

کانی شناسی، سنگ شناسی و سنگ زایی مجموعه‌ی آتشفشانی سهند، شمال غرب ایران

فرهاد پیرمحمدی^{۱*}، علی عامری^۱، احمد جهانگیری^۱، منصور مجتهدی^۱، چانگ هاوا چن^۲، محمت کسکین^۳

۱- گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- موسسه تحقیقاتی علوم زمین، دانشگاه سینیکا، تایوان

۳- گروه زمین شناسی دانشگاه استانبول، استانبول، ترکیه

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۱۸، نسخه نهایی: ۸۹/۵/۶)

چکیده: در منطقه‌ی جنوب شرقی تبریز، سنگ‌های آتشفشانی سهند با سن پلیوکواترنری در بخش شمال غربی زون ایران مرکزی رخنمون دارند. این مجموعه شامل سنگ‌های آذرآواری (توف و ایگنیمبریت) و گدازه‌ها (ریولیت، ریوداسیت، داسیت و آندزیت) است که با مرز دگرشیب روی واحدهای رسوبی با سن میوسن قرار دارد. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز و هورنبلندند که در یک خمیره‌ی ریز بلور و شیشه‌ای قرار دارند. بافت این سنگ‌ها پورفیری است. کانی‌شناسی ناهمگن، شواهد زمین شیمیایی، صحرایی و بافتی همچون بافت غربالی در پلاژیوکلازها، حاشیه‌های خلیجی در تمام بلورها، منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها، بالا بودن مقدار کوارتز اصلی و حضور برونوم‌های کاملاً گرد شده نشان دهنده‌ی این است که ماگمای اولیه حین صعود، دستخوش دگرگونی‌های ماگمایی از جمله جدایش، تبلور بخشی، هضم و آلیش شده است. در دگرگونی ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی سهند فرایندهای (AFC) موثر بوده که با شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی قابل درک است. بررسی ترکیب شیمیایی سنگ‌های حدواسط تا اسیدی نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های یاد شده کلسیمی-قلیایی است و در گستره‌ی ماگماهای پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند. الگوی عناصر کمیاب خاکی این سنگ‌ها به شدت جدا شده است و فاقد بی‌هنجاری منفی Eu است. محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها در گستره‌ی کمان‌های ماگمایی پس از برخورد و کمان‌های حاشیه‌ی قاره‌ای فعال قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: سهند، پلیو-کواترنری، ایران مرکزی، گدازه‌های قلیایی، محیط پس از برخورد.

مقدمه

گسترش گسترده‌ای دارند. بطوری که می‌توان کامل ترین پیوندهای با فعالیت آتشفشانی پس از برخورد از میوسن میانی تا پلیوسن را مشاهده کرد [۱]. بررسی‌های زیادی توسط افراد مختلف در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی و پلوتونیزم پس از برخورد صورت گرفته است [۲-۴] که می‌تواند آگاهی‌های مفیدی را با تکامل زمین ساختی کمرندهای کوهزایی فراهم آورد. اعضای سری کلسیم-قلیایی شامل بازالت‌ها، آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌ها هستند و در آتشفشان‌های جزایر کمائی در حاشیه‌های فعال قاره‌ها و در کمرندهای کوهزایی

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال غرب ایران، ۴۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر تبریز بین طول جغرافیایی شرقی ۳۰°، ۴۶° تا ۴۰°، ۴۰' و عرض جغرافیایی شمالی ۳۰°، ۳۷° تا ۴۰°، ۳۷' (شکل ۱) قرار دارد. آتشفشان سهند از آتشفشان‌های جوان در بخش شمالی کمرند ماگمایی ارومیه-دختر است که از اواخر میوسن تا پلیستوسن به صورت متناوب دارای فعالیت‌های انفجاری و خروج گدازه بوده است. گدازه‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی اسیدی و تا حدودی حدواسط در این منطقه

* نویسنده مسئول، تلفن: ۲۳۴۴۱۴۱ (۰۴۷۲)، نمابر: ۲۳۴۴۱۴۵ (۰۴۷۲)، پست الکترونیکی: Petrofarhad@yahoo.com

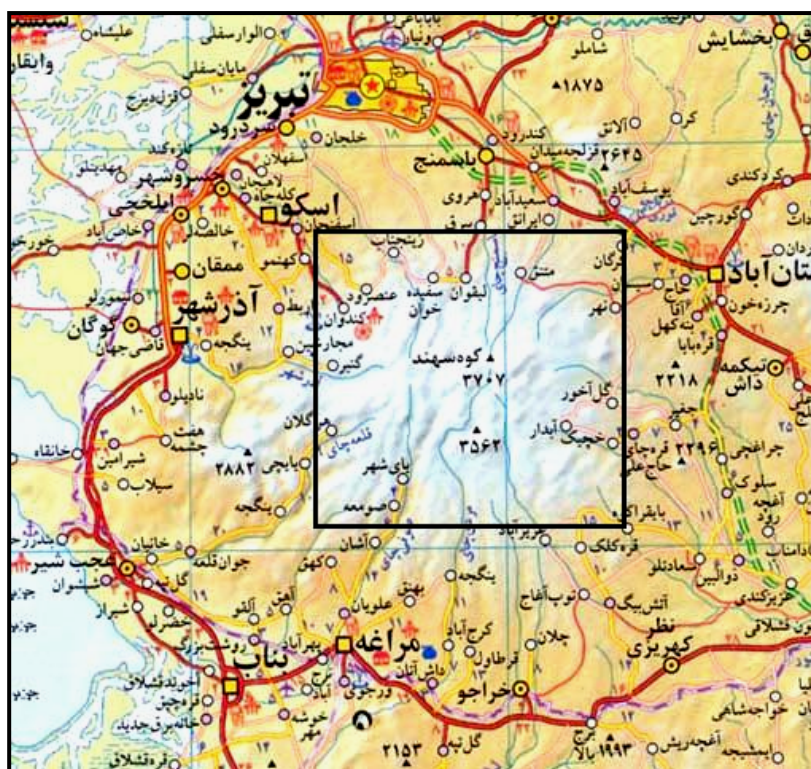
دیده می‌شوند. در حاشیه‌های فعال قاره‌ای، آندزیت‌ها با مقدار کمی بازالت و مقدار زیادی داسیت و ریوداسیت همراهند. برای مثال آتشفشان فلات ارزروم-کارس در شمال شرقی ترکیه، کامل‌ترین پیوند رخمون یافته از سنگ‌های آذرین پس از برخورد (Post collisional) است. گدازه‌ها و سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی از نظر زمانی و محیط زمین‌ساختی مشابه سنگ‌های آتشفشانی در ترکیه بوده و فوران این گدازه‌ها همراه با فعالیت گسل‌های بزرگ و شکستگی‌های ژرف پوسته صورت گرفته است و سنگ‌های مورد نظر ترکیب کلسیمی-قلیایی دارند [۵]. در این مقاله با توجه به اهمیت وجود سنگ‌های کلسیم-قلیایی در محیط پس از برخورد و وجود آنها در کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا، بخصوص در نواحی مختلف ترکیه، سعی شده است تا کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سنگ‌زایی گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری منطقه‌ی سه‌پند بررسی و محیط زمین‌ساختی آنها بر اساس شیمی و شکل گیری‌های آنها تا حدودی روشن شود.

بررسی‌های زمین‌شناسی و صحرایی

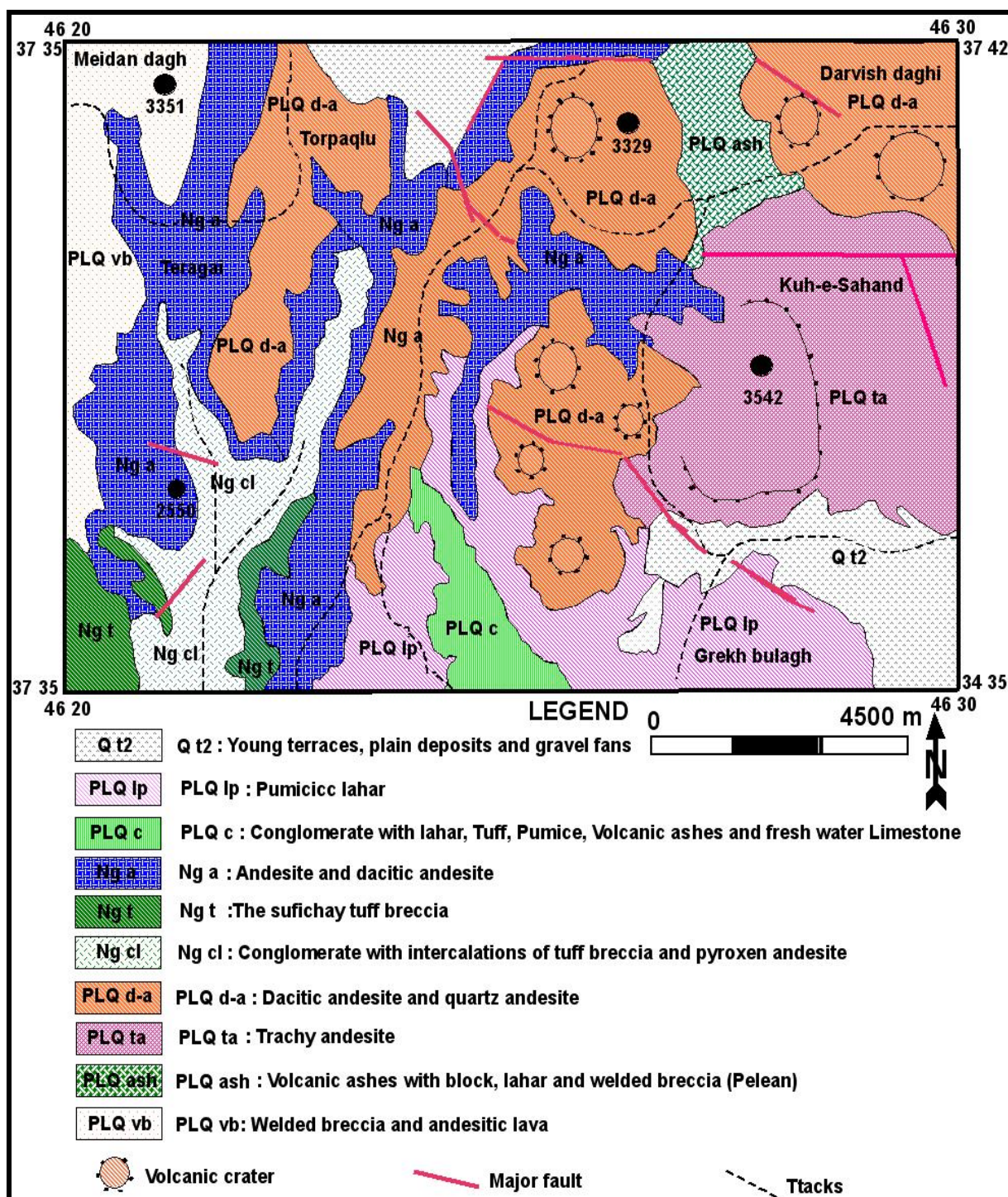
منطقه‌ی آذربایجان به عنوان بخشی از نوار ماگمایی البرز غربی- آذربایجان، در شمال غربی ایران و در زون برخوردی

بین صفحه‌ی عربستان- اوراسیا قرار دارد. گستره‌ی مورد بررسی در رده‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران در زون البرز- آذربایجان [۶] و زون آتشفشانی ترشیر- کوآترنری [۷] قرار می‌گیرد. پس از برخورد دو صفحه‌ی عربستان و اوراسیا و رخداد ستبرشدگی پوسته‌ای و بالاآمدگی، دور جدیدی از فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه رخ داده است که احتمالاً سنی در حدود ۲/۸ میلیون تا ۱۲ میلیون سال را دارد [۵]. شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه را نشان می‌دهد که از نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰۰ بستان آباد و اسکو تهیه شده است.

گستره‌ی پوشانده شده با فراورده‌های این آتشفشان از پایین به بالا، دارای پیوند سنگ‌شناختی زیر است [۸]: ۱) کنگلومرای آتشفشانی (آگلومرا). ۲) افق‌های پونس‌دار و گدازه‌های برشی و لاهار. ۳) گدازه‌های داسیتی و ریولیتی. بر اساس بررسی‌های انجام شده بر روی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری سه‌پند، توجه به نتایج داده‌های زمین‌گاه‌شماری و روابط چینه‌شناسی حاکم بر سنگ‌های مورد بررسی [۱، ۸] مراکز آتشفشانی سه‌پند از میوسن فوقانی تا اواخر پلیستوسن به طور متناوب در فعالیت بوده‌اند.



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه‌ی مورد بررسی روی نقشه‌ی استان آذربایجان شرقی.



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی، اقتباس از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، ایستان آباد و اسکو، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور

جدیدترین فعالیت آتشفشانی، پس از مراحل آرامش و خاموشی گدازه‌های اسیدی مانند داسیت و ریوداسیت فوران کرده‌اند که هم سن با گنبدی‌های نیمه‌آتشفشانی دیگر در منطقه‌ی

در مراحل اولیه‌ی فعالیت آتشفشانی در سهند، گدازه‌های حدواسط با ترکیب مختلف فوران کرده و در انتهای میوسن، انتشار گستره‌ی پونس و خاکستر آتشفشانی رخ داده است و در

آذربایجان بوده و به مرحله‌ی آخر فعالیت آتشفشانی وابسته‌اند (شکل ۳ الف).

شکل‌های گنبدی در منطقه‌ی سه‌ه‌ند به دو صورت گنبد‌های آتشفشانی منفرد و بزرگ و توده‌های گنبدی شکل با اندازه‌های کوچک‌تر و متعدد دیده می‌شوند. همه‌ی گنبد‌های آتشفشانی موجود در این منطقه، واحدهای رسوبی سازند قرمز بالایی را قطع کرده و سبب خردشدگی و شیب‌دار شدن سنگ‌های مجاور شده‌اند. همه‌ی این مجموعه آتشفشانی با رسوب‌های جوانتر آبرفتی و رسوبگذاری بعدی با سن پلیوسن پوشیده شده‌اند [۱].

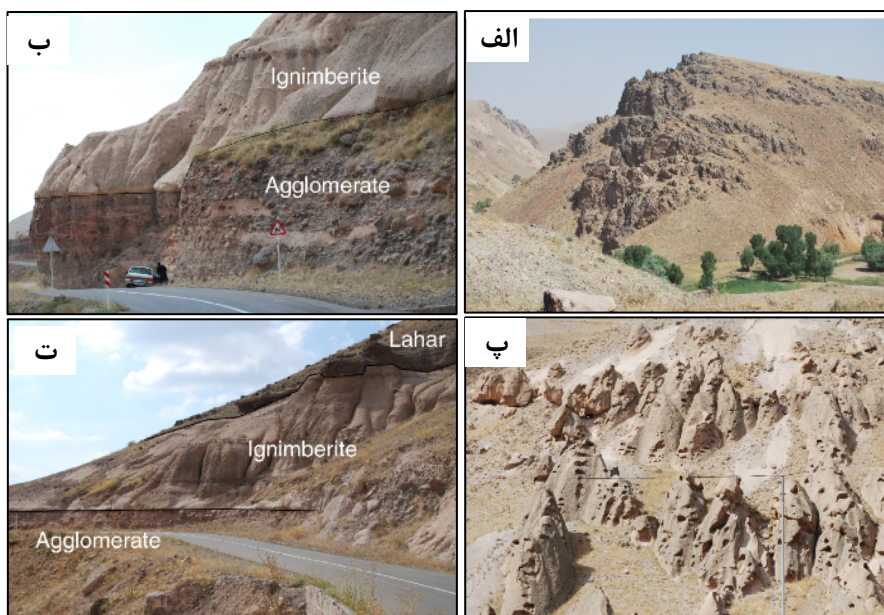
آرایش و جای‌گیری خطی گنبد‌های آتشفشانی سه‌ه‌ند و ارتباط آن‌ها با مجموعه‌های دیگر آتشفشانی در آذربایجان، و نیز جای‌گیری گنبد‌های نیمه آتشفشانی در هسته‌ی تاقدیس‌های موجود در سازند قرمز بالایی در نقشه‌های بزرگ مقیاس، نشان می‌دهد گرچه روند کلی این آتشفشان‌ها خطی است و احتمال دارد در اثر حرکت‌های گسل‌های راست‌الغز و پیروی فعالیت‌های آتشفشانی از ساختارهای زمین‌ساختی منطقه انجام گرفته باشد، ولی فوران‌های آتشفشانی از نوع دهانه‌ی مرکزی بوده و شکافی نیستند. ترکیب گدازه‌های سه‌ه‌ند از آندزیت تا داسیت، ریوداسیت و ریولیت تغییر می‌کند که داسیت‌ها

فراوان‌ترند.

مواد آذرآواری سه‌ه‌ند از خاکستر آتشفشانی، پامیس، لاپیلی-های هسته‌دار، آگلومرا، ایگنیمبریت و مواد رسوبگذاری شده بعدی شامل کنگلومرا با تکه سنگ‌های آتشفشانی سخت نشده، لاهار، ماسه‌های آتشفشانی و رس‌های لاپیلی‌دار تشکیل شده‌اند که اجزای آن‌ها را مواد عارضه‌ای، همزاد و جوان تشکیل می‌دهند. گسترش رسوب‌های آذرآواری و رسوب‌های بعدی در منطقه به حدی است که روابط بین توده‌های مختلف را مبهم ساخته‌اند.

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

بخش‌های مختلف توده‌ی آتشفشانی سه‌ه‌ند در برخی از دره‌های بزرگ این منطقه به‌خوبی قابل مشاهده‌اند. کنگلومرای موجود در منطقه‌ی سه‌ه‌ند به‌صورت طبقاتی منظم و اندکی چین‌خورده در دره‌ها مشاهده می‌شوند. جنس قلوه‌های آن آندزیتی است که به‌وسیله‌ی خمیره‌ای ریزدانه و رسی به هم چسبیده‌اند. این رسوب‌های لایه‌ای سرخ قرمز رنگ میوسن را در دره‌ی زینجناب در شمال سه‌ه‌ند پوشانیده و از طرف دیگر در دره‌ی آذرشهر با رسوب‌های پلیوسن تبریز پوشیده شده است، لذا شروع فعالیت آتشفشانی را می‌توان به پونسین (آخرین اشکوب میوسن) نسبت داد [۱].



شکل ۳ الف) نمایی از گدازه‌های داسیتی و ریوداسیتی جوان در منطقه‌ی سه‌ه‌ند، دید به سمت شمال شرقی. ب) واحدهای آذرآواری شامل طبقات ایگنیمبریت که روی طبقات آگلومرای قرار گرفته‌اند (دره چینی بلاغ)، دید به سمت شمال غربی. پ) فرسایش مخصوص ایگنیمبریت‌ها ناشی از نیروی مکانیکی آب‌های روان که منظره‌ای ناهموار و بریده بریده و گاهی به‌صورت مخروط‌های کنار هم چیده شده دیده می‌شوند، دید به سمت شمال. ت) طبقات لاهار، کنگلومرا و روانه‌های برشی داغ که روی ایگنیمبریت‌ها قرار دارند، دید به سمت غربی.

های برشی داغ یا به اصطلاح برش‌های روانی، از تکه پاره‌های گوشه‌دار آتشفشانی و خمیره‌ای سخت از جنس گدازه، تشکیل شده‌اند. برش روانی این منطقه، از نظر ریخت‌شناسی و رنگ از دور شبیه گدازه‌های بازالتی هستند، ولی از نزدیک برشی خودآواری است که تکه پاره‌های گوشه‌دار آن، با باقیمانده‌ی گدازه بهم جوش خورده است. جنس تکه پاره‌های این برش، از نوع داسیت یا ریوداسیت و ساخت آن هیالوپورفیریتیک هستند. در اواسط فعالیت‌های آتشفشانی سهند، یعنی در اواخر دوره‌ی میوسن، فوران‌های آتشفشانی از نوع دهانه‌ی مرکزی که گدازه‌های کف مانند بیرون می‌ریخته‌اند، در سهند گسترش فراوان داشته‌اند. این گدازه‌ها که با انفجارهای آتشفشانی در منطقه انتشار می‌یافته، خاستگاه نهشته‌های پامیس‌دار سهند (ایگنیمبریت) بوده است که امروزه به‌صورت افق‌های سفیدرنگ و به حالت بین چینه‌ای با طبقات کنگلومرا و لاهار دیده می‌شوند [۸].

سنگ‌های آندزیتی در نمونه‌ی دستی، دارای طیف متنوعی از رنگ‌های خاکستری روشن، قهوه‌ای، سرخ و سبز تیره می‌باشند. ویژگی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های آندزیتی عبارتند از: (۱) کانی‌های اصلی سنگ‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز و هورنبلند که به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، هم به‌صورت درشت بلور و هم کانی‌های ریزتر در متن قرار دارند. بافت سنگ‌ها پورفیری با خمیره‌ی ریز بلور است (شکل ۴ الف). اغلب درشت بلورها دارای ساختار منطقه‌ای (شکل ۴ ب) و بافت غربالی (شکل ۴ پ) هستند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای قطرک‌های شیشه‌ای هستند. در برخی از نمونه‌ها هورنبلندها دارای حاشیه‌ی سوخته و در برخی دیگر دارای حواشی تحلیل رفته‌اند (شکل ۴ ت). همچنین بعضی از هورنبلندها دارای بافت پویکیلیتیک هستند و در آن‌ها میانبارهایی از آپاتیت و اسفن و شیشه دیده می‌شوند. بیوتیت و اوژیت به مقدار کمتر در متن و گاه به صورت درشت بلور دیده می‌شوند. تعدادی از آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها دارای حاشیه‌ی کدری هستند و در اثر آکسایش شدید کانی‌ها به مجموعه‌ای از کانی‌های تیره تبدیل شده‌اند (شکل ۵ الف). شیشه با رنگ قهوه‌ای روشن و خاکستری کم‌رنگ حد فاصل کانی‌های دیگر را پر می‌کند.

(۲) کانی‌های فرعی و عارضه‌ای شامل ریزبلورهایی از اوژیت، اسفن، آپاتیت، فلدسپار قلیایی و کانی‌های کدر هستند و بیشتر در متن و یا به صورت میانبار در کانی‌های دیگر قرار دارند.

(۳) کانی‌های تجزیه‌ای عبارتند از سریسیت، کلریت، کلسیت، اپیدوت، زئولیت و پره‌نیت.

ایگنیمبریت‌ها از جمله واحدهای سنگی هستند که به طور گسترده‌ای در این منطقه و مرکز توده‌ی آتشفشانی گسترش دارند و بر روی آگلومراها قرار داشته و آن‌ها را می‌پوشانند (شکل ۳ ب). ایگنیمبریت‌های سهند دارای ترکیب ریولیتی تا داسیتی با بافت اتاکسیتی هستند که پیام‌های پر شده از سیلیس، در مواردی همراه با کلسیت، ظاهری روان به سنگ داده است [۸]. از نظر سنگ‌شناختی، ایگنیمبریت سهند از تکه پاره‌های گرد یا بیضی شکل پامیس (به قطر ۵/۵ تا ۵۰ سانتیمتر) و تکه پاره‌های کوچک سنگ‌های آتشفشانی (با قطری به مراتب کوچکتر از تکه پاره‌های پامیس) و یک خمیره-ی سفید یا گلی رنگ، تشکیل شده است. خمیره‌ی نامبرده، شامل ذرات ریز پامیس است. در سهند گدازه‌های کف مانند پامیس، در سه مرحله‌ی انفجاری انتشار یافته‌اند. در حد فاصل مراحل انفجاری فعالیت‌های گدازه‌ای نیز وجود داشته‌اند. فرایندهای ثانویه پس از نهشته شدن شامل: جوش خوردگی و فشردگی، و تبلور گازهای به دام افتاده‌اند. همچنین تغییرات وابسته به کاهش حجم تدریجی و سنگ‌شدگی نظیر: مسطح شدگی و درهم شکستگی خرده ریزه‌های شیشه‌ای آتشفشانی، کمبود پیام‌ها و گاهی از بین رفتن بافت اسفنجی تکه‌های پامیس، غالباً مشاهده می‌شوند. تخریب ایگنیمبریت‌ها پس از تشکیل و سهولت حمل تکه پاره‌های پامیس به وسیله‌ی آب‌های روان به نقاط دورتر، موجب شده است تا هر اندازه از مرکز سهند دورتر شویم مقدار درصد پامیس در این واحدها افزایش یابد [۸]. ایگنیمبریت‌ها در مناطق گسترده‌ای از سهند نظیر گنبرچای، کندوان، زینجناب، ليقوان، سعیدآباد، قره چای، چینی بلاغ، اوجان چای و صوفی چای به خوبی دیده می‌شوند. فرسایش مخصوص ایگنیمبریت‌ها که ناشی از نیروی مکانیکی آب‌های جاری است، منظره‌ای ناهموار و بریده بریده و گاهی به صورت مخروط‌های کنار هم چیده شده دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). دهکده کندوان بهترین نمونه‌ی این ریخت‌شناختی است. با توجه به شواهد صحرایی سن این واحدها نیز به اواخر میوسن نسبت داده می‌شود.

توف‌ها اغلب بین و یا زیر ایگنیمبریت‌ها قرار گرفته‌اند و از لحاظ سنگ‌شناسی بیشتر داسیتی و ریوداسیتی و کمتر آندزیتی هستند [۸]. بین بالاترین لایه‌های ایگنیمبریتی و آخرین گدازه‌های سهند طبقات لاهار، کنگلومرا و روانه‌های برشی داغ قرار گرفته‌اند (شکل ۳ ت). بخش‌های سازنده‌ی لاهار و کنگلومرا، از قله سنگ‌های آتشفشانی (داسیت و ریوداسیت) تشکیل شده است که در خمیره‌ی ناهمگن قرار گرفته‌اند. روانه-

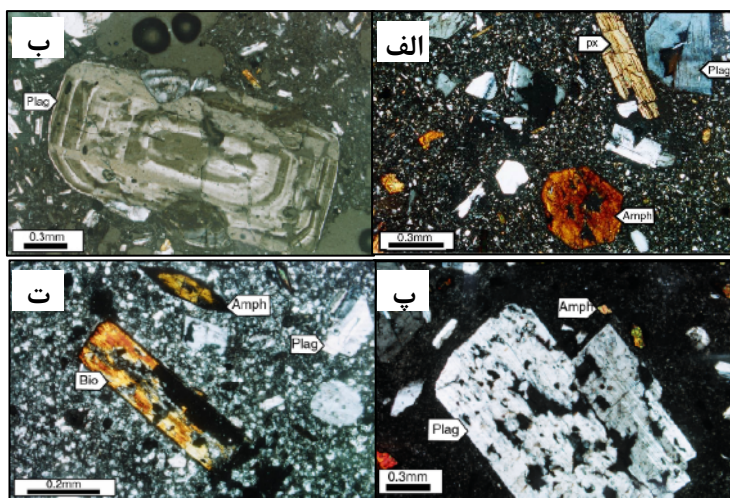
۴) بافت غالب نمونه‌های بررسی شده، پورفیری، میکرولیتیک پورفیری و هیالومیکرولیتیک پورفیری است (شکل ۵ ب). وجود ساختار منطقه‌ای، بافت غربالی، حواشی سوخته، کدر و حواشی تحلیل رفته بلورها نشان دهنده‌ی شرایط ناپایدار در محیط تبلور بوده و احتمالاً در اثر صعود سریع ماگما و یا فرایندهای آلاش، هضم و آمیختگی ماگمایی ایجاد شده است [۹].

به دلیل چشم‌گیر نبودن حضور کانی‌های آبدار مانند بیوتیت و آمفیبول در سنگ‌های منطقه، و با توجه به اینکه بیش از ۳ درصد بعضی از سنگ‌های منطقه را تشکیل نمی‌دهد، تغییرات فشار بخار آب نقش مهمی در ایجاد بافت غربالی نداشته است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت پس از افت سریع فشار، پلاژیوکلازهای درشت، بافت غربالی به خود می‌گیرند و پلاژیوکلازهای بدون بافت غربالی در اطراف پلاژیوکلازهای قبلی و نیز در زمینه شروع به رشد می‌کنند. ناپایداری آمفیبول و بیوتیت و ایجاد حاشیه‌ی وا جذبی پیرامون آن‌ها و نیز خردشدگی شدید کلینوپیروکسن‌ها و تشکیل کلینوپیروکسن-های ریز در زمینه، از جمله تغییرات حاصل از افت سریع فشار در منطقه است. شکل‌دار بودن آمفیبول‌ها نسبت به پلاژیوکلازها تقدم تشکیل آن‌ها را نشان می‌دهد و صعود بعدی ماگما به سطوح بالاتر و یا آمیختگی با ماگمای بازی قلیایی سبب ناپایداری این نوع کانی‌ها شده و حاشیه‌های سوخته و کدر شده می‌تواند نشان دهنده‌ی این فرایند باشد. آمیختگی ماگمای بازی و اسیدی سبب تغییر در میزان سیلیس مذاب شده و تحلیل رفتن حاشیه‌ی برخی از کانی‌های زودتر تشکیل

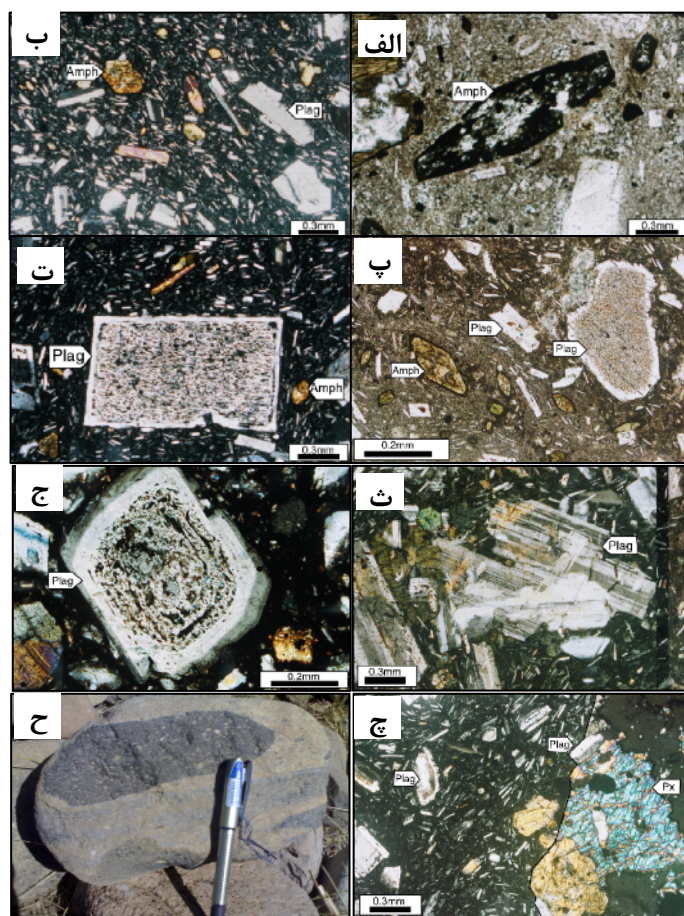
شده، از جمله آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها و ایجاد منطقه‌بندی می‌تواند گویای این مسئله باشد [۱۰] (شکل ۵ پ و ۵ ت). بنابراین به دلیل اینکه شواهد اختلاط ماگمایی (مانند وجود برونوم در نمونه‌ی دستی و در مقاطع نازک) همراه با بافت غربالی در چندین نمونه مشاهده شده است، نمی‌توان نقش اختلاط ماگمایی را در شکل‌گیری بافت غربالی نادیده گرفت. در سیستم آل بیت- آنورتیت- دیوپسید در اثر اختلاط ماگمایی بلورهایی که از قبل در ماگمای فلسیک ایجاد شده‌اند، زیر اثر دمایی بیش از نقطه انجماد می‌شوند و در اثر انحلال ساده از پیرامون به مرکز بافت غربالی را گسترش می‌دهند، [۱۱، ۱۲]. اگر اختلاف دما و ترکیب دو ماگما زیاد باشد و در نتیجه اختلاف دما زیادتر شود، بلور پلاژیوکلاز فلسیک علاوه بر ایجاد بافت غربالی دستخوش ذوب بخشی در حواشی و گردشدگی می‌شود و سپس پلاژیوکلاز با درصد آنورتیت بالاتر در این حفره‌ها و یا به صورت برهم رشدی روی بلورهای پلاژیوکلاز قبلی متبلور می‌شود. اگر اختلاف دما و ترکیب دو ماگما کم، و در نتیجه اختلاف دما کم باشد بلورهای پلاژیوکلاز فلسیک، خود شکل باقی مانده و صرفاً بر هم رشدی نشان می‌دهند [۱۳].

۶) با توجه به کانی‌شناسی سنگ‌ها، این نمونه‌ها از نوع هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت و تراکی آندزیت هستند. در پیروکسن آندزیت‌ها، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوزیت شکل‌دار است.

داسیت‌ها، ریوداسیت‌ها و ریولیت‌ها گسترش بیشتری در منطقه‌ی سهند داشته و بیشتر به صورت تک گنبدیهای آتشفشانی و یا به صورت آگلومرا و برش‌های آتشفشانی قابل



شکل ۴ الف) بافت پورفیری با آمفیبول‌های شکل‌دار (XPL). ب) درشت بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی هم مرکز (XPL). پ) درشت بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی و آمفیبول‌های شکل‌دار (XPL). ت) بیوتیت و آمفیبول‌های شکل‌دار با حاشیه‌ی سوخته (XPL). Amph = آمفیبول، Bio = بیوتیت، Plag = پلاژیوکلاز، Px = پیروکسن



شکل ۵ الف) درشت بلور شکل‌دار هورنبلند تجزیه شده (PPL). ب) بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری جریان، با پلاژیوکلاز و آمفیبول‌های شکل‌دار سالم (XPL). پ و ت) پلاژیوکلاز با بافت غربالی و ساختار منطقه‌بندی که بخش مرکزی آن‌ها به کائولینیت و کلریت تجزیه شده به همراه آمفیبول‌های شکل‌دار (XPL, PPL). ث) پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنیتیک در یک خمیره‌ی تمام بلورین از فلدسپار قلیایی، بیوتیت و کوارتز (XPL). ج) درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز با میانبارهای شیشه در داسیت‌ها (XPL). چ و ح) قرار گرفتن یک قطعه‌ی بیگانه سنگ آندزیتی در یک گدازه‌ی داسیتی (XPL). Amph = آمفیبول، Bio = بیوتیت، Plag = پلاژیوکلاز، Px = پیروکسن.

احتمالاً بر اثر فشار ناشی از صعود ماگمای غلیظ ایجاد شده‌اند. کوارتز در نمونه‌ها به صورت ریزبلور در متن قرار دارد و در بعضی از نمونه‌های ریولیتی به صورت درشت بلور با حاشیه‌های خورده، خلیجی و گرد شده قابل مشاهده‌اند. در برخی از نمونه‌ها درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز با میانبارهای شیشه دیده می‌شوند (شکل ۵ ج).

۲) پیروکسن، اسفن، آپاتیت، سانیدین و کان‌های کدر از کان‌های فرعی محسوب می‌شوند. در تعدادی از نمونه‌ها سانیدین هم به صورت درشت بلور دیده می‌شوند.

۳) کان‌های مافیک شامل بیوتیت و آمفیبول است که به شدت دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کان‌های تجزیه‌ای مانند کلسیت، کلریت، اپیدوت و پلاژیوکلازها به سرسیت و کان‌های رسی تبدیل شده‌اند.

مشاهده‌اند. در نمونه‌ی دستی، این بافت‌ها اغلب به رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری و خاکستری روشن هستند. بلورهایی آمفیبول و پیروکسن به صورت دگرسان شده در یک متن ریزبلور و شیشه‌ای قرار دارند. در مجموع ویژگی‌های زیر را برای گدازه‌های بالا می‌توان در نظر گرفت:

۱) کان‌های اصلی شامل پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و با منطقه‌بندی و بافت غربالی به صورت درشت بلور در اندازه‌های ۱-۵ میلی متر در یک متن ریزدانه یا شیشه‌ای قرار دارند. پلاژیوکلازهایی که سالم بوده و بدون منطقه‌بندی هستند، با استفاده از روش میشل لوی در حد اولیگوکلاز تعیین شده است (شکل ۵ ث). هورنبلند و بیوتیت نیز به صورت درشت بلور مشاهده می‌شوند و دارای حاشیه‌ی سوخته‌اند و در مواردی به کلسیت، کلریت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. در ریوداسیت‌ها بیوتیت‌ها دارای نوارهای شکنجی بوده و خمیدگی آن‌ها

۴) خمیره‌ای از ریزبلورهای فلدسپارهای قلیایی، پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کوارتز تشکیل شده است.

۵) بافت اغلب سنگ‌های پورفیری همراه با بافت پیلوتاکیستی است. جهت‌دار شدن میکرولیت‌های ریز در اطراف درشت بلورها شاخص است. وجود فلدسپارهای قلیایی فراوان، کم شدن تعداد کانی‌های مافیک، در تراکی داسیت‌ها قابل مشاهده است. افزایش کانی‌های کوارتز و فلدسپار قلیایی و کم شدن از کانی‌های مافیک، پیروکسن و آمفیبول، در انواع ریوداسیت‌ها دیده می‌شوند.

در بعضی از نمونه‌ها برونوم‌هایی مشاهده می‌شوند که احتمالاً خاستگاه آن‌ها از حاشیه‌ی انجماد سریع گنبد‌ها است (شکل ۵ چ و ۵ ح)، [۱۴]. در برخی از نمونه‌هایی که فلدسپارهای قلیایی و پلاژیوکلازها، بافت غربالی دارند، احتمالاً در اثر انحلال و واکنش ایجاد شده‌اند. خوردگی‌های حواشی فلدسپارها نیز این ادعا را تأیید می‌کند. گرم شدن پلاژیوکلازها در دماهای بالاتر از دمای انجماد باعث انحلال درشت بلورها و گرم شدن و انحلال حواشی آن‌ها می‌شود [۱۴]. در حالت کلی حضور آب توأم با کاهش فشار سبب کاهش چسبندگی ماگما و به پیروی از سقوط منحنی‌های انجماد و آبگونی و تحلیل رفتگی بلورها، سهولت صعود ماگما به سطح زمین و بالاخره افزایش نرخ انتشار خواهد شد، ولی کاهش سریع بخار در طی فوران ماگما، باعث صعود منحنی‌های انجماد و آبگونی شده و در نتیجه جذب دوباره و تحلیل رفتگی متوقف خواهد شد. ورود آب به مخازن ماگمایی و یا افزایش درصد آب در ماگمای باقی مانده به موازات پیشرفت تبلور و جدایش باعث ایجاد منطقه-بندی پلاژیوکلازها می‌شود [۱۵]. افزایش فشار بخشی آب در نتیجه‌ی صعود آدیاباتیک ماگما علت ناپایداری فنوکریست‌های متبلور شده در اعماق است [۱۶].

ژئوشیمی

به منظور بررسی ژئوشیمیایی پس از بررسی‌های میکروسکوپی، از بین سالمترین گدازه‌های منطقه، تعداد ۳۰ نمونه انتخاب و برای تجزیه‌ی شیمیایی به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال شدند. آنالیز عناصر اصلی بر اساس روش ME-ICP06 و با دقت ۰/۰۱ درصد وزنی و عناصر کمیاب خاکی بر اساس روش ME-MS81 و با دقت ۰/۰۱ ppm انجام گرفت. در این نمونه-ها، مقادیر ۵۴ عنصر اصلی و کمیاب برای ارزیابی ویژگی‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های منطقه اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). سنگ‌های آتشفشانی منطقه در رده‌بندی شیمیایی در نمودار $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [۱۷] در گستره‌های آندزیت، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۶). بالا بودن مقادیر استاندارد کوارتز و ارتوکلاز در بعضی از نمونه‌ها، نشان دهنده‌ی این است

که ترکیب خمیره‌ی شیشه‌ای در گدازه‌ها تقریباً اسیدی است. در شکل ۷ فراوانی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های مورد نظر نسبت به فراوانی این عناصر در کندریت [۱۸] بهنجارسازی شده‌اند. در این شکل علاوه بر غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک بی‌هنجاری منفی Eu نیز مشاهده نمی‌شود و نشان دهنده‌ی حضور پلاژیوکلازهای کلسیک به عنوان عامل کنترل‌کننده‌ی شکل‌گیری ماگما و یا عدم حضور آنها در فاز باقی مانده و یا گریزندگی بالای O_2 است [۲۰، ۱۹]. همچنین مقادیر بالای Sr و بی‌هنجاری منفی Eu، به احتمال زیاد حاکی از عدم حضور فاز پایدار پلاژیوکلاز در سرچشمه‌ی این ماگماست. در این شکل، الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی در گدازه‌های مختلف کم و بیش با هم‌موازی بوده و سنگ‌های منطقه از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

مروری بر پژوهش‌های انجام شده درباره‌ی چگونگی تشکیل سنگ‌های آتشفشانی اسیدی نشان می‌دهد که دو مدل ماگمایی متفاوت در این مورد وجود دارند. در مدل اول، ماگمای اسیدی از راه تبلور بخشی از یک ماده‌ی گداخته بازی پدید می‌آید، [۲۲، ۲۱]. در مدل دوم، ماده‌ی گداخته‌ی بازی، گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته و تشکیل ماده‌ی اسیدی گداخته را فراهم می‌آورد، [۲۴، ۲۳]. تعیین نقش این مدل‌ها در شکل‌گیری سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، نیازمند بررسی‌های زمین‌شیمیایی جامع شامل طیف گسترده‌ای از عناصر جزئی در این سنگ‌هاست.

با توجه به آنچه که گفته شد، بازالت‌های MORB می‌توانند به عنوان خاستگاهی برای تولید ماگماهای داسیتی و ریولیتی در نظر گرفته شوند، و نیز تبلور جزء به جزء یک ماگمای بازالتی همراه با هضم و ذوب انتخابی سنگ‌های پوسته می‌تواند ماگمای ریولیتی را تولید کند [۲۵]. بدین جهت در (شکل ۸) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به MORB و عناصر کمیاب فلات ارزروم-کارس (۸ الف) در خاور ترکیه با نمودار مشابه آن در منطقه‌ی سه‌هند (۸ ب) مقایسه شده است. آتشفشان‌های فلات ارزروم-کارس در خاور ترکیه به عنوان آتشفشان‌های نوعی مناطق پس از برخورد معرفی شده‌اند و از نوع دونمایی (Bimodal) هستند [۵]. در این منطقه گدازه‌های اسیدی و حدواسط دارای ویژگی‌های کانی‌شناختی مشابه با سه‌هندند. به طوریکه سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه با غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE)، ولی تهی‌شدگی در عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) و عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) مشخص می‌شوند که می‌تواند وابستگی این سنگ‌ها

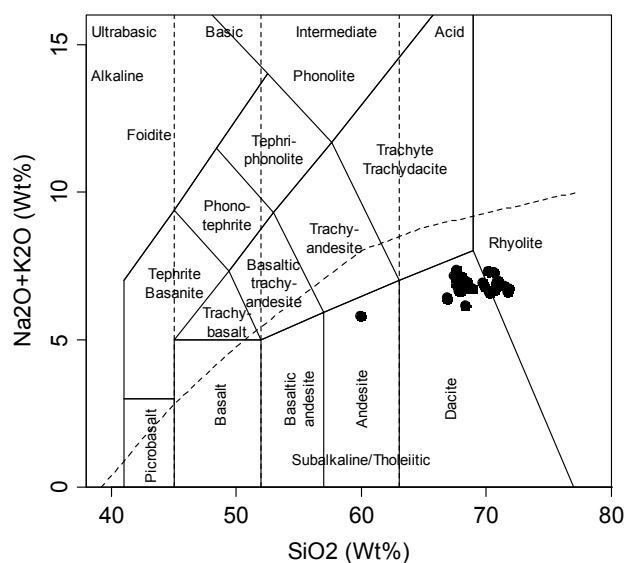
را به سری‌های آهکی- قلیایی نشان دهد و نیز در ارتباط با جدایش کانی‌هایی مثل زیرکن و یا هورنبلند باشد.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب خاکی گدازه‌های منطقه سه‌پند که به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS-Chemex تجزیه شیمیایی شده‌اند.

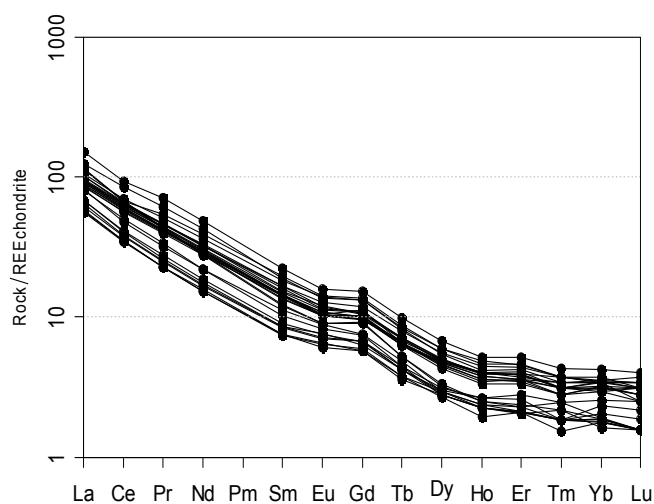
H ₁	G ₁₁	G ₁₀	G ₁	F ₂₈	F ₂₇	E ₂₂	D ₂₁	C ₁₈	C ₁₆	C ₁₁	B ₉	B ₈	A ₇	sample
۶۷٫۴	۶۵٫۸	۶۷	۶۷٫۶	۶۷٫۱	۶۷٫۱	۶۸٫۲	۶۷٫۲	۶۷٫۶	۵۸٫۲	۶۶٫۲	۶۷٫۹	۶۹٫۴	۶۹	SiO ₂ (Wt%)
۱۵٫۹۵	۱۵٫۸	۱۶٫۶۵	۱۵٫۶۵	۱۵٫۱	۱۶	۱۶٫۰۵	۱۶٫۲۵	۱۶٫۲۵	۱۷٫۵	۱۶٫۲۵	۱۵٫۷۵	۱۵٫۹	۱۵٫۶۵	Al ₂ O ₃ (Wt%)
۱٫۴۸	۱٫۴۲	۱٫۵۳	۰٫۹۶	۰٫۹	۱٫۴۶	۰٫۹۶	۱٫۵۳	۱٫۵	۲٫۵۴	۱٫۵	۱٫۰۴	۰٫۸۹	۱٫۰۷	Fe ₂ O ₃ (Wt%)
۱٫۴۸	۱٫۴۶	۱٫۵۶	۱	۰٫۹۲	۱٫۴۵	۰٫۹۹	۱٫۴۷	۱٫۵	۳٫۳۹	۱٫۵۵	۰٫۹۹	۰٫۸۸	۰٫۹۹	FeO (Wt%)
۳٫۸۱	۴٫۲۸	۳٫۷۵	۳٫۳۸	۴٫۴۹	۳٫۵۹	۳٫۲۷	۳٫۵۷	۳٫۶۶	۶٫۱۷	۳٫۶۸	۲٫۷۹	۳٫۰۹	۲٫۷۶	CaO (Wt%)
۱٫۴۶	۱٫۲۵	۰٫۹۴	۱٫۰۶	۰٫۷۵	۱٫۱۵	۰٫۸۱	۱٫۰۸	۰٫۷۸	۲٫۶۳	۱٫۱۲	۰٫۷۵	۰٫۶۹	۰٫۷	MgO (Wt%)
۴٫۴۵	۴٫۲۲	۴٫۶۲	۴٫۲	۴٫۳۷	۴٫۲۵	۴٫۶	۴٫۷	۴٫۵۶	۳٫۶۸	۴٫۴۳	۴٫۷۸	۴٫۵	۴٫۸۳	Na ₂ O (Wt%)
۲٫۲۲	۲٫۱۶	۲٫۳۲	۲٫۳۵	۲٫۳۲	۲٫۵۲	۲٫۷۸	۲٫۳۴	۲٫۱۵	۲٫۹۶	۲٫۰۶	۲٫۳	۲٫۱۶	۲٫۲۷	K ₂ O (Wt%)
۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	Cr ₂ O ₃ (Wt%)
۰٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۴۵	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۴	۰٫۶۶	۰٫۴۱	۰٫۳۲	۰٫۲۵	۰٫۳۱	TiO ₂ (Wt%)
۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	MnO (Wt%)
۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۱۴	۰٫۱	۰٫۱۸	۰٫۱	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۱۳	P ₂ O ₅ (Wt%)
۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	SrO (Wt%)
۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷	BaO (Wt%)
۱٫۰۹	۲٫۵	۰٫۷۹	۲٫۱۷	۳٫۳	۱٫۸	۲٫۳	۰٫۸	۰٫۵	۱٫۸۹	۱٫۸۹	۲٫۷	۲٫۰۹	۱٫۷	LOI (Wt%)
۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۹۹٫۸	۱۰۰	۹۹٫۵	۹۹٫۹	۹۹٫۴	۹۹٫۵	۹۹٫۶	۹۹٫۷	۱۰۰	۹۹٫۵	Total (Wt%)
۷۰٫۴	۷۱٫۳	۸۳٫۹	۶۰٫۸	۶۵٫۴	۶۱٫۷	۵۳٫۸	۷۶٫۲	۶۸٫۹	۵۳۰	۶۱۹	۶۲۲	۶۷۲	۶۰٫۷	Ba (ppm)
۴۷٫۳	۵۰٫۴	۵۳٫۳	۴۵٫۲	۴۰٫۹	۴۷٫۷	۳۲٫۷	۵۲٫۱	۵۲٫۳	۵۰٫۱	۵۲٫۲	۵۴٫۴	۳۸٫۶	۵۴٫۷	Ce (ppm)
۸۳	۶۹	۶۸	۶٫۴	۴٫۱	۶٫۹	۴٫۵	۷٫۸	۶٫۲	۱۶٫۷	۷٫۵	۴٫۸	۳٫۹	۴٫۱	Co (ppm)
۱۱۰	۱۱۰	۱۳۰	۹۰	۶۰	۹۰	۹۰	۱۰۰	۱۵۰	۹۰	۲۰۰	۱۳۰	۹۰	۷۰	Cr (ppm)
۲٫۸۱	۲٫۴۵	۱٫۲	۲٫۴۱	۱٫۸۷	۲٫۱۸	۱٫۲۸	۱٫۶۷	۱٫۶۷	۲٫۴۲	۱٫۳۴	۱٫۱۳	۱٫۶۴	۱٫۱۵	Cs (ppm)
۲۵	۲۹	۳۲	۱۹	۱۷	۱۲	۱۱	۳۲	۲۵	۴۵	۲۰	۱۱	۳۹	۱۱	Cu (ppm)
۱٫۵۲	۱٫۳۹	۱٫۵۹	۱٫۶	۰٫۹۵	۱٫۵۵	۰٫۹	۱٫۵۴	۱٫۵۷	۳٫۸۴	۱٫۷۹	۱٫۰۴	۰٫۹	۱٫۰۸	Dy (ppm)
۰٫۷۵	۰٫۷	۰٫۷۸	۰٫۸۱	۰٫۴۸	۰٫۸۳	۰٫۴۵	۰٫۸۵	۰٫۸۱	۲٫۳۹	۰٫۹۲	۰٫۴۸	۰٫۴۳	۰٫۵	Er (ppm)
۰٫۷۷	۰٫۸	۰٫۸۹	۰٫۷۶	۰٫۶۵	۰٫۸	۰٫۵۶	۰٫۸۸	۰٫۸۴	۱٫۱۳	۰٫۹۳	۰٫۶۶	۰٫۶۱	۰٫۶۷	Eu (ppm)
۱۸٫۹	۱۸٫۱	۱۹٫۵	۱۸	۱۷٫۶	۱۸٫۴	۱۷٫۲	۱۸٫۹	۱۹	۱۸٫۳	۱۹٫۱	۱۸٫۷	۱۷٫۵	۱۸٫۴	Ga (ppm)
۲٫۸۹	۲٫۶	۲٫۷۶	۲٫۵۴	۱٫۹۶	۲٫۶	۱٫۶۳	۲٫۷۱	۲٫۸۵	۴٫۵۳	۳٫۰۵	۲٫۳۵	۱٫۹۳	۲٫۲۸	Gd (ppm)
۳٫۳	۳٫۵	۴	۳٫۵	۳٫۲	۳٫۵	۳	۳٫۴	۳٫۶	۴٫۲	۴٫۲	۴	۳٫۲	۴	Hf (ppm)
۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۱۷	۰٫۲۸	۰٫۱۶	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۷۹	۰٫۳۲	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۸	Ho (ppm)
۲۷٫۳	۲۹٫۲	۳۱٫۷	۲۷٫۱	۲۵٫۳	۲۷٫۵	۲۱٫۳	۲۹٫۷	۳۱٫۷	۲۶٫۵	۳۰	۳۵٫۶	۲۵٫۴	۳۶	La (ppm)
۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۳۶	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	Lu (ppm)
۳	۵	۵	۳	۳	۳	۲	۳	۳	۵	۴	۴	۴	۴	Mo (ppm)
۱۰٫۷	۹٫۹	۱۲٫۷	۱۰	۹	۱۱٫۲	۷٫۵	۱۲٫۸	۱۰٫۴	۱۰٫۴	۱۰٫۶	۱۲٫۶	۸٫۱	۱۲٫۵	Nb (ppm)
۱۷٫۸	۱۸٫۲	۱۹٫۵	۱۶٫۶	۱۴٫۳	۱۷٫۶	۱۰٫۷	۱۹٫۲	۱۹٫۶	۲۲٫۴	۲۰	۱۶٫۶	۱۳٫۲	۱۷	Nd (ppm)
۲۰	۱۱	۱۲	۷	۶	۹	۱۱	۸	۱۳	۹	۱۵	۱۴	۱۷	۸	Ni (ppm)
۱۹	۱۵	۱۷	۱۶	۱۵	۱۶	۱۳	۱۷	۱۵	۱۲	۱۴	۱۵	۱۶	۱۴	Pb (ppm)
۵۰٫۴	۵۲٫۹	۵۶	۴۸٫۸	۴۱٫۳	۵۰٫۹	۳٫۲	۵۶٫۲	۵۷٫۴	۵۹٫۳	۵۶٫۴	۵۲٫۳	۳۹٫۲	۵۳٫۶	Pr (ppm)
۹٫۵۴	۴۸	۴۸	۵۵٫۲	۵۴٫۱	۵۲	۴۳٫۶	۵۲٫۷	۴۶٫۹	۸۳٫۱	۴۲٫۹	۴۵٫۹	۵۱٫۳	۴۷٫۷	Rb (ppm)
۲٫۸۵	۲٫۸۱	۲٫۹۶	۲٫۷۷	۲٫۲	۲٫۷۸	۲٫۶۷	۳٫۲۵	۳٫۱۳	۴٫۲۳	۳٫۲۸	۲٫۳۷	۲	۲٫۲۹	Sm (ppm)
۵۵۰	۵۶۱	۵۸۰	۴۲۴	۴۶۳	۵۰۸	۴۷۶	۶۵۲	۵۳۳	۳۹۱	۴۳۳	۴۳۸	۵۱۳	۴۴۴	Sr (ppm)
۰٫۸	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۹	Ta (ppm)
۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۲۳	۰٫۳۱	۰٫۲	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۶۸	۰٫۳۸	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۲۵	Tb (ppm)
۷٫۵۶	۷٫۲۲	۸٫۶۱	۸٫۴۴	۹٫۱۶	۷٫۸۵	۸٫۳	۸٫۲	۷٫۷۵	۱۱٫۳	۸٫۳۵	۱۲٫۴	۹٫۲۶	۱۳٫۵	Th (ppm)
۳۲۷۸	۳۲۷۸	۲۶۹۷	۲۲۱۸	۱۶۱۸	۲۴۷۸	۱۶۱۸	۲۴۷۸	۲۳۹۸	۳۹۵۶	۲۴۵۸	۱۹۱۸	۱۴۹۹	۱۸۵۸	Ti (ppm)
۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۳۴	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	Tm (ppm)
۳	۲٫۵۴	۲٫۶	۲٫۹۳	۳٫۴۱	۲٫۸۴	۲٫۳۱	۲٫۹۸	۲٫۵۲	۳٫۳۲	۲٫۰۷	۳٫۱۷	۲٫۵۱	۳٫۱۱	U (ppm)
۵۷	۵۳	۶۱	۵۰	۲۶	۵۲	۲۷	۳۶	۵۱	۱۳۳	۴۸	۲۷	۲۳	۲۸	V (ppm)
۸	۴	۵	۷	۳	۷	۶	۳	۱۴	۵	۱۳	۱۰	۴	۳	W (ppm)
۷٫۳	۶٫۳	۷٫۴	۷٫۸	۴٫۵	۸	۴٫۵	۷٫۸	۷٫۷	۲۰٫۸	۸٫۲	۴٫۷	۴٫۲	۴٫۷	Y (ppm)
۰٫۷۱	۰٫۶۱	۰٫۷۱	۰٫۶۷	۰٫۴۳	۰٫۷۱	۰٫۳۹	۰٫۷۲	۰٫۶۵	۲٫۲۷	۰٫۷۴	۰٫۴	۰٫۳۴	۰٫۳۹	Yb (ppm)
۵۳	۵۴	۶۰	۵۱	۴۱	۵۸	۴۱	۵۴	۵۸	۷۵	۵۶	۴۸	۳۸	۴۸	Zn (ppm)
۱۱۹	۱۲۷	۱۵۴	۱۳۴	۱۲۱	۱۳۲	۱۱۲	۱۳۷	۱۳۹	۱۴۷	۱۶۰	۱۵۸	۱۲۱	۱۶۱	Zr (ppm)

ادامه‌ی جدول ۱

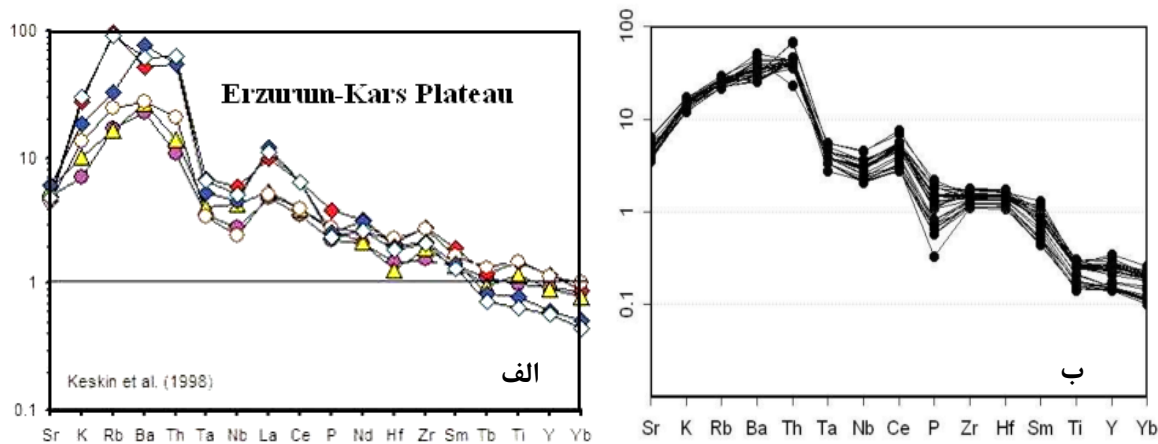
S ₁	N ₀	N ₆	N ₄	N ₃	N ₂	N ₁	M ₃	M ₁	L ₆	L ₃	k ₂	J ₁	I ₅	I ₄	H ₃	sample
۶۵٫۷	۶۹٫۳	۶۹٫۴	۶۹٫۷	۶۷٫۷	۶۵٫۵	۶۷٫۴	۶۵٫۴	۶۲٫۳	۶۶٫۶	۶۵٫۵	۶۵٫۲	۶۷٫۸	۶۶٫۱	۶۹٫۴	۶۹٫۷	SiO ₂ (Wt%)
۱۵٫۸	۱۵٫۷	۱۵٫۴۵	۱۵٫۰۵	۱۵٫۸۵	۱۵٫۹	۱۶٫۲	۱۵٫۸	۱۸٫۲	۱۶٫۴۵	۱۶٫۷۵	۱۶٫۶	۱۵٫۴	۱۶٫۱۵	۱۵٫۸	۱۵٫۳۵	Al ₂ O ₃ (Wt%)
۱٫۴۱	۱٫۷	۱٫۶۸	۰٫۹۱	۱٫۳۸	۱٫۴۷	۱٫۴۸	۱٫۵۸	۱٫۱۲	۱٫۸۱	۱٫۸۸	۱٫۷۱	۰٫۹۸	۱٫۵	۰٫۹۲	۱٫۶۴	Fe ₂ O ₃ (Wt%)
۱٫۵۱	۰	۰	۰٫۸۸	۱٫۴۳	۱٫۵	۱٫۴۸	۱٫۶۲	۱٫۳۷	۱٫۷۵	۱٫۰۳	۱٫۸۳	۱	۱٫۵۷	۰٫۸۷	۰	FeO (Wt%)
۳٫۸۱	۳٫۴۳	۲٫۹۹	۲٫۹۷	۳٫۵۸	۳٫۶۳	۳٫۶۴	۳٫۷	۱٫۷۶	۳٫۴۹	۴٫۰۵	۴٫۲۶	۳٫۱۵	۳٫۷۵	۳٫۰۴	۳٫۰۲	CaO (Wt%)
۱٫۳۹	۰٫۷۱	۰٫۷۲	۰٫۷۳	۱٫۱۷	۱٫۱۸	۰٫۸۴	۱٫۲۸	۰٫۱۶	۰٫۵۲	۰٫۷۶	۰٫۸۸	۰٫۸۱	۱٫۳۴	۰٫۷۴	۰٫۷۹	MgO (Wt%)
۴٫۲۳	۴٫۸۸	۴٫۷۶	۴٫۶۲	۴٫۴۷	۴٫۴	۴٫۵۸	۴٫۴۴	۳٫۱۱	۴٫۶۶	۴٫۲۳	۴٫۲۸	۴٫۶۳	۴٫۱۱	۴٫۸	۴٫۲۹	Na ₂ O (Wt%)
۲٫۲۴	۱٫۸۷	۱٫۸۸	۱٫۹۱	۲٫۱۶	۲٫۲۵	۲٫۲۷	۲٫۵۱	۲٫۴۹	۲٫۶	۲٫۰۱	۱٫۹۹	۱٫۷۸	۲٫۴	۲٫۰۶	۲٫۱۴	K ₂ O (Wt%)
۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	Cr ₂ O ₃ (Wt%)
۰٫۳۷	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۴	۰٫۳۹	۰٫۴۵	۰٫۴۲	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۰٫۲۶	۰٫۴۲	۰٫۲۳	۰٫۲۱	TiO ₂ (Wt%)
۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	MnO (Wt%)
۰٫۱۹	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۰٫۰۷	۰٫۰۴	P ₂ O ₅ (Wt%)
۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵	SrO (Wt%)
۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۶	BaO (Wt%)
۱٫۹	۰٫۹۹	۲	۲٫۴۹	۱٫۶	۱٫۵	۰٫۵	۲٫۱۸	۸٫۳۵	۱	۱٫۶۹	۱٫۳۹	۲٫۳	۲٫۲۸	۱٫۳۸	۲٫۷۸	LOI (Wt%)
۹۹	۹۹	۹۹٫۴	۹۹٫۸	۱۰۰	۱۰۰	۹۹٫۳	۹۹٫۶	۹۹٫۹	۱۰۰	۱۰۰	۹۹٫۲	۹۸٫۴	۱۰۰	۹۹٫۵	۱۰۰	Total (Wt%)
۷۰٫۱	۵۶٫۸	۵۶٫۷	۵۶٫۷	۶۷٫۳	۶۷٫۲	۷۰٫۹	۸۹۰	۹۴۲	۱۰۲۵	۸۵۶	۷۷۶	۵۰۹	۶۹۹	۵۲۱	۵۲۳	Ba (ppm)
۴۶٫۷	۲۸٫۵	۲۸٫۲	۲۷٫۷	۴۸٫۹	۴۹٫۱	۵۰٫۲	۶۹٫۹	۶۷٫۴	۷۶٫۳	۵۶٫۳	۵۴٫۷	۳۳٫۶	۵۱٫۷	۳۱٫۴	۳۰٫۶	Ce (ppm)
۷٫۹	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۸	۶٫۹	۷٫۱	۷٫۱	۷	۳٫۶	۶٫۱	۶٫۴	۷٫۳	۴٫۸	۷٫۸	۴٫۱	۳٫۸	Co (ppm)
۱۲۰	۹۰	۸۰	۱۱۰	۱۰۰	۱۴۰	۷۰	۱۲۰	۷۰	۱۱۰	۷۰	۱۰۰	۱۳۰	۱۰۰	۱۱۰	۷۰	Cr (ppm)
۲٫۷۲	۱٫۹۳	۱٫۷۵	۱٫۸۱	۲٫۳	۲٫۳۵	۱٫۱۷	۹٫۵۵	۱۳٫۵۵	۳٫۱۱	۲٫۱۲	۴٫۱۷	۱٫۳۲	۲٫۸۵	۲٫۱	۲٫۹۳	Cs (ppm)
۳۱	۱۵	۲۷	۱۵	۲۵	۲۴	۴۴	۲۹	۳۵	۳۲	۴۳	۴۱	۲۱	۲۰	۱۰	۱۰	Cu (ppm)
۱٫۴۸	۰٫۹	۰٫۹۴	۰٫۸۶	۱٫۴۷	۱٫۵۳	۱٫۴۴	۱٫۷۴	۰٫۸۶	۲٫۱۹	۱٫۹۲	۱٫۹۱	۰٫۹۵	۱٫۶۲	۰٫۹۷	۱	Dy (ppm)
۰٫۷۳	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۷۴	۰٫۷۵	۰٫۷۶	۰٫۸۸	۰٫۴۴	۱٫۰۸	۰٫۹۷	۰٫۹۶	۰٫۴۵	۰٫۸۲	۰٫۵۴	۰٫۵۹	Er (ppm)
۰٫۷۷	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۴۵	۰٫۷۵	۰٫۷۶	۰٫۷۵	۱	۰٫۶۱	۱٫۱۶	۱٫۰۲	۱٫۰۵	۰٫۵۵	۰٫۸۳	۰٫۵۳	۰٫۵۲	Eu (ppm)
۱۸٫۳	۱۷	۱۶٫۶	۱۶٫۲	۱۸٫۶	۱۸٫۶	۱۹	۱۹٫۵	۲۶٫۴	۲۰	۱۹	۱۹٫۴	۱۷٫۱	۱۹٫۱	۱۷٫۳	۱۵٫۸	Ga (ppm)
۲٫۶۲	۱٫۴۸	۱٫۵۵	۱٫۴۹	۲٫۴۹	۲٫۵۱	۲٫۶۴	۳٫۴	۲٫۱۸	۳٫۹۷	۳٫۴۲	۳٫۵۸	۱٫۷۲	۲٫۸۳	۱٫۷۴	۱٫۷۴	Gd (ppm)
۳٫۳	۲٫۷	۲٫۷	۲٫۶	۳٫۴	۳٫۵	۳٫۵	۳٫۶	۳٫۳	۳٫۹	۳٫۴	۳٫۴	۲٫۹	۳٫۷	۲٫۹	۲٫۸	Hf (ppm)
۰٫۲۶	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۳	۰٫۱۳	۰٫۳۷	۰٫۳۳	۰٫۳۵	۰٫۱۷	۰٫۲۸	۰٫۱۹	۰٫۱۹	Ho (ppm)
۲٫۶۴	۱٫۸۲	۱٫۷۹	۱٫۷۴	۲٫۸۵	۲٫۸۷	۲٫۹۱	۳٫۸۵	۳٫۸۸	۴٫۷	۳٫۳۱	۳٫۵۶	۲٫۱۳	۲٫۹۷	۲٫۰۳	۱٫۹۲	La (ppm)
۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۱۳	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۸	Lu (ppm)
۵	۲	۲	۴	۳	۶	۲	۵	۲	۲	۲	۲	۵	۳	۳	۳	Mo (ppm)
۱۰٫۷	۷٫۵	۷٫۲	۷٫۳	۱۰٫۲	۱۰٫۳	۱۰٫۸	۱۶٫۱	۱۱٫۷	۱۵٫۵	۱۲	۱۲٫۵	۷٫۵	۱۱٫۹	۸٫۷	۸٫۱	Nb (ppm)
۱۷٫۳	۹٫۵	۹٫۲	۹٫۱	۱۷٫۲	۱۷٫۲	۱۸	۲۵٫۶	۲۱٫۲	۲۹٫۳	۲۲	۲۳٫۶	۱۱٫۳	۱۸٫۷	۱۰٫۲	۱۰	Nd (ppm)
۱۶	۸	۹	۸	۹	۱۰	۱۲	۱۲	۷	۱۶	۱۱	۱۳	۱۲	۱۳	۸	۸	Ni (ppm)
۱۷	۱۳	۱۴	۱۴	۱۶	۱۷	۲۰	۱۹	۱۰	۲۴	۱۶	۱۶	۱۳	۱۶	۱۵	۱۳	Pb (ppm)
۴٫۹۹	۲٫۷۹	۲٫۷۷	۲٫۷۶	۵٫۱۶	۵٫۱۹	۵٫۳۷	۷٫۵	۷٫۲	۸٫۶۷	۶٫۲۳	۶٫۶۶	۳٫۴	۵٫۴۴	۳٫۱۲	۳٫۰۳	Pr (ppm)
۵۵٫۶	۴۸٫۵	۴۸٫۸	۴۹٫۱	۵۳٫۱	۵۴٫۱	۵۱٫۸	۵۸٫۷	۵۰٫۶	۵۴٫۱	۴۹٫۴	۴۹٫۹	۴۵٫۱	۵۳٫۹	۵۵٫۷	۵۴	Rb (ppm)
۲٫۸۳	۱٫۴۸	۱٫۴۴	۱٫۴۶	۲٫۶۷	۲٫۶۳	۲٫۷۹	۳٫۷۲	۲٫۲۶	۴٫۳۴	۳٫۵۷	۳٫۸۲	۱٫۷۷	۲٫۹۳	۱٫۶۷	۱٫۶۵	Sm (ppm)
۵۵٫۴	۴۷۲	۴۵۴	۴۳۵	۵۴۲	۵۴۵	۵۶۹	۷۵۱	۸۰۴	۷۶۸	۵۷۰	۶۱۴	۴۵۴	۵۲۲	۴۳۶	۴۲۹	Sr (ppm)
۰٫۸	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۱	۰٫۸	۱	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۶	Ta (ppm)
۰٫۳	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۳۱	۰٫۳۹	۰٫۱۸	۰٫۴۷	۰٫۴	۰٫۴۱	۰٫۲	۰٫۳۴	۰٫۲	۰٫۲۱	Tb (ppm)
۷٫۴۶	۷٫۱	۷٫۱۵	۷٫۱۲	۸٫۲۵	۸٫۲۹	۸٫۴۵	۸٫۸۳	۸٫۴۸	۸٫۷۲	۴٫۶۴	۷٫۸۶	۸٫۲۴	۷٫۹۳	۸٫۲۵	۸٫۹۲	Th (ppm)
۲۲۱۸	۱۳۱۹	۱۳۱۹	۱۳۱۹	۲۲۱۸	۲۲۱۸	۲۳۹۸	۲۳۳۸	۲۶۹۷	۲۴۱۸	۲۷۵۷	۲۶۹۷	۱۵۵۸	۲۵۱۸	۱۳۷۹	۱۲۵۹	Ti (ppm)
۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۲	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۰۸	Tm (ppm)
۳٫۱۶	۲٫۵۹	۲٫۶۳	۲٫۶۴	۲٫۸۱	۲٫۸۵	۲٫۸۵	۴٫۱	۲٫۶۳	۳٫۵۳	۲٫۶۹	۲٫۷۹	۲٫۴۸	۲٫۸۲	۳٫۵	۲٫۸۲	U (ppm)
۵۴	۲۱	۲۲	۲۴	۵۴	۵۷	۵۳	۵۲	۵۹	۵۰	۷۱	۷۳	۲۹	۵۷	۲۲	۲۴	V (ppm)
۶	۷	۶	۴	۱۴	۶	۳	۶	۴	۹	۳	۷	۶	۷	۸	۵	W (ppm)
۷	۴٫۴	۴٫۲	۴٫۳	۶٫۷	۷٫۲	۶٫۸	۸٫۳	۳٫۶	۱۰٫۴	۸٫۵	۹٫۴	۴٫۴	۷٫۶	۵٫۱	۵٫۲	Y (ppm)
۰٫۶۶	۰٫۳۷	۰٫۳۹	۰٫۳۷	۰٫۶۴	۰٫۶۲	۰٫۶۷	۰٫۷۴	۰٫۳۲	۰٫۸۸	۰٫۷۸	۰٫۷۳	۰٫۳۸	۰٫۷۱	۰٫۴۹	۰٫۵۳	Yb (ppm)
۵۱	۳۳	۳۴	۳۶	۵۵	۵۷	۵۲	۶۲	۲۳	۶۵	۶۸	۶۵	۳۹	۵۴	۳۶	۳۶	Zn (ppm)
۱۲۴	۱۰۰	۱۰۲	۹۸	۱۲۷	۱۲۹	۱۳۰	۱۳۴	۱۱۹	۱۵۴	۱۲۵	۱۲۹	۱۱۰	۱۴۳	۱۱۰	۱۰۰	Zr (ppm)



شکل ۶ نمونه‌های مورد بررسی در نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس در گستره‌ی اندیت، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند [۱۷].



شکل ۷ غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE در مقایسه با HREE در نمودار پراکندگی عناصر کمیاب خاکی که نسبت به REE کندریت بهنجار شده‌اند [۱۸].

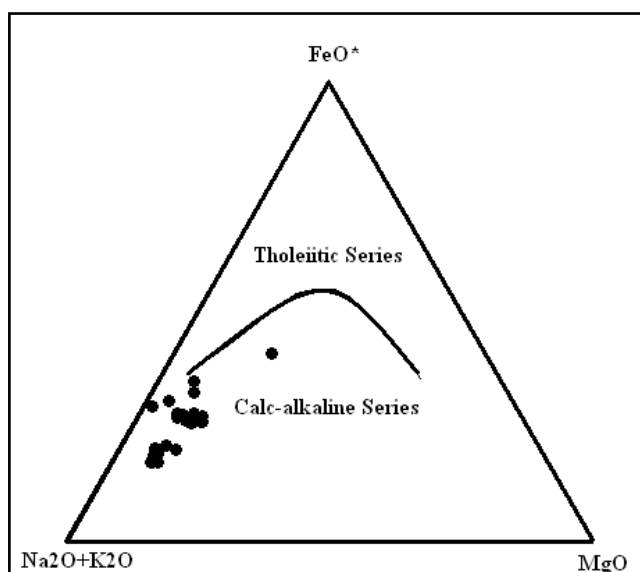


شکل ۸ مقایسه نمودار عنکبوتی و تغییرات عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های آتشفشانی کلسیم-قلیایی سهند (ب) با فلات ارزروم-کارس (الف) در خاور ترکیه که هر دو به MORB بهنجار شده‌اند [۱۸].

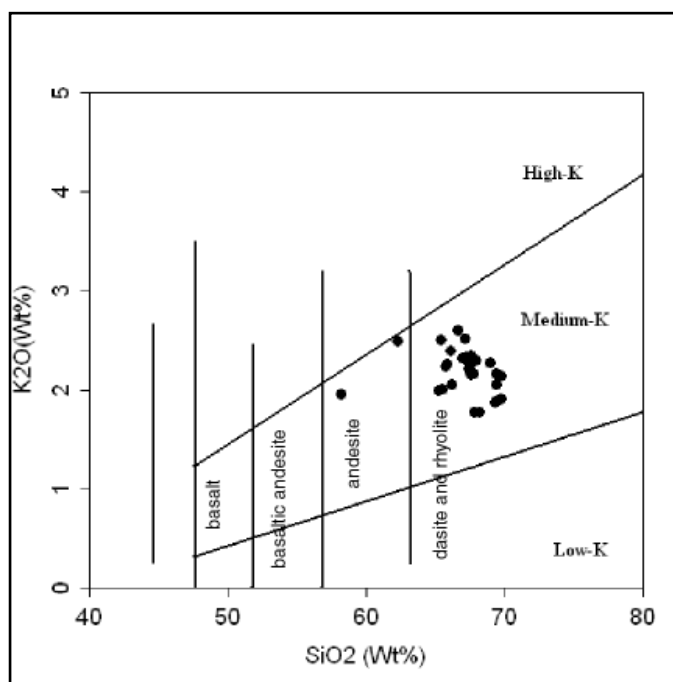
بررسی سری‌های ماگمایی

بررسی سری‌های ماگمایی در شناخت محیط‌های زمین‌ساختی و ژئودینامیکی اهمیت ویژه‌ای دارد. این نمونه‌ها با داشتن K_2O بین ۱٫۷۸ تا ۲٫۶ درصد وزنی و Na_2O بین ۳٫۱۱ تا ۴٫۸۳ درصد وزنی، در نمودار مثلثی AFM [۲۶] بیشتر در قلمرو سنگ‌های کلسیم-قلیایی (شکل ۹) و در نمودار Si_2O -

K_2O [۲۷] در منطقه‌ی سنگ‌های با پتاسیم متوسط (شکل ۱۰) قرار می‌گیرند. مقایسه‌ی نسبت مودی درشت بلورها در آندزیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی نشان می‌دهد که نسبت مودی پلاژیوکلاز به مجموع کانی‌های آهن و منیزیم‌دار در این سنگ‌ها خیلی بالا بوده و به سنگ‌های کلسیمی-قلیایی شباهت دارند.



شکل ۹ نمودار AFM که جدایی سری‌های کلسیمی-قلیایی از تولیتی را نشان می‌دهد [۲۶].



شکل ۱۰ موقعیت نمونه‌ها در نمودار $SiO_2 - K_2O$ که در گستره‌ی پتاسیم حدواسط قرار می‌گیرند. [۲۷].

بررسی روند جدایش در نمودارهای هارکر

در نمودارهای متغیر اکسید-اکسید و عناصر فرعی [۲۸]، رفتار سیلیس نسبت به عناصر اصلی و کمیاب مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱۱). در این نمودارها با افزایش مقدار سیلیس، اکسیدهای اصلی CaO ، P_2O_5 ، MgO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و Al_2O_3 روند نزولی نشان می‌دهند. این مسئله می‌تواند احتمالاً در ارتباط با جدایش و تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن و کانی‌های تیره مانند تیتانومگنتیت و ایلمنیت در مسیر صعود و استقرار ماگما در محفظه‌های ماگمایی بالاتر باشد. Na_2O دارای روند صعودی است و نشانگر تبلور بخشی پلاژیوکلاز و تشکیل پلاژیوکلازهای سدی با افزایش سیلیس ماگماست. داخل شدن Na در شبکه‌ی پلاژیوکلازها می‌تواند روند صعودی ایجاد کند و پراکنده بودن آن می‌تواند به هضم یا آمیختگی وابسته باشد. Zr ، Y و Nb دارای روند نزولی با افزایش SiO_2 است. Zr در اولویت اول، تمایل به ورود در ساختار کانی زیرکن دارد و در صورت نبود زیرکن، عنصر زیرکنیوم در آمفیبول‌ها وارد می‌شود [۲۰].

تغییرات عنصر Nb وابسته به جدایش ایلمنیت، اسفن و در مرحله‌ی بعد می‌تواند با تفریق کانی‌های بیوتیت و هورنبلند وابسته باشد. عناصر سازگار V ، Ce و Ti با افزایش SiO_2 همبستگی منفی نشان می‌دهند (شکل ۱۱). به‌نظر می‌رسد تبلور بخشی اکسیدهای Fe و Ti یا جدایش کانی‌های آهن - منیزیم‌دار حاوی Ti ، مهمترین دلیل بی‌هنجاری منفی این عنصر بوده و تبلور بخشی آپاتیت نیز سبب بی‌هنجاری منفی P شده است. این مسئله می‌تواند به جدایش کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن و مگنتیت حین صعود ماگما و استقرار آن در محفظه‌های ماگمایی وابسته باشد [۲۰]. با توجه به همبستگی‌های مشاهده شده در نمودارها، نمونه‌های منطقه می‌توانند از یک خاستگاه پوسته‌ای حاصل شده باشند که با مقادیر مختلف ماگمای بازالتی آمیخته شده و در نتیجه منجر به شکل‌گیری چنین ماگمایی هنگام صعود و استقرار در محفظه‌های ماگمایی طی فرایند هضم، جدایش و تبلور به نرخ‌های متفاوت انواع سنگ‌های منطقه باشد [۲]. بنابراین به‌نظر می‌رسد تغییرات الگوهای عناصر کمیاب در سنگ‌های منطقه احتمالاً ویژگی‌های ماگماهای اختلاط یافته را داشته باشد، به طوری که برخی از این تغییرات به ماگماهای بازی با خاستگاه گوشته‌ای هستند (تهی‌شدگی عناصر کمیاب سنگین) و برخی دیگر از تغییرات عناصر کمیاب وابسته به سنگ‌های با خاستگاه پوسته‌ای باشند

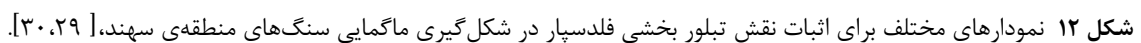
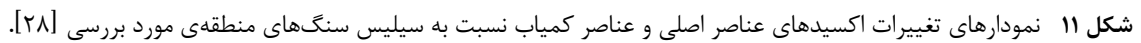
که در آن آثار آلیش (هضم و اختلاط) و غنی‌شدگی عناصر درشت یون و سبک وجود دارد. همچنین غنی‌شدگی انتخابی عناصر کمیاب حدواسط را می‌توان در اثر به هم خوردن نسبت‌های فراوانی این عناصر در اثر اختلاط و آلیش دو ماگما با خاستگاه‌های مختلف در نظر گرفت. نخستین ماده‌ی گداخته که در جریان ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای پدید می‌آید، حاصل به تحلیل رفتن و ذوب فلدسپار قلیایی و کوارتز در سنگ است، لذا ماده‌ی گداخته‌ی اولیه دارای مقادیر بالایی از این عناصر است. از آنجا که فلدسپار و کوارتز فاقد عناصری همچون Ti ، Zr ، Nb و Y هستند، در نتیجه این ماده‌ی گداخته از این عناصر کمیاب بسیار فقیر است. این ویژگی‌های گداخته‌ی بخشی، با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی همخوانی دارد. در شکل ۱۲ تعدادی از نمودارهایی که برای اثبات تبلور بخشی فلدسپار در شکل‌گیری ماگمایی سنگ‌های منطقه به کار رفته، نشان داده شد، [۳۰، ۲۹]. در یک ماگمای اسیدی، فاز اصلی که دستخوش تبلور بخشی می‌شود، فلدسپار قلیایی است. این کانی دارای ضریب توزیع بالایی از K ، Rb و Ba است، [۳۲، ۳۱]. بنابراین جدایش فلدسپار قلیایی از این ماگما، سبب کاهش سریع این عناصر می‌شود. از سوی دیگر، فلدسپار قلیایی دارای ضریب توزیع پایینی برای عناصر کمیاب خاکی یا REE (بجز Eu) است. در نتیجه، تبلور بخشی این کانی، سبب افزایش موزون این دسته از عناصر جزئی در سنگ‌های اسیدی می‌شود. الگوی موازی عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های مورد بررسی، تأیید کننده‌ی این ادعاست.

شکل‌گیری ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد بررسی

کانی‌شناسی ناهمگن، شواهد زمین‌شیمیایی، صحرایی و بافتی مانند بافت غربالی در پلاژیوکلازها، حاشیه‌های خلیجی در تمام بلورها، منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها، بالا بودن نورم کوارتز و وجود میانبارهای بالشی کاملاً گرد شده نشان دهنده‌ی این است که ماگمای اولیه حین صعود دستخوش شکل‌گیری - های ماگمایی از جمله پدیده‌های جدایش بخشی، آلیش و آمیختگی شده‌اند [۹]. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی دو حالت تکامل سنگ‌زادی زیر را برای این سنگ‌ها می‌توان در نظر گرفت:

جدایش بخشی و هضم و آلیش پوسته‌ای

این دو حالت تکامل سنگ‌زایی را با استفاده از مدل‌های Y/Rb و ACF [۵] مورد بررسی قرار می‌دهیم.

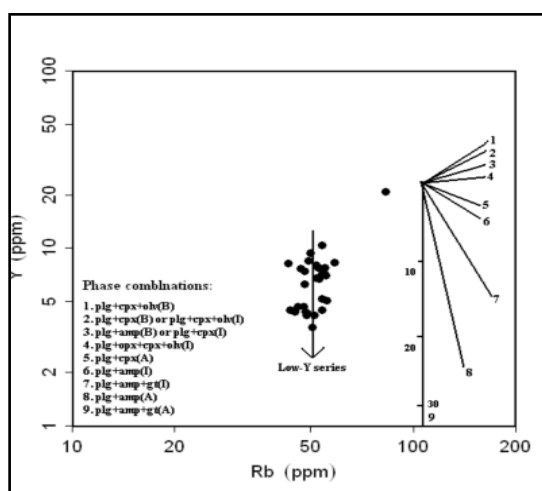


مدل‌سازی Y/Rb

این مدل‌سازی برای بررسی تبلور یک ماگما در شرایط آبدار و بدون آب پایه‌ریزی شده است [۵]. در شکل ۱۳ مقادیر متغیر Y نسبت به Rb روی نمودار لگاریتمی آمده‌اند. در این نمودار، همچنین بردارهای نظری جدایش بخشی رایی نشان داده شده است. بردارهای مورد نظر با این فرض رسم شده‌اند که اگر ۵۰ درصد از ماگمای مادر متبلور شود، ترکیب‌های فازی نشان داده شده (از ۱ تا ۹) به وجود می‌آیند. ایتريوم در این جا به عنوان شاخص جدایش استفاده قرار گرفت، زیرا جز در ماگماهای اسیدی، حین جدایش بخشی بسیار ناسازگار عمل می‌کند. در این نوع نمودار ترکیب اولیه در هر نقطه‌ای می‌تواند قرار داشته باشد. بنابراین آرایش کلی بردارها را می‌توان به گونه‌ای جابه‌جا کرد که با داده‌ها انطباق داشته باشند. از شکل ۱۳ می‌توان چنین استنباط کرد که اگر شیب کلی داده‌ها افقی تا مثبت باشد، ماگمای اولیه تحت تأثیر جدایش بخشی بدون آب قرار گرفته و کانی‌هایی چون پلاژیوکلاز، الیون، اوژیت و مگنتیت (POAM) از آن متبلور شده‌اند. از آنجا که عنصر ایتريوم در طی جدایش، ناسازگار عمل کرده و نمی‌تواند وارد کانی‌های بدون آب (POAM) شود، بنابراین فراوانی آن به تدریج افزایش می‌یابد. در صورتی که اگر حین جدایش، کانی آبداری مانند آمفیبول یا گارنت متبلور شود، عنصر ایتريوم را جذب کرده و مقدار این عنصر در ماگمای پسمانده کاهشی چشمگیر خواهد داشت [۳۳]. این پدیده در نمودار شکل ۱۳ با شیب منفی تا عمودی در داده‌ها نمایان خواهد شد.

داده‌های شیمی وابسته به سنگ‌های منطقه‌ی سهند که در این شکل ارائه شده‌اند، نشان می‌دهد که روند تغییرات Y/Rb

در این سنگ‌ها دارای شیب منفی تا عمودی است. بنابراین جدایش بخشی در آن‌ها با تبلور پلاژیوکلاز و آمفیبول همراه بوده است. غنی‌شدگی بیشتر عناصر کمیاب ناسازگار در سنگ‌های داسیتی و ریولیتی می‌تواند بازتابی از اثرهای توام مشتق شدن از خاستگاه گوشته‌ی غنی‌شده و آلاینش پوسته‌ای باشد [۳۴]. در این بین، جدایش بلوری و غنی‌شدگی ناشی از یک فاز آگون نیز نقش ایفا می‌کند. از آنجا که محتوای MgO در سنگ‌های داسیتی و ریولیتی بسیار پایین و کمتر از ۲٫۷ است، به اضافی بی‌هنجاری کاهشی $Ti(0.66-0.21 TiO_2)$ و میزان کم P، می‌توان چنین استنباط کرد که به احتمال زیاد این گدازه‌ها از گدازه‌های بازی مشتق شده‌اند. این فکر با مشاهدی نهشته‌های آذرآواری (ایگنیمبریت‌ها و توف‌ها) در زیر گدازه‌ها تقویت می‌شوند. شواهد به‌دست آمده از ماهیت آبدار ماگماتیسم توده آتشفشانی سهند، طبیعت انفجاری آتشفشانی‌ها اعم از وجود نهشته‌های آذرآواری، وجود درشت بلورهای آمفیبول در برخی از گدازه‌ها، گرمایی‌ها که به شدت سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند و عدد منیزیم پایین در سنگ‌های منطقه است. توالی کانی‌های ژئولیتی و ثانویه موجود در حفره‌ها و رگه‌های سنگ‌ها نیز گویای فراوانی عناصر قلیایی (K و Na) و کلسیم در ماگمای مادر این آگون‌هاست که احتمالاً از آن مشتق شده‌اند. حجم بالای نهشته‌های آذرآواری و گستردگی گستره‌ی آن‌ها در منطقه می‌تواند سرشت انفجاری این آتشفشان را نشان دهد، به‌طوری‌که فعالیت آتشفشانی اولیه شدت انفجار بالایی داشته و نهشته‌های آذرآواری مختلفی را تولید کرده و با خروج روانه‌های گدازه ادامه یافته است.



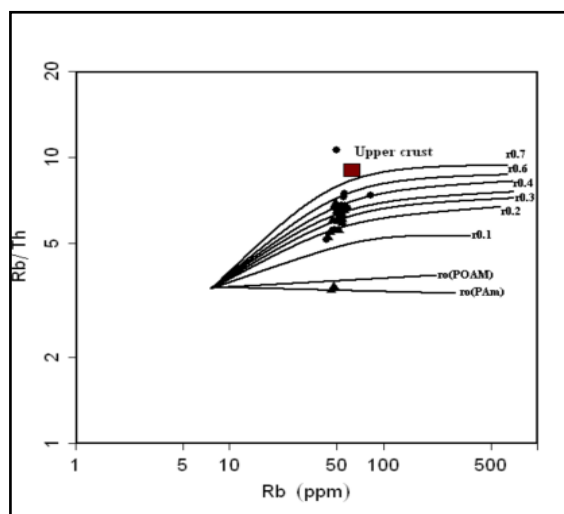
شکل ۱۳ نمودار Y/Rb که نشان دهنده‌ی بردارهای جدایشی رایی است. این بردارها برای تبلور مجموعه‌های فازی نشان داده شده به مقدار ۵۰ درصد رسم شده‌اند. مجموعه‌ی سهند منطبق بر بردار ۹ است [۵].

مدل سازی هضم و تبلور بخشی (AFC)

برای این مدل سازی، از نسبت Rb/Th استفاده شد (شکل ۱۴). زیرا Th و Rb تنها عناصری هستند که نسبت آن‌ها تحت تأثیر تبلور هیچ یک از مجموعه‌های آبدار و بدون آب قرار نمی‌گیرند. از آنجا که نسبت Rb/Th در پوسته، بیشتر از سنگ‌های مشابه با گدازه‌ها و سنگ‌های منطقه‌ی سهند است [۵]، افزایش در این نسبت می‌تواند به هضم پوسته‌ای نسبت داده شود. در این شکل، Rb به عنوان یک شاخص جدایشی در محور افقی آمده و از معادلات AFC (هضم و تبلور بخشی) [۳۵] و ترکیب میانگین سنگ‌های پوسته‌ای [۳۶] استفاده شده است. در این مدل، درجات مختلف تبلور بخشی به ازای مقادیر مختلف r نشان دهنده‌ی نسبت آهنگ هضم به آهنگ تبلور بخشی است. بر اساس این شکل، هر چه داده‌های حاصل از تجزیه‌ی سنگ‌ها به ترکیب پوسته‌ای نزدیک‌تر باشد، هضم بیشتری انجام گرفته است. با پیاده کردن مقادیر وابسته به سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی روی این نمودار، در می‌یابیم که این سنگ‌ها در مقادیر نزدیک به ترکیب پوسته‌ای قرار گرفته و بنابراین دارای مقادیری آلودگی و هضم‌اند. به عبارت دیگر افزایش نسبت Rb/Th در این سنگ‌ها به علت هضم پوسته‌ای است. هضم پوسته‌ای همچنین باعث پایین آمدن مقدار Nb و افزایش مقدار $LILE$ و $LREE$ می‌شود که در تجزیه‌ی سنگ‌های منطقه دیده می‌شود. وجود میانبارهای بالشی و گرد شده از جنس گدازه، دلیلی بر آرایش ماگمایی سنگ‌های منطقه است، [۳۷].

جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی

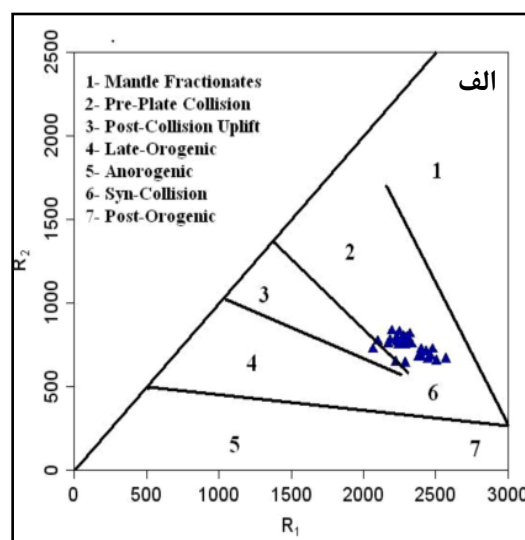
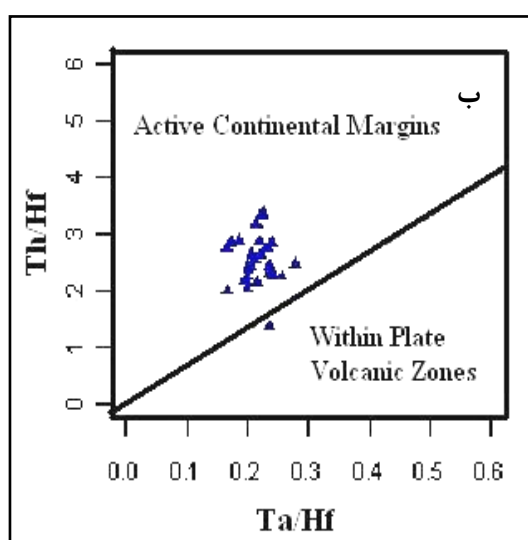
مقایسه‌ی عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های مورد بررسی، با سنگ‌های وابسته به برخورد و پس از برخورد در جهان (از جمله ترکیه) نشان داد که احتمالاً ماگمای مادر سنگ‌های منطقه‌ی سهند تبریز محصول یک رشته فرایندهای متمایز است که غنی‌شدگی انتخابی را در عناصر $LILE$ و $LREE$ به وجود آورده است. تصور می‌شود که این غنی‌شدگی و شباهت نمونه‌ها به مناطق فرورانش، طی حوادث فرورانش پیش از برخورد، دستخوش تغییر شده و غنی‌شدگی در این عناصر، از فرورانش پیش از برخورد به ارث رسیده است. بدیهی است در ارائه‌ی مدل خاستگاه ماگمایی مناسب برای تولید ماگماهای حدواسط و اسیدی، علاوه بر در نظر گرفتن روابط میان ماگماتیسم و زمین‌ساخت در این مناطق، باید از نتایج کانی-شناسی و ژئوشیمیایی به دست آمده بهره برد. شواهد کانی-شناسی و میکروسکوپی نمونه‌های سنگی مانند وجود آمفیبول-ها و پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی شده با کرانه‌های خورده شده، سوخته و یا کدر شده، بافت غربالی، پویی کیلیتیک و شواهد ژئوشیمیایی نظیر بالا بودن نسبت Na_2O/K_2O ، الگوی جدایشی REE ، نبود بی‌هنجاری منفی Eu ، پایین بودن Nb ، Y ، Ti و الگوی تهی شده از $HREE$ از جمله ویژگی‌هایی هستند که باید در مدل خاستگاه ماگمایی پیشنهادی در نظر گرفته شوند. در این محیط پس از برخورد، صعود ماگما و احتمالاً تولید آن، به وسیله گسل‌های راستا لغز و زمین‌ساخت کشتی همراه با آن، کنترل می‌شود [۵].



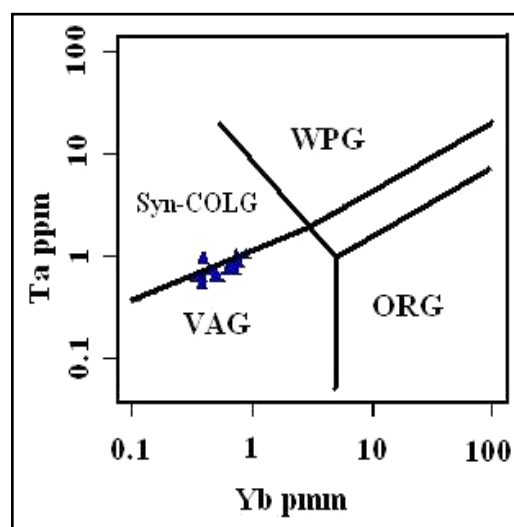
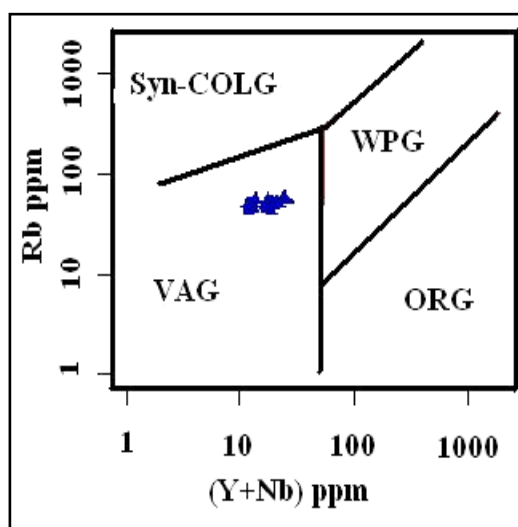
شکل ۱۴ نمودار Rb/Th نسبت به Rb که نشان دهنده‌ی نتایج AFC سنگ‌های سهند است. چنانکه شکل نشان می‌دهد در نمونه‌های سهند شواهد هضم پوسته‌ای به خوبی وجود دارند [۵].

قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند. با توجه به اینکه در منطقه-ی سهند، گسل‌ها و شکستگی‌های فراوانی، از روندهای ساختاری کمریند آتشفشانی ارومیه دختر پیروی می‌کند، بنابراین، این جریان‌های گدازه‌ای را می‌توان به گسل‌هایی نسبت داد که در اثر برخورد پوسته‌ی قاره‌ای ایران و عربستان در پوسته‌ی ایران زمین به وجود آمده‌اند. این گسل‌ها به عنوان گسل‌های پس از برخورد شناخته می‌شوند که به نسبت ژرف بوده و بعضی از آن‌ها تا گوشته‌ی بالایی ادامه داشته‌اند.

براساس مدل‌های ارائه شده، این احتمال وجود دارد که پس از برخورد صفحه‌های عربستان و اوراسیا دور جدیدی از آتشفشانی پس از برخورد در شمال غربی ایران و شرق ترکیه در میو-پلیوسن شروع شده باشد. به نظر می‌رسد که ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های مورد بررسی به یک محیط کششی پس از برخورد وابسته باشد. با استفاده از نمودارهای ارائه شده [۳۹، ۳۸] (شکل ۱۵) اغلب نمونه‌ها در موقعیت کمان‌های پس از برخورد و همزمان با برخورد و حاشیه‌ی فعال قاره و در نمودارهای ارائه شده توسط [۴۰] (شکل ۱۶) در گستره‌ی



شکل ۱۵ الف) نمودار R_1-R_2 ، نمونه‌های منطقه در گستره‌ی همزمان و پس از برخورد قرار می‌گیرند [۳۸]، $R_1 = 4Si$ ، $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ ، ب) نمودار Th/Hf نسبت به Ta/Hf برای سنگ‌های سهند که بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند، [۳۹].



شکل ۱۶ نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی بر اساس Rb نسبت به $Y + Nb$ و Ta نسبت به Yb برای سنگ‌های اسیدی، نمونه‌ها در گستره‌ی قوس‌های آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار می‌گیرند، [۴۰].

برداشت

(۱) ترکیب سنگ‌شناسی آتشفشانی منطقه شامل آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت‌اند که به‌طور گسترده‌ای با مرزهای دگرشیب روی واحدهای رسوبی میوسن قرار گرفته‌اند.

(۲) سنگ‌های بررسی شده دارای بافت پورفیری و ریز دانه‌ای پورفیری است. کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول‌های شکل‌دار و نیمه شکل‌دار از مهمترین درشت بلورها هستند. در بعضی از نمونه‌ها به علت شرایط عدم تعادل در تبلور ماگما، احتمالاً به علت تغییر سریع ژرفا و یا آمیختگی، آمفیبول‌ها و کلینوپیروکسن‌ها دارای حواشی واکنشی بوده، و بلورها کدر و دارای منطقه‌بندی هستند. به ویژه در سنگ‌های داسیتی کانی‌های تیره به شدت دگرسان شده‌اند.

(۳) وجود ساختار منطقه‌ای، بافت غربالی، حواشی سوخته، کدر و حواشی تحلیل رفته‌ی بلورها نشان دهنده‌ی شرایط ناپایدار در محیط تبلور بوده و احتمالاً در اثر صعود سریع ماگما و یا فرایندهای آلاش و هضم و آمیختگی ماگمایی ایجاد شده‌اند.

(۴) طبقات کنگلومرای موجود در منطقه‌ی سه‌پند از نظر سنگ‌شناسی حاوی قلوه سنگ‌های آندزیتی است که با خمیره‌ای ریز دانه و رسی به هم چسبیده‌اند.

(۵) ایگنیمبریت‌ها دارای ترکیب ریولیتی تا داسیتی با بافت اتاکسیتی هستند و از نظر سنگ‌شناختی، ایگنیمبریت سه‌پند از تکه پاره‌های گرد یا بیضی شکل پامیس (به قطر ۰/۵ تا ۵۰ سانتیمتر) و تکه‌های کوچک سنگ‌های آتشفشانی (با قطری به مراتب کوچکتر از تکه‌های پامیس) و یک خمیره‌ی سفید یا گلی رنگ، تشکیل شده‌اند. خمیره‌ی یاد شده، شامل ذرات ریز پامیس است.

(۶) توف‌ها اغلب در لا به لا و یا زیر ایگنیمبریت‌ها قرار گرفته‌اند و از نظر سنگ‌شناسی بیشتر داسیتی و ریوداسیتی و کمتر آندزیتی هستند. تکه پاره‌های سازنده لاهار و کنگلومرا، از قلوه سنگ‌های آتشفشانی (داسیت و ریوداسیت) تشکیل شده‌اند که در خمیره‌ی ناهمگن قرار گرفته‌اند.

(۷) سری ماگمایی سنگ‌ها، کلسیمی - قلیایی است. بالا بودن نسبت $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ، غنی‌شدگی LILE، تهی‌شدگی در عناصر Y، Nb، HREE و الگوی جدایشی از REE و نبود بی‌هنجاری منفی Eu از ویژگی‌های نمونه‌های مورد بررسی هستند.

(۸) محیط زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی کمان‌های پس از برخورد و کمان‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای تعیین شده است.

(۹) با توجه به بالاآمدگی در منطقه‌ی برخورد و ستبرای زیاد پوسته، امکان فرایندهای (AFC) با مواد پوسته‌ای وجود داشته و این مسئله با شواهد کانی‌شناسی و نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی قابل درک است.

(۱۰) فلات گسترده و بلند شمال غرب ایران و شرق آناتولی و قفقاز از میوسن میانی تا کواترنر شاهد رخداد‌های ماگمایی مشابه بوده و جای‌گیری سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی نیز در راستای گسل‌های مهم راستالغز منطقه و گسل‌ها و شکستگی‌های فرعی آنهاست.

قدردانی

نگارندگان این مقاله از جناب آقای دکتر محمدحسین معین وزیری و نیز دکتر فریبرز مسعودی که با حوصله و دلسوزی و ارائه نظرها و پیشنهادهای و راهنمایی‌های ارزنده در انجام این پژوهش به ما یاری رساندند نهایت تشکر و قدردانی را داریم. بجاست مؤلفین از سردبیر، هیئت تحریریه و داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران نیز سپاسگزاری نمایند.

مراجع

[۱] معین‌وزیری ح، امین‌سبحانی ا. "سه‌پند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسیدیماتولوژی"، چاپ دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۵۶).

[2] Harrise N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G., "Geochemical characteristics of collision - zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C Eds, Collision tectonics ", Geol. Soc. London Spec. Publ 19 (1988) 67-81.

[3] Jackson J., Mckenzie D.P., "Active tectonics of the Alpine Himalya Belt between Western Turkey and Pakistan", Geophys., J.R. Astron Soc 77 (1984) 185-264.

[4] Notsu K., Fujitani T.Ui., Matsuda J., Eecan T., "Geochemical features of collision- related volcanic rocks in central and estern Anatolia, Turkey ", J. Volcanol. Geothermal. Res 64 (1995) 171- 192.

[5] Keskin M., Pearce J.A., Mitchell J.G., "Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-erlated volcanism on the Eezurum-Kars Plateau, northeastern Turkey", J. Volcanol. Geothermal. Res 85 (1998) 355-404.

[۶] نبوی محمد حسین، "دیپاچه‌ای بر زمین شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۵۵).

- ocean basins* ", Geological Society, London, Spec. Pub 42 (1989) 313-345.
- [19] Mccurt W.J., Atherton M. P., Sanderson L. M., Warden V., "The volcanic cover chemical composition and the origion of the magma of the calipuy. (In magmatism at a plate edge) ", (1985) 273-284.
- [20] Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation. Presentation, interpretation", Singapore. Ongman, (1993) 352p.
- [21] Bacon C.R., Druitt T.H., "Compositional evolution of the zoned calkalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon ", Contrib. Mineral. Petrol. 98 (1988) 224-256.
- [22] Eggins J., Hensen B.J., "Evolution of mantle-derived, augite-hypersthene granodiorites by crystal-liquid fractionation: Barrington Tops batholith, eastern Australia", Lithos 20 (1987) 295-310.
- [23] Borg L.E., Clynnne M.A., "The Petrogenesis of Felsic Calc-alkaline Magmas from the Southernmost Cascades, California: Origin by Partial Melting of Basaltic Lower Crust", J. Petrol., 39, 6 (1998) 1197-1222.
- [24] Bullen T.D., Clynnne M.A., "Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen Volcanic Center", J. Geophy. Res. 95 (1990) 19671-19691.
- [25] Walker G.P.L., "A new concept of the evolution of the British Tertiary intrusive centres ", Geological Society, London, Spec. Pub. 131(1975) 121- 41.
- [26] Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks ", Can. J. Earth. Sci., 8 (1971) 523-548.
- [27] Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Kellre J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorenson H., Streckeisen A., Woolley A., Zanettin B., " A classification of igneous rocks and glossary of terms", Blackwell Science, Axford. (1989) 193p.
- [28] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Macmillan, New York, (1909) 384pp.
- [29] Rogers J.J., "Trace elements in continental margin magmatism", Geol. Soc. Amer. Bull., II, 92 (1981) 57-93.
- [30] Rogers J.J., J.K. Greenberg. "Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: [7] Stoklin J., "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia: Memoir Hors serie de Societe Geologique de France ", No. 8 (1977) 333-335.
- [۸] غیوری ن، معین وزیری ا، "مطالعه چینه شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی افق های ایگنیمبریتی سهند"، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی گرایش پترولوژی، دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۸۱)، ۱۶۷ صفحه.
- [9] Stephan T., Nelson S., Montana A., "Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", An. Mineral, 77 (1992) 1242-1249.
- [10] Anderson A.T., "Magma mixing, petrological process and volcanology", J. Volcanol. Geothermal. Res 1 (1976) 3-33.
- [11] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Champan and Hall, University Press, Cambridge, Great Britain, (1993) 445pp.
- [12] Tsuchiyama A., "Dessloution kinetic of plagioclase in the melt of the system diopside albite-anorthite, and the origion of dusty plagioclase in andesites ", Contrib.Mineral. Petrol., 89 (1985) 1-16.
- [13] Miller J.S., Miller C. F., "Tertiary Extension-Related Volcanism, old Woman Mountains Area Eastern Mojava Desert", Geophysical. Res.96 (1990) B8, 13629- 13643.
- [14] Halsor S.P., "Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman volcano, Guatemala ", Bull. Vol. No 51 (1981) 271-280.
- [15] Hall A., " Igneous Petrology (2 nd). Longman, Newyork ", (1996) 551pp.
- [16] Pearce T. H., Russell G. K., Wolfson L. "Laser interfrance and normarshi interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the Mey 18, 1980 ", (1987).
- [17] Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zannetin B., "Achemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram ", Journal. Petrol 27(1986) 745-750.
- [18] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic ystematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D. & Norry M.J. (eds) Magmatism in

- [36] Taylor S.R., McLennan S.M., *"The Continental Crust: Its Composition and Evolution"*, Geoscience Texts, Blackwell Scientific Publications, London (1985) 312p.
- [37] Gourgaud A., Villemant B., *"Evolution of magma mixing in an alkaline suite: the Grande Cascade sequence (Monts- Dore, French Massif central), Geochemical modeling "*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 52 (1992) 255-275.
- [38] Bachelor R.A., Bowden P., *"Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters "*, Chem Gold, 48 (1985) 43-55.
- [39] Schandl E. S., Gorton M. P., *"Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments"*, Economic Geology, 97(2002) 629-642.
- [40] Pearce J.A, Hariss N.B.W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks "*, Journal of petrology. 25 (1984) 63-81.
- Distinction by major-element and trace element chemistry and possible origins"*, J. Geol., 98 (1990) 291-309.
- [31] Nono A., Deruelle B., Demaiffe D., Kambou R., *"Tchabal Nganha volcano in Adamawa (Cameroon): petrology of a continental alkaline lava series"*, J. Volcanol. Geotherm. Res. 60 (1994) 147-178.
- [32] Smith I.E.M., Johnson R.W., *"Contrasting rhyolite suites in the Late Cenozoic of Papua New Guinea "*, J.Geophy. Res. 86 (1981) 10257-10272.
- [33] Pearce J.A. Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saraghu Yilmaz Y., Moor bath S., Mitchell J.G., *"Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey"*, J. Volcanol. Geothermal. Res 44 (1909) 189-229.
- [34] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis; A Global Tectonic Approach"*, Unwin Hyman, London, (1989) 466p.
- [35] De Paolo D.J., *"Trace element and isotopic effects of combined wall- rock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet "*, Sci. Lett. 53 (1981) 189-202.