زمستان ۹۴، شماره ۱۸



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

محمدهاشم امامى

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

جعفر عمرانى

دکتری پترولوژی، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاريخ دريافت: ۹۲/۹/۸ تاريخ پذيرش: ۹۴/۶/۱۵

ghalamghash@yahoo.com

چکیدہ

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، منطقه بندی عادی و نوسانی در پلاژیوکلاز از ویژگیهای بارز این سنگهاست. نسبت بالای سنگهای آذرآواری قطعات سنگی و پومیس نیز دیده میشود. بافت غربالی، منطقه بندی عادی و نوسانی در پلاژیوکلاز از ویژگیهای بارز این سنگهاست. نسبت بالای سنگهای آذرآواری قطعات سنگی و پومیس نیز دیده میشدگی شدید از Y و HREE از مشخصات ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی کندوان است که نشاندهندهی ماهیت آداکیتی آنهاست. سنگهای مورد مطالعه با مقدار MgO<9/8 و SiO2>66/16 از نوع آداکیت سیلیس بالا هستند. همچنین به دلیل وجود Nb/Ta<16 احتمالاً از آداکیتی آنهاست. سنگهای مورد مطالعه با مقدار MgO<9/8 و SiO2>66/16 از نوع آداکیت سیلیس بالا هستند. همچنین به دلیل وجود Nb/Ta مخاطرات فوران آینده را پیش بینی نمود و از آن جهت کارنتدار در فشار نه چندان بالا حاصل شدهاند. با دانستن ویژگیهای مربوط به فورانهای قدیمی می توان میزان مخاطرات فوران آینده را پیش بینی نمود و از آن جهت کارنتدار در فشار نه چندان بالا حاصل شدهاند. با دانستن ویژگیهای مربوط به فورانهای قدیمی می توان میزان مخاطرات فوران آینده را پیش بینی نمود و از آن جهت کاهش تلفات ناشی ار فوران آتشفشان بهره برد.

مقدمه

آتشفشان سهند در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق تبریز و شرق دریاچه ارومیه واقع شده است و از نظر تقسیم بندی پهنههای رسوبی – ساختاری توسط آقانباتی (۱۳۸۳) این آتشفشان در پهنه ایران مرکزی قرار دارد. بر پایه مطالعات سن سنجی انجام گرفته توسط معین وزیری و امین سبحانی (۱۳۵۶) به روش K-Ar و (2013) , داد و دامی 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 (معین وزیری و امین سبحانی، 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 (معین وزیری و امین سبحانی، ۱۳۵۶) پیروحمدی و همکاران، ۱۳۹۰ه) 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 امین سبحانی، ۱۳۵۶؛ غیوری خسرقی، ۱۳۸۱؛ جهانگیری و اشرفی، ۱۳۸۵؛ پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۰ه). 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 آتشفشان های متعدد دیگری در جنوب شرق ترکیه،

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. پیگیری هستند ,2009; Veliev et al. 2010) روسیع صحرایی و تعیین ارتباط واحدها با یکدیگر و سپس بیان ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی هماهنگ با تقسیم,بندی 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 ردیف-های 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 منشا آن پی برده شود.

دانگاه شد تمران ابواز

روش مطالعه

به منظور بررسی ژئوشیمی سنگ کل تعداد ۴۳ مقطع نازک از نمونههای سالم واحدهای مختلف آتشفشان سهند در آزمایشگاه مقطع نازک سازمان زمین شناسی 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 برای این جهت تفسیر دادهها مانند رسم نمودارها از نرم افزارهای پترولوژی و گرافیکی شامل Petrogaph و CorelDRAW 12 استفاده شده است و نقشه زمین شناسی با استفاده از نرم افزار Arc GIS ترسیم شده است.

زمینشناسی و ویژگیهای صحرایی

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

زمستان ۹۴، شماره ۱۸ می ی فعالیت آتشفشان سهند از ۱۲ میلیون

امین سبحانی (۱۳۵۶) نشان دهنده ی فعالیت آتشفشان سهند از ۱۲ میلیون سال پیش تا ۴۰۰–۱۴۰ هزار سال پیش است. مطالعه دو مرحله یمهم و گسترده ی انتشار و تشکیل پهنههای ایگنیمبرتی در سهند توسط غیوری 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 (۱۳۹۰ و ۱۳۹۰) نشان دهندهی پدیدههایی از جمله تبلوربخشی، هضم و آلایش ماگما در طی فرآیند صعود میباشد؛ این محققان جایگاه زمینساختی پس از برخورد و کمانهای حاشیهی فعال قارهای را برای آتشفشان سهند پیشنهاد نموده اند. (2013) ایز سن تبلور زیرکن در سنگهای آتشفشانی سهند را به روش U-Pb. از ۶/۸ 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-سبحانی (۱۳۵۶) نیز عنوان شده است تنها در بخش غربی رخنمون دارد (بخش کوچکی از آن در قسمت جنوب غرب نقشه در شکل ۱ دیده می شود)؛ در حالی که مواد آذرآواری و گدازهای سهند میانی در سراسر آتشفشان قابل پیگیری مستند (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 شرق افقهای مراحل قدیمی و میانی را قطع نموده است که در قسمت شرقی نقشه منطقه در شکل یک به رنگ خاکستری تیره دیده می شود.



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

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 بیضویهایی

هستند که در برخی محلها در جهت جریان کشیده شدهاند (شکل ۳-الف). ترکیب زمینه و قطعات سنگی مشابه دیده می شوند. 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 اکسیدآهن) نیز هست.

مجله زمین شنام

مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته

۲) گدازه آندزیتی-تراکیآندزیتی: گدازه به رنگ صورتی و به ضخامت حدود ۵۰ متر است و بهصورت جریان یافته و با بلورهای درشت فلدسپار و آمفیبول رخنمون دارد. این گدازه دارای لایهبندی نازک و درحد ۵ تا ۱۰ سانتیمتر می-باشد (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 ۲۰ 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 بهاحتمال زیاد در اثر تحمل دیاژنز بالا بوده است و در زمان حاضر به گونه کاملاً متراکم نمایان هستند بهنحوی که روستاییان آنها را حفاری نموده و درون آنها زندگی میکنند.

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

زمستان ۹۴، شماره ۱۸

جنس گدازه در زمینه گدازهای است و به رنگ خاکستری تیره با لایهبندی ضخیم نمایان است (شکل ۳-ت). اندازه قطعات سنگی گدازهای 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 جوان ترین 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 گدازهای تودهای و بدون لایهبندی است و در متن شیشهای آن بافت جریانی قابل مشاهده است.



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



شکل ۳. تصویر افق های آتشفشانی شکل۲. 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 سهند؛ ج) واحد گدازهای رأس قله سلطان داغی، دید به شمال.

زمستان ۹۴، شماره ۱۸



پتروگرافی

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 پلی سنتتیک، 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 می دهد که با ماکل کارلسباد نمایان است. آمفیبول به صورت بلورهای لوزی شکل هورنبلند دیده می شود که دارای حاشیه اپاسیته هستند.

بلورهای درشت پلاژیوکلاز موجود در زمینه یسنگهای آذرآواری دارای ماکل پلی سنتتیک است و در مواردی با ساخت منطقهای (zoning) نیز دیده می شود (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 نشاندهنده ی تاریخچه طولانی و پیچیده ی 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 ایک بهمقدار کم و به -عنوان کانیهای فرعی در سنگهای آذرآواری وجود دارند. سانیدین هم گاهی به صورت کانی فرعی دیده می شود. کانیهای ثانویه این سنگها را اکسیدآهن و کانی ایک تشکیل می دهند. با توجه به ترکیب کانی شناسی و جنس قطعات

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

بهطورکلی 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 میکرولیتهای پلاژیوکلاز، آلکالیفلدسپار و هورنبلند است. پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آلبیت)، آمفیبول (هورنبلند) و بیوتیت به صورت بلورهای درشت در خمیره گدازهها نمایان هستند. هورنبلندها در سنگ به صورت بلورهایی لوزی شکل با حاشیهی خورده شده و اپاسیته دیده می شوند (شکل ۴-ث). اندازه این بلورها متغیر است و از حدود ۰/۰۷ تا ۰/۵ میلیمتر دیده می شود. برخی از بلورهای هورنبلند دارای اکسیدشدگی و دگرسانی هستند. بلورهای پلاژیوکلاز به طول ٢/٢ تا ٢/٧ ديده مي شوند و تركيب آنها درحد اليگوكلاز-آلبيت است. پلاژیوکلاز با ماکل پلیسنتتیک در سنگ حضور دارد و بعضی از بلورهای این کانی دارای ساخت منطقه ای با حاشیه شکسته و خورده شده هستند (شکل ۴-ث و ج). بافت غربالی و زونینگ نوسانی (oscillatory zoning) نیز در آنها مشاهده می شود (شکل ۴-ج). حضور این نوع از بافتها در این سنگها می تواند 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 ایک هستند. براساس ترکیب کانی شناسی سنگهای گدازهای ترکیبی در حد آندزیت و تراکی آندزیت دارند.



شکل ۴. الف) تصویر در نور PPL است؛ قطعه سنگ حاوی پلاژیوکلاز و هورنبلند در خمیره ولکانیک برش با ترکیب تراکی آندزیت 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؛ 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 داستی است. پ) تصویر در نور PPL است؛ 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 داستی است. ثان تصویر در نور PPL است؛ پلاژیوکلاز با بافت غربالی و هورنبلند با حاشیه اپاسیته در خمیره شیشهای گدازه با ترکیت تراکیآندزیت است. چ) تصویر در نور XPL است؛ پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی و بافت غربالی (گوشته جنوب شق)، هورنبلندهای شکلدار و سانیدین در خمیره شیشهای گدازه با ترکیب تراکیآندزیت است.



زمین شیمی

نموندها برداشت شده از هر شش افق مورد بررسی (جدول ۱) دارای مقدار SiO₂ بین ۶۶/۱۶ تا ۶۶/۱۶ و Al₂O₃ بین ۱۷/۱۳ تا ۱۷/۱۳ هستند و مقدار SiO₂ مقدار P₂O₅ تا MgO و MgO آنها پایین بوده و به ترتیب کمتر از ۱۹/۰، ۹۸/۰ ۹ مقدار P₂O₅ .TiO₂ و MgO آنها پایین بوده و به ترتیب کمتر از ۲۹/۰، ۹۹ و ۸/۰ است. براساس نمودار (1986) Le Bas et al., ترکیب ژئوشیمیایی توف برش، ایگنیمبریت و گدازههای ترادف آتشفشانی شرق روستای کندوان داسیتی است (شکل ۵). همچنین براساس خط جداکننده آلکالن از ساب آلکالن از Le Maitre et al., (2002) که در این نمودار مشخص شده است، سنگها از لحاظ سری ماگمایی جزء سنگهای ساب آلکالن 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 Yb و Lu بسیار پایین است و در نمودار ذکر شده به شدت تهیشدگی نشان میدهند؛ از طرف دیگر مقادیر عناصر La و C بالاست

زمستان ۹۴، شماره ۱۸

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 می شود 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 می شود. این فرو افتادگی خفیف احتمالاً نشان دهندهی نقش آمفیبول در منشأ سنگهای داسیتی منطقه است.

در نمودار چند عنصری عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه، غنی شدگی از LILE نسبت به HFSE دیده می شود (شکل ۶–ب). در این نمودار عناصر Rb، Ba، Rb و Pb غنی شدگی دارند و در مقابل آن عناصر Ta، Ti، Nb و Y تهی شدگی و آنومالی منفی نشان می دهند.

تيپ	توف برش	توف برش	گدازه	ايگنيمبريت	توف برش	توف برش	گدازه	گدازه	گدازه
تركيب	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت
نمونه	Sa37	Sa38	Sa33	Sa42	Sa32	Sa41	Sa34	Sa35	Sa36
SiO ₂	۶۸/۹۷	۶٩/۹۵	۷۰/۲۵	۷۰/۱۷	۶۷	۲۰/۴۸	88/18	۶٩/۵۴	88/21
Al ₂ O ₃	۱۵/۳۰	۱۵/۳۵	۱۵/۸۲	14/04	18/98	۱۵/۳۲	۱۵/۲۰	۱۵/۶۶	14/15
Fe ₂ O ₃	۲/۹۵	۲/۸۶	۲/۹۵	۲/۷۲	۲/۳۹	۲/۸۷	۳/۱۹	٣/١٢	٣/۴٧
CaO	4/14	٣/•۴	٣/۴۵	٣/١٣	۵/۳۲	٣/۴١	۳/۸۸	3/87	٣/٩٧
MgO	•/۴۶	۰/۳۳	• /٣١	• /YY	•/٨١	٠/٣٩	• /۵۵	•/Y1	•/A •
Na ₂ O	۲/۹۳	۲/۲۳	۲/۶۷	5/14	۲/۷۱	۲/۵۵	۳/۴۸	$\nu/\Delta\nu$	۳/۶۵
K ₂ O	۲/۱۳	۱/٨۶	٢	۲/۳۲	۲/۱۷	۱/۹۵	۲/۴۶	۲/۳۱	۲/۱۵
SO ₃	<٠/١٠	<٠/١٠	<٠/١٠	<٠/١٠	۱/۴۳	<٠/١٠	<٠/١٠	<•/١٠	<٠/١٠
P_2O_5	٠/٢٣	۰/۲۳	•/٢•	٠/١٩	•/٢٧	•/۲۴	• /۵۳	۰/۴۸	٠/۵٩
TiO ₂	٠/٣٩	٠/۴٠	۰/۳۵	٠/٣١	•/٢٧	•/4٣	•/۴۴	•/۴١	٠/۴٩
MnO	<٠/١٠	<٠/١٠	<٠/١٠	<٠/١٠	<•/١٠	<٠/١٠	<٠/١٠	<•/١٠	<٠/١٠
L.O.I	۲/۳۴	٣/۵۵	۱/۸۵	۳/۵۳	٣/۵۴	۲/۱۹	٣/٣٧	•/۴•	۱/•۳
total	٩٩/٨۴	۹۹/۸۰	۹۹/۸۵	99/88	۹۹/۸۵	٩٩/٨٣	٩٩/٧۶	99/87	१९/४९
La	27/41	T9/T9	7 <i>۴</i> / <i>۴۴</i>	24/22	24/00	21/14	۴۳/۷۱	44/•4	۴۸/۲۱
Ce	49/98	49/98	4./11	44/18	36/98	41/00	۲۶/۸۶	YY/AY	λ٢/۴۴
Pr	۵/۴۱	۵/۷۴	۴/۳۵	۴/۸۱	4/29	۵/۲۰	۸/۲۳	٨/• ٩	٨/٩۶
Nd	18/22	۱۹/۳۳	۱۵/۶۸	۱۵/۹	۱۷/۶۵	۱۸/۰۳	۲۵/۸۹	78/94	84/V1
Sm	٣/•٣	٣/١٧	۲/۳۶	۲/۷۴	۲/۲۵	۲/۸۱	٣/٩۴	٣/٩٣	4/22
Eu	•/٧۶	•/٨۵	• /8٣	• /۶٧	•/۶۴	۰/۷۵	۱/•۴	۱/• ۱	1/11
Gd	۲/۶۷	۲/۹۶	۲/• ٩	۲/۳۹	1/94	۲/۳۵	37/88	٣/۵٢	۳/۷۶
Tb	٠/٣٨	•/۴۲	• /٣١	۰/۳۵	• /٣٢	•/٣٢	•/ Δ •	۰/۴۸	۰/۵۵
Dy	۱/۸۰	1/9٣	١/٣٩	1/Y1	١/٣٩	١/٣٩	7/17	۲/•۶	۲/۲۸
Но	٠/٣٢	•/٣۴	•/٢۶	٠/٢٩	•/YV	•/٣٣	• /٣۶	• /٣۶	٠/۴٠
Er	٠/٨٢	٠/٩٠	• /Y •	• /Y۵	۰ <i>\</i> ۶۷	• /8٣	•/97	٠/٩٣	۳./۱
Tm	۰/۱۵	٠/١۵	•/1٢	٠/١۴	•/١١	•/١•	•/1۶	٠/١۵	•/14
Yb	۰/٨۶	٠/٩٠	۰/۲۳	٠/٧۴	۰/۷۳	• / ۶ •	٠/٩٣	٠/٩١	۱/•۲
Lu	•/\)	•/11	•/•٩	•/١•	•/• A	٠/•٩	•/17	•/١٢	٠/١٣
Y	۸/۶۳	۹/۸۲	Υ/ΔΥ	٨/٢ ١	۷/۵۳	۶/۸۵	۹/۸۲	٩/٧٢	11/19
Rb	54/•2	54/84	۶۲/۸۸	۵۰/۸۳	۵۳/۴۲	83/22	54/18	54/21	۳۷/۳۷
Ba	۲۸۹	٧٣۴	۷۵۴	٧٠٢	۸۳۷	٨۴٨	۱۰۱۲	947	۱۰۶۵
Sr	498	401	474	۵۸۰	498	۵۳۹	ለቶለ	٨٠٢	۸۳۷
Hf	۳/۳۶	۳/۰۵	۲/۵۱	۲/۵۳	۲/۲۷	۳/۲۸	3/94	٣/٧٧	4/14
Nb	17/77	۱۴/۸۳	۹/۳۶	۱۲/۵۱	٩/٩٧	۱۳/۹۳	۱۹/۵۰	19/18	۲۰/۵۲
Sc	۵/۹۵	۶/۵۶	۶/۹۳	۶/۵۶	۵/۵۲	۶/۴۸	۵/۹۵	۶/۰۵	8/88
Та	1/17	۱/۲۰	۲/۰۵	١/• ٢	۱/۵۹	۱/۳۰	١/٣٣	١/۴٧	1/44
Ti	222.12	264.161	۲۳۶۵/۱۵	۲۵.۶/۷۶	1884/4	۲۳۴۹/۹۸	8188/8	2246/12	۲۹۳۳/۸۳

میاب و نادرخاکی برحسب ppm هستند.	برحسب %.wt و عناصر ک	كندوان؛ عناصراصلي ا	سنگهای آتشفشانی	بج تجزيه شيميايى	عدول ۱. نتاي
----------------------------------	----------------------	---------------------	-----------------	------------------	--------------

زمستان ۹۴، شماره ۱۸

تيپ	توف برش	توف برش	گدازه	ايگنيمبريت	توف برش	توف برش	گدازه	گدازه	گدازه
تركيب	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت
نمونه	Sa37	Sa38	Sa33	Sa42	Sa32	Sa41	Sa34	Sa35	Sa36
Th	Υ/٨٠	۸/۰۳	٨/١٢	٩/٩۶	۶/۹۵	V/YA	λ/۲ ۱	Y/AY	٨/۴٩
U	۲/۶۵	۲/۴۹	۳/۰۱	۲/۳۱	۲/۵۹	۲/۶۳	۲/۷۲	۲/۶۶	۲/۵۶
Zr	۱۲۱/۵۸	۱۰۹/۶۷	۸۳/۰۳	٩١/٠٩	۶۵/۹۱	118/08	149/29	۱۳۹/۹۵	۱۵۵/۸۹
Be	1/88	1/49	1/88	1/48	1/55	١/٣٧	١/٨٢	١/٧٨	١/۶٨
Bi	٠/٢۵	•/ \Y	٠/٠٩	٠/١٩	٠/١۵	•/\•	•/•A	٠/١۵	•/1۴
Co	8/98	۶/۳۵	γ/۵λ	٨/٧٩	۱۰/۱۶	۷/۰۶	٩/•٩	۹/۸۵	9/54
Cr	۳۵/۰۴	۲۵/۷۴	۲٩/٨٣	۲۳/۴۸	1444/29	٣٠/۶١	10/11	۳۱/۴۵	
Cu	۳۱/۸۵	۳۵/۳۰	346/14	43/01	۲۸/۰۵	۳۱	366/22	۶۰/٨۶	۲۴/۸۸
Ga	۱۸/۲۹	۱۸/۸۳	18/40	۱۸/۳۶	١٧	۱۸/۳۴	۲۰/۳۸	۲۲/۲۰	۲۰/۷۲
Ge	٠/٨٩	1/14	1/17	•/\۶	۱/۰۸	1/4٣	• /٨٣	٠/٩١	
Mn	468/40	344/14	۲۰۸/۵۲	¥99/AV	441/14	195/•1	۵۶۷/۵۸	۵۸۱/۱۴	585/88
Мо	۰/۷۶	• / ۶ •	۰/۵۵	۰/۰۵	•/۴۶	۰/۷۳	٠/٩١	• /YA	
Pb	18/94	۱۴/۸۳	51/51	14/•٣	۱۸/۴۸	۱٧/۵γ	۴۸/۹۹	18/81	۱۸/۳۳
Zn	40/24	40/11	۵۸/۰۹	86/87	34/VV	£1/Y1	۶۸/۲۱	۲۳/۴۷	۵۴/۴۵



شکل ۵. نمودار SiO₂-(Na₂O+K₂O) برای نامگذاری سنگهای آتشفشانی کندوان از Le Bas et al., (1986) به همراه خط جداکننده آلکالن از ساب آلکالن از Maitre et al., به همراه خط جداکننده آلکالن از ساب آلکالن از (2002). دراین نمودار سنگها ترکیب داسیتی دارند و در قسمت سنگهای ساب آلکالن قرار میگیرند.



شکل ۶. الف) نمودار الگوی توزیع عناصر نادرخاکی برای سنگهای محدوده مورد مطالعه؛ در این نمودار دادهها بر پایه استانداردهای (I989) Sun and McDonough عادی سازی شده است. ب) نمودار عنکبوتی برای محدوده مورد مطالعه؛ در این نمودار دادهها با استفاده از استاندارد (I989) Sun and McDonough عادی سازی شدهاند.

بحث

سنگهای آتشفشانی کندوان در شش ردیف قابل پیگیری هستند و به طور متناوب از گدازه و سنگهای آذرآواری پدید آمدهاند. هر دو گروه سنگهای آذرآواری و گدازهای با ترکیب تراکیآندزیتی تا داسیتی در مقاطع میکروسکوپی دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز (آلبیت-الیگوکلاز) و هورنبلند

هستند و سنگهای آذرآواری علاوه بر این بلورها حاوی قطعات سنگی و پومیس نیز هست. کانیهای پلاژیوکلاز با منطقه بندی عادی و نوسانی (oscillatory) و بافت غربالی در متن سنگها نمایان هستند. سنگهای آتشفشانی و آذرآواری کندوان دارای مقادیر بالایی از Sr (میانگین ppm (میانگین La (میانگین ۳۲/۹۳ ppm) هستند؛ همچنین این سنگها مقادیر



پایینی از عناصر Y و Yb که به ترتیب کمتر از ۱۱/۱۹ و ۱/۰۲ است. بر طبق نظر (Rudnick (1990 كاني پلاژيوكلاز منبعي از عناصر Sr ،Ba ،Rb و Pb است؛ بنابراین به احتمال پلاژیوکلاز در سنگ منشأ این سنگها حضور نداشته است، زیرا درصورت نبود پلاژیوکلاز در سنگ منشأ این سنگها بهصورت یک فاز باقیمانده، عنصر Sr می تواند به مقدار بالایی در سنگ ها حضور داشته باشد؛ و یا در طی ذوببخشی بهطورکامل ذوب شده است، زیرا در این صورت ذوب یلاژیوکلاز موجب حضور بالای Sr در سنگهای آداکیتی می شود (Karsli et) al., 2010). در این مورد به نظر میرسد که نبود پلاژیوکلاز در سنگ منشأ محتمل تر باشد؛ به علاوه با پذیرش این استدلال مقدار بالای پلاژیوکلاز در تركيب سنگها به دليل مقدار بالای فاز بازماندی پلاژيوكلاز 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 بازماندی 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 Sr/Y-Y و La/Yb)N-YbN و Sr/Y-Y و La/Yb) آذرآواری منطقه را نشان میدهند (شکل ۷). بنابراین سنگهای آتشفشانی کندوان سنگهایی آداکیتی هستند.

در ارتباط با پتروژنز آداکیتها بهطورکلی حضور گارنت بهصورت فاز باقیمانده در منشأ و یا بهصورت فاز بلوری متبلورشده قبلی، که پاسخگوی الگوهای شیبدار REE میباشد، توسط تمامی محققان پذیرفته شده است.

زمستان ۹۴، شماره ۱۸

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

طبق نظر (2005) Martin et al., (2005) میلیس بایین و آداکیتهای اسیلیس پایین و آداکیتهای سیلیس بالا تقسیم میشوند. به نظر Martin et اداکیتهای سیلیس بالا تقسیم میشوند. به نظر Martin et (2005) مدار 2005) ما آداکیتهای سیلیس پایین از ذوب بخشی گوهی گوشتهای متاسوماتیسم شده با ورقهی اقیانوسی پدید میآیند؛ در صورتی که آداکیتهای سیلیس بالا از ذوب بخشی پوستهی اقیانوسی به وجود میآیند. بر اساس این تقسیم بندی آداکیتهای کندوان در گستره آداکیتهای سیلیس بالا قرار می گرده (2005) میلیس بالا قرار می گیند؛ در صورتی که آداکیتهای میلیس بالا قرار می میدد (شکل ۸)؛ و به این ترتیب به نظر می در که از ذوب پوستهی می گیزند (شکل ۸)؛ و به این ترتیب به نظر می درد که از ذوب پوستهی می گیزند (شکل ۸)؛ و به این ترتیب به نظر می درد کامی توامان شد. به آداکیتهای مایس الا می توانند حاصل ذوب پوسته ی قارهای نیز باشند. به علاوه آداکیتهای حاصل شده از پوسته اقیانوسی دارای Noyen (2009) می بالایی هستند، آما آداکیتهای کندوان دارای نسبت بالای K20/Na می باشند (شکل ۹).

بيان شده توسط (Defant and Drummond (1990).	اری شرق کندوان با استانداردهای ب	، سنگهای آتشفشانی و آذرآوار	جدول ۲. مقایسه ویژگیهای شیمیایی
--	----------------------------------	-----------------------------	---------------------------------

ŝ <u></u>			2			
سیدهای اصلی و	اکیتھا اک	ی شناخته شده آد	ويژگىھ	ياي <mark>ی مح</mark> دودہ	ویژگیهای ژئوشیم	
باصر فرعى	عن			لين)	مورد مطالعه (میانگ	
SiO ₂	>05		YX/9X			
Al_2O_3	>10		10/41			
Sr	>+		814/44			
Y	<11		Aug A	1		
Sr/Y	>4.		89/08			
Yb	<1/9		·/\\			
La/Yb	>7.		22/22			
150 100 X(Q) 50 S0 Adakitic rocks	regmatic rocks	ب 40 ک 20 10		Adakitic rocks	Lava Volcanic breccia Ignimbrite Are magmatic rocks	الف ▲ ₽
0		_	0			_
0 5 10	15 20	25	0 10	20	30 40	50
Ybn				Y		

شکل ۲. نمودارهای تفکیک کننده سنگهای کمان ماگمایی از سنگهای آداکیتی؛ الف) نمودار Yb_N-(La/Yb)، از Defant and Drummond (1990) از Yb_N-(La/Yb)، از Wartin (1990). دادهها بر اساس نسبهای ارائه شده برای کندریت توسط Sun and McDonough (1989) عادی سازی شدهاند.



زمستان ۹۴، شماره ۱۸



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



شکل ۹. نمودار Sr-Na₂O/K₂O 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 نزیک به آن قرار گرفتهاند.

ویژگیهای سنگ منشأ

سنگهای آتشفشانی کندوان ویژگیهای شاخصی از جمله تهیشدگی شدید از HREE و Y و همچنین غنیشدگی از LREE و LREL را نشان می دهند. به علاوه در نمودار شکل ۶-الف فرو افتادگی از MREE ها (Dy, الا دیده می شود؛ با این اوصاف می توان ویژگیهای سنگ منشأ را تا اندازهای MREE و HREE و آمفیبول به ترتیب کنترل کننده رفتار HREE و MREE ها هستند، و پلاژیوکلاز نیز نقش مهمی در کنترل HREE ها دارد (Rollinson, 1993) ها دامل J و Y) به مقدار فراوان در گارنت متمرکز هستند و MREE ها (شامل J و dY) به مقدار فراوان در گارنت تهی شدگی شدید از HREE ها (شامل J و dY) به مقدار فراوان در گارنت تهی شدگی شدید از HREE و Y نشانه ی حضور گارنت به صورت فاز بازماندی برجا مانده باشد آنومالی منفی از S و J یجاد نخواهد شد و برعکس برجا مانده باشد آنومالی منفی از S و J یجاد نخواهد شد و برعکس تهی شدگی شدید از HREE با ین ترتیب می توان دریافت که منشأ دارای تهی گارنت بوده که به هنگام ذوب بخشی؛ گارنت پایدار باقی مانده است و ذوب نشده است.

بر اساس مطالعات انجام گرفته منشأهای گارنتدار شامل اکلوژیت و آمفیبولیت گارنتدار میباشند (Winter, 2001). برای تعیین دقیق خاستگاه سنگهای آتشفشانی و آذرآواری کندوان از نمودار پیشنهادی Defant and سنگهای آتشفشانی و آذرآواری کندوان در قسمت آمفیبولیت گارنتدار ۱۰٪ قرار گرفته-اند، بنابراین بر اساس این نمودار به نظر میرسد که خاستگاه و منشأ اصلی سنگهای آداکیتی کندوان ذوب بخشی سنگ منشأیی با ترکیب آمفیبولیت سنگهای آداکیتی کندوان ذوب بخشی سنگ منشأیی با ترکیب آمفیبولیت کارنتدار است. به علاوه بر طبق نظر (2011) , اطلی طناد، در حالی دارای مقدار Nb/Ta بالاتر از ۳۰ هستند در فشار بالا تشکیل شدهاند، در حالی که سنگهای با نسبت مالاتر از ۴۰ هستند در فشار بالا تشکیل شدهاند، در حالی 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 میرسد که ذوب بخشی سنگ منشأ سنگهای آتشفشانی کندوان با ترکیب

زمستان ۹۴، شماره ۱۸



شکل ۱۰. نمودار ۲b_N-(La/Yb)_N از (Defant and Drummond (1993) برای نشان دادن نوع خاستگاه آداکیتهای کندوان.

نتيجهگيرى

تردافهای گدازهای و آذرآواری (به صورت ولکانیک برش و ایگنیمبریت) 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 و Ti است؛ همچنین فروافتادگی در MREE نیز در نمودار عادی سازی شده با کندریت دیده میشود. مقدار بالای Yr/Y و

مجله زمين شناسي كاربردي پيشرفته

La/Yb-Yb نشان میدهد که سنگهای آتشفشانی کندوان ماهیت آداکیتی دارند و به دلیل داشتن ویژگیهای ژئوشیمیایی مانند مقدار MgO<0/8 و SiO₂>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.

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۴۰ صفحه.

پیرمحمدی، ف.، عامری، ع.، جهانگیری، الف.، مجتهدی، م.، هاواچن، چ.، کسکین، م.، ۱۳۹۰۵، کانی شناسی، سنگ شناسی و سنگ زایی مجموعه آتشفشانی سهند، شمال-غرب ایران، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱، ص۸۳–۱۰۲.

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 فراتوماگمایی 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 چینه شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی افقهای ایگنمبریتی سهند، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۴۷ صفحه.

> معین وزیری، ح.، امین سبحانی، الف.، ۱۳۵۶، سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمنتری، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۹ صفحه. 257, 262 : معرفان می از می از معام این از منابع این از معرفان و معرفان و معرفان از معنوان از 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 sunbuction and Zagros orogeny. Lithos, Vol. 162, p: 70- 87. Defant, M.J., Durmmond, 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.



تابستان ۹۰،شماره ۱ جلد ۱

- 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., Klemd, 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 contant, 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-trondhjemitegranodiorite (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. Geologycal 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.