

پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های نفوذی در منطقه آنتیموان دار شورچاه جنوب شرق زاهدان

راحله مرادی، محمد بومری* و ساسان باقری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده

منطقه آنتیموان دار شورچاه در پهنه فلیش شرق ایران واقع شده است. قدیمی‌ترین واحد زمین‌شناسی در این منطقه شیست‌ها و فیلیت‌های کرتاسه تا ائوسن است. این سنگ‌ها به وسیله توده‌های گرانیتی، دایک‌های فلسیک و رگه‌های کوارتزی و استینییتی قطع شده‌اند. سنگ‌های نفوذی این منطقه شامل: توده‌ها، رگه‌ها و دایک‌های گرانیتی، گرانودیوریتی و آپلیتی است. گرانیت‌ها به طور عمده توده‌ای، خاکستری رنگ، دانه‌درشت و دارای بافت‌های گرانولار، پورفیری و کاتاکلاستیک هستند و بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، بیوتیت، موسکویت و اپاک تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها به طور عمده پرآلومین تا متاآلومین، کالک‌آکالن و مربوط به کمان ماگمایی است. دامنه تغییرات SiO_2 در سنگ‌های نفوذی از ۶۱ تا ۷۵ است. نمودارهای تغییرات نشان‌دهنده روند خطی کاهش در Al_2O_3 ، CaO ، FeO_t ، MgO و TiO_2 با افزایش SiO_2 هستند؛ در حالی که K_2O و Na_2O با افزایش SiO_2 روندی افزایشی نشان می‌دهد. بر اساس نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مورب و پلاژیوگرانیت‌های شکاف میان اقیانوسی، ناهنجاری‌های منفی Ti و Nb و ناهنجاری‌های مثبت K ، Rb ، Th و U و به ویژه Pb بیانگر خاستگاه آذرین گوشته‌ای و به ویژه نقش پوسته اقیانوسی فرورفته سیستان و گوه گوشته‌ای روی آن در تشکیل ماگمای سازنده و نقش پوسته قاره‌ای در آرایش ماگمایی است.

واژه‌های کلیدی: کانی‌زایی آنتیموان، منطقه شورچاه، سیستان و بلوچستان، پهنه فلیش شرق ایران

مقدمه

به کشتی یا بالازدگی و نازک‌شدگی بزرگ مقیاس می‌تواند باعث تفاوت‌های ترکیبی در ماگما‌های گرانیتی شود. اختلاط منابع بازالتی زیر ورقه‌ای با اجزای پوسته‌ای موجود در جایگاه‌های تولید این سنگ‌ها از ویژگی‌های برجسته سنگ‌های گرانیتی است (Aydoğan *et al.*, 2008). این گونه

گرانیت‌ها سازنده اصلی پوسته قاره‌ای هستند که در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف و از طریق فرآیندهای گوناگون به وجود می‌آید (Aydoğan *et al.*, 2008). تغییرات زمین‌ساختی از فرآیندهای فشارشی

Kord، (۲۰۰۲)، Boomeri و همکاران (۲۰۰۵)، (۲۰۰۵) Sadeghian، Sadeghian و (۲۰۰۵) Valizadeh و Sadeghian، (۲۰۰۷) Rahnama و همکاران (۲۰۰۸) و Ghasemi و همکاران (۲۰۱۰) اشاره نمود. از کارهای انجام شده در منطقه شورچاه نیز می‌توان گزارش‌های شرکت Zarcan Minerals (۲۰۰۴) و شرکت Iran Itok (۲۰۰۷) و همچنین، کارهای Moradi (۲۰۱۲) و Moradi و همکاران (۲۰۱۲) را نام برد.

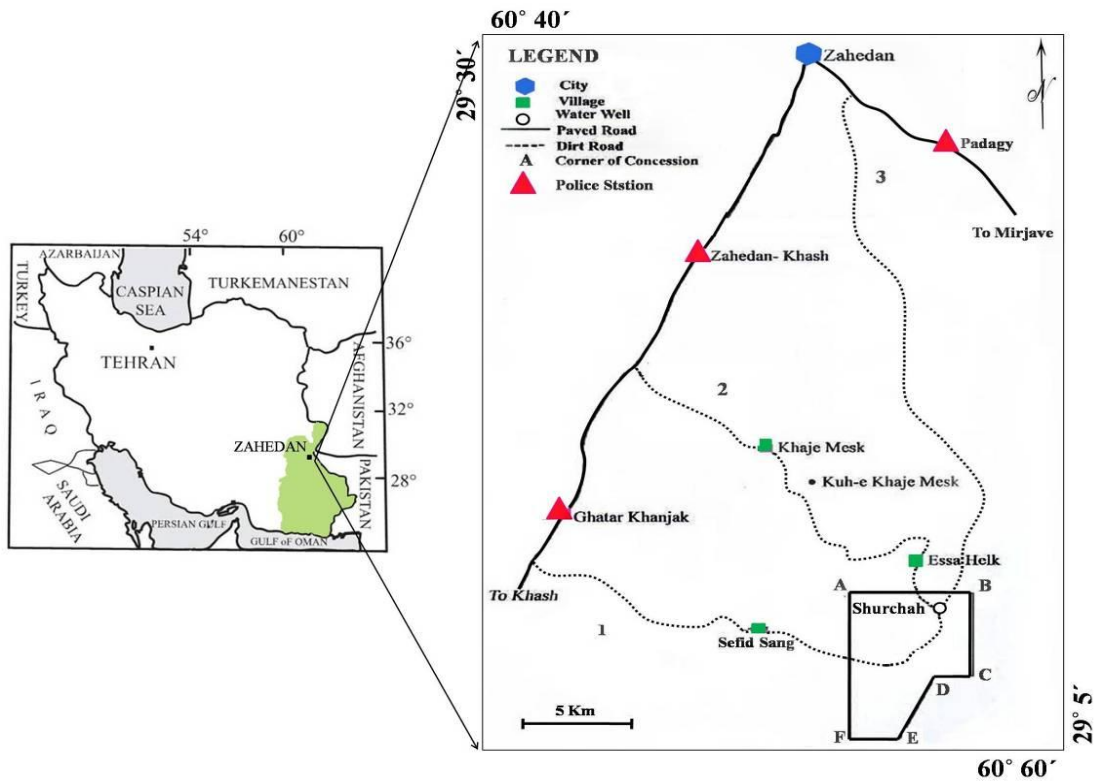
زمین‌شناسی منطقه

منطقه شورچاه از نظر زمین‌شناسی در پهنه فلیش شرق ایران واقع شده است. توده‌های نفوذی مرتبط با باتولیت زاهدان به صورت توده‌ای، استوک، دایک‌های آپلیتی و رگه‌های سیلیسی همراه با رگه‌های استینیت است. سنگ میزبان این توده‌های نفوذی سنگ‌های سیلیسی کلاستیک شامل: شیل، ماسه‌سنگ و کنگلومرای ریزدانه با میان‌لایه‌های نازک و معدودی از آهک و همچنین، سنگ‌های دگرگونی از جمله: شیست، اسلیت و فیلیت هستند (شکل‌های ۲ و ۳). از نظر ساختاری به احتمال زیاد محدوده بررسی شده یک پهنه برشی است و آثار و شواهد عملکرد گسل‌ها به فراوانی و در مقیاس‌های مختلف مشاهده می‌شود. روند گسل‌های اصلی منطقه که پهنه کانی‌زایی و دگرسان شده را در بر گرفته است شمال‌غربی- جنوب‌شرقی است. در این محدوده گسلش بسیار وسیع بوده و به طور عمده شیب گسل‌ها به سمت شمال‌شرقی است. وجود سطوح گسلی چین‌خورده در منطقه نشان می‌دهد که حداقل در برخی از آنها گسلش قبل از چین‌خوردگی‌های عمده عمل کرده است. گسترش سنگ‌های منطقه شورچاه در شکل ۱ نشان داده شده است.

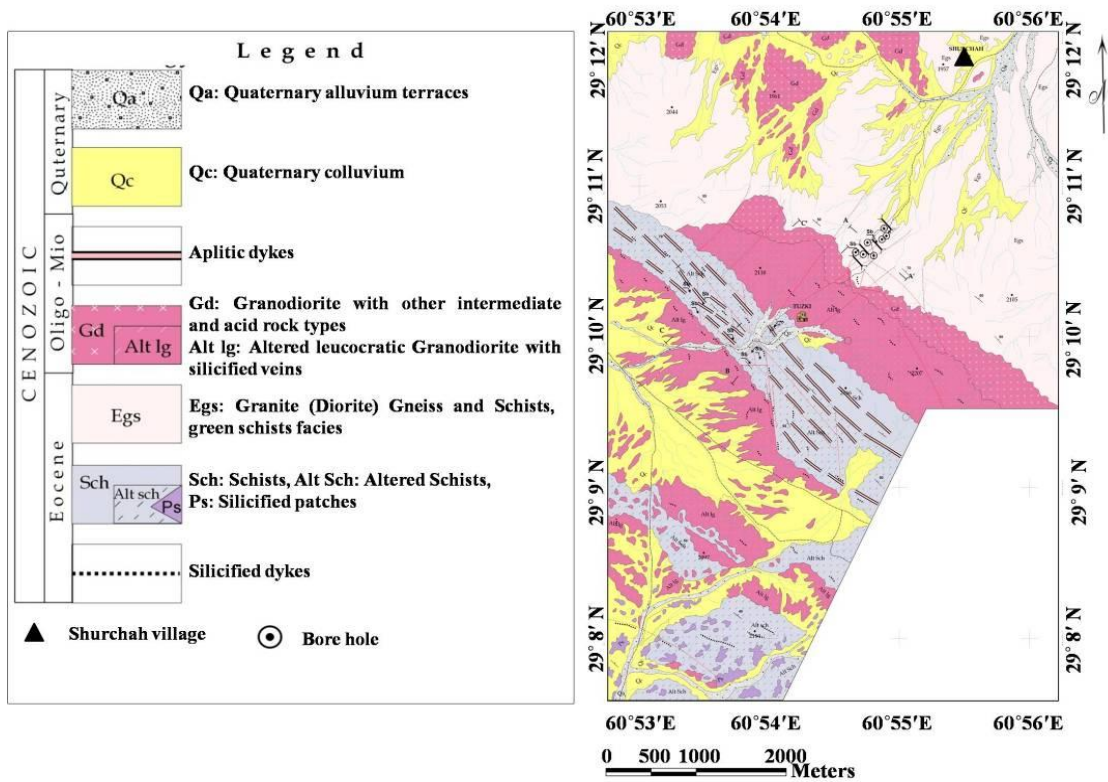
طرح‌های ژئودینامیکی و ماگمایی طی کرتاسه بالایی تا اواخر ترشیاری در بخش‌های گسترده‌ای از پهنه‌های ساختاری ایران به ویژه شرق ایران سبب ایجاد توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی آهکی- قلیایی به شکل‌های مختلف همزمان-تأخیری تا پس از برخورد شده است که نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان یکی از نمونه‌های بارز این ماگماتیسم است (Ghasemi et al., 2010). نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان به طول ۲۵۰ کیلومتر و عرض ۲ تا ۲۵ کیلومتر با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی و با طیف ترکیبی گسترده در مجموعه فلیشی دگرگون شده پهنه فلیش شرق ایران نفوذ کرده است (Ghasemi et al., 2010).

منطقه شورچاه در استان سیستان و بلوچستان، ۶۰ کیلومتری جنوب‌شرق زاهدان و ۲ کیلومتری جنوب روستای شورچاه قرار گرفته است (شکل ۱). توده نفوذی موجود در این منطقه بخش کوچکی از حاشیه جنوبی نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان است. در منطقه شورچاه رگه‌های سیلیسی متعددی وجود دارد که دارای کانی‌زایی آنتیموان و طلا است. این کانی‌زایی ممکن است در ارتباط با گرانیتوئیدهای بررسی شده باشد. سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه شورچاه مراحل مختلفی از دگرشکلی را نشان می‌دهد و در کانی‌زایی آنتیموان این منطقه نیز اهمیت دارد. از سوی دیگر، بر خلاف سایر قسمت‌های نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان، بر روی گرانیتوئیدهای این منطقه مطالعه چندانی انجام نشده است. بنابراین، در این پژوهش به بررسی زمین‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی این سنگ‌ها پرداخته می‌شود.

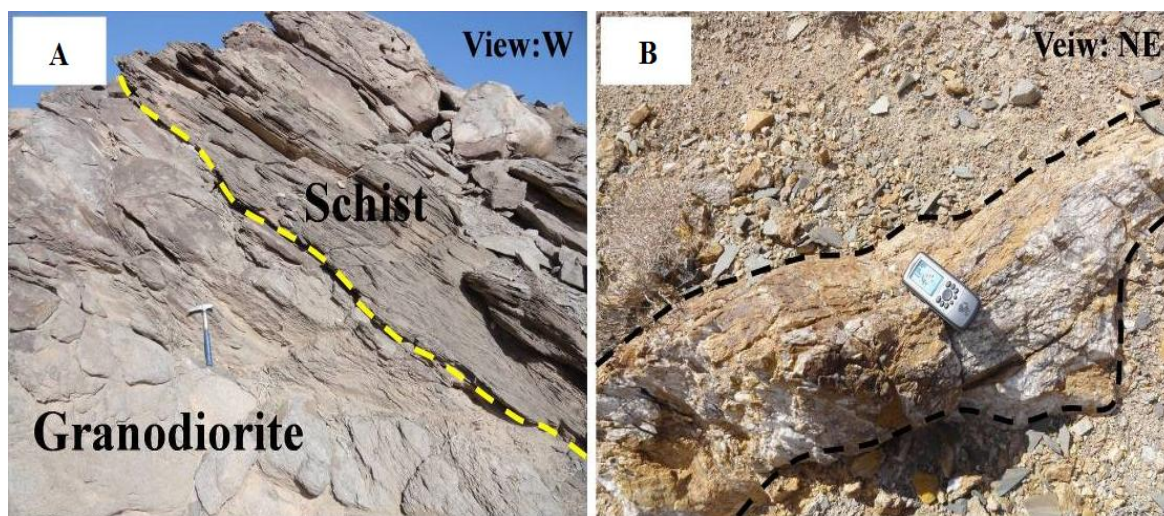
از مطالعات انجام شده بر روی گرانیتوئید زاهدان می‌توان به کارهای Camp و Griffis (۱۹۸۲)، Sahebzadeh (۱۹۹۶) و Hosseini



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه شورچاه



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه شورچاه (اصلاح شده از نقشه ۱:۲۰۰۰۰ شرکت Zarcan Minerals (۲۰۰۴)).



شکل ۳- (A) نمایی از گرانودیوریت نفوذ کرده در میان شیست‌های منطقه شورچاه؛ (B) نمایی از رگه سیلیسی در منطقه شورچاه

روش انجام پژوهش

ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰، ۱:۵۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰ منطقه شورچاه بررسی و مطالعات صحرایی با تأکید بر تفکیک سنگ‌های نفوذی منطقه، ارتباط سنی آنها، دگرسانی و ارتباط آنها با کانی‌زایی انجام شد. تعداد بیش از صد نمونه برداشت و پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعه دقیق پتروگرافی، تعداد ۹ نمونه نفوذی با کمترین میزان دگرسانی برای تعیین عناصر اصلی و کمیاب با روش XRF به شرکت کانساران بینالود تهران ارسال گردید. تجزیه توسط دستگاه فلیپس مدل PW 2004 انجام شده است. همچنین، از نتایج تجزیه XRF نمونه‌های گرانیتوئید چشمه بید (Kord, 2005) که قسمتی از گرانیتوئید زاهدان است نیز برای مقایسه استفاده شده است. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی به کمک نرم‌افزارهای مختلف سنگ‌نگاری از جمله GCDkit پردازش شد و همراه با ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی مبنای تجزیه و تحلیل پتروژنز و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های نفوذی مورد نظر قرار گرفت.

پتروگرافی

سنگ‌های نفوذی در منطقه شورچاه، به دلیل شکل و عمق تشکیل، میزان دگرسانی و میزان میلونیتی شدن متنوع بوده که به شرح زیر توصیف می‌شود:

دایک‌ها: در جهات مختلفی رخنمون داشته اما بیشتر در امتداد شمال غرب-جنوب شرق قرار دارند و دارای انواع مختلفی هستند که در ادامه به توصیف آنها پرداخته شده است.

دایک‌های آپلیتی: به رنگ سفید، گاهی متمایل به زرد یا کرم است (شکل ۴- A). بافت‌های قابل مشاهده در این دایک‌ها گرانولار ریزدانه و یا آپلیتی و در قسمت‌های حاشیه‌ای تا حدودی میلونیتی شده است. زمینه از کوارتزهای ریز و هم‌اندازه با حواشی مضرس و خاموشی موجی تشکیل شده است. درشت‌بلورها از جنس کوارتز و فلدسپارهای پتاسیم بوده که در برخی موارد به سرسیت دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازهای دانه‌ریز نیز در برخی موارد دچار دگرسانی سرسیتی شده و به صورت پراکنده یافت می‌شود. فراوانی بیوتیت در این دایک‌ها نسبت به دایک‌های گرانودیوریتی

برخی دگرسانی سربستی نشان می‌دهد و اندازه آنها به ۰/۵ میلی‌متر نیز می‌رسد. کوارتزهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، بیشتر دارای حاشیه‌های مژرس و خاموشی موجی است و اندازه آنها بین ۰/۳ تا ۰/۶ میلی‌متر تغییر می‌کند. بیوتیت کانی آهن و منیزیم‌دار عمده در این دایک‌ها است که به طور غالب نیمه شکل‌دار بوده و به صورت پراکنده، تجمعات موضعی و گاهی به شکل نوارهای جهت یافته ظاهر می‌شود (شکل ۴-F).

استوک‌ها: به طور عمده از گرانیات گنیس، گرانیات دگرسان و میلونیتی شده، گرانیات مگاپورفیری و گرانودیوریت تشکیل شده‌اند.

گرانیات گنیس: این سنگ‌ها در قسمت جنوب و جنوب غرب منطقه شورچاه واقع شده‌اند و بیشتر حالت توده‌ای داشته و دارای بافت کاتاکلاستیک و تورق میلونیتی در برخی قسمت‌ها هستند. رنگ این واحد خاکستری تیره بوده و کانی‌های تشکیل دهنده گروهی از این سنگ‌ها شامل: پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، فلدسپارپتاسیم، اسفن، هورنبلند و کلریت است و در گروهی دیگر موسکوویت، گارنت و بیوتیت دیده می‌شود. اما هورنبلند و اسفن در آنها وجود ندارد. هورنبلندهای موجود، بیوتیتی و کلریتی شده‌اند و تشکیل شکل‌های دروغین را داده‌اند (شکل ۵-A و B). این امر می‌تواند به دلیل هجوم سیال‌های متاسوماتیسم کننده حاوی پتاسیم به این سنگ‌ها باشد که سبب تبدیل هورنبلندها به بیوتیت شده‌اند (Ghasemi et al., 2010).

دیگر کانی‌ها نیز شکل اولیه خود را از دست داده و فرم دوکی یا چشمی به خود گرفته‌اند. در این گرانیات‌ها بافت‌های پروتومیلونیت، میلونیت (شکل ۵-C) و اولترامیلونیت مشاهده می‌شود که به احتمال زیاد منشأ دگرشکلی دارد.

کمتر است و در امتداد فولیاسیون آرایش پیدا کرده‌اند که این آرایش به دلیل جهت‌گیری تدریجی در نتیجه استرس جهت یافته به وجود آمده است. در این دایک‌ها موسکوویت به صورت پراکنده در زمینه و دارای جهت یافتگی، قابل مشاهده است. پدیده ریزبلوری شدن در هنگام تبلور مجدد دینامیکی قابل مشاهده است اما بخش‌هایی که از این پدیده در امان مانده‌اند، به صورت پورفیروکلاست‌هایی در زمینه دیده می‌شود. اکثر کانی‌ها بی‌شکل و دانه‌ریز بوده و نمونه‌های سنگی مورد نظر شاید آپلیت باشد (شکل ۴-B).

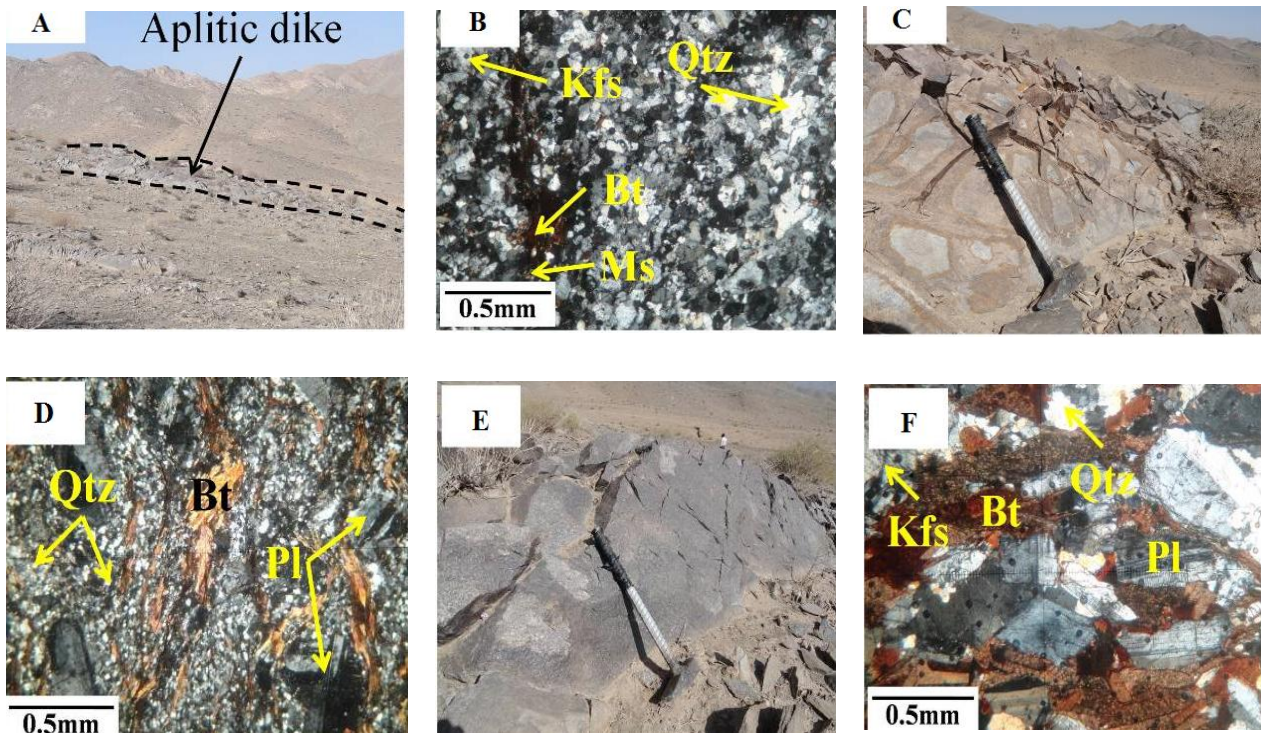
دایک‌های گرانودیوریتی با بافت پورفیری: این واحد دارای رنگ خاکستری روشن (شکل ۴-C) با بافت پورفیری است. به طوری که ۶۰ درصد را درشت بلورها و ۳۰ درصد را زمینه‌ای از کوارتزهای ریزبلور تشکیل می‌دهد. درشت‌بلورها از جنس بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز است. کانی بیوتیت دارای جهت یافتگی بوده و ماکل مکانیکی نشان می‌دهد. پلاژیوکلازها به صورت نیمه شکل‌دار بوده و اندازه آنها بین ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر تغییر می‌کند. فلدسپارهای پتاسیم نیز به صورت بی‌شکل و در اندازه‌هایی بین ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر در این دایک‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-D).

دایک‌های گرانودیوریتی با بافت گرانولار: این سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری تا خاکستری روشن هستند (شکل ۴-E). بافت قابل مشاهده گرانولار است. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک و آلبیتی بوده، گاهی نیز زونینگ نشان می‌دهد و اندازه آنها بین ۰/۳ تا ۰/۸ میلی‌متر تغییر می‌کند. فلدسپارهای پتاسیم به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و واجد شکستگی‌ها و ترک‌های ریز میکروسکوپی است و

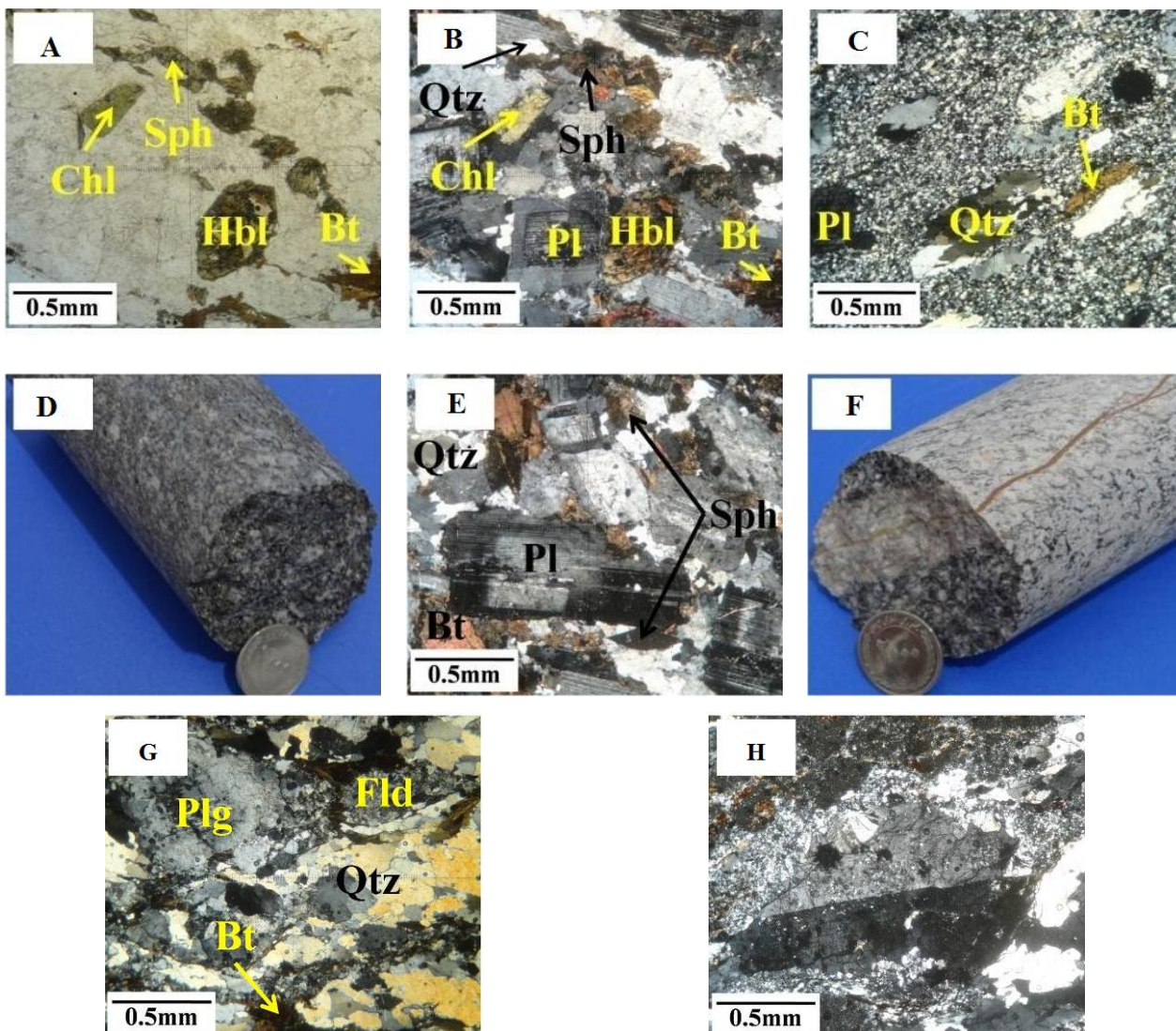
(شکل ۵-F و G).

از جمله ساختارهایی که در این نوع سنگ‌ها مشاهده می‌شود می‌توان به ساختار هسته و پوشش اشاره نمود (شکل ۵-H) که در شرایط دگرگونی درجه پایین بین کوارتز و فلدسپار رخ می‌دهد و حکایت از دگرشکلی درجه متوسط (حرارت ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد) و عمق بیش از ۱۵ کیلومتر دارد (Passchier and Trouw, 2005). بر طبق مشاهدات صحرائی بیشتر سنگ‌های منطقه شورچاه از شیبست همراه با میان‌لایه‌های گرانودیوریتی تا گرانیت گنیسی تشکیل شده و دارای فابریک نواری است.

پروتومیلونیت در این واحد به دو صورت دگرسان شده و دگرسان نشده مشاهده می‌شود. نوع دگرسان نشده دارای رنگ سبز تیره بوده و عموماً تازه است (شکل ۵-D و E) و نوع دگرسان شده به سبب عملکرد گسل‌ها و میکروگسل‌های فراوان موجود در منطقه شورچاه تحت تأثیر سیال‌های هیدروترمال قرار گرفته است. این واحد دارای رگه‌های کوارتز \pm اکسید آهن بوده که به نظر می‌رسد در اثر هوازدگی یا دگرسانی، عناصر آهن و منیزیم از کانی‌های مافیک جدا شده‌اند و در درزه و شکاف‌های موجود در سنگ به صورت گوتیت و یا سایر اکسیدهای آهن قرار گرفته‌اند.



شکل ۴- (A) دایک آپلیتی، جهت عکس به سمت جنوب غرب؛ (B) مقطع میکروسکوپی دایک آپلیتی (XPL)؛ (C) دایک گرانودیوریتی با بافت پورفیری، جهت عکس به سمت شمال غرب؛ (D) مقطع میکروسکوپی دایک گرانودیوریتی با بافت پورفیری (XPL)؛ (E) دایک گرانیتی با بافت گرانولار، جهت عکس به سمت شمال غرب؛ (F) مقطع میکروسکوپی دایک گرانیتی با بافت گرانولار (XPL)؛ علائم اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.



شکل ۵- A) مقطع میکروسکوپی هورنبلند بیوتیتی و کلریتی شده در گرانیت پروتومیلونیتی از مغزه‌های چاه‌های حفاری شده در منطقه شورچاه (PPL) و (B) (XPL)؛ (C) گرانیت میلونیتی؛ (D) نمونه دستی گرانیت پروتومیلونیتی دگرسان نشده از مغزه‌های چاه‌های حفاری شده؛ (E) مقطع میکروسکوپی گرانیت پروتومیلونیتی دگرسان نشده؛ (F) نمونه دستی گرانیت پروتومیلونیتی دگرسان شده از مغزه‌های چاه‌های حفاری شده؛ (G) مقطع میکروسکوپی گرانیت پروتومیلونیتی دگرسان شده؛ (H) مقطع میکروسکوپی از ساختار هسته و پوشش در گرانیت‌گنیس (XPL)

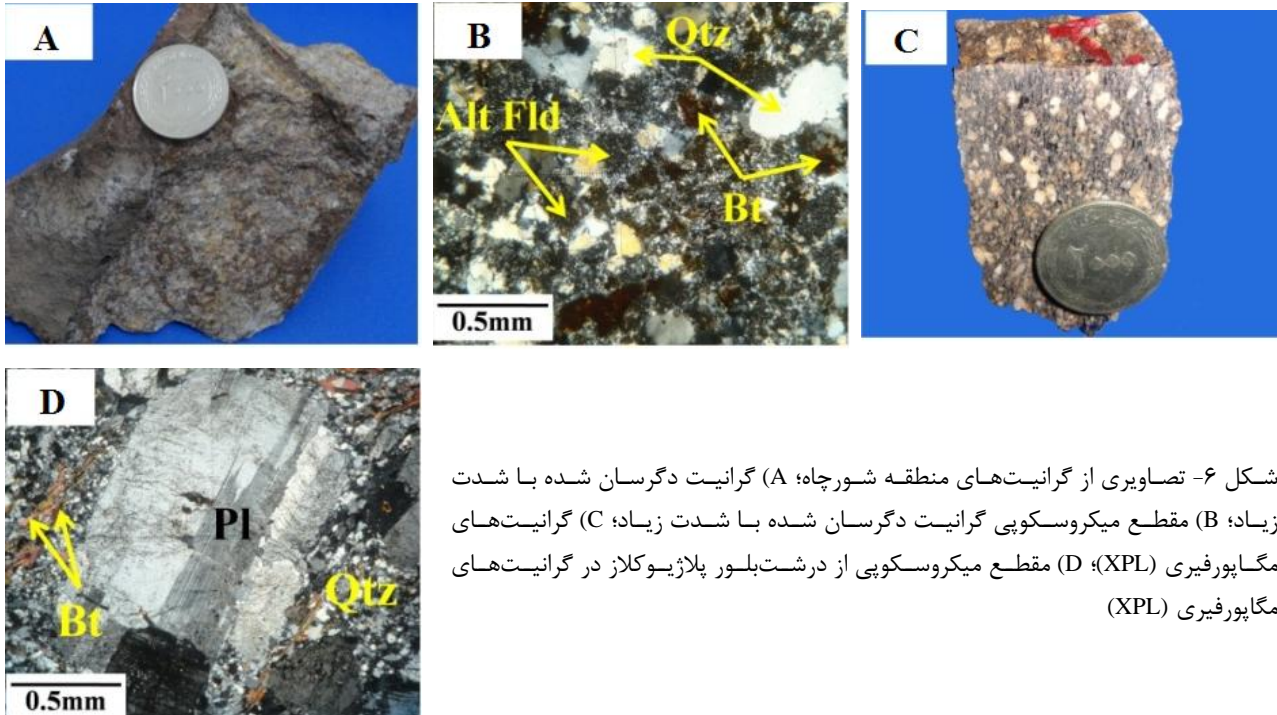
فلدسپارهای پتاسیم در حال تجزیه به کانی‌های رسی بوده و بیوتیت‌ها به اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند و داخل شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. میزان دگرسان شدن در نمونه‌های مختلف متفاوت بوده به صورتی که در بعضی از نمونه‌ها شدت آن در خور توجه است (شکل ۶-۲).

گرانیت مگاپورفیری: این سنگ‌ها در میان شیست‌ها قرار گرفته و از جمله ویژگی‌های آنها،

گرانیت دگرسان شده: این نوع سنگ‌ها بیشتر در ارتباط با رگه‌های کانی‌زایی شده هستند و از مجاورت رگه‌ها برداشته شده‌اند. رنگ این گرانیت‌ها خاکستری بوده و اکسیدهای آهن به رنگ زرد تا نارنجی بر روی آنها مشخص است (شکل ۶-۱). بافت این نمونه‌ها گرانولار است. کوارتزها به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و اندازه آنها بین ۰/۳ تا ۰/۸ میلی‌متر تغییر می‌کند.

تیغه‌های دگرشکلی (شکل ۶- D) و همچنین، فلدسپارتاسیم در زمینه‌ای از کوارتزهای دانه‌ریز قرار گرفته‌اند و جهت یافتگی دارد.

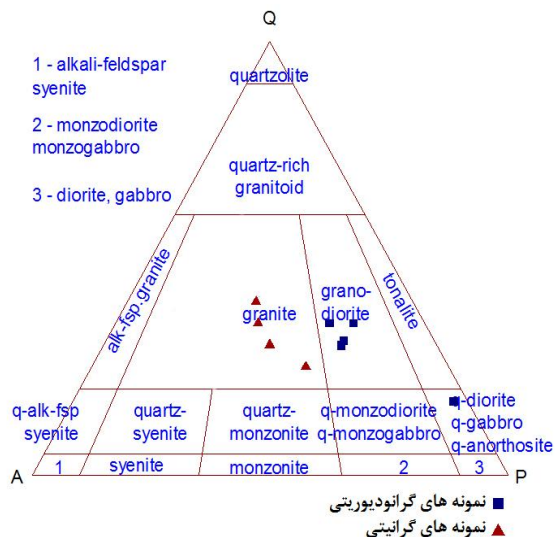
وجود پلاژیوکلازهای بزرگ است (شکل ۶- C). این سنگ‌ها بافت پورفیری، تورق میلونیتی و فولیاسیون دارد. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز دارای



شکل ۶- تصاویری از گرانیتهای منطقه شورچاه؛ (A) گرانیتهای دگرسان شده با شدت زیاد؛ (B) مقطع میکروسکوپی گرانیتهای دگرسان شده با شدت زیاد؛ (C) گرانیتهای مگاپورفیری (XPL)؛ (D) مقطع میکروسکوپی از درشت‌بلور پلاژیوکلاز در گرانیتهای مگاپورفیری (XPL)

ژئوشیمی

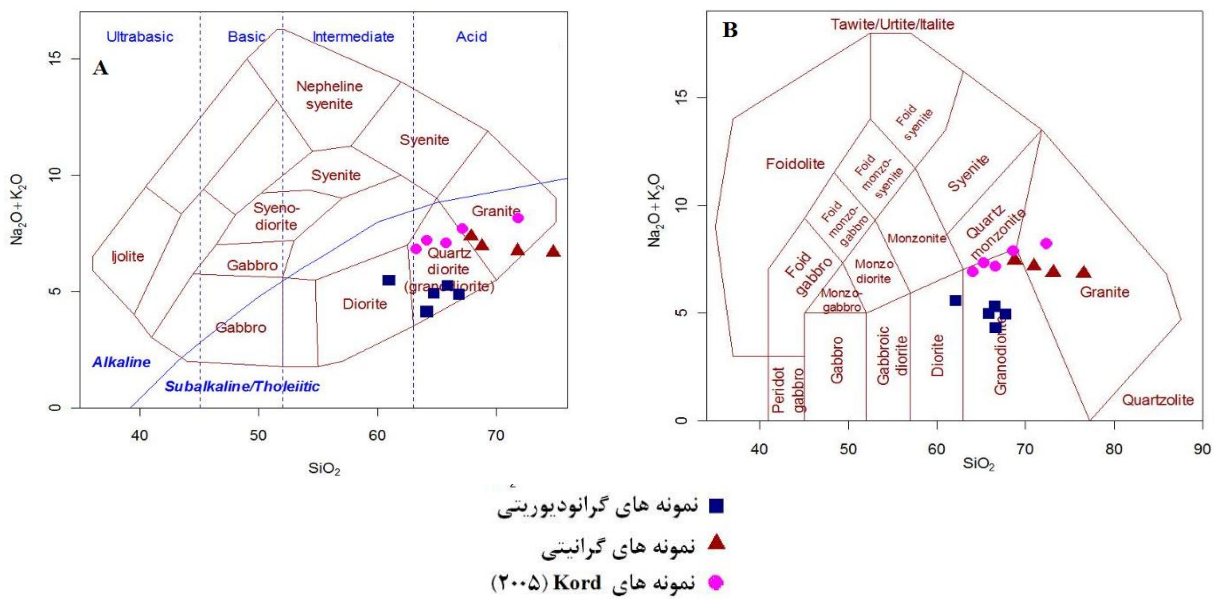
برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی، از نمونه‌های گرانودیوریتی و گرانیتهای تقریباً سالم، فاقد دگرگونی و دارای کمترین دگرشکلی استفاده شده است. ترکیب سنگ‌های آذرین منطقه شورچاه شامل: انواع گرانودیوریت، گرانیتهای دیوریت است (شکل ۷). از سوی دیگر، بر طبق نتایج تجزیه XRF که در جدول ۱ گزارش شده است و بر اساس نمودارهای طبقه‌بندی Cox و همکاران (۱۹۷۹) و Middlemost (۱۹۸۵) نیز سنگ‌های گرانیتهای دیوریتی مطالعه شده در گستره‌های گرانودیوریت، گرانیتهای دیوریت واقع شده‌اند (شکل ۸).



شکل ۷- طبقه‌بندی مودال سنگ‌های آذرین درونی همراه با موقعیت نمونه‌های منطقه شورچاه (Streckeisen, 1980)

جدول ۱- نتایج تجزیه سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه شورچاه با روش XRF برای اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی و برای عناصر فرعی بر حسب ppm

Sample	SH-21	SH-26	SH-30	SH-31	SH-38	SH-42	SH-43	SH-44	T23
SiO ₂	65.85	66.81	64.12	64.75	67.86	60.95	71.78	68.79	74.757
Al ₂ O ₃	16.29	16.57	14.51	15.92	15.06	15.96	15.18	13.89	12.99
Fe ₂ O ₃	4.93	4.01	5.64	5.32	3.35	6.27	2.07	3.03	1.19
CaO	3.76	3.92	4.14	3.98	3.12	5.78	1.61	2.81	1.69
Na ₂ O	2.94	2.93	2.03	2.55	3.69	2.81	3.46	3.63	2.86
K ₂ O	2.31	1.94	2.11	2.36	3.66	2.68	3.28	3.31	3.82
MgO	2.06	1.63	2.79	2.54	1.18	2.51	0.44	1.02	0.18
TiO ₂	0.650	0.583	0.722	0.699	0.559	0.938	0.233	0.343	0.146
MnO	0.061	0.064	0.076	0.085	0.050	0.096	0.044	0.064	0.011
P ₂ O ₅	0.171	0.153	0.151	0.168	0.160	0.197	0.061	0.099	0.024
SO ₃	0.003	0.005	0.002	0.004	0.002	0.001	0.005	0.004	0.003
L.O.I	0.74	1.09	3.33	1.36	1.18	1.62	1.59	2.75	2.15
Total	99.77	99.70	99.62	99.73	99.88	99.81	99.75	99.74	99.82
Ba	160	173	141	116	191	141	82	117	93
Sr	598	599	571	557	637	601	313	387	248
Cu	33	19	25	46	24	25	24	25	20
Zn	82	73	79	81	78	68	56	73	33
Pb	28	27	25	29	26	21	48	24	47
Ni	69	54	152	91	37	58	33	41	33
Cr	38	421	225	58	14	2054	69	193	9
V	90	80	123	108	71	125	30	41	21
Ce	36	34	17	29	31	25	58	40	8
La	12	10	8	11	9	8	14	11	4
W	1	12	1	2	1	2	6	3	2
Zr	221	212	220	202	250	180	158	179	147
Y	26	31	29	36	42	34	46	41	51
Rb	105	96	85	106	129	96	161	132	194
Co	3	2	3	1	4	7	6	3	1
As	4	25	29	70	73	55	5	261	3
U	7	1	3	2	4	2	10	5	13
Th	2	2	1	3	4	1	10	2	18
Mo	53	26	19	50	40	23	29	42	10
Ga	23	23	19	19	23	17	25	23	24
Nb	1	2	3	4	5	2	3	1	4

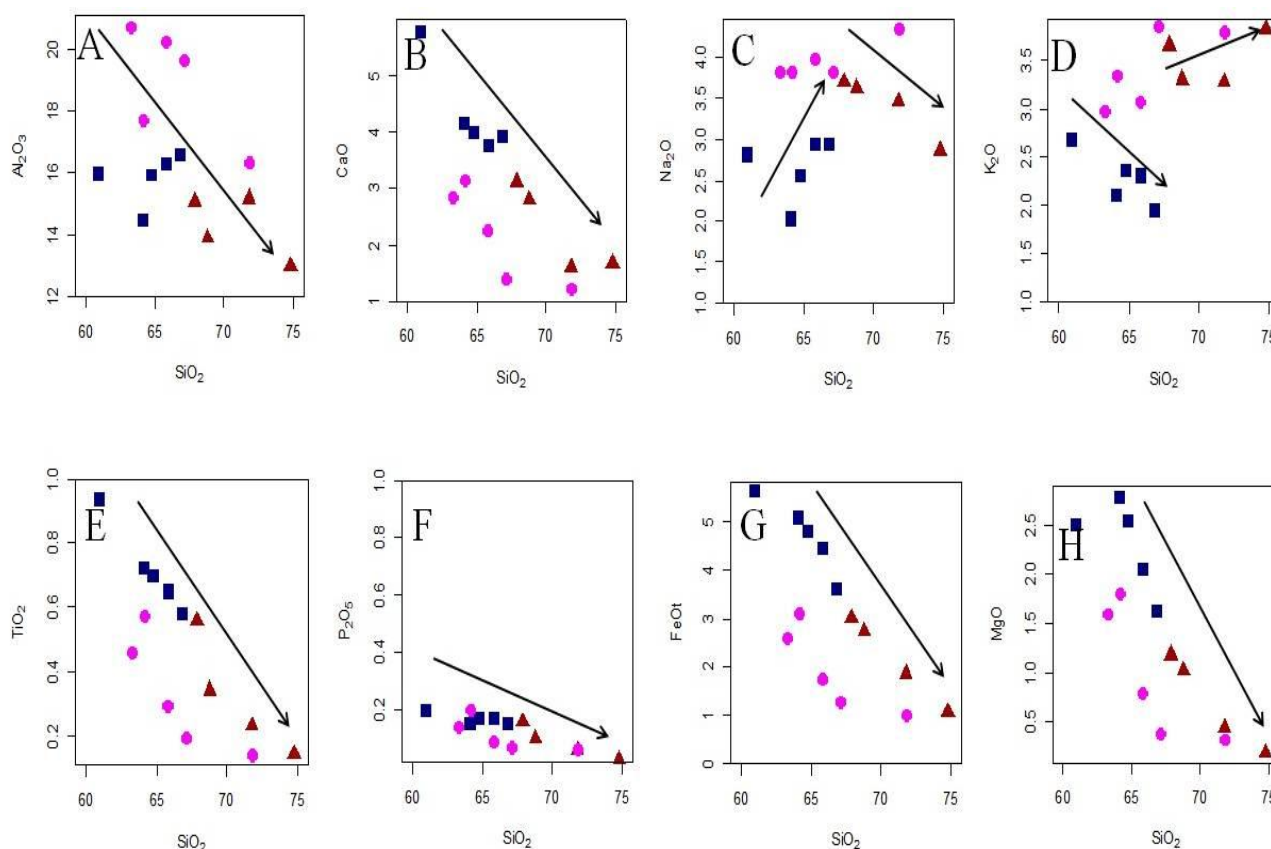


شکل ۸- طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی منطقه شورچاه؛ (A) بر اساس طبقه‌بندی Cox و همکاران (۱۹۷۹)؛ (B) بر اساس طبقه‌بندی Middlemost (۱۹۸۵). علایم استفاده شده برای معرفی گروه‌های سنگی بررسی شده در تمامی نمودارها همانند این شکل است.

ژئوشیمی عناصر اصلی

تفریق فلدسپار سدیم‌دار است (شکل ۹-C). در گرانودیوریت‌ها K_2O کاهش می‌یابد که وجود فلدسپار سدیک، به ویژه پلاژیوکلاز آلبیتی در آنها مؤید این موضوع است. در نمونه‌های گرانیتی K_2O در مقابل SiO_2 روندی افزایشی دارد که می‌تواند در ارتباط با متاسوماتیسم پتاسیک باشد (شکل ۹-D). با افزایش SiO_2 مقدار TiO_2 کاهش می‌کند که در نمونه‌های بررسی شده این امر می‌تواند به دلیل افزایش سیلیس در اثر میلونیتی شدن باشد (شکل ۹-E). در شکل ۹-F با افزایش SiO_2 مقدار P_2O_5 نیز کاهش می‌یابد که شاید ناشی از ورود فسفر در ساختمان آپاتیت در انتهای تفریق است (Green, Norman and Leeman, 1990؛ 1981). با توجه به شکل ۹-G و H با افزایش روند تفریق، FeO_1 و MgO کاهش می‌یابد. آهن به دلیل سازگاری خود، طی تفریق ماگمایی در ساختمان مگنتیت و کانی پیروکسن وارد شده و میزان آن در مراحل آخر تفریق کاهش می‌یابد (Mason and Moore, 1982).

برای بررسی تغییرات احتمالی عناصر در سنگ‌های مطالعه شده از نمودارهای هارکر استفاده شده است. با افزایش SiO_2 مقدار Al_2O_3 کاهش می‌یابد (شکل ۹-A). همراه با افزایش SiO_2 ، مقدار CaO کاهش پیدا می‌کند؛ زیرا CaO تمایل دارد در مراحل اولیه تفریق وارد فازهای حرارت بالا مانند: پیروکسن و پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار شود. بنابراین، با ادامه روند تفریق و خروج این کانی‌ها، مقدار CaO کاهش می‌یابد که این امر همچنین، می‌تواند مرتبط با تحول ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک در هنگام تبلور بخشی ماگما باشد. با افزایش تفریق ماگمایی، پلاژیوکلازهایی که متبلور می‌شوند حاوی مقدار CaO کمتری است (شکل ۹-B). با افزایش مقدار SiO_2 در نمونه‌های گرانودیوریتی Na_2O افزایش می‌یابد که بیانگر تفریق فازهای آمفیبول و پلاژیوکلاز کلسیک است. در صورتی که در نمونه‌های گرانیتی روندی کاهشی مشاهده می‌شود که به احتمال زیاد مربوط به شروع

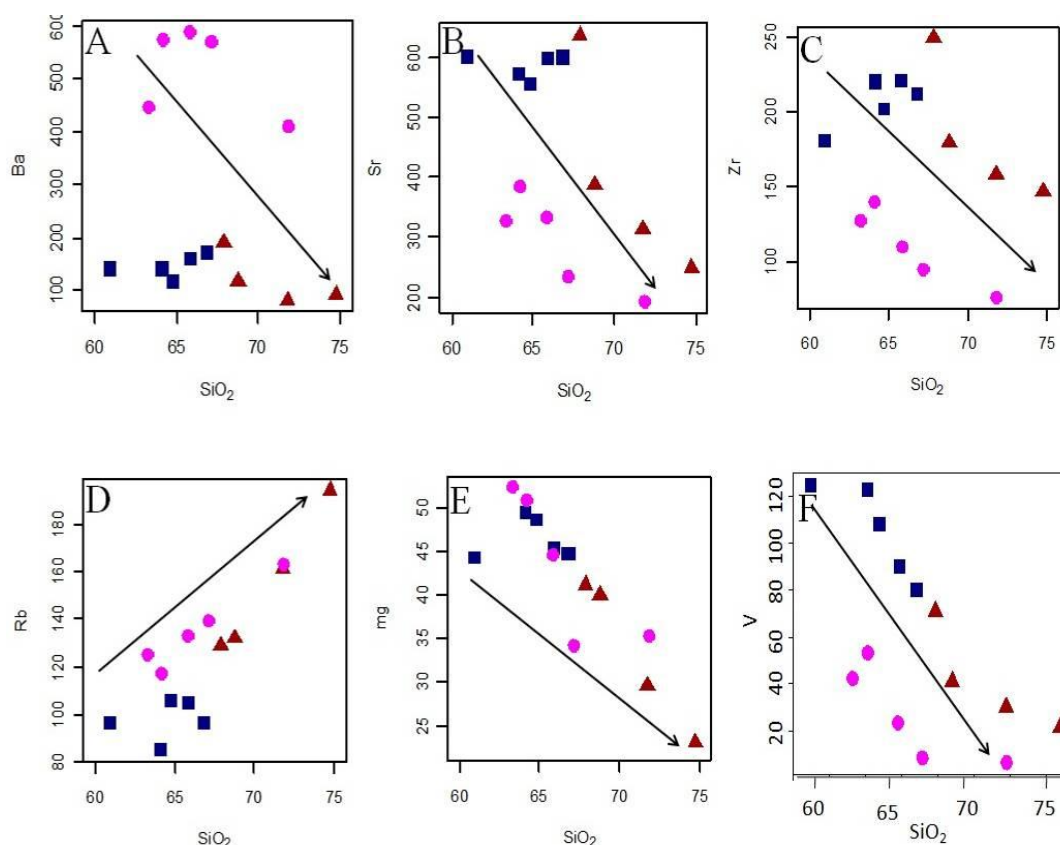


شکل ۹- نمودارهای هارکر عناصر اصلی منطقه شورچاه

عناصر فرعی

بر زیرکن در آمفیبول نیز وارد می‌شود (Rollinson, 1993). نمودار روبیدیم برابر SiO_2 روندی صعودی دارد که در نمونه‌های گرانیتی شدیدتر از نمونه‌های گرانودیوریتی است (شکل ۱۰-D). از آنجایی که شعاع یونی این عنصر بسیار نزدیک به شعاع یونی پتاسیم است؛ بنابراین، می‌تواند جانشین پتاسیم شود (Taylor, 1965). افزایش روبیدیم با افزایش کانی‌های حاوی پتاسیم مانند: بیوتیت و ارتوکلاز سازگار است. منیزیم با افزایش SiO_2 روندی کاهشی را به نمایش می‌گذارد (شکل ۱۰-E). کاهش وانادیوم با افزایش SiO_2 شاهد خوبی برای تفریق اکسیدهای Fe-Ti است (شکل ۱۰-F). تغییرات وانادیم شبیه تغییرات TiO_2 و FeO_t است. این عنصر در سنگ‌های گرانیتی حداقل مقدار خود را دارد.

با توجه به شکل ۱۰-A با افزایش SiO_2 ، باریم کاهش می‌یابد. همبستگی منفی باریم با SiO_2 ممکن است شاهدی از تفریق فلدسپار درجه حرارت بالا تا تفریق بیوتیت و آمفیبول باشد (Rollinson, 1993; Ilbeyli *et al.*, 2004). با افزایش SiO_2 ، استرانسیم روندی نزولی نشان می‌دهد که به طور کلی، ناشی از جانشینی این عنصر به جای کلسیم در ساختار کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن است؛ اما در نمونه‌های منطقه شورچاه این امر ممکن است ناشی از افزایش سیلیس به دلیل میلونیتی شدن باشد (شکل ۱۰-B). در نمودار شکل ۱۰-C، مقدار زیرکونیم با افزایش SiO_2 روندی نزولی نشان می‌دهد. زیرا، زیرکونیم علاوه



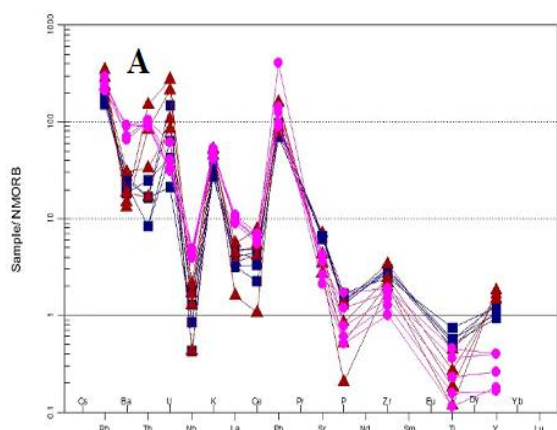
شکل ۱۰- نمودارهای هارکر عناصر فرعی منطقه شورچاه

نمودارهای عنکبوتی

نمودار عنکبوتی گرانیتوئیدهای بهنجار شده نسبت به مورب (MORB) در شکل ۱۱- A نشان داده شده است. نمونه‌های مطالعه شده از عناصری نظیر: روییدیم، اورانیوم، پتاسیم و توربیوم غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهند که شاید به دلیل تأثیر پوسته قاره‌ای در ماگمای سازنده آنها باشد. این عناصر به دلیل دارا بودن پتانسیل یونی پایین، در دما و فشار بالا به آسانی در سیال آبدار حل می‌شود و انتقال می‌یابد (Green and Pearson, 1986) و همچنین، این عناصر به دلیل اینکه دارای شعاع اتمی بزرگی است، به سادگی طی آب‌زدایی وارد فاز مایع می‌شود. سرب نیز غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد.

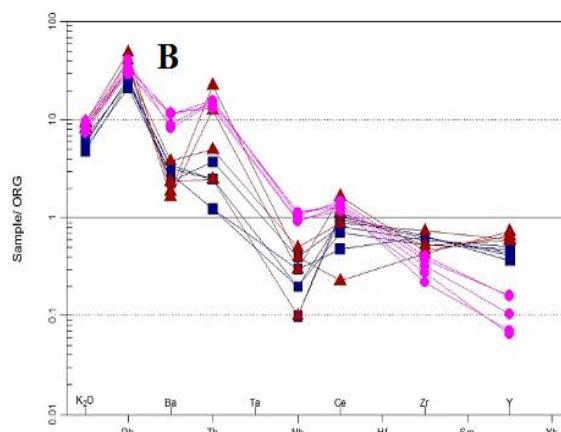
نمونه‌های مطالعه شده از عناصر نیوبیوم و تیتانیوم فقیر شده‌اند. این عناصر به دلیل دارا بودن بار الکتریکی بالا و شعاع اتمی پایین تمایل چندانی برای ورود به فاز مایع ندارد و میزان انحلال‌پذیری این عناصر در سیال‌های آبدار پایین است (Tatsumi *et al.*, 1986). فقیرشدگی تیتانیوم توسط کانی‌های تیتان دار مانند: اسفن، ایلمنیت، روتیل، تیتانومگنتیت و بعضی از آمفیبول‌ها کنترل می‌شود. با افزایش فشار، حلالیت کانی‌های تیتان دار در سیال‌های آبدار کاهش می‌یابد و کانی‌های یاد شده طی فرآیندهای ذوب بخشی در اعماق بیش از ۳۰ کیلومتر به صورت فازهای برجای باقی می‌ماند؛ بنابراین، سبب ایجاد ناهنجاری منفی در تیتانیوم می‌شود (Glenn, 2004). فقیرشدگی نیوبیم در ماگماهای بازیک تا حد واسطه دلیلی بر وجود ارتباط با فرآیند فرورانش است

نمونه‌های بررسی شده از عناصر Rb و Th نسبت به Nb غنی شده‌اند. همچنین، Ce نیز نسبت به عناصر مجاور خود غنی‌شدگی نشان می‌دهد. این غنی‌شدگی‌ها ناشی از تمرکز این عناصر در مراحل انتهایی تفریق ماگمایی است و همچنین، می‌تواند انعکاسی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای مولد این سنگ‌ها باشد (Harris *et al.*, 1983).



شکل ۱۱- نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های منطقه شورچاه که نسبت به (A) مورب (Sun and McDonough, 1989) و (B) پلاژیوگرانیت‌های شکاف میان اقیانوسی (Pearce *et al.*, 1984) بهنجار شده‌اند.

(Wilson, 1989) و همچنین، این فقیرشدگی شاخص سنگ‌های قاره‌ای بوده که ممکن است نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی گرانیتوئیدهای بهنجار شده نسبت به پلاژیوگرانیت‌های شکاف میان اقیانوسی (ORG) در شکل ۱۱-B نشان داده شده است.



لوچمان توسط Sahebzadeh (۱۹۹۶) از نوع I معرفی شده‌اند. Sadeghian و Valizadeh (۲۰۰۲) این گرانیت‌ها را در هر دو منطقه بالا بررسی و به هر دو نوع S و I تقسیم‌بندی کرده‌اند. با توجه به شکل ۱۲-B که در آن A/CNK در برابر SiO_2 نشان داده شده است تعدادی از نمونه‌های منطقه شورچاه در محدوده I و تعدادی در محدوده S قرار می‌گیرد. بر خلاف اینکه بیشتر نمونه‌ها در محدوده S قرار می‌گیرد، می‌توان آنها را با توجه به وجود اسفن و هورنبلند از نوع I به حساب آورد که به دلیل میلونیتی شدن، دگرسانی و وجود کانی‌های ثانویه در محدوده S واقع شده‌اند.

نمونه‌های بررسی شده از نوع متآلومین تا پراآلومین است (شکل ۱۲-C). طبقه‌بندی آرایه

محیط زمین‌ساختی

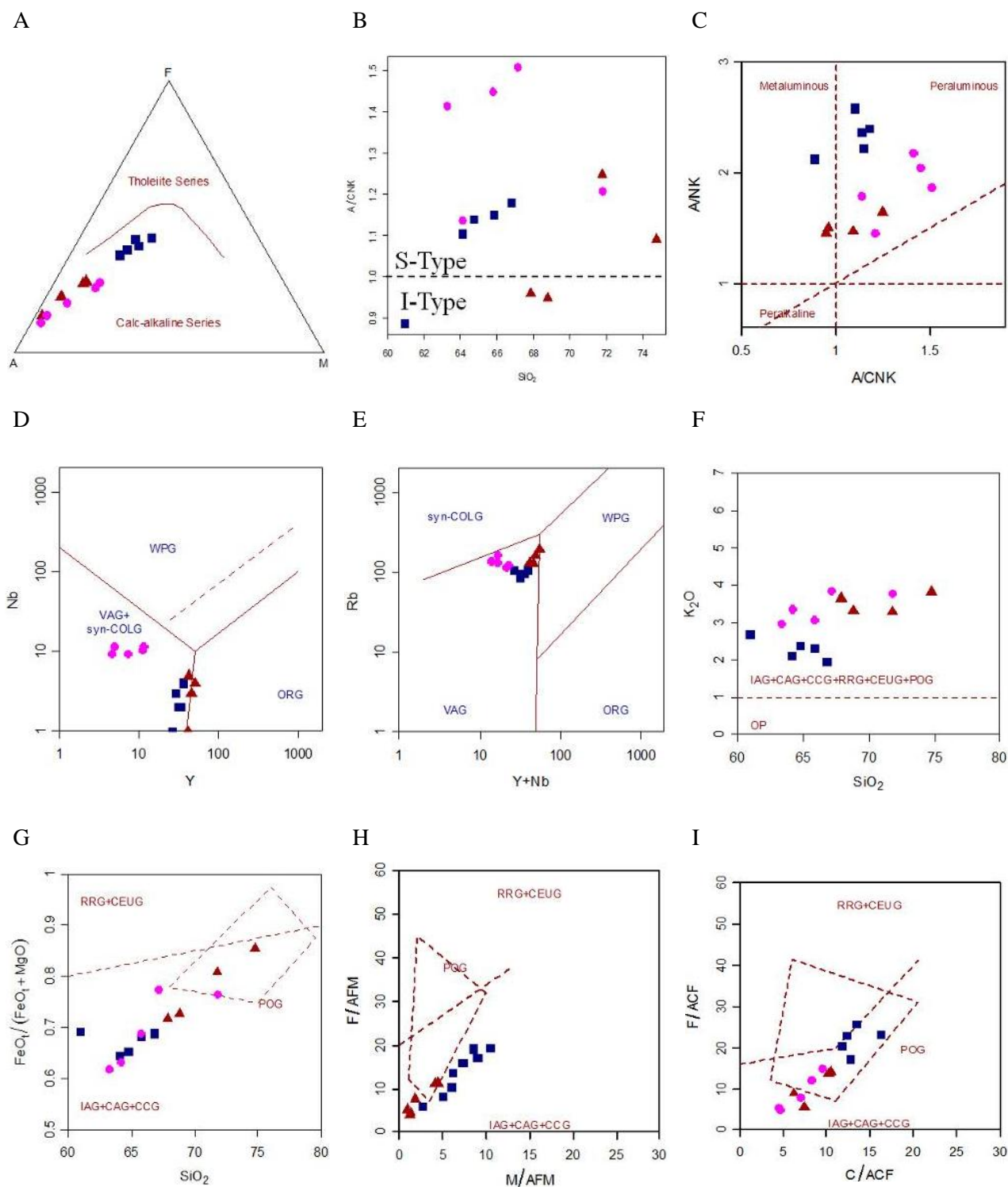
برای پی بردن به وابستگی زمین‌ساختی سنگ‌ها از ویژگی‌ها و نمودارهایی استفاده می‌شود که در آنها ماگماهای تولید شده بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی از یکدیگر متمایز می‌شود و محیط زمین‌ساختی آنها تا حدی مشخص می‌شود. با توجه به نمودارهای Baragar و Irvine (۱۹۷۱) نمونه‌های مطالعه شده در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۱۲-A). نسبت Nb/Th در سنگ‌های منطقه از ۰/۲۲ تا ۳ تغییر است که با توجه به مقدار آرایه شده توسط Whalen و همکاران (۲۰۰۶) ($Nb/Th < 3$) ویژگی سنگ‌های کالک‌آلکان در کمان آتشفشانی است. گرانیت‌های زاهدان در منطقه لخشک توسط Griffis و Camp (۱۹۸۲) از نوع S و در منطقه

نیویوم نیز می‌تواند تأییدی بر محیط کمان ماگمایی برای سنگ‌های نفوذی مورد نظر باشد (Whalen *et al.*, 1997; Swinden *et al.*, 1997)؛ (Whalen *et al.*, 2006).

نتیجه‌گیری

مجموعه شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین منطقه شورچاه اسیدی بوده و بیشتر از نوع گرانودیوریت و بیوتیت‌گرانیت است. توده نفوذی موجود در منطقه شورچاه بخشی از باتولیت زاهدان بوده که در مجموعه فلیشی دگرگون شده پهنه فلیش شرق ایران به سن ائوسن میانی نفوذ کرده است. وجود بافت‌های حاصل از شکستگی و میلونیتی شدن فراوان در سنگ‌های آذرین به ویژه در گرانودیوریت‌ها و گرانیته‌ها بیانگر عملکرد زیاد نیروهای زمین‌ساختی در این منطقه است. با توجه به شواهد سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و نمودارهای رایج شده برای تفکیک انواع محیط‌های زمین‌ساختی گرانیته‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که گرانیته‌های منطقه بررسی شده از نوع گرانیته‌های مرتبط با کمان ماگمایی حاشیه قاره (VAG) است که در اثر بسته شدن اقیانوس نئوتتیس واقع بین بلوک‌های لوت و هلمند در شرق ایران ایجاد شده‌اند. با توجه به نمودارهای هارکر عناصر اصلی و فرعی، در نمونه‌های مطالعه شده دو روند به وضوح قابل تشخیص بوده که شاید ناشی از میلونیتی شدن و دگرسانی است. از سوی دیگر، این دو روند می‌تواند بیانگر وجود یک ماگمای مشترک برای نمونه‌ها باشد که با پوسته آرایش پیدا کرده است. این مطلب با توجه به نمودار عنکبوتی ترسیم شده نیز قابل استنباط است.

شده برای تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیته‌ها توسط Pearce و همکاران (۱۹۸۴) نشان می‌دهد که نمونه‌های مطالعه شده در محدوده گرانیته‌های همزمان با برخورد و گرانیته‌های کمان ماگمایی قرار می‌گیرد (شکل ۱۲-D و E). از دیگر طبقه‌بندی‌ها برای تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیته‌ها بر مبنای عناصر اصلی، طرحی پیوسته است که توسط Maniar و Picooli (۱۹۸۹) ارائه شده است. در این طرح، مراحل متوالی برای تعیین محیط‌های زمین‌ساختی نشان داده است. در هنگام استفاده از این طرح لازم است به طور مرحله‌ای پیش برویم زیرا هنگامی که یک محیط شناسایی شود، داده‌های نشان‌دهنده آن محیط در مراحل بعدی، در محدوده ترکیبی آن محیط قرار نمی‌گیرد. این طرح چند مرحله‌ای در شکل ۱۲-F تا I نشان داده شده است. در تمام مراحل، نمونه‌ها در محدوده گرانیته‌های کمان قاره‌ای قرار می‌گیرد و در مرحله آخر بیشتر نمونه‌ها در محدوده گرانیته‌های پس از برخورد واقع می‌شود. با توجه به نمودارهایی که در قبل ارائه شد و همچنین، با در نظر گرفتن شواهد زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری، این گرایش یک گرایش منطقی و منطبق با شواهد زمین‌شناسی نیست؛ زیرا گرانیته‌هایی هستند که پس از خاتمه دگرشکلی تولید شده‌اند (Rogers and Greenberg, 1990) و از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی نیز صرفاً گرانیته‌ها را در بر می‌گیرد. اما دگرشکلی ویژگی بارز گرانیته‌های منطقه شورچاه بوده و طیف ترکیبی این توده‌های گرانیته‌ای نیز صرفاً گرانیته‌ای نیست. بنابراین، احتمال پس از برخورد بودن نمونه‌های مطالعه شده منتفی است. غنی‌شدگی توریم نسبت به



شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های منطقه شورچاه؛ (A) بر روی نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی؛ (B) بر روی نمودار A/CNK- بر روی نمودار SiO₂ برای تفکیک گرانیتوئیدهای تیپ I و S (Chappell and White, 1974)؛ (C) بر روی نمودار شاخص اشباع آلومینیوم (Shand, 1943)؛ (D و E) نمودار تفکیک انواع محیط‌های زمین‌ساختی گرانیتوئیدها؛ (F, G, H و I) نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئیدها

سپاسگزاری

آقای ناصر شهرکی برای انجام این پژوهش
سپاسگزاری می‌نمایند.

نگارندگان از تلاش‌های بی دریغ آقای
محمودرضا مرادی، آقای مالک کرد و همچنین،

منابع

- Arslan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the eastern Pontides, Turkey. *Asian Earth Sciences* 27: 177-193.
- Aydoğan, M. S., Ilbeyli, N., Çoban, H., Akıncı, Ö., Bozcu, M. and Kuşcu, M. (2008) Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Balkan granite from the Muratdağı region (Banaz, Uşak), western Turkey: implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene-Miocene granites. *Asian Earth Sciences* 33: 155-176.
- Boomeri, M., Lashkaripour, G. R. and Gorgij, M. N. (2005) F and Cl in biotites from Zahedan granitic rocks. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 13(1): 79-94 (in Persian).
- Camp, V. E. and Griffis, R. J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 15(3): 221-239.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London.
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Kord, M. and Khanalizadeh, A. (2010) The evolution mechanism's of Zahedan granitoidic batholith, southeast Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 17(4): 551-578 (in Persian).
- Glenn, A. G. (2004) The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Mineralogy and Petrology* 147: 511-527.
- Green, T. H. (1981) Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In: *Andesites: orogenic andesites and related rocks* (Ed. Thorpe, R. S.) 465-478. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Green, T. H. and Pearson, N. J. (1986) Ti- rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P.T. *Chemical Geology* 54: 185-201.
- Harris, N. B. W., Duyverman, H. J. and Almond, D. C. (1983) The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. *Geological Society of London* 140: 245-256.
- Hosseini, M. R. (2002) Petrology and geochemistry of SW-Zahedan granitoids. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Ilbeyli, N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2004) Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. *Lithos* 72: 163-182.
- Iran Itok. (2007) Antimony exploration project in Shurchah and Tuzgi area. Iran Minerals Production and Supply Company. Engineering, Procurement and General Contracting (in Persian).
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kord, M. (2005) Petrology and geochemistry of Cheshme bid granitoids, southeast of Zahedan. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-278.

- Maniar, P. D. and Picooli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America* 101: 635-643.
- Mason, B. and Moore, C. (1982) *Principles of geochemistry*. 4nd edition, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Moradi, R. (2012) Style and origin of Sb and Au mineralization in Shurchah, southeast of Zahedan. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).
- Moradi, R., Boomeri, M., Bagheri, S. and Zahedi, A. (2012a) Petrography, mineralization and alteration associated with Shurchah antimony deposit, southeast of Zahedan. 30th Meeting of Earth Sciences. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Moradi, R., Boomeri, M., Bagheri, S. and Zahedi, A. (2012b) Mineralization and igneous rocks petrography associated with Shurchah antimony deposit, southeast of Zahedan. 3th Symposium of Society of Economic Geology, Shahid Chamran University, Ahwaz, Iran, (in Persian).
- Norman, M. D. and Leeman, W. P. (1990) Open system magmatic evolution of andesites and basalts from the Salmon Greek volcanic, southwestern Idaho. United States of America. *Chemical Geology* 81: 167-189.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005) *Microtectonics*. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrology* 25: 956-983.
- Rahnama-Rad, J., Sahebzadeh, B. and Mirhajizadeh, A. A. (2008) Weathering and weakness of Zahedan granitoids: a rock engineering point of view. *Applied Geology* 4(4):247-257 (in Persian).
- Rogers, J. W. and Greenberg, J. K. (1990) Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major elements and trace-elements chemistry and possible origins. *Petrology* 98(3): 291-309.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, London.
- Sadeghian, M. (2005) Magmatism, metallogeny and emplacement mechanisms of Zahedan granitoidic pluton. PhD thesis, University of Tehran, Tehran (in Persian).
- Sadeghian, M. and Valizadeh, M. V. (2002) Petrology and geochemistry Zahedan granitoids. 6th Iranian Congress of Geology, University of Kerman, Kerman, Iran (in Persian).
- Sadeghian, M. and Valizadeh, M. V. (2007) Emplacement mechanism of Zahedan granitoidic pluton with the aid of AMS method. *Earth Sciences* 17(66): 126-143 (in Persian).
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Ne de lec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M. V. (2005) The granite pluton of Zahedan (southeast of Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *Asian Earth Science* 25: 301-327 (in Persian).
- Sahebzadeh, B. (1996) Petrography and petrology of igneous intrusive of Zahedan-Lochan. MSc thesis, Islamic Azad University, Tehran, Iran (in Persian).
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks*. D. Van Nostrand Company, New York.
- Streckeisen, A. L. (1980) Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen* 107: 144-214.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and

- Norry, M.) Special publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- Swinden, H. S., Jenner, G. A. and Szybinski, Z. A. (1997) Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus: geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame subzone, Newfoundland. In: The nature of magmatism in the Appalachian orogen (Eds. Sinha, A. K., Whalen, J. B. and Hogan, J. P.) 191: 367-395. Geological Society, America.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid phase release from a subduction lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiment and natural rocks. *Volcanology and Geothermal Research* 29: 293-309.
- Taylor, S. R. (1965) The application of trace element data to problems in petrology. *Physics and Chemistry of the Earth* 6: 133-213.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Garipey, C. and Fryer, B. (1997) Implications of granitoid geochemical and isotopic (Nd, O, Pb) data from the Cambro-Ordovician Notre Dame arc for the evolution of the Central mobile belt, Newfoundland Appalachians. In: The nature of magmatism in the Appalachian orogen (Eds. Sinha, A. K., Whalen, J. B. and Hogan, J. P.) 191: 367-395. Geological Society, America.
- Whalen, J. B., McNicoll, V. J., Van Staal, C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe, F. J., Jenner, G. A. and Van Breeman, O. (2006) Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: an example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos* 89: 377-404.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman, Inc, Winchester, Massachusetts.
- Zarcán Minerals (2004) Final report of antimony mineralization exploration in shurchah area, Zarcán International Resources Inc (in Persian).

Petrography and geochemistry of intrusive rocks in the Shurchah antimony-bearing area Southeast of Zahedan

Rahele Moradi, Mohammad Boomeri * and Sasan Bagheri

Department of Geology, Faculty of Sciences, Sistan and Baluchestan University, Zahedan, Iran

Abstract

The Shurchah antimony-bearing area is located in the Eastern Iranian flysch zone. The Cretaceous to Eocene schists and phyllites are the oldest geological units in the area. These rocks have been intruded by granitic bodies, felsic dikes, and quartz and stibnite veins. The granitic rocks in this area are composed of granite, granodiorite and aplite dikes. The granitoid rocks are generally massive, gray and coarse-grained with granular, porphyritic and cataclastic textures and contain mainly plagioclase, K-feldspar, quartz, biotite, muscovite and opaques. These rocks are commonly peraluminous to metaluminous, calc-alkaline and related to a magmatic arc. The SiO₂ content of the intrusions varies from 61 to 75 wt.%. Variation diagrams show linear trends, with increasing SiO₂ content Al₂O₃, CaO, FeO_t, MgO, and TiO₂ amounts decrease whereas, K₂O and Na₂O contents increase. On the base of MORB and ORG- normalized diagrams, the negative anomalies of Nb, Ti and positive anomalies of K, Rb, Th, U and especially Pb revealed an igneous mantle origin, especially the role of Sistan subduction oceanic crust and overlying mantle wedge in the genesis of these rocks and also, the role of continental crust in magmatic contamination.

Key words: Antimony mineralization, Shurchah area, Sistan and Baluchestan, Flysch zone of Eastern Iran

* boomeri@hamoon.usb.ac.ir