

## تحول ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی جاده هراز: شواهد پتروگرافی و ژئوشیمی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول

رامین مازندرانی\*؛ دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

سید جمال شیخ ذکریایی؛ استادیار، گروه علوم زمین، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

سید مجتبی مرتضوی\*؛ استادیار، گروه مهندسی معدن، واحد سواد کوه، دانشگاه آزاد اسلامی، سوادکوه، ایران

منصور وثوقی عابدینی؛ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران، ایران

عبدالله یزدی؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد کهنوج، دانشگاه آزاد اسلامی، کهنوج، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۵/۲۹

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۱/۱۴

### چکیده

آتشفشان دماوند به‌عنوان بلندترین آتشفشان ایران و خاورمیانه، در فاصله حدود ۵۰ کیلومتری شمال‌شرقی تهران واقع شده است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه جاده هراز عمدتاً شامل الیوین‌بازالت، تراکی‌آندزیت و تراکی‌آندزیت بازالتی هستند که فازهای کانیایی اصلی آن‌ها پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین ایدنگزیتی را دربر می‌گیرند. مطالعات پتروگرافی نشان‌دهنده حضور بافت‌هایی نظیر هیالومیکرولینتیک پورفیریک، گلومروپورفیری و حفره‌دار در این سنگ‌ها است. وجود شواهد غیرتعادلی از جمله بافت غربالی در پلاژیوکلازها، منطقه‌بندی ترکیبی نوسانی و معکوس، آپاسیته‌شدن آمفیبول‌ها و حضور قطعات بیگانه سنگی، بیانگر عدم تعادل میان مذاب و بلور و حاکی از تحول ماگما در یک سیستم ترمودینامیکی باز است. بررسی این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که فرآیند اختلاط ماگمایی، همراه با تبلور بخشی، نقش اساسی در تحول و تکوین سنگ‌های منطقه ایفا کرده است. تحولات گدازه‌ها عمدتاً در اثر تبلور در فشارهای مختلف، تزریق ماگمای داغ با ترکیب مشابه به درون مخازن ماگمایی و اختلاط آن با ماگمای درون مخزن رخ داده است. بر اساس محاسبات ترمومتری کانی‌های پلاژیوکلاز، تبلور این کانی‌ها در فشارهایی حدود ۲/۵ تا ۱۸ کیلوبار و در بازه دمایی تقریبی ۷۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی، پلاژیوکلاز، اختلاط ماگمایی، البرز مرکزی، جاده هراز، ایران.

## مقدمه

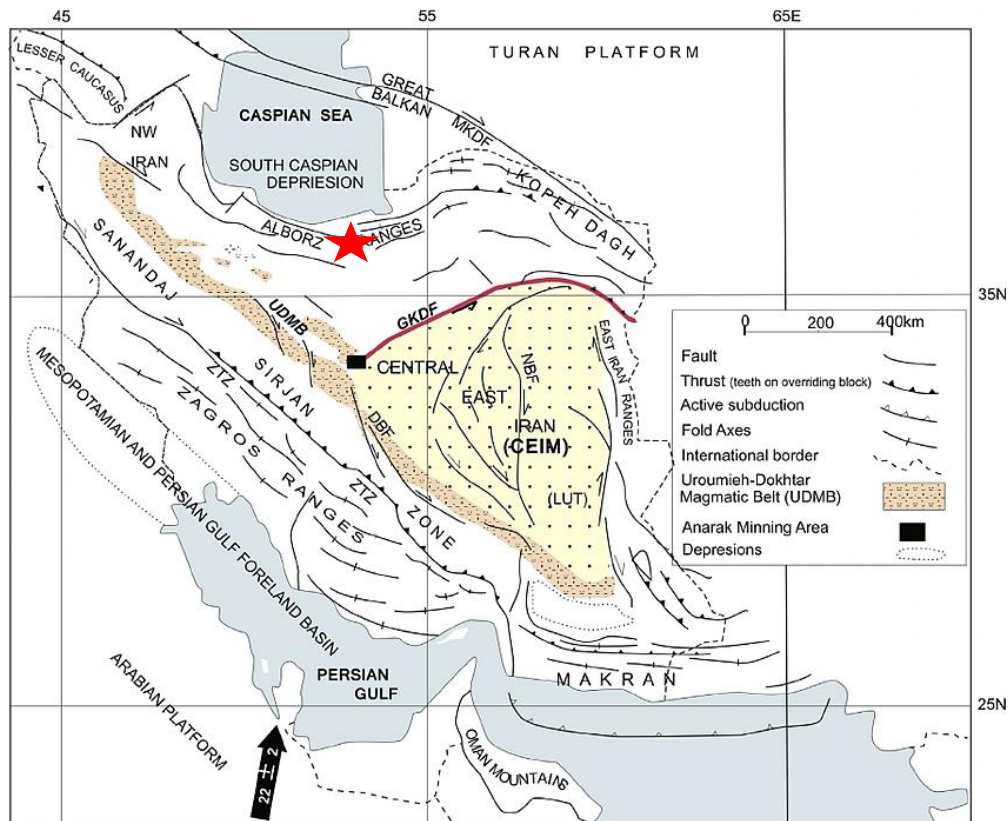
آتشفشان دماوند در بخش میانی رشته کوه‌های البرز مرکزی و در امتداد حاشیه جنوبی دریای خزر واقع شده و به‌عنوان شاخص‌ترین آتشفشان کواترنری ایران، نقش مهمی در درک فرآیندهای زمین‌ساختی و ماگمایی این ناحیه ایفا می‌کند (Allen et al., 2011; Agard et al., 2020). البرز مرکزی از دیدگاه ساختاری یک کمربند چین‌خورده-رانده فعال است که به‌صورت ساختاری-V شکل توسعه یافته و در آن، گسل‌ها و چین‌های با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در بخش باختری، از ساختارهای با روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری در بخش خاوری تفکیک می‌شوند (Jackson et al., 2002; Hollingsworth et al., 2010).

بر اساس داده‌های زمین‌ساخت فعال، لرزه‌خیزی و مطالعات ژئودتیکی، این ناحیه همچنان تحت تأثیر حرکات پویا و فعال پوسته‌ای قرار دارد و تعادل ایزوستاتیکی در البرز مرکزی به‌طور کامل برقرار نشده است (Vernant et al., 2004; Djamour et al., 2011; Masson et al., 2020). این شرایط زمین‌ساختی فعال، نقش مهمی در تسهیل صعود ماگما و شکل‌گیری فعالیت‌های آتشفشانی جوان، به‌ویژه در منطقه دماوند، ایفا کرده است. محصولات آتشفشانی دماوند عمدتاً شامل گدازه‌های تراکی‌اندزیتی تا تراکیتی هستند و در کنار آن‌ها، نهشته‌های آذرآواری با گسترش محدود اما قابل توجهی از پیروکلاست‌ها و اپی‌کلاست‌ها، بر روی پی‌سنگ‌های رسوبی منطقه توسعه یافته‌اند. بیشترین گسترش این مواد آذرآواری در بخش‌های جنوبی و جنوب‌خاوری آتشفشان مشاهده می‌شود که احتمالاً با الگوی تنش‌های تکنونیک و موقعیت گسل‌های فعال منطقه مرتبط است (Davidson et al., 2004; Mirnejad et al., 2011; Pang et al., 2021).

آتشفشان دماوند در فاصله حدود ۲۰ کیلومتری شمال گسل فعال مشاء قرار گرفته و توسط مجموعه‌ای از گسل‌های مهم نظیر اسک، بایجان، نوا، سفیدآب، شاهاندشت و ورارود احاطه شده است. این گسل‌ها کنترل ساختاری مهمی بر محل فوران‌ها، مهاجرت ماگما و تکامل مخازن ماگمایی منطقه اعمال کرده‌اند (Nazari et al., 2009; Shahpasandzadeh et al., 2019). برآورد ضخامت پوسته در البرز مرکزی بر اساس مدل‌سازی‌های ثقلی، مقادیری در حدود ۳۵ کیلومتر را نشان می‌دهد (Dehghani & Makris, 1984)، در حالی که داده‌های لرزه‌نگاری نتایج متفاوت و عموماً بزرگ‌تری را ارائه کرده‌اند؛ به‌گونه‌ای که ضخامت پوسته از حدود ۴۵ کیلومتر تا  $2 \pm 58$  کیلومتر، به‌ویژه در بخش‌های جنوبی البرز مرکزی، گزارش شده است (Paul et al., 2006; Kaviani et al., 2007). افزون بر این، برخی مطالعات ژئوفیزیکی جدید، وجود ضخامت غیرعادی پوسته تا حدود ۶۵-۶۷ کیلومتر را در زیر آتشفشان دماوند پیشنهاد کرده‌اند که می‌تواند بیانگر حضور ریشه ماگمایی عمیق یا فرآیندهای پیچیده پوسته‌ای-گوشته‌ای در این ناحیه باشد (Motaghi et al., 2020; Rahmani et al., 2022).

هدف اصلی این پژوهش، بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در سنگ‌های آتشفشانی جاده هراز، در محدوده آتشفشان دماوند واقع در البرز مرکزی است. این مطالعه با تمرکز بر ویژگی‌های بافتی، شیمی کانی‌ها و الگوهای منطقه‌بندی ترکیبی پلاژیوکلاز و آمفیبول، در پی شناسایی و تفسیر فرآیندهای مؤثر بر تحول ماگمایی سنگ‌های منطقه انجام شده است.

به‌طور مشخص، اهداف این تحقیق شامل (۱) تعیین شرایط فشار-دما و محیط تبلور کانی‌های اصلی، (۲) بررسی نقش فرآیندهای غیرتعادلی نظیر اختلاط ماگمایی، تزریق ماگمای داغ و تبلور بخشی در تکامل گدازه‌ها، و (۳) ارزیابی تأثیر ساختارهای تکتونیکی فعال منطقه بر جایگاه‌یابی، صعود و تحول ماگما است. نتایج این پژوهش می‌تواند به درک بهتر ارتباط میان فرآیندهای زمین‌ساختی فعال و تکامل ماگمایی در آتشفشان‌های کوآترنری البرز مرکزی و به‌ویژه سامانه آتشفشانی دماوند کمک کند.

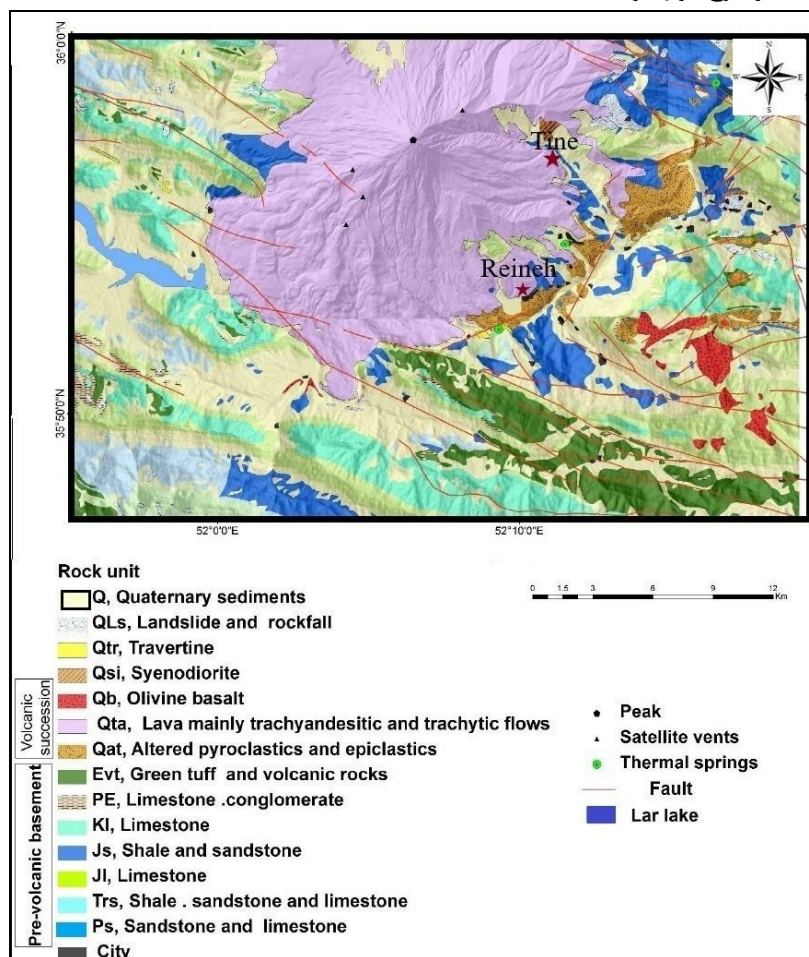


شکل ۱: زون‌های زمین‌ساختی ایران (Ramezani and Tucker, 2003) و موقعیت منطقه مورد مطالعه.

## ویژگی‌های منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد بررسی بخشی از رشته‌کوه‌های البرز و جزء بخش شرقی زون البرز مرکزی به شمار می‌رود و از لحاظ جغرافیایی در محدوده‌ی میان طول‌های  $51^{\circ}17'$  تا  $50^{\circ}27'$  و عرض‌های  $35^{\circ}50'$  تا  $36^{\circ}15'$  شمالی واقع است (شکل ۲). در منطقه مورد مطالعه واحدهای سنگی کامبرین میانی-کامبرین پسین (سازند میلا) بطور ناکامل در منطقه وجود دارد که به ترتیب از پایین به بالا شامل دولومیت خاکستری رنگ و سیلتی قرمز رنگ با لایه‌های ماسه سنگی قرمز و سفید می‌باشد (Stöcklin, 1975). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی پالئوزوئیک در منطقه، سازند مبارک است که این سازند شامل سنگ آهک‌های

خاکستری تیره تا سیاه رنگ با لایه بندی نازک تا ضخیم لایه و گاهی دارای رخساره بیومیکرواسپارایت، بیواسپارایت و بیوکلاستی هستند و سنگواره براکیوپود در درون آنها دیده میشود. سازند روته (واحد پرمین) شامل تناوبی از سنگ آهک، شیل، آهک ماسه ای و ماسه سنگ با لایه بندی نازک تا متوسط است. از نظر سنگ شناسی سازند الیکا (تریاس) از آهک دولومیتی دانه ریز دارای آثار کرم مانند (آهک ورمیکوله)، آهک خاکستری الیتی، آهک خاکستری تا بزرنگ تشکیل شده است (Stöcklin et al., 1964). سازند لار (ژوراسیک بالایی) از لحاظ لیتولوژی شامل سنگ آهکهای نازک لایه میکریتی تا توده‌های ولی متراکم حاوی نودولهای چرت و یا لایه‌های سیلیسی میباشد (Assereto, 1966). سازند تیزکوه (کرتاسه بالایی) در قاعده دارای افقی از خاکهای قرمز و رسوبات آهنگار دانه نخودی (پیژولیتی) می‌باشد. سپس با آهک‌های تخریبی زرد رنگ با میان لایه‌های کنگلومرای قرمز تداوم یافته و سرانجام به آهک‌های دانه ریز اوربیتولین دار و آهک‌های ضخیم لایه رودیست و گاستروپوددار ختم میشود (Darvishzadeh, 2004). سازند فجن (PEf) با ضخامت حدود ۱۵۰۰ متر از کنگلومرای پلی ژنتیک، ماسه سنگهای قرمز، مارنهای ماسه ای، آگلومرا و گدازههای آندزیتی به صورت میان لایه تشکیل شده است (Darvishzadeh, 2004). سن این سازند به پالئوسن تا ائوسن زیرین نسبت داده میشود. سازند زیارت (PEz) از مارنهای ژیبس دار و آهکهای ضخیم لایه تا تودهای با فسیلهای نومولیتس، دیسکوسیکلینا و دوکفه ای تشکیل شده است. این سازند با سن ائوسن زیرین بر روی سازند فجن و در زیر توفهای سبز کرج قرار گرفته است (Darvishzadeh, 2004).



شکل ۲: نقشه زمین شناسی منطقه دماوند و نواحی اطراف آن.

## مواد و روش ها

طی عملیات میدانی در منطقه جاده هراز، نمونه‌برداری به صورت سیستماتیک و هدفمند انجام شد تا نمایانگر کامل تنوع سنگ‌های آذرین بیرونی باشد.

در مجموع، تعداد ۷۰ نمونه سنگ از بخش‌های مختلف گسترش گدازه‌ها و نهشته‌های آذرآواری جمع‌آوری گردید. نمونه‌ها با دقت انتخاب شدند تا تفاوت‌های بافتی، ترکیبی و کانی‌شناسی میان واحدهای مختلف ثبت شود و نمایی جامع از ساختار و تحول ماگمایی منطقه ارائه گردد. پس از انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه، مقاطع نازک از هر نمونه تهیه شد. فرآیند تهیه مقاطع شامل برش‌کاری، نصب بر روی اسلاید شیشه‌ای و صیقل دقیق برای دستیابی به ضخامت مناسب ( $\sim 30$  میکرومتر) بود تا ویژگی‌های کانی‌ها و بافت‌های سنگ به‌طور بهینه مشاهده شوند.

مطالعات پتروگرافی بر روی این مقاطع با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان (Polarizing Microscope) انجام شد. در این مرحله، ویژگی‌های نوری کانی‌ها شامل رنگ، شفافیت، ضریب شکست، دوپلاریزاسیون، وجود ماکل و بافت‌های ترکیبی و غیرتعادلی مورد بررسی قرار گرفت. علاوه بر آن، آرایش فضایی کانی‌ها در خمیره، حضور میکروکریست‌ها، بافت جریانی و الگوهای منطقه‌بندی پلاژیوکلازها ثبت شد. این روش امکان شناسایی دقیق کانی‌های اصلی و فرعی مانند پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، آلکالی‌فلدسپار و کانی‌های اوپاک را فراهم ساخت و زمینه را برای تحلیل‌های بعدی ژئوشیمیایی و ترموبارومتري فراهم کرد. علاوه بر این، مشاهده بافت‌های دگرسانی، آپاسیته و اختلاط ماگمایی در مقاطع نازک، دیدگاه‌های مهمی درباره شرایط تشکیل و تکامل گدازه‌ها ارائه داد. همچنین از تعدادی از این نمونه‌ها آنالیز ژئوشیمیایی گرفته شده است. آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌ها که با روش ICP برای سنگ در شرکت زرآزما (کشور ایران) انجام شده است. روش‌های ICP دارای قابلیت اندازه‌گیری کمی محتوای عنصری یک ماده از مقیاس ppt تا درصد وزنی (wt%) می‌باشد. تعداد ۴ عدد مقطع نازک- صیقلی مناسب از رخنمون‌های منطقه انتخاب شده و در شرکت کانساران بینالود ایران مورد تجزیه با دستگاه الکترون مایکروپروپ مدل Cameca X100 قرار گرفته‌اند.

## - سنگ‌نگاری

بر پایه مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک، سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه مورد مطالعه به سه گروه اصلی شامل:

۱. تراکی‌اندزیت بازالتی فوییدار،
۲. الیوین بازالت،
۳. تراکی‌اندزیت تقسیم می‌شوند. در ادامه، ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی هر یک از این سنگ‌ها به تفصیل تشریح می‌شود.

### الف) تراکی‌اندزیت بازالتی

تراکی‌اندزیت‌های بازالتی منطقه عمدتاً دارای بافت پورفیریک با خمیره‌ای میکرولیتیک هستند که نشان‌دهنده تبلور دو مرحله‌ای ماگما می‌باشد. پلاژیوکلازها به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا بی‌شکل و با اندازه‌های متغیر در متن سنگ حضور دارند. این کانی‌ها اغلب ماکل‌های آلبیت-پریکلین و آلبیت-کارلسباد را نشان می‌دهند و بر اساس ویژگی‌های نوری و ضریب شکست، ترکیب آن‌ها از لابردوریت تا آنورتیت متغیر است. در بسیاری از پلاژیوکلازها، شواهد آشکاری از شرایط عدم تعادل، از جمله بافت‌های غربالی و منطقه‌بندی ترکیبی نوسانی، مشاهده می‌شود که می‌تواند بیانگر نوسانات دمایی، تغییر ترکیب ماگما یا اختلاط ماگمایی باشد.

آلکالی‌فلدسپارها به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل در متن سنگ دیده می‌شوند و بر اساس خصوصیات نوری، عمدتاً از نوع سانیدین هستند. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت بوده و به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، گاه با ماکل دوتایی، در خمیره پراکنده‌اند. کانی هائوین به صورت بلورهای شکل‌دار تا ستونی در زمینه سنگ مشاهده می‌شود که حضور آن نشان‌دهنده ماهیت قلیایی ماگمای اولیه است.

فلوگوپیت‌ها به صورت بلورهای پولکی تا شکل‌دار حضور دارند و اغلب دچار دگرسانی شدید شده‌اند. از مهم‌ترین اذخال‌های شناسایی شده در این کانی‌ها می‌توان به آپاتیت اشاره کرد (شکل ۳-الف). آمفیبول‌ها نیز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در سنگ دیده می‌شوند که در اغلب موارد به شدت دگرسان شده و حاشیه‌های آن‌ها اپاسیته شده است. خمیره سنگ از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، پیروکسن، هائوین، نفلین، لوسیت، کانی‌های اوپاک و شیشه آتشفشانی تشکیل شده است. در برخی نمونه‌ها، آرایش جهت‌دار میکرولیت‌ها منجر به ایجاد بافت جریان‌ی شده است.

### ب) الیوین بازالت

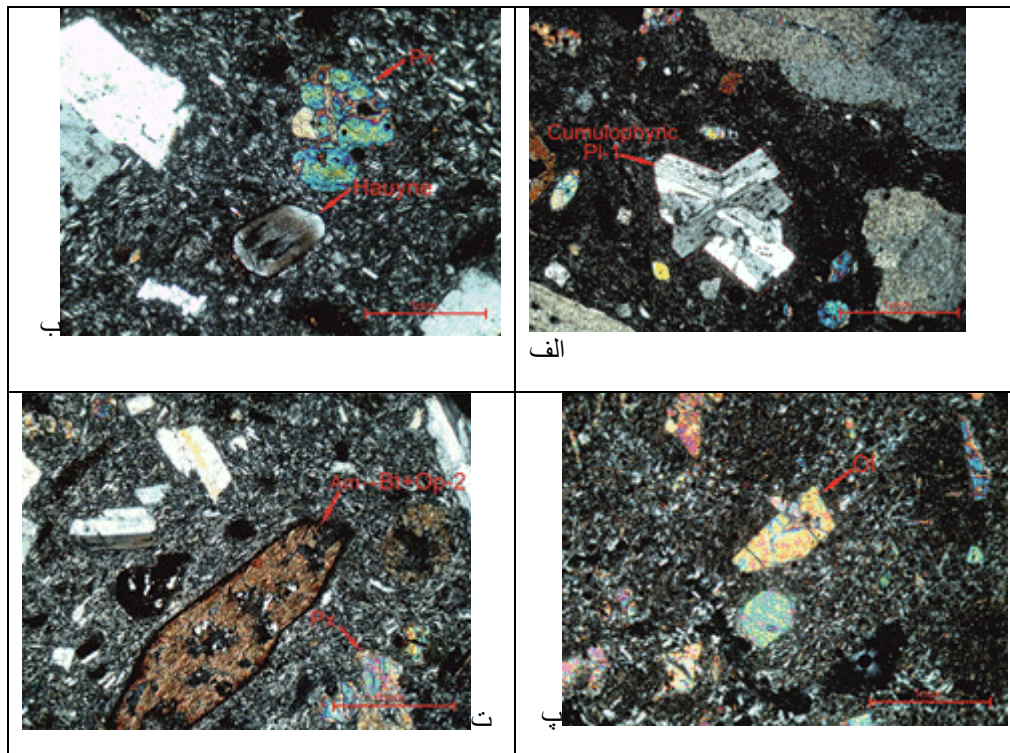
الیوین‌بازالت‌های منطقه دارای شیب ملایمی به سمت شمال بوده و گدازه‌های آن‌ها به صورت ناپیوسته در میان واحدهای آبرفتی رودخانه هراز و شاخه‌های فرعی آن جای گرفته‌اند. در رسوبات این محدوده، قطعات پامیس و گدازه‌های تراکی‌اندزیتی مشاهده می‌شود که بیانگر رخداد فوران‌های تراکی‌اندزیتی پیش از بیرون‌ریزی الیوین‌بازالت‌های قلیایی است.

این سنگ‌ها عموماً دارای بافت پورفیریک با خمیره‌ای میکرولیتیک تا تراکیتی هستند. الیوین‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل و با فراوانی نسبتاً متوسط در متن سنگ حضور دارند. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت بوده و با فراوانی بیشتر نسبت به الیوین‌ها مشاهده می‌شوند. این کانی‌ها اغلب به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و در برخی موارد ماکل دوتایی را نشان می‌دهند.

خمیره سنگ از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، پیروکسن، الیوین و کانی‌های اوپاک تشکیل شده است. در این نمونه‌ها، بخش قابل توجهی از کانی‌های مافیک موجود در خمیره دچار دگرسانی شده و به وسیله کانی‌های اوپاک و کلسیت جانشین گردیده‌اند. از کانی‌های فرعی می‌توان به بلورهای اوپاک شکل‌دار تا بی‌شکل و همچنین بیوتیت‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار پراکنده در خمیره اشاره کرد (شکل ۳-ب).

## ج) تراکی آندزیت

تراکی آندزیت‌های منطقه دارای بافت پورفیریک با خمیره‌ای میکروولیتیک تا تراکیتی هستند که نشان‌دهنده جریان‌پذیری گدازه‌ها در زمان سردشدن می‌باشد. پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل مشاهده می‌شوند و اغلب ماگل آلپیت-کارلسباد را نشان می‌دهند. در برخی موارد، منطقه‌بندی ترکیبی ضعیف نیز در این کانی‌ها قابل تشخیص است. بر اساس خصوصیات نوری، ترکیب پلاژیوکلازها از اولیگوکلاز تا آندزین متغیر است. آلکالی‌فلدسپارها (Afs) به صورت بلورهای کشیده و شکل‌دار، هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریزبلور در خمیره سنگ حضور دارند و عمدتاً از نوع سانیدین هستند. آمفیبول‌ها (Am) با فراوانی نسبتاً متوسط به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. این کانی‌ها دچار دگرسانی بسیار شدید بوده و اغلب در حاشیه‌ها اپاسیته شده‌اند. محصولات دگرسانی آمفیبول‌ها شامل بیوتیت و کانی‌های اوپاک است. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت بوده و به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در متن سنگ حضور دارند. خمیره تراکی آندزیت‌ها عمدتاً از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، پیروکسن و کانی‌های اوپاک تشکیل شده است. در این نمونه‌ها، بسیاری از کانی‌های مافیک موجود در خمیره به وسیله کانی‌های اوپاک جانشین شده‌اند که نشان‌دهنده تأثیر فرآیندهای دگرسانی پس از تبلور است (شکل ۳-پ و ت).



شکل ۳: الف- نمایی از فنوکریست اجتماعی پلاژیوکلاز بدون بافت عدم تعادل و با بافت کومولوفیریک (نقطه چین قرمز) در خمیره در سنگ بازالتیک تراکی آندزیت. ب- نمایی از بلورهای هائوین در سنگ بازالتیک تراکی آندزیت. پ- نمایی از فنوکریست‌های الیوین در الیوین بازالت. ت- نمایی از فنوکریست‌های آمفیبول نیمه شکل‌دار دگرسان شده به بیوتیت و کانی‌های اوپاک و پیروکسن در تراکی آندزیت.

## - مطالعات ژئوشیمی

شواهد پتروگرافی اختلاط ماگمایی و آرایش

اختلاط ماگمایی یکی از فرآیندهای مهم در تکامل ماگماهای آتشفشانی است و می‌تواند تأثیر چشمگیری بر بافت، ترکیب و تاریخ‌گذاری سنگ‌ها داشته باشد. شناسایی اختلاط ماگمایی در سنگ‌ها عمدتاً از طریق بررسی معیارهای پتروگرافی، ترکیبی و آماری انجام می‌شود که در ادامه به تفصیل تشریح شده است.

۱. معیارهای پتروگرافی و بافتی

یکی از واضح‌ترین شاخص‌های اختلاط ماگمایی مشاهده بافت‌های غیرتعادلی در مقاطع نازک است. این بافت‌ها شامل بافت‌های غربالی، حاشیه‌های واکنشی، و واجذبی در کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن‌ها می‌باشند که نشان‌دهنده تغییرات سریع در شرایط رشد بلور و ترکیب مذاب هستند. (Davidson et al., 2015)

وجود پلاژیوکلازهای با بافت‌های مختلف (غربالی و غیرغربالی) در یک نمونه و حضور بلورهای گردشیده و خلیجی نیز از دیگر شواهد مجهز برای اختلاط ماگمایی است، چرا که این ویژگی‌ها نشان‌دهنده ورود بلورهایی با تاریخ‌شکل‌گیری متفاوت به یک مغزه واحد ماگمایی هستند. (Marsh, 2017; Holness & Humphreys, 2019)

۲. منطقه‌بندی ترکیبی و شواهد ترکیبی

پلاژیوکلازها و سایر فازهای معدنی ممکن است منطقه‌بندی نرمال و معکوس را همزمان در یک بلور نشان دهند. چنین منطقه‌بندی‌هایی معمولاً ناشی از تغییرات سریع در ترکیب ماگما یا اختلاط دو ماگمای با ترکیب متفاوت است (Cashman & Marsh, 2019). این پدیده به‌ویژه زمانی برجسته می‌شود که ماگمای اولیه با ماگمای ثانویه‌ای وارد اختلاط شود که از مرحله‌های متفاوت تکاملی منشأ می‌گیرد.

۳. تفسیر بافت‌های غیرتعادلی

بافت‌های غیرتعادلی در کلینوپیروکسن‌ها و سایر کانی‌ها می‌توانند بر اساس چند فرآیند تبیین شوند:

- تبلور در فشار-دماهای متفاوت در مخزن ماگمایی
- ورود بلورهای بیگانه (xenocrysts) از لایه‌های پوسته یا از ماگماهای دیگر
- تجزیه و تفریق بلورها در یک ماگمای واحد
- تشکیل کومولاهای اولیه و ادغام آن‌ها در ماگمای اصلی
- اختلاط مستقیم دو ماگما با ترکیب متفاوت. (Blundy & Sparks, 2018; Annen, 2019)

۴. حاشیه‌های واکنشی و عدم تعادل بلور-مذاب

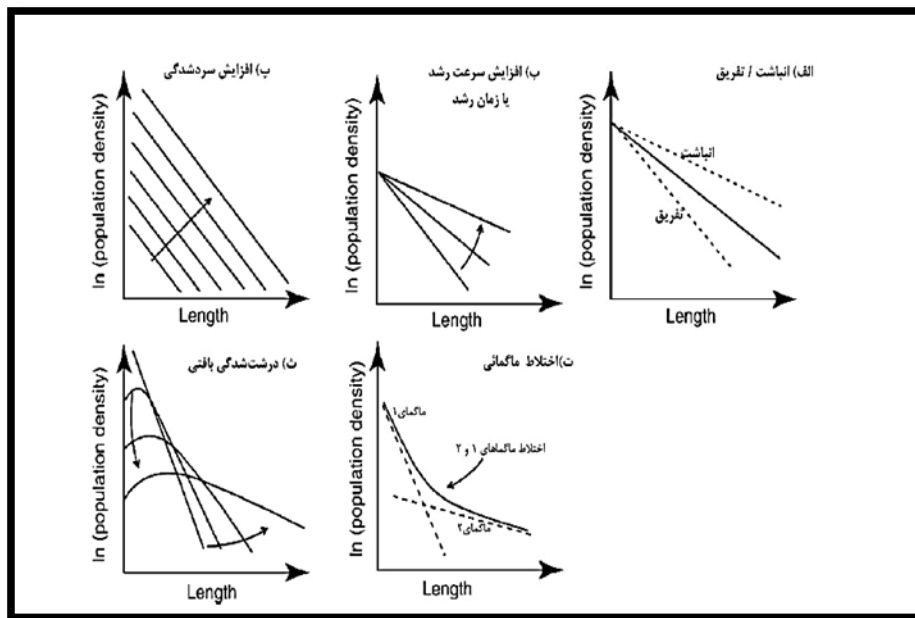
وجود حاشیه‌های واکنشی و تغییرات در کانی‌های اولیه مانند تبدیل پیروکسن‌های آبدار به فازهای کم‌آب‌تر (مثلاً از هورنبلند به پیروکسن با ساختار متفاوت) می‌تواند نشان‌دهنده عدم تعادل بلور-مذاب باشد. چنین تغییراتی معمولاً ناشی از کاهش دما، افزایش محتوای آب، یا ورود ناگهانی ماگمای با ترکیب متفاوت به مخزن اصلی است. (Troll et al., 2016; Chakraborty, 2016)

(2020). حضور بلورهای بیگانه همراه با حاشیه‌های واکنشی یکی از قوی‌ترین شاخص‌های اختلاط ماگمایی است که با تزریق ماگمای مافیک به مخزن ماگمایی مرتبط می‌باشد.

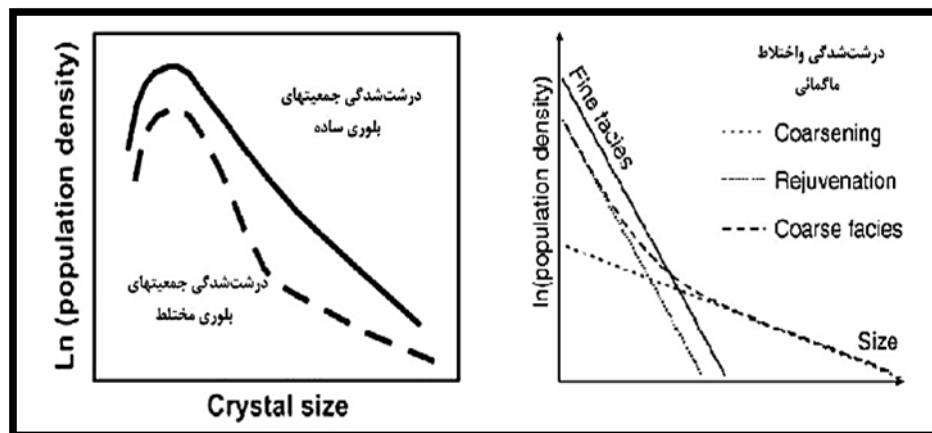
۵. توزیع اندازه بلورها (CSD)

- تحلیل توزیع اندازه بلورها (Crystal Size Distribution; CSD) یکی از روش‌های کمی قدرتمند برای بررسی بافت‌هاست و می‌تواند فرآیندهای زیر را آشکار سازد: جمع و تفریق بلورها
- تغییر در شاخص‌های کینتیکی رشد بلورها
- اختلاط ماگمایی یا ادغام جمعیت‌های بلوری
- درشت‌شدگی بافتی
- تبلور تحت فشار-دماهای مختلف
- ترکیب فرآیندهای فوق (Higgins, 2000; Shea et al., 2018)

تفسیر نمودارهای CSD باید همسو با سایر شواهد از جمله زمین‌دما-فشارسنجی، مدل‌های تبلور ترمودینامیکی و شواهد پتروگرافی باشد تا نتایج قابل اتکا و یکپارچه به دست آید.



شکل ۴: نمونه فرآیندهای مختلفی که می‌توانند بر شکل نمودارهای CSD اثر می‌گذارند (Higgins & Roberge, 2007).



شکل ۵: تاثیر توأم فرایندهای درشت‌شدگی و اختلاط ماگمایی (راست، (Higgins & Roberge, 2007). و اختلاط جمعیت‌های بلوری همراه با درشت‌شدگی (چپ، (Jerram & Martin, 2008).

#### الف) منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز

منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز به‌عنوان یکی از شاخص‌های مهم انعکاس تغییرات ترمودینامیکی و دینامیکی در طول تبلور ماگما شناخته می‌شود. در سیستم‌های ترمودینامیکی باز، تبادل یونی میان بلور و مذاب به‌طور مداوم یا ناپیوسته صورت می‌گیرد و این امر منجر به ایجاد نوارهای متمایز compositional zoning در بلور پلاژیوکلاز می‌شود (Putirka, 2016; Nielsen et al., 2019).

علت اصلی این نوع منطقه‌بندی، تغییرات مداوم در ترکیب ماگمای اطراف بلور در حال رشد است که می‌تواند ناشی از تزریق پی‌درپی توده‌های ماگمای مافیک‌تر، نوسان در فشار و دما، یا تغییرات در فعالیت آب ماگما باشد (Holness & Humphreys, 2018; Morgan & Jerram, 2020). حرکت بلورهای پلاژیوکلاز در داخل اتاقک ماگمایی که خود قبلاً تحت تأثیر اختلاط ماگمایی قرار گرفته‌اند نیز می‌تواند به تشکیل این بافت منجر شود.

فرایندهای کنترل‌کننده منطقه‌بندی نوسانی عبارت‌اند از:

- تغییرات میزان  $H_2O$  در ماگما،
- نرخ صعود ماگما و زمان ماندگاری آن در سطوح مختلف،
- حجم و تکرار تزریق ماگمای تازه،
- نرخ سرد شدن ماگما. (Putirka, 2016; Nichols et al., 2020).

تحقیقات نشان داده که نرخ سرد شدن در محدوده  $0.1 \sim 0.1-0.1$  K/S برای توسعه مؤثر منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز مناسب است. (Morgan & Jerram, 2020).

در مقاطع نازک، این منطقه‌بندی به صورت نوارهای متحدالمرکز با خاموشی‌های مختلف در نور پلاریزه مشاهده می‌شود که تغییر در ترکیب شیمیایی و تغییرات محورهای بلور را نشان می‌دهد.

## ب) پلاژیوکلاز با بافت غربالی و حاشیه‌های واکنشی

بافت غربالی در پلاژیوکلازها یکی از واضح‌ترین شواهد اختلاط ماگمایی و ناپایداری در طی رشد بلور است. چنین بافت‌هایی می‌تواند در نتیجه کاهش سریع فشار (rapid decompression)، تزریق مجدد ماگمای داغ‌تر، یا ترکیبی از هر دو ایجاد شود (Blundy & Cashman, 2019; Holness, 2018). در بسیاری از نمونه‌ها مشاهده شده که پلاژیوکلازها با بافت غربالی و نوارهای compositional heterogeneity با هم در یک نمونه هم‌زیستی دارند. این ویژگی به‌تنهایی با کاهش فشار قابل تفسیر نیست و نیازمند در نظر گرفتن تزریق ماگمای تازه به مخزن ماگمایی است که باعث افزایش دما و تغییر ترکیب سیال اطراف بلورها می‌شود. در چنین شرایطی، پلاژیوکلازهای اولیه ممکن است بخشی هضم شوند یا با ذرات مایع در حال اختلاط واکنش دهند (Castillo, 2018; Nielsen et al., 2019).

علاوه بر این، آزاد شدن گازها از اتاقک ماگمایی و کاهش فشار همراه با تشکیل شیشه می‌تواند نشان‌دهنده سرد شدن سریع و توقف رشد بلور باشد؛ بنابراین حضور شیشه در بافت‌های غربالی اغلب با اختلاط و تغییرات دینامیکی ماگما همراه است.

## ج) خوردگی بلورها (Magma Dissolution)

خوردگی بلورها یا انحلال ماگمایی یکی از فرآیندهای مهم دگرگونی بافتی در سنگ‌های آذرین است که در آن سطوح بلورهای قبلاً تبلور یافته توسط مذاب جدید یا شرایط تغییر یافته مورد هضم قرار می‌گیرند (Bindeman et al., 2016). این پدیده در پلاژیوکلاز، الیوین و کوارتز به‌وضوح قابل مشاهده است. انحلال زمانی رخ می‌دهد که بلور در تعادل با مذاب نباشد، که می‌تواند نتیجه تغییرات در فشار، دما یا ترکیب شیمیایی ماگما باشد. وقتی بلورها وارد منطقه‌ای از ماگما با شرایط متفاوت می‌شوند (مثلاً ماگمای سردتر، داغ‌تر، یا با ترکیب شیمیایی دیگر) سطوح آن‌ها تحلیل رفته و به شکل گرد یا خلیجی درآمده و در نهایت بلور کاملاً هضم می‌شود (Sisson & Eggler, 2018; Edmonds et al., 2019).

در این روند:

- بلورها ممکن است تحت تأثیر جریان‌ات همرفتی داخل اتاقک ماگمایی قرار گیرند،
- یا سقوط گرانشی بلورها در ماگمای کم‌چگال‌تر،
- یا قرارگیری در ماگمای تازه تزریق شده باعث تغییرات شدید در سطح و گوشه‌های بلور گردد.

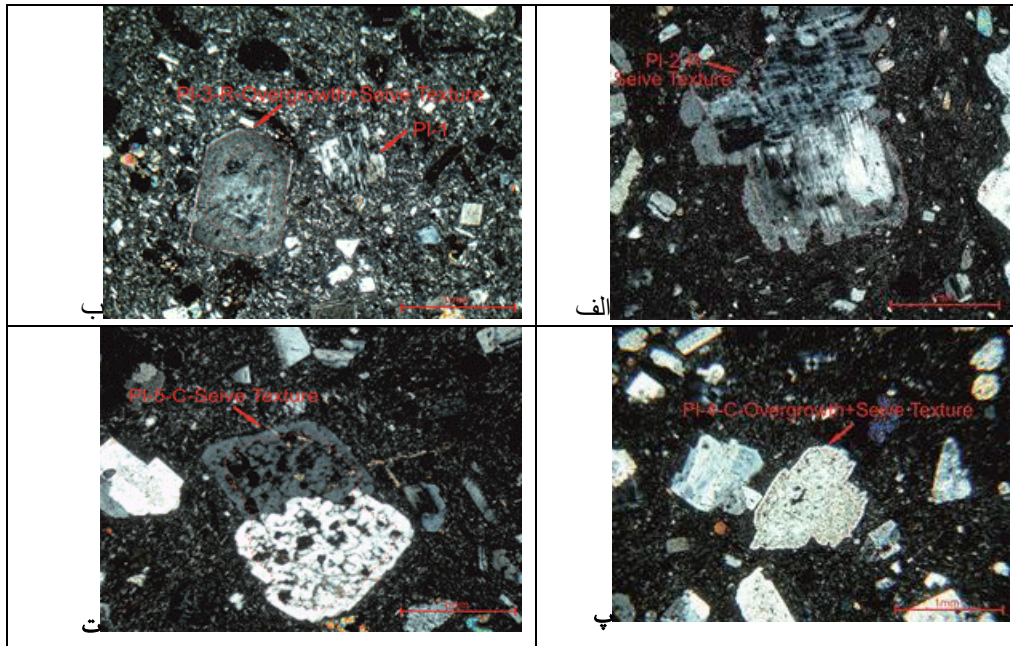
## د) آمفیبول با حاشیه‌های اپاسیته و عدم تعادل

آمفیبول‌ها در سنگ‌های منطقه نشانه‌های آشکاری از عدم تعادل ترمودینامیکی و تبادل با مذاب اطراف را نشان می‌دهند. این کانی‌ها اغلب حاشیه‌های اپاسیته شده دارند که ناشی از فروپاشی ساختار اولیه و بازترکیب به فازهای ثانویه مانند مگنتیت، هماتیت و کلینوپیروکسن‌های Fe-depleted می‌باشد (Erdmann & Rutherford, 2018; Holness & Humphreys, 2018).

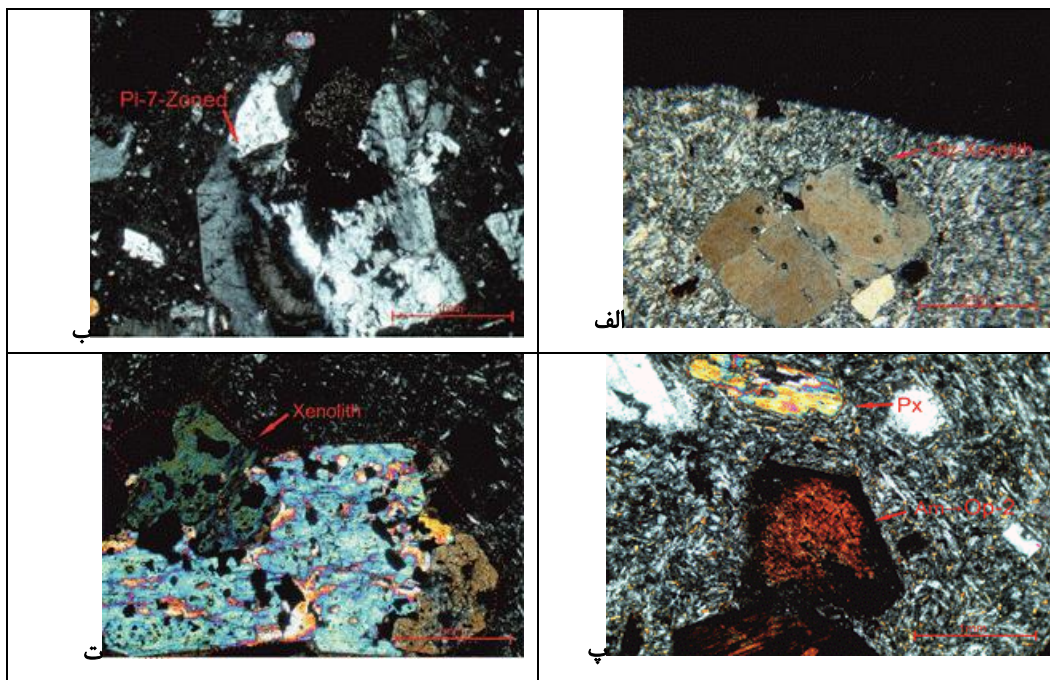
آمفیبول‌ها به‌طور حساس به تغییرات آب، دما و فشار واکنش نشان می‌دهند و عدم تعادل آن‌ها می‌تواند به‌صورت اپاسیته شدن تدریجی حاشیه یا فروپاشی کامل بلور مشاهده شود. این تغییرات اغلب با نرخ صعود ماگما ارتباط دارد:

- صعود سریع سبب حفظ حاشیه‌های واکنشی نمی‌شود،

- در صعود با نرخ متوسط حاشیه‌های نازک اپاسیته شکل می‌گیرد،
- در صعود آهسته‌تر اپاسیته ضخیم‌تر و در نهایت فروپاشی کامل بلور رخ می‌دهد (Castillo, 2018; Edmonds et al., 2019).



شکل ۶: الف و ب- نمایی از فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی در حاشیه و رورشدی. پ-نمایی از فنوکریست پلاژیوکلاز با غربالی در درون کانی همراه با رورشدی در خمیره. ت-نمایی از فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی در درون کانی در خمیره.



شکل ۷: الف- نمایی از بیگانه بلور کوارتز موجود در خمیره. تراکی آندزیت. ب- نمایی از فنوکریست پلاژیوکلازهایی با بافت منطقه بندی نوسانی در سنگ بازالتیک تراکی آندزیت. پ- نمایی دیگر از فنو کریست های آمفیبول نیمه شکل دار دگرسان شده به کانی های اوپاک در حاشیه (اوپاسیته شده) و پیروکسن در تراکی آندزیت. ت- نمایی از بیگانه سنگ (Xenolith) با ترکیب پیروکسنیتی (نقطه چین قرمز) موجود در خمیره در سنگ بازالتیک تراکی آندزیت در وضعیت نوری XPL.

#### -شیمی کانی پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های منطقه است که به دو صورت درشت بلور و میکروولیت حضور دارد. شواهد پتروگرافی حاکی از عملکرد متوسط دگرسانی بر روی این پلاژیوکلازها بوده و در نتیجه آن میتوان کانی‌های ثانویه سریسیت، کلسیت، کلریت، کانی‌های رسی و در نتیجه پدیده سوسوریتی شدن را بر روی آنها مشاهده نمود. روی نمودار مثلثی Or-Ab-An از (Deer et al., 1991). پلاژیوکلاز سنگ‌های آذرین منطقه در محدوده لابرادوریت و بیتونیت قرار گرفته- اند (شکل ۸). 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 Mg و Fe در پلاژیوکلاز می‌شوند (احمدی و همکاران، ۱۳۹۵).

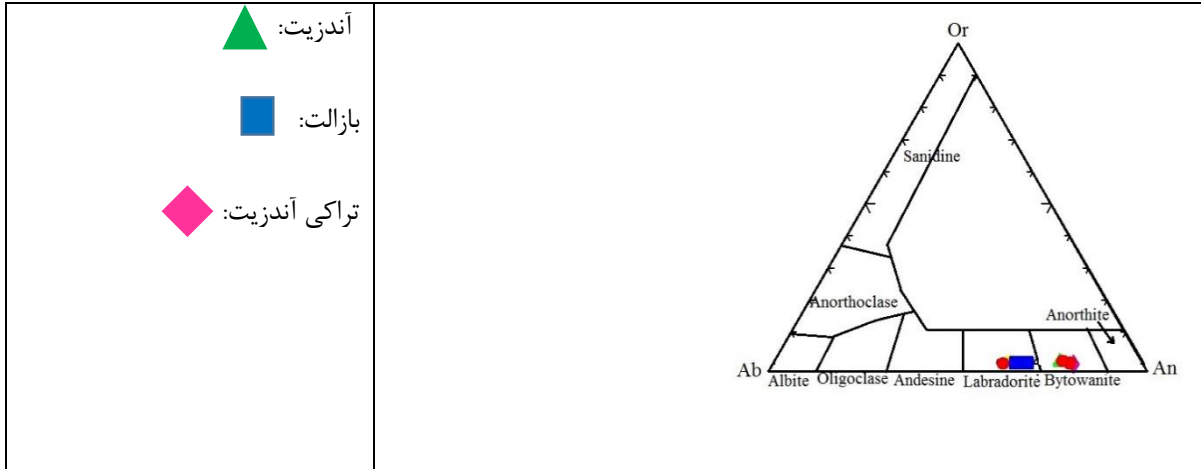
جدول ۱: تعیین نوع پلاژیوکلاز بر استفاده از Spreadsheet

Point.No	An	Ab	Or
Ba-r27-1	26.42	46.14	27.45
Ba-r27-2	32.50	31.09	36.41
Ba-r27-3	26.30	38.13	35.57
An-R15-1	49.80	34.82	15.38
An-R15-2	31.88	42.57	25.55
An-R15-3	50.64	41.47	7.89
Tr-An-R18-1	67.82	31.65	0.53
Tr-An-R18-2	68.89	30.54	0.57
Tr-An-R18-3	67.37	32.16	0.47
Ba-P3-1	59.16	39.85	0.99
Ba-P3-2	64.89	33.87	1.24
Ba-P3-3	66.93	32.31	0.76

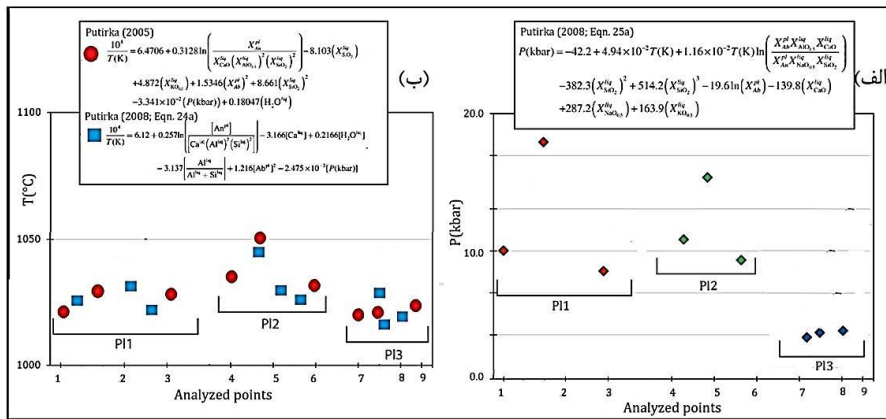
## الف- دما-فشار سنجی پلاژیوکلاز

نتایج فشارسنجی و دماسنجی بر پایه تعادلی شیمی بلور-مذاب میزبان و به دو روش مختلف (Putirka, 2005; Putirka, ) 2008 انجام شده است. بر اساس این محاسبات بلورهای پلاژیوکلاز سنگهای آندزیتی (PL1) در محدوده فشار ۷ تا ۱۵ کیلوبار و دما ۱۱۰۰ تا ۱۱۳۰ درجه سانتی گراد، سنگهای بازالتی (PL2) در محدوده فشار ۷.۵ تا ۱۸ کیلوبار و دما ۱۰۳۵ تا ۱۰۵۵ درجه سانتیگراد و سنگهای تراکی آندزیتی (PL3) در محدوده فشار ۳.۵ تا ۴ کیلوبار و دما ۱۰۷۵ تا ۱۰۹۵ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند (شکل ۹).

همانگونه که در شکل ۱۰ در نمودار سه تایی Ab-An-Or مشاهده می‌شود، پلاژیوکلازهای نمونه‌های مورد مطالعه در حدود دمایی ۷۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱ کیلوبار تشکیل شده است.

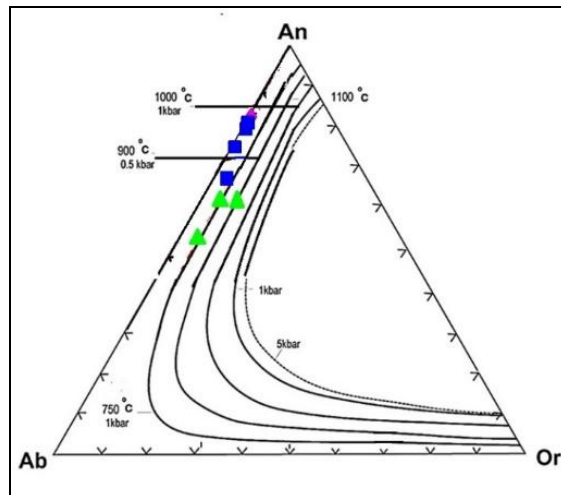


شکل ۸: تعیین ترکیب فلدسپارهای سنگ‌های آذرین منطقه.



شکل ۹: الف- نمایش نتایج دماسنجی و فشارسنجی پلاژیوکلازها. الف- فشارسنجی پلاژیوکلازها به روش (Putirka, 2008). ب-

دماسنجی پلاژیوکلازها به روش (Putirka, 2008; 2005).



شکل ۱۰: موقعیت پلاژیوکلاز نمونه مورد مطالعه در نمودار سه تایی Ab-An-Or.

### محیط تکنو ماگمایی

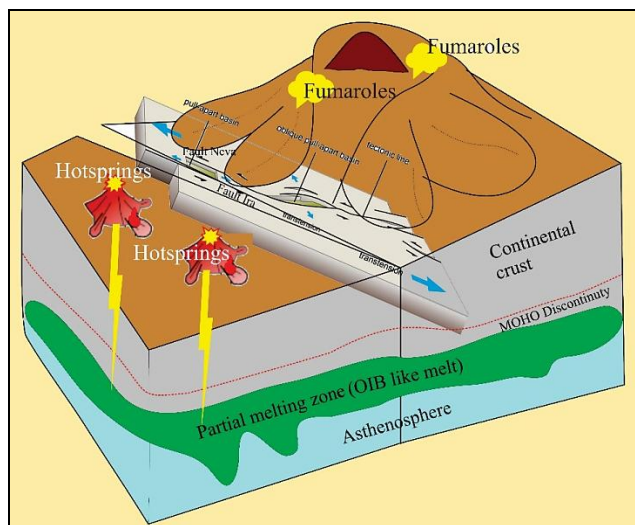
تغییر در رژیم تکتونیکی منطقه البرز مرکزی که از حدود ۵ میلیون سال پیش از وضعیت ترافشاری به تراکششی تغییر یافته است، فضای مناسبی را برای صعود و جایگیری ماگما در امتداد خمیدگی گسل‌ها و شکستگی‌ها فراهم آورده است (ریتز و همکاران، ۲۰۰۶؛ حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۱). ریتز و همکاران، ۲۰۰۶ این تغییر در کینماتیک را در حدود ۱.۵ میلیون سال پیش و همزمان با آغاز فعالیت آتشفشانی دماوند عنوان نموده است. در تازه‌ترین تحقیق که نتایج ژئوفیزیک را نتایج تکتونیکی در هم آمیخته است، آتشفشان دماوند را در محل تقاطع و تغییر دو رژیم تکتونیکی ترافشاری که در بخش غربی تأثیر گذار بوده است و رژیم تکتونیکی تراکششی که در بخش شرقی حاکم بوده است را به عنوان عامل ایجاد مجراهای مناسب در پوسته جهت عبور و ذخیره سازی و فوران ماگماها بیان نموده است.

پس بنابراین سنگ‌های مورد مطالعه در یک محیط کششی (ریف‌ت درون قاره‌ای) و بر اثر عملکرد گسل‌های راست‌الغز (ایرا و نوا یا شاخه‌های فرعی آنها) تشکیل شده‌اند (اسکوئی و امیدیان، ۲۰۱۸). در شکل ۱۱ یک شکل شماتیک از نحوه تشکیل دماوند و سنگ‌های آتشفشانی مناطق همجوار ارائه شده است.

با توجه به وجود چشمه‌های آب گرم، ثبت ناهنجاری‌های حرارتی سطحی، فعالیت‌های دهانه‌ای (vent activities) و روند گسل‌ها در اطراف دماوند، می‌توان استنباط کرد که سنگ‌های منطقه در نتیجه ذوب یک گوشته متاسوماتیک شده و در یک محیط کششی، مشخصه حوضه‌های واگرا یا حوضه‌های پول‌آپارت (pull-apart basins)، تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱). نمونه‌هایی از این شرایط شامل میدان‌های زمین‌گرمایی و فعالیت‌های آتشفشانی دریای سالتون و سرو پریو در انتهای شمال غربی خلیج کالیفرنیا هستند.

بر اساس طبقه‌بندی (Mann et al., 1983)، بیشتر حوضه‌های ریفتی کشیده بوده و اندازه آن‌ها از کمتر از ۳۰ کیلومتر مربع تا ۵۰۰ کیلومتر مربع متغیر است و میانگین وسعت ناحیه‌ای آن‌ها حدود ۱۴۰ کیلومتر مربع می‌باشد. عمق این حوضه‌ها از حدود ۸۰۰ متر تا بیش از ۲۰۰۰ متر متغیر است (Sutrisno et al., 2019). منشأ سنگ‌های آتشفشانی در محدوده مورد مطالعه و پیرامون دماوند، (یک هات‌اسپات/ریف‌ت) درون یک حوضه ریفتی است که پس از فوران نیز توده‌ای داغ و احتمالاً مذاب را در

اعماق حدود ۴ تا ۷ کیلومتری در خود حفظ کرده است. این موضوع با وجود دودکش‌ها، فعالیت‌های فومارولی، چشمه‌های آب گرم و همچنین ناهنجاری‌های حرارتی منطقه تأیید می‌شود. شایان توجه است که هیچ تظاهر حرارتی در مرکز حوضه و بدون ارتباط با گسل‌ها مشاهده نمی‌شود؛ بلکه تمامی این پدیده‌ها یا بر روی دامنه‌های مراکز آتشفشانی مجاور قرار دارند یا در امتداد گسل‌های اصلی امتدادلغز و یا گسل‌های نرمال مشخصه این حوضه متمرکز شده‌اند (شکل ۱۱).



شکل ۱۱: تصویر شماتیک حوضه‌های پول‌آپارت و نقش آن‌ها در تشکیل سنگ‌ها در منطقه مورد مطالعه و پیرامون کوه دماوند.

## نتیجه گیری

مطالعه پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی جاده هراز نشان می‌دهد که فرآیندهای اختلاط ماگمایی و دگرسانی کانی‌ها نقش تعیین‌کننده‌ای در تکامل و تکمیل بافت‌های سنگ‌های منطقه داشته‌اند. شواهد مهم به شرح زیر است:

۱. منطقه‌بندی نوسانی پلاژیوکلاز و نوارهای compositional zoning نشان‌دهنده تغییرات پیوسته یا ناپیوسته ترکیب ماگما و شرایط ترمودینامیکی متغیر در طول تبلور است. این ویژگی‌ها بیانگر اختلاط پی‌درپی ماگمای مافیک‌تر، تغییر فشار و دما و حرکت بلورها در اتاقک ماگمایی می‌باشند.
۲. بافت غربالی و حاشیه‌های واکنشی پلاژیوکلاز تأیید می‌کند که تزریق ماگماهای تازه و داغ، به همراه نوسان فشار و دما، باعث هضم جزئی بلورها و اختلاط با ماگمای والد شده است. حضور شیشه در اطراف بلورها نشان‌دهنده سرد شدن سریع و اختلاط دینامیک ماگمایی است.
۳. خوردگی و انحلال بلورها، به‌ویژه در پلاژیوکلاز، الیوین و کوارتز، بیانگر عدم تعادل بین بلور و مذاب و تأثیر تغییرات فشار، دما و ترکیب شیمیایی ماگما بر پایداری بلورها است. این فرآیندها موجب شکل‌گیری بلورهای گرد شده و خلیجی شکل شده‌اند.
۴. حاشیه‌های اپاسیته آمفیبول و تغییرات ترمودینامیکی شدید این کانی‌ها، نشان‌دهنده حساسیت آمفیبول به تغییرات فشار، دما و محتوای آب در طول صعود ماگما و اختلاط با ماگمای تازه است. ضخامت و شدت اپاسیته با نرخ صعود ماگما همبستگی مستقیم دارد.

۵. با توجه به حضور چشمه‌های آب گرم، ثبت ناهنجاری‌های حرارتی سطحی، فعالیت‌های دهانه‌ای و الگوی گسله‌ها در اطراف دماوند، می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های منطقه در اثر ذوب گوشته متاسوماتیک شده و در یک محیط کششی مشابه شرایط حوضه‌های واگرا یا حوضه‌های Pull-apart شکل گرفته‌اند.

به‌طور کلی، ترکیب شواهد پتروگرافی، منطقه‌بندی بلور، بافت‌های غربالی و حاشیه‌های واکنشی، خوردگی بلورها و تغییرات آمفیبول، نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی جاده هراز تحت تأثیر فرآیندهای پیچیده ماگمایی قرار گرفته‌اند که شامل اختلاط ماگمایی، تزریق ماگماهای مافیک، تبلور در فشار و دمای متفاوت و دگرسانی ثانویه بلورها می‌باشد.

این یافته‌ها اهمیت تعامل بین فرآیندهای دینامیک و شیمیایی در اتاقک‌های ماگمایی را در تکامل بافت و ترکیب سنگ‌های آتشفشانی البرز مرکزی نشان می‌دهد و پایه‌ای برای تحلیل‌های ژئوشیمیایی و ترموبارومتري بیشتر فراهم می‌آورد.

## منابع

- احمدی ع.، فیروزکوهی ز.، مریدی فریمانی ع.ا.، لنتز د.، "ویژگی‌های زئوشیمیایی و بافتی پلاژیوکلاز، شواهدی از فرایندهای سیستم‌های باز: بررسی موردی آتشفشان بزمان (جنوب شرق ایران)"، مجله بلور وکانی شناسی ایران، شماره ۲، (۱۳۹۶) ص ۳۶۷-۳۸۰.
- Agard, P., et al., 2020, Cenozoic tectonics of the Middle East: Insights from geological, geophysical and modelling data, *Earth-Science Reviews*, Vol. 208, 103273.
- Allen, M.B., et al., 2011, Accommodation of the Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, Vol. 33, PP. 1557–1571.
- Assereto, R., 1966, The Jurassic Shemshak Formation in central Elburz (Iran).
- Bindeman, I.N., Valley, J.W., Peck, D.L., 2016, Magma dissolution processes in volcanic phenocrysts, *Earth Planet Sci Lett*, Vol: 439, PP. 1–11.
- Blundy, J., Cashman, K.V., 2019, Magma mixing and crystal chemical evidence, *Annu Rev Earth Planet Sci*, Vol: 47, PP. 123–156.
- Castillo, P.R., 2018, Textures and crystal fabrics in volcanic rocks, *Geol Soc Am Bull*, Vol: 130, No. 9–10, PP. 1643–1661.
- Darvishzadeh, A., 2004, *Geology of Iran*, Amirkabir Publishing, 343 pp.
- Davidson, J.P., et al., 2004, Magma evolution at Damavand volcano: a combined isotopic and chemical approach, *Journal of Petrology*, Vol. 45, No. 4, PP. 669–699.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1991, *An introduction to rock forming minerals*, Longman, 528 pp.
- Dehghani, G.A., Makris, J., 1984, Gravity studies of the Alborz Mountain range, northern Iran, *Geophysical Journal International*, Vol. 78, PP. 607–617.
- de Souza, F., Silva, L.C., Fernandes, R.P., 2024, Petrography, geochemistry and monazite geochronology of crustal xenoliths hosted by Afonso Cláudio Intrusive Complex, Araçuaí-West Congo orogen (southeast Brazil): Insights about contamination, magma sources and evolution of the post-collisional magmatism, *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 141, 104919.
- Djamour, Y., et al., 2011, Present-day crustal motion along the Arabia–Eurasia collision zone and beyond from GPS measurements in Iran and northern Oman, *Tectonics*, Vol. 30, TC3003.
- Erdmann, S., Rutherford, M.J., 2018, Amphibole breakdown and reaction rims in magmatic systems, *Contrib Mineral Petrol*, Vol: 173, No. 9, PP. 68.
- Hassanzadeh, J., Pandamoz, A., Davidson, J., Stockley, D., Bashkooch, B., 2001. *Geology of Iran*, 49- 44.
- Hollingsworth, J., et al., 2010, Crustal deformation across the Alborz Mountains, Iran, *Geophysical Journal International*, Vol. 181, PP. 173–188.
- Holness, M.B., Humphreys, M.C.S., 2018, Crystal growth, dissolution and zoning in magmatic systems, *Geology*, Vol: 46, No. 8, PP. 715–718.
- Jackson, J., Priestley, K., McKenzie, D., 2002, Receiver functions and crustal structure of the Central Alborz Mountains, northern Iran, *Geophysical Journal International*, Vol. 148, PP. 39–53.
- Kaviani, A., et al., 2007, Seismic structure and crustal thickness of the Central Alborz, *Geophysical Journal International*, Vol. 168, PP. 1246–1260.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C., Burke, K., 1983. Development of pull-apart basins. *The Journal of Geology*, 91: 529-554.

- Mirnejad, H., et al., 2011, Geochemistry of volcanic rocks from Central Alborz and implications for magma genesis, *Lithos*, Vol. 123, PP. 171–185.
- Morgan, D.J., Jerram, D.A., 2020, Zoning and growth kinetics in plutonic and volcanic feldspars, *Contrib Mineral Petrol*, Vol: 175, No. 2, PP. 21.
- Motaghi, K., et al., 2020, Integrated seismic imaging of the Central Alborz crust, *Tectonophysics*, Vol. 760, PP. 228–234.
- Nazari, H., et al., 2009, Tectonic significance of major faults around Damavand volcano, northern Iran, *Tectonophysics*, Vol. 475, PP. 103–116.
- Nielsen, T.F.D., Bindeman, I.N., Kamenetsky, V.S., 2019, Oscillatory zoning in feldspars: Implications for magma dynamics, *J Petrology*, Vol: 60, No. 12, PP. 2371–2395.
- Oskooi, B., Rouhani, M.J., Omidian, P., Abedi, M., 2018. Analysis of magnetic data on basalts of the Pleur region. *Journal of Applied Geophysical Research*, 4(2): 323-337.
- Pang, K.N., et al., 2021, Petrogenesis of Late Cenozoic volcanic rocks from Central Alborz, Iran: evidence from geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopes, *Mineralogy and Petrology*, Vol. 115, PP. 45–66.
- Paul, A., et al., 2010, Crustal velocity structure and Moho depth beneath northern Iran, *Geophysical Journal International*, Vol. 182, PP. 1093–1107.
- Putirka, K.D., 2016, Thermobarometry and diffusion in magmatic systems, *Rev Mineral Geochem*, Vol: 81, PP. 217–247.
- Radjaee, A., et al., 2010, Moho depth and sediment thickness beneath the Alborz with receiver functions, *Journal of Seismology*, Vol. 14, PP. 401–411.
- Rahmani, S., et al., 2022, Crustal structure and magmatic root under Damavand volcano, *Journal of Geodynamics*, Vol. 156, 101988.
- Ritz, J.F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., Vernant, P., 2006. Active transtension inside Central Alborz: a new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics. *Geology*, 34: 477-480
- Shahpasandzadeh, M., et al., 2019, Structural controls on volcanic emplacement around Damavand, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 378, PP. 7–21.
- Sisson, T.W., Eggler, D.H., 2018, Experiments on magma dissolution and crystal stability, *J Volcanol Geotherm Res*, Vol: 354, PP. 136–149.
- Stocklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz Mountains, Geological Society, London, Special Publications, Vol: 4, No. 1, PP. 213–234.
- Stocklin, J., Ruttner, A., Nabavi, M., 1964, New data on the lower Paleozoic and Precambrian of North Iran, Geological Survey of Iran, Reports, Vol: 1, PP. 29.
- Sutrisno, L., Bonte, D., Daud, Y., Smit, J., Beekman, F., Van Wees, J.D., Purwanto, W., 2019. Assessing the role of pull-apart basins for high-temperature geothermal resources in transcurrent tectonic settings: Sumatra and California compared. *European Geothermal Congress*, 11-14.
- Vernant, P., et al., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements, *Geophysical Journal International*, Vol. 157, PP. 381–398.