

پتروولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی شمال سلیمان بلاغی (جنوب غرب هشتجین، شمال زنجان)، با نگرشی بر پرلیت‌زایی

صدیقه صدری اسفنجانی^۱، نصیر عامل^۱ و میرعلی اصغر مختاری^{۲*}

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال زنجان و بخشی از پهنه ساختاری البرز غربی-آذربایجان محسوب می‌شود. این منطقه متشکل از سنگ‌های آتشفشانی ریولیت، ریوداسیت، داسیت و توف پامیسی الیگوسن و لیتیک‌توف آندزیتی ائوسن است. سنگ‌های آتشفشانی اسیدی به شکل‌های گنبدی، روانه‌های گدازه و توف رخنمون داشته و پرلیت‌ها در بخش تحتانی گنبدی‌های ریولیتی-ریوداسیتی قرار گرفته‌اند. شواهد ژئوشیمیایی نشانگر ماهیت شوشنیتی این سنگ‌ها بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم، از نوع پرآلومینوس هستند. الگوی عناصر کمیاب خاکی این سنگ‌ها نشانگر غنی‌شدگی در LREE با نسبت بالای LREE/HREE و ناهنجاری منفی مشخص در Eu است. ناهنجاری مثبت عناصر Rb، Pb و Th در دیاگرام‌های عنکبوتی در ارتباط با دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین و تحول ماگمای مولد این سنگ‌ها است. در دیاگرام‌های تمایز محیط تکتونیکی، سنگ‌های اسیدی در موقعیت گرانیتهای بعد از کوهزایی قرار می‌گیرد. مجموعه شواهد پتروگرافی، پتروولوژی و ژئوشیمی بیانگر این است که در مراحل نهایی بعد از برخورد قاره‌ای، لیتوسفر زیر قاره‌ای ضخیم شده البرز، از قاعده پوسته جدا شده و توسط گوشته داغ استنوسفری جایگزین شده است. بالا آمدگی گوشته داغ استنوسفری، منجر به ذوب بخشی استنوسفر شده و سنگ‌های بازالتی اولیگوسن موجود در مجاورت منطقه مورد مطالعه را به وجود آورده است. جایگیری ماگمای بازالتی مزبور در ترازهای بالایی پوسته قاره‌ای، موجب ذوب بخشی پوسته شده و ماگمای اسیدی منطقه مورد مطالعه را به وجود آورده است. گدازه‌های اسیدی، به سرعت سرد شده، سنگ‌های شیشه‌ای نظیر ابسیدین را به وجود آورده که در مجاورت با آب‌های جوی و گرم، به پرلیت تبدیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: پتروولوژی، ژئوشیمی، پرلیت، سلیمان بلاغی، هشتجین، زنجان، پهنه البرز غربی-آذربایجان

مقدمه

خروجی، نیمه نفوذی و نفوذی متعددی از ائوسن

تا کواترنر در پهنه البرز غربی-آذربایجان، تشکیل

به علت عملکرد فاز کوهزایی آلپی، سنگ‌های

شده است. منطقه مطالعه شده در جنوب شرق میانه و شمال زنجان و بین طول‌های جغرافیایی $48^{\circ}13'$ تا $48^{\circ}07'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ}12'$ تا $37^{\circ}14'$ شمالی قرار دارد (شکل ۱). در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن با ترکیب اسیدی گسترش فراوان دارد.

در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی مربوط به ترشیری در منطقه میانه، ذخایر متعدد پرلیت شناسایی شده و برخی از آنها مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند (Mokhtari, 1999). در این منطقه نیز رخنمون‌هایی از ذخایر پرلیتی وجود دارد که در صورت عملیات اکتشاف سیستماتیک، می‌توان در آینده شاهد بهره‌برداری از آنها بود.

بررسی‌های قبلی انجام شده در منطقه شامل: تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی کوچک مقیاس توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و نیز فعالیت‌های اکتشافی موضوعی در رابطه با اکتشاف رخنمون‌های کوچک کانی‌سازی مس موجود در مجاورت منطقه و سنگ‌های تزئینی بوده است. با این وجود، تاکنون هیچگونه مطالعه علمی دقیقی بر روی سنگ‌های آتشفشانی و پرلیت‌های این منطقه انجام نشده است.

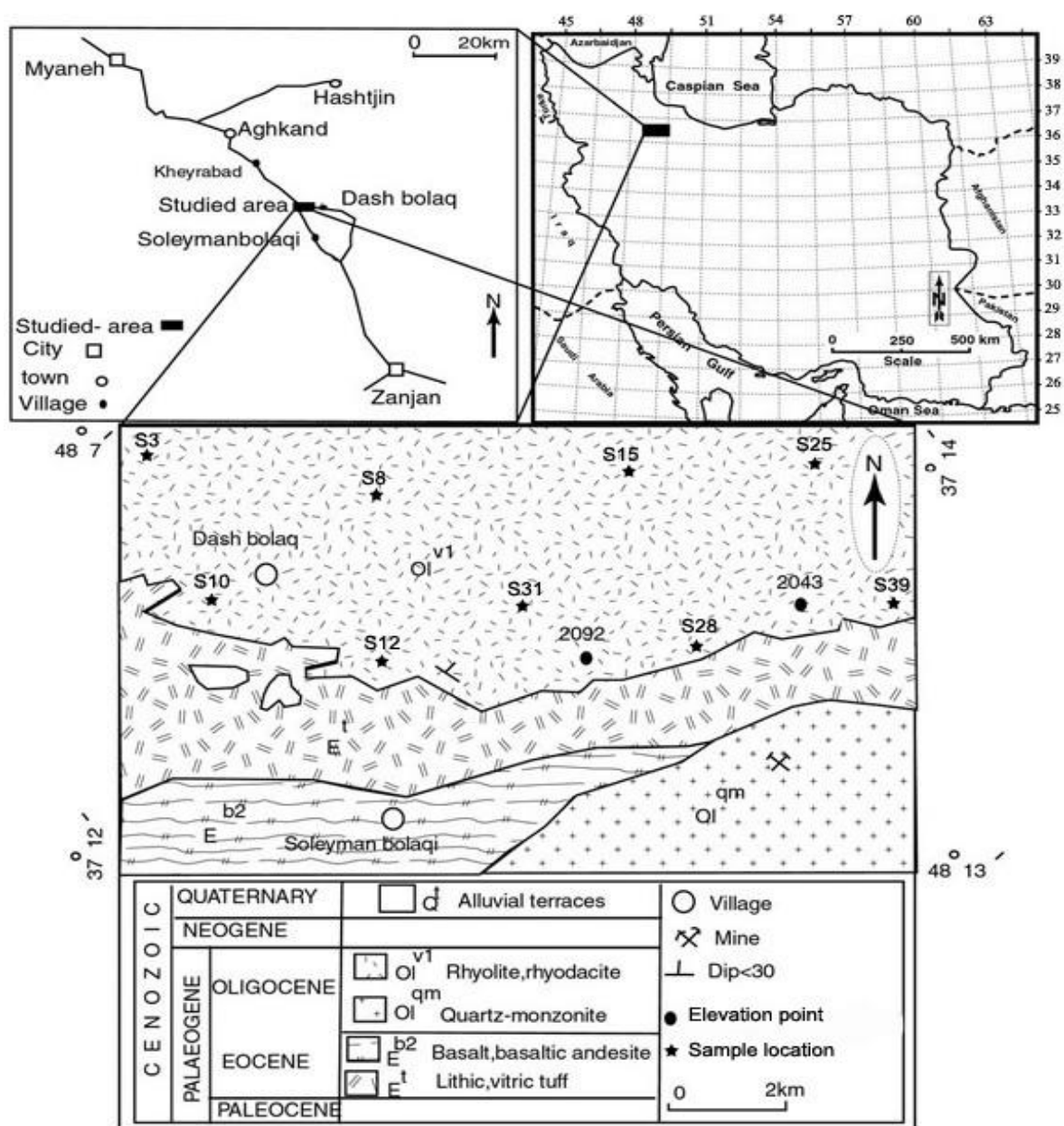
در این پژوهش، ویژگی‌های پترولوژیکی، ژئوشیمیایی، خاستگاه ماگمایی، روند تکاملی و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی همراه با پرلیت‌زایی و ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی پرلیت‌ها مورد بررسی قرار گرفته است.

زمین‌شناسی منطقه

بر اساس تقسیم‌بندی‌های مختلف پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (Nabavi, 1976؛ Eftekhari

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه عبارت از: سنگ‌های مربوط به ائوسن (معادل سازند کرج) (Hirayama et al., 1966) شامل: گدازه‌های آندزیت بازالتی تا تراکی‌آندزیت بازالتی و لایتیت و واحدهای توفی شامل: لیتیک توف، کریستال توف، لیتیک کریستال توف و کریستال ویتریک توف است (شکل ۱). واحدهای سنگی مربوط به اولیگوسن با توالی توف پامیسی، گدازه‌هایی با ترکیب تراکی‌بازالت، تراکیت و فلوئیت (Faridi and Anvari, 2000) که اغلب دارای دبی منشوری هستند، شروع می‌شود.

شایان توجه است که این واحد در منطقه مورد مطالعه رخنمون ندارد. بر روی گدازه‌های یاد شده، گدازه‌های اسیدی با ترکیب ریولیت، داسیت و ریوداسیت قرار دارد (شکل ۱) که موضوع اصلی این پژوهش را شامل می‌شود. در بخش‌های جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه، توده نفوذی به نسبت بزرگی با ترکیب کوارتز مونزونیتی رخنمون دارد که به الیگوسن منتسب شده است (Faridi and Anvari, 2000). غالب‌ترین نهشته‌های آتشفشانی الیگوسن در این منطقه شامل: گدازه‌هایی با ترکیب ریولیت، ریوداسیت و داسیت هستند (Faridi and Anvari, 2000) که با مورفولوژی خشن بر روی واحدهای توفی ائوسن قرار دارد (شکل ۲-۱). این سنگ‌ها، ساختمان حفره‌دار و متخلخلی داشته و فرسایش پوست پیازی در آنها دیده می‌شود.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه سلیمان بلاغی همراه با نقشه زمین‌شناسی منطقه (بر گرفته شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی هشتجین (Faridi and Anvari, 2000) با کمی تغییر).

گدازه توسعه می‌یابد و به طرف داخل، با افزایش گسترش گدازه، رشد می‌کند (Peterson and Swanson, 1974). شیب‌های اولیه نقش بزرگی در باقی گذاشتن این ساختمان‌ها به صورت خالی یا پر شده به وسیله گدازه را دارد (Greeley, 1971؛ Peterson and Swanson, 1974؛ Greeley, 1987). همچنین، در دامنه برخی ارتفاعات،

فرسایش پوست پیازی یک پدیده سطحی یا نزدیک به سطح است که در نتیجه آن، سنگ‌ها به صورت ورقه ورقه دیده می‌شود. فرسایش مزبور یک پدیده کششی است که در نتیجه کاهش فشار طی فرسایش ایجاد می‌گردد. در برخی مناطق، گدازه دارای تونل‌هایی با سقف قوسی است. تونل‌های گدازه به وسیله سقف‌دار شدن جریان

دم‌کوله‌هایی تشکیل شده است که حاصل جریان گدازه و شیب زمین است. در بیشتر نقاط منطقه، لایه‌بندی جریان (Banding) در گدازه‌ها دیده می‌شود. لایه‌بندی غالباً به شکل چین‌ها و مدل‌های چرخشی نامنظم است (شکل ۲-۲). تفریق مواد فرار در اثر اختلاف نیروهای برشی، رگه‌رگه شدن ماگماهای مختلط، جریان یافتن یا جوش خوردن نهشته‌های پیروکلاستیک و تعدد تغییرات بافتی از جمله عواملی هستند که در تولید این ساختار نقش عمده‌ای دارد (Shelly, 1993). حفرات و شکستگی‌های گدازه‌های ریولیتی به طور عمده از کوارتز رشته‌ای و سیلیس آمورف (اوپال و کلسدوئن) پر شده است (شکل ۲-۲-۲). در بخش‌هایی از منطقه، گدازه دارای ساختمان غده‌ای و بیضوی شکل است که توسط گدازه‌ها با ساختمان لایه‌لایه در بر گرفته شده‌اند (شکل ۲-۲-۲). ساختار غده‌ای مزبور در نتیجه جوشش گدازه داغ و غلیظ و سرد شدن سریع و انجماد آن به وجود آمده است. به این صورت که عدم انحلال گازهای محلول در مذاب به صورت حباب‌هایی باعث به وجود آمدن حالت جوشش در مذاب می‌شود. اما غلظت بالای گدازه ریولیتی و سرد شدن سریع مذاب بالای حباب‌ها و انجماد آنها، مانع از خروج گازها شده و تجمعات غده‌ای شکل به وجود می‌آید.

در بخش‌های غربی منطقه، پرلیت که محصول آب‌گیری سنگ‌های شیشه‌ای (ابسیدین) است، در دامنه گنبدهای ریولیتی تشکیل شده است. قرارگیری پرلیت در بخش پایین گنبدها بیانگر این واقعیت است که پس از خروج گدازه به صورت گنبد سیلیسی و سرد شدن سریع آن و تشکیل اابسیدین، آب‌های گرم، بخش پایین گنبدها را فرا گرفته و سبب شده تا این بخش‌ها در نتیجه آب‌گیری به پرلیت تبدیل شود (Mokhtari, 1999).

روش انجام پژوهش

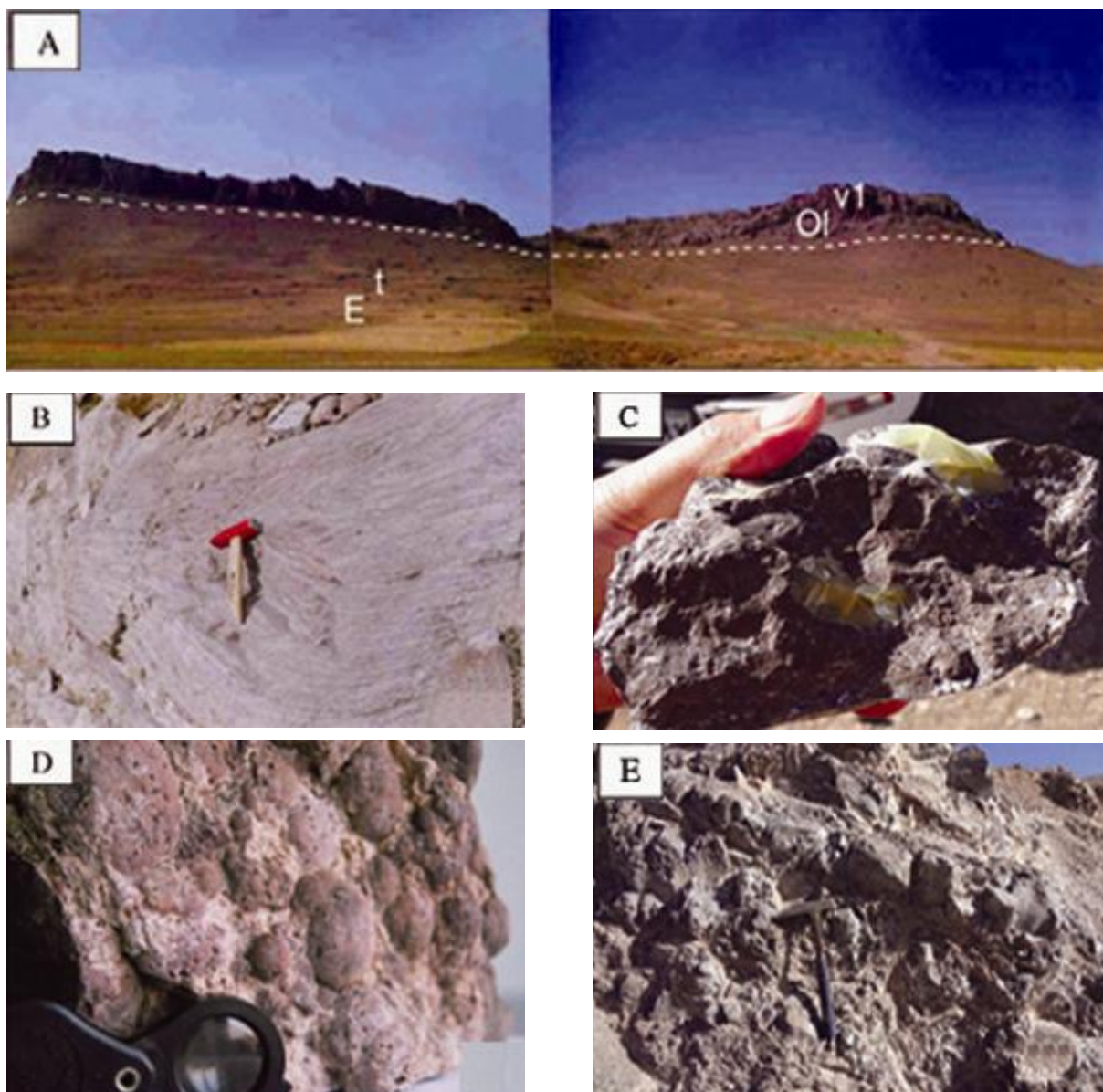
بررسی‌های به عمل آمده در این پژوهش، در بر گیرنده دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل: بازدید از منطقه مورد مطالعه، شناسایی واحدهای سنگی مختلف موجود در منطقه، بررسی ارتباط آنها با یکدیگر، شناسایی ذخایر پرلیتی و در نهایت نمونه‌گیری از واحدهای سنگی مختلف برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. مطالعات آزمایشگاهی شامل: تهیه ۴۰ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی و مطالعات میکروسکوپی آنها، تجزیه شیمیایی نه نمونه گرفته شده از سنگ‌های اسیدی با روش ICP-MS و XRF برای اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در آزمایشگاه ALS Chemex بوده است (جدول‌های ۱ و ۲). شایان توجه است که مراحل خردایش و نرمایش نمونه‌ها، با آگات، در دانشگاه تبریز انجام شده است. در مرحله آخر، با استفاده از نرم‌افزارهای GIS Arc، Excel، Minpet، GCDKit و Igpert نتایج آزمایشگاهی پردازش شد.

پتروگرافی

نتیجه مطالعات پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه مورد مطالعه بیانگر ترکیب سنگ‌شناسی ریولیت، ریوداسیت، داسیت، پرلیت و توف‌های پامیسی برای این سنگ‌ها است. سنگ‌های ریولیتی و ریوداسیتی دارای بافت

اغلب این سنگ‌ها دیده می‌شود. در این لایه‌بندی، لایه‌هایی از شیشه و لایه‌هایی از بلورهای ریز از هم قابل تشخیص هستند (شکل ۳-۱C).

پورفیری‌تیک، ویتروفیریک (پورفیرها در زمینه شیشه‌ای)، فلسیتیک پورفیری و اسفرولیتی هستند (شکل ۳-۱A و B). لایه‌بندی جریان‌ی در



شکل ۳-۱A) نمایی از گدازه‌های ریولیتی-ریوداسیتی صخره‌ساز و مرتفع بر روی واحدهای توفی اثوسن (دید به سمت شمال)؛ B) نمایی از لایه‌بندی موجود در گدازه‌های ریولیتی-ریوداسیتی؛ C) نمایی نزدیک از حفرات پر شده توسط کلسدوئن در داخل ریولیت‌ها؛ D) ساختار غده‌ای حاصل از سرد شدن سریع گدازه در حال جوشش؛ E) نمایی نزدیک از رخنمون پرلیت‌ها.

شکل‌دار بوده و گاه حاوی ماکل کارلسباد نیز است. اندازه آنها تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. برخی بلورهای فلدسپار آلکالن دارای خوردگی‌های خلیجی‌شکل

فنوکریست‌های موجود در این سنگ‌ها شامل: فلدسپار آلکالن (سانیدین)، پلاژیوکلاز و بیوتیت است. سانیدین به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه

بوده و برخی از آنها بافت غربالی (Sieve) نشان می‌دهد (شکل ۳-D). این بافت‌ها می‌تواند مرتبط با عدم پایداری بلور در موقع فوران گدازه و ذوب آن باشد (Shelly, 1993). پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با ماکل پلی‌سنتتیک در اندازه‌های تا دو میلی‌متر در این سنگ‌ها حضور دارد. برخی بلورهای پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی و بافت غربالی هستند (شکل ۳-C). پیدایش ساخت منطقه‌ای در پلاژیوکلازها به علت برقرار نبودن تعادل کامل در حین تبلور است که این وضعیت به طور عمده در هنگام فوران‌های آتشفشانی اتفاق می‌افتد (Shelly, 1993). همچنین، منطقه‌بندی می‌تواند در اثر تغییر فشار بخار آب یا در اثر تغییر ترکیب شیمیایی ماگما در اثر آرایش و ذوب باشد (Shelly, 1993). بیوتیت با فراوانی کمتر در این سنگ‌ها حضور دارد. به دلیل اکسیداسیون بیوتیت در موقع فوران ماگما، اغلب به اکسی‌بیوتیت تبدیل شده است. طول بلورهای بیوتیت تا ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. زیرکن اغلب به صورت اذخال‌های گرد و بیضوی شکل در داخل بلورهای فلدسپار آلکالن همراه با کانی‌های اپاک، کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد.

سنگ‌های داسیتی دارای بافت‌های پورفیری، ویتروفریک، فلسوفیری و گاه گلومروپورفیری بوده و فنوکریست‌های آنها شامل: پلاژیوکلاز به همراه مقدار اندکی بیوتیت و کلینوپیروکسن است. پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها بوده که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، بافت غربالی نشان می‌دهد. گرم شدن پلاژیوکلاز در دماهای بالاتر از دمای لیکیدوس، باعث ذوب فنوکریستال‌ها و گردشدن حواشی آنها می‌شود (Tsuchiyama, 1985). ممکن است عمل انحلال به علت کاهش فشار وارده بر ماگما طی

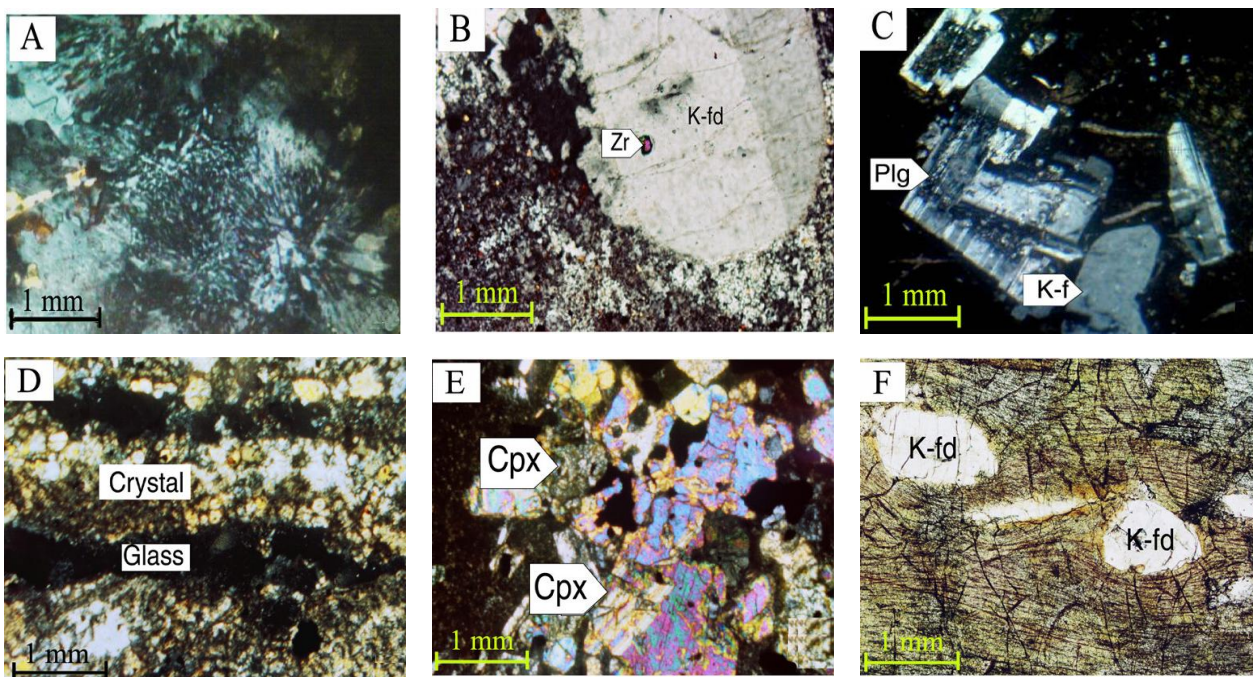
صعود سریع آن به سطح زمین انجام شده باشد (Pearce et al., 1987). بیوتیت با فراوانی کمتر، به صورت بلورهای ورقه‌ای در این سنگ‌ها حضور دارد که به دلیل اکسیداسیون بیوتیت، اغلب به اکسی‌بیوتیت تبدیل شده‌اند. کلینوپیروکسن (اوژیت) به صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار هشت گوش در زمینه شیشه‌ای وجود دارد. بلورهای کلینوپیروکسن حالت کومولایی (توده‌ای) داشته و بافت گلومروپورفیری را به وجود آورده‌اند (شکل ۳-E) که نشانگر توقف ماگما در حرات ماگمایی در حین صعود است. همزمان با صعود ماگمای اسیدی به سمت سطح زمین، بلورهای کلینوپیروکسن متبلور شده، به سطح انتقال داده شده و به صورت تجمعات گلومروپورفیری در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

پرلیت‌ها دارای بافت‌های ویتروفری، پرلیتی و اسفرولیتی بوده و فنوکریست‌های آنها شامل: آلکالی فلدسپار و کمی پلاژیوکلاز است که در زمینه شیشه‌ای با ترک‌های مدور و گاه با حالت جریان‌ی حضور دارد (شکل ۳-F). بیوتیت و کانی‌های اپاک نیز به عنوان کانی‌های فرعی حضور دارد. در برخی نقاط، شیشه متحمل فرآیند شیشه‌زدایی گشته و بافت اسفرولیتی به وجود آمده است. آلکالی فلدسپار به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و طول آنها تا دو میلی‌متر می‌رسد. برخی بلورهای فلدسپار آلکالن دارای خوردگی‌های خلیجی‌شکل و حاشیه‌های هضم شده بوده و برخی از آنها بافت غربالی نشان می‌دهد. پلاژیوکلاز با فراوانی کمتر به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با ماکل پلی‌سنتتیک با اندازه طولی تا دو میلی‌متر در این سنگ‌ها حضور دارد.

همان‌طور که پیشتر گفته شد به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های

اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی با روش ICP-MS و XRF تجزیه شد. نتایج این تجزیه‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است.

آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، تعداد نه نمونه از سنگ‌های اسیدی سالم و با کمترین دگرسانی انتخاب و در آزمایشگاه Chemex ALS برای



شکل ۳- (A) بافت اسفرولیتی (XPL؛ B) بافت پورفیری حاوی فنوکریست سانیدین با ادخال زیرکن (XPL؛ C) بلورهای پلاژیوکلاز حاوی بافت غربالی (XPL؛ D) بافت نواری در زیر میکروسکوپ متشکل از باندهای شیشه و باندهای بلورهای ریز (XPL؛ E) بافت گلوبروپورفیری حاصل از تجمع بلورهای کلینوپیروکسن (XPL؛ F) بافت پرلیتی حاوی فنوکریست‌های آلکالی فلدسپار (PPL).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی نمونه‌های منطقه سلیمان بلاغی با روش XRF (عیار بر حسب درصد است). نمونه‌های مشخص شده با علامت ستاره، پرلیت است.

	S3	S8	S10*	S12*	S15	S25	S28	S31*	S39
SiO ₂	74.7	63.2	71.4	69.9	74.6	75.1	75.1	68.7	63.1
TiO ₂	0.20	0.26	0.18	0.16	0.19	0.18	0.18	0.16	0.16
Al ₂ O ₃	12.70	12.90	12.30	11.45	12.20	12.20	12.15	10.80	9.84
Fe ₂ O ₃	1.02	0.79	0.83	1.04	1.33	1.3	1.36	0.75	0.87
FeO	0.73	1.1	0.70	0.90	0.92	0.98	0.94	0.69	0.91
MnO	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04
MgO	0.23	1.00	0.25	0.15	0.18	0.27	0.14	2.27	0.22
CaO	0.62	3.48	1.06	0.36	0.41	0.39	0.23	3.65	0.34
Na ₂ O	2.49	1.61	2.78	1.70	1.94	1.58	1.54	1.84	1.28
K ₂ O	5.85	2.55	4.96	6.22	7.19	6.66	7.62	5.75	5.97
P ₂ O ₅	0.01	0.05	0.01	0.04	<0.01	0.02	0.02	0.03	<0.01
LOI	1.29	11.8	5.32	5.56	0.78	1.46	0.39	5.29	9.89
Total	99.9	99.2	99.8	97.6	99.9	100.5	99.8	100	92.7

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه سلیمان بلاغی با روش ICP-MS (عیار بر حسب ppm است).
نمونه‌های مشخص شده با علامت ستاره، پرلیت هستند.

	S3	S8	S10*	S12*	S15	S25	S28	S31*	S39
Ba	109.5	526	117.5	204	106.5	140.5	278	158	154
Ce	96.1	84.5	96.0	85.5	83.8	98.9	95.7	80.2	80.2
Co	1.2	2.9	1.1	1.2	1.4	2.5	1.3	1.7	1.3
Cr	10	10	10	10	10	10	10	10	20
Cs	9.67	259	16.05	10.50	17.75	12.65	10.05	7.94	7.55
Cu	13	12	8	10	10	16	10	12	16
Dy	5.65	5.52	6.08	5.19	5.43	6.31	6.19	5.14	5.06
Er	3.74	3.43	3.87	3.30	3.49	4.00	3.95	3.38	3.22
Eu	0.42	0.55	0.43	0.36	0.37	0.45	0.42	0.46	0.36
Ga	14.6	12.1	14.3	12.6	12.7	14.1	14.3	12.1	11.8
Gd	6.21	6.04	6.61	5.65	6.04	6.97	6.74	5.56	5.55
Hf	6.7	6.0	6.61	5.4	5.3	6.0	6.0	5.4	5.0
Ho	1.22	1.14	1.27	1.08	1.13	1.31	1.28	1.08	1.04
La	50.1	46.0	50.6	43.7	44.3	51.6	49.1	43.7	42.5
Lu	0.61	0.55	0.61	0.53	0.55	0.64	0.60	0.55	0.51
Mo	4	<2	4	3	4	4	4	2	3
Nb	27.3	23.5	25.4	23.1	23.0	26.8	26.1	21.3	21.2
Nd	36.8	34.4	37.6	32.1	32.9	38.1	36.5	30.9	30.9
Ni	6	<5	6	6	6	8	6	6	18
Pb	25	26	20	24	19	56	52	15	48
Pr	10.80	9.99	10.95	9.39	9.58	11.10	10.60	9.16	9.08
Rb	289	162.5	270	347	226	364	427	305	328
Sm	6.60	6.35	6.76	6.14	6.20	7.16	6.99	5.65	5.70
Sn	5	3	4	4	4	4	4	2	3
Sr	41.5	2470	84.4	43.9	141.0	45.7	52.3	54.9	40.4
Ta	2.2	1.8	2.1	1.8	1.8	2.1	2.1	1.7	1.7
Tb	0.97	0.95	1.04	0.90	0.94	1.08	1.09	0.88	0.90
Th	25.6	21.5	24.9	21.7	21.1	25.1	24.2	19.50	20.4
Tl	0.5	<0.5	0.5	1.3	<0.5	1.2	1.6	1.0	<0.5
Tm	0.57	0.53	0.60	0.50	0.53	0.61	0.60	0.53	0.49
U	7.18	3.93	7.48	4.06	6.27	5.04	6.24	5.31	4.50
V	5	24	6	8	8	9	8	11	7
W	5	2	5	4	4	5	4	3	3
Y	31.6	32.2	34.8	29.8	31.7	36.4	36.3	31.8	29.8
Yb	3.95	3.55	4.00	3.28	3.44	4.03	3.99	3.40	3.28
Zn	37	54	34	28	33	207	97	49	100

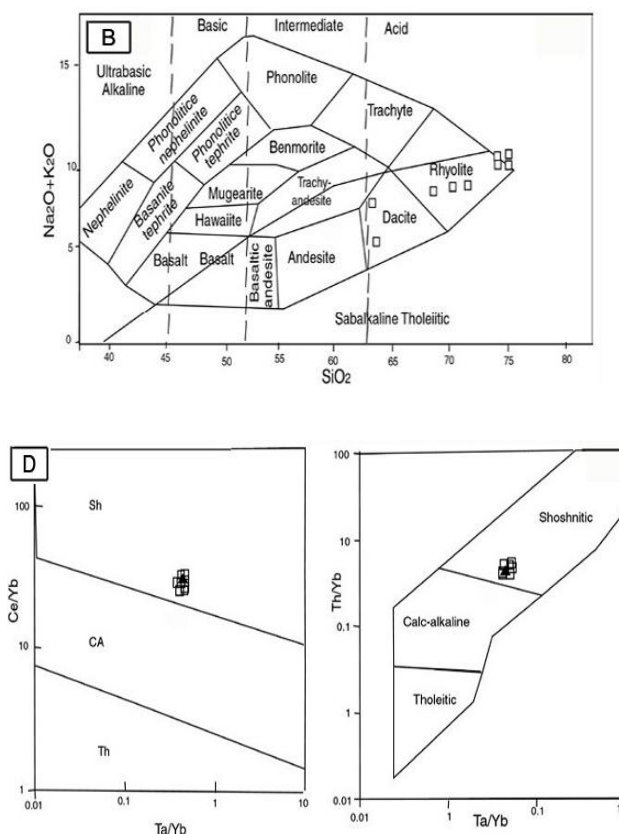
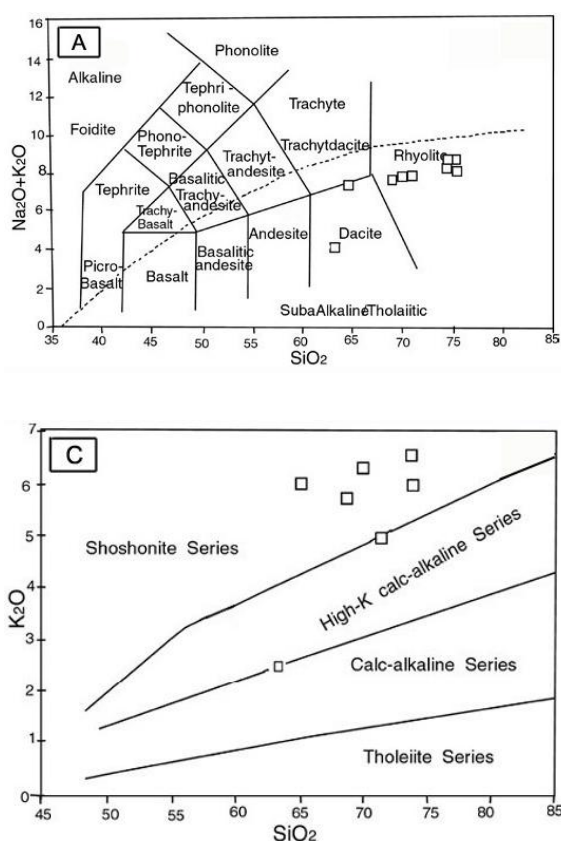
ژئوشیمی

بررسی‌های سنگ‌شناسی بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها و با نمودارهای K_2O+Na_2O در مقابل SiO_2 (Cox et al., 1979; Le Bas et al., 1986) گویای این است که بخش عمده نمونه‌ها از نوع ریولیت بوده و دو نمونه در قلمرو داسیت واقع

می‌شود (شکل ۴). بر اساس نمودار De La Roche و همکاران (۱۹۸۰) و با پارامترهای $R1=4Si$ و $11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ و $R2=6Ca+2Mg+Al$ نیز نمونه‌ها در قلمرو ریولیت آکالن، ریولیت و ریوداسیت قرار می‌گیرد.
بر اساس نمودار SiO_2 در مقابل K_2O

نمونه‌ها در محدوده شوشونیتی واقع می‌شود (شکل ۴). همچنین، در نمودار شاخص اشباع از آلومین (Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌ها در قلمرو پراآلومینوس (به طور عمده با دامنه A/CNK بین ۱/۲۹ تا ۱/۶۸ و در یک نمونه برابر با ۰/۹۶) واقع می‌شود. بر این اساس و با نمودار White و Chappell (۱۹۷۴) ریولیت‌های منطقه سلیمان بلاغی را می‌توان در زمره گرانیوئیدهای نوع S در نظر گرفت.

(Rickwood, 1989) نمونه‌های سنگی منطقه مطالعه شده در قلمرو شوشونیتی گاه با گرایش به قلمرو کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرد (شکل ۴). در نمودار SiO_2 در مقابل $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (Middlemost, 1991) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های سری سیلیسی و سری ساب‌آلکان قرار می‌گیرد. در نمودارهای Pearce (۱۹۸۳) که بر اساس عناصر کمیاب Ce/Yb در مقابل Ta/Yb و Th/Yb در مقابل Ta/Yb ارائه شده‌اند، تمام



شکل ۴- موقعیت سنگ‌های اسیدی سلیمان بلاغی. A و B) در مقابل SiO_2 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Cox et al., 1979؛ Le Bas et al., 1986)؛ C) در مقابل SiO_2 K_2O (Rickwood, 1989)؛ D) نسبت Ce/Yb در مقابل Ta/Yb و نسبت Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983).

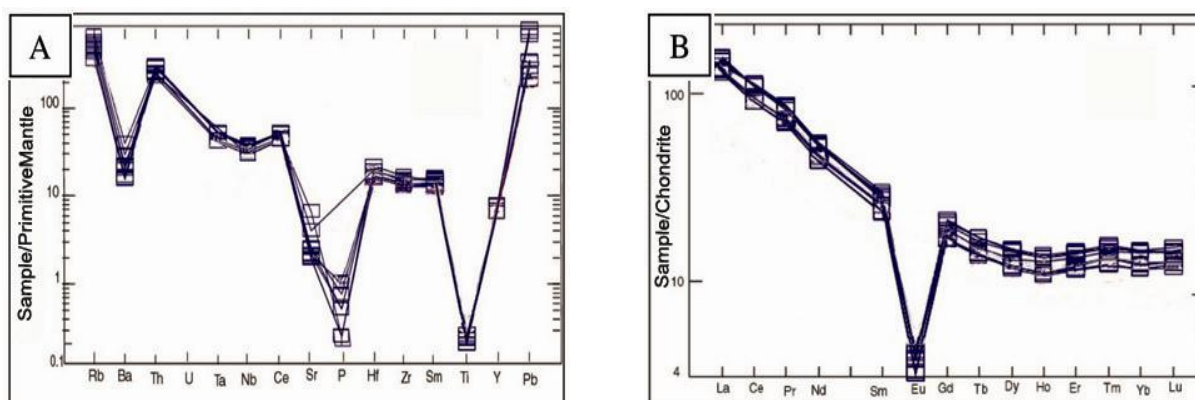
نشانگر دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین و تحول ماگمای مولد سنگ‌های منطقه باشد. تهی‌شدگی P در این نمودار (شکل ۵) می‌تواند مبین جدایش

در الگوی عناصر کمیاب نرمالیزه شده به گوشته اولیه، ناهنجاری مشخص و مثبت از عناصر Pb، Rb و Th وجود دارد (شکل ۵) که می‌تواند

آپاتیت در مراحل اولیه تفریق بلوری باشد (Fan et al., 2003). تهی‌شدگی Ti (شکل ۵) در ارتباط با تبلور بخشی اکسیدهای Ti-Fe یا کلینوپیروکسن در مراحل اولیه تفریق یا فوگاسیته بالای اکسیژن است. برای ذوب فازهای بلوری حاوی Ti، زمانی که فوگاسیته اکسیژن بالا باشد، حرارت‌های بالاتری نیاز است. فوگاسیته بالای اکسیژن یک محدودیت حرارتی را برای ترکیب مذاب‌های پتاسیک ناشی از پهنه‌های فروروانش اعمال کرده و باعث ناهنجاری منفی Ti در مذاب‌های تولید شده می‌شود (Edwards et al., 1994). ناهنجاری منفی Sr در ارتباط با پذیرفته شدن این عنصر در ساختار پلاژیوکلازهای کلسیک و تبلور بخشی این کانی است. ناهنجاری مثبت K، Pb و Rb به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورونده یا آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (Kamber et al., 2002; Atherton and Ghani, 2002).

در نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی نرمالیزه شده به کندریت، سنگ‌های اسیدی منطقه شمال سلیمان بلاغی، یک الگوی شیب‌دار غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE و ناهنجاری منفی مشخص در عنصر Eu مشاهده می‌شود (شکل ۵). نسبت بالای LREE/HREE می‌تواند در اثر وجود منشأ از نوع گوشته لرزولیتی گارنت‌دار و فوگاسیته بالای CO₂/H₂O در محیط تشکیل ماگمای مولد این سنگ‌ها باشد. به اعتقاد Singh و Srivastava (۲۰۰۴) غنی‌شدگی بیشتر LREE ممکن است در اثر دو عامل باشد: الف) درجات کم ذوب بخشی منبع ماگمایی و ب) مشارکت پوسته در تشکیل ماگما یا آلیش ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای. آنومالی منفی Eu می‌تواند مرتبط با تفریق فلدسپار در حین تبلور ماگما یا باقی‌ماندن پلاژیوکلاز در تفاله ذوب یا منشأ گرفتن

آنها از عمقی باشد که فلدسپار موجود نبوده است (Rollinson, 1993). آنومالی منفی Eu اگر همراه با آنومالی منفی Sr باشد، می‌توان گفت که بر اثر تفریق پلاژیوکلاز انجام شده است اما اگر همراه با آنومالی منفی Ba باشد، تفریق فلدسپار پتاسیم نقش ایفا نموده است (Wilson, 2007). بر این اساس، می‌توان گفت که همراهی ناهنجاری منفی Eu یا Sr در نمودارهای عنکبوتی در ارتباط با تفریق پلاژیوکلاز است. الگوی غنی از عناصر LILE و LREE نسبت به عناصر HREE و HFSE همراه با ناهنجاری منفی عناصر Nb، P و Ti و ناهنجاری مثبت عناصر Ba، K، Pb، Rb و Th که در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود، در سنگ‌های اسیدی موجود در دیگر نقاط البرز غربی-آذربایجان نیز گزارش شده است (Mokhtari, 1999; Kamali et al., 2011; Pirmohammadi, 2012). مقادیر بالای نسبت‌های LREE/HREE و LILE/HFSE و آنومالی منفی Ta، Nb و Ti از جمله ویژگی‌های سنگ‌های منطقه مورد مطالعه است که می‌توان آن را به سنگ‌های مرتبط با قوس‌های آتشفشانی نسبت داد. در واقع، این آنومالی‌ها در کنار بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشانی مناطق کمان کالک‌آلکالن، در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوه گوشته‌ای بالای آن به وجود می‌آید (Mohamed et al., 2000). فرآیند فروروانش نقش مؤثری در افزایش نسبت LILE/HFSE و LREE/HREE داشته که از ویژگی‌های محیط‌های فروروانش محسوب می‌شود (Zanetti et al., 1999). ماگماهایی که از گوشته منشأ می‌گیرند، به وسیله پوسته قاره‌ای در هنگام بالا آمدن آلیش پیدا می‌کنند که از نشانه‌های آن، ناهنجاری منفی Nb و Ta و ناهنجاری مثبت Th است (Thompson et al., 1983).



شکل ۵- A) دیاگرام عنکبوتی نرمالیزه شده به گوشته اولیه (Mc Donough *et al.*, 1991) برای سنگ‌های اسیدی منطقه سلیمان بلاغی؛ B) الگوی عناصر کمیاب خاکی نرمالیزه شده به کندریت (Taylor and Mc Lennan, 1985) برای سنگ‌های اسیدی منطقه سلیمان بلاغی.

استفاده می‌شود. از آنجا که عناصر با شدت میدان پایداری بالا (HFSE) نظیر: Nb, Y, Ti, P, Yb و Zr در سیالات به نسبت غیر متحرک بوده و تحت شرایط هیدروترمالی، هوازگی و در درجات بالای دگرگونی پایدار هستند، این عناصر کاربرد بیشتری دارد. بر این اساس، از نمودار Nb+Yb در مقابل Rb (Pearce *et al.*, 1984) استفاده شد. در این نمودار، نمونه‌های مربوط به سنگ‌های اسیدی منطقه مورد مطالعه در قلمرو محیط بعد از برخورد (Post COLG) قرار می‌گیرد (شکل ۷).

با نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce *et al.*, 1984) نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان و گرانیتوئیدهای حواشی فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۷).

بر اساس دو نمودار یاد شده، روند تغییرات نمونه‌ها بیانگر تحول آنها در راستای تأثیر سیالات حاصل از فروزش و مذاب‌های حاصل از منطقه فروزش است (شکل ۷).

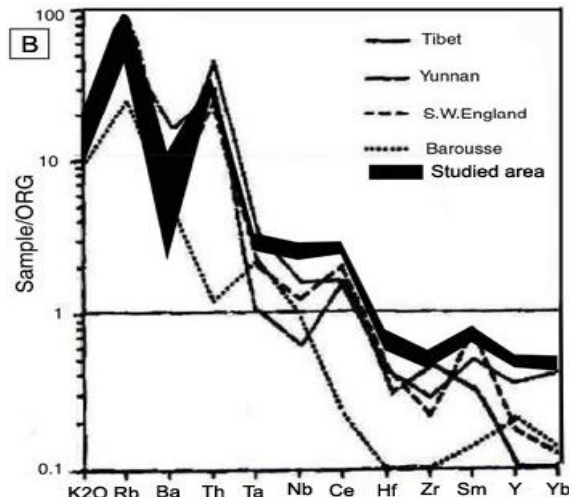
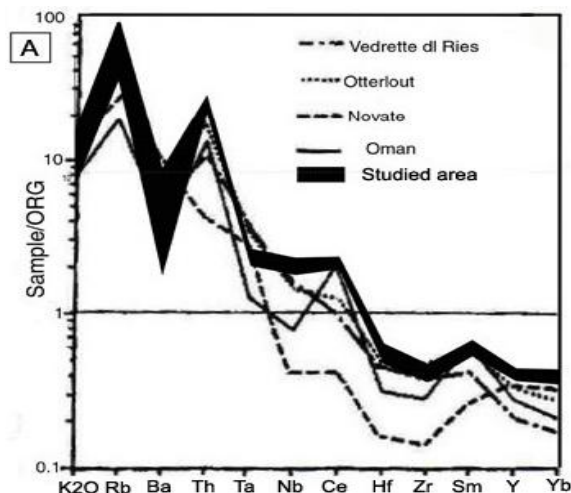
در مناطق برخوردی، برخورد با بالازدگی رسوبات حاشیه فعال قاره‌ای که مشرف بر گودال هستند، شروع شده و رسوبات اخیر با منشورهای فزاینده رسوبی در حاشیه فعال قاره‌ای، در آمیخته

جایگاه تکتونوماگمایی: دیاگرام عنکبوتی
نرمالیزه شده به پلاژیوگرنیت‌های پشته‌های میان اقیانوس (ORG) برای سنگ‌های اسیدی منطقه نشانگر غنی‌شدگی مشخص Ba, K, Rb و Th همراه با تهی‌شدگی مشخص در عناصر Sm, Hf, Yb و Zr است (شکل ۶). این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه از فرآیندهای ذوب بخشی و آلایش پوسته‌ای متأثر شده‌اند و Harris (۱۹۸۳) از آن تحت عنوان تسلط پوسته‌ای یاد کرده است. مقایسه دیاگرام‌های عنکبوتی رسم شده برای سنگ‌های منطقه با دیاگرام‌های گرانیت‌های محیط‌های تکتونیکی مختلف نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه تطابق نسبی با گرانیت‌های بعد از برخورد (Post-COLG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-COLG) دارد اما بیشترین تطابق را با گرانیت‌های بعد از برخورد (Post-COLG) نشان می‌دهد (شکل ۶).

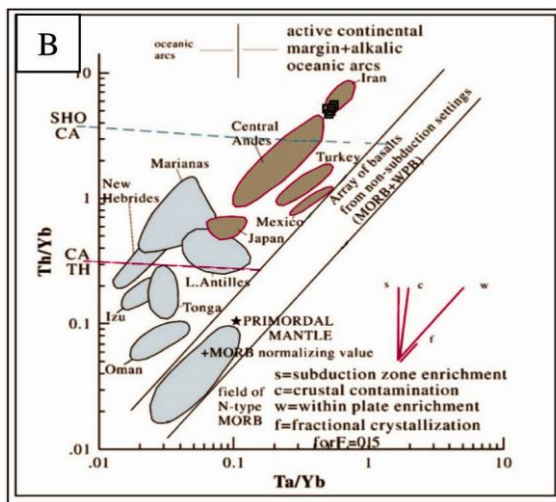
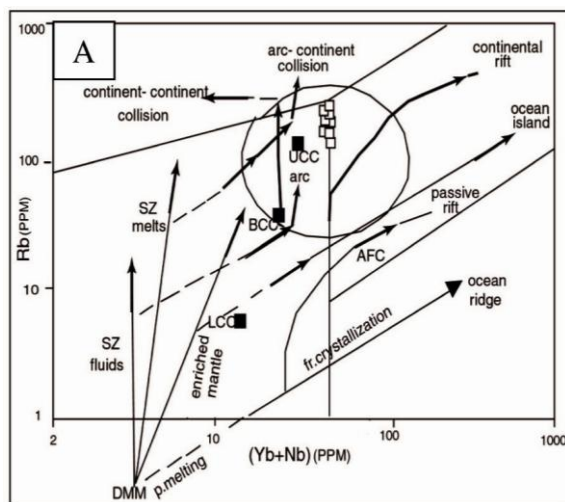
برای تعیین جایگاه تکتونوماگمایی توده‌های آذرین، از نمودارهای متمایز کننده محیط‌های مختلف نیز استفاده می‌شود. این نمودارها بیشتر بر اساس تغییرات عناصر کمیاب طراحی شده و در آنها از عناصر غیر متحرک یا با تحرک اندک

شدگی، باعث بالازدگی حواشی قاره‌ها می‌شود (Murrell, 1986).

و یک حوضه ژئوسنکلیالی در حال فرونشینی را تشکیل می‌دهد و به همراه فرآیندهای کوتاه



شکل ۶- مقایسه نمودارهای عنکبوتی عناصر ناسازگار سنگ‌های اسیدی منطقه سلیمان بلاغی با الگوهای نمودارهای عنکبوتی. (A) گرانیتهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) و (B) گرانیتهای بعد از برخورد (Post-COLG). داده‌های مربوط به گرانیتهای پشته‌های میان اقیانوسی (ORG) از Pearce و همکاران (۱۹۸۴) اقتباس شده است.



شکل ۷- (A) موقعیت نمونه‌های مربوط به سنگ‌های اسیدی منطقه سلیمان بلاغی بر روی دیاگرام Yb+Nb در مقابل Rb (Pearce et al., 1984) و (B) موقعیت نمونه‌های منطقه سلیمان بلاغی بر روی نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce et al., 1984).

ارتباط آن با لیتوسفر فروزانده قطع می‌شود. در این حال، برای برقراری تعادل ایزوستازی در محل برخورد، بالازدگی سریعی حادث می‌شود. به دنبال این بالازدگی و توسعه سیستم شکستگی به

مراحل تأخیری فرآیندهای کوهزایی برخوردی، شامل: گرم شدن لیتوسفر فروزانده سرد و ضخیم شدن لیتوسفر بالایی است. طی این فرآیند، بخش زیرین لیتوسفر اقیانوسی فروزانده، شکسته شده و

شیب کم لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی می‌تواند باعث جابجایی جبهه ماگماتیسم اولیگوسن-میوسن از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر به نواحی شمالی ایران مرکزی و جنوب البرز شده باشد. اما همزمانی ماگماتیسم در هر دو ناحیه و نبود ویژگی‌های کمائی (به ویژه تهی‌شدگی بارز از HFSE) در سنگ‌های آذرین نواحی شمالی ایران مرکزی و جنوب البرز، قبول این فرض را مشکل می‌سازد.

بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های اسیدی منطقه مورد مطالعه بیانگر جایگیری آنها در یک محیط بعد از برخوردی است. از طرف دیگر، ناهنجاری مثبت عناصر LILE (نظیر: K, Pb, Rb و Th) در همراهی با ناهنجاری منفی عناصر HFSE (نظیر: Ti و Nb) در سنگ‌های منطقه می‌تواند در ارتباط با محیط‌های فرورانشی، آرایش ماگمای گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای و ذوب سنگ‌های پوسته‌ای باشد. علاوه بر این، گدازه‌های با ترکیب بازالتی مربوط به اولیگوسن نیز در مجاورت منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود که به اعتقاد Ghasemi و همکاران (۲۰۱۲) و Ahmadi و Ghorbani (۲۰۱۰) این بازالت‌ها در حوضه پشت کمائی و طی اولیگوسن-میوسن تشکیل شده‌اند. با توجه به موارد یاد شده، در مجموع می‌توان سناریوی زیر را برای تشکیل سنگ‌های اسیدی منطقه مورد مطالعه ارایه نمود. در مراحل نهایی بعد از برخورد قاره‌ای، لیتوسفر زیر قاره‌ای ضخیم شده البرز، از قاعده پوسته جدا شده و توسط گوشته داغ استنوسفری جایگزین می‌شود. بالا آمدگی سریع گوشته داغ استنوسفری در نتیجه جدایش و فرونشینی لیتوسفر زیر قاره‌ای، منجر به ذوب بخشی استنوسفر شده و این مذاب با صعود به سطح زمین، سنگ‌های بازالتی اولیگوسن موجود در مجاورت منطقه مورد مطالعه

موازات پهنه جوش خورده، بالا زدگی حرارتی نیز رخ می‌دهد. این فرآیندها منجر به ذوب احتمالی در اثر کاهش فشار و اتساع پوسته و شاید گرانیته شدن در پوسته ضخیم شده شود (Murrell, 1986). برخی پژوهشگران مانند: Houseman و همکاران (۱۹۸۱) اعتقاد دارند که در اثر نیروهای کوهزایی ناشی از برخورد صفحات، گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای ضخیم شده، متحمل جدایش و فرونشینی از قاعده پوسته شده (Delamination) و توسط گوشته داغ استنوسفری جایگزین می‌شود. بالا آمدگی گوشته استنوسفری داغ، منجر به ذوب بخشی آن شده و ماگماهای بعد از کوهزایی را به وجود می‌آورد. جایگیری ماگمای مزبور در سطوح پوسته‌ای، باعث ذوب بخشی پوسته شده و ماگماهای اسیدی مشابه منطقه مورد مطالعه را می‌تواند به وجود آورد.

مطالعات نشان می‌دهد که رشته کوه البرز بر خلاف ارتفاع زیاد، به صورت غیر منتظره‌ای دارای پوسته‌ای با ضخامت کم (کمتر از ۳۵ کیلومتر) است (Rodgers, Dehghani and Makris, 1984; Guest et al., Seber et al., 1997; et al., 1997). این پوسته نازک غیر طبیعی برای رشته کوه البرز، بیانگر آن است که پوسته بر روی یک گوشته لیتوسفری بسیار نازک واقع شده است. این ویژگی‌ها، با مناطقی که دارای ویژگی‌هایی همچون: کشیدگی لیتوسفری و نازک شدگی پوسته هستند، مطابقت دارد. به بیان دیگر، البرز در حین کوهزایی متحمل ضخیم شدگی پوسته‌ای شده است اما پس از پایان نیروهای تکتونیکی فشاری و آغاز تکتونیک کششی، پوسته دچار نازک شدگی شده است (Ahmadi and Ghorbani, 2010).

به اعتقاد Verdle (۲۰۰۹) تداوم فرورانش با

زمانی که افسیدین حدود ۳ درصد آب جذب کند، به حد اشباع رسیده و این آب به صورت مولکولی در ساختمان افسیدین (پرلیت) قرار می‌گیرد. آب مزبور، علاوه بر این که به عنوان کمک ذوب در نرم کردن شیشه مؤثر است، منشأ نیروی انفجاری ناشی از تبخیر در هنگام انبساط پرلیت است. مقدار آب‌گیری افسیدین، نسبت مستقیم با مدت زمان آب‌گیری و درجه حرارت محیط دارد.

مطابق مدل Fink (۱۹۸۳) وجود درصد بالایی از مواد فرار سبب فوران تفر می‌شود. بعد از فوران تفر که منجر به باز شدن مجرای خروج می‌شود، بخش غنی از مواد فرار در حال صعود، به صورت پامیس‌های درشت‌حفره و پر از گاز به سطح زمین گسترش می‌یابد. این گدازه قبل از رسیدن به حالت انجماد کامل، مسافتی را طی کرده و همین عامل، منجر به کشیدگی حفرات موجود در گدازه می‌شود. بعد از خروج پامیس‌های درشت‌حفره، نوبت خروج ماگمای اصلی می‌رسد و در زمان جایگیری افسیدین، مواد فرار موجود در آن، به دلیل چگالی پایین به سمت بالا حرکت کرده و در نهایت سرپوش حفره‌داری را ایجاد می‌کند. بنابراین، بر روی پامیس‌های درشت‌حفره، لایه افسیدین و در روی افسیدین، لایه نازکی از پامیس‌های ریزحفره تشکیل می‌شود. در نهایت، گدازه اصلی ریولیته با گرانیروی بالا به صورت گنبد در داخل مجموعه فوق تزریق می‌شود. در منطقه مورد مطالعه، لایه بالایی (پامیس‌های ریزحفره) خیلی نازک بوده یا اصلاً وجود ندارد و به نظر می‌رسد که توسط فرسایش از بین رفته باشد. لایه پامیس‌های درشت‌حفره نیز در مجاورت قاعده‌ای پرلیت‌ها مشاهده شده و در بخش‌های دیگر رخنمون ندارد.

پرلیت، ماده ارزشمندی بوده و کاربردهای

را به وجود آورده است. جایگیری ماگمای بازالتی مزبور در ترازهای بالایی پوسته قاره‌ای، موجب ذوب بخشی پوسته شده و مذاب افسیدی منطقه را به وجود آورده است.

پرلیت‌زایی در منطقه: پرلیت نوعی سنگ آتشفشانی با ترکیب افسیدی تا حدواسط است که در محیط آب یا مرطوب تشکیل می‌شود. پرلیت دارای بافت شیشه‌ای بوده و به دلیل آب‌گیری، شکستگی‌های با اشکال کروی در آن ایجاد شده است. میزان آب همراه با پرلیت در حدود ۲ تا ۵ درصد است. قسمت اعظم آب موجود در پرلیت، به صورت آب مولکولی حل شده در شیشه بوده و فقط قسمت کمی از آن به صورت هیدروکسیل است. ذخایر مناسب پرلیت، عموماً به صورت نوارها و عدسی‌هایی با چند متر ارتفاع موجود هستند که در منطقه مورد مطالعه نیز مشاهده می‌شود.

بر اساس تئوری‌های قدیمی، پرلیت منشأ اولیه دارد. اما امروزه تشکیل پرلیت را در نتیجه آب‌گیری شیشه‌های آتشفشانی نظیر افسیدین می‌دانند (Ross and Smith, 1955; Friedman et al., 1966; Jesek and Noble, 1978) و برای پرلیت منشأ ثانویه در نظر می‌گیرند. بنابراین، می‌توان گفت نوارها و عدسی‌های پرلیت در اثر آب‌گیری بعدی افسیدین تشکیل می‌شود. Chesterman (۱۹۵۴) از مطالعه پرلیت‌های کالیفرنیا به این نتیجه رسید که پرلیت از افسیدین در حضور فشار بخار آب تشکیل شده است. وی مراحل زیر را برای پرلیتی شدن پیشنهاد کرده است: الف) قرار گرفتن افسیدین به صورت گنبد، سیل و دایک، ب) تبدیل افسیدین به برش بعد از جایگزین شدن، ج) مجاورت بخار آب با افسیدین و تبدیل شدن افسیدین به پرلیت و د) دگرسانی نهایی قسمتی از پرلیت به رس در نتیجه آب‌گیری بیش از اندازه و گذشت زمان.

متعددی در صنایع مختلف دارد. زمانی که پرلیت خام در معرض حرارت قرار داده شود، منبسط شده و افزایش حجم می‌دهد (تا ۲۰ درصد). مهم‌ترین خواص پرلیت منبسط شده عبارتند از: جذب سطح خارجی زیاد، عدم انتقال صوت، حرارت و رطوبت و مقاومت آن در برابر مواد شیمیایی در بعضی محیط‌ها. از مصارف مهم پرلیت منبسط شده می‌توان به تهیه بتن سبک وزن، پرکنندگی، عایق حرارتی، صوتی و رطوبتی، کشاورزی و به عنوان صافی و ساینده اشاره کرد.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های اسیدی منطقه مورد مطالعه به صورت محصولات مختلف آتشفشانی مانند: روانه‌های گدازه، دم و توف تشکیل شده‌اند. ماگمای ریولیتی و ریوداسیتی به صورت گنبدی در منطقه جای گرفته است که بخش پایین گنبدهای موجود، در مجاورت با آب‌های جوی و داغ به پرلیت تبدیل شده‌اند در حالی که بخش‌های بالایی این گنبدها، به صورت گدازه ریولیتی با ساخت جریانی آشکار باقی‌مانده‌اند. بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های منطقه دارای ماهیت شوشونیتی و پرآلومین است. این امر می‌تواند نشانگر دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین و تحول ماگمای اسیدی باشد. ناهنجاری مشخص و مثبت عناصر Rb، Pb و Th در دیاگرام‌های عنکبوتی نیز نشانگر دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین و تحول ماگمای مولد سنگ‌ها است. تهی‌شدگی Ti می‌تواند نشانگر تبلور بخشی اکسیدهای Ti-Fe یا کلینوپیروکسن در مراحل اولیه تفریق و فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط منشأ باشد. غنی‌شدگی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE ممکن است در ارتباط با درجات کم ذوب بخشی سنگ منشأ و آرایش ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای باشد. ناهنجاری منفی Eu

در همراهی با Sr می‌تواند ناشی از جدایش پلاژیوکلاز از مذاب فلسیک در اعماق به علت تفریق بلوری و یا باقی‌ماندن پلاژیوکلاز در تفاله ذوب یا منشأ گرفتن آنها از عمقی باشد که فلدسپار موجود نبوده است. در دیاگرام‌های تمایز محیط تکتونیکی، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در موقعیت گرانیتهای بعد از کوهزایی قرار گرفته و مقایسه الگوی نمودارهای عنکبوتی با گرانیتهای محیط‌های مختلف تکتونیکی نیز نشانگر شباهت سنگ‌های منطقه با ماگماتیسزم مرتبط با قوس‌های بعد از برخورد است. به طور کلی، با توجه به شواهد به دست آمده از مطالعات ژئوشیمیایی می‌توان گفت که در مراحل نهایی بعد از برخورد قاره‌ای، لیتوسفر زیر قاره‌ای ضخیم شده البرز، از قاعده پوسته جدا شده و توسط گوشته داغ استنوسفری جایگزین شده است. بالا آمدگی سریع گوشته داغ استنوسفری در نتیجه جدایش و فرونشینی لیتوسفر زیر قاره‌ای، منجر به ذوب بخشی استنوسفر شده و این مذاب با صعود به سطح زمین، سنگ‌های بازالتی اولیگوسن موجود در مجاورت منطقه مورد مطالعه را به وجود آورده است. جایگیری ماگمای بازالتی مزبور در ترازهای بالایی پوسته قاره‌ای، موجب ذوب بخشی پوسته شده و ماگمای اسیدی منطقه مورد مطالعه را به وجود آورده است. در آتشفشان‌های اسیدی، بعد از اتمام فوران‌های انفجاری که به علت گرانیروی بالا و محتوای بالای مواد فرار موجود در ماگما است، معمولاً گدازه‌های فاقد مواد فرار به آرامی در سطح زمین جایگزین می‌شود که این جایگیری معمولاً با تشکیل ابسیدین همراه است. لایه ابسیدین در مجاورت آب، طی تبادلات یونی می‌تواند به پرلیت تبدیل شود. مهم‌ترین خواص پرلیت منبسط شده عبارت از جذب سطح خارجی زیاد، عدم انتقال صوت، رطوبت و حرارت و مقاومت آن در برابر مواد شیمیایی در

سیاسگزاری

این پژوهش، با هدایت و راهنمایی استاد فقید مرحوم دکتر علی عامری و با حمایت‌های مادی و معنوی دانشگاه تبریز به انجام رسیده است. نگارندگان، این پژوهش را به روح گرانقدر این استاد تقدیم نموده و برای آن مرحوم، علو درجات را از خداوند متعال خواستارند.

بعضی محیط‌ها است. مصارف مهم پرلیت منبسط شده شامل: تهیه بتن سبک وزن، پرکنندگی، عایق حرارتی، صوتی و رطوبتی، کشاورزی و به عنوان صافی و ساینده است. با توجه به گسترش مناسب ذخایر پرلیت منطقه، امید می‌رود در صورت ادامه روند اکتشاف سیستماتیک شاهد بهره‌برداری از این ذخایر در آینده باشیم.

منابع

- Ahmadi, A. R. and Ghorbani, M. R. (2010) Genesis and tectonomagmatic setting of Taleghan Tertiary volcanic rocks. *Iranian Journal of Geology* 4(14): 83-99 (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectono- stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21: 1-33.
- Atherton, M. P. and Ghani, A. A. (2002) Slab breakoff: a model for Caledonian, late granite syncollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos* 62: 65-85.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chesterman, C. W. (1954) Genesis of perlite (abstract). *Geological Society of America Bulletin* 65(12): 13-36.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London.
- Dehghani, G. A. and Makris, J. (1984) The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch Für Geologie Und paläontologie Abhandlungen* 168: 215-229.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grand, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagram and major element analyses, its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Edwards, C. M. H., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F., Morrid, J. D., Leman, W. P. and Harmon, R. S. (1994) The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit- Beser complex, east Indonesia. *Journal of Petrology* 35: 1557-1595.
- Eftekhari Nezhad, J. (1980) Discrimination of different part of Iran based on structural situation in relation with sedimentary basins. *Iranian Petroleum Institute Magazine* 82: 19-28 (in Persian).
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J. and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc- alkaline volcanism of orogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, northern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 121: 115-135.
- Faridi, M., and Anvari, A. (2000) Explanatory text of geological map of Hashtjin 1:100000, No. 5664, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Fink, J. H. (1983) Structure and emplacement of rhyolitic obsidian flow, little glass mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geological Society of America Bulletin* 94: 262-280.
- Friedman, I., Smith, R. L. and Long, W. D. (1966) Hydration of natural glass and formation of perlite. *Geological Society of America Bulletin* 77: 323-328.
- Ghasemi, H. A., Barahmand, M. and Sadeghian, M. (2012) The Oligocene basaltic lavas of east and

- southeast of Shahroud: implication for back- arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin. *Petrology* 2(7): 77-94 (in Persian).
- Greeley, R. (1971) Geology of the selected lava tubes in the Bend area, Oregon. Department of Geology and Mineral Industries, Oregon Bulletin 71: 1-45.
- Greeley, R. (1987) The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes. USGS Professional Paper 71: 1589-1902.
- Guest, B., Guest, A. and Axen, G. (2007) Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: a case for simple crustal folding. *Global and Planetary Change* 58: 435-453.
- Harris, C. (1983) The petrology of lavas and associated plutonic characteristics of collision zone magmatism. In: *Collision tectonics* (Eds. Cowards, M. P. and Reis, A. C.) Special Publication 19: 67-81. Geological Society, London.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmand Zadeh, A. (1966) Geology of Tarom district, western part (Zanjan area north-west Iran), report No.8, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Houseman, G. A., McKenzie, D. P. and Molnar, P. (1981) Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research* 86: 6115-6132.
- Jesek, P. A. and Noble, D. C. (1978) Natural hydration and ion exchange of obsidian, an electron microprobe study. *American Mineralogist* 63: 266-273.
- Kamali, A., Moayyed, M., Jahangiri, A., Amel, N., Pirooj, H. and Ameri, A. (2011) The petrography and geochemistry of volcanic rocks of Ghaflankuh, Mianeh (NW Iran). *Petrology* 2(6): 97-115 (in Persian).
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archean crustal growth models. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 144: 38-56.
- Le Bas, M. J., Le Maître, R. W., Streckeisen, A. X. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Maniar, P. D. and Piccoli, M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Mc Donough, W. F., Sun, S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E. and Hofmann, A. W. (1991) Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 26: 1001-1012.
- Middlemost, E. A. K. (1991) Towards a comprehensive classification of igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Mohamed, F. H., Moghazi, A. M. and Hassanen, M. A. (2000) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt. *International Journal of Earth Science* 88: 764-777.
- Mokhtari, M. A. A. (1999) Geology and petrology Livanlou volcanic rocks (southeast Bozghoush) with considering perlites. MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Murrell, S. A. F. (1986) Mechanics of tectogenesis in plate collision zones. In: *Collision tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) 95-111. Blackwell Publishing, Oxford.
- Nabavi, M. H. (1976) Introduction to the geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Pearce, J. A. (1983) Role of Sub- Continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Howkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva Publication, Nantwich.

- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, G. A. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitoid rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pearce, T. H., Russell, J. K. and Wolfson, I. (1987) Laser- interference and normarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *American Mineralogist* 72: 1131-1143.
- Peterson, D. W. and Swanson, D. A. (1974) Observed formation of lava tubes during 1970-1971 at Kilauea volcano, Hawaii. *Studies in Speleology* 2(6): 209-222.
- Pirmohammadi Alishah, F., Ameri, A., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Keskin, M. (2012) Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the south of Tabriz (Sahand Volcano). *Petrology* 3(9): 37-56 (in Persian).
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxide of major and minor elements, *Lithos* 22: 247-264.
- Rodgers, A. J., Ni, J. F. and Hearn, T. M. (1997) Propagation characteristics of short-period Sn and Lg in the middle east. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87(2): 396-413.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical Data: evaluation, presentation and interpretation. Longman Scientific and Technical, London.
- Ross, C. S. and Smith, R. L. (1955) Water and other volatiles in volcanic glasses. *American mineralogists* 40(11-12): 1076-1089.
- Seber, D., Vallve, M., Sandvol, E., Steer, D. and Barazangi, M. (1997) Middle east tectonics: applications of geographic information systems (GIS). *GSA Today* 7(2): 1-5.
- Shelly, D. (1993) Igneous and metamorphic rock under microscope. Chapman and Hall, London.
- Srivastava, R. K. and Singh, R. K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dikes from the Central Indian craton, evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 373-389.
- Taylor, S. R. and Mc Lennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Publishing, Oxford.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Dickin, A. P. and Hendry, G. L. (1983) Continental flood basalts. In: Continental basalts and mantle xenoliths (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 158-185. Shiva Publication, Nantwich.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in andesite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 89: 1-16.
- Verdle, C. (2009) Cenozoic geology of Iran: an intergrated study of extensional tectonics and related volcanism. PhD. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Wilson, M. (2007) Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Springer, Dordrecht, Netherlands.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannuci, R. (1999) The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 107-122.

Petrology and geochemistry of acidic volcanic rocks in the north of Soleiman Bolaghi (southwest Hashtjin, north of Zanjan) with considering perlitization

Sadiqeh Sadri Esfanjani¹, Nasir Amel¹ and Mir Ali Asghar Mokhtari^{2*}

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Abstract

The studied area is located in the SE of Mianeh and north of Zanjan, and it is a part of Western Alborz- Azarbaijan structural zone. This area consists of volcanic rocks including rhyolite, rhyodacite, dacite and pumiceous tuff with Oligocene age and andesitic lithic tuff with Eocene age. Acidic volcanic rocks crop out in the form of domes, lava flows and tuffs. Perlites crop out in lower part of the rhyolitic- rhyodacitic domes. All acidic rocks have shoshonitic nature and classified as peraluminous rocks. These rocks are characterized by LREE- rich patterns with high LREE/HREE ratio and distinctive negative Eu anomaly. There are distinctive positive anomalies of Rb, Th and Pb on the spider diagrams which is related to continental crust role in genesis and evolution of the parent magma. On the tectonic setting discrimination diagrams, these rocks are plotted within the Post-COLG setting. The overall petrographic, petrologic and geochemical evidences demonstrate that during the final stages of the continental collision, the thickened sub- continental lithosphere in the Alborz was delaminated and replaced by hot asthenosphere mantle. Rapid upwelling of hot asthenosphere gave rise to the partial melting of asthenosphere which is produced the Oligocene basaltic rocks near the studied area. Emplacement of basaltic magma in the upper part of the continental crust led to the partial melting of the crust and generation of the parent magma of the acidic rocks. Acidic lavas cooled rapidly and formed the glassy rocks such as obsidian which changed to perlite in contact with meteoric and warm waters.

Key words: Petrology, Geochemistry, Perlite, Soleiman Bolaghi, Hashtjin, Zanjan, Western Alborz-Azarbaijan zone

* amokhtari@znu.ac.ir