

فعالیت ماگمایی کشتی پشت کمانی در حوضه الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی

حبیب‌اله قاسمی^{۱*}، مجتبی رستمی حسوری^۲، محمود صادقیان^۳ و فاطمه کدخدای عرب^۴

^۱استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۲دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۳دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۴دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۴/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۹/۰۲

چکیده

فرورانش صفحه اقیانوسی نوتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی سبب ایجاد حوضه‌های کشتی پشت کمانی در طول مزوزویک و سنوزویک در پشت کمان ماگمایی ارومیه-دختر شده است. پژوهشگران مختلف به تشکیل حوضه‌های اقیانوسی پشت کمانی ناین، سبزوار و سیستان در ایران مرکزی در زمان مزوزویک اشاره کرده‌اند. ولی درباره ایجاد چنین حوضه‌هایی در زمان سنوزویک، مطالعات کم هستند. حوضه کشتی فروافتاده پشت کمانی الیگومیوسن ایران مرکزی، دربردارنده توالی‌های رسوبی محیط‌های کشتی درون قاره‌ای به همراه سنگ‌های ماگمایی با ترکیب بازیگ‌قلیایی است. این سنگ‌های ماگمایی، به هر دو صورت نفوذی (گابرویی) و خروجی (بازالتی) در میان مارن‌های سرخ ژیبس دار الیگومیوسن (سازنده‌های سرخ) برنزد دارند. در این پژوهش، روانه‌های بازالتی موجود در توالی رسوبی تخریبی-تبخیری الیگومیوسن بخش‌های گسترده‌ای از حوضه رسوبی لبه شمالی ایران مرکزی، از شاهرود تا سبزوار به طول حدود ۳۰۰ کیلومتر مورد مطالعه قرار گرفته است. این روانه‌ها به صورت میان‌چینه‌ای با واحدهای رسوبی الیگومیوسن دیده می‌شوند و در منطقه کلاته‌سادات در جنوب باختر سبزوار، دست کم ۵ روانه بازالتی را به صورت متناوب در میان مارن‌های سرخ می‌توان دید. این سنگ‌های بازالتی (با ترکیب یونین‌بازالت تا بازالت)، دارای بافت‌های پورفیری، گلوپورفیری و جریانی هستند و از درشت‌بلورهای الیون، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، در زمینه‌ای شیشه‌ای تا میکرولیتی تشکیل شده‌اند. بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت قلیایی سدیک، سرشار از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILEs) و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREEs)، نهی از عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREEs) و بدون ناهنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) بوده است. این بازالت‌ها، ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای بازالتی منشأ گرفته از منابع گوشته‌ای تعدیل شده گارنت لرزولیتی غنی شده، در زیر مناطق قاره‌ای محیط‌های کشتی پشت کمانی را نشان می‌دهند.

کلیدواژه‌ها: بازالت، حوضه کشتی، پشت کمانی، الیگومیوسن، ایران مرکزی.

*نویسنده مسئول: حبیب‌اله قاسمی

E-mail: h-ghasemi@Shahroodut.ac.ir

۱- پیش‌نویس

(Ghasemi & Rezaei, 2015; Asiabanha & Foden, 2012; Asiabanha et al., 2009) وجود دارد. به باور بسیاری از پژوهشگران، با شروع فرورانش صفحه اقیانوسی نوتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی، در بخش‌های درونی و شمالی ایران مرکزی (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ طوطی و همکاران، ۱۳۸۵) و حتی در جنوب البرز (مقدسی، ۱۳۸۲؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛ Wilmsen et al., 2009)، حوضه‌های کشتی پشت کمانی نابالغ اولیه در تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین تشکیل شده‌اند که برخی از آنها در طی ژوراسیک میانی-بالایی و به‌ویژه کرتاسه، به خوبی گسترش یافته‌اند و حوضه‌های اقیانوسی پشت کمانی ناین-بافت، سبزوار و سیستان را تشکیل دادند (Fotoohi Rad et al., 2009؛ Shojaat, 2003; Shafaii Moghaddam et al., 2009; Rosseti et al., 2010). این حوضه‌ها، در اواخر کرتاسه-پالئوسن بسته شده‌اند و بقایای آنها به شکل نوارهای افیولیتی و آمیزه‌های رنگی در این مناطق بر جای مانده‌اند.

همگام با آخرین رخداد فرورانش صفحه اقیانوسی نوتیس به زیر ایران مرکزی در کرتاسه بالایی، فعالیت‌های ماگمایی شدیدی در نوار ارومیه-دختر و نوار شمالی ایران مرکزی-جنوب البرز در پالئوسن-ائوسن و به‌ویژه ائوسن میانی-بالایی بروز کرد. درباره علت این فعالیت ماگمایی نیز دیدگاه‌های متفاوتی ارائه شده است. تقریباً بیشتر پژوهشگران، فعالیت ماگمایی ترشیری نوار ارومیه-دختر را از نوع کمان حاشیه قاره دانسته‌اند (Takin., 1972; Berberian & Berberian., 1981; Shahabpour, 2007; Ghasemi & Talbot, 2006; Moeinvaziri, 1985; Alavi, 1994, 2004, 2007;

ایران زمین، به‌عنوان بخشی از ناحیه مرکزی-باختری سامانه کوهزایی آلپ-همیالیا، به دلیل تحمل زمین‌ساخت ویژه مناطق همگرایی صفحه‌ها (Beberian et al., 1982; Berberian & King, 1981; Takin, 1972;) Mohajjel et al., 2003; Alavi, 1994; Dercourt et al., 1986; Shahabpour, 2007; Ghasemi & Talbot, 2006)، جولانگه فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای (به‌صورت خروجی و نفوذی)، به‌ویژه در دوران‌های مزوزویک و سنوزویک بوده است. نقشه‌های زمین‌شناسی (Haghipour & Aganabati, 1985) و ماگمایی (Emami et al., 1993) ایران، اهمیت این رخدادها را به خوبی بازتاب داده‌اند. فعالیت ماگمایی گسترده این دوران‌ها، در سرتاسر پهنه ایران مرکزی به‌طور نامنظمی توزیع شده است. در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران، دو نوار ماگمایی، یکی در ایران مرکزی (نوار ارومیه-دختر) و دیگری در لبه شمالی ایران مرکزی-لبه جنوبی البرز، مشتمل بر نوار ساوه-قم-سمنان-شاهرود-سبزوار دیده می‌شود. سنگ‌های نوار ماگمایی ارومیه-دختر را با شواهد مطمئن به عنوان کمان ماگمایی حاشیه قاره قلمداد کرده‌اند (Berberian & Berberian, 1981; Moeinvaziri, 1985;) Alavi, 1994, 2004 & 2007; Verdel et al., 2011; Shahabpour, 2007; Ayati et al., 2012). ولی درباره سنگ‌های ماگمایی بخش‌های درونی ایران مرکزی و به‌ویژه نوار ماگمایی لبه شمالی ایران مرکزی-حاشیه جنوبی البرز، نظرهای متفاوتی از کافت درون قاره (امامی و رشید، ۱۳۷۸؛ صادق‌زاده، ۱۳۷۷؛ بادامه، ۱۳۸۲؛ رشید، ۱۳۷۶؛ Bin & Meiyin, 2010) تا محیط‌های فرورانش، کشت درون و پشت کمان حاشیه قاره (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛

ترکیبی محدودی از الیون بازالت تا بازالت هستند. در صحرا، ظاهری خاکستری تا کاملاً سیاه رنگ، با ساخت توده‌ای و منشوری دارند که در بخش‌های زیرین و بالایی هر روانه، ساخت بادامکی آشکاری دیده می‌شود (شکل‌های ۴ و ۵). حفره‌های آنها توسط کانی‌های ثانویه مانند کلسیت و زئولیت پر شده‌اند. در بیشتر موارد در محل بلافصل هر روانه بازالتی، سنگ‌های آذرآواری شامل آگلومرا، پرش آتشفشانی، لاپیلی توف و پیریت دیده می‌شوند (شکل ۷). این ویژگی‌ها، بیانگر آن است که این گدازه‌ها در محیط دریاچه‌ای گرم و کم‌ژرفا ته‌نشست مارن‌های سرخ گچ‌دار الیگومیوسن، فوران کرده‌اند و انفجار گدازه در محیط گلی مرطوب، سبب ایجاد این واحدهای آذرآواری و پیریتی شده است (برهمنده، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ حاجیلو، ۱۳۹۳). از دیگر ویژگی‌های صحرایی گدازه‌ها می‌توان به فرسایش پوست پیازی در برخی از رخنمون‌ها اشاره کرد که سبب ایجاد اشکال کروی شده است (شکل ۶).

۳- روش پژوهش

در خلال برداشت‌های دقیق صحرایی، در مجموع بیش از ۳۰۰ نمونه سنگی از واحدهای مختلف سنگی در مناطق رخنمون گدازه‌های مورد مطالعه برداشت شد و تقریباً از همه آنها مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شد و مورد مطالعه سنگ‌نگاری قرار گرفت. پس از مطالعات دقیق سنگ‌نگاری، ۳۰ نمونه با کمترین دگرسانی و بیشترین گوناگونی ترکیبی انتخاب شد و برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به روش‌های ICP-MS و ICP-AES در آزمایشگاه‌های Act Lab, Acme و ALS کانادا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۱). داده‌های ژئوشیمیایی با استفاده از نرم‌افزارهای سنگ‌شناسی پردازش و در نمودارهای مختلف سنگ‌شناختی و تمایز محیط زمین‌ساختی استفاده شدند.

۴- سنگ‌نگاری تحلیلی

مطالعات سنگ‌نگاری دقیق روی مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند که این سنگ‌ها دارای بافت‌های میکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری هستند (شکل‌های ۸-الف و ب). از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها می‌توان به الیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز اشاره کرد. الیون، از مهم‌ترین کانی‌های اولیه این سنگ‌هاست که کمتر به صورت خودشکل و بیشتر به صورت نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل، اکثراً گرد شده و دارای بافت غیر تعادلی، اسکلتی، حاشیه‌های خورده شده و خلیج مانند دیده می‌شود. این بافت‌های غیر تعادلی، به دلیل تغییر شرایط فیزیکی شیمیایی حاکم بر آشیانه ماگمایی (مانند افزایش دما، افت فشار و تغییر ترکیب مذاب در اثر جریان‌های همرفتی، تفریق، هضم و آلایش ماگما) ایجاد می‌شوند. وجود شکستگی‌های فراوان در الیون، سبب ایدنگزیتی شدن آن در امتداد شکستگی‌ها و حاشیه بلور شده است (شکل‌های ۸-پ و ت).

درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن به صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار و گاهی همراه با ماکل دوتایی و تکراری دیده می‌شوند. از جمله ویژگی‌های بافتی شاخص در کلینوپیروکسن‌ها، بافت غربالی، برهم‌رشدی‌های مکرر و منطقه‌بندی است (شکل‌های ۸-ث و ج). کلینوپیروکسن‌ها، بر پایه زاویه خاموشی دارای ترکیب اوژیتی هستند. نبود ارتوپیروکسن و حاشیه واکنشی در پیرامون الیون‌ها، بیانگر ماهیت قلیایی ماگمای سازنده بازالت‌های منطقه است. تجمع درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن به همراه دیگر کانی‌ها و به ویژه پلاژیوکلاز، به تشکیل بافت گلومروپورفیری در این سنگ‌ها انجامیده است. بافت گلومروپورفیری نیز بیانگر مراحل مختلف تحول ماگما در مسیر بالآمدگی در آشیانه‌های ماگمایی مختلف است. تشکیل در مرحله تبلور زیرزمینی و پیش از فوران (Samuel et al., 2007)، نطفه‌بندی ناهمگن روی سطوح از پیش موجود (Kirkpatrick, 1977)، برخورد بلورها در خلال بالآمدن

(Verdel et al., 2011; Ayati et al., 2012). ولی درباره فعالیت ماگمایی تشریری نوار شمالی ایران مرکزی- جنوب البرز در پالئوسن- اتوسن و به ویژه در اتوسن میانی- بالایی نظریه‌های متفاوتی وجود دارد. مطالعات جدیدتر، دیدگاهی تازه را تحت عنوان انگاره محیط کشتی درون و پشت کمان، برای این نوار ماگمایی ارائه داده‌اند (مانند قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ برهمنده، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰؛ حاجیلو، ۱۳۹۳؛ Ghasemi & Rezaei, 2015; Asiabanha & Foden, 2012). بررسی دقیق پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های ماگمایی این بخش از ایران مرکزی، اهمیت بسیار زیادی در آگاهی از ژئودینامیک پوسته ایران در تشریری و نتوژن دارد. بازالت‌های مورد مطالعه در این پژوهش، پیش‌تر به عنوان بازالت‌های کواترنری در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۳۷۸)، احمدآباد (سلامتی و همکاران، ۱۳۷۸)، ابریشم‌رود (نواب مطلق و همکاران، ۱۳۸۴) و داورزن (رادرف و کهنسال، ۱۳۸۱) معرفی شده‌اند. برای اولین بار و در قالب پایان‌نامه‌های کارشناسی ارشد، مطالعات زمین‌شناختی دقیقی روی مناطق مختلف برونزد آنها انجام شد (مانند برهمنده، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰؛ سری‌زن، ۱۳۹۳؛ حاجیلو، ۱۳۹۳) و با شواهد چینه‌شناختی و کامل‌تر شدن مطالعات زمین‌شناختی و سنگ‌شناختی، سن الیگومیوسن و ماهیت قلیایی محیط‌های پشت کمانی آنها به تأیید رسید (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ قاسمی و برهمنده، ۱۳۹۲؛ Ghasemi & Rezaei, 2015). فعالیت ماگمایی بازی قلیایی مشابهی ولی به شکل نفوذی (توده‌های کوچک گابرویی) درون سازند سرخ زیرین در شمال گرمسار دیده می‌شود که دقیقاً با فعالیت ماگمایی بازی قلیایی ناشی از ذوب گوشته‌های تعدیل شده مناطق کشتی پشت کمانی همخوانی دارد (برهمنده، ۱۳۸۹؛ قاسمی و برهمنده، ۱۳۹۲؛ سری‌زن، ۱۳۹۳). در منطقه گنداب در نزدیکی قم نیز (Verdel (2009) به حضور سنگ‌های بازالتی مشابه به سن الیگوسن میانی- پسین (با سن ایزوتوپی حدود ۳۳ میلیون سال پیش) و متعلق به جایگاه پشت کمان اشاره کرده است. با توجه به انتشار مقدماتی بخش‌هایی از این یافته‌ها در محدوده احمدآباد و کلاته‌سادات (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰) و انجام مطالعات تکمیلی بعدی در مناطق مقیسه، رضاآباد و خارتوران در جنوب خاور شاهرود تا جنوب باختر سبزوار در محدوده‌ای به طول حدود ۳۰۰ کیلومتر، در این مقاله، با استفاده از ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، به بررسی پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی فعالیت ماگمایی بازالتی الیگومیوسن این مناطق پرداخته می‌شود.

۲- زمین‌شناسی عمومی

مناطق مورد مطالعه در این پژوهش (احمدآباد و رضاآباد در منطقه خارتوران در جنوب خاور شاهرود و مقیسه و کلاته‌سادات در جنوب باختر سبزوار)، در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی (نبوی، ۱۳۵۵) قرار دارند. یکی از مناطق الگو در این پژوهش که ستون چینه‌شناختی تقریباً کاملی از واحدهای الیگومیوسن و پلیوکواترنر دارد، منطقه کلاته‌سادات در جنوب باختر سبزوار است (شکل ۱). واحدهای سنگی موجود در این منطقه، از قدیم به جدید شامل بخش گوشته‌ای افیولیت‌های کرتاسه (هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت)، واحدهای آتشفشانی- رسوبی اتوسن، گنبد‌های داسیتی- ریولیتی آداکتیتی اتوسن میانی- پایانی (جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳؛ Jamshidi et al., 2015؛ جمشیدی، ۱۳۹۴)، توالی ستبری از کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون، گل‌سنگ و مارن‌های سرخ رنگ گچ‌دار، مارن‌های سفید گچ‌دار، ماسه‌سنگ و کنگلومرای الیگومیوسن (معادل با سازنده‌های سرخ زیرین و بالایی)، کنگلومرای چندزادی پلیوسن و رسوبات عهد حاضر هستند (شکل ۲). ۵ روانه بازالتی به همراه واحدهای آذرآواری وابسته، در توالی تخریبی الیگومیوسن منطقه دیده می‌شود. این گدازه‌ها در محیط دریاچه‌ای- قاره‌ای ته‌نشست سازنده‌های سرخ فوران کرده‌اند و در گستره پهناوری از مناطق خاور و جنوب خاور شاهرود تا باختر و جنوب باختر سبزوار دیده می‌شوند (شکل ۳). گدازه‌های یاد شده، دارای طیف

منبع و یا ذوب بخشی گوشته دگرنهاد ایجاد شود (McBirney, 1993; Gill, 2010). به منظور بررسی تحول ژئوشیمیایی گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه، از نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 استفاده شده است (شکل ۱۱). Al_2O_3 تا حدودی روند افزایشی همراه با کمی پراکندگی نشان می‌دهد. تبلور و تفریق محدود کانی‌های مافیک مانند الیون و پیروکسن در مراحل اولیه تبلور و تفریق ماگمایی، موجب افزایش نسبی میزان Al_2O_3 شده است. P_2O_5 ، TiO_2 ، MnO ، Fe_2O_3 و CaO با افزایش مقدار سیلیس، کاهش می‌یابند. این تغییرات می‌تواند ناشی از جایگزینی آنها در ساختار کانی‌های فرومینزین در مراحل اولیه تبلور و تفریق ماگما باشد؛ در حالی که K_2O و Na_2O روند افزایشی نشان می‌دهند. این نمودارها نشان می‌دهند که فرایند تبلور تفریقی، نقش اصلی را در تحول ژئوشیمیایی ماگمای سازنده بازالت‌ها به عهده داشته است. نمودارهای La/Yb در برابر La (Wilson, 1989) SiO_2 در برابر Th و (Saunders & Norry, 1979) در برابر La تبلور تفریقی را تأیید می‌کنند (شکل ۱۲). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)، و نمودار بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974)، سنگ‌های بازالتی الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی، همگی دارای غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) و LREE نسبت به HREE هستند (شکل ۱۳). شیب کاهشی از La به Y در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، نشانگر درجه پایین ذوب بخشی محل منبع (Srivastava & Sing, 2004) و بروز فرایند تفریق در ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است. همچنین، این امر می‌تواند بیانگر حضور گارنت در محل منشأ باشد (Clague & Frey, 1982)؛ زیرا گارنت با حفظ عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREEs) در خود، مقدار آنها را در مذاب کاهش می‌دهد و در نتیجه الگوی عناصر خاکی کمیاب، روندی شب‌دار پیدا می‌کند (Lentz, 1998). بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده ژرفای زیاد محل تولید ماگما، یعنی همان خاستگاه گوشته گارنت لرزولیتی است. زیرا در هنگام ذوب در ژرفای زیاد، عناصر خاکی کمیاب سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند و به درون مذاب بخشی وارد نمی‌شوند. بنابراین، نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد. همچنین درجه‌های پایین ذوب بخشی گوشته (کمتر از ۱۰ درصد)، می‌تواند سبب تشکیل ماگماهای بازالتی قلیایی شود که در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک خود، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Wass & Roger, 1980). بنابراین، می‌توان گفت که درجه‌های پایین ذوب بخشی گوشته در ژرفاهای زیاد، به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در محل منبع و تفریق بعدی مذاب، از مهم‌ترین عوامل غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE بوده‌اند. نبود بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌ها، نشانگر مهم نبودن نقش تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تحول ماگما و یا تفریق این کانی در شرایط فشار پایین است (Hosseini et al., 2009). در نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه، نمونه‌های مورد مطالعه دارای بی‌هنجاری‌های مثبت از Pb و Cs هستند که می‌تواند بر اثر آلاینش ماگما با مواد پوسته‌ای (به دلیل تمرکز بالای این عناصر در پوسته‌ای قاره‌ای)، رخ داده باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). نبود بی‌هنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) که از ویژگی‌های معمول سنگ‌های بازی قلیایی درون ورقه‌ای است (Wang et al., 2007)، در نمودار عنکبوتی این سنگ‌ها دیده می‌شود. الگوی موازی روند تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌ها، نشانگر خاستگاه مشترک سنگ‌ها و نقش برجسته تبلور تفریقی در شکل‌گیری ماگمای سازنده آنهاست (Henderson, 1984; Rollinson, 1993).

به منظور تشخیص جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها، از نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین‌ساختی استفاده شده است. همه نمونه‌ها در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (Bagas et al., 2008; Jafari & Sheikh, 2013; Chernicoff et al., 2009) در محدوده بازالت‌های

و موازی همدیگر قرار گرفتن شبکه بلورها و یا قرارگیری آنها در جهت روابط اپی‌تاکسیالی که به سازوکار اتصال سینوسی معروف است (Shelly, 1993) و در پایان، گسیختن لخته‌ها، انباشته‌های ماگمایی موجود در کف آشیانه (الیون‌ها و پیروکسن‌ها) و یا سقف آشیانه (پلاژیوکلازها) و دیواره‌های متبلور آشیانه‌های ماگمایی، از سازوکارهای بیان شده برای تشکیل بافت گلوپوروفیری هستند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Best, 2003؛ Xu et al., 2009؛ Winter, 2014).

درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیشتر به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با دولیوی آلیتی، به دو صورت درشت‌بلور و میکروولیت، در زمینه این سنگ‌ها حضور دارند. حضور آب، مانعی در جهت پایداری پلاژیوکلازهاست (Righter & Rosas-Elguera, 2001). بنابراین، فراوانی قابل توجه پلاژیوکلازها به صورت درشت‌بلور و میکروولیت، به همراه نبود بلورهای آمفیبول، نشان از تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای بازالتی خشک و فقیر از آب دارد. در واقع، دو نسل پلاژیوکلاز را می‌توان در سنگ‌های منطقه تشخیص داد و علت تشکیل این دو نسل، در ارتباط با دوره‌های متفاوت سرد شدن ماگماست. به طوری که درشت‌بلورها می‌توانند به علت وجود یک مرحله سرد شدن آرام و طولانی مدت و توقف ماگما در یک آشیانه ماگمایی ایجاد شده باشند، ولی میکروولیت‌ها در خلال بالاآمدگی پایانی و جایگیری ماگما در سطح زمین، تشکیل شده‌اند. بیشتر پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی و منطقه‌بندی هستند (شکل ۸-ج). سازوکار تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها نیز همانند کینوپروکسن‌هاست و می‌تواند به دلیل تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور بر اثر ورود ماگمای داغ و تازه به درون آشیانه ماگمایی، افزایش دما به دلیل ورود ماگمای داغ و یا انتقال بلورها از مناطق کم‌دما به مناطق داغ آشیانه به دلیل بروز جریان‌های همرفتی، کاهش فشار لیتواستاتیک بر اثر بالا آمدن ماگما و یا افزایش فشار بخار آب در هنگام بالاآمدگی ماگما ایجاد شود (Gill, 2010). در برخی از نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز درون درشت‌بلورهای کینوپروکسن قرار دارند و سبب تشکیل بافت‌های افیتی و ساب‌افیتی شده‌اند.

خمیره ناپیدابلور، حدود ۸۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد و در برادرانده بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون است. مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که این سنگ‌ها را می‌توان به دو گروه الیون‌بازالت‌ها و بازالت‌ها، رده‌بندی کرد. در الیون‌بازالت‌ها، میزان درشت‌بلورهای الیون به بیش از ۵ درصد می‌رسد، ولی در بازالت‌ها، از ۵ درصد کمتر است. البته، این سنگ‌ها در صحرا، واحدهای جداگانه و مشخصی را تشکیل نمی‌دهند و در هر روانه گدازه، معمولاً بخش‌های زیرین تا میانی بیشتر از نوع الیون‌بازالت و بخش‌های تفریق‌یافته‌تر بالایی از نوع بازالت معمولی هستند.

۵- زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی

نتایج حاصل از تجزیه سنگ کل ۳۰ نمونه سنگی از بازالت‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آمده است. بر پایه نمودار رده‌بندی ژئوشیمیایی (Cox et al., 1979)، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده بازالت و هواوایت و در سری قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۹-الف). چون عناصر قلیایی در طی فرایندهای دگرسانی متحرک هستند، بنابراین از نمودار مبتنی بر عناصر کم‌تحرك مانند Ti, Nb, Zr و Y نیز در رده‌بندی نمونه‌ها استفاده شده است. در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977)، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در قلمرو آلکالی‌بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۹-ب). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (Irvine & Baragar, 1971) و Y/Zr در برابر TiO₂ (Winchester & Floyd, 1976) استفاده شده است که در هر دو نمودار، نمونه‌ها در گستره بازالت‌های قلیایی جای گرفته‌اند (شکل ۱۰). ماهیت قلیایی ماگماهای بازی می‌تواند توسط دو سازوکار مهم شامل نرخ پایین ذوب بخشی سنگ

در پشت نوار ماگمایی ارومیه- دختر را به عنوان یک حوضه کشتی پشت کمانی اولیه نابالغ، در نظر گرفته‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲؛ سری‌زن، ۱۳۹۳؛ Shahaabpour, 2007؛ Azizi & Moinevaziri, 2009؛ Ghasemi & Rezaei, 2015). به نظر می‌رسد که از اواخر ائوسن تا میوسن، پوسته قاره‌ای پشت کمانی ایران مرکزی، دچار کشش، کاهش فشار وارد بر گوشته، بالازدگی و ذوب‌بخشی بوده است. گوشته این مناطق، که معمولاً متأثر از سیال‌های آزادشده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده، و دگرنهاد شده هستند، توسط جریان‌های پهن‌رفتی گوشته‌ای، با گوشته‌های اولیه و غنی شده در زیر سنگ‌کره قاره‌ای، مخلوط می‌شوند و گوشته‌های تعدیل شده دگرنهاد را ایجاد می‌کنند که پتانسیل بالایی برای تشکیل ماگماهای با ویژگی‌های دوگانه محیط‌های کشتی درون ورقه‌ای و فرورانش حاشیه قاره دارند. در مراحل اولیه، ذوب بخشی در ژرفای بیشتر و دمای کمتر صورت می‌گیرد و مذاب‌های تولید شده، به شدت از عناصر ناسازگار غنی بوده‌اند. تداوم کشش، سبب بالآمدگی و ذوب بخشی بیشتر گوشته بالایی، افزایش حجم ماگمای تولیدی و فراهم شدن زمینه برای بالآمدگی ماگمای بازالتی قلیایی حاصل از آن، به افق‌های بالاتر پوسته و یا فوران در محیط‌های دریاچه‌ای کم‌ژرفا، سبب ته‌نشست رسوبات تخریبی-تبخیری الیگومیوسن (سازنده‌های سرخ)، شده است.

۶- نتیجه‌گیری

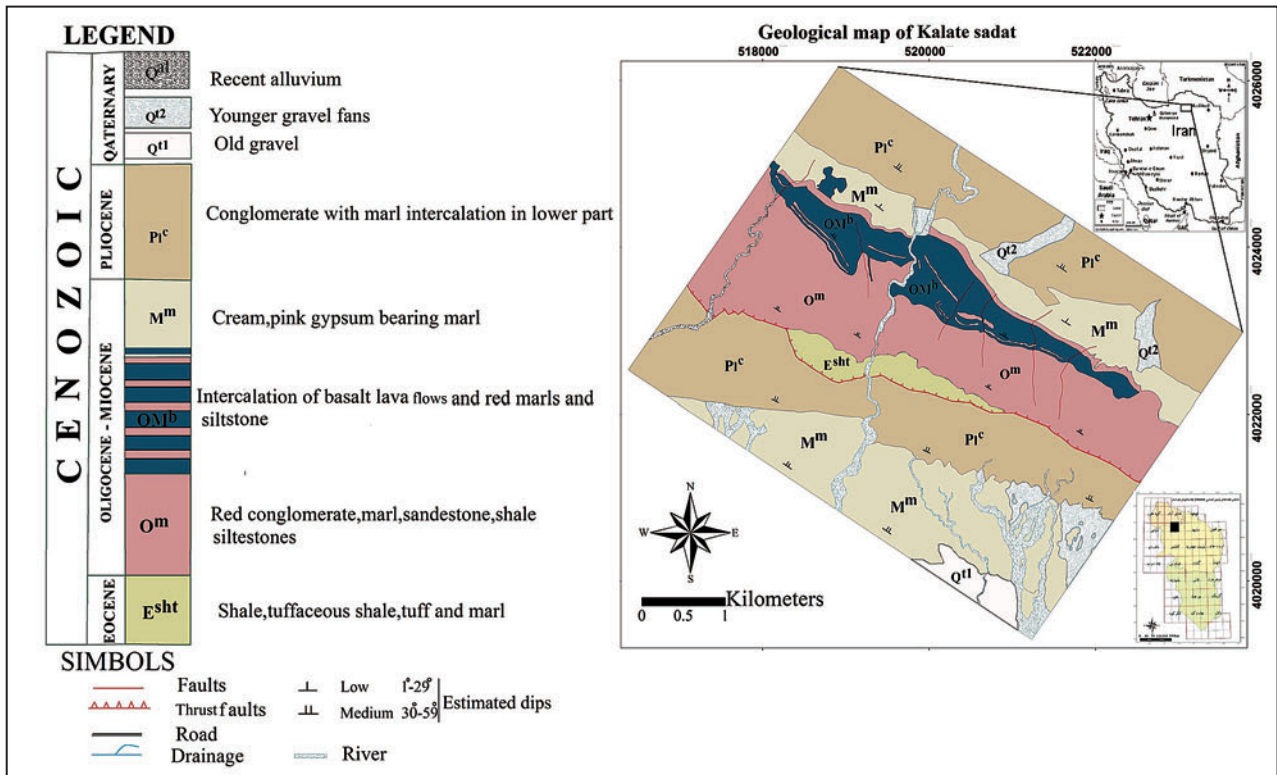
سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت تا الیون بازالت، به صورت میان‌لایه‌ای درون توالی‌های تخریبی-تبخیری سرخ قاره‌ای سازنده‌های سرخ الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی رخنمون دارند. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، بافت آنها پورفیری با خمیره میکروولیتی است و در برخی نمونه‌ها، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، حالت جریان‌ی نشان می‌دهند. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، این بازالت‌ها دارای ماهیت قلیایی هستند و در نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی در میدان بازالت‌های محیط‌های کشتی پشت کمان نابالغ جای می‌گیرند. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصدی یک ستون گوشته‌ای گارنت پریدوتیتی در حال بالآمدگی، در ژرفای ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری و نقش آشکار تبلور جدایشی به عنوان فرایند اصلی در شکل‌گیری ماگمای سازنده این سنگ‌هاست.

سپاسگزاری

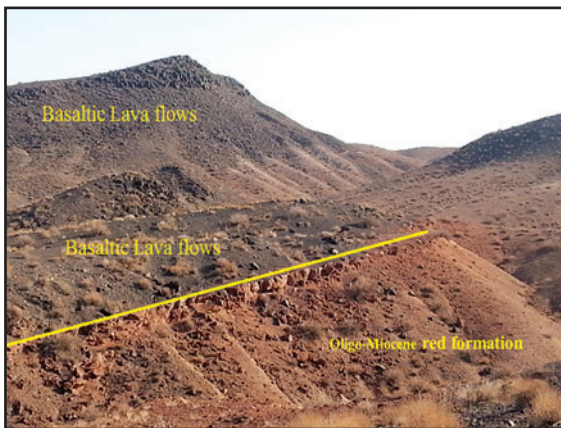
نگارندگان از حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود برای حمایت مالی از انجام این پژوهش سپاسگزارند.

پشت کمان جای می‌گیرند (شکل ۱۴). در نمودار V/Ti در برابر Ti/Zr، بازالت‌های مورد مطالعه در قلمرو بازالت‌های پشت کمانی قرار می‌گیرند که از ذوب یک تا ده درصدی یک منبع گوشته‌ای تولید شده‌اند (Li et al., 2013) (شکل ۱۵-ت). در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه، نسبت Ba/Nb با افزایش نسبت Ba/Yb و نسبت Th/Nb با افزایش نسبت Th/Yb، افزایش می‌یابد. ارتباط مثبت میان این نسبت‌ها، بیانگر همانندی بازالت‌های مورد مطالعه با بازالت‌های پشت کمان غنی شده جدید و تفاوت آنها با بازالت‌های جزایر کمانی جدید است که دارای ارتباط منفی میان Ba/Yb و Ba/Nb هستند (Li et al., 2013) (شکل ۱۵). به منظور تعیین میزان غنی‌شدگی محل منشأ سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه، از نسبت‌های عناصر ناسازگار Zr/Nb و Zr/Y (Sun & McDonough, 1989)، استفاده شده است. عناصر Nb و Zr در خلال تبلور تفریقی الیون، پیروکسن، مگنتیت و پلاژیوکلاز، در ماگماهای بازالتی، رفتار ناسازگار دارند. بنابراین، نمایندگان مناسبی برای ترکیب محل منشأ هستند (Reichow et al., 2005). بر پایه این نسبت‌ها، همه نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو محل منشأ گوشته‌های غنی شده قرار می‌گیرند (شکل ۱۶-الف). عنصر Sm در مقایسه با Yb در گوشته، رفتار ناسازگار دارد و چون این عنصر در ساختار پیروکسن و در صورت وجود در ساختار آمفیبول، جای می‌گیرد، بنابراین، در خلال فرایندهای ذوب در گوشته، مقادیر آن در مقایسه با Yb به شدت تغییر می‌کند (Li & Che, 2014). بنابراین، نسبت Sm/Yb می‌تواند برای تعیین ترکیب شیمیایی گوشته مورد استفاده قرار گیرد (Aldanmaz et al., 2000). در نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm که برای تشخیص حضور یا نبود گارنت در محل منبع تولید مذاب طراحی شده است، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گارنت‌دار قرار می‌گیرند و حضور گارنت را در محل منشأ این سنگ‌ها به اثبات می‌رسانند (شکل ۱۶-ب). از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی، به طور گسترده برای تعیین درجه ذوب بخشی و ژرفای خاستگاه گوشته‌ای ماگماهای اولیه استفاده می‌شود (Rollinson, 1993؛ Furman, 2007؛ Zhao & Zhou, 2007). نمودار Sm/Yb نسبت به Sm (Li & Chen, 2014)، بیانگر تغییرات درجه ذوب بخشی در دو خاستگاه گوشته‌ای اسپیل‌پریدوتیتی و گارنت‌پریدوتیتی است. در این نمودار، با افزایش درجه ذوب بخشی، از نسبت Sm/Yb و Sm کاسته می‌شود. سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در این نمودار، روی منحنی ذوب گارنت‌پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصد قرار می‌گیرند (شکل ۱۷-الف). ژرفای به دست آمده برای محل ذوب ماگمای مادر نمونه‌های مورد بررسی با استفاده از نمودار Ce نسبت به Ce/Yb (Ellam, 1992)، ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر است (شکل ۱۷-ب).

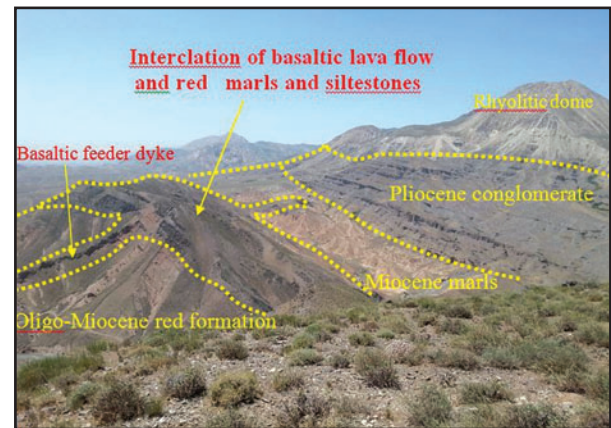
امروزه، پژوهشگران مختلف، حوضه فروافتاده الیگومیوسن شمال ایران مرکزی



شکل ۱- موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.



شکل ۳- یک روانه بازالتی در میان مارن‌های سرخ رنگ الیگوسن در منطقه احمدآباد (دید به سوی شمال خاور).



شکل ۲- نمایی از قرارگیری واحدهای سنگی منطقه کلاته سادات در جنوب‌باختر سبزوار (دید به سوی شمال‌باختر).



شکل ۵- بافت بادامکی در گدازه‌ای بازالتی موجود در منطقه کلات سادات.



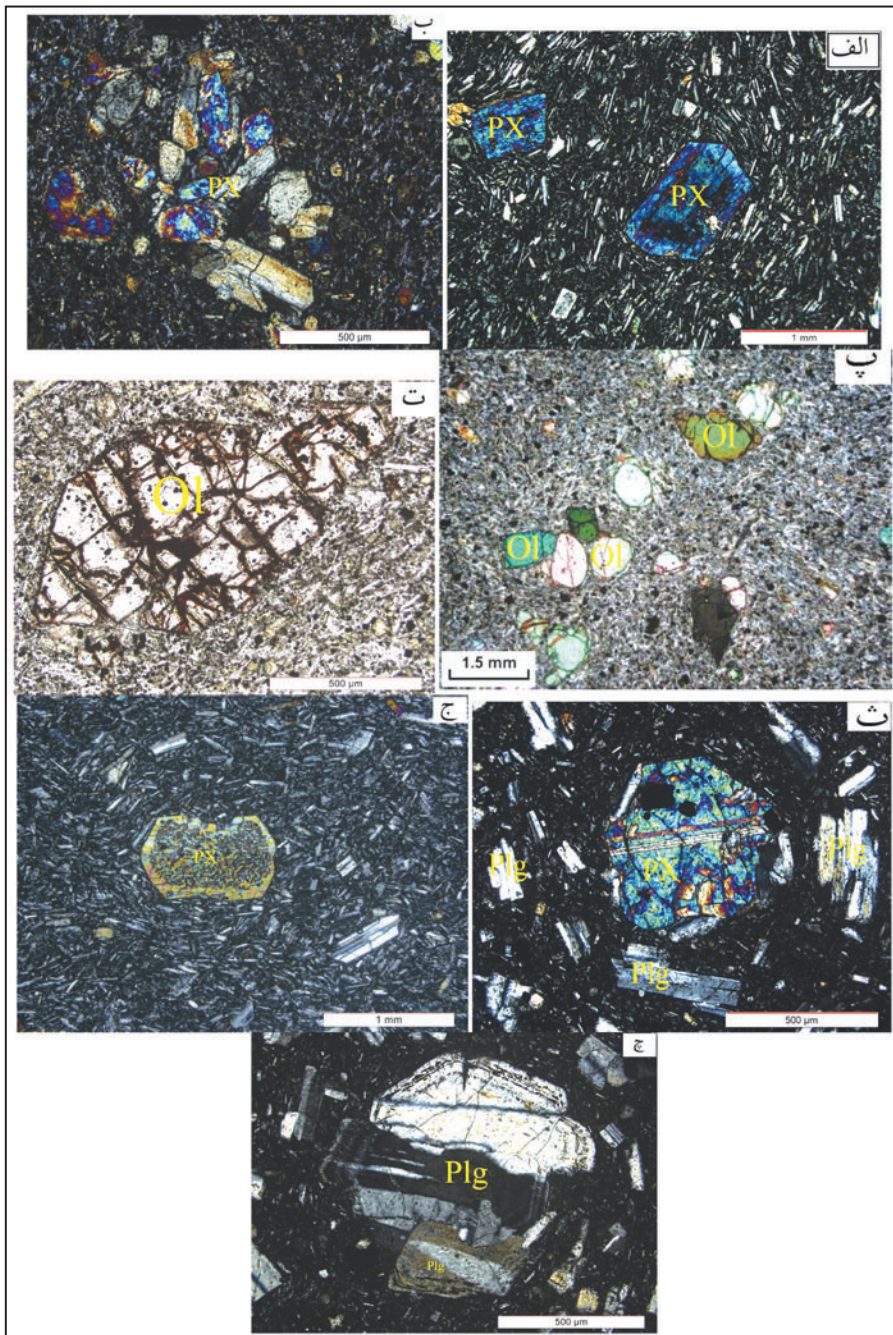
شکل ۴- روانه‌های بازالتی با ساخت منشوری در شمال‌باختر رضاآباد (دید به سوی شمال).



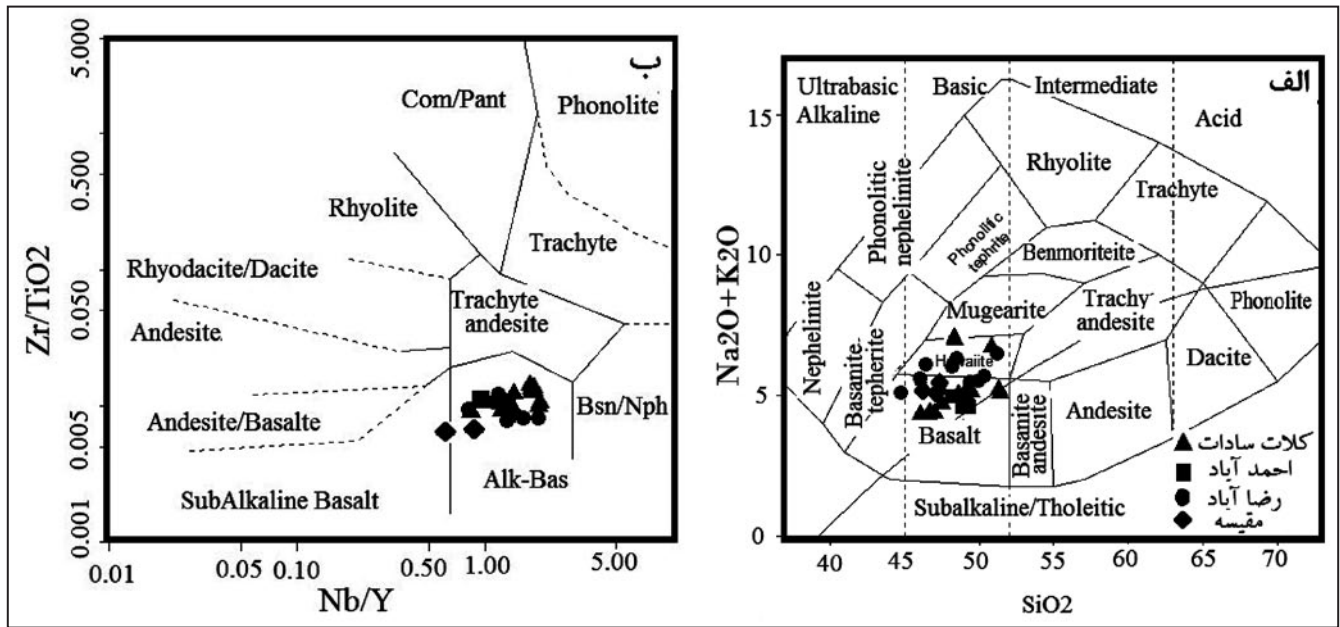
شکل ۷- نمایی از واحد آگلومرای در قاعده یک روانه بازالتی در منطقه کلاته سادات.



شکل ۶- نمایی از فرسایش پوست پیازی در روانه های بازالتی منطقه مقیسه.

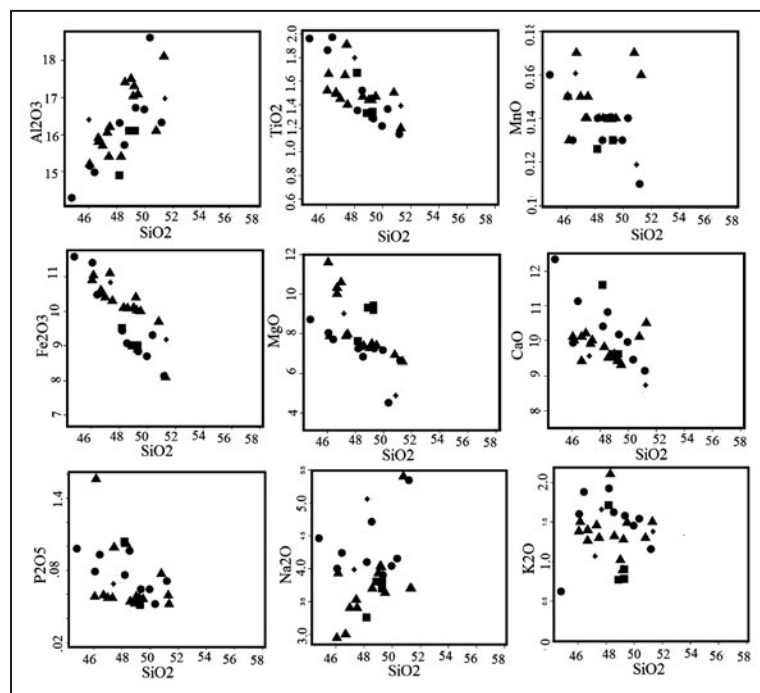
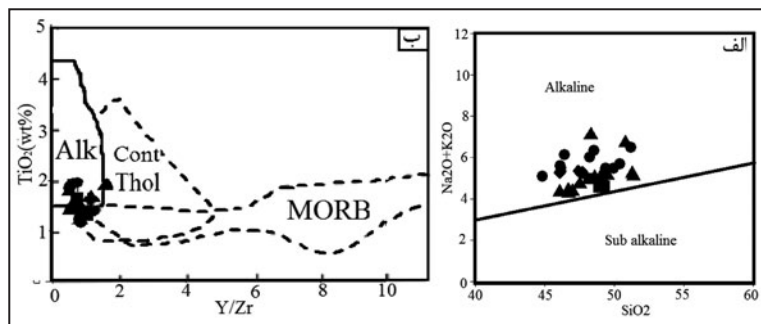


شکل ۸- الف) بافت میکروولیتی پورفیری به دلیل درشت بلورهای پیروکسن در زمینه میکروولیتی از بلورهای پلاژیوکلاز؛ ب) بافت گلوپورفیری در اثر تجمع کانی های پیروکسن (نور XPL)؛ پ) بافت هیالوپورفیری با درشت بلور خودشکل الیون در سنگهای الیون بازالت؛ ت) تصویری بلورهای نیمه شکل دار الیون که به ایدینگزیت تبدیل شده اند (نور PPL)؛ ث) تصویری از بلور کلینوپیکروکسن اوژیتی در بازالت ها؛ ج) بافت میکروولیتی پورفیری جریان همراه با بافت غربالی در کلینوپیکروکسن. هردو تصویر در نور XPL؛ چ) منطقه بندی در درشت بلور پلاژیوکلاز که در زمینه سنگ بازالتی قرار دارد (نور XPL).



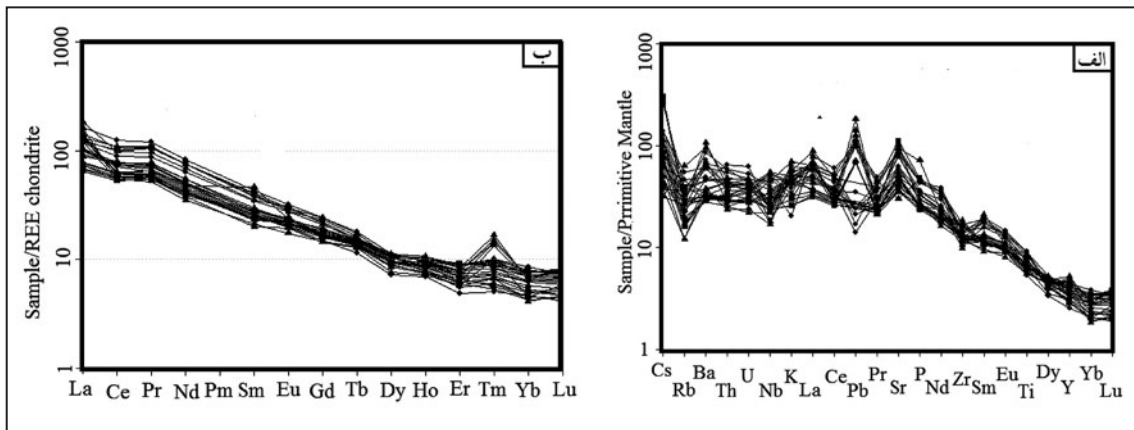
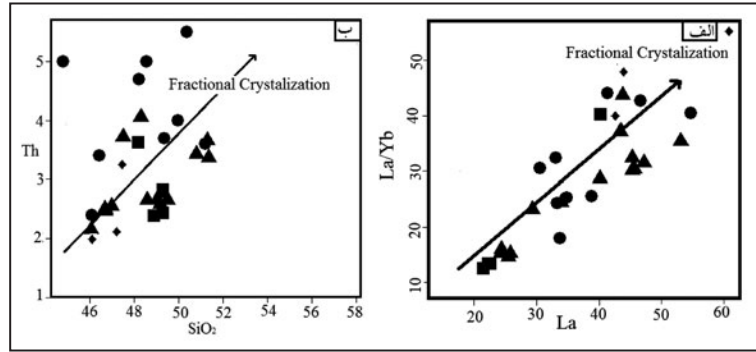
شکل ۹- موقعیت نمونه‌های بازالتی در نمودارهای الف) $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 (Cox et al., 1979)؛ ب) Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977).
* در همه نمودارها، نمادها مانند شکل ۹ است.

شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های بازالتی الیگوسن لبه شمالی ایران مرکزی در نمودارهای: الف) $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 (Irvine & Baragar, 1971)؛ ب) TiO_2 در برابر Y/Zr (Winchester & Floyd, 1976).

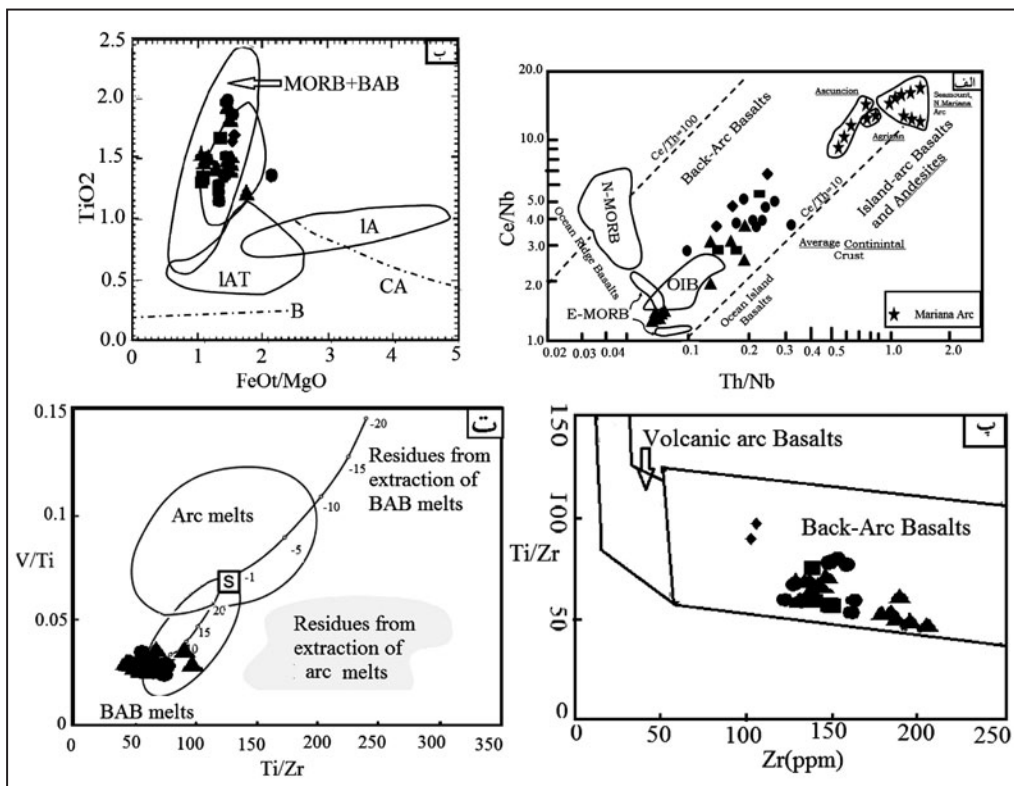


شکل ۱۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی الیگوسن لبه شمالی ایران مرکزی در نمودارهای هارکر (Harker, 1909).

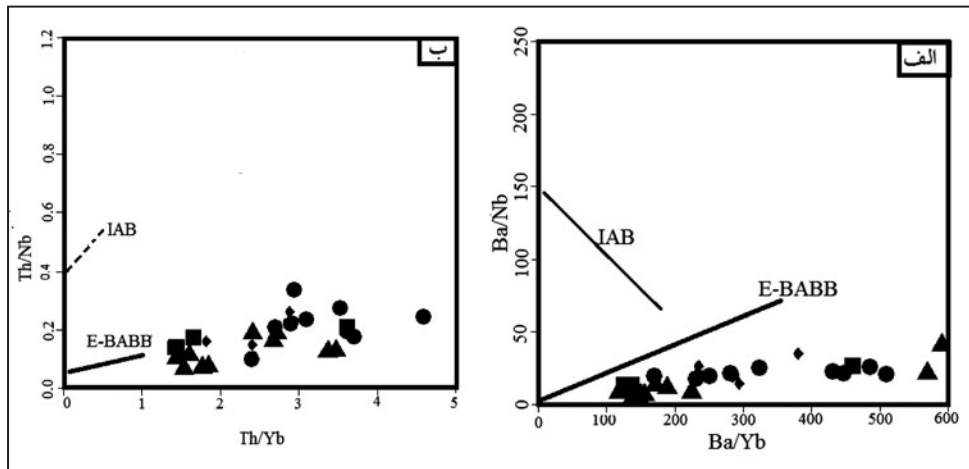
شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های بازالتی الیگوسن لبه شمالی ایران مرکزی در نمودارهای: الف) La/Yb در برابر La (Saunders et al., 1979)؛ ب) نمودار Th در برابر SiO₂ (Wilson, 1989).



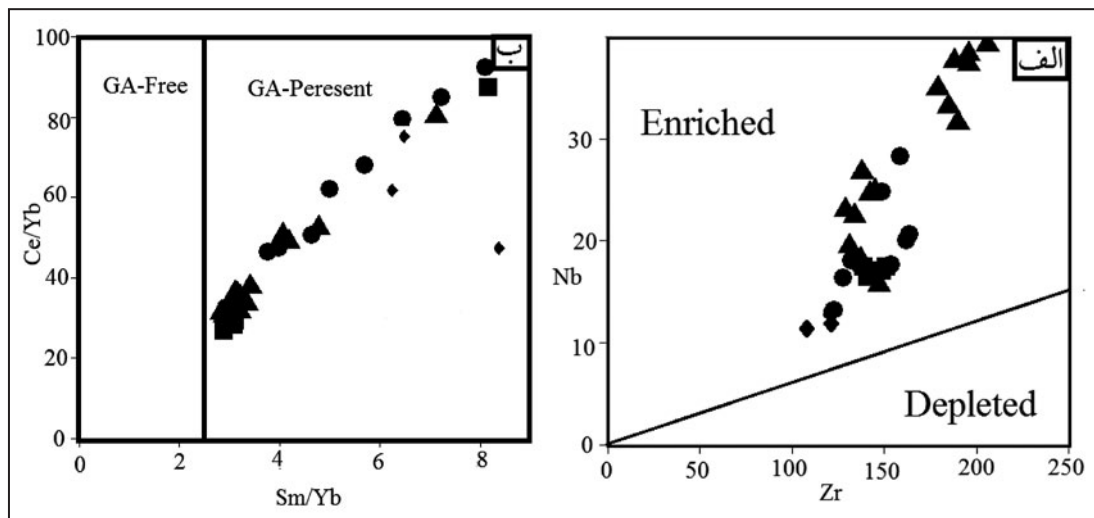
شکل ۱۳- الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)؛ ب) نمودار بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974) برای نمونه‌های بازالتی الیگوسن لبه شمالی ایران مرکزی.



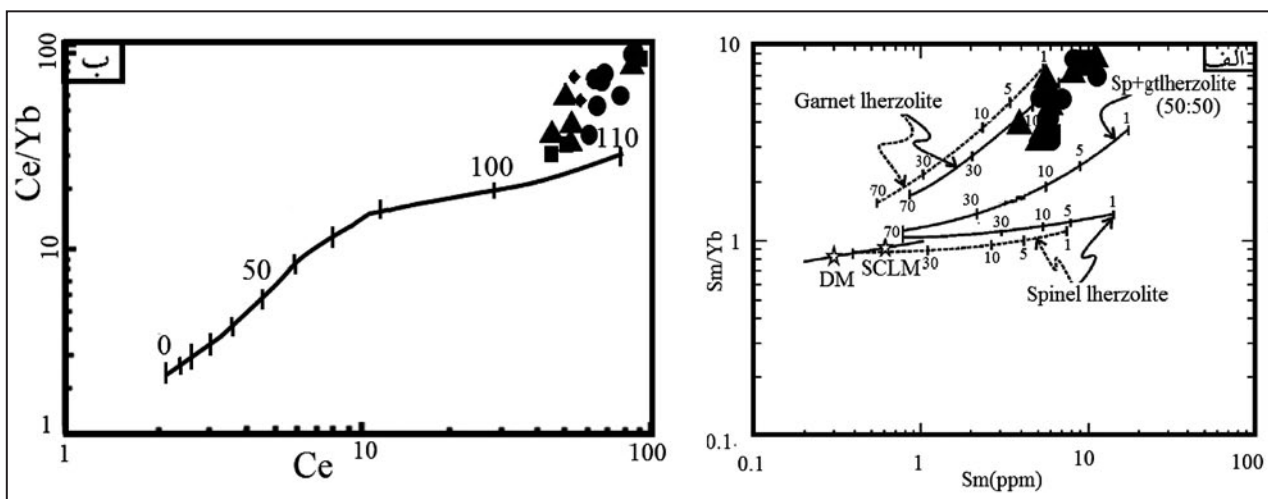
شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌های بازالتی الیگوسن لبه شمالی ایران مرکزی در نمودارهای: الف) Ce/Nb در برابر Th/Nb (Jafari & Sheikh, 2013)؛ ب) TiO₂ در برابر FeO/MgO (Chernicoff et al., 2009)؛ پ) Ti/Zr در برابر Zr (Bagas et al., 2008)؛ ت) V/Ti در برابر Ti/Zr (Li, 2013).



شکل ۱۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی الیگوسن لبه شمالی ایران مرکزی در نمودارهای: الف) Ba/Nb در برابر Ba/Yb ؛ ب) Th/Nb در برابر Th/Yb (Li et al., 2013).



شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌های بازالتی الیگوسن لبه شمالی ایران مرکزی در نمودارهای: الف) Nb در برابر Zr ؛ ب) Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007).



شکل ۱۷- موقعیت نمونه‌های بازالتی الیگوسن لبه شمالی ایران مرکزی در نمودارهای: الف) Sm/Yb در برابر Sm (Li & Chen, 2014)؛ ب) Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به بخش در میلیون نشان می‌دهد.

مکان آزمایشگاه	رضآباد									کلاتسادات					
	کاناتا Act lab									کاناتا Acme labs					
	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9	K-1	k-2	K-3	K-4	K-5	K6
SiO ₂	۴۳/۶۴	۴۶/۰۴	۴۹/۲	۴۵/۴۸	۴۷/۳۳	۴۷/۶۵	۴۹/۴۶	۴۹/۱۴	۴۸/۶۵	۴۵/۳	۵۱/۴	۴۸/۶	۴۶/۳	۴۵/۳	۴۵/۸
TiO ₂	۱/۹۱	۱/۸۳	۱/۳۳	۱/۹۳	۱/۳۳	۱/۵	۱/۱۲	۱/۲	۱/۲۷	۱/۴۵	۱/۱۶	۱/۴۶	۱/۴۰	۱/۴۵	۱/۴۱
Al ₂ O ₃	۱۳/۹۲	۱۴/۸۷	۱۸/۱۷	۱۴/۶۸	۱۶/۰۱	۱۵/۴۲	۱۵/۷۷	۱۶/۴	۱۶/۴۸	۱۵/۳۵	۱۷/۰۵	۱۵/۰۴	۱۵/۷۵	۱۵/۴۰	۱۵/۳
Fe ₂ O ₃	۱۱/۲۸	۱۱/۱۸	۹/۰۹	۱۰/۲۶	۹/۲۶	۸/۹۱	۷/۸۶	۸/۵۵	۸/۷	۱۰/۳۰	۸/۰۹	۹/۲۳	۱۰/۰۵	۱۰/۲۰	۱۰/۱
MnO	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵
MgO	۸/۴۹	۷/۸۷	۴/۴۲	۴/۵۷	۷/۱	۶/۷	۶/۴۱	۷/۰۴	۷/۱۴	۵/۹۵	۴/۹۰	۶/۶۲	۸/۵۹	۹/۷۱	۱۰/۳
CaO	۱۲/۰۱	۹/۷۴	۹/۲۲	۱۰/۹۱	۱۰/۲۱	۱۰/۶۲	۸/۸۴	۹/۷۹	۱۰/۰۲	۹/۶۸	۸/۸۶	۶/۷۶	۹/۷۷	۹/۷۲	۹/۵۷
Na ₂ O	۴/۳۵	۳/۹۳	۴/۰۶	۴/۱۶	۴/۰۳	۴/۶۳	۵/۱۶	۳/۹۸	۳/۸۵	۲/۹۵	۳/۷۱	۵/۱۲	۳/۲۸	۲/۹۲	۳/۲۸
K ₂ O	۰/۶۱	۱/۵۷	۱/۵۱	۱/۸۵	۱/۸۹	۱/۵۹	۱/۱۳	۱/۴۳	۱/۵۶	۱/۲۲	۱/۵۲	۱/۲۴	۱/۲۴	۱/۳۲	۰/۹۴
P ₂ O ₅	۰/۹۶	۰/۷۸	۰/۵۱	۰/۹۲	۰/۷۵	۰/۹۵	۰/۶۹	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۵۷	۰/۴۴	۰/۷۴	۰/۷۰	۰/۵۷	۰/۵۶
L.O.I	۲/۱	۱/۵	۲	۱/۵	۱/۵	۱/۴	۳	۱/۳	۱/۱	۲/۹۶	۲/۸۰	۳/۸۹	۱/۶۷	۲/۲۴	۱/۷۶
Total	۹۹/۴۳	۹۹/۴۶	۹۹/۶۵	۹۹/۳۹	۹۹/۵۵	۹۹/۵	۹۹/۵۵	۹۹/۵۷	۹۹/۵۴	۹۵/۸۹	۱۰۰/۱	۹۸/۵	۹۸/۹	۹۹/۹۸	۹۹/۱
Ba	۶۰۴	۵۱۰	۳۱۷	۴۵۷	۴۲۸	۴۷۰	۳۳۰	۳۱۸	۳۴۳	۲۰۸	۲۶۰	۷۴۵	۲۶۲	۲۰۶	۲۰۸
Sr	۱۸۰۰	۱۶۶۱	۱۰۶۰	۱۹۱۶	۱۳۲۵	۱۷۵۴	۱۷۲۴	۱۲۵۷	۱۳۲۷	۸۴۷	۷۴۳	۱۰۳۵	۱۱۶۰	۸۶۳	۷۶۹
Cs	۰/۷	۰/۵	/۴	۰/۹	۱/۱	۰/۹	۰/۶	۱	۱/۱	۰/۵۵	۰/۳	۰/۲۵	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۶۱
Rb	۲۱/۷	۱۸	۲۲/۹	۲۳/۹	۳۴/۸	۱۵	۱۴	۲۴/۸	۲۹/۴	۱۶/۶	۲۲/۶	۱۶/۶	۱۴/۷	۱۷/۴	۱۰/۹
Zr	۱۵۸/۸	۱۴۸/۷	۱۲۷/۷	۱۵۳/۵	۱۶۱/۹	۱۶۳/۵	۱۲۳	۱۳۲/۴	۱۳۶/۷	۱۴۲	۱۳۱	۱۳۷	۱۲۹	۱۴۵	۱۳۴
Hf	۳/۹	۳/۷	۲/۸	۳/۸	۳/۹	۳/۹	۳/۲	۳/۱	/۳	۳/۳	۳/۲	۳/۴	۳	۳/۳	۳/۲
Ta	۱/۸	۱/۵	۰/۹	۹/۰	۱/۱	۱/۲	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۱/۴	۱/۲	۱	۱/۳	۱/۵	۱/۴
Nb	۲۸/۳	۲۴/۸	۱۶/۴	۱۷/۷	۲۰	۲۰/۶	۱۳/۲	۱۸/۱	۱۷/۷	۲۴/۶	۱۹/۵	۱۸/۲	۲۳	۲۴/۹	۲۲/۹
Y	۱۷/۶	۱۲/۸	۲۰/۱	۱۳/۴	۱۷	۱۵/۳	۱۱/۵	۱۵/۳	۱۵/۸	۱۸/۶	۱۶/۴	۱۴/۹	۱۶/۳	۱۸/۵	۱۷/۸
U	۱/۱	۰/۶	۱/۳	۰/۸	۱	۰/۹	۱	۱	۰/۹	۲/۴۷	۰/۸۷	۰/۷۹	۰/۷۵	۰/۶	۰/۵۷
Th	۵	۲/۴	۵/۵	۴/۳	۴/۷	۵	۳/۶	۴	۳/۷	۲۳۱	۳/۶۶	۳/۴۳	۳/۷۲	۲/۵	۲/۵۵
Zn	۹۵	۸۸	۶۰	۷۹	۷۲	۸۳	۵۷	۷۲	۶۹	-	-	-	-	-	-
Cu	۱۶۳	۲۲۵/۵	۵۲/۳	۱۷۷	۱۰۸/۳	۱۴۷/۸	۱۰۴	۱۰۸/۱	۱۰۹	-	-	-	-	-	-
Pr	۱۳/۴۱	۸/۳۹	۷/۱۳	۱۱/۷	۹/۸۴	۱۲/۰۱	۸/۰۲	۷/۴۹	۸/۰۵	۱۳/۴۱	۵/۸۲	۸/۶۶	۸/۳۲	۶/۷	۶/۳۷
Ni	۱۳۲	۱۳۴	۱۴۳	۸۵/۸	۷۳/۵	۶۰/۴	۶۹	۹۰/۴	۸۰/۹	-	-	-	-	-	-
Co	۴۲/۳	۴۱/۳	۲۸/۴	۳۸/۸	۳۲/۱	۳۱/۵	۲۹/۱	۳۱/۵	۳۳/۱	-	-	-	-	-	-
V	۲۷۷	۳۱۹	۲۳۳	۳۲۶	۲۳۲	۲۵۶	۲۳۵	۲۰۹	۲۳۲	۵/۲۸	۲۰۶	۲۴۳	۲۳۱	۲۱۹	۲۱۷
Ga	۱۹/۸	۲۰/۳	۱۹/۹	۲۰/۸	۲۰/۳	۱۹/۳	۲۰/۱	۱۸/۷	۱۹/۵	۱/۶۶	۱/۷۲	۱۳/۹	۱۶/۸	۱۶/۸	۱۶/۲
La	۵۴/۷	۳۰/۶	۳۳/۷	۴۱/۷	۳۸/۸	۴۶/۶	۳۳/۱	۳۴/۹	۳۳/۳	۴/۹۹	۲۴/۴	۲۹/۳	۲۵/۸	۲۵/۵	۲۴/۳
Ce	۱۰۷/۴	۶۷/۹	۶۱	۸۶/۹	۷۷/۱	۹۲/۴	۶۳/۳	۶۴	۶۵	۵۳/۹	۴۷/۵	۶۶/۱	۶۸/۱	۵۲/۹	۵۰/۶
Nd	۵۱/۶	۳۴/۳	۲۸/۶	۴۷/۱	۴۰/۴	۴۷/۶	۳۱/۳	۳۰/۳	۳۲	۲۷/۴	۲۲/۱	۳۴/۴	۳۲	۲۶/۱	۲۴/۹
Sm	۸/۷۱	۵/۷	۵/۴۶	۷/۶۲	۷/۰۴	۷/۸۸	۵/۱	۵/۲	۵/۴۵	۵/۲۸	۴/۳۱	۶/۰۱	۵/۸۱	۵/۰۳	۴/۹۷
Eu	۲/۴۷	۱/۷۶	۱/۶۷	۲/۲۴	۲/۱۲	۲/۲۴	۱/۵	۱/۵۱	۱/۷	۱/۶۶	۱/۳۴	۱/۷۷	۱/۸۱	۱/۶۵	۱/۶
Gd	۶/۶۵	۴/۷۴	۴/۸۷	۶/۱۱	۵/۷۷	۶/۰۹	۴/۰۹	۴/۳۸	۴/۵۶	۴/۹۹	۴	۵/۲۸	۵/۱۱	۴/۸۹	۴/۶۵
Tb	۰/۸۴	۰/۶۱	۰/۷	۰/۷۲	۰/۷۴	۰/۷۲	۰/۵۴	۰/۶۲	۰/۶۴	۰/۷۲	۰/۶۱	۰/۷	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۶۹
Dy	۳/۸۲	۳/۰۲	۳/۷۵	۳/۱۹	۳/۸۳	۳/۳۷	۲/۴۷	۳/۲۴	۳/۱۷	۳/۸۳	۳/۲۲	۳/۲۷	۳/۴۹	۳/۷۳	۳/۶۵
Ho	۰/۶۶	۰/۵۳	۰/۶۸	۰/۵۶	۰/۶۶	۰/۵۴	۰/۴۸	۰/۵۸	۰/۶۱	۰/۷۴	۰/۶۲	۰/۵۹	۰/۶۴	۰/۷۲	۰/۷۱
Er	۱/۶۵	۱/۲۵	۱/۹۳	۱/۳۵	۱/۷۴	۱/۳۹	۱/۰۹	۱/۴۶	۱/۶۷	۱/۹۹	۱/۷۸	۱/۵۵	۱/۷۴	۲/۰۲	۱/۹۵
Tm	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۳	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۳	۰/۲۷	۰/۲	۰/۲۵	۰/۳	۰/۲۹
Yb	۱/۳۵	۱	۱/۸۷	۰/۹۴	۱/۵۲	۱/۰۹	۱/۰۲	۱/۳۸	۱/۳۷	۱/۶۹	۱/۵۲	۱/۲۶	۱/۳۹	۱/۷۴	۱/۵۹
Lu	۰/۲	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۱۵	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۵

مکان آزمایشگاه	کلاتسادات Acme labs								احمدآباد ALS Chemex				مقیسه Acme labs		
	K-7	KH-1	KH-2	KH-3	KH-4	KH-5	KH-6	KH-7	A-1	A-2	A-3	A-4	KH-8	KH-9	KH-10
SiO ₂	۴۵/۳	۵۰/۷۳	۴۳/۸	۴۵/۶۲	۴۷/۴۴	۵۰/۳۵	۴۴/۵۹	۴۹/۷۰	۴۷/۷	۴۷/۸	۴۷/۸	۴۶	۴۴/۸۵	۴۶/۷۱	۴۷/۱۹
TiO ₂	۱/۶۵	۱/۵۲	۱/۴۸	۱/۳۹	۱/۴۳	۱/۵۲	۱/۳۶	۱/۳۵	۱/۲۹	۱/۳۰	۱/۲۶	۱/۶۰	۱/۸۶	۱/۶۵	۱/۶۸
Al ₂ O ₃	۱۴/۴۵	۱۷/۹۵	۱۵/۱۸	۱۶/۵۷	۱۷/۰۳	۱۸/۰۲	۱۶/۵۱	۱۸/۹۶	۱۵/۶۰	۱۵/۶۵	۱۵/۶۰	۱۴/۲۵	۱۵/۶۹	۱۶/۲۵	۱۶/۵۰
Fe ₂ O _{3t}	۹/۴۷	۱۰/۸۴	۱۰/۶۸	۹/۶۴	۱۰/۱۱	۱۰/۶۱	۹/۸۶	۹/۰۴	۸/۶۹	۸/۷۲	۸/۶۱	۹/۰۹	۱۰/۷۱	۱۰/۹۵	۱۱/۳۵
MnO	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴
MgO	۶/۸۴	۷/۶۹	۱۱	۷/۱۵	۷/۲۸	۷/۷۳	۸/۵۱	۶/۵	۹/۰۴	۸/۹۷	۹/۰۷	۷/۲۷	۷/۹۱	۷/۹۳	۷/۹۱
CaO	۸/۲۲	۹/۴۸	۹/۸۵	۸/۶۳	۸/۸۱	۹/۷۵	۷/۱۳	۸/۵۹	۹/۳۱	۹/۲۸	۹/۲۹	۱۱/۰۵	۱۰/۰۴	۹/۷	۹/۷۹
Na ₂ O	۴/۶۷	۳/۹۴	۲/۸۲	۳/۳۱	۳/۸۳	۳/۵۵	۳/۸۴	۳/۵۱	۳/۶۷	۳/۶۱	۳/۶۸	۳/۱۲	۳/۳۱	۳/۸۱	۳/۷۲
K ₂ O	۱/۹۷	۰/۹۷	۱/۳۱	۱/۳۶	۱/۱۷	۱/۳۲	۰/۸۲	۱/۳۳	۰/۷۵	۰/۸۷	۰/۷۶	۱/۶۴	۱/۶۲	۱/۳۹	۱/۴۵
P ₂ O ₅	۰/۹۶	۰/۷۰	۰/۷	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۴۹	۰/۹۹	۱/۱۸	۰/۷۲	۰/۷۲
L.O.I	۵/۶۶	۱/۱۵	۱/۵۹	۱/۱۵	۱/۰۴	۱/۶۵	۱/۰۹	۱/۸۸	۱/۵۵	۱/۷۰	۱/۴۰	۲/۸۸	۱/۷۷	۱/۶۷	۱/۵۴
Total	۹۹/۳۲	۱۰۵/۱	۹۸/۵۵	۹۵/۶۲	۹۸/۹۴	۱۰۵/۳	۹۴/۴۵	۱۰۱/۶	۹۸/۴	۹۸/۵۲	۹۸/۱۲	۹۸/۰۱	۹۹/۰۸	۱۰۰/۹	۱۰۱/۹
Ba	۶۶۶	۲۳۳	۱۹۷	۲۱۹	۲۱۰	۲۱۹	۲۱۰	۲۲۴	۲۲۶	۲۳۰	۲۱۶	۴۶۱	۴۱۸	۲۶۵	۲۶۰
Sr	۶۳۱	۱۰۶۱	۸۶۱	۹۶۵	۹۸۹	۱۰۸۱	۹۵۷	۱۰۶۱	۷۶۵	۷۷۰	۷۵۰	۲۳۳۰	۱۹۹۶	۲۱۷۰	۱۹۸۰
Cs	۰/۲۵	۰/۴۹	۰/۳۹	۰/۶۹	۰/۸۹	۰/۵۹	۰/۸	۰/۳	۲/۴	۲/۲۵	۲/۰۶	۰/۴۹	۰/۹	۰/۴۹	۰/۴
Rb	۳۹/۹	۰/۰	۱۲/۷	۱۹/۰۵	۱۱/۸۸	۱۰/۶۱	۰/۲	۷/۷	۱۸	۱۷/۱	۲۴/۸	۲۱/۲	۱۹/۱	۱۰/۰۱	۷/۷
Zr	۱۹۰	۱۹۶	۱۸۵	۲۰۶	۱۸۸	۱۹۶	۱۷۹	۱۳۸	۱۴۹	۱۵۱	۱۴۱	۱۳۹	۱۱۸	۱۴۷	۱۱۰
Hf	۴/۷	۳/۹۳	۲/۹۳	۳/۹۳	۲/۹۷	۳/۹۳	۳	۲/۹۸	۳/۳	۳/۲	۳/۲	۳/۳	۱/۹۸	۲/۹۵	۳
Ta	۱/۸	۱/۵۷	۱/۴۷	۱/۵۷	۱/۵۸	۱/۵۷	۱/۴	۱/۱	۱/۱	۱/۱	۱	۰/۹	۱/۰۹	۰/۵	۰/۶
Nb	۳۱/۹	۳۷/۳	۳۳/۲	۳۹/۲	۳۷/۶	۳۸/۳	۳۵	۲۶/۷	۱۷/۱	۱۷/۵	۱۶/۵	۱۷/۵	۱۲/۸	۱۵/۷	۱۲
Y	۱۶/۱	۲۰/۶	۲۳/۵	۲۲/۶	۲۰/۸	۲۱/۶	۲۰	۱۳/۹	۱۷/۷	۱۸/۶	۱۷/۳	۱۳	۲۰/۸	۱۸/۷	۱۴
U	۰/۹۷	۰/۷۵	۰/۶۱	۰/۸۵	۰/۸۳	۰/۷۵	۰/۷۳	۰/۸۹	۰/۶۴	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۸۴	۰/۷۴	۰/۴۶	۰/۵
Th	۴/۰۶	۲/۶۵	۲/۱۵	۲/۶۵	۲/۷۷	۲/۶۵	۲/۶	۳/۳۷	۲/۳۹	۲/۴۳	۲/۸۳	۳/۶۲	۳/۱۶	۲/۱۶	۲
V	۲۸۷	۲۴۳	۲۳۶	۲۴۹	۲۴۴	۲۴۶	۲۳۹	۲۶۱	۲۰۱	۲۰۵	۱۹۷	۲۵۲	۳۱۴	۳۴۲	۳۴۰
Ga	۱۷/۱	۲۰/۶	۱۷/۶	۲۱/۶	۱۹/۸	۲۰/۶	۱۹/۹	۱۶/۸	۱۵/۹	۱۶/۵	۱۶	۱۸/۶	۲۳/۷	۲۲/۵	۱۶
La	۴۳/۴	۵۳/۱	۴۰/۱۸	۴۵/۶۸	۴۷/۲۳	۴۵/۳۳	۴/۷۵	۴/۷۵	۲۲/۳	۲۲/۶	۲۱/۵	۴۰/۳	۶۰/۶۷	۴۲/۹	۴۲/۷
Ce	۹۳/۷	۴۷/۲	۴۶/۹	۵۳	۵۴/۴	۵۴	۵۲/۸	۵۰/۶	۴۷/۴	۴۹/۱	۴۵/۶	۸۷/۴	۸۴/۹	۵۵/۰۱	۵۴
Pr	۱۲/۳	۶/۴	۶/۱	۶/۵	۶/۶	۶/۵	۶/۵	۶/۱	۶/۴۸	۶/۶۵	۶/۱۸	۱۱/۹۵	۱۰/۸	۷/۲	۷/۲
Nd	۴۷/۴	۲۶/۵	۲۵/۴	۲۶/۵	۲۶/۷	۲۶/۵	۲۵/۹	۲۳/۸	۲۶	۲۶/۵	۲۴/۶	۴۷/۷	۴۳/۴	۳۱/۴	۳۰
Sm	۸/۳۳	۴/۸۱	۴/۶۹	۴/۸۱	۴/۶۵	۴/۷۱	۴/۷۸	۴/۰۶	۵/۱۵	۵/۲۲	۴/۹۵	۸/۱۶	۷/۱۱	۵/۵۹	۹/۴
Eu	۲/۲۹	۱/۶۷	۱/۶۶	۱/۶۷	۱/۶۸	۱/۷۷	۱/۶۹	۱/۴۹	۱/۵۴	۱/۶۱	۱/۵۴	۲/۱۳	۲/۳۷	۱/۸۷	۱/۸
Gd	۶/۶۶	۴/۴۲	۴/۵	۴/۶۲	۴/۶۵	۴/۷۲	۴/۵۹	۳/۹۷	۴/۵۹	۴/۸۴	۴/۵۵	۶/۳۷	۵/۸۳	۴/۷۲	۴/۸
Tb	۰/۸۱	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۲	۰/۶	۰/۷	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۷۷	۰/۷	۰/۶۲	۰/۶۱
Dy	۳/۵۴	۳/۲	۳/۶	۳/۲	۳/۲	۳/۲	۳/۲	۲/۶	۳/۶	۳/۶۷	۳/۵۲	۳/۰۶	۳/۳	۲/۹	۲/۹
Ho	۰/۶۲	۰/۶۶	۰/۷۱	۰/۶۳	۰/۶۸	۰/۶۶	۰/۶۱	۰/۵	۰/۷۱	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۵۲	۰/۶	۰/۵۲	۰/۵۲
Er	۱/۵۹	۱/۷۷	۱/۸۶	۱/۷۷	۱/۷۸	۱/۵۷	۱/۴	۱/۲۹	۲/۰۴	۲/۰۱	۲/۰۴	۱/۵	۱/۳۸	۱/۳۸	۱/۳
Tm	۰/۲۱	۰/۳	۰/۵	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴	۰/۳	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۱۷	۰/۲	۰/۲	۰/۲
Yb	۱/۱۷	۱/۵	۱/۴	۱/۵	۱/۵	۱/۵	۱/۴	۱	۱/۶۷	۱/۶۸	۱/۷۱	۱	۱/۱	۰/۹	۱/۱
Lu	۰/۱۶	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۶

کتابکاری

- ابتهاج، م.، ۱۳۹۳- پترولوژی و ژئوشیمی دایک های دیابازی منطقه غرب بند هزارچاه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ابتهاج، م.، قاسمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۲- ژئوشیمی و پتروژنز دایک های گابرویی منطقه بند هزارچاه، مجموعه مقالات هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ص. ۶۵۸ تا ۶۶۵.
- اصغرزاده، ز.، ۱۳۹۲- زمین شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک های دیابازی منطقه دلبر، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اصغرزاده، ز.، قاسمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۲- پترولوژی و ژئوشیمی دایک های گابرویی قطع کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب شرق بیارجمند- شاهرود)، مجموعه مقالات هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، صص. ۳۳۳ تا ۳۷۱.

- الهیاری، س.، ۱۳۸۹- پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک-عباس‌آباد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- امامی، م. ه. و رشید، ح.، ۱۳۷۸- بررسی ولکانیسم تشریری منطقه عباس‌آباد (غرب سبزوار- ایران مرکزی)، مجموعه مقالات هجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- بادامه، ع.، ۱۳۸۲- پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میاندشت (شرق شاهرود)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- برهمند، م.، ۱۳۸۹- بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمدآباد (خارتوران- جنوب شرق شاهرود)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، محجل، م. و جای، م.، ۱۳۹۳- کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و دوم، شماره سوم، صص. ۴۷۱ تا ۴۸۴.
- بهرودی، آ. و عمرانی، ج.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- جمشیدی، خ.، ۱۳۹۴- پتروژنی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزوار، رساله دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جمشیدی، خ.، قاسمی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۹۳- سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پساایولیتی سبزوار، مجله پتروژنی، سال پنجم، شماره ۱۷، صص. ۵۱ تا ۶۸.
- حاجیلو، ر.، ۱۳۹۳- زمین‌شناسی، پتروژنی و ژئوشیمی بازالت‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- دادپور، م.، ۱۳۹۳- پتروژنی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- رادفر، ج. و کهنسال، ر.، ۱۳۸۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- رشید، ح.، ۱۳۷۶- ولکانیسم تشریری منطقه عباس‌آباد (مرکزی)، غرب سبزوار- ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز.
- رضوی، ر.، ۱۳۹۰- پتروژنی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن، غرب سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- سری‌زن، ر.، ۱۳۹۳- موقعیت چینه‌شناسی، پتروژنی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی موجود در سازند قرمز زیرین، شمال گرمسار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- سلامتی، ر.، شافعی، ع.، سعیدی، ع. و باباخانی، ع.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- صادق‌زاده، ش.، ۱۳۷۷- پتروژنی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال شرق میاندشت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.
- طوطی، ف.، یزدانی، س. و بازرگانی گیلانی، ک.، ۱۳۸۵- زمین‌شیمی و سنگ‌زایی مجموعه آتشفشانی قلیایی- نیمه قلیایی شمال ایران مرکزی: نقش فرآیندهای تفریق بلوری و غنی‌شدگی سنگ‌های اسیدی تا بازی در یک محیط پشت کمان، فصلنامه علوم زمین، سال هفدهم، شماره ۶۷، صص. ۲۱۰-۲۲۳.
- قاسمی، ح. و برهمند، م.، ۱۳۹۲- پتروژنی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین موجود در سازند قرمز زیرین منطقه گرمسار، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و ششم، صص. ۱۷ تا ۳۳.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی قلیایی در قاعده‌ی سازند شمشک، زون البرز شرقی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۴، صص. ۶۹۹ تا ۷۱۴.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۲- بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، صص. ۱۷ تا ۲۹.
- قاسمی، ح.، الهیاری، س.، طاهری، ع. و صادقیان، م.، ۱۳۹۲- موقعیت چینه‌شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد، شمال شرق شاهرود، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و نهم، شماره ۵۰ (۱)، صص. ۴۲ تا ۲۵.
- قاسمی، ح.، برهمند، م. و صادقیان، م.، ۱۳۹۰- گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدی برجایگاه پشت کمانی حوضه الیگوسن- میوسن ایران مرکزی، مجله پتروژنی، سال دوم، شماره هفتم، صص. ۷۷ تا ۹۴.
- قاسمی، ح.، تیموری، س. و آسیابانها، ع.، ۱۳۹۱- ژئوشیمی، جایگاه زمین‌ساختی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی جبرنده، شمال غرب قزوین، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ششم، شماره بیست و دوم، صص. ۱۷ تا ۳۳.
- مقدسی، ص.، ۱۳۸۲- پتروژنی، پتروژنز و جایگاه چینه‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز شرقی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.
- نواب مطلق، ا.، قاسمی، م. ر.، امامی، م. ه.، شیخ‌الاسلام، م. ر. و مجیدی‌فرد، م. ر.، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم‌رود، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Alavi, M., 1994- Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran; new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304: 1-20.
- Alavi, M., 2007- Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science* 307: 1064- 1095.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collisional volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology geothermal Research* 102: 67-95.

- Asiabanha, A. & Foden, J., 2012- Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* 148: 98–111.
- Asiabanha, A., Ghasemi, H. & Meshkin, M., 2009- Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 186 (2): 201–214.
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H. H., Richards, J. P. & Jourdan, F., 2012- Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper–gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review* 1: 1–27.
- Azizi, H. & Moinevaziri, H., 2009- Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwest Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167-179.
- Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J. A. C., Maidment, D. & Huston, D. L., 2008- An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen, Western Australia. *Precambrian Research* 166: 168-184.
- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta HK, Delany FM (eds) *Zagros, Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, Washington DC: 5–32.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of the Geological Society of London*. 139: 605-614.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 5: 101–117.
- Best, G., 2003- *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Science, 729p.
- Bin, Z. & Meiyin, D., 2010- Geological setting of Garmsar block, Iran. *International Conference on Challenges in Environmental Science and Computer Engineering* 2: 433-437.
- Chernicoff, C. J., Zappettini, E. O., Villar, L. M., Jr, F. C. & Hernández, H., 2009- The belt of metagabbros of La Pampa: Lower Paleozoic back-arc magmatism in south-central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 383–397.
- Clague, D. A. & Frey, F. A., 1982- Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii, I. *Journal of Petrology* 23: 447-504.
- Coban, H., 2007- Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80: 219-238.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin.
- Dercourt, J., Zonenshain, L., Ricou, L. E., Kazmin, G., LePichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Biju-Duval, B., 1986- Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123: 241-315.
- Ellam, R. M., 1992- Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20: 153- 156.
- Emami, M. H., Mir Mohammad Sadeghi, M. & Omrani, S. J., 1993- Magmatic map of Iran. *Geol. Surv. Iran*.
- Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R. & Burgess, R., 2009- Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Geological Journal* 44: 104-116.
- Furman, T., 2007- Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 48: 147-160.
- Ghasemi, H. & Rezaei, M., 2015- Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Mineralogy and Petrology* 109(2): 235-252.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Gill, R., 2010- *Igneous rocks and processes a practical guide*. Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472 pp.
- Haghipour, A. A. & Aghanabati, S. A., 1985- Geological map of Iran. *Geol. Surv. Iran*.
- Harker, A., 1909- *The natural history of igneous rocks*, Methven, London.
- Henderson, P., 1984- *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science Publisher. 510p.
- Hosseini, S. Z., Arvin, M., Oberhansli, R. & Dargahi, S., 2009- Geochemistry and tectonic setting of pleistocene basaltic lava flows in the shahre-babak area, NW of Kerman Iran: Implication for the Evolution of urumieh Dokhtar Magmatic Assemblage. *Journal of Sciences. Islamic Republic of Iran*, 20 (4) :331-342.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. B., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Jafri, S. H. & Sheikh, J. M., 2013- Geochemistry of pillow basalts from Bompoka, Andaman–Nicobar islands, Bay of Bengal, India. *Journal of Asian Earth Sciences* 64: 27–37.
- Jamshidi, Kh., Ghasemi, H., Troll, V. R., Sadeghian, M. & Dahren, B., 2015- Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran. *Journal of Solid Earth* 6: 49-72.
- Kirkpatrick, R. J., 1977- Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 88: 78-84.
- Lentz, D. R., 1998- Petrogenetic evolution of fesc volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: The role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews*.

- Li, B., Bagas, L., Gallardo, L. A., Said, N., Diwu, C. & McCuaig, T. C., 2013- Back-arc and post-collisional volcanism in the Palaeoproterozoic Granites-Tanami Orogen, Australia. *Precambrian Research* 224: 570–587.
- Li, Z. & Chen, B., 2014- Geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic meta-basalts from the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research* 255: 653–667.
- McBirney, A. R., 1993- *Igneous petrology*, Second edition, John and Bartlett. Pub. 507 p.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Science* 21: 397–412.
- Moienvaziri, H., 1985- Volcanism tertiaire in Iran, These d'Etat. Univ. Paris- Sud, ORSAY. 47p.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757–775.
- Reichow, M., Saunders, A., White, R., Al'Mukhamedov, A. & Medvedev, A., 2005- Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos* 79: 425 – 452.
- Righter, K. & Rosas-Elguera, J., 2001- Alkaline lava in the volcanic front of western Mexican volcanic belt: Geology and petrology of Ayultla and Tapalpa volcanic fields. *Journal of Petrology* 42: 2333–2361.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons, 325p.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Gianluca, V., Thomas, T., Axel, G., Mohammad, H. & Hosein, M., 2010- Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova* 22: 26–34.
- Samuel, M. D., Moussa, H. E. & Azer, M. K., 2007- A-type volcanics in Central Eastern Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 47: 203–226.
- Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds.), 1979- *Magmatism in oceanic basins*. Geology. Soc. London. Spec. Pub., 42: 313 – 345.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. & Monsef, I., 2009- Significance of the Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geoscience* 341(12):1016–1028.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 652–665.
- Shelly, D., 1993- *Igneous and metamorphic rocks under microscope: classification features, microstructures and mineral preferred orientations*, Chapman & Hall, London, 405p.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K. & Ghazi, A. M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asia Earth sciences* 21: 1053–1067.
- Srivastava, R. K. & Singh, R. K., 2004 -Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asia Earth sciences* 23: 373–389.
- Sun, S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society London, Spec 42: 313–345.
- Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East, *Nature* 235: 147–150.
- Verdel, C., 2009- *Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism*. Ph.D. Thesis. California Institute of Technology, Pasadena, California USA.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. & Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonic*, 30, TC3008, doi: 10.1029/2010TC002809.
- Wang, Z., Zhao, Y., Zou, H., Li, W., Liu, X., Wu, H., Xu, G. & Zhang, S., 2007- Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning. *Lithos* 96: 543–566.
- Wass, S. Y. & Roger, N. W., 1980- Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44: 1811–1823.
- Wilmsen, M., Fursich, F., Emami, K., Majidifard, M. & Taheri, J., 2009- The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova* 21: 211–218.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hymen, London, 466 p.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1976- Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letter* 28: 459–469.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Geology*. *Chemical Geology* 20: 249–287.
- Winter, J. D., 2014- *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Second Edition, Pearson Education Limited, Edinburgh Gate Harlow, Essex CM20 2JE. 738p.
- Xu, X. W., Jiang, N., Yang, K., Zhang, B. L., Liang, G. H., Mao, Q., Li, J., Du, S. J., Ma, Y. G., Zhang, Y. & Qin, K. Z., 2009- Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao area, Western Yunnan, China. *Lithos* 113: 595 – 611.
- Zhao, J. H. & 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. *Journal of Precambrian Research* 152: 27–47.

Back-arc extensional magmatism in the Oligo-Miocene basin of the Northern edge of Central Iran

H. Ghasemi ^{1*}, M. Rostami Hossuri ², M. Sadeghian ³ & F. Kadkhodaye Arab ⁴

¹ Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

² Ph.D. Student, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

³ Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

⁴ M.Sc. Student, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Received: 2015 July 20

Accepted: 2015 November 23

Abstract

Subduction of the Neo–Tethyan oceanic lithosphere beneath the southern edge of the Central Iran caused development of extensional back-arc basins behind the Urumieh–Dokhtar magmatic belt during Mesozoic and Cenozoic. Some researchers have noted formation of the oceanic back-arc basins in Nain, Sabzevar and Sistan in Central Iran during Mesozoic, but little is known about generation of such basins in Cenozoic. The depressed extensional back-arc basin of Central Iran contains sedimentary successions of intracontinental extensional environments associated with alkaline basic magmatic rocks. These magmatic rocks are outcropped in the Oligo-Miocene gypsiferous red marls (red formations), as both intrusive (gabbro) and extrusive (basalt) forms. The present study has focused on the basaltic lava flows in the Oligo-Miocene siliciclastic-evaporitic sedimentary succession extending for about 300 kilometers from Sabzevar to Shahrood along the northern edge of Central Iran. These lava flows are observed as interbedded with the Oligo-Miocene sedimentary units. In the Kalate-Sadat area, located SW of Sabzevar, there are at least five intermittent basaltic lava flows in the red marls. These basaltic rocks (with a composition of olivine-basalt to basalt) show porphyritic, glomeroporphyritic and trachytic textures and are composed of olivine, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts in a glassy to microlitic ground mass. On the basis of geochemical data, the parent magma of these rocks had a sodic-alkaline affinity, enriched in LILEs and LREEs and depleted in HREEs, without negative anomalies in HFSEs. The basalts show the geochemical characteristics of the basaltic magmas originated from partial melting of adjusted enriched garnet lherzolite mantle source beneath the continental areas of extensional back-arc basins.

Keywords: Basalt, Extensional basin, Back - arc, Oligo-Miocene, Central Iran.

For Persian Version see pages 239 to 252

*Corresponding author: H. Ghasemi: E-mail: h-ghasemi@Shahroodut.ac.ir