، قره‌بلاغ به سن پلیوکواترنری، نشان می‌دهد که مدت زمان رشد پیروکسن‌ها در سیستم ماگمایی بین ۱۷ تا ۳۶ سال با گستره زمانی رشد نه چندان زیاد است. این مسئله بیانگر نبود عامل ایجاد تغییرات خاص در این دوره زمین‌شناسی و به دنبال آن، عدم تأثیر در خور توجهی در نرخ هسته‌بندی و رشد پیروکسن‌های واحدهای آتشفشانی مورد مطالعه است. سرعت نسبتاً زیاد سرد شدن و انجماد ماگما ممکن است ناشی از تأثیر عواملی مانند سرعت زیاد خروج ماگما، کم بودن حجم ماگما و یا ترکیب شیمیایی ماگما باشد. از طرفی، با توجه به محدوده زمانی کوتاه رشد بلور، شرایط رشد و تبلور در این دوره تقریباً یکنواخت و بدون تغییرات در خور توجهی بوده است. بنابراین، تبلور صرفاً تحت تأثیر

نوسانات دمایی قرار داشته و رشد بلورها توسط نیروی مؤثر بر تبلور کنترل شده است. عوامل کنترل‌کننده بستگی به شاخص‌های حرارتی و شیمیایی دارند که متأثر از زمان سرد شدگی و اشباع‌شدگی محیط است. اما در بین تمامی شاخص‌ها، عامل زمان، مهم‌ترین شاخصی است که بر نرخ رشد چندان مؤثر نیست، اما نرخ هسته‌بندی را تغییر داده است و به ایجاد اثرات در خور توجهی بر فرآیندهای تحول ماگمایی منجر خواهد شد. به‌منظور بررسی مدل و روند تکاملی ماگما، علاوه بر شرایط فیزیکی تبلور ماگما، مانند فشار و دما، باید به شواهد بافتی و صحرایی نیز توجه کرد. این موضوع در تحلیل هر یک از نمودارهای یاد شده در نظر قرار گرفته است. در مرکز آتشفشانی روستای قزلجه کند (شکل ۶- b) نمودار CSD منحنی شکسته‌ای را نشان می‌دهد. در پهنه قلعه پریان، نمودارهای CSD فوران‌های دیرک لو (شکل ۷) نیز با نمودار منطقه قزلجه کند مشابه هستند. به‌عبارت دیگر، ماگماهای بازالتی در این مناطق از شرایط تبلور مشابهی برخوردار بوده‌اند که با نمودارهای خمیده آن‌ها، مشخص می‌شود که روند تبلور و انجماد بلورها، عادی نبوده و سرد شدگی ماگما هم‌زمان با نوساناتی در شرایط فیزیکی آن به‌وقوع پیوسته است.



شکل ۱۰- نمودار لگاریتمی چگالی تجمعی در برابر اندازه بلورها برای منطقه قره‌بلاغ

خود را ذوب کرده و با آن اختلاط یافته است. بر طبق تعریف، اختلاط ماگمایی شامل: مخلوط شدن دو جمعیت بلورین از ماگماها و یا از منابع متبلور (جامد) مجزاست (برای مثال: Vinet and Higgins, 2011). در مطالعات متعددی ثابت شده که این فرآیند آن قدر که در نمودارهای چگالی تجمعی در مقابل اندازه بلور (CSD) قابل تشخیص است در زمین‌شیمی سنگ محسوس نیست. به عبارت دیگر، روش CSD در مقایسه با روش‌های زمین‌شیمیایی به اختلاط ماگمایی حساس‌ترند و آن را بهتر تبیین می‌نمایند (Cashman and Marsh, 1988).

در بازالت‌های فورانی روستای نادرشاه آثار مرتبط با آمیختگی ماگمایی به روشنی و فراوانی مراکز قزله کند و دیرک لو مشاهده نشده است. به همین علت تصور می‌شود به پیروی از مطالعات Armienti و همکاران (۱۹۹۴)، ایجاد چنین حالتی در نمودار چگالی تجمعی - اندازه بلور ناشی از توقف و ماندگاری موقتی ماگما در اتاقک‌های ماگمایی باشد. در حقیقت اقامت‌های متعدد در اتاقک‌های ماگمایی در طی صعود به سطح زمین، نشان دهنده تبلور و انجماد در شرایط گوناگون است که باعث ایجاد خطوط شکسته متوالی، که در مجموع نمودار را منحنی‌شکل و خمیده می‌نماید، می‌شود (شکل ۸). به طوری که شیب تند منحنی این نمودارها بر نرخ زیاد هسته‌بندی و مدت اقامت کوتاه و شیب کم آن ناشی از زمان توقف و ماندگاری طولانی‌تر و سرعت هسته‌بندی آهسته‌تری را نشان می‌دهد.

جمع‌بندی شواهدی بافتی و نتایج حاصل از تحلیل نمودارهای پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن در منطقه قلعه پریان گویای آن است که در امتداد این پهنه از شرق به سمت غرب مراکز آتشفشانی، از درجه آمیختگی ماگمای بازالتی کاسته می‌شود. در منطقه قرق‌بلاغ نمودار CSD دارای خمش و انحنای مشخصی است (شکل ۱۰)، اما در این منطقه نشانه‌ای از آرایش

از جمله این‌که بلورهای درشت‌تر (بخش انتهایی نمودار خمیده سمت راست) به ماگمایی تعلق دارد که در اعماق بیشتر و یا در محیطی آرام‌تر سرد شده ولی بخش ابتدایی نمودار در سمت چپ در مناطق سطحی‌تر و با سرعت زیادتری متبلور شده است. از شواهد بافتی و صحرایی گویای این موضوع می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: در قطعات پرتابه‌ای دوکی شکلی در منطقه قزله کند بیگانه‌سنگ‌هایی با ترکیب گنیس وجود دارد که معروف به "بمب‌های گنیسی" هستند (شکل ۴). در مقاطع میکروسکوپی حضور بیگانه‌بلورهای منفرد کوارتزی و فلدسپاتی (شکل ۴) و تجمعات بیگانه‌بلورهای کوارتز و فلدسپات مشهود است و چنانکه قبلاً اشاره شد این بیگانه‌بلورها در حاشیه دستخوش انحلال و خوردگی شده‌اند (شکل ۴). همچنین، ملکوتیان و همکاران (۱۳۸۵) تجمعات پیروکسن‌های سوزن‌شکل در سنگ‌های منطقه را گزارش نموده است. از طرفی، برخی از نمونه‌های همین منطقه نیز از درصد حجمی زیادی بیوتیت برخوردارند که معرف بالا بودن مقدار پتاسیم محیط و ماگمای حامل آن‌هاست.

بر اساس شواهد صحرایی مانند وجود بیگانه‌سنگ‌های گنیسی و بیگانه‌بلورها و نشانه‌های بافتی حاصل از خوردگی کوارتز و فلدسپات، فراوانی بیوتیت، اولیوین‌های اسکلتی، وجود بافت غربالی و سوزنی در پیروکسن‌ها همگی گواه آن هستند که شرایط عادی و روند تبلور معمول در سیستم ماگماهای فوران یافته در این منطقه حاکم نبوده است. بنابراین می‌توان گفت که یک ماگمای بازیک از اعماق در حال صعود به سطوح بالاتر بوده است و ضمن بالا آمدن، فرآیندهای تبلور و تفریق را پشت سر گذاشته و در آن بلورهای اولیوین و پیروکسن شکل گرفته‌اند. به سبب این‌که ماگمای بازیک از دمای بالایی برخوردار بوده است، حداقل بخشی از مواد پوسته‌ای (احتمالاً پوسته زیرین) در مسیر عبور

با ترکیبات پوسته‌ای دیده نمی‌شود. به‌علاوه، در نمونه سنگ‌های این منطقه، بلورهای کوچک‌تر و میکرولیت‌ها جمعیت در خور توجهی را به خود اختصاص داده‌اند. حضور سه گروه بلوری ممکن است نشان‌دهنده دوره‌های متعدد توقف در اتافک‌های ماگمایی در مسیر صعود به سطح باشد. در

بازالت‌های اوچ بلاغ نمودار CSD خط مستقیم و صافی است (شکل ۹) و در واقع بیانگر تک جمعیتی بودن بلورهای پیروکسن است. این مسأله اشاره به ثبات در شرایط تبلور بلورهای پیروکسن در این فوران بازالتی دارد (برای مثال: Higgins, 1996a, 1996b, 2000).

منابع

- آیتی، ف. و مهدوی، س. (۱۳۸۹) بررسی توزیع اندازه بلورها در سنگ‌های آذرین: رهنمودی بر روند تکامل ماگما در اتافک‌های ماگمایی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۳): ۴۲۱-۴۳۲.
- حسینی، م. (۱۳۷۸) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- حق‌نظر، ش. و ملکوتیان، س. (۱۳۹۰) خصوصیات منشأ گوشته‌ای آلکالی البوین بازالت‌های منطقه قروه- تکاب. پترولوژی ۶(۲): ۱۷-۳۰.
- رنجبر، ش.، محمودی، ش. و شعبان‌زاده، م. (۱۳۹۰) توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپات آلکالن در جایگزینی کمپلکس نریگان در شمال شرق اسفوردی. پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، تهران.
- زندى‌فر، س.، ولی‌زاده، م.، برقی، م. و فرودی جهرمی، م. (۱۳۸۸) بررسی پراکندگی اندازه بلورهای (CSD) گارنت در دگرگونی مجاورتی روستای حسن‌آباد یزد. فصل‌نامه علوم‌زمین (۷۳): ۱۵۲-۱۴۷.
- عبدی، ق. (۱۳۷۵) بررسی پترولوژیکی سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق قروه (کردستان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- معین‌وزیری، ح. و امین‌سبحانی، ا. (۱۳۶۷) مطالعه آتشفشان‌های جوان منطقه تکاب- قروه. انتشارات دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.
- ملکوتیان، س.، حق‌نظر، ش.، قربانی، م. و امامی، م. (۱۳۸۵) بررسی تحولات ماگمایی در سنگ‌های آتشفشانی بازی کواترنری محور قروه-تکاب. فصل‌نامه علوم‌زمین ۶۴: ۱۶۶-۱۷۸.
- Armienti, P., Pareschi, M. T., Innocenti, F. and Pompilio, M. (1994) Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 115: 402-414.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167-179.
- Baker, D. R., Mancini, L., Polacci, M., Higgins, M. D., Gualda, G. A. R., Hill, R. J. and Rivers, M. L. (2012) An introduction to the application of X-ray microtomography to the 3D study of igneous rocks. *Lithos* 148: 262-276.
- Berger, A., Herwegh, M., Schwarz, J. and Putlitz, B. (2011) Quantitative analysis of crystal/grain sizes and their distributions in 2D and 3D. *Journal of Structural Geology* 33: 1751-1763.
- Cashman, K. V. (1990) Textural constraints of the kinetics of crystallization of igneous rocks. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy* 24: 259-314.
- Cashman, K. V. and Marsh, B. D. (1988) Crystal Size Distribution (CSD) in rocks and the kinetics and

- dynamics of crystallization II: Makaopuhi Lava Lake. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 292-305.
- Donaldson, C. H. (1976) An experimental study of olivine morphology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 57: 187-213.
- Higgins, M. D. (1996a) Magma dynamics beneath Kameni Volcano, Thera, Greece, as revealed by crystal size and shape measurement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70: 37-48.
- Higgins, M. D. (1996b) Crystal size distributions and other quantitative textural measurements in lavas and tuff from Mt Taranaki (Egmont volcano), New Zealand. *Bulletin of Volcanology* 58: 194-194.
- Higgins, M. D. (2000) Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist* 85: 1105-1116.
- Higgins, M. D. (2002) Closure in crystal size distribution (CSD) calculation and significance of CSD fans. *American Mineralogist* 87: 160-164.
- Higgins, M. D. and Meilleur, D. (2009) Development and emplacement of the Inyo Dome Magmatic Suite, California: Evidence from geological, textural (CSD) and geochemical observations of ash and lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186: 280-292.
- Higgins, M. D. and Roberge, J. (2003) Crystal size distribution (CSD) of plagioclase and amphibole from sufrier Hills volcano, Monteserrat: evidence from dynamic crystallization/textural coarsening cycles. *Journal of Petrology* 44: 1401-1411.
- Higgins, M. D. and Roberge, J. (2007) Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, Iceland: Evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161: 247-260.
- Lentz, R. C. F. and Mcsween, J. (2000) Crystallization of basaltic shergottites: Insights from crystal size distribution (CSD) analysis of pyroxenes. *Meteoritic and Planetary Science* 35: 919-927.
- Leu, A. R. (2010) Clinopyroxene growth rate in mafic melts. *Geological Society of American Abstracts* 42: 100.
- Marsh, B. D. (1988) Crystal Size Distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 277-291.
- Marsh, B. D. (1996) Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine* 60: 5-40.
- Marsh, B. D. (1998) On the interpretation of crystal size distribution in magmatic systems. *Journal of Petrology* 39: 553-599.
- Randolph, A. D. and Larson, M. A. (1971) *Theory of particulate processes*. Academic Press, New York.
- Vinet, N. and Higgins, M. D. (2011) What can crystal size distributions and olivine compositions tell us about magma solidification processes inside Kilauea lava lake, Hawaii? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 208: 136-162.
- Wilhelm, S. and Worner, G. (1996) Crystal size distribution in Jurassic Ferrar flow and sills Victoria Land, Antarctica. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 125: 1-15.

The use of quantitative data crystal size distributions (CSD) of pyroxenes crystals in study of petrological process of NE-Qorveh volcanic centers (Kurdistan)

Ashraf Torkian *, Nafiseh Salehi and Masoomeh Kord

Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

Statistical measurements of crystal size distributions (CSD) are the new method for studying physical and petrological properties of igneous rocks. With emphasis on this method, the Plio-Quaternary lavas volcanic in the NE- Qorveh city are investigated. The lavas are basaltic in composition and there are pyroxenes with sieve texture, skeletal olivines, quartz with gulf corrosion and gneissic xenoliths. Quantity textures are studied in the CSD method. The rate of nucleation and growth timing of crystals are determined by pyroxene crystals size distributions. Timing of growth of pyroxene crystals between 17-36 years suggesting stability of crystallization conditions during eruption in the area. We used the logarithmic population density vs. crystal size diagrams with processing the software CSD correction. In the basaltic rocks of Qezelje-Kand village magmatic contamination occurred. In other volcanoes, such as the Qare-Bolaq volcano, residence time of magma was short.

Key words: Crystal size distribution (CSD), Quaternary, Pyroxene, Magma mixing, Qorveh, Kurdistan

* a-torkian@basu.ac.ir