

پetroگرافی، ژئوشیمی، و پتروژنز آتشفشان دماوند: مقایسه نسل‌های مختلف آتشفشانی

جلیل قلمقاش*؛ دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

حمیده رشید؛ دکترای زمین‌شناسی، گروه سنگ‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

لیلا محمدی‌آزاد؛ دانشجوی کارشناسی‌ارشد پترولوژی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۲۲

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۱۱

چکیده

آتشفشان دماوند از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیک تا میانه طی دو میلیون سال گذشته تشکیل شده است. در پژوهش حاضر، با پیمایش‌های صحرایی متعدد و پتروگرافی و ژئوشیمیایی (ICP-MS و XRF) نسل‌های مختلف سنگ‌های آتشفشانی دماوند مطالعه شد. بر اساس این مطالعات معلوم شد ترکیب گدازه‌های قدیمی دماوند البوین بازالتی تا تراکی آندزیتی و ترکیب سنگ‌های جوان تر تراکی آندزیتی است. گدازه‌های جوان دماوند دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار با اذخال‌هایی از کانی‌های فرومنین هستند که در نمونه‌های قدیمی دماوند دیده نمی‌شوند. اغلب کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های جوان دارای ماکل نواری و دوتایی هستند. ارتوپیروکسن فقط در برخی از سنگ‌های قدیمی به مقدار کم وجود دارد. سنگ‌های تراکی آندزیتی دماوند دارای غنی‌شدگی از LREE و LILE به ترتیب در برابر HREE و HFSE و ماهیت آداکیتی هستند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه به نظر می‌رسد سنگ‌های البوین بازالتی-تراکی آندزیتی دماوند در اثر لایه‌لایه شدن لیتوسفر قاره‌ای و هجوم گوشته استنوسفری از ذوب‌بخشی گوشته غنی شده پدید آمده‌اند. ماگمای سنگ‌های آتشفشانی جوان دماوند نسبت به ماگمای سنگ‌های آتشفشانی قدیمی مدت زمان بیشتری در پوسته بالایی توقف داشته و دچار آلودگی پوسته‌ای بارزتری شده است. کلیدواژگان: آتشفشان کواترنری، آداکیت، البوین بازالت، تراکی آندزیت، دماوند، گوشته غنی‌شده.

مقدمه

آتشفشان دماوند از حدود یک میلیون و هشتصد هزار سال پیش فعالیت خود را آغاز کرده و بر اثر تناوب فوران‌های انفجاری و غیرانفجاری مخروط آتشفشانی آن روی پی‌سنگ فرسایش‌یافته (مزوزوئیک و ماقبل) البرز مرکزی ایجاد شده است. مطالعه مقدماتی آتشفشان دماوند را آلباخ^(۱۹۶۶) انجام داد و سپس ویژگی‌های ژئوشیمیایی آتشفشان دماوند را پژوهشگران بسیاری (مهدی‌زاده^۲ و همکاران^{۲۰۰۲}؛ جرمین^{۱۹۴۳}؛ بروس^۴ و معین‌وزیری^{۱۹۸۲}) بررسی و منتشر کردند. به گزارش دیویدسون^۵ و همکارانش (۲۰۰۴) مخروط کنونی دماوند در اثر فعالیت‌های آتشفشانی در ۶۰۰ هزار سال گذشته روی کالدرای دماوند قدیمی (با سن ۱۸۰۰ تا ۸۰۰ هزار سال) تشکیل شده است. به گزارش محققان یادشده

آخرین فعالیت آتشفشانی دماوند ۷ هزار سال پیش رخ داده است. محققان بسیاری روی سنگ‌های آتشفشانی دماوند مطالعه کرده‌اند. ایشان سنگ‌های آتشفشانی دماوند را: ۱. حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی تیتیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای ایران (یانگ^۱ و همکاران ۱۹۷۶؛ بروس و معین‌وزیری ۱۰۸۲؛ آفتابی^۲ و عطاپور ۲۰۰۰؛ مهدی‌زاده و همکاران ۲۰۰۲؛ لیوتارد^۳ و همکاران ۲۰۰۸)؛ ۲. ماگماتیسیم آلکالن درون‌قاره‌ای و تفریق ماگمای بازالتی (امامی ۱۳۶۸؛ ایران‌نژادی ۱۳۷۱)؛ ۳. ماگماتیسیم مرتبط با نقاط داغ درون‌صفحه قاره‌ای (دیویدسون^۴ و همکاران ۲۰۰۴)؛ ۴. ماگماتیسیم مرتبط با لایه‌لایه شدن لیتوسفر^۵ و بالآمدگی گوشته^۶ (میرنژاد^۷ و همکاران ۲۰۱۰) دانسته‌اند. در مطالعه حاضر با بررسی و نمونه‌برداری گسترده از نسل‌های مختلف سنگ‌های آتشفشانی دماوند و مقایسه آن‌ها تلاش شد تا حد امکان منشأ گدازه‌ها در فوران‌های قدیمی و جوان آتشفشان دماوند بررسی و چگونگی شکل‌گیری آن‌ها تعیین شود.

زمین‌شناسی

آتشفشان دماوند با ارتفاع ۵۶۷۰ متر از سطح آب‌های آزاد، در فاصله ۹۰ کیلومتری شمال شرقی تهران، روی کمر بند چین‌خورده رانده البرز قرار دارد. مخروط آتشفشان دماوند از تناوب گدازه و مواد آتشفشانی حدواسط تشکیل شده است و مساحتی بالغ بر ۴۰۰ کیلومترمربع را در فاصله شهرهای ناندل، لاریجان، آب‌آسک، پلور، و سد لار پوشانده است. این آتشفشان در کواترنری فعالیت خود را آغاز کرده و روی پی‌سنگ فرسایش‌یافته پالئوزوئیک- مزوزوئیک البرز مرکزی تشکیل شده است. مواد آتشفشانی از دهانه اصلی دماوند یا از دهانه‌های جانبی خارج شده‌اند. به نوشته آلباخ (۱۹۶۶) دماوند از دو آتشفشان قدیمی و جوان تشکیل شده است. بقایای مواد آتشفشانی و کالدرای دماوند قدیمی در شمال و شمال شرقی در فاصله بین کوه هاره، کوه ساردویج، روستای کرف، و تینه نمایان است. روستای ناندل و حاجی‌دلا در بخش مرکزی کالدرای فرسایش‌یافته دماوند قدیمی قرار دارند (آلباخ ۱۹۶۶). دماوند جوان در دامنه جنوب غربی کالدرای قدیمی تشکیل شده است. این مخروط عظیم حدود ۳۰۰۰ متر از کوه‌های اطراف خود بلندتر است. به عبارت دیگر سنگ‌های آتشفشانی جوان دماوند ۳۰۰۰ متر ضخامت دارد. محققان بسیاری تلاش کرده‌اند زمان فعالیت آتشفشان دماوند را تعیین کنند. اولین بار آلباخ (۱۹۶۶) با روش کربن و با استفاده از بقایای چوبی موجود در نهشته‌های آبرفتی بین مواد آتشفشانی سن ۳۸۵۰۰ سال را گزارش کرد. به باور بربریان^۸ و کینگ (۱۹۸۱) و بر اساس شواهد چینه‌ای زمان فعالیت دماوند بین وورم آغازی (۷۰ هزار سال) و هولوسن پایانی بوده است.

دیویدسون و همکارانش (۲۰۰۴) به واسطه سن‌سنجی به دو روش Ar/Ar و (U-Th)/He زمان فعالیت دماوند قدیمی را از یک‌میلیون و هشتصد هزار تا ۸۰۰ هزار سال قبل تعیین کردند. بر اساس گزارش ایشان، پس از ریزش

1. Jung
2. Aftabi
3. Liotard
4. Davidson
5. lithospheric delamination
6. mantle upwelling
7. Mirnejad
8. Berberian

مخروط دماوند قدیمی، فوران‌های آتشفشانی دماوند جوان از ۶۰۰ هزار سال قبل آغاز شده و تا ۷ هزار سال قبل ادامه داشته است. مواد پیروکلاستیک و گدازه‌ای دماوند جوان در دامنه‌های جنوب شرقی و جنوبی و غربی آتشفشان به خوبی نمایان است. در اطراف روستای آسک نهشته‌های پیروکلاستیک دماوند جوان به صورت یک ردیف متناوب توفی-لاهار دیده می‌شود. نهشته‌های پیروکلاستیک از توف و ایگنیمبریت به رنگ خاکستری گزارش شده است. همان‌طور که آلباخ (۱۹۶۶) اشاره کرد این نهشته‌های پیروکلاستیک به سمت شرق و غرب توسط گدازه‌های جوان‌تر دماوند پوشیده می‌شوند. این منظره (قرار گرفتن نهشته‌های پیروکلاستیک زیر گدازه‌های تراکی‌آندزیتی) در جاده هراز در فاصله روستای آسک تا پلور (قبل از ورود به اولین تونل) در دامنه سمت چپ جاده به خوبی نمایان است. بر اساس سن‌سنجی دیویدسون و همکارانش (۲۰۰۴) سن نهشته‌های پیروکلاستیک منطقه آسک بین ۲۸۰ تا ۱۵۰ هزار سال است. بر اساس مطالعه حاضر و با در نظر گرفتن نتایج سن‌سنجی دیویدسون و همکارانش (۲۰۰۴) گدازه‌های تراکی‌آندزیتی با میان‌لایه‌های توفی با سن ۱۵۰ تا ۶۰ هزار سال حجم اصلی مخروط دماوند جوان را پدید آورده‌اند که به صورت منظم اطراف آن نمایان است. این سنگ‌های آتشفشانی توسط روانه‌های گدازه‌ای، با سن ۲۵ هزار سال، پوشیده می‌شود. روانه‌های ۲۵ هزار ساله، که از دهانه مرکزی و دهانه‌های فرعی خارج شده‌اند، در دامنه جنوبی و جنوب غربی دماوند به خوبی نمایان‌اند. دهانه‌های فرعی با ساخت حلقوی (در محل دهانه) نمای بسیار زیبایی در دامنه جنوبی و جنوب غربی روی زمین و در تصاویر ماهواره‌ای ایجاد کرده‌اند. روانه‌ها داخل کانال‌های واحد یا چندشاخه از محل دهانه خارج و با ساخت زیبای طنابی (در مقیاس بزرگ) به سمت پایین سرد شده‌اند. در بستر و پایین دست بسیاری از آن‌ها ساخت‌های زیبای آ نمایان است. بیشتر این جریان‌های گدازه تا رودخانه هراز ادامه دارد و همان‌طور که محققان گزارش کرده‌اند (مثلاً: آلباخ ۱۹۶۶) در گذشته موجب تغییر مسیر رودخانه هراز شده‌اند. جوان‌ترین گدازه‌های دماوند با ۷ هزار سال قدمت (هولوسن) در دامنه غربی رخنمون دارند. این گدازه‌ها با رنگ خاکستری تا سیاه به صورت جریان روانه‌ها یا کانال‌های باریک از دهانه مرکزی به سمت پایین جریان یافته‌اند. جالب اینکه هیچ‌یک از آن‌ها به رودخانه دلیچای در پایین دست نرسیده‌اند. آلباخ (۱۹۶۶) گسترش کمتر این گدازه‌ها را به دلیل ویسکوزیته بالاتر آن‌ها به سبب کمبود مواد فرار دانسته است.

در مطالعه حاضر، پژوهشگران ضمن پیمایش‌های گسترده روی آتشفشان و صعود به قله آتشفشان از دامنه‌های مختلف تلاش کردند نسل‌های مختلف آتشفشانی را از نزدیک مطالعه و نمونه‌برداری کنند که نتیجه آن به صورت ساده‌شده در نقشه زمین‌شناسی دماوند (شکل ۱) ارائه شده است.

نمونه‌برداری و روش‌های تحقیق

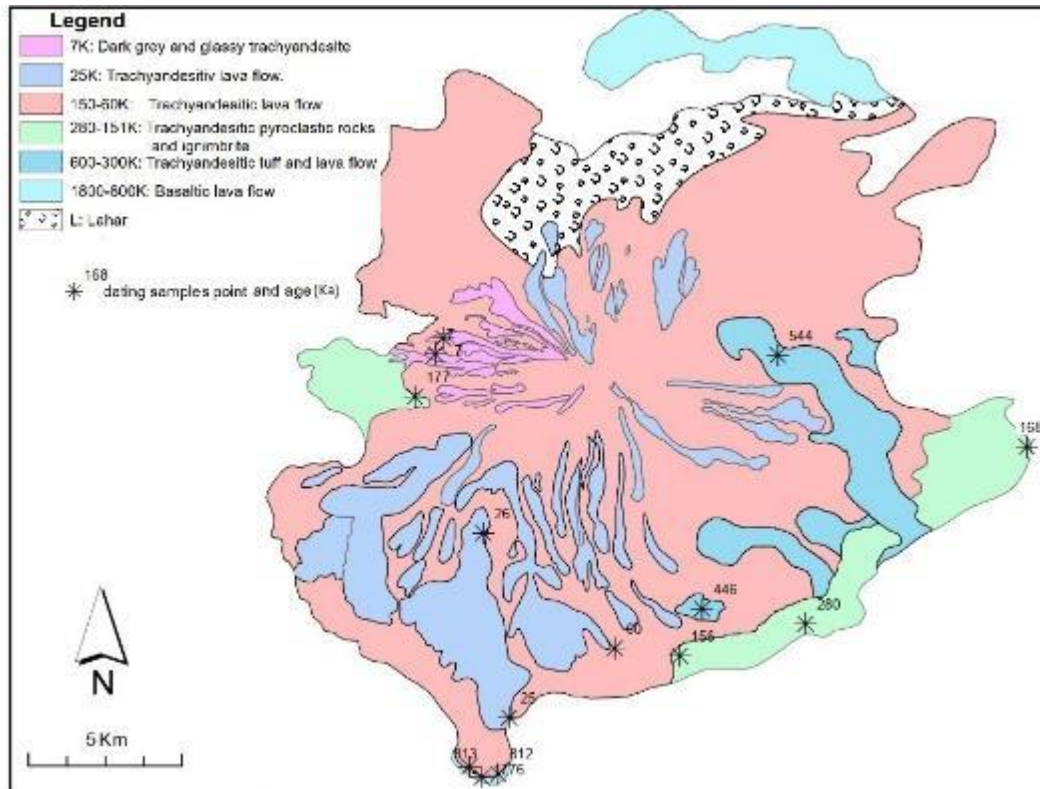
به منظور مطالعه دقیق آتشفشان دماوند، عملیات صحرائی گسترده‌ای در همه بخش‌های آتشفشان صورت گرفت (شکل ۱) و بیش از ۵۰۰ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف آن برداشت شد. پس از مطالعه پتروگرافی، تعداد ۳۵ نمونه از واحدهای سنی هفت‌گانه دماوند انتخاب شد و جهت مطالعات ژئوشیمیایی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. خردایش و پودر کردن نمونه‌ها با بهره‌گیری از آسیاب‌های تنگستن کارباید تا حد ۲۰۰ مش انجام شد. اکسیدهای اصلی به روش فلورسانس پرتو ایکس یا XRF و با بهره‌گیری از استانداردهای بین‌المللی و LOI به روش شیمی تر در آزمایشگاه

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شدند. عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی (REE) با استفاده از روش ICP-MS در آزمایشگاه مرکز پژوهش‌های کاربردی کرج سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند.

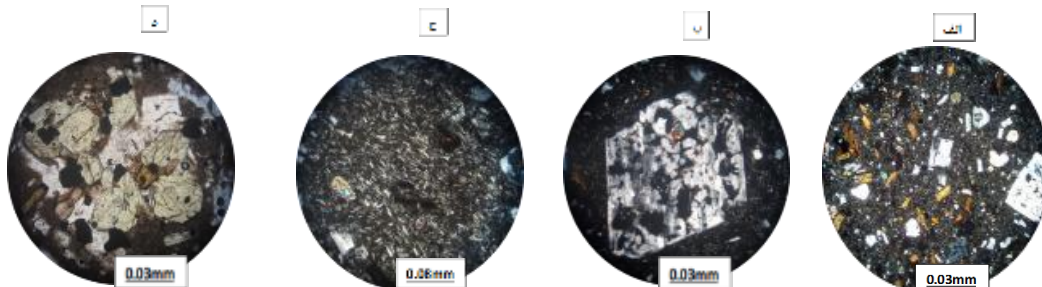
سنگ‌نگاری

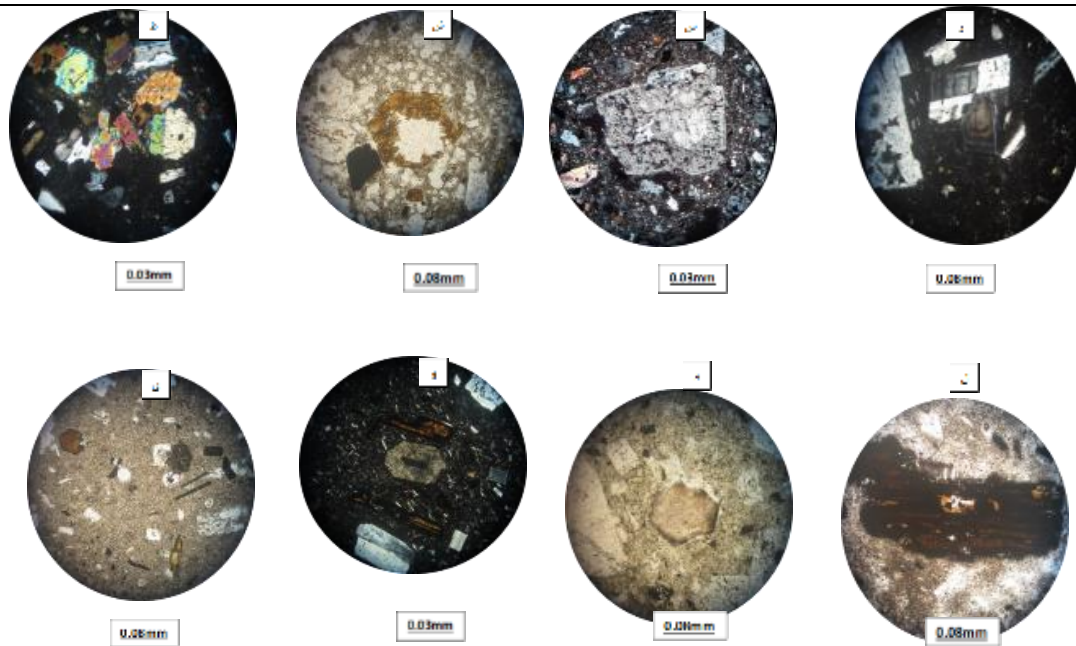
گدازه‌های جوان دماوند ترکیب تراکی‌اندزیتی تا تراکیتی دارند. در سنگ‌های جوان، با سن ۷ Ka و ۲۶ Ka و ۶۰ Ka - ۱۵۰، پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار و شیشه بیشترین فراوانی را در متن سنگ‌ها دارند. در بیشتر این نمونه‌ها بافت سنگ گلوپورپوریتیک با خمیره پیلوتاکیستی است که میکروولیت‌های خمیره با بافت جریان‌نمایان‌اند. هورنبلند کمترین مقدار فراوانی را در گدازه‌های جوان دارد. هورنبلند و بیوتیت در نمونه‌های جوان بیشتر اکسیده و سوخته شده هستند که به احتمال در اثر بالا بودن درجه حرارت گدازه به محض خروج از حفره ماگما این اتفاق رخ داده است. سنگ‌های با سن ۳۰۰ - ۶۰۰ Ka ترکیبی به تقریب مشابه سنگ‌های جوان دماوند دارند. با این تفاوت که در برخی از آن‌ها، که اغلب در دامنه شرقی و جنوب شرقی دماوند رخنمون دارند، کوارتز اولیه و کوارتز ثانویه وجود دارد. در برخی نمونه‌ها پلاژیوکلازها آرایش غربالی دارند. هورنبلند با حواشی اکسیده یا کاملاً سالم در این سنگ‌ها فراوانی بیشتری دارد. سنگ‌های قدیمی دماوند (۸۰۰ - ۱۸۰۰ Ka) آلکالی‌الیون بازالت تا تراکی‌اندزیتی هستند. این سنگ‌ها بافت پورفیریتیک و حفره‌دار دارند که این حفره‌ها در سنگ‌های جوان‌تر دماوند کمتر است. الیون بازالت‌ها نیز، علاوه بر کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار و آپاتیت، که در ترکیب سنگ‌های جوان‌تر دماوند نیز وجود دارد، فنوکریست و میکروفنوکریست‌های الیون دارند. همچنین در سنگ‌های جوان، اغلب، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار حاوی انکلوزیون‌هایی از کانی‌های فرومنین‌اند؛ در صورتی که الباقی سنگ‌ها با سن‌های قدیمی‌تر بیشتر حاوی میانبارهای سیال و شیشه‌اند. در سنگ‌های جوان اغلب در کلینوپیروکسن‌ها ماکل نواری و در برخی موارد زونینگ وجود دارد که این ویژگی در کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های قدیمی‌تر دماوند کمتر دیده می‌شود. اورتوپیروکسن نیز در برخی نمونه‌ها با سن‌های قدیمی‌تر به مقدار کمی وجود دارد؛ اما در سنگ‌های با سن جوان‌تر دیده نمی‌شود. فقط در یک نمونه که از لحاظ مکانی روی نقشه دماوند در دامنه غربی (۲۶ Ka) است اورتوپیروکسن از نوع هیپرستن وجود دارد که اوزیت معمولی آن را احاطه کرده است. آلباخ (۱۹۶۴) در مطالعاتی که روی دماوند انجام داد به تراکیت دارای بیوتیت و اوزیت و هیپرستن تقریباً در ۳/۵ کیلومتری شرق محل اتصال ولارود به دلیچای اشاره و اعلام کرد هیپرستن را اوزیت معمولی محاصره کرده است. امامی (۱۳۶۸) طی گزارشی که از دماوند برای سازمان زمین‌شناسی تهیه کرد روانه‌های غرب و جنوب غربی دماوند را تراکی‌اندزیت هیپرستن‌دار نام‌گذاری و اشاره کرد که این گدازه‌های هیپرستن‌دار تقریباً در محل تلاقی ولارود و دلیچای قرار گرفته‌اند. آپاتیت در همه سنگ‌های دماوند به صورت چندوجهی (سوزنی) دیده می‌شود. آپاتیت در سنگ‌های جوان فراوانی بیشتری دارد و بیشتر به صورت میکروفنوکریست و حاوی ادخال‌های جهت‌یافته از کانی‌های فرومنین است. دیویدسون و همکارانش (۲۰۰۴) به آپاتیت‌هایی به اندازه ۵ میلی‌متر اشاره و از آن‌ها جهت تعیین سن استفاده کردند. آن‌ها اعلام کردند در گدازه‌های تراکی‌اندزیتی دماوند، با وجود حجم بسیار زیاد و تشکیل در طول زمان طولانی

(یک میلیون و هشتصد هزار تا ۷ هزار و ۳۰۰ سال پیش)، تغییر ترکیب چندان زیادی وجود ندارد و تفاوت‌های مهمی بین ترکیبات سنگ‌ها از دماوند قدیم و جدید نیست. علاوه بر آن تفاوت مهمی هم در مجموعه کانی‌های سنگ وجود ندارد و یک حالت عدم تعادل در مجموعه فلدسپار + کلینوپیروکسن + آپاتیت + اکسید + آلپیت + آمفیبول در همه نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۲).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده آتشفشان دماوند. در لژاند نقشه نسل‌های مختلف آتشفشانی دماوند بر پایه مطالعات سن‌سنجی دیویدسون و همکارانش (۲۰۰۴) تفکیک و نمایش داده شده است. به منظور سادگی نقشه، واحدهای چین‌خورده مزوزئیک و گسل‌های فراوان پهنه البرز در اطراف آتشفشان دماوند نمایش داده نشده است.





شکل ۲. تصاویر الف، ب، ج، ر، س، ط، و در نور XPL و تصاویر د، ش، ل، م، ی در نور PPL تهیه شده‌اند: الف) پلاژیوکلاز با ماگل پلی سنتتیک در خمیره شیشه‌ای و میکروکریستوکریستالین؛ ب) پلاژیوکلاز با آرایش غربالی حاوی ادخال‌های کلینوپیروکسن؛ ج) بافت جریان‌ی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار؛ د) کانی‌های فرومنیزین همراه پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار به صورت بافت گلوپورفیریتیک؛ ر) پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی و بافت غربالی؛ س) حاشیه آلیتی شده پلاژیوکلاز حاوی ادخال‌های بیوتیت و کلینوپیروکسن و؛ ش) آمفیبول قهوه‌ای؛ ط) بافت گلوپورفیریتیک و ماگل دوتایی و نواری کلینوپیروکسن و میکروفنوکریست آپاتیت؛ ل) بیوتیت خمیده کنار آپاتیت و بافت جریان‌ی خمیره؛ م) میکروفنوکریست شش‌وجهی آپاتیت حاوی ادخال‌های کانی فرومنیزین؛ و) زونینگ کلینوپیروکسن؛ ی) خمیره شیشه‌ای سنگ حاوی بیوتیت

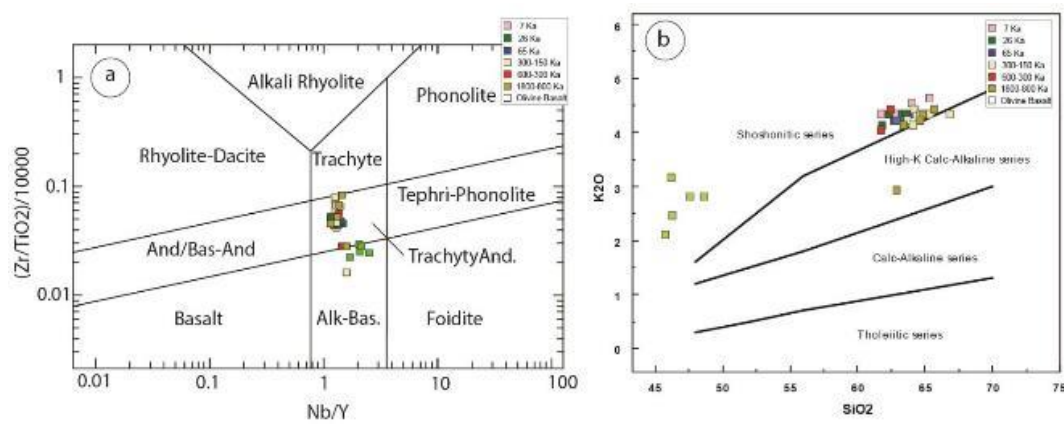
ژئوشیمی

نام‌گذاری شیمیایی و ژئوشیمی عناصر اصلی

جرمین (۱۹۸۲) بر اساس ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های دماوند را لاتیت و تراکی‌اندزیت و تراکیت نامید. مهدی‌زاده و همکارانش (۲۰۰۲) بر اساس نمودار SiO_2 در برابر K_2O (پسریلو^۱ و تیلور^{۱۹۷۶}) سنگ‌های دماوند را باناکیت و آپساروکیت نام گذارند. امامی و ایران‌نژادی (۱۳۶۸) نیز ترکیب سنگ‌های دماوند را بازالت الیوین‌دار تا تراکیت معرفی کردند. بر پایه نمودار Nb/Y در برابر $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)/10000$ از وینچستر^۲ و فلوید (۱۹۷۷) سنگ‌های قدیمی دماوند با سن ۱۸۰۰ تا ۸۰۰ هزار سال ترکیب آلکالی بازالتی تا تراکی‌اندزیتی و نمونه‌های جوان شامل سنگ‌های آتشفشانی نسل‌های مختلف با سن ۷ - ۶۰۰ هزار سال ترکیب تراکی‌اندزیتی دارند (شکل ۳ a).

1. Peccerillo
2. Winchester

در نمودار SiO_2 در برابر K_2O از پسریلو و تیلور (۱۹۷۶) همه سنگ‌های آتشفشانی قدیمی تا جوان دماوند در محدوده شوشونیتی (به ندرت کالک آلکالن پتاسیم بالا) قرار می‌گیرند (شکل b ۳). ماهیت شوشونیتی سنگ‌های آتشفشانی دماوند را قبلاً بروس و معین‌وزیری (۱۹۸۲) و مهدی‌زاده و همکارانش (۲۰۰۲) گزارش کرده بودند. هرچند امامی و ایران‌نژادی (۱۳۷۲) سنگ‌های بازالتی دماوند را آلکالن سدیک اولیه دانسته‌اند و بر آن‌اند که سنگ‌های تراکی‌اندزیتی و تراکییتی دماوند از تفریق سنگ‌های بازالتی به وجود آمده‌اند. به باور ایشان با پیشرفت تفریق نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ افزایش یافته است.



شکل ۳. a) نام‌گذاری نمونه‌های دماوند با استفاده از نمودار وینچستر و فلویید (۱۹۷۷). بر اساس این نمودار، نمونه‌های قدیمی دماوند (با سن ۱۸۰۰ تا ۸۰۰ هزار سال) ترکیب آلکالی بازالتی تا تراکی‌اندزیتی و نمونه‌های جوان دماوند (نسل‌های مختلف با سن ۷ - ۶۰۰ هزار سال) ترکیب تراکی‌اندزیتی دارند؛ b) تعیین آلکالینیت سنگ‌های برداشت‌شده از دماوند با استفاده از نمودار پسریلو و تیلور (۱۹۷۶). در این نمودار نمونه‌های قدیمی دماوند کاملاً در سری شوشونیتی و نمونه‌های جوان دماوند در سری شوشونیتی و تعدادی هم در سری کالک آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند.

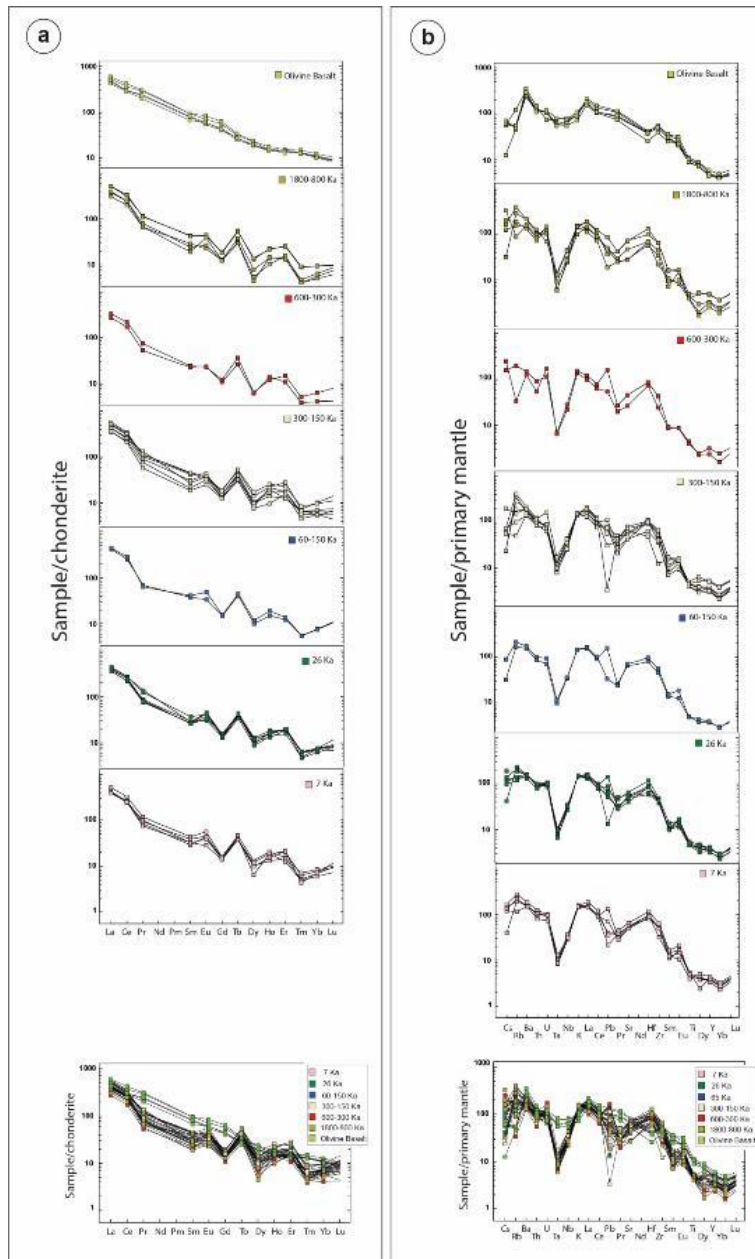
ژئوشیمی عناصر کمیاب

مهدی‌زاده و همکارانش (۲۰۰۲) بر اساس نمودارهای چندعنصری عادی‌سازی‌شده^۱ نسبت به گوشته^۲ اولیه (سان^۲ و مکدونک ۱۹۸۹) سنگ‌های آتشفشانی دماوند را غنی‌شدگی نسبی از عناصر LIL نسبت به عناصر HFS همراه آنومالی‌های منفی Ti، Nb، P، K، و Ta و آنومالی مثبت Pb گزارش کردند. ایشان همچنین الگوی عناصر REE را در نمودار یادشده شیب‌دار توصیف کردند.

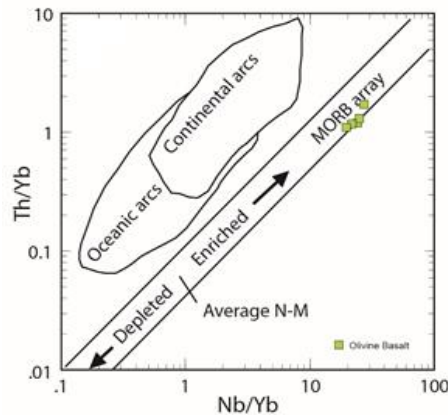
1. normalized
2. Sun

بررسی الگوی توزیع عناصر نادر خاکی سنگ‌های آتشفشانی دماوند، عادی‌سازی شده با ترکیب کندریت (سان و مکدونک ۱۹۸۹)، نشان می‌دهد این سنگ‌ها از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE غنی‌شدگی دارند. در این نمودارها عنصر Eu آنومالی مثبت خفیفی نمایان است (شکل ۴ a).

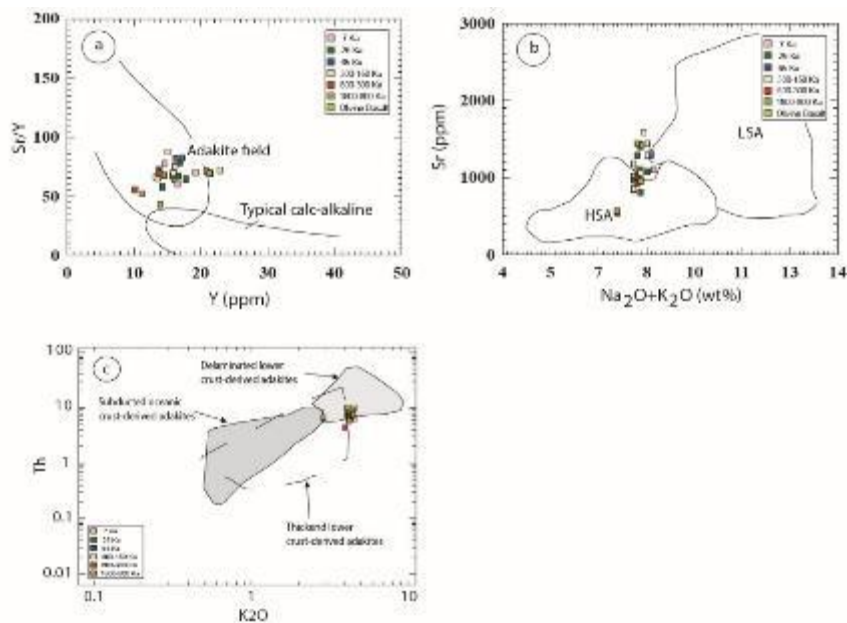
در نمودار عنکبوتی عادی‌سازی شده با ترکیب گوشته اولیه (سان و مکدونک ۱۹۸۹) سنگ‌های آتشفشان دماوند غنی‌شدگی نسبی از عناصر LIL نسبت به HFS دارند. در این نمودارها، سنگ‌های دماوند جوان در عناصر Rb, Nb, Sm آنومالی منفی بیشتر و در عناصر Th, Ce, Pr, P, Dy, Yb آنومالی منفی خفیف‌تری نشان می‌دهند. همچنین در عناصر U, K, La, Pb, Sr, Zr, Eu, Y آنومالی مثبت دارند. غنی‌شدگی بیشتری در عناصر LREE نسبت به عناصر HREE در این سنگ‌ها وجود دارد و نمودار از عنصر Zr به بعد با شیب تندتری کاهش می‌یابد. در برخی از عناصر این گروه نیز تهی‌شدگی در Rb مشاهده نمی‌شود. سنگ‌های 26Ka آنومالی منفی خفیفی در Rb دارند. همچنین در عناصر Nb, Th, Ce, Pr, P, Sm, Dy آنومالی منفی دارند و در دو نمونه نیز در عناصر Pb, Zr آنومالی منفی خفیفی دیده می‌شود. آنومالی مثبت در عناصر Ba, U, K, La, Pb, Sr, Zr, Eu, Y نشان می‌دهند و از عناصر LREE به سمت عناصر HREE با یک شیب ملایم کاهش وجود دارد. این نمونه‌ها در عناصر LREE غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر HREE دارند. در سنگ‌های 7Ka آنومالی منفی خفیفی در Rb برای یک نمونه دیده می‌شود و الباقی سنگ‌های این سن در Rb آنومالی مثبت دارند. اما در کل نمونه‌های این سن میزان Rb بالاست که به میزان ۱۰۰ برابر بیشتر از مقدار گوشته اولیه است. همچنین در عناصر Ba, K, Pb, Sr, Nd, Zr, Eu, Y آنومالی مثبت و در عناصر Nb, Ce, Pr, P, Sm, Dy, Yb آنومالی منفی دیده می‌شود و از عناصر LREE غنی‌شدگی بیشتر نسبت به عناصر HREE وجود دارد. از عنصر Sm تا Ce مقدار این عناصر به میزان ۱۰ تا ۱۰۰ برابر مقدار گوشته اولیه می‌رسد. به طور کلی می‌توان مشابهت رفتار ژئوشیمی را در همه سنگ‌های آتشفشانی دماوند مشاهده کرد و غنی‌شدگی نسبی عناصر LIL نسبت به HFS نمایان است؛ هرچند میزان نسبت LIL/HFS در سنگ‌های قدیمی دماوند با سن ۸۰۰ - ۱۸۰۰ Ka کمتر از سنگ‌های جوان دماوند است (شکل ۴).



شکل ۴. (a) الگوی عناصر نادر خاکی عادی سازی شده با کندریت (سان و مکدونک ۱۹۸۹) برای سنگ‌های آتشفشان دماوند به تفکیک سن فوران (از قدیمی به جوان)؛ (b) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی دماوند عادی سازی شده با گوشته اولیه (سان و مکدونک ۱۹۸۹) به تفکیک سن فوران (از قدیمی به جوان)



شکل ۵. A) بر اساس نمودار Th/Yb-Nb/Yb (برگرفته از پیرس و پیت ۱۹۹۵) منشأ سنگ‌های یونین بازالتی دماوند قدیمی گوشته غنی شده است.



شکل ۶. a) بر اساس نمودار Y – (Sr/Y) (برگرفته از مارتین و همکاران ۲۰۰۴) سنگ‌های تراکی آندزیتی دماوند ماهیت آداکیتی دارند؛ b) طبق نمودار Sr در برابر Na₂O+K₂O (برگرفته از مارتین و همکاران ۲۰۰۴) همه آداکیت‌های دماوند از نوع سیلیس بالا هستند؛ c) بر اساس نمودار Th-K₂O (برگرفته از ایوب‌گلو و همکاران ۲۰۱۲) منشأ سنگ‌های تراکی آندزیتی دماوند با ماهیت آداکیتی پوسته پایینی لایه لایه شده است.

1. Pearce
2. Martin
3. Eyuboglu
4. delaminated lower crust

بحث

بر اساس مطالعات گذشته در زمینه خاستگاه ماگمایی سنگ‌های بازالت الیوین‌دار دماوند اتفاق نظر وجود دارد؛ به طوری که امامی و ایران‌نژادی (۱۳۷۲) منشأ الیوین بازالت‌های دماوند را ذوب‌بخشی گوشته بارور^۱ دانسته‌اند. به باور ایشان سنگ‌های تراکی‌آندزیتی دماوند حاصل تفریق ماگمای بازالتی اولیه‌اند. مهدی‌زاده و همکارانش (۲۰۰۲) بر آن‌اند که آبساروکیت‌های (بازالت الیوین‌دار) دماوند به دلیل عدد منیزیم بالا (۰/۶۶) و CaO و P2O5 بالا ماگمای نسبتاً اولیه‌اند. ایشان منشأ بازالت‌های اولیه دماوند را گوشته فلوگوپیت‌دار توصیف کردند که با توجه به مقادیر پایین HREE و مقادیر بالای نسبت La/Yb در گدازه‌های یادشده گارنت در منشأ باقی مانده است. طبق تحقیقات ایشان منشأ گوشته‌ای در محیط فرورانش قدیمی دچار متاسوماتیسم شده است. ایشان آلودگی پوسته‌ای و تفریق را عوامل تشکیل ماگمای باناکیتی (تراکی‌آندزیتی) از ماگمای بازالتی اولیه دماوند دانسته‌اند که به دلیل توقف طولانی ماگما در پوسته رخ داده است. ایشان نبود انطباق خوب بین تغییرات عناصر LIL و SiO2 و پراکندگی عناصر Nb و Ba و La در نمودارهای مشابه را نشان‌دهنده تأثیر آلودگی پوسته‌ای همراه تفریق ماگمایی در فرایند تشکیل سنگ‌های باناکیتی از ماگمایی بازالت الیوین‌دار اولیه معرفی کرده‌اند.

لیوتارد و همکارانش (۲۰۰۸) با مطالعه ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب و ایزوتوپی سنگ‌های آتشفشانی دماوند اعلام کردند آبساروکیت (بازالت الیوین‌دار) از ذوب‌بخشی درجه پایین (حدود ۵ درصد) یک منشأ گوشته‌ای به شدت متاسوماتیسم‌شده، که میراث یک محیط فرورانش قدیمی است، به وجود آمده است. این فعالیت آتشفشانی اولیه در یک میلیون و هشتصد هزار سال قبل در اثر رژیم حرارتی لیتوسفری (به احتمال مرتبط با لایه‌لایه شدن لیتوسفری) آغاز شده است. باناکیت‌ها (تراکی‌آندزیتی) از تفریق بلوری شدید (حدود ۷۰ درصدی) ماگمای آبساروکیتی همراه مقدار محدودی (در حد چند درصد) هضم محتوای پوسته قدیمی (به صورت هضم کامل یا فرایند AFC) تولید شده‌اند.

به طور مشابه میرنژاد^۲ و همکارانش (۲۰۱۰) آکالی الیوین بازالت‌های دماوند را به دلیل MgO و Cr و Ni بالا سنگ‌های اولیه عاری از تفریق و آلودگی پوسته‌ای ثانویه معرفی کردند. ایشان خاستگاه یا منشأ الیوین بازالت‌های دماوند را گوشته‌ای مشابه OIB گزارش کردند که در اثر فشارهای تکتونیکی بعد از پایان فرورانش نتوتیس و لایه‌لایه شدن لیتوسفر از گوشته عمیق منشأ گرفته و به سطح صعود کرده است.

بر اساس نتایج یادشده در زمینه خاستگاه ماگمایی سنگ‌های بازالت الیوین‌دار دماوند اتفاق نظر وجود دارد و همه محققان آن را حاصل ذوب‌بخشی گوشته غنی یا متاسوماتیسم‌شده معرفی کرده‌اند که نمودار Th/Yb-Nb/Yb (برگرفته از پیرس و پیت ۱۹۹۵) به خوبی منشأ گوشته غنی شده را برای سنگ‌های الیوین بازالتی دماوند قدیمی تأیید می‌کند (شکل ۵).

با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی و طبق نمودار Y-(Sr/Y) (برگرفته از مارتین و همکاران ۲۰۰۴) سنگ‌های تراکی‌آندزیتی جوان دماوند در محدوده سنگ‌های آداکیتی (شکل ۶ a) و طبق نمودار Sr در برابر Na2O+K2O (برگرفته از مارتین و همکاران ۲۰۰۴) از نوع آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶ b).

1. enriched
2. Mirnejad

ذوب بخشی گوه گوشته ای گارنت لرزولیتی متاسوماتیسم شده، ذوب بخشی پوسته آقیانوسی فرورانده شده، و ذوب بخشی پوسته پایینی ضخیم شده خاستگاه ماگمایی آداکیت ها پیشنهاد شده اند (کای^۱ ۱۹۷۸؛ دیفانت^۲ و درموند^۳ ۱۹۹۰؛ کای^۴ و همکاران^۵ ۱۹۹۳؛ گائو^۶ و همکاران^۷ ۲۰۱۰). با توجه به ویژگی های ژئوشیمیایی سنگ های آتشفشانی جوان دماوند، از جمله مقادیر بالای برخی عناصر LIL (مثلاً Rb, Ba, K, Sr) و آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی منفی خفیف برای Ti، در نمودارهای چندعنصری عادی سازی شده با گوشته اولیه، مقادیر به نسبت پایین HREE و غنی شدگی از LREE نسبت به HREE در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی عادی سازی شده نسبت به کندریت، ماگمای پدیدآورنده این سنگ ها مشابه ماگماهای ایجاد شده در مناطق فرورانش است. مقدار بالای عناصر U و Pb نیز از ویژگی های پوسته قاره ای بالایی است (رادنیک^۴ و گائو^۶ ۲۰۰۳) که در سنگ های آداکیتی دماوند نیز دیده می شوند. بر اساس نمودار Th-K₂O (برگرفته از ایوگلو و همکاران^۷ ۲۰۱۲) نیز منشأ سنگ های آداکیتی دماوند (تراکی آندزیتی) پوسته پایینی لایه لایه شده است (شکل ۶ c).

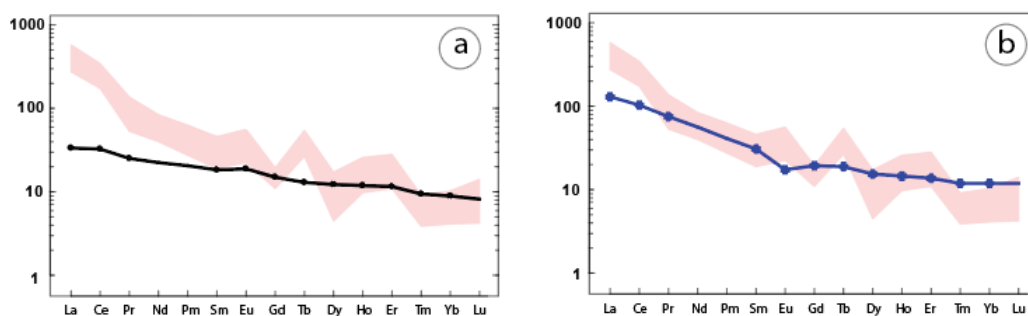
از طرفی سنگ های آتشفشانی که از منشأ ماگمایی متاسوماتیسم شده با مؤلفه سیال ایجاد می شوند دارای Ba/Th > ۱۷۰ (هائوکس ورث^۵ و همکاران^۷ ۱۹۹۷) و Pb/Ce > ۰/۱ (البورگ^۶ و همکاران^۷ ۲۰۰۲) هستند. در مقایسه با آن سنگ های آتشفشانی که با مذاب حاصل از ذوب بخشی رسوبات ورقه فرورانده یا مذاب حاصل از ذوب بخشی پوسته آقیانوسی متاسوماتیسم می شوند دارای Th/Ce > ۰/۱۵ (هائوکس ورث^۷ و همکاران^۷ ۱۹۹۷) هستند و نسبت Ba/La آن ها پایین تر از منشأهای گوشته ای متاسوماتیسم شده با سیالات است (شپرد^۸ و تیلور^۹ ۱۹۹۲). در سنگ های آداکیتی (قدیمی و جوان دماوند) میانگین مقدار Ba/Th برابر ۱۳۶/۸۲ و متوسط نسبت Pb/Ce برای سنگ های آداکیتی (قدیمی و جوان دماوند) ۰/۰۷۳ و میزان Ba/La آن ها نیز پایین است. بنابراین ماگماهای سازنده سنگ های آداکیتی دماوند توسط مذاب حاصل از رسوبات پوسته آقیانوسی فرورانده یا مذاب حاصل از ذوب گوشته متاسوماتیسم شده نیست. بدیهی است، با توجه به پایان زمان فرورانش در ایران، دماوند نمی توانسته حدود ۲۰ میلیون سال پس از اتمام فرورانش از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری منشأ گرفته باشد.

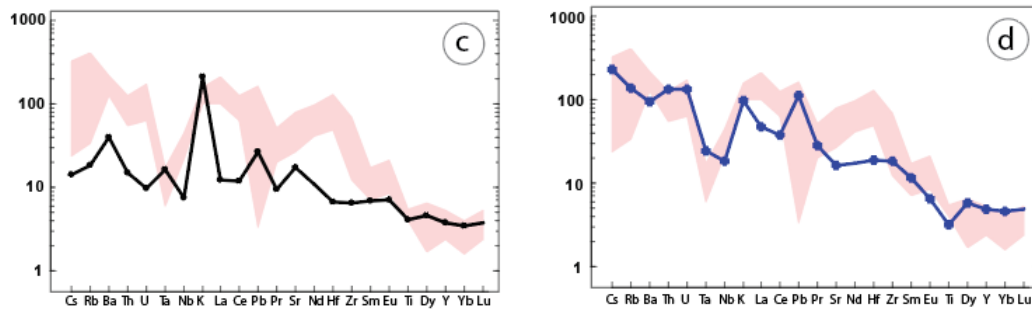
مقایسه نمودارهای الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی (عادی سازی شده نسبت به کندریت؛ سان و مکدونک ۱۹۸۹) ترکیب سنگ های آتشفشانی آداکیتی دماوند (قدیمی و جوان) با پوسته پایینی و پوسته بالایی نشان دهنده شباهت خوب ترکیب نمونه های دماوند با ترکیب پوسته بالایی است (شکل ۷ a و b). در نمودار عنکبوتی (عادی سازی شده با گوشته اولیه؛ سان و مکدونک ۱۹۸۹)، به جز چند عنصر، سایر عناصر موجود در سنگ های دماوند تطابق خوبی با پوسته بالایی نشان می دهند و نسبت به ترکیب پوسته پایینی تهی شدگی بیشتری دارند. هرچند در مجموع آداکیت های دماوند (جوان) در عناصر Dy, Y, Yb, Lu نسبت به پوسته بالایی و پایینی تهی شده ترند (شکل ۷ c و d).

1. Kay
2. Defant
3. Gao
4. Rudnick
5. Hawkesworth
6. Elburg
7. ??
7. Sheppard

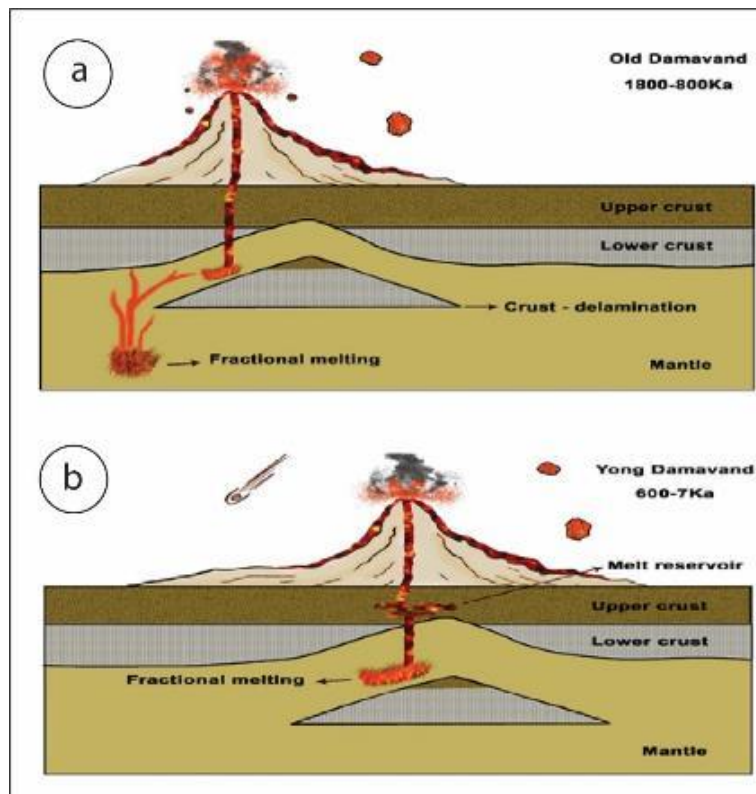
بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمی و پتروگرافی، به نظر می‌رسد سنگ‌های جوان دماوند مدت زمان بیشتری را در حجره ماگمایی تا زمان رسیدن به سطح زمین طی کرده‌اند و دارای درجات بالاتری از اختلاط و آلودگی ماگمایی با مواد پوسته‌ای، نسبت به سنگ‌های قدیمی دماوند، هستند. آتشفشان دماوند با سن کواترنری در پهنه چین‌خورده- رانده البرز بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیاست و می‌توان آن را از آتشفشان‌های هم‌زمان با برخورد به حساب آورد. برخی زمین‌شناسان نیز دماوند را مربوط به سیستم‌های کشش جوان حاکم بر البرز در نظر می‌گیرند. در سیستم کششی نیز نظریات گوناگونی وجود دارد. عده‌ای کشش را در امتداد جهت کوتاه‌شدگی البرز می‌دانند (ورنانت و همکاران ۲۰۰۴) و عده‌ای دیگر سیستم را به صورت کششی- مماسی (آلمانز ۲۰۰۵) و در امتداد روند اصلی البرز تبیین می‌کنند. بررسی جایگاه تکتونیکی دماوند بر پایه نمودار Th در برابر K_2O (ایبوگلو و همکاران ۲۰۱۲) نشان می‌دهد اکثر سنگ‌های آتشفشانی جوان دماوند (آداکیت‌ها) در محدوده لیتوسفر لایه‌لایه قرار می‌گیرند (شکل ۷).

در شکل ۸ موقعیت ژئودینامیکی آتشفشان دماوند و منشأ ماگمایی آن به طور طرح‌گونه نمایش داده شده است. مطابق این مدل در اثر لایه‌لایه شدن لیتوسفر و کاهش نقطه‌ای فشار (در این نقطه از البرز) گوشته دچار ذوب‌بخشی می‌شود و مذاب حاصل با حرکت به سوی ناحیه کم‌فشار در پوسته جای می‌گیرد. جای‌گیری مذاب داغ گوشته در پوسته موجب هضم پوسته و آلودگی آن می‌شود. بر پایه ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگمای اولیه سنگ‌های آتشفشانی قدیمی دماوند (با ترکیب الیوین بازالتی) به دلیل عبور سریع یا توقف کمتر در پوسته با حداقل اختلاط و آلودگی پوسته‌ای فوران کرده است (شکل ۸ a). توقف ماگما در پوسته بالایی باعث اختلاط و آلودگی پوسته‌ای و به وجود آمدن سنگ‌های تراکی‌آندزیتی (آداکیتی) دماوند شده است (شکل ۸ b). افزون بر موارد یادشده به نظر می‌رسد منشأ ماگمای اولیه سنگ‌های قدیمی دماوند با ترکیب الیوین بازالتی در گوشته عمیق بوده است که در اثر لایه‌لایه شدن لیتوسفر و هجوم گوشته استنوسفری رخ داده است.





شکل ۷. a و b) مقایسه الگوی توزیع عناصر نادر خاکی سنگ‌های تراکی آندزیتی دماوند (عادی سازی شده با کندریت؛ سان و مکدونک ۱۹۸۹) با ترکیب پوسته پایینی (a) و پوسته بالایی (b)؛ c و d) مقایسه نمودار عناصر کمیاب سنگ‌های تراکی آندزیتی دماوند (عادی سازی شده با ترکیب گوشته اولیه؛ سان و مکدونک ۱۹۸۹) با ترکیب پوسته پایینی (c) و پوسته بالایی (d). همان طور که در نمودار نمایان است به تقریب همه عناصر رفتاری مشابه با ترکیب پوسته بالایی دارند.



شکل ۸. مدل تکتونیکی تشکیل آتشفشان دماوند: a) در فاصله زمانی ۱۸۰۰ تا ۸۰۰ هزار سال قبل، سنگ‌های الیوین بازالتی-تراکی آندزیتی دماوند در اثر ذوب بخشی گوشته عمیق و غنی حاصل شده‌اند. این مواد مذاب بازالتی با صعود و توقف کوتاه در پوسته و تحمل آلودگی ماگمایی و تفریق فوران کرده و سنگ‌های آتشفشانی قدیمی دماوند را با ترکیب الیوین بازالتی تا تراکی آندزیتی پدید آورده‌اند؛ b) در فاصله ۶۰۰ تا ۷ هزار سال قبل، سنگ‌های آتشفشانی جوان دماوند در محیط مشابه و در اثر لایه لایه شدن لیتوسفر قاره‌ای و افت فشار پدید آمده‌اند. این مواد مذاب بازالتی پس از صعود و توقف طولانی در پوسته و تحمل اختلاط و آلودگی ماگمایی فوران کرده و سنگ‌های آتشفشانی جوان دماوند را با ترکیب تراکی آندزیتی پدید آورده‌اند.

نتیجه

سنگ‌های قدیمی دماوند ترکیب الیوین بازالتی- تراکی آندزیت و سنگ‌های جوان دماوند ترکیب تراکی آندزیتی دارند. ماهیت این سنگ‌ها شوشونیتی است و سنگ‌های قدیمی دماوند با سن $800 - 1800$ Ka با ترکیب آلکالی الیوین بازالت ماهیت آلکالن را نشان می‌دهند.

ویژگی غنی‌شدگی از عناصر LIL نسبت به عناصر HFS و LREE نسبت به HREE در نمودارهای عادی‌سازی شده برای همه سنگ‌های آتشفشانی دماوند وجود دارد. همچنین نمودارهای چندعنصری در عناصر Th, Nb, Ce, Pr, Sm, Dy, Yb آنومالی منفی و در عناصر Ba, Eu, U, K, Pb, Sr, Zr, Y آنومالی مثبت نشان می‌دهند. مقدار عناصر Lu تا Sm در سنگ‌های قدیمی دماوند به مقادیر گوشته نزدیک‌تر است؛ در صورتی که سنگ‌های جوان دماوند از این عناصر فقیرترند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه به نظر می‌رسد سنگ‌های الیوین بازالتی- تراکی آندزیتی دماوند در اثر لایه‌لایه شدن لیتوسفر قاره‌ای و هجوم گوشته استنوسفری از ذوب‌بخشی گوشته غنی پدید آمده‌اند. ماگمای سنگ‌های آتشفشانی جوان دماوند نسبت به ماگمای سنگ‌های آتشفشانی قدیمی مدت زمان بیشتری در پوسته بالایی توقف کرده و دچار آلودگی پوسته‌ای بارزتری شده است.

منابع

- آقانباتی، سید علی (۱۳۸۳). *زمین‌شناسی ایران*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- امامی، محمدهاشم (۱۳۶۸). *آتشفشان دماوند و بررسی فعالیت احتمالی آن*، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ایران‌نژادی، محمدرضا (۱۳۷۱). «مطالعه پترولوژی و ولکانولوژی آتشفشان دماوند»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- تقی‌زاده فرهمند، فتانه؛ نرگس افسری (۱۳۹۳). «تعیین ضخامت پوسته در زیر ایستگاه‌های باند پهن در فلات ایران با استفاده از مدل‌سازی تابع گیرنده P»، *پژوهش‌های نوین در زمین‌لرزه*، ش ۳۵، صص ۶۵ - ۷۲.
- حسن‌زاده، جمشید (۱۳۷۳). «آثار برخورد قاره‌ای زاگرس بر روند شکل‌گیری فلات ایران مرکزی»، *فیزیک زمین و فضا*، ج ۲۱، ش ۱ و ۲، صص ۲۷ - ۳۷.
- درویش‌زاده، ع (۱۳۶۴). *اصول آتشفشان‌شناسی*، انتشارات دانشگاه تهران.
- _____ (۱۳۷۰). *زمین‌شناسی ایران*، امیرکبیر.
- مهدی‌زاده، حسین (۱۳۷۰). «بررسی پتروشیمی دماوند و مقایسه آن با مرکز فعالیت آتشفشانی ماسیف سانتال فرانسه»، *مجله دانشکده علوم دانشگاه تهران*، ج ۲، ش ۲، صص ۱۰۹ - ۱۲۳.
- وحدتی دانشمند، فرهاد (۱۳۷۸). *نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- وحدتی دانشمند، فرهاد (۱۳۷۶). *نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شرق تهران*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- امینی، بهروز (۱۳۷۶). نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دماوند، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld, D., Priestley, K. (2010). "Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran)" *Journal of Geodynamics*, 49.
- Aftabi, A.H., Atapour (2000). "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran" *Episodes*, 23, pp. 119–125.
- Aghanabati, A. (2004). *Geology of Iran*, Geological Survey of Iran (Tehran).
- Aldanmaz, E. (2005). "Shallow convective mantle origin for the OIB-type, midplate lavas of western Turkey: Implications for fertility anomaly zones in the upper mantle" *Mantle Plumes.org*.
- Allenbach, P. (1966). "Geologie und petrographie des Damavand und seiner umgeurg (Zentral-Elburz): Iran" *Geologisches Institut, ETH-Zurich, Mitteilung Nr. 63*, 114 p.
- Amini, B. (1997). *Geological map of Damavand in 1:100000 scale*, Geological Survey of Iran (Tehran).
- Berberian, M. (1976). "Anexplanatory note on the first seismotectonic map of Iran: A seismotectonic review of the Country, In contribution to the seismotectonics of Iran (Part II)" *Geological Survey of Iran*, 518 p.
- Brousse, R., Moine-Vaziri, H. (1982). "L'association shoshonitique du Damavand (Iran)", *Geologische Rundschau*, 71, pp. 687–702.
- Christensen, N. I., Mooney, W. D. (1995). "Seismic crust: a global view", *Journal of Geophysical Research*, pp. 9761-9788.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. (1979). "The interpretation of igneous rocks" *George Allen and Unwin*, 45 p.
- Darvishzadeh, A. (1985). *Principles of volcanology*, Tehran University, Iran.
- Davidson, J.P., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, F., Bashukooh, B., Turrin, B., Padamouz, A. (2004). "The geology of Damavand Volcano, Alborz Mountains, Northern Iran" *Geological Society of America Bulletin*, 116, pp. 16–29.
- Defant, J. Drummond, S. (1990). "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere" *Nature*, 374, pp. 662-665.
- Dehghani, G.A. Makris, J. (1984). "The gravity field and crustal structure of Iran" *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie Abhandlungen*, Vol. 168, pp. 215–229.
- Elburg, M.A., Van Bergen, M., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, I., & Nasution, A. (2002). "Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(15), pp. 2771-2789.
- Emami, M. H. (1989). "The Damavand volcano and the study of its possible activity" *Geological Survey of Iran (Tehran)*.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektas, O., Kwon, S. (2012). "Discovery of Miocene adakitic dacite from the eastern Pontineds belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the kate Cenozoic evolution of the eastern Mediterranean region" *Lithos*, 146, pp. 218-232.
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B. S., Wei, R., Meng, X., Zhao, R. (2007). "Adakite-like porphyric from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism"

- Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153, pp. 105-120.
- Hassanzadeh, J. (1994). "Effects of the Zagros continental collision on the formation of the Central Iranian Plateau", *Journal of the Earth and Space Physics*, Vol. 21, No. 1-2.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W., & Van Calsteren, P. (1997). "U-Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust", *Science*, 276(5312), pp. 551-555.
- Irannezhadi, M.R. (1991). "Study of the petrology and volcanology of the Damavand volcano", PhD thesis, Shahid beheshti University.
- Irvine, T. N. Baragar, W. R. A. (1971). "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth science*.
- Jérémine, E. (1942). "Sur quelques roches du Demavend (Perse)", *C. R. Acad. Sci., Paris* 215, pp. 163-165.
- Jung, D., Kursten, M., Tarakian, M. (1976). "Post- Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate" in: Pilger, A. Rosler, A. (eds.), *Afar between continental and oceanic rifting (Vol. II)*, Stuttgart, Schweizerbatsche Verlagsbuch-handlung, pp. 175-181.
- Kay, R. W. (1978). "Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust", *Journal of Volcanology and Geothermal Reasearch*, 4, pp. 117-132.
- Liotard, J.M., Dautria, J.M., Bisch, D., Condomines, J., Mehdizadeh, H., Ritz, J.F. (2008). "Origin of the absarokite-banakite association of the Damavand volcano (Iran): trace elements and Sr, Nd, Pb isotope constraints" *International Journal of Earth Sciences*, 97, pp. 89-102.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D. (2005). "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution", *Lithos*, 79, pp. 1-24.
- Mehdizadeh, H. (1991). "Study of the Damavand petrochemistry and its comparison with the center of volcanic activity of the Massif Central in France", *Journal of the Faculty of Science*, University of Tehran, Vol. 2, No, 2.
- Mehdizadeh, H., Liotard, J.-M., Dautria, J.-M. (2002). "Geochemical characteristics of an intracontinental shoshonitic association: The example of the Damavand volcano, Iran", *Comptes Rendus Geosciences*, Vol. 334, pp. 111-117.
- Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B. L., Taylor, B. E. (2010). "Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, pp. 288-296.
- Pearce, J.A. (1983). "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins" In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.). "Continental Basalts and Mantle Xenoliths" Shiva, Natwich, pp. 230-249.
- Pearce, J.A., Peate, D.W. (1995). "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas" *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, pp. 251-285
- Peccerillo, A. Taylor, S.R. (1976). "Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Katsamonu Area, northern Turkey", *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, pp. 63-81.
- Radjaee, H., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K., Hatzfeld, D. (2010). "Variation

- of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran” *Geophysical J. Int.*, 181, pp. 173–184.
- Reich, M., Parada, M., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., Lehman, B. (2003). “Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres”.
- Rudnick, R.L. (1995). “Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective” *Rev. Geophys.* 33, pp. 267–309.
- Rudnick, R.L., Gao, S., Holland, H.D., & Turekian, K.K. (2003). “Composition of the continental crust”, *The crust*, 3, pp. 1-64.
- Sheppard, S. & Taylor, W.R. (1992). “Barium-and LREE-rich, olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Bundey, Northern Territory, Australia”, *Lithos*, 28(3-6), pp. 303-325.
- Soudouji, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B., Sadidkhoy, A. (2009). “Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies” *Geophysical J. Int.*, 177, pp. 733–742.
- Sun, S. S., McDonough, W.F. (1989). “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes” in: Saunders, A.D. Norry, M.J. (eds.), “Magmatism in the ocean basins” Geological Society [London] Special Publication 42, pp. 313–345.
- Taghizadeh Farahmand, F. & afsari, N. (2014). “Determination of Moho depth beneath broadband stations of the Iranian plateau using receiver modeling of P receiver function”, *JNRS*, Vol. 10, No, 35.
- Vahdati daneshmand, F. (1997). *Geological map of East of Tehran in 1:100000 scale*, Geological Survey of Iran. (Tehran)
- Vahdati daneshmand, F. (1999). *Geological map of Amol in 1:100000 scale*, Geological Survey of Iran. (Tehran)
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., Tavakoli, F. (2004). “Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data” *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 223, pp. 177–185, doi: 10.1016/j.epsl.2004.04.017.
- Winchester, J.A. Floyd, P.A. (1977). “Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements”, *Chemical Geology*, 20, pp. 325-343.

جدول ۱. اکسیدهای اصلی و عناصر مختلف سنگ‌های آتشفشانی دماوند

(اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر بر حسب گرم در تن (ppm))

Sample	Da49	Da50	Da51	Da52	Da53	Da54	Da56	Da57	Da66	Da70	Da71	Da47	Da48	Da88	Da89	Da97
SiO ₂	61.8	64.1	63.6	65.4	62.9	61.9	63.9	62.8	63.4	62.4	63.7	63.3	63	64.6	63.8	64.2
TiO ₂	1.1	0.9	1	0.8	1	1.1	0.9	0.9	0.9	1	1	1	1	0.9	0.9	0.9
Al ₂ O ₃	15.8	15.8	16	16.2	15.8	16	15.7	15.3	16.1	15.4	15.8	16	15.5	15.6	15.5	16
Fe ₂ O ₃	5.3	4.7	4.9	4.2	5.1	5	4.2	4.3	4.9	4.8	4.9	4.8	4.7	4.4	4.7	4.7
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	1.6	1.2	1.4	0.9	1.5	1.6	1.1	1.5	1.2	1.6	1.4	1.4	1.4	1.2	1.6	1.4
CaO	4	3.5	3.6	2.9	3.7	3.8	3.7	3.6	3.2	3.5	3.3	3.6	3.9	3.3	3.5	3.2
Na ₂ O	3.7	3.9	3.8	3.9	3.8	3.9	3.8	3.7	3.8	3.7	4	4.2	3.9	3.9	3.7	4.1
K ₂ O	4.3	4.5	4.1	4.6	4.3	4.1	4.3	4.2	4.3	4.3	4.3	4.2	4.2	4.2	4.2	4.1
P ₂ O ₅	0.9	0.8	0.8	0.6	0.9	1	0.8	0.7	0.9	0.9	0.8	0.8	0.9	0.6	0.8	0.7
LOI	0.65	0.2	0.2	0.12	0.48	1.04	1.06	1.82	0.62	1.66	0.35	0.38	1.07	0.75	0.69	0.43
Total	992.5	99.7	99.5	99.72	99.58	99.54	99.56	98.92	99.42	99.36	99.65	99.78	99.67	99.55	99.49	99.83
Rb	1173	1654	692	1213	1299	1373	836	1219	858	1118	705	1003	1254	2178	1140	2490
Sr	1097	1308	1001	1098	960	1276	790	957	1098	1006	1073	1287	1393	1062	1165	1581
Y	17.7	19.2	16.0	14.6	16.5	16.8	14.2	13.6	17.7	15.7	16.5	16.1	17.2	15.8	16.1	22.8
Zr	557.7	658.5	529.7	335.3	512.9	512.7	389.3	414.3	471.7	448.9	452.4	484.2	585.8	547.7	601.6	713.0
Nb	23.1	23.9	20.3	19.0	20.2	22.7	17.7	20.3	20.5	21.1	21.0	22.5	23.2	19.8	22.4	28.8
Ba	1041	1210	984	999	977	1033	844	976	1040	974	1002	1029	1142	1081	1220	1436
Pb	6.0	5.3	19.8	3.3	10.7	10.1	8.9	13.0	2.0	21.4	7.8	23.5	5.1	11.3	16.8	0.5
Th	7.8	9.9	8.0	6.2	8.5	7.0	6.2	7.4	7.2	8.0	7.9	6.9	8.0	8.3	8.4	9.8
La	99.2	122.9	93.6	98.2	91.8	103.2	84.0	85.1	101.6	88.4	97.2	100.0	106.5	102.0	104.0	135.6
Ce	157.3	199.8	154.7	150.5	153.3	165.5	134.7	131.7	162.5	151.8	150.4	154.5	170.4	152.1	163.0	208.7
Nd	68.3	73.0	56.3	59.0	56.2	65.2	50.9	55.4	61.9	58.1	61.0	66.1	66.4	58.7	66.7	80.7
Sm	5.9	6.7	4.4	5.0	5.0	5.6	4.0	4.4	4.3	3.9	4.0	5.8	6.2	4.2	4.7	6.8
Eu	2.6	3.3	2.5	1.6	2.2	2.4	2.5	1.7	2.6	2.2	1.9	1.9	2.9	2.2	2.4	2.0
Tb	1.6	1.7	1.5	1.4	1.4	1.6	1.2	1.4	1.4	1.5	1.5	1.5	1.7	1.4	1.6	1.9
Yb	1.3	1.4	1.2	1.0	1.2	1.2	1.0	1.1	1.2	1.3	1.3	1.3	1.3	1.1	1.2	1.7
Lu	0.5	0.3	0.3	0.2	0.5	0.4	0.2	0.2	0.2	0.4	0.3	0.4	0.5	0.2	0.4	0.6
Sc	8.2	8.4	7.2	6.1	6.3	9.2	5.3	6.8	6.4	6.9	7.0	7.8	7.7	6.4	7.8	10.2
Cs	3.0	3.5	2.5	0.8	2.8	0.9	2.5	2.9	2.3	4.0	2.0	0.7	1.9	0.5	1.2	1.5
Hf	22.5	32.6	27.7	27.0	25.0	32.6	23.5	16.3	25.0	23.4	17.9	22.6	27.3	28.3	30.9	30.3
Ta	0.4	0.4	0.5	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
Er	3.4	2.6	2.5	2.1	3.5	3.0	2.5	3.1	3.1	3.3	3.2	2.1	2.3	2.1	2.9	4.6
Tm	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2
Dy	1.7	3.3	2.6	3.0	2.5	3.2	2.2	2.8	2.9	3.0	2.4	2.6	3.0	2.4	2.7	3.6
Ho	1.1	1.2	0.7	1.1	0.9	1.0	0.8	0.7	0.9	0.8	0.9	0.8	1.1	1.1	0.9	1.3
U	2.1	2.0	1.9	1.5	2.0	1.8	2.2	1.9	1.8	2.2	2.0	1.4	1.9	1.6	1.7	1.5
W	2.8	0.5	0.7	0.5	2.1	0.5	0.5	0.5	0.5	2.2	2.4	0.5	1.7	0.5	3.3	0.5
Gd	3.2	3.2	3.0	2.8	3.0	3.1	2.6	2.7	3.0	2.8	3.2	3.1	3.2	2.8	3.2	3.9
Pr	8.9	11.3	8.0	9.5	7.1	11.7	7.2	8.2	13.0	7.8	7.4	6.5	6.1	12.6	8.8	10.8
Ge	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Li	24.9	23.3	26.9	22.4	25.9	24.4	22.5	26.2	19.8	20.5	23.2	22.7	26.2	24.6	24.9	27.7

ادامه جدول ۱-

Sample	Da98	Da100	Da127	Da131	Da134	Da135	Da92	Da95	Da113	Da132	Da133	Da233	DA273	DA274	DA275	DA276
SiO2	654	643	669	647	618	625	649	635	658	647	63	477	464	477	459	463
TiO2	08	1	08	09	09	08	08	1	09	08	08	20	22	19	18	21
Al2O3	159	158	152	151	163	157	16	164	155	148	165	162	182	161	161	159
Fe2O3	43	49	43	46	48	42	47	5	45	43	03	96	99	90	89	97
MnO	01	01	01	01	01	01	01	01	01	01	01	02	01	01	01	02
MgO	11	13	09	12	2	14	1	11	11	12	01	44	33	40	40	42
CaO	31	31	29	33	31	35	32	35	3	03	03	85	95	99	115	97
Na2O	4	39	36	36	34	36	38	39	37	32	1	45	28	41	41	38
K2O	43	44	43	43	4	44	43	41	44	42	29	28	24	28	21	31
P2O5	06	08	06	07	06	06	07	08	06	06	04	13	10	09	10	11
LOI	031	019	029	119	291	3	018	024	027	179	4	17	33	29	41	33
Total	9991	9979	9989	9969	9991	998	9968	9964	9987	9599	894	99	9928	9944	9951	995
Rb	1730	917	596	297	200	1190	2296	1697	907	1134	527	740	273	311	302	334
Sr	1276	1432	837	844	533	924	1422	1431	941	559	549	-	-	-	-	-
Y	150	214	132	134	101	137	208	213	145	138	110	221	258	195	207	192
Zr	1286	6799	3832	4240	2549	4529	6726	6734	4686	3635	2262	5850	5641	5318	4109	5234
Nb	236	278	167	172	144	186	297	286	191	158	174	449	533	416	355	487
Ba	1281	1297	917	945	838	994	1401	1406	1043	859	1012	2068	2368	1556	1698	1922
Pb	46	84	120	111	82	242	54	128	75	28	72	-	-	-	-	-
Th	70	92	66	78	44	72	85	99	76	58	67	96	120	94	98	87
La	1202	1251	840	863	646	784	1218	1227	883	738	932	1282	1414	1108	1011	1175
Ce	1865	1968	1388	1296	1066	1323	1883	2055	1474	1236	1486	2261	2589	1853	1790	1819
Nd	699	794	480	490	442	539	822	802	550	495	587	1172	1197	706	792	728
Sm	65	71	32	29	35	38	66	65	38	30	45	143	144	121	103	125
Eu	25	22	19	15	14	13	24	26	16	23	13	41	49	31	35	34
Tb	15	20	12	12	10	14	21	20	14	12	11	12	13	11	09	10
Yb	10	17	09	09	07	11	16	16	11	09	09	19	21	19	18	18
Lu	03	05	01	02	02	02	04	05	01	02	02	03	04	03	03	03
Sc	82	100	55	54	39	59	98	102	61	49	51	157	190	183	169	162
Cs	05	42	15	12	53	34	34	07	26	42	68	12	03	12	15	13
Hf	137	257	181	283	207	248	371	274	193	165	189	111	119	106	73	110
Ta	05	06	03	04	02	03	05	05	03	02	02	22	28	22	20	30
Er	30	38	27	21	18	25	42	43	24	26	22	23	26	24	23	22
Tm	01	02	01	02	01	01	02	02	01	01	01	03	04	03	03	03
Dy	21	44	20	26	15	17	34	36	20	14	11	59	60	48	48	51
Ho	12	15	06	08	08	07	13	12	08	06	08	09	10	09	08	09
U	13	34	15	18	35	24	23	14	21	26	30	24	15	24	21	24
W	05	75	05	05	78	24	40	23	39	23	97	08	04	07	05	07
Gd	33	38	27	26	23	25	39	37	27	26	26	114	131	85	87	92
Pr	99	109	73	54	51	70	109	108	76	64	63	277	296	219	188	231
Ge	04	05	04	04	07	04	04	04	04	04	07	-	-	-	-	-
Li	281	259	208	274	173	218	247	240	274	163	182	-	-	-	-	-