

## مدل سازی فرایندهای تکوین حجره ماگمایی سنگ های آتشفشانی کواترنری سبلان جدید با استفاده از ویژگی های ژئوشیمیایی و بافتی پلاژیوکلازها

عبداله یزدی\*<sup>۱</sup>؛ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد کهنوج، ایران

رحیم دبیری؛ دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشهد، ایران

اکرم عبدالاحدی؛ دکتری پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

الهام شاه حسینی؛ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شرق، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۳۰

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۰۹

### چکیده:

در کوه سبلان، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالتی، ریوداسیت و تراکی آندزیت وجود دارد. بافت این سنگ‌ها اغلب پورفیریتیک با خمیره میکروولیتی، پورفیریتیک حفره‌دار، و گاهی گلوپورفیری، غربالی و تراکیتی می‌باشند. کانی‌های اصلی شامل کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و یک یا چند کانی مافیک مانند هورنبلند و پیروکسن اشاره کرد. آمفیبول‌ها از نوع اکسی هورنبلندند که تنها قالبی از آنها باقی مانده است. حواشی اپاسیته و خورده شده از دیگر ویژگی‌های آمفیبول‌هاست. کانی‌های ثانویه شامل کانی اوپاک، ایدنگزیت، بیوتیت، کلریت و کلسیت است. پلاژیوکلاز سنگ‌های آذرین منطقه از نوع لابرادوریت و بیتونیت قرار هستند. بافت‌های غربالی موجود در پلاژیوکلازهای سنگ‌های منطقه از نوع درشت مقیاس، نامنظم، مجزا و گاهی همراه با منطقه‌بندی می‌باشند که در ارتباط با رشد بلور هستند. بافت غربالی و منطقه بندی در برخی از بلورهای بیانگر فرایندهایی چون اختلاط ماگمایی و کاهش ناگهانی فشار و به طور کلی وجود شرایط نامتعادلی در مخازن ماگمایی می‌باشد.

واژه های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، پلاژیوکلاز، بافت غربالی، سبلان.

---

<sup>۱</sup> yazdi\_mt@yahoo.com

## مقدمه

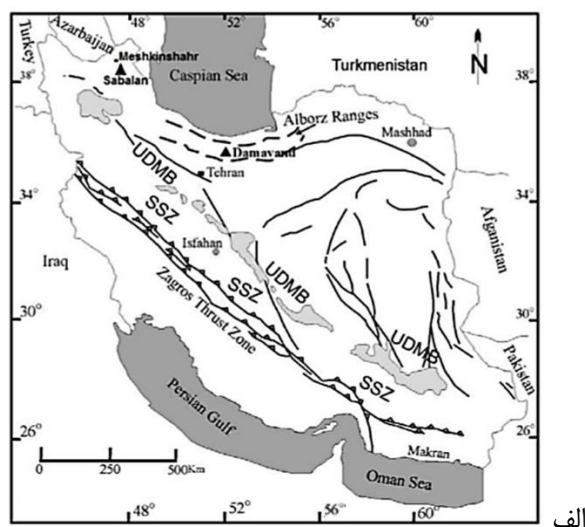
آتشفشان سبلان در ۴۰ کیلومتری باختر - جنوب باختری شهر اردبیل و در ۲۵ کیلومتری جنوب خاوری مشکین شهر قرار دارد. این کوه در تقسیمات استانی عمدتاً در استان اردبیل قرار دارد، هرچند قسمتی از جنوب باختری آن در استان آذربایجان شرقی قرار می‌گیرد. مختصات دقیق دهانه آتشفشانی که دارای دریاچه معروفی نیز است عبارتند از " ۰۹ ° ۵۰ ۴۹ طول شرقی و " ۰۳ ° ۱۶ ۳۸ عرض شمالی.

ارتفاع بلندترین قله این آتشفشان بزرگ که کوه سبلان سلطان نام دارد (شکل ۱-ب). از نظر سنگ‌شناختی و ریخت‌شناسی، کوه سبلان آتشفشانی از نوع مخروط‌های مرکب و متشکل از لایه‌های متناوبی از مواد آذرآواری و جریان‌های گدازه‌ای است. طی فازهای متعدد انفجاری و خروج گدازه، مواد آتشفشانی روی هم جای گرفته و مخروط‌های مرکبی را پدید آورده‌اند. در مورد تشکیل این کوه تحقیقات گسترده‌ای صورت گرفته است. Delick et al., 2009 گسل‌های عرضی<sup>۲</sup> فعال موازی با کوهزایی در منطقه پری عربین را عامل تشکیل فوران‌های شکافی و استراتوولکان‌ها را در اواخر سنوزوئیک مثل سبلان عنوان کرده است (شکل ۱-الف). Vardell et al., 2011 علت ماگماتیسم پالئوژن و انبساط را توسط پدیده عقب‌رانگی<sup>۳</sup> یا عقب‌گرد<sup>۴</sup> صفحه فرورونده توجیه می‌کند که با فرورانش کم‌شیب صفحه دوره کرتاسه دنبال می‌شود. طی تحقیقات انجام پذیرفته اخیر حرکت‌های کششی محلی در منطقه غرب دریای مازندران تا به امروز نیز ادامه داشته و هر سال ۴ میلی‌متر به سمت شمال شرق و ۴ میلی‌متر به سمت جنوب غرب انبساط صورت می‌پذیرد. (Mason et al., 2003) معتقد هستند که آتشفشان سبلان ناشی از رویدادهای مختلف زمین‌ساختی است که در دو چرخه اصلی کوهزایی رخ داده است و دو تغییر شکل داخلی نتوتتیس مربوط به همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا است. این نویسنده همچنین نشان داد که آتشفشان سبلان مربوط به حاشیه قاره‌ای فعال است و تنظیم قلیایی سنگ‌های آتشفشانی سبلان آن را در منطقه شکاف قاره تأیید می‌کند. این آتشفشان نتیجه تشکیل یک محفظه ماگمای عمیق بوده است اما تحت تأثیر آلودگی پوسته، جذب و تبلور جزئی بوده است (Didon and Germain, 1976). با توجه به مطالعات اخیر ساختار شکستگی‌ها و روند گسل‌ها در کوه سبلان می‌توان نتیجه گرفت که عملکرد گسل‌های امتداد لغز باعث ایجاد فضاهای کششی و حوضه‌های Pullapart در منطقه شده است (Abdulahi et al., 2025). در زمان کواترنری، ماگماهای بازیگ منطقه، در امتداد این فضاهای کششی خود را به سطح زمین رسانده‌اند. این ماگماها آرایش بسیار ناچیزی را با پوسته لیتوسفری تجربه کرده و ویژگی‌های منشاء استنوسفری را تا حد زیادی در خود حفظ کرده، ماهیت آکالن داشته و به لحاظ عناصر فرعی و نادر خاکی تهی شده‌اند. در مرحله بعدی پوسته لیتوسفری دچار فرایند Delamination شده و بخشی از آن از پوسته جدا شده و در استنوسفر غوطه‌ور گشته است. در این میان ذوب بخشی این پوسته باعث تشکیل سنگ‌های آتشفشانی در سبلان شده است

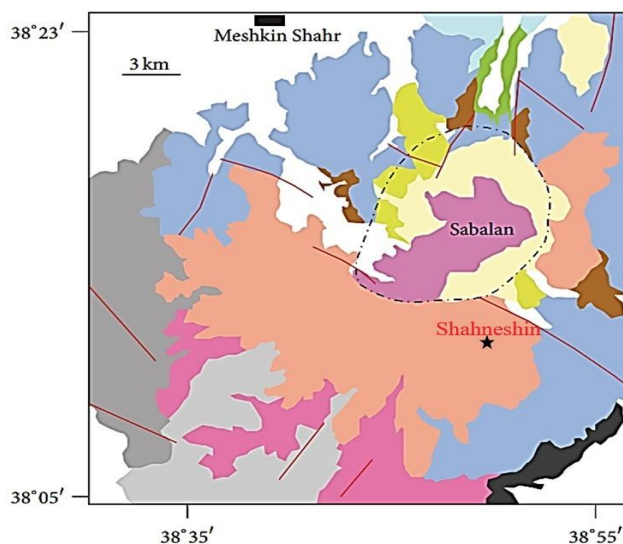
<sup>2</sup> Transtensional

<sup>3</sup> Slab rollback

<sup>4</sup> Slab retreat



الف



- |                 |   |                                     |
|-----------------|---|-------------------------------------|
| Plio-Quaternary | Porphyritic trachyte                              | Porphyritic trachyte-trachyandesite |
|                 | Andesitic lava flow                               | Porphyritic andesite                |
|                 | Andesite-Trachyandesite (lava flow)               | Ash flow and tuff                   |
|                 | Basaltic lava flow and scoria (Plio-Quaternary)   | Ignimbrite                          |
| Quaternary      | Andesitic lava flow and breccia (Pliocene)        | Dacite-rhyodacite                   |
|                 | Porphyritic trachybasalt, trachyandesite (Eocene) | Porphyritic andesite-dacite         |

ب

شکل ۱: الف- نقشه زمین ساختاری ایران از (Mousavi et al., 2014). ب- نقشه منطقه مورد مطالعه از (Shahbazi, 2013)

## روش مطالعه

برای شناسایی بافت سنگ‌ها، و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها حدود ۱۰۰ نمونه از منطقه جمع‌آوری و از میان آنها حدود ۸۰ نمونه مقطع نازک از سنگ‌های آتشفشانی تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان انکساری<sup>۵</sup> مورد مطالعه قرار گرفتند. به منظور انجام مطالعات ترموبارومتری بر روی آندزیت بازال‌ها و آندزیت‌های منطقه مورد مطالعه، تعداد ۵ عدد مقطع نازک - صیقلی انتخاب شد. در این رابطه ۳۰ آنالیز نقطه‌ای از کانی پلاژیوکلاز میکروپروپ شد. آنالیز نقطه‌ای انجام شده روی کانی‌ها با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون میکروپروپ به روش XPMA در کانساران بینالود با دستگاه مدل HORIBA، XGT-7200، با ولتاژ شتاب دهنده ۵۰KV و شدت جریان Am1 در نقاطی به قطر ده میکرون و در مدت زمان هشتاد ثانیه برای هر نقطه انجام شده است. محاسبه فرمول ساختاری با استفاده از فایل‌های اکسل ساخته شده برای کانی‌ها (Spreadsheet) انجام شد.

## یافته‌های تحقیق

### - سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری شامل تراکی آندزیتی، آندزیت، تراکی داسیت و همراهانی از سنگ‌های آذرآواری می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی بازیک کواترنری منطقه شامل تراکی آندزیتی، آندزیت، تراکی داسیت می‌باشند که حجم قابل توجهی از گدازه‌ها را در منطقه به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها تنوعی از بافت‌های پورفیری، جریانی، گلومروپورفیری و غربالی نشان می‌دهند. از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز و یک یا چند کانی مافیک مانند هورنبلند و پیروکسن اشاره کرد. فنوکریست‌های پلاژیوکلازتریکی در حد الیگوکلاز - آندزین دارند و زونینگ نوسانی نشان می‌دهند. در سنگ‌های آندزیتی اغلب پلاژیوکلازها به سریسیت، کلریت، و کانی رسی تجزیه شده‌اند. کوارتز ثانویه نیز به صورت دانه ریز در خمیره و گاه پرکننده حفره‌های سنگ می‌باشد. در سنگ‌های آندزیتی منطقه مگنتیت و تیتانومگنتیت (کانی‌های اپک) از کانی‌های ثانویه، و آپاتیت از کانی‌های فرعی هستند. در گدازه‌های داسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی نیز فراوانترین فنوکریست این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها هستند. برخی از این بلورها خلیجی و گردشده با بافت غربالی و منطقه بندی اند. پلاژیوکلاز این سنگها نیز دچار دگرسانی کربناتی و سریسیتی شده است. آمفیبولها از نوع اکسی هورنبلندند که تنها قالبی از آنها باقی مانده است. حواشی اپاسیته و خورده شده از دیگر ویژگیهای آمفیبول‌هاست. آلکالی‌فلدسپارها اغلب در خمیره سنگ‌های ریولیتی حضور دارند. کوارتزها عمدتاً به صورت میکروفنوکریست‌اند و در خمیره دیده می‌شوند. کوارتزها خلیجی شکل و دارای خاموشی موجی اند. بیوتیت قهوه‌ای با حاشیه‌ی اپاسیته شده در گدازه‌های منطقه وجود دارد.

- مطالعه میکروبافت‌های موجود در پلاژیوکلازهای سنگ‌های آتشفشانی منطقه

<sup>5</sup> Polarizing Microscope

میکرو بافت‌های موجود در پلاژیوکلازها به دو گروه تقسیم می‌شوند: الف- بافت‌های مرتبط با رشد بلور شامل بافت غربالی، منطقه بندی نوسانی و سطوح تحلیل رفته که این قبیل بافت‌ها در اثر عدم تعادل در فصل مشترک بلور-مایع، تغییرات دما، فشار آب، و ترکیب مذاب در هنگام تبلور ایجاد شده‌اند و ب- بافت‌های مورفولوژیکی نظیر گلوومروکریست، میکروولیت‌ها که به واسطه دخالت فرایندهای دینامیکی ماگما در حال تبلور مانند جریان‌های همرفتی، گاززادگی و یا فوران انفجاری حاصل می‌شوند.

#### ۱- بافت غربالی

انواع بافت‌های غربالی در پلاژیوکلازهای سنگ‌های آذرین عبارتند از: الف- بافت غربالی هموزن. ب- بافت غربالی تکراری. ج- بافت غربالی منظم. د- بافت غربالی نامنظم. و- بافت غربالی همراه با زونینگ.

از لحاظ ابعاد نیز این بافت به دو دسته درشت (مجزا و مرتبط با هم) و ریز تقسیم می‌شود.

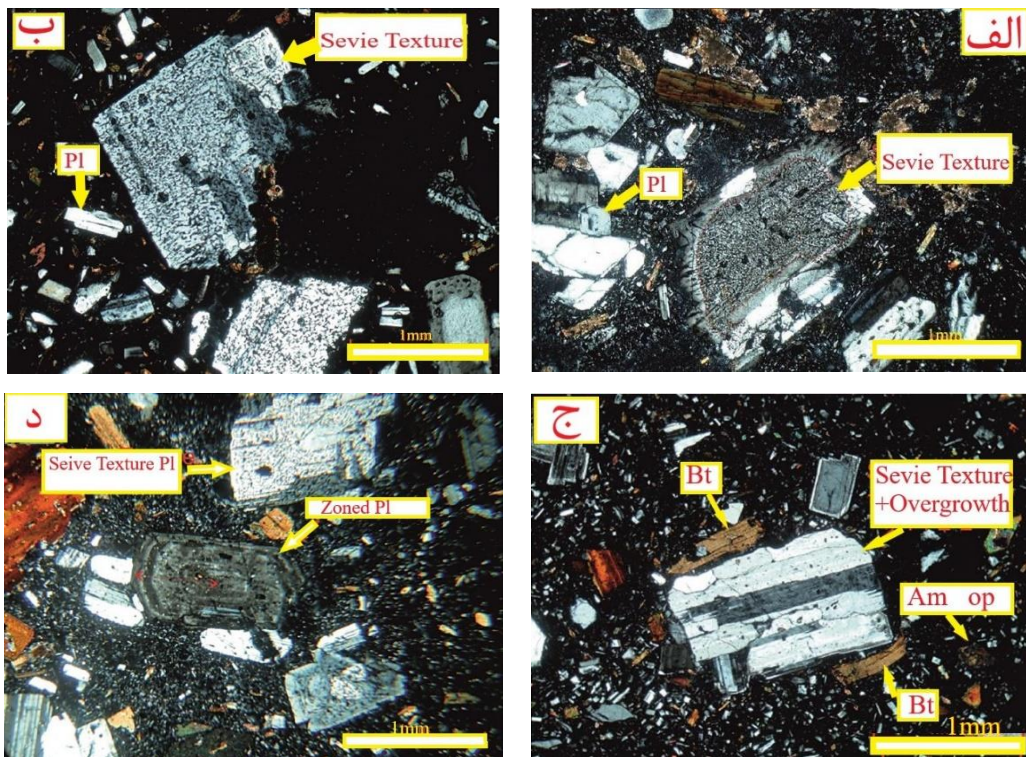
یکی از مهمترین بافت‌های نامتعادل در بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی کواترنری بافت غربالی است. این بافت به دنبال تغییرات فیزیکی و شیمیایی موجود در آشیانه ماگمایی تشکیل می‌شود. در برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز این بافت در حاشیه، در برخی در مرکز بلور و در برخی هم در حاشیه و هم در مرکز بلور مشاهده می‌شود. اندازه و تعداد غربال‌ها متغیر بوده و به میزان افزایش سرعت صعود ماگما و یا افزایش محتوی آب ماگما در حین صعود بستگی دارد (Viccaro et al., 2012). ارتباط و بزرگی غربال‌ها نشان دهنده انحلال شدید یا طولانی مدت می‌باشد.

بافت غربالی درشت مقیاس به دو دسته مجزا یا در ارتباط با یکدیگر تقسیم می‌شوند. در بافت غربالی مجزا، حفرات به صورت اتفاقی و نامنظم در مرکز بلور قرار گرفته و از الگوی خاصی پیروی نمی‌کنند. بافت غربالی مرتبط با هم به دو صورت تشکیل می‌شوند. الف- به صورت کشیده و موازی با کلیوژهای پلاژیوکلاز که در این حالت حفرات با منافذ از کنار همدیگر را قطع می‌کنند و با هم مرتبط می‌شوند. ب- غربال‌های حلقه‌ای در مرکز بلور که در این حالت ارتباط کاملی با هم دارند (Viccaro et al., 2012). بافت غربالی به دو صورت درشت مقیاس و مجزا (شکل الف وب)، و کوچک مقیاس در بلورهای پلاژیوکلاز نمونه‌های منطقه مشاهده می‌شوند

بافت غربالی کوچک، ادخال‌های بسیار ریزی از شیشه هستند و ظاهر گرد و غبارمانندی به بلور می‌بخشند و ارتباط خیلی خوبی با هم دارند و عمدتاً در مرکز و حاشیه دانه‌های کوچک تا متوسط و یا در حاشیه دانه‌های بزرگ مشاهده می‌شوند (شکل ۲-ج). البته در برخی از نمونه‌های منطقه در پلاژیوکلاز بافت غربالی همراه با زونینگ مشاهده میشود (شکل ۲-د). در برخی نمونه‌ها نیز پلاژیوکلازهایی که تمام سطح بلور آنها حفره حفره بوده و بافت غربالی هموزن نشان می‌دهند مشاهده می‌شود. دلیل ایجاد این بافت می‌تواند ترکیب یکنواخت کانی باشد که با تغییر شرایط، تمام بلور شروع به خورده شدن می‌کند. به باور Shelley, 1993 بافت غربالی در نتیجه حضور ادخال‌هایی مرتبط به هم از شیشه یا مواد خمیره به وجود می‌آید و ظاهری متخلخل را در بلور ایجاد می‌نماید. بافت‌های غربالی اسفنجی شکل در پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های آذرین نتیجه اختلاط ماگمایی تصور می‌شود (Tsuchiyama, 1985).

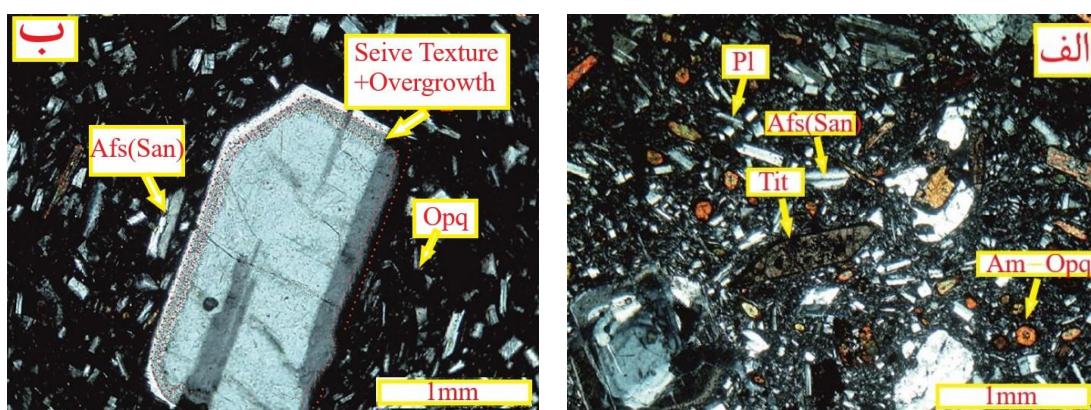
فرایند اختلاط چه به صورت اختلاط ماگمایی با خاستگاه متفاوت و چه به صورت ماگمایی با منشاء یکسان امکان‌پذیر است (Sterck, 2008). شدت و گستردگی این فرایند می‌تواند در حدی باشد که ماگمای جدیدی (به عنوان مثال ماگمای آندزیتی) را از اختلاط دو ماگمای متفاوت (به عنوان مثال ماگمای بازالتی و داسیتی) ایجاد کند (Sterck, 2008; Moein, 2014; Lee and Bachman, 1978; Vaziri and Sobhani, 1978) و یا به صورت محلی و با شدت کمتری رخ داده و تنها شواهدی از بلورهای بیگانه را در دو ماگمای اختلاطی بر جای بگذارد (سیاری و همکاران، ۱۳۷۸؛ بیابانگرد و مرادیان، ۱۳۸۸). این پدیده در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف همچون جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره‌ها به دلیل پرشدن متوالی مخزن ماگمایی انجام می‌شود (سیاری و همکاران، ۱۳۷۸؛ بیابانگرد و مرادیان، ۱۳۸۸؛ پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۰؛ شهریاری و همکاران، ۱۳۹۰). علائم به کاررفته در اشکال میکروسکوپی عبارتند از:

هورنبلند = Hbl - کلینوپیروکسن = Cpx - کوارتز = Qtz - بیوتیت = Bt - پلاژیوکلاز = Pl - آلکالی فلدسپار = Kfs



شکل ۲: الف) بافت غربالی درشت مقیاس در مرکز بلور در سنگ آندزیت و ب) بافت غربالی مجزا و کامل در آندزیت (نور XPI). ج) بافت غربالی ریز مقیاس در تراکی آندزیت. د) بافت غربالی ریز مقیاس به همراه زونینگ در آندزیت (نور XPI).

در برخی مواقع نیز در بلورهای پلاژیوکلاز قسمت مرکز بلور سالم و در حاشیه آن بافت غربالی به صورت منظم و نامنظم مشاهده می‌شود. اگر در حاشیه بافت غربالی به طور منظم بلورهای پلاژیوکلاز را در برگرفته باشد، این بلورها را پلاژیوکلاز با هسته شکل دار و مسطح می‌گویند (Megan, 2006) (شکل ۳ الف و ب). اگر حاشیه‌ای با بافت غربالی به طور نامنظم پلاژیوکلاز را در برگرفته باشد این پلاژیوکلازها به بلورهای دارای هسته بی‌قاعده معروف هستند. علت تشکیل این پلاژیوکلازها را می‌توان وجود ترکیب متفاوت در ساختمان بلور دانست. این تفاوت ترکیبی باعث می‌شود با کمترین تغییر در شرایط تعادلی، خوردگی‌های ناهمسان در بلور رخ دهد و سپس در اثر نفوذ ماگمای بعدی حاشیه‌ای سالم در اطراف این بلورها ایجاد می‌شود (Megan, 2006).



شکل ۳: الف) بافت غربالی درشت مقیاس با هسته شکل دار در کانی پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت (نور XPI). ب) بافت غربالی درشت مقیاس با هسته شکل دار و مسطح با رویشی در کانی پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت (نور XPI).

به باور (Tsuchiyama, 1985) در بسیاری مواقع بر روی هسته فنوکریست‌های پلاژیوکلاز حلقه غربالی شده از پلاژیوکلاز رشد می‌کند که دارای کلسیم بیشتر در مقایسه با هسته این بلورها می‌باشد. وجود شرایط ناعادلی عامل اصلی ایجاد این حلقه‌هاست که با رشدی سریع ناشی از اختلاط ماگمایی داغتر و غنی‌تر از  $H_2O$  و  $Ca$  به وجود آمده‌اند. در برخی نمونه‌ها حالت عکس (حاشیه بلور سالم و مرکز به صورت غربالی) در پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود که این حالت از بافت غربالی ممکن است به دنبال کاهش فشار ناگهانی در شرایط تحت اشباع از  $H_2O$  و در هنگام صعود ماگما از اعماق به سطح زمین رخ می‌دهد (Nelson and Montana, 1992).

بافت‌های غربالی در سنگ‌های منطقه به دو علت تشکیل شده‌اند:

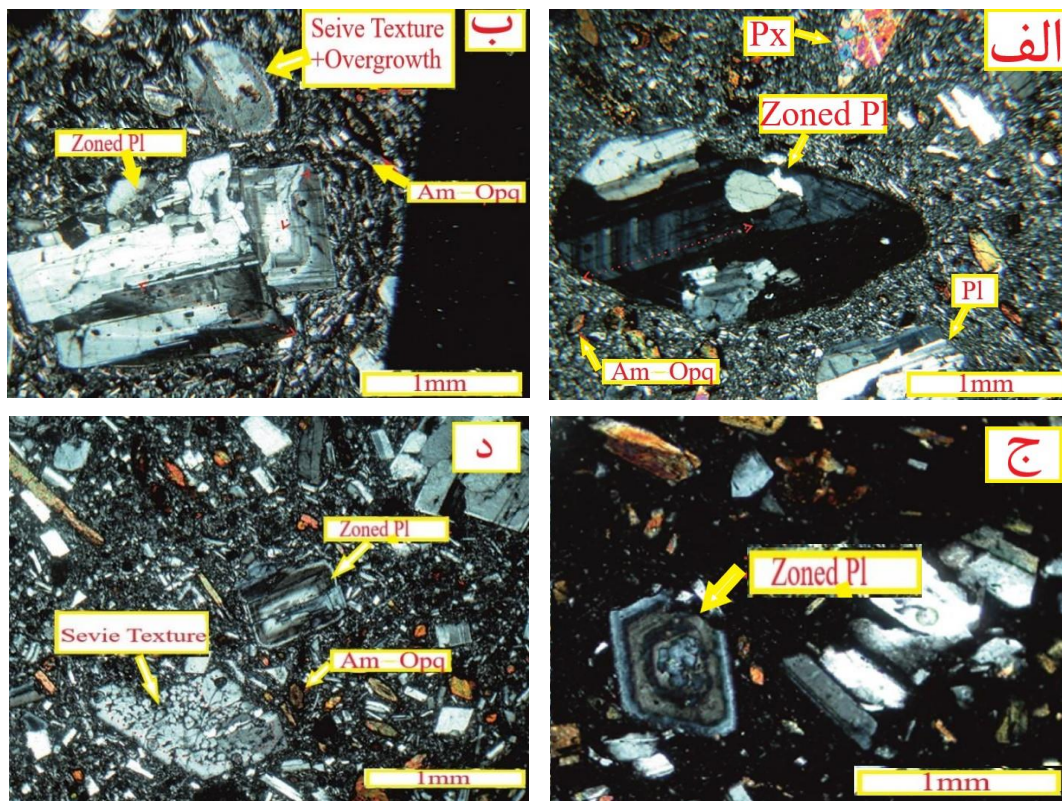
۱- در طی فرایندهای کاهش فشار (Nelson and Montana, 1992) که در طی این فرایند وقتی ماگمای تحت اشباع از آب با سرعت زیاد به اعماق کمتر صعود می‌کند، فشار بخار سیستم افزایش می‌یابد و پایداری بلورهای پلاژیوکلاز کاهش یافته و انحلال بلوری اتفاق می‌افتد (Blundy and Cashman, 2005). حفرات ایجاد شده

توسط مذاب پر می‌شوند و به دنبال تبلور مجدد بلور، این حفرات در داخل بلور محبوس شده و بافت غربالی در بلور تشکیل می‌شود. بافت غربالی نتیجه این فرایند اندازه درشتی دارد (Nelson and Montana, 1992). عمدتاً غربال‌های درشت در مرکز فنوکریست‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شوند.

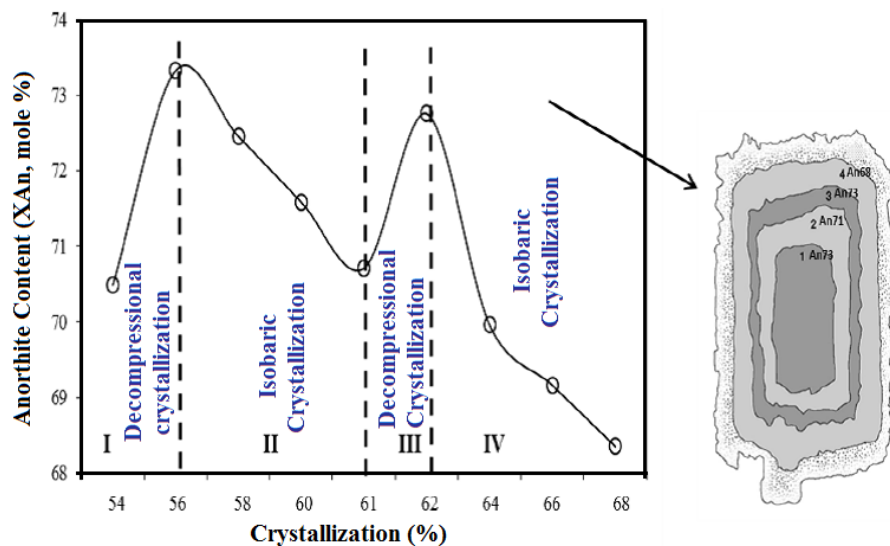
۲- اختلاط ماگمایی یا واکنش با مذاب غنی از کلسیم بسیار داغ در آشیانه ماگمایی در اعماق کمتر اتفاق می‌افتد، در اثر این فرایند فنوکریست‌ها در تعامل با مذاب غنی از کلسیم بسیار داغ انحلال بخشی را تحمل می‌کنند (Tsuchiyama, 1985). پس از انحلال بخشی، بلورها در شرایط جدید برای برقراری تعادل با مذاب واکنش داده و تبلور مجدد حاصل می‌کنند. اندازه غربال‌های حاصل این فرایند کوچک بوده و مطالعات حاکی از این است که بلورهای پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت در شرایط دمای بالا، فشار کم، و از مذابی که دارای نسبت‌های بالای Ca/Na، Al/Si، Ca/Al و محتوی آب کمی است متبلور می‌شود (Nelson and Montana, 1992; Blundy and Cashman, 2005).

## ۲- منطقه بندی

منطقه بندی یکی دیگر از بافت‌های غیر تعادلی مشاهده شده در پلاژیوکلازها در سنگ‌های منطقه می‌باشد (شکل ۴-الف تا د) و به دو علت تشکیل می‌شود: الف) تبلور پلاژیوکلاز از مذابی که دستخوش تغییرات پیوسته در دما، فشار بخار آب و ترکیب است (Humphreys et al., 2006). ب) افزایش سرعت رشد در فصل مشترک بلور-مذاب در پاسخ به شرایط تعادلی (Ginibre et al., 2002). ماگما در عمق کم در مخزن ماگمایی تحت تاثیر فعالیت‌های دینامیکی از قبیل جریان‌های همرفتی یا ورود ماگمای بسیار داغ غنی از کلسیم یا هردو قرار می‌گیرد و به دنبال تاثیر این فرایندها، بافت‌هایی نظیر بافت غربالی کوچک، منطقه بندی و سطوح انحلالی به صورت محزا یا در حاشیه بلورهای قبلی تشکیل می‌شوند (Singer et al., 1995). در صورت توقف طولانی مدت بلور در داخل مذاب معمولاً بین ترکیب پلاژیوکلازها و ترکیب ماگما تعادل برقرار شده و زونینگ ایجاد نمی‌شود. بالعکس وجود زونینگ نشانگر آهسته بودن سرعت تعادل نسبت به سرعت تبلور است (Shelley, 1993). بنابر این به نظر میرسد که وجود زونینگ در پلاژیوکلازها به دلیل سرد شدن سریع حاشیه توده و احتمالاً ناشی از تغییرات سریع دما باشد. مطالعات (Sosa-Ceballos et al., 2014) بر روی منطقه بندی در پلاژیوکلازها نشان داد که با افزایش یا کاهش فشار میزان درصد آنورتیت در حدود ۳ مول به ازای هر ۱ کیلوپار کاهش یا افزایش می‌یابد (شکل ۵). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با منطقه بندی آنورتیت، استرانسیم، آهن و منیزیم بیانگر ماگمای مافیک غنی از استرانسیم در یک سیستم آتشفشانی است (Ginibre and Worner, 2007).



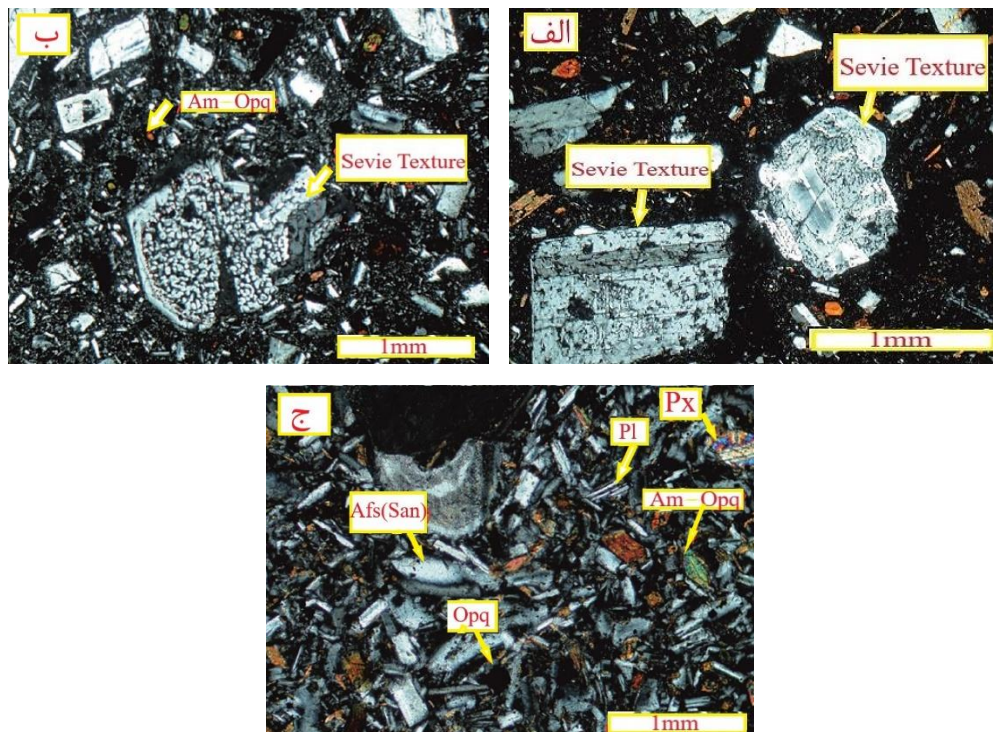
شکل ۴ الف- حضور زونینگ در پلاژیوکلاز آندزیت بازالتی (نور XPI). ب- حضور زونینگ در پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت (نور XPI). ج و د- حضور زونینگ در پلاژیوکلاز در آندزیت (نور XPI).



شکل ۵: تغییر میزان آنورتیت در پلاژیوکلاز ( بر حسب مول) با افزایش درصد تبلور تحت شرایط سردشدگی ایزوباریک (هم فشار) (Sosa-Ceballos et al., 2014)

### ۳- سطوح تحلیل رفته

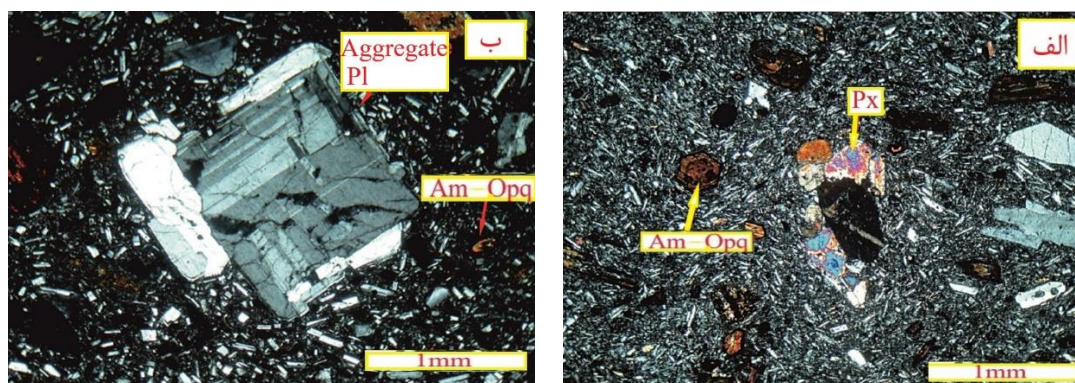
این بافت در حاشیه برخی بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۶ الف تا د). این سطوح انحلالی نشان دهنده تغییر در دما، فشار، ترکیب مذاب و محتوی آب ماگما هستند. به دلیل گرم شدن پلاژیوکلاز در بالاتر از دمای انجماد آن و یا تزریق مجدد ماگما بلورها دچار فرایند انحلال و ذوب می‌شوند. سپس این بلورها با ماگمای جدید وارد واکنش شده و تبلور مجدد می‌نمایند. تغییرات شدید در ترکیب و وجود سطوح انحلال در پلاژیوکلاز و پیروکسن، و حضور زینوکریست‌های اکسیدهایی از Fe-Ti غنی از کروم و اولیوین غنی از منیزیم و پیروکسن نشان می‌دهد که اختلاط ماگما یک فرایند مهم و مؤثر بر سیستم ماگمایی بوده است (Sosa-Ceballos et al., 2014).



شکل ۶ الف) گردشگی به همراه بافت غربالی در بلور پلاژیوکلاز آندزیت. ب) انحلال به همراه زونینگ و بافت غربالی بلور پلاژیوکلاز در آندزیت (نور XPI). ج) گردشگی و انحلال به همراه بافت غربالی بلور پلاژیوکلاز در آندزیت بازالتی.

### ۴- میکرولیت‌ها

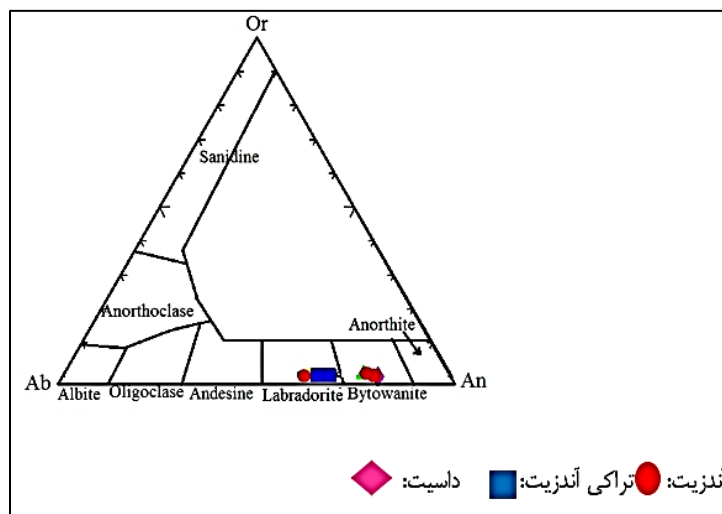
حضور بافت میکرولیتیک در نمونه‌ها می‌تواند ناشی از سرد شدن سریع گدازه (Lofgren, 1980) و یا بالا رفتن درجه حرارت لیکیدوس ماگما به هنگام فوران ماگما باشد که در این شرایط کاهش فشار سبب خروج گازها، حباب دار شدن و اکسولوشن آب شده و این بافت تشکیل می‌شود (Toramaru et al., 2008) (شکل ۷ الف و ب).



شکل ۷: بافت گلوپرو پورفیری با خمیره شیشه‌ای تا میکرولیتی شیشه‌ای جریان‌ی در آندزیت بازالت. (ب) بافت میکرولیتی جریان‌ی در تراکی آندزیت.

### - شیمی کانی پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های منطقه است که به دو صورت درشت بلور و میکرولیت حضور دارد. شواهد پتروگرافی حاکی از عملکرد متوسط دگرسانی بر روی این پلاژیوکلازها بوده و در نتیجه آن میتوان کانی‌های ثانویه سرپسیت، کلسیت، کلریت، کانی‌های رسی و در نتیجه پدیده سوسوریتی شدن را بر روی آنها مشاهده نمود. بر روی نمودار مثلثی Or-Ab-An از (Deer, 1991) پلاژیوکلاز سنگ‌های آذرین منطقه در محدوده لابرادوریت و بیتونیت قرار گرفته‌اند (شکل ۹). در جدول ۱ نیز نوع پلاژیوکلاز سنگ‌های منطقه توسط Spreadsheet نشان داده شده است. افزایش فشار بخار آب، صعود ناگهانی ماگما و ایجاد شرایط نامتعادل ماگمایی به ترتیب باعث کاهش میزان آنورتیت و افزایش میزان Fe و Mg در پلاژیوکلاز می‌شوند (احمدی و همکاران، ۱۳۹۶).



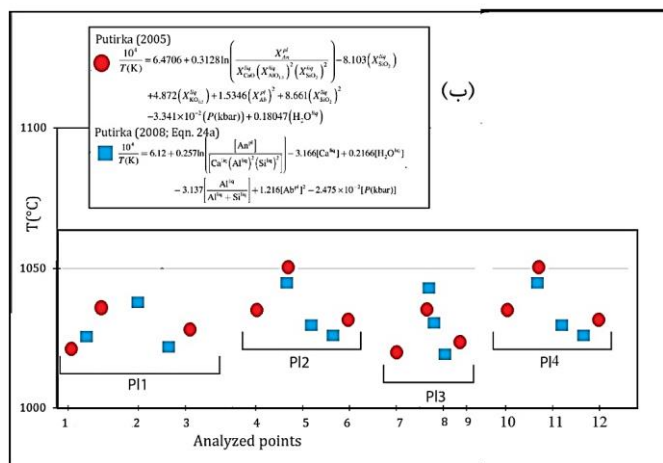
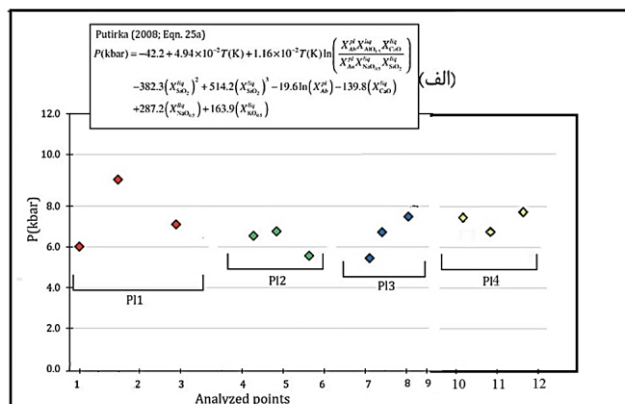
شکل ۹: تعیین ترکیب فلدسپارهای سنگ‌های آذرین منطقه.

جدول ۱: ترکیب آنالیز و تعیین نوع پلاژیوکلاز با استفاده از Spreadsheet.

Point.No	Tr An-A25-1	Tr An-A25-2	Tr An-A25-3	1-Da-A29	2-Da-A29	3-Da-A29	RD-1	RD-2	RD-3	An-A77-1	An-A77-2	An-A77-3	An-A77-4
SiO <sub>2</sub>	52.72	53.18	54.12	49.76	49.76	50.02	54.45	56.08	59.24	51.96	55.43	50.13	51.69
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.05	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.94	27.79	28.30	30.19	30.19	31.20	28.41	26.84	24.96	30.87	29.17	32.90	30.74
FeO	0.61	0.69	0.50	0.56	0.56	0.58	0.61	0.66	0.31	0.12	0.16	0.11	0.20
CaO	13.94	13.24	14.20	16.61	16.61	17.10	10.85	9.44	6.89	13.78	11.70	14.53	14.58
Na <sub>2</sub> O	3.52	3.84	3.50	2.16	2.16	1.45	5.10	5.93	7.15	1.89	3.95	1.76	2.18
K <sub>2</sub> O	0.09	0.09	0.07	0.03	0.03	0.33	0.42	0.40	0.45	0.05	0.03	0.00	0.16
MgO	0.13	0.16	0.12	0.09	0.09	0.09	0.03	0.05	0.02	0.13	0.06	0.02	0.07
MnO	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	98.99	99.08	100.89	99.44	99.44	100.80	99.91	99.44	99.06	98.83	100.50	99.47	99.67
An	68.28	65.25	68.88	80.81	80.81	79.83	52.72	45.72	33.83	79.85	61.98	82.05	77.59
Ab	31.22	34.24	30.72	19.00	19.00	19.85	44.85	51.97	63.54	19.83	37.83	17.95	21.41
Or	0.50	0.51	0.40	0.19	0.19	0.32	2.43	2.31	2.63	0.32	0.19	0.00	1.00

### - دما-فشار سنجی پلاژیوکلاز

نتایج فشارسنجی و دماسنجی بر پایه تعادلی شیمی بلور-مذاب میزبان و به دو روش مختلف (Putirka, 2003, 2008) انجام شده است. بر اساس این محاسبات بلورهای پلاژیوکلاز سنگهای آندزیتی (PL1) در محدوده فشار ۶ تا ۸.۵ کیلو بار و دما ۱۰۳۵ تا ۱۰۴۵ درجه سانتی گراد، پلاژیوکلاز سنگهای تراکی آندزیتی (PL2) در محدوده فشار ۵.۵ تا ۷ کیلو بار و دما ۱۰۳۵ تا ۱۰۵۵ درجه سانتیگراد، پلاژیوکلاز سنگهای داسیتی (PL3) در محدوده فشار ۵.۵ تا ۸ کیلو بار و دما ۱۰۳۵ تا ۱۰۴۵ درجه سانتیگراد و پلاژیوکلاز سنگهای ریوداسیتی (PL4) در محدوده فشار ۶ تا ۸ کیلو بار و دما ۱۰۳۵ تا ۱۰۵۵ درجه متبلور شده‌اند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰: نمایش نتایج دماسنجی و فشارسنجی پلاژیوکلازها. الف- فشارسنجی پلاژیوکلازها به روش (Putirka, 2008). ب- دماسنجی پلاژیوکلازها به روش (Putirka, 2003, 2008).

- مدل‌سازی فرایندهای تکوین حجره ماگمایی بر اساس بافت‌های غیر تعادلی

### فلدسپات‌های منطقه

تحلیل بافت‌های ماگما اطلاعات با ارزشی را در مورد فرایندهای ماگمایی در اختیار ما قرار می‌دهد. تشکیل بافت‌های غیر تعادلی (بافت غربالی، منطقه بندی و حاشیه‌های واکنشی) معمولاً به تغییر متغیرهای مستقل (فشار و دما و ترکیب شیمیایی) وابسته است که حالت تعادل قبلی سیستم را به هم می‌زنند (Perugini et al., 2003). این بافت‌ها در اثر تغییرات حرارتی و شیمیایی مذابی که در تماس با بلور است حاصل می‌شوند که احتمالاً نتیجه انتقال بلور به بخش دیگری از ماگما، جریان مذاب بین بلورهایی که زودتر تشکیل شده‌اند و یا تفریق پیش‌رونده مذاب است (Arvin et al., 2003). برخی از محققین معتقدند که کاهش فشار تغییرات ترکیبی مشاهده شده و حضور همزمان پلاژیوکلازهای غربالی و معمولی در یک نمونه را

نمی‌تواند توجیه کند (Kuscu and Floyd, 1999). شواهد محکمی دال بر ناهمگن بودن عدم تعادل در ماگما نظیر تفاوت زیاد بافت‌های غیرتعادلی در بلورهای یک فاز وجود دارد (Perugini et al., 2003). همچنین اگر درصد آنورتیت درشت بلور کمتر از درصد آنورتیت پلاژیوکلاز در حال تعادل با ماده مذاب باشد، سطوح خرد شده<sup>۶</sup> موجود در یک بافت غربالی به صورت ناهموار و برجسته در می‌آیند، و با ماگما پر می‌شوند (Tsuchiyama, 1985). در این صورت پلاژیوکلاز واکنش می‌کند و کلسیک تر می‌شود. اگر ماگمای اسیدی و بازی با همدیگر اختلاط حاصل کنند، فلدسپار سدیک موجود در ماگمای اسیدی حل می‌شود و بافت غربالی پدید می‌آید و نهایتاً قسمت‌های خورده شده، در اثر واکنش کلسیک تر می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز از نظر اندازه به دو دسته تقسیم می‌شوند. بلورهای کوچک ( $1\text{mm}$ ) و بزرگ (3-5mm) که به ترتیب بلورهای جوانتر و قدیمی‌تر را نشان می‌دهند. از اندازه و نحوه ارتباط بلورها می‌توان برای پی بردن به نحوه تبلورها آنها استفاده کرد (Yu et al., 2012). هسته پلاژیوکلازهای بزرگ، پلاژیوکلاز قدیمی‌تر را نشان می‌دهند. وجود بافت غربالی درشت در هسته‌های غنی از آنورتیت پلاژیوکلازهای بزرگ و نبود این بافت در هسته پلاژیوکلازهای کوچک نشان دهنده تبلور این بلورهای در مرحله بعدی است. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی درشت با ماگما وارد واکنش شده و تبلور مجدد حاصل می‌کنند و بافت‌هایی نظیر بافت غربالی کوچک یا زونینگ نوسانی را در حواشی خود تشکیل می‌دهند. بافت‌هایی نظیر بافت غربالی کوچک مقیاس، منطقه بندی، سطوح انحلالی به دنبال تغییر شرایط دینامیکی آشیانه ماگمایی کم عمق‌تر از طریق جریان‌های همرفتی یا ورود ماگمای بسیار داغ غنی از کلسیم بعد از بافت‌هایی نظیر گلومروکریست و غربالی درشت مقیاس تشکیل می‌شوند.

از مشاهدات بافتی فوق، یک مدل اتافک ماگمایی ساده برای منطقه مورد مطالعه مشابه با آنچه (Renjith, 2014) ارائه داده است می‌توان تصور نمود به طوری که در مرحله آغازین، ماگمای دما بالای اشباع از آب متحمل تبلور وسیع در محیط ماگمایی پایدار اتافک عمیق شده و پلاژیوکلاز غنی از An تولید کرده است (شکل ۱۱). هنگامی که این ماگمای غنی از بلور به اتافک کم عمق صعود کرده است، این بلورها متحمل نرخ‌های انحلال مختلف شده که موجب توسعه مورفولوژی‌های CS (بافت غربالی درشت) با اندازه، شکل و تراکم (تعداد CS در واحد سطح) مختلف شده است (شکل ۱۱). تغییر در شدت انحلال ممکن است ناشی از اختلاف در نرخ وافشارش یا محتوای  $\text{H}_2\text{O}$  حل شده در ماگما باشد (Viccaro et al., 2010) درست پس از انحلال ممکن است بسیاری از بلورها به صورت گلومروکریست بهم پیوسته شده و بعداً به صورت دانه منفرد دوباره رشد کنند، در حالی که باقیمانده بلورها روی هسته‌های CS به صورت غلاف رشد کرده‌اند. بلورهای تولید شده پس از وافشارش عاری از مورفولوژی CS می‌باشند و فنوکریست‌های کوچک و متوسط (محتوای An پایین) در واحد گدازه تشکیل می‌دهند. اتافک کم عمق به وسیله همرفت یا ورود مقداری ماگمای جدید یا ترکیبی از هر دو به صورت دینامیکی فعال بوده است (شکل ۱۱). در نتیجه، رشد بلورهای از پیش موجود و بلورهای جدید، به وسیله فرایندهای افزایش دمای غیریکنواخت و همرفت محدود شده است. پس بافت‌های FS (بافت غربالی ریز)، FOZ (زون های نوسانی ریزمقیاس)، RS (سطوح باز جذبی) و هم شناوری را توسعه داده‌اند. رخداد مکرر FS (بافت غربالی ریز) بر تبلور دانه‌های

<sup>6</sup> corroded surface

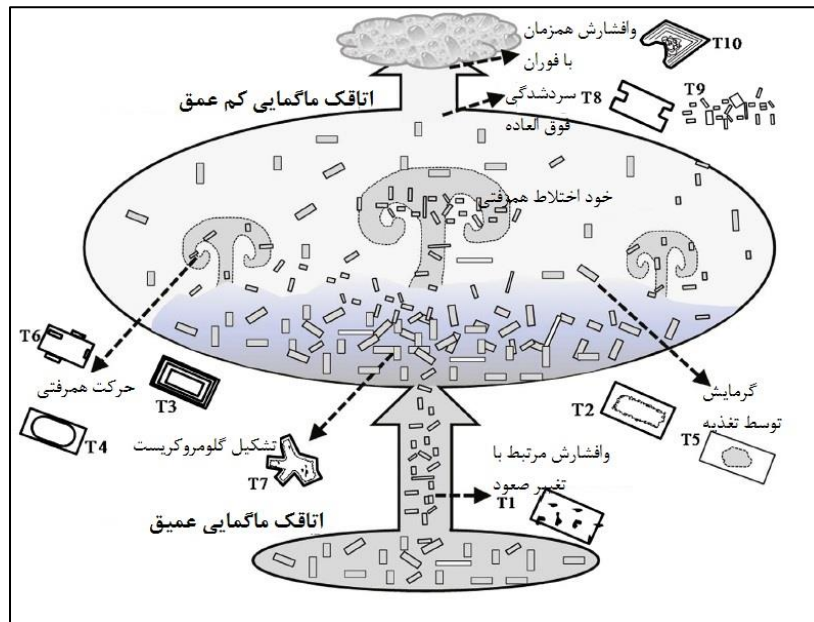
منفرد که برابر بیش گرمایش های چندگانه رخ داده است، اشاره دارد. بیش گرمایش می تواند طی اختلاط ماگما نیز رخ داده باشد (Tsuchiyama, 1985). با این حال وجود انکلاوهای هیبرید (Tapley et al., 1999)؛ پوشش های ماگمایی (Seaman, 2000)؛ حاشیه واکنشی روی الیوین (Coombs and Gardner, 2004)؛ بلورهای سوزنی و توخالی آمفیبول و پلاژیوکلاز و تجمع بلورها (Seaman, 2000) احتمال اختلاط ماگمایی عضو انتهایی در گدازه مطالعه شده را تقویت می کند. پس می توان بیان داشت FS (غربالی ریز) حاصل افزایش دما به وسیله تغذیه مخزن ماگمایی می باشد. رویداد تغذیه مخزن ماگمایی که ماگمای اتاقک های کم عمق با ورود مکرر مقادیر کم ماگمای اولیه داغ دارای ترکیب مشابه، اما با  $f(O_2)$  (فوگاسیته اکسیژن) ناشی از ورود آب ( $H_2O$ ) انجام متفاوت می گیرد می تواند مشابه فرایند اختلاط پنهان<sup>۷</sup> باشد (Humphreys et al., 2006). هرگاه تغذیه مجدد موجب افزایش پالس های مقدار ماگمای اولیه شود، بلورهای از پیش موجود در اتاقک کم عمق با آن واکنش داده و انحلال بخشی به شکل مورفولوژی FS حاصل می شود. پس از هر انحلال بخشی، این بلورها با ماگمای غنی از کلسیم جدید دوباره تعادل پیدا کرده و به صورت پلاژیوکلاز غنی از An دوباره رشد می کنند و جهش آنورتیت در میان قلمرو FS یا درست پس از آن ثبت می شود. با این حال هنگامی که تغییری زیاد در پارامترهای ماگمایی به وسیله رویداد تغذیه صورت گیرد، بلورها متحمل انحلال شدید می شوند که به صورت سطوح بازجذب اصلی برای تعادل با ماگمای اولیه تر مشخص شده است. علاوه بر افزایش دما، بلورها در اتاقک کم عمق متحمل حرکت مکرر همراه با جریان آشفته یا همرفتی<sup>۸</sup> در عرض گرا دیان های ماگمایی می شوند که از قلمروهای زون های نوسانی ریز مقیاس (FOZ) (شکل ۱۱). بنابراین شواهدی همچون بافت غربالی ریز، زون های نوسانی ریز و هم شنواری پیشنهاد می کند که بلورها در اتاقک کم عمق متحمل فرایند انحلال - باز رشد مکرر در محیط ماگمایی تحول یافته دچار همرفتی شده اند (شکل ۱۱). یعنی تغذیه ماگمای داغ تر در قاعده اتاقک ماگمایی موجب تشکیل محیط خود اختلاطی شده است (Huppert, 1982; Koch, 2001) (شکل ۱۱). طی فرایند خود اختلاطی، ممکن است اتاقک ماگمایی متحمل سردشدگی فوق العاده توسط گاززدایی یا خروج آب و سپس فوران هوایی شدید که میکروولیت ها، بلورهای شکسته و دم چلچله ای (دم پرستویی) را تولید کرده است، شده باشد (شکل ۱۱).

(Luhr and Haldar, 2006) علت غیر یکنواختی اجتماعات بلوری در مقیاس میکروسکوپی تا رخنمون در گدازه ها را ناشی از عوامل متعددی عنوان نموده اند این عوامل عبارتند از: (۱) در ماگمای اتاقک کم عمق، فرایندها به اندازه کافی یکنواخت یا فراگیرنده نیستند که اجتماع بلورهای یکنواخت تولید کنند؛ (۲) فرایند ماگمای خود اختلاطی بیشتر شبیه شرایط دینامیک آشفته بوده است که قادر به ایجاد غیریکنواختی بافتی بوده است (Perugini et al., 2003)؛ (۳) به دلیل زمان طولانی باقی ماندن ماگما در اتاقک کم عمق، با پالس های جدیدی از ماگمای غنی از بلور از سطوح عمیق مخلوط شده است. زیرا اکثر گدازه ها پس از دوره خاموشی اصلی چند ده ساله دوباره فوران کرده که طی این دوره خاموشی، اتاقک کم عمق متحمل رویدادهای تغذیه چندگانه شده است که پالس های جدیدی از ماگمای غنی از بلور از اتاقک ماگمایی

<sup>7</sup> Cryptic mixing

<sup>8</sup> convection

عمیق را وارد کرده است و در اتاقک پایینی بازگردانی شده است. بافت غربالی دانه درشت بیشتر در سنگ‌های بازیگ منطقه در نتیجه کاهش فشار، دما و تغییر در ترکیب ماگما تشکیل شده است.



شکل ۱۱: مدل شماتیک از دینامیک های تبلور و سیستم مجاری ماگمایی برای گدازه aa فوران کرده. ماگمای غنی از بلور از اتاقک ماگمایی عمیق به درون قاعده اتاقک کم عمق تغذیه شده است که در آن بلورهای جدید آورده شده و بلورهای از پیش موجود متحمل تبلور دینامیک در محیط خود اختلاطی همرفتی شده‌اند. ریزبافت‌ها (T1 تا T10) در مراحل مختلف تکامل ماگمایی در پلاژیوکلاز توسعه یافته‌اند و به صورت شماتیک نمایش داده شده است (Ranjith, 2014).

## نتیجه گیری

سنگ‌های آتشفشانی بازیگ کواترنری منطقه شامل تراکی آندزیتی، آندزیت، تراکی داسیت می‌باشند که از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز و یک یا چند کانی مافیک مانند هورنبلند و پیروکسن اشاره کرد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز ترکیبی در حد الیگوکلاز- آندزین دارند و زونینگ نوسانی نشان می‌دهند. بافت غربالی، گلوپورفیریتیک و معمولی از جمله بافت‌های موجود در پلاژیوکلازهای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشند. مطالعه و تفسیر این بافت‌ها اطلاعاتی را در مورد تاثیر فرایندهای ماگمایی در تبلور یک بلور از آشیانه ماگمایی تا فوران ماگما در اختیار ما قرار می‌دهد. بافت‌های موجود در پلاژیوکلازهای سنگ‌های منطقه از نوع درشت مقیاس، نامنظم، مجزا و گاهی همراه با منطقه‌بندی می‌باشند که در ارتباط با رشد بلور هستند. البته گلو مرو کریست، میکروولیت‌ها نیز در طی فرایندهای دینامیکی ماگما مانند جریان‌های همرفتی، گاززدایی و یا فوران انفجاری و در مرحله پایانی در حین فوران یا قبل از فوران ماگما تشکیل شده‌اند. بافت غربالی دانه درشت بیشتر در سنگ‌های آندزیتی منطقه در نتیجه کاهش فشار، دما و تغییر در ترکیب ماگما تشکیل

شده است در حالیکه در انواع سنگ‌های حدواسط منطقه بافت غربالی دانه ریز عمومیت دارد که علت آن اختلاط ماگما (ورود ماگمای بازیک غنی از کلسیم به حجره ماگمایی حدواسط) می‌باشد.

## منابع

- احمدی، ع.، فیروزکوهی ز.، مریدی فریمانی ع. ا.، لنتز د. ری.، ۱۳۹۶. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و بافتی پلاژیوکلاز، شواهدی از فرایندهای سیستم‌های باز: بررسی موردی آتشفشان بزمان (جنوب شرق ایران)، مجله بلور وکانی شناسی ایران، شماره ۲، ص ۳۶۷-۳۸۰.
- بیابانگرد، ح.، مرادیان، ع.، ۱۳۸۸. بررسی سنگ شناسی و ژئوشیمیایی کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های آتشفشانی و ژئوشیمیایی کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های آتشفشانی تفتان"، مجله بلور وکانی شناسی ایران، شماره ۲، ص ۱۸۷-۲۰۲.
- پیرمحمدی، ف.، عامری، ع.، جهانگیری، الف.، مجتهدی، م.، چن، چ.، کسکین، م.، ۱۳۹۰. کانی شناسی و سنگ زایی مجموعه آتشفشانی سهند، شمال غرب ایران، مجله بلور وکانی شناسی ایران، شماره ۱، ص ۸۳-۱۰۲.
- سیاری، م.، نوربهبشت، الف.، ترابی، ق.، داویدیان دهکردی، ع. ر.، ۱۳۸۷. شیمی بلورها و مقایسه ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی اتوسن و برونوم‌های آذرین بازی آن‌ها در شما انارک (شمال شرق استان اصفهان)،؟، مجله بلور وکانی شناسی ایران، شماره ۱، ص ۱۱۳-۱۲۴.
- شهریاری، ش.، قربانی م. ر.، نصیری بزنجان، ر.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی و سنگ شناسی سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق نراق: ماگماتیسم جزایر قوسی و حواشی فعال قاره‌ای، مجله بلور وکانی شناسی ایران، شماره ۲، ص ۲۵۱-۲۶۲.
- عابدیان، ن.، ۱۳۸۹، پی جویی به روش اکتشافات ژئوشیمیایی ۱:۲۵۰۰۰ در محدوده رفسنجان ۱ (استان کرمان)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۸ صفحه.
- Abdolahadi A., Sheikhzakariaee S.J., Yazdi A., Mousavi S.Z., 2025, Plio-Quaternary Adakite Genesis and Post-collisional Processes: Whole Rock Constraints and Sr, Nd Isotopic Compositions in Alborz Magmatic Belt, Ardabil, Iran. *Journal of Mining and Environment*, NO. 16(2), PP. 737-765. DOI: <https://doi.org/10.22044/jme.2024.14781.2801>
- Arvin M., Dargahi S., Babaei A. A., 2003, Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling, *Journal Asian Earth Sci.*, NO. 24, PP. 105-113.
- Blundy J., Cashman K., 2005, Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St", Helens Volcano. *Geology*, NO. 33 (10), PP. 793-796.
- Coombs M. L., Gardner J. E., 2004, Reaction rim growth on olivine in silicic melts: implications for magma mixing. *American Mineralogist*, NO.89, PP.748-758. <https://doi.org/10.2138/am-2004-5-608>.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., 1991, An introduction to rock forming minerals. Longman, 528.
- Didon J., Germain Y.M., 1976, Le Sabalan, Volcan Plio-Quaternaire de l Azerbaidjan oriental (Iran): Etude geologique et petrographique de le difice et de son environnement regional [Ph.D. thesis], Docteur du 3 eme cycle. Universit'e de Grenoble.
- Dilek Y., Imamverdiyev N.A., Altunkaynak, S., 2009, Geochemistry and tectonics of Ceno-zoic volcanism in the lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *Int. Geol. Rev.* 143.
- Ginibre C., Kronz A., Wörner G., 2002, High-resolution quantitative imaging of plagioclase composition using accumulated backscattered electron images: new constraints on oscillatory zoning. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, NO, 142, PP. 436-448.
- Ginibre C., Worner G., 2007, Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase, *Journal of Lithos*, NO. 98, PP.118-140.

- Humphreys M.C.S., Blundy J.D., Sparks S.J., 2006, Magma evolution and opensystem processes at shiveluch volcano: insights from phenocryst zoning, *Journal of Petrology*, NO. 47 (12), PP. 2303-2334.
- Huppert H. E., 1982, The propagation of two-dimensional and axisymmetric viscous gravity currents over a rigid horizontal surface. *J. Fluid Mech.* NO.121, PP. 43–58.
- Koch E.W., 2001, Beyond Light: Physical, Geological, and Geochemical Parameters as Possible Submersed Aquatic Vegetation Habitat Requirements. *Estuaries*, NO. 24, PP. 1-17.
- Kuscu G. G., Floyd P., 1999, Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics, *Lithos*, NO. □□□□PP. □□□□□□□□
- Lee C. T. A., Bachmann O., 2014, How important is the role of crystal fractionation in making andesitic magmas? Insight from Zr and P systematics, *Earth and Planetary Science Letters*, NP.393, PP. 266-274.
- Lofgren G.E., 1980, Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts (Chapter 11) ". In: Hargraves, R.B. (Ed.), *Physics of Magmatic Processes*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Luhr J.F., Haldar D., 2006, Barren Island Volcano (NE Indian Ocean): Island-arc high-alumina basalts produced by troctolite contamination. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, NO, 149, PP. 177-212.
- Mason J.A., Jacobs P.M., Hanson P.R., Miao X.M., Goble R.J., 2003, Sources and paleoclimatic significance of Holocene Bignell Loess, central Great Plains, USA. *Quaternary Research*, NO. 60, PP. 330–339.
- Meghan L., 2006. Magmatic environment producing textural and compositional zoning in plagioclase phenocrysts of the 1968-1996 eruption at Arenal volcano, Costa Rica". Department, Portland state Univ., P. O. Box., 751. Abstract.
- Moinevaziri H., Aminsobhani A., 1978, *The Taftan Volcano*, Teacher Training University of Tehran edition, 31p, in Persian and French.
- Mousavi S. Z., Darvishzadeh A., Ghalamghash J., Abedini M. V., 2014, Volcanology and geochronology of Sabalan volcano, the highest stratovolcano in Azerbaijan region, NWIran. *Nautilus*, NO.128, PP. 85-98.
- Nelson S.T., Montana A., 1992, sieve – textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, NO. 77, PP. 1242-1249.
- Perugini D., Busa T., Poli G., Nazzareni S., 2003, The role of chaotic dynamics and flow fields in the development textures in volcanic rocks. *J. Petrology*, NO.44, PP. 733-756.
- prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: inferences on the plumbing system geometry. *Lithos*, NO.140-141, PP. 11-24
- Putirka K. D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, NO. 69, PP. 61-120.
- Putirka K. D., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase+ liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90: 336-346.
- Renjith M. L., 2014, Micro-textures in plagioclase from 1994e1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone, *Geoscience Frontiers*, NO. 5, PP. 113-126.
- Seaman S.J., 2000, Crystal Clusters, Feldspar Glomerocrysts, and Magma Envelopes in the Atascosa Lookout Lava Flow, Southern Arizona, USA: Records of Magmatic Events. *Journal of Petrology*, NO. 41, 5, PP. 693–716, <https://doi.org/10.1093/petrology/41.5.693>
- Shahbazi Shiran, H., 2013, Petrogenesis of Quaternary Shoshonitic Volcanism in NE Iran (Ardabil): Implication for Postcollisional Magmatism. *Journal of Geological Research*, PP. 1-12.

- Shelley D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*: Chapman & Hall, University Press, Cambridge, Great Britain, 445.
- Singer B.S., Dungan M.A., Layn G.D., 1995, Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calcalkaline magma chambers. *American Mineralogist*, NO, 80, PP. 776-798.
- Sosa-Ceballos G., Gardner J. E., Lassiter J. C., 2014, Intermittent mixing processes occurring before Plinian eruptions of Popocatepetl volcano, Mexico: insights from textural-compositional variations in plagioclase and Sr-Nd-Pb isotopes", *Journal of Contributions to Mineralogy and Petrology*, NO. 167, PP. 966.
- Sterck M. J., 2008, Mineral textures and zoning as evidence for open system processes", *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, NO. 69, PP. 595-622.
- Tepley III. F.J., Davidson J.P., Clyne M.A., 1999, Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Chaos crags, Lassen volcanic center, California. *Journal of Petrology*, NO. 40 (5), Pp. 787-806.
- Toramaru A., Noguchi S., Oyoshihara S., Tsune A., 2008, MND (microlite number density) water exsolution rate meter. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, NO. 175, PP. 156-167.
- Tsuchiyama, A., 1985, dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside- albite - anorthosite and origin of dusty plagioclase in andesite", *contribution Mineralogical petrology*, NO. 89, PP.1-16.
- Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., 2011, A Paleogene extensional arc flare-up in Iran, *Tectonics*, 30, Issue 3.
- Viccaro M., Giacomoni P.P., Ferlito C., Cristofolini R., 2010, Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts". *Lithos*, NO. 116 (1-2), PP. 77-91.
- Viccaro M., Giuffridaa M., Nicotraa E., Ozerov Y.A., 2012, Magma storage, ascent and recharge history
- Yu H., Xu J., Lin C., Shi L., Chen X., 2012, Magmatic processes inferred from chemical composition, texture and crystal size distribution of the Heikongshan lavas in the Tengchong volcanic field, SW China". *Journal of Asian Earth Sciences*, NO. 58, PP.1-15.