

سنگ‌های خروجی الیگومیوسن محدوده رزن - آوج (نوار ارومیه - دختر): شاهی از ماگماتیسیم مشابه OIB در بالای زون فرورانش

مرتضی دلاوری^{۱*}، خدیجه قربانی^۲ و امیرعلی طباح شعبانی^۱

^۱ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر به موازات زمین درز زاگرس و در نتیجه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اورازیا تشکیل شده است. سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش در محدوده رزن - آوج بخشی از ماگماتیسیم نوار ارومیه - دختر هستند. این سنگ‌ها شامل الیون بازالت، بازالت تا معدودی تراکی آندزیت با ماهیت آلکالن هستند. روابط چینه‌شناختی میان لایه‌ای افق‌های آتشفشانی با رسوبات سازند قم گویای سن الیگومیوسن آنهاست. تمرکز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی و مدل‌سازی شیمیایی نشان‌دهنده نقش آشکار فرایند تبلور تفریقی (۳۵ تا ۴۵ درصد) با مشارکت کانی‌های الیون، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در تحول ترکیب مذاب است. شیمی سنگ کل این سنگ‌ها نشان‌دهنده غنی‌شدگی زیاد LREE/HREE و نبود تهی‌شدگی HFSE همانند مذاب‌های OIB است. به نظر می‌رسد پس از فعالیت ماگمایی گسترده انوسن در نوار - ارومیه دختر که ویژگی‌های آشکار ماگماتیسیم قوسی دارد، در الیگومیوسن منشأ مذاب‌ها به گوشه ژرف‌تر آستونسفری تغییر پیدا کرده است. احتمالاً پس از آغازین مراحل برخورد پلیتی عربی - اوراسیایی در انوسن پایانی - الیگوسن آغازی و عقب‌گرد لیتوسفر فرورونده، جریانی از گوشه آستونسفری به درون گوه گوشته‌ای تزریق شده و به طور ضعیفی تحت تأثیر مواد فرورانشی قرار گرفته است که باعث شکل‌گیری مذاب‌های الیگومیوسن شده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۲/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۱۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۰/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

بازالت آلکالن

الیگومیوسن

رزن - آوج

ارومیه - دختر

۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد پژوهش در محدوده رزن - آوج (استان همدان) قرار داشته (شکل ۱) و از نظر تقسیمات زون‌های زمین‌شناختی جزئی از نوار ماگمایی ارومیه - دختر است. تاکنون مطالعات متعددی بر روی ماگماتیسیم نوار ماگمایی ارومیه - دختر انجام شده است (Omrani et al., 2008; Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013; Sepidbar et al., 2019). در این مطالعات، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه ایران مرکزی و اثرات مواد فرورانشی بر گوه گوشته‌ای بالای لیتوسفر فرورونده به عنوان عامل مؤثر بر پیدایش و تکوین ماگماتیسیم نوار ماگمایی ارومیه - دختر در نظر گرفته شده است. از نظر زمان و سن رخداد‌های ماگمایی، سنگ‌های ماگمایی این نوار اغلب در محدوده زمانی پالئوژن (انوسن - الیگوسن) تشکیل شده‌اند (Chiu et al., 2013). با این حال، رخداد‌های ماگمایی نوژن - کوآترنری این نوار نیز به نوبه خود دارای اهمیت است چراکه برخی تظاهرات آتشفشانی معروف همچون سهند، سیلان، بزمان و تفتان در این قلمرو قرار می‌گیرند (Pang et al., 2014; Ghalamghash et al., 2016). قابل ذکر است که از نظر گسترش مکانی، ماگماتیسیم هم‌ارز نوار ارومیه - دختر بویژه آنچه در انوسن رخ داده است در دیگر نقاط ایران همچون البرز جنوبی، بلوک لوت و خاور ایران، جنوب خاور ایران و زون سبزوار نیز دیده می‌شود (Pang et al., 2013; Torabi et al., 2014; Ghasemi and Rezaei-Kakhkhaei, 2015; Ahmadian et al., 2016).

(Moghadam et al., 2016). در خارج از قلمرو سرزمین ایران، در مناطقی همچون قفقاز، ترکیه و افغانستان نیز ماگماتیسیم پالئوژن بسیار آشکار است (e.g. Kazmin et al., 1986; Topuz et al., 2005; Sosson et al., 2010; Van der Boon et al., 2017). یکی دیگر از نکات مهم در مورد ماگماتیسیم پالئوژن نوار ارومیه - دختر، تغییرات و تحولات شیمیایی و پتروژنتیک مذاب‌ها در طول زمان است به‌طوری‌که از انوسن به سمت الیگوسن تغییر ماهیت شیمیایی که بی‌شک به تنوع منشأ، شرایط ذوب و خاستگاه مذاب ارتباط دارد، آشکار است (Verdel et al., 2011; Ghorbani et al., 2014). این تغییرات از انوسن به سمت الیگوسن به ترتیب با مذاب‌های دارای ویژگی‌های آشکار قوس آتشفشانی تا مذاب‌های درون پلیتی با اثرات ضعیف فرایندهای فرافروانشی متغیر است که با تغییر منشأ مذاب‌ها از گوشه لیتوسفری به گوشه آستونسفری تفسیر شده است (Verdel et al., 2011).

در منطقه رزن - آوج، رخنمون نسبتاً قابل توجهی از سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن وجود دارد. در برخی نقاط همراهی سنگ‌های آتشفشانی با واحدهای رسوبی فسیل‌دار (واحدهای آهکی سازند قم) و روابط بینابینی چینه‌شناختی، ابزار مناسبی برای تعیین سن سنگ‌های آتشفشانی فراهم می‌آورد. سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش به صورت میان‌لایه با واحدهای آهکی - مارنی سازند قم رخنمون دارند که نشان‌دهنده محدوده سنی الیگومیوسن برای فوران مذاب و تشکیل آنهاست. با

قرص‌های پرس شده انجام گردید. تعیین مقدار عناصر کمیاب از جمله عناصر نادر خاکی (REE) و برخی عناصر کمیاب همانند Nb, Ta, Th U, Y, Hf و ... با استفاده از روش ICP-MS (با مشخصات Thermo Series X-I) صورت گرفت.

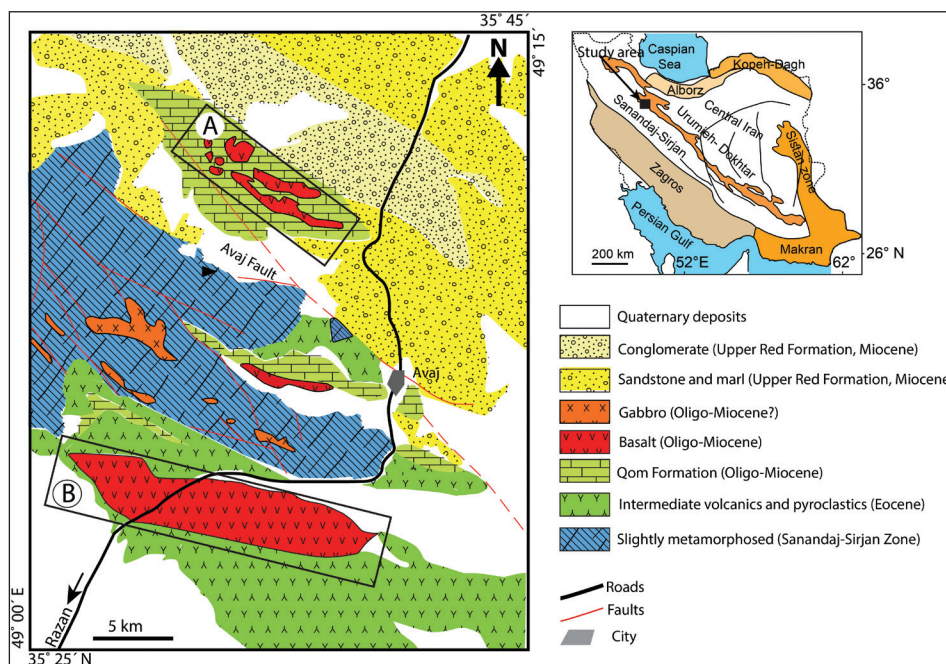
۳- زمین‌شناسی عمومی و ویژگی‌های صحرایی

منطقه مورد مطالعه دربرگیرنده رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی در محدوده رزن- آوج است. این سنگ‌ها در شمال رزن تا شمال باختر آوج در محدوده‌ای با مختصات طول جغرافیایی ۳۰° ۴۹' تا ۱۵° ۴۹' و عرض جغرافیایی ۲۵' ۳۵° تا ۴۵' ۳۵° شمالی برونزد دارند (شکل ۱). از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، منطقه رزن- آوج در مرز پهنه‌های ایران مرکزی (نوار ارومیه- دختر) و سندانج- سیرجان واقع شده است. در نقشه زمین‌شناسی مربوطه (ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ آوج؛ Bolourchi, 1978)، پهنه ایران مرکزی دربردارنده رخنمون‌های گسترده تشکیلات دریایی سازند قم و آواری‌های سازند قرمز فوقانی است که تحت عنوان زون آبگرم نامیده شده است. از طرفی، پهنه سندانج- سیرجان با برونزدهای دگرگونه‌های ضعیف مشخص است که با عنوان زون رزن مشخص گشته است. طبق این تقسیم‌بندی (Bolourchi, 1978)، سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش غالباً در پهنه ایران مرکزی قرار دارند. اگرچه، نمودهای آذرین به صورت نفوذی‌های کم حجم از جنس گابرو که در واقع معادل درونی سنگ‌های آتشفشانی مورد بحث هستند، در داخل سنگ‌های دگرگونی زون رزن نیز تزریق شده‌اند. مرز ساختاری بین زون‌های آبگرم (ایران مرکزی) و رزن (سندانج- سیرجان) در این محدوده با گسل آوج مشخص می‌شود (شکل ۱).

مشخص بودن سن سنگ‌های آتشفشانی و بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی حاصل شده می‌توان با جزئیات بیشتری در مورد ژئوشیمی و خاستگاه مذاب در یک محدوده زمانی مشخص بحث نمود. در ادامه در مورد ویژگی‌های سنگ‌شناختی، منشأ گوشته‌ای و فرایندهای زمین‌ساختی- ماگمایی کنترل کننده شیمی سنگ‌های آتشفشانی محدوده رزن- آوج بحث شده است. این مباحث باعث شکل‌گیری درک عمیق‌تری از ماگماتیسم و وضعیت زمین‌ساختی نوار ارومیه- دختر به عنوان بخشی از حاشیه فعال قاره‌ای جنوب اورازیا خواهد شد که در جای خود، با تعاملات و تحولات حوضه اقیانوسی نئوتتیس نیز پیوند خورده است.

۲- روش پژوهش

پس از مطالعات صحرایی، از نمونه‌های برداشت شده مقطع نازک تهیه گردید و در ادامه، ویژگی‌های میکروسکوپی آنها توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت. در این مرحله سعی شد تا نمونه‌هایی که دارای کمترین دگرسانی و پرشدگی ثانویه حفرات هستند، جهت مطالعه شیمیایی انتخاب شوند. فرایند بعدی خریداری نمونه‌ها در اندازه قطعات کوچک‌تر از ۱ سانتی‌متر مکعب بود که مجدداً سعی گردید تا حد امکان قطعات دارای آثار پرشدگی‌های ثانویه جدا گردند. نمونه‌های خرید شده توسط دستگاه تنگستن کارباید پودر شدند و در ادامه برای تعیین ترکیب شیمیایی به آزمایشگاه دانشگاه فرارای ایتالیا (University of Ferrara, Italy) ارسال گردیدند. آنالیز شیمیایی و تعیین میزان عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب (همچون Ni, Sc, Co, V, Pb, Sr و ...) سنگ کل توسط روش فلورسانس اشعه ایکس یا XRF (با مشخصات ARL Advant-XP automated X-ray spectrometer) بر روی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با رسم مجدد از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آوج (Bolourchi, 1978). رخنمون اصلی بازالت‌های مورد پژوهش در دو محدوده شمال باختر آوج (محدوده A) و شمال رزن (محدوده B) است.

منطقه گسترش خوبی دارد. این واحدها دارای تنوعی از سنگ‌های آهکی نازک، متوسط تا سبتر لایه، سنگ آهک توده‌ای، شیل‌های آهکی، شیل و مارن، آهک رسی، ماسه‌سنگ و توف است که در منطقه رزن- آوج تا سبترای حدود ۲۵۰۰ متر می‌رسد (Bolourchi, 1978). سنگ‌های آهکی اغلب به رنگ کرم تا خاکستری

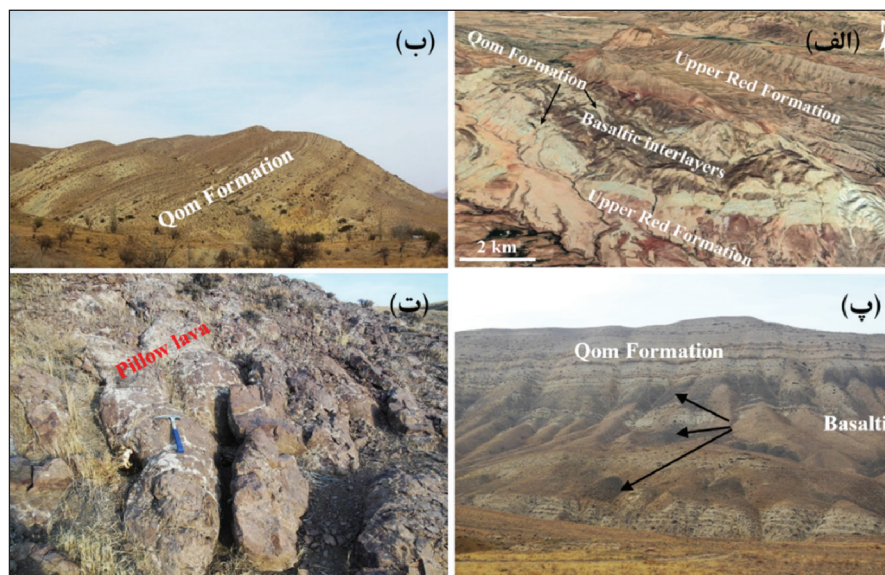
بر اساس تشکیلات سنگی موجود و روابط چینه‌شناختی آنها به نظر می‌رسد که فرایندهای کوهزایی اواخر انوسن موجب خروج از آب و رسوب‌گذاری نهشته‌های قرمز زیرین بر روی واحدهای انوسن شده است. پس از آن با پیشروی دریا، نهشته‌های مربوط به سازند قم تشکیل شده است. برونزد واحدهای دریایی سازند قم در این

باختر آوج، واحدهای سنگی سازند قم و میان‌لایه‌های بازالتی در هسته یک تاقدیس فرسایش یافته با امتداد شمال باختر- جنوب خاور قرار دارند. مشابه با روند این تاقدیس، گسل‌های اصلی منطقه نیز اغلب دارای روند ساختاری شمال باختر- جنوب خاور هستند. از جمله گسل‌های اصلی در زیر پهنه آبگرم شامل گسل‌های حسن‌آباد، خررود و آب‌دره هستند (علی پور و همکاران، ۱۳۹۶). افزون بر این گسل‌ها، تعداد زیادی گسل‌های فرعی نیز با روندهای متغیر در منطقه وجود دارند که موجب بهم‌ریختگی سنگ‌چینه‌ای و تغییر در نظم و توالی واحدهای سنگی در مقیاس محلی و منطقه‌ای شده‌اند. بازالت‌ها و سنگ‌های رسوبی همراه در برخی نقاط، دارای مناظر فرسایش یافته و تپه‌ماهوری هستند در حالی که در مواردی نیز تشکیل‌دهنده توپوگرافی‌های مرتفع منطقه هستند (شکل ۲- پ). رنگ نسبتاً تیره تا خاکستری تیره از ویژگی‌های واحدهای بازالتی در صحرا است که البته در سطح دگرسان در بعضی موارد به رنگ خاکستری متمایل به قرمز نیز درمی‌آیند. این اختلاف رنگ نسبت به واحدهای رسوبی رنگ روشن (سازند قم) تا قرمز (سازند قرمز فوقانی)، باعث سهولت تفکیک آنها در تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۲- الف) و سطح رخنمون (شکل ۲- پ) می‌شود.

رخساره سنگ‌های بازالتی در سطح رخنمون از حالت نرم و فرسایش یافته تا سخت و مستحکم متغیر است. بلوک‌های مقاوم با قطر کمتر از ۱ تا بیش از ۲ متر نیز بعضاً از فرسایش بازالت‌ها حاصل می‌شوند که در دامنه‌های دورتر در مسیر آبراهه‌ها پراکنده شده‌اند. افزون بر این، در منظره سطح رخنمون و نمونه دستی، واحدهای بازالتی سیمای متنوعی دارند و از بافت حفره‌دار تا متراکم متغیر هستند. به‌طور مثال، رخنمون‌های بازالتی در مسیر روستای نقاش به روستای بی‌آب بافت شدیداً حفره‌دار دارند که اکثراً دارای پرشدگی ثانویه کلسیت و سیلیس هستند.

هستند (شکل ۲- ب). افق‌های مختلف بازالتی که موضوع مورد بررسی در این پژوهش هستند در برخی مناطق همچون شمال باختر آوج (محدوده A در شکل ۱) به صورت میان‌لایه همراه با نهشته‌های سازند قم دیده می‌شوند (شکل ۲- الف و پ). رسوبات دریایی سازند قم نشان‌دهنده پیشروی دریا و ژرف شدن حوضه در ادامه واحدهای آواری سازند قرمز زیرین است. این فرایند در نتیجه فرونشست ساختاری و تشکیل گسل‌های نرمال در برخی نقاط حوضه ایران مرکزی طی محدوده زمانی الیگومیوسن است. طی میوسن آغازین- میانی ادامه زمین‌ساخت کششی باعث تشکیل ستبرای قابل توجهی از سازند قرمز فوقانی شده است (Morley et al., 2009). در منطقه رزن- آوج نیز رسوبات سازند قرمز فوقانی از ستبرای قابل توجهی برخوردار بوده و دارای ستبرای بیش از ۲۷۰۰ متر است. این رسوبات از جنس ماسه سنگ قرمز، گنگلومرا، مارن و همراه با برونزدهای موضعی ژپس و نمک است (Bolourchi, 1978). یکی از رخنمون‌های اصلی واحدهای رسوبی سازند قم و میان‌لایه‌های بازالتی در کوه آران در شمال باختر آوج دیده می‌شود. در برش چینه‌شناسی کوه آران، ستبرای افق‌های بازالتی تا بیش از ۲۰۰ متر برآورد شده است (قاسمی، ۱۳۸۴). اگرچه در سطح رخنمون ستبرای برونزدهای بازالتی تا بیش از ۷۰۰ متر نیز می‌رسد.

موقعیت دیگر رخنمون‌های بازالتی در شمال خاور رزن است (محدوده B در شکل ۱). البته در این موقعیت بازالت‌ها روابط چینه‌شناختی مشخصی با واحدهای رسوبی سازند قم ندارند. حضور میان‌لایه‌های بازالتی در بین تشکیلات سازند قم در کوه آران، نشان‌دهنده فوران زیرآبی و همزمان با رسوبات سازند قم در محدوده زمانی الیگومیوسن است. این بازالت‌ها اغلب دارای ساختار توده‌ای هستند؛ گرچه در مواقعی، ساختار بالشی نیز دیده می‌شود (شکل ۲- ت). در کوه آران در شمال



شکل ۲- الف) توالی لایه‌های بازالتی (تیره) با سازند قم (رنگ روشن) و سازند قرمز بالایی در کوه آران (شمال روستای نقاش)، تصویر گوگل ارث، ب) واحدهای آهکی- مارنی رنگ روشن سازند قم در شمال روستای نقاش، پ) میان‌لایه‌های بازالتی درون واحدهای رسوبی سازند قم، ت) ساختار بالشی (پیلولاوا) در واحدهای بازالتی در محدوده کوه آران.

۴- ویژگی‌های میکروسکوپی

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری مقاطع نازک، سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش، در سه گروه الیون بازالت، بازالت و تراکی آندزیت طبقه‌بندی می‌شوند.

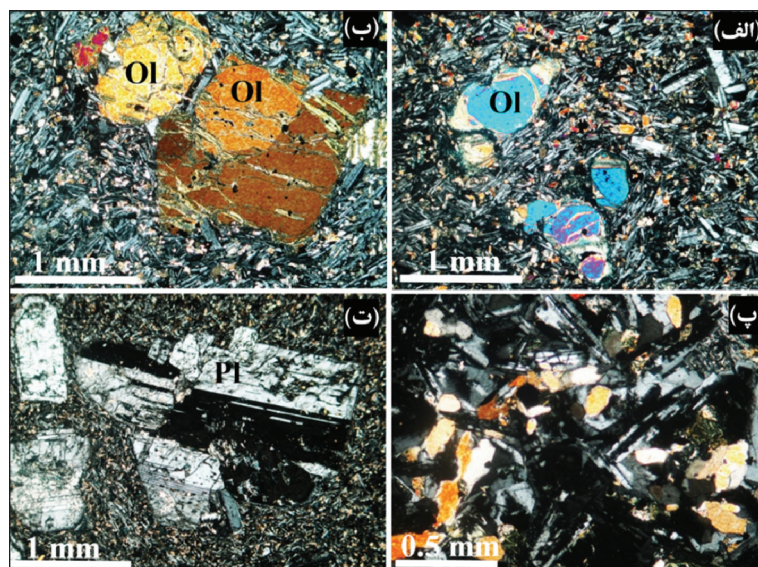
- **الیون بازالت:** این گروه از سنگ‌ها به ویژه در شمال باختر آوج دارای بیشترین

گسترش هستند. از نظر ویژگی‌های میکروسکوپی، بافت‌های مشخص نمونه‌های الیون بازالتی اکثراً بافت میکرولیتی پورفیری است. برخی نمونه‌ها نیز بافت وزیکولار- آمیگدالوئیدال دارند. وجود میکرولیت‌های پلاژیوکلاز با جهت‌یافتگی

محصولات ثانوی همچون سیلیس (کلسدون) و کلسیت پر شده‌اند.

– بازالت: در این سنگ‌ها بافت پورفیری، میکرولیتی و وزیکولار معمول است. در این نمونه‌ها، الیون به عنوان فنوکریست چندان معمول نیست، بلکه در عوض پلاژیوکلاز اصلی‌ترین فنوکریست سنگ‌ها هستند (پلاژیوکلاز – فیریک) (شکل ۳-ت). بیشتر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت خودشکل تا نیمه‌خودشکل هستند و گاهی تقریباً تا ۵۰٪ حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. ابعاد این بلورها تا حدود ۳ میلی‌متر نیز می‌رسد. در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلازها دارای حاشیه گرد شده و یا بافت غربالی هستند که می‌تواند در اثر تغییرات شرایط، عدم تعادل با مذاب و ناپایداری آن رخ دهد (e.g. Nelson and Montana, 1992; Smith et al., 2009). کانی دیگر کلینوپیروکسن است که البته فراوانی کمتری داشته (کمتر از ۵٪ مودال) و اغلب به صورت نیمه خودشکل دیده می‌شوند. حضور کلینوپیروکسن در زمینه سنگ نیز معمول است. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز دیگر فاز غالب در زمینه سنگ است که در مواقعی بیش از ۵۰٪ زمینه سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. کانی‌های اپیک بی‌شکل و ریزدانه از دیگر فازهای زمینه سنگ هستند. زمینه سنگ در مواردی با حضور شیشه و کانی‌های ریزبلور فرومنیزین (کلینوپیروکسن و الیون) و اپیک در فضای بین میکرولیت‌های پلاژیوکلاز مشخص می‌شود (بافت اینترسرتال). در برخی نمونه‌ها نیز فضای بین بلوری تیغه‌های پلاژیوکلاز فاقد شیشه است و اغلب توسط ریزبلورهای فازهای فرومنیزین و اپیک اشغال می‌شود (بافت اینترگرانولار). برخی نمونه‌های بازالتی بافت حفره‌دار (وزیکولار) داشته که گاهی به صورت کامل و یا ناقص توسط کانی‌های ثانویه کلسیت و سیلیس پر شده‌اند (بافت آمیگدالی).

نامنظم که فضای بین آنها کم و بیش توسط بخش غیرمتبلور (شیشه‌ای) تا بلورهای ریز کانی‌های فرومنیزین (همچون الیون و کلینوپیروکسن) اشغال شده است گویای زمینه با بافت اینترسرتال تا اینترگرانولار است. سنگ‌های الیون بازالتی دارای فنوکریست‌های بارز الیون هستند که ابعاد آنها در مواردی تا بیش از ۱ میلی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۳-الف، ب). در بیشتر نمونه‌های الیون بازالتی تنها فنوکریست موجود در سنگ، کانی الیون است (الیون – فیریک). فنوکریست‌های الیون اشکال خود شکل تا نیمه‌خود شکل دارند که در مواقعی از حاشیه یا در امتداد شکستگی‌های بلور کم و بیش سرپانتینی شده‌اند. الیون جزو کانی‌های معمول در زمینه سنگ‌های الیون بازالتی نیز هست. از جمله کانی‌های دیگر که به صورت فراوان در بخش زمینه‌ای الیون بازالت‌ها وجود دارند، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز هستند (شکل ۳-الف، ب). دیگر کانی معمول در زمینه این سنگ‌ها کلینوپیروکسن است که در فضای بین میکرولیت‌های پلاژیوکلاز پراکنده است (شکل ۳-پ). کلینوپیروکسن‌ها اغلب اندازه کمتر از ۰/۵ میلی‌متر دارند. کانی‌های فرعی اپیک نیز در زمینه این سنگ‌ها معمول هستند که اکثراً به صورت ریزدانه و بی‌شکل ظاهر می‌شوند. بخشی از کانی‌های اپیک می‌توانند منشأ ثانویه داشته باشند و از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین به‌ویژه الیون حاصل شده باشند. از نظر شدت دگرسانی، برخی از نمونه‌های الیون بازالتی دگرسانی زیادی ندارند، به طوری که فنوکریست‌های الیون و ریز بلورهای زمینه (پلاژیوکلاز + الیون + کلینوپیروکسن) اکثراً سالم و فاقد دگرسانی گسترده هستند. در معدودی از نمونه‌ها نیز دگرسانی باعث شده است که الیون‌ها کاملاً سرپانتینی شده و کانی‌های ثانویه نظیر کلریت و سریسیت جایگزین کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز شوند. در مواردی نیز حفرات موجود در سنگ توسط



شکل ۳- ویژگی‌های میکروسکوپی واحدهای آتشفشانی مورد مطالعه. الف) واحدهای الیون بازالتی که در آن فنوکریست‌ها عمدتاً از جنس الیون (Ol) هستند (الیون-فیریک). کانی‌های بخش زمینه سنگ نیز با حضور میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون مشخص می‌شود، ب) فنوکریست‌های نسبتاً سالم الیون (Ol) در واحدهای الیون بازالتی که در آن، بلورهای الیون در امتداد شکستگی‌ها مختصراً به سرپانتین دگرسان شده‌اند، پ) بافت اینترگرانولار مربوط به بخش زمینه سنگ‌های الیون بازالتی که در آن فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز توسط کانی‌های فرومنیزین همچون کلینوپیروکسن پر شده است. ت) واحدهای بازالتی پلاژیوکلاز-فیریک که فنوکریست‌ها غالباً از جنس پلاژیوکلاز (Pl) هستند. بخش زمینه سنگ نیز دارای کانی‌شناسی چیره پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن- تیتان است. تمامی تصاویر در حالت XPL هستند.

۵- زمین‌شیمی

به منظور ارزیابی شیمی سنگ کل، تعداد ۳۰ نمونه مورد بررسی قرار گرفته‌اند. جهت انجام آنالیزهای شیمیایی، از بین آنها تعداد ۱۲ نمونه که کمترین دگرسانی و پرشدگی کانی‌های ثانویه داشته‌اند انتخاب گردیدند (جدول ۱). بر اساس نتایج به‌دست آمده و بر پایه مقادیر بدون LOI، میزان اکسید سیلیس در نمونه‌ها در حد ۵۱/۰۸-۵۵/۳۲ درصد وزنی است. همچنین مجموع عناصر آلکالین (K_2O+Na_2O) ۴/۶۹ تا ۶/۸۵ درصد وزنی است. به دلیل دگرسانی برخی نمونه‌ها و قابلیت تحرک عناصر آلکالین، برای نام‌گذاری سنگ‌ها از نمودارهای مبتنی بر عناصر نام‌تحرک استفاده شده است. در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (شکل ۴-الف) اغلب نمونه‌ها در محدوده بازالت آلکالین و معدودی از آنها نیز در محدوده تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند. در نمودار مجموع عناصر آلکالین در برابر سیلیس (شکل ۴-ب) نیز سری آلکالین نمونه‌ها مشخص است. اگرچه تعدادی از نمونه‌ها نیز در محدوده ساب‌آلکالین قرار گرفته‌اند که شاید به دلیل تحرک و خروج بخشی از عناصر آلکالین از سنگ باشد.

– **تراکی تا تراکی آندزیت:** این گروه سنگی کمترین فراوانی را در بین نمونه‌ها داراست و با بافت میکروولیتی-پورفیری تا تراکیتی مشخص می‌شوند. فنوکریست‌ها (پلاژیوکلاز و سانیدین) معمولاً کمتر از ۲۰٪ حجم سنگ را اشغال کرده‌اند که از نظر اندازه از کمتر از ۱ تا حداکثر ۳ میلی‌متر می‌رسند. این فنوکریست‌ها تقریباً خودشکل تا نیمه خودشکل هستند. فنوکریست‌های سانیدین با ماکل دوتایی و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ماکل تکراری (پلی سنتیک) مشخص می‌شوند. کانی‌های اپیک ریزدانه نیز گاهی تا حدود ۵٪ حجمی سنگ را اشغال می‌کنند. در برخی موارد قالب‌هایی از کانی‌هایی دیده می‌شوند که کاملاً با کانی‌های ثانویه پر شده‌اند. این قالب‌ها احتمالاً مربوط به کانی‌های اولیه‌ای همچون بیوتیت باشند که کاملاً دگرسان شده هستند و از نظر فراوانی تا ۳٪ مودال می‌رسند. این سنگ‌ها نسبتاً دگرسان شده هستند، به صورتی که بسیاری از فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالین کم و بیش به سرسیت و ندرتا اپیدوت تبدیل شده‌اند.

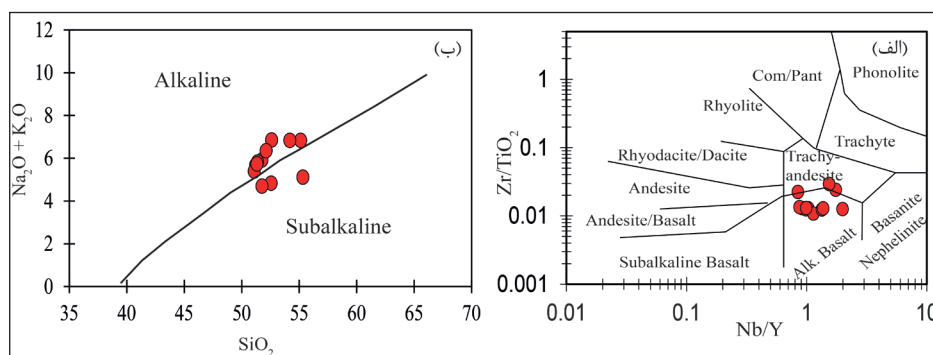
جدول ۱- ترکیب شیمیایی سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی مورد پژوهش در محدوده رزن- آوج. $Mg\# = [MgO \cdot 100 / (MgO + FeOT)]$.

Sample	RA6	RA7	RA11	RA12	RA13	RA15	RA16	RA17	RA19	RA23	RA28	RA29	RA45*
XRF (wt.%)													
SiO ₂	۵۱/۴۸	۵۱/۶۴	۵۰/۳۱	۵۰/۴۶	۵۰/۲۷	۵۰/۹۵	۵۰/۰۹	۵۰/۲۳	۵۰/۵۴	۵۰/۷۳	۵۳/۳۰	۵۲/۰۱	۵۰/۶۹
TiO ₂	۱/۱۰	۱/۰۰	۱/۲۰	۱/۲۵	۱/۱۷	۱/۲۹	۱/۴۵	۱/۲۴	۱/۲۶	۱/۲۰	۱/۳۴	۱/۲۹	۱/۲۶
Al ₂ O ₃	۱۹/۲۸	۱۶/۷۷	۱۶/۲۵	۱۵/۶۵	۱۶/۰۳	۱۵/۵۳	۱۴/۴۹	۱۵/۳۲	۱۶/۲۸	۱۶/۵۲	۱۴/۳۹	۱۳/۷۸	۱۶/۳۵
Fe ₂ O ₃	۰/۹۸	۰/۶۲	۱/۱۴	۱/۰۸	۱/۱۳	۱/۰۳	۱/۱۱	۱/۰۴	۱/۱۵	۱/۱۲	۰/۷۴	۰/۷۲	۱/۱۵
FeO	۶/۵۱	۴/۱۵	۷/۵۹	۷/۲۳	۷/۵۴	۶/۸۵	۷/۴۳	۶/۹۵	۷/۶۴	۷/۴۷	۴/۹۰	۴/۸۰	۷/۶۹
MnO	۰/۲۰	۰/۳۱	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۱۴
MgO	۴/۷۰	۲/۲۵	۷/۴۰	۸/۲۵	۸/۲۷	۷/۶۷	۱۰/۳۶	۹/۱۹	۶/۹۴	۷/۳۰	۴/۷۰	۴/۷۵	۶/۹۶
CaO	۸/۷۱	۱۱/۳۷	۸/۱۶	۸/۴۳	۸/۱۱	۶/۲۶	۵/۵۴	۵/۶۱	۸/۲۴	۸/۲۲	۹/۹۱	۱۱/۳۲	۸/۲۷
Na ₂ O	۳/۴۸	۳/۵۷	۳/۹۰	۲/۹۲	۳/۵۷	۴/۷۶	۴/۳۷	۴/۷۲	۴/۰۳	۳/۹۶	۳/۶۵	۳/۷۳	۴/۰۴
K ₂ O	۱/۲۵	۱/۲۰	۱/۶۷	۱/۶۵	۱/۷۳	۱/۸۷	۱/۳۵	۱/۴۰	۱/۶۹	۱/۷۱	۲/۹۶	۲/۸۳	۱/۶۸
P ₂ O ₅	۰/۲۸	۰/۴۷	۰/۴۷	۰/۴۱	۰/۴۴	۰/۵۲	۰/۴۵	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۵۸	۰/۵۵	۰/۴۷
LOI	۲/۴۴	۶/۹۰	۱/۹۳	۲/۵۸	۱/۸۹	۳/۲۹	۳/۸۸	۳/۹۵	۱/۹۴	۱/۶۳	۳/۴۸	۴/۵۹	۱/۸۸
Total	۱۰۰/۳۸	۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۱۸	۱۰۰/۰۷	۱۰۰/۳۱	۱۰۰/۱۵	۱۰۰/۶۶	۱۰۰/۳۰	۱۰۰/۳۱	۱۰۰/۴۹	۱۰۰/۱۶	۱۰۰/۵۸	۱۰۰/۵۹
Mg#	۵۶/۳	۴۹/۱	۶۳/۵	۶۷/۱	۶۶/۲	۶۶/۶	۷۱/۳	۷۰/۲	۶۱/۸	۶۳/۵	۶۳/۰	۶۳/۸	۶۱/۷
XRF (ppm)													
Zn	۱۰۵	۱۳۱	۶۲	۵۹	۶۰	۵۹	۵۹	۵۳	۶۳	۵۸	۸۴	۸۴	۶۵
Cu	۴۴	۱۰	۴۴	۴۵	۴۳	۴۶	۴۸	۴۷	۴۶	۴۴	۱۵	۱۶	۴۵
Sc	۱۵	۱۶	۲۰	۱۹	۲۱	۱۳	۱۵	۱۴	۲۱	۱۸	۱۶	۱۵	۱۹
Ga	۱۹	۱۸	۱۶	۱۷	۱۶	۱۸	۱۷	۱۵	۱۷	۱۶	۱۶	۱۷	۱۷
Ni	۵	۱۸	۴۷	۵۶	۵۱	۴۳	۴۴	۳۹	۴۷	۴۴	۴۲	۴۲	۴۷
Co	۲۰	۹	۳۲	۳۲	۳۲	۳۰	۳۱	۲۹	۳۰	۳۲	۱۷	۱۴	۲۹
Cr	۲۳	۲۲۵	۲۹۱	۲۳۱	۲۹۳	۳۲۱	۲۷۸	۲۸۳	۲۹۴	۲۸۶	۲۷۸	۲۵۳	۲۹۴
V	۲۱۷	۱۳۱	۱۶۹	۱۷۵	۱۷۲	۱۴۰	۱۵۴	۱۴۶	۱۷۶	۱۶۲	۱۵۱	۱۴۳	۱۷۷
Rb	۱۸	۲۱	۴۹	۴۵	۴۹	۳۸	۳۳	۳۵	۵۰	۴۲	۸۶	۸۳	۵۰
Ba	۷۲۵	۴۴۸	۳۴۱	۳۸۹	۳۱۴	۴۲۹	۳۸۶	۴۲۹	۳۴۶	۳۴۴	۶۷۸	۶۷۷	۳۵۰
Th	۶	۸	۵	۶	۶	۶	۵	۶	۶	۶	۱۰	۱۰	۶
Nb	۲۱	۳۰	۲۲	۲۲	۲۲	۲۳	۲۵	۲۳	۲۵	۲۳	۳۹	۳۵	۲۳
La	۲۵	۳۶	۲۶	۲۴	۲۵	۲۶	۳۳	۲۶	۲۲	۱۹	۳۲	۳۳	۲۶

ادامه جدول ۱

Sample	RA6	RA7	RA11	RA12	RA13	RA15	RA16	RA17	RA19	RA23	RA28	RA29	RA45*
Ce	۵۴	۶۲	۴۱	۴۴	۳۷	۴۹	۵۱	۵۲	۳۸	۳۴	۶۱	۸۳	۴۵
Pb	۵۵	۱۳	۶	۵	۴	۵	۴	۶	۷	۷	۵	۵	۷
Sr	۷۴۴	۶۸۷	۴۴۷	۴۴۹	۴۲۹	۵۳۰	۳۳۹	۳۷۶	۴۸۹	۵۰۲	۴۹۹	۴۹۲	۴۹۳
Nd	۱۴	۱۵	۱۰	۱۴	۱۲	۱۴	۱۷	۱۹	۱۷	۱۶	۲۶	۲۱	۱۵
Zr	۱۴۵	۲۳۹	۱۵۳	۱۷۱	۱۵۴	۱۶۸	۱۶۲	۱۵۹	۱۶۶	۱۵۶	۳۳۳	۳۹۳	۱۸۰
Y	۲۵	۲۲	۲۳	۲۵	۲۴	۲۱	۲۰	۲۶	۲۳	۱۸	۲۵	۲۴	۲۴
Hf	۴	۸	۴	۵	۵	۷	۵	۶	۶	۶	۷	۹	۶
ICP-MS (ppm)													
Rb	۱۸/۴۹		۴۷/۸۸	۴۳/۶۰	۴۵/۹۷	۳۳/۳۳		۳۵/۹۲	۴۶/۱۲	۳۹/۹۳	۸۷/۰۴		
Sr	۷۶۵/۲۹		۴۵۱/۹۱	۴۲۴/۶۶	۴۲۰/۲۱	۴۱۸/۴۹		۳۴۹/۷۸	۴۵۲/۴۴	۴۲۸/۳۹	۴۶۸/۴۴		
Y	۲۲/۵۴		۲۳/۹۹	۲۶/۵۶	۲۲/۳۵	۱۷/۸۶		۲۵/۱۹	۲۳/۹۸	۱۷/۴۶	۲۶/۸۴		
Zr	۱۴۲/۱۳		۱۵۲/۹۳	۱۷۱/۴۹	۱۵۰/۱۴	۱۷۲/۳۴		۱۶۲/۹۵	۱۶۱/۹۲	۱۵۹/۷۹	۳۳۳/۸۴		
Nb	۲۰/۶۷		۲۳/۵۳	۲۳/۱۸	۲۲/۹۳	۳۵/۴۹		۳۳/۷۴	۲۳/۷۵	۲۳/۹۱	۴۶/۸۰		
La	۲۲/۶۵		۱۹/۱۹	۲۰/۲۱	۱۷/۸۴	۲۲/۸۷		۲۷/۹۴	۱۹/۱۵	۱۵/۸۸	۳۱/۸۴		
Ce	۴۲/۲۶		۳۸/۰۱	۳۹/۷۸	۳۳/۹۸	۴۳/۲۲		۵۱/۶۶	۳۵/۵۶	۳۰/۹۰	۵۸/۰۲		
Pr	۴/۹۵		۴/۱۷	۴/۴۵	۳/۹۲	۴/۷۶		۵/۷۶	۴/۲۰	۳/۵۲	۶/۷۹		
Nd	۱۷/۴۹		۱۵/۱۹	۱۶/۲۷	۱۴/۷۲	۱۶/۸۹		۲۰/۲۵	۱۵/۵۸	۱۳/۱۱	۲۴/۱۱		
Sm	۴/۱۵		۳/۸۲	۴/۰۷	۳/۷۴	۴/۱۰		۴/۷۷	۴/۲۲	۳/۱۸	۵/۴۷		
Eu	۱/۲۶		۱/۲۸	۱/۳۹	۱/۱۹	۱/۱۳		۱/۳۹	۱/۲۷	۰/۹۷	۱/۵۳		
Gd	۳/۸۸		۳/۷۶	۴/۱۳	۳/۶۸	۳/۵۸		۴/۲۱	۴/۰۰	۳/۰۳	۵/۰۸		
Tb	۰/۶۱		۰/۶۲	۰/۶۸	۰/۶۱	۰/۵۵		۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۵۰	۰/۷۷		
Dy	۳/۶۲		۳/۸۲	۴/۱۷	۳/۵۸	۳/۱۹		۳/۹۶	۴/۰۷	۳/۰۹	۴/۵۱		
Ho	۰/۷۴		۰/۸۳	۰/۹۰	۰/۷۸	۰/۶۵		۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۶۳	۰/۸۸		
Er	۲/۰۹		۲/۳۲	۲/۵۲	۲/۱۹	۱/۷۵		۲/۲۸	۲/۲۸	۱/۷۰	۲/۴۳		
Tm	۰/۳۱		۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۳۳	۰/۲۷		۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۲۶	۰/۳۸		
Yb	۲/۰۲		۲/۳۰	۲/۵۶	۲/۲۲	۱/۷۳		۲/۳۰	۲/۳۱	۱/۶۷	۲/۴۵		
Lu	۰/۳۱		۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۳۴	۰/۲۷		۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۲۵	۰/۳۶		
Hf	۳/۴۵		۴/۹۹	۴/۹۸	۴/۳۰	۴/۴۶		۴/۳۳	۴/۲۷	۴/۰۸	۷/۶۴		
Ta	۱/۷۲		۲/۴۸	۲/۴۴	۲/۴۴	۳/۶۲		۳/۴۹	۲/۴۴	۲/۴۱	۴/۳۳		
Th	۴/۷۶		۶/۲۸	۶/۷۲	۵/۹۱	۵/۸۰		۷/۷۰	۵/۵۶	۴/۶۷	۱۰/۶۶		
U	۱/۰۸		۱/۷۲	۱/۵۳	۱/۶۸	۱/۷۲		۱/۸۸	۱/۶۷	۱/۶۱	۳/۰۲		

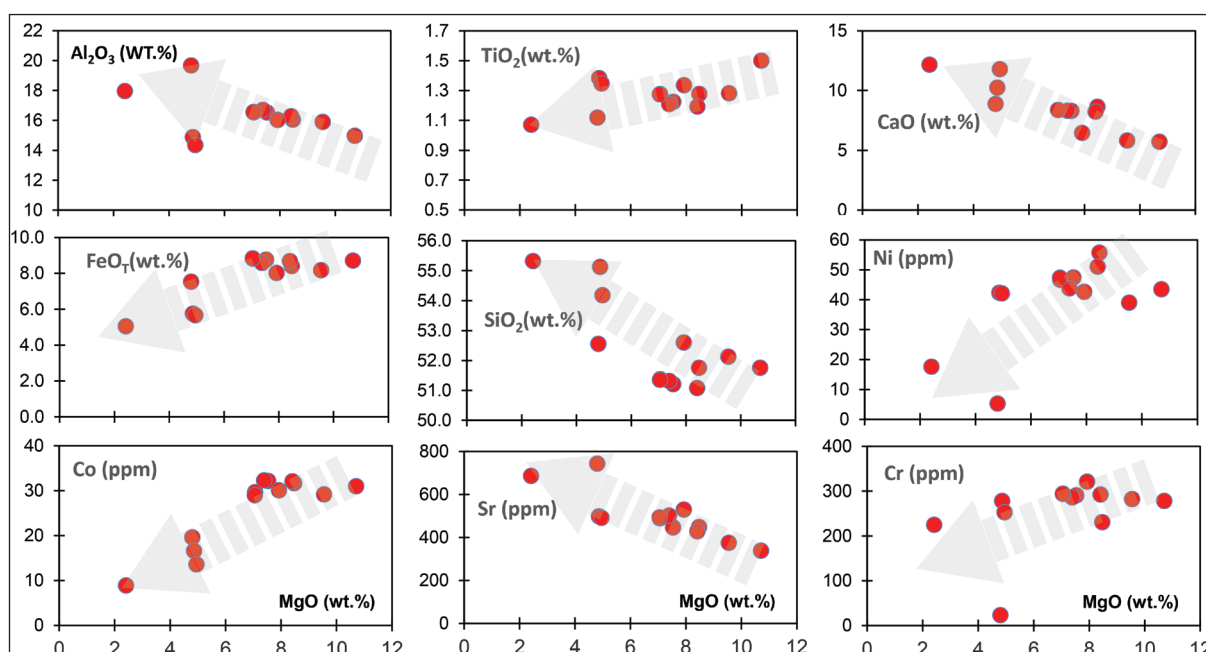
*: duplicate of sample RA19



شکل ۴- الف) نمودار Nb/Y نسبت به Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) برای نام گذاری سنگ‌های منطقه، ب) نمودار مجموع عناصر آلکالن (K₂O+Na₂O) در برابر SiO₂ (Irvine and Baragar, 1971).

مقدار عناصر فوق در مذاب باقیمانده کاهش یابد. مقدار TiO_2 و FeO نیز روند کاهشی دارند که با تبلور تفریقی کانی‌های فرومیزین قابل توجیه است. همچنین روند تغییرات Sr افزایشی است. چون معمولاً جانشین Ca شده و وارد ساختمان پلاژیوکلاز می‌شود (Rollinson, 2014)، بنابراین افزایش تمرکز آن در مذاب باقیمانده با تفریق بلوری چشمگیر پلاژیوکلاز همخوانی ندارد. در شکل ۶-الف، الگوی عناصر نادر خاکی سنجد شده براساس ترکیب کندریت نمایش داده شده است. در این شکل، عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی داشته و الگوهای سنجد شده REE دارای شیب منفی هستند. غنی‌شدگی نسبی LREE با نسبت‌های $(\text{La}/\text{Sm})_N$ ، $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ و $(\text{La}/\text{Yb})_N$ نیز مشخص می‌شود که به ترتیب بین $۲/۹۳-۳/۷۸$ ، $۱/۷۷-۲/۶۳$ و $۵/۶۷-۹/۴۹$ تغییر می‌کنند.

با توجه به گستردگی تغییرات میزان MgO که در نتایج آنالیزها بین ۲/۴۱ تا ۱۰/۷ درصد وزنی است از این پارامتر برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای تغییرات (شکل ۵) استفاده شده است. با کاهش میزان MgO اکسید سیلیس روند افزایشی دارد که با تبلور تفریقی کانی‌های فرومیزین همچون الیون و پیروکسن قابل توضیح است. با کاهش مقدار MgO ، مقادیر CaO و Al_2O_3 روندی افزایشی دارند. از آنجا که CaO و Al_2O_3 جزو سازنده‌های اصلی کانی پلاژیوکلاز هستند لذا، افزایش تمرکز آنها در مذاب تحول یافته می‌تواند نشانگر نبود تفریق بلوری قابل توجه و تأثیرگذار پلاژیوکلاز باشد. از طرفی، عناصر Ni ، Co و Cr نیز روندهای کاهشی منظم و مشخصی با کاهش منیزیم دارند. از آنجا که این عناصر خصلت سازگار داشته و ضرایب تفریق بالایی در کانی‌های الیون و پیروکسن دارند لذا انتظار می‌رود با تبلور تفریقی این کانی‌ها و به ویژه الیون،



شکل ۵- نمودارهای تغییرات مقادیر تعدادی از اکسیدهای عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب نسبت به مقدار Mg .

درون پلیتی (OIB) و یا اثرگذار نبودن مواد زون فرورانش در منشأ مذاب است (Cook et al., 2005; White, 2010; Zhang et al., 2010). نکته دیگر این که در شکل‌های ۶-الف و ب، نمونه‌های منطقه رزن- آوج از نظر ترکیب شیمیایی عناصر کمیاب تمایز مشخصی با بازالت‌های اتوسن نوار ارومیه- دختر (منطقه ساوه) دارند که در بخش‌های بعدی مورد اشاره و تحلیل قرار خواهد گرفت.

۶- بحث

۶-۱. مدل سازی ژئوشیمیایی عناصر کمیاب

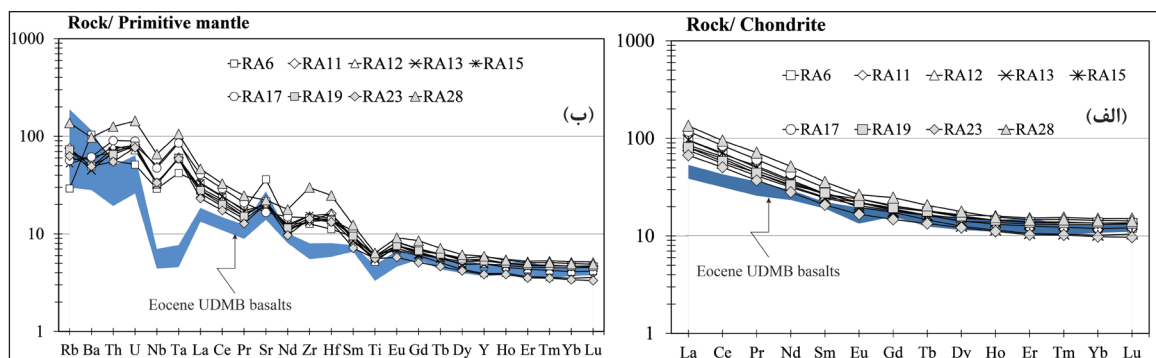
ماگما تحت فرایندهایی چون اختلاط ماگمایی، هضم، تبلور تفریقی و ذوب بخشی دستخوش نوساناتی می‌گردد که سبب ایجاد تغییرات در ترکیب ماگمای اولیه می‌گردد و بدین صورت ماگمای به وجود آمده با ماگمای اولیه متفاوت خواهد بود. مذاب‌های بازالتی منطقه رزن- آوج با عدد منیزیم ($\text{Mg\#}$) بین ۴۹ تا ۶۳/۴ مشخص می‌شوند. همچنین مقدار Ni و Cr در آنها به ترتیب بین ۵/۳ تا ۴۰/۴ و ۲۳/۴ تا ۲۵۷/۷ می‌باشد. این در حالی است که مقدار $\text{Mg\#}$ ، Ni و Cr در مذاب‌های بازالتی اولیه که در تعادل با کانی‌شناسی معمول گوشته فوقانی ($\text{Ol}+\text{Opx}+\text{Cpx}+\text{Gt}+\text{Spl}$) بوده‌اند

غنی‌شدگی نسبی LREE را می‌توان با درجه ذوب بخشی کم از یک منشأ گوشته‌ای غنی (Enriched mantle source) یا کمتر نهی‌شده توضیح داد (Eissen et al., 1998; Pearce, 2008; Zhou et al., 2009; Saccani et al., 2011). افزون بر این، آرایش موازی الگوهای عناصر نادر خاکی در شکل ۶-الف می‌تواند نشانگر ارتباط ژنتیک نمونه‌ها و تحولات ترکیب شیمیایی مذاب از طریق تفریق بلوری باشد. از طرفی در این شکل بی‌هنجاری منفی Eu دیده نمی‌شود که با نبود تفریق بلوری پلاژیوکلاز همخوانی دارد.

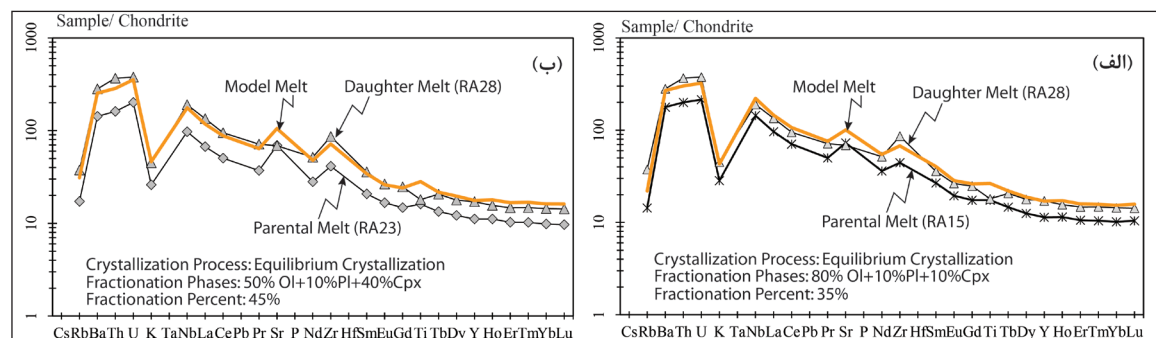
در شکل ۶-ب، نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه رزن- آوج که بر اساس ترکیب گوشته اولیه سنجد شده‌اند، نمایش داده شده است. در این شکل نیز غنی‌شدگی نسبی عناصر با ناسازگاری بیشتر همچون LREE و LILE (عناصر لیثوفیل یون بزرگ همچون Ba و Rb) مشهود است. از طرفی در این نمودار نمونه‌های منطقه رزن- آوج، بی‌هنجاری منفی عناصر دارای قدرت میدان بالا (HFSE) همچون Ta و Nb را نشان نمی‌دهند. وجود بی‌هنجاری منفی HFSE در نمودارهای عنکبوتی با ماگماتیسم مرتبط با زون فرورانش تفسیر می‌شود (Pearce and Parkinson, 1993; Woodhead, 1989; Zhao and Zhou, 2007) در حالی که نبود آن از ویژگی‌های ماگماتیسم

شونده، ترکیب شیمیایی مذاب باقیمانده (مذاب مدل) را می‌توان با دیگر نمونه‌ها مقایسه نمود. در این مدل‌سازی، مذاب مدل ترکیب خیلی مشابهی با نمونه RA28 دارد (شکل ۷-الف). بنابراین بر اساس این مدل‌سازی می‌توان چنین انگاشت که نمونه RA28 می‌تواند بر اثر تبلور تفریقی حدود ۳۵ درصد و ترکیب معینی از مجموعه کانی‌های تفریق شونده ($80\% \text{Ol} + 10\% \text{Cpx} + 10\% \text{Pl}$) از یک مذاب مادر شبیه نمونه RA15 حاصل گردد. در مدل‌سازی دوم (شکل ۷-ب) نمونه RA23 به عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شده است. در اینجا نیز مذاب مدل با شرط درصد تبلور تفریقی حدود ۴۵ درصد و ترکیب مجموعه کانی‌های تفریق شونده به صورت $50\% \text{Ol} + 10\% \text{Pl} + 40\% \text{Cpx}$ است. آنچه از این مدل‌سازی‌ها برمی‌آید این است که اولاً مشابه آنچه پیش‌تر توضیح داده شد نمونه‌های منطقه می‌توانند دارای منشأ و رزن مشابه باشند و اختلاف شیمیایی بین آنها با فرایند تفریق بلوری و تحولات شیمیایی مذاب باقیمانده قابل انطباق خوبی دارد. به این صورت که نقش کانی الیون در تفریق بلوری و تحول ترکیب مذاب باقیمانده برجسته‌تر از دیگر کانی‌هاست. از طرفی، پلاژیوکلاز نقش پررنگی در فرایند تبلور تفریقی ندارد. ثالثاً با فرض ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها از طریق فرایند تبلور تفریقی، پیدایش تحول یافته‌ترین نمونه منطقه (RA28) مستلزم درصد تبلور تفریقی بین ۳۵ تا ۴۵ درصد از کانی‌های اشاره شده است.

به ترتیب در حد $70 < 400 < 500$ پی‌پی‌ام و $1000 < 100$ پی‌پی‌ام است (Wilson, 2007). از این رو، ملاحظه می‌شود بازالت‌های مورد پژوهش تحول شیمیایی زیادی را متحمل شده‌اند. یکی از مؤثرترین عوامل جهت تحول مذاب، فرایند تبلور تفریقی است. برای مدل‌سازی تبلور تفریقی نمونه‌های منطقه رزن- آوج از رابطه تبلور تفریقی تعادلی ($C_L = C_0 / [F + D(1-F)]$) استفاده شده است. در این رابطه، C_0 و C_L به ترتیب تمرکز عنصر کمیاب در مذاب باقیمانده و مذاب مادر است. همچنین F درصد تبلور و D ضریب جدایش کلی عنصر بین کانی و مذاب است. انتخاب کانی‌های تفریق شونده بر اساس کانی‌شناسی سنگ و بررسی فازهای فنوکریستی- میکروفنوکریستی سنگ صورت می‌گیرد. کانی‌شناسی بازالت‌های مورد پژوهش شامل فازهای الیون+پلاژیوکلاز+کلینوپیروکسن است. لذا از این کانی‌ها به عنوان فازهای محتمل تفریق شونده استفاده شده است. با استفاده از ضرایب جدایش عنصر- مذاب بازالتی می‌توان درصد تبلور تفریقی و تحولات شیمیایی ناشی از آن را مورد بررسی قرار داد (Ersoy and Helvacı, 2010). در ابتدا نمونه‌ای که مقدار پایین‌تری از عناصر ناسازگار و همچنین میزان بالاتری از عناصر سازگار همچون MgO داشته باشد به عنوان مذاب مادر انتخاب می‌گردد. در یکی از محاسبات نمونه RA15 به عنوان مذاب مادر انتخاب گردید (شکل ۷-الف). با در نظر گرفتن نمونه RA15 به عنوان مذاب مادر و تغییرات انجام شده در درصد تبلور تفریقی و نسبت کانی‌های متبلور



شکل ۶- الف) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989). ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). بازالت‌های ائوسن نوار ارومیه- دختر (UDMB) مربوط به منطقه ساوه است (دلاوری و همکاران، ۱۳۹۶).

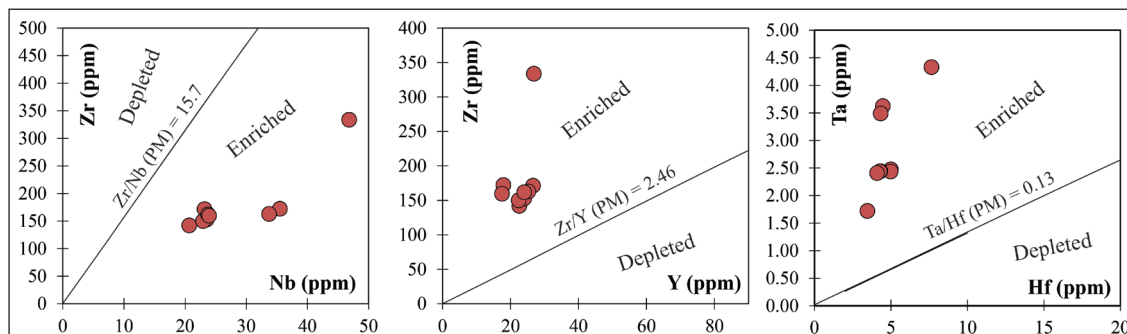


شکل ۷- مدل‌سازی زمین‌شیمیایی تبلور تفریقی بر اساس تمرکز عناصر فرعی و کمیاب و نمایش مقدار سنجیده شده عناصر بر مبنای کندریت (Sun and McDonough, 1989). این مدل‌سازی بر اساس روابط تبلور تعادلی (Rollinson, 2014) و ضریب جدایش عناصر در محیط نرم‌افزاری PETROMODELER (Ersoy, 2013) انجام شده است. در شکل (الف)، نمونه RA15 به عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شده است که ملاحظه می‌شود با شرط تبلور تفریقی ۳۵ درصد و ترکیب کانی‌های تفریق شونده با نسبتی که در شکل آمده، مذاب حاصله (مذاب مدل) ترکیب نزدیکی به نمونه RA28 دارد. در شکل (ب)، نمونه RA23 به عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شده است که در این مورد، با شرط تبلور تفریقی ۴۵ درصد و ترکیب کانی‌های تفریق شونده که در شکل ارائه شده است، ترکیب مذاب مدل با نمونه RA28 مورد مقایسه قرار گرفته است.

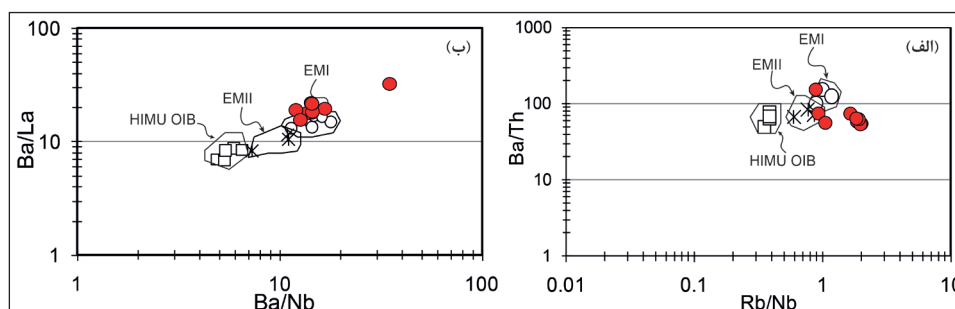
۲-۶. منشأ مذاب

بر همین اساس نمودارهای شکل ۸ برای تعیین ماهیت منشأ گوشته‌ای تعریف شده‌اند و نمونه‌های منطقه در آن ترسیم شده‌اند. بر اساس تمرکز عناصر کمیاب (شکل ۸)، کلیه نمونه‌های بازالتی منطقه در محدوده گوشته غنی (Enriched) یا تهی نشده قرار گرفته‌اند. چنین منشأ گوشته‌ای بارخساره گارنت لوزولیتی مشخص می‌شود و به عنوان منشأ مذاب‌های OIB در نظر گرفته می‌شود (Cook et al., 2005; Humphreys and Niu, 2009). منشأ گوشته‌ای غنی (Enriched mantle source) برخلاف منشأ موبور شامل قسمت‌های ژرف‌تر گوشته است که کمتر تحت تأثیر ذوب بخشی قرار گرفته و بنابراین تمرکز عناصر ناسازگار آن بالاتر است. مطالعات زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب و ایزوتوپی بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) نشان داده است که منشأ گوشته‌ای این سنگ‌ها دارای ناهمگنی زمین‌شیمیایی است (Weaver, 1991; Willbold and Stracke, 2006). سه عضو انتهایی سازنده گوشته‌ای غنی شامل EMI، EMII و HIMU است که هم از نظر ایزوتوپی و هم نسبت عناصر کمیاب قابل تمایز از همدیگر هستند (Weaver, 1991). در شکل ۹ از نسبت عناصر کمیاب همچون Ba/La، Ba/Nb، Ba/Th و Rb/Nb برای تمایز این منشأهای گوشته‌ای استفاده شده است که ملاحظه می‌شود ترکیب شیمیایی نمونه‌های منطقه با گوشته غنی نوع EMI تناسب بیشتری دارد. تصور بر این است که منشأ گوشته‌ای نوع EMI حاصل آلاینش گوشته با چرخه مواد فرورانشی قدیمی (رسوبات پلاژیک) است که دارای نسبت بالای LILE/HFSE، Ba/Th، Ba/La و نسبت پایین U/Pb بوده‌اند (Weaver, 1991).

ژئوشیمی سنگ‌ها ابزار مناسبی جهت بحث در مورد منشأ مذاب و ژنر آن فراهم می‌آورد. در این میان مقدار و نسبت برخی عناصر کمیاب به دلیل اینکه کمتر تحت تأثیر فرایندهای تحول قرار می‌گیرند مفیدتر هستند. برخی از عناصر کمیاب از نظر شدت ناسازگاری با هم مشابه هستند، بنابراین نسبت آنها تحت تأثیر فرایندهای ذوب بخشی و یا تبلور تفریقی قرار نمی‌گیرد. به طور مثال نسبت Nb/Ta در N-MORB (موبور نرمال)، E-MORB (موبور غنی)، OIB (بازالت جزایر اقیانوسی) و PM (گوشته اولیه) به‌طور مساوی و به تقریب در حد ۱۷/۵ است. یا اینکه نسبت Zr/Sm که در بازالت‌های مختلف E-MORB، N-MORB و OIB به‌طور مشابه در حد ۲۸ است (Sun and McDonough, 1989). برعکس، در مواردی که جفت عناصر کمیاب دارای ناسازگاری متفاوتی هستند طبیعتاً میزان آنها در مذاب رابطه مستقیمی با غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی منشأ آنها دارد. نسبت عناصر Ta/Hf، Nb/Yb، Zr/Ti، Nb/Yb، Ta/Yb و Zr/Y نسبت به OIB به سمت E-MORB و N-MORB نشان می‌دهند از این قبیل مثال‌ها هستند. در کلیه این نسبت‌ها، عنصر موجود در صورت کسر ناسازگاری بیشتری دارد، لذا در مذاب‌هایی که از منشأ گوشته‌ای تهی‌تر سرچشمه می‌گیرند مقدار این نسبت‌ها کمتر است. به همین دلیل همه نسبت‌های فوق یک کاهش تدریجی از سمت OIB به سمت E-MORB و N-MORB نشان می‌دهند (Sun and McDonough, 1989). افزون بر این، مقدار مربوط به گوشته اولیه (PM) به عنوان معیاری برای جداکردن منشأ گوشته‌ای تهی از غنی استفاده می‌شود (e.g. Abu-Hamattah, 2005).



شکل ۸- نمودارهای تعیین ماهیت گوشته‌ای بر اساس تمرکز عناصر کمیاب ناسازگار (تمرکز عناصر ناسازگار در گوشته اولیه (PM) بر اساس Sun and McDonough (1989) همان گونه که ملاحظه می‌شود، در کلیه نمودارها، نمونه‌های منطقه در محدوده گوشته غنی (Enriched) قرار گرفته‌اند.



شکل ۹- بررسی منشأ گوشته‌ای بازالت‌های محدوده رزن- آوج. الف) نمودار تغییرات نسبت Ba/Th در برابر نسبت Rb/Nb. ب) نمودار تغییرات نسبت Ba/La در برابر نسبت Ba/Nb. علائم دایره، ستاره و مربع به ترتیب مربوط به مقادیر مختلف EMI، EMII و HIMU OIB هستند (بر گرفته از Weaver (1991)). محدوده‌ها بر اساس جایگاه آنها رسم شده است.

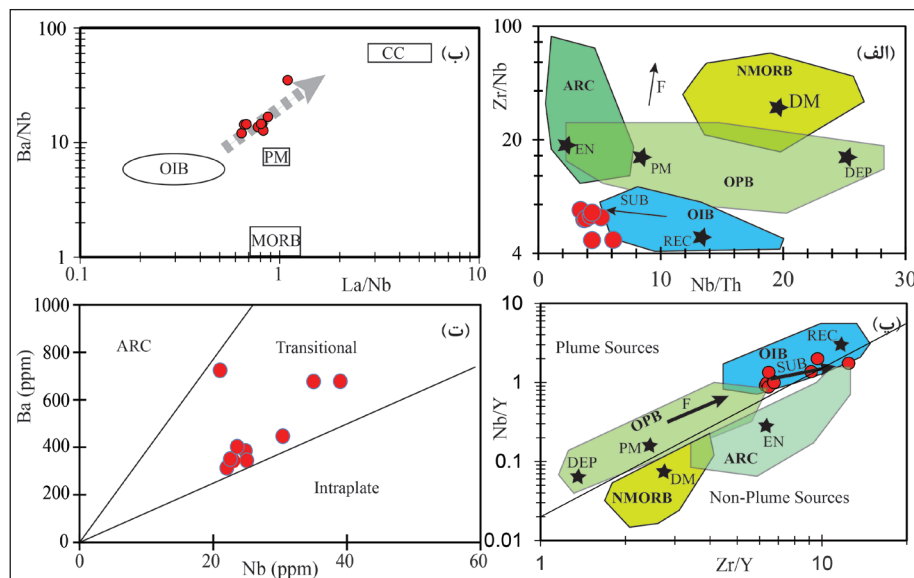
۳-۶. جایگاه زمین‌ساختی

منشأ گوشته‌ای تهی نشده نسبتاً ژرف است؛ جایی که گارنت پایدار بوده و سنگ منشأ گوشته‌ای رخساره گارنت پریدوتیتی دارد (Mattsson and Oskarsson, 2005). تمرکز عناصر کمیاب سنگ‌ها نشانگر مناسبی جهت تحلیل و بحث جایگاه

بر اساس آنچه در بخش‌های پیشین در مورد زمین‌شیمی بازالت‌های منطقه رزن- آوج بحث شد، این سنگ‌ها ماهیت آلکالین داشته و با نسبت بالای LREE/HREE ($La_N/Yb_N = 5.67-9.49$) مشخص می‌شوند. چنین ویژگی نشان‌دهنده

نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی بازالت‌های منطقه رزن-آوج (الیگومیوسن) با بازالت‌های ائوسن نوار ارومیه-دختر (منطقه ساوه) مقایسه گردید که نشان‌دهنده تمایز آشکار بین آنهاست. به این صورت که در نمودارهای عنکبوتی، ماگماتیسم ائوسن با تهی شدگی عناصر HFS همچون Nb و Ta به‌طور مشخص ماهیت مذاب‌های مناطق فرورانشی یا قوس آتشفشانی را نشان می‌دهد در حالی که ماگماتیسم الیگومیوسن فاقد این ویژگی است و از طرفی به دلیل نسبت بالای LREE/HREE، بیشتر مشابه ماگماتیسم درون پلیتی (OIB) است. چنین اختلافی پیش‌تر با تغییر منشأ مذاب از گوشته لیتوسفری در ائوسن به گوشته آستوسفری در الیگوسن تفسیر شده است (Verdel et al., 2011). در حقیقت پس از فعالیت ماگمایی گسترده ائوسن در ایران که در یک رژیم زمین‌ساختی کششی بالای زون فرورانشی نئوتیس صورت گرفته است (Verdel et al., 2011)، ادامه ماگماتیسم در الیگومیوسن به ذوب بخشی گوشته آستوسفری بالا آمده طی فاز کششی مقارن با تشکیل حوضه رسوبی سازند قم ارتباط دارد. در نهایت می‌توان چنین پنداشت که پس از مراحل آغازین برخورد پلت‌های قاره‌ای عربی-اورازیا در ائوسن پایانی-الیگوسن آغازی (Morley et al., 2009) که تحت عنوان مرحله «برخورد نرم» (Soft Collision) نیز نامیده شده است (Ballato et al., 2013; Madanipour et al., 2017)، سرعت فرورانش کاسته شده است. در چنین حالتی احتمالاً عقب‌گرد لیتوسفر فرورونده (Slab Roll-back) تزریق جریانی از گوشته آستوسفری ژرف‌تر به درون گوه گوشته‌ای را تسهیل نموده است. در ادامه، فعال و انفجالات ضعیف مواد فرورانشی با این گوشته آستوسفری مذاب‌هایی را نتیجه داده است که در بازه زمانی الیگومیوسن فوران نموده و با اینکه ماهیت مذاب‌های OIB دارد ولی بی‌تأثیر از فرایندهای زون فرورانش نیز نبوده است. البته جریان آستوسفری همچنین می‌توانسته باعث افزایش دما و ذوب درجه پایین گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای شده باشد که در این صورت نیز پیدایش مذاب‌های آلکانل محتمل است (McDonough, 1990).

زمین‌ساختی-ماگمایی زایش مذاب است (Pearce and Norry, 1979; Pearce, 1982; Pearce and Parkinson, 1993). طبق آنچه در شکل ۱۰-الف مشاهده می‌شود، نسبت‌های Zr/Nb و Nb/Th متمایزکننده جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های مختلف است. در این میان، بازالت‌های قوسی به دلیل پایین بودن نسبت Nb/Th و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) به دلیل پایین بودن نسبت Zr/Nb به خوبی از دیگر گروه‌ها متمایز می‌شوند. در این شکل، نمونه‌های منطقه از نظر نسبت Zr/Nb شبیه OIB هستند در حالی که نسبت Nb/Th آنها در محدوده بازالت‌های قوسی است. بنابراین با این که نمونه‌های منطقه در محدوده نزدیک به OIB پلات شده‌اند ولی به سمت محدوده قوسی گرایش دارند. بر اساس آنچه در شکل ۱۰-الف نشان داده شده است، این گرایش می‌تواند در نتیجه تأثیرگذاری مواد فرورانشی (SUB) در منشأ گوشته‌ای باشد. در نمودار شکل ۱۰-ب نیز نتیجه مشابهی حاصل می‌شود؛ بدین صورت که نمونه‌ها به دلیل افزایش نسبت‌های Ba/Nb و La/Nb از سمت محدوده OIB به سمت پوسته قاره‌ای (CC) تمایل پیدا کرده‌اند. چنین پدیده‌ای نیز در واقع با آرایش منشأ گوشته‌ای با مواد پوسته قاره‌ای (مواد فرورانشی) قابل تفسیر است. در نمودار شکل ۱۰-پ نیز نمونه‌های بازالتی منطقه رزن-آوج اکثراً در محدوده OIB جای گرفته‌اند ولی اندکی نیز به سمت محدوده بازالت‌های قوسی انحراف پیدا کرده‌اند. در نمودار تغییرات Ba در برابر Nb (شکل ۱۰-ت) نمونه‌های منطقه به طور مشخص در محدوده انتقالی بین جایگاه درون پلیتی و قوس آتشفشانی قرار گرفته‌اند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های منطقه دارای یک منشأ گوشته‌ای شبیه OI است که تا اندازه‌ای تحت تأثیر مواد مشتق از پلت فرورونده قرار گرفته است. چنین منشأیی با یک گوشته نسبتاً ژرف آستوسفری (شبیه OIB) که در یک جایگاه بالای زون فرورانش تأثیرات ضعیفی از زون فرورانش را ثبت کرده است قابل توضیح است. ناگفته نماند گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای نیز قابلیت تولید مذاب‌های آلکانل را دارد (McDonough, 1990). پیش‌تر در شکل ۶-الف و ب، نمودارهای الگوی عناصر



شکل ۱۰- بررسی جایگاه زمین‌ساختی و منشأ گوشته‌ای بازالت‌های محدوده رزن-آوج. الف) نمودار Zr/Nb در برابر Nb/Th (Condie, 2005) که نمونه‌های منطقه از محدوده OIB به سمت محدوده ARC تمایل پیدا کرده‌اند. ب) نمودار Ba/Nb در برابر La/Nb و جایگاه نمونه‌ها که در حد فاصل OIB و پوسته قاره‌ای قرار گرفته‌اند (رفرنس داده‌ها از Sun and McDonough (1989)). پ) نمودار نسبت Nb/Y در برابر Zr/Y (Taylor and McLennan (1995)) در این نمودار نیز با اینکه نمونه‌ها در محدوده OIB قرار گرفته‌اند ولی دارای روندی هستند که به سمت محدوده ARC گرایش دارند. ت) نمودار تغییرات Ba در برابر Nb (D'Orazio et al., 2004) که نمونه‌ها به‌طور مشخص در یک محدوده انتقالی بین مذاب‌های درون‌صفحه‌ای تا کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند. علائم اختصاری بدین شرح است: CC: پوسته قاره‌ای؛ DEP: گوشته تهی شده ژرف؛ DM: گوشته تهی شده؛ EN: سازنده غنی؛ F: اثر ذوب بخشی؛ OIB: بازالت جزایر اقیانوسی؛ OPB: بازالت فلات اقیانوسی؛ PM: گوشته اولیه؛ REC: سازنده بازیافت شده به درون گوشته (Recycled)؛ SUB: اثر فرورانش.

۷- نتیجه گیری

چنین پنداشت که پس از فعالیت ماگمایی گسترده اتوسن در نوار- ارومیه دختر که دارای ویژگی‌های آشکار ماگماتیسم قوس آتشفشانی است، ادامه ماگماتیسم در الیگومیوسن به ذوب بخشی گوشته ژرف‌تر آستنسفری ارتباط دارد. احتمالاً پس از آغازین مراحل برخورد پلیتی عربی- اوراسیایی در اتوسن پایانی- الیگوسن آغازی و به عقب برگشتگی لیتوسفر فروبرنده، جریانی از گوشته آستنسفری به درون گوه گوشته‌ای تزریق شده و به طور ضعیفی تحت تأثیر مواد فروورانشی نیز قرار گرفته است. مذاب‌های حاصله از این منبع گوشته‌ای در بازه زمانی الیگومیوسن فوران نموده و دارای ماهیت چیره OIB با ثبت اثراتی از فرایندهای زون فروورانش می‌باشند.

سنگ‌های آتشفشانی الیگومیوسن منطقه رزن- آوج اغلب شامل الیون‌بازالت، بازالت و معدودی ترم‌های تفریق یافته‌تر تراکی‌آندزیتی با ماهیت آلکالن هستند. مطابق نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و همچنین مدل‌سازی زمین‌شیمیایی، فرایند تبلور تفریقی عامل اصلی تغییر و تحولات ترکیب مذاب است. به‌طوری که مذاب‌های تحول یافته‌تر با درصد تبلور بین ۳۵ تا ۴۵ درصد و مجموعه کانی‌های تفریق شونده الیون + کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز از مذاب‌های اولیه‌تر حاصل می‌شوند. از طرفی تمرکز عناصر کمیاب سنگ‌ها نشان‌دهنده ماگماتیسم مشابه با مذاب‌های OIB با تمایل به سمت مذاب‌های قوسی آتشفشانی است. می‌توان

کتابنگاری

علیپور، ر.، صدر، ا.ح.، قمریان، س.، ۱۳۹۶- تحلیل زمین‌ساختی منطقه آوج- آبگرم با استفاده از روش‌های سنجش از دور و تحلیل الگوی فرکتالی، شمال باختر ایران. مجله علوم زمین. سال بیست و هفتم. شماره ۱۰۶. صفحات ۲۰۳-۲۱۶.
قاسمی، ح.، ر.، ۱۳۸۴- لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازند قم در ناحیه آوج، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه خوارزمی تهران.
دلاوری، م.، رضایی، پ.، دولتی، ا.، ۱۳۹۶- ماگماتیسم اتوسن نوار ارومیه- دختر در شمال ساوه: تنوع مجموعه‌های ولکانیک در یک محیط کششی؛ مجله پژوهش‌های دانش زمین، دوره ۸، شماره ۲، بهار ۱۳۹۶، پیاپی ۳۰. ص. ۱-۱۸. Dor: 20.1001.1.20088299.1396.8.2.1.1.

References

- Abu-Hamattah, Z.S.H., 2005- Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 557-581, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseae.2004.05.006>.
- Ahmadian, J., Sarjoughian, F., Lentz, D., Esna-Ashari, A., Murata, M., and Ozawa, H., 2016- Eocene K-rich adakitic rocks in the Central Iran: implications for evaluating its Cu-Au-Mo metallogenic potential. *Ore Geology Reviews*, 72: 323-342, <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.07.017>.
- Ballato, P., Stockli, D.F., Ghassemi, M.R., Landgraf, A., Strecker, M.R., Hassanzadeh, J., Friedrich, A., and Tabatabaei, S.H., 2013- Accommodation of transpressional strain in the Arabia-Eurasia collision zone: new constraints from (U-Th)/He thermochronology in the Alborz mountains, north Iran. *Tectonics*, 32: 1-18, [10.1029/2012tc003159](https://doi.org/10.1029/2012tc003159).
- Bolourchi, M.H., 1978- Geology map of Avaj, scale 1:100000. Geological survey of Iran.
- Chiu, H.-Y., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y., 2013- Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162-163: 70-87, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>.
- Condie, K.C., 2005- High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79: 491-504, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>.
- Cook, C., Briggs, R.M., Smith, I.E.M., and Maas, R., 2005- Petrology and Geochemistry of Intraplate Basalts in the South Auckland Volcanic Field, New Zealand: Evidence for Two Coeval Magma Suites from Distinct Sources. *Journal of Petrology*, 46: 473-503, [10.1093/petrology/egh084](https://doi.org/10.1093/petrology/egh084).
- D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., and Haller, M.J., 2004- The Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44.5-52° S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 525-538.
- Eissen, J.-P., Crawford, A.J., Cotten, J., Meffre, S., Bellon, H., and Delaune, M., 1998- Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Poya Terrane, New Caledonia. *Tectonophysics*, 284: 203-219, [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00183-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00183-2).
- Ersoy, E.Y., 2013- PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft® Excel® spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22: 115-125.
- Ersoy, Y., and Helvacı, C., 2010- FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences*, 36: 383-390, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2009.06.007>.
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D., and Jenner, G.A., 1996- Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 629-638, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00422-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00422-X).
- Ghahamghash, J., Mousavi, S., Hassanzadeh, J., and Schmitt, A., 2016- Geology, zircon geochronology, and petrogenesis of Sabalan volcano (northwestern Iran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327: 192-207, [10.1016/j.jvolgeores.2016.05.001](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.05.001).

- Ghasemi, H. and Rezaei-Kahkhaei, M., 2015- Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Mineralogy and Petrology*, 109: 235-252, 10.1007/s00710-014-0353-3.
- Ghorbani, M.R., Graham, I.T., and Ghaderi, M., 2014- Oligocene–Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran. *International Geology Review*, 56: 1039-1050, 10.1080/00206814.2014.919615.
- Humphreys, E.R., and Niu, Y., 2009- On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*, 112: 118-136, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.038>.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Kazmin, V.G., Sbotshikov, I.M., Ricou, L.E., Zonenshain, L.P., Boulin, J., and Knipper, A.L., 1986- Volcanic belts as markers of the Mesozoic–Cenozoic active margin of Eurasia. *Tectonophysics*, 123: 123-152, [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90195-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(86)90195-2).
- Madanipour, S., Ehlers, T.A., Yassaghi, A., and Enkelmann, E., 2017- Accelerated middle Miocene exhumation of the Talesh Mountains constrained by U-Th/He thermochronometry: evidence for the Arabia-Eurasia collision in the NW Iranian Plateau. *Tectonics*, 10.1002/2016TC004291.
- Mattsson, H.B., and Oskarsson, N., 2005- Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147: 245-267, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.04.004>.
- McDonough, W.F., 1990- Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 101: 1-18, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90119-I](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90119-I).
- McKenzie, D., and O’Nions, R.K., 1991- Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations. *Journal of Petrology*, 32: 1021-1091, 10.1093/petrology/32.5.1021.
- Moghadam, H.S., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Martinez, M.L., Ghorbani, G., and Nasrabad, M., 2016- The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248-251: 517-535, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.019>.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., and Kazemi, H., 2009- Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere*, 5: 325-362, 10.1130/ges00223.1.
- Nelson, S.T., and Montana, A., 1992- Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77: 1242-1249.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106: 380-398, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>.
- Pang, K.-N., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Chiu, H.-Y., and Li, X.-H., 2014- On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*: 10.1002/2014GC005262, 10.1002/2014gc005262.
- Pang, K.-N., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.-Y., Chu, C.-H., Lee, H.-Y., and Lo, C.-H., 2013- Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180–181: 234-251, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>.
- Pearce, J., and Norry, M., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47, 10.1007/bf00375192.
- Pearce, J.A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S., ed., *Andesites*: New York, NY, John Wiley & Sons: 525-548.
- Pearce, J.A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14-48, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Pearce, J.A., and Parkinson, I.J., 1993- Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *Geological Society, London, Special Publications*, 76: 373-403, 10.1144/gsl.sp.1993.076.01.19.
- Rollinson, H.R., 2014- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Routledge*, 384p., <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Saccani, E., Beccaluva, L., Photiades, A., and Zeda, O., 2011- Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian–Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic–Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector. *Lithos*, 124: 227-242, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.009>.
- Sepidbar, F., Shafaii Moghadam, H., Zhang, L., Li, J.-W., Ma, J., Stern, R.J., and Lin, C., 2019- Across-arc geochemical variations in the Paleogene magmatic belt of Iran. *Lithos*, 344-345: 280-296, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.022>.
- Smith, V.C., Blundy, J.D., and Arce, J.L., 2009- A Temporal Record of Magma Accumulation and Evolution beneath Nevado de Toluca, Mexico, Preserved in Plagioclase Phenocrysts. *Journal of Petrology*, 50: 405-426, 10.1093/petrology/egp005.

- Sosson, M., Rolland, Y., Müller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Kekelia, S., Adamia, S., Babazadeh, V., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G., and Mosar, J., 2010- Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. Geological Society, London, Special Publications, 340: 329-352, 10.1144/sp340.14.
- Sun, S.-S., and McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313-345.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1995- The geochemical evolution of the continental crust. Reviews of Geophysics, 33: 241-265, 10.1029/95rg00262.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W., Siebel, W., Satır, M., and Dokuz, A., 2005- Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycık granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). Contributions to Mineralogy and Petrology, 150: 441-455, 10.1007/s00410-005-0022-y.
- Torabi, G., Arai, S., and Abbasi, H., 2014- Eocene continental dyke swarm from Central Iran (Khur area). Petrology, 22: 617-632, 10.1134/S086959111406006X.
- Van der Boon, A., Kuiper, K.F., Villa, G., Renema, W., Meijers, M.J.M., Langereis, C.G., Aliyeva, E., and Krijgsman, W., 2017- Onset of Maikop sedimentation and cessation of Eocene arc volcanism in the Talysh Mountains, Azerbaijan. Geological Society, London, Special Publications, 428: 145-169, 10.1144/sp428.3.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics, 30: TC3008, 10.1029/2010tc002809.
- Weaver, B.L., 1991- The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. Earth and Planetary Science Letters, 104: 381-397.
- White, W.M., 2010- Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 38: 133-160, doi:10.1146/annurev-earth-040809-152450.
- Willbold, M., and Stracke, A., 2006- Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7: 10.1029/2005GC001005, 10.1029/2005GC001005.
- Wilson, B.M., 2007- Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Springer Science & Business Media, Springer, Dordrecht, 466 p., <https://doi.org/10.1007/978-94-010-9388-0>
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325-343, [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Woodhead, J.D., 1989- Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): Source composition and processes. Chemical Geology, 76: 1-24, [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90124-1](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(89)90124-1).
- Zhang, Y., Liu, J., and Guo, Z., 2010- Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: Implications for plume–lithosphere interaction. Gondwana Research, 18: 596-610, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2010.03.006>.
- Zhao, J.-H., and Zhou, M.-F., 2007- Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. Precambrian Research, 152: 27-47, <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2006.09.002>.
- Zhou, M.-F., Zhao, J.-H., Jiang, C.-Y., Gao, J.-F., Wang, W., and Yang, S.-H., 2009- OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian large igneous province. Lithos, 113: 583-594, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.027>.
- Zindler, A., and Hart, S., 1986- Chemical Geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14: 493-571, doi:10.1146/annurev.ea.14.050186.002425.

Original Research Paper

Oligo-Miocene extrusive rocks of Razan-Avaj area (Urumieh-Dokhtar magmatic belt): evidence of OIB- like magmatism in a supra-subduction zone setting

Morteza Delavari^{1*}, Khadijeh Ghorbani² and Amir Ali Tabbakh Shabani¹¹ Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran² M.Sc., Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 February 22

Accepted: 2021 April 05

Available online: 2021 December 22

Keywords:

Alkali basalt

Oligo-Miocene

Razan-Avaj

Urumieh-Dokhtar

ABSTRACT

The Urmieh- Dokhtar magmatic belt (UDMB) lying parallel to the Zagros suture zone is resulted from the subduction of Neotethyan oceanic lithosphere beneath the southern margin of Eurasia. The studied volcanic rocks of the Razan- Avaj area are part of UDMB magmatism. These rocks are composed of olivine-basalts, basalts and occasional trachyandesites with alkaline nature. The interlayered stratigraphic relationships of volcanic horizons with sediments of Qom Formation implies Oligo-Miocene age. Major and trace element contents of volcanic rocks and chemical modeling are indicative of significant role of olivine + clinopyroxene + plagioclase fractional crystallization (35-45%) in melt compositional trend. Bulk rock chemistry of these rocks displays LREE/HREE enrichment and lack of HFSE negative anomaly similar to oceanic island basalts (OIB). It seems that after Eocene magmatic flare-up with obvious magmatic arc signatures in UDMB, during the Oligo-Miocene the origin of magmas has shifted to a deeper asthenospheric mantle. Probably, after the initial stages of the Arabian-Eurasian plate collision in the Late Eocene-Early Oligocene and the slab roll-back, an upwelling asthenospheric mantle is injected into the mantle wedge and is weakly affected by the subduction material, which is the source of Oligo-Miocene melts.

* Corresponding author: Morteza Delavari; E-mail: delavari@khu.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.270639.1881 dor: 20.1001.1.10237429.1400.31.4.7.6