

کانی‌شناسی، پتروژنز و تفسیر جایگاه تکتونیکی گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی (شمال غرب بلوک لوت)

رضا نوزعیم^۱، محسن نصرآبادی^{۱*}، محمد محجل^۲ و علی یساقی^۲
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

چکیده

در منطقه کوه سرهنگی توده‌های نفوذی متعددی در پی‌سنگ پره‌کامبرین ایران مرکزی تزریق شده‌اند. بررسی‌های میکروسکوپی و شیمی کانی‌ها بیانگر وجود کانی‌های میکای سفید، بیوتیت و اپیدوت به صورت انواع اولیه (ماگمایی)، ثانویه (دگرسانی) و تعادل مجدد یافته، است. کانی‌های برجسته این توده‌ها از قبیل: حضور همزمان دو فلدسپار مجزا، وجود گارنت فقیر از اسپسارتین و اپیدوت ماگمایی، نشان‌دهنده تبلور ماگما در اعماق به نسبت زیاد است. شواهد ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی این توده‌ها بیانگر ترکیب گرانیتی با ویژگی غالب کالک‌آلکان و ماهیت پرآلومین ضعیف است. در نمودارهای متمایزکننده گرانیت، توده‌های مطالعه شده از نوع I و به قوس آتشفشانی متعلق هستند. الگوی نمودارهای عنکبوتی این گرانیت‌ها مشابه ماگمای مناطق فرورانش است. همپوشانی ترکیبی در خور توجهی نیز در الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی گرانیت‌های کوه سرهنگی و حاشیه فعال قاره‌ای آند جنوبی وجود دارد. در نظر گرفتن جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای برای ایران مرکزی در زمان پره‌کامبرین بالایی-کامبرین زیرین مستلزم قرارگیری این خرد قاره در لبه شمالی گندوانا و فرورانش حوضه اقیانوسی پروتوتتیس به زیر آن است. وجود بعضی از توده‌های نفوذی غیر کوهزایی با ویژگی‌های کانی‌شناسی و سنگ کل آلکان در این منطقه نیز شاید مرتبط با حوضه‌های کششی پشت قوس یا تأثیر گسل‌های لیتوسفری عمیق است.
واژه‌های کلیدی: گرانیت، پی‌سنگ پره‌کامبرین، کوه سرهنگی، بلوک لوت، پهنه ایران مرکزی

مقدمه

نئوتتیس در بخش جنوبی این خرد قاره شده است
Stampfli, 2000; Sengör, 1987; Stampfli
; Brunet et al., 2003 and Borel, 2002
(Bagheri and Stampfli, 2008). آثار و بقایای
حوضه‌های اقیانوسی بیان شده در بین بلوک‌های

ایران از جمله خرد قاره‌های سیمین است که
طی جدایش از ابر قاره گندوانا و حرکت به سمت
حاشیه جنوبی اوراسیا سبب بسته شدن حوضه
اقیانوسی پالتوتتیس در شمال و پیدایش اقیانوس

بردسکن از استان خراسان رضوی واقع است. این منطقه که به نام کوه سرهنگی معروف است به طول حدود ۷۵ کیلومتر و عرض بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر به صورت یک گوه کشیده در شمال غرب بلوک لوت واقع است (شکل ۱). این منطقه جزو ارتفاعات ایران مرکزی بوده و گوشه شمال شرقی بلوک یزد را شامل می‌شود. در منطقه کوه سرهنگی انواع سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی که به شدت طی مراحل مختلف کوهزایی دچار ریختی شده‌اند را با آرایش نواری و به عبارت بهتر به صورت یک‌سری دوپلکس‌های راستالغز می‌توان مشاهده کرد (شکل ۱). قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه اسلیت‌های سری مراد هستند که بیشتر در بخش میانی منطقه برونزد دارد؛ اما در مجاورت با توده‌های گرانیتی به صورت میکاشیست‌های گارنت و استارولیت‌دار مشاهده می‌شود (مانند: میکاشیست‌های لاج‌برقشی و شمال کریم‌آباد). بر روی سری دگرگونی مراد، سازند سلطانیه (پره‌کامبرین بالایی) و سری زبرکوه (کامبرین زیرین-میانی) قرار می‌گیرد. این مجموعه طی تحولات کوهزایی کاتانگایی دچار دگرگونی و دگرشکلی شده است. نخستین و مهم‌ترین رخداد ماگماتیسم منطقه نیز مربوط به همین فاز کوهزایی است. به طوری که Sahandi (۲۰۰۹) در گزارش نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ قاسم‌آباد، سن ماگماتیسم گرانیتی جنوب غرب منطقه (گرانیت رباط زنگیچه) را ۶۲۴ ± ۵ میلیون سال گزارش کرده و Nozaem (۲۰۱۳) نیز سن گرانیت لاج‌برقشی را با روش اورانیم-سرب درجا بر روی کانی زیرکن ۵۳۰ ± ۳۰ میلیون سال به دست آورده است. برونزدهای محدودی از واحدهای پیروکلاستیک سیلورین در منطقه ده‌زمان وجود دارد که در اثر رخدادهای کوهزایی جوان‌تر، سری

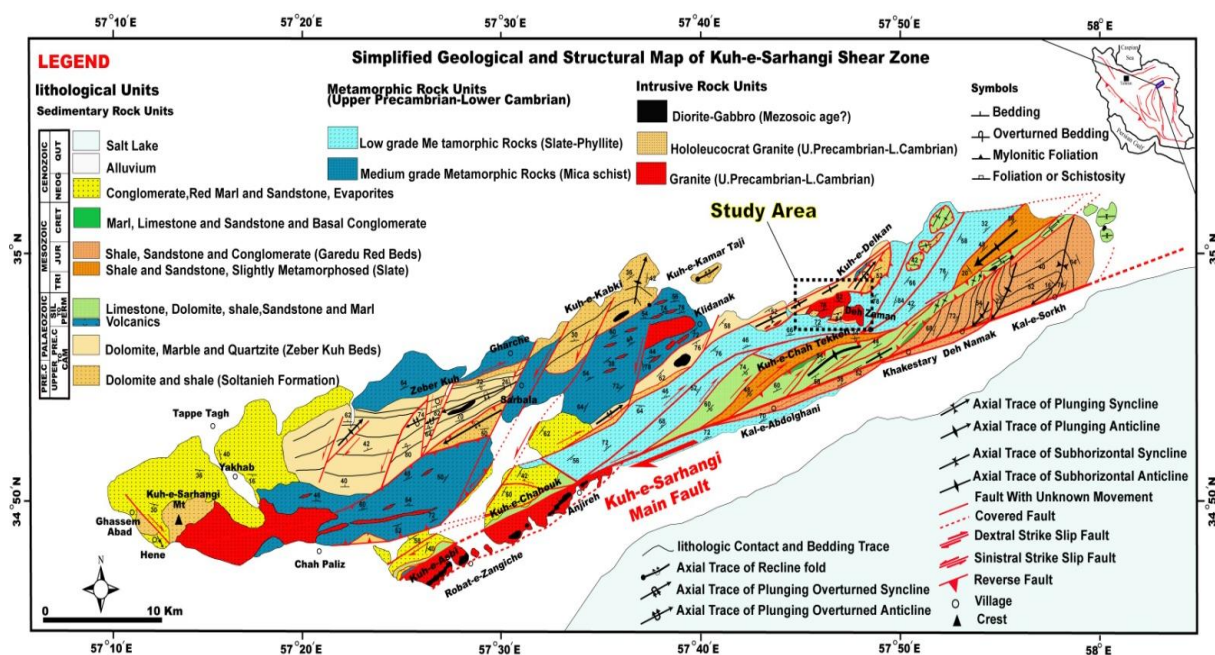
قاره‌ای به صورت مجموعه‌های افیولیتی در راستای البرز (پالئوتیس)، زاگرس و پیرامون خرد قاره ایران مرکزی (نئوتیس) دیده می‌شود. شواهد دگرگونی و ماگماتیسم حاصل از بسته شدن این حوضه‌های اقیانوسی در نقاط مختلف خرد قاره ایران مرکزی و بلوک‌های احاطه کننده آن برونزد دارد و مطالعات پترولوژی، ساختاری و سن‌سنجی آنها کمک زیادی به فهم موقعیت پالئوژئوگرافی خرد قاره ایران مرکزی به ویژه از اواخر دوران پالئوژئوئیک به بعد نموده است. بر خلاف مطالعات به نسبت گسترده مرتبط با ماگماتیسم مزوزوئیک و سنوزوئیک و افیولیت‌های اطراف خرد قاره ایران مرکزی و به تبع آن فراوانی داده‌های پترولوژی آنها، ضعف مطالعات جامع زمین‌شناسی و کمبود داده‌های پترولوژی ماگماتیسم پره‌کامبرین بالایی-پالئوژئوئیک زیرین پی‌سنگ ایران مرکزی بسیار مشهود است. با وجود این، در سال‌های اخیر پی‌سنگ ایران مرکزی و توده‌های نفوذی تزریق شده به آن توجه زیادی را به خود معطوف داشته و با انجام مطالعات پتروژنز و سن‌سنجی، تکامل پالئوکتونوماگمایی آن تا اندازه‌ای روشن شده است (Ramezani and Ramezani, 1997؛ Tucker, 2003؛ Hassanzadeh et al., 2008؛ Horton et al., 2008). در این پژوهش، سعی بر این است که با بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ کل، ضمن تفسیر خاستگاه گرانیت‌های تزریق شده در پوسته پره‌کامبرین ایران مرکزی در منطقه کوه سرهنگی، جایگاه تکتونوماگمایی و در نهایت موقعیت پالئوکتونیک خرد قاره ایران مرکزی در زمان اتصال به گندوانا مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در جنوب شهرستان

سرهنگی شاید ناشی از فعالیت فاز کوهزایی لارامین است. جوان‌ترین واحد سنگی منطقه سنگ‌های تبخیری و کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز رنگ پلیوسن-پلیستوسن است. این واحدها بیشتر در قسمت جنوب‌شرقی منطقه برونزد دارد و در بخش‌های شمالی در زیر رسوبات کواترن مدفون است. با توجه به دگرشکلی شدید این واحدها در منطقه رباط زنگیچه می‌توان چنین استنباط کرد که جوان‌ترین تکاپوی کوهزایی منطقه کوه سرهنگی مربوط به رخداد پاسادنین (پلیوسن-پلیستوسن) است که در واقع معمار نهایی رخساره‌ای و مورفولوژیکی منطقه کوه سرهنگی به شمار می‌رود.

زبرکوه و دولومیت سلطانیه بر روی آنها رانده شده‌اند. در جنوب غرب ده‌زمان واحدهای سیلورین بالایی تا پرمین را می‌توان مشاهده کرد که به شدت دگرشکل و متحمل دگرگونی بسیار ضعیفی نیز شده‌اند. رانده شدن این واحدها بر روی شیل‌ها و ماسه‌سنگ قرمز سری گردو با سن ژوراسیک میانی و مشارکت مارن و آهک کرتاسه در این دگرریختی بیانگر رخداد کوهزایی لارامین (کرتاسه بالایی-پالئوسن) است. در زمان تریاس تا ژوراسیک زیرین هیچ واحد سنگ‌چینه‌ای در منطقه کوه سرهنگی مشاهده نشده که گویای بالآمدگی عمومی مرتبط با کوهزایی سیمرین آغازین است. نبود رسوبات پالئوژن در منطقه کوه



شکل ۱- موقعیت منطقه کوه سرهنگی در ایران و نقشه ساده زمین‌شناسی و ساختاری کوه سرهنگی

کیلومتر مربع است (شکل ۱). این گرانیت‌ها نسبت به سنگ‌های دگرگونی سری مراد و دشت‌های اطراف از توپوگرافی مرتفع‌تری برخوردار هستند (شکل ۲- A). فراوانی مودال متغیر کانی‌های روشن و تیره در رنگ نمونه دستی و دورنمای

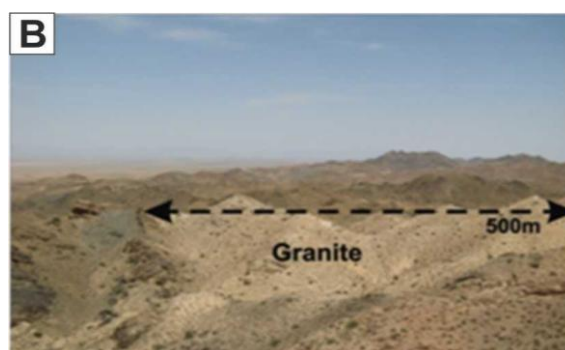
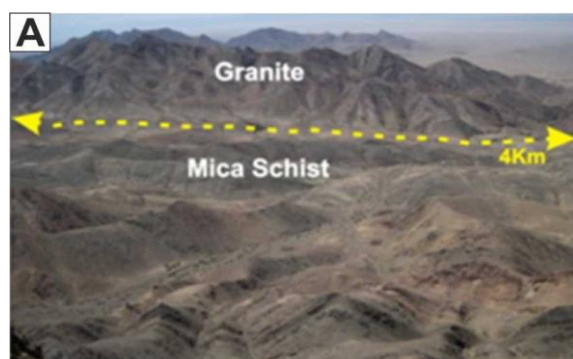
شواهد صحرائی: گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی در چهار مکان به نام‌های ده‌زمان، لاج‌برقشی، رباط زنگیچه و یخاب به صورت استوک‌هایی در سطح زمین برونزد دارد که در این میان، بیشترین رخمون مربوط به گرانیت یخاب به مساحت ۳۵

مختلف توده‌های گرانیتی، تهیه مقاطع نازک از ۵۰ نمونه، بررسی‌های دقیق پتروگرافی و تجزیه ریز پردازش الکترونی بیش از ۵۰۰ نقطه از کانی‌های فلدسپار، موسکویت، بیوتیت، گارنت و اپیدوت در دانشگاه اشتوتگارت (آلمان) با دستگاه ریز پردازنده نوع Cameca SX100 است. در طول انجام تجزیه ریز پردازش، ولتاژ شتاب دهنده دستگاه ۱۵ کیلو ولت، شدت جریان ۱۵ نانو آنگستروم و زمان شمارش ۳۰ ثانیه بوده است. به منظور اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی، ۱۰ نمونه از گرانیتوئیدهای منطقه به آزمایشگاه Actlabs کانادا ارسال و توسط ICP-MS تجزیه شد. ترسیم نمودارهای پترولوژیک با نرم‌افزارهای Excel و Ig Pet انجام شده و در محاسبه فرمول ساختمانی کانی‌ها از نرم‌افزار کالک‌مین (Calc Min) استفاده شده است.

صحرائی آنها مؤثر است (شکل ۲-۲). در نمونه دستی، متوسط تا درشت‌بلور بوده و کانی‌های فلدسپار، کوارتز و بیوتیت به راحتی قابل تشخیص هستند (شکل ۲-۲ و D). توده‌های گرانیتی ده‌زمان نسبت به سه منطقه دیگر متحمل دگرشکلی شده و با توجه به شدت میلونیت‌زایی، نمونه دستی آنها به صورت گنیس چشمی (شکل ۲-۲) یا شیبست غنی از کوارتز و فلدسپار است. همبندی گرانیت‌ها با سنگ میزبان اسلیتی در بیشتر موارد گسله بوده اما در بعضی از مناطق (لاخبرقشی) هاله مجاورتی به صورت شیبست‌های درشت‌بلور گارنت و استارولیت‌دار در اطراف آنها مشاهده می‌شود.

روش انجام پژوهش

روش مطالعه شامل: نمونه‌برداری از بخش‌های



(شکل ۲-۲ A) گرانیت لایخبرقشی با توپوگرافی به نسبت مرتفع که به داخل میکاشیبست‌ها تزریق شده است؛ (B) دور نمایی از گرانیت لوکوکرات ده‌زمان که با انواع مزوکرات محصور شده است؛ (C) نمونه ماکروسکوپی گرانیت لوکوکرات که شامل: کانی‌های فلدسپار (ارتوکلاز، آلبیت)، کوارتز و بیوتیت بوده و شواهد میلونیت‌زایی را نشان می‌دهد؛ (D) نمونه ماکروسکوپی گرانیت مزوکرات با کانی‌شناسی ارتوکلاز، آلبیت، کوارتز و بیوتیت.

پتروگرافی

کانی‌های سنگ‌ساز توده‌های گرانیتی منطقه عبارتند از: کوارتز + آلکالی فلدسپار + پلاژیوکلاز + بیوتیت ± میکای سفید. از کانی‌های فرعی می‌توان به گارنت، اپیدوت، تیتانیت، آمفیبول، تورمالین و آپاتیت اشاره کرد. کلریت نیز از کانی‌های ثانوی است. بافت غالب در بیشتر موارد گرانولار بوده (شکل ۳-A) اما بعضی از نمونه‌ها شواهد دگرشکلی و میلونیتی شدن را با درجات متفاوت نشان می‌دهد. خاموشی موجی کوارتز و تجدید تبلور دینامیکی آن به صورت دارا بودن مرزهای مضرس، مهاجرت مرز دانه‌ها، ریزدانه شدن (Sub grain) و تجدید دانه‌ای شدن (New grain) از جمله شواهد دگرشکلی در نمونه‌های مطالعه شده است (Nozaem *et al.*, 2014). از ویژگی‌های بارز بیوتیت چند رنگی سبز آن است که ناشی از تمرکز بالای آهن در ترکیب بیوتیت است (Deer *et al.*, 1991). این کانی به صورت منفرد یا اجتماعات چسبیده به هم در نمونه‌های بررسی شده دیده می‌شود. منشأ تشکیل این اجتماعات را می‌توان به اتصال ورقه‌های بیوتیت شناور در ماگما، به منظور کاهش انرژی سطحی نسبت داد (Hogan, 1993). با توجه به تشابه کانی‌شناسی و شیمیایی بیوتیت موجود در این اجتماعات و انواع منفرد موجود در متن سنگ و نبود کانی‌های دگرگونی مانند: کردیریت و سیلیمانیت در بیوتیت‌های مجتمع، منشأ تفاله‌ای آنها مورد تردید است. از نکات در خور توجه، حضور همزمان هر دو نوع فلدسپار پتاسیم و سدیم‌دار به صورت مجزا در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه است. این نوع گرانیت‌ها که به گرانیت‌های ساب‌سولوس معروف هستند در عمق به نسبت زیاد (فشار زیاد بخار آب) متبلور می‌شود. سریسیت‌زایی و سوسوریت‌زایی فلدسپار در بیشتر

نمونه‌ها پدیده‌ای رایج و فراگیر است. میکای سفید به طور غالب به صورت پولک‌های ریز در داخل فلدسپار (Ms2) حضور دارد اما ورقه‌های درشتی از آن (Ms1) در تعداد اندکی از نمونه‌ها نیز دیده می‌شود (شکل ۳-B). اپیدوت از جمله کانی‌هایی است که مانند میکای سفید به صورت ادخال‌های ریز در فلدسپار (Ep2) و بلورهای درشت در متن سنگ (Ep1) وجود دارد (شکل ۳-C و D). همان طور که در بخش شیمی کانی‌ها بیان خواهد شد، با توجه به شیمی کانی‌ها، شاید ادخال‌های اپیدوت و میکای سفید موجود در فلدسپار دارای منشأ دگرسانی و انواع درشت موجود در متن از نوع ماگمایی باشد. از طرفی، اپیدوت به شکل همزیست با اجتماعات بیوتیت و در اطراف ورقه‌های بیوتیت (شکل ۳-E) یا به شکل ادخال در بیوتیت (شکل ۳-F) نیز مشاهده می‌شود. بعضی از پژوهشگران (Sail, 1990) مجموعه‌های بیوتیت و اپیدوت همزیست را محصولات تجزیه آمفیبول طی فرآیند دگرسانی می‌دانند. گارنت از جمله کانی‌های برجسته فرعی است که به صورت بی‌شکل (شکل ۳-H) یا نیمه (شکل ۳-G) در بعضی از نمونه‌ها وجود دارد و شکل‌دار دارای ادخال‌هایی از فلدسپار است. بی‌شکلی بلورهای گارنت شاید ناشی از تأثیر فرآیند انحلال و خوردگی در مذاب طی فرآیند بالا آمدگی توده مذاب باشد.

شیمی کانی‌ها

از کانی‌های ۹ نمونه از گرانیت‌های منطقه تجزیه ریز پردازش الکترونی به عمل آمده است. نتایج تعدادی از این تجزیه‌ها در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

فلدسپار: نتایج تجزیه فلدسپار نمونه‌های مورد بررسی بیانگر آن است که به غیر از یک نمونه،

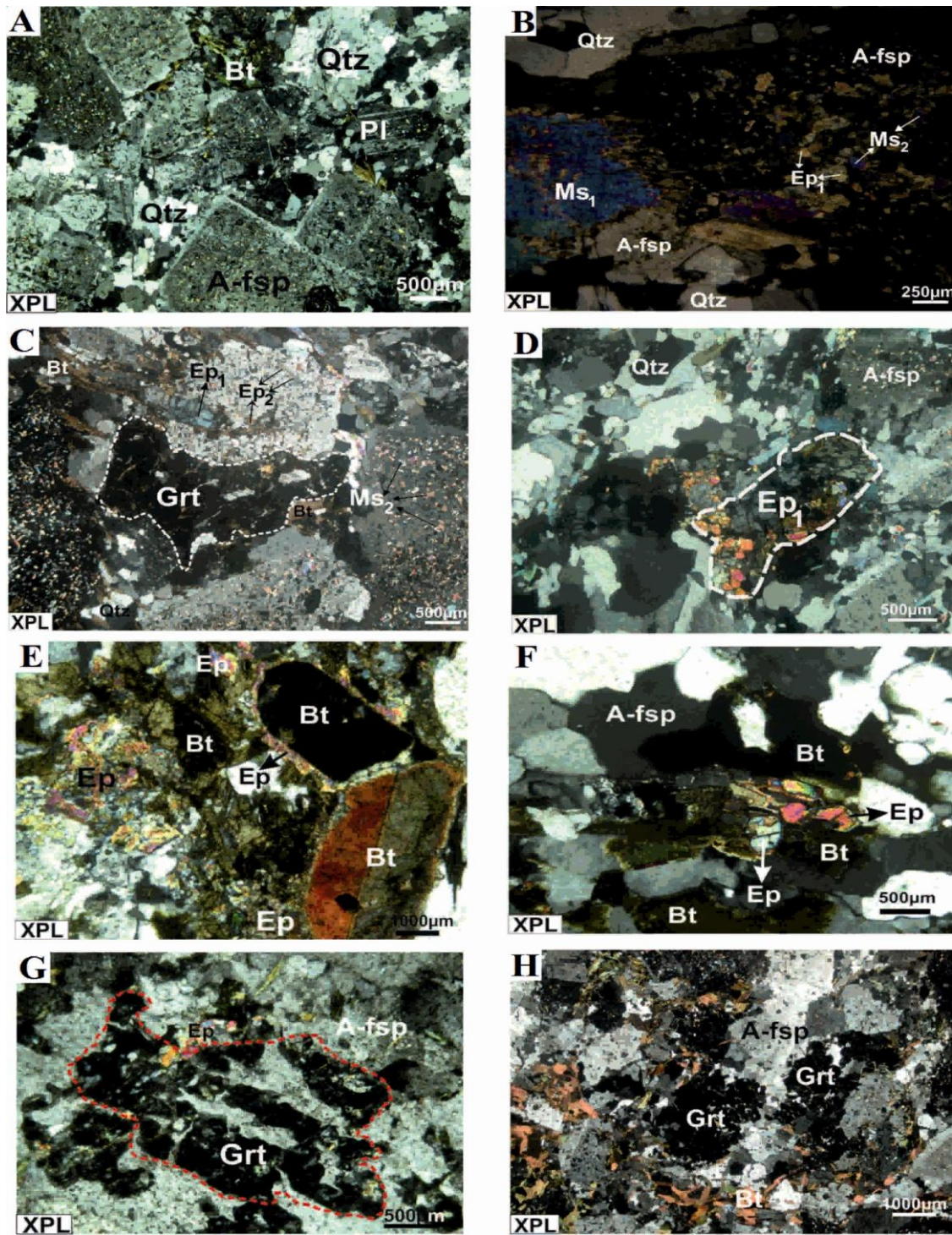
به میکاهای ثانوی هستند. Zen (۱۹۸۸) نیز مقادیر FeO و TiO₂ را برای میکاهای ماگمایی به ترتیب: بین ۴ تا ۶ و بیشتر از ۰/۴ درصد بیان کرده است. همان طور که در بخش قبلی نیز اشاره شد، میکای سفید به دو صورت ادخال در فلدسپار و ورقه‌های درشت در متن سنگ وجود دارد. بنابراین، با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ادخال‌های ریز میکا حاصل سریسیت زایی بوده و ورقه‌های درشت میکای سفید ماگمایی هستند.

اپیدوت: مقدار پیستاسیت (Xps=Fe³⁺/(Fe³⁺+Al³⁺)) موجود در اپیدوت‌ها از ۲۱ تا ۲۶ درصد متغیر است. میزان TiO₂ آنها نیز ۰/۱۸ تا ۰/۳۹ درصد در تغییر است. اپیدوت‌های ماگمایی معمولاً حاوی کمتر از ۰/۲ درصد TiO₂ بوده و شواهد انحلال در مذاب را نشان می‌دهد (Evans and Vance, 1987). از طرفی، میزان پیستاسیت موجود در اپیدوت‌های ماگمایی بیشتر از ۲۰ درصد است (Tulloch, 1979؛ Carcangiu *et al.*, 1997). بنابراین، به نظر می‌رسد با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی و میکروسکوپی، ادخال‌های اپیدوت ریز موجود در فلدسپار محصول سوسوریت زایی بوده و اپیدوت‌های درشت متن سنگ، حاصل تبلور ماگما هستند. داده‌های تجربی بیانگر آن است که اپیدوت‌های ماگمایی در اعماق ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری تشکیل می‌شود (Naney, 1983؛ Zen and Hammarstrom, 1984) وجود اپیدوت ماگمایی در توده‌های گرانیتی، تبلور در اعماق و صعود سریع توده ماگمایی را بازگو می‌کند (Brandon *et al.*, 1996). در گرانیتهایی که به صورت دیاپیری و با نرخ صعود پایین جایگزین می‌شود اپیدوت‌های ماگمایی، قبل از تبلور نهایی، جذب ماگما شده و در آن حل می‌شود. بنابراین، از اپیدوت‌های ماگمایی می‌توان به عنوان شاخص فشار و سرعت صعود ماگما استفاده کرد.

ترکیب شیمیایی فلدسپار سایر نمونه‌ها از نوع آلکالی است و میزان سازنده آنورتیت در بیشتر آنها کمتر از چهار درصد است.

بیوتیت: بیوتیت تنها کانی مافیک سنگ‌ساز موجود در توده‌های نفوذی فلسیک منطقه است. نتایج تجزیه ریز پردازش الکترونی این کانی (جدول ۱) گویای آن است که بیوتیت‌های مطالعه شده از انواع غنی از آهن بوده و چند رنگی سبز آنها نیز مرتبط با تمرکز بالای آهن دو ظرفیتی است. این کانی دارای آلومینیم بین ۱۶/۰۴ تا ۱۷/۵۵ درصد و تیتانیم بین ۱/۲۹ تا ۲/۳۹ درصد است. برای تمایز بیوتیت‌های ماگمایی از انواع دگرگونی و دگرسانی، نمودار سه تایی Nachit و همکاران (۲۰۰۵) به کار گرفته شده است. مطابق این نمودار (شکل ۴) بیوتیت‌های مورد مطالعه از نوع ماگمایی و تعادل مجدد یافته هستند. در نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی با استفاده از ترکیب بیوتیت ماگمایی (Abdel-Rahman, 1994)، غیر از نمونه ۸۶۲ که دارای بیوتیت‌های بسیار غنی از آهن است (ماگمای آلکالن محدوده A) ترکیب شیمیایی بیوتیت اولیه بیشتر توده‌های نفوذی منطقه به طور غالب در محل تمایز محدوده ماگماهای کالک‌آلکالن نوع I مناطق فرورانش (محدوده C) از ماگمای پرآلومینوس نوع S (محدوده P) قرار می‌گیرد (شکل ۵).

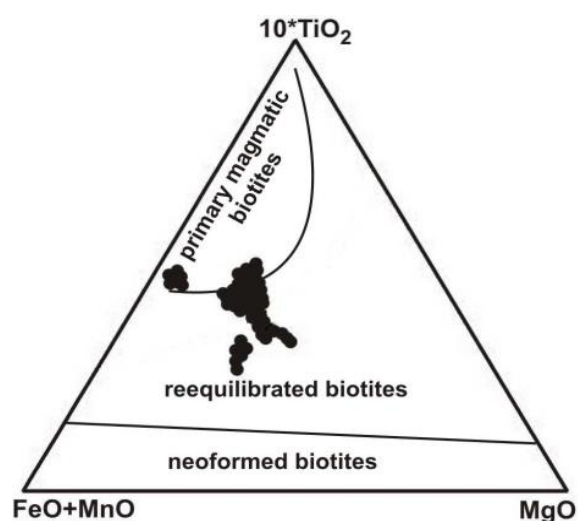
میکای سفید: با توجه به محاسبه فرمول میکای سفید، درصد و نوع سازنده‌های موجود در آن شامل: موسکویت ۵۲ تا ۷۰ درصد، سلادونیت ۱۸ تا ۲۶ درصد و پاراگونیت ۲ تا ۴ درصد است. شواهد ژئوشیمیایی بیانگر وجود دو نسل میکای سفید به صورت آذرین و دگرسانی است (شکل ۶-A و B). مطالعات انجام شده توسط Miller و همکاران (۱۹۸۱) و Speer (۱۹۸۴) بیانگر آن است که میکاهای ماگمایی دارای مقادیر بیشتری Ti نسبت



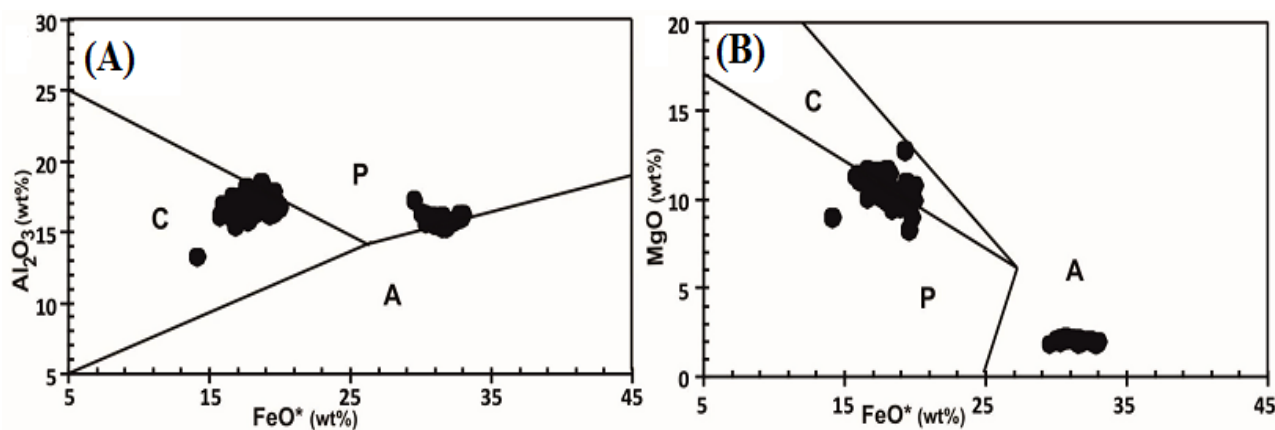
شکل ۳- A) کوارتز، فلدسپار و بیوتیت، کانی‌های سنگ‌ساز گرانیت‌های کوه سرهنگی هستند؛ B) میکای سفید به دو صورت ورقه درشت مجزا (Ms1) و ادخال در فلدسپار (Ms2) دیده می‌شود؛ C) اپیدوت نیز مانند میکای سفید به صورت بلور درشت مجزا در زمینه (Ep1) و ادخال‌های ریز در فلدسپار (Ep2) وجود دارد. بلور گارنت نیز در این تصویر است؛ D) بلور درشتی از اپیدوت در شکل مشاهده می‌شود؛ E) بلورهای ریزی از اپیدوت به صورت همزیست با بیوتیت و در اطراف ورقه‌های درشت بیوتیت متبلور شده‌اند؛ F) ادخال‌هایی از اپیدوت خودشکل نیز در بیوتیت وجود دارد؛ G) بلور گارنت که شواهد انحلال در مذاب را نشان می‌دهد؛ H) بلورهای نیمه خودشکل گارنت در شکل مشخص است. همه تصاویر در نور XPL است.

جدول ۱- نتایج تجزیه ریز پردازش الکترونی فلدسپار، بیوتیت، میکای سفید، گارنت و اپیدوت گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی. فرمول ساختمانی فلدسپار، بیوتیت، میکای سفید، گارنت و اپیدوت به ترتیب بر اساس ۸، ۲۲، ۱۲، ۱۲ و ۱۲/۵ اکسیژن محاسبه شده است.

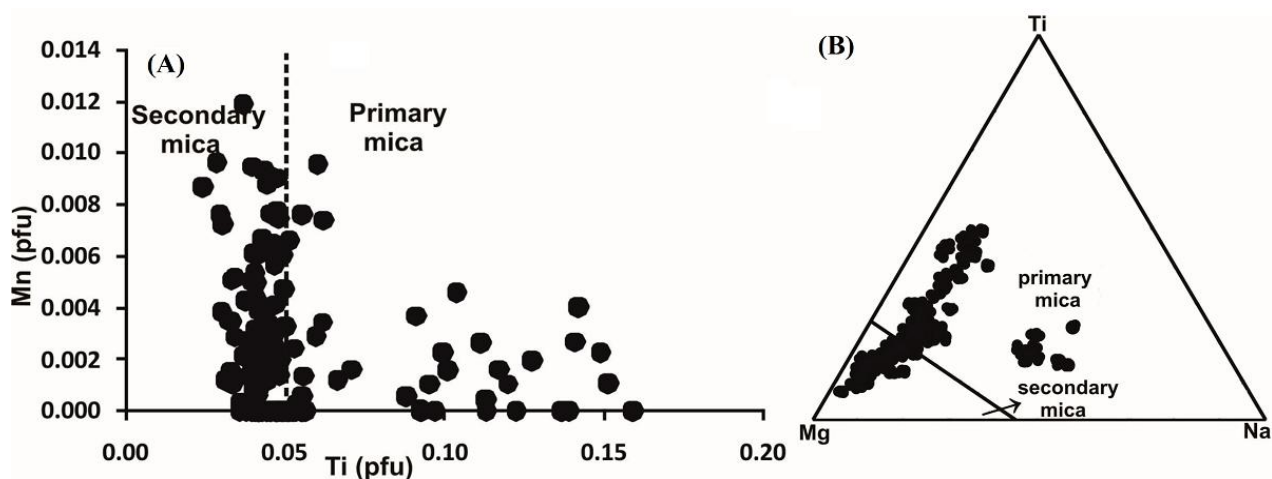
sample	l2b			LF			266		lIt2						862		
	Fsp	Bt	Ms	Fsp	Bt	Ms	Fsp	Ms	Fsp	Fsp	Fsp	Grtcore	Grtrim	Bt	Ep	Fsp	Bt
Analyse n.	#5	#39	#42	#216	#192	#212	#36	#17	#36	#39	#49	#20	#1	#34	#20	#44	#56
SiO ₂	64.36	36.33	47.15	63.53	36.56	47.03	67.9	47.16	62.43	68.33	64.45	36.87	36.82	36.6	37.16	63.99	33.61
TiO ₂	0.0	1.82	0.39	0.0	2.39	0.28	0.0	0.86	0.0	0.0	0.0	0.11	0.05	1.29	0.01	0.0	1.95
Al ₂ O ₃	18.34	17.55	30.42	18.12	16.55	25.79	19.89	31.37	23.06	19.45	17.81	20.87	20.87	17.55	24.08	18.00	16.04
FeO*	0.2	16.87	3.77	0.08	16.67	6.4	0.0	3.06	0.56	0.01	0.12	27.34	31.08	18.89	13.0	0.06	32.75
MnO	0.0	0.17	0.01	0.04	0.19	0.06	0.03	0.0	0.0	0.0	0.0	5.63	1.99	0.08	0.18	0.0	0.17
MgO	0.0	12.27	1.78	0.0	11.19	2.71	0.0	1.54	0.0	0.0	0.01	1.5	2.17	10.99	0.0	0.0	1.96
CaO	0.008	0.03	0.0	0.01	0.05	0.0	0.5	0.0	4.64	0.38	0.0	7.6	6.73	0.05	23.28	0.0	0.04
Na ₂ O	0.72	0.09	0.23	0.71	0.13	0.13	11.72	0.29	9.39	11.87	0.11	0.03	0.12	0.1	0.0	0.96	0.05
K ₂ O	16.04	10.03	11.39	15.66	9.77	10.96	0.07	11.06	0.09	0.08	16.49	0.0	0.0	9.26	0.0	15.78	9.54
Total	99.96	95.16	95.14	98.15	93.5	93.36	100.11	95.34	100.17	100.12	98.99	99.95	99.83	94.81	97.71	98.79	96.11
Si	2.98	2.74	6.4	2.98	2.8	6.55	2.96	6.35	2.76	2.98	3.01	5.88	5.85	2.81	2.96	2.99	2.73
Ti	0.0	0.1	0.03	0.0	0.13	0.02	0.0	0.08	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.07	0.0	0.0	0.11
Al ^{IV}	1.0	1.25	1.59	1.0	1.19	1.44	1.02	1.64	1.2	1.0	0.98	3.92	3.9	1.18	2.26	0.99	1.26
Al ^{VI}	0.3	3.27	0.0	0.3	2.79	0.0	0.0	3.32	0.0	0.0	0.0	0.07	0.09	0.0	0.78	0.0	0.0
Fe ³⁺	0.0	0.0	0.03	0.0	0.0	0.36	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.07	0.09	0.0	0.78	0.0	0.0
Fe ²⁺	0.0	1.09	0.38	0.0	1.07	0.34	0.0	0.34	0.0	0.0	0.0	3.56	4.03	1.21	0.0	0.0	2.22
Mn	0.0	0.06	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.76	0.26	0.0	0.01	0.0	0.01
Mg	0.0	1.38	0.36	0.0	1.28	0.56	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.35	0.51	1.35	0.0	0.0	0.23
Ca	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.02	0.0	0.22	0.01	0.0	1.3	1.14	0.0	1.98	0.0	0.0
Na	0.06	0.01	0.06	0.06	0.01	0.03	0.99	0.07	0.8	1.0	0.01	0.0	0.03	0.01	0.0	0.08	0.0
K	0.94	0.96	1.97	0.93	0.95	1.94	0.0	1.9	0.0	0.0	0.98	0.0	0.0	0.9	0.0	0.94	0.99
cation sum	4.98	7.49	14.09	4.97	7.74	14.03	4.99	14	4.99	4.99	4.98	15.85	15.81	7.53	7.99	5	7.55
Ab	6	-	-	6	-	-	97	-	78	98	1	-	-	-	-	8	-
An	0	-	-	1	-	-	2	-	21	2	98	-	-	-	-	1	-
Or	93	-	-	92	-	-	0	-	0	0	0	-	-	-	-	90	-
XMg	-	55	-	-	54	-	-	-	-	-	-	9	11	52	-	-	10
Xps	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	26	-	-
Pg	-	-	3	-	-	2	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cel	-	-	21	-	-	26	-	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ms	-	-	68	-	-	52	-	70	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Alm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	59	67	-	-	-	-
Pyp	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	9	-	-	-	-
Sps	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13	4	-	-	-	-
Grs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22	19	-	-	-	-



شکل ۴- در نمودار متمایز کننده انواع بیوتیت (Nachit *et al.*, 2005)، بیوتیت‌های مطالعه شده از نوع ماگمایی و تعادل مجدد یافته هستند.



شکل ۵- در نمودارهای متمایزکننده جایگاه‌های تکتونیکی مختلف با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت ماگمایی، بیشتر نمونه‌ها در محدوده ماگماهای کالک‌آلکان مناطق کوهزایی قرار می‌گیرد. همان طور که در شکل مشخص است، بیوتیت بعضی از نمونه‌ها در محدوده ماگماهای آلکان واقع می‌شوند. (A) ماگمای آلکان مناطق غیرکوهزایی؛ (C) ماگمای کالک‌آلکان مناطق کوهزایی (ماگمای نوع I؛ P) ماگمای پرآلومینوس (ماگمای نوع S).



شکل ۶- با توجه به نمودارهای متمایزکننده میکاهای سفید اولیه (ماگمایی) از انواع دگرسانی (Miller *et al.*, 1981) میکای موجود در توده‌های نفوذی منطقه از هر دو نوع غنی از Ti (ماگمایی) و فقیر از Ti (ثانوی) است.

عارضی حاشیه به مرکز گارنت، ۲۳ تجزیه نقطه‌ای انجام شد (شکل ۷). نتایج حاصل از بررسی تجزیه‌های رخنمون عرضی بیانگر افزایش تمرکز عناصر آهن و منیزیم و کاهش منگنز از مرکز به حاشیه بلور گارنت است. تمرکز کلسیم تابع تغییرات منظمی نیست.

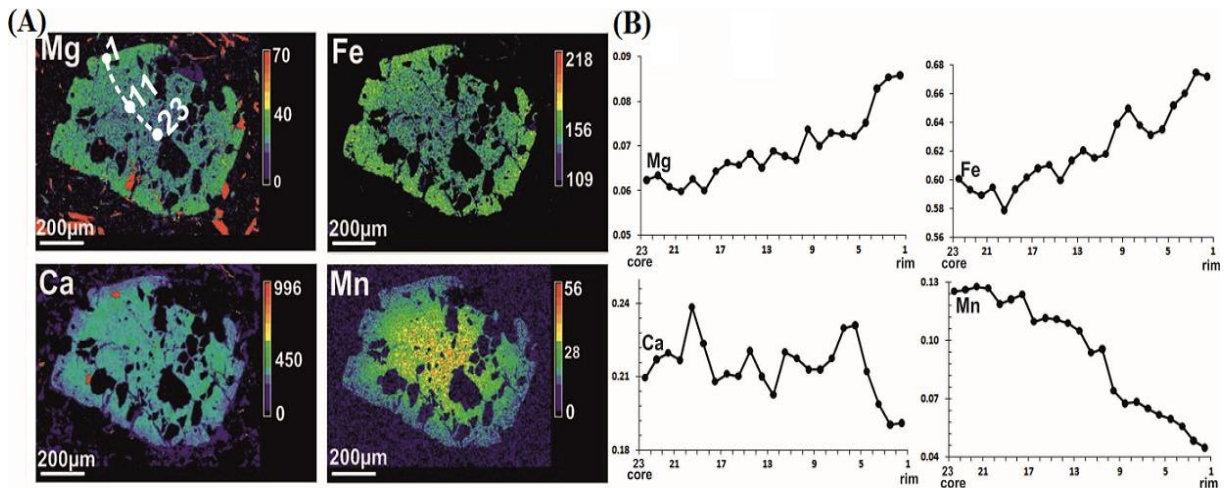
سه منشأ برای حضور گارنت در سنگ‌های

گارنت: از گارنت موجود در یکی از توده‌های گرانیتی منطقه تجزیه شیمیایی به عمل آمد (جدول ۱). متشکله اصلی گارنت آلمانند است (۵۹ تا ۶۷ درصد) و از سازنده‌های دیگر می‌توان به پیروپ (۶ تا ۹ درصد)، گروسولار (۱۹ تا ۲۲ درصد) و اسپسارتین (۴ تا ۱۳ درصد) اشاره کرد. به منظور بررسی منطقه‌بندی، در راستای رخنمون

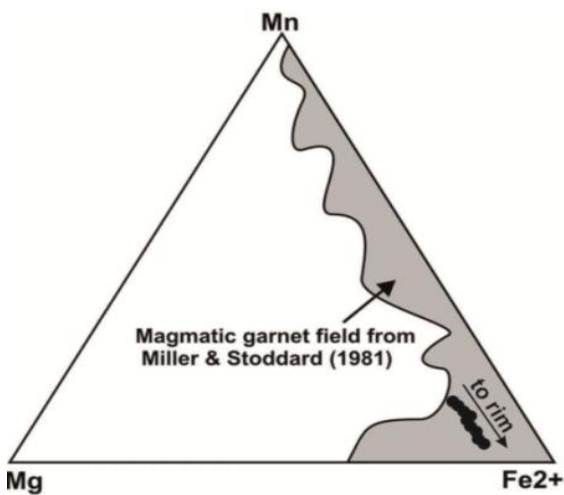
2001). همزیستی این گارنت‌ها با اپیدوت ماگمایی و حضور همزمان دو فلدسپار غنی از پتاسیم و سدیم نیز مؤید تبلور آنها در عمق زیاد است. این گونه گارنت‌ها مانند اپیدوت ماگمایی، در اعماق کم در اثر واکنش با ماگما تجزیه می‌شود. بنابراین، حضور آنها در ماگمای گرانیتهی (شکل ۳-G) گویای صعود سریع ماگما، در نتیجه عملکرد رژیم کششی حاکم بر منطقه است (Fitton, 1972; Harangi *et al.*, Gilbert and Rogers, 1989; 2001). تصاویر کموگرافی و نمودار منطقه‌بندی ترکیبی یکی از گارنت‌های بررسی شده در شکل ۸ نشان داده شده است. کاهش منگنز (شکل زنگوله‌ای) و افزایش آهن و منیزیم از مرکز به حاشیه از ویژگی‌های منطقه‌بندی ترکیبی این گارنت‌ها است. در کلسیم منطقه‌بندی بارزی مشاهده نمی‌شود. منطقه‌بندی ترکیبی گارنت‌های ماگمایی در مذاب‌های گرانیتهی تابعی از دما است (Manning, 1983; Miller and Stoddard, 1981; 2007). به طوری که در دمای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد، منگنز دارای منطقه‌بندی ترکیبی به صورت اشکال زنگوله‌ای وارونه یا فاقد منطقه‌بندی است؛ در حالی که در دمای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد، الگوی منطقه‌بندی ترکیبی منگنز گارنت‌های ماگمایی مشابه گارنت دگرگونی (شکل زنگوله‌ای) است. الگوی زنگوله‌ای منطقه‌بندی منگنز گارنت، مؤید منشأ غیر رسوبی (I-type) ماگمای میزبان نیز است (Dahlquist *et al.*, 2007).

ماگمایی فلسیک در نظر گرفته شده است (Stone, 1988; Green and Ringwood, 1968; Green, 1992). الف) منشأ ماگمایی حاصل از ترکیب شیمیایی مناسب (ماگمای آبدار غنی از آلومینیم و آهن)؛ ب) منشأ ماگمایی حاصل از تبلور ماگما در فشار بالا و ج) گارنت‌های غیرماگمایی که به صورت زونکریست پس از جدا شدن از سنگ‌های دگرگونی یا از قطعات رستیت موجود در اعماق، توسط ماگما به سطح منتقل می‌شود.

به منظور تمایز منشأ ماگمایی از دگرگونی برای گارنت‌های مطالعه شده از نمودار مثلثی Miller و Stoddard (۱۹۸۱) استفاده شده است. مطابق این نمودار، گارنت‌های مورد بررسی، در قلمرو گارنت‌های ماگمایی قرار گرفته‌اند (شکل ۸). گارنت‌های موجود در توده‌های نفوذی منطقه از نظر ترکیبی تفاوت زیادی نسبت به گارنت‌های موجود در متاپلیت‌های اطراف دارد (Nozaem, 2013) و عاری از ادخال‌های دگرگونی از قبیل: استارولیت، موسکویت و بیوتیت است. بنابراین، منشأ زونکریست یا رستیت بودن آنها نیز مورد تردید است. گارنت‌های تبلور یافته از سیالات پرآلومین در اعماق کم غنی از سازنده اسپسارتین هستند (Green, 1992). با توجه به فقیر بودن این گارنت‌ها از متشکله اسپسارتین، تبلور آنها در فشار پایین رد شده و با توجه به مقادیر به نسبت زیاد متشکله گروسولار در ترکیب گارنت‌های مطالعه شده، منشأ ماگمایی و تبلور در عمق زیاد (بیشتر از ۶ کیلومتر) تأیید می‌شود (Harangi *et al.*,



شکل ۷- A) تصاویر کموگرافی گارنت موجود در گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی. با توجه به این تصاویر، تمرکز آهن و منیزیم از مرکز به حاشیه افزایش و تمرکز منگنز کاهش می‌یابد. کلسیم منطقه‌بندی بارزی نشان نمی‌دهد؛ B) منطقه‌بندی ترکیبی عناصر منیزیم، آهن، کلسیم و منگنز در گارنت‌های منطقه کوه سرهنگی.



شکل ۸- با توجه به نمودار سه‌تایی متمایزکننده گارنت‌های ماگمایی از انواع دگرگونی (Miller and Stoddard, 1981)، گارنت‌های مورد مطالعه در قلمرو گارنت‌های ماگمایی قرار می‌گیرد.

نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین (شکل ۹- A) نمونه‌های مورد مطالعه، گرانیت ساب‌آلکان بوده و به استناد نمودار متمایزکننده سری‌های ماگمایی (شکل ۹- B)، سنگ‌های مطالعه شده، به سری کالک‌آلکان متعلق است. همچنین، از نظر میزان آلومین و عناصر آلکان، بیشتر نمونه‌ها تا اندازه‌ای پرآلومین هستند (شکل ۹- C). اغلب نمونه‌ها، در نمودارهای متمایزکننده گرانیت‌های غیرکوهزایی (A-type) از انواع

ترکیب شیمیایی و خاستگاه ماگما: به منظور اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی، ۱۰ عدد از نمونه‌های منطقه کوه سرهنگی در کشور کانادا تجزیه ICP-MS شد و نتایج آن در جدول ۲ ارائه شده است. نتایج تجزیه‌ها نشان‌دهنده فراوانی سیلیس (۷۲ تا ۷۷ درصد SiO₂) غیر از نمونه R2 است. بیشتر نمونه‌ها از سدیم نسبت به پتاسیم غنی و از مقادیر اندکی آهن و منیزیم نیز برخوردار هستند. با توجه به

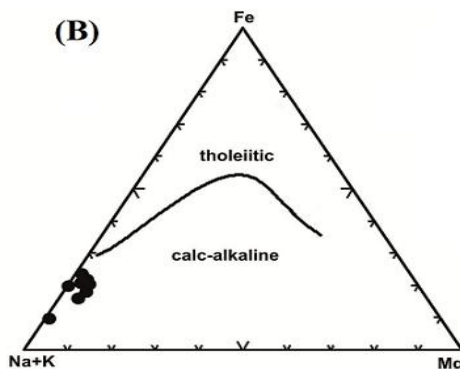
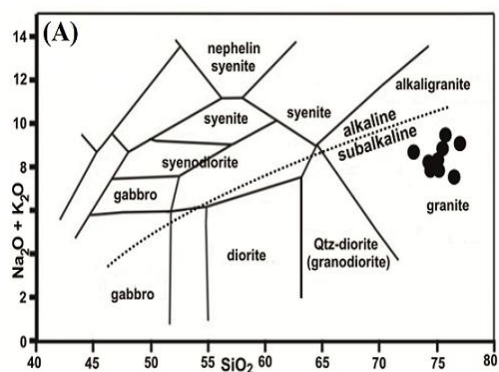
طوری که اجتماعات بیوتیت و اپیدوت ثانویه در توده‌های گرانیتی را حاصل تبدیل مجموعه هورنبلند + فلدسپار به بیوتیت + اپیدوت دانسته‌اند (Sial, 1990). همان طور که در بخش قبلی نیز مشاهده شد، با توجه به ویژگی‌های شیمیایی، بخشی از بیوتیت‌های بررسی شده دارای منشأ ثانویه هستند.

استفاده از نسبت‌های عناصر کمیاب مانند: روبیدیم، استرانسیم و باریم در فهم خاستگاه ماگما مؤثر است (Miller, 1985؛ Harris and Inger, 1992). نسبت‌های پایین روبیدیم به باریم (کمتر از ۰/۲)، روبیدیم به استرانسیم (کمتر از دو) و استرانسیم به باریم (کمتر از ۰/۲) نیز در تضاد با تشکیل آنها از رسوبات پوسته‌ای (S-type) است. جایگاه تکتونیکی بیشتر نمونه‌ها در نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی گرانیت (Pearce *et al.*, 1984) قوس ماگمایی و همزمان با برخورد است (شکل ۱۰-C). از شکل ۱۰-D نیز برای تمایز گرانیت‌های همزمان با برخورد، داخل صفحه‌ای و قوس آتشفشانی استفاده شده است. با توجه به این شکل، بیشتر گرانیت‌های منطقه از نوع قوس آتشفشانی و دو نمونه از آنها از انواع گرانیت داخل صفحه‌ای هستند. شایان توجه است که گرانیت‌های قوس آتشفشانی بیشتر از نوع I و گرانیت‌های همزمان با برخورد بیشتر با نوع S مطابقت دارد (Pearce *et al.*, 1984). بنابراین، با توجه به این نمودارها نیز، گرانیت‌های مورد مطالعه دارای منشأ آذرین است.

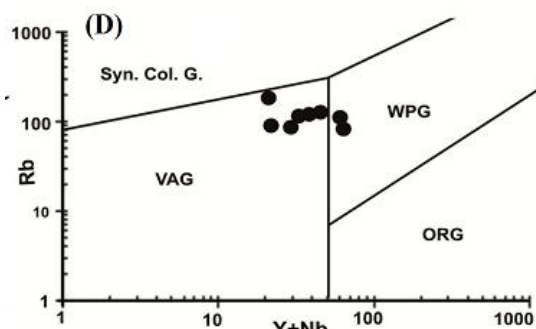
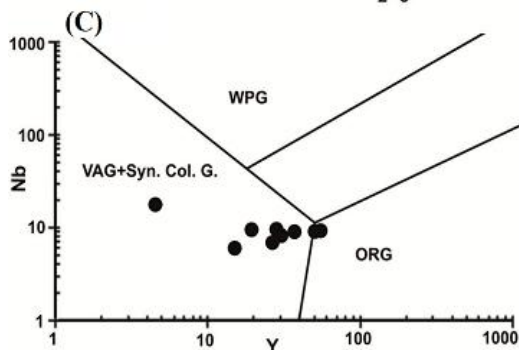
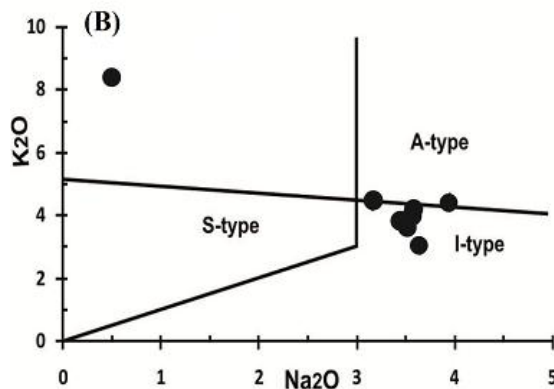
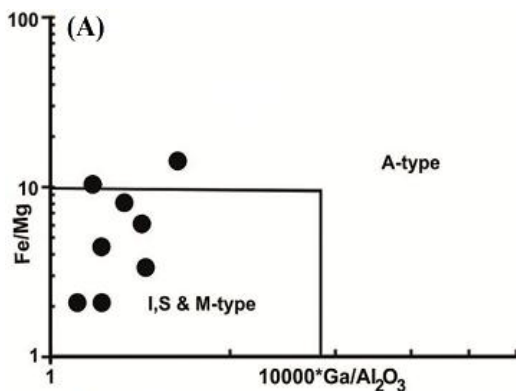
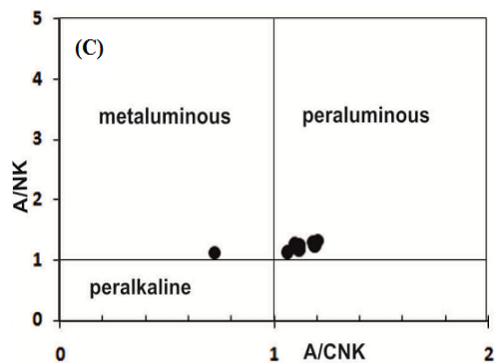
کوهزایی (I, S, M-type)، در محدوده گرانیت‌های با منشأ آذرین، رسوبی و گوشته‌ای قرار می‌گیرد (شکل ۱۰-A) و با توجه به نمودارهای دوتایی متمایزکننده گرانیت‌های نوع S از I، بر خلاف ماهیت پرآلومین نمونه‌ها، بیشتر آنها در قلمرو گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرد (شکل ۱۰-B). Safari (۲۰۰۳) نیز با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، منشأ این گرانیت‌ها را از نوع I در نظر گرفته است. وجود موسکویت و گارنت ماگمایی که در گرانیت‌های مورد مطالعه نیز دیده می‌شود ویژه گرانیت‌های نوع S نیست و در بسیاری از گرانیت‌های کمی پرآلومین نوع I نیز متبلور می‌شود (Miller, 1985؛ 1986؛ White *et al.*, 1986؛ Zen, 1986, 1988). برخلاف ترکیب سنگ منشأ گرانیت‌های نوع I، بیشتر این نوع گرانیت‌ها، پرآلومین هستند. به عنوان مثال: بیشتر از ۹۵ درصد گرانیت‌های نوع I نوار چین خورده لاجلان در شرق استرالیا (برای نخستین بار در این منطقه، تمایز دو نوع گرانیت با منشأ I و S انجام شده) پرآلومین است (Chappell *et al.*, 2012). فرآیندهای تفریق آمفیبول از مذاب یا ذوب بخشی سنگ مادر متابازیتی تحت فشار کمتر از تبلور گارنت، در تفاله (Chappell *et al.*, 2012) و آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای (White *et al.*, 1986؛ Wu *et al.*, 2004)، به تشکیل گرانیت‌های نوع I پرآلومین منجر خواهد شد. نبود آمفیبول در گرانیت‌های مورد بررسی، شاید ناشی از فرآیند تفریق یا به سبب انجام واکنش‌های دگرسانی بوده است. به

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های کوه سرهنگی. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر نادر بر حسب قسمت در میلیون (ppm) است.

samples	R2	MG	R1	Y2	Y1	L-F	264	Ilt-2	862	259
SiO ₂	58.17	72.6	74.42	74.46	75.02	75.15	75.54	75.81	76.35	77.17
Al ₂ O ₃	17.22	13.08	12.75	12.56	12.62	11.69	12.64	12.28	11.63	12.57
FeO*	1.04	2.2	2.07	2.06	2.12	1.54	0.61	1.33	2.1	0.6
MnO	0.076	0.051	0.021	0.29	0.025	0.026	0.01	0.014	0.029	0.009
MgO	0.12	0.51	0.26	0.34	0.36	0.46	0.06	0.64	0.15	0.29
CaO	7.87	1.41	0.81	1	0.79	0.41	0.58	0.35	1.25	0.24
Na ₂ O	9.33	3.57	3.5	3.55	3.49	3.16	3.95	0.51	3.64	3.14
K ₂ O	0.08	4.17	3.66	3.95	3.76	4.45	4.4	8.38	3.03	5.35
TiO ₂	0.099	0.248	0.211	0.148	0.152	0.106	0.172	0.128	0.13	0.153
P ₂ O ₅	0.02	0.07	0.05	0.06	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02
LOI	6.24	0.82	0.92	0.71	0.69	0.89	0.58	1.02	0.61	0.56
Total	100.3	98.72	98.67	98.85	99.08	97.93	98.55	100.5	98.95	100.1
Sc	4	5	6	11	12	6	2	2	7	<1
Be	<1	2	2	2	2	2	2	2	2	1
V	15	21	14	10	13	9	<5	6	<5	<5
Cr	20	<20	90	<20	140	<20	<20	60	100	<20
Co	3	2	2	2	2	1	<1	1	<1	<1
Cu	110	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	10	<10
Zn	310	<30	40	60	50	<30	<30	<30	50	<30
Ga	17	16	17	18	18	17	15	15	19	14
Ge	1.7	1.4	1.7	1.8	1.8	1.4	1.4	1.4	1.9	1.3
Rb	3	115	119	125	117	83	86	179	107	89
Sr	105	163	91	84	91	88	108	66	65	54
Y	16.3	27	30.6	37	29.6	55	19.6	15.1	51.6	4.6
Zr	79	191	208	145	151	152	188	212	186	188
Nb	10	7	8.3	8.9	8.9	9.2	9.6	6	9.3	17.6
Ag	0.8	0.7	0.9	0.6	0.7	0.6	0.9	0.9	0.9	0.8
Sn	3	2	3	3	4	3	1	9	3	1
Cs	<0.1	1.7	3	2.1	1.9	0.5	0.3	1.1	2.1	0.4
Ba	155	785	927	712	769	1986	909	926	789	632
La	12.4	18.1	44.4	31.8	23.9	30.5	15	15.7	34.6	3.93
Ce	25	36.9	88.1	66.7	52.8	65.2	26.5	29.7	72.7	5.74
Pr	2.59	3.79	9.46	7.69	6.12	7.74	2.59	3.11	8.6	0.46
Nd	9.41	13.9	35.2	30.1	24.3	31.1	9.81	11.3	34.5	1.49
Sm	2.01	3.01	6.63	6.79	5.66	7.5	2.51	2.11	7.79	0.31
Eu	0.3	0.531	1.05	0.631	0.551	0.706	0.648	0.285	1.04	0.204
Gd	1.95	3.13	5.55	6.32	5.22	7.57	2.65	1.94	7.44	0.4
Tb	0.37	0.6	0.89	1.05	0.88	1.4	0.51	0.36	1.35	0.09
Dy	2.45	4.03	5.24	6.28	5.32	9.07	3.32	2.36	8.57	0.64
Ho	0.55	0.85	1.05	1.26	1.05	1.9	0.68	0.51	1.76	0.16
Er	1.75	2.62	3.01	3.59	2.98	5.76	2.02	1.59	5.22	0.55
Tm	0.291	0.416	0.464	0.529	0.543	0.861	0.322	0.259	0.782	0.097
Yb	2.12	2.93	3.08	3.43	2.92	5.64	2.3	1.85	5.27	0.77
Lu	0.383	0.499	0.489	0.545	0.477	0.917	0.4	0.319	0.862	0.15
Hf	3.6	5.1	6	4.6	4.8	5.4	5.5	7	5.7	6.1
Ta	1.47	0.79	0.73	0.75	0.72	0.9	1.55	0.8	0.79	1.3
W	15.5	<0.5	<0.5	<0.5	5.1	<0.5	<0.5	1.3	1.1	<0.5
Tl	0.09	0.29	0.37	0.48	0.43	0.29	0.14	0.23	0.37	0.1
Pb	125	18	10	22	13	25	<5	10	10	<5
Th	21.6	15	17	13.9	13.3	16.4	19.8	23.5	12.5	24.3
U	3.21	3.16	2.48	2.48	2.36	3.11	1.55	2.27	2.27	1.43



شکل ۹- A) مطابق نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین (Cox *et al.*, 1979)، نمونه‌های مورد مطالعه از نوع گرانیت ساب‌آلکالن هستند؛ B) در نمودار متمایز کننده سری ماگمایی کالک‌آلکان از توله‌ایتی (Irvine and Baragar, 1971)، گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی از ماهیت کالک‌آلکان برخوردار است؛ C) مطابق نمودار Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) گرانیت‌های منطقه ماهیت پرآلومین ضعیفی دارد.

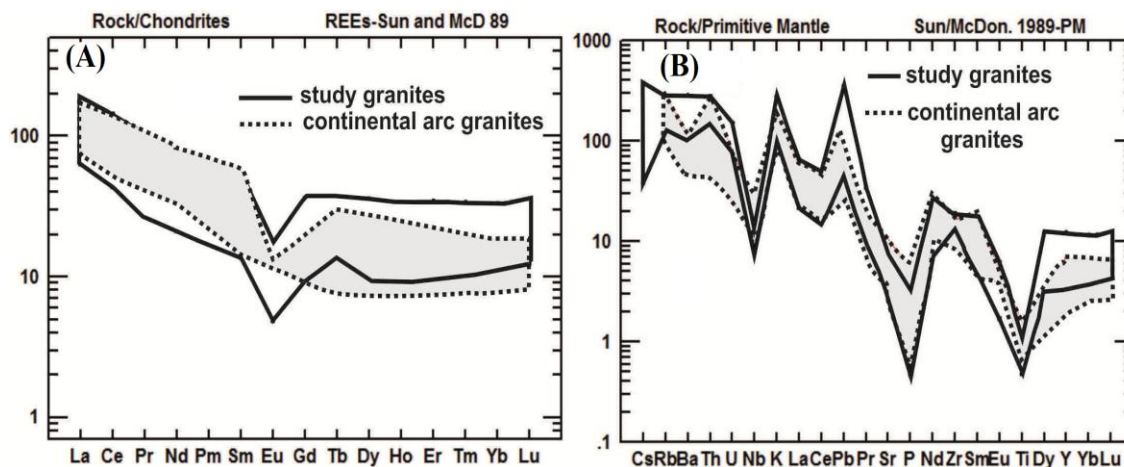


شکل ۱۰- A) در نمودار متمایز کننده گرانیت‌های غیر کوهزایی از سایر گرانیت‌ها (Whalen *et al.*, 1987)، بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های کوهزایی واقع می‌شود؛ B) در نمودارهای متمایز کننده گرانیت‌های منشأ آذرین از انواع رسوبی (Barton and Sidle, 1994)، بیشتر نمونه‌های مطالعه شده از نوع آذرین هستند؛ C و D) در نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی گرانیت (Pearce *et al.*, 1984)، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی به محیط قوس آتشفشانی (VAG) یا همزمان با برخورد متعلق است (Syn. Col. G.).

منطقه مطالعه شده وجود دارد اما سن آنها ژوراسیک است (Nozaem, 2013).

برخلاف این که بیشتر شواهد کانی‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی کانی‌ها و سنگ کل، آذرین بودن منشأ گرانیت‌های مورد مطالعه را تأیید می‌نماید اما خاستگاه گرانیت‌ها در جایگاه قوس ماگمایی قاره‌ای، از پیچیدگی بسیاری برخوردار بوده و منابع سنگ منشأ مختلفی در تشکیل آنها مشارکت دارد. به طوری که علاوه بر مذاب‌های تحول یافته گوشته‌ای (M-type)، مذاب‌های اسیدی منشأ گرفته از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای زیرین (I-type) و رسوبات پوسته‌ای بالایی (S-type) نیز از اهمیت به سزایی در تشکیل توده‌های گرانیتی جایگاه قوس قاره‌ای برخوردار هستند و به طور قطع، اختلاط این گونه مذاب‌ها با یکدیگر و فرآیند آلیش با رسوبات پوسته‌ای نیز امری اجتناب ناپذیر است. بنابراین، برای تعیین میزان مشارکت هر یک از این منابع ماگمایی و تمایز فرآیند تفریق، اختلاط و آلیش، در اختیار داشتن داده‌های سنگ کل تعداد بیشتری از نمونه‌ها و استفاده از نسبت‌های ایزوتوپی نئودیمیوم و استرانسیم ضروری است.

عناصر نادر خاکی، تفریق یافتگی به نسبت بالایی (۵ تا $La/Yb=14$) را نشان می‌دهد (شکل A-۱۱). آنومالی منفی یورپیوم در نمودار نرمالیزه شده نسبت به کندریت (شکل A-۱۱) بیانگر تفریق پلاژیوکلاز طی تحولات ماگمایی است. غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، ناهنجاری منفی عناصر نیوبیوم، تیتانیوم و فسفر و غنی‌شدگی از عناصر بزرگ یون لیتوفیل (LILE) و سرب که از ویژگی‌های ژئوشیمیایی مناطق فرورانش یا آلیش با مواد پوسته‌ای است در بیشتر نمونه‌ها بارز و مشخص است (شکل B-۱۱). در این راستا مقایسه‌ای بین ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌ای مورد مطالعه و قوس قاره‌ای آند جنوبی (Baldwin and Pearce, 1979; Lopez *et al.*, 1979) انجام شده است (شکل A-۱۱ و B). با توجه به این مقایسه، هم‌پوشانی ترکیبی در خور توجهی بین گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی و قوس قاره‌ای آند جنوبی مشاهده می‌شود. غالب بودن ماگماتیسم اسیدی و نبود ماگماتیسم بازیک به سن کامبرین نیز سازگار با جایگاه قوس قاره‌ای است تا قوس اقیانوسی. شایان توجه است که تعدادی توده نفوذی بازیک (آمفیبول-گابرو) در



شکل ۱۱- مقایسه الگوی REE و نمودار عنکبوتی گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی با انواع قوس قاره‌ای آند جنوبی (Lopez *et al.*, 1979; Baldwin and Pearce, 1982 *et al.*، 1979)؛ نشان‌دهنده هم‌پوشانی ترکیبی شایان توجه بین آنها است.

بحث و تفسیر محیط تکتونیکی

وجود رخساره‌های آهکی و تبخیری کامبرین زیرین در ایران مرکزی، زاگرس و عمان اشاره به اتصال این صفحات به سپر عربستان و قرارگیری آنها در حاشیه شمالی گندوانا دارد (Husseini, Talbot and Alavi, 1996؛ 1989). مطالعات پالئومغناطیسی انجام شده در این مناطق نیز بیانگر این امر است (Becker *et al.*, Mc Elhinny, 1970؛ Soffel *et al.*, Burek and Frust, 1975؛ 1973 Wensink *et al.*, 1978). به تازگی نیز با شناسایی و بررسی توده‌های گرانیتی از مناطق مختلف ایران (Ramezani and Tucker, 2003؛ Verdel *et al.*, 2007؛ Veevers, 2003؛ Horton *et al.*, Hassanzadeh *et al.*, 2008) و سپر عربستان با سن نئوپروتوزوئیک پایانی-کامبرین زیرین و نبود این چنین واقعه ماگمایی در ابر قاره اورآسیا (Veevers, 2003) وجود یک پی‌سنگ گرانیتی مشابه در آنها استنباط شده و اتصال صفحه ایران مرکزی و خرد قاره‌های مجاور به حاشیه شمالی گندوانا محرز شده است. در رابطه با جایگاه تکتونیکی تشکیل توده‌های گرانیتی تزریق شده به پی‌سنگ پره‌کامبرین ایران دو مدل ارائه گردیده است:

الف) گروهی از پژوهشگران (Berberian and Lotfi, 2001؛ Samani *et al.*, 1988؛ King, 1981؛ Nadimi, Omrani and Khabbaznia, 2003) این نوع گرانیت‌ها را از نوع آلکان و غیر کوهزایی دانسته (A-type) و تشکیل آنها را مرتبط با حوضه‌های کششی حاصل از پیدایش ریف‌های قاره‌ای پس از کوهزایی پان آفریکن نسبت داده و نهشته‌گذاری رسوبات کم عمق کربناته و تبخیری کامبرین زیرین در ایران و مناطق همجوار را مرتبط با گسترش این گونه حوضه‌های کششی می‌دانند.

در این مدل جایگاه پالئوتکتونیک خرد قاره ایران مرکزی و بلوک‌های مجاور آن به صورت حاشیه غیر فعال قاره‌ای، در لبه شمالی گندوانا در نظر گرفته شده است.

ب) مدل دوم توسط Tucker و Ramezani (۲۰۰۳) ارائه شده است. این پژوهشگران با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیت‌های تزریق شده به پی‌سنگ پره‌کامبرین در منطقه ساغند (ماهیت کالک‌آلکان و کوهزایی بودن گرانیت‌ها)، جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای را برای خرد قاره ایران مرکزی در زمان اتصال به حاشیه شمالی گندوانا پیشنهاد کرده‌اند. در این مدل، فرورانش حوضه اقیانوسی پروتوتیس به زیر گندوانا سبب تشکیل گرانیت‌های تزریق شده به پی‌سنگ ایران مرکزی در جایگاه قوس قاره‌ای شده است. به تازگی نیز به کمک شواهد صحرایی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی منطقه تکاب، جایگاه تکتونیکی قوس قاره‌ای نوع آند برای پی‌سنگ قاره‌ای این منطقه در زمان کامبرین زیرین در نظر گرفته شده است (Saki, 2010).

داده‌های سنگ‌شناسی بیشتر گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی از قبیل: ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها، ویژگی‌های ژئوشیمیایی کالک‌آلکان، ماهیت کوهزایی و تشابه الگوی نمودارهای عنکبوتی این گرانیت‌ها با ماگماتیسم اسیدی منطقه آند جنوبی، بیانگر جایگاه قوس قاره‌ای برای تشکیل آنها است. از طرفی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی آلکان و ماهیت غیر کوهزایی (A-type) بعضی از گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی (مانند: گرانیت هلولوکوکرات ده‌زمان که از ترکیب بیوتیت آنها نیز پیداست)، شاید بیانگر تشکیل آنها در حوضه‌های کششی واقع در جایگاه پشت قوس یا عملکرد گسل‌های عمیق لیتوسفری

غالب کالک‌آلکالن و در مواردی آلکالن در منطقه مورد مطالعه است. ویژگی‌های کانی‌شناسی، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی سنگ کل گرانیت‌های مطالعه شده، با منشأ آذرین (I-type) آنها سازگارتر است. با توجه به شواهد صحرایی (غالب بودن ماگماتیسم اسیدی و نبود ماگماتیسم بازیگ)، نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی و الگوی عناصر نادر خاکی و نمودار عنکبوتی گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی، می‌توان جایگاه قوس قاره‌ای را برای تشکیل آنها متصور شد. در نظر گرفتن چنین جایگاهی، مستلزم قرارگیری خرد قاره ایران مرکزی در لبه شمالی ابر قاره گندوانا در کامبرین است به طوری که فرورانش پروتوتیس به زیر این خرد قاره باعث تشکیل گرانیت‌های کالک‌آلکالن کوه سرهنگی در جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای شده و انواع غیر کوهزایی آلکالن نیز در حوضه‌های کششی پشت قوس یا در نتیجه کاهش فشار ناشی از تأثیر گسل‌های عمیق لیتوسفری به وجود آمده‌اند.

سپاسگزاری

نگارندگان این پژوهش، از پروفسور Federico Rossetti (دانشگاه سوم رم) و پروفسور Thomas Theye (دانشگاه اشتوتگارت) که با انجام تجزیه سنگ کل و ریزکاو الکترونی نقش به‌سزایی در انجام این پژوهش ایفا نمودند کمال تشکر را دارند.

باشد. به طوری که رسوبات تبخیری و آهکی پالئوزوئیک زیرین نیز در چنین حوضه‌های کششی کم عمق نهشته شده‌اند. نگارندگان بر این باورند که شاید فرورانش مورب لیتوسفر اقیانوسی پروتوتیس به زیر ایران مرکزی در زمان اتصال به حاشیه شمالی گندوانا موجب تجدید فعالیت پهنه گسلی کوه سرهنگی به صورت چپگرد شده و همزمان با این حرکت ترافشارشی چپگرد (Left Lateral Transpression) گرانیت‌های کالک‌آلکالن جایگاه قوس قاره‌ای، به پهنه برشی کوه سرهنگی تزریق شده باشد. شواهد برش چپگرد و ساختار مرتبط با حرکت ترافشارشی چپگرد به خوبی در گرانیت ده‌زمان مشاهده می‌شود (Nozaem, 2013)؛ تأخیر، کاهش فشار به وجود آمده در حوضه‌های جدایش-کشش (Pull-a-Part) پهنه گسلی کوه سرهنگی موجب ذوب بخش‌هایی از پوسته زیرین شده که در نتیجه آن گرانیت‌های نوع A به وجود آمده‌اند.

نتیجه‌گیری

ماگماتیسم اسیدی با فازهای ماگمایی غیرمعمول گارنت و اپیدوت، بیانگر تشکیل و جایگیری ماگما در اعماق پوسته قاره‌ای زیرین است. شواهد شیمی کانی بیوتیت و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، نشان‌دهنده ماگماتیسم

منابع

- Abdel-Rahman, A. M. (1994) Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magma. *Journal of Petrology* 35: 525-541.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in Central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123-155.
- Baldwin, A. J. and Pearce, J. A. (1982) Discrimination of productive and non-productive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology* 77: 664-74.
- Barton, M. and Sidle, W. C. (1994) Petrological and geochemical evidence for granitoid formation: the

- Waldoboro Pluton complex, maine. *Journal of Petrology* 35: 1241-1274.
- Becker, H., Forster, H. and Soffel, H. (1973) Central Iran, a former part of Gondwana land? paleomagnetic evidence from Infra-Cambrian rocks and iron ores of the Bafq area, Central Iran. *Journal of Geophysics (Zeitschrift fur Geophysik)* 39: 953-963.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18 (2): 210-265.
- Brandon, A. D., Creaser, R. A. and Chacko, T. (1996) Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science* 271: 1845-1848.
- Brunet, M., Korotaev, M. V., Ershov, A. V. and Nikishin, A. M. (2003) The south Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary Geology* 156: 119-148.
- Burek, P. J. and Frust, M. (1975) Paleomagnetic implications of the lower Paleozoic uplifts (Kuh-e-Gahkumand Surmeh) in the Zagros mountains, Iran. Tehran Symposium, Geodynamics of SW Asia, Tehran, Iran.
- Carcangiu, G., Palomba, M. and Tamanini, M. (1997) REE-bearing minerals in the albitites of Central Sardinia, Italy. *Mineralogical Magazine* 61: 271-283.
- Chappell, B. W., Colleen, J. B. and Wyborn, D. (2012) Peraluminous I-type granites. *Lithos* 153: 142-153.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) Interpretation of igneous rocks. 1nd edition, Allen and Unwin, London.
- Dahlquist, J. A., Galindo, C., Pankhurst, R. J., Rapela, C. V., Alasino, P. H., Saaverdra, J. and Fanning, C. M. (2007) Magmatic evolution of the Penon Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoid. *Lithos* 95: 177-207.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to rock forming minerals. 7nd edition, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Evans, B. W. and Vance, J. A. (1987) Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder country. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96: 178-185.
- Fitton, J. G. (1972) The genetic significance of almandine-pyrope phenocrysts in the calc-alkaline Borrowdale volcanic group, northern England. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 36: 231-248.
- Gilbert, J. S. and Rogers, N. W. (1989) The significance of garnet in the Permo-Carboniferous volcanic rocks of the Pyrenees. *Special Publications* 146: 477-490. Geological Society, London.
- Green, T. H. and Ringwood, A. E. (1968) Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 18: 163-174.
- Green, T. H. (1992) Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Science* 83: 429-438.
- Harangi, S. Z., Downes, H., Kósa, L., Szabó, C. S., Thirwall, M. F., Mason, P. R. D. and Matthey, D. (2001) Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of northern Panonnian basin (east-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology* 42: 1813-1843.
- Harris, N. B. W. and Inger, S. (1992) Trace element modeling of pelite derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 46-56.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. and Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of upper Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, metallogeny and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71-96.

- Hogan, J. P. (1993) Monomineralic glomerocrysts: textural evidence for mineral resorption during crystallization of igneous rocks. *Journal of Geology* 101: 521-540.
- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A. H., Fakhari, M., ZamanZadeh, S. M. and Grove, M. (2008) Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics* 451: 97-122.
- Husseini, M. I. (1989) Tectonic and depositional model of late Precambrian-Cambrian Arabian and adjoining plates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73: 1117-1131.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Lopez-Escobar, L., Frey, F. A. and Oyarzun, J. (1979) Geochemical characteristics of Central Chile (33°-34° S) granitoids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113(3): 381-393.
- Lotfi, M. (2001) Geological Quadrangle Map of Mahnesan 1:100000, No.5563, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Manning, D. A. C. (1983) Chemical variation in garnets from aplites and pegmatites, Peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine* 47: 353-358.
- MC Elhinny, M. W. (1970) Palaeomagnetism of the Cambrian Purple sandstone from the Salt Range, west Pakistan. *Earth and Planetary Science Letters* 8: 149-156.
- Miller, C. F. and Stoddard, E. F. (1981) The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the old woman Piute Range, California. *Journal of Geology* 89: 233-246.
- Miller, C. F. (1985) Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology* 93: 673-689.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradsh, L. J. and Dollase, W. A. (1981) Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist* 19: 25-34.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, El. H. and Ohoud, M. B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience* 337: 1415-1420.
- Nadimi, A. (2007) Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research* 12: 324-333.
- Naney, M. T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Sciences* 283: 993-1033.
- Nozaem, R. (2013) Deformation analysis of Kuh-e-Sarhangi in the SW Lut block. PhD thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran (in Persian).
- Nozaem, R., Mohajjel, M., Yasaghi, A. and Nasrabad, M. (2014) Structural analysis and determination of deformation conditions of Kuh-e-Sarhangi shear zone in Dehzaman granite, NE Lut block. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 22:15-26 (in Persian).
- Omrani, J. and Khabbaznia, A. R. (2003) Geological Quadrangle Map of Alut 1:100000, No E6, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Ramezani, J. (1997) Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand region, Central Iran. PhD thesis, Washington University, USA.

- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.
- Safari, M. (2003) Petrology and geochemistry of Kuh-e-Sarhangi magmatic bodies, with the special approach to economic potential of the study area. MSc thesis, Kharazmi (Tarbiat Moallem) University, Tehran, Iran (in Persian).
- Sahandi, M. R. (2009) Geological Quadrangle Map of Ghasem Abad 1:100000, No.7559, Geological survey of Iran, Tehran.
- Saki, A. (2010) Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research* 17: 704-714.
- Samani, B. A., Zhuyi, C., Xuetao, G. and Chuan, T. (1988) Geology of Precambrian in Central Iran: on the context of stratigraphy, magmatism and metamorphism. *Geosciences Quaternary* 3 (10): 40-63.
- Sengör, A. M. C. (1987) Tectonics of the Tethys sides: organic collage development in a collisional setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 15: 213-244.
- Sial, A. N. (1990) Epidote-bearing calc-alkali granitoids in northeast Brazil. *Revisit Brasilia de Geosciences* 20 (1-4): 88-100.
- Soffel, H., Forster, H. and Becker, H. (1975) Preliminary polar wander path of Central Iran. *Journal of Geophysics (Zeitschrift fur Geophysik)* 41: 541-543.
- Speer, J. A. (1984) Micas in igneous rocks. In: *Micas*. (Ed. Bailey, S. W.). *Reviews Mineralogy* 13: 299-349. Mineralogical Society of America, Washington.
- Stampfli, G. M. (2000) Tethyan oceans. In: *Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area* (Eds. Bosket, E., Winchester, G. A. and Piper, G. D. A.). *Special Publication* 173: 1-23. Geological Society, London.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17-33.
- Stone, M. (1988) The significance of almandine garnets in the Lundy and Dart moor granites. *Mineralogical Magazine* 52: 651-658.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norrie, M. J.) *Special Publications* 42: 312-345. Geological Society, London.
- Talbot, C. J. and Alivisatos, M. (1996) The past of a future syntaxes across the Zagros. In: *Salt tectonics* (Eds. Alsop, G. I., Blundell, D. J. and Davison, I.) *Special Publications* 100: 89-109. Geological Society, London.
- Tulloch, A. J. (1979) Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 105-117.
- Veevers, J. J. (2003) Pan-African are Pan-Gondwanaland: oblique convergence drives rotation during 650-500 Ma assembly. *Geology* 31: 501-504.
- Verdel, C., Warnock, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Rene, P. R., Spell, T. L. (2007) Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of Central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 119: 961-977.
- Wensink, H., Zuderveld, J. D. A. and Varekamp, J. C. (1978) Paleomagnetism and ore mineralogy of some basalts of the Geirud formation of late Devonian- early Carboniferous age from the southern Alborz, Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 41(4): 441-450.

- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- White, A. J. R., Clemens, J. D., Holloway, J. R., Silver, L. T., Chappell, B. W. and Wall, V. J. (1986) S-type granites and their probable absence in southwestern north America. *Geology* 14: 115-118.
- Wu, Fu-yuan, Sun, De-you, Jahn, Bor-ming and Wilde, S. (2004) A Jurassic garnet-bearing granitic plateau from NE China showing tetrad REE patterns. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 731-744.
- Zen, E-an, and Hammarstrom, J. (1984) Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* 12: 515-518.
- Zen, E-an. (1986) Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogical and petrographic constraints. *Journal of Petrology* 27: 1095-1117.
- Zen, E-an. (1988) Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16: 21-51.

Mineralogy, petrogenesis and tectonic setting interpretation of Kuh-e-Sarhangi area granites (northwest of Lut block)

Reza Nozaem ¹, Mohsen Nasrabady ^{1*}, Mohammad Mohajjel ² and Ali Yasaghi ²

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

² Department of Geology, School of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Abstract

Numerous granitic bodies have been injected into the Precambrian basement of Central Iran in Kuh-e-Sarhangi area. Microscopic investigations and mineral chemistry point to the existence of white mica, biotite and epidote as primary (magmatic) and secondary (alteration) or re-equilibrated types. The important mineralogical indicators such as the presence of two separate feldspars and the existence of spessartine-poor garnet and magmatic epidote indicate magma crystallization at relatively high depths. Whole rock and mineral geochemical evidences of these bodies show granitic composition, with calc-alkaline characteristics and weak per-aluminous nature. In discrimination diagrams, the studied granites are I-type belonging to volcanic arc. The spider diagrams pattern of these granites are resemble to the subduction zone magma. There is considerable compositional overlap of rare earth and trace elements patterns of Kuh-e-Sarhangi granites and continental active margin of southern Andes. Considering of continental active margin setting for Central Iran in upper Precambrian-lower Cambrian is the involvement of this micro continent setting in the northern edge of Gondwana and subduction of Prototethys oceanic basin underneath it. The existence of some anorogenic intrusion bodies with mineralogical and whole rock alkaline characteristics in this area is probably related to the extensional basins of back arc or the influence of deep lithospheric faults.

Key words: Granite, Precambrian basement, Kuh-e-Sarhangi, Lut block, Central Iran zone

* nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir