پتـــــــرولوژی، سال دوم، شماره هفتم، پاییز ۱۳۹۰، صفحه ۷۷-۹۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۲/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۲/۱۷

گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب‌شرق شاهرود: شاهدی بر جایگاه پشت‌کمانی حوضه الیگو-میوسن ایران مرکزی

حبیب‌اله قاسمی *، محمد برهمند و محمود صادقیان
دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

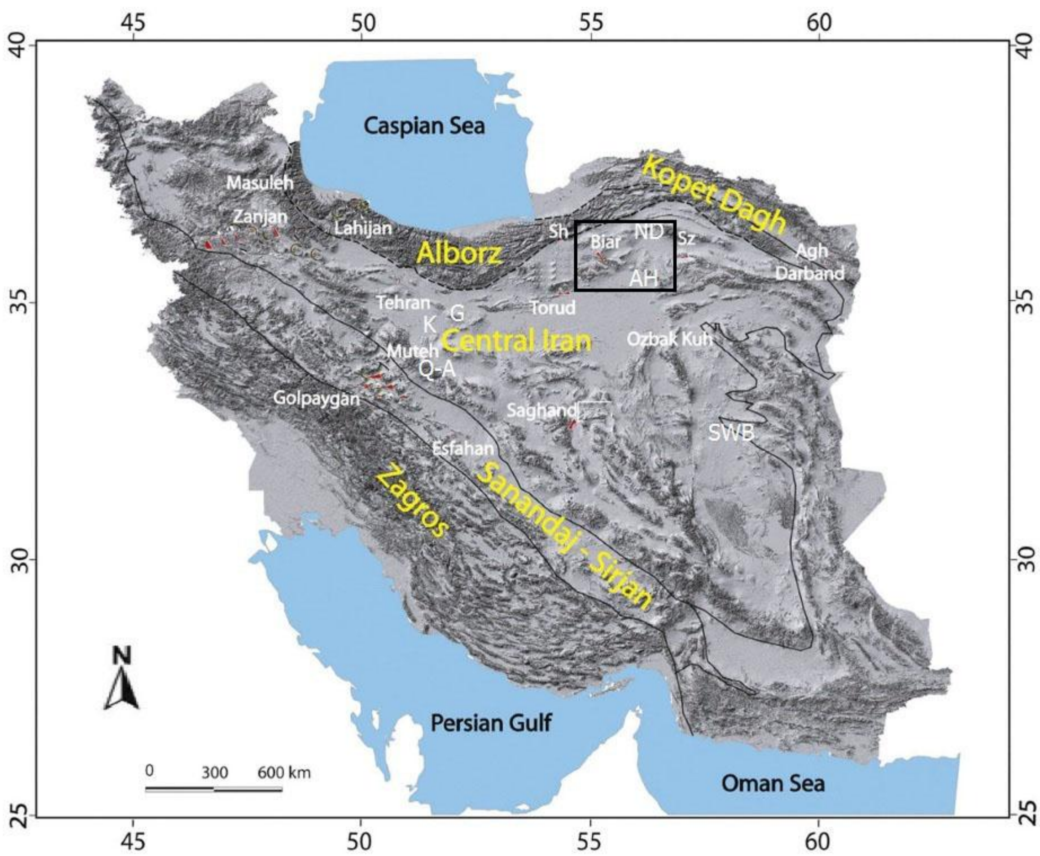
چکیده
در بخش‌های شرقی و جنوب‌شرقی شاهرود، در میان مارن‌های قرمز رنگ ژیپس‌دار الیگوسن (معادل با سازند قرمز زیرین)، یک سری گدازه‌های بازالتی با ترکیب الیوین بازالت تا بازالت فوران کرده‌اند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های میکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن در الیوین بازالت‌ها، و پلاژیوکلاز و پیروکسن در بازالت‌ها هستند. این سنگ‌ها در نمودارهای تعیین سری ماگمایی در قلمرو سنگ‌های آلکالن قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HREE به‌همراه نبود ناهنجاری منفی از Eu و HFSE و حضور ناهنجاری مثبت از Pb، Sr و Cs، ماهیت آلکالن ماگما و سرچشمه گرفتن آن از یک منبع گوشته غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای را تأیید می‌کند. این سنگ‌ها در نمودارهای پتروژنتیک و تعیین محیط تکتونوماگمایی، در جایگاه بازالت‌های پشت‌کمانی (BABB) قرار می‌گیرند که از ذوب‌بخشی تقریباً ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی‌شده به‌وجود آمده‌اند. این جایگاه، حاکی از وجود یک محیط کششی پشت‌کمانی اولیه نابالغ در زمان الیگوسن- میوسن، در حوضه پشت‌کمان ماگمایی ارومیه- دختر، در بخش‌های وسیعی از ایران مرکزی است که با رسوب‌گذاری نهشته‌های قاره‌ای (سازند قرمز زیرین)، دریایی کم عمق (سازند قم) و قاره‌ای (سازند قرمز فوقانی) و ماگماتیسم آلکالن بازیک با منشأ گوشته‌ای، همراه بوده است.

واژه‌های کلیدی: الیگوسن- میوسن، ایران مرکزی، بازالت، حوضه پشت کمانی، شاهرود، ماگماتیسم

مقدمه

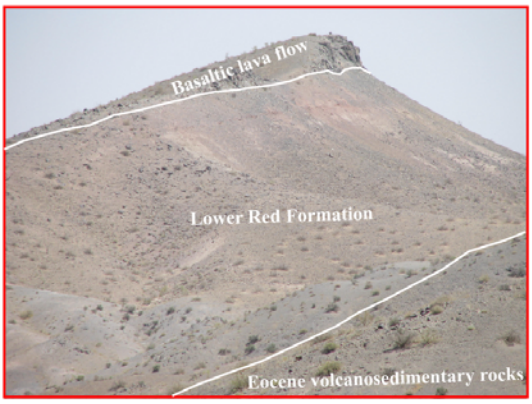
منـاطق مـورد مطالعـه در ایـن پـژوهش، بخـش‌هـایی از نقشـه‌هـای زمـین‌شناسـی مربوطـه بـه ورقـه‌هـای ۱:۱۰۰۰۰۰ باشـتین (بهـرودی و عمرانـی، ۱۳۷۸) و احمـدآباد (سـلامتی، ۱۳۷۸) هستند که در شرق و جنوب‌شرق شـاهرود واقـع شـده‌انـد (شکل ۱). سـنگ‌هـای آذریـن ایـن منـاطق شـامل حـداقل چهـار روانهٔ الیوین‌بازالتی-بـازالتی بـه‌همـراه آذرآواری‌هـای وابسـته هسـتند که در میان بخش زیرین تـوالی ضـخیم کنگلـومرایی، ماسـه‌سـنگی و مارنی قرمز رنگ ژیـپس‌دار، بـه سـن الیگوسـن (معـادل بـا سـازند قرمز زیرین)، برون‌زد دارند (شکل‌های ۲ و ۳).

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

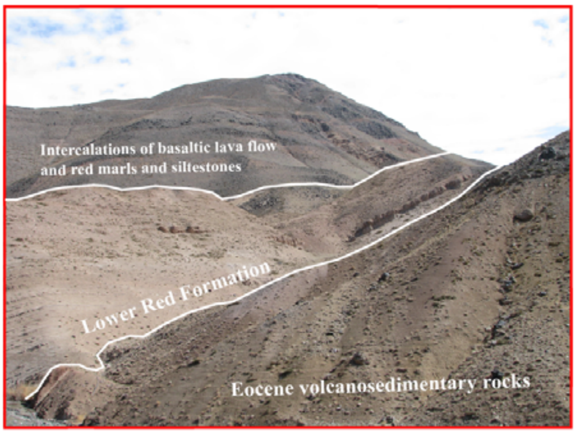


شکل ۱- موقعیت منطقهٔ مورد مطالعه بر روی تصویر SRTM که نشان‌دهندهٔ توپوگرافی، نواحی کوهستانی و زون‌های تکتونیکی ایران است (Hassanzadeh *et al.*, 2008) (AH = احمدآباد، Biar = بیارجمند، ND = شمال داورزن، Sh= شاهرود، Sz= سبزوار)

البتــه، در نقشــه‌هــای زمــین‌شناســی مــذکور، ایــن واحدهای مارنی قرمزرنـگ و ماسـه‌سـنگ‌هـای روی آن به‌عنوان مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌هـای میوسـن- پلیوسـن و بازالت‌ها نیـز بـه‌عنـوان بازالـت‌هـای کـواترنری معرفـی شـده‌انـد. امـا بررسـی‌هـای چینـه‌شناسـی (برهمنـد و همکاران، ۱۳۸۹؛ برهمند، ۱۳۸۹) نشـان داد کـه تـوالی تخریبـی مـذکور معـادل سـازند قرمـز زیـرین بـوده، در نتیجه، سن کواترنری ارائه شده بـرای بازالـت‌هـا اشـتباه است و آن‌ها نیز بـه الیگوسـن تعلـق دارنـد. همچنـین، Verdle (۲۰۰۹) در منطقه گنداب در نزدیکـی قـم، بـه حضور سنگ‌های بازالتی به سن الیگوسن میانی- پسـین (متعلق به ۳۳ میلیون سال قبل) در ایران مرکزی اشـاره کرده و بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، محـیط تشـکیل آن‌ها را یک محیط کششی درون قـاره‌ای پشـت کمـانی دانسته است.



شکل ۲- نمایی از حضور یکی از روانـه‌هـای بـازالتی الیگوسـن در میان مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن. شرق روستای احمـدآباد (دیـد به سوی غرب)



شکل ۳- نمایی از قرارگیری سازند قرمز زیرین و گدازه‌های بازالتی درون آن با نهشته‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن (شمال روستای کلاته‌سادات در غرب سبزوار)

زمین‌شناسی منطقه

واحدهای سنگی موجود در منطقه عبارت هستند از: سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی ائوسن میانی- فوقانی (معادل با سازند کرج)، توالی ضخیمی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن‌های قرمز رنگ گچدار (معادل با سازند قرمز زیرین)، مارن‌های سفید گچدار، ماسه‌سنگ و میکروکنگلومرا (معادل با سازند قرمز بالایی)، کنگلومرای چندزادی ضخیم پلیوسن و نهشته‌های کواترنری (شکل‌های ۲ تا ۵).

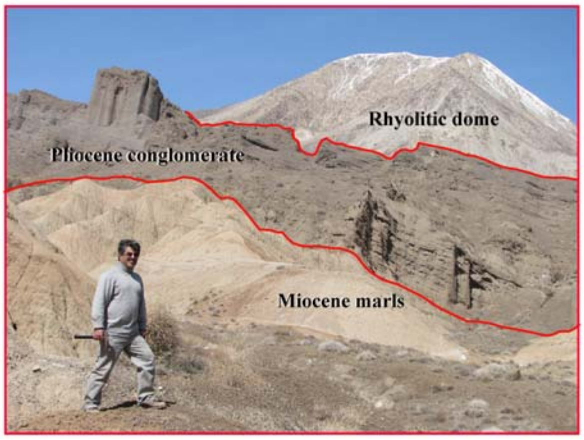
با توجه به تشکیل حوضه الیگوسن- میوسن قم و پیشروی دریای آن به آرامی از شرق (کاشمر- سبزوار- کاشان) به سمت غرب بوده (Bozorgnia, 1966)، بنابراین، در اغلب مناطق شرقی ایران مرکزی به‌ویژه در حوضه‌های شاهرود- سبزوار، سازند قم دیده نمی‌شود و از سمنان به سمت غرب این سازند ظاهر می‌شود. درنتیجه، در اغلب این مناطق، سازند قرمز زیرین مستقیماً برروی واحدهای سنگی ائوسن قرار می‌گیرد.

در گسترهٔ وسیعی از مناطق شرقی و جنوب‌شرقی شاهرود تا غرب سبزوار، روانه‌هایی از گدازه‌های بازالتی و آذرآواری‌های وابسته، به‌طور پراکنده در میان بخش زیرین توالی تخریبی- مارنی قرمز رنگ گچدار الیگوسن (سازند قرمز زیرین) دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ و ۳). این توالی تخریبی با ضخامت بیش از ۵۰۰ متر، با ناپیوستگی فرسایشی و افق‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی متشکل از قطعات سنگ‌های ائوسن، برروی واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن قرار می‌گیرد و سپس با مارن‌های قرمز رنگ گچدار الیگوسن- میوسن و مارن‌های سفید گچدار میوسن (شکل ۵) پوشیده می‌شود. برروی مارن‌های سفید گچدار میوسن نیز، توالی تخریبی ماسه‌سنگی-کنگلومرایی پلیوسن به ضخامت بیش از ۳۰۰ متر قرار دارد (شکل ۵).

شکل ۴- نمای نزدیک از کنگلومراهای الیگوسن که عمدتاً متشکل از قطعات آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی سنگ‌های ائوسن هستند (شمال روستای کلاته‌سادات در غرب سبزوار)

وجود این توالی مشخص صحرایی، تعلق روانه‌های بازالتی مذکور به کواترنری را به کلی منتفی می‌سازد. معمولاً در قاعده هر روانه، سنگ‌های آذرآواری دیده می‌شوند. بنابراین، برون‌ریزی هر روانه در داخل محیط دریاچه‌ای تشکیل مارن‌ها، با فوران انفجاری و تشکیل واحدهای آذرآواری شروع (شکل‌های ۶ و ۷) و سپس با

برون‌ریزی آرام گدازه، ادامه یافته است. سنگ‌های آذرآواری وابسته عمدتاً به‌صورت افق‌های قرمزرنگ کم‌ضخامت متشکل از آگلومرا، لاپیلی توف‌ها و پپریت‌های قرمزرنگ، در قاعدهٔ بلافصل هر روانهٔ بازالتی دیده می‌شوند و سرشار از قطعات بزرگ و کوچک بازالتی حفره‌دار و بادامکی، لاپیلی‌های ریز و درشت کروی تا دوکی شکل و ذرات پپریتی در اندازهٔ دانه‌های نخود، در یک زمینهٔ بلوری- شیشه‌ای قرمز رنگ دگرسان شده هستند (شکل‌های۶ و ۷).



شکل ۵- نمایی از قرارگیری کنگلومرای پلیوسن برروی مارن‌های سفیدرنگ میوسن. شمال روستای کلاته سادات در غرب سبزوار (دید به سوی شمال‌غرب)


شکل ۶- نمای نزدیک از واحد آگلومرایی واقع در زیر یکی از روانه‌های بازالتی الیگوسن (شمال روستای کلاته سادات در غرب سبزوار)


شکل ۷- نمای نزدیک از لاپیلی کریستال- لیتیک توف‌ها که به شکل نهشته‌های پپریتی در بخش زیرین روانه‌های بازالتی الیگوسن دیده می‌شوند (شرق روستای احمدآباد)

این ویژگی‌ها نشان می‌دهند که گدازهٔ بازالتی در یک محیط دریاچه‌ای گرم و کم‌عمق که مارن‌های گچدار الیگوسن درحال ته‌نشست بوده‌اند، فوران کرده و قطعه قطعه شدن و انفجار آن، سبب تشکیل آگلومرا، لاپیلی، توف و پپریت به‌صورت مخلوط با گل شده است.

سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه به‌صورت روانه‌های ۵ تا ۵۰ متری، به رنگ خاکستری تیره تا سیاه، با ساخت‌های حفره‌دار تا متراکم و کاملاً تازه و سالم، در داخل سازند قرمز زیرین دیده می‌شوند. در برخی موارد، حتی دایک‌های تغذیه‌کنندهٔ روانه‌ها را نیز می‌توان مشاهده کرد (شکل ۸).

گاه شکستگی‌های انقباضی و فرسایش پوست پیازی بعدی سبب ایجاد قطعات و گلوله‌های گرد بازالتی تیره شده است (شکل ۹).

در هر روانه، معمولاً بخش زیرین از جنس الیوین‌بازالت بوده، به‌طور تدریجی و نامحسوس در بالا به بازالت تغییر می‌کند.

پتروگرافی

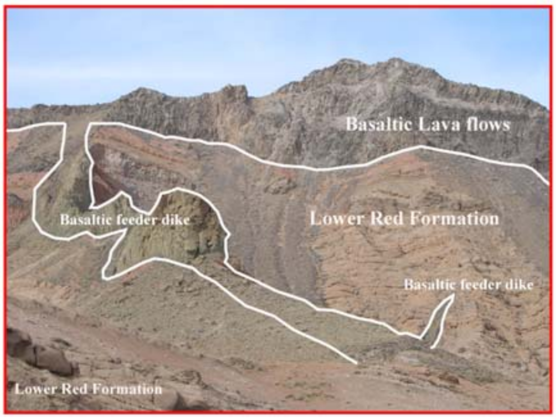
بافت غالب در الیوین‌بازالت‌های منطقه، از نوع پورفیری است و درشت‌بلورهای سبز تا قرمز (گاه ایدنگزیتی شده) الیوین، حتی در نمونه‌های دستی آن‌ها قابل مشاهده هستند. بافت‌های میکرولیتی پورفیری، هیالوپورفیری و گلومروپورفیری نیز از بافت‌های دیگر این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). از کانی‌های اصلی می‌توان به الیوین، کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز اشاره کرد. در الیوین‌بازالت‌ها، تنها درشت‌بلور موجود الیوین است و بقیهٔ کانی‌ها به‌همراه بلورهای ریز الیوین، زمینهٔ سنگ را به‌وجود آورده‌اند.

کانی‌هایی کدر و ایدنگزیت نیز به ترتیب، تنها کانی‌های فرعی و ثانویهٔ موجود در آن‌ها هستند. درشت‌بلورهای الیوین به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. گاهی نیز برخی به‌صورت اسکلتی رشد کرده، یا به‌صورت بلورهای گرد و خلیجی در آمده‌اند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). معمولاً پلاژیوکلاز، کوارتز و الیوین، از جمله کانی‌هایی هستند که در سنگ‌های آتشفشانی، اثرات تغییرات فیزیکی و شیمیایی ماگما را به‌خوبی و در غالب فرایند انحلال ماگمایی، به‌صورت تحلیل‌رفتگی، هضم سطوح و کناره‌های بلور و در نهایت، تشکیل خلیج‌خوردگی نشان می‌دهند. انحلال و ناپایداری بلور، بر اثر عواملی نظیر تغییر فشار و دما در طی صعود ماگما و یا تغییر ترکیب شیمیایی آن صورت می‌گیرد (Chen and Zhang, 2008).

بافت‌های میکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری (شکل‌های ۱۲تا ۱۵)، از بافت‌های اصلی بازالت‌ها هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها را درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند. به‌علاوه، این کانی‌ها به‌صورت ریزبلور نیز در زمینهٔ سنگ به‌همراه کانی‌های ریز کدر دیده می‌شوند. الیوین به‌دلیل فراوانی اندک، از کانی‌های فرعی سنگ‌های بازالتی محسوب می‌شود. کانی‌های ثانویهٔ بازالت‌ها شامل ایدنگزیت، ژیپس، کلسیت و زئولیت هستند. کلسیت، ژیپس و زئولیت، حفرات موجود در این سنگ‌ها را پر کرده، ساخت بادامکی ایجاد کرده‌اند.

در سنگ‌های بازالتی منطقه، برخی درشت بلورهای اوژیت دارای دو مرحلهٔ رشد مجزا هستند (شکل ۱۴). در مرحلهٔ اول، که شامل رشد بخش مرکزی بلور است، ادخال‌های فراوان و ریزی از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، دانه‌های ریز کانی کدر (به احتمال زیاد مگنتیت) و ریزبلورهای اوژیت، که تشابه زیادی با کانی‌های زمینهٔ سنگ دارند، در بلور دیده می‌شوند. این امر می‌تواند حاکی از رشد سریع و نامتعادل بخش مرکزی بلور باشد (Best, 2003). برعکس، بخش حاشیه‌ای بلور، دارای رشد یکنواخت‌تر و فاقد ادخال است که می‌تواند حاکی از رشد آن در شرایط آرامانی باشد. البته، ضخامت ناچیز این بخش، بیانگر کوتاه بودن این دورهٔ رشد آرام و احتمالاً توقف کوتاه‌مدت ماگما و فنوکریست مذکور، در آشیانه ماگمایی مسیر صعود است.

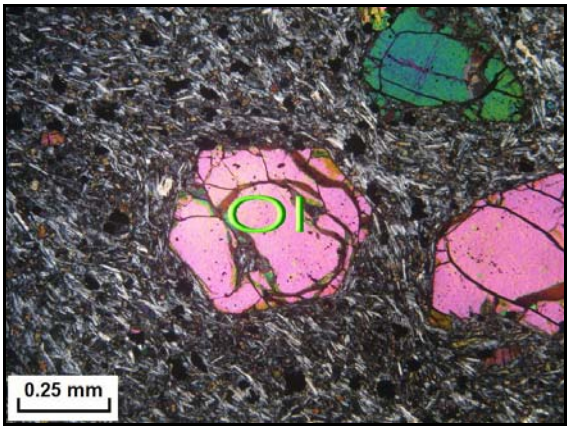
یکی دیگر از شکل‌های تبلور بلورهای اوژیت، هسته‌بندی ناهمگن آن‌ها در مذاب بازالتی است. این بلورها می‌توانند همانند سایر بلورها، از ابتدا و بدون وجود یک هستهٔ اولیه، شروع به هسته‌بندی و رشد نمایند و یا این‌که به‌صورت تجمعاتی از بلورهای ریز، برروی سطوح از قبل موجود (مانند سطوح بلوری فنوکریست‌های الیوین موجود در ماگما) و حتی دیوارهٔ حباب‌ها، هسته‌بندی و رشد کنند. رشد برخی از بلورهای اوژیت به‌صورت عمود بر دیواره بلورهای الیوین در بازالت‌های منطقه (شکل ۱۵)، ناشی از سهولت بیشتر هسته‌بندی بر روی این سطوح از قبل موجود است.



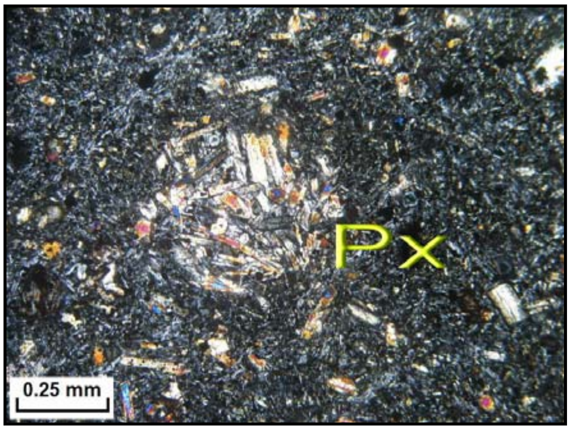
شکل ۸- نمایی از یک روانهٔ بازالتی و دایـک تغذیـه کننـدهٔ آن در میان سازند قرمز زیرین (شمال روسـتای کلاتـه سـادات در غرب سبزوار، دید به سوی شمال‌غرب)

شکل ۹- نمای نزدیک از فرسـایش پوسـت پیـازی در یکـی از روانه‌های بازالتی منطقه (شرق روستای احمدآباد)

شـکل ۱۰- بافـت میکرولیتـی پـورفیری ناشـی از حضـور درشت‌بلورهای گرد و خلیجی‌شکل الیوین در زمینه میکرولیتی از بلورهـای پلاژیـوکلاز و الیـوین، در الیـوین‌بـازالتی منطقـه (XPL)

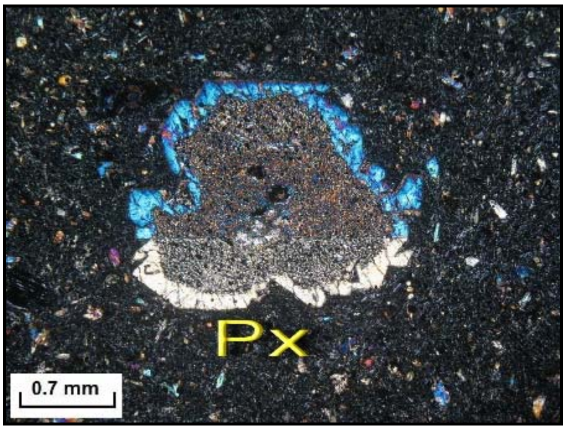


شکل ۱۱- بافت میکرولیتی پورفیری جریانی با شکستگی‌هـای هلالی شکل در بلورهای گرد شده الیوین در سنگ‌های الیـوین بازالتی (XPL)



شـــکل ۱۲- تجمـــع بلورهـــای پیروکســـن و ایجـــاد بافـــت گلومروپورفیری در سنگ‌های بازالتی (XPL)

شکل ۱۳- حفره پر شده توسط زئولیت و کوارتز، در سنگ‌های بازالتی (XPL)



شکل ۱۴- بافت هیالوپورفیری با درشت‌بلور اوژیت با دو مرحله رشد در سنگ‌های بازالتی منطقه (XPL)

شکل ۱۵- بافت میکرولیتی پورفیری با رشد بلورهای پیروکسن در اطراف بلور الیوین در سنگ‌های بازالتی منطقه (XPL)

بافت گلومروپورفیری نیز از بافت‌های غالب در سنگ‌های بازالتی منطقه است. به اعتقاد Xu و همکاران (۲۰۰۹) فرایند تشکیل گلومرول در آشیانه ماگمایی، در طی سه مرحله انجام می‌شود. ابتدا، ماگمای بازالتی اولیه در آشیانهٔ ماگمایی جایگزین و بر اثر تبلور و انباشت بلوری، اجتماعی از فنوکریست‌ها را تشکیل می‌دهد. سپس، بر اثر تزریق ماگمای جدید به داخل آشیانهٔ در حال تبلور، اختلاط ماگمایی رخ می‌دهد. سرانجام، این اختلاط باعث بر هم خوردن ترکیب، دما و فشار حاکم بر آشیانه و ایجاد آشفتگی، جوشش، انفجار و قطعه‌قطعه شدن اجتماع فنوکریستی، دربر گرفته شدن تجمعات فنوکریستی از هم گسیخته توسط زمینهٔ سریعاً سرد شدهٔ سنگ خروجی و تشکیل بافت گلومروپورفیری می‌شود.

ژئوشیمی و پتروژنز

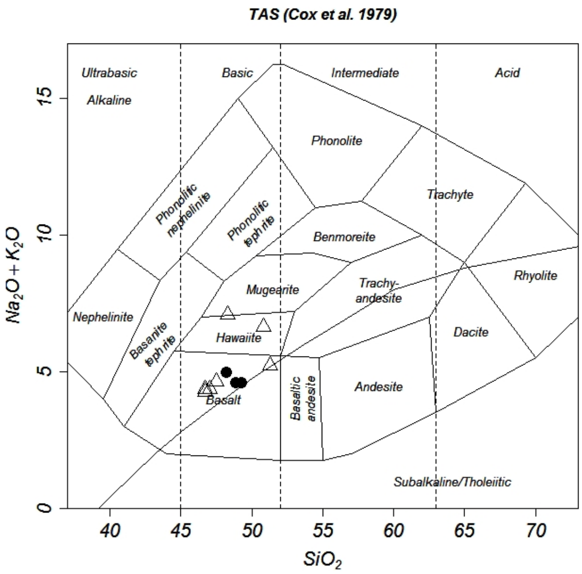
در این پژوهش به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه، بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی دقیق، تعداد ۱۱ نمونه انتخاب و در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا، به روش بسته ترکیبی با کد CCP-PKG01 متشکل از روش ICP-AES برای عناصر اصلی و فلزات پایه و روش ICP-MS برای عناصر نادر خاکی و ناسازگار آنالیز شدند (جدول ۱).

نمونه‌های مورد مطالعه، در نمودار رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی (Cox *et al.*, 1979)، در محدودهٔ بازالت و هاوائی‌ایت و در سری آلکالن (شکل ۱۶) و در نمودارهای رده‌بندی (شکل ۱۷) و تعیین سری ماگمایی (شکل‌های ۱۸ و ۱۹) از Winchester و Floyd (۱۹۷۷)، در محدودهٔ آلکالی‌بازالت و سری آلکالن قرار می‌گیرند. در نمودار به‌هنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974)، همه نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۲۰). به اعتقاد Rollinson (۱۹۹۳) عناصر نادر خاکی سبک، نسبت به فازهای تبلور یافتهٔ اولیه، نظیر اولیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، ناسازگار هستند. درنتیجه، در خلال تبلور و تفریق این فازها در ماگما، به‌طور فزاینده‌ای در مایعات باقی‌ماندهٔ تحول یافته، متمرکز می‌شوند.

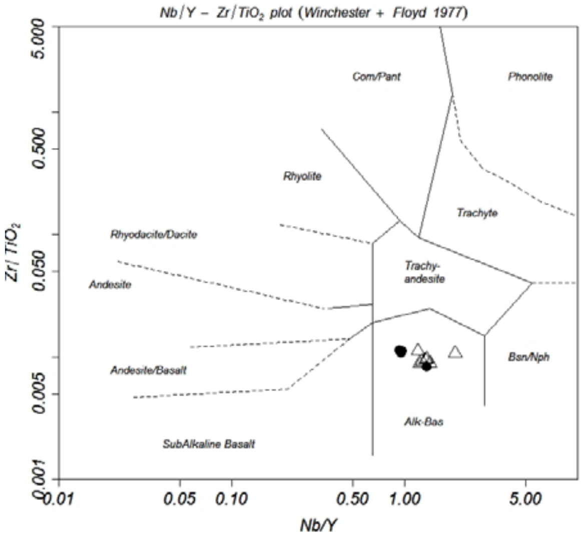
جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه (مقادیر به‌هنجارسازی نسبت به کندریت از Nakamura، ۱۹۷۴)

	شمال داورزن							شرق احمد آباد				Average
Lithology	OB				B			OB			B	
Sample No.	ND-1	ND-2	ND-3	ND-4	ND-5	ND-6	ND-7	AH-1	AH-2	AH-3	AH-4	
(Wt%)												
SiO_2	47.5	46.7	47	46.7	51.3	50.8	48.3	48.9	49.3	49.3	48.2	48.54
Al_2O_3	16.2	15.9	15.7	15.8	17.0	16.1	15.4	16.1	16.1	16.1	14.9	15.93
CaO	9.6	9.4	10.2	10.1	10.5	10.1	9.8	9.6	9.6	9.6	11.6	10
Fe_2O_3t	10.3	10.5	10.4	10.6	8.1	9.7	10.1	9	9	8.9	9.5	9.64
MgO	8.8	10.0	10.6	10.3	4.9	6.9	7.3	9.3	9.2	9.4	7.6	8.57
Na_2O	3.4	3.0	3.4	3	3.7	5.4	5.0	3.8	3.7	3.8	3.26	3.76
K_2O	1.3	1.4	0.96	1.26	1.5	1.3	2.1	0.77	0.9	0.78	1.71	1.26
TiO_2	1.4	1.5	1.45	1.49	1.2	1.5	1.8	1.33	1.34	1.3	1.67	1.45
MnO	0.15	0.17	0.15	0.16	0.19	0.17	0.14	0.14	0.14	0.13	0.126	0.15
P_2O_5	0.72	0.59	0.57	0.59	0.44	0.77	1.02	0.53	0.53	0.51	1.037	0.66
Mg#	58.75	61.68	62.95	61.33	50.23	54.44	0.87	50.98	50.07	51.29	44.43	49.73
(ppm)												
Ba	262	206	207	208	260	745	666	226	230	216	461	267
Cs	0.32	0.34	0.61	0.55	0.3	0.25	0.25	2.4	2.25	2.06	0.49	1.41
Ga	17.1	16.8	16.2	16.8	17.2	13.9	17.1	15.9	16.5	16	18.6	15.39
Hf	3	3.3	3.2	3.3	3.2	3.4	4.7	3.3	3.2	3.2	3.3	3.6
Nb	23	24.9	22.4	24.6	19.5	18.2	31.6	17.1	17.5	16.5	17.5	19.5
Rb	14.7	17.4	10.9	16.6	22.6	16.6	39.9	18	17.1	24.8	21.2	18.47
Sr	1160	863	769	847	743	1035	631	765	770	750	2330	875
Ta	1.3	1.5	1.4	1.4	1.2	1	1.8	1.1	1.1	1	0.9	1.15
Th	3.72	2.5	2.55	2.47	3.66	3.43	4.06	2.39	2.43	2.83	3.62	2.74
U	0.75	0.6	0.57	0.57	0.87	0.79	0.97	0.64	0.61	0.63	0.84	0.64
V	258	219	217	231	206	243	287	201	205	197	252	207
Zr	129	145	134	142	131	137	190	149	151	141	139	132
Y	16.3	18.5	17.8	18.6	16.4	14.9	16.1	17.7	18.6	17.3	13	15.5
Pb	7	10	5	13	9	8	8	4.87	4.87	4.87	7	6.7
La	34	25.5	24.3	25.8	24.4	29.3	43.4	22.3	22.6	21.5	40.3	25.82
Ce	68.1	52.9	50.6	53.9	47.5	66.1	93.7	47.4	49.1	45.6	87.4	54.2
Pr	8.32	6.7	6.37	6.93	5.82	8.66	12.3	6.48	6.65	6.18	11.95	7.06
Nd	32	26.1	24.9	27.4	22.1	34.4	47.4	26	26.5	24.6	47.7	27.7
Sm	5.81	5.03	4.97	5.28	4.31	6.01	8.33	5.15	5.22	4.95	8.16	5.2
Eu	1.81	1.65	1.6	1.66	1.34	1.77	2.29	1.54	1.61	1.54	2.13	1.56
Gd	5.11	4.89	4.65	4.99	4	5.28	6.66	4.59	4.84	4.55	6.37	4.6
Tb	0.71	0.72	0.69	0.72	0.61	0.7	0.81	0.7	0.72	0.72	0.77	0.65
Dy	3.49	3.73	3.65	3.83	3.22	3.27	3.54	3.6	3.67	3.52	3.06	3.21
Ho	0.64	0.72	0.71	0.74	0.62	0.59	0.62	0.71	0.71	0.69	0.52	0.60
Er	1.74	2.02	1.95	1.99	1.78	1.55	1.59	2.04	2.01	2.04	1.5	1.7
Tm	0.25	0.3	0.29	0.3	0.27	0.2	0.21	0.26	0.28	0.27	0.17	0.24
Yb	1.39	1.74	1.59	1.69	1.52	1.26	1.17	1.67	1.68	1.71	1	1.37
Lu	0.22	0.26	0.25	0.25	0.24	0.18	0.16	0.26	0.28	0.27	0.15	0.21
LaN	103.0	77.3	73.6	78.2	73.9	88.8	131.5	67.6	68.5	65.2	122.1	87.26
SmN	28.6	24.8	24.5	26.0	21.2	29.6	41.0	25.4	25.7	24.4	40.2	25.61
LaN/SmN	3.6	3.1	3.0	3.0	3.5	3.0	3.2	2.7	2.7	2.7	3.0	2.77
EuN	23.5	21.4	20.7	21.5	17.4	23	30	20	21	20	27.6	20.2
GdN	18.5	17.7	16.8	18.1	14.5	19.1	24.1	16.6	17.5	16.5	23	16.6
Eu/Eu*	1.02	1.02	1.02	0.99	0.99	0.96	0.95	0.97	0.98	0.99	0.91	0.98
Normative Mineral Percentages*												
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Or	7.68	8.27	5.67	7.45	8.87	7.68	12.41	4.55	5.32	4.61	10.11	
Ab	28.77	25.39	27.10	25.39	31.31	33.55	26.07	32.16	31.31	32.16	27.59	
An	25.10	25.78	24.74	25.92	25.35	15.85	13.37	24.60	24.66	24.57	20.97	
Ne	0.00	0.00	0.90	0.00	0.00	6.58	8.80	0.00	0.00	0.00	0.00	
Di	10.53	9.68	13.76	12.27	15.91	19.20	17.79	12.05	11.97	12.23	19.05	
Hy	0.12	0.96	0.00	0.00	4.83	0.00	0.00	1.32	3.18	2.13	0.00	
Ol	11.85	13.64	14.03	13.99	0.00	5.81	6.96	11.39	9.94	10.95	7.08	
Il	0.32	0.36	0.32	0.34	0.41	0.36	0.30	0.30	0.30	0.28	0.27	
Tn	3.02	3.21	0.00	1.45	2.42	0.00	0.00	2.88	2.90	2.83	0.13	
Pf	0.00	0.00	2.18	1.22	0.00	2.23	2.80	0.00	0.00	0.00	2.51	
Ap	1.71	1.40	1.35	1.40	1.04	1.82	2.42	1.26	1.26	1.21	2.46	

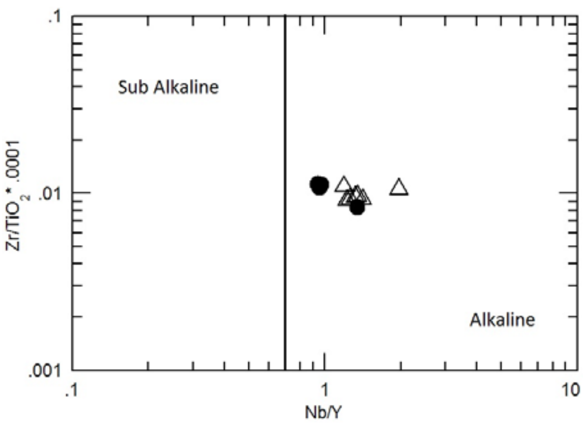
*Q=Quartz, Or=Orthoclase, Ab=Albite, An=Anorthite, Ne=Nepheline, Di=Diopside, Hy=Hyperstene, Ol=Olivine, Il=Ilmenite, Tn=Titanite, Pf=Perovskite, Ap=Apatite



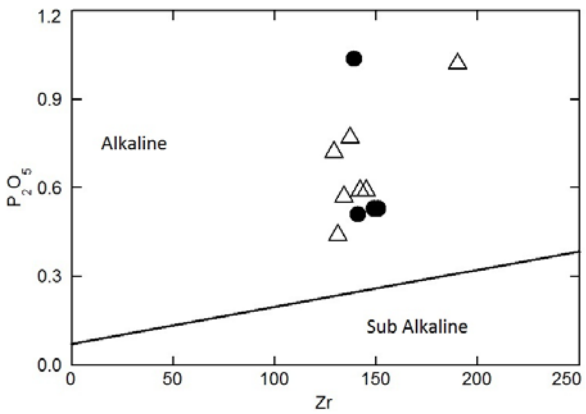
شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌ها در نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Cox *et al.*, 1979). (دایره توپر= نمونه‌های احمدآباد، مثلث توخالی= نمونه‌های کلاته سادات)



شکل ۱۷- موقعیت نمونه‌ها در نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی با استفاده از نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) (دایره توپر= نمونه‌های احمدآباد، مثلث توخالی= نمونه‌های کلاته سادات)



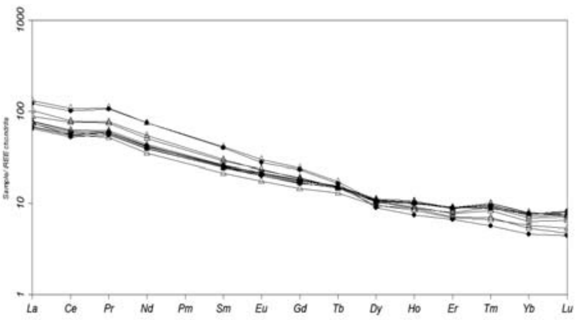
شکل ۱۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات نسبت‌های $(Zr/TiO_2)^{*}$ 0.0001 در مقابل Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) (دایره توپر= نمونه‌های احمدآباد، مثلث توخالی= نمونه‌های کلاته سادات)



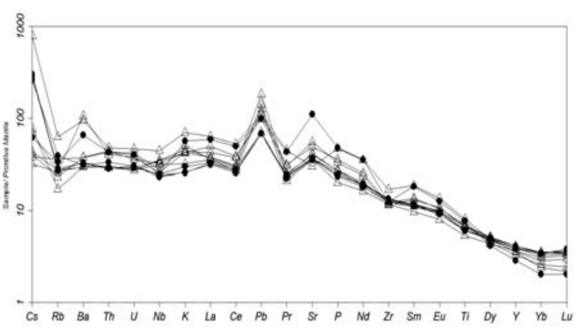
شکل ۱۹- موقعیت نمونه‌ها در نمودار تغییرات Zr بر حسب ppm در مقابل P_2O_5 بر حسب درصد وزنی، (Winchester and Floyd, 1977) (دایره توپر= نمونه‌های احمدآباد، مثلث توخالی= نمونه‌های کلاته سادات)

Hirschman (۱۹۹۸) غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را به دو عامل درجات کم ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای غنی‌شده (کمتر از ۱۵ درصد) و آلایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داده است. با استفاده از نسبت‌های La_N/Sm_N سنگ‌ها به‌عنوان نشان‌دهنده نسبت‌های LREE/HREE آن‌ها، می‌توان نشان داد که کدام یک از عوامل مذکور در ایجاد غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک در سنگ‌های منطقه نقش داشته‌اند. با توجه به غنی بودن پوسته از LREEs، هرگونه آلایش و هضم مواد پوسته‌ای توسط ماگما، باعث غنی‌شدن آن از

LREE مـــی‌شـــود. میـــانگین نســـبت La_N/Sm_N در ســـنگ‌هـــای بـــازالتی منطقـــه درحـــدود ۲/۷۷ اســـت، درحالی‌که میانگین این نسبت در سنگ‌هـای پوسـتهای بـیش از ۴/۲۵ اسـت (Sirvastava and Singh, 2004). بنابراین، بر اساس مقدار ایـن نسـبت و ماهیـت آلکـالن نمونه‌ها می‌توان گفت ماگمای سازندۀ سنگ‌های منطقه از ذوب‌بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده منشأ گرفته، متحمل آلایـش پوسـته‌ای چنـدان زیـادی نشده‌اند. امّا عبور ماگماهای بازالتی داغ از میـان پوسـته ضخیم قاره‌ای، حداقل، باعـث آلایـش آن‌هـا بـه عناصـر ناسازگار می‌شود. الگوهای موازی طرح‌های به‌هنجارشدۀ عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه در نمودارهای عنکبوتی نیز، منشأ یکسان و رابطۀ تفریق آن‌ها را تأیید مـی‌کنـد (شکل‌های ۲۰ و ۲۱).



شکل ۲۰- نمودار به‌هنجار شده بـه کنـدریت عناصـر نـادر خـاکی (Nakamura, 1974) نمونه‌های منطقه



شکل ۲۱- نمودار چندعنصری به‌هنجار شده به گوشتۀ اولیه (Sun and McDonough, 1989) نمونه‌های منطقه

مقادیر *Eu/Eu نمونه‌های مورد مطالعه برابر با یـک یـا نزدیـک بـه یـک بـوده (جـدول ۱)، فاقـد هرگونـه ناهنجاری مثبت یا منفی Eu هستند.تهی‌شدگی نمونه‌ها از HREE نسبت به LREE، به احتمال زیاد نشان‌دهندۀ وجود گارنت در ناحیـۀ منشـأ اسـت. Mertz و همکـارن (۲۰۰۱)، مقـادیر Yb_N کـم‌تـر از ۱۰ را در سـنگ‌هـای بازالتی به‌عنوان نشانۀ حضور گارنت در محل منشأ ماگما درنظر گرفته‌اند. میانگین این مقدار در سنگ‌های منطقه برابر بـا ۶/۲۴ اسـت. همچنـین، الگـوی نسـبتاً مسـطح HREE در همه نمونه‌ها، بر نقش حضور گارنت در خلال ذوب‌بخشی یک منبع گارنت‌دار اشاره دارد (Morata *et al.* 2005).

در نمودار چند عنصری بـه‌هنجـار شـده بـه گوشـتۀ اولیــه، از مقــادیر (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده اسـت (شـکل ۲۱). در ایـن نمـودار، همـه نمونه‌ها، غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شـدگی از HREE نشان می‌دهند.

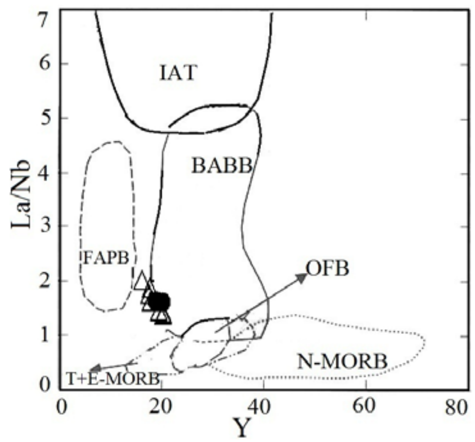
آنومالی مثبت از عناصـر Cs و Pb مـی‌تواننـد بـر اثـر آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای (به‌دلیل تمرکز بالای ایـن عناصر در پوستۀ قاره‌ای)، اتفاق افتـاده باشـد. بنـابراین، توقف کوتاه‌مدت و یا حتی عبـور ماگمـای سـازنده ایـن سـنگ‌هـا از پوسـته قـاره‌ای ضـخیم (فراینـد پـالایش منطقه‌ای)، به‌همراه نفـوذ سـیالات پوسـته‌ای بـه داخـل ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای توسـط ماگمـای سـازندۀ سـنگ‌هـا (Wayer *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2003)، می‌توانند باعث ایجاد این نوع ناهنجاری‌های کوچـک در نمونه‌های مورد مطالعه شوند.

همچنین، نبود ناهنجاری منفـی شـاخص از HFSE، نشان می‌دهد که سنگ‌های ماگمایی مذکور، ویژگی‌های شـاخص ماگماهـای کمـانی را نداشـته، حاصـل تبلـور ماگماهای مشتق شده از منابع گوشته‌ای غنی شدۀ زیـر

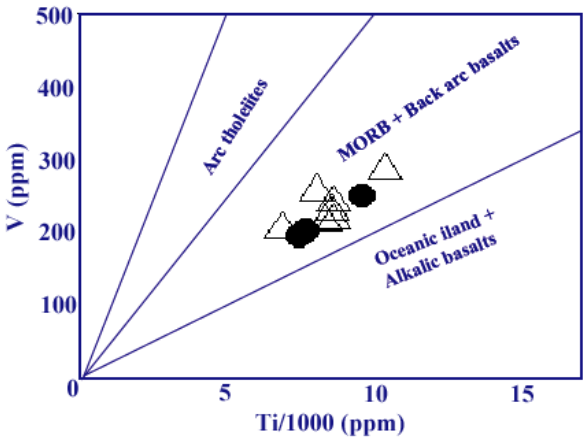
لیتوسفر قاره‌ای هستند. غنی‌شدگی سنگ‌های مورد مطالعه از Sr، با حضور پلاژیوکلاز فراوان در آن‌ها قابل توجیه است. به اعتقاد Rollinson (۱۹۹۳) روندهای تقریباً مشابه و موازی نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی (بدون در نظر گرفتن برخی از ناهنجاری‌ها که ناشی از آلایش پوسته‌ای هستند)، می‌تواند معرف منشأ یکسان برای سنگ‌ها باشد.

در نمودارهای مختلف تعیین جایگاه تکتونیکی (Floyd *et al.*, 1991; Shervais, 1982; Shutoa *et al.*, 2004; Varekamp *et al.*, 2010; Bagas *et al.*, 2008)، بازالت‌های مورد مطالعه در خارج از محدوده بازالت‌های کمانی و در قلمرو بازالت‌های پشت کمانی (BABB)، یا بسیار نزدیک به آن قرار می‌گیرند (شکل‌های ۲۲ تا ۲۶).

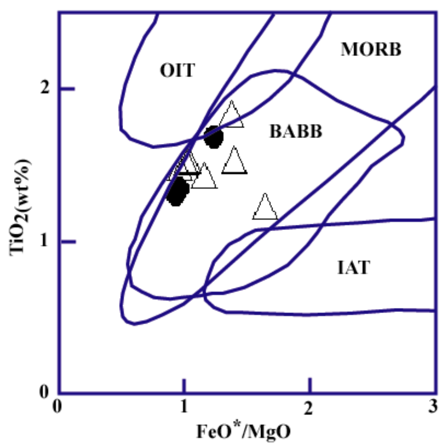
Verdle (۲۰۰۹) بر این باور است که بازالت‌های الیگوسن ایران مرکزی (ناحیهٔ گنداب قم) دارای تمایلات بازالت‌های پشت کمانی هستند. البته این جایگاه، از نوع محیط‌های کششی پشت کمانی اولیه (نظیر مناطق مرکزی قاره آمریکا) است که هنوز به مراحل زایش پوسته اقیانوسی و تشکیل جایگاه پشت کمانی بالغ (مانند دریای بین ژاپن و چین) نرسیده است.



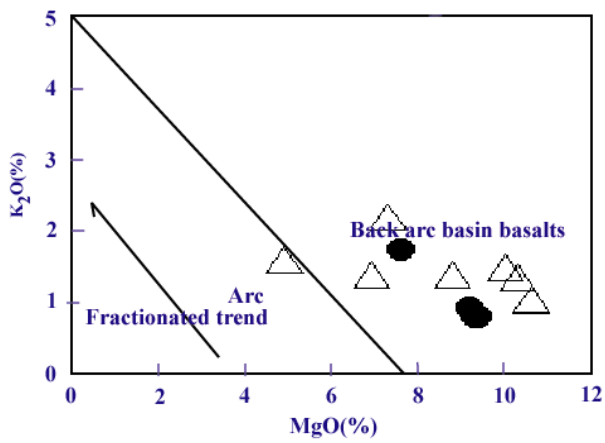
شکل ۲۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی La/Nb در مقابل Y. (Floyd *et al.*, 1991)



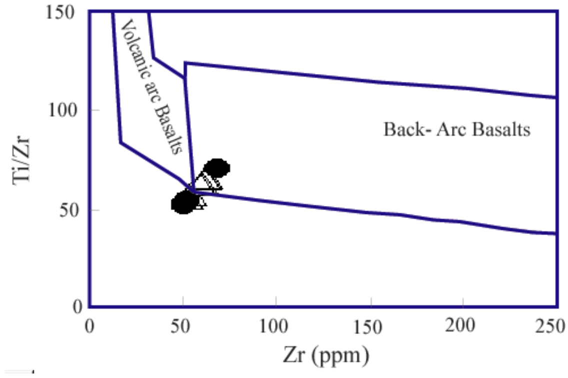
شکل ۲۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات V در برابر Ti/1000 (Shervais, 1982)



شکل ۲۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار TiO_2-FeO/MgO (Shutoa *et al.*, 2004)



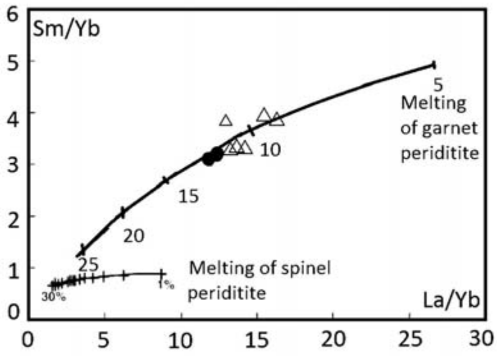
شکل ۲۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار K_2O/MgO (Varekamp *et al.*, 2010)



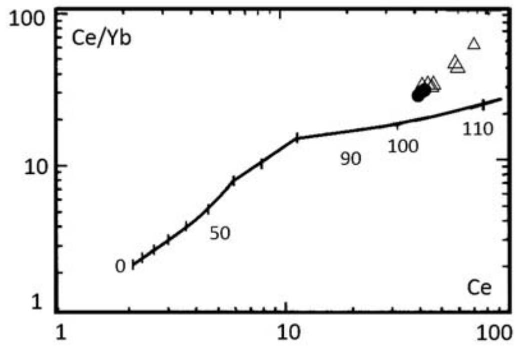
شکل ۲۶- موقعیت نمونه‌های مـورد مطالعـه در نمـودار Ti/Zr-Zr (Bagas *et al.*, 2008)

Johnson و همکاران (۱۹۹۰) به‌منظور تعیین درجهٔ ذوب‌بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ ماگماهای آلکالن، از نمودار تغییرات نسـبت‌هـای عناصـر کمیـاب Sm/Yb در برابر La/Yb استفاده کردند (شکل ۲۷). این نمودار، درجهٔ ذوب‌بخشــی و همچنــین، دو محـل منبـع متفاوت گارنت‌پریدوتیتی و اسپینل‌پریـدوتیتی را از هـم تفکیک مـی‌کنـد. در ایـن نمـودار از عنصر Yb کـه در ساختار گارنت سازگار اسـت و عناصـر La و Sm کـه در ساختار این کانی ناسازگارند، استفاده شده است. نسبت‌های La/Yb و Sm/Yb بر اثر درجات پایین ذوب‌بخشـی یک گوشتهٔ گارنت‌پریدوتیتی، به شدت تفریق می‌یابنـد. زیرا، ضریب توزیع Yb در گارنـت، در مقایسـه بـا Sm و La بســـیار بـــالاتر اســـت. درمقابـــل، ذوب گوشـــتهٔ اسپینل‌پریدوتیتی، تغییر چندانی در نسبت‌هـای La/Yb ایجاد نکرده، نسبت‌های Sm/Yb نیز تقریبـاً ثابـت بـاقی می‌مانند. زیرا Yb و Sm، از ضرایب توزیع نسـبتاً مشـابهٔ در اسپینل برخـوردار هسـتند. بـر اسـاس ایـن نمـودار، ماگمای نمونه‌های الیوین بازالتی مـورد مطالعـه، از ذوب حدوداً ۹ تا ۱۲ درصدی یـک منبـع گارنـت‌پریـدوتیتی، حاصل شده است.

از نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابل Ce (Ellam and Cox, 1991)، به‌منظور تعیین عمق رخـداد ذوب‌بخشـی ناحیهٔ منشأ استفاده شده است (شکل ۲۸).



شکل ۲۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمـودار Sm/Yb در مقابل La/Yb (Johnson *et al.*, 1990)



شکل ۲۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعـه در نمـودار Ce/Yb در مقابل Ce (Ellam and Cox, 1991)

به بـاور ایـن پژوهشـگران، نسـبت‌هـای REE ماننـد Ce/Yb، می‌توانند شاخص خوبی برای نشان دادن عمـق رخداد ذوب‌بخشی باشند زیـرا، ایـن نسـبت‌هـا در طـی فرایندهای تبلور تفریقی چندان تغییر نمی‌کنند، امّـا بـه درجات مختلف ذوب‌بخشی حسـاس هسـتند.بـر اسـاس نمــودار مــذکور، عمــق رخــداد ذوب‌بخشــی و تشــکیل ماگمای سازندهٔ سنـگ‌هـای الیـوین بـازالتی منطقـه، در حدود ۱۰۵ تا ۱۱۰کیلومتر بوده است. این عمق، بر زون گارنت‌لرزولیت و گوشتهٔ آستنوسفری منطبق است.

مقـادیر انـدکی بـالای LREE و LILE و همچنــین، ناهنجاری مثبـت سـرب، اگرچـه بـه آلایـش پوسـته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها اشـاره دارنـد، ولـی مقـادیر SiO_2 پایین (کمتر از ۵۰ درصد)، عدد منیزیم بالا (۵۰) و از همه مهم‌تر، تهی‌نشدگی نمونه‌هـا از HFSE، نشـان

می‌دهند که این آلایش، گسترده نبوده، در تحول ماگمای سازندهٔ این سنگ‌ها نقش چندانی نداشته و بیشتر شامل ایجاد تغییر در مقادیر عناصر نادر سبک و ناسازگار بوده است.

الگوی تکتونوماگمایی

تلفیق یافته‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی و مقایسه آن‌ها با مطالعات مشابه انجام شده توسط دیگر پژوهشگران، این امکان را فراهم می‌آورد که در مورد ماگماتیسم و تحولات ماگمایی یک منطقه و ارتباط آن با رخدادهای زمین‌شناسی آن سرزمین بتوان نظر داد. امروزه معلوم شده که هر سنگ آذرین را می‌توان به یک محیط زمین‌شناسی خاص با رژیم گرمایی و الگوی تکتونوماگمایی معین، ارتباط داد. هر یک از محیط‌های زمین‌شناسی، مجموعه سنگ‌های خاص خود را دارند و توزیع سنگ‌ها با جایگاه زمین‌ساختی تغییر می‌کند. این توزیع، نشان‌دهندهٔ رابطهٔ علت و معلولی بین زمین‌ساخت ورقه‌ای و تشکیل ماگماهاست.

بر اساس یافته‌های این تحقیق و الگوهای زمین‌ساختی ارائه شده برای بخش‌های شمالی حوضه ایران مرکزی و جنوب البرز در سنوزوئیک (مثل مطالعات Ghasemi و Talbot، ۲۰۰۶؛ Kazmin و Tikhonova، ۲۰۰۸)، می‌توان گفت که ماگمای بازیک سازندهٔ سنگ‌های مورد مطالعه، احتمالاً در یک حوضهٔ کششی ریفتی پشت کمانی (BAB) اولیه و نابالغ، واقع در پشت نوار اصلی ماگمایی نوع آندی کالکوآلکالن ایران مرکزی (ارومیه- دختر) در زمان الیگوسن- میوسن تشکیل شده‌اند. این حوضه‌های پشت کمانی، مناطق کششی کوچکی هستند که در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای، در پشت کمان ماگمایی اصلی نواحی فرورانش شکل می‌گیرند (Hawkins, 1994; Martinez *et al.*, 2007).

به اعتقاد Ramos و Kay (۲۰۰۶)، بازالت‌های پشت‌کمانی در ورای کمان‌های آتشفشانی اصلی، در بسیاری از نواحی حاشیهٔ قاره‌ای فعال تشکیل می‌شوند. این بازالت‌های پشت کمانی، مکان‌های گذر از بازالت‌های کمانی به بازالت‌های درون قاره‌ای هستند. اگرچه در این مناطق پشت‌کمانی، گاه کشش‌ها آن‌قدر تداوم و گستردگی دارند که تشکیل پشتهٔ میان‌اقیانوسی و گسترش بستر اقیانوس را موجب می‌شوند (مانند دریای چین و ژاپن)، امّا در بسیاری از موارد، این حوضه‌ها در همان مراحل کشش‌های آغازین و به‌صورت نواحی فروافتادهٔ پشت کمانی باقی می‌مانند (مانند بخش‌های وسیعی از مناطق فروافتادهٔ مرکزی قارهٔ آمریکا در پشت کمان ماگمایی آند، در کانادا، آمریکا، مکزیک، شیلی و نقاط دیگر این قاره).

امروزه، با انجام مطالعات پترولوژیک و زمین‌ساختی، انگارهٔ محسوب نمودن حوضهٔ فروافتادهٔ شمال ایران مرکزی واقع در پشت نوار ماگمایی ارومیه- دختر به‌عنوان یک حوضهٔ پشت کمانی تقویت شده است (مثلاً Verdle, 2009؛ برهمند و همکاران، ۱۳۸۹؛ برهمند و قاسمی، ۱۳۸۹ الف، ب، پ؛ Ghasemi and Talbot, 2006; Guest *et al.*, 2007b). به اعتقاد Nishimura (۲۰۰۲) همه حوضه‌های پشت کمانی دنیا تقریباً در مناطقی تشکیل شده‌اند که سن و ضخامت لیتوسفر اقیانوسی و زاویه زون فرورانش زیاد بوده است. به اعتقاد Verdle (۲۰۰۹)، فرورانش با شیب زیاد لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی، در تشکیل حوضه‌های کششی پشت‌کمانی الیگوسن ایران مرکزی، نقش عمده‌ای را ایفا کرده است. به اعتقاد وی، کشش‌های حاکم بر این حوضه، سبب نازک‌شدگی پوسته، بالاآمدگی آستنوسفر، وقوع

ذوب‌بخشی ناشـی از کـاهش فشـار در گوشـتهٔ درحـال صعود و ایجاد بازالت‌های حوضـه‌هـای پشـت‌کمـانی، بـا انـدکی آلایـش پوسـته‌ای شـده اسـت. بـه‌نظـر ایشـان، داده‌های عناصر کمیاب نشان می‌دهند که در این زمان، هنوز هم قطعهٔ اقیانوسی فرورانده شده، با تعدیل ناحیـهٔ منبع در منشأ این بازالت‌ها مشارکت داشته است.

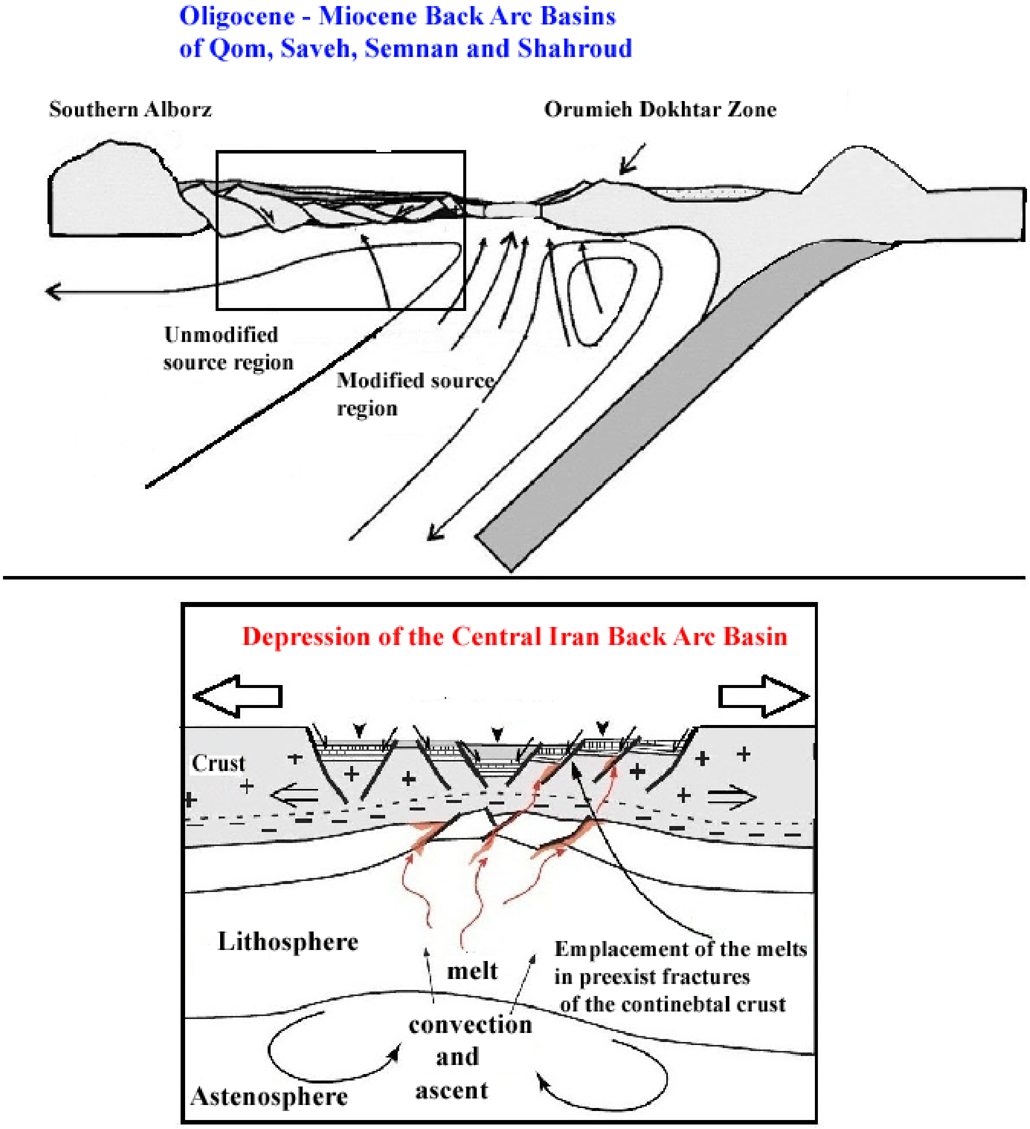
بازالـت‌هـای مـذکور بـه سـن ۳۳ میلیـون سـال، در داخـل سـازند قرمـز زیـرین در منطقـه گنـداب قـم حضـــور دارنـــد (Verdle, 2009). البتـــه، تـــداوم فـرورانش بـا شـیب کـم لیتوسـفر اقیانوسـی نئـوتتیس به زیر ایران مرکزی نیز مـی‌توانـد باعـث انتقـال جبهـه ماگماتیســم الیگوســن- میوســن از کمــان ماگمــایی ارومیـه- دختـر بـه نـواحی شـمالی ایـران مرکـزی و جنوب البرز شده باشـد، امـا هـم‌زمـانی ماگماتیسـم در هــر دو ناحیــه و نبــود ویژگــی‌هــای ژئوشــیمیایی ماگماهــای کمــانی (بــه‌ویــژه تهــی‌شــدگی بــارز از HFSE) در سـنگ‌هـای آذریـن نـواحی شـمالی ایـران مرکـزی و جنـوب البـرز، قبـول ایـن فـرض را مشـکل می‌سازند.

برهمنـد و همکـاران (۱۳۸۹)، بیـان داشـتند کـه فـرورانش لیتوسـفر اقیانوسـی متاسوماتیسـم شـده نئـوتتیس بـه زیـر حاشـیه جنـوبی ایـران مرکـزی در طـی ائوسـن و آب‌زدایـی آن، باعـث تغییـر و تعـدیل ناحیهٔ منشأ ماگمـای سـنگ‌هـای بـازالتی پشـت‌کمـانی ایـران مرکـزی در طـی الیگوسـن زیـرین شـده اسـت، بـه‌گونـه‌ای کـه سـنگ‌هـای آذریـن پشـت کمـانی الیگوســن- میوســن ایــران مرکــزی، تــا حــدودی ویژگـی‌هـای سـنگ‌هـای منـاطق فرورانشـی را کسـب کرده‌اند. بـه اعتقـاد آن‌هـا، فاصلهٔ ناحیـه منشـأ ماگمـا از زون فـرورانش، در تعـدیل محـل منشـأ ماگمـا نقـش اصلی را ایفا می‌کند.

بنـابراین، نبـود ناهنجـاری منفـی HFSE و یـا بـه عبارت بهتـر، نبـود ویژگـی‌هـای ماگماهـای کمـانی در سنگ‌های بازالتی احمـدآباد را مـی‌تـوان بـه دور بـودن نسـبی محـل منشـأ ماگمـای سـنگ‌هـای بـازالتی مذکور از زون فرورانش نئوتتیس نسبت داد.

بر اساس طرح پیشنهادی، در خلال رخداد فرورانشی کرتاسهٔ فوقـانی- ائوسـن، حجـم زیـادی از مـواد فـرّار و عناصر لیتوفیل بزرگ یون ناشـی از آب‌زدایـی لیتوسـفر اقیانوسی فرورونده متاسوماتیسم شدهٔ نئوتتیس، به گـوهٔ گوشته‌ای روی زون فرورانش وارد شده و باعـث تعـدیل ترکیب شـیمیایی گوشـتهٔ زیـر لیتوسـفر قـاره‌ای ایـران مرکزی و کاهش نقطهٔ ذوب آن شده‌اند.

از اواخر ائوسـن تـا میوسـن، پوسـتهٔ قـاره‌ای پشـت کمـانی ایـران مرکـزی متحمـل کشـش، کـاهش فشـار وارد بـر گوشـــته، ذوب‌بخشـــی و بـــالازدگی گوشـــته و درنهایـت، تـورم پوسـته بـوده اسـت. در مراحـل اولیـه، ذوب‌بخشـی در اعمـاق بیشـتر و درجـهٔ کـم‌تـر رخ داده و مذاب‌های تولیـد شـده بـه‌شـدت از عناصـر ناسـازگار غنـی بـوده‌انـد. بـا افـزایش کشـش در پشـت‌کمـان آتشفشـانی و بالاآمـدگی و ذوب‌بخشـی بیشـتر گوشـتهٔ فوقـانی، بـر حجـم ماگمـای تولیـدی افـزوده شـده و زمینـه بـرای صـعود دیـاپیری آن بـه افـق‌هـای بـالاتر فـراهم شـده اسـت. ماگمـای حاصـل در ایـن محـیط کششـی درون قـاره‌ای پشـت کمـانی، در امتـداد گسل‌هـای عمیـق صـعود کـرده و در خـلال بالاآمـدن، متحمـل فراینـدهای پترولوژیـک مختلـف نظیـر تبلـور تفریقـی، همـراه بـا هضـم و آلایـش انـدک پوسـته‌ای شـــده اســـت. در نهایـــت، ماگمـــای آلکـــالن مـــذکور توانســـته بـــه‌صـــورت گـــدازه در محـــیط دریاچـــه‌ای کـــم‌عمـــق تشـــکیل رســـوبات مـــارنی قرمـــز رنـــگ الیگوسن- میوسن فوران کند (شکل ۲۹).



شکل ۲۹- تصویر نمادین از نحوهٔ تشکیل حوضهٔ پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگوسن- میوسن، با الهام از طرح Grange و همکاران (۲۰۰۸) با تغییرات

نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی این تحقیق نشان می‌دهند که بر خلاف گزارش‌های قبلی مبنی بر سن کواترنری بازالت‌های منطقه، آن‌ها قدیمی‌تر و به الیگوسن میانی- پسین تعلق دارند. روندهای ژئوشیمیایی این بازالت‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی، نادر و نادر خاکی و تعیین محیط زمین‌ساختی، نشان‌دهندهٔ طبیعت آلکالن ماگما و تشکیل آن از ذوب‌بخشی تقریباً ۱۰ درصدی یک منبع گارنت لرزولیتی غنی شدهٔ تحول یافته، بر اثر کاهش فشار وارد بر آن، در یک محیط کششی درون قاره‌ای پشت کمانی است. ماگمای حاصل، از طریق گسل‌های عمیق موجود در پوسته قاره‌ای آن زمان (الیگوسن)، به سطح زمین رسیده و در محیط رسوب‌گذاری مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن فوران کرده است. اولین مرحلهٔ

خــروج هــر روانــهٔ بــازالتی بــه‌صــورت انفجــاری و در ادامه با خروج آرام گدازه همراه بوده است.

به‌نظر می‌رسـد کـه ایـن حوضـهٔ کششـی، در پشـت کمـــان ماگمـــایی ارومیـــه- دختـــر، در بخـــش‌هـــای وسـیعی از ایـران مرکـزی، از قـزوین تـا کـرج، سـاوه، قـم، جنـــوب تهـــران، ورامـــین، گرمســـار، ســـمنان، دامغان، شاهرود، سـبزوار، کاشـمر و شـاید تـا بیرجنـد، ادامه داشته است.

منابع

برهمند، م. (۱۳۸۹) بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقهٔ احمـدآباد (خـارتوران، جنـوب‌شـرق شـاهرود). پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.

برهمند، م. و قاسمی، ح. (۱۳۸۹ الف) زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق موجود در سـازند قرمـز زیـرین ناحیـه گرمسار. چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علـوم‌زمـین، دانشـگاه ارومیـه، ارومیـه، ایران.

برهمند، م. و قاسمی، ح. (۱۳۸۹ ب) بررسی عوامل تهی‌شدگی و تهـی‌نشـدگی عناصـر HFS در ماگماتیسـم آلکـالن پشـت قوسـی الیگوسن ایران مرکزی در نواحی گرمسار و احمدآباد. چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشـگاه پیـام‌نـور، دانشـگاه پیـام‌نـور مشهد.

برهمند، م. و قاسمی، ح. (۱۳۸۹ پ) پتروژنز توده‌های ساب‌ولکانیکی گابرو- دیوریتی گرمسار. چهارمین همایش ملی زمـین‌شناسـی دانشگاه پیام‌نور، دانشگاه پیام نور مشهد.

برهمند، م.، قاسمی، ح.، طاهری، ع. و صادقیان، م. (۱۳۸۹) ژئوشیمی و پتروژنز روانه‌های بازالتی الیگوسـن احمـدآباد (جنـوب‌شـرق شاهرود). هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

بهرودی، ا. و عمرانی، ج. (۱۳۷۸) گزارش ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین. سازمان زمین‌شناسـی و اکتشـافات معـدنی ایـران، تهران.

سلامتی، ر. (۱۳۷۸) گزارش ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.

Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J. A. C., Maidment, D. and 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.

Best, M. G. (2003) Igneous and metamorphic petrology. Blackwell Publishing, Oxford.

Bozorgnia, F. (1966) Qom Formation stratigraphy of the central basin of Iran and its intercontinental position. Bulletin of Iran Petroleum Institute 24: 69-75.

Chen, Y. and Zhang, Y. (2008) Olivine dissolution in basaltic melt. Geochimica et Cosmochimica Acta 72: 4756-4777.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurts, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin.

Ellam, R. M. and Cox, K. G. (1991) An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. Earth and Planetary Science Letters 105: 330-342.

Floyd, P. A., Kelling, G., Gokcen, S. L., Gokcen, N. (1991) Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey. Chemical Geology 89: 263-280.

Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26: 683-693.

Grange, M., Scharer, U., Cornen, G. and Girardeau, J. (2008) First alkaline magmatism during Iberia-Newfoundland rifting. Terra Nova 20: 494-503.

Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W. C. (2007) Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. Tectonics 26.

Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics 451: 71-96.

Hawkins, J. W. (1994) Petrologic synthesis: Lau Basin transect (Leg 135), Proc. ODP. Science Research 135: 879-905.

Hirschman, M. (1998) Origin of the transgressive granophyres in the layered series of the Skaergaard intrusion, East Greenland. In: Geist, D. J. and White, C. M. (Eds.): Journal of Volcanology and Geothermal Research 52: 185-207.

Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B. and Shimizu, N. (1990) Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. Journal of Geophysical Research 95: 2661-2678.

Kazmin, V. G. and Tikhonova, N. F. (2008) Cretaceous-Paleogene Back-arc Basin in the Iran-Afghanestan-Pamirs Segment of the Eurasian Active Margin. Doklady Earth Sciences 422(7): 1018-1020.

Martinez, F., Okino, K., Ohara, Y. and Goffredi, S. H. (2007) Back-Arc Bacins. Oceanography 20(1): 11-12.

Mertz, D. F., Weinrich, A. J., Sharp, W. D. and Renne, P. R. (2001) Alkaline intrusions in a near-trench setting, Franciscan complex, California: constraints from geochemistry, petrology, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ chronology. American Journal of Sciences 301: 877-911.

Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarz, M. (2005) The bandurrias gabrro: Late oligocene alkaline magmatism in the patagonian cordillera. Journal of South American Earth Sciences 18: 147-162.

Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38: 757-775.

Nishimura, S. (2002) Why are there no Back-Arc Basin around the eastern Pacific margin? Revista Mexicana De ciencias Geologicas 19(3): 170-174.

Ramos, V. A. and Kay, S. M. (2006) Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). In: Kay, S. M. and Ramos, V. A. (Eds.): Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S Lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 1-17.

Rollinson, H. R. (1993) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. John Wiley and Sons, New York.

Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Reviews in Geophysic 33: 267-309.

Shervais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of moder nophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters 59: 101-118.

Shutoa, K., Hiraharab, Y., Ishimotob, H., Aokic, A., Jinbod, A. and Gotoe, Y. (2004) Sr and Nd isotopic compositions of the magma source beneath north Hokkaido, Japan: comparison with the back-arc side in the NE Japan arc. Journal of Volcanology and Geothermal Research 134: 57-75.

Sirvastava, R. K. and Singh, R., K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the Indian craton: Evidence for mantle metasomatism. Journal of Asian Earth Sciences 23: 373-389.

Sun S. S. and McDonough, W. F. (1989) A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): Magmatism in oceanic basins. Geological Sosciety of London, Special Publication 42: 313-345.

Varekamp, J. C., Hesse, A. and Mandeville, C. W. (2010) Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). Journal of Volcanology and Geothermal Research 197: 313-328.

Verdle, C. (2009) Cenozoic geology of Iran: An intergrated study of extentional tectonics and related volcanism. Ph.D. Thesis. California Institute of Technology, Pasadena, California.

Wang, Y., Fan, W. and Guo, F. (2003) Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications. Geochemical Journal 37: 427-448.

Wayer, S., Munker, C. and Mezger, K. (2003) Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the diferentiation history of the crust-mantle system. Earth and Planetary Science Letters 205: 309-324.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20: 325-342.

Xu, X. W., Jiang, N., Yang, K., Zhang, B.L., Liang, G. H., Mao, Q., Li, J. X., Du, S. J., Ma, Y. G., Zhang, Y. and Qin, K. Z. (2009) Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanho area. Western Yunnan, China. Lithos 113: 595-611.

The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: Implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin

Habib Allah Ghasemi *, Mohammad Barahmand and Mahmoud Sadeghian

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

Abstract

Some basaltic lava, with olivine basalt to basaltic composition, have been erupted within the Oligocene gypsiferous red marls (Lower Red Formation), in east and southeast of Shahroud. These rocks display microlitic porphyry, glomeroporphyry and hyaloporphyry textures. Olivine, plagioclase and pyroxene (in olivine basalts) and plagioclase and pyroxene (in basalts) are the main minerals. Enrichment in LREE and LILE and depletion in HREE, with positive anomalies in Pb, Sr and Cs, and the absence of negative anomalies in Eu and HFSE, indicate an alkaline nature and a sub-lithospheric enriched mantle source for these rocks. The rocks studied plot in back-arc basin realm in petrogenetic and tectonomagmatic diagrams and seem to be generated from about 10% partial melting of an enriched garnet-lherzolitic mantle source. This tectonic setting, implies an extensional proto-back-arc basin in Oligo-Miocene, behind the Uroumiyeh-Dokhtar magmatic arc, in some parts of Central Iran, that had been accompanied by the deposition of continental sediments (Lower Red Formation), shallow sea deposits (Qom Formation) followed by continental sediments (Upper Red Formation) and basic alkaline mantle magmatism.

Key words: Basalt, Magmatism, Back-arc basin, Oligocene-Miocene, Central Iran, Shahroud

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir