

منشأ سنگ‌های آتشفشانی کندوان (شمال غرب ایران): با استفاده از اطلاعات جدید زمین‌شناسی، پتروگرافی

و زمین شیمی

راضیه چهارلنگ

کارشناس ارشد پترولوژی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

جلیل قلمقاش

استادیار پترولوژی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

محمد هاشم امامی

دانشیار پترولوژی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

جعفر عمرانی

دکتری پترولوژی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ پذیرش: ۹۴/۶/۱۵

تاریخ دریافت: ۹۲/۹/۸

ghalamghash@yahoo.com

چکیده

منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. این منطقه متشکل از ترادف‌های آتشفشانی از نوع گدازه و آذرآواری است که در شش واحد در شرق روستای کندوان برونزد دارند. این سنگ‌ها در بررسی‌های پتروگرافی حاوی بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلاز هستند که در خمیره‌ای ریزبلور و شیشه‌ای قرار گرفته‌اند و در سنگ‌های آذرآواری قطعات سنگی و پومیس نیز دیده می‌شود. بافت غربالی، منطقه‌بندی عادی و نوسانی در پلاژیوکلاز از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست. نسبت بالای LREE/HREE، غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی شدید از Y و HREE از مشخصات ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کندوان است که نشان‌دهنده ماهیت آداکیتی آن‌هاست. سنگ‌های مورد مطالعه با مقدار $MgO < 0.8$ و $SiO_2 > 66/16$ از نوع آداکیت سیلیس بالا هستند. همچنین به دلیل وجود $Nb/Ta < 16$ احتمالاً از ذوب بخشی سنگ منشأ پوسته‌ای با ترکیب آمفیبولیت گارنت‌دار در فشار نه چندان بالا حاصل شده‌اند. با دانستن ویژگی‌های مربوط به فوران‌های قدیمی می‌توان میزان مخاطرات فوران آینده را پیش‌بینی نمود و از آن جهت کاهش تلفات ناشی از فوران آتشفشان بهره برد.

کلمات کلیدی: کندوان، گدازه، آذرآواری، آداکیت، آمفیبولیت گارنت‌دار

مقدمه

ارمنستان و آذربایجان واقع شده‌اند که هر کدام از آنها به صورت جزئی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (Imamverdiyev and Mamedov, 1996). برای مثال آتشفشان قفقاز کوچک که در چندین مرحله فعالیت داشته توسط محققان متعددی از قدیم به جدید تقسیم بندی شده که مشخصات هر کدام از لحاظ ارتباط صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی به خوبی قابل شناسایی و پیگیری هستند (Imamverdiyev and Mamedov, 1996; Dilek et al., 2009; Veliev et al., 2010). بنابراین مطالعه آتشفشان سهند با مطالعات وسیع صحرایی و تعیین ارتباط واحدها با یکدیگر و سپس بیان ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی هماهنگ با تقسیم‌بندی صحرایی امری ضروری به نظر می‌رسد.

با توجه به احساس نیاز بررسی و بازنگری ردیف‌های آتشفشانی سهند در مطالعه خود با استفاده از ویژگی‌های صحرایی، زمان فوران و جایگیری ردیف‌های آتشفشانی سهند، این آتشفشان را در مناطق مختلف مورد بررسی قرار دادیم و بر پایه روابط صحرایی، ترکیب سنگی و زمان تشکیل، آنها را به سه گروه سنگ‌های آتشفشانی سهند قدیمی و سهند میانی-جوان تقسیم نمودیم. در این مقاله با بیان ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی تلاش نمودیم تا ویژگی‌های آتشفشان سهند را، در محدوده زمانی که آن را سهند میانی می‌نامیم، مورد بررسی قرار داده و به خاستگاه و سنگ منشأ آن پی برده شود.

آتشفشان سهند در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق تبریز و شرق دریاچه ارومیه واقع شده است و از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های رسوبی-ساختاری توسط آقائباتی (۱۳۸۳) این آتشفشان در پهنه ایران مرکزی قرار دارد. بر پایه مطالعات سن‌سنجی انجام گرفته توسط معین وزیری و امین سبحانی (۱۳۵۶) به روش K-Ar و Chiu et al., (2013) به روش U-Pb سن این آتشفشان در حدود ۶/۵ تا ۵/۳ میلیون سال است و بر روی سنگ‌های آهکی و کنگلومرا متعلق به سن ژوراسیک-کرتاسه و میوسن قرار گرفته است (معین‌وزیری و امین‌سبحانی، ۱۳۵۶). برطبق مطالعات پیشین آتشفشان سهند از نوع آتشفشان‌های استرومبولی است که محصولات آتشفشانی خود را به صورت ترادف‌های متوالی پیروکلاستیک و گدازه بیرون ریخته است (معین‌وزیری و امین‌سبحانی، ۱۳۵۶؛ پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۰a) که در سراسر آتشفشان قابل پیگیری هستند.

در مطالعات پیشین بررسی روی ترادف‌های آتشفشانی در قسمت‌های مختلف سهند به صورت جزئی انجام نشده است (معین‌وزیری و امین‌سبحانی، ۱۳۵۶؛ غیوری خسرقی، ۱۳۸۱؛ جهانگیری و اشرفی، ۱۳۸۵؛ پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۰a). به علاوه در مطالعات گذشته توجهی به مشخصات هر افق با توجه به زمان تشکیل هر واحد نشده که موجب درک نادرست از ویژگی‌های هر مرحله از فوران شده است. آتشفشان سهند در کمربند کوهزایی هیمالیا قرار گرفته است؛ در این کمربند آتشفشان‌های متعدد دیگری در جنوب شرق ترکیه،

امین سبجانی (۱۳۵۶) نشان دهنده فعالیت آتشفشان سهند از ۱۲ میلیون سال پیش تا ۴۰-۱۴۰ هزار سال پیش است. مطالعه دو مرحله‌ی مهم و گسترده‌ی انتشار و تشکیل پهنه‌های اینگنیمبرتی در سهند توسط گیوری خسرقی (۱۳۸۱) و بررسی تحول فرآیندهای ماگمایی سهند توسط جهانگیری و اشرفی (۱۳۸۵) از دیگر مطالعات انجام گرفته بر روی سهند است.

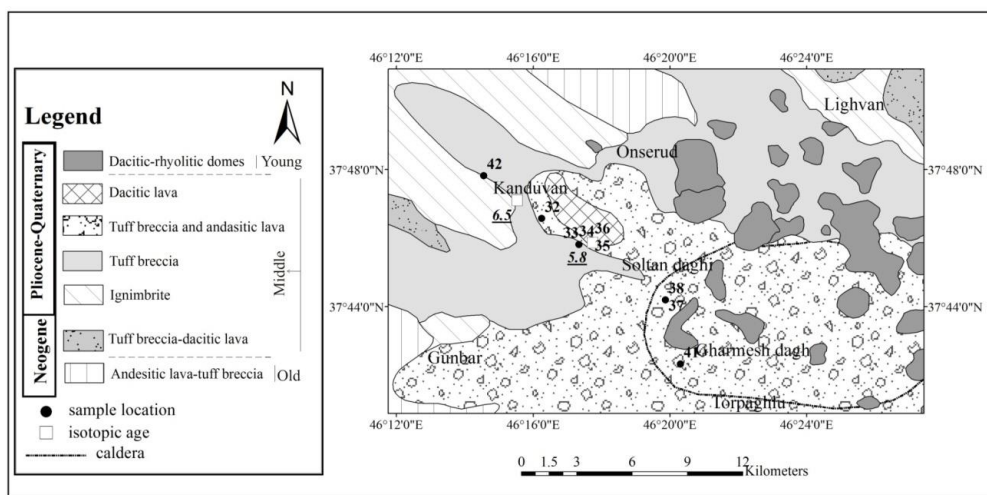
همچنین مطالعات پیرمحمدی و همکاران (۱۳۹۰a و ۱۳۹۰b) نشان دهنده پدیده‌هایی از جمله تبلوربخشی، هضم و آلیش ماگما در طی فرآیند صعود می‌باشد؛ این محققان جایگاه زمین‌ساختی پس از برخورد و کمان‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای را برای آتشفشان سهند پیشنهاد نموده‌اند. Chiu et al., (2013) نیز سن تبلور زیرکن در سنگ‌های آتشفشانی سهند را به روش U-Pb، از ۶/۵ تا ۵/۳ میلیون سال گزارش نموده‌اند.

در مقاله حاضر آتشفشان سهند را براساس ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی به سه مرحله‌ی سهند قدیمی، سهند میانی و سهند جوان تقسیم نموده‌ایم (شکل ۱). در حالت دید کلی نسبت به آتشفشان سهند محصولات فعالیت سهند در مراحل قدیمی و میانی شامل مواد آذرآواری و گدازه بوده است؛ با این تفاوت که سهند قدیمی همانطور که توسط معین‌وزیری و امین-سبجانی (۱۳۵۶) نیز عنوان شده است تنها در بخش غربی رخنمون دارد (بخش کوچکی از آن در قسمت جنوب غرب نقشه در شکل ۱ دیده می‌شود)؛ در حالی که مواد آذرآواری و گدازه‌های سهند میانی در سراسر آتشفشان قابل پیگیری هستند (قسمت‌های توف برش-گدازه داسیتی در شکل ۱). سهند جوان نیز به صورت گنبدهایی با ترکیب حدواسط تا اسیدی در سراسر سهند و بیشتر در راستای شمال غرب-جنوب شرقی افق‌های مراحل قدیمی و میانی را قطع نموده است که در قسمت شرقی نقشه منطقه در شکل یک به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود.

به منظور بررسی ژئوشیمی سنگ کل تعداد ۴۳ مقطع نازک از نمونه‌های سالم واحدهای مختلف آتشفشان سهند در آزمایشگاه مقطع نازک سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه شد. بعد از مطالعات میکروسکوپی با استفاده از میکروسکوپ نوع Nikon-LABO PHOT-2، ۴۰ نمونه از کل آتشفشان سهند را مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. در این مقاله از داده‌های مربوط به تجزیه شیمیایی ۹ نمونه از افق‌های مختلف آتشفشانی شرق روستای کندوان استفاده شده که محل برداشت آنها در شکل (۱) نمایش داده شده است. بعد از آماده‌سازی نمونه‌ها با استفاده از دستگاه فلورسانس اشعه ایکس (XRF) برای تعیین مقادیر اکسیدهای اصلی و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) برای تعیین عناصر کمیاب و نادرخاکی، به ترتیب در آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی در کرج تجزیه شدند. نتایج این تجزیه‌ها در جدول (۱) ارائه شده‌اند. علاوه بر این جهت تفسیر داده‌ها مانند رسم نمودارها از نرم افزارهای پترولوژی و گرافیکی شامل Petrograph و CoreIDRAW 12 استفاده شده است و نقشه زمین‌شناسی با استفاده از نرم افزار Arc GIS ترسیم شده است.

زمین‌شناسی و ویژگی‌های صحرایی

براساس پهنه‌بندی ایران توسط آقناباتی (۱۳۸۳) آتشفشان سهند در پهنه ایران مرکزی واقع شده است. به باور معین‌وزیری و امین‌سبجانی (۱۳۵۶) منطقه سهند قبل از شروع فعالیت‌های آتشفشانی به صورت جزیره و یا شبه-جزیره‌ای بوده است که در دامنه‌های سرسبز آن پستانداران مختلف می‌زیسته‌اند. سپس با شروع فعالیت‌های آتشفشانی در اواسط میوسن و ایجاد شرایط نامساعد برای زندگی، عده‌ای از پستانداران از بین رفته‌اند (معین‌وزیری و امین-سبجانی، ۱۳۵۶). نتایج سن‌سنجی به روش K-Ar توسط معین‌وزیری و



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی محدوده شرق کندوان. در این نقشه محل نمونه‌برداری نمونه‌هایی که مورد مطالعه قرار گرفته‌اند مشخص شده است.

هستند که در برخی محل‌ها در جهت جریان کشیده شده‌اند (شکل ۳-الف). ترکیب زمینه و قطعات سنگی مشابه دیده می‌شوند. قطعات موجود در توف برش با بافت پورفیریک و بلورهای درشت فلدسپار و آمفیبول اکسیده شده هستند. زمینه‌ی توف برش علاوه بر قطعات سنگی، در بردارنده‌ی بلورهای درشت فلدسپار و آمفیبول (دگرسان شده به اکسید آهن) نیز هست.

در شکل (۲) ستون چینه‌نگاری سهند میانی در شرق روستای کندوان ارائه شده است. این ترادف آتشفشانی از ۶ افق شامل تناوب مواد آذرآواری و گدازه پدید آمده است. ترادف از پایین به بالا شامل بخش‌های زیر است:

(۱) توف برش به رنگ خاکستری روشن: این توف برش دارای قطعات سنگی با ابعاد چند میلی‌متر تا چهار سانتی‌متر، به‌ندرت تا ۱۰ سانتیمتر، در زمینه‌ای از جنس خاکستر آتشفشانی می‌باشد. قطعات به شکل عدسی و بیضی‌هایی

جنس گدازه در زمینه گدازه‌های است و به رنگ خاکستری تیره با لایه‌بندی ضخیم نمایان است (شکل ۳-ت). اندازه قطعات سنگی گدازه‌های چند میلی‌متر تا چند ده سانتی‌متر است. زمینه علاوه بر قطعات سنگی بلورهای درشت آمفیبول و پلاژیوکلاز هم دارد. ترکیب این افق ولکانیک برشی حدواسط و در حد آندزیت است.

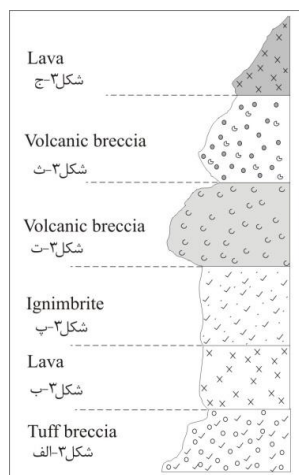
(۵) توف برش یا ولکانیک برش: این افق به رنگ خاکستری تا سبز روشن با قطعاتی از نوع گدازه در زمینه خاکستر آتشفشانی برونزد دارد (شکل ۳-ث). ترکیب این واحد آتشفشانی حدواسط است و ضخامت آن ۷۰ تا ۱۰۰ متر می‌باشد.

(۶) گدازه تراکی‌آندزیتی-آندزیتی: گدازه به رنگ قرمز و خاکستری تیره و دارای ضخامتی حدود ۵۰ تا ۱۰۰ متر است (شکل ۳-ج). این افق جوان‌ترین واحد آتشفشانی در منطقه شرق روستای کندوان است که در رأس قله‌ی سلطان داغی رخنمون دارد. سنگ‌ها دارای بافت پورفیریک با زمینه‌ی شیشه‌ای و بلورهای درشت پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند. این افق گدازه‌های توده‌ای و بدون لایه‌بندی است و در متن شیشه‌ای آن بافت جریان‌ی قابل مشاهده است.

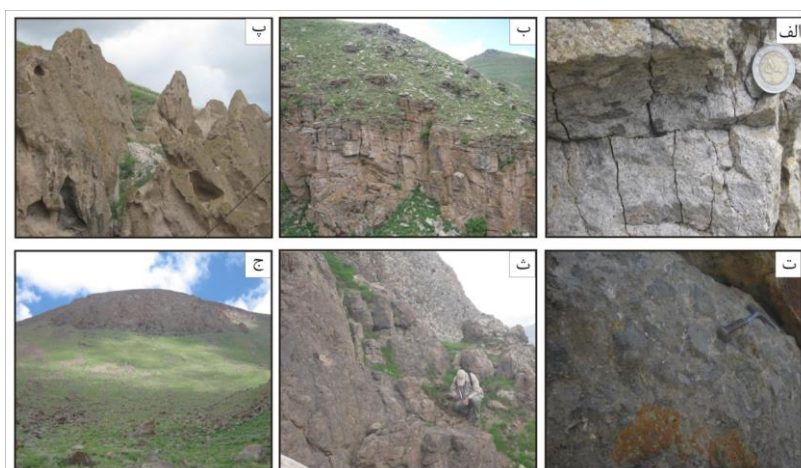
(۲) گدازه آندزیتی-تراکی‌آندزیتی: گدازه به رنگ صورتی و به ضخامت حدود ۵۰ متر است و به صورت جریان یافته و با بلورهای درشت فلدسپار و آمفیبول رخنمون دارد. این گدازه دارای لایه‌بندی نازک و در حد ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر می‌باشد (شکل ۳-ب).

(۳) ایگنیمبریت روشن به رنگ خاکستری-صورتی: این افق ایگنیمبریتی دارای قطعات پومیس و گدازه در حد اندازه چند سانتی‌متر است (شکل ۳-پ). فراوانی قطعات پومیس که به رنگ روشن دیده می‌شوند نسبت به قطعات سنگی بیشتر است و قطعات پومیس دارای کشیدگی هستند. ضخامت این واحد حدود ۵۰ تا ۷۰ متر است. این افق ایگنیمبریتی که مشهور به ایگنیمبریت کندوان است در برخی محل‌ها با فرسایش کله قندی، که خاص ایگنیمبریت‌ها بوده و احتمالاً حاصل نیروی مکانیکی جریان آب است، دیده می‌شود. بر پایه مطالعه سنگ‌نگاری اجزای سازنده‌ی ایگنیمبریت با جوش‌خوردگی متوسط تا بالا در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند، که به احتمال زیاد در اثر تحمل دیانز بالا بوده است و در زمان حاضر به گونه کاملاً متراکم نمایان هستند به نحوی که روستاییان آن‌ها را حفاری نموده و درون آن‌ها زندگی می‌کنند.

(۴) ولکانیک برش: این واحد ولکانیک برشی دارای قطعات سنگی بزرگ از



شکل ۲. ستون چینه‌نگاری از شش افق گدازه-آذرآواری مورد مطالعه در شرق کندوان.



شکل ۳. تصویر افق‌های آتشفشانی شکل ۲. الف) واحد توف برشی، در این واحد جریان یافتگی مشخص است؛ ب) واحد گدازه‌ای با لایه‌بندی، دید به شمال؛ پ) ایگنیمبریت کندوان که به شکل کله قندی رخنمون دارد؛ ت) واحد ولکانیک برش، قطعات سنگی در این ولکانیک برش دیده می‌شود. ث) واحد ولکانیک برش، دید به جنوب غرب-قسمت لبه غربی کالدرای آتشفشان سه‌سند؛ ج) واحد گدازه‌ای رأس قله سلطان داغی، دید به شمال.

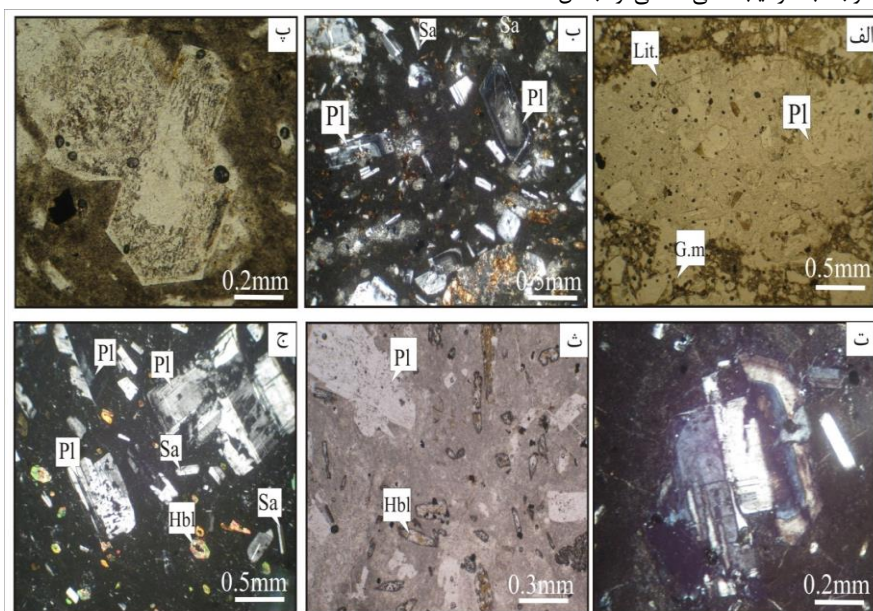
پتروگرافی

سنگی موجود در سنگ‌های آذرآواری منطقه، ترکیب ولکانیک برش‌ها و ایگنیمبریت‌ها در حد تراکی‌اندزیت تا داسیت است. سنگ‌های گدازه‌ای دارای بافت پورفیریک هستند که با خمیره شیشه‌ای و مقدار کمی میکروولیت دیده می‌شوند (شکل‌های ۴-ث و ۴-ج). قرارگیری بلورها در این سنگ‌ها به شکلی است که جهت یافتگی را در آن ایجاد نموده است؛ این موضوع احتمالاً در ارتباط با جریان ماگما در هنگام بالا آمدن است.

به‌طور کلی بلورها در اندازه‌های مختلف در سنگ نمایان هستند. خمیره در سنگ‌های مختلف حدود چهل تا شصت درصد از سنگ را تشکیل داده است و شامل میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و هورنبلند است. پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آلبیت)، آمفیبول (هورنبلند) و بیوتیت به‌صورت بلورهای درشت در خمیره گدازه‌ها نمایان هستند. هورنبلندها در سنگ به‌صورت بلورهای لوزی شکل با حاشیه‌ی خورده شده و اپاسیته دیده می‌شوند (شکل ۴-ث). اندازه این بلورها متغیر است و از حدود ۰/۰۷ تا ۰/۵ میلی‌متر دیده می‌شود. برخی از بلورهای هورنبلند دارای اکسیدشدگی و دگرسانی هستند. بلورهای پلاژیوکلاز به طول ۰/۲ تا ۰/۷ دیده می‌شوند و ترکیب آن‌ها در حد الیگوکلاز-آلبیت است. پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک در سنگ حضور دارد و بعضی از بلورهای این کانی دارای ساخت منطقه‌ای با حاشیه شکسته و خورده شده هستند (شکل ۴-ث و ج). بافت غربالی و زونینگ نوسانی (oscillatory zoning) نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴-ج). حضور این نوع از بافت‌ها در این سنگ‌ها می‌تواند نشانه‌ی تاریخچه طولانی و پیچیده‌ی تجزیه ماگما در حالت عدم تعادل و رسیدن به سطح باشد (Winter, 2001). آپاتیت به شکل بلورهای سوزنی در کنار پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کانی اپک به‌عنوان کانی‌های فرعی در خمیره سنگ حضور دارند. کانی‌های ثانویه شامل آلبیت و کانی اپک هستند. براساس ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های گدازه‌ای ترکیبی در حد اندزیت و تراکی‌اندزیت دارند.

سنگ‌های آذرآواری شرق کندوان شامل توف برش (ولکانیک برش) و ایگنیمبریت هستند که دارای بافت ویتروکلاستیک و پورفیروکلاستیک می‌باشند. این سنگ‌ها دربردارنده‌ی بلورهای درشت پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آلبیت)، آمفیبول (هورنبلند)، بیوتیت، آلکالی‌فلدسپار، قطعات سنگی و پومیس هستند (شکل ۴). در واحدهای مختلف و براساس فاصله از دهانه‌ی اصلی، مقدار فراوانی قطعات سنگی، پومیس و بلورهای درشت نسبت به هم متفاوت است. قطعات سنگی دربردارنده‌ی پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌ای (zoning) و ماکل پلی‌سنتتیک، آمفیبول (هورنبلند) و بلورهای ریز کوارتز هستند (شکل ۴-الف). بعضی از پلاژیوکلازها دارای حاشیه‌ی خورده شده و برخی با بافت غربالی قابل مشاهده هستند. آلکالی‌فلدسپار حجم پایینی از سنگ را تشکیل می‌دهد که با ماکل کارلسباد نمایان است. آمفیبول به صورت بلورهای لوزی شکل هورنبلند دیده می‌شود که دارای حاشیه اپاسیته هستند.

بلورهای درشت پلاژیوکلاز موجود در زمینه‌ی سنگ‌های آذرآواری دارای ماکل پلی‌سنتتیک است و در مواردی با ساخت منطقه‌ای (zoning) نیز دیده می‌شود (شکل ۴-ب). بافت غربالی و زونینگ نوسانی (oscillatory zoning) در بعضی از بلورهای این کانی قابل مشاهده است (شکل‌های ۴-ب، ۴-پ و ۴-ت) و برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دارای دگرسانی هستند (شکل ۴-ب). بافت غربالی و زونینگ نوسانی یا اسی‌لاتری در این سنگ‌ها احتمالاً نشان‌دهنده‌ی تاریخچه طولانی و پیچیده‌ی تجزیه ماگما در حالت عدم تعادل و رسیدن به سطح، کاهش سریع فشار از روی ماگما، اختلاط ماگمایی و یا انتقال گرما در مخزن ماگمایی است (Gill, 2010). کانی‌های آپاتیت و اپک به‌مقدار کم و به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ‌های آذرآواری وجود دارند. سانیدین هم گاهی به صورت کانی فرعی دیده می‌شود. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را اکسید آهن و کانی اپک تشکیل می‌دهند. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و جنس قطعات



شکل ۴. الف) تصویر در نور PPL است؛ قطعه سنگ حاوی پلاژیوکلاز و هورنبلند در خمیره ولکانیک برش با ترکیب تراکی‌اندزیت تا داسیتی است. ب) تصویر در نور XPL است؛ بلورهای پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی و حاشیه‌های خورده شده و سانیدین در خمیره ایگنیمبریت با ترکیب داسیتی است. پ) تصویر در نور PPL است؛ بافت غربالی پلاژیوکلاز در بلورهای درشت ولکانیک برش با ترکیب داسیتی است. ت) تصویر در نور XPL است؛ زونینگ نوسانی (اسی لاتری) در بلور درشت پلاژیوکلاز موجود در خمیره ولکانیک برش داسیتی است. ث) تصویر در نور PPL است؛ پلاژیوکلاز با بافت غربالی و هورنبلند با حاشیه اپاسیته در خمیره شیشه‌ای گدازه با ترکیب تراکی‌اندزیت است. ج) تصویر در نور XPL است؛ پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی و بافت غربالی (گوشته جنوب شرق)، هورنبلندهای شکل‌دار و سانیدین در خمیره شیشه‌ای گدازه با ترکیب تراکی‌اندزیت است.

و به بیش از ۱۰۰ برابر نسبت به کندریت نیز می‌رسند. بالا بودن مقادیر LREE در نمودار الگوی توزیع عناصر نادرخاکی عادی سازی شده نسبت به کندریت و پایین بودن شدید HREE موجب بالا بودن نسبت LREE/HREE می‌شود که به دلیل عوامل ذوب در سنگ منشأ مخزن ماگمایی نتیجه شده است. این نمودار همچنین فرو افتادگی خفیفی از MREE (مانند Dy و Ho) دیده می‌شود. این فرو افتادگی خفیف احتمالاً نشان‌دهنده نقش آمفیبول در منشأ سنگ‌های داسیتی منطقه است.

در نمودار چند عنصری عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه، غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE دیده می‌شود (شکل ۶-ب). در این نمودار عناصر Rb، Ba، Sr و Pb غنی‌شدگی دارند و در مقابل آن عناصر Ta، Ti، Nb و Y تهی‌شدگی و آنومالی منفی نشان می‌دهند.

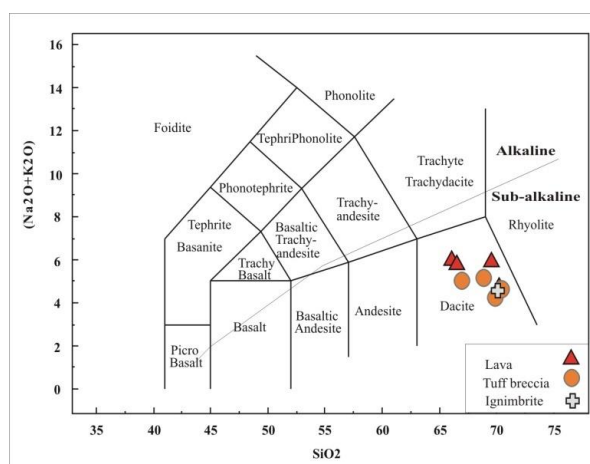
نمونه‌ها برداشت شده از هر شش افق مورد بررسی (جدول ۱) دارای مقدار SiO₂ بین ۶۶/۱۶ تا ۷۰/۴۸ و Al₂O₃ بین ۱۳/۹۴ تا ۱۷/۱۳ هستند و مقدار MgO و P₂O₅، TiO₂ آن‌ها پایین بوده و به ترتیب کمتر از ۰/۵۹، ۰/۴۹ و ۰/۸ است. براساس نمودار (Le Bas et al., 1986)، ترکیب ژئوشیمیایی توف برش، اینگنیریت و گدازه‌های ترادف آتشفشانی شرق روستای کندوان داسیتی است (شکل ۵). همچنین براساس خط جداکننده آلکان از ساب آلکان از Le Maitre et al., (2002) که در این نمودار مشخص شده است، سنگ‌ها از لحاظ سری ماگمایی جزء سنگ‌های ساب آلکان هستند (شکل ۵).

در نمودار الگوی توزیع عناصر نادرخاکی عادی سازی شده نسبت به کندریت این سنگ‌ها غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE دارند (شکل ۶-الف). مقادیر عناصر Lu و Yb بسیار پایین است و در نمودار ذکر شده به شدت تهی‌شدگی نشان می‌دهند؛ از طرف دیگر مقادیر عناصر La و Ce بالاست

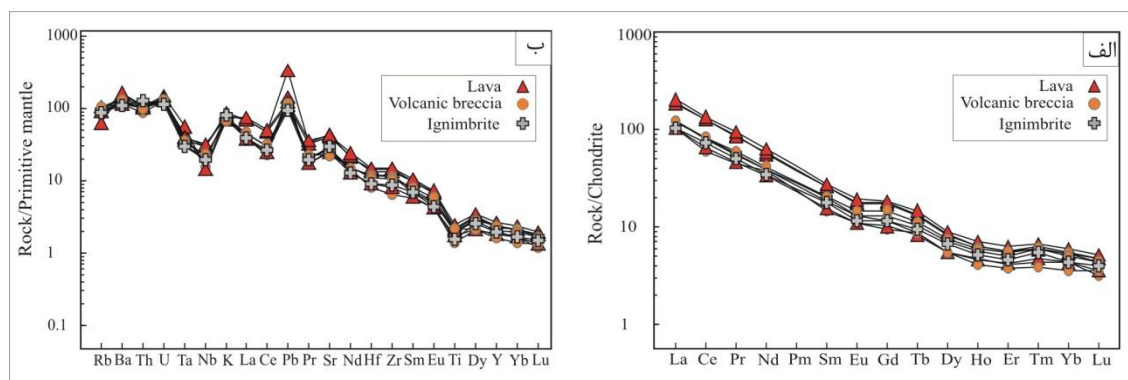
جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کندوان؛ عناصر اصلی برحسب wt.% و عناصر کمیاب و نادرخاکی برحسب ppm هستند.

تیپ	توف برش	توف برش	گدازه	اینگنیریت	توف برش	توف برش	گدازه	گدازه	گدازه
ترکیب	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت
نمونه	Sa37	Sa38	Sa33	Sa42	Sa32	Sa41	Sa34	Sa35	Sa36
SiO ₂	۶۸/۹۷	۶۹/۹۵	۷۰/۲۵	۷۰/۱۷	۶۷	۷۰/۴۸	۶۶/۱۶	۶۹/۵۴	۶۶/۵۱
Al ₂ O ₃	۱۵/۳۰	۱۵/۳۵	۱۵/۸۲	۱۴/۵۴	۱۳/۹۴	۱۵/۳۲	۱۵/۷۰	۱۵/۶۶	۱۷/۱۳
Fe ₂ O ₃	۲/۹۵	۲/۸۶	۲/۹۵	۲/۷۲	۲/۳۹	۲/۸۷	۳/۱۹	۳/۱۲	۳/۴۷
CaO	۴/۱۴	۳/۰۴	۳/۴۵	۳/۱۳	۵/۳۲	۳/۴۱	۳/۸۸	۳/۶۲	۳/۹۷
MgO	۰/۴۶	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۷۷	۰/۸۱	۰/۳۹	۰/۵۵	۰/۷۱	۰/۸۰
Na ₂ O	۲/۹۳	۲/۲۳	۲/۶۷	۲/۱۴	۲/۷۱	۲/۵۵	۳/۴۸	۳/۵۷	۳/۶۵
K ₂ O	۲/۱۳	۱/۸۶	۲	۲/۳۲	۲/۱۷	۱/۹۵	۲/۴۶	۲/۳۱	۲/۱۵
SO ₃	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۱/۴۳	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰
P ₂ O ₅	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۵۳	۰/۴۸	۰/۵۹
TiO ₂	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۳۵	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۴۳	۰/۴۴	۰/۴۱	۰/۴۹
MnO	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰
L.O.I	۲/۳۴	۳/۵۵	۱/۸۵	۳/۵۳	۳/۵۴	۲/۱۹	۳/۳۷	۰/۴۰	۱/۰۳
total	۹۹/۸۴	۹۹/۸۰	۹۹/۸۵	۹۹/۸۲	۹۹/۸۵	۹۹/۸۳	۹۹/۷۶	۹۹/۸۲	۹۹/۷۹
La	۲۸/۴۷	۲۹/۲۹	۲۴/۴۴	۲۴/۵۳	۲۴/۵۵	۲۹/۱۸	۴۳/۷۱	۴۴/۰۴	۴۸/۲۱
Ce	۴۹/۹۶	۴۹/۹۲	۴۰/۲۲	۴۴/۱۶	۳۶/۹۴	۴۸/۵۵	۷۶/۸۶	۷۷/۸۷	۸۲/۴۴
Pr	۵/۴۱	۵/۷۴	۴/۳۵	۴/۸۱	۴/۲۹	۵/۲۰	۸/۲۳	۸/۰۹	۸/۹۶
Nd	۱۸/۲۲	۱۹/۳۳	۱۵/۶۸	۱۵/۹	۱۷/۶۵	۱۸/۰۳	۳۵/۸۹	۲۶/۹۴	۲۹/۷۱
Sm	۳/۰۳	۳/۱۷	۲/۳۶	۲/۷۴	۲/۲۵	۲/۸۱	۳/۹۴	۳/۹۳	۴/۲۲
Eu	۰/۷۶	۰/۸۵	۰/۶۳	۰/۶۷	۰/۶۴	۰/۷۵	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۱۱
Gd	۲/۶۷	۲/۹۶	۲/۰۹	۲/۳۹	۱/۹۴	۲/۳۵	۳/۶۶	۳/۵۲	۳/۷۶
Tb	۰/۳۸	۰/۴۲	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۵۰	۰/۴۸	۰/۵۵
Dy	۱/۸۰	۱/۹۳	۱/۳۹	۱/۷۱	۱/۳۹	۱/۳۹	۲/۱۲	۲/۰۶	۲/۲۸
Ho	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۴۰
Er	۰/۸۲	۰/۹۰	۰/۷۰	۰/۷۵	۰/۶۷	۰/۶۳	۰/۹۲	۰/۹۳	۱/۰۳
Tm	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۷
Yb	۰/۸۶	۰/۹۰	۰/۷۳	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۶۰	۰/۹۳	۰/۹۱	۱/۰۲
Lu	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۳
Y	۸/۶۳	۹/۸۲	۷/۵۷	۸/۲۱	۷/۵۳	۶/۸۵	۹/۸۲	۹/۷۲	۱۱/۱۹
Rb	۵۴/۰۲	۵۴/۶۴	۶۲/۸۸	۵۰/۸۳	۵۳/۴۲	۶۳/۲۲	۵۴/۱۶	۵۴/۲۱	۳۷/۳۷
Ba	۷۸۹	۷۳۴	۷۵۴	۷۰۲	۷۳۸	۸۴۸	۱۰۰۱۷	۹۴۲	۱۰۶۵
Sr	۴۹۸	۴۵۱	۴۸۲	۵۸۰	۴۹۳	۵۳۹	۸۴۸	۸۰۲	۸۳۷
Hf	۳/۳۶	۳/۰۵	۲/۵۱	۲/۵۳	۲/۲۷	۳/۲۸	۳/۹۴	۳/۷۷	۴/۱۷
Nb	۱۳/۲۷	۱۴/۸۳	۹/۳۶	۱۲/۵۱	۹/۹۷	۱۳/۹۳	۱۹/۵۰	۱۹/۱۶	۲۰/۵۲
Sc	۵/۹۵	۶/۵۶	۶/۹۳	۶/۵۶	۵/۵۲	۶/۴۸	۵/۹۵	۶/۰۵	۶/۲۶
Ta	۱/۱۲	۱/۲۰	۲/۰۵	۱/۰۷	۱/۵۹	۱/۳۰	۱/۳۳	۱/۴۷	۱/۴۴
Ti	۲۲۸۰/۱۱۶	۲۶۸۰/۱۶۱	۲۳۶۵/۱۵	۲۵۰۶/۷۶	۱۶۶۷/۴	۲۳۴۹/۹۸	۳۱۳۲/۲	۲۸۹۴/۷۳	۲۹۳۳/۸۳

گدازه	گدازه	گدازه	گدازه	ایگنیمبریت	توف برش	توف برش	گدازه	گدازه	گدازه
داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت	داسیت
Sa36	Sa35	Sa34	Sa41	Sa32	Sa42	Sa33	Sa38	Sa37	نمونه
Th	۸/۴۹	۷/۸۷	۸/۲۱	۷/۷۸	۶/۹۵	۹/۹۶	۸/۱۲	۷/۸۰	۷/۸۰
U	۲/۵۶	۲/۶۶	۲/۷۲	۲/۶۳	۲/۵۹	۲/۳۱	۳/۰۱	۲/۶۵	۲/۶۵
Zr	۱۵۵/۸۹	۱۳۹/۹۵	۱۴۹/۳۹	۱۱۶/۵۶	۶۵/۹۱	۹۱/۰۹	۸۳/۰۳	۱۰۹/۶۷	۱۲۱/۵۸
Be	۱/۶۸	۱/۷۸	۱/۸۲	۱/۳۷	۱/۲۲	۱/۴۶	۱/۶۳	۱/۴۹	۱/۶۶
Bi	-/۱۴	-/۱۵	-/۰۸	-/۱۰	-/۱۵	-/۱۹	-/۰۹	-/۱۷	-/۲۵
Co	۹/۲۴	۹/۸۵	۹/۰۹	۷/۰۶	۱۰/۱۶	۸/۷۹	۷/۵۸	۶/۳۵	۶/۹۲
Cr	۳۱/۴۵	۳۱/۴۵	۱۵/۱۱	۳۰/۶۱	۱۴۷۷/۳۹	۲۳/۴۸	۲۹/۸۳	۲۵/۷۴	۳۵/۰۴
Cu	۲۴/۸۸	۶۰/۸۶	۳۶/۳۳	۳۱	۲۸/۰۵	۴۳/۵۱	۳۴/۷۳	۳۵/۳۰	۳۱/۸۵
Ga	۲۰/۷۲	۲۲/۲۰	۲۰/۳۸	۱۸/۳۴	۱۷	۱۸/۳۶	۱۸/۴۵	۱۸/۸۳	۱۸/۲۹
Ge	-/۹۱	-/۹۱	-/۸۳	۱/۴۳	۱/۰۸	-/۱۶	۱/۱۲	۱/۱۷	-/۸۹
Mn	۵۶۵/۶۳	۵۸۱/۱۴	۵۶۷/۵۸	۱۹۲/۰۸	۴۴۲/۸۴	۴۶۶/۸۷	۳۰۸/۵۲	۳۴۴/۷۳	۴۶۸/۸۵
Mo	-/۷۸	-/۷۸	-/۹۱	-/۷۳	-/۴۶	-/۰۵	-/۵۵	-/۶۰	-/۷۶
Pb	۱۸/۳۳	۱۶/۶۱	۴۸/۹۹	۱۷/۵۷	۱۸/۴۸	۱۴/۰۳	۲۱/۲۱	۱۴/۸۳	۱۶/۹۴
Zn	۸۲/۴۵	۷۳/۴۷	۶۸/۲۱	۶۱/۷۱	۳۴/۷۷	۳۶/۶۲	۵۸/۰۹	۴۵/۷۲	۴۵/۲۴



شکل ۵. نمودار $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ برای نام گذاری سنگ های آتشفشانی کندوان از Le Bas et al., (1986) به همراه خط جداکننده آلکان از ساب آلکان از Maitre et al., (2002). در این نمودار سنگ ها ترکیب داسیتی دارند و در قسمت سنگ های ساب آلکان قرار می گیرند.



شکل ۶. الف) نمودار الگوی توزیع عناصر نادر خاکی برای سنگ های محدوده مورد مطالعه؛ در این نمودار داده ها بر پایه استانداردهای Sun and McDonough (1989) عادی سازی شده است. ب) نمودار عنکبوتی برای محدوده مورد مطالعه؛ در این نمودار داده ها با استفاده از استاندارد Sun and McDonough (1989) عادی سازی شده اند.

هستند و سنگ های آذرآواری علاوه بر این بلورها حاوی قطعات سنگی و پومیس نیز هست. کانی های پلاژیوکلاز با منطقه بندی عادی و نوسانی (oscillatory) و بافت غربالی در متن سنگ ها نمایان هستند. سنگ های آتشفشانی و آذرآواری کندوان دارای مقادیر بالای Sr (میانگین ppm ۳۲/۹۳) و La (میانگین ppm ۶۱۴/۴۴) هستند؛ همچنین این سنگ ها مقادیر

بحث

سنگ های آتشفشانی کندوان در شش ردیف قابل پیگیری هستند و به طور متناوب از گدازه و سنگ های آذرآواری پدید آمده اند. هر دو گروه سنگ های آذرآواری و گدازه ای با ترکیب تراکی آندزیتی تا داسیتی در مقاطع میکروسکوپی دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز (آلبیت-الیگوکلاز) و هورنبلند

چندین مدل مختلف برای تولید آداکیت‌ها پیشنهاد شده است: (۱) ذوب بخشی ورقه اقیانوسی در ارتباط با فرورانش اولیه در رخساره اکلوزیتی یا آمفیولیتی (Defant and Drummond, 1990)؛ (۲) ذوب بخشی پوسته پایینی قاره‌ای در حین یا بعد از برخورد (Castillo, 2006; Guo et al., 2007)؛ (۳) ذوب بخشی گوهی گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با مذاب ورقه‌ای اقیانوسی فرورونده (Martin et al., 2005; Guo et al., 2007) و (۴) تبلور بخشی کانی‌هایی مثل گارنت از یک ماگمای بازالتی (Rodriguez et al., 2007).

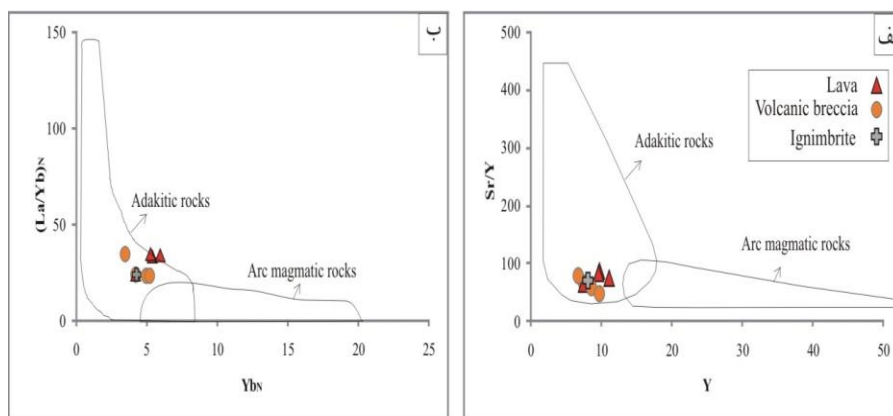
طبق نظر Martin et al., (2005) آداکیت‌ها به دو گروه آداکیت‌های سیلیس پایین و آداکیت‌های سیلیس بالا تقسیم می‌شوند. به نظر Martin et al., (2005) آداکیت‌های سیلیس پایین از ذوب بخشی گوهی گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با ورقه‌ای اقیانوسی پدید می‌آیند؛ در صورتی که آداکیت‌های سیلیس بالا از ذوب بخشی پوسته‌ای اقیانوسی به وجود می‌آیند. بر اساس این تقسیم بندی آداکیت‌های کندوان در گستره‌ی آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند (شکل ۸)؛ و به این ترتیب به نظر می‌رسد که از ذوب پوسته‌ای اقیانوسی حاصل شده باشند در حالی که طبق نظر (Moyen 2009) سنگ‌های آداکیتی با سیلیس بالا می‌توانند حاصل ذوب پوسته‌ای قاره‌ای نیز باشند. به علاوه آداکیت‌های حاصل شده از پوسته اقیانوسی دارای Na_2O بالایی هستند، اما آداکیت‌های کندوان دارای نسبت بالای $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ می‌باشند (شکل ۹). همچنین با توجه به مقدار بالای سیلیس آداکیت‌های کندوان احتمال منشأ گرفتن آن‌ها از گوشته ناچیز است.

پایینی از عناصر Y و Yb که به ترتیب کمتر از ۱۱/۱۹ و ۱/۰۲ است. بر طبق نظر Rudnick (1990) کانی پلاژیوکلاز منبعی از عناصر Sr, Ba, Rb, Pb و Sr است؛ بنابراین به احتمال پلاژیوکلاز در سنگ منشأ این سنگ‌ها حضور نداشته است، زیرا در صورت نبود پلاژیوکلاز در سنگ منشأ این سنگ‌ها به صورت یک فاز باقی‌مانده، عنصر Sr می‌تواند به مقدار بالایی در سنگ‌ها حضور داشته باشد؛ و یا در طی ذوب بخشی به طور کامل ذوب شده است، زیرا در این صورت ذوب پلاژیوکلاز موجب حضور بالای Sr در سنگ‌های آداکیتی می‌شود (Karsli et al., 2010). در این مورد به نظر می‌رسد که نبود پلاژیوکلاز در سنگ منشأ محتمل‌تر باشد؛ به علاوه با پذیرش این استدلال مقدار بالای پلاژیوکلاز در ترکیب سنگ‌ها به دلیل مقدار بالای فاز بازمانده پلاژیوکلاز قابل تصور است. مقدار عنصر Y و Yb نیز در گارنت بالا است (Rollinson, 1993) و در نتیجه پایین بودن این عنصر در سنگ‌های آتشفشانی کندوان احتمالاً به دلیل بازمانده بودن و ذوب نشدن این کانی در سنگ منشأ می‌باشد. مقادیر ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کندوان (مانند بالا بودن Sr و LREE و پایین بودن Y و Yb) مشابه با ویژگی‌های سنگ‌های آداکیتی است که توسط Defant and Drummond (1990) معرفی شده است (جدول ۲)؛ نمودارهای $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}-\text{YbN}$ و $\text{Sr}/\text{Y}-\text{Y}$ به وضوح ماهیت آداکیتی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری منطقه را نشان می‌دهند (شکل ۷). بنابراین سنگ‌های آتشفشانی کندوان سنگ‌هایی آداکیتی هستند.

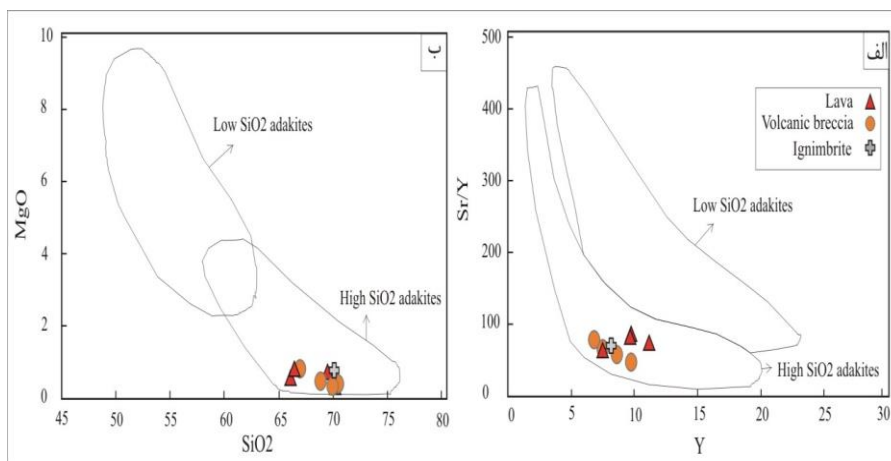
در ارتباط با پتروژنز آداکیت‌ها به طور کلی حضور گارنت به صورت فاز باقیمانده در منشأ و یا به صورت فاز بلوری متبلور شده قبلی، که پاسخ‌گوی الگوهای شیب‌دار REE می‌باشد، توسط تمامی محققان پذیرفته شده است.

جدول ۲. مقایسه ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری شرق کندوان با استانداردهای بیان شده توسط Defant and Drummond (1990).

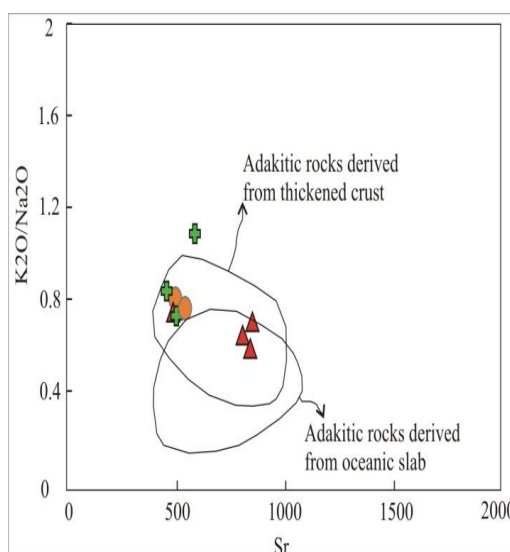
ویژگی‌های ژئوشیمیایی محدوده مورد مطالعه (میانگین)	ویژگی‌های شناخته شده آداکیت‌ها	اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی
۷۸/۶۸	>۵۶	SiO_2
۱۵/۴۱	>۱۵	Al_2O_3
۶۱۴/۴۴	>۴۰۰	Sr
Aug-۸۱	<۱۸	Y
۶۹/۵۳	>۴۰	Sr/Y
۰/۸۲	<۱/۹	Yb
۳۳/۶۳	>۲۰	La/Yb



شکل ۷. نمودارهای تفکیک کننده سنگ‌های کمان ماگمایی از سنگ‌های آداکیتی؛ الف) نمودار $\text{Y}-(\text{Sr}/\text{Y})$ از Defant and Drummond (1990)، ب) نمودار $\text{YbN}-(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ از Martin (1999). داده‌ها بر اساس نسب‌های ارائه شده برای کندریت توسط Sun and McDonough (1989) عادی سازی شده‌اند.



شکل ۸. نمودارهای جداکننده سنگ‌های آداکیتی با سیلیس بالا از آداکیت‌های با سیلیس پایین از Martin et al., (2005).

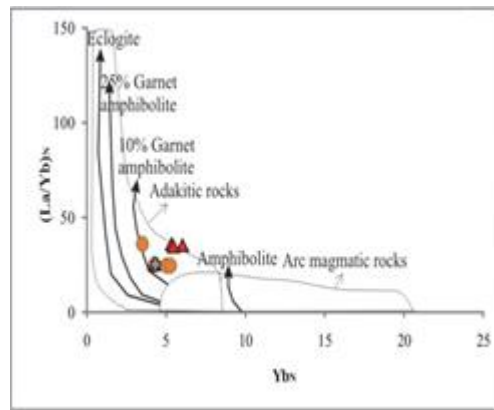


شکل ۹. نمودار $Sr-Na_2O/K_2O$ برای تمایز آداکیت‌های منشأ گرفته از پوسته اقیانوسی از پوسته قاره‌ای پایینی از Eyuboglu et al., (2011). در این نمودار آداکیت‌های کندوان در قسمت پوسته قاره‌ای پایینی و نزدیک به آن قرار گرفته‌اند.

بر اساس مطالعات انجام گرفته منشأهای گارنت‌دار شامل اکلوزیت و آمفیبولیت گارنت‌دار می‌باشد (Winter, 2001). برای تعیین دقیق خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری کندوان از نمودار پیشنهادی Defant and Drummond (1993) استفاده نموده‌ایم (شکل ۱۰). در این نمودار سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری کندوان در قسمت آمفیبولیت گارنت‌دار ۱۰٪ قرار گرفته‌اند، بنابراین بر اساس این نمودار به نظر می‌رسد که خاستگاه و منشأ اصلی سنگ‌های آداکیتی کندوان ذوب بخشی سنگ منشأیی با ترکیب آمفیبولیت گارنت‌دار است. به علاوه بر طبق نظر John et al., (2011)، سنگ‌هایی که دارای مقدار Nb/Ta بالاتر از ۳۰ هستند در فشار بالا تشکیل شده‌اند، در حالی که سنگ‌های با نسبت Nb/Ta پایین‌تر از ۱۶ غیر محتمل است که از سنگ‌های مافیک و در فشار بالا تشکیل شده باشند. مقدار این نسبت در سنگ‌های آتشفشانی کندوان به طور میانگین ۱۱/۰۴ است، بنابراین به نظر می‌رسد که ذوب بخشی سنگ منشأ سنگ‌های آتشفشانی کندوان با ترکیب آمفیبولیت گارنت‌دار و در فشار نه چندان بالا انجام گرفته است.

ویژگی‌های سنگ منشأ

سنگ‌های آتشفشانی کندوان ویژگی‌های شاخصی از جمله تهی‌شدگی شدید از HREE و Y و همچنین غنی‌شدگی از LREE و LILE را نشان می‌دهند. به علاوه در نمودار شکل ۶-الف فرو افتادگی از MREE (Dy، Ha، MREE) دیده می‌شود؛ با این اوصاف می‌توان ویژگی‌های سنگ منشأ را تا اندازه‌ای تعیین نمود. گارنت و آمفیبول به ترتیب کنترل کننده رفتار HREE و MREE (Rollinson, 1993) هستند، و پلاژیوکلاز نیز نقش مهمی در کنترل LREE ها دارد (شامل Lu و Yb) به مقدار فراوان در گارنت متمرکز هستند و MREE ها به مقدار فراوان در آمفیبول حضور دارند. تهی‌شدگی شدید از HREE و Y نشانه‌ی حضور گارنت به صورت فاز بازمانده در سنگ منشأ است (Winter, 2001). بر طبق مطالعات این محقق اگر گارنت برجا مانده باشد آنومالی منفی از Sr و Eu ایجاد نخواهد شد و برعکس تهی‌شدگی شدید از HREE را خواهیم داشت (Winter, 2001; Gao et al., 2010; Karsli et al., 2007). به این ترتیب می‌توان دریافت که منشأ دارای کانی گارنت بوده که به هنگام ذوب بخشی؛ گارنت پایدار باقی مانده است و ذوب نشده است.



شکل ۱۰. نمودار $Yb_N - (La/Yb)_N$ از Defant and Drummond (1993) برای نشان دادن نوع خاستگاه آداکیت‌های کندوان.

نشان $La/Yb - Yb$ می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی کندوان ماهیت آداکیتی دارند و به دلیل داشتن ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند مقدار $MgO < 0/8$ و $SiO_2 > 66/16$ از نوع آداکیت سیلیس بالا هستند. همچنین به دلیل وجود $Nb/Ta < 16$ از ذوب بخشی سنگ منشأ پوسته‌ای با ترکیب آمفیبولیت گارنت-دار در فشار نه چندان بالا حاصل شده‌اند. با استفاده از شناخت ویژگی‌های هر مرحله از فوران می‌توان شرایط پیش رو در فوران‌های آینده را پیش‌بینی کرد و تسهیلات لازم را برای کاهش صدمات فراهم نمود.

نتیجه‌گیری

ترداف‌های گدازه‌ای و آذرآواری (به صورت ولکانیک برش و ایگنمبریت) میوسن میانی - کواترنری سهند در شرق روستای کندوان در شش افق رخنمون دارند و دارای ترکیب داسیتی هستند. الگوی تغییر عناصر نادر و نادر خاکی عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت برای این سنگ‌ها نشان دهنده‌ی مقدار بالای LILE، LREE و مقادیر پایین Y و HREE و نیز تهی‌شدگی در Nb، Ta، Ti است؛ همچنین فروافتادگی در MREE نیز در نمودار عادی سازی شده با کندریت دیده می‌شود. مقدار بالای $St/Y - Y$ و

منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۴۰ صفحه.
- پیرمحمدی، ف.، عامری، ع.، جهانگیری، الف.، مجتهدی، م.، هاواچن، چ.، کسکین، م.، ۱۳۹۰a، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و سنگ زایی مجموعه آتشفشانی سهند، شمال-غرب ایران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، ص ۸۳-۱۰۲.
- پیرمحمدی، ف.، عامری، ع.، جهانگیری، الف.، هاواچن، چ.، کسکین، م.، ۱۳۹۰b، بررسی منشأ و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی خاور سهند (جنوب‌خاور تبریز) با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی، مجله علوم زمین، شماره ۸۱، ص ۱۷۹-۱۹۰.
- جهانگیری، الف.، اشرفی، ن.، ۱۳۸۵، تحول فرآیندهای آتشفشانی سهند از فراتوماگمای به نوع استرومبولی براساس مطالعه پیروکلاستیک‌ها، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، بخش سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی.
- غیوری خسرقی، ن.، ۱۳۸۱، مطالعه چینه‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی افق‌های ایگنمبریتی سهند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۴۷ صفحه.
- معین‌وزیری، ح.، امین‌سبحانی، الف.، ۱۳۵۶، سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمتری، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۹ صفحه.
- Castillo, P.R., 2006, An overview of adakite petrogenesis, Chinese Science Bulletin, Vol. 51, p: 257-268.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarinkoub, M.H.m Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., Iizuka, Y., 2013, Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos, Vol. 162, p: 70- 87.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere, Nature, Vol. 347, p: 662- 665.
- Defant M.J., Drummond, M.S., 1993, Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc, Geology, Vol. 21, p: 547-550.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N.A. and Altunkaynak, S., 2009, Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, International Geology Review, Vol. 52, p: 536-578.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Chung, S.L., 2011. Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the Seme adakites, eastern, Pontides, NE Turkey. Lithos, Vol. 121, p: 151-166.

- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B.S., Wei, R., Meng, X., Zhao, R., 2007. Adakite-like porphyric from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contrib Mineral Petrol*, Vol. 153, p: 105-120.
- Gill, R., 2010, *Igneous rocks and processes*, A John Wiley and Sons, Ltd., Publication, 428 pages.
- Guo, Z., Wilson, M., Liu., J., 2007. Post-collision adakites in south Tibet: Products of partial melting of subductin0modified lower crust. *Lithos*, Vol. 96, p: 205-224,
- Imamverdiyev, N.A. and Mamedov, M.N., 1996, Neogene-Quaternary volcanism in the Lesser Caucasus, Azerbaijan, *Acta Volcanologica*, Vol. 8, p: 111-113.
- John, T., Klemm, R., Klemme, S., Pfander, J.A., Hoffmann, J.E., Gao, J., 2011, Nb-Ta fractionation by partial melting at the titanite-rutile Transition, *Contrib Mineral Petrol*, Vol. 161, p: 35-45.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2010, Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination, *Lithos*, Vol. 114, p: 109-120.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on total Alkali-Silica content, *Journal of Petrology*, Vol. 27, p: 745-750.
- Le Maitre, R.W., 2002, *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*, Cambridge University Press. 236 pages.
- Martin, H., 1999, Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids, *Lithos*, Vol. 46, p: 411-429.
- 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*, Vol. 79, p: 1-24.
- Moyen, J.F., 2009, High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature, *Lithos*, Vol. 112, p: 556-574.
- Rodriguez, C., Selles, D., Dungan, M., Langmuir, C., Leeman, W., 2007. Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longav volcano (36.2 degrees S; Andean Southern Volcanic Zone, central Chile). *Journal of Petrology*, Vol. 48, p: 2033-2061.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longmans, Harlow, 325 pages.
- Rudnick, R.L., 1990, Nd and Sr isotopic compositions of lower crustal xenoliths from north Queensland, Australia: Implications for Nd model ages and crustal growth processes, *Chemical Geology*, Vol. 83, p: 195-208.
- Sun, S.S., Mcdonough, W.E., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Magmatism in the ocean Basins*. Ed. Sunders A.D., Norry M.J. Geological Society of London Special Publication, Vol. 42, p: 313-345.
- Veliev, A.A., GasanKuliyeva, M.Y., Imamverdiyev, N.A., Babayeva, G.J., 2010, Petrogenetic evolution late Cenozoic volcanism of the Lesser Caucasus, The 1st International Applied Geological Congress, Department of Geology, Islamic Azad University-Mashhad Branch, Iran, 2159-2167.
- Winter, J.D., 2001, *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice-hall inc. upper Saddle River, New Jersey, 697 pages.