

## منشأ و جایگاه نکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری سبلان

مهناز فتح‌الهی، کارشناس ارشد پترولوژی، پژوهشکده علوم زمین  
منیره خیرخواه\*، استادیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۴/۰۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۱/۲

### چکیده

آتشفشان سبلان یکی از جوان‌ترین کالدرهای آتشفشانی در شرق فلات ایرانی- ترکی است و عضوی جوان از مجموعه آتشفشانی کمان ماگمایی البرز (AMA). بر اساس مطالعه مقاطع نازک و بررسی نتایج آنالیز ژئوشیمی نمونه‌ها به روش ICP و XRF، گدازه‌های جوان منطقه عبارت‌اند از آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریولیت و شارش‌های آذرآواری (ایگنمبریت‌ها، خاکسترهای آتشفشانی) که غالباً ماهیت کالک آکالن پتاسیم بالا نشان می‌دهند. مطالعات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نظیر غنی‌شدگی ناپهنجار از LREE در مقایسه با HREE و بی‌هنجاری‌های مثبت Pb و تهی‌شدگی Nb و Ta و نرخ بالای Ba/Nb، بیانگر وابستگی ماگماهای اولیه این سنگ‌ها به حاشیه فعال قاره‌ای، تحت تأثیر مؤلفه‌های فرورانش اقیانوس تیس زیر صفحه ایران مرکزی بوده است. چنین استنباط شده که این سنگ‌ها از درجه پایین ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری (>1) با ترکیبی مشابه لوزولیت گارنت-اسپینل‌دار حاصل شده‌اند. آتشفشان کواترنری سبلان را عمدتاً به حوادث فرورانش پس از برخورد نسبت می‌دهند. به احتمال، منشأ گوشته‌ای اولیه با عناصر کمیاب خاکی ناشی از مؤلفه‌های زون فرورانش در تحولات متاسوماتیکی گوشته و یا آلودگی پوسته‌ای، به‌ویژه پوسته بالایی، غنی شده است.

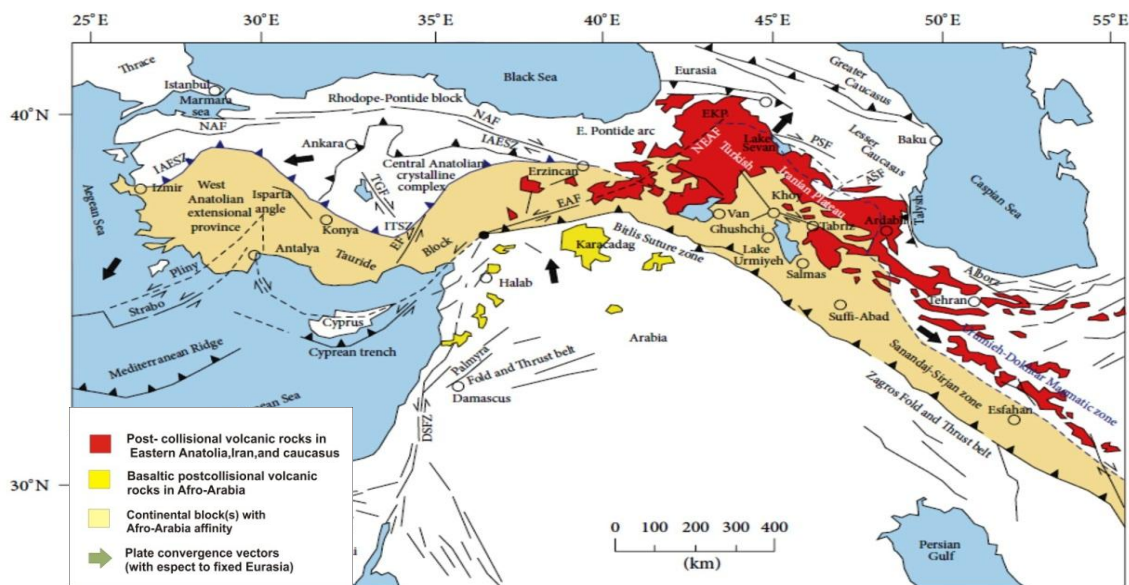
کلیدواژه‌ها: سبلان، فلات ایرانی-ترکی، پس از برخورد، لوزولیت گارنت-اسپینل‌دار.

### ۱. مقدمه

سبلان عضو جوانی از مجموعه آتشفشانی سنوزوئیک متعلق به کمان ماگمایی البرز (AMA) است. کمان ماگمایی البرز خود حاصل فرورانش بخشی از حوضه اقیانوسی نئوتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای شمال غرب ایران است. این فرورانش از کرتاسه پسین (مایستریشتین) متعاقب شکل‌گیری کمان ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA) و تشکیل رشته‌کوه زاگرس آغاز شد و طی پالتوسن، به‌ویژه ائوسن، این فرایند فرورانش شدیدترین ماگماتیسیم را به البرز در حال کوهزایی تحمیل کرد. پلوتونیسیم گسترده الیگوسن و ولکانیسیم پلیو-کواترنری در البرز غربی، آذربایجان و ترکیه (دماوند- سبلان- آرات) حاصل ماگماتیسیم پس از برخورد<sup>۱</sup> است که نتیجه ادامه فعالیت گوه آستنوسفر واقع در بالای صفحه لیتوسفری فرورانده است (علوی، ۱۹۹۱-۲۰۰۷). ماگماتیسیم کالکوالکالن تا آکالن پتاسیم بالا طی پلیوکواترنری، گستره وسیعی از فلات ایرانی- ترکی را در بر گرفته و کوه سبلان جوان‌ترین کالدرای آتشفشانی در شرق این فلات مرتفع است (شکل ۱).

از نظر سنی دیدون و ژمن (۱۹۷۸) بدون گواه دیرینه‌شناسی، سن آتشفشان سبلان را پلیو-کواترنری دانسته‌اند و فعالیت آتشفشانی پیش از سبلان را به میوسن نسبت داده‌اند. لسکویه- ریو و باباخانی (۱۹۷۸) این نظریه را بازنگری کردند و آن را هم‌ارز فعالیت آتشفشانی کواترنری پیشین دانسته‌اند. بر این اساس، روانه‌های گدازه‌های سبلان قدیم که پیش از فرونشینی بخش مرکزی وقوع یافته و کوه سبلان را ایجاد کرده، روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بالا، یا

\* نویسنده مسئول: Kheirhah.monireh1@gmail.com



شکل ۱. نقشه تکتونیکی از فلات مرتفع ایرانی- ترکی که در این نقشه پراکندگی سنگ‌های ولکانیکی پس از برخورد با رنگ قرمز نشان داده شده است. کوه سبلان با علامت سبز نشان داده شده است (بر گرفته از دیلک و همکاران، ۲۰۰۹).

توده‌های کوارتز مونزونیتی اولیگوسن (در بخش غربی) و نیز سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن و کواترنری (در بخش جنوبی) جای گرفته است. مرحله بعدی فعالیت سبلان که همراه با تشکیل گنبدها و شارش‌های گدازه‌ای سبلان جدید است، در پلیوکواترنری وقوع یافته است.

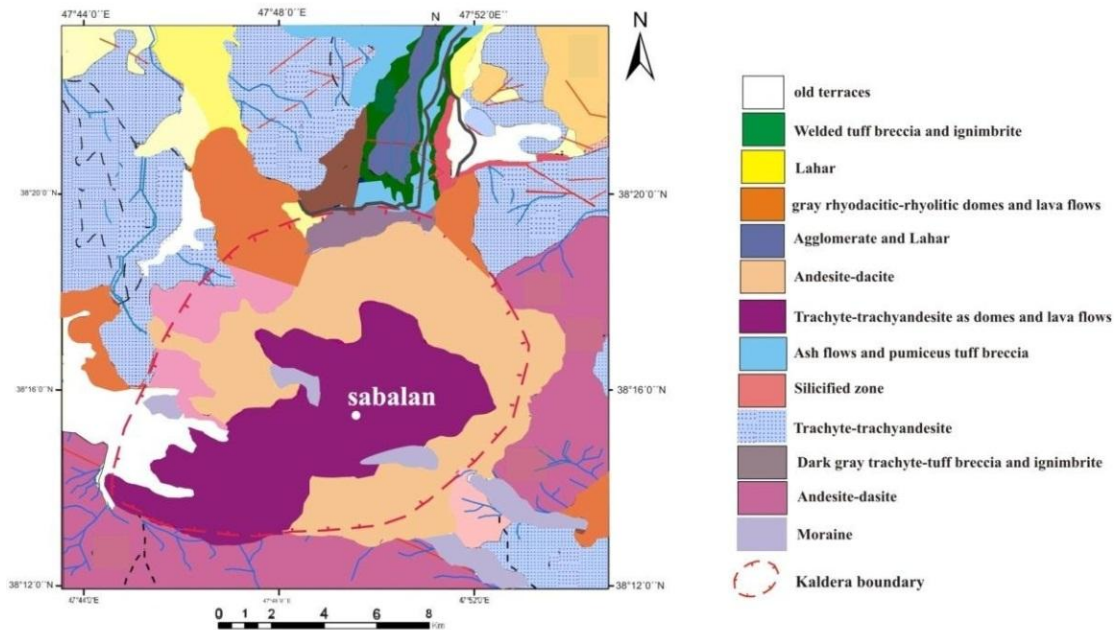
بر اساس نظریه آلبرتی و همکاران (۱۹۸۰) نیز محدوده سبلان شامل طیفی از گدازه‌های قدیمی به سن میوسن بالایی و گدازه‌های جدید کواترنری است. ایل (۱۹۸۳) نیز بر اساس شواهد چینه‌شناسی، سنگ‌شناختی و ساختاری رشته کوه قوشاداغ و سبلان، مرحله نخست آتشفشانی سبلان را پلیوسن و بر اساس سن‌سنجی‌های ۲/۸ میلیون سال و سن جوان‌ترین فوران سبلان را ۱/۳ میلیون سال پیش گزارش کرد. بر اساس داده‌های منتشر نشده حسن زاده و همکاران، جدیدترین فوران سبلان حدود ۷۵ هزار سال بوده که سنگ‌های اسیدی منطقه را در برمی‌گیرد.

از نظر سنگ‌شناختی و ریخت‌شناسی، کوه سبلان آتشفشانی از نوع مخروط‌های مرکب و متشکل از لایه‌های متناوبی از مواد آذرآواری و جریان‌های گدازه‌ای است. طی فازهای متعدد انفجاری و خروج گدازه، مواد آتشفشانی روی هم جای گرفته و مخروط‌های مرکبی را پدید آورده‌اند.

ناحیه مورد بررسی بخشی از برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل است که بین ۴۷° ۴۵' تا ۴۷° ۵۲' ۳۰" طول شرقی و ۱۵' ۳۸° تا ۳۸° ۲۲' ۳۰" عرض شمالی قرار گرفته است (شکل ۲). هدف از این مطالعه، مشخص کردن ویژگی‌های عناصر اصلی و فرعی گدازه‌های جوان سبلان و در نهایت ارائه مدلی تکتونوماگمایی برای تشکیل و تکامل آتشفشان سبلان است.

## مواد و روش‌ها

در بازدید صحرایی از منطقه با استفاده از عکس‌های هوایی با مقیاس ۱/۲۰۰۰۰، نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ و نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ تفکیک واحدهای سنگی منطقه انجام شد. ۹۱ نمونه به منظور تهیه مقاطع نازک و تجزیه شیمیایی انتخاب و ۱۸ نمونه به روش ICP و XRF به منظور تعیین عناصر اصلی و فرعی و کمیاب در آزمایشگاه شیمی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران آنالیز و با استفاده از نرم‌افزارهای مناسب تحلیل شد.



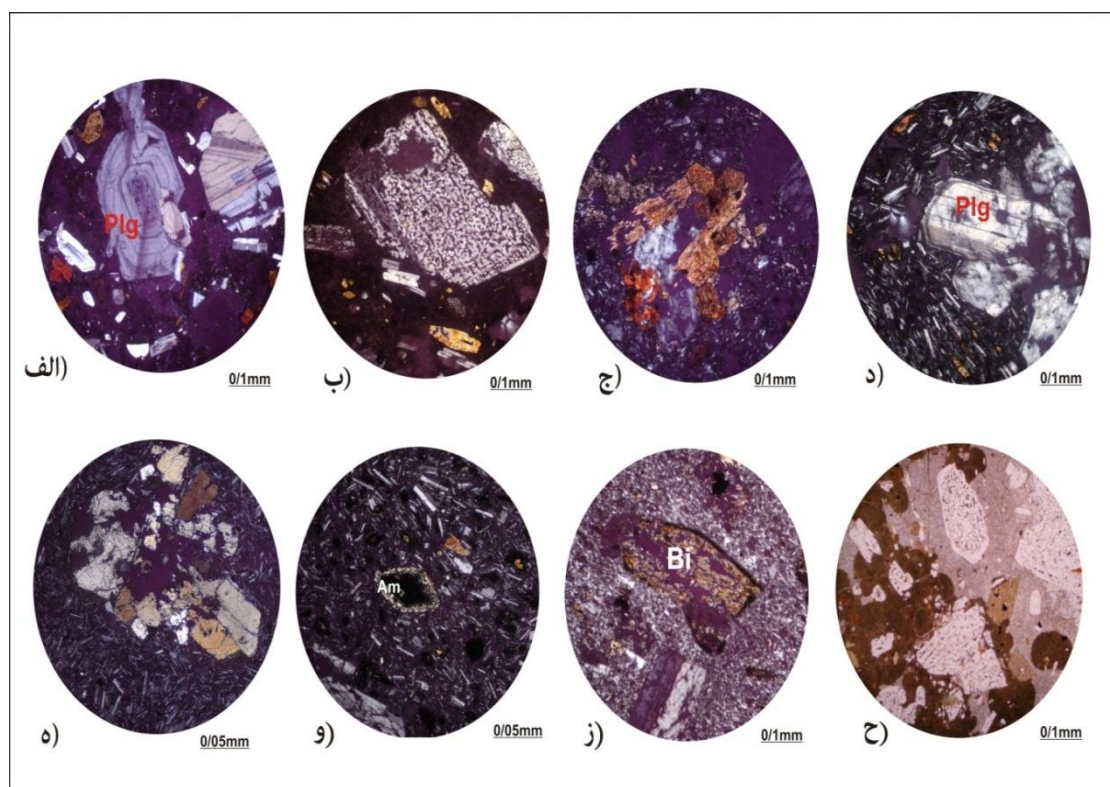
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مشکین شهر، امینی. ب (۱۳۷۳)

## یافته‌های پژوهش مطالعات سنگ‌شناختی

بر اساس بررسی‌های انجام شده، واحدهای سنگی منطقه را می‌توان در دو گروه سنگ‌های گدازه‌های آتشفشانی و سنگ‌های پیروکلاستیک تفکیک کرد. گدازه‌های آتشفشانی در فاز اولیه، مرحله تشکیل استراتوولکان سبلان، عبارت‌اند از گدازه‌های نسبتاً بازیک تا حد واسط (آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت). سپس، در فازهای تأخیری که کالدرای گدازه‌های سبلان شکل گرفته ترکیب نیمه‌اسیدی (داسیتی) و اسیدی (ریوداسیت و ریولیت) دارند. واحدهای پیروکلاستیک منطقه شامل رسوبات ریزشی و جریان‌های (ایگنمبریت، لاهار) است. بافت سنگ‌های آتشفشانی منطقه پورفیریتیک، میکرولیت پورفیریتیک، هیالومیکرولیتیک و پرلیتی است.

در واحدهای آندزیتی منطقه (آندزیت-تراکی آندزیت)، پلاژیوکلازها فراوان‌ترین فنوکریست این سنگ‌هاست که منطقه‌بندی عادی، معکوس یا نوسانی نشان می‌دهند (شکل ۳الف). این کانی‌ها دارای ترکیب لابرادوریت تا آندزین و ماکل‌های تکراری ضخیم، منطقه‌بندی، خوردگی، گردشگی، اشکال خلیجی، بافت غربالی، همچنین پلاژیوکلازهایی با ترکیب سدیک‌تر در حد الیگوکلاز است که نسبت به پلاژیوکلازهای دیگر سالم‌ترند (شکل ۳ب). در این سنگ‌ها پلاژیوکلازها به صورت تجمعات گومرو پورفیریتیک (شکل ۳ج) و گومرو کریست دیده می‌شوند (شکل ۳د).

کلینوپیروکسن دومین کانی فراوان آندزیت‌هاست که گاه منطقه‌بندی نشان می‌دهد. کلینوپیروکسن نیز در دو فاز مختلف ترکیبی دیده می‌شود. فاز اول، کلینوپیروکسن‌های با ترکیب تیتان اوژیت است که خوردگی و گردشگی دارند. فاز دوم، کلینوپیروکسن‌هایی با ترکیب اوژیت تا اوژیت اژیرین‌اند. این کلینوپیروکسن‌ها نسبتاً سالم و متعادل‌اند و نیز بافت گومرو پورفیریتیک نشان می‌دهند (شکل ۳ه). و گاه حاشیه واکنشی از آمفیبول در اطراف این بلورها دیده می‌شود. آمفیبول‌ها (هورنبلند) دارای خوردگی‌های خلیجی‌شکل و حاشیه‌آپاسیته شده نامتعادل‌اند. برخی از این بلورها دگرسان شده و برخی دارای حاشیه واکنشی‌اند و به پیروکسن تبدیل شده‌اند (شکل ۳و). میکای موجود در این سنگ‌ها بیوتیت است که گاه به صورت فنوکریست دیده می‌شود و مانند آمفیبول دارای حاشیه‌آپاسیته شده است (شکل ۳ز). آلکالی‌فلدسپارها بیشتر در خمیره سنگ‌های تراکی آندزیتی حضور دارند و به ندرت به صورت فنوکریست در سنگ دیده می‌شوند.



شکل ۳. الف) منطقه‌بندی در بلور پلاژیوکلاز (مطالعه در نور PPL)؛ ب) پلاژیوکلازهای سدیک با ترکیب الیگوکلاز در کنار پلاژیوکلازهای کلسیک با بافت غربالی و خوردگی (مطالعه در نور XPL)؛ ج) تجمع گلوپروفیری در نمونه‌ای از سنگ آندزیتی منطقه (مطالعه در نور PPL)؛ د) تجمعات گلوپروفیریست بلورهای پلاژیوکلاز (مطالعه در نور PPL)؛ ه) تجمعات گلوپروفیریست بلورهای کلینوپروکسن (مطالعه در نور PPL)؛ و) حاشیه واکنشی پیروکسن اطراف بلور هورنبلند (مطالعه در نور PPL)؛ ز) حاشیه اپاسیته اطراف بلور بیوتیت (مطالعه در نور PPL)؛ ح) نمایی از ترکیب دوگانه در سنگ؛ در این مقطع بین بخش بازیک و بخش اسیدی زون هیبرید تشکیل نشده است (مطالعه در نور XPL).

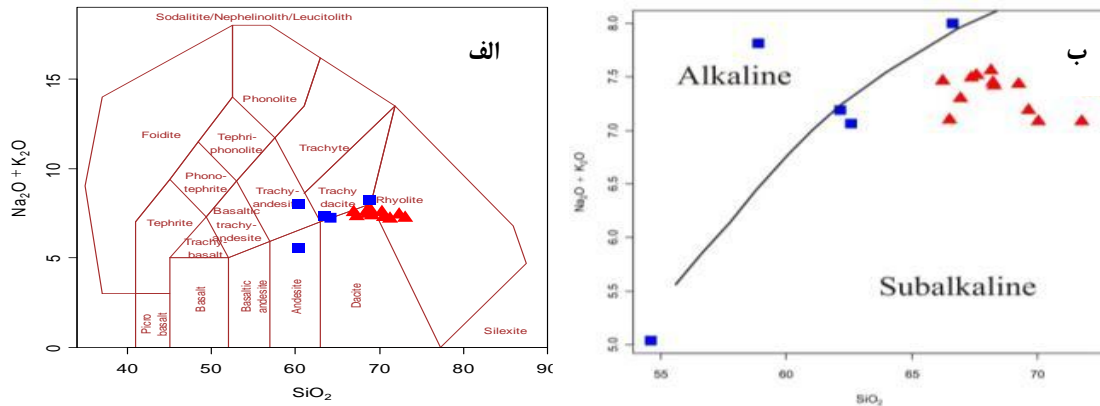
در گدازه‌های داسیتی - ریولیتی نیز فلدسپارها فراوان‌ترین فنوکریست این سنگ‌ها هستند. برخی از این بلورها خلیجی و گردشده با بافت غربالی و منطقه‌بندی‌اند. پلاژیوکلاز این سنگ‌ها نیز متحمل دگرسانی کربناتی و سرسیتی شده است. آمفیبول‌ها از نوع اکسی هورنبلندند که تنها قالبی از آن‌ها باقی مانده است. حواشی اپاسیته و خورده شده از دیگر ویژگی‌های آمفیبول‌هاست. آلکالی فلدسپارها اغلب در خمیره سنگ‌های ریولیتی حضور دارند. کوارتزها عمدتاً به صورت میکروفنوکریست‌اند و در خمیره دیده می‌شوند. کوارتزها خلیجی شکل و دارای خاموشی موجی‌اند. بیوتیت قهوه‌ای با حاشیه اپاسیته شده در گدازه‌های منطقه وجود دارد.

خمیره این سنگ‌ها از لحاظ ترکیبی شامل دو بخش و گاهی سه بخش مجزا و ناهمگون (بخش بازیک، بخش حدواسط و بخش اسیدی) است (شکل ۲). بخش بازیک شامل لخته‌هایی از ماگمای بازیک است که به صورت بالشی یا زبانه‌ای است و معمولاً به صورت میکروپیلو یا پچ‌های پراکنده یا رگه‌های بازیک در سنگ دیده می‌شود. بخش اسیدی به رنگ روشن و با بافت میکروکریستالین پورفیریتیک و فلسیک است، شامل فنوکریست‌های فلدسپار. فنوکریست‌های فاز بازیک (لابرادوریت، تیتان اوژیت) دارای بافت‌های نامتعادل (مانند بافت غربالی، خوردگی‌های خلیجی، بافت اسکلتی، جذب بلورین، منطقه‌بندی و حاشیه واکنشی) است. فنوکریست‌های متعادل با این بخش شامل پلاژیوکلازهای سدیک (الیگوکلاز) و پیروکسن‌های با ترکیب اوژیت تا اوژیت اژیرین است.

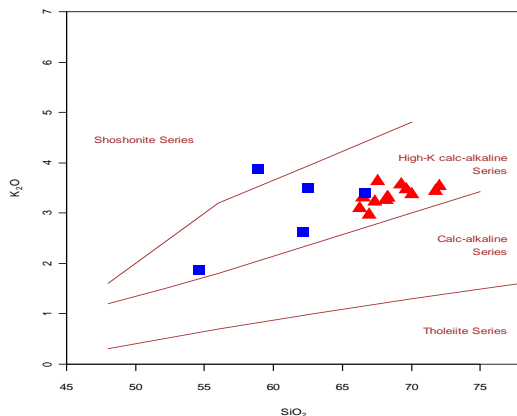
### ژئوشیمی

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی شیمیایی (میدل موس، ۱۹۹۴) در محدوده‌های آندزیت، تراکی

آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴الف). سری ماگمایی نمونه سنگ‌های منطقه در محدوده ساب آلكالین (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) (شکل ۴ب) و مشابه سایر گدازه‌های شمال غرب ایران و شمال شرق ترکیه (خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹) در محدوده کالکوآلكالین پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته است (پسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) (شکل ۵). بر حسب نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر  $\text{SiO}_2$  اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{FeO}_t$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{TiO}_2$  با افزایش  $\text{SiO}_2$  شیبی منفی نشان می‌دهند. روند کاهشی اکسیدهای  $\text{FeO}_t$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{TiO}_2$  را نسبت به  $\text{SiO}_2$  در گدازه‌های منطقه می‌توان به تفکیک کانی‌های فرومیزین نظیر بیوتیت و آمفیبول نسبت داد و کاهش اکسیدهای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{CaO}$  به دلیل مشارکت آن‌ها در ساختمان پلاژیوکلازهاست.



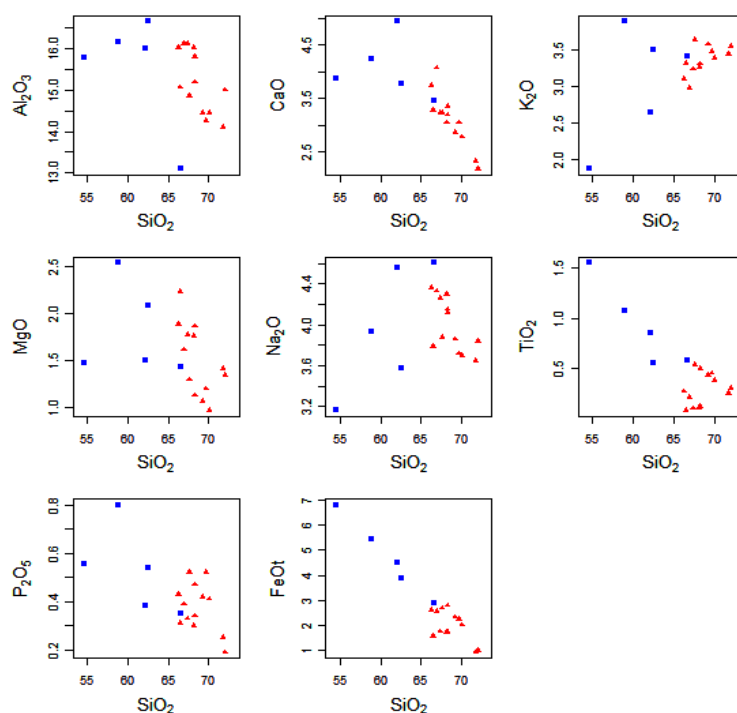
شکل ۴. الف) طبقه‌بندی زمین‌شیمی و نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی با استفاده از نمودار مجموع قلیایی در مقابل سیلیس (میدل‌موس، ۱۹۹۴). در شکل گدازه‌های داسیتی - ریولیتی با مثلث قرمز و گدازه‌های آندزیتی (آندزیت - تراکی آندزیت) با مربع آبی نشان داده شده‌اند. ب) موقعیت نمونه‌ها در محدوده ساب آلكالین در نمودار (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)



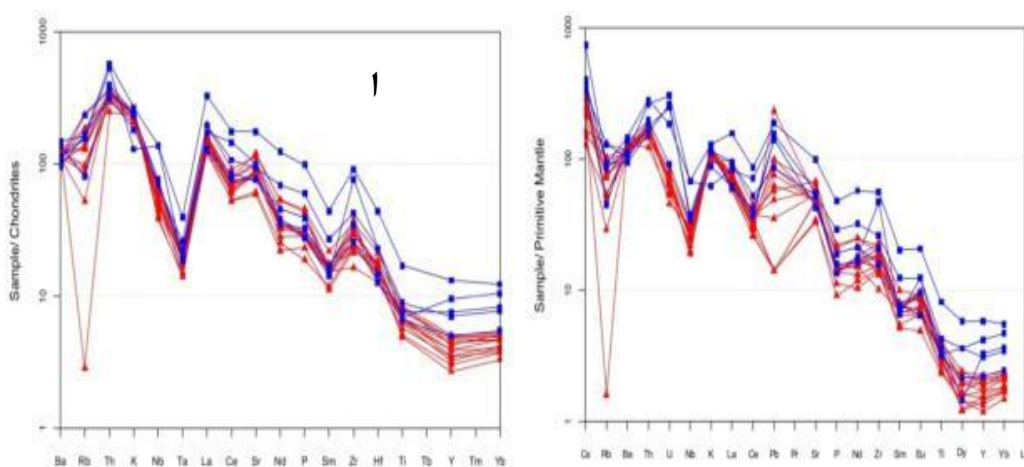
شکل ۵. قرار گرفتن نمونه‌های منطقه در محدوده کالکوآلكالین با پتاسیم بالا و شوشونیتی در نمودار (پسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)

تغییرات  $\text{P}_2\text{O}_5$  نیز تابع تغییرات  $\text{CaO}$  است زیرا عنصر فسفر در سنگ‌های ماگمایی رابطه نزدیکی با کلسیم دارد و این دو عنصر در ساختمان آپاتیت شرکت دارند. همچنین، تغییرات  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  روندی افزایشی دارد زیرا این اکسید در مراحل اولیه انجماد و تفریق ماگما به مقدار اندکی در ساختمان پلاژیوکلازها وارد می‌شود. لذا، در جریان تفریق مقدار آن در ماگمای باقی‌مانده افزایش می‌یابد (شکل ۶).

در نمودار عادی‌سازی شده با کندریت، در گدازه‌های سیلان (شکل ۷الف) عناصر LIL متحرک مانند  $\text{Ba}$ ،  $\text{K}$ ،  $\text{Rb}$  غنی‌شدگی شدیدی (تا ۱۰۰ برابر) نسبت به کندریت نشان می‌دهند. در این نمودار از سمت LIL به سمت عناصری مانند  $\text{Zr}$ ،  $\text{Ti}$ ،  $\text{Y}$ ،  $\text{Yb}$  از میزان غنی‌شدگی کاسته می‌شود. تفاوت غنی‌شدگی عناصر LIL نسبت به HFS نیز به دلیل رفتار متفاوت این عناصر است.



شکل ۶. نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر  $SiO_2$



شکل ۷. الف) نمودار عادی سازی شده نسبت به کندریت مربوط به سنگ‌های منطقه (تامسون، ۱۹۸۲)؛ ب) نمودار عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه (مکدونو و همکاران، ۱۹۹۲)

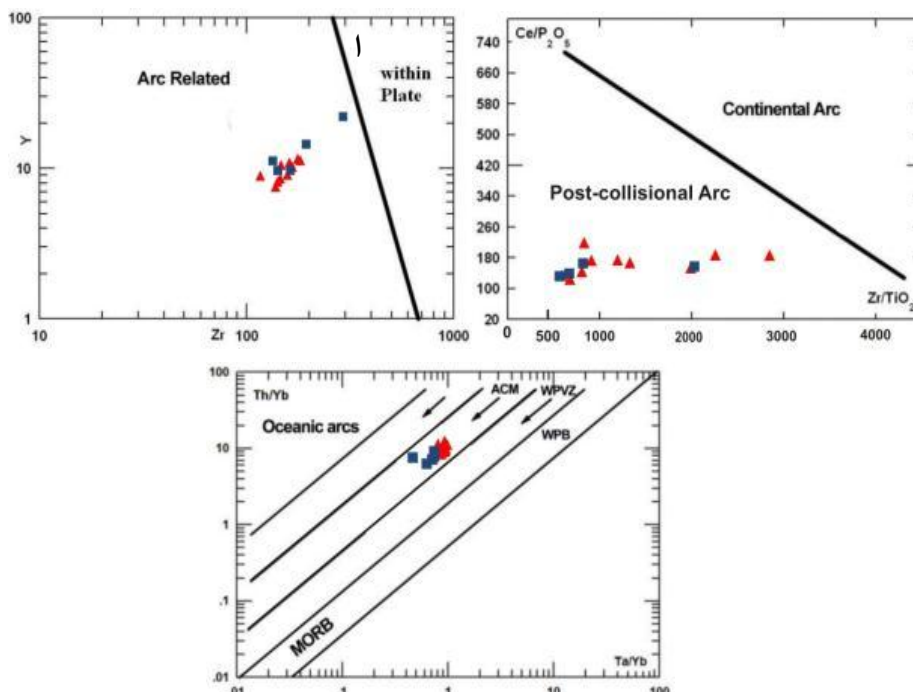
غلظت عناصر LIL ممکن است توسط رفتار فاز سیال کنترل شود، در حالی که تمرکز عناصر HFS با ترکیب شیمیایی منبع و فرایندهای بلور- مذاب کنترل می‌شود که در طول تحول سنگ صورت می‌گیرد (رولینسون، ۱۹۹۳). بر اساس این الگوها، غنی‌شدگی بیشتر عناصر LIL و Th نسبت به REE، همچنین تهی‌شدگی عناصر HFS متعلق به سنگ‌های ولکانیکی وابسته به مناطق فرورانش و یا بازالت‌های درون‌صفحه‌ای است که به طور گسترده با مواد پوسته‌ای آلوده شده‌اند. با بررسی روند توزیع عناصر نادر روی نمودارهای چندعنصری عادی سازی شده با گوشته متوجه می‌شویم که میزان غنی‌شدگی HFS نسبت به گوشته اولیه کمتر است و از آنجا که تمرکز عناصر HFS توسط ترکیب شیمیایی منبع و فرایندهای بلور- مذاب کنترل می‌شود که در طول تحول سنگ صورت می‌گیرد، می‌توان گفت که منبع ماگمای اولیه سنگ‌های منطقه با ترکیب گوشته اولیه همخوانی بیشتری دارد (شکل ۷ ب).

## بحث و نتیجه‌گیری

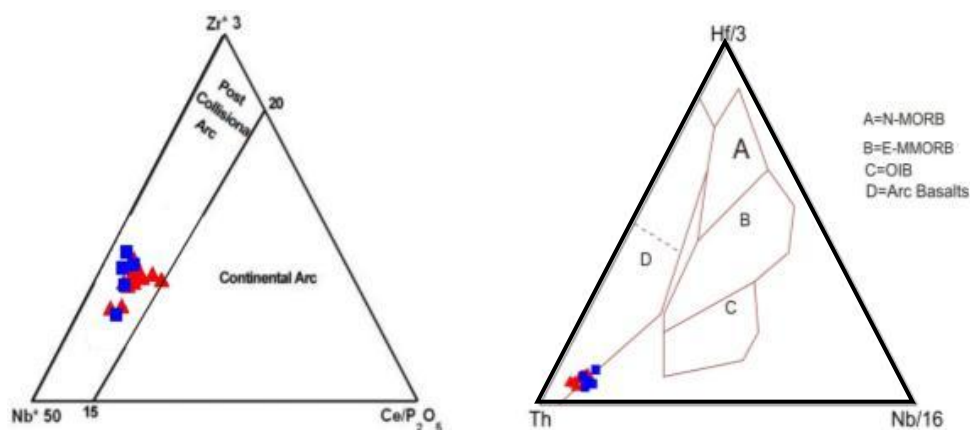
### بحث

ماهیت سری ماگمایی به وجود آورنده انواع سنگ‌های آتشفشانی منطقه با توجه به نمودارهای زمین‌شیمی (نمودارهای قلیایی‌ها-سیلیس)، ساب‌آلکان است که در گروه سنگ‌های کالک آلکان قرار می‌گیرد. به عقیده ویلسون (۲۰۰۷) ماگماهای سری کالک آلکان غالباً محدود به جایگاه‌های تکتونیکی مرتبط با فرورانش است. با توجه به نمودارهای عادی‌سازی شده با کندریت و مقایسه آن با روند نمودارهای مربوط به محیط‌های تکتونوماگمایی مرتبط با مناطق فرورانش<sup>۱</sup> و سنگ‌های وابسته به برخورد و پس از برخورد در جهان (از جمله کشور ترکیه) و نیز داده‌های مربوط به عناصر اصلی و فرعی موجود در نمونه‌های سنگی منطقه می‌توان این احتمال را داد که ماگمای مادرسنگ‌های منطقه سیلان حاصل رشته فرایندهای متمایزی است که غنی‌شدگی انتخابی در عناصر LREE نسبت به HREE را به وجود آورده است (شکل ۷الف). تصور می‌شود که این غنی‌شدگی و شباهت زمین‌شیمیایی نمونه‌ها به مناطق فرورانش بیانگر حوادث فرورانش پس از برخورد باشد (فیتون و همکاران، ۱۹۹۱).

داده‌های ژئوشیمیایی، به خصوص داده‌های عناصر کمیاب نامتحرک، اطلاعات مهمی در خصوص محل منبع و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین ارائه می‌دهد. بر این اساس، برای اثبات جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. برای مثال، در نمودار لگاریتمی Zr-Y (شکل ۸الف) تمامی نمونه‌ها در قلمرو سنگ‌های مرتبط با کمان و خارج از قلمرو ماگماتیسیم محیط زمین‌ساختی داخل صفحه قرار می‌گیرند؛ به همین ترتیب، در نمودار  $Ce/P_2O_5$  در برابر  $Zr/TiO_2$  و در نمودار لگاریتمی  $Th/Yb$  در برابر  $Ta/Yb$  (گورتون و اسکاندل، ۲۰۰۰). در قلمرو سنگ‌های ماگمایی کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) (شکل ۸ب، ج) و در نمودار مثلثی  $Zr^*3$ - $Ce/P_2O_5$ - $Nb^*50$  تمامی نمونه‌ها در قلمرو کمان‌های ماگمایی پس از برخورد قرار گرفته‌اند (میلر و گروس، ۱۹۹۷). همچنین، در نمودار Hf-Th-Nb (وود، ۱۹۸۰) نیز نمونه‌ها در محدوده ولکانیک‌های وابسته به قوس آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۹الف، ب).

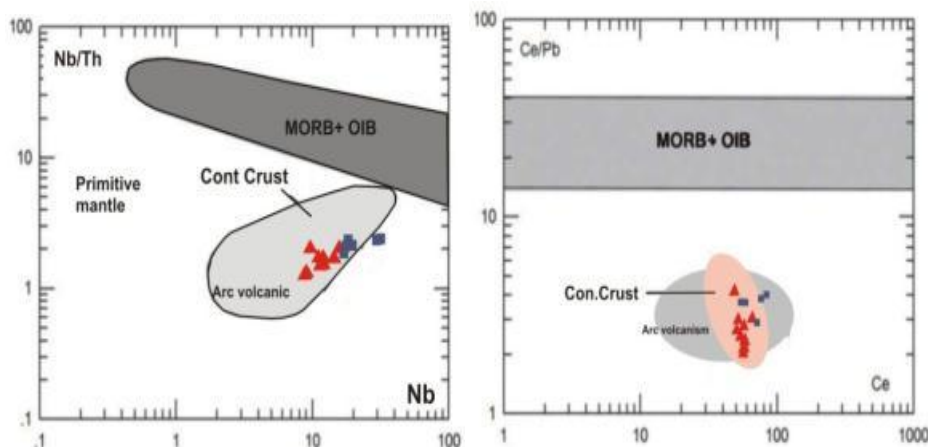


شکل ۸. الف) قرار گرفتن نمونه‌ها در قلمرو سنگ‌های مرتبط با کمان در نمودار Zr-Y (مولر و کروس، ۱۹۹۷)؛ ب) قرار گرفتن نمونه‌ها در قلمرو کمان‌های ماگمایی پس از برخورد در نمودار  $Ce/P_2O_5$  در برابر  $Zr/TiO_2$  (مولر و کروس، ۱۹۹۷)؛ ج) قرار گرفتن نمونه‌ها در قلمرو سنگ‌های ماگمایی کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) (گورتون و اسکاندل، ۲۰۰۰)

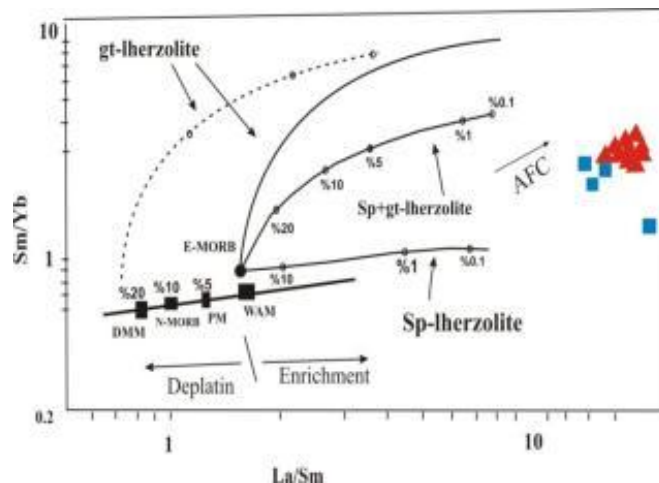


شکل ۹. الف) قرارگرفتن تمامی نمونه‌ها در قلمرو کمان‌های ماگمایی پس از برخورد در نمودار مثلثی  $Zr^*3$ - $Nb^*50$ - $Ce/P_2O_5$  (مولر و کروس، ۱۹۹۷)؛ ب) قرارگرفتن نمونه‌ها در نمودار  $Hf$ - $Th$ - $Nb$  (وود، ۱۹۸۰) در محدوده ولکانیک‌های وابسته به قوس آتشفشانی

جهت بررسی بیشتر خصوصیات منشأ سنگ‌های منطقه از برخی نسبت‌های عناصر کمیاب مانند  $Ce/Pb$ ،  $Nb/Th$ ،  $Ce/Sm$ ،  $Sm/Yb$  استفاده شده است که نسبت به درجه ذوب‌بخشی، تبلور تفریقی و تحرکات ثانویه تقریباً غیرحساس اند و تغییر نمی‌کنند (سان و مک‌دونو، ۱۹۸۹؛ پیرس، ۱۹۸۳؛ هافمن، ۱۹۸۸). در نمودار  $Nb$  در برابر  $Nb/Th$  نمونه‌ها در محدوده ولکانیک‌های وابسته به قوس آتشفشانی قرار گرفته‌اند که در نمودار  $Ce$  در برابر  $Ce/Pb$  نیز مشاهده می‌شود (شکل ۱۰ الف، ب). به منظور ارزیابی درجه ذوب‌بخشی گوشته منشأ از نمودار (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰) استفاده شد که خود این نمودارها از معادلات شاو (۱۹۷۰) و الگوی تلفیقی مک‌کنزی و اونیونز (۱۹۹۱) ایجاد شده‌اند. در این نمودار، تغییرات  $La/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$  را بررسی کرده‌ایم (شکل ۱۱). نسبت  $La/Sm$  تحت تأثیر کانی‌شناسی منشأ تغییر نمی‌کند. بنابراین، اطلاعات جامعی از ترکیب ژئوشیمیایی منشأ در اختیار ما قرار می‌دهد. همان‌طور که در نمودار مشاهده می‌شود، سری‌های ولکانیکی منطقه با درجه ذوب‌بخشی پایین‌تر از ۰/۱ درصد، در محدوده اسپینل-گارنت لرزولیت قرار گرفته‌اند. ماگماهای وابسته به گوشته لیتوسفری دارای نسبت  $La/Nb$  بیش از ۱ است، در صورتی که این نسبت در ماگماهای مشتق از گوشته آستوسفری غنی شده حدود ۰/۷ است. در صورت آلودگی این ماگماها با گوشته لیتوسفری طی صعود، تا حدودی این نسبت افزایش می‌یابد (دی‌پاو و دیلی، ۲۰۰۰). این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ۱/۲ تا ۳/۱ متغیر است. مجموعه این اطلاعات به همراه ویژگی الگوهای عناصر ناسازگار (نمودارهای عنکبوتی) بیانگر منشأ گوشته لیتوسفری غنی شده برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه است.



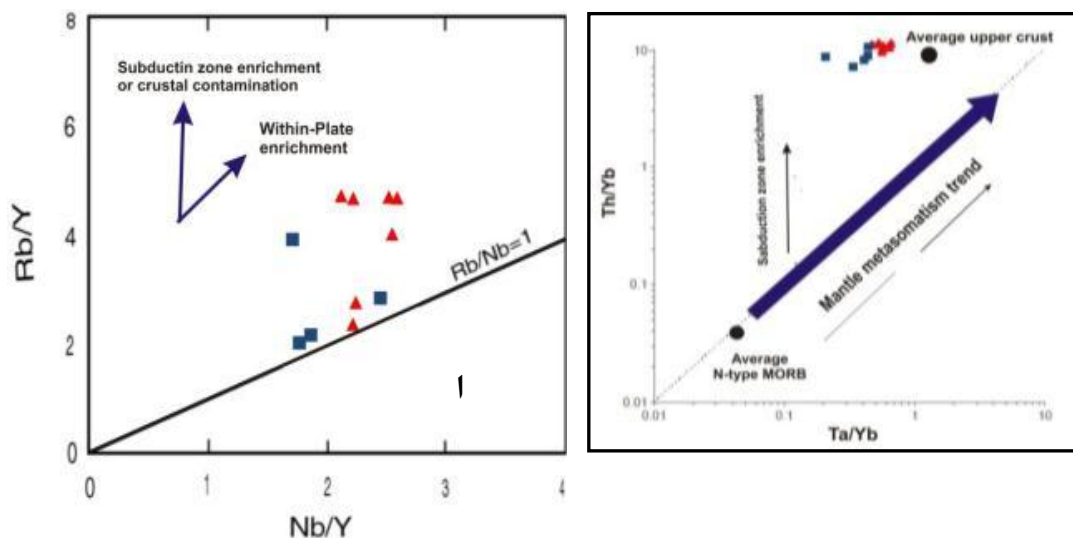
شکل ۱۰. الف) قرارگرفتن نمونه‌ها در محدوده قوس آتشفشانی در نمودار  $Nb$  در برابر  $Nb/Th$  (سان و مک‌دونو، ۱۹۸۹)؛ ب) قرارگرفتن نمونه‌ها در محدوده قوس آتشفشانی در نمودار  $Ce$  در برابر  $Ce/Pb$  (هافمن، ۱۹۸۹؛ سان و مک‌دونو، ۱۹۸۹)



شکل ۱۱. تغییرات عناصر نادر خاکی در سری‌های ولکانیکی مورد مطالعه بر اساس نمودار  $Sm/Yb$  در مقابل  $La/Sm$ . روند گوشته‌ای در این شکل با ترکیب گوشته تهی شده تیپ مورب (مک‌کینزی و اوئیونز، ۱۹۹۱) و گوشته اولیه (سان و مک‌دونو، ۱۹۸۹) مشخص می‌شود؛ منحنی‌های ذوب از آلدانماز و همکاران (۲۰۰۰)

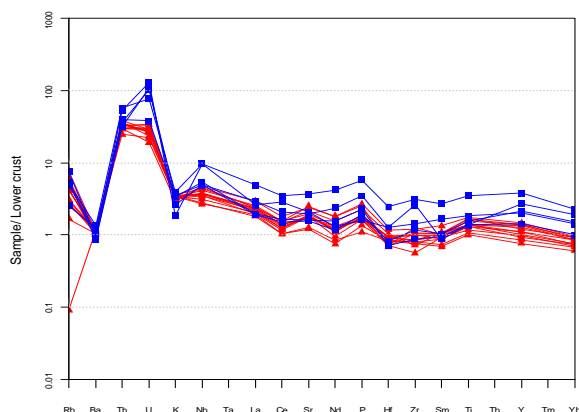
به منظور تعیین روند غنی‌شدگی عنصری سنگ‌های مورد مطالعه در ارتباط با محیط‌های زمین‌ساختی از نمودار  $Rb/Y$  در مقابل  $Nb/Y$  استفاده شده است (پیرس، ۱۹۸۳) (شکل ۱۲ الف). در این نمودار نمونه‌ها بالای خط  $Rb/Y=1$  قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده محیط‌های درون‌صفحه‌ای و فرورانشی غنی‌شده و یا آلودگی پوسته‌ای است که گدازه‌های سیلان بیشتر با روند زون فرورانشی غنی‌شده یا آلودگی پوسته‌ای تطابق دارد. نسبت  $Rb/Nb$  سنگ‌های آتشفشانی منطقه بین  $۱/۰۵-۴/۶۴$  است که نشان‌دهنده محیط فرورانش است. جهت بررسی بیشتر ماهیت مذاب یا سیالی که عامل ایجاد متاسوماتیسم و غنی‌شدگی است، همچنین از نمودار  $Th/Yb$  در برابر  $Ta/Yb$  استفاده کردیم (پیرس، ۱۹۸۳؛ ویلسون، ۲۰۰۷). در شکل ۱۲ ب میانگین ترکیب پوسته بالایی نیز نشان داده شده است. نمونه‌های مورد مطالعه جابه‌جایی از گوشته غنی‌شده مربوط به بازالت‌های آکالن درون‌صفحه‌ای به سمت مقادیر بالاتر  $Th/Yb$  را نشان می‌دهد. این جابه‌جایی موازی با روند ژئوشیمیایی غنی‌شدگی زون فرورانش یا غنی‌شدگی توسط پوسته قاره‌ای است. مقادیر بالاتر  $Th/Yb$  نمونه‌ها نسبت به میانگین پوسته بالایی در نمودار علت غنی‌شدگی ناشی از سیالات زون فرورانش و باروری منشأ ماگمای اولیه این سنگ‌هاست (خیرخواه، ۱۳۹۲)، زیرا اگر فقط غنی‌شدگی پوسته قاره‌ای دخیل بود، نمونه‌ها باید در جایگاه بین گوشته غنی‌شده و میانگین پوسته قاره‌ای (میزان کمتر  $Th/Yb$  نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای) قرار می‌گرفتند. بر این اساس طی فرورانش پوسته اقیانوسی تیبس، عناصر نامتحرک (مانند  $Nb, Ta, Ti$ ) در صفحه فرورونده باقی مانده و عناصر متحرک (مانند  $Ba, Sr, Rb, K$ ) با فاز مذاب سیلیکاته یا سیال آبدار از صفحه فرورونده آزاد شده و با نفوذ در لایه‌های بالایی گوشته لیتوسفری سبب غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر متحرک شده‌اند.

خصوصیات ژئوشیمیایی این گدازه‌ها (غنی‌شدگی انتخابی در عناصر نسبت به HREE LREE و تهی‌شدگی از عناصر  $Nb$  و  $Ta$ ) نشان از آلودگی ماگمای اولیه با پوسته قاره‌ای دارد و بیانگر این است که منشأ گوشته لیتوسفری ماگمای اولیه با فرایندهای وابسته به فرورانش پوسته اقیانوسی از عناصر LREE غنی و از HREE و HFSE تهی شده است. به‌طور کلی، الگوهای عناصر ناسازگار برای پوسته قاره‌ای با غنی‌شدگی شدید از LREE و آنومالی مثبت  $Pb$  و تهی‌شدگی از  $Nb, Ta$  مشخص می‌شود (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵). نسبت‌های پایین  $Ba/Sr$  ( $۰/۰۸-۰/۰۳$ ) و  $Rb/Sr$  ( $۰/۰۹-۰/۰۲$ ) با وجود محتوای بالای  $Sr$  و  $Ba$  نیز بیانگر آن است که غنی‌شدگی زون فرورانش احتمالاً توسط فاز مذاب سیلیکاته صورت گرفته است تا فاز سیال آبدار (میلر و همکاران، ۱۹۹۹). همچنین، قابل ذکر است که در ولکانیک‌های وابسته به مناطق حاشیه فعال قاره‌ای نسبت  $Ba/Nb$  بالاتر از ۲۸ است، در حالی که این نسبت در ولکانیک‌های وابسته به فرورانش کمتر از این میزان است (فیتون، ۱۹۸۷). این نسبت در نمونه‌های منطقه  $۳۸/۱$  تا  $۵۶/۹$  است که بیانگر وابستگی این ماگماها با محیط حاشیه فعال قاره‌ای است.



شکل ۱۲. الف) نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (پیرس، ۱۹۸۳)؛ ب) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۳؛ ویلسون، ۲۰۰۷)

شواهدی نظیر ماهیت انفجاری آتشفشان‌های منطقه، نهشته‌های برش آتشفشانی، آگلومرا، توف‌های اسیدی، ایگنمبریت و عدد منیزیم پایین سنگ‌های منطقه، وابستگی این گدازه‌ها را با حاشیه قاره‌ای فعال تأیید می‌کند. از آنجا که آندزیت‌ها و داسیت‌ها غالباً متعلق به کمان‌های بالغ‌تر حاشیه قاره‌ای‌اند (ویلسون، ۲۰۰۷)، وجود نهشته‌های ایگنمبریتی با ترکیب ریولیتی و ریوداسیتی در این آتشفشان نشانگر وابستگی آن به کمان ماگمایی بالغ است. در بررسی نقش پوسته در آلودگی ماگمای اولیه می‌توان گفت که پوسته بالایی نقش بیشتری در آلودگی سنگ‌های منطقه داشته است، زیرا مقادیر LIL موجود در نمونه‌ها با پوسته بالایی همخوانی بیشتری دارد (این همخوانی با بررسی نمودارهای عنکبوتی عادی سازی شده با پوسته زیرین و بالایی به دست آمده است). اغلب عناصر در نمونه‌های مربوط به منطقه در مقایسه با پوسته پایینی (شکل ۱۳) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. از آنجا که غلظت عناصر LIL ممکن است با رفتار فاز سیال کنترل شود، غلظت عناصر HFS با ترکیب شیمیایی منبع و فرایندهای بلور-مذاب طی تحول سنگ، کنترل می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). بنابراین، با توجه به غنی‌شدگی شدید LIL در گدازه‌های سیلان می‌توان استنباط کرد که پوسته زیرین نقش مهمی در آلودگی سنگ‌های منطقه ندارد.



شکل ۱۳. نمودار عادی‌سازی شده نسبت به پوسته زیرین مربوط به سنگ‌های منطقه (ویور و تارنی، ۱۹۸۴)

### نتیجه‌گیری

مطالعه ژئوشیمیایی سنگ‌های ولکانیکی منطقه سیلان بیانگر آن است که عوامل مختلفی در تشکیل و تحول این فعالیت ولکانیکی مؤثر بوده‌اند. روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی این سنگ‌ها در نمودارهای پترولوژیکی مختلف منشأ آن‌ها را به‌واسطه تبلور تفریقی ماگمای والد بازالتی با خصوصیات کالک آلکالن پتاسیم بالا نشان

می‌دهد. بررسی ویژگی‌های منشأ این ماگماها بیانگر وجود منشأ گوشته لیتوسفری غنی شده در تکوین این ماگماهاست. ویژگی‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های منطقه مورد مطالعه از جمله غنی‌شدگی شدید از LREE و آنومالی مثبت Pb و تهی‌شدگی از Ta، Nb، نسبت بالای Ba/Nb بیانگر آن است که محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کمان آتشفشانی قاره‌ای و حاشیه فعال قاره قرار دارد. شواهدی نظیر ماهیت انفجاری و نهشته‌های برش آتشفشانی، آگلومرا، توف‌های اسیدی و ایگنمبریت، فعال بودن حاشیه قاره‌ای را تأیید می‌کنند. با بررسی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه از ذوب‌بخشی درجه پایین ( $>0/1$ ) از منشأ گارت-اسپینل لرزولیتی حاصل شده‌اند. داده‌های مختلف ژئوشیمیایی، نشان‌دهنده روند غنی‌شدگی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در تطابق با زون فرورانش غنی شده و آلودگی پوسته‌ای است که می‌توان چنین استنباط کرد که پوسته بالایی نقش بیشتری در آلودگی سنگ‌های منطقه داشته است.

## منابع

- امینی، ب (۱۳۷۳)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکین شهر، سازمان زمین شناسی کشور  
خبرخواه، م. (۱۳۹۲). پژوهشی نوین بر پتروژنز و سن‌یابی گدازه‌های بازیک کواترنری شمال باختری ایران، در مقایسه با مراکز منشأ در فلات  
ایرانی - ترکی. فصلنامه علوم زمین، تابستان.
- Alavi, M. (1991). Tectonic map of Middle East, scale: 1:5000 000. Tehran, Iran, G.S.I. one sheet.  
Alberti, A.A., Comin-Chiaramonti, P., Sinigoi, S., Trieste, M., Nicoletti, B. and Petrucciani, C. (1980). Neogene and Quaternary volcanism in Eastern Azerbaijan (Iran): some K-Ar age determinations and geodynamic implications. *Geologische Rundschau*, Vol. 69, pp. 216-225.  
Alberti, A.A., Comin-Chiaramonti, P., Dibattistini, G., Sinigoi, S. and Zerbi, M. (1976). On the magmatism of the Savalan volcano (north-west Iran). *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, Vol. 32, pp. 156-168.  
Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G. (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 102, pp. 67-95.  
Amini, B. (1993). Geology map of Meshkinshahr, scale: 1:100000, Geological Survey of Iran.  
DePaolo, D.J. and Daley, E.E. (2000). Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, Vol. 169, pp. 157-185.  
Didon, J. and Gemain, Y.M. (1978). Geological map of Ahar (Sabalan region), scale: 1:250000.  
Emami, M.H., Sadeghi, M.M.M. and Omrani, S.J. (1993). Magmatic map of Iran. Tehran: Geological Survey of Iran.  
Enel (1983). Geothermal Power Development Studies in Iran, zone report – Sabalan. *Journal of Volcanology and geothermal research*. Vol.144, pp.119-136.  
Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96: 13693-13711.  
Fitton, J.G., 1987. The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Fitton, J.G. Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society of London Special Publication, 30, 273-291.  
Gorton, M.P. and Schandl, E.S. (2000). From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and with plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, Vol. 38, pp. 1065-1073.  
Hofmann, A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 90, pp. 297-314.  
Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, pp. 523-548.  
Kheirkhah, M., Allen, M.B. and Emami, M. (2009). Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/ Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 182, pp. 1-12, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2009.01.026.  
Kheirkhah, M., Neill, I., Allen, M.B. Ajdari, K. (2013). Small-volume melts of thick lithospheric mantle during continental collision, late Cenozoic lavas of Mahabad, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*.  
Lescuyer, J.L., Riou, R., Babakhani, A. (1978). Report of Ahar geological map, scale 1/250000, G.S.I.  
Mc Donough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W. (1992) K, Rb and Cs in the earth and moon and evolution of the mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor symposium V.49, p.1-76.  
McKenzie, D.P. and O'Nions, R.K. (1991). Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.*, Vol. 32, pp. 1021±1991.  
Middlemost, E.A.K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rocks system. *Earth-Science Reviews*, Vol. 37, pp. 215-224.  
Miller, C., Schuster, R., Klotzli, U., Frank, W. and Purtscheller, F. (1999). Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd- Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, Vol. 40, pp. 1399-1424.  
Muller, D. and Groves, D.I. (1997). *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Second Updated, Springer Verlag, 242.  
Pearce, J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich 20, pp. 230-249.

- Pearce, J.A., Harris, N.G.W. and Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, Vol. 25, pp. 956-83.
- Peccerillo, R. and Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 58, pp. 63-81.
- Rollinson, H.R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 237-243.
- Sun, S. and McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes, *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publications, Vol. 42, pp. 313-345.
- Taylor, St.R. and McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications. Geosciences texts.
- Thompson, R.N. (1982). British Tertiary volcanic province. *Scott Journal of Geology*, Vol. 18, pp. 49-107.
- Weaver, B.L., and Tarney, J., 1984. Estimating the composition of the continental crust: an empirical approach. *Nature*, 310, 575-577.
- Wilson, M. (2007). *Igneous Petrogenesis*. Department of Earth Sciences, University of Leeds.
- Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 50, pp. 11-30.