

## شیمی کانی، تعیین سری ماگمایی و خاستگاه زمین ساختی مونزوگرانیت قیدو (جنوب شرق خمین، پهنه سندرچ-سیرجان)

سید محسن طباطبایی منش\*، اکرم السادات میرلوحی، گلوریا کارگران و مرتضی شریفی  
گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

مونزوگرانیت قیدو در جنوب شرق خمین، بخشی از مجموعه سنگی پهنه سندرچ-سیرجان شمالی را تشکیل داده است. این توده در درون میکاشیست‌های ژوراسیک نفوذ کرده و سبب ایجاد هاله دگرگونی در اطراف خود شده است. آنکلاوهای میکروگرانولار فلسیک و نیز آنکلاوهای پرمیکا (سورمیکاسه) و رگه‌های آپلیتی و پگماتیت‌های تورمالین‌دار از جمله سنگ‌های مشاهده شده در منطقه است. فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز اسید (آلبیت-الیگوکلاز در مونزوگرانیت، الیگوکلاز در آنکلاو فلسیک)، کوارتز و میکای سیاه (آنیت) از کانی‌های اصلی و تورمالین (شورل)، گارنت، میکای سفید (فنژیت)، سیلیمانیت، کیانیت، زیرکن، آپاتیت و ایلمنیت از جمله کانی‌های فرعی این توده به‌شمار می‌آید. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که این کانی غنی از FeO و  $Al_2O_3$  و به نسبت فقیر از  $TiO_2$  است. بیوتیت‌ها، ماگمایی و اولیه بوده و دمای حدود ۶۶۰ تا ۶۹۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. ترکیب بیوتیت‌های موجود در آنکلاو و مونزوگرانیت قیدو، سری ماگمایی کالک‌آلکان، پرآلومین و محیط کوهزایی برخوردی را نشان می‌دهد که شاخص گرانیتهای نوع S نیز است. همچنین، ترکیب بیوتیت و وجود ایلمنیت مشخص کننده پایین بودن فوگاسیته اکسیژن و شرایط احیایی تبلور ماگماست. بر اساس شواهد موجود، می‌توان تشکیل این سنگ‌ها را مربوط به برخورد قاره‌ای و پس از فروانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران دانست.

واژه‌های کلیدی: شیمی-کانی، مونزوگرانیت، آنکلاو، قیدو، پهنه سندرچ-سیرجان

### مقدمه

قاره‌ای (مانند آند و هیمالیا) تا محیط‌های درون صفحه‌ای غیر کوه‌زایی و حتی با حجم‌های کمتری در رشته‌های میان اقیانوسی و مجموعه‌های افیولیتی به‌وجود می‌آید (Gill, 2010).

سنگ‌های گرانیتهای فراوان ترین سنگ‌های پوسته قاره‌ای (Clemens, 2003) است که در محیط‌های مختلف زمین ساختاری از نواحی کوهزایی و برخورد

در راستای این پژوهش سعی بر آن است که توده نفوذی قیدو که در نوار دگرگونی سسندج-سیرجان واقع شده است از لحاظ صحرایی، پتروگرافی و شیمی‌کانی مورد بررسی قرار گیرد تا به واسطه آن به تعیین طبیعت ماگمای مولد این توده، محیط تکتونیکی و تخمین شرایط تبلور و پتروژنز آن پی برده شود.

### زمین‌شناسی منطقه

توده نفوذی قیدو در محدوده طول‌های جغرافیایی  $50^{\circ}16'$  تا  $50^{\circ}19'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $35^{\circ}$  تا  $33^{\circ}38'$  شمالی در شمال گلپایگان و در فاصله ۳۰ کیلومتری جنوب‌شرق شهرستان خمین واقع شده است. در منطقه مورد بررسی و نواحی اطراف، سنگ‌هایی به سن ژوراسیک تا ترشیاری رخنمون دارد (شکل ۱). در این ناحیه، شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک به‌وسیله توده‌های نفوذی گرانیتی و سینییتی متعددی قطع شده است. Braud و Ricou (۱۹۷۱) سن این توده‌ها را پس از کرتاسه و پالئوسن ذکر نموده‌اند و Rashidnezhad و همکاران (۲۰۰۲) با استفاده از داده‌های ایزوتوپی سن توده گرانیتوئیدی را ۵۷ میلیون سال تخمین زده‌اند. گارنت‌میکاشیست‌ها یا سنگ‌های پلیتی دگرگون شده کوه حاجی‌قارا ( $108/29 \pm 0.92$ ) توسط Moritz و همکاران (۲۰۰۶) به بخش فوقانی کرتاسه زیرین (آلبین) نسبت داده شده است. رخساره‌های ائوسن در این منطقه با توپوگرافی ملایم گسترش دارد که به آبرفت ختم می‌شود و در قسمت شمالی توده گرانیتوئیدی با مرز گسله در مجاورت سری‌های دگرگونی قرار می‌گیرد. این رخساره‌ها شامل: تناوبی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز است که حاوی قطعات مختلف با یک سیمان ماسه‌سنگی-آهکی است و در سیمان بین قطعات، فسیل‌های نومولیت دیده می‌شود (Tabatabaeimanesh and Sharifi, 2001). واحدهای دوران چهارم گسترش زیادی در قسمت‌های شمالی منطقه دارد. این سنگ‌ها شامل: قطعات خرد

بر اساس طبقه‌بندی پتروژنتیکی Chappell و White (۱۹۷۴) گرانیت‌های نوع S پرآلومین، حاوی موسکویت و کان‌های غنی از آلومینیوم (گارنت و آلومینوسیلیکات‌ها) است که به اعتقاد Barbarin (۱۹۹۹) گرانیتوئیدهای پرآلومین در جایی که ضخیم‌شدگی پوسته منتج از همگرایی دو پوسته قاره‌ای رخ می‌دهد، جایگیر می‌شود.

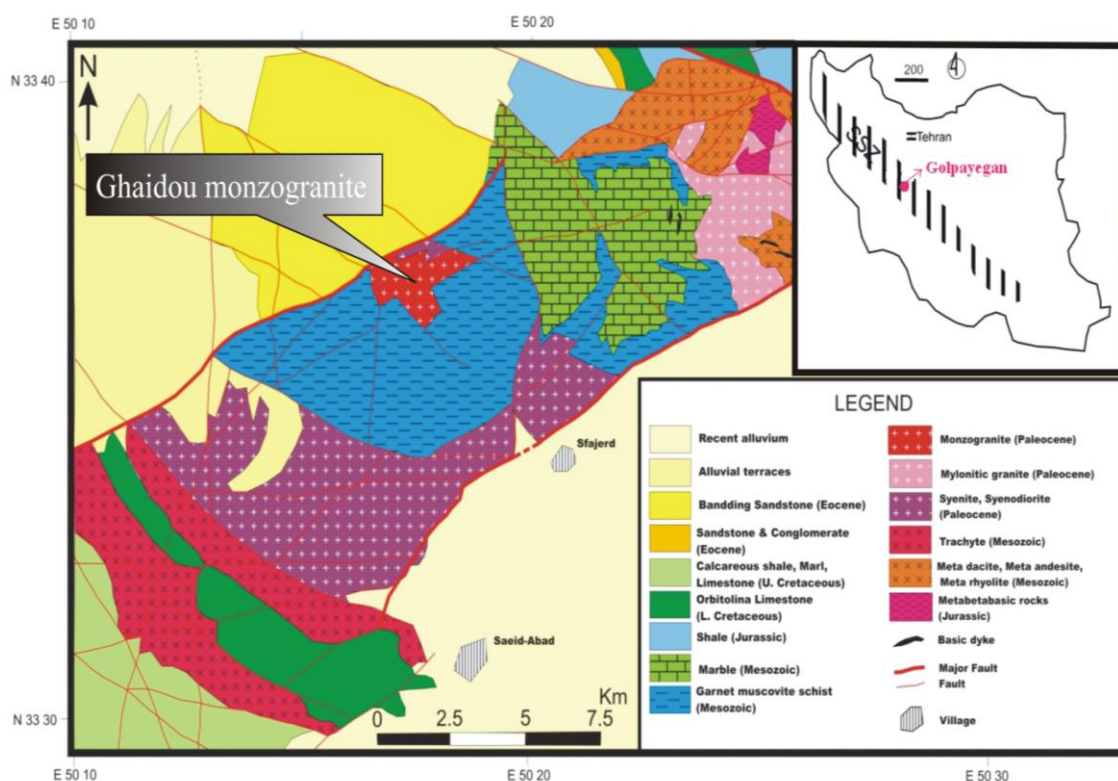
مهم‌ترین حادثه دگرشکلی و دگرگونی که سسندج-سیرجان را تحت تأثیر قرار داده است در ارتباط با حادثه تکتونیکی باز و بسته شدن تتیس جوان است. حرکات کوهزایی پس از آپسین و قبل از پالئوسن، بایستی عامل دگرگونی واحدهای ژوراسیک و کرتاسه در بخش شمال‌غربی کمر بند سسندج-سیرجان باشد (Berberian and King, 1981). یک توافق عمومی بر آن است که شروع فروانش در اواسط ژوراسیک بوده است، اما زمان برخورد قاره ای بحث انگیز است. Berberian و همکاران (۱۹۸۲) زمان تصادم قاره ای را به اواخر کرتاسه، Sharifi (۲۰۰۸) به پالئوسن، Mohajjel و همکاران (۲۰۰۳) به میوسن و سرانجام Ghasemi و Talbot (۲۰۰۵) زمان تصادم قاره‌ای را به میوسن نسبت داده‌اند. Ahmadi Khalaji و همکاران (۲۰۰۷)، Arvin و همکاران (۲۰۰۷) و Shahbazi و همکاران (۲۰۱۰) برخی گرانیتوئیدهای این پهنه را به حدود ۱۷۰ میلیون سال، ۱۹۰ میلیون سال و ۱۵۰ تا ۱۶۰ میلیون سال پیش نسبت داده‌اند. از جمله پژوهش‌های انجام شده بر روی گرانیت‌های شمال گلپایگان می‌توان به Tabatabaeimanesh و همکاران (۲۰۱۱) و Sharifi و همکاران (۲۰۱۳) اشاره کرد.

در شمال گلپایگان، دره اسفاجرد-قیدو، توده مونوزوگرانیته روشن و گارنت داری برونزد دارد که در آن رگه‌های میکروگرانیته، آپلیتی و کوارتز-تورمالین‌دار به فراوانی دیده می‌شود. فولیاسیون حاشیه این توده به موازات فولیاسیون سنگ میزبان گارنت‌میکاشیست است، یعنی یک گرانیت سین‌تکتونیک است (Rashidnezhad Omran et al., 2002).

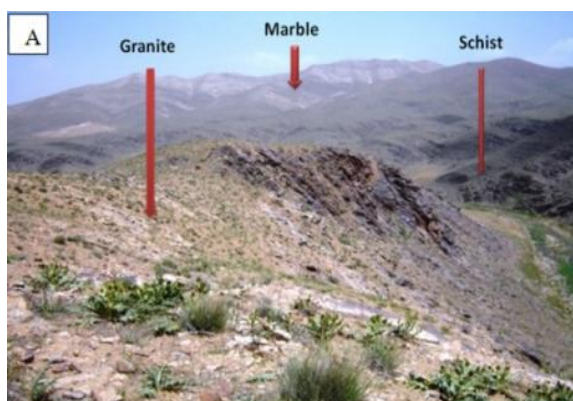
### روش انجام پژوهش

پس از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از سنگ‌های منطقه، تعداد پنجاه مقطع نازک از نمونه‌ها در آزمایشگاه مقطع‌گیری دانشگاه اصفهان تهیه شد و پس از مطالعات پتروگرافی برای پی بردن به نوع و ترکیب کانی‌ها از کانی‌های فلدسپار، ایلمنیت، تورمالین، مسکویت و بیوتیت تجزیه ریزکاو الکترونی (EMPA) در آزمایشگاه دانشگاه دولتی مکزیک، توسط دستگاه میکروپروپ JEOL مدل JXA-8800 (WDS)، با شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ Ke و شدت جریان ۱۵ nA به عمل آمد. در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و ترسیم نمودارها از نرم‌افزارهای Min pet و Mineral Spreadsheet استفاده شد.

شده از سنگ‌های دگرگونی منطقه به همراه قطعات سنگ‌های آهکی است. برونزدی به وسعت حدود چهار کیلومتر مربع از توده مونزوگرانیتی قیدو با نفوذ به درون گارنت‌میکاشیست‌های منطقه (شکل ۲-۱) دیده می‌شود که آثار حرارتی آن نیز به صورت دگرگونی مجاورتی مشاهده می‌شود (Karimi, 2013). مونزوگرانیت‌ها در نمونه دستی دارای ساخت دانه‌ای بوده و به‌رنگ کرمی و خاکستری روشن است. تنوع کانی‌های اصلی در سنگ‌های مونزوگرانیتی مطالعه شده اندک بوده و بخش اعظم آنها را کوارتز، فلدسپارهای گاهی درشت‌بلور و بیوتیت تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۲). همچنین، دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی و آنکلاوهای با رنگ تیره و اشکال بیضوی با گستردگی اندک در این توده مشاهده می‌شود.



شکل ۱- موقعیت زمین‌ساختاری و نقشه زمین‌شناسی منطقه قیدو (برگرفته از Sharifi (۲۰۰۸))



شکل ۲- A) روابط صحرایی گرانیتوئیدها و سنگ‌های دگرگونی منطقه قیدو؛ B) حضور فلدسپارهای درشت در حاشیه مونزوگرانیت

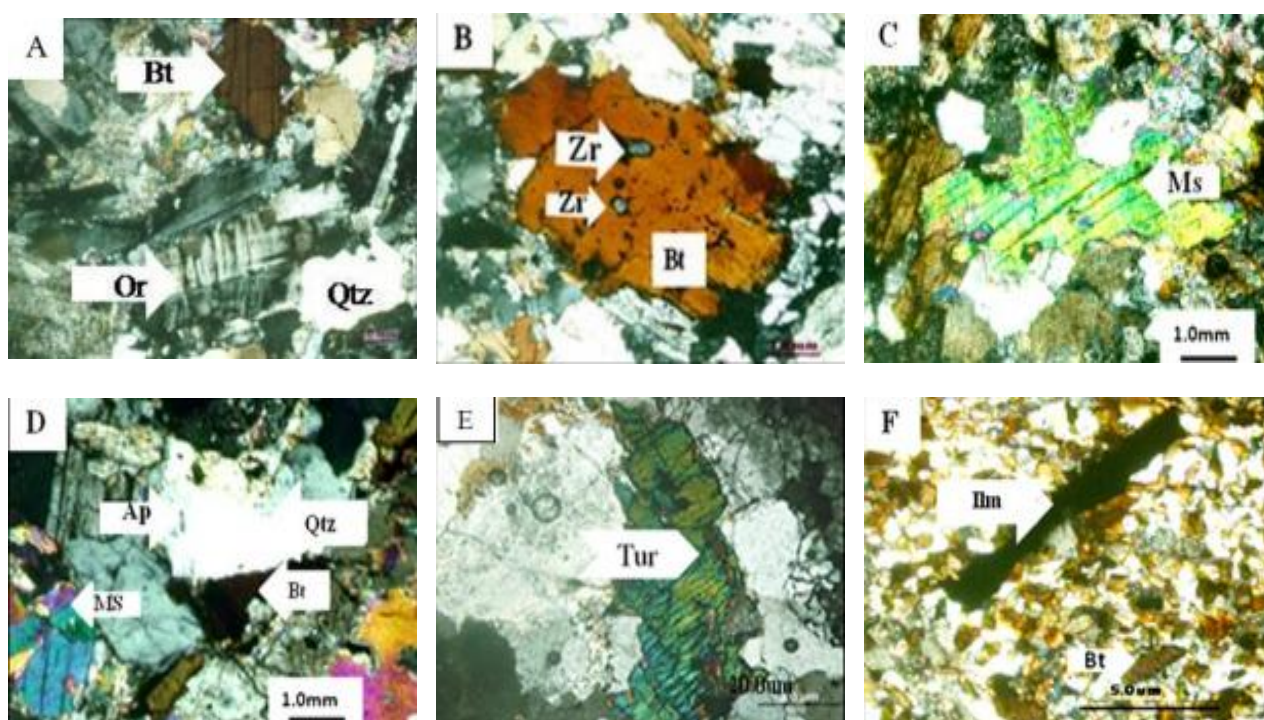
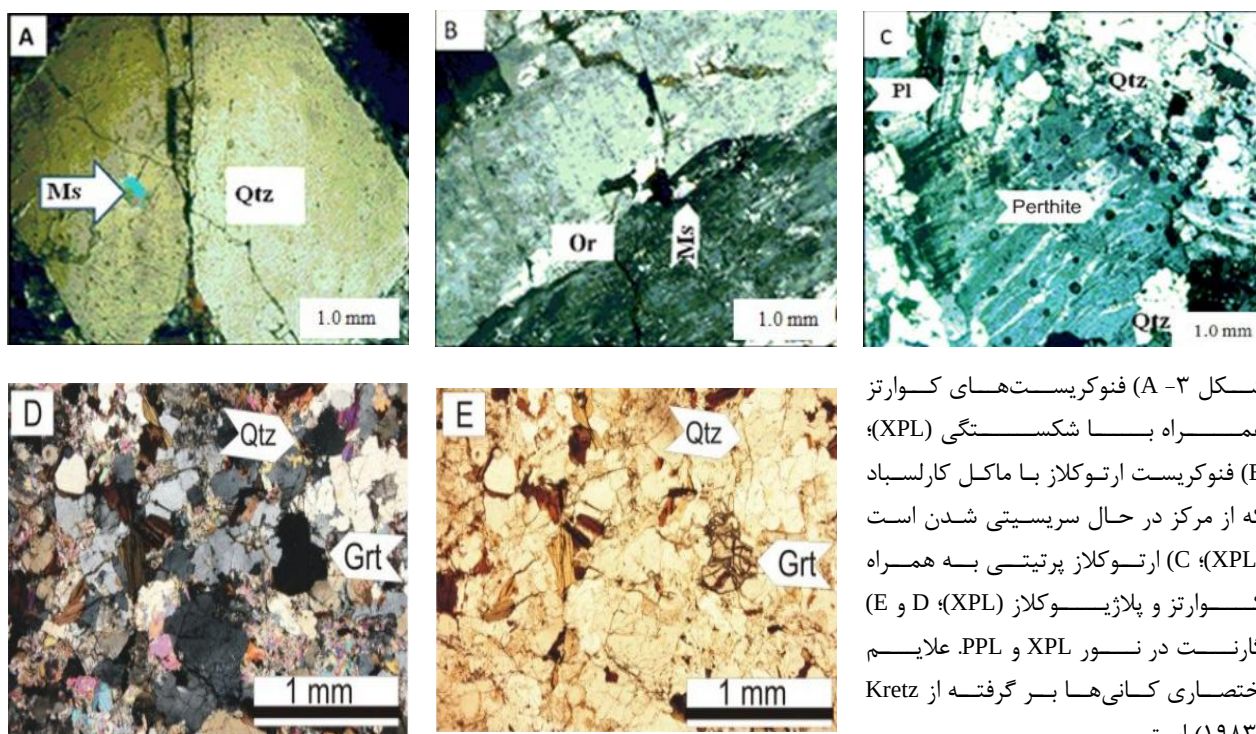
## مطالعات سنگ‌نگاری

### مونزوگرانیت

بیوتیت با چندرنگی قهوه‌ای و ادخال زیرکن، عمده‌ترین کانی فرومنیزین‌دار این سنگ‌هاست. مسکویت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و دندریتی، در کنار بیوتیت‌ها و دانه‌ریزتر از بیوتیت‌ها و به صورت پرکننده فضای بین فلدسپارهای آلکالن و کوارتز دیده می‌شود که به دو صورت اولیه و ثانویه است. در این سنگ‌ها گارنت‌های کوچک‌اندازه و به طور معمول بی‌شکل و تورمالین نیز با چندرنگی معکوس قهوه‌ای-آبی، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، دیده می‌شود.

زیرکن‌های موجود در مونزوگرانیت، بیشتر به صورت ادخال و گرد شده با حاشیه متامیکت در داخل بیوتیت‌ها نمایان است. از دیگر کانی‌های فرعی می‌توان به ایلمنیت و آپاتیت اشاره نمود. دگرسانی سنگ‌ها و تشکیل کانی‌های ثانویه شامل: کلریتی شدن بیوتیت‌ها، سیریسیتی شدن پلاژیوکلازها و کائولینیتی شدن فلدسپارهای پتاسیک است که در برخی مقاطع دیده می‌شود. از بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های گرانیتی، هم‌بعد، پرتیتی، پویی کیلیتیک و میرمکیتی اشاره نمود. تصاویر میکروسکوپی این سنگ‌ها در شکل‌های ۳ و ۴ ارایه شده‌اند.

مونزوگرانیت‌ها در نمونه دستی دارای ساخت دانه‌ای بوده و به رنگ کرمی و خاکستری روشن هستند. کوارتز (۳۰ تا ۳۵ درصد)، فلدسپار آلکالن (ارتوکلاز، پرتیت و میکروکلین) (۲۰ تا ۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۳۰ درصد) و بیوتیت (۴ تا ۱۰ درصد) کانی‌های عمده تشکیل‌دهنده این واحد است. کوارتزها بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار با خاموشی موجی هستند. فلدسپارهای پتاسیم‌دار شامل: میکروکلین با ماکل مشبک و ارتوکلازهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده که گاهی دارای تکه‌های جانشین شده میکروکلین است. وجود تکه‌های میکروکلین درون ارتوکلاز و همراهی با بافت‌های میرمکیتی، وجود پرتیت‌ها درون ارتوکلاز و میکروکلین در برخی نمونه‌ها، را می‌توان به وجود فشارهای ناشی از فشار مذاب به بخش‌های جامد و متبلور شده (Vernon and Paterson, 2008) یا فشار ناشی از زمین‌ساختی خود ماگما نسبت داد. پلاژیوکلازها نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و با ماکل تکراری و دگرسانی سیریسیتی مشاهده می‌شود.



### آنکلاوهای میگروگرانولار فلسیک

کلمه آنکلاو به قطعات سنگ‌های خارجی در بر گرفته شده توسط سنگ‌های دیگر و کلمه آنکلوزیون تنها به اجسام داخل کانی‌ها گفته می‌شود. آنکلاوها به صورت جامد و یا مذاب به درون ماگمای میزبان وارد می‌شود. ممکن است بخشی از سنگ میزبان و یا بخشی از مواد تفریق یافته اولیه هم منشأ با ماگمای میزبان و یا بقایای ذوب نشده حاصل از فرآیند آناتکسی، طی صعود یا جایگزینی ماگما، به درون آن وارد شود (Didier and Barbarin, 1991). عمده این آنکلاوها در منطقه بررسی شده در اندازه‌های کوچک ۱ تا ۴ سانتی‌متری است که گاهی تا ۱۵ سانتی‌متر هم دیده می‌شود (شکل ۵-A). این آنکلاوها بیضوی شکل، با سطح تماس مشخص و رنگ تیره دیده می‌شود. دلیل این تیرگی دانه‌ریز بودن و وفور بیوتیت در آنکلاوها است.

کانی‌های اصلی این آنکلاوها حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد پلاژیوکلاز، ۲۰ تا ۲۵ درصد کوارتز، ۵ تا ۱۰ درصد ارتوکلاز، ۲۵ تا ۳۰ درصد بیوتیت و ۲ تا ۵ درصد ایلمنیت است. همچنین، کانی مسکویت نیز به مقدار اندک دیده می‌شود. در این سنگ‌ها بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و تقریباً هم اندازه (۲۰۰ تا ۳۰۰ میکرون) است و کوارتز به طور معمول فضای بین دانه‌ای این کانی‌ها را تشکیل می‌دهد (شکل‌های ۵-B و C).

هیچ رخنمونی از سنگ‌های حدواسط و بازیک در اطراف یا در داخل توده وجود ندارد و بیوتیت‌های آنکلاو هم‌ترکیب و هم‌دما با بیوتیت‌های مونزوگرانیت میزبان است (Kargaran, 2011).

### آنکلاو سورمیکاسه

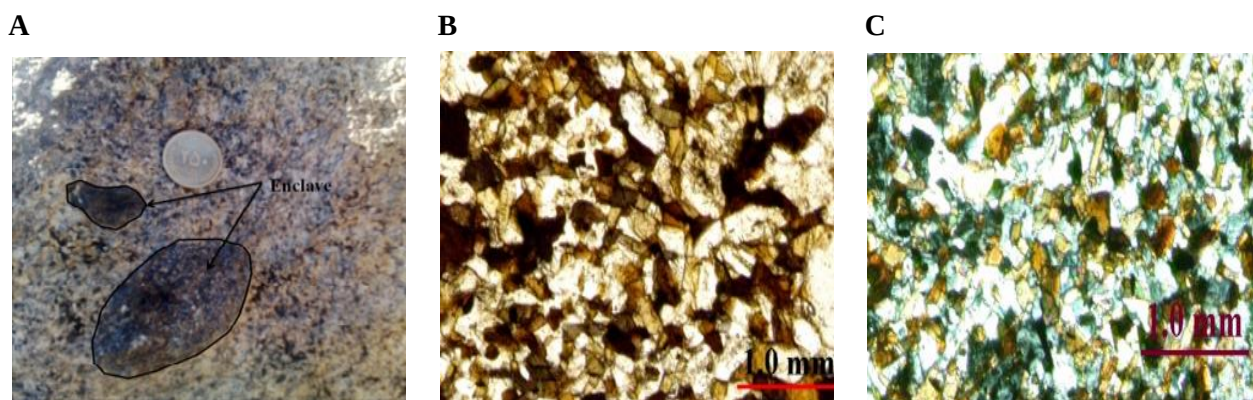
آنکلاوهای سورمیکاسه نوعی از آنکلاوهای گرانیت آناتکسی است که اغلب کوچک و عدسی شکل است و به طور اساسی از بیوتیت تشکیل شده و حاوی مسکویت و سایر کانی‌های غنی از آلومینیم (کیانیت، سیلیمانیت، آندالوزیت و گارنت) نیز است (Didier and Barbarin, 1991).

آنکلاوهای سورمیکاسه با قطر حداکثر ۲ سانتی‌متر و طول ۱ تا ۵ سانتی‌متر با غلافی از بیوتیت و مسکویت، پراکندگی کمتری در مونزوگرانیت‌های منطقه دارد که این پراکندگی در نزدیکی میکاشیست‌ها بیشتر می‌شود.

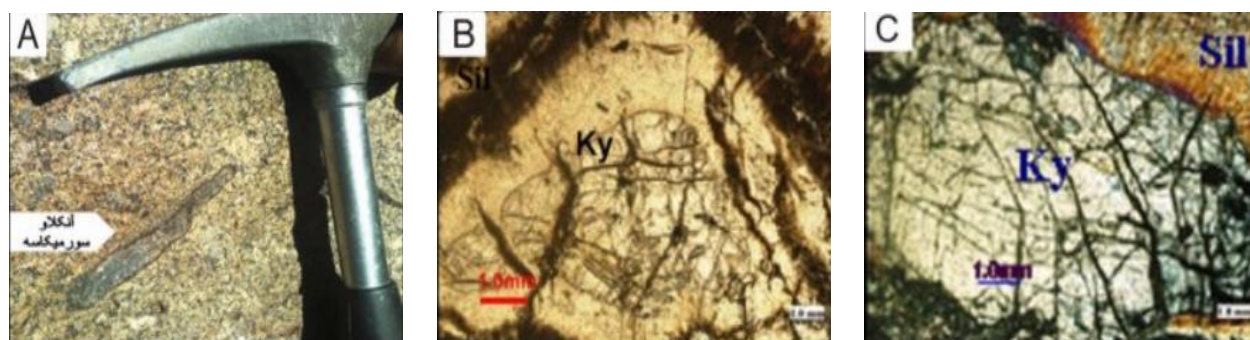
کلیه آنکلاوهای سورمیکاسه با جهت یافتگی بلورهای بیوتیت یا سوزن‌های سیلیمانیت مشخص می‌شود. این آنکلاوها به دلیل داشتن غلاف بیوتیتی به راحتی از سنگ میزبان جدا می‌شود. گاهی در این آنکلاوها کانی کیانیت توسط غلافی از بیوتیت و مسکویت احاطه شده است. این کانی از اطراف در حال تبدیل شدن به سیلیمانیت‌های سوزنی است (شکل ۶). مجموعه آنکلاو سورمیکاسه و رستیت‌های (کانی‌های دیرگداز) موجود در مونزوگرانیت قیدو اغلب از جنس میکاشیست‌های اطراف توده‌اند.

بافت این آنکلاوها نشان‌دهنده آن است که آنها بدون شک قطعاتی از سنگ‌های متاپلیتی‌اند که طی وارد شدن به مذاب و تحول یافتگی، به مرز گرانیت‌زایی رسیده و در واقع آنکلاوهای متاپلیتی تحول یافته هستند.

کیانیت‌شیست‌ها در منطقه شمال گلپایگان در شرایط رخساره آمفیبولیت میانی فشار ۶ تا ۸ کیلوبار و دمای ۶۰۰ تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است (Karimi, 2013).



شکل ۵- (A) تصویر صحرایی آنکلاوهای میکروگرانولار (گرانودیوریتی) درون مونزوگرانیت‌های منطقه؛ B و C) تصویر میکروسکوپی آنکلاو میکروگرانولار که فراوانی بیوتیت و عدم وجود جهت یافتگی مشخص را نشان می‌دهد. تصاویر به ترتیب در نورهای PPL و XPL گرفته شده است.



شکل ۶- (A) تصویر ماکروسکوپی قطعه‌ای از یک آنکلاو سورمیکاسه که به خوبی ساخت جهت‌دار در آن مشاهده می‌شود. (B) تصویر میکروسکوپی قطعه‌ای از یک آنکلاو سورمیکاسه حاوی کیانیت که در حال تبدیل شدن به سیلیمانیت است. تصویر در نور PPL و C) تصویر در نور XPL است.

### آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها

آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها هر دو در آخرین مراحل تبلور گرانیت‌ها به وجود می‌آید. این سنگ‌ها دارای ارتوکلاز، کوارتز، مسکویت و تورمالین است. در شکستگی‌های حاشیه‌ای اطراف برخی توده‌های گرانیتی، آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها به صورت خطوط پراکنده (Jahns and Burnham, 1969).

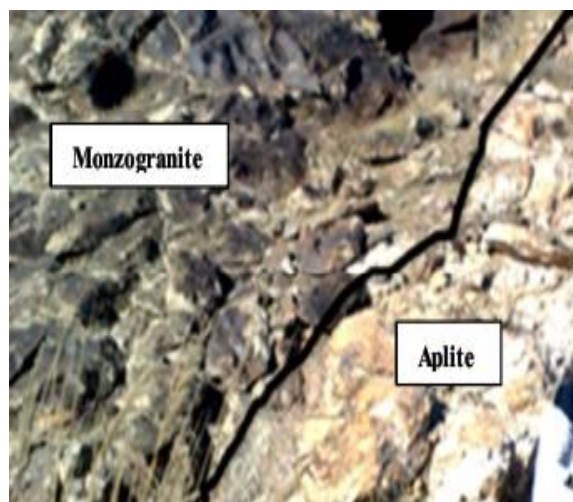
متوسط ابعاد دانه‌ها در آپلیت‌ها حدود ۱ میلی‌متر و از مونزوگرانیت‌ها دانه‌ریزتر است. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سفید بوده و حاوی منشورهای سوزنی‌شکل تورمالین است که در حاشیه توده مونزوگرانیتی رخنمون دارد.

(شکل ۷). آپلیت‌های منطقه دارای ترکیب مونزوگرانیت بوده که کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیک با ماکل کارلسباد و پلاژیوکلاز با ماکل آلبیتی، مسکویت و به میزان اندک بیوتیت در آنها قرار گرفته است.

پگماتیت‌ها سنگ‌های تمام بلورین و نسبت به مونزوگرانیت‌ها بسیار دانه‌درشت‌تر است. پگماتیت‌ها نیز به مقدار اندک و به صورت رگه‌هایی به ضخامت چند سانتی‌متر تا چند متر با کانی‌شناسی کوارتز، فلدسپار آلکالن، تورمالین و موسکویت دیده می‌شود. در پگماتیت‌های منطقه، قطر بلورها به حدود ۱۵۰ میلی‌متر نیز می‌رسد.

## شیمی کانی

## فلدسپارها



شکل ۷- تصویر صحرایی از رگه آپلیتی که در بخش پایینی مونزوگرانیت‌های منطقه قیدو قرار دارد.

داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکالن موجود در مونزوگرانیت قیدو در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است مطابق با نمودار مثلثی An-Or-Ab (Deer *et al.*, 1991) در شکل ۸ و محاسبه فرمول ساختاری آنها، ترکیب پلاژیوکلازهای توده مونزوگرانیتی در محدوده آلبیت-الیگوکلاز و ترکیب پلاژیوکلازهای آنکلاو در محدوده الیگوکلاز قرار می‌گیرد. همچنین، ترکیب فلدسپارهای پتاسیم‌دار در محدوده ارتوکلاز واقع می‌شود.

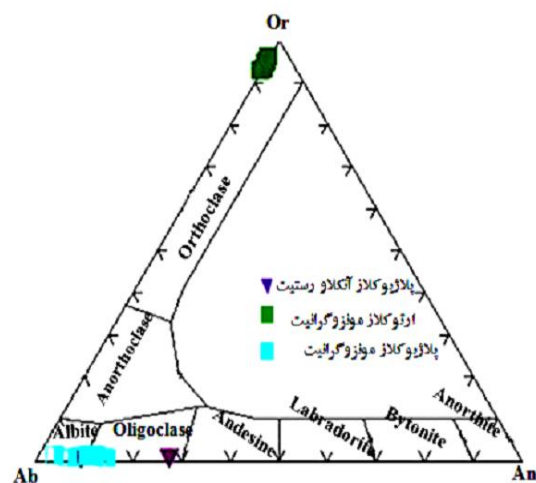
جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی فلدسپار پتاسیم در مونزوگرانیت قیدو

| Sample No                                 | G 29-2-1 | G 29-2-2 | G 7-1  | G 7-2  | G 7-3  |
|-------------------------------------------|----------|----------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                          | 63.55    | 64.32    | 65.25  | 63.94  | 63.12  |
| TiO <sub>2</sub>                          | 0.00     | 0.00     | 0.02   | 0.01   | 0.00   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>            | 18.01    | 18.35    | 18.35  | 18.17  | 18.28  |
| FeO                                       | 0.02     | 0.00     | 0.01   | 0.01   | 0.01   |
| CaO                                       | 0.03     | 0.00     | 0.00   | 0.05   | 0.00   |
| Na <sub>2</sub> O                         | 0.50     | 0.66     | 0.88   | 0.80   | 0.60   |
| K <sub>2</sub> O                          | 18.56    | 18.39    | 17.75  | 17.85  | 18.09  |
| Total                                     | 100.66   | 101.71   | 102.26 | 100.83 | 100.10 |
| Structural formula based on the 8 Oxygens |          |          |        |        |        |
| Si                                        | 2.97     | 2.97     | 2.98   | 2.97   | 2.96   |
| Al                                        | 0.99     | 1.00     | 0.99   | 1.00   | 1.01   |
| Ti                                        | 0.00     | 0.00     | 0.00   | 0.00   | 0.00   |
| Fe <sup>2+</sup>                          | 0.00     | 0.00     | 0.00   | 0.00   | 0.00   |
| Ca                                        | 0.00     | 0.00     | 0.00   | 0.00   | 0.00   |
| Na                                        | 0.05     | 0.06     | 0.08   | 0.07   | 0.06   |
| K                                         | 1.11     | 1.08     | 1.04   | 1.06   | 1.08   |
| Σ cations                                 | 5.11     | 5.10     | 5.08   | 5.10   | 5.10   |
| X                                         | 3.96     | 3.96     | 3.97   | 3.97   | 3.97   |
| Z                                         | 1.15     | 1.14     | 1.11   | 1.13   | 1.14   |
| Ab                                        | 3.90     | 5.20     | 7.00   | 6.40   | 4.80   |
| An                                        | 0.10     | 0.00     | 0.00   | 0.20   | 0.00   |
| Or                                        | 96.00    | 94.80    | 93.00  | 93.40  | 95.20  |

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی پلاژیوکلاز در مونزوگرانیت قیدو و آنکلاو رستیت آن

| Sample No                                 | G 29-2-1    | G 29-2-3 | G 29-2-4 | G7-1    | G7-2  | G7-3  | G7-4        | G7-5  | G7-6  | G7-7  | G7-8  |
|-------------------------------------------|-------------|----------|----------|---------|-------|-------|-------------|-------|-------|-------|-------|
| Rock type                                 | Monzogrnite |          |          | enclave |       |       | Monzogrnite |       |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub>                          | 67.54       | 66.01    | 64.02    | 65.25   | 65.77 | 66.24 | 65.5        | 65.46 | 65.5  | 67.24 | 67.08 |
| TiO <sub>2</sub>                          | 0.00        | 0.00     | 0.00     | 0.01    | 0.00  | 0.00  | 0.00        | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.02  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>            | 20.43       | 21.37    | 23.64    | 21.51   | 21.52 | 21.06 | 21.64       | 21.09 | 21.64 | 19.76 | 20.42 |
| FeO                                       | 0.06        | 0.09     | 0.04     | 0.01    | 0.01  | 0.01  | 0.00        | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.02  |
| MgO                                       | 0.00        | 0.00     | 0.00     | 0.00    | 0.01  | 0.01  | 0.00        | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.01  |
| CaO                                       | 1.75        | 2.85     | 5.43     | 2.37    | 2.45  | 2.09  | 1.88        | 2.04  | 1.88  | 0.69  | 1.35  |
| Na <sub>2</sub> O                         | 9.73        | 9.26     | 7.94     | 9.79    | 9.77  | 9.89  | 9.94        | 9.38  | 9.94  | 10.48 | 10.17 |
| K <sub>2</sub> O                          | 0.11        | 0.09     | 0.13     | 0.13    | 0.22  | 0.17  | 0.16        | 0.21  | 0.16  | 0.20  | 0.11  |
| Total                                     | 99.62       | 99.65    | 101.19   | 99.08   | 99.76 | 99.48 | 99.12       | 98.18 | 99.12 | 98.39 | 99.17 |
| Structural formula based on the 8 Oxygens |             |          |          |         |       |       |             |       |       |       |       |
| Si                                        | 2.959       | 2.902    | 2.791    | 2.889   | 2.893 | 2.917 | 2.895       | 2.915 | 2.895 | 2.981 | 2.954 |
| Al                                        | 1.054       | 1.106    | 1.214    | 1.122   | 1.115 | 1.092 | 1.126       | 1.106 | 1.126 | 1.032 | 1.059 |
| Fe <sup>2+</sup>                          | 0.002       | 0.003    | 0.001    | 0.001   | 0     | 0     | 0           | 0     | 0     | 0     | 0.001 |
| Mg                                        | 0           | 0        | 0        | 0       | 0.001 | 0.001 | 0           | 0     | 0     | 0     | 0     |
| Ca                                        | 0.082       | 0.134    | 0.254    | 0.113   | 0.116 | 0.099 | 0.089       | 0.097 | 0.089 | 0.033 | 0.063 |
| Na                                        | 0.826       | 0.789    | 0.671    | 0.841   | 0.833 | 0.845 | 0.852       | 0.81  | 0.852 | 0.901 | 0.868 |
| K                                         | 0.006       | 0.005    | 0.007    | 0.008   | 0.012 | 0.009 | 0.009       | 0.012 | 0.009 | 0.011 | 0.006 |
| Σ cations                                 | 4.929       | 4.939    | 4.938    | 4.974   | 4.97  | 4.963 | 4.971       | 4.94  | 4.971 | 4.958 | 4.951 |
| X                                         | 4.013       | 4.008    | 4.005    | 4.011   | 4.008 | 4.009 | 4.021       | 4.021 | 4.021 | 4.013 | 4.013 |
| Z                                         | 0.916       | 0.931    | 0.933    | 0.963   | 0.962 | 0.954 | 0.95        | 0.919 | 0.95  | 0.945 | 0.938 |
| Ab                                        | 90.4        | 85       | 72       | 87.4    | 86.7  | 88.7  | 89.7        | 88.1  | 89.7  | 95.3  | 92.6  |
| An                                        | 9           | 14.4     | 27.3     | 11.7    | 12.1  | 10.4  | 9.4         | 10.6  | 9.4   | 3.5   | 6.7   |
| Or                                        | 0.7         | 0.5      | 0.8      | 0.8     | 1.2   | 0.9   | 0.9         | 1.3   | 0.9   | 1.2   | 0.6   |

شکل ۸- نمودار تعیین ترکیب فلدسپارها و قرارگیری پلاژیوکلازهای منطقه بررسی شده در محدوده آلبیت-آلیگوکلاز و قرارگیری فلدسپارهای آلكالن در محدوده ارتوکلاز (Deer et al., 1991)



## میکای سیاه

بیوتیت‌ها از جمله کانی‌های فرومنیزین این توده گرانیته هستند. ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیته‌ی تابع ترکیب ماگمای مولد، فوگاسیته اکسیژن (Partin *et al.*, 1983)، دمای مذاب (Abbot and Clarke, 1979) و خاستگاه گرانیته‌ها است (Nachit *et al.*, Abdelrahman, 1994). بررسی میزان عناصر اصلی بیوتیت‌ها بر اساس داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی (جدول ۳) نشان می‌دهد این کانی در مونزوگرانیته‌ها و آنکلاوها به شدت غنی از آهن بوده و نسبت به منیزیم، میزان آن در خور توجه است. بیوتیت‌ها در سنگ‌های مطالعه شده به نسبت فقیر از تیتان است. همچنین، میزان آلومینیوم در بیوتیت‌ها در خور توجه است. با توجه به نمودار تغییرات  $Al^{IV}$  در

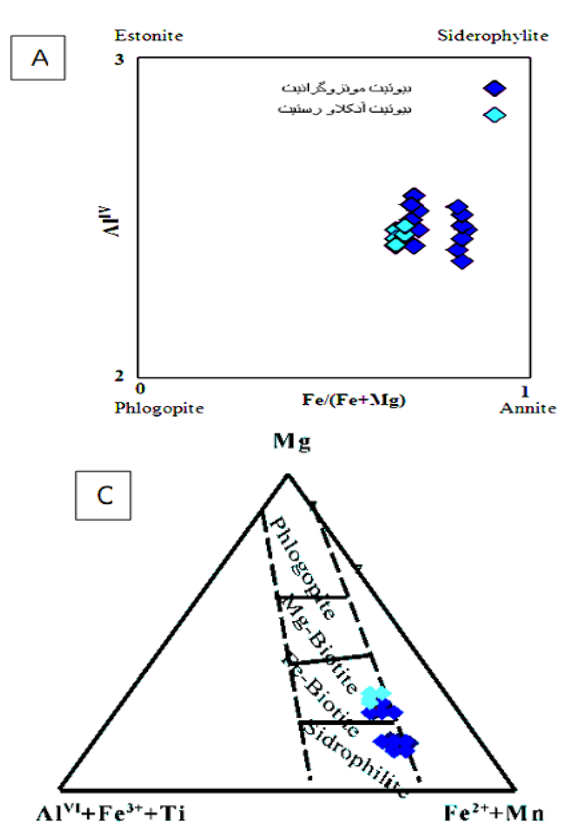
مقابل  $Fe/(Fe+Mg)$  نوع میکای سیاه، آنیت تا سیدروفیلیت (شکل ۹-A) و همچنین، در نمودار ارایه شده توسط Forster (۱۹۶۰) این کانی در محدوده‌های بیوتیت آهن‌دار و سیدروفیلیت قرار می‌گیرد (شکل ۹-B). بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی، Nachit و همکاران (۲۰۰۵) نمودار سه تایی  $FeO-MgO-TiO_2$  را برای تمایز بیوتیت‌های اولیه ماگمایی و سایر بیوتیت‌ها (بیوتیت‌های با تعادل مجدد و یا دوباره تشکیل شده) پیشنهاد کرده‌اند (شکل ۹-C).

بیوتیت‌های مطالعه شده از نوع بیوتیت‌های اولیه و محصول تبلور ماگما است که به صورت تقریباً خودشکل نیز در مقاطع دیده می‌شود. در شکل ۹-B تعدادی از نمونه‌ها به دلیل کلریتی شدن در گستره بیوتیت‌های اولیه قرار نگرفته‌اند.

جدول ۳- نتایج حاصل از تجزیه ریزکاو الکترونی کانی بیوتیت در مونزوگرانیته و آنکلاو رستیت قیدو (مقطع G29-2)

| Sample No                                    | G 29-2       | G 29-2 | G 29-2 | G 29-2 | G 29-2 | G 29-2  | G 29-2 | G 29-2 | G 29-2 | G 29-2 |
|----------------------------------------------|--------------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|
| Location                                     | monzogranite |        |        |        |        | enclave |        |        |        |        |
| SiO <sub>2</sub>                             | 34.91        | 35.97  | 34.66  | 34.57  | 34.87  | 35.31   | 35.50  | 35.84  | 35.37  | 35.65  |
| TiO <sub>2</sub>                             | 2.66         | 2.76   | 2.81   | 2.70   | 2.73   | 2.61    | 2.89   | 2.82   | 2.60   | 2.79   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>               | 18.57        | 16.76  | 17.14  | 16.57  | 16.88  | 16.83   | 16.69  | 16.91  | 17.29  | 16.91  |
| FeO                                          | 23.43        | 23.70  | 23.86  | 23.42  | 23.95  | 23.03   | 21.77  | 22.34  | 22.77  | 23.04  |
| MgO                                          | 5.42         | 5.78   | 5.47   | 5.50   | 5.74   | 5.97    | 6.00   | 6.07   | 6.08   | 6.08   |
| CaO                                          | 0.01         | 0.02   | 0.00   | 0.03   | 0.00   | 0.01    | 1.20   | 0.01   | 0.03   | 0.01   |
| Na <sub>2</sub> O                            | 0.03         | 0.05   | 0.06   | 0.14   | 0.23   | 0.07    | 0.04   | 0.05   | 0.09   | 0.07   |
| K <sub>2</sub> O                             | 10.67        | 11.13  | 10.95  | 10.52  | 11.14  | 11.18   | 10.97  | 10.88  | 11.11  | 11.14  |
| Total                                        | 95.71        | 96.17  | 94.96  | 93.45  | 95.54  | 95.03   | 95.06  | 94.92  | 95.34  | 95.69  |
| Number of cations on the basis of 22 Oxygens |              |        |        |        |        |         |        |        |        |        |
| Si                                           | 5.44         | 5.60   | 5.49   | 5.55   | 5.49   | 5.56    | 5.57   | 5.61   | 5.54   | 5.57   |
| Al <sup>IV</sup>                             | 2.56         | 2.40   | 2.51   | 2.46   | 2.51   | 2.44    | 2.43   | 2.39   | 2.46   | 2.44   |
| Al <sup>VI</sup>                             | 0.85         | 0.67   | 0.68   | 0.67   | 0.63   | 0.68    | 0.65   | 0.73   | 0.73   | 0.68   |
| Ti                                           | 0.31         | 0.32   | 0.33   | 0.33   | 0.32   | 0.31    | 0.34   | 0.33   | 0.31   | 0.33   |
| Fe <sup>2+</sup>                             | 3.05         | 3.09   | 3.16   | 3.14   | 3.16   | 3.03    | 2.85   | 2.92   | 2.98   | 3.01   |
| Mg                                           | 1.26         | 1.34   | 1.29   | 1.31   | 1.35   | 1.40    | 1.40   | 1.42   | 1.42   | 1.42   |
| Na                                           | 0.01         | 0.02   | 0.02   | 0.04   | 0.07   | 0.02    | 0.01   | 0.02   | 0.03   | 0.02   |
| K                                            | 2.12         | 2.21   | 2.21   | 2.15   | 2.24   | 2.25    | 2.20   | 2.17   | 2.22   | 2.22   |
| Cations                                      | 15.60        | 15.65  | 15.69  | 15.66  | 15.77  | 15.70   | 15.65  | 15.59  | 15.68  | 15.67  |
| Fe/Fe+Mg                                     | 0.71         | 0.70   | 0.71   | 0.71   | 0.70   | 0.68    | 0.67   | 0.67   | 0.68   | 0.68   |
| Mg/Fe+Mg                                     | 0.29         | 0.30   | 0.29   | 0.29   | 0.30   | 0.32    | 0.33   | 0.33   | 0.32   | 0.32   |

| Sample No                                    | G 7-1        | G 7-2 | G 7-3 | G 7-4 | G 7-5 | G 7-6 | G 7-7 | G 7-8 |
|----------------------------------------------|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Location                                     | Monzogranite |       |       |       |       |       |       |       |
| ادامه جدول ۳ مقطع G.7                        |              |       |       |       |       |       |       |       |
| SiO <sub>2</sub>                             | 34.31        | 35.02 | 35.84 | 34.14 | 34.62 | 35.53 | 35.88 | 33.95 |
| TiO <sub>2</sub>                             | 1.66         | 1.59  | 1.61  | 1.21  | 3.18  | 3.12  | 3.35  | 3.24  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>               | 17.62        | 17.78 | 17.51 | 17.11 | 16.82 | 17.31 | 17.04 | 16.62 |
| FeO                                          | 27.56        | 27.43 | 27.39 | 27.95 | 26.36 | 26.58 | 26.00 | 26.56 |
| MgO                                          | 3.24         | 3.26  | 3.33  | 3.16  | 3.12  | 3.19  | 3.42  | 3.40  |
| Na <sub>2</sub> O                            | 0.01         | 0.01  | 0.02  | 0.10  | 0.02  | 0.05  | 0.02  | 0.03  |
| K <sub>2</sub> O                             | 10.98        | 10.74 | 10.47 | 10.60 | 10.79 | 11.07 | 10.85 | 10.68 |
| Total                                        | 95.37        | 95.83 | 96.18 | 94.27 | 94.90 | 96.85 | 96.57 | 94.49 |
| Number of cations on the basis of 22 Oxygens |              |       |       |       |       |       |       |       |
| Si                                           | 5.50         | 5.56  | 5.65  | 5.55  | 5.55  | 5.57  | 5.61  | 5.48  |
| Al <sup>IV</sup>                             | 2.50         | 2.44  | 2.35  | 2.45  | 2.46  | 2.44  | 2.39  | 2.52  |
| Al <sup>VI</sup>                             | 0.83         | 0.89  | 0.90  | 0.83  | 0.72  | 0.76  | 0.75  | 0.64  |
| Ti                                           | 0.20         | 0.19  | 0.19  | 0.15  | 0.38  | 0.37  | 0.39  | 0.39  |
| Fe <sup>2+</sup>                             | 3.70         | 3.64  | 3.61  | 3.80  | 3.53  | 3.48  | 3.40  | 3.59  |
| Mg                                           | 0.78         | 0.77  | 0.78  | 0.77  | 0.75  | 0.75  | 0.80  | 0.82  |
| Na                                           | 0.00         | 0.00  | 0.01  | 0.03  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.01  |
| K                                            | 2.25         | 2.18  | 2.10  | 2.20  | 2.21  | 2.21  | 2.17  | 2.20  |
| Cations                                      | 15.75        | 15.67 | 15.59 | 15.77 | 15.59 | 15.58 | 15.51 | 15.65 |
| Fe/Fe+Mg                                     | 0.83         | 0.82  | 0.82  | 0.83  | 0.83  | 0.82  | 0.81  | 0.81  |
| Mg/Fe+Mg                                     | 0.17         | 0.18  | 0.18  | 0.17  | 0.17  | 0.18  | 0.19  | 0.19  |



شکل ۹- A) با توجه به نمودار تغییرات  $Al^{IV}$  در مقابل  $Fe/(Fe+Mg)$  میکاهای سیاه از نوع آنیت تا سیدروفیلیت است (Deer *et al.*, 1991)؛ B) دیاگرام مثلثی طبقه‌بندی میکاها با استفاده از ترکیب شیمیایی آنها که نمونه‌های این منطقه محدوده بیوتیت غنی از آهن و سیدروفیلیت را نشان می‌دهد (Forster, 1960)؛ C) رده‌بندی انواع بیوتیت‌ها (Nachit *et al.*, 2005). A= بیوتیت‌های اولیه، B= بیوتیت‌های با تعادل مجدد و C= بیوتیت‌های دوباره تشکیل شده را نشان می‌دهد.

## میکای سفید

مسکویت در سنگ‌های گرانیتی به دو صورت اولیه و ثانویه حضور دارد. مسکویت اولیه از ماگمای گرانیتی به وجود می‌آید ولی مسکویت ثانویه از تجزیه و تبدیل کانی‌های دیگر در جریان فرآیندهای هیدروترمالی تحت شرایط ساب‌سالدوس ایجاد می‌شود (Miller *et al.*, 1981). موسکویت‌های اولیه نسبت به ثانویه از Na و Al غنی‌تر و از Mg و Si تهی شده‌اند (Miller *et al.*, 1981).

واژه فنزیت برای توصیف مسکویتی به کار می‌رود که نسبت Si:Al در ساختار آن بیشتر از ۳:۱ باشد. میزان فنزیت با مقدار Si افزایش می‌یابد. افزایش Si با جانشینی Mg و  $Fe^{2+}$  به جای Al همراه است (Deer *et al.*, 1962). داده‌های تجزیه

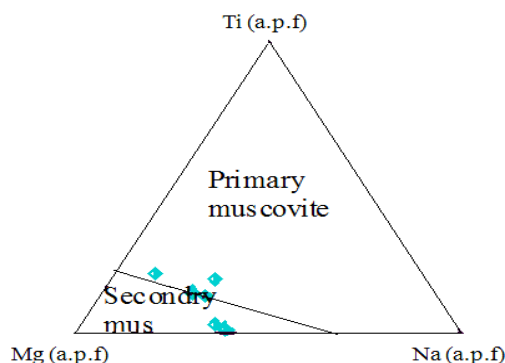
ریزکاو الکترونی میکاهای سفید در جدول ۴ ارائه شده است. بر طبق شکل ۱۰-A میکاهای سفید از نوع اولیه و ثانویه است.

به منظور بررسی نوع میکاهای سفید مورد بررسی از دیاگرام Feenstra (۱۹۹۶) استفاده شد (شکل ۱۰-B). این دیاگرام مثلی دارای سه رأس است که در یکی از رؤوس آن  $Fe^{2+}+Mg$  و در دو رأس دیگر آن دو نوع  $Al^{IV}$  و  $Al^{VI}$  به طور جداگانه وجود دارد. در این نمودار میکاهای نوع سلاونیت، لوکوفیلیت، فنزیت و نوع آهن‌دار آن، مسکویت و نوع آهن‌دار آن قابل تشخیص است. در مونوزوگرانیت‌های قیدو ترکیب میکاها در محدوده فنزیت قرار می‌گیرد. ترکیب فنزیتی این مسکویت‌ها در این نمودار بیشتر می‌تواند مسکویت‌های ثانویه را در بر گیرد.

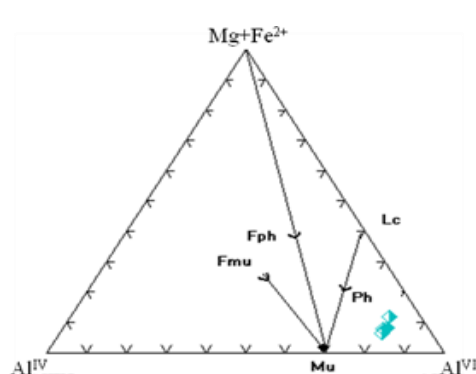
جدول ۴- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی نمونه‌های مسکویت توده نفوذی مونوزوگرانیت قیدو

| Sample No                                  | G29-2 | G29-2 | G29-2 | G29-2 | G29-2 | G29-2 | G7    |
|--------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                           | 44.73 | 44.97 | 44.32 | 44.35 | 43.91 | 47.05 | 46.04 |
| TiO <sub>2</sub>                           | 0.36  | 0.37  | 0.00  | 0.01  | 0.04  | 0.89  | 0.49  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 32.57 | 32.77 | 33.78 | 33.82 | 33.41 | 30.04 | 32.32 |
| FeO                                        | 2.21  | 2.21  | 1.92  | 1.90  | 1.91  | 2.90  | 2.79  |
| MnO                                        | 0.65  | 0.65  | 0.65  | 0.65  | 0.65  | 0.65  | 0.65  |
| MgO                                        | 0.96  | 0.91  | 0.74  | 0.73  | 0.77  | 1.62  | 0.76  |
| CaO                                        | 0.00  | 0.01  | 0.00  | 0.00  | 0.01  | 0.01  | 0.00  |
| Na <sub>2</sub> O                          | 0.34  | 0.27  | 0.37  | 0.36  | 0.34  | 0.18  | 0.29  |
| K <sub>2</sub> O                           | 12.74 | 12.32 | 12.50 | 12.56 | 12.49 | 12.56 | 12.33 |
| Total                                      | 93.89 | 93.82 | 93.62 | 93.71 | 92.87 | 95.24 | 95.00 |
| Structural formula based on the 22 Oxygens |       |       |       |       |       |       |       |
| Si                                         | 6.16  | 6.17  | 6.10  | 6.10  | 6.09  | 6.39  | 6.25  |
| Al <sup>IV</sup>                           | 1.84  | 1.83  | 1.90  | 1.90  | 1.91  | 1.62  | 1.75  |
| Al <sup>VI</sup>                           | 3.44  | 3.47  | 3.57  | 3.57  | 3.56  | 3.19  | 3.42  |
| Ti                                         | 0.04  | 0.04  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.09  | 0.05  |
| Fe <sup>2+</sup>                           | 0.25  | 0.25  | 0.22  | 0.22  | 0.22  | 0.33  | 0.32  |
| Mn                                         | 0.08  | 0.08  | 0.08  | 0.08  | 0.08  | 0.07  | 0.07  |
| Mg                                         | 0.20  | 0.19  | 0.15  | 0.15  | 0.16  | 0.33  | 0.15  |
| Ca                                         | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Na                                         | 0.09  | 0.07  | 0.10  | 0.10  | 0.09  | 0.05  | 0.08  |
| K                                          | 2.24  | 2.16  | 2.19  | 2.20  | 2.21  | 2.17  | 2.13  |
| Cations                                    | 14.33 | 14.25 | 14.31 | 14.31 | 14.32 | 14.23 | 14.22 |
| Fe/(Fe+Mg)                                 | 0.59  | 0.59  | 0.58  | 0.5   | 0.56  | 0.58  | 0.67  |
| Mg/(Fe+Mg)                                 | 0.41  | 0.41  | 0.42  | 0.5   | 0.44  | 0.42  | 0.33  |

A



B



شکل ۱۰- A) نمودار تفکیک مسکویت‌های اولیه (ماگمایی) از مسکویت‌های ثانویه (Miller *et al.*, 1981) B) موقعیت ترکیب شیمیایی میکاهای مطالعه شده در نمودار Feenstra (۱۹۹۶)؛ اختصار کانی‌ها به این شرح است: (LC=leucophyllite, Ph=Phengite, Mu=Muscovite, Cd=Cladonite, Fmu=Ferricmuscovite, Fph=Ferricphengite)

## ایلمنیت

ترکیب ایلمنیت که به صورت ریزبلور با شکلی کشیده و میله‌ای در مقاطع دیده می‌شود به کمک تجزیه ریزکاو الکترونی تعیین شد. داده‌های حاصل از آن در جدول ۵ آمده است. این کانی با فرمول کلی  $\text{FeOTiO}_2$  در گرانیتهای نوع S دیده می‌شود و بیانگر شرایط احیایی است. گرانیتهای سری ایلمنیت به نوع احیایی نیز معروف هستند (Ishihara, 1977).

## تورمالین

تورمالین به علت پایداری در طیف گسترده‌ای از دما، فشار و مقاوم بودن در برابر هوازدگی در بررسی‌های سنگ‌شناسی اهمیت دارد (Manning, 1982). تورمالین حمل‌کننده اصلی بور در سنگ‌های پوسته‌ای است که در اثر واکنش‌های شاره‌های ماگمایی-گرماپی غنی از بور در محیط‌های با سنگ میزبان گرانیتهی تشکیل می‌شود.

میانگین بور در شیل‌ها ۲۵۰-۷۰ ppm است بنابراین، به نظر می‌رسد که کانی‌های رسی مهم‌ترین خاستگاه بور در شرایط درجه پایین است (Henry and Dutrow, 1996). با افزایش دما بور از ته‌نشست‌های بوردار، رس و کانی‌های رسی آزاد

شده و در اختیار شاره‌های بین دانه‌ای قرار می‌گیرد. این شاره‌ها با کانی‌های آلومینوسیلیکاتی واکنش داده و تورمالین تشکیل می‌شود.

داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی تورمالین‌ها در جدول ۶ ارائه شده است. دستیابی به فرمول ساختاری این کانی‌ها با استفاده از ۳۱ آنیون  $(\text{OH}^-)$ ،  $(\text{O}^{2-})$  انجام شده است. میزان  $\text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  برای ایجاد ۴ یون  $\text{OH}^-$  و ۳ یون B با روش عنصرسنجی محاسبه شده است. برای بررسی تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Ca، Fe، Mg و Na و تشخیص نوع تورمالین‌ها از نمودارهای دوتایی  $[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$  و  $[\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})]$  ارائه شده توسط Trumbull و Chaussidon (۱۹۹۹) استفاده شده است. بر اساس این دیاگرام تورمالین‌های مورد بررسی در گرانیتهای قیدو در گستره ترکیبی شورل (شکل ۱۱-A) قرار گرفته و دارای عدد Fe بالایی است.

بر اساس خاستگاه تشکیل، تورمالین‌ها را به دو دسته تورمالین‌های هیدروترمال و تورمالین‌های ماگمایی تقسیم کرده‌اند (London and Manning, 1995). تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه به صورت پراکنده در مونزوگرانیت وجود دارد. طبق نمودار شکل B-۱۱ بالا بودن نسبت

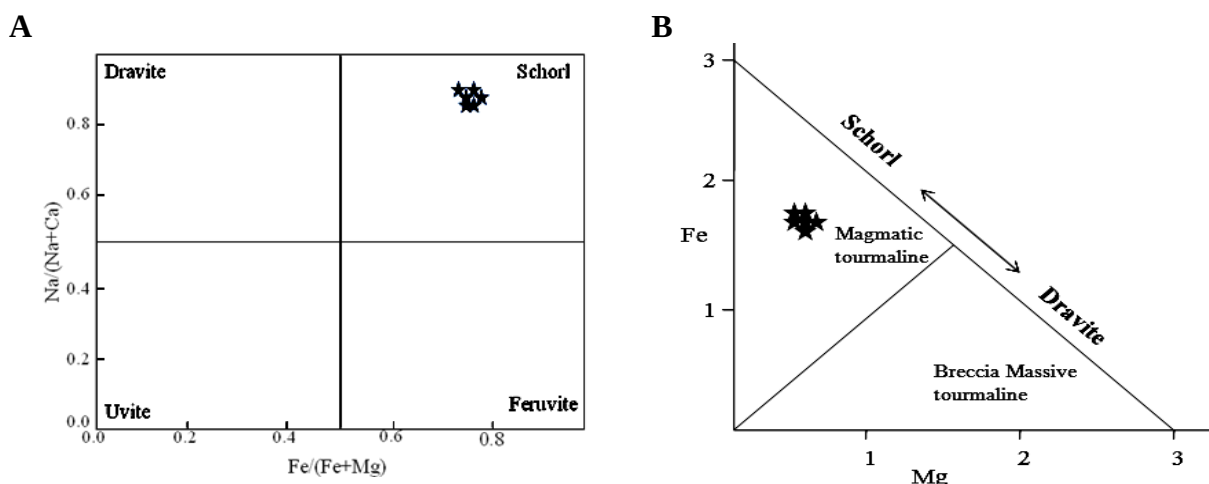
Fe/Mg و فراوان بودن آلومینیم که به جای نشان از ماگمایی بودن تورمالین‌های بررسی شده کاتیون‌های دو ظرفیتی (Mg و Fe) می‌نشیند، دارد.

جدول ۵- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی ایلمنیت

| TiO <sub>2</sub>                            | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Na <sub>2</sub> O | FeO   | MnO  | MgO  | CaO  | SiO <sub>2</sub> | TOTAL |
|---------------------------------------------|--------------------------------|-------------------|-------|------|------|------|------------------|-------|
| 49.44                                       | 3.97                           | 0.02              | 41.03 | 0.07 | 0.03 | 0.01 | 1.85             | 96.35 |
| Number of cations on the basis of 6 Oxygens |                                |                   |       |      |      |      |                  |       |
| Ti                                          | Al                             | Na                | Fe    | Mn   | Mg   | Ca   | Si               | TOTAL |
| 1.93                                        | 0.24                           | 0                 | 1.78  | 0    | 0    | 0    | 0.1              | 3.96  |

جدول ۶- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی تورمالین‌های منطقه قیدو

| Sample No.                                       | G-7    | G-7   | G-7   | G-7   | G-7   | G-7   |
|--------------------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                                 | 35.82  | 35.73 | 36.05 | 36.11 | 35.78 | 34.87 |
| TiO <sub>2</sub>                                 | 0.42   | 0.64  | 0.73  | 0.20  | 0.64  | 0.51  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                   | 33.05  | 32.39 | 32.71 | 32.76 | 32.87 | 32.97 |
| FeO                                              | 12.54  | 12.13 | 12.01 | 12.41 | 11.89 | 12.25 |
| MgO                                              | 2.21   | 2.28  | 2.30  | 2.32  | 2.34  | 2.18  |
| CaO                                              | 0.18   | 0.13  | 0.16  | 0.15  | 0.14  | 0.15  |
| MnO                                              | 0.13   | 0.08  | 0.08  | 0.12  | 0.07  | 0.09  |
| Na <sub>2</sub> O                                | 1.75   | 1.68  | 1.76  | 1.81  | 1.76  | 1.73  |
| K <sub>2</sub> O                                 | 0.03   | 0.03  | 0.04  | 0.04  | 0.05  | 0.04  |
| H <sub>2</sub> O*                                | 3.59   | 3.55  | 3.58  | 3.58  | 3.57  | 3.53  |
| B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *                  | 10.39  | 10.29 | 10.39 | 10.38 | 10.36 | 10.23 |
| Total                                            | 100.09 | 98.95 | 99.80 | 99.86 | 99.47 | 98.54 |
| O=F                                              | 0.00   | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  |
| Total*                                           | 100.09 | 98.95 | 99.80 | 99.86 | 99.47 | 98.54 |
| Structural formula based on 31 anions (O, OH, F) |        |       |       |       |       |       |
| T: Si                                            | 5.99   | 6.03  | 6.03  | 6.05  | 6.00  | 5.92  |
| Al                                               | 0.01   | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.00  | 0.08  |
| B                                                | 3.00   | 3.00  | 3.00  | 3.00  | 3.00  | 3.00  |
| Z: Al                                            | 6.00   | 6.00  | 6.00  | 6.00  | 6.00  | 6.00  |
| Y: Al                                            | 0.51   | 0.45  | 0.45  | 0.47  | 0.50  | 0.53  |
| Ti                                               | 0.05   | 0.08  | 0.09  | 0.03  | 0.08  | 0.07  |
| Mg                                               | 0.55   | 0.58  | 0.57  | 0.58  | 0.59  | 0.55  |
| Mn                                               | 0.02   | 0.01  | 0.01  | 0.02  | 0.01  | 0.01  |
| Fe <sup>2+</sup>                                 | 1.75   | 1.71  | 1.68  | 1.74  | 1.67  | 1.74  |
| Y                                                | 2.88   | 2.83  | 2.81  | 2.82  | 2.85  | 2.90  |
| X: Ca                                            | 0.03   | 0.02  | 0.03  | 0.03  | 0.03  | 0.03  |
| Na                                               | 0.57   | 0.55  | 0.57  | 0.59  | 0.57  | 0.57  |



شکل ۱۱- A) ترکیب شیمیایی تورمالین‌های گرانیت قیدو (Trumbull and Chaussidon, 1999)؛ B) موقعیت نمونه‌های تورمالین در نمودار Fe-Mg (London and Manning, 1995)

Mg/(Mg+Fe) موجود در این کانی را در فشارهای ۴ تا ۶ کیلو بار را ارایه کرده‌اند (شکل ۱۲).

در نمودار شکل ۱۳ بیشتر بیوتیت‌ها محدوده دمایی ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. تعدادی از نمونه‌ها دمای کمتری نشان می‌دهد که در واقع همان بیوتیت‌هایی است که در نمودار شکل B-۹ در محدوده بیوتیت‌های با تعادل مجدد قرار گرفته‌اند و دمای پایین‌تری را نسبت به بیوتیت‌های اولیه نشان می‌دهد.

برای ترمومتری بیوتیت می‌توان از روش Henry و همکاران (۲۰۰۵) استفاده نمود. بر همین اساس، مقادیر ثابت در جدول ۷ و محاسبات دمایی آن برای بیوتیت‌های منطقه در جدول ۸ ارایه شده است. همانطور که از جدول ۸ بر می‌آید، متوسط دمای این بیوتیت‌ها حدود ۶۵۰ تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد است.

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b\}^{0.333}$$

همچنین، این روش از ترمومتری فقط در شرایط:

$$Ti = 0.04-0.6(\text{apfu}), T^{\circ}\text{C} = 480-800$$

$$X_{Mg} = 0.275-1.0$$

قابل اعتماد است.

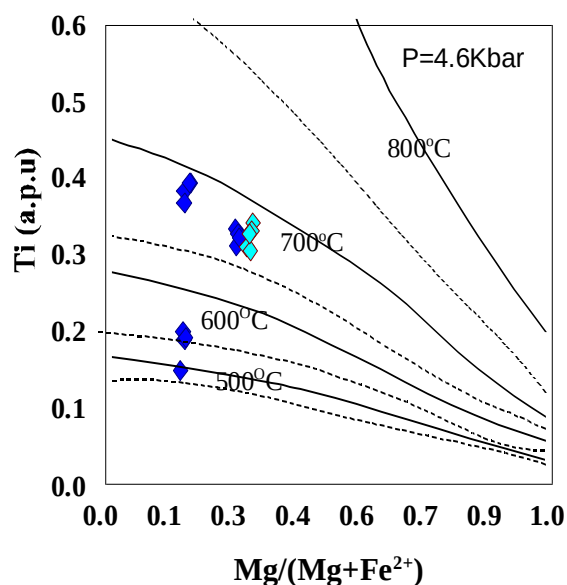
## زمین‌دما سنجی

### زمین‌دما سنجی فلدسپارها

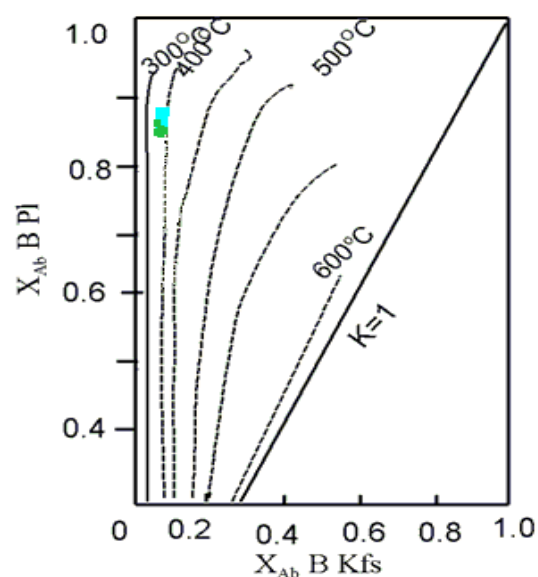
به منظور دما سنجی توده گرانیتوئیدی قیدو از دماسنج‌های پیشنهادی Parsons و Brown (۱۹۸۴) استفاده شده است. در مدل‌های پیشنهادی برای تعیین دما، سنگ‌هایی مورد مطالعه قرار می‌گیرد که حاوی پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم به همراه هم باشد. بر اساس نمودار شکل ۱۲ فلدسپارها دمای حدود ۳۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. Anderson (۱۹۹۶) معتقد است شاید پایین بودن دمای محاسبه شده بر اساس ترکیب فلدسپارها، ناشی از تحولات زیر نقطه انجماد در طول سرد شدن توده باشد. بنابراین، دمایی که از دماسنجی فلدسپارها به دست آمده است بیانگر تعادل دوباره فلدسپارها در زیر دمای ساب‌سالیدوس یا به عبارتی دمای بسته شدن سیستم است.

### زمین‌دما سنجی بیوتیت‌ها

دما بیشترین تأثیر را بر روی میزان Ti در ساختار بیوتیت دارد. از این رو Henry و همکاران (۲۰۰۵) دماسنج بیوتیت بر اساس Ti و



شکل ۱۳- نمودار تعیین دما در بیوتیت‌های مونزوگرانیت و آنکلاوهای منطقه (Henry et al., 2005) (علایم مورد استفاده مشابه شکل ۹ است).



شکل ۱۲- دماسنجی فلدسپارها (Parsons and Brown, 1984).

جدول ۷- مقادیر ثابت مورد استفاده در ژئوترموتری بر اساس میزان Ti در بیوتیت

| a       | b            | c       |
|---------|--------------|---------|
| -2.3594 | 4.6482*10-09 | -1.7283 |

جدول ۸- داده‌های حاصل از ژئوترموتری بیوتیت‌ها در سنگ‌های منطقه قیدو

| Sample              | G29-2 | G29-2 | G29-2 | G29-2 | G29-2 | G29-2 | G29-2 | G29-2 | G29-2 |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Mg                  | 1.26  | 1.34  | 1.29  | 1.31  | 1.35  | 1.40  | 1.40  | 1.42  | 1.42  |
| Fe <sup>2+</sup>    | 3.05  | 3.09  | 3.16  | 3.14  | 3.16  | 3.03  | 2.85  | 2.92  | 2.98  |
| Mg+Fe <sup>2+</sup> | 4.31  | 4.43  | 4.45  | 4.46  | 4.51  | 4.44  | 4.26  | 4.34  | 4.40  |
| Ti                  | 0.31  | 0.32  | 0.33  | 0.33  | 0.32  | 0.31  | 0.34  | 0.33  | 0.31  |
| xMg                 | 0.29  | 0.30  | 0.29  | 0.30  | 0.30  | 0.32  | 0.33  | 0.33  | 0.32  |
| T <sup>°</sup>      | 643   | 651   | 656   | 652   | 651   | 644   | 662   | 658   | 643   |
| Sample              | G29-2 | G 7   | G 7   | G 7   | G 7   | G 7   | G 7   | G 7   | G 7   |
| Mg                  | 1.42  | 0.78  | 0.77  | 0.78  | 0.77  | 0.75  | 0.75  | 0.80  | 0.82  |
| Fe <sup>2+</sup>    | 3.01  | 3.70  | 3.64  | 3.61  | 3.80  | 3.53  | 3.48  | 3.40  | 3.59  |
| Mg+Fe <sup>2+</sup> | 4.42  | 4.47  | 4.42  | 4.39  | 4.57  | 4.28  | 4.23  | 4.20  | 4.41  |
| Ti                  | 0.33  | 0.20  | 0.19  | 0.19  | 0.15  | 0.38  | 0.37  | 0.39  | 0.39  |
| xMg                 | 0.32  | 0.17  | 0.18  | 0.18  | 0.17  | 0.17  | 0.18  | 0.19  | 0.19  |
| T <sup>°</sup>      | 655   | 547   | 534   | 535   | 463   | 673   | 666   | 678   | 677   |

## تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی

Nachit (۱۹۸۶) به کمک ترکیب بیوتیت در گرانیت‌ها و ارتباط آن با انواع ماگماهایی که از آن متبلور شده‌اند، نمودار تغییرات Mg در برابر Al کل را ارایه کرده است. بر اساس این نمودار نمونه‌های مربوط به گرانیت قیدو و آنکلاو آن در محدوده کالک‌آلکال قرار می‌گیرد (شکل ۱۴-A). بر پایه فراوانی نسبی اکسیدهای  $Al_2O_3$ ،  $FeO^*$  و MgO موجود در بیوتیت سه سری ماگمایی و به دنبال آن سه محیط تکتونیکی برای گرانیت‌ها معرفی شده است که حاصل جانشینی سه عنصر آهن، منیزیم و آلومینیوم است (Abdelrahman, 1994) (شکل ۱۴-B). ترکیب بیوتیت‌های مونزوگرانیت قیدو در محدوده ماگمای پرآلومین که در محیط کوهزایی برخوردی (PerAl) تشکیل شده‌اند واقع شده که شاخص گرانیت‌های نوع S نیز است و بر اساس شواهد به دست آمده می‌توان گفت که این سنگ‌ها در حین تصادم قاره‌ای بین صفحه آفریقا-عربی که پس از فروورانش پوسته اقیانوس تتیس جوان به زیر صفحه ایران رخ داده است تشکیل شده‌اند. آلومینیوم بالا در بیوتیت و همراهی این کانی با موسکویت و دیگر کانی‌های آلومینوسیلیکاته مانند: گارنت نشان‌دهنده افزایش فعالیت Al در ماگما است (Zen, 1988). غنی بودن بیوتیت از آهن یا منیزیم بستگی به فوگاسیته اکسیژن در طول سرد شدن مذاب دارد (Wones and Eugster, 1965). بیوتیت‌های غنی از منیزیم شاخص فوگاسیته بالای اکسیژن است. با توجه به اینکه بیوتیت‌های مونزوگرانیت قیدو غنی از آهن است و با توجه به حضور ایلمنیت در این سنگ‌ها مشخص می‌شود که فوگاسیته اکسیژن در زمان

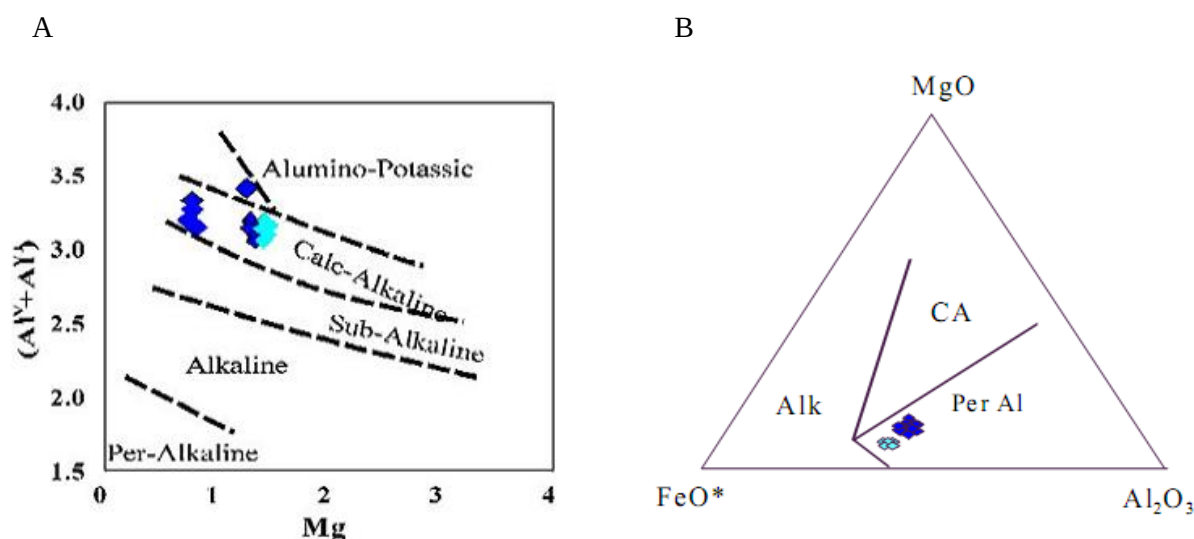
تبلور این کانی پایین بوده است.

## نتیجه‌گیری

مطالعات پتروگرافی و مینرال‌شیمی، کانی‌های اصلی توده را کوارتز، پلاژیوکلاز از نوع آلبیت تا الیگوکلاز، فلدسپار آلکالین از نوع ارتوکلاز و میکروکلین و بیوتیت از نوع آنیت تا سیدروفلیت و کانی‌های فرعی تورمالین از نوع شورل، زیرکن، آپاتیت، گارنت، مسکویت، ایلمنیت و کانی‌های ثانویه کلریت، سریسیت و کائولینیت نشان می‌دهد. همچنین، داماسنجی بیوتیت‌های اولیه و دگرسان نشده منطقه دمای تبلور این کانی را به طور متوسط حدود ۶۷۵ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد.

ترکیب بیوتیت‌ها مشخص کننده ماگمای پرآلومینه و محیط تکتونیکی برخوردی برای ماگمای تشکیل‌دهنده این گرانیت‌هاست. حضور میکاشیست‌ها، آنکلاوهای رستیتی و کانی‌هایی غنی از Al از جمله: گارنت و همچنین، بالا بودن نسبت پتاسیم به سدیم در فلدسپارها ( $K/Na$  بیشتر از ۱) به همراه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها به دخالت مستقیم پوسته در تشکیل این سنگ‌ها اشاره دارد و می‌توان آنها را در گروه گرانیت‌های نوع S قرار داد. همچنین، غنی بودن بیوتیت‌ها از Fe و حضور کانی ایلمنیت، گویای شرایط احیایی در زمان تبلور است.

بر اساس شواهد به دست آمده می‌توان گفت که این سنگ‌ها در حین تصادم قاره‌ای بین صفحه آفریقا-عربی که پس از فروورانش پوسته اقیانوس تتیس جوان به زیر صفحه ایران رخ داده است تشکیل شده‌اند.



شکل ۱۴- A) تعیین سری ماگمایی توسط بیوتیت‌های مونزوگرانیت و آنکلاو قیدو (Nachit, 1986)؛ B) تعیین محیط تکتونیکی بیوتیت‌ها بر اساس شیمی بیوتیت‌ها (Abdelrahman, 1994)؛ در این نمودار CA= کالک‌آلکان کوهزایی مرتبط با فروران، PerAl= پر آلومین محیط کوهزایی برخوردی (تصادم قاره‌ای بین صفحه آفریقا-عربی که به سن مزوزوئیک پسین-سنوزوئیک آغازی و پس از فروران پوخته اقیانوس تتیس جوان به زیر صفحه ایران رخ داده است) و Alk= آلکان غیر کوهزایی (علایم مورد استفاده مشابه شکل ۹ است).

و همچنین، خانم‌ها Margarita, Angeles-Garcia, Reyes-Salas و Sonia از دانشگاه دولتی مکزیک به خاطر انجام تجزیه ریزکاو الکترونی تشکر می‌نمایند.

#### سپاسگزاری

نگارندگان پژوهش از معاونت‌های آموزشی و پژوهشی دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت‌های مالی

#### منابع

- Abbot, R. N. and Clarke, D. B. (1979) Hypothetical liquidus relationships in the subsystem  $Al_2O_3$ -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for  $H_2O < 1$ . *Canadian Mineralogist* 17: 549-560.
- Abdelrahman, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35: 525-541.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H. (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Science* 29: 859-877.
- Anderson, J. L. (1996) Status of thermo-barometry in granitic batholiths. *Earth Science Review* 87: 125-138.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A. (2007) Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Science* 30: 474-489.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605-626.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and 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. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- Braud, J. and Ricou, L. E. (1971) L'accident du Zagros ou main thrust, un charriage et un coulissement. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 272: 203-206.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Clemens, J. D. (2003) S-type granitic magmas petrogenetic issues, models and evidence. *Earth Science Review* 61: 1-18.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1962) Muscovite group: in rock-forming minerals 1: non-silicates. 2<sup>nd</sup> edition, Longman, London.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Didier, J. and Barbarin, B. (1991) Enclaves and granite petrology. Elsevier Science Publishers, New York.
- Feenstra, A. (1996) An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and F paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations. *Journal of Petrology* 37: 201-233.
- Forster, C. D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral mica. United State Geological Survey, Professional Paper 354-B: 11-49.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2005) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 5: 1-11.
- Gill, R. (2010) Igneous rocks and processes: a practical guide. 1<sup>st</sup> edition, Wiley-Blackwell, London.
- Henry, D. J. and Dutrow, B. L. (1996) Metamorphic tourmaline and its petrologic application. In: Boron, Mineralogy, Petrology and Geochemistry (Eds. Grew, E. and Anovitz, L. M.) Review, *Mineralogy* 33: 503-557. Mineralogical Society, America.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316-328.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology* 27: 293-305.
- Jahns, R. H. and Burnham, C. W. (1969) Experimental studies of pegmatite genesis: I, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology* 64(8): 843-864.
- Kargaran, G. (2011) Petrology and petrography of Ghaidou monzogranit in southeast of Khomein area (Sanandaj-Sirjan zone). MSc these, University of Isfahan, Isfahan, Iran. (in Persian)
- Karimi, S. (2013) Petrology of metamorphic rocks in northern Sanandaj-Sirjan zone (Muteh-Aligudarz). PhD these, University of Isfahan, Isfahan, Iran. (in Persian)
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming mineral. *American Mineralogist* 68: 227-279.
- London, D. and Manning, D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from southwest England. *Economic Geology* 90: 495-519.
- Manning, D. A. C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine* 45: 139-147.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, J. and Dollas, W. A. (1981) composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist* 19: 23-34.

- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- Moritz, R., Ghazban, F. and Singer, B. S. (2006) Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, western Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogeny. *Economic Geology* 101: 1497-1524.
- Nachit, H. (1986) Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes, applications typologiques, PhD thèse, de L' université de Bretagne accidentale, Brest.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. E. and Ohoud, M. B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience* 337: 1415-1420.
- Parsons, I. and Brown, C. (1984) Feldspars and the thermal history of igneous rocks. *NATO Advanced studies instate series* 137: 317-371.
- Partin, E., Hewitt, D. A. and Wones, D. R. (1983) Quantification of ferric iron in biotite. *Geological Society of America* 15: 659.
- Rashidnezhad Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. and Piqué, A. (2002) Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridional). *Comptes Rendus Geoscience* 334: 1185-1191.
- Rashidnezhad Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Pique, A., Rastad, E., Bellon, H. and Juteau, T. (2002) Metamorphic and magmatic events of the Muteh gold mine (northeast Golpayegan). *Geosciences* 11(43-44): 88-99. (in Persian)
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi- Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Science* 6: 668-683.
- Sharifi, M. (2008) Investigation of alkaline magmatism in the north of Golpaygan. PhD these, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Sharifi, M., TabatabaeiManesh, S. M., Safaei, H. and Karimi, S. (2013) Geodynamic setting and emplacement of mylonitic granitoids within the north Golpayegan shear zone, Iran. *Geotectonics* 47(6): 454-467.
- Tabatabaeimanesh, S. M. and Sharifi, M. (2001) Intrusive masses of Golpaygan- east of Khomein with emphasis on petrography, petrology, tectonic environment and their replacing age. *Research Journal of University of Isfahan (Science)* 15(1-2): 163-188 (in Persian)
- Tabatabaeimanesh, S. M., Mirlohi, A., Movahedi, M. (2011) Petrology and mineral chemistry of Ochestan granitoids (south of Mahallat, Markazi province). *Petrology* 2(7): 51-74 (in Persian).
- Trumbull, R. B. and Chaussidon, M. (1999) Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmaite system in Swaziland. *Chemical Geology* 153: 125-137.
- Vernon, R. H. and Paterson, S. R. (2008) How late are K- feldspar megacrysts in granites. *Lithos* 104: 327-336.
- Wones, D. R. and Eugster, H. P. (1965) Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist* 50: 1228-1272.
- Zen, E. (1988) Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences* 16: 21-51.

## **Mineral chemistry, magmatic series and geotectonic setting of Ghaidou monzogranite southeast of Khomein (Sanandaj-Sirjan zone)**

**Seyed Mohsen Tabatabaei manesh \*, Akram Sadat Mirlohi, Gloria Kargaran  
and Mortaza Sharifi**

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

### **Abstract**

The Ghaidou monzogranite in the southeast of Khomein constitute a part of rock complex from the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone. This body intruded into the Jurassic micaschists and created a metamorphic aureole. Also, aplitic veins, tourmaline bearing pegmatitic dikes, felsic microgranular enclaves and surmicaceous enclaves are observed in this area. The predominant minerals of these rocks are K-feldspar (orthoclase and microcline), Na-plagioclase (Albite- oligoclase in the monzogranite and oligoclase in the felsic microgranular enclaves), quartz and black mica (Annite) -as the main minerals- with minor amount of tourmaline (schorle), garnet, white mica (phengite), sillimanite, kyanite, zircon, apatite and ilmenite. On the basis of biotites mineral chemistry, these phases are enriched in FeO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and relatively low in TiO<sub>2</sub>. These minerals are magmatic and primary and thermometry results yielded 660-690 °C. According to the chemical composition of primary igneous biotites in the enclaves and monzogranites, these rocks have calc-alkaline, peraluminous and an orogenic continental collision affinity characteristics of S-type granites. Also, the biotite composition and the presence of ilmenite point to low oxygen fugacity and redox conditions during magma crystallization. Based on the available data, the generation of these rocks can be related to Arabian-Eurasia collision zone.

**Key words:** Mineral chemistry, Monzogranite, Enclave, Ghaidou, Sanandaj-Sirjan zone

---

\* tabataba@sci.ui.ac.ir