

ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس ترشیری، منطقه شاه‌سلیمان علی (جنوب باختر بیرجند - خاور ایران)

پوریا کتابی^{۱*}، سید سعید محمدی^۲ و محمد حسین زرین کوب^۲

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۸/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۲/۲۳

چکیده

فعالیت‌های ماگمایی ترشیری منطقه شاه‌سلیمان علی در جنوب باختر بیرجند، در بخش خاوری لوت به صورت سنگ‌های آذرآواری - گدازه‌ای و نیمه‌ژرف بروز کرده‌اند. سنگ‌های آذرآواری شامل انواع توف، آگلومرا و برش و سنگ‌های آتشفشانی شامل آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها را پورفیری و گلوپورفیری با خمیره ریزبلورین تا شیشه‌ای تشکیل می‌دهند. درشت‌بلورهای اصلی در آندزیت‌ها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند با حاشیه سوخته و بیوتیت و در داسیت‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت هستند. دیوریت‌های پورفیری تنها سنگ‌های نیمه‌ژرف منطقه را تشکیل می‌دهند. دگرسانی سریستی، کرناتی و پروپیلیتیک در این سنگ‌ها رایج هستند. این سنگ‌ها دارای ۵۶/۸-۶۱/۹ درصد SiO_2 ، ۱۸/۱-۱۶/۵ درصد Al_2O_3 ، Sr بالا (۹۹۰-۶۶۰ پی‌پی‌ام)، نسبت بالای Sr/Y (۵۴/۶-۴۰/۶ پی‌پی‌ام) و مقادیر پایین Y (۱۶/۱-۱۹/۷ پی‌پی‌ام) هستند که نشان‌دهنده ویژگی‌های آداکیتی آنها می‌باشند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه با آداکیت‌های پرسیلیس (Sr < ۱۱۰۰ ppm, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 11\% \text{ wt}$, $\text{MgO} = 0.5-2.2\% \text{ wt}$) همخوانی دارد. همچنین این سنگ‌ها از عناصر LREE و LILE غنی‌شدگی نشان می‌دهند و دارای تهی‌شدگی نسبی از عناصر انتخابی HFSE مانند Ti و Nb هستند. الگوی شدید جدایشی در REE و نیز مقادیر پایین HREE و Y ممکن است به دلیل وجود گارت و یا آمفیبول در پسامانده جامد ماگمای این سنگ‌ها باشند. همچنین مقادیر بالای استرانسیم و بی‌هنجاری منفی تانتالیم، نیوبیم و تیتانیم می‌تواند نشانگر عدم حضور پلاژیوکلاز، وجود اکسید آهن و تیتان در تفال باقیمانده ذوب باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه نشان می‌دهند شکسته شدن صفحه اقیانوسی فرورونده و ذوب باقیمانده این صفحه موجب تولید ماگماتیسم آداکیتی این منطقه شده است.

کلیدواژه‌ها: ژئوشیمی، پتروژنز، آداکیت، شاه‌سلیمان علی، جنوب باختری بیرجند، خاور لوت.

*نویسنده مسئول: پوریا کتابی

Email: Pouriyaktabi@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

اصطلاح آداکیت ابتدا برای سنگ‌های اسیدی با ترکیب سنگ‌شناسی داسیت، آندزیت و ریولیت با ویژگی‌های ژئوشیمیایی چون $\text{SiO}_2 > 56\%$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ ، $\text{MgO} < 3\%$ و $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$ ، غنی از LREE و LILE و با تهی‌شدگی از HREE ($\text{Y} < 18$, $\text{Yb} < 1.9$) و نسبت بالای $\text{Sr}/\text{Y} > 40$ و $\text{La}/\text{Yb} > 20$ به کار رفت (Defant & Drummond, 1990)، سپس آداکیت‌ها به دو نوع آداکیت‌های کم‌سیلیس (LSA) و آداکیت‌های پرسیلیس (HAS) تقسیم‌بندی شدند (Martin & Moyen, 2002) که آداکیت‌های پرسیلیس همان آداکیت‌های تعریف‌شده توسط Defant & Drummond (1990) هستند. در گستره مورد مطالعه که در خاور ایران و در فاصله ۱۲۰ کیلومتری جنوب بیرجند و در محدوده جغرافیایی $29^\circ 24' 32''$ تا $28^\circ 28' 32''$ عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱- الف) و از دیدگاه تقسیم‌بندی‌های ساختاری در بخش خاوری بلوک لوت قرار می‌گیرد (Berberian & King, 1981) (شکل ۱- ب) مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی بیرون ریخته‌اند که ماهیت آداکیتی دارند. ماگماتیسم آداکیتی در ایران توسط Omrani et al. (2008) در زون ارومیه دختر و در ناحیه بافت، انار و قم، توسط Jahangiri (2007) در ناحیه شمال باختر ایران در ناحیه مرند، جلفا و تبریز و در خاور کشور توسط زرین کوب و همکاران (۱۳۸۹) گزارش شده است. همچنین دلاور و همکاران (۱۳۸۹) ماگماتیسم الیگوسن در جنوب باختر بیرجند را از نوع آداکیتی و پرسیلیس و ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر منشورهای بهم افزوده، متشکل از برش‌های افیولیتی در حاشیه بلوک لوت و هلمند می‌داند. هدف از این نوشتار بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی - نیمه‌آتشفشانی منطقه شاه‌سلیمان علی

است که در شناخت ماگماتیسم خاور لوت و جایگاه زمین‌ساختی آن حائز اهمیت است.

۲- روش انجام کار

- نمونه‌برداری از منطقه و تهیه ۸۶ مقطع نازک از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌ژرف.
 - مطالعات سنگ‌نگاری دقیق بر روی نمونه‌ها.
 - انتخاب ۱۲ نمونه از سنگ‌های دگرسان نشده منطقه مورد بررسی و انجام آنالیز عناصر اصلی به روش ICP و عناصر کمیاب به روش ICP-MS توسط شرکت SGS کانادا.
 - تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰.
 - تعبیر و تفسیر داده‌ها.

۳- زمین‌شناسی منطقه

بر اساس تقسیمات ساختمانی - رسوبی ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳)، منطقه شاه‌سلیمان در خاور بلوک لوت و در نزدیکی محل اتصال این بلوک با زون زمین‌درز سیستان واقع است. فعالیت ماگمایی در بلوک لوت در ژوراسیک میانی شروع شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است که در این میان سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌ژرف ترشیری بیش از نیمی از بلوک لوت را با سبزی بیش از ۲۰۰۰ متر پوشانده‌اند (Karimpour et al., 2011). فعالیت‌های آذرین در منطقه مورد مطالعه به صورت مواد آتشفشانی و نیمه آتشفشانی و به سن ترشیری رخنمون یافته‌اند (Movahhed-avval & Emami, 1978). سنگ‌های آتشفشانی را می‌توان به دو فاز مجزا تقسیم کرد: ۱- آذرآواری‌ها که شامل توف، برش و آگلومرا هستند و

و نیمه‌شکل دار هورنبلند با حاشیه واکنشی کدر ۳-۴ درصد و بیوتیت به میزان ۶-۲ درصد مشاهده می‌شوند. کوارتز و فلدسپار از اجزای سازنده خمیره سنگ هستند. کوارتز به صورت درشت‌بلور با حاشیه خلیجی حدود ۵ درصد و به صورت بلورهای ریز در خمیره به میزان ۲۵-۲۰ درصد دیده می‌شود (شکل ۲-ج). وجود خوردگی سطوح و کناره‌های بلورهای کوارتز نشان‌دهنده عدم تعادل کانی، تحت شرایط فیزیکی‌شیمیایی جدید است (Best & Christiansen, 2001).

۴-۴. دیوریت پورفیری

این واحد در باختر شیخ‌آباد و مناطقی از یوش به رنگ قهوه‌ای روشن به صورت استوک‌هایی دیده می‌شود و دارای بافت پورفیری با زمینه میکروگرانولار است. درشت‌بلورهای آن شامل پلاژیوکلاز (۵۵-۵۰ درصد)، هورنبلند (۱۲-۱۰ درصد) و بیوتیت (۵-۳ درصد) هستند. زمینه متشکل از ذرات پراکنده کوارتز به همراه پلاژیوکلاز و هورنبلند است. پلاژیوکلازها به سریسیست و کربنات و هورنبلند به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۲-ث).

۵- ژئوشیمی و پتروژنز

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آمده است. سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی (دیوریت‌های پورفیری) منطقه عمدتاً در محدوده آندزیت (شکل ۳) (Winchester & Floyd, 1977)، تراکی آندزیت (Middlemost, 1994) (شکل ۴) قرار می‌گیرند. این نمونه‌ها در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Le Maitre et al., 1989) در محدوده سنگ‌های آندزیتی، کالک‌آلکانل و پتاسیم بالا واقع می‌شوند (شکل ۵). نمودارهای بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب این سنگ‌ها نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) (شکل ۶) نشان می‌دهد که عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی سنگین دارای غنی‌شدگی بوده و الگوی جدایشی را نشان می‌دهند. استفاده از نمودار عناصر چند عنصری برای عناصر ناسازگار، نمونه‌ای که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده است (Sun & McDonough, 1989) نشان می‌دهد که نمونه‌های یادشده غنی‌شدگی مشخصی از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ و عناصر خاکی کمیاب سبک به عناصر با میدان پایداری قوی و عناصر خاکی سنگین دارند (شکل ۷). بی‌هنجاری منفی از عناصری با شدت میدان بالا مانند Nb و Ti که از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمان ماگمایی است اگرچه ممکن است ناشی از آغشتگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته‌ای حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش نیز باشد، ولی بسیاری از پژوهشگران تپی بودن آبگون دگرنهاده‌کننده گوه گوشته‌ای از این عناصر را از حضور فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (مانند روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان‌دار، اسفن و آپاتیت) در سنگ‌های اکلوزیتی پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه گوشته ذوب نشده محل خاستگاه می‌دانند، زیرا عناصر یادشده در این فازها شدیداً سازگارند (Ayers & Watson, 1991; Ionov & Hafmann, 1995; Brenan et al., 1995; Stalder et al., 1998; Ayers, 1998). برخی از پژوهشگران آبگون غنی از کلر را عامل تپی‌شدگی ماگماهای کمان از عناصر با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی آنها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون می‌دانند (Keppler, 1996). افزون بر حلالیت این عناصر در آب نیز نقش بزرگی در چگونگی توزیع آنها در ماگماهای کمان دارد. از آنجا که عناصر لیتوفیل بزرگ یون در آب محلولند، پس به راحتی با آبگون دگرنهاده‌کننده آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورانده شده شسته و به گوه گوشته‌ای که محل خاستگاه ماگماها است حمل می‌شوند. ولی عناصر HFSE در آب نامحلولند و در این فرایند مشارکت ندارند. جدول ۲ و ۳ بیانگر مشابهت نمونه‌های منطقه مورد بررسی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها و آداکیت‌های پرسلیس است. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار (Castillo, 2012) در قلمرو آداکیت (شکل ۸ - الف) و در نمودارهای

۲- گدازه‌ها، که شامل آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت هستند (کتابی و همکاران، ۱۳۸۹). دیوریت‌های پورفیری تنها سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی منطقه را تشکیل می‌دهند. فعالیت‌های آتشفشانی ابتدایی، شدت انفجار بسیار بالایی داشته و نهشته‌های آذرآواری را تولید کرده و با خروج روانه‌های گدازه ادامه یافته است. بیشترین حجم سنگ‌های منطقه را به صورت توده‌های آندزیتی-تراکی آندزیتی در منطقه شاه‌سلیمان‌علی و به صورت توده‌هایی با ستبرای کمتر و پراکنده در مناطقی مانند شیخ‌آباد، کشوک بالا و جنوب شاه سلیمان می‌توان دید. بروز شکستگی‌های با روند کلی خاوری-باختری باعث ایجاد شرایط مناسب برای نفوذ محلول‌های گرمایی و دگرسانی شده است. از جمله می‌توان به دگرسانی‌های سریسیستیک، پروپیلیتیک و کربناتی در منطقه شاه‌سلیمان‌علی و دگرسانی آرژیلیک و آرژیلیک پیشرفته در منطقه شیخ‌آباد اشاره کرد (کتابی و همکاران، ۱۳۸۹).

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. آندزیت‌ها

بیشترین حجم سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها معمولاً مزوکرات‌اند و به رنگ‌های خاکستری، قرمز و سبز تیره دیده می‌شوند. بافت اصلی این سنگ‌ها را پورفیری با خمیره ریزبلورین تا شیشه‌ای و گاهی گلوپورفیری همراه با بافت غربالی در پلاژیوکلازها تشکیل می‌دهد (شکل ۲-الف). تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها را به افت سریع فشار، آمیختگی ماگمایی و تغذیه مخزن ماگمایی نسبت می‌دهند (Nelson & Montana, 1992). درشت‌بلورهای شکل دار پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی فراوان‌ترین درشت‌بلورهای این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند، که ۶۵-۵۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. کانی‌های فرومنیزین این سنگ‌ها شامل درشت‌بلورهای شکل دار و نیمه‌شکل دار هورنبلند (۶-۴ درصد) با حاشیه سوخته و بیوتیت (۵-۳ درصد) است. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به همراه کمی کوارتز زمینه این سنگ‌ها را می‌سازند. از دگرسانی‌های عمده در این سنگ‌ها می‌توان به دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیست (شکل ۲-ب)، اپیدوت (شکل ۲-پ) و کربنات و دگرسانی کانی‌های فرومنیزین به کانی کدر (شکل ۲-ت) و کربنات اشاره کرد. به‌طور کلی دگرسانی پلاژیوکلاز تابع ترکیب سیال است. تراوش سیال غنی از CO_2 موجب تجزیه زون‌های غنی از آنورتیت در پلاژیوکلاز و تشکیل ثانویه کلسیت، آلپیت و سریسیست می‌شود (Leichmann et al., 2003). K^+ موجود در سریسیست احتمالاً از تجزیه فلدسپارها یا دگرسانی بیوتیت به کانی کدر به‌دست آمده است (کتابی و همکاران، ۱۳۸۸).

۴-۲. تراکی آندزیت‌ها

این سنگ‌ها را می‌توان در باختر منطقه شاه‌سلیمان‌علی دید. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن هستند. بافت عمده در این سنگ‌ها پورفیری با خمیره میکروولیتی است. درشت‌بلورهای شکل دار و نیمه‌شکل دار پلاژیوکلاز به عنوان کانی اصلی، ۵۰-۴۵ درصد آمفیبول با حاشیه سوخته ۷-۵ درصد و بیوتیت به میزان ۵-۳ درصد درشت‌بلورهای این سنگ‌ها هستند. کلیتوپیروکسن در این سنگ‌ها به مقدار کم و حدوداً ۱ درصد وجود دارد. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز همراه مقادیر کمی آلکالی فلدسپار و کوارتز زمینه این سنگ‌ها را می‌سازند. دگرسانی‌های عمده در این سنگ‌ها شامل سریسیستی شدن و کربناتی شدن در پلاژیوکلازها و اپیدوتی شدن در آمفیبول‌ها هستند. وجود حاشیه سوخته در آمفیبول‌های منطقه را می‌توان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل این کانی‌ها و از دست رفتن آب حین فوران ماگما نسبت داد (Shelley, 1993).

۴-۳. داسیت‌ها

بافت اصلی آنها پورفیری با خمیره دانه‌ریز است. درشت‌بلورهای شکل دار پلاژیوکلاز ۴۵-۳۵ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. درشت‌بلورهای شکل دار

(شکل ۸ - ب و پ) در قلمرو آداکیت‌های پرسیلیس (Martin & Moyen, 2002) همچنین از نمودار Sm/La نسبت به Th/La (Plank, 2005) برای تعیین تأثیر اجزای مختلف در خاستگاه این سنگ‌ها استفاده شده است (شکل ۹)، قرارگیری نمونه‌ها در بین محدوده مورب و رسوبات (S) می‌تواند دلیل بر ذوب بخشی ناشی از پوسته اقیانوسی با ویژگی‌های مورب و آمیختگی همراه با مواد پوسته‌ای باشد (احمدزاده و همکاران، ۱۳۸۹). نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb نشانگر حضور آمفیبول و یک نمونه در قلمرو گارنت در سنگ منشأ ماگمای آداکیتی سنگ‌های آتشفشانی - نیمه‌آتشفشانی منطقه است (شکل ۱۰) (Haschke & Ben - Avraham, 2005) برای بررسی نقش آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه از نمودار Rb/Y-Nb/Rb استفاده شد (شکل ۱۱). روندهای عمودی در این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به وجود می‌آید (Temel et al., 1998). افزون بر نمودار یادشده از نسبت Th/U نیز برای تعیین آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه استفاده شد، این نسبت در پوسته بالایی در حدود ۳/۸ است (Rudnick & Gao, 2003) در صورتی که در نمونه‌های منطقه این نسبت بین ۳/۷-۵/۲ است که بیانگر تأثیر آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه است. افزون بر مباحث بالا برای تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های منطقه از نمودارهای La/Yb-Yb استفاده شد (Condie, 1986). سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده کمان‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). این نمونه‌ها در نمودار فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (Muller et al., 1992). برای جدا کردن گستره حاشیه فعال قاره‌ای با محیط پس از برخورد از نمودار سه تایی Zr*3, Ce/P₂O₅, Nb*50 (Muller et al., 1992) استفاده شد که نشان می‌دهد نمونه‌های منطقه در یک محیط پس از برخورد تشکیل شده‌اند.

(Martin et al., 2005) عنوان کردند که آداکیت‌هایی با سیلیس بالا نشان‌دهنده ذوب سنگ‌های مافیک صفحه فرورونده هستند، در حالی که آداکیت‌های کم سیلیس در اثر ذوب گوه گوشته پریدوتیتی که ترکیب آن در اثر واکنش با آبگون حاصل از ذوب صفحه فرورونده تغییر یافته، حاصل شده است. بنابراین با در نظر گرفتن ویژگی‌های آداکیت‌های منطقه می‌توان گفت که این آداکیت‌ها همانند آداکیت‌های پرسیلیس از ذوب صفحه بازالتی فرورونده به وجود آمده‌اند. با در نظر گرفتن مقادیر بالای Sr در سنگ‌های منطقه می‌توان گفت که ذوب در شرایط ناپایداری پلاژیو کلاز باعث خروج این کانی و غیبت آن در باقیمانده ذوب می‌شود که این امر خود موجب افزایش استرانسیم و نبود بی‌هنجاری منفی اوروپیم در گدازه حاصل می‌شود. بررسی‌ها نشان داده‌اند که وجود گارنت در باقیمانده گداخت باعث تهی شدن گدازه حاصل از عناصر کمیاب سنگین می‌شود و بی‌هنجاری منفی تیتانیم-نیوبیم و تانتالیم ناشی از حضور هورنبلند و یا اکسیدهای آهن و تیتانیم مانند روتیل و ایلمنیت در فاز باقیمانده ذوب این سنگ‌ها دارد (Defant & Drummond, 1993). نتایج بررسی‌های تجربی نشان می‌دهند که ذوب مواد مافیک تولیدکننده ماگماهای آداکیتی در فشار حدود ۵ گیگاپاسکال با فاز باقیمانده گارنت و بدون فاز باقیمانده پلاژیو کلاز، گدازه‌های غنی از سیلیس با فاز باقیمانده جامد عاری از پلاژیو کلاز و غنی از آمفیبول و گارنت ایجاد می‌کند که بالا بودن سیلیس و استرانسیم و کمبود ایتیریم و عناصر کمیاب خاکی سنگین را در آداکیت‌ها توجیه می‌کند. از این رو می‌توان یک سنگ خاستگاه گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیت آمفیبول‌دار برای این ماگماها در نظر گرفت. با توجه به این خاستگاه گارنت‌دار و محیط‌های تشکیل آداکیت‌ها در نقاط مختلف به بررسی محیط احتمالی تولید آداکیت‌های منطقه اشاره می‌شود: ۱- ذوب بخشی پوسته زیرین ستر شده، با توجه به این که ستر برای پوسته در منطقه شمال خاور ایران در حدود ۴۸-۴۰ کیلومتر است (آقاباتی، ۱۳۸۳)، این ژرفا برای تبدیل رخساره گارنت-آمفیبولیت و آمفیبول-اکلوژیت کافی نیست (احمدزاده و همکاران، ۱۳۸۹)، ۲- ذوب صفحه اقیانوسی فرورونده پس از خاتمه فرورانش. قطعات پوسته اقیانوسی فرورونده به زیر پوسته قاره‌ای در اثر شکسته شدن در ژرفا و دمای بیشتری قرار گرفته، پس از تغییر به اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیت و گداخت، ماگمای آداکیتی ایجاد می‌کند (Castillo, 2006). گدازه‌های حاصل از میان لیتوسفر عبور کرده و در حین صعود از این سنگ‌ها تأثیر بیشتری می‌گیرند. این مدل توسط برخی پژوهشگران برای بخش‌هایی از زون ارومیه دختر ارائه شده است (Jahangiri, 2007). با توجه به سنگ‌های دگرگونی فشار بالا از جمله گارنت آمفیبولیت، شیس‌های آبی و اکلوژیت در خاور کشور که از دگرگونی ورقه اقیانوسی که در اوایل کرتاسه بین بلوک لوت و بلوک افغان تشکیل شده و در کرتاسه فوقانی بسته شده (Tirule et al., 1983) به وجود آمده‌اند و بنا به نظر

به عقیده Wood (1980) سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از لحاظ نسبت Ba/La و ویژگی سنگ‌های آذرین مناطق کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند. این نسبت برای NMORB بین ۱۰-۴، برای EMORB و بیشتر بازالت‌های درون صفحه‌ای بین ۱۵-۱۰ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیش از ۱۵ پی‌پی‌ام است. میزان نسبت یادشده در کمان‌های آتشفشانی بیشتر از مناطق کششی و مناطق پشت کمان است (Macdonald et al., 2001). در گدازه‌های منطقه مورد بررسی این مقدار بین ۲۲/۴۳ تا ۳۰/۱۵ در تغییر است. بالا بودن نسبت Ba/La علامت غنی‌شدگی گوه گوشته توسط سیالات منطقه فرورانش و ورود Ba از رسوبات اقیانوسی فرورونده شده به ماگما است (Hole et al., 1984). کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت Ce/Yb آنها به دو دسته غنی شده و کمی غنی شده تقسیم کرد. اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد کمان از نوع غنی شده و چنانچه کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمی غنی شده است (Juteau & Maury, 1997). افزون بر این، در کمان‌های کمی غنی شده این دو عنصر با یکدیگر تغییر می‌کنند اما در کمان‌های غنی شده مقدار این نسبت در واقع بیانگر نسبت این عناصر در محل منشأ، میزان ذوب بخشی، مشارکت رسوبات روی صفحه فرورونده در تولید مذاب و یا میزان واکنش متقابل بین مذاب گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای است. میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از ۲۴/۵۲ تا ۳۰/۰۶ در تغییر است که حاکی از تعلق آنها به یک کمان غنی شده است. این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از متاسوماتیسم شدید منبع گوشته‌ای، نرخ پایین ذوب بخشی محل منشأ و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای باشد.

۶- خاستگاه ماگمای تشکیل‌دهنده آداکیت‌های منطقه

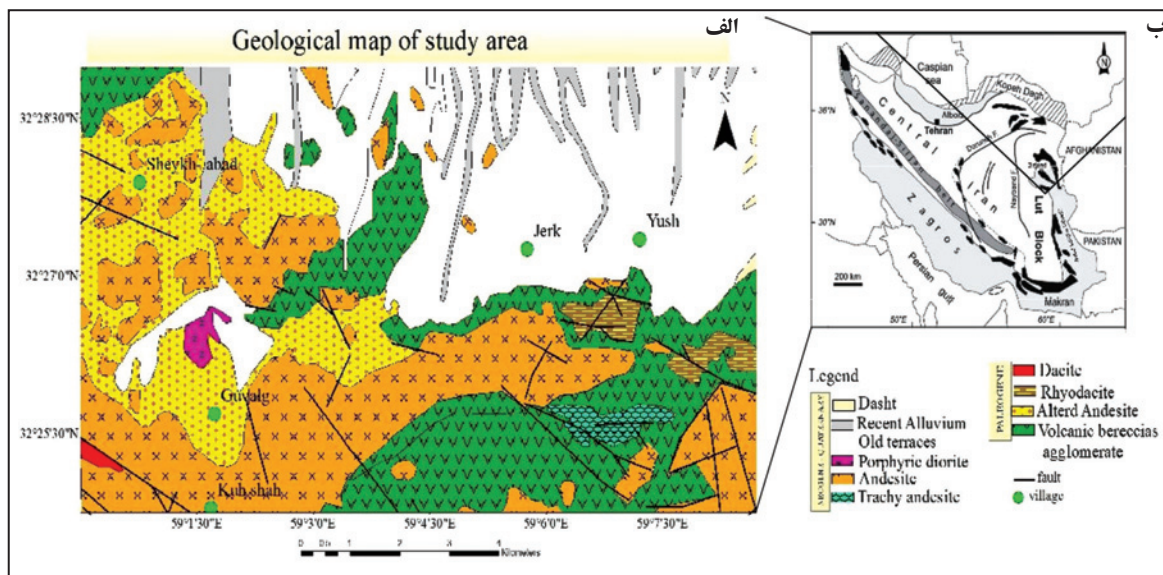
پرتوزن آداکیت‌ها نشان می‌دهد که ذوب بخشی‌های آذرین در رخساره گارنت-آمفیبولیت تا اکلوژیت، در پوسته ستر شده و یا در پوسته اقیانوسی فرورفته می‌تواند آبگون با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها تولید کند

Sr/Y و مقادیر پایین تری از Yb و Y نسبت به سنگ‌های آتشفشانی آهکی - قلیایی معمولی هستند. این سنگ‌ها در نمودارهای عنکبوتی از عناصر LILE و LREE غنی‌شدگی و از Ti و Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند و فاقد بی‌هنجاری منفی اوروپیم هستند. با توجه به مقادیر استرانسیم، سیلیس، ایتیم و عناصر کمیاب خاکی سنگین، نبود بی‌هنجاری منفی اوروپیم، الگوی عناصر کمیاب و نمودارهای تعیین‌کننده موقعیت آداکیت‌ها، سنگ‌های آتشفشانی این منطقه را می‌توان آداکیتی و از نوع پرسیلیس نامید که با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی خاستگاه این سنگ‌ها آمفیبول اکلوزیت تا گارنت - آمفیبولیت با فاز گارنت باقیمانده گدازه به همراه یک فاز تیتانیم‌دار و احتمالاً هورنبلند است. سنگ‌های آداکیتی منطقه شاه‌سلیمان‌علی احتمالاً در اثر گدازه پوسته‌اقیانوسی فرورانده در اثر فرورانش بین بلوک لوت و افغان ایجاد شده‌اند، که با توجه به فاصله زمانی بین بسته شدن و سنگ‌های منطقه می‌توان تشکیل این سنگ‌ها را پس از برخورد دانست.

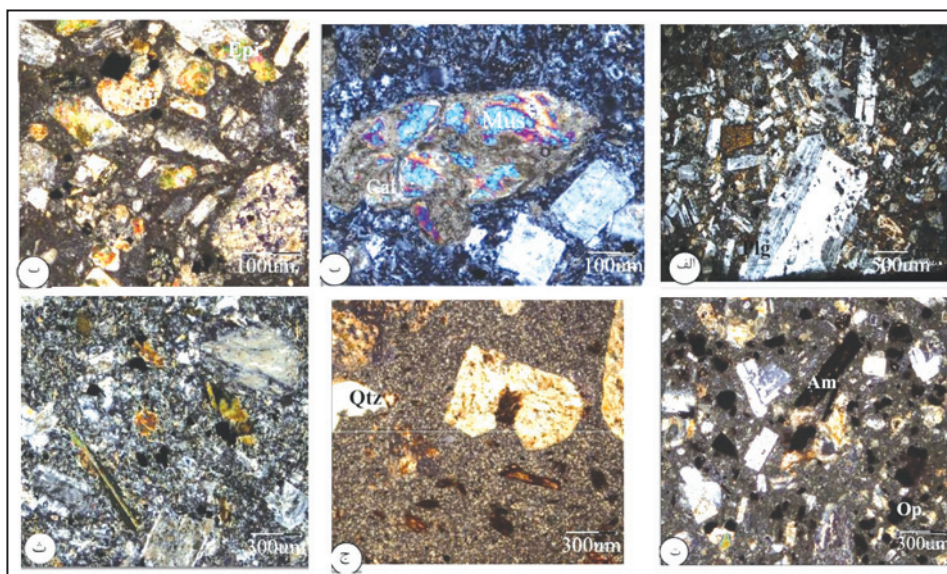
Karimpour et al. (2011) که این فرورانش را به صورت دو سویه نامتقارن به زیر هر دو بلوک لوت و افغان با سرعت‌های متفاوت می‌داند، می‌توان گفت که ماگماتیسم آداکیتی منطقه شاه‌سلیمان‌علی از ذوب صفحه اقیانوسی فرورونده که شرایط تشکیل رخساره گارنت- آمفیبولیت و یا با احتمال کمتر آمفیبول- اکلوزیت را فراهم آورده به وجود آمده است. با در نظر گرفتن زمان پایان فرورانش که در کرتاسه فوقانی بوده و سن سنگ‌های منطقه می‌توان گفت این سنگ‌ها پس از برخورد به وجود آمده‌اند.

۷- نتیجه‌گیری

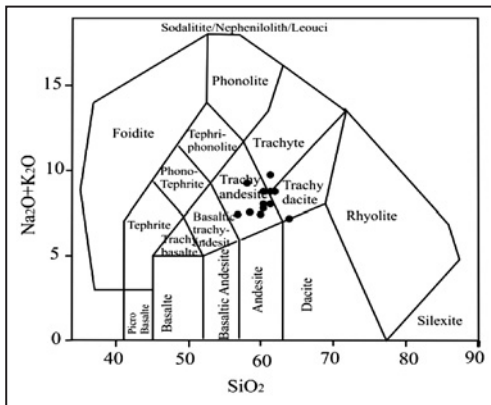
مطالعات سنگ‌نگاری بیانگر وجود سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و دیوریت‌های پورفیری در منطقه شاه‌سلیمان‌علی است. این سنگ‌های آتشفشانی دارای مقادیر بالاتری از SiO_2 ، Sr و



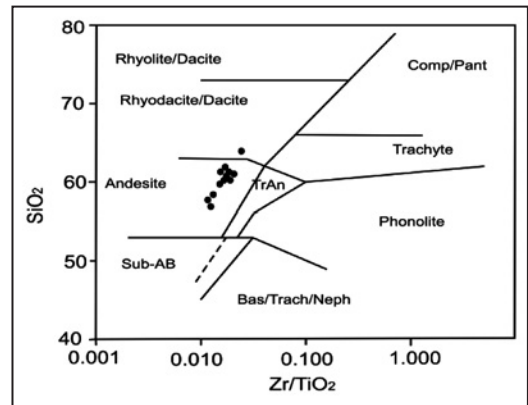
شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه (کتابی و همکاران، ۱۳۸۹)؛ ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران (Berberian & King, 1981).



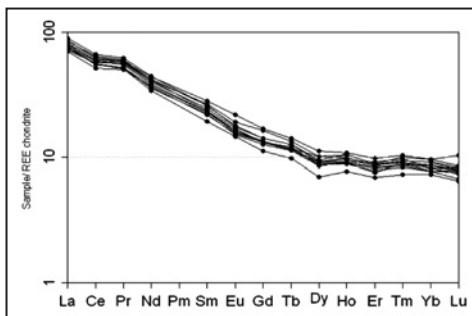
شکل ۲- تصاویر سنگ‌نگاری سنگ‌های منطقه مورد بررسی (XPL). الف) بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز (Plg) با ماکل پلی‌سنتیک در آندزیت‌های شیخ‌آباد و بافت غربالی در آندزیت‌های این منطقه؛ ب) دگرسانی پلاژیوکلاز به کرنات (CC) و مسکوویت (Mus)؛ پ) دگرسانی پلاژیوکلاز (Plg) به اپیدوت (Epi)؛ ت) وجود بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز (plg) در زمینه شیشه‌ای در آندزیت‌های منطقه کشوک بالا و فراوانی کانی‌های کدر (Op) در این آندزیت‌ها به صورت اولیه و حاصل دگرسانی آمفیبول‌ها (Am)؛ ج) وجود خوردگی خلیجی در کوارتز در سنگ‌های ریوداسیتی؛ ث) کلریتی شدن آمفیبول در دیوریت پورفیری‌های منطقه.



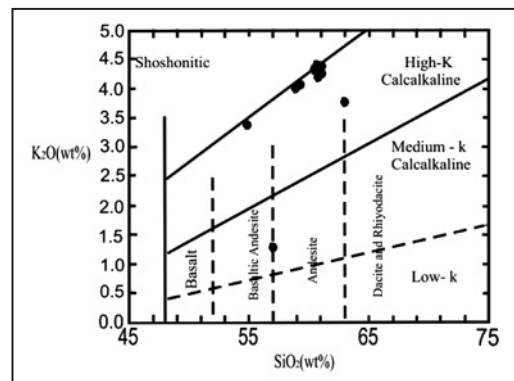
شکل ۴- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی (Middlemost, 1994).



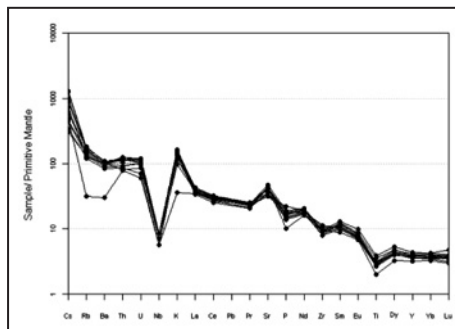
شکل ۳- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی Zr/TiO_2 در برابر درصد وزنی SiO_2 (Winchester & Floyd, 1977).



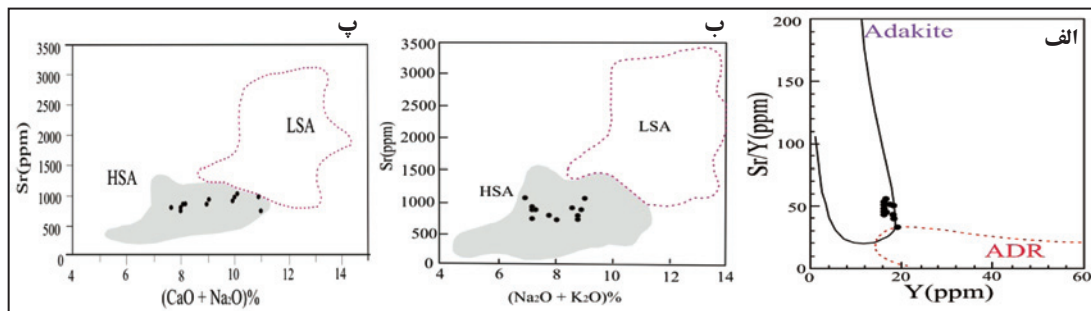
شکل ۶- نمودارهای عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974).



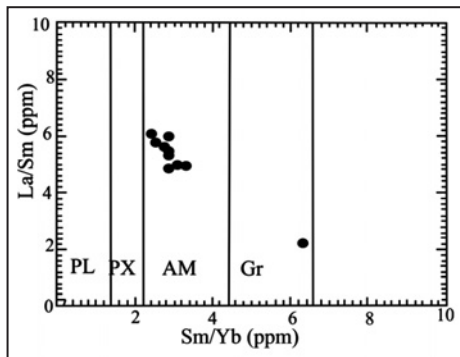
شکل ۵- قرارگیری نمونه‌های منطقه مورد بررسی در محدوده سنگ‌های کالک آلکالن پتاسیم بالا (Le Maitre et al., 1989).



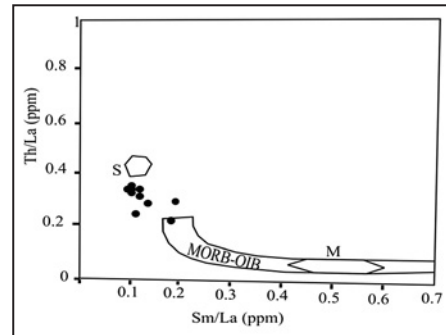
شکل ۷- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته (Sun & McDonough, 1989).



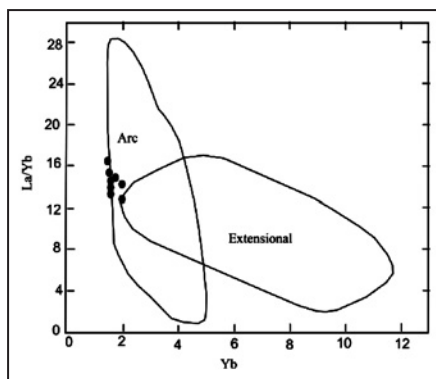
شکل ۸- (الف) نمودار Sr/Y نسبت به Y (Castillo, 2012) برای نشان دادن ماهیت آداکیتی نمونه‌ها؛ (ب) نمودار Sr نسبت به Na_2O+K_2O (Martin & Moyen, 2002) برای نشان دادن ماهیت آداکیتی پرسیلیس نمونه‌های منطقه؛ (پ) نمودار Sr نسبت به $CaO+K_2O$ (Martin et al., 2005) برای نشان دادن ماهیت آداکیتی پرسیلیس نمونه‌های منطقه.



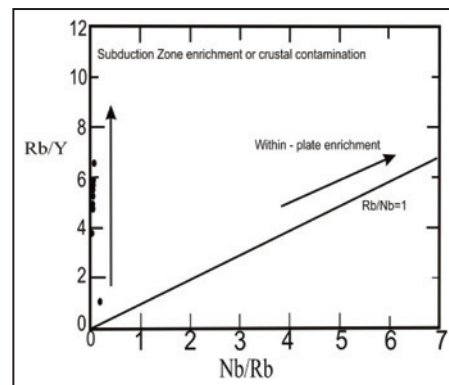
شکل ۱۰ - نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm برای تعیین پایداری کانی‌ها در منشأ ذوب سنگ‌های منطقه (Haschke & Ben-Avraham, 2005).



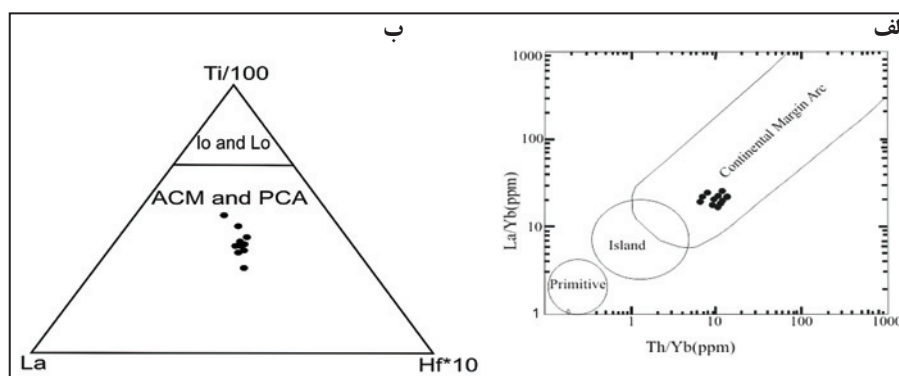
شکل ۹ - نمودار Sm/La در برابر Th/La (Plank, 2005) برای تعیین منشأ نمونه‌های منطقه.



شکل ۱۲ - نمودار La/Yb در برابر Yb و جایگاه نمونه‌های منطقه (Condie, 1986).

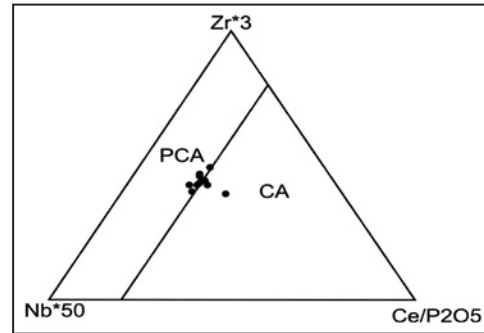


شکل ۱۱ - نمودار Rb/Y-Nb/Rb و قرارگیری نمونه‌ها به صورت عمودی در این نمودار که می‌تواند بیانگر آلودگی پوسته و تشکیل نمونه‌ها در محیط فرورانش باشد (Temel et al., 1998).



شکل ۱۳- الف) نمودار La/Yb در برابر Th/Yb و جایگاه نمونه‌های منطقه (Wood, 1980)؛ ب) نمودار سه تایی Ti*100, La, Hf*10 برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های منطقه.

شکل ۱۴ - نمودار سه تایی Zr*3, Ce/P₂O₅, Nb*50
 برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های منطقه
 (Muller et al., 1992).



جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های منطقه.

SAMPLE NAME	P.K.1 (ولکانیک)	P.K.2 (ولکانیک)	P.K.3 (ولکانیک)	P.K.4 (ولکانیک)	P.K.5 (ساب ولکانیک)	P.K.6 (ولکانیک)	P.K.7 (ولکانیک)	P.K.8 (ولکانیک)	P.K.9 (ولکانیک)	Y.S.1 (ولکانیک)	Y.S.12S (ولکانیک)	Y.S.15 (ولکانیک)
SiO ₂	۵۶/۴	۶۰/۲	۶۱/۰۷	۵۹/۷	۶۱/۱۸	۶۰/۷	۶۰/۳	۵۸/۴۲	۶۰/۲۹	۶۰/۷۵	۵۷/۷۶	۶۱/۹۶
TiO ₂	۰/۷۷	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۶۳	۰/۶۳	۰/۵۸	۰/۶۱	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶	۰/۵۴	۰/۷۲
Al ₂ O ₃	۱۸/۱	۱۶/۵۲	۱۶/۵	۱۶/۷۱	۱۷/۳۷	۱۶/۸۳	۱۶/۶۱	۱۶/۸۲	۱۵/۹۷	۱۶/۰۵	۱۶/۹۸	۱۶
Fe ₂ O _{3t}	۷/۶۰	۶/۲۲	۵/۹۹	۶/۶۵	۶/۳۷	۵/۶۲	۵/۶۵	۵/۲	۴/۵۷	۶/۳۴	۷/۲۸	۶/۸۶
MnO	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۲
MgO	۰/۵۲	۱/۲۰	۱/۵۸	۱/۷۴	۱/۲۵	۲/۰۸	۲/۲۸	۲	۱/۷۲	۱/۴۹	۱/۷۸	۱/۶۰
CaO	۷/۴۰	۳/۶۴	۴/۵۷	۶/۳۹	۴/۴۵	۳/۴۹۰	۵/۰۳	۶/۵۶	۴/۵۹	۴/۵	۴	۵/۲۲
Na ₂ O	۳/۱۹	۴/۵۰	۴/۲۵	۳/۲۸	۳/۳۲	۴/۱۸	۳/۹۲	۳/۵	۳/۳۹	۳/۸۳	۷/۱۷	۶/۲۲
K ₂ O	۳/۵۱	۴/۶۳	۴/۴۵	۴/۱۴	۴/۶	۴/۵۵	۴/۰۲	۴/۰۵	۴/۱	۴/۸۸	۱/۷۲	۲/۹۴
P ₂ O ₅	۰/۳	۰/۳۵	۰/۳۱	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۳۲	۰/۴	۰/۳۲	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۴۵
L.O.I	۲/۵۶	۳/۵۱	۲/۳۳	۳	۳/۸	۲/۵۴	۲/۳۳	۳/۲	۴/۰۹	۲/۷۸	۳/۰۵	۲/۴۷
sum	۱۰۰/۱۳	۱۰۱/۴۶	۱۰۱/۷۵	۱۰۲/۷۲	۱۰۳/۴۸	۱۰۰/۹۷	۱۰۰/۹۶	۱۰۱/۹۳	۹۹/۷۸	۱۰۱/۷۱	۱۰۰/۹۳	۹۹/۳۴
Ni	۲۲	۱۵	۱۳	۱۶	۱۶	۱۵	۱۷	۱۹	۱۹	۱۵	۱۳	۹
Rb	۷۴/۹	۱۱۵	۱۰۴	۹۰/۹	۱۰۵	۹۷/۷	۳۵/۵	۳۲	۵۳/۳	۵۳/۳	۱۱۰	۱۹/۹
Ba	۵۹۰	۷۳۰	۷۰۰	۶۸۰	۶۹۰	۷۱۰	۶۷۰	۶۳۰	۷۰۰	۷۶۰	۲۱۰	۷۱۰
Sr	۹۹۰	۸۴۰	۸۸۰	۹۱۰	۷۴۰	۷۵۰	۷۴۰	۸۸۰	۸۵۰	۶۷۰	۶۶۰	۹۵۰
Ta	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
U	۱/۴۷	۲/۱۱	۲/۴۴	۲/۴۹	۲/۴۴	۲/۵۲	۲	۲/۰۸	۲/۲۱	۲/۳۵	۱/۲۵	۱/۸
Nb	۴	۶	۶	۶	۶	۵	۵	۵	۶	۴	۶	۴
Hf	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۲
Zr	۱۰۵	۱۱۰	۱۱۷	۹۸/۵	۹۹/۷	۹۹/۳	۱۰۳	۸۸	۱۲۶	۹۲/۱	۱۰۶	۸۸
Y	۱۹/۷	۱۷/۴	۱۷/۵	۱۷/۴	۱۸/۲	۱۶/۶	۱۷/۲	۱۶/۱	۱۸/۲	۱۹/۶	۱۶/۴	۱۸/۵
Th	۷/۳	۱۰/۲	۱۰/۳	۹/۶	۱۰/۵	۹/۴	۸/۷	۷/۸	۹/۸	۶/۴	۹/۸	۶/۶
La	۲۶/۳	۲۷/۲۰	۲۸/۲	۲۸	۲۹/۱	۲۵/۱	۲۴/۱	۲۳/۱	۲۶/۴	۲۷/۵	۲۵/۲	۲۳/۲
Ce	۵۱/۵	۵۳/۴	۵۴/۵	۵۵/۵	۵۷/۲	۴۷/۶	۴۷/۹	۴۴/۶	۵۰/۶	۵۳/۲	۵۰/۹	۴۹/۲
Pr	۶/۵۹	۶/۵	۶/۵۹	۶/۷	۶/۵۹	۵/۸۵	۵/۸۱	۵/۶۴	۶/۱۴	۶/۳۵	۶/۳۱	۶/۳۳
Nd	۲۷/۷	۲۵/۹	۲۵/۸	۲۶/۶	۲۷/۹	۲۲/۵	۲۳/۴	۲۳	۲۴/۱	۲۵/۱	۲۵	۲۶
Sm	۵/۷	۴/۸	۴/۸	۵/۳	۵/۲	۴/۵	۴/۷	۴/۴	۴/۷	۴/۷	۵	۵/۴
Eu	۱/۶۷	۱/۲۵	۱/۲۲	۱/۳۵	۱/۳۸	۱/۱۶	۱/۲۲	۱/۱۹	۱/۲۶	۱/۴۳	۱/۴	۱/۴۶
Tb	۰/۶۶	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۹	۰/۵۹	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۵۵	۰/۵۷	۰/۶۳	۰/۴۶
Dy	۳/۸۵	۳/۰۷	۳/۱۳	۳/۱۲	۳/۲۴	۲/۹۳	۳/۱۳	۲/۹۶	۳/۴۵	۳/۵۹	۲/۹۶	۳/۴۷
Ho	۰/۷۶	۰/۶۳	۰/۶۷	۰/۶۹	۰/۷۳	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۶۲	۰/۶۹	۰/۷۵	۰/۶۳	۰/۷۳
Er	۲/۲۱	۱/۸۴	۱/۹۳	۱/۹۷	۱/۹۸	۱/۸۹	۲/۰۶	۱/۷۶	۱/۹۶	۲/۲	۱/۷	۱/۹۸
Tm	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۳	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۷
Yb	۲/۱	۱/۹	۲	۲	۲/۱	۱/۷	۱/۸	۱/۷	۱/۹	۲/۱	۱/۸	۱/۷
Lu	۰/۳۵	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۲۵	۰/۲۳

جدول ۲- ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها (Moyen, 2009) و مقایسه آنها با نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

آداکیت‌ها	علی‌سلیمان‌شاه‌های نمونه میانگین
$SiO_2 > 56\% \text{ wt}$	$SiO_2 = 60/28\% \text{ wt}$
$Al_2O_3 \geq 15\% \text{ wt}$	$Al_2O_3 = 16/96\% \text{ wt}$
$MgO < 3\% \text{ wt}$	$MgO = 1/62\% \text{ wt}$
$Sr > 300 \text{ ppm}$	$Sr = 821 \text{ ppm}$
فقدان بی‌هنجاری منفی Eu	فقدان بی‌هنجاری منفی Eu
$Y < 18 \text{ ppm}$	$Y = 17/3 \text{ ppm}$
$Sr/Y > 20 \text{ ppm}$	$Sr/Y = 47/82 \text{ ppm}$
$Yb < 8/1 \text{ ppm}$	$Yb = 8/1 \text{ ppm}$
$La/Yb > 16 \text{ ppm}$	$La/Yb = 14/07 \text{ ppm}$
مقدار کم HFSE (Nb, Ta)	$Nb = 5/33 \text{ ppm}$, $Ta < 0/5 \text{ ppm}$
مقدار کم Rb/La	$Rb/La = 3/39 \text{ ppm}$
مقدار کم Ba/La	$Ba/La = 24/81 \text{ ppm}$
تمرکز خیلی بالا LREE	تمرکز خیلی بالا LREE
تمرکز خیلی پایین HREE	تمرکز خیلی پایین HREE

جدول ۳- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس (Martin et al., 2005) با میانگین نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

میانگین نمونه‌های شاه‌سلیمان‌علی	LSA	HSA
$SiO_2 = 60/28\% \text{ wt}$	$SiO_2 < 60\% \text{ wt}$	$SiO_2 > 60\% \text{ wt}$
$MgO = 1/62\% \text{ wt}$	$MgO = 4-9\% \text{ wt}$	$0/5 < MgO < 4\% \text{ wt}$
$CaO + Na_2O = 9/47\% \text{ wt}$	$CaO + Na_2O > 10\% \text{ wt}$	$CaO + Na_2O < 11\% \text{ wt}$
$Sr = 821 \text{ ppm}$	$Sr > 1000 \text{ ppm}$	$Sr < 1100 \text{ ppm}$
و بدون بی‌هنجاری مثبت Sr یا بی‌هنجاری مثبت خیلی کم و دارای بی‌هنجاری مثبت شدید Sr که تنها متعلق به این گروه است.		
$TiO_2 = 0/6\% \text{ wt}$	$TiO_2 > 2\% \text{ wt}$	$TiO_2 < 0/9\% \text{ wt}$
MgO پایین و بدون درشت‌بلور پیروکسن	MgO بالا و گاه دارای درشت‌بلور پیروکسن	MgO پایین و بدون درشت‌بلور پیروکسن
LREE پایین‌تر نسبت به LSA	LREE بالاتر نسبت به HSA	LREE پایین‌تر نسبت به LSA

کتابنگاری

- احمدزاده، غ.، جهانگیری، ا.، مجتهدی، م. و لنتز، د.، ۱۳۸۹- پتروژنز سنگ‌های آداکیتی پس از تصادم پلیوکواترنری در شمال غرب مرند؛ مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۴، ص ۷۲۲-۷۰۹.
- آفانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- دلاور، ز.، صادقیان، م. و فردوست، ف.، ۱۳۸۹- ماگماتیسیم الیگوسن در جنوب غرب بیرجند، چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور مشهد.
- زرین کوب، م. ح.، چانگ، س. ل.، خطیب، م. م. و محمدی، س. س.، ۱۳۸۹- سن‌سنجی زیرکن اورانیوم-سرب، سنگ‌نگاشتی و زمین‌شیمی توده‌های نفوذی کم عمق در جنوب باختری بیرجند (منطقه رچ). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳، ص ۴۷۱-۴۸۲.
- کتابی، پ.، محمدی، س. س. و زرین کوب، م. ح.، ۱۳۸۹- مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و دگرسانی در منطقه شیخ‌آباد (جنوب باختر بیرجند - خاور ایران). چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه ارومیه.

کتابی، پ.، محمدی، س. س.، زرین کوب، م. ح. و غلامی، ا.، ۱۳۸۹- پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شاه‌سلیمان علی (جنوب باختر بیرجند - خاور ایران)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۹۴.

کتابی، پ.، محمدی، س. س.، زرین کوب، م. ح. و غلامی، ا.، ۱۳۸۸- بررسی پتروگرافی و آلتراسیون سنگ‌های آتشفشانی منطقه شاه‌سلیمان (جنوب باختری بیرجند- خاور ایران)، اولین همایش ملی معدن و علوم وابسته، دانشگاه آزاد طبس.

References

- Atherton, M. P. & Petford, N., 1993- Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* (362), Pp. 144–146.
- Ayers, J. C. & Watson, E. B., 1991- Solubility of Apatite, Monazite, Zircon and Rutile in Supercritical Aqueous Fluids with Implications for Subduction Zone Geochemistry. *Philosophical Transactions Royal Society of London A*, pp.365-75.
- Ayers, J., 1998- Trace elements modeling of aqueousfluid-pridotite interaction in mantle wedge of subduction zones. *Contribution to Mineralogy and Petrology* (132), Pp. 390-404.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* (28) Pp. 210–265.
- Best, M. G. & Christiansen, E. H., 2001- *Igneous petrology*, Oxford, Blackwell, 458 P.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Reyerson, F. J. & Phinnery, D. L., 1995- Mineral – aqueous Fluid partitioning of trace element at 900 c and 2 GPA: Constrains on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluid. *Geochim Cosmochim Acta* (59), Pp. 3331-3335.
- Castillo, P. R., 2006- An overview of adakite petrogenesis, *Chinese Science Bulletin* 51, Pp.257-268 .
- Castillo, P. R., 2012- Adakite petrogenesis, *Lithos* 134-135, Pp.304-316.
- Condie, K. C., 1986- Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the southeastern United States. *Journal of Geology* (94), Pp. 845-864.
- Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1990 -Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, Pp. 662–665.
- Haschke, M. R. & Ben-Avraham, Z., 2005 -Adakites from Collision-Modified lithosphere. *Geophysics Research letters*, Vol (32), Pp. 1- 432.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. & Tarney, J., 1984- subduction of pelagic sediments: implication for the originof Ceanomalous basalts from Alexander Islands. *Journal of Geological Society of London* (141), Pp. 453-472.
- Ionov, D. A. & Hafmann, A. W., 1995- Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implication for subduction – related metasomatic tarce element fractionation. *Earth Planet. Sci. Lett* (131), Pp. 341-356.
- Jahangiri, A., 2007- Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 433–447.
- Juteau, T. &Maury, R., 1997- *Geologie de la croute oceanique, petrologie et dynamique endogenes*. Masson, Paris, 367p.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., Farmer, L., Saadat, S. & Malekezadeh, A., 2011- Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *JGeope* (1), pp. 19 -36.
- Kepler, H., 1996- Constraints from partitioning experiments on the composition of the subduction zone fluids. *Nature* (380), Pp. 237-240.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A. & Zanettin, B., 1989- *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Science Axford, 193p.
- Leichmann, J., Broska, I. & Zchovalova, K., 2003- Low-grade metamorphic alteration of feldspar minerals: a CL study. *Journal of petrology*, Vol (15), No. 2, Pp. 104–108.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. & Heath, E., 2001- The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews* (49), Pp. 1-76.
- Martin, H. & Moyen, J. F., 2002- Secular changes in tonalite – trondhjemite – granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology* (30), Pp. 319– 322.
- Martin, H., 1999- The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46 (3), Pp. 411–429.
- Martin, H., Smithie, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D., 2005- An overvi ewof adakite, tonalite – trondhjemite –granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*Vol (79), pp. 1–24.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming material in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Review* (37), Pp. 215–224.
- Movahhed-avval, H. & Emami, M. H., 1978- Geological Map of Iran, 1:100000 series, sheet7854- Mokhtaran, Geological survey of Iran.
- Moyen, J. F., 2009- High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature. *Lithos* (112), PP. 556–574.
- Muller, D., Rock, N. M. S. & Groves, D. I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* (46), Pp. 259-289.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta* (38), Pp. 757-775.

- Nelson, T. S. & Montana, A., 1992- Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* (77), Pp. 1242-1249.
- Omrani, J., Philippe, A., Hubert, W., Mathieu, B., Gaele, P. & Laurent, J., 2008 - Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences, *Lithos*.doi:10.1016/j.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. & Thompson, A. B., 1994- Partial melting of subducting oceanic crust: *Earth Planetary Science Letters*, v (121), Pp. 227–244.
- Plank, T., 2005- Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology* (46), pp. 921-944.
- Rapp, R. P. & Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalt at 8–32 Kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling: *Journal of Petrology*, v. (36), Pp. 891–931.
- Rudnick, R. L. & Gao, S., 2003- Composition of the continental crust. In *The Crust*, vol. 3 (ed. R. L. Rudnick) Elsevier, Pp. 1-64.
- Shelley, D., 1993- *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. London, Chapman and Hall, 630p.
- Sorensen, S. S. & Barton, M. D., 1987- Metasomatism and partial melting in subduction complex Catalina schist. southern California. *Geology* (15), Pp. 115 – 118.
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P. & Horn, I., 1998- Mineral – aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 c and 3-5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochim Cosmochim Acta*, (62), Pp. 1781-1801.
- Stern, C. R. & Kilian, R., 1996- Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds), *Magmatism in oceanic basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub (42), 313-345.
- Temel, A., Gondogdu, M. N. & Gourgaud, A., 1998- Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Antolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85(, Pp. 327-357.
- Tirrule, R., Bell, L. R., Griffis, R. J. & Camp, V. E., 1983- The Sistan Suture Zone of eastern Iran, *G. S. A. Bulletin*, Volume (84), Pp. 134-150.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* (20), Pp. 325– 342.
- 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 Lett* (50), Pp. 11-30.
- Xu, J. F., Shinjio, R., Defant, M. J., Wang, Q. & Rapp, R. P., 2002- Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology* (12), Pp. 1111–1114.

Geochemistry and Petrogenesis of Tertiary High Silica Adakitic Rocks, Shah Soleyman Ali Area (Southwest of Birjand, East of Iran)

P. Ketabi ^{1*}, S. S. Mohammadi ² & M. H. Zarrinkoub ²

¹M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 2012 October 27

Accepted: 2013 May 13

Abstract

The volcanic–sub volcanic activities in the Shah Soleyman area located in southwest of Birjand, east of Iran have cropped out as two categories of Pyroclastic – lava and sub volcanic rocks. The pyroclastic rocks are tuff, agglomerate with breccias and volcanic rocks are andesite, trachyandesite and dacite. The porphyry and glomero- porphyric with micro granular to vitric groundmass are the main textures in these rocks. The porphyritic diorite is the unique sub volcanic unit in this area. Plagioclase, hornblende with oxidized rims, and biotite are the main phenocrysts. Sericitization, carbonatization and propylitic alterations are common in these rocks. Based on the geochemical study, these rocks have SiO₂ in range of 56.8-61.9, high Al₂O₃ (16.5-18.1) and Sr (660-990), high Sr/Y (40.6-54.6), and low Y (16.1-19.7) that show adakites characteristic for the parent magmas. On the basis of geochemical characters, these rocks are high SiO₂ adakites, which is considered to represent subducted basaltic slab melts that have reacted with peridotite during the ascent through mantle wedge. High ratio of LILE/HFSE, LREE/HREE and negative anomaly for Nb and Ti show similarity with subduction- related magmatism. High Sr and negative anomalies of Ta, Nb, and Ti may be resulted from the lack of plagioclase and having iron and titanium oxides in the residual phase. The geochemical study showed that the source can be derived from subducted metamorphosed oceanic plate in east of Iran.

Keywords: Geochemistry, Petrogenesis, Adakite, Shah Soleyman Ali, Southwest of Birjand, East of Lut.

For Persian Version see pages 373 to 382

*Corresponding author: P. Ketabi; E-mail: Pouryaketabi@yahoo.com