

پتروگرافی، شیمی کانی، دما-فشارسنجی و تعیین سری ماگمایی آنکلاوهای حد واسط در توده نفوذی قهرود، جنوب کاشان

علی قاسمی^۱، سید محسن طباطبایی منش^{۱*} و سید حسن طباطبایی^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

توده نفوذی قهرود بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر است. این توده با سن احتمالی الیگومیوسن در نتیجه فعالیت های شدید ماگمایی طی کوهزاد آلیپ تشکیل شده و ترکیب آن از گرانودیوریت تا تونالیت تغییر می کند. کانی های اصلی تشکیل دهنده این توده شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و کانی های فرومنیزین آن بیوتیت، پیروکسن و آمفیبول هستند. این توده حاوی آنکلاوهای با ترکیبی دیوریتی با ابعاد مختلف است. مطالعات شیمی کانی انجام شده بر روی پیروکسن های موجود در این آنکلاوها بیانگر حضور دو نوع کلینوپيروكسن با ترکیب اوزیت تا دیوپسید در این سنگ ها است که گاهی متحمل دگرسانی اورالیتی شده اند. ترکیب شیمیایی پیروکسن ها بیانگر شکل گیری آنها در محیط مرتبط با فروران ش است. پیروکسن ها در فشارهای بین ۶ تا ۱۵ کیلو بار و محدوده حرارتی ۱۲۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده اند. مطالعات انجام شده بر روی شیمی کانی پیروکسن نشان می دهد که میزان آب ماگمای تشکیل دهنده این سنگ ها بالا بوده است. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و نیز میزان آب ماگما طی تکامل ماگمایی می تواند بیانگر تبلور کلینوپيروكسن ها طی صعود ماگما و در فشارهای متفاوت باشد.

واژه های کلیدی: پتروگرافی، آنکلاو، کلینوپيروكسن، دما-فشارسنجی، قهرود، ارومیه-دختر

مقدمه

ارومیه-دختر است و ارتفاعات آن از روند شمال غرب-جنوب شرق تبعیت می کند. در منطقه کاشان سنگ های آتشفشانی ائوسن پیکره اصلی کمان ماگمایی ارومیه-دختر را پدید آورده اند که به صورت گدازه های آندزیتی-بازالتی و پیروکلاست های داسیت-آندزیتی نمایان هستند.

توده نفوذی قهرود با وسعت حدود ۹۵ کیلومتر مربع در ۳۰ کیلومتری جنوب کاشان و در مختصات جغرافیایی ۵۱°۲۰' تا ۵۱°۲۵' طول شرقی و ۳۳°۳۷' تا ۳۳°۴۴' عرض شمالی واقع شده است. این منطقه بخشی از کمربند ماگمایی

سنگ‌های نفوذی با سن الیگوسن-میوسن و ترکیب گابرو تا گرانیت در منطقه دیده می‌شود که همراه با سنگ‌های آتشفشانی همین زمان و توده‌های نیمه عمیق پلیوسن با حجم به مراتب کمتر در کنار واحدهای سنگی ائوسن نمایان هستند (Radfar, 1993). بر اساس پژوهش‌های انجام شده ناحیه مورد مطالعه تحت تأثیر دو حادثه قرار گرفته است. حادثه اول، حضور توده بزرگ استوک مانند گرانودیوریتی-تونالیتی است که بیشترین رخنمون این توده در اطراف روستای قهرود، قمصر و قزان بوده و ارتفاعات بلندی را در این مناطق تشکیل می‌دهد (Badr, 2012). جوان‌ترین طبقاتی که از این جایگیری متأثر شده‌اند به آهک‌های سازند قم در کوه‌های غرب و شمال غرب قمصر و جنوب قهرود متعلق است. بنابراین، زمان تزریق این ماگما باید بعد از میوسن زیرین باشد (Radfar, 1993). نتایج سن‌سنجی بر روی توده گرانودیوریتی-تونالیتی مشابه در کوه‌های کرکس بین ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال (میوسن میانی-بالایی) است (Amidi, 1975). حادثه دوم، ماگماتیسم با ترکیب اولیه داسیتی-ریوداسیتی در جنوب غربی قهرود و شمال جوهره دیده می‌شود که سنگ‌های گرانودیوریتی-دیوریتی قهرود را قطع کرده است. وجود رخنمون‌های بسیار کوچک و دگرسان شده گرانیت در درون این پهنه دگرسان شده به تأثیر گذاری این مرحله ماگمایی داسیتی-آندزیتی اشاره دارد. به نظر می‌رسد از نظر سنی این سنگ‌های داسیتی-آندزیتی به پلیوسن متعلق باشد (Khakekhob, 1991).

Pourhosseini (۱۹۸۱) توده‌های نفوذی نطنز و بزمان را مورد مطالعه قرار داده است و رشته کوه‌های کرکس جبال بارز را یک کمان ماگمایی

آندین معرفی می‌کند. ایشان معتقد است که فرورانش صفحه عربستان و ایران مرکزی، در نئوژن انجام شده است. نامبرده ماگمای مولد سنگ‌های آذرین الیگومیوسن را حاصل از ذوب گوشته یا پوسته اقیانوسی دانسته و مسأله به وجود آمدن آنها از یک رژیم زمین‌ساخت کافتی را مردود می‌داند. Bashiri (۱۹۹۹) ماهیت کالک‌آلکالن را برای سنگ‌های آذرین منطقه در نظر گرفته است و Ahankob (۲۰۰۳) توده نفوذی قهرود را دارای ماهیت کالک‌آلکالن می‌داند که از نظر موقعیت تکتونیکی جزو گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای محسوب می‌شود. Kabiri (۲۰۱۱) دگرسانی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری قمصر در جنوب کاشان و در مجاورت توده نفوذی قهرود را بررسی کرده است. مطالعات انجام شده توسط وی گویای آن است که بخش مهمی از ایران در اوایل دوران سوم تحت تأثیر پیشروی یک دریای کم عمق قرار گرفته است. ادامه پیشروی این دریای کم عمق در مجاورت ولکانیسم شدید ائوسن همراه با توفیت‌ها و شاردهای شیشه‌ای که در نتیجه برخورد امواج با پامیس‌های شناور یا شوک حرارتی طی فوران‌های هیدروکلاستیک ایجاد می‌شود، می‌تواند بیانگر تأثیرگذاری فرآیندهای اپی‌کلاستی در این منطقه باشد.

یکی از ویژگی‌های عمده در توده‌های نفوذی مستقر در نوارهای کوهزایی، حضور آنکلاوهای مافیک در این توده‌ها است (Sparks and Marshal, 1986). واژه آنکلاو بر ای نخستین بار توسط Lacroix در سال ۱۸۹۰ برای توصیف قطعات سنگی بیگانه موجود در داخل سنگ‌های آذرین همگن به کار برده شد. معنی خود آنکلاو، یعنی بخشی از زمین یا منطقه‌ای که توسط زمین

یا منطقه دیگری محصور شده است (Didier and Barbarin, 1991). مطالعه شیمی‌کانی و پتروژنز آنکلاوها در توده‌های گرانیتوئیدی می‌تواند اطلاعات مفیدی در مورد خاستگاه و ماهیت سنگ منشأ، چگونگی تحول و تکامل ماگمای مولد توده‌های نفوذی و بررسی احتمال وقوع اختلاط ماگمایی در اختیار قرار دهد (Frost and Eberz and Nicholls, 1988; Mahood, 1987; Sheykh Zakariaii and Divsalar et al., 2008; Tahmasebi and Ghafari Fakher, 2008; Tahmasebi et al., 2010; Ahmadi Khalaji, 2010; Xiong et al., 2011, 2012). در توده نفوذی قهرود آنکلاوهای میکروگرانولار به نسبت فراوان با ترکیب دیوریتی حضور دارد که از نظر ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی، شباهت‌ها و تفاوت‌هایی را با گرانیتوئیدهای میزبان نشان می‌دهد. تاکنون هیچگونه مطالعه دقیق پترولوژیکی و ژئوشیمیایی بر روی آنکلاوهای حدواسط موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی قهرود انجام نشده است. در این پژوهش سعی بر آن است که با مشاهده روابط صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی، شیمی‌کانی آنکلاوها، منشأ و چگونگی تشکیل آنکلاوهای میکروگرانولار، خاستگاه سنگ‌های وابسته به توده نفوذی قهرود و شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل آنها از قبیل: فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

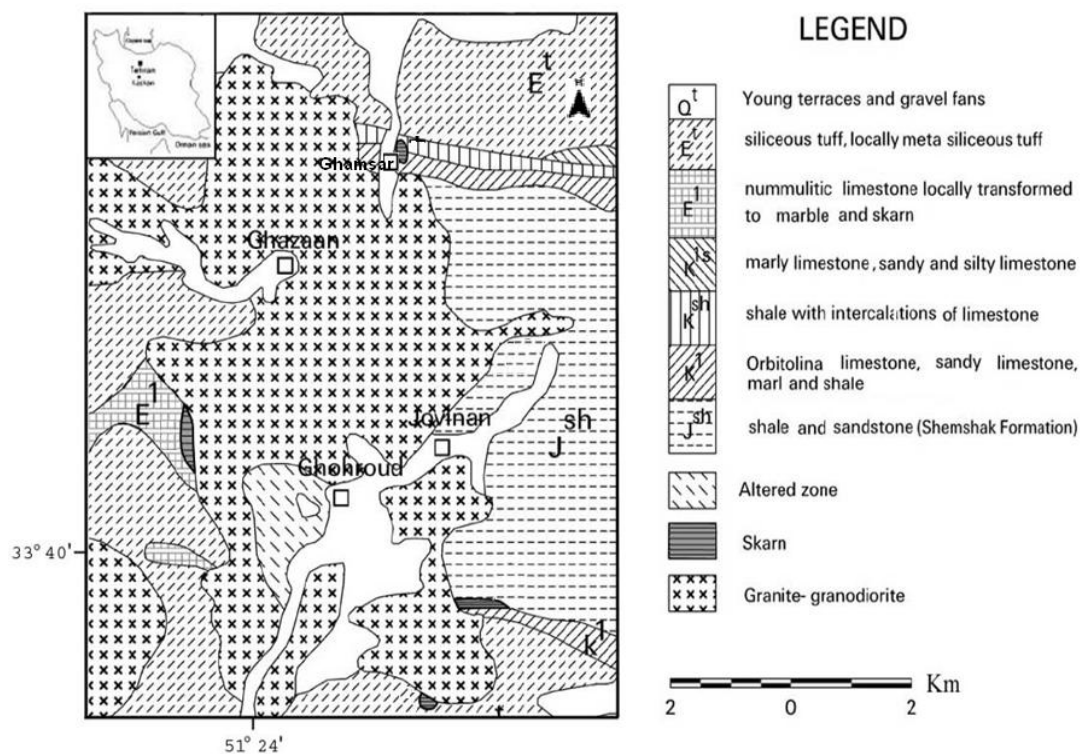
زمین‌شناسی منطقه

قدیمی‌ترین سنگ‌های مشاهده شده در مجاورت توده نفوذی قهرود، سنگ‌های سازند شمشک با سن ژوراسیک است که بیشتر در شرق توده رخنمون دارد (شکل ۱). این واحدها مجموعه‌ای از لایه‌های ماسه‌سنگی، سیلتستونی و شیلی هستند که تحت

تأثیر توده قهرود متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند. در شمال و جنوب توده سنگ‌های ژوراسیک، مجموعه‌ای از سنگ‌های کرتاسه، شامل: آهک‌های اریتولین‌دار، ماسه‌سنگ‌های آهکی، آهک‌های ماسه‌ای دولومیتی و آهک‌های الیتی حاوی فسیل اریتولین متعلق به کرتاسه زیرین مشاهده می‌شود. در جنوب و جنوب‌شرق قهرود، مجموعه‌ای از سنگ آهک و سنگ‌های آذرآواری در بخش بالایی سنگ‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن قرار گرفته که فسیل‌های ائوسن بالایی و شروع الیگوسن را در بر گرفته است. سن قدیمی‌ترین لایه‌های فسیل‌دار سنگ‌های ائوسن در منطقه با ترکیب آهک نومولیت‌دار، ائوسن میانی است (Hassanzade, 1978). توده نفوذی قهرود با ترکیب گرانودیوریت - تونالیت نشانگر مهم‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه است. بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختمانی - رسوبی ایران (Aghanabati, 1994) این توده بخشی از پهنه ساختمانی ارومیه-دختر در غرب پهنه ایران مرکزی محسوب می‌شود. بر اساس مطالعه Berberian و King (۱۹۸۱) کمربند تکتوماگمایی ارومیه-دختر یک کمان ماگمایی نوع آندی است که در اثر فروانش لیتوسفر اقیانوسی تتیس جوان به زیر ایران مرکزی طی کوهزایی آلپ شکل گرفته و موجب ظهور فعالیت‌های آذرین ائوسن-میوسن از گابرو تا گرانیت شده است (Shahabpour, 2005). رنگ سنگ‌های این توده سفید متمایل به خاکستری بوده و بافت آنها به طور عمده گرانولار و گاه پورفیروئیدی است که به سمت حاشیه دانه‌ریزتر می‌شود. حضور مقادیر به نسبت زیاد آنکلاوهای گرد و بیضوی با منشأ آذرین و با ترکیب دیوریت و مونزدیوریت از ویژگی‌های مهم این توده نفوذی است که بیشتر در حاشیه و مرکز این توده مشاهده می‌شود. اندازه این آنکلاوها بین ۱۰ میلی‌متر تا ۴۰

رنگینی مزوکراتیک تا ملانوکراتیک، به صورت ریزدانه تا متوسط دانه دیده می شود (شکل ۲).

سانتی متر در تغییر است اما ابعاد ۱۰ تا ۲۰ سانتی متری، فراونی بیش تری داشته و با درجه



شکل ۱- نقشه زمین شناسی خلاصه شده منطقه قهرود (اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان با اندکی تغییرات ((Radfar, 1993)



شکل ۲- آنکلاوهای گرد و بیضوی با منشأ آذرین و با ترکیب دیوریت و مونزودیوریت در توده گرانیتوئیدی قهرود

روش انجام پژوهش

طی این پژوهش، تعداد پنج نمونه آنکلاو برداشت و برای مطالعات پتروگرافی انتخاب شد. پس از انجام بررسی های کانی شناسی و

سنگ شناسی برای پی بردن به نوع و ترکیب کانی ها از کانی های پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز تجزیه نقطه ای در آزمایشگاه اشتوتگارت کشور آلمان توسط دستگاه ریزکاو

الکترونی 100 ComecaSX با شرایط ولتاژ شتاب دهنده 20kv و شدت جریان 15 nA به عمل آمد. به منظور پردازش داده‌ها از نرم‌افزارهای Excel، Minpet و Petrograph استفاده شد. در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز و رسم دیاگرام‌های مرتبط از صفحات گسترده Mineral Spreadsheet استفاده گردید.

پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد کانی‌شناسی این آنکلاوها شامل: پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کلینوپیروکسن است که در زمینه‌ای از آلکالی‌فلدسپار و کوارتز پراکنده‌اند (شکل ۳). کلینوپیروکسن به عنوان یکی از کانی‌های اصلی در آنکلاوهای دیوریتی محسوب می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های دیوریتی به صورت درشت‌بلور و نیمه شکل‌دار و معمولاً در اندازه ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ میکرون در کنار پلاژیوکلاز و آمفیبول با بافت گرانولار رشد کرده و گاهی در اثر اورالیتی شدن، از حاشیه به آمفیبول تبدیل شده‌اند (شکل ۳-A و B و C). کلینوپیروکسن‌ها گاهی اوقات به صورت اذخال در درون پلاژیوکلازها قرار گرفته‌اند و نشانگر تقدم تبلور این کانی بر پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلاز در آنکلاوهای دیوریتی قهرود به طور غالب درشت‌بلور بوده و دارای ماکل مکرر یا ساختمان منطقه‌ای است که معمولاً در اثر دگرسانی به سوسوریت تبدیل شده‌اند.

مطالعات نشان می‌دهد که آنکلاوها به طور کلی به چند دسته رستیت، زینولیت، کومولا، اتولیت حاشیه انجماد سریع یا اختلاط ماگمایی تقسیم‌بندی می‌شوند (Vernon, 1991). رستیت‌ها که بقایای ذوب نشده حاصل از آناتکسی سنگ‌های پوسته‌ای ماگمایی هستند، بیشتر در گرانیتهای

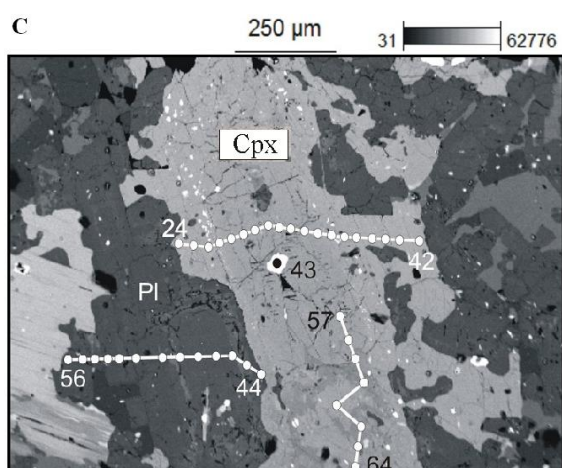
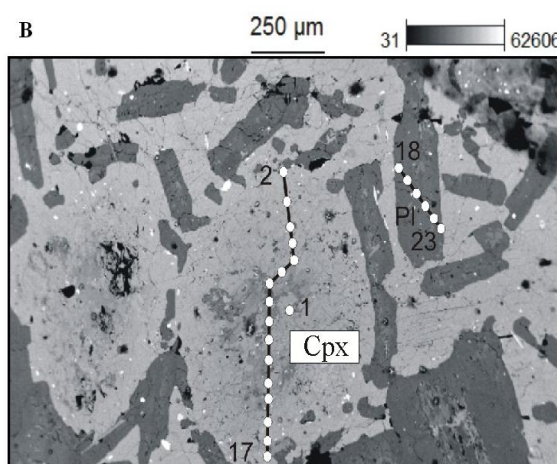
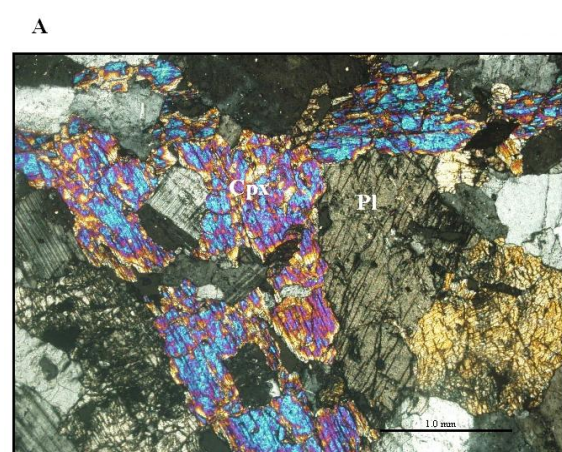
تیپ S دیده می‌شود (Chappell et al., 1987). آنکلاوهای ماگمایی می‌تواند شامل: زینولیت‌هایی از جنس سنگ‌های دیواره باشد که در حین بالا آمدن ماگما به دام می‌افتد (Tindle and pearce, 1983) یا این که در اثر جدایش ماگما ناشی از تجمع کانی‌های مافیک در ضمن تبلور و بالا آمدن مذاب روی دهد (Barbarin and Didier, 1992). وجود آنکلاوهای دانه‌ریز مافیک با مرزهای مشخص و با اشکال گرد شده فاقد بافت‌های رسوبی یا دگرگونی و همچنین، رخنمون سنگ‌های بازیک تا حدواسط مثل توده نفوذی قزان در نزدیک توده نفوذی قهرود از شواهد صحرایی منشأ اختلاط برای این آنکلاوها محسوب می‌گردد. همچنین، آنکلاوها می‌توانند حاصل اختلاط ماگمایی کلی (Mixing) و جزیی (Mingling) باشد که باعث تجمع قطعات گویچه مانندی از ماگمای مافیک سرد شده در ماگمای فلسیک شود (Eberz and Nicholls, 1988). Vernon (۱۹۹۱) عقیده دارد که وجود بلورهای شکل‌دار فازهای مافیک و پلاژیوکلاز، بافت پورفیروئید، زونینگ پلاژیوکلازها، دانه‌ریز بودن آنکلاو نسبت به سنگ میزبان، بافت پویی‌کیلیتیک آلکالی‌فلدسپار یا پلاژیوکلاز، تجمع آمفیبول یا زینوکریست‌های کوارتز و شکل کشیده برخی از بلورها مانند آپاتیت یا بیوتیت همگی شواهدی هستند که دلالت بر منشأ ماگمایی آنکلاوها دارد.

معمول‌ترین آنکلاوها در منطقه مورد مطالعه، شامل: سنگ‌هایی با بافت میکروگرانولار حدواسط است که ترکیب این گونه آنکلاوها به طور عمده دیوریت است. دانه‌ریز بودن آنکلاوها به عنوان شواهدی از سرد شدن سریع مذاب سازنده آنها در مقایسه با ماگمای گرانیئوئیدی میزبان تفسیر می‌شود. ورود گویچه‌های ماگمایی حد واسط دمای بالاتر به درون ماگمای فلسیک سردتر، باعث

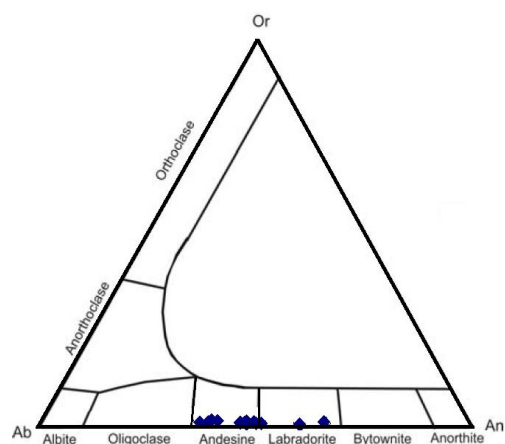
ماگمای اسیدی به نسبت سردتر نفوذ کرده و با از دست دادن دما به آنکلاو تبدیل شده است و در برابر مذاب پیرامون خود نفوذ ناپذیر باقی مانده است (Stephens *et al.*, 1991).

شیمی پلاژیوکلاز: برای بررسی ترکیب شیمیایی و فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل پلاژیوکلاز، این کانی تجزیه ریزکاو الکترونی شد. نتایج حاصل از این تجزیه‌ها نشان می‌دهد (جدول ۱) که ترکیب پلاژیوکلازها در آنکلاو دیوریتی در محدوده لابرادوریت-آندزین نوسان می‌کند (شکل ۴).

تسریع تبلور ماگمای حد واسطه، افزایش میزان هسته سازی و به دنبال آن تشکیل بافت میکروگرانولار می‌شود (Vernon and Restite, 1983). همین امر باعث می‌شود که با نزدیک شدن به محل همبری آنکلاو-سنگ میزبان، به علت افزایش سرعت سردشدگی، اندازه بلورها نسبت به مرکز آنکلاو کوچک‌تر باشد (Kumar, 2010). محتمل‌ترین منشأ برای تشکیل این آنکلاوها راهیابی مذاب دیوریتی به مخزن ماگمای سازنده گرانودیوریت‌ها است. به این صورت که ماگمای حدواسطه بازیک پر حرارت به درون



شکل ۳- A) تصویر میکروسکوپی کانی‌های موجود در واحدهای سنگی منطقه (XPL). کانی کلینوپیروکسن که توسط پلاژیوکلازها در بر گرفته شده و در اثر اورالیتی شدن از حاشیه و حتی مرکز به آمفیبول تبدیل شده است. B و C) تصاویر Back Scatter Image (BSI) کانی‌های موجود در واحدهای سنگی با پروفیل‌های تجزیه ریزکاو الکترونی (علایم اختصاری بر اساس Kretz (۱۹۸۳) است).



شکل ۴- ترکیب پلاژیوکلازها در آنکلاوهای منطقه از آندزین تا لابرادوریت (Deer *et al.*, 1966)

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های انجام شده بر روی فلدسپارهای توده نفوذی قهرود

Sample	Ga3-18	Ga3-19	Ga3-20	Ga3-21	Ga3-23	Ga3-45	Ga3-46	Ga3-47	Ga3-48
SiO ₂	56.501	55.416	57.07	52.584	55.639	52.196	51.319	56.049	56.879
TiO ₂	0.027	0.018	0.017	0.027	0.022	0	0.015	0.013	0.035
Al ₂ O ₃	26.807	27.565	26.546	29.49	27.402	29.409	30.932	27.074	26.66
FeO	0.298	0.203	0.116	0.174	0.25	0.381	0.171	0.156	0.109
MnO	0.028	0	0.032	0	0.003	0.003	0.008	0.001	0
MgO	0.02	0.018	0	0	0	0	0.104	0	0.032
BaO	0	0.059	0	0	0.027	0.003	0	0.011	0.059
CaO	9.421	9.997	9.151	12.723	10.435	12.677	14.146	9.985	9.486
Na ₂ O	6.48	5.989	6.609	4.439	5.904	4.421	3.563	6.178	6.304
K ₂ O	0.228	0.178	0.177	0.098	0.194	0.076	0.218	0.226	0.27
Total	99.81	99.443	99.718	99.535	99.876	99.166	100.476	99.693	99.834
Si	10.199	10.05	10.285	9.588	10.058	9.564	9.309	10.135	10.251
Al	5.699	5.887	5.634	6.332	5.834	6.346	6.608	5.766	5.658
Ti	0.004	0.002	0.002	0.004	0.003	0	0.002	0.002	0.005
Fe ₂ ⁺	0.045	0.031	0.017	0.027	0.038	0.058	0.026	0.024	0.016
Mn	0.004	0	0.005	0	0	0	0.001	0	0
Mg	0.005	0.005	0	0	0	0	0.028	0	0.009
Ba	0	0.004	0	0	0.002	0	0	0.001	0.004
Ca	1.822	1.942	1.767	2.486	2.021	2.489	2.749	1.935	1.832
Na	2.268	2.106	2.31	1.569	2.07	1.571	1.253	2.166	2.203
K	0.053	0.041	0.041	0.023	0.045	0.018	0.05	0.052	0.062
Cations	20.099	20.072	20.061	20.029	20.073	20.046	20.026	20.082	20.044
Ab	54.7	51.5	56.1	38.5	50	38.5	30.9	52.2	53.8
An	44	47.5	42.9	61	48.9	61	67.8	46.6	44.7
Or	1.3	1	1	0.6	1.1	0.4	1.2	1.3	1.5

Sample	Ga3-49	Ga3-50	Ga3-51	Ga3-52	Ga3-53	Ga3-54	Ga3-55	Ga3-56	Ga3-97
ادامه جدول ۱-...									
SiO ₂	56.565	56.36	58.745	58.606	59.71	56.811	60.354	60.21	56.439
TiO ₂	0.032	0.007	0.002	0.012	0.005	0.02	0.02	0	0.017
Al ₂ O ₃	26.45	26.628	25.222	24.78	24.717	26.473	24.534	24.714	26.728
FeO	0.239	0.167	0.184	0.193	0.134	0.189	0.139	0.226	0.305
MnO	0	0	0	0	0	0.008	0.009	0.005	0.012
MgO	0.003	0.012	0.02	0	0	0	0	0.008	0.013
BaO	0.006	0	0.045	0.025	0.019	0.028	0	0.029	0.009
CaO	9.337	9.411	7.729	7.052	7.153	9.148	6.52	6.943	9.498
Na ₂ O	6.295	6.396	7.505	7.5	7.756	6.61	8.081	7.736	6.405
K ₂ O	0.322	0.254	0.293	0.345	0.251	0.213	0.235	0.253	0.131
Total	99.249	99.235	99.745	98.513	99.745	99.5	99.892	100.124	99.557
Si	10.257	10.223	10.559	10.64	10.699	10.272	10.777	10.738	10.208
Al	5.648	5.688	5.339	5.298	5.215	5.637	5.159	5.19	5.693
Ti	0.004	0.001	0	0.002	0.001	0.003	0.003	0	0.002
Fe ²⁺	0.036	0.025	0.028	0.029	0.02	0.029	0.021	0.034	0.046
Mn	0	0	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0.002
Mg	0.001	0.003	0.005	0	0	0	0	0.002	0.004
Ba	0	0	0.003	0.002	0.001	0.002	0	0.002	0.001
Ca	1.814	1.829	1.488	1.372	1.373	1.772	1.247	1.327	1.841
Na	2.213	2.25	2.616	2.64	2.695	2.317	2.798	2.675	2.246
K	0.074	0.059	0.067	0.08	0.057	0.049	0.054	0.058	0.03
Cations	20.047	20.078	20.108	20.065	20.062	20.084	20.06	20.029	20.074
Ab	54	54.4	62.7	64.5	65.3	56	68.3	65.9	54.6
An	44.2	44.2	35.7	33.5	33.3	42.8	30.4	32.7	44.7
Or	1.8	1.4	1.6	2	1.4	1.2	1.3	1.4	0.7

Wo-En-Fs برای تعیین ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن استفاده نمود (Morimoto *et al.*, 1988).

بر اساس شکل B-۵، (Morimoto *et al.*, 1988) نمونه‌های مورد بررسی بر روی محدوده دیوپسید-اژیت تصویر شده است. بررسی منطقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های موجود نشان می‌دهد که میزان آهن از مرکز به حاشیه افزایش می‌یابد. این حالت می‌تواند دلیلی بر تبلور طی تفریق بلوری باشد (Sakuyama, 1984).

اورالیتی شدن پیروکسن‌ها: کلینوپیروکسن‌ها پدیده اورالیتی شدن را نشان می‌دهد. در شکل ۳ اورالیتی شدن کلینوپیروکسن‌ها و تبدیل آن به

شیمی کلینوپیروکسن: نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای بر روی پیروکسن‌های بررسی شده در جدول ۲ ارایه شده است. بر اساس تقسیم‌بندی Morimoto و همکاران (۱۹۸۸) پیروکسن‌ها در چهار گروه قرار می‌گیرند که عبارتند از: پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad)، پیروکسن‌های (Ca-Na)، پیروکسن‌های (Na) و پیروکسن‌های (Others).

در دیاگرام Q-J و J به صورت $J=2Na$ و $Q=Ca+Mg+Fe(II)$ تعریف می‌شود. کلینوپیروکسن‌های منطقه در موقعیت Quad تصویر شده‌اند (شکل A-۵). با توجه به قرار گیری پیروکسن‌ها در منطقه Quad می‌توان از دیاگرام

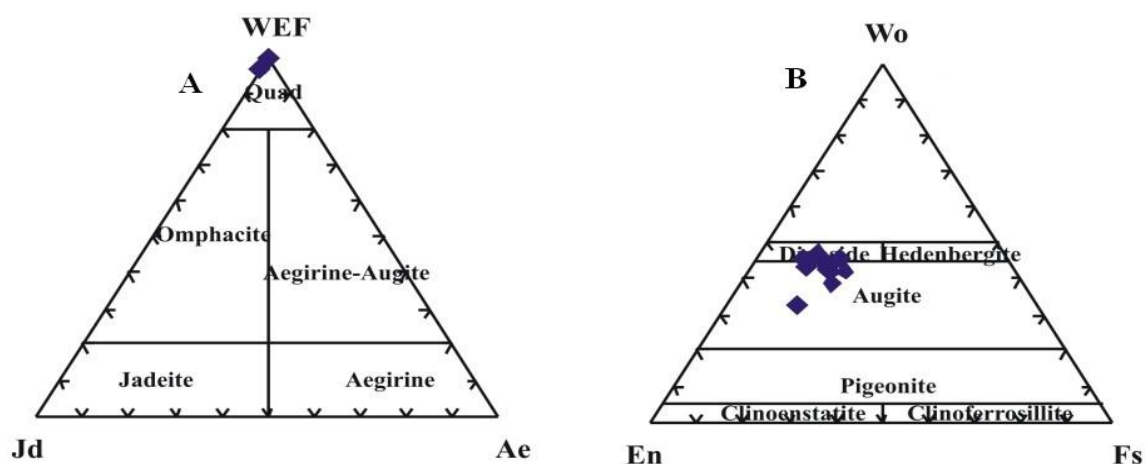
دگرسانی گرمابی بر روی این سنگ‌ها باشد. بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی به خوبی آشکار می‌کند که این پدیده متأثر از حادثه دوم ماگماتیسم بر روی آنکلاوهای دیوریتی است. بر اساس Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل B-۶ ترکیب آمفیبول‌ها از نوع مگنزیو هورنبلند، اکتینولیت-هورنبلند و اکتینولیت است.

آمفیبول به خوبی نشان داده شده است. نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای بر روی پیروکسن‌های اورالیتی شده در جدول ۳ ارایه گردیده است. بر اساس تجزیه نقطه‌ای انجام شده، ترکیب آمفیبول‌ها مطابق با تقسیم‌بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷) از نوع کلسیک، سدیم-کلسیک و حتی آهن‌دار است (شکل A-۶) که می‌تواند بیانگر تأثیر رخداد

جدول ۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن در آنکلاوهای دیوریتی توده نفوذی قهرود (محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۶ اتم اکسیژن است).

Sample	Ga3-30	Ga3-29	Ga3-28	Ga3-16	Ga3-15	Ga3-12	Ga3-1	Ga3-31
SiO ₂	51.91	51.597	50.864	52.708	53.296	53.382	53.852	52.273
TiO ₂	0.395	0.374	0.364	0.195	0.16	0.252	0.148	0.347
Al ₂ O ₃	1.527	1.457	1.719	0.905	0.714	1.789	0.72	1.147
FeO	10.89	10.010	12.089	7.714	6.616	7.458	9.637	12.385
MnO	0.34	0.589	0.688	0.364	0.263	0.213	0.385	0.364
MgO	14.276	13.987	12.676	14.569	15.985	15.853	18.952	14.906
CaO	21.017	21.883	20.263	23.873	23.183	21.459	16.537	19.272
Na ₂ O	0.244	0.309	0.453	0.19	0.167	0.216	0.143	0.245
K ₂ O	0	0.002	0.114	0	0.017	0	0.048	0
Total	100.599	100.208	99.23	100.518	100.401	100.622	100.422	100.939
Oxygen	6	6	6	6	6	6	6	6
TSi	1.928	1.922	1.929	1.946	1.955	1.955	1.967	1.938
TAl	0.067	0.064	0.071	0.039	0.031	0.045	0.031	0.05
M1Al	0	0.000	0.006	0	0	0.032	0	0
M1Ti	0.011	0.010	0.01	0.005	0.004	0.007	0.004	0.01
M1F ₂	0.198	0.213	0.268	0.193	0.121	0.095	0	0.167
M1Mg	0.791	0.777	0.717	0.802	0.874	0.866	0.996	0.824
M2Fe ²	0.14	0.099	0.116	0.045	0.082	0.133	0.294	0.217
M2Mn	0.011	0.019	0.022	0.011	0.008	0.007	0.012	0.011
M2Ca	0.837	0.874	0.823	0.944	0.911	0.842	0.647	0.765
M2Na	0.018	0.022	0.033	0.014	0.012	0.015	0.01	0.018
M2K	0	0.000	0.006	0	0.001	0.003	0.002	0
Sum_cat	4	4.000	3.994	4	3.999	3.997	3.998	4
Fe ² _Mn	17.662	16.684	20.844	12.504	10.576	12.099	15.427	19.923
WO	42.331	44.098	42.32	47.317	45.639	43.346	32.596	38.57
EN	40.007	39.218	36.836	40.178	43.785	44.555	51.977	41.508
FS	17.66	16.68	20.84	12.50	10.57	12.09	15.42	19.92

Sample	Ga3-32	Ga3-33	Ga3-35	Ga3-36	Ga3-37	Ga3-5	Ga3-57	Ga3-58
ادامه جدول ۲-۱...								
SiO ₂	52.13	51.914	51.833	51.754	51.469	53.155	51.94	51.861
TiO ₂	0.4	0.394	0.407	0.319	0.205	0.182	0.315	0.342
Al ₂ O ₃	1.498	1.287	1.338	1.23	1.277	0.782	1.096	1.236
FeO	9.679	9.835	9.306	9.978	10.688	7.287	10.339	10.036
MnO	0.391	0.414	0.314	0.385	0.697	0.399	0.39	0.336
MgO	14.203	14.054	14.251	14.321	12.666	15.437	14.366	13.813
CaO	21.731	21.847	22.546	21.631	22.497	23.284	21.157	21.729
Na ₂ O	0.259	0.294	0.244	0.279	0.372	0.229	0.218	0.346
K ₂ O	0.017	0.004	0.004	0	0.017	0.017	0.022	0.011
Total	100.308	100.043	100.243	99.897	99.888	100.772	99.843	99.71
Oxygen	6	6	6	6	6	6	6	6
TSi	1.938	1.936	1.926	1.931	1.935	1.949	1.942	1.942
TAl	0.062	0.057	0.059	0.054	0.057	0.034	0.048	0.055
M1Al	0.003	0	0	0	0	0	0	0
M1Ti	0.011	0.011	0.011	0.009	0.006	0.005	0.009	0.01
M1F ₂	0.198	0.207	0.199	0.194	0.284	0.151	0.19	0.219
M1Mg	0.787	0.782	0.789	0.797	0.71	0.844	0.801	0.771
M2Fe ²⁺	0.103	0.099	0.09	0.117	0.052	0.072	0.133	0.095
M2Mn	0.012	0.013	0.01	0.012	0.022	0.012	0.012	0.011
M2Ca	0.866	0.873	0.898	0.865	0.906	0.915	0.848	0.872
M2Na	0.019	0.021	0.018	0.02	0.027	0.016	0.016	0.025
M2K	0.001	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0.001
Sum_cat	3.999	4	4	4	3.999	3.999	3.999	3.999
Fe ²⁺ _Mn	15.933	16.201	15.058	16.3	18.145	11.825	16.918	16.513
WO	44.028	44.22	45.194	43.567	45.899	45.865	42.721	44.302
EN	40.039	39.58	39.747	40.133	35.956	42.309	40.362	39.185
FS	15.93	16.20	15.05	16.30	18.14	11.82	16.92	16.51

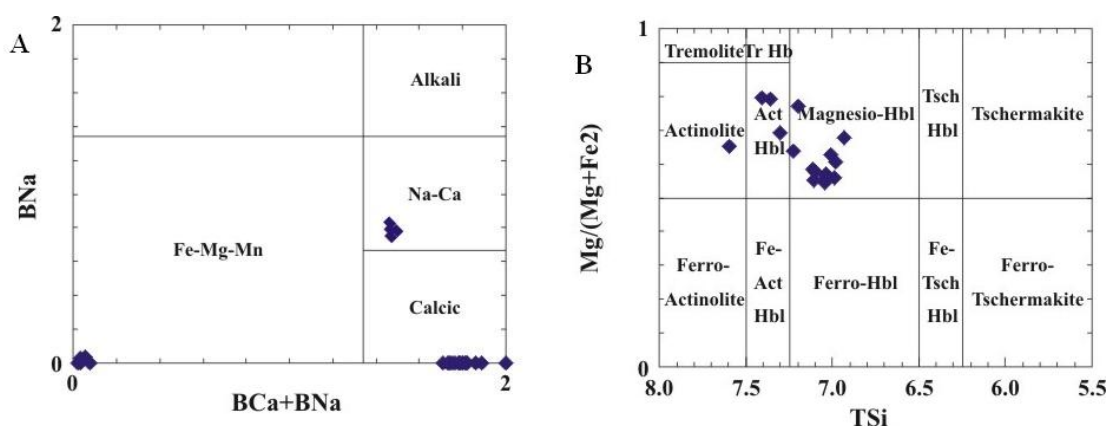


شکل ۵- A) جایگاه پیروکسن در نمودار سه تایی WEF-Jd-Ae (Morimoto *et al.*, 1988)؛ B) محل قرارگیری نمونه‌های توده نفوذی قهرود در نمودار مثلثی ولاستونیت، انستاتیت و فروسیلیت (Morimoto *et al.*, 1988). نمونه‌ها در محدوده دیوپسید تا اوژیت قرار می‌گیرد.

جدول ۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای بر روی آمفیبول‌های آنکلاوهای دیوریتی توده نفوذی قهرود (محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۲۴ اتم اکسیژن است).

Sample	Ga3-38	Ga3-34	Ga3-3	Ga3-27	Ga3-26	Ga3-25	Ga3-24	Ga3-2	Ga3-17	Ga3-14	Ga3-10
SiO ₂	49.29	49.42	47.63	49.3	49.5	49.17	49.42	50.81	49.29	49.42	47.63
TiO ₂	0.71	0.72	1.13	0.79	0.78	0.79	0.8	0.36	0.71	0.72	1.13
Al ₂ O ₃	4.55	4.11	5.51	4.42	4.39	4.52	4.38	3.48	4.55	4.11	5.51
FeO	15.83	15.94	16.87	15.92	16.49	15.9	16.1	15.04	15.83	15.94	16.87
MnO	0.79	0.86	0.67	0.74	0.76	0.84	0.8	0.72	0.79	0.86	0.67
MgO	13.88	14.08	12.75	13.7	13.82	13.86	14.1	14.38	13.88	14.08	12.75
CaO	11.18	11.39	11.19	11.38	11.06	11.16	11	12.21	11.18	11.39	11.19
Na ₂ O	0.93	0.92	1.2	0.84	0.93	1.01	1.09	0.63	0.93	0.92	1.2
K ₂ O	0.43	0.35	0.52	0.38	0.41	0.41	0.39	0.22	0.43	0.35	0.52
H ₂ O*	2.39	2.2	2.5	2.51	1.82	2.28	1.92	2.15	2.39	2.2	2.5
O=F,Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100.64	101.08	100.47	100.8	101.66	100.39	101.37	100.33	100.64	101.08	100.47
Si	7.14	7.15	6.98	7.16	7.13	7.12	7.11	7.36	7.14	7.15	6.98
Al ^{iv}	0.78	0.7	0.95	0.76	0.75	0.77	0.74	0.59	0.78	0.7	0.95
Al ^{vi}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.08	0.08	0.12	0.09	0.08	0.09	0.09	0.04	0.08	0.08	0.12
Fe ³⁺	0.99	0.99	0.88	0.89	1.09	0.99	1.1	0.61	0.99	0.99	0.88
Fe ²⁺	0.93	0.94	1.19	1.04	0.9	0.93	0.84	1.21	0.93	0.94	1.19
Mn	0.1	0.11	0.08	0.09	0.09	0.1	0.1	0.09	0.1	0.11	0.08
Mg	3	3.04	2.79	2.97	2.97	2.99	3.02	3.1	3	3.04	2.79
Ca	1.73	1.77	1.76	1.77	1.71	1.73	1.7	1.89	1.73	1.77	1.76
Na	0.26	0.26	0.34	0.24	0.26	0.28	0.3	0.18	0.26	0.26	0.34
K	0.08	0.07	0.1	0.07	0.08	0.08	0.07	0.04	0.08	0.07	0.1
Total	15.09	15.11	15.19	15.08	15.06	15.08	15.07	15.11	15.09	15.11	15.19

Sample	Ga3-68	Ga3-66	Ga3-64	Ga3-63	Ga3-62	Ga3-61	Ga3-60	Ga3-6	Ga3-42	Ga3-41	Ga3-39
ادامه جدول ۳-...											
SiO ₂	41.95	42.24	42.06	42.12	41.23	42.25	49.3	49.5	49.17	49.42	50.81
TiO ₂	2.93	2.89	2.85	2.6	2.02	2.41	0.79	0.78	0.79	0.8	0.36
Al ₂ O ₃	11.97	11.7	11.98	12.11	12.4	11.51	4.42	4.39	4.52	4.38	3.48
FeO	11.04	10.58	10.88	12.76	15.6	13.52	15.92	16.49	15.9	16.1	15.04
MnO	0.09	0.12	0.08	0.05	0.17	0.13	0.74	0.76	0.84	0.8	0.72
MgO	14.69	15.08	15.24	14.3	11.98	13.86	13.7	13.82	13.86	14.1	14.38
CaO	11.38	11.45	11.3	11.2	10.63	10.93	11.38	11.06	11.16	11	12.21
Na ₂ O	2.56	2.6	2.58	2.6	2.57	2.31	0.84	0.93	1.01	1.09	0.63
K ₂ O	0.58	0.6	0.56	0.56	0.62	0.53	0.38	0.41	0.41	0.39	0.22
H ₂ O*	2.69	2.65	2.35	1.6	2.73	2.45	2.51	1.82	2.28	1.92	2.15
O=F,Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100.82	100.6	101.04	101.56	99.79	101.21	100.74	101.66	100.39	101.37	100.33
Si	6.09	6.13	6.06	6.06	6.06	6.12	7.16	7.13	7.12	7.11	7.36
Al ^{iv}	1.91	1.87	1.94	1.94	1.94	1.88	0.76	0.75	0.77	0.74	0.59
Al ^{vi}	0.14	0.13	0.1	0.11	0.21	0.09	0	0	0	0	0
Ti	0.32	0.31	0.31	0.28	0.22	0.26	0.09	0.08	0.09	0.09	0.04
Fe ³⁺	0.75	0.72	0.91	0.99	1.08	1.12	0.89	1.09	0.99	1.1	0.61
Fe ²⁺	0.6	0.56	0.4	0.55	0.84	0.51	1.04	0.9	0.93	0.84	1.21
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.09	0.09	0.1	0.1	0.09
Mg	3.18	3.26	3.27	3.07	2.63	2.99	2.97	2.97	2.99	3.02	3.1
Ca	1.77	1.78	1.75	1.73	1.67	1.7	1.77	1.71	1.73	1.7	1.89
Na	0.72	0.73	0.72	0.73	0.73	0.65	0.24	0.26	0.28	0.3	0.18
K	0.11	0.11	0.1	0.01	0.12	0.1	0.07	0.08	0.08	0.07	0.04
Total	15.6	15.62	15.57	15.48	15.52	15.44	15.08	15.06	15.08	15.07	15.11



شکل ۶- A) آمفیبول‌های توده نفوذی قهرود بر روی نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 1997) در محدوده سدیک-کلسیک، سدیک و آهن-منیزیم قرار گرفته‌اند؛ B) ترکیب آمفیبول‌ها بر روی دیاگرام تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Hawthorne, 1981) از نوع اکتینولیت و مگنزیوهورنبلند است.

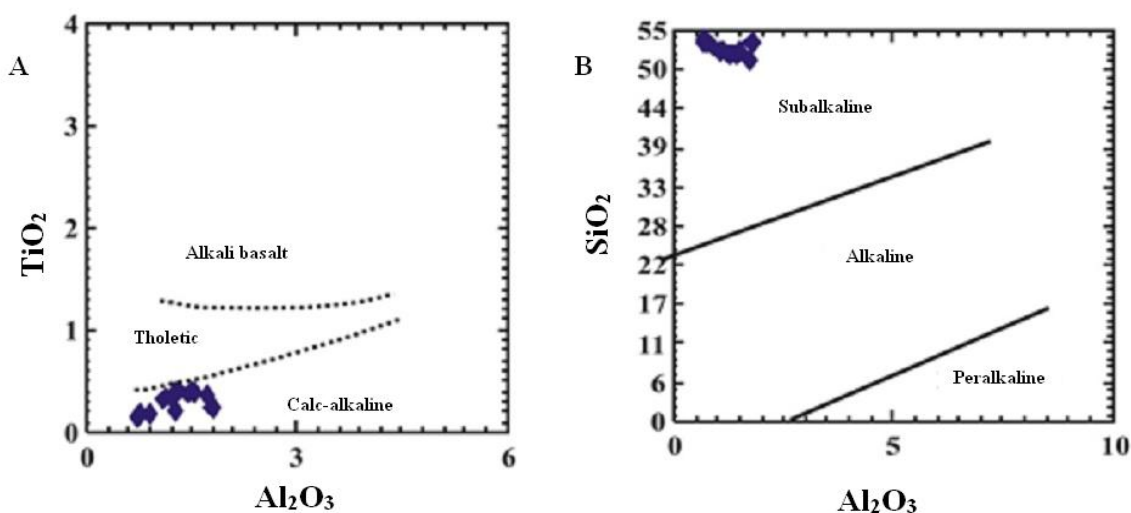
بیشتر نمونه‌ها به دلیل کمبود TiO_2 از قلمرو سنگ‌های آلکان دور شده و بیشتر در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکان واقع شده‌اند (Le Bas, 1962). ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بر اساس شیمی مذاب میزبان آنها تغییر می‌کند. این امر ویژه در مورد فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، صادق بوده و ترکیب آنها تفاوت‌های شیمیایی انواع مختلف ماگماهای بازالتی را بسیار دقیق‌تر از ترکیب زمینه منعکس می‌کند. Leterrier و همکاران (۱۹۸۲) از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن بازالت‌ها برای تعیین سری ماگمایی استفاده نمودند. AbuEl-El (۱۹۹۷) و Mandal و همکاران (۲۰۱۲) از این نمودارها برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های نفوذی نیز استفاده کردند. در دیاگرام Ti در مقابل، Ca+Na که توسط Leterrier و همکاران (۱۹۸۲) ارایه شده و متمایز کننده ترکیبات آلکان از بازالت‌های قوسی است (شکل ۸-۸)، کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه به طرف ترکیب توله‌ایتی تا کالک‌آلکان گرایش دارد. دیاگرام Ti+Cr در مقابل Ca برای جدایش بازالت قوس آتشفشانی از بازالت‌های توله‌ایتی ارایه شده است (Leterrier *et al.*, 1982) (شکل ۸-۸). بر

تعیین سری ماگمایی و محیط

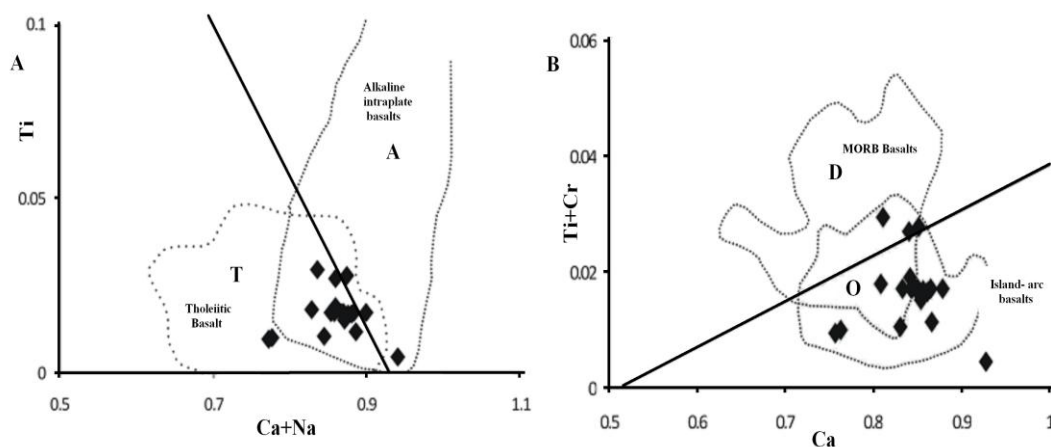
ژئوتکتونیکی: ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده آنها است و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در رابطه با سری ماگمایی و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها در اختیار قرار دهد (Le Bas, 1962). به این دلیل از شیمی پیروکسن می‌توان برای شناسایی محیط پالئوتکتونیکی ماگما و تشخیص نوع ماگمای مادر بهره برد (Nisbet and Pearce 1977). بررسی‌های Leterrier و همکاران (۱۹۸۲) بر وابستگی ترکیب کلینوپیروکسن به ترکیب شیمیایی ماگمای سازنده آنها تأکید دارد. این امر اهمیت کلینوپیروکسن را در تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونوماگمایی سنگ میزبان مشخص می‌کند. از نمودارهای مناسب برای تعیین سری ماگمایی بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن‌ها، نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل SiO_2 و TiO_2 است (شکل ۷-۸ و ۷-۹) (Le Bas, 1962). در نمودار بیان شده آن‌چنان که انتظار می‌رفت، عمده ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها، ماگماتیسم ساب‌آلکان را نشان می‌دهد (Le Bas, 1962). با توجه به شکل ۷-۸ و در نمودار $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$

ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها، ساب‌آلکان بوده و محیط زمین‌ساختی آن نیز قوس‌های آتشفشانی تعیین می‌گردد.

اساس این دیاگرام کلینوپیروکسن‌های آنکلاوهای منطقه در محدوده بازالت‌های وابسته به قوس قرار می‌گیرد. بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن‌ها،



شکل ۷- تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی نمونه‌ها با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های توده نفوذی قهرود. (A) نمودار تغییرات $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ (Le Bas, 1962)؛ (B) نمودار تغییرات $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ (Le Bas, 1962).



شکل ۸- استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن برای تعیین سری ماگمایی توده نفوذی قهرود (Leterrier *et al.*, 1982). (A) در دیاگرام Ti+Ca-Na بیشتر نمونه‌ها در قلمرو بازالت‌های توله‌ایتی و کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند؛ (B) در نمودار Ti+Cr-Ca نمونه‌ها در موقعیت کمان‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند. D=مورب و سایر توله‌ایت‌های پهنه گسترش، O=بازالت قوس آتشفشانی، A=آلکالی بازالت، T=بازالت توله‌ایتی و کالک‌آلکان

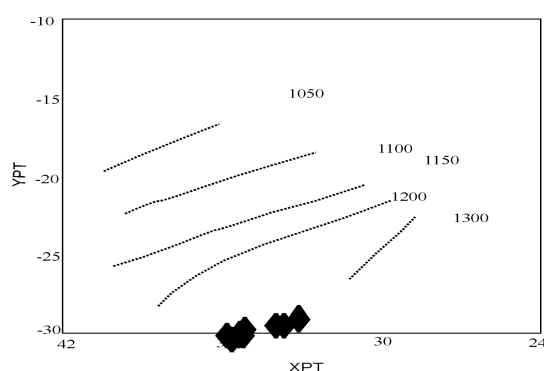
تحقیقات تجربی انجام شده نشان می‌دهد که میزان Al^{VI} در کلینوپیروکسن به فشار وابسته است (Thompson, 1974). Soesoo (۱۹۹۷) بر

تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی: ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزار مهمی برای سنجش دما و فشار در سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود.

رابطه ۲:

$$YpT = -0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO(tot) + 0.235 MnO - 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O$$

دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در آنکلاوهای دیوریتی طبق روش Soesoo (۱۹۹۷) حدود ۱۲۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد تخمین زده می‌شود (شکل ۱۰). نتایج حاصل از دماسنجی پیروکسن‌های موجود در آنکلاوهای دیوریتی منطقه قهرود بر اساس معادله Nimis و Taylor (۲۰۰۰) برای فشارهای ۱، ۵ و ۱۰ کیلو بار محاسبه شده است (جدول ۴).

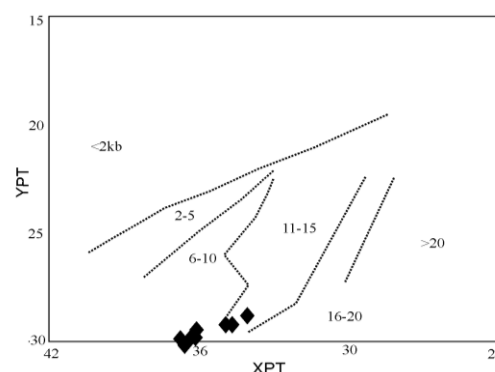


شکل ۱۰- تعیین دمای پیروکسن‌های توده نفوذی قهرود با روش Soesoo (۱۹۹۷)

اساس شاخص‌های XPT و YPT فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها را محاسبه نمود. بر اساس این نمودار فشار به دست آمده برای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها بین ۶ تا ۱۵ کیلو بار تخمین زده شده است (شکل ۹). شاخص‌های XPT و YPT که بر اساس رابطه‌های ۱ و ۲ محاسبه می‌شود (Soesoo, 1997) راهکار بسیار مناسبی برای تعیین دما و فشار به حساب می‌آید.

رابطه ۱:

$$XpT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO(tot) - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$$



شکل ۹- تعیین فشار تبلور پیروکسن‌های توده نفوذی قهرود با نمودار Soesoo (۱۹۹۷)

جدول ۴- نتایج حاصل از دماسنجی پیروکسن‌های موجود در آنکلاوهای دیوریتی منطقه قهرود (Nimis and Taylor, 2000).

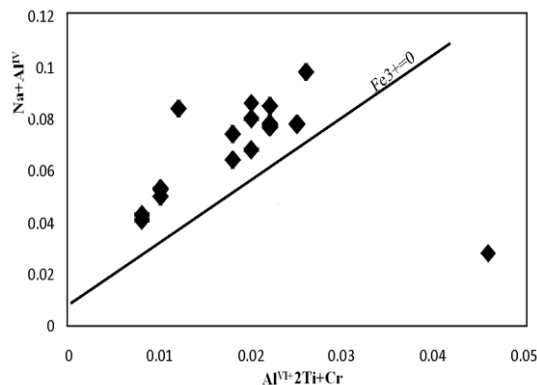
T1	T5	T10
1122	1133	1143
1202	1213	1223
1239	1250	1261
1273	1284	1295
1168	1179	1189
1188	1199	1209
1202	1213	1223
1231	1242	1253
1180	1191	1201
1183	1194	1204
1276	1286	1297
1370	1380	1392
1374	1384	1395
1168	1179	1189
1237	1248	1259
1223	1234	1244
1210	1221	1232
1038	1049	1057

اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار گرفته‌اند در فوگاسیته اکسیژن کمتری تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱). Papike و Cameron (۱۹۸۱) با توجه به فاصله نمونه‌ها از خط $Fe=0$ اظهار داشته‌اند که هرچه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنها بیشتر بوده است. همان طور که در شکل ۱۲ ملاحظه می‌شود کلینوپیروکسن‌ها در آنکلاوهای دیوریتی در بالای خط یاد شده قرار گرفته‌اند. این وضعیت نشان می‌دهد کلینوپیروکسن‌ها در فوگاسیته اکسیژن بالایی متبلور شده‌اند.

تعیین میزان آب ماگما با کلینوپیروکسن‌های موجود: توزیع آلومینیم در جایگاه تترائدری و اکتائدری کلینوپیروکسن روشی مناسب برای تخمین درصد تقریبی آب ماگما است (Green, 1972؛ 1973). Helz, میزان Al^{IV} به تبعیت از افزایش میزان آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌ها کاهش می‌یابد (شکل ۱۲).

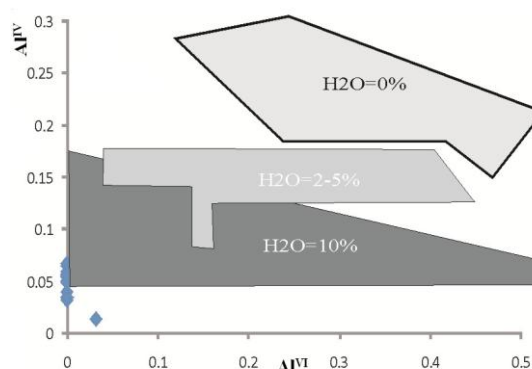
وفور کانی‌های آب‌دار مانند: هورنبلند و آمفیبول بیان کننده آب‌دار بودن ماگما است. بر اساس دیاگرام Helz (۱۹۷۳) میزان آب ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها بالا بوده که با توجه به حضور کانی‌های آب‌دار منطقی به نظر می‌رسد (شکل ۱۲).

تعیین فوگاسیته اکسیژن: فوگاسیته اکسیژن تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب داشته (France et al., 2010) و عامل مؤثری در کنترل فرآیندهای ماگمایی و همچنین، توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته است. Kilinc et al., (1983؛ Kress and Carmichael, 1991؛ Botcharnikov et al., 2005؛ Moretti, 2005). برای تعیین فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده آنکلاوهای آذرین می‌توان از دیاگرام $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ (Schweitzer et al., 1979) که خود تابعی از میزان آهن سه ظرفیتی پیروکسن‌ها است استفاده کرد. این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت تترائدری و Al و Cr در موقعیت اکتائدری تنظیم شده است. در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند: Al ، Cr و Ti در موقعیت هشت وجهی شود. بنابراین، فراوانی Fe در پیروکسن‌ها بستگی به میزان Al دارد و به عبارت دیگر، تابع موازنه آلومینیوم در موقعیت چهار وجهی و هشت وجهی است. بنابراین، هر چه Al^{IV} بیشتر باشد امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به جز آلومینیوم، مانند Fe به موقعیت هشت وجهی فراهم‌تر می‌شود. بنابراین، نمونه‌هایی که در بالای خط $Fe=0$ قرار گرفته‌اند، پیروکسن‌هایی هستند که در فوگاسیته



شکل ۱۱- تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن (Schweitzer, 1979)

شکل ۱۲- توزیع Al در موقعیت های تترائدری و اکتائدری در کلینوپیروکسن ها به تناسب مقدار درصد آب ماگما (Helz, 1973).



نتیجه گیری

آنکلاوها، کالک آلکالن بوده و محیط زمین ساختی آن نیز کمان های آتشفشانی تعیین شد. فشار به دست آمده برای تشکیل کلینوپیروکسن ها بین ۶ تا ۱۵ کیلو بار تخمین زده شده است. با توجه به زمین دماسنجی های انجام شده، پیروکسن ها در فشار ۱۰ کیلو بار و در دمای ۱۲۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده اند. شرایط شیمیایی تشکیل این کانی ها در محیطی با اکسیژن و آب بالا بوده است. مطالعات انجام شده بیانگر آن است که طی تکامل ماگمایی و افزایش میزان آب ماگما، فوگاسیته اکسیژن نیز افزایش می یابد که این امر کاملاً منطبق با تبلور کلینوپیروکسن ها در محدوده وسیعی از فشار و در اعماق متفاوت است.

سپاسگزاری

نگارندگان از حمایت های تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان و جهاد دانشگاهی صنعتی اصفهان تشکر و سپاسگزاری می نمایند. همچنین، از پروفسور Hans Massonne و دکتر Thomas Theye برای همکاری در انجام تجزیه های ریز کاو الکترونی در آزمایشگاه EPMA دانشگاه اشتوتگارت آلمان قدر دانی می شود.

مطالعات صحرایی، پتروگرافی، زمین شیمیایی و بررسی ویژگی های شیمیایی کانی های تشکیل دهنده آنکلاوهای میکروگرانولار در منطقه قهرود، بر شواهدی دلالت می کند که گویای آمیختگی ماگمایی است. در این منطقه توده گرانیتوئیدی میزبان آنکلاوهای میکروگرانولار دیوریتی است. شکل این آنکلاوها، مرز آنها با گرانودیوریت های میزبان، وجود بافت میکروگرانولار، فنوکریست های خود شکل و زونینگ دار پلاژیوکلاز در داخل آنکلاوها دلیلی بر منشأ ماگمایی آنها است. بافت پویی کلتیک فلدسپار و تجمعات مافیک متشکل از آمفیبول و بیوتیت همگی دلالت بر فرآیند آمیختگی ماگمایی دارد. نتایج تجزیه های نقطه ای، حضور دو نوع پیروکسن اورتیت و دیوپسید را در این سنگ نشان می دهد. کلینوپیروکسن ها گاهی اوقات به صورت اذخال در درون پلاژیوکلازها قرار گرفته اند و نشانگر تقدم تبلور این کانی بر پلاژیوکلاز است. کلینوپیروکسن های بیان شده در اثر اورالیتی شدن از حاشیه به آمفیبول تبدیل شده اند. ترکیب پلاژیوکلازها در آنکلاوهای منطقه از آندزین تا لابرادوریت تغییر می کند. با توجه به شیمی کلینوپیروکسن، ماگمای تشکیل دهنده این

منابع

Abu El-Ela, F. F. (1997) Geochemistry of an island-arc plutonic suite: Wadi dabr intrusive complex, eastern desert, Egypt. Journal of African Earth Sciences 24(4): 473-496.

- Aghanabati, S. A. (1994) Geology of Iran. Geology Survey of Iran, Tehran.
- Ahankob, M. (2003) Mineralogical and geochemical studies of the metamorphic aureole in Ghohrud granitoid intrusion body. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Amidi, S. M. (1975) Contribution a letude stratigraphique petrologique et petrocimique des roches magmatiques de la region Natanz- Nain- Surk (Iran Central). PhD thesis, University of Grenoble, Grenoble, France.
- Badr, A. (2012) Petrographic and mineralogical studies of skarn granodiorite east Ghahrood. south east Ghamsar Isfahan. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Barbarin, B. and Didier, J. (1992) Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 83: 145-153.
- Berberian, M. and King G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Contributions to Journal of Earth Science 18: 210-265.
- Bashiri, A. (1999) Mineralogical and petrological studies of Skarns, marbles and hornfelses in Meymeh to Ghamsar (Urumieh-Dokhtar magmatic belt). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Botcharnikov, R. E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C. and Wilke, M. (2005) The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. Geochimica et Cosmochimica Acta 69: 5071-5085.
- Cameron, M. and Papike, J. J. (1981) Structural and chemical variations. American Mineralogist 66: 1-50.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. and Wyborn, D. (1987) The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. Journal of Petrology 28: 1111-1138.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1966) An introduction to the rock forming minerals. Longman, London.
- Didier, J. and Barbarin, B. (1991) Enclaves and granite petrology. Elsevier Science, Amsterdam.
- Divsalar, R., Valizade, M. M., Ahadnejad, V. and Esmaili, D. (2008) Study of magmatic enclaves in plutonic rocks of Malayer. Journal of Sciences 2: 84-71 (in Persian).
- Eberz, G. W. and Nicholls, I. A. (1988) Microgranitoids enclave from the Swift Creek pluton SE Australia: textural and physical constraints on the nature of magma mingling processes in the plutonic environments. Geologische Rundschau 77: 713-736
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F. (2010) A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. Journal of Volcanology and Geothermal Research 189: 340-346.
- Frost, T. P. and Mahood, G. A. (1987) Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark granodiorite, Sierra Nevada, California. Geological Society of America Bulletin 99: 272-291.
- Green, T. H. (1972) Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous condition. Contributions to Mineralogy and Petrology 34: 367-385.
- Hassanzade, J. (1978) Geology and petrology of igneous rocks in Ghamsar region south of Kashan (Central Iran). MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Helz, R. T. (1973) Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases. Journal of Petrology 14: 249-302.
- Hawthorne, F. C. (1981) Crystal chemistry of the amphiboles. In: Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy (Ed. Veblen, D. R.) Reviews in Mineralogy 9A: 1-102. Mineralogical Society, America.

- Kabiri, N. (2011) Mineralogical and geochemical studies of the hydrothermal alteration in volcanic and volcano-sedimentary rocks in Ghamsar (south of Kashan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279
- Kilinc, A., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. L. and Sack, R. O. (1983) The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 83: 136-140.
- Kress, V. C. and Carmichael, I. S. E. (1991) The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108: 82-92.
- Kumar, S. (2010) Mafic to hybrid microgranular enclaves in the Ladakh batholith, northwest Himalaya: implications on calc-alkaline magma chamber processes. *Journal of the Geological Society of India* 76(1): 5-25.
- Lacroix, A. (1890) Sur les enclaves acides des roches volcaniques d'Auvergne. *Bulletin Servo Carte Geology France* 2:25-56.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Le bas, M. J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxene with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260: 267-288.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59:139-154.
- Mandal, A. Ray, A., Dennath, B. and Paul, S. P. (2012) Petrology, geochemistry of hornblende gabbro and associated dolerite dyke of Paharpur, Puruliya, west Bengal: implication for petrogenetic process and tectonic setting. *Journal of Earth System* 121(3): 793-812.
- Moretti, R. (2005) Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Geophysics* 48: 583-608.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxene. *Mineralogical Magazine* 52: 535-555.
- Nimis, P. and Taylor, R. (2000) Single clinopyroxene thermometry for garnet peridotites. part I: calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 541-554.
- Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: 149-160.
- Ottonello, G., Moretti, R., Marini, L. and Zuccolini, M. V. (2001) Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: a thermochemical model. *Chemical Geology* 174: 157-179.
- Pourhosseini, F. (1981) Petrogenesis of Iranian plutons, a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes. PhD thesis, Cambridge University Press, Cambridge.
- Radfar, J. (1993) Explanatory text of Kashan. Geological Quadrangle Map 1:100000, No.6257, Geological Survey of Iran, Tehran.

- Sakuyama, M. (1984) Magma mixing and magma plumbing systems in island arcs. *Bulletin of Volcanology* 47: 685-703.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and bence, A. E. (1979) Statitcal analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist* 64: 501-513.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evelotion of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Jornal of Asian earth science*, 240:405-417.
- Sheykh Zakariaii, J. and Ghafari Fakher, F. (2008) Enclaves types and field and microscopic evidences of magma mixing in the Qorveh plutonic assemblage (south of Qorveh). *Journal of Sciences, Islamic Azad University of Science and Research of Tehran* 8(69): 49-62 (in Persian).
- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation P-T-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119: 55-60.
- Sparks, R. S. J. and Marshal, L. (1986) Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geochemical Research* 29: 99-124.
- Stephens, W. E., Holden P. and Henny, P. J. (1991) Microdioritic enclaves within the Scottish Caledonian granitoids and their significance for crustal magmatism. In: *Enclaves and granite petrology* (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) 13: 125-34. Elsevier, Amsterdam.
- Tahmasebi, Z. and Ahmadi Khalaji, A. (2010) Using of mineral chemistry to determine the formation conditions of Boroujerd granitoid complex and its metamorphic aureole. *Petrology* 1(2): 94-77 (in Persian).
- Tahmasebi, Z., Khalili, M. and Ahmadi Khalaji, A. (2011) Petrographical and geochemical characteristics of enclavesin Astaneh area (southwest of Arak). *Petrology* 2(6): 31-46 (in Persian).
- Thompson, R. N. (1974) Some high pressure pyroxnenes. *Mineralogical Magazine* 39: 768-787.
- Tindle, A. G. and Pearce, J. A. (1983) Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of auloliths and xenoliths. *Lithos* 16: 185-202.
- Vernon, R. H. and Restite, H. (1983) Xenoliths and microgranitoid enclave in granites. *Journal and Proceeding of the Royal Society of New South Wales* 116: 77-103.
- Vernon, R. H. (1991) Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: *Enclaves and granite petrology* (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) 277-291. Elsevier, Amsterdam.
- Xiong, F., Chang-Qian, M., Zhang J. and Liu, B. (2012) The origin of mafic microgranular enclaves and their host granodiorites from east Kunlun, northern Qinghai-Tibet plateau: implications for magma mixing during subduction of Paleo-Tethyan lithosphere. *Mineralogy and Petrology* 104(3-4): 211-224.

Petrography, mineral chemistry, thermobarometry and the determination of magmatic series in the Ghohroud intermediate enclaves, South of Kashan

Ali Ghasemi ¹, Seyed Mohsen Tabatabaei manesh ^{1*} and Seyed Hassan Tabatabaei ²

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

Abstract

The Ghohroud intrusion is a part of the Orumieh-Dokhtar magmatic belt. This pluton with probably Oligo-Miocene age, occurred due to intensive volcanic activity during the Alpine orogenic which is composed of granodiorite to tonalite rocks. The pluton is mainly composed of felsic minerals, such as quartz, plagioclase and alkali feldspar. Ferromagnesian minerals are biotite, amphibole and clinopyroxene. Dioritic enclaves are common in the pluton which vary extensively in diameters. Mineral chemistry of the pyroxenes from the diorite enclaves indicate augite - diopside composition that locally have undergone orolitic alteration. Chemical composition of the clinopyroxenes confirmed a subduction geological setting, the pressure of 6-15 kbars and the temperature of 1250-1300 °C as well as the presence of high percent water content in the magma. High oxygen fugacity and water content increment during magmatic evolution could represent that the clinopyroxenes were crystallized during magma ascent and within different pressures.

Key words: Petrography, Enclave, Clinopyroxene, Thermobarometry, Ghohroud, Urumieh-Dokhtar

* tabataba@sci.ui.ac.ir