

ژئوشیمی و پتروژنز آداکیت‌های دامنه جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار با تکیه بر نتایج ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb

ابراهیم محمدی گورجی^۱، قاسم قربانی^{۲*} و هادی شفایی مقدم^۳

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

^۳ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۱/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۹/۲۶

چکیده

واحدهای مورد مطالعه در شمال باختر سبزوار و در دامنه جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار واقع شده است. تعداد زیادی گنبد‌های آتشفشانی با ترکیب ریولیتی (گنبد ساروق، زردکوهی، کوه سفید مهر و نهر) واقع در بخش جنوبی نوار افیولیتی داورزن - سبزوار به داخل سنگ‌های این مجموعه افیولیتی نفوذ کرده‌اند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، از جمله غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE، بی‌هنجاری منفی در عناصر TNT (Ta-Nb-Ti)، سرشت پرآلومین تا متآلومین همراه با کالک-آلکانل پتاسیم متوسط تا بالا و موقعیت آنها در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی، نشان‌دهنده آن است که این سنگ‌ها در یک محیط مرتبط با زون‌های فرورانش تشکیل شده‌اند. گنبد‌های مورد مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها ($\text{SiO}_2 > 69.2 \text{ wt}\%$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 > 14.7 \text{ wt}\%$ ، $\text{MgO} < 0.35 \text{ wt}\%$ ، $\text{Sr} > 273 \text{ ppm}$)، غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE، تهی‌شدگی از عناصر Y و HREE ($\text{Yb} < 0.86$ و $\text{Y} < 9.7$) و نسبت‌های بالای ($\text{La/Yb} > 12.1$ و $\text{Sr/Y} > 58$) و به گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس ($\text{SiO}_2 \geq 69.2 \text{ wt}\%$ ، $\text{MgO} = 0.19-0.31 \text{ wt}\%$ ، $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} < 7.62 \text{ wt}\%$ ، $\text{Sr} = 273-936$) تعلق دارند. بررسی‌های ژئوشیمیایی و ترکیبات ایزوتوپی Sr، Nd، Pb و Sr (208Pb/204Pb = 38.325-38.327 و 207Pb/204Pb = 15.536-15.538، 206Pb/204Pb = 18.37-18.39 و مقادیر $\epsilon_{\text{Nd}_i} = 5.60-6.10$ و $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7041-0.7042$) نشان از آن است که ماگمای سازنده گنبد‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده (دارای ترکیب سنگ‌شناسی گارنت‌آمفیبولیت) ایجاد شده و سپس از راه تبلور تفریقی تحول یافته است.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌شناسی، آداکیت‌های پرسلیس، ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb، سبزوار.

* نویسنده مسئول: قاسم قربانی

E-mail: ghorbani@du.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه در شمال باختر سبزوار و از دید زمین‌شناسی ساختمانی بخشی از زون ساختاری شمال خاور ایران مرکزی یا به عبارتی دقیق‌تر بخشی از زون افیولیتی سبزوار به حساب می‌آید (Alavi, 1991; Stocklin, 1968). چندین نوار افیولیتی با روند تقریباً خاوری - باختری در داخل بخش‌های مختلف این زون وجود دارد و سنگ‌های مورد مطالعه شامل تعدادی از گنبد‌های ریولیتی است که در دامنه جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار واقع است و مطالعات انجام شده پیشین (صالحی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۶؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷) و این مطالعه نشان‌دهنده ویژگی آداکیتی آنهاست. افزون بر این، سنگ‌های منسوب به آداکیتی در دو موقعیت جغرافیایی دیگر در نوار افیولیتی شمال سبزوار وجود دارند که شامل گنبد‌های با ترکیب آندزیت - داسیت واقع در دامنه شمالی نوار افیولیتی شمال سبزوار و گنبد‌های با ترکیب آندزیت - داسیت واقع در بخش شمالی این نوار هستند که از مشکان تا اسفراین و جنوب قوچان امتداد دارند (Baumann et al., 1983; Spies et al., 1983; Shabanian et al., 2012; تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). اصطلاح آداکیت را ابتدا Defant & Drummond (1990) برای نشان دادن سنگ‌های آذرین کمان سنوزویک با ترکیب حدواسط تا سیلیس بالا ($\text{SiO}_2 > 56 \text{ wt}\%$) به کار بردند که از مذاب‌های جوان ($\leq 25 \text{ Ma}$) حاصل از بازالت‌های اقیانوسی فرورونده به وجود آمده‌اند. این اصطلاح پس از توصیف آندزیت‌های منیزیمی توصیف شده توسط Kay (1978) از جزیره آداک در آتوسین، به کار برده شد. آداکیت‌ها با ترکیب سنگ‌شناسی آندزیت تا ریولیت و با ویژگی‌های ژئوشیمیایی $\text{SiO}_2 > 56 \text{ wt}\%$ ، $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$ ، $\text{MgO} < 3 \text{ wt}\%$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15 \text{ wt}\%$ و LREE و تهی‌شدگی از عناصر Y و HREE ($\text{Yb} < 1.9$ و $\text{Y} < 18$) و نسبت‌های بالای $\text{La/Yb} > 20$ و $\text{Sr/Y} > 40$ مشخص می‌شوند (Castillo, 2006 & 2012).

Martin et al. (2005) آداکیت‌ها را به دو گروه پرسلیس و کم سیلیس تقسیم‌بندی کرده‌اند. در این مطالعه سعی شده است تا گنبد‌های مورد مطالعه از نظر روابط صحرایی آنها با واحدهای افیولیتی، سنگ‌نگاری و به‌ویژه ژئوشیمیایی (ایزوتوپی) مورد مطالعه دقیق‌تر قرار گیرند تا بتوان در مورد منشأ و شرایط تشکیل آنها اظهار نظر کرد.

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه از دید تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ساختاری بخشی از شمال زون سبزوار (Alavi, 1991) و زون ایران مرکزی (Stocklin, 1968) به حساب می‌آید (شکل ۱). این ناحیه بین دو گسل بزرگ درون (در جنوب) و گسل بینالود (در شمال) واقع شده و از شمال و جنوب به ترتیب با زون بینالود و بلوک لوت در ارتباط است. به طور کلی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه شامل واحدهای دگرگونی، واحدهای سنگی افیولیتی و واحدهای آتشفشانی - رسوبی هستند. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی موجود در منطقه، واحدهای دگرگونی و افیولیتی بوده و سنی معادل کرتاسه فوقانی - پالئوسن دارند (مجیدی، ۱۳۷۸؛ بهرودی و عمرانی، ۱۳۷۸). افیولیت‌های سبزوار در بخش شمالی کمربند افیولیتی پیرامون خرد قاره ایران مرکزی واقع است. به طور کلی سکانس افیولیتی سبزوار را می‌توان به صورت مجموعه‌ای متشکل از توالی‌های گوشته‌ای مشتمل بر هارزبورژیت‌ها، لرزولیت‌ها، دونیت‌ها و کرومیت‌ها به همراه سرپانتینیت‌ها و نیز توالی‌های پوسته‌ای شامل کومولاهای اولترامافیکی به همراه پگماتیت‌گابروها، گابروها، گابرونوریت‌ها، دیوریت‌ها و کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای تا انبوه‌های دایکی مافیک تا فلیسک، پیلولواها و گدازه‌های جریان‌ی به همراه رسوبات کرتاسه فوقانی - پالئوسن زیرین معرفی کرد.

آلکالی فلدسپار (ساندین) به همراه میکروولیت‌های آن بخش عمده‌ای از این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند و دارای ماکل کارلسباد هستند. این درشت‌بلورها اکثراً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در حالی که ریزبلورهای موجود در خمیره بی‌شکل هستند (شکل ۵-۸). آثار دگرسانی و تبدیل‌شدگی آلکالی‌فلدسپارها به سرسیت و کانی‌های رسی در اغلب آنها مشاهده می‌شود. درشت‌بلورها و ریزدرشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به شکل هم‌بعدانه و دارای منطقه‌بندی و ماکل تکراری هستند (شکل ۵-۸). درشت‌بلورهای کوارتز عمدتاً به صورت گرد و مدور و بی‌شکل هستند. خورده‌شدگی‌های خلیج مانند در بلورهای کوارتز از جمله ویژگی‌های شاخص میکروسکوپی ربولیت‌هاست (شکل ۵-۸). کانی‌های کوارتز بیشتر به صورت ریزبلور یا ریزبلورین در خمیره و به مقدار کمتر به صورت درشت‌بلور دیده می‌شوند. کانی‌های مافیگ شامل بیوتیت و آمفیبول به صورت درشت‌بلور و در خمیره دیده می‌شوند و برخی به کلریت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند (شکل ۵-۸ E و D) و به صورت لکه‌های سبز تا قهوه‌ای رنگ در متن سنگ مشاهده می‌شوند. از مهم‌ترین کانی‌های ثانویه نیز می‌توان به کلسیت، کلریت، اپیدوت و سرسیت اشاره کرد.

۴-۲. ژئوشیمی

سنگ‌های مورد مطالعه از نظر مقدار SiO_2 دارای طیف ترکیبی ۶۹/۲ تا ۷۴ درصد بوده و در تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی که توسط Le Bas et al. (1986) ارائه شده است همه نمونه‌ها در قلمرو ربولیت واقع می‌شوند. سری ماگمایی آنها در این نمودار در قلمرو ساب‌آلکانل و نزدیک به مرز آلکانل قرار می‌گیرند (شکل ۶). در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) نیز در محدوده کالک‌آلکانل پتاسیم متوسط تا بالا واقع می‌شوند (شکل ۷). بر اساس نمودار Maniar & Piccoli (1989) نمونه‌ها در مرز قلمرو پرآلومین تا متآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۸). احتمالاً گرایش نمونه‌ها به سمت پرآلومین ناشی از فرایند تقریبی و دگرسانی فلدسپارهای آلکانل به کانی‌های رسی است.

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun & McDonough, 1989) نمونه‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی در عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند (شکل ۹ - الف). در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) (شکل ۹ - ب) نیز تمامی نمونه‌های مورد بررسی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) به‌ویژه Nb، Ta، P و Ti بی‌هنجاری منفی و در عناصر Sr، Pb، K و Rb و U بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند که نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه از یک زون مرتبط با فرورانش هستند (Pearce et al., 1984; Gill, 2010; Wilson, 1989). با توجه به موازی بودن الگوی فراوانی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی، احتمالاً بیانگر ارتباط ژنتیکی و منشأ مشابه آنهاست (Wilson, 1989).

با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی از جمله بالا بودن نسبت‌های La/Yb، Sr/Y، Yb، Y، Nb، Ta و نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو ماگماهای آداکیتی قرار می‌گیرند (جدول ۳).

۴-۳. تعیین موقعیت زمین‌ساختی و پتروژنز نمونه‌های مورد مطالعه

همان‌طور که پیش‌تر یاد شد سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، غنی‌شدگی قابل توجهی در عناصر LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE نشان می‌دهند و افزون بر آن، دارای بی‌هنجاری منفی از عناصر Ta، Nb و Ti بوده که این ویژگی‌ها خاص محیط‌های مرتبط با فرورانش هستند. بدین منظور، برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای دو متغیره Rb در برابر Y+Nb و Ta+Yb استفاده شده است (Pearce et al., 1984). همان‌طور که در این نمودارها مشخص است نمونه‌های

واحدهای آتشفشانی - رسوبی شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تا پلیو-کواترنری و سنگ‌های رسوبی میوسن تا پلیو-کواترنری هستند.

تعداد زیادی گنبد‌های آتشفشانی تا نیمه‌آتشفشانی در دامنه شمالی و جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار (شکل ۲) و در شمال این نوار از مشکان تا اسفراین و تا جنوب قوچان رخنمون دارند و جزیی از کمان ماگمایی سنوزوییک افیولیت شمال سبزوار را شامل می‌شوند. ترکیب سنگ‌شناسی آنها متشکل از آندزیت، داسیت و ربولیت است و تاکنون پژوهشگران مختلفی به بررسی آنها پرداخته‌اند. (Spies et al. (1983) و Baumann et al. (1983) پیدایش نوار آتشفشانی پس از افیولیت بین سبزوار و قوچان را ناشی از فرورانش با شیب به سمت شمال لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس حوضه سبزوار، از زمان ائوسن میانی به بعد می‌دانند. صالحی نژاد (۱۳۸۷) گنبد‌های شمال باشتین (واقع در دامنه جنوبی و شمالی نوار افیولیتی شمال سبزوار) را به صورت گنبد‌های نیمه ژرف با ترکیب آندزیت، داسیت و ربولیت، با ماهیت متآلومین تا پرآلومین ضعیف و کالک‌آلکانل و در گروه آداکیت‌های پرسیلیس می‌داند که از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده داغ و جوان نئوتتیس سبزوار با ترکیب گارنت آمفیبولیت در یک زون فرورانش با شیب رو به شمال ایجاد شده و سپس از طریق فرایندهای تبلور تفریقی و آرایش ماگمایی (AFC) تحول یافته است. قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) نیز گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس جنوب قوچان - اسفراین را ناشی از مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده و دگرگون شده نئوتتیس سبزوار در گستره پایداری گارنت و گوه گوشه‌ای روی آن در یک منطقه فرورانش حاشیه قاره‌ای در پلیو - پلیستوسن می‌دانند. موقعیت گنبد‌های مورد مطالعه با سن احتمالی پلیوسن - پلیستوسن که بخشی از گنبد‌های مطالعه شده توسط صالحی نژاد (۱۳۸۷)، Spies et al. (1983) و Baumann et al. (1983) را در برمی‌گیرد، در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲) مشخص شده است. این گنبد‌ها (شامل گنبد ساروق، زردکوهی، کوه سفید و مهر) به رنگ سفید متمایل به خاکستری و عمدتاً به شکل مخروطی از دور به روشنی نمایان (شکل‌های ۳ و ۴) و به داخل سنگ‌های هارزبورژی و سرپانتینی و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند و دارای ترکیب ربولیتی هستند. صالحی نژاد (۱۳۸۷) حضور حجم زیادی از قطعات تخریبی این گنبد‌ها در کنگلومرای پلیوسن - پلیستوسن و نبود آنها در واحدهای مارنی میوسن را بیانگر رخنمون این گنبد‌ها در مرز زمانی میوسن - پلیوسن یعنی حدود ۵ میلیون سال پیش در سطح زمین می‌داند.

۳- روش پژوهش

پس از نمونه‌برداری، مشاهدات و بررسی‌های صحرایی، به منظور تشخیص ارتباط سنگ‌های مورد مطالعه با دیگر واحدهای افیولیت، حدود ۳۰ نمونه برای مطالعات میکروسکوپی انتخاب شدند. به منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها، برخی از نمونه‌های سنگی برای آنالیز کل سنگ به روش ICP-AES و ICP-MS برای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در آزمایشگاه ALS کانادا و دانشگاه ناسی فرانسه انتخاب شدند (جدول ۱). به منظور تعیین و بررسی دقیق‌تر منشأ سنگ‌های مورد مطالعه نیز ۴ نمونه برای آنالیزهای ایزوتوپی Sr، Nd و Pb به دانشگاه ژنو سوییس فرستاده شده‌اند. مقادیر ایزوتوپی Sr، Nd و Pb نمونه‌های مورد آنالیز در جدول ۲ آمده است.

۴- بحث و بررسی

۴-۱. سنگ‌نگاری

سنگ‌های مورد بررسی بیشتر از نظر سنگ‌نگاری دارای ترکیب ربولیتی هستند. بافت‌های پورفیریتیک و گلوپورپورفیریتیک با خمیره میکروولیتی و جریانی از مهم‌ترین بافت‌های دیده شده در سنگ‌های مورد مطالعه هستند. درشت‌بلورهای

مطالعات ایزوتوپی استرانسیم انجام گرفته توسط Baumann et al. (1983) نشان دهنده آن است که تغییرات ترکیب نسبت ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آتشفشانی تشریری بین کاشمر - سبزوار - قوچان، که منطقه مورد مطالعه را نیز در برمی‌گیرد، بین 0.7035 تا 0.7060 (میانگین 0.7046) بوده و احتمالاً به سبب ناهمگنی گوشته و درجات مختلف تبلور بخشی است که نقش عمده‌ای در تشکیل ماگماهای کالک‌آلکان دارد. ماگماهای مادر آنها در نتیجه بی‌آب شدن پوسته اقیانوسی در فشار بخار آب بالا و فشار اکسیژن بالا (Spies et al., 1983) و توسط ذوب‌بخشی گوه گوشته بالای زون فرورانش و بدون مشارکت پوسته قاره‌ای سیالیک به وجود آمده است (Baumann et al., 1983). بر اساس مطالعات قاسمی و همکاران (1389) نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ گنبد‌های آداکیتی جنوب قوچان که در نوار ماگمایی شمال منطقه مورد مطالعه قرار دارند،

بین 0.7041 تا 0.7057 بوده و بیانگر آن است که ماگماتیسیم آداکیتی پرسیلیس منطقه ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی دگرگون شده نئوژن سبزوار در گستره پایداری گارنت در یک منطقه فرورانش حاشیه قاره در پلیو-پلئوستوسن و مقادیر ایزوتوپی حاکی از آرایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها با مواد پوسته‌ای است.

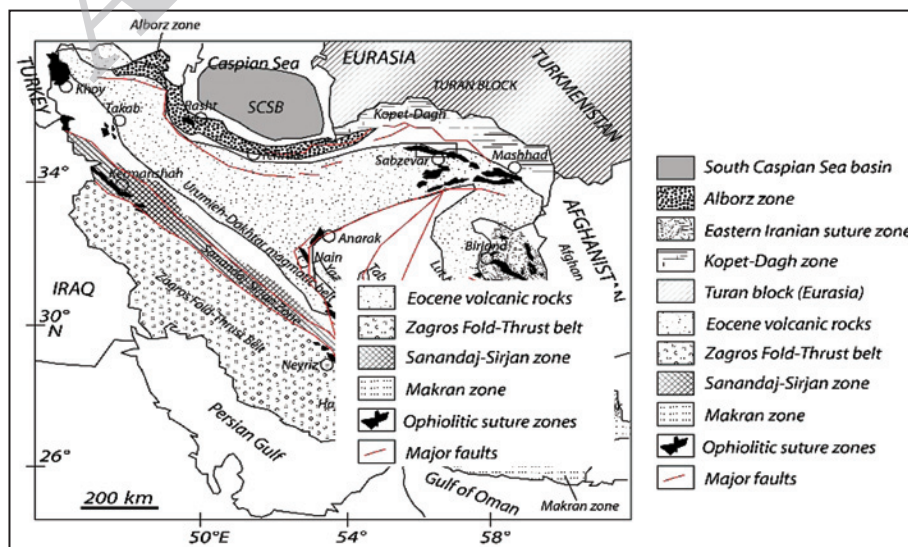
۵- نتیجه‌گیری

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد مطالعه در قلمرو ریولیت واقع می‌شوند. طبق نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، نمونه‌های مورد بررسی، در عناصر کمیاب خاکی سبک و لیتوفیل بزرگ یون غنی‌شدگی و در عناصر کمیاب خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا به‌ویژه Ta، Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند که بر این اساس نمونه‌های مورد مطالعه متعلق به زون‌های فرورانش هستند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند نمودار Sr/Y در برابر Y و نمودارهای عنکبوتی، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه متعلق به آداکیت‌های پرسیلیس و حاصل ذوب بخشی یک منشأ گارنت آمفیبولیتی هستند. بر طبق نمودارهای تعیین جایگاه تکنوماگمایی نیز، تمامی نمونه‌ها گرایش به کمان‌های آتشفشانی دارند. بر اساس داده‌های ایزوتوپی واحدهای آتشفشانی مورد مطالعه در ناحیه آداکیت‌های مرتبط با فرورانش قرار گرفته و در محدوده مرز MORB با PREMA (ترکیب گوشته رایج) و DMM واقع شده و نشان دهنده آن است که از یک منشأ مورب و گوه گوشته نسبتاً تهی شده بالای آن نشأت گرفته‌اند.

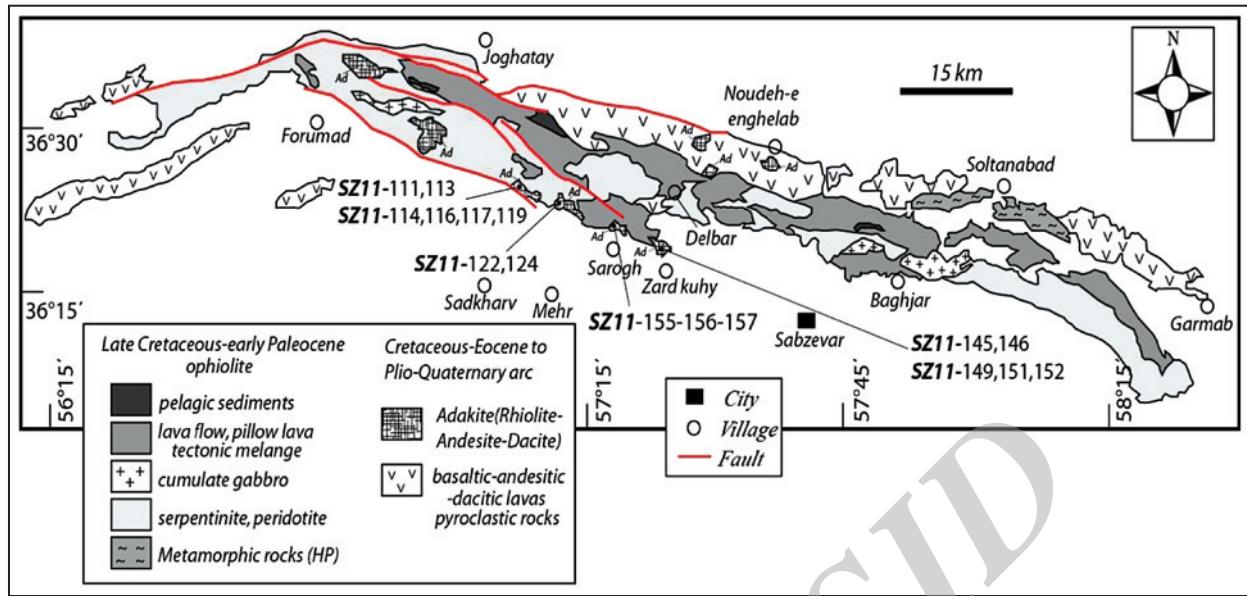
مورد مطالعه در قلمرو کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). در نمودار La/Yb در برابر Th/Yb (Wood, 1980) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو کمان حاشیه قاره‌ای فعال واقع می‌شوند (شکل ۱۱).

همچنین از نمودارهایی مانند Sr/Y در برابر Y و La/Yb در برابر Yb (Defant & Drummond, 1990) برای تشخیص آداکیتی بودن سنگ‌های منطقه مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۱۲). با توجه به اینکه ضریب تفکیک پذیری یا K_D عناصر کمیاب خاکی سنگین (مانند Yb) در فازهایی مانند گارنت بالا بوده و میل به تجمع در این فاز دارند (بر خلاف عناصر کمیاب خاکی سبک مانند La)، نمودار La/Yb در برابر Yb برای تفکیک آداکیت‌ها از دیگر سنگ‌های مرتبط با زون فرورانش پیشنهاد شده است. بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه بر روی روند گارنت آمفیبولیت و بیانگر آن است که از ذوب بخشی حدود ۲۵ درصدی از یک منشأ آمفیبولیت حاوی ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت نشأت گرفته‌اند. در نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (Haschke & Ben-Avraham, 2005) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو آمفیبولیت واقع می‌شوند (شکل ۱۳). با توجه به میزان سیلیس، آداکیت‌های منطقه متعلق به آداکیت‌های غنی از سیلیس بوده و در نتیجه ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده که با گوه گوشته‌ای نیز واکنش داده به‌وجود آمده‌اند (Castillo, 2012; Martin et al., 2005) (شکل ۱۴). در نمودار شکل ۱۵ همان‌طور که دیده می‌شود بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی قرار گرفته‌اند.

سرب رادیوژن سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه اندازه‌گیری شده و مقادیر $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ، $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در آنها به ترتیب برابر $18.37-18.39$ ، $15.536-15.538$ و $38.325-38.327$ هستند. در نمودار $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در برابر $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (شکل ۱۶) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مرز MORB و ترکیب PREMA و DM قرار می‌گیرند و احتمالاً نشان دهنده آن است که سنگ‌های مورد مطالعه از یک منشأ تیپ مورب و یا از یک گوشته نسبتاً تهی شده نشأت گرفته‌اند. برای بررسی دقیق‌تر و تحول ماگمای آداکیتی منطقه، از نمودار ϵ_{Nd} در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Guan et al., 2012) استفاده شد. همان‌طور که در نمودار دیده می‌شود نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بین 0.7041 تا 0.7042 (مقدار متوسط 0.70415) و $\epsilon_{\text{Nd}} = 5/6-6/1$ است که در ناحیه آداکیت‌های مرتبط با فرورانش قرار گرفته است (شکل ۱۷) و نشان دهنده آن است که احتمالاً از پوسته اقیانوسی صفحه فرورانش شده سبزوار به زیر حاشیه قاره‌ای ایران مرکزی نشأت گرفته است. اولین



شکل ۱- نقشه پهنه‌های روسوی - ساختاری عمده ایران (Stocklin, 1968). محدوده منطقه مورد مطالعه با کادر نشان داده شده است.



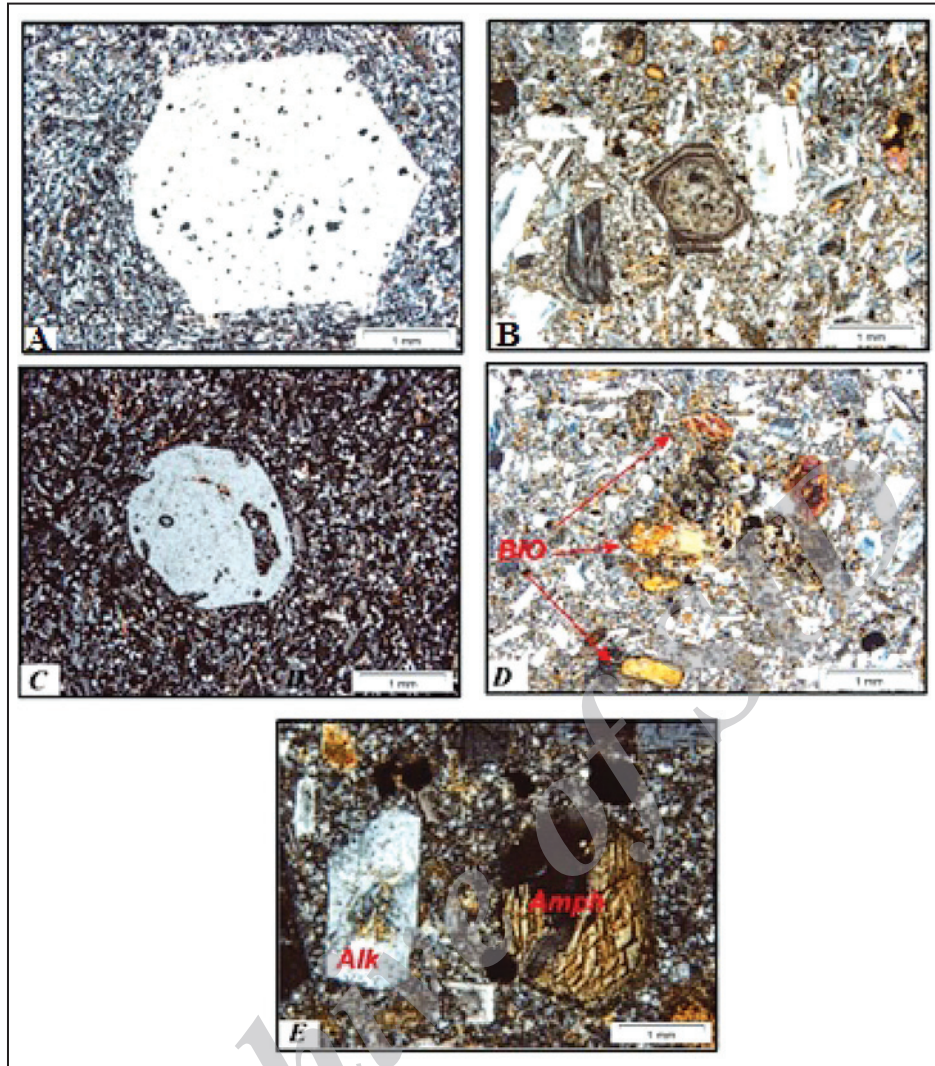
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه (ساده شده از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوار و باشتین). موقعیت نمونه‌های آنالیز شده نیز در نقشه مشخص شده‌اند.



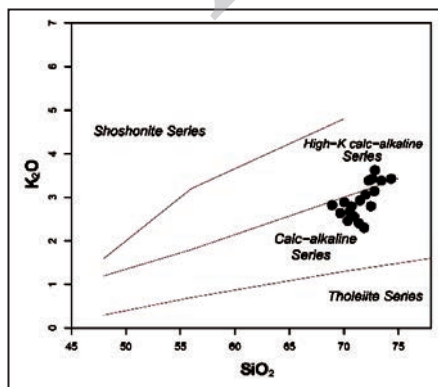
شکل ۳- دورنمایی از گنبد‌های ریولیتی مورد مطالعه در دامنه جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار، دید به سمت شمال.



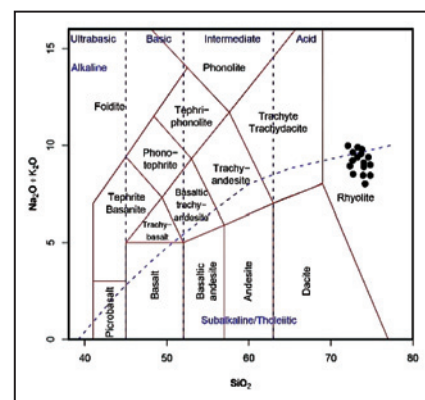
شکل ۴- نمایی نزدیک از گنبد ریولیتی ساروق، دید به سمت شمال.



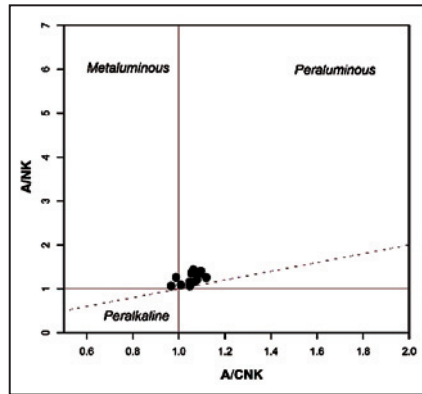
شکل ۵- (A) درشت بلورهای شکل دار سایندین، ریولیت گنبد کوه سفید؛ (B) ساختمان منطقه‌ای در درشت بلورهای پلاژیوکلاز، ریولیت گنبد ساروق؛ (C) درشت بلورهای کوآرتز خلیجی در ریولیت گنبد کوه سفید؛ (D) حضور ریزدرشت بلورهای بیوتیت در ریولیت ساروق؛ (E) درشت بلورهای آمفیبول و آلکالی فلدسپار همراه با بافت پورفیریتیک در سنگ‌های ریولیتی ساروق. نور XPL، بیوتیت: Bio، آلکالی فلدسپار: Alk، آمفیبول: Amph.



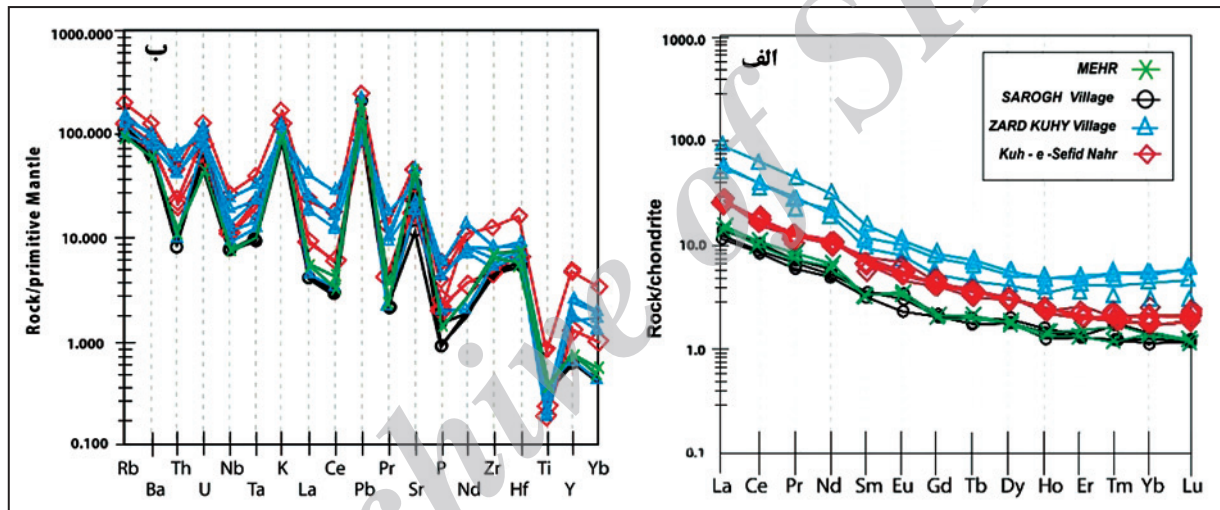
شکل ۷- نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976). نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا واقع می‌شوند.



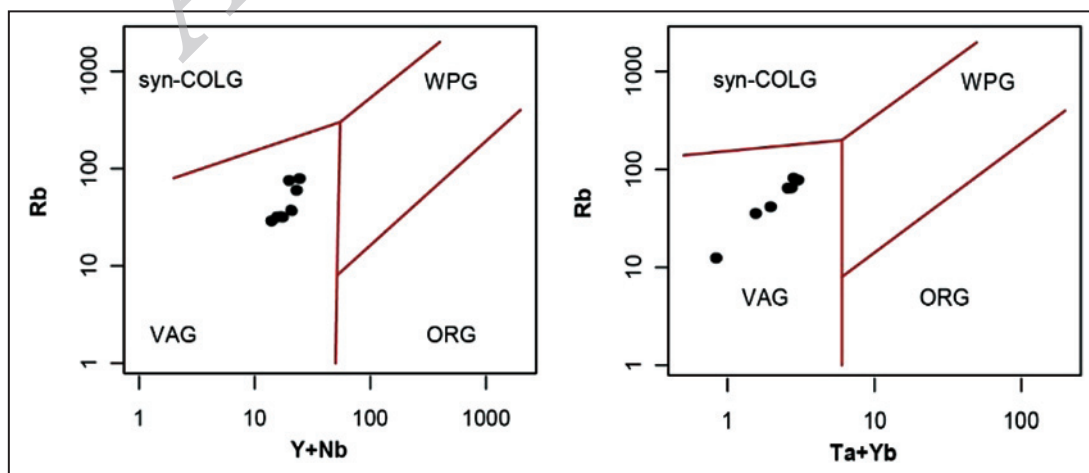
شکل ۶- نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد بررسی در نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Le Bas et al., 1986). نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو ریولیت قرار می‌گیرند.



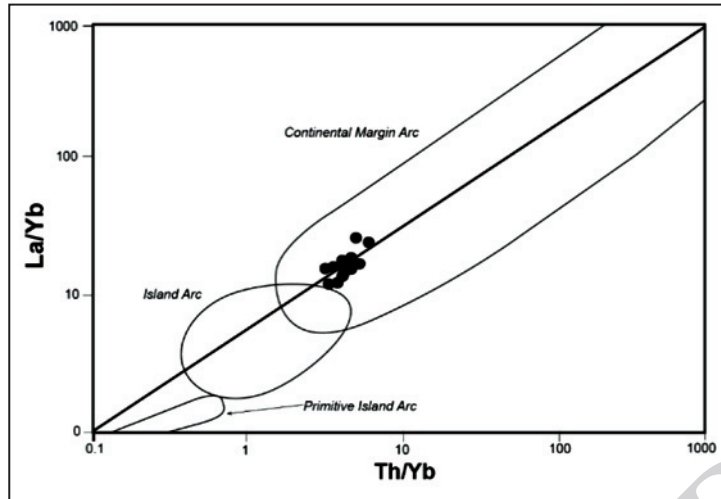
شکل ۸- نمودار Maniar & Piccoli (1989) برای تعیین درجه اشباعیت از آلومین. نمونه‌های مورد مطالعه در مرز قلمرو پرآلومین تا متآلومین قرار می‌گیرند.



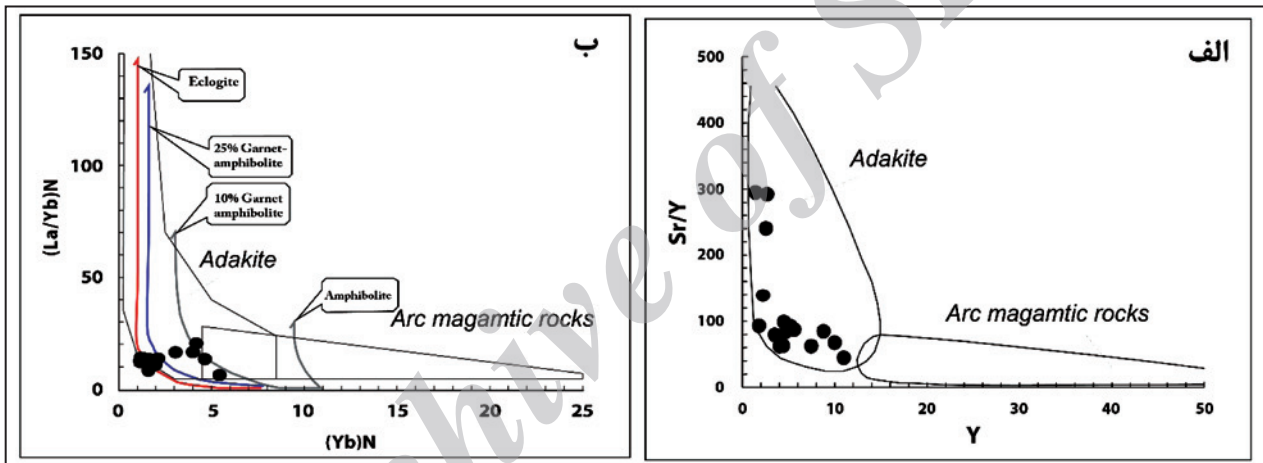
شکل ۹- نمودار عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun & McDonough, 1989؛ ب) نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای نمونه‌های مورد مطالعه.



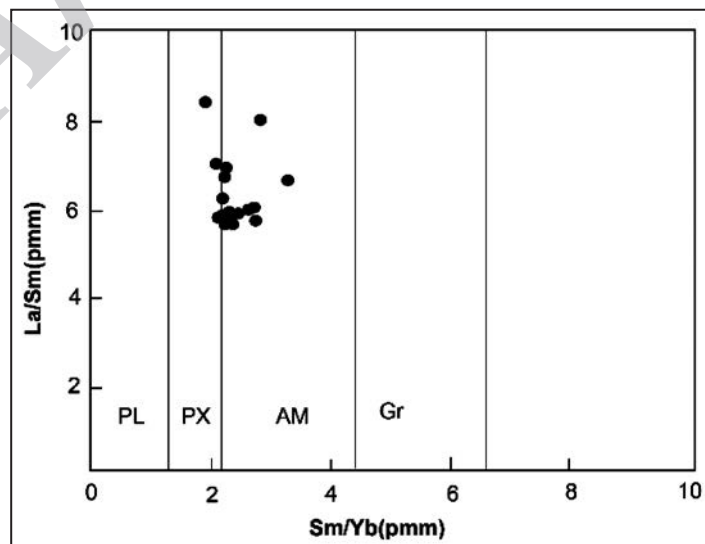
شکل ۱۰- نمودارهای تکتونوماگمایی برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه (Pearce et al., 1984). همان‌طور که دیده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو گرانیت‌های کمان ماگمایی واقع می‌شوند.



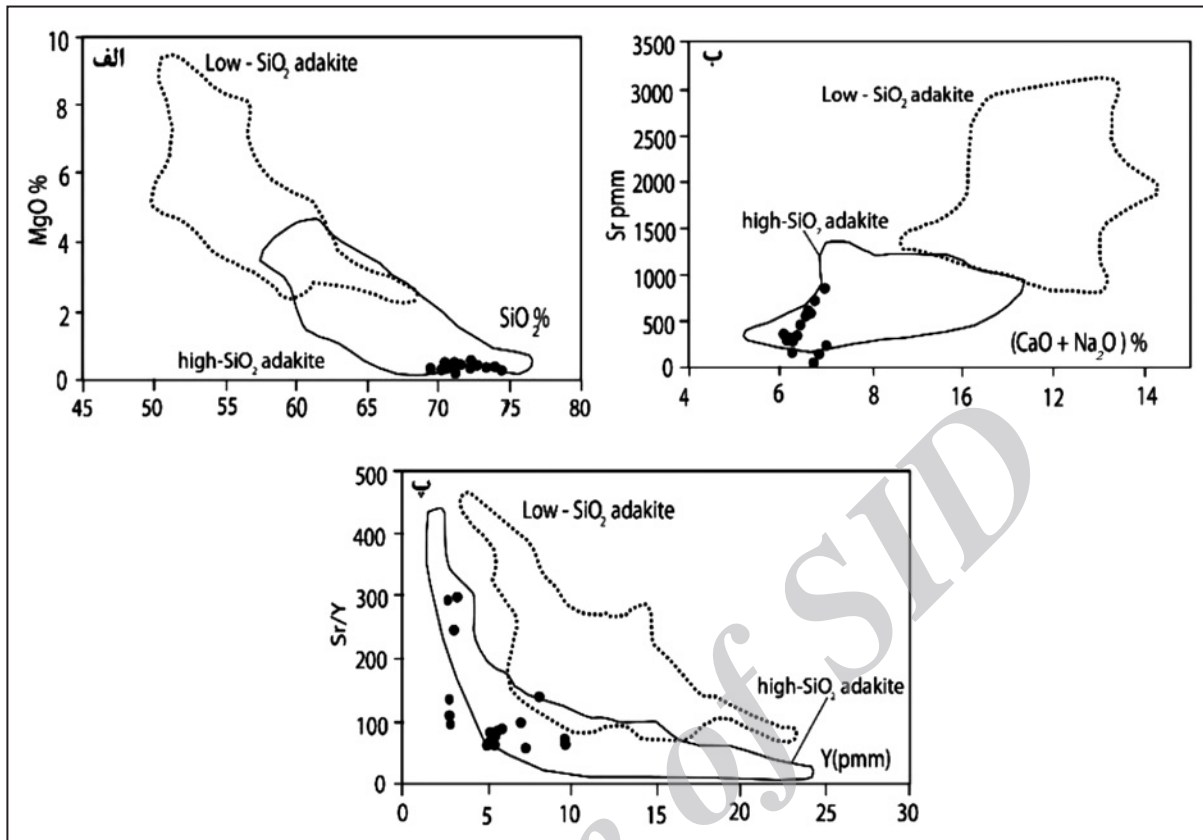
شکل ۱۱- نمودار La/Yb در برابر Th/Yb (Wood, 1980). نمونه‌های مورد مطالعه در موقعیت کمان حاشیه قاره‌ای قرار می‌گیرند.



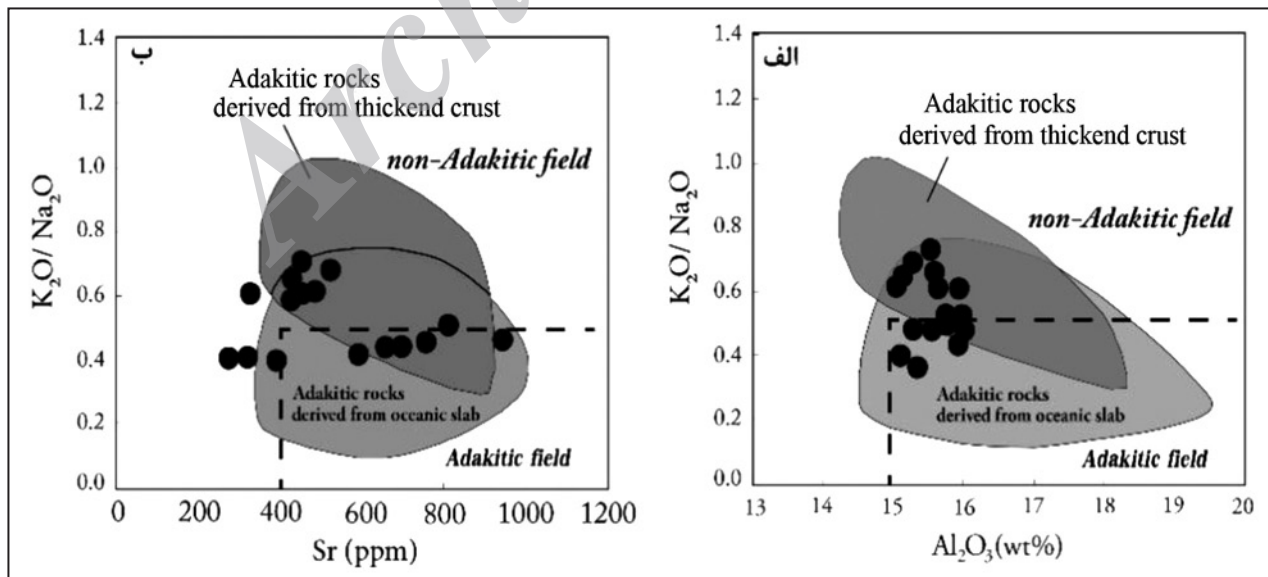
شکل ۱۲- الف) نمودار Sr/Y در برابر Y؛ ب) نمودار La/Yb در برابر Y (Defant & Drummond, 1990) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو آداکیتی و منشأ گارنت آمفیبولیت.



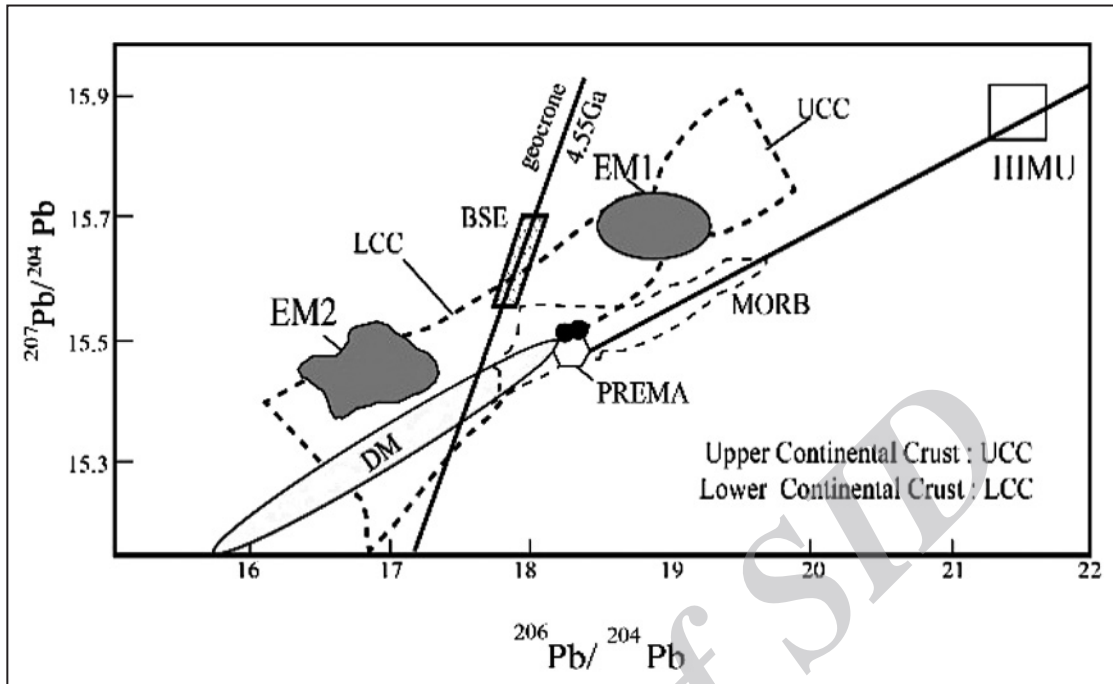
شکل ۱۳- نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb برای تعیین منشأ سنگ‌های مورد مطالعه (Haschke & Ben-Avraham, 2005).



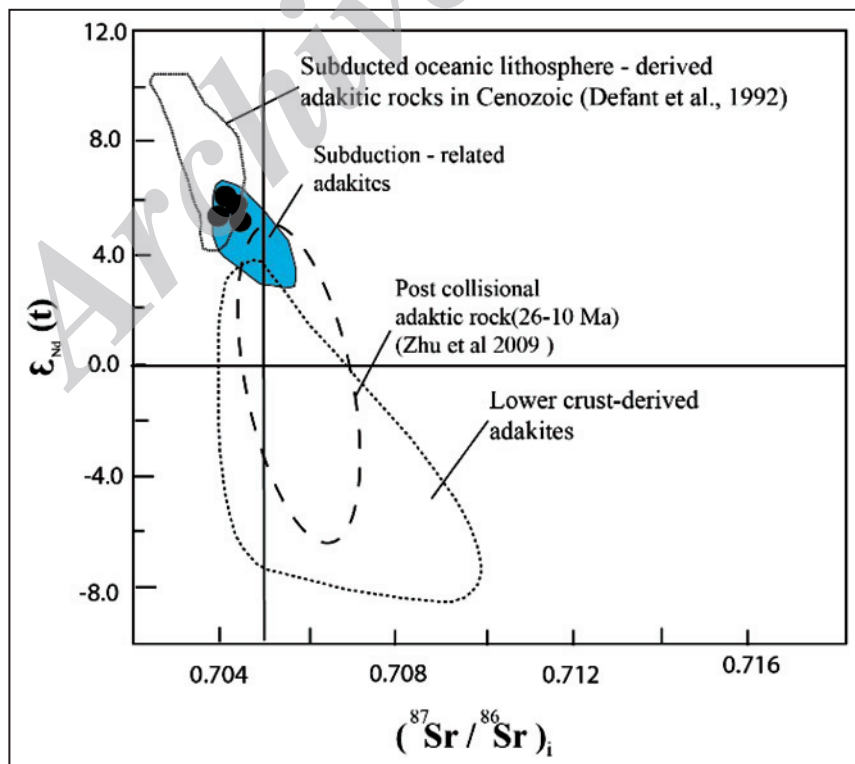
شکل ۱۴- الف) نمودار درصد وزنی MgO در برابر SiO₂؛ ب) نمودار Sr در برابر درصد وزنی CaO+Na₂O؛ پ) نمودار Sr/Y در برابر Y (Martin et al., 2005؛ Castillo, 2012) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های غنی از سیلیس.



شکل ۱۵- الف) نمودار K₂O/Na₂O در برابر درصد وزنی Al₂O₃؛ ب) نمودار K₂O/Na₂O در برابر Sr (Kamei et al., 2009) برای نمونه‌های مورد مطالعه. همان‌طور که دیده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو آداکیت‌های مشتق شده از ورقه اقیانوسی در مرز مشترک با آداکیت‌های مشتق شده از پوسته ستر واقع می‌شوند.



شکل ۱۶- نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در برابر $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ برای سنگ‌های مورد مطالعه (Zindler & Hart, 1986).
 DM: گوشته تهی شده؛ BSE: کل زمین سیلیکاتی؛ EM1: گوشته غنی شده؛ HIMU: گوشته با نسبت بالای U/Pb؛ PREMA: ترکیب رایج و غالباً مشاهده شده گوشته.



شکل ۱۷- نمودار ϵ_{Nd} در برابر $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (Guan et al., 2012) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو آداکیت‌های مرتبط با فرورانش.

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب و عناصر کمیاب خاکی (ppm) سنگ‌های مورد مطالعه.

| | نوع سنگ | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت |
|--------------------------------|-------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| | شماره نمونه | SZ11-111 | SZ11-113 | SZ11-114 | SZ11-116 | SZ11-117 | SZ11-118 | SZ11-119 | SZ11-122 | SZ11-124 | SZ11-145 | SZ11-146 | SZ11-149 |
| | منطقه | کوه سفید | کوه سفید | کوه سفید | کوه سفید | کوه سفید | کوه سفید | کوه سفید | مهر | مهر | زردکوهی | زردکوهی | زردکوهی |
| SiO ₂ | % wt | ۷۲/۳۳ | ۷۴ | ۷۲/۶۲ | ۷۲/۶ | ۷۳/۱۱ | ۷۲/۲ | ۷۲/۴ | ۷۰/۶ | ۷۰/۷ | ۷۱/۰ | ۷۱/۵ | ۷۲/۵۹ |
| TiO ₂ | " | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۰۵ | ۰/۰۳ | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۸ | ۰/۰۸ | ۰/۰۵ | ۰/۰۶ | ۰/۰۳ |
| Al ₂ O ₃ | " | ۱۵/۱۲ | ۱۵/۱۵ | ۱۵/۲۰ | ۱۴/۹ | ۱۵/۲۸ | ۱۴/۷ | ۱۴/۹۵ | ۱۵/۶ | ۱۵/۵ | ۱۵/۱ | ۱۵/۳ | ۱۵/۵۵ |
| FeO(t) | " | ۰/۷۷ | ۰/۷۲ | ۰/۸۰ | ۰/۷۲ | ۰/۷۸ | ۰/۷۴ | ۰/۷۲ | ۰/۹۴ | ۱/۱۱ | ۰/۹۶ | ۰/۹۵ | ۰/۷۸ |
| MnO | " | ۰/۰۸ | ۰/۰۸ | ۰/۰۵ | ۰/۸۰ | ۰/۰۸ | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۰۵ | ۰/۱۲ | ۰/۰۸ | ۰/۰۷ | ۰/۱۲ |
| MgO | " | ۰/۱۸ | ۰/۱۳ | ۰/۱۹ | ۰/۱۶ | ۰/۱۵ | ۰/۱۵ | ۰/۱۳ | ۰/۲۴ | ۰/۲۶ | ۰/۲۷ | ۰/۳۱ | ۰/۲۱ |
| CaO | " | ۱/۲۷ | ۰/۹۳ | ۰/۴۸ | ۰/۸۶ | ۱/۰۳ | ۱/۱۷ | ۱/۳۱ | ۱/۶۵ | ۱/۴۹ | ۱/۹۷ | ۱/۵۶ | ۱/۴۸ |
| Na ₂ O | " | ۴/۹۱ | ۵/۶ | ۵/۹۶ | ۵/۳۱ | ۵/۲۷ | ۴/۹۶ | ۰/۱۶ | ۰/۸۹ | ۰/۵۷ | ۶/۰۱ | ۵/۳۷ | ۵/۰۴ |
| K ₂ O | " | ۳/۴۵ | ۳/۴۸ | ۳/۵۳ | ۳/۵۹ | ۳/۴۳ | ۳/۰۲ | ۳/۲۱ | ۲/۷۱ | ۲/۵۵ | ۲/۶۲ | ۲/۳۹ | ۲/۸۸ |
| P ₂ O ₅ | " | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۰۵ | ۰/۰۱ | ۰/۰۴ | <۰/۰۱ | ۰/۰۲ | <۰/۰۱ | ۰/۰۳ | ۰/۰۶ | ۰/۰۸ | ۰/۰۹ |
| LOI | " | ۰/۶۵ | ۱/۱ | ۰/۸۷ | ۰/۴ | ۰/۵۹ | ۰/۵۹ | ۱/۵۹ | ۲/۸۹ | ۱/۱۹ | ۱/۱۹ | ۲/۲ | ۱/۳۴ |
| Total | " | ۹۸/۸۲ | ۱۰۱/۵ | ۹۹/۸۰ | ۹۸/۸ | ۹۹/۸۰ | ۹۷/۷ | ۹۹/۷ | ۱۰۱ | ۹۸/۷ | ۹۸/۵ | ۹۹/۹ | ۱۰۰/۱۰ |
| Rb | ppm | ۷۲/۳۴ | ۸۸ | ۷۴/۳۶ | ۹۲/۳ | ۷۰/۶ | ۷۸/۴ | ۷۸/۳ | ۶۳/۳ | ۶۶/۳ | ۶۲ | ۵۷/۴ | ۵۸/۵۹ |
| Ba | " | ۵۲۹/۱ | ۵۲۲ | ۵۰۷/۳ | ۶۰۸ | ۴۹۸/۶ | ۴۹۸ | ۴۸۰ | ۴۰۴ | ۴۰۰ | ۴۷۱ | ۵۶۴ | ۴۶۰/۵ |
| Sr | " | ۴۰۵/۲ | ۴۸۳/۰ | ۳۳۷/۷ | ۵۰۳/۰ | ۴۳۵/۰ | ۴۴۸/۰ | ۴۸۸ | ۹۳۶ | ۷۴۹ | ۶۹۲ | ۶۵۳ | ۴۰۳/۳ |
| Th | " | ۱/۶۸۱ | ۱/۸۴ | ۱/۷۴۵ | ۱/۸ | ۱/۶۱۹ | ۱/۷۶ | ۱/۶۴ | ۰/۹۵ | ۰/۸۴ | ۰/۵۲ | ۲/۷۷ | ۳/۱۴ |
| U | " | ۱/۲۸۹ | ۱/۷۷ | ۱/۳۱۴ | ۱/۳۳ | ۱/۶۶۶ | ۱/۵۷ | ۱/۳۶ | ۰/۹۹ | ۰/۸۹ | ۱/۶۱ | ۱/۲۲ | ۱/۹۲۴ |
| Pb | " | ۱۵/۳۸ | ۱۲/۰ | ۱۳/۶۰ | ۱۳/۰ | ۱۴/۵۷ | ۱۲/۰ | ۱۱/۰ | ۱۰/۰ | ۱۷/۰ | ۶/۰ | ۷/۰ | ۱۴/۰۹ |
| Nb | " | ۶/۹۸۲ | ۷/۶ | ۷/۵۳۶ | ۷/۵ | ۶/۶۶۹ | ۷/۵ | ۷/۴ | ۵/۴ | ۴/۹ | ۶/۸ | ۱۰/۲ | ۸/۹۷ |
| Ta | " | ۰/۶۹۴ | ۰/۶ | ۰/۷۲۹ | ۰/۶ | ۰/۶۴۴ | ۰/۷ | ۰/۶ | 0.4 | 0.4 | 0.5 | 0.7 | ۰/۸۴۲ |
| Zr | " | ۴/۶۳ | ۴۴/۰ | ۴۱/۳ | ۴۶/۰ | ۴۳/۱۶ | ۴۴/۰ | ۴۶ | ۷۳ | ۵۸ | ۶۶ | ۶۳ | ۵۰/۰۸ |
| Y | " | ۵/۵۵ | ۵/۸ | ۵/۲۶ | ۵/۸ | ۱/۲۸ | ۵/۵ | ۵/۵ | ۳/۲ | ۳/۱ | ۷/۰ | ۹/۷ | ۷/۳۵ |
| Hf | " | ۱/۷۵ | ۱/۸ | ۱/۷۰ | ۱/۸ | ۱/۷۲ | ۱/۷ | ۱/۸ | ۲/۲ | ۱/۹ | ۲/۰ | ۲/۰ | ۱/۸۳۱ |
| La | " | ۵/۱۷۸ | ۶/۰ | ۵/۳۵۳ | ۵/۹ | ۵/۰۷۶ | ۵/۸ | ۵/۳ | ۳/۷ | ۳/۴ | ۱۳/۳ | ۱۳/۱ | ۱۱/۹۵ |
| Ce | " | ۸/۹۹ | ۱۰/۸ | ۹/۲۵ | ۱۰/۸ | ۸/۸۳۷ | ۱۰/۶ | ۹/۷ | ۶/۹ | ۶/۲ | ۲۳/۴ | ۲۳/۹ | ۲۰/۲۶ |
| Pr | " | ۱/۰۳ | ۱/۲۱ | ۱/۰۳ | ۱/۲۲ | ۰/۹۷ | ۱/۱۹ | ۱/۰۸ | ۰/۸ | ۰/۶۸ | ۲/۴۳ | ۲/۵۶ | ۲/۱۹ |
| Nd | " | ۴/۱۵ | ۴/۸ | ۴/۲۸ | ۴/۸ | ۴/۰۲ | ۴/۶ | ۰/۹۱ | ۳/۲ | ۲/۹ | ۸/۹ | ۹/۷ | ۸/۵۲ |
| Sm | " | ۰/۹۳۷ | ۰/۹۹ | ۰/۹۳ | ۱/۰۵ | ۰/۸۲۷ | ۰/۹۶ | ۰/۹ | ۰/۵ | ۰/۴۸ | ۱/۳۶ | ۱/۷۳ | ۱/۷۰ |
| Eu | " | ۰/۲۸۴ | ۰/۳ | ۰/۲۷۹ | ۰/۳۵ | ۰/۰۸۲ | ۰/۲۶ | ۰/۲۸ | ۰/۲۱ | ۰/۱۹ | ۰/۴۴ | ۱/۵۵ | ۰/۴۰ |
| Gd | " | ۰/۸۹۲ | ۰/۸۴ | ۰/۸۵۸ | ۰/۹ | ۰/۸۲۷ | ۰/۸۵ | ۰/۸۴ | ۰/۴۳ | ۰/۴۳ | ۱/۰۳ | ۱/۵ | ۱/۴۱ |
| Tb | " | ۰/۱۴۶ | ۰/۱۴ | ۰/۱۳۸ | ۰/۱۴ | ۰/۱۳۸ | ۰/۱۳ | ۰/۱۴ | ۰/۰۸ | ۰/۰۷ | ۰/۱۶ | ۰/۲۳ | ۰/۲۱۵ |
| Dy | " | ۰/۸۳۲ | ۰/۸۵ | ۰/۸۲۷ | ۰/۸۳ | ۰/۸۱۳ | ۰/۸۴ | ۰/۸ | ۰/۴۷ | ۰/۴۴ | ۰/۹۹ | ۱/۲۷ | ۱/۱۹۸ |
| Ho | " | ۰/۱۵۱ | ۰/۱۶ | ۰/۱۴۶ | ۰/۱۶ | ۰/۱۴۵ | ۰/۱۵ | ۰/۱۶ | ۰/۰۸ | ۰/۰۸ | ۰/۲ | ۰/۲۷ | ۰/۲۰۲ |
| Er | " | ۰/۴۱۴ | ۰/۴۲ | ۰/۳۹۹ | ۰/۴۳ | ۰/۳۹۵ | ۰/۴۵ | ۰/۳۹ | ۰/۲۵ | ۰/۲۲ | ۰/۶۳ | ۰/۷۸ | ۰/۵۳ |
| Tm | " | ۰/۰۶۳ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶۲ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶۲ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶ | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۱ | ۰/۱۳ | ۰/۰۷ |
| Yb | " | ۰/۴۲ | ۰/۳۷ | ۰/۴۱ | ۰/۳۹ | ۰/۴۲ | ۰/۳۷ | ۰/۴ | ۰/۲۳ | ۰/۲۲ | ۰/۷۵ | ۰/۸۶ | ۰/۵۱ |
| Lu | " | ۰/۰۶۵ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶۲ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶۴ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۱۲ | ۰/۵۱ | ۰/۰۷ |

ادامه جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب و عناصر کمیاب خاکی (ppm) سنگ‌های مورد مطالعه.

| ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | نوع سنگ |
|----------|----------|----------|----------|----------|-------------|--------------------------------|
| SZ11-157 | SZ11-156 | SZ11-155 | SZ11-152 | SZ11-151 | شماره نمونه | نوع سنگ |
| ساروق | ساروق | ساروق | ساروق | ساروق | منطقه | نوع سنگ |
| ۵/۲ | ۵/۳ | ۵/۴ | ۱۲/۷ | ۵/۳ | %wt | SiO ₂ |
| ۰/۴ | ۰/۴ | ۰/۴ | ۱/۰ | ۰/۴ | " | TiO ₂ |
| ۵۳ | ۵۲ | ۵۵ | ۷۲ | ۵۹ | " | Al ₂ O ₃ |
| ۲/۸ | ۲/۹ | ۲/۹ | ۹/۸ | ۲/۹ | " | FeO(t) |
| ۱/۹ | ۱/۸ | ۱/۹ | ۲/۰ | ۲/۰ | " | MnO |
| ۲/۸ | ۲/۸ | ۳ | ۲۰/۵ | ۲/۶ | " | MgO |
| ۵/۵ | ۵/۳ | ۵/۹ | ۳۷/۷ | ۵/۲ | " | CaO |
| ۰/۶۲ | ۰/۶ | ۰/۶۴ | ۳/۹۴ | ۰/۶ | " | Na ₂ O |
| ۲/۶ | ۲/۴ | ۲/۶ | ۱۴/۲ | ۲/۵ | " | K ₂ O |
| ۰/۵۱ | ۰/۴۸ | ۰/۴۷ | ۲/۲۶ | ۰/۴۵ | " | P ₂ O ₅ |
| ۰/۱۷ | ۰/۱۳ | ۰/۱۸ | ۰/۶۲ | ۰/۱۴ | " | LOI |
| ۰/۴۱ | ۰/۴۲ | ۰/۴۱ | ۱/۵۸ | ۰/۴۶ | " | Total |
| ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۲۵ | ۰/۰۸ | ppm | Rb |
| ۰/۴۴ | ۰/۴۴ | ۱/۴۵ | ۱/۴۳ | ۰/۴۴ | " | Ba |
| ۰/۰۷ | ۰/۰۸ | ۰/۰۸ | ۰/۲۸ | ۰/۰۷ | " | Sr |
| ۰/۲۲ | ۰/۲۲ | ۰/۲۱ | ۰/۷۷ | ۰/۲۳ | " | Th |
| ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۴ | ۰/۱۳ | ۰/۰۳ | " | U |
| ۰/۲۲ | ۰/۲ | ۰/۲۲ | ۰/۸۲ | ۰/۲۲ | " | Pb |
| ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۱۳ | ۰/۰۳ | " | Lu |

| ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | نوع سنگ |
|----------|----------|----------|----------|----------|-------------|---------|
| SZ11-157 | SZ11-156 | SZ11-155 | SZ11-152 | SZ11-151 | شماره نمونه | نوع سنگ |
| ساروق | ساروق | ساروق | ساروق | ساروق | منطقه | نوع سنگ |
| ۵/۲ | ۵/۳ | ۵/۴ | ۱۲/۷ | ۵/۳ | " | Nb |
| ۰/۴ | ۰/۴ | ۰/۴ | ۱/۰ | ۰/۴ | " | Ta |
| ۵۳ | ۵۲ | ۵۵ | ۷۲ | ۵۹ | " | Zr |
| ۲/۸ | ۲/۹ | ۲/۹ | ۹/۸ | ۲/۹ | " | Y |
| ۱/۹ | ۱/۸ | ۱/۹ | ۲/۰ | ۲/۰ | " | Hf |
| ۲/۸ | ۲/۸ | ۳ | ۲۰/۵ | ۲/۶ | " | La |
| ۵/۵ | ۵/۳ | ۵/۹ | ۳۷/۷ | ۵/۲ | " | Ce |
| ۰/۶۲ | ۰/۶ | ۰/۶۴ | ۳/۹۴ | ۰/۶ | " | Pr |
| ۲/۶ | ۲/۴ | ۲/۶ | ۱۴/۲ | ۲/۵ | " | Nd |
| ۰/۵۱ | ۰/۴۸ | ۰/۴۷ | ۲/۲۶ | ۰/۴۵ | " | Sm |
| ۰/۱۷ | ۰/۱۳ | ۰/۱۸ | ۰/۶۲ | ۰/۱۴ | " | Eu |
| ۰/۴۱ | ۰/۴۲ | ۰/۴۱ | ۱/۵۸ | ۰/۴۶ | " | Gd |
| ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۲۵ | ۰/۰۸ | " | Tb |
| ۰/۴۴ | ۰/۴۴ | ۱/۴۵ | ۱/۴۳ | ۰/۴۴ | " | Dy |
| ۰/۰۷ | ۰/۰۸ | ۰/۰۸ | ۰/۲۸ | ۰/۰۷ | " | Ho |
| ۰/۲۲ | ۰/۲۲ | ۰/۲۱ | ۰/۷۷ | ۰/۲۳ | " | Er |
| ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۴ | ۰/۱۳ | ۰/۰۳ | " | Tm |
| ۰/۲۲ | ۰/۲ | ۰/۲۲ | ۰/۸۲ | ۰/۲۲ | " | Yb |
| ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۱۳ | ۰/۰۳ | " | Lu |

جدول ۳- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها (Castillo, 2012).

| مقادیر محاسبه شده برای آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه (شمال باختر سبزوار) | معیارهای شناخت آداکیت‌ها |
|-------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------|
| SiO ₂ =69.2-74 | SiO ₂ ≥56 wt% |
| Al ₂ O ₃ =14.7-15.6 | Al ₂ O ₃ ≥15 |
| MgO=0.13- 0.35 | MgO < 3 |
| Sr=273-936 | Sr>300 ppm |
| فقدان آنومالی منفی Eu | فقدان آنومالی منفی Eu |
| Y=2.9-9.7 | Y<10 |
| Sr/Y= 58.2-241 | Sr/Y>20 |
| Yb=0.2-0.86 | Yb<1 |
| La/Yb = 12.1-23.2 | La/Yb >20 |
| Ta:0.58, Nb:7.1 (مقدار کم HFSE) | مقدار کم HFSE (Nb, Ta) |
| (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)=0.7040 – 0.7042 | (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)<0.704 |

جدول ۲- داده‌های ایزوتوپی Sr، Nd و Pb برای نمونه‌های مورد مطالعه.

| ریولیت | ریولیت | ریولیت | ریولیت | Rock type |
|----------|------------|------------|----------|------------------------------------------------------|
| SZ11-124 | SZ11 - 149 | SZ11 - 111 | SZ11-155 | Samples |
| مهر | زرد کوهی | کوه سفید | ساروق | Location |
| ۰/۷۰۴۱ | ۰/۷۰۴۲ | ۰/۷۰۴۱ | ۰/۷۰۴۱ | (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _s |
| ۰/۲۵۶۰ | ۰/۳۹۳۸ | ۰/۴۶۴۷ | ۰/۴۷۸۵ | (⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr) _i |
| ۰/۷۰۴۱ | ۰/۷۰۴۲ | ۰/۷۰۴۱ | ۰/۷۰۴۰ | (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i |
| ۰/۵۱۲۹ | ۰/۵۱۲۹ | ۰/۵۱۲۹ | ۰/۵۱۲۹ | (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _s |
| ۰/۱۰۰۰ | ۰/۱۲۰۸ | ۰/۱۳۳۶ | ۰/۰۵۲۶ | (¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd) _i |
| ۰/۵۱۲۹ | ۰/۵۱۲۹ | ۰/۵۱۲۹ | ۰/۵۱۲۹ | (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i |
| ۵/۶۰ | ۶/۱۰ | ۵/۹۶ | ۵/۸۰ | εNd _i |
| ۲۳۵ | ۲۴۵ | ۳۰۰ | ۱۶۱ | t _{DM} (Ma) |
| - | ۱۸/۳۷۴ | ۱۸/۳۹۶ | - | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb |
| - | ۱۵/۵۳۶ | ۱۵/۵۳۸ | - | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb |
| - | ۳۸/۳۲۷ | ۳۸/۳۲۵ | - | ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb |

کتابنگاری

- بهرودی، ا. و عمرانی، ج.، ۱۳۷۸- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- تنها، ع.، ۱۳۸۸- پتروژنز سنگ‌های آذرین نوژن شمال عنبرآباد (مشکان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- صالحی نژاد، ح.، ۱۳۸۷- بررسی پتروولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه باشتین (جنوب غربی سبزوار)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- صالحی نژاد، ح.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۸۶- ماگماتیسیم آداکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، خانعلی‌زاده، ع. و تنها، ع.، ۱۳۸۹- سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن تابش‌سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نوژن جنوب قوچان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳، ۳۴۷ تا ۳۷۰.
- مجیدی، ح.، ۱۳۷۸- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East, Scale 1:5,000000 , Geological Survey of Iran, Tehran.
- Baumann, A., Spies, O. & Lensch, G., 1983- Strontium isotopic composition of post ophiolitic Tertiary volcanics between kashmar, Sabzevar and Quchan/ NE Iran. Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran. Report N 51.
- Castillo, P. R., 2006- An overview of adakite petrogenesis. Chinese science bulletin 51. 257-268. Doi:10.1007/s11434-006-0257-7.
- Castillo, P. R., 2012- adakite petrogenesis. Lithos, 134(5): 304-316.
- Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347: 662-665.
- Gill, R., 2010- Igneous rocks and processes: A practical guide. Wiley-Blackwell.
- Guan, Q., Zho, D. C., Zhao, Z. D., Dong, G. C., Zhang, L. L., Li, X. W., Liu, M., Mo, X. X., Liu, Y. S. & Yuan, H. L., 2012- Crustal thickening prior to 38 Ma in southern Tibet: Evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in the Gangdese Batholith, Gondwana Research 21: 88-99.
- Haschke, M. R. & Ben-Avraham, Z., 2005- Adakites from Collision-Modified lithosphere. Geophysical Research letters 32: 14-32.
- Kamei, A., Miyake, Y., Owada, M. & Kimura, J., 2009- A pseudo adakite derived from partial melting of tonalitic to granodioritic crust, Kyushu, southwest japan arc. Lithos 112: 615-625.
- Kay, R. W., 1978- Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research 4: 117-132.
- Le Bas, M. J., Le maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 27: Part 3, 745-750.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101: 635-643.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D., 2005- An overview of adakite, tonalite-trondhjemite - granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79: 1-24.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25: 956-983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contribution to mineralogy and petrology 58: 63-81.
- Shabaniyan, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. & Bellier, O., 2012- Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. Tectonics, 31, TC3013, doi:10.29/2011TC003042.
- Spies, O., Lensch, G. & Mihm, A., 1983- Geochemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan/NE-Iran. Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geo. Sur. of Iran. Report N 51.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran; a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52: 1229-1285.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D., Norry M. J., (Eds.) Magmatism in the Oceanic Basins. Geological Society Special Publication 42, Blackwell Scientific, Cambridge, 313-345.
- Wilson, M., 1989- Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic. Oxford University Press, Oxford. 466 pp.
- 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. Planet. Sci. let 50: 11-30.
- Zindler, A. & Hart, S. R., 1986- Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14: 493-571.