

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده‌ی گرانیت‌وئیدی مشیر آباد (جنوب قزوین-کردستان)

سارا گردیده^{*}، علی اصغر سپاهی، فرهاد آلبانی

قزوین زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعالی سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۱۸، نسخه نهایی: ۸۹/۳/۱۰)

چکیده: توده‌ی گرانیت‌وئیدی مشیر آباد بخشی از توده‌های نفوذی زون سنندج - سیرجان را تشکیل می‌دهد و به صورت کشیده و طویل با روند شرقی - غربی رخنمون دارد. بر اساس مشاهدات صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی، این مجموعه متشکل از سه واحد اصلی دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت است که با نفوذی‌های انک گابروئی همراه است. بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های این مجموعه از نوع I، آهک-قلیایی و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) متالآلومین تا کمی پرآلومین تشکیل شده است. روندهای تغییرات اکسیدهای عنصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بخش‌های مختلف این توده حاکی از پیوستگی طیف ترکیب سنگی و خویشاوندی آن هاست. روندهای تغییرات در نمودارهای عنصر سازگار و ناسازگار در برابر یکدیگر نشان می‌دهند، و از نوع تبلور جدایشی است. نمودارهای عنکبوتی چندعنصری این نمونه‌ها نشان دهنده‌ی تهی شدگی آن‌ها از عنصر Ta، P و Ti و غنی شدگی آن‌ها از عنصر Ce، Th، Rb و Ba است. غنی شدگی نمونه‌ها از LILE و تهی شدگی آن‌ها از HFSE، Al₂O₃/FeOtotal + MgO + TiO₂ و شواهد ژئوشیمی عنصر نادر خاکی و عنصر کمیاب، نشان می‌دهند که خاستگاه میانگر مagmaتیسم متالآلومین نوع I قوس‌های آتشفسانی (VAG) است. پایین بودن نسبت‌های (Na₂O + K₂O)/(FeO + MgO + TiO₂) و (Na₂O + K₂O)/(FeO + MgO + TiO₂) نیز حاکی از نفوذ این گرانیت‌وئید در یک محیط وابسته به قوس آتشفسان در حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است که با توجه به پیشینه‌ی زمین‌شناسی منطقه، با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی همراه بوده است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، گرانیت‌وئید نوع I، سنندج - سیرجان، آهکی-قلیایی، حاشیه‌ی فعال قاره‌ای.

اولین بررسی‌های زمین‌شناختی در منطقه توسط [۵]

صورت گرفته است که توده‌های نفوذی این منطقه را مورد بررسی قرار داده است. نامبرده توده‌های اصلی منطقه را با نام-های گرانیت عزیز آباد و مشیر آباد معرفی کرده است. بررسی زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه قزوین توسط [۶] در قالب پایان‌نامه‌ی دوره‌ی دکتری انجام شده است. با این حال با توجه به اینکه هنوز مساله سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی توده‌ی

مقدمه

مجموعه‌ی گرانیت‌وئیدی مشیر آباد در بخش شمال غربی پهنه‌ی سنندج - سیرجان واقع شده است و بخشی از فعالیت‌های مagmaئی این پهنه در زمان ژوراسیک و کرتاسه محسوب می‌شود. بررسی توده‌های این پهنه به سبب اهمیتی که در آگاهی از ژئودینامیک پوسته‌ی ایران دارند مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده است [۱-۴].

*نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۰۸۱۱ (۸۲۵۳۴۶۷)، پست الکترونیکی: ss.gardideh@gmail.com

کوچکتر (شرق روستای شانوره) از سنگ‌های حدواسط و مافیک با جنس دیوریت و گایرو قرار دارد که برای تکمیل بررسی‌ها از این واحد نیز نمونه برداری شده است. در جنوب توده‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد می‌توان واحد کربناته‌ای را مشاهده کرد که تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای به مرمرهای سفید با ضخامت ۱۰۰۰ متر تبدیل شده‌اند. این سنگ‌ها را نیز دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای کرده است و نیز هم تحت تاثیر ماقماتیسم فعال منطقه و توده‌های نفوذی پیرامون خود قرار گرفته‌اند. این تغییرات در سنگ‌های خالص به صورت تبلور دوباره و رشد کانی‌های کلسیت (تا ۷ سانتی‌متر) نمایان شده است [۱۰].

سنگ‌شناسی

توده‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد دارای طیف ترکیب سنگ‌شناسی متنوع و به هم پیوسته متشکل از سه گروه بزرگ سنگ‌های حدواسط، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌های است که به توصیف آن‌ها می‌پردازیم.

سنگ‌های حدواسط – سنگ‌های این واحد به صورت چندین توده‌ی نفوذی در بخش مرکزی و شرقی توده‌ی گرانیتوئیدی بروندز دارند و نیز توده‌های نفوذی کوچکی را غالباً با حاشیه‌های انجامد سریع و مرزهای تدریجی با دیگر فراورده‌های جدایشی در منطقه تشکیل می‌دهند. این واحد شامل طیف ترکیبی نسبتاً گسترده‌ای از سنگ‌های غالباً حد واسط شامل دیوریت، مونزو دیوریت، کوارتز دیوریت و کوارتز مونزو دیوریت است که در اینجا به اختصار این واحد را بررسی می‌کنیم:

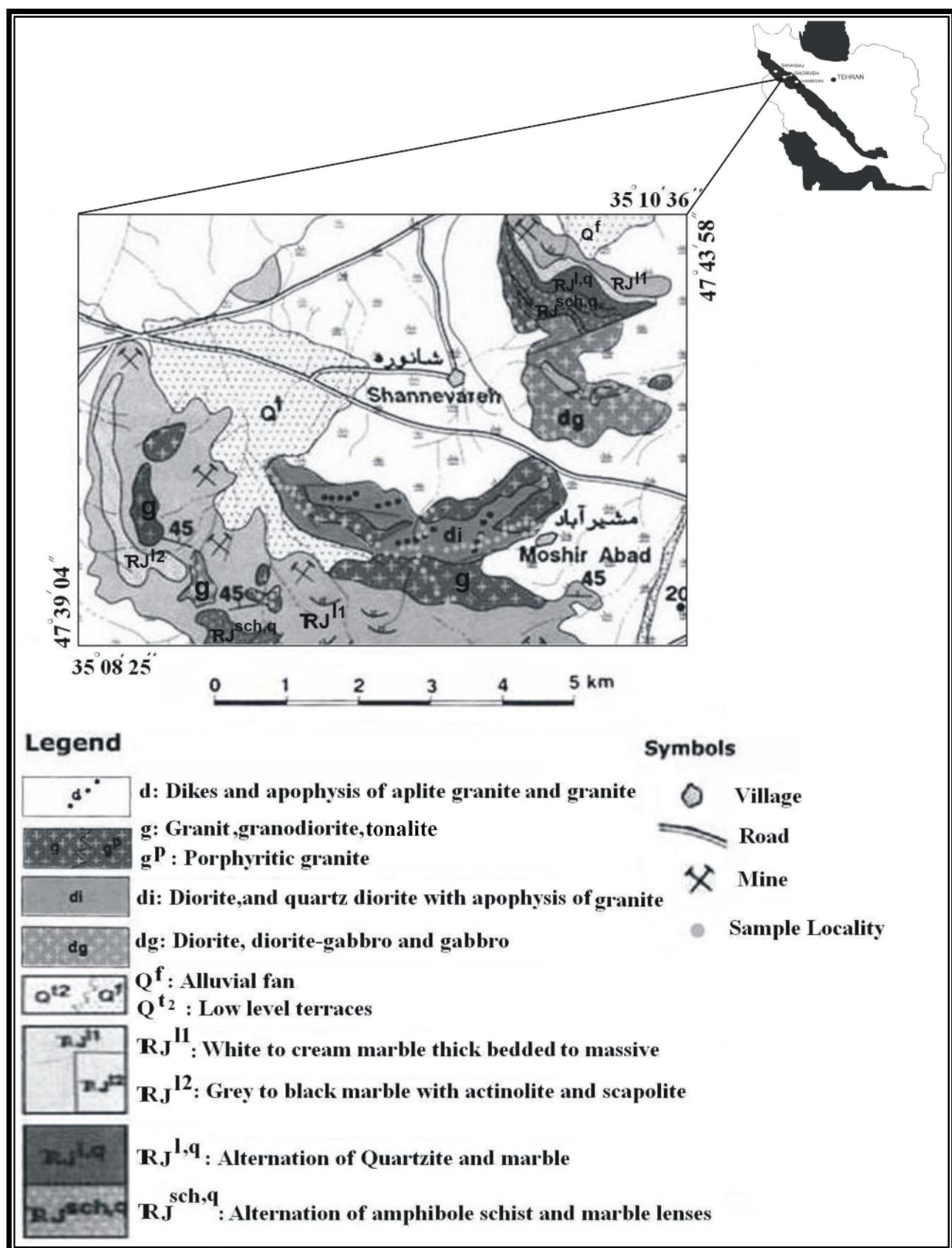
دیوریت– این سنگ‌ها از نظر ضریب رنگینی از مزوکرات تا ملانوکرات تند و بیشتر دارای بافت درون دانه‌ای (شکل ۲ لف) و در بعضی مقاطع ریز دانه‌ای هستند. این نمونه‌ها دارای دانه‌بندی ریز تا متوسط است و اندازه‌ی دانه‌ها از ۲ تا ۵ میلی‌متر و رنگ این سنگ‌ها از سبز تیره تا سبز خاکستری در نمونه‌های دستی تغییر می‌کند. کانی‌های اصلی سنگ‌های دیوریتی از پلاژیوکلاز ۴۵-۶۰ درصد، آمفیبول ۱۸-۳۰ درصد، بیوپیت ۲-۷ درصد، کوارتز ۲-۸ درصد، ارتوکلاز ۵-۰ درصد و به ندرت پیروکسن تشکیل شده‌اند. اسفن شاخص‌ترین کانی فرعی در این سنگ‌های است. از دیگر کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌توان از آپاتیت و زیرکن نام برد.

گرانیتوئیدی مشیرآباد در هاله‌ای از ابهام بوده و کمتر مورد توجه قرار گرفته است، لذا در این نوشتار سعی شده است تا ویژگی‌های مختلف سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی آن مشخص شود.

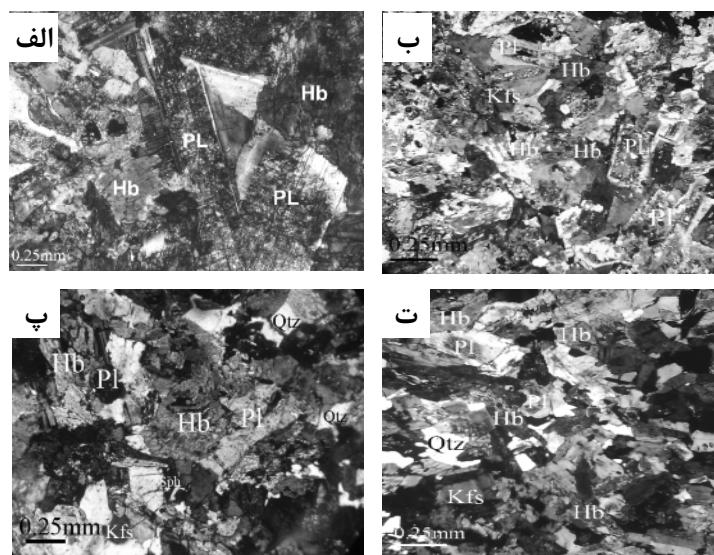
موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال باختری ایران (استان کردستان) و در جنوب غربی شهرستان قروه به عرض‌های جغرافیایی $۳۹^{\circ}۰'۰۴''$ تا $۴۷^{\circ}۴۳'۵۸''$ شرقی محدود شده است. این منطقه از لحاظ تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران جزئی از زون سندنج - سیرجان است [۷]. که بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است که خود بخشی از کمربند آلپ - هیمالیا است و سفره‌های رانده شده‌ای فرض می‌شود که طی بسته شدن نئوتیس در جبهه‌ی جنوب غربی کمربند آتشفسانی - پلوتونیکی ارومیه- دختر شکل گرفته است [۸]. زون سندنج - سیرجان از جنوب غربی به شمال شرقی به ۵ زیر زون تقسیم می‌شود که عبارتند از: ۱- زیر زون رادیولاریتی ۲- زیر زون بیستون ۳- زیر زون افیولیتی ۴- زیر زون حاشیه- ۵- زیر زون با دگرشکل پیچیده [۹].

توده‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد براساس تقسیم‌بندی [۹] در زیر زون با دگرشکل پیچیده واقع شده است. از ویژگی‌های مهم این زون وجود سنگ‌های به شدت دگرشکل یافته و فراوانی واحدهای شیستی، فیلیتی و متاولکانیک است. به عقیده‌ی [۹] این زیر زون با داشتن دو دگرشکل ناحیه‌ای بزرگ، اولی با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی تیس جوان و ایجاد کمربند آتشفسانی به سن ژوراسیک پسین- کرتاسه آغازین و دیگری با برخورد سکوی عربی به صفحه ایران در کرتاسه پسین همراه با نفوذ توده‌های پلوتونیک متنوع، از دیگر زیرزون‌های یاد شده متمایز می‌شود. مجموعه‌ی گرانیتوئیدی مشیرآباد به- صورت یک توده‌ی نفوذی کشیده و بیضی شکل است که در یال شمالي کوه ابراهیم عطار و غرب روستای مشیرآباد واقع شده است (شکل ۱). تعدادی از توده‌های نفوذی کوچک گرانیتی نیز در یال غربی این کوه در میان طبقات کربناتی دگرگون شده و شیوه‌های تربیاس - ژوراسیک بروندز دارند. در شمال شرقی توده‌ی گرانیتوئیدی اصلی یک توده‌ی نفوذی



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی بر پایه [۱]، با اندکی تغییرات.



شکل ۲ (الف) تصویر میکروسکوپیکی از دیوریت با بافت درون دانه‌ای که در آن پلاژیوکلازها و برخی از هورنبلندها دگرسان شده‌اند. (ب) تصویر میکروسکوپیکی از مونزو دیوریت با بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار، کانی ارتوز به صورت بی‌شکل وجود دارد و فضای بین پلاژیوکلاز و هورنبلند را پر کرده است. (پ) تصویر میکروسکوپی از کوارتز دیوریت با هورنبلندهای دگرسان شده و اسفن به عنوان کانی فرعی. (ت) تصویر میکروسکوپی از کوارتز مونزو دیوریت با هورنبلندهای لوزی شکل و یا کشیده، پلاژیوکلاز و کوارتز. (PL) پلاتیسیم (Hb) هورنبلند، (Qtz) پلاژیوکلاز و کوارتز. (Kfs) پاتاسیم (Qtz)، (Sph) کوارتز، (Sph) اسفن.

کوارتز مونزو دیوریت- رنگ این سنگ در نمونه‌ی دستی خاکستری روشن تا تیره است و از نظر دانه‌بندی ریز تا میان دانه هستند. بافت غالب این سنگ‌ها درون دانه‌ای هستند می‌باشد که بلورهای کشیده پلاژیوکلاز در آن به صورت زاویه‌دار در کاریکیدیگر قرار گرفته‌اند و فضاهای بین آن‌ها را بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل کانی هورنبلند پر کرده است. کانی‌های اصلی سنگ‌های این واحد شامل پلاژیوکلاز ۵۲ - ۴۰ درصد، آمفیبیول در حدود ۲۵ درصد، کوارتز ۱۳ - ۱۰ درصد، ارتوکلاز ۱۵ - ۱۰ درصدند. از کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌توان به اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر اشاره کرد (شکل ۲ ت).

گرانو دیوریت‌ها و تونالیت‌ها- این سنگ‌ها به عنوان فراورده‌ی جدایشی دیوریت‌ها، بیشترین حجم توده‌ی گرانیت‌وئیدی منطقه را تشکیل می‌دهند و به طور کلی، ویژگی‌ها و روابط صحرایی مشابه و بسیار نزدیکی با دیوریت‌ها دارند.

نمونه‌ی دستی این سنگ‌ها به صورت درشت بلورند ساخت توده‌ای دارند. بافت این سنگ‌ها بیشتر دانه‌های نیمه شکل‌دارند. در برخی از نمونه‌ها بافت کاتاکلاستیکی را نیز می‌توان مشاهده کرد که به صورت خمیده در بیوتیت‌ها و تبلور مجدد کوارتز قبل از تکثیر اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های تونالیتی شامل پلاژیوکلاز ۴۰ تا ۴۵ درصد همراه با منطقه بندی، دوقلویی پلی سنتیک، هورنبلند سبز ۱۰ تا ۲۵ درصد، کوارتز ۱۵ تا ۳۰ درصد به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار،

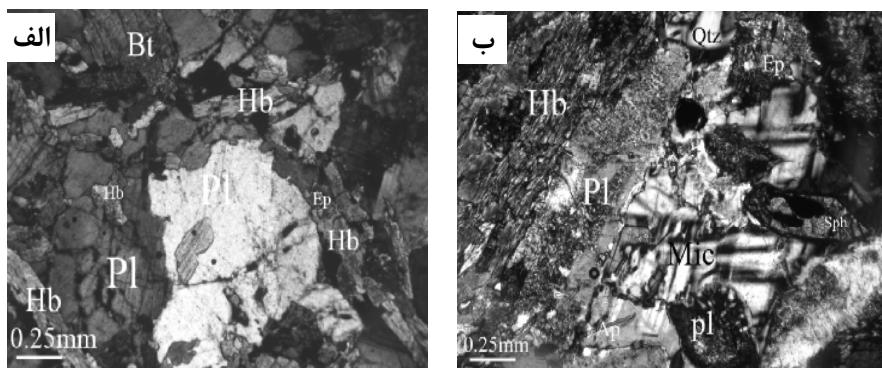
مونزو دیوریت- این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپیکی با بافت دانه‌ای ریز تا متوسط دیده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی مودال این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز حدود ۴۲ درصد، آمفیبیول ۲۵ درصد، ارتوکلاز ۱۲ تا ۱۵ درصد، کوارتز ۵ درصد و بیوتیت ۲ درصد تشکیل شده‌اند. اسفن، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای فلزی کانی‌های جزئی محسوب می‌شوند. بافت این سنگ‌ها از دانه‌های نیمه شکل‌دار و در برخی مقاطع ریز دانه شکل گرفته‌اند (شکل ۲-ب).

کوارتز دیوریت- این سنگ‌ها در کنار سنگ‌های دیوریتی در توده‌های نفوذی حدوداً منطقه یافته می‌شوند. بافت این سنگ‌ها به صورت دانه‌های نیمه شکل‌دار و در بعضی مقاطع با بافت درون دانه‌ای دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز حدود ۵۰ درصد حجم کل سنگ را اشغال کرده است. این کانی در اندازه‌های ۱ تا ۳ میلیمتر دیده می‌شود و به حالت نیمه شکل‌دار است. از کانی‌های دیگر این سنگ آمفیبیول نوع هورنبلند است و در حدود ۳۰٪ حجم سنگ را به خود اختصاص داده است. کوارتز در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد است و دارای خاموشی موجی است. ارتوکلاز و به طور کلی فلدسپار قلیایی در حدود ۵ تا ۷٪ در این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد که غالباً به کانی‌های رسی و سریسیت تبدیل شده‌اند. بیوتیت در حدود ۵٪ و اسفن به میزان کمتر در این نمونه‌ها وجود دارند. سریسیت، اپیدوت و کلریت کانی‌های ثانویه را در این سنگ‌ها تشکیل می‌دهند (شکل ۲-پ).

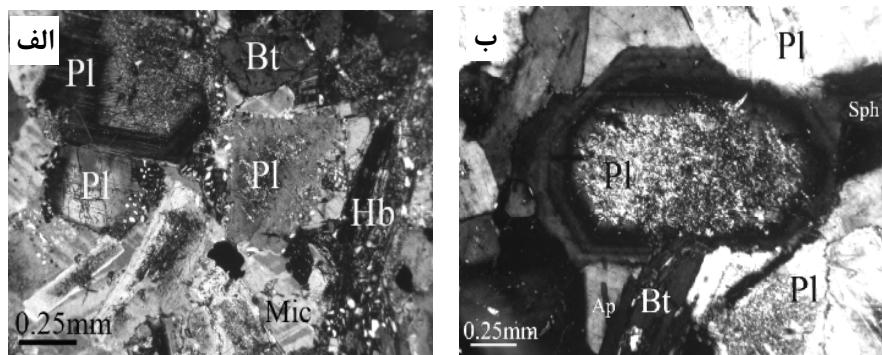
تا ۱۵ درصد است که هم به صورت اولیه و هم در اثر دگرسانی آمفیبیول ایجاد شده است. در برخی از بیوتیت‌ها زیرکن به صورت ادخال وجود دارد. اسفن نیز به عنوان یک کانی اولیه در سنگ‌های گرانودیوریتی مشاهده می‌شود. آپاتیت غالباً به صورت بلورهای سوزنی دیده می‌شوند که نشانه‌ی ماقمایی بودن آن است.

گرانیت‌ها - نمونه‌های گرانیتی از توده‌ی گرانیت‌وئیدی واقع در یال شمالی کوه ابراهیم عطار و توده‌ی نفوذی کوچکتری در یال غربی این کوه که به‌وسیله گسل‌هایی با روند شمال شرقی - جنوب غربی جا بجا شده است، جمع آوری شده‌اند. ترکیب سنگ‌های این واحد شامل طیفی از مونزوگرانیت، سینوگرانیت تا گرانیت فلدسپار قلیایی گرانیت است. بافت این سنگ از دانه‌های نیمه شکل‌دار تشکیل شده است. بافت کاتاکلاستیک نیز در تعدادی از مقاطع دیده می‌شود که آثار آن به صورت دگرشکلی در بیوتیت‌ها و پلازیوکلازها و تبلور دوباره‌ی کوارتز

ارتوكلاز + تا ۵ درصد و بیوتیت ۵ تا ۱۲ درصد است (شکل ۳الف). در نمونه‌های گرانودیوریتی کوارتز ۲۵ تا ۳۰ درصد به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار وجود دارد. به علت اعمال نیروهای زمین‌ساختی بر منطقه، کوارتزها دارای خاموشی موجی هستند. پلازیوکلاز ۳۰ تا ۳۸ درصد به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود (شکل ۳ب). پلازیوکلازها غالباً دستخوش دگرسانی شده‌اند که گاهی دگرسانی در بخش‌های مرکزی بلور با شدت بیشتری صورت گرفته است و مجموعه کانی‌های سریسیت و اپیدوت از این تجزیه حاصل شده‌اند. بافت میرمکیت در اغلب نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۴الف)، در برخی از مقاطع ساخت منطقه‌ای در پلازیوکلازها قابل مشاهده است (شکل ۴ب). بلورهای فلدسپار قلیایی (ارتوكلاز) ۱۵ تا ۲۰ درصد که برخی از آن‌ها دگرشکل شده و ضمن دگرشکلی به میکروکلین تغییر یافته و در حاشیه آن‌ها پدیده‌ی میرمکیتی نمایان است، آمفیبیول (هورنبلند) ۱۰ تا ۱۷ درصد و بیوتیت ۱۰



شکل ۳ (الف) تصویر میکروسکوپیکی از تونالیت با پلازیوکلاز، بیوتیت و هورنبلندهای کشیده که تعدادی از آن‌ها به اپیدوت و کلریت دگرسان شده و برخی به‌وسیله‌ی بیوتیت و مگنتیت جانشین شده‌اند. (ب) تصویر میکروسکوپی از گرانودیوریت با هورنبلند، پلازیوکلاز دگرسان شده، اسفن به عنوان یک کانی اولیه، آپاتیت‌های سوزنی و اپیدوت. (Bt) بیوتیت، (Qtz) کوارتز، (Pl) فلدسپار قلیایی، (Hb) هورنبلند، (Sph) میکروکلین، (Mic) میکروکلین، (Ap) اپیدوت، (Ep) آپاتیت.



شکل ۴ (الف) بافت میرمکیت در پلازیوکلازها همراه با میکروکلین، بیوتیت و هورنبلندهای دگرسان شده در نمونه‌های گرانودیوریتی. (ب) فنوکریست پلازیوکلاز که دارای منطقه‌بندی است همراه با بیوتیت، اسفن و آپاتیت. (Pl) پلازیوکلاز، (Qtz) کوارتز، (Mic) میکروکلین، (Bt) بیوتیت، (Hb) هورنبلند، (Sph) اسفن، (Ap) آپاتیت.

سفید تا کرم با ترکیب میکروگرانیت و ساخت ریز بلورند. بافت آن‌ها دانه شکری (آپلیتی) با دانه‌بندی یکنواخت است (شکل ۵ پ).

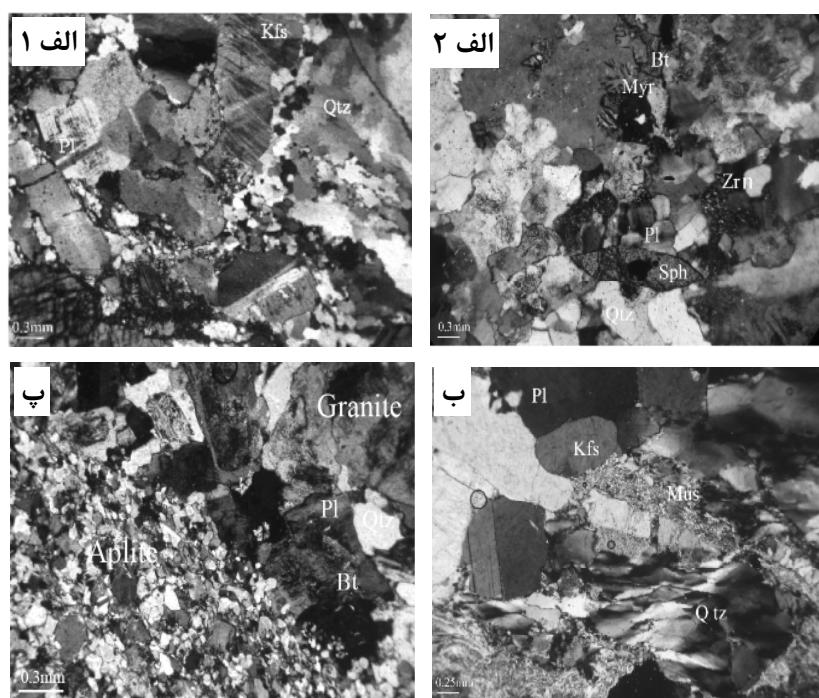
کوارتز کانی اصلی این سنگ‌هاست که به علت تنش‌های پس از تبلور دارای خاموشی موجی شده است. ارتوکلاز و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی دیگر این سنگ‌ها هستند. این سنگ‌ها از کانی‌های مافیک فقیر ولی از کانی‌های فرعی مانند اسفن، زیرکن و آپاتیت غنی‌ترند. فراورده‌های ثانویه این سنگ‌ها اپیدوت، کلینوزوئیزیت و سریسیت‌اند.

برونبوم‌های میکروتونالیتی و میکروگرانودیبوریتی- این برنبوم‌های با شکل‌های بیضوی و بهندرت کروی به ابعاد ۱۰-۳۰ سانتی‌متر در بخش حاشیه‌ای توده گرانیت‌وئیدی و در داخل گرانودیبوریت‌ها و تونالیت‌ها دیده می‌شوند. این سنگ‌ها نسبتاً ریز دانه بوده و از نظر ترکیب کانی‌شناسی کاملاً مشابه با سنگ‌های میزبانشان هستند. شواهد کانی‌شناسی و بافتی حاکی از آن است که برونبوم‌های بوده‌اند که در نتیجه‌ی صعود بخش حاشیه‌ی انجماد سریع توده‌ها بوده‌اند که در حدود ۵۰ سانتی‌متر است. آپلیت‌ها آخرین فازهای مagmaی فلزیک محسوب می‌شوند که به صورت دایک و سیل درون واحدهای پیشین نفوذ کرده‌اند. آپلیت‌ها با رنگ

مشاهده می‌شود. از دیگر بافت‌های متداول در این سنگ‌ها می- توان به پرتیت و نیز میرمکیت اشاره کرد (شکل ۵ الف ۱-الف ۲). کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها فلدسپار قلیایی ۱۵ تا ۴۰ درصد، کوارتز ۳۰ تا ۴۰ درصد و پلاژیوکلاز ۱۵ تا ۳۰ است، همچنین به مقدار کمتری بیوتیت، موسکویت، آمفیبول، اسفن، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای آهن در این سنگ‌ها وجود دارند. برخی از لوکوگرانیت‌های منطقه به علت دگرگونی دینامیکی میلیونیتی شده‌اند (شکل ۵ ب).

بعضی از پلاژیوکلاز‌ها به صورت خردشده و دگرشکلی دیده می‌شوند. تاثیر نیروهای فشاری و کششی در پلاژیوکلاز‌ها باعث تغییر شکل در بلورها و ایجاد بافت نوار شکنجی و ماکل-های مکانیکی و تابدار در آن‌ها شده است، در راستای سطوح در پلاژیوکلاز‌ها موسکویت و سریسیت رشد یافته‌اند. موسکویت عموماً به صورت ثانویه در شکستگی‌های این سنگ‌ها تشکیل شده است.

دایک‌های اسیدی (آپلیت‌ها)- توده‌ی گرانیت‌وئیدی مشیرآباد با دایک‌های آپلیتی قطع شده است. ضخامت دایک‌ها متغیر و از ۲ سانتی‌متر تا حدود ۵۰ سانتی‌متر است. آپلیت‌ها آخرین فازهای magmaی فلزیک محسوب می‌شوند که به صورت دایک و سیل درون واحدهای پیشین نفوذ کرده‌اند. آپلیت‌ها با رنگ



شکل ۵ الف ۱) تصویر میکروسکوپیکی از بافت پرتیت در ارتوکلاز همراه با کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلاز. الف ۲) بافت میرمکیت در پیرامون پلاژیوکلاز همراه با کانی‌های ارتوز، اسفن، زیرکن و بیوتیت. ب) تبلور دوباره و بافت نواری کوارتز و ایجاد موسکویت ثانویه در سنگ‌های لوکوگرانیت میلیونیتی. پ) تصویر میکروسکوپی از دایک آپلیتی در سنگ‌های گرانیتی منطقه. (Pl) پلاژیوکلاز، (Qtz) کوارتز، (Kfs) پتاسیم فلدسپار، (Bt) بیوتیت، (Mus) موسکویت، (Sph) اسفن، (Zrn) زیرکن، (Myr) میرمکیت.

گرانوپوریت-تونالیت، ۵ نمونه از سنگ‌های حدواست و ۲ نمونه آپلیت بودند. بررسی و پردازش داده‌ها با استفاده از نرم افزارهای مختلف چون Igpet، Gcdkit و Newpet انجام گرفت. نمودار مجموع قلیایی - سیلیس [۱۱] برای نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی به روش شیمیایی در (شکل ۶) ارائه شده است که نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در آن تصویر شده‌اند.

ژئوشیمی

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیابی توده‌های نفوذی منطقه تعداد ۲۱ نمونه سنگ که حداقل هوازگی را نشان می‌دادند، برای تجزیه‌ی عنصر اصلی با XRF و نیز اندازه‌گیری مقادیر نادر خاکی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا ارسال شدند (جدول ۱). از این تعداد، ۵ نمونه گرانیتی، ۴ نمونه‌ی لوکوگرانیتی، ۵ نمونه وابسته به واحد

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد بررسی (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب PPM).

Samples	واحد گرانیت				
	MSGI 42	MSGI 5	MSGI 12	KF 6	MSGI 34
Major elements, wt%					
SiO ₂	۷۷,۱۰	۷۷,۳۰	۷۷,۱۰	۷۱,۳۰	۶۹,۲۰
Al ₂ O ₃	۱۳,۶۵	۱۴,۵۵	۱۳,۲۵	۱۴,۴۰	۱۴,۶۰
Fe ₂ O ₃	۱,۵۹	۱,۲۷	۱,۷۴	۱,۳۰	۲,۳۴
CaO	۱,۳۹	۱,۷۶	۲,۷۱	۲,۴۸	۲,۴۵
MgO	۰,۴۳	۰,۲۲	۰,۱۲	۰,۴۲	۰,۴۶
Na ₂ O	۳,۹۶	۴,۲۵	۳,۹۳	۳,۶۰	۴,۸۱
K ₂ O	۳,۷۷	۳,۷۹	۳,۴۶	۴,۸۵	۳,۵۹
Cr ₂ O ₃	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱	<۰,۰۱
TiO ₂	۰,۱۹	۰,۱۳	۰,۲۱	۰,۱۹	۰,۲۸
MnO	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۶
P ₂ O ₅	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۱۲
LOI	۱,۰۰	۰,۴۰	۰,۲۰	۱,۴۰	۰,۹۰
Total	۹۸,۷۰	۹۹,۹۰	۹۸,۶۰	۱۰۰	۹۸,۹۰
Trace elements, ppm					
Ba	۷۳۱,۰۰	۶۶۲,۰۰	۵۰۲,۰۰	۲۹۵,۰۰	۶۷۶,۰۰
Ce	۵۹,۳۰	۳۹,۲۰	۵۹,۴۰	۷,۰۵۰	۸۶,۱۰
Cs	۰,۸۱	۰,۹۳	۰,۵۶	۰,۶۸	۰,۴۶
Cu	۲۱,۰۰	۸,۰۰	۷,۰۰	۱۱,۰۰	۷,۰۰
Dy	۱,۵۶	۱,۵۳	۱,۷۳	۰,۷۷	۲,۴۳
Er	۱,۰۲	۱,۰۸	۱,۱۷	۳,۴۸	۱,۶۸
Eu	۰,۶۹	۰,۶۷	۰,۶۳	۰,۵۶	۰,۸۹
Gd	۲,۷۷	۲,۰۰	۲,۶۸	۰,۳۰	۳,۸۸
Lu	۰,۱۸	۰,۱۹	۰,۲۲	۰,۵۴	۰,۲۹
Nb	۱۹,۸۰	۱۹,۷۰	۲۱,۸۰	۲۴,۷۰	۲۳,۴۰
Nd	۱۷,۲۰	۱۱,۹۰	۱۷,۲۰	۳۸,۷۰	۲۶,۸۰
Pb	۲۴,۰۰	۲۰,۰۰	۱۶,۰۰	۲۴,۷۰	۳۴,۰۰
Rb	۸۹,۵۰	۱۰,۱۵۰	۹۷,۵۰	۱۳۳,۰۰	۱۰,۷۰۰
Sm	۲,۴۴	۱,۹۲	۲,۵۸	۴,۸۹	۳,۸۳
Sr	۲۹۶	۲۲۶	۶۰۴	۱۶۳	۲۹۳
Ta	۱,۷۰	۱,۹۰	۱,۶۰	۴,۹۰	۲,۱۰
Tb	۰,۳۲	۰,۲۹	۰,۳۵	۰,۹۱	۰,۵۰
Th	۱۹,۳۵	۱۱,۱۰	۱۸,۹۵	۳۹,۱۰	۲۰,۶۰
Tl	<۰,۵۰	<۰,۵۰	<۰,۵۰	<۰,۵۰	<۰,۵۰
Tm	۰,۱۴	۰,۱۷	۰,۱۷	۰,۵۵	۰,۲۵
U	۳,۶۶	۳,۲۸	۴,۴۹	۰,۱۳	۳,۴۳
V	۱۴,۰۰	۸,۰۰	۱۵,۰۰	۱۲,۰۰	۲۰,۰۰
W	۱,۰۰	۲,۰۰	۱,۰۰	۴,۰۰	۱,۰۰
Y	۹,۱۰	۸,۷۰	۱۱,۲۰	۳۲,۲۰	۱۵,۰۰
Yb	۱,۱۱	۱,۲۰	۱,۲۷	۳,۶۸	۱,۷۷
Zn	۳۵,۰۰	۱۶,۰۰	۱۴,۰۰	۱۸,۰۰	۳۷,۰۰
Zr	۱۲۵	۷۴	۱۲۸	۱۳۴	۱۹۹

جدول ۱ ادامه.

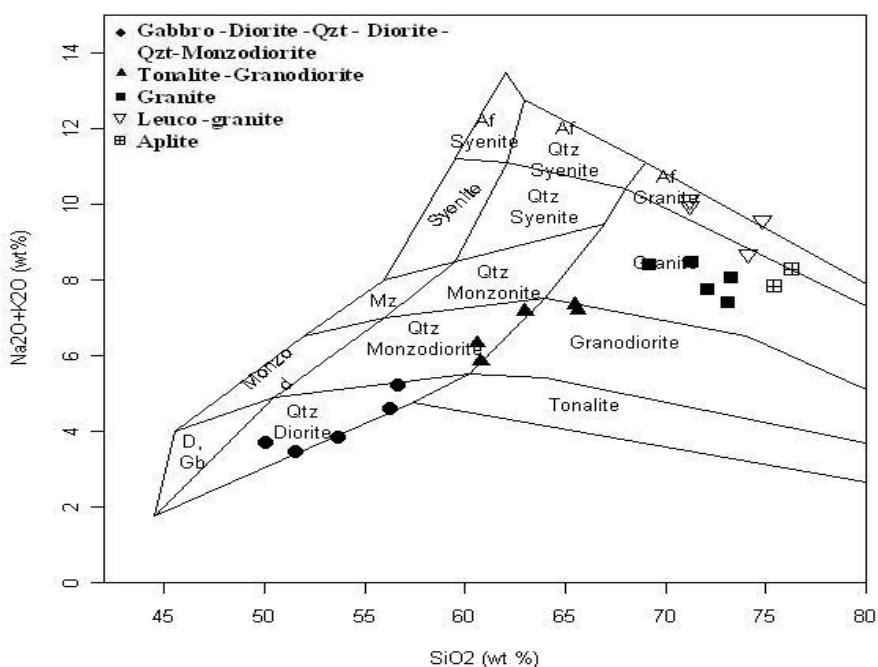
Samples Oxides	لوکوگرانیت				آبلیت	
	SGLG 1	SGLG 4	KP5	SGLG 7	MSGI 2	LOG 2
Major elements, wt%						
SiO ₂	74,10	74,80	71,20	71,20	76,30	75,40
Al ₂ O ₃	14,10	14,40	14,780	16,20	12,30	12,65
Fe ₂ O ₃	0,24	0,29	0,26	0,46	0,70	0,79
CaO	1,40	0,44	0,61	0,79	0,70	1,02
MgO	0,03	0,03	0,01	0,05	0,08	0,04
Na ₂ O	3,75	4,88	4,27	7,64	3,25	4,41
K ₂ O	4,49	4,74	5,85	2,32	0,03	3,42
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
TiO ₂	0,04	0,03	0,01	0,01	0,06	0,05
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,07	0,10	0,01	0,01
LOI	0,50	0,20	1,10	0,30	0,89	0,69
Total	99,20	99,50	98,20	99,10	99,30	98,50
Trace elements, ppm						
Ba	4860	7,00	40100	9,10	150,50	182,00
Ce	5130	10,30	290	630	20,60	21,30
Cs	2,92	3,43	3,68	1,86	0,77	1,90
Cu	5,00	6,00	5,00	9,00	8,00	10,00
Dy	2,41	2,51	1,26	2,00	2,21	3,75
Er	1,20	1,14	0,36	0,99	1,50	2,57
Eu	0,05	0,07	0,03	0,03	0,33	0,22
Gd	1,44	1,38	0,76	1,08	1,98	3,00
Lu	0,27	0,22	0,14	0,22	0,28	0,41
Nb	10,250	75,30	35,00	68,10	32,50	51,90
Nd	3,50	4,20	1,20	2,40	7,70	9,70
Pb	55,00	20,00	17,00	42,00	27,00	19,00
Rb	2324,00	212,00	3823,00	178,50	132,00	149,50
Sm	1,71	1,55	0,63	1,08	1,81	2,83
Sr	50,10	14,50	12,80	15,00	74,80	118,00
Ta	28,00	12,50	6,30	12,80	3,60	6,80
Tb	0,38	0,39	0,21	0,31	0,36	0,62
Th	6,39	5,50	4,18	2,70	20,70	22,60
Ti	0,50	0,50	0,70	0,50	0,50	0,50
Tm	0,23	0,23	0,12	0,19	0,22	0,42
U	12,80	7,58	5,45	5,39	6,89	6,02
V	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50
W	1,00	3,00	2,00	0,03	1,00	2,00
Y	13,40	13,50	7,10	10,20	13,90	21,00
Yb	1,90	1,63	0,95	1,53	1,27	2,86
Zn	13,00	10,00	5,00	16,00	8,00	10,00
Zr	23	9	14	13	295	49

جدول ۱ ادامه.

Samples /Oxides	واحد گرانو دیوریت و تو نالیت				
	MSGI 44	MSGI 9	MSGI 2	MSGI 33	MSGI 22
Major elements, wt%					
SiO ₂	65,50	65,60	63,00	60,60	60,80
Al ₂ O ₃	17,25	17,35	18,20	15,75	16,35
Fe ₂ O ₃	3,45	3,44	4,01	5,26	5,62
CaO	3,62	3,77	4,07	5,00	5,76
MgO	1,09	1,17	1,08	2,41	2,96
Na ₂ O	0,41	0,32	0,13	4,12	3,88
K ₂ O	1,93	1,88	2,04	2,19	1,95
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
TiO ₂	0,48	0,47	0,53	0,89	0,83
MnO	0,10	0,08	0,08	0,12	0,12
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,23	0,27	0,30
LOI	1,10	0,80	1,59	2,18	1,19
Total	100,00	100,00	100,00	99,90	99,90
Trace elements, ppm					
Ba	742,00	494,00	582,00	50,4,00	489,00
Ce	126,00	99,30	137,00	59,50	56,10
Cs	1,89	2,21	16,00	1,43	2,48
Cu	13,00	22,00	9,00	21,00	21,00
Dy	2,60	2,98	2,64	0,05	1,80
Er	2,60	2,98	2,64	2,05	1,80
Eu	1,63	1,33	1,62	1,25	1,42
Gd	7,18	6,47	6,81	4,26	4,35
Lu	0,23	0,40	0,37	0,31	0,26
Nb	24,70	37,60	31,60	22,30	18,30
Nd	40,40	33,90	45,40	23,80	25,90
Pb	15,00	18,00	49,00	34,00	17,00
Rb	79,70	78,60	62,30	10,70	76,40
Sm	6,54	6,38	6,86	1,33	4,79
Sr	577,00	562,00	533,00	422,00	761,00
Ta	2,10	3,20	2,80	1,80	1,20
Tb	0,92	0,99	0,91	0,55	0,62
Th	19,10	14,60	17,05	11,10	4,48
Ti	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Tm	0,22	0,42	0,35	0,29	0,25
U	2,38	3,76	2,13	2,08	2,01
V	39,00	39,00	40,00	10,80	88,00
W	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Y	21,10	28,40	20,90	19,10	17,10
Yb	2,13	2,70	2,40	2,2	1,65
Zn	61,00	66,00	53,00	73,00	79,00
Zr	315	259	295	173	115

جدول ۱ ادامه.

Samples /Oxides	واحد سنگهای حد واسط				
	MSGI 26	MSGI 7	MSGI 38	MSF 37	MSGI 40
Major elements, wt%					
SiO ₂	56.30	56.70	52.70	51.60	50.10
Al ₂ O ₃	15.55	18.90	12.95	12.55	16.30
Fe ₂ O ₃	8.25	6.49	8.95	6.87	7.42
CaO	7.18	7.50	9.61	11.10	10.60
MgO	6.73	2.16	8.17	11.15	8.21
Na ₂ O	2.19	3.90	3.32	2.28	2.57
K ₂ O	1.40	1.29	0.51	1.06	1.13
Cr ₂ O ₃	0.11	0.11	0.04	0.08	0.04
TiO ₂	1.02	0.99	0.93	0.76	1.07
MnO	0.12	0.13	0.18	0.12	0.14
P ₂ O ₅	0.27	0.34	0.14	0.18	0.21
LOI	1.88	1.39	1.10	1.98	2.87
Total	100.00	99.90	100.00	99.90	100.00
Trace elements, ppm					
Ba	291.00	457.00	72.70	212.00	517.00
Ce	37.00	91.20	25.00	35.10	34.90
Cs	2.76	0.85	0.73	0.78	1.33
Cu	10.00	29.00	16.00	16.00	52.00
Dy	1.65	4.05	2.06	1.56	3.37
Er	1.65	4.05	2.06	1.56	1.98
Eu	1.20	2.42	1.10	1.10	1.23
Gd	2.75	9.15	3.41	3.65	3.76
Lu	0.21	0.46	0.29	0.19	0.27
Nb	11.40	42.20	9.30	9.00	14.30
Nd	18.80	49.40	14.20	17.90	17.50
Pb	17.00	21.00	16.00	14.00	11.00
Rb	58.70	26.60	16.70	38.50	48.70
Sm	2.92	0.1025	3.41	3.82	3.79
Sr	441.00	612.00	395.00	296.00	451.00
Ta	0.80	3.50	0.70	0.70	0.80
Tb	0.57	1.43	0.60	0.55	0.61
Th	6.68	8.55	2.13	4.35	2.28
Ti	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Tm	0.22	0.53	0.29	0.20	0.27
U	2.19	2.00	0.90	0.99	0.84
V	189.00	101.00	20.600	126.00	157.00
W	4.00	1.00	2.00	2.00	<1.00
Y	15.60	34.80	19.20	12.70	18.20
Yb	1.46	3.35	1.91	1.29	1.78
Zn	77.00	72.00	80.00	61.00	70.00
Zr	1.01	66	77	87	1.03



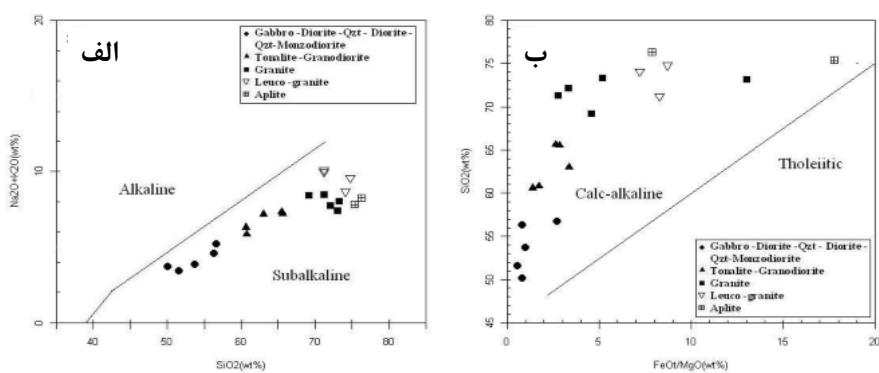
شکل ۶ نمودار مجموعه‌ی قلیایی نسبت به سیلیس [۱۱] برای سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی.

نمودار تقسیم‌بندی ماقماها بر اساس درجهٔ اشباع از آلومینیا معروف است [۱۶، ۱۷]، نیز در تعیین خاستگاه ماقماها گرانیتوئیدی اهمیت ویژه‌ای دارد. بنابر این نمودار سنگ‌های مورد بررسی در مجموعه‌ی پلوتونیک مشیرآباد در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع I و در گستره‌ی متاآلومین تا کمی پرآلومین توزیع شده‌اند (شکل ۹ ب). با توجه به حضور کانی‌های تیره اصلی هورنبلند و بیوپیت در سنگ‌های منطقه و عدم حضور کانی‌های غنی از Al مانند کردبریت، کروندولوم و توپاز در این سنگ‌ها ماهیت پرآلومینوس آن‌ها را نمی‌توان به فرایندهای هضم در بخش‌های میانی و بالای پوسته‌ی قاره‌ای وابسته دانست. بنابراین ویژگی‌های بالا نشان دهنده‌ی ماهیت متاآلومینوس سنگ‌های مورد بررسی است و ماهیت پرآلومینوس آن‌ها را می‌توان به میزان آب در ناحیه‌ی گداخته شدن نسبت داد [۱۸].

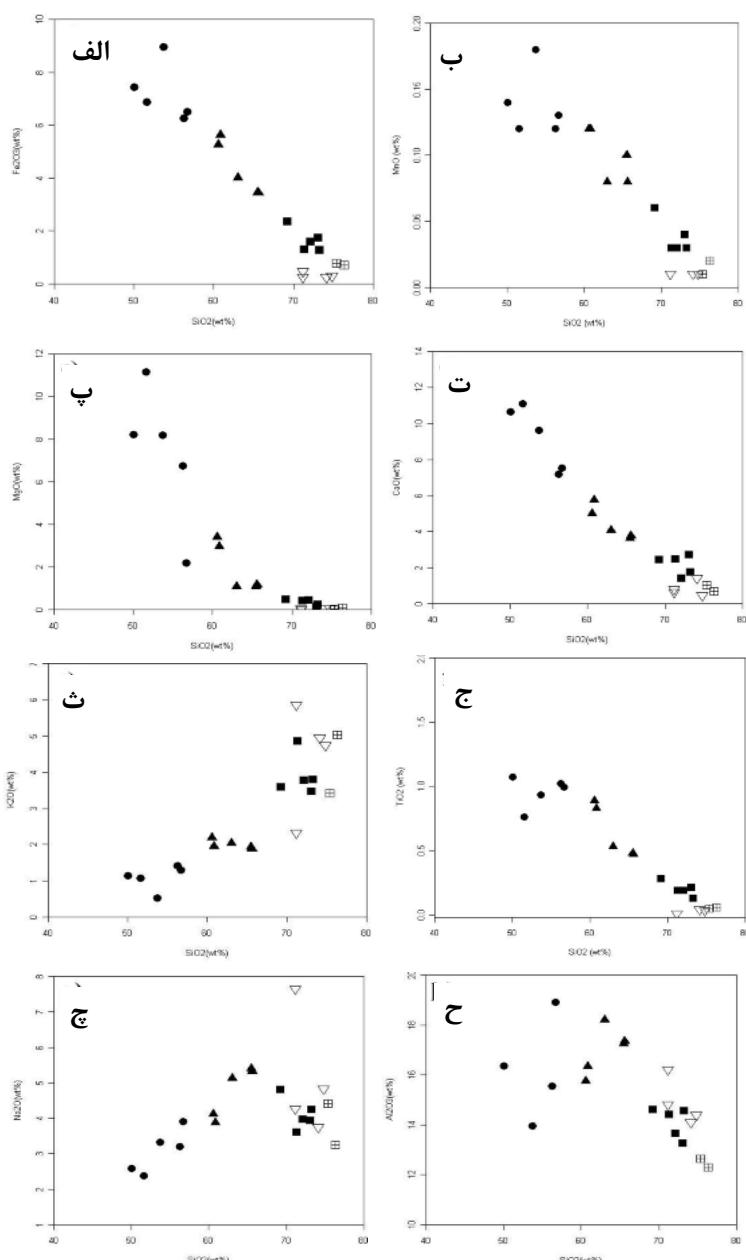
تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 در (شکل ۱۰) ترسیم شده است. چنانکه شکل نشان می‌دهد، فراوانی عناصر U و Rb با افزایش محتوای سیلیس ماقما را به فزونی می‌گذارد و عناصری نظیر V, Cr, Zn, Ni و Rb نزولی دارند که این تغییر روندها را می‌توان به فرایندهای جدایش بلوری نسبت داد.

نمونه‌ها در نمودار کل ماده‌ی قلیایی نسبت به سیلیس [۱۲] برای جدایش گستره‌های قلیایی و شبه قلیایی (شکل ۷ الف) و در نمودار $(\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO})$ نسبت به SiO_2 [۱۳] برای جدایش گستره‌های آهکی-قلیایی و تولئیتی (شکل ۷ ب) تصویر شده‌اند، چنانکه مشاهده می‌شود نمونه‌ها در گستره‌ی آهکی-قلیایی قرار گرفته‌اند.

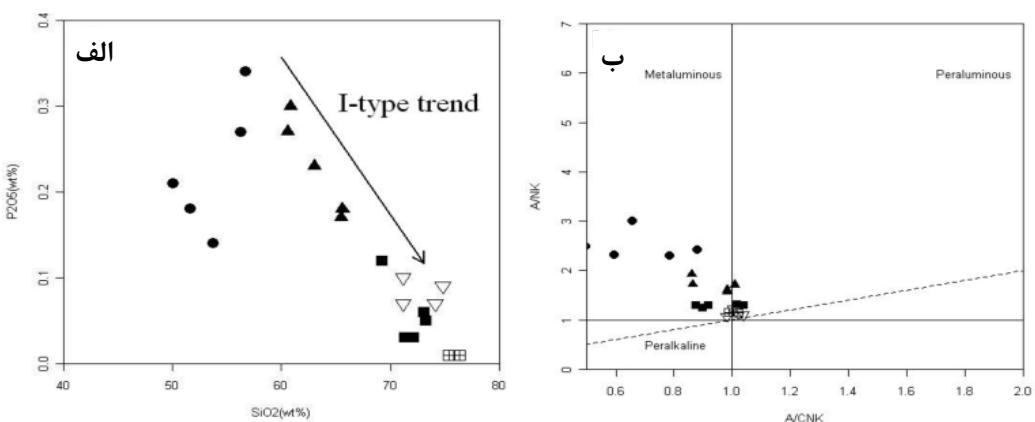
متداول‌ترین روش برای تعیین چگونگی شکل‌گیری ماقما، استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی است. نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 [۱۴] نشان می‌دهد که عناصری نظیر Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , K_2O و MgO با افزایش محتوای SiO_2 کاهش نشان می‌دهند، Al_2O_3 و Na_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند افزایشی دارند زیرا با پیشرفت جدایش، مقدار آن‌ها در گدازه‌ی باقیمانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختار فلدسپارها شوند (شکل ۸)، میزان Al_2O_3 و Na_2O روند خاصی را نشان نمی‌دهد که می‌تواند در اثر فرآیندهای بعدی مانند دگرنهای باشد. فراوانی اکسید فسفر با افزایش SiO_2 در مجموعه‌ی پلوتونیک مورد بررسی سیر نزولی دارد. این روند با ویژگی‌های ماقماهای نوع I همخوانی دارد [۱۵] (شکل ۹ الف). نمودار A/CNK نسبت A/NK که به



شکل ۷ الف) نمودار مجموعه‌ی قلیایی نسبت به سیلیس [۱۲]. ب) نمودار ($\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$) برای جدایش گستره‌های آهکی-قلیایی و تولئیتی [۱۳]، نمونه‌ها در گستره نیمه قلیایی و آهکی-قلیایی قرار دارند.



شکل ۸ نمودارهای تعییرات اکسیدهای اصلی نسبت به سیلیس گرانیت‌وئیدهای مشیرآباد [۱۴]. (علاوه مشابه شکل ۷).



شکل ۹ (الف) سیر نزولی فراوانی P_2O_5 با افزایش مقدار SiO_2 در مجموعه‌ی پلوتونیک مشیرآباد. این روند با شاخص‌های ویژه ماقماهای نوع I هم خوانی دارد [۱۵]. ب) نمودار تغییرات A/NK نسبت به A/CNK برای تعیین درجه اشباع از آلومینا [۱۶، ۱۷]. نمونه‌ها گستره‌ی شبه آلومین شکل ۷. کمی پرآلومین قرار می‌گیرند (علام مشابه شکل ۷).

اهمیت‌اند [۲۱]. مجموعه‌ی گرانیت‌وئید مورد بررسی دارای $ASI < 1$ و مقدار $Na+K < Al$ بوده و در نتیجه در زمرة گرانیت‌وئیدهای متاآلومین به شمار می‌رود. از نمودار تغییرات Na_2O نسبت به K_2O [۱۵] می‌توان برای جدایی نوع گرانیت‌وئیدهای نوع I و S استفاده کرد، در این نمودار سنگ‌ها در گستره‌ی گرانیت‌های نوع I تصویر شده‌اند (شکل ۱۲ الف).

جايگاه زمين‌ساختی و خاستگاه ماگما

شکل گيري پهنه‌ی سندنج-سیرجان که از ديدگاه زمين‌ساختی کلی در ميانه‌ی نوار چين خورده‌ی آلب-هيماليا قرار دارد، به زميندرز پوسته‌ی اقيانوسی تپيس جوان وابسته است. بررسی ماگماتیسم و تعیین محیط زمين‌ساختی در حاشیه‌های فعال قاره‌ای از بسیاری جهات، با پیچیدگی‌ها و تردیدهای مواجه است و بدین سبب همواره مورد بررسی بسیاری از پژوهشگران بوده است [۲۲]. در اینجا سعی شده است بر پایه‌ی فراوانی عناصر اصلی و کمیاب، محیط زمين‌ساختی و خاستگاه ماگمایی مجموعه‌ی گرانیت‌وئیدی مورد بررسی مشخص شود.

رفتار ژئوشیمیایی بعضی از عناصر در نمونه‌های گرانیتی با چند نمونه از گرانیت‌های قوس آتشفسانی از شیلی، جامائیکا و عمان مقایسه شده‌اند (شکل ۱۲ ب). در نمودارهای عنکبوتی واحد گرانیتی مشیرآباد (شکل ۱۳) از نظر عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند La, Rb, Ce, K و Th غنی شدگی روشني را نشان می‌دهند و به طور نسبی از عناصر با شدت میدان شدید (HFSE) مانند Ti, Nb, Y, Yb و Te شدگی دارند. این ویژگی از ویژگی‌های گرانیت‌وئیدهای قوس آتشفسانی

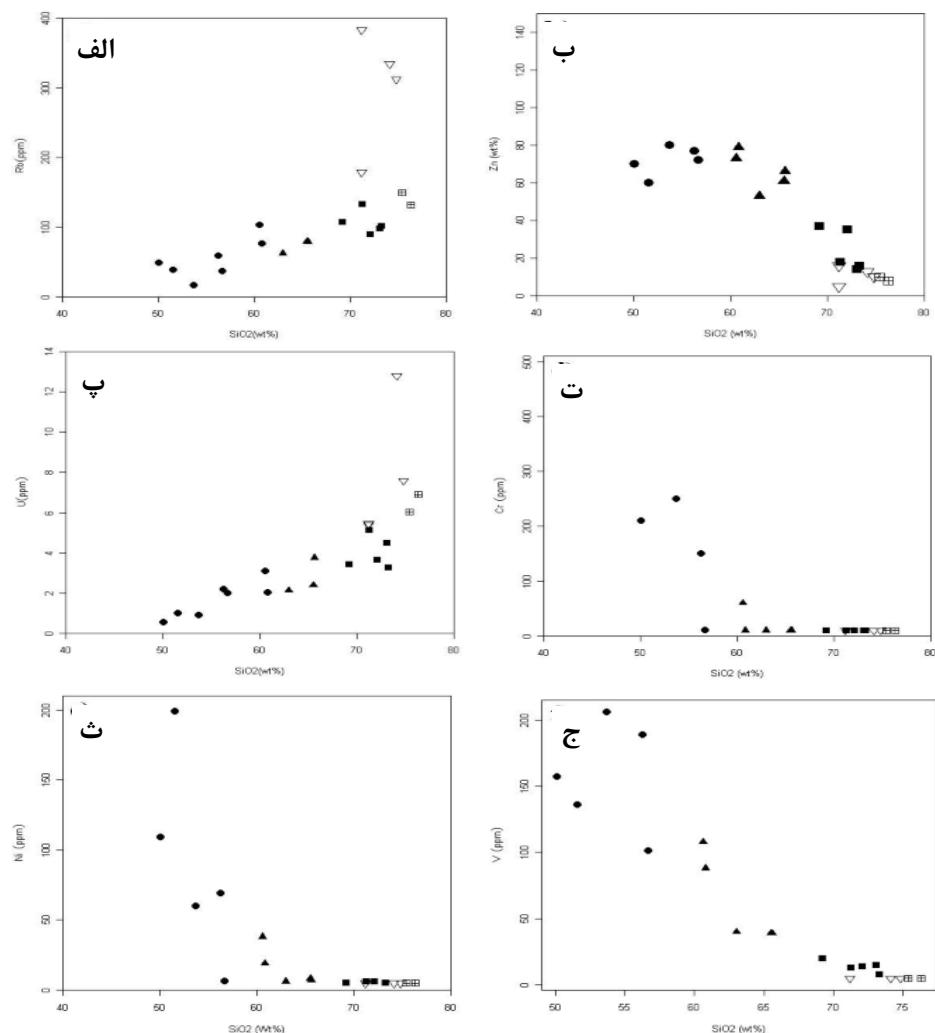
از آنجا که فرآيندهای گداختن بخشی و تبلور جدایشی هر دو منجر به ايجاد پديدهای نهايی مشابه در شکل گيري سنگ‌های ماگمایی می‌شوند، بنابراین با مشاهده ارتباط خويشاوندي نمونه‌ها، باید ديد که کدام يك از اين فرآيندها مسبب اين ارتباط هستند؟ برای پاسخ به اين سوال لازم است از نمودارهای خاصی استفاده شود. در بعضی از نمودارها تغییرات دو عنصر ناسازگار نسبت به يكديگر رسم می‌شود. اگر دو عنصر ناسازگار روند خطی مثبتی که از مبدا مختصات نيز بگذرد نشان دهنده، در اين صورت فرآيند اصلی ارتباط بين سنگ‌ها تبلور جدایشی است. در غير اين صورت گداختن بخشی متعادل با خاستگاه عامل اصلی ارتباط است [۱۹].

نمودار K_2O-Rb روند خطی با شيب مثبت را برای نمونه‌های وابسته به توده‌ی گرانیت‌وئیدی مشیرآباد نشان می‌دهد که نشان دهنده‌ی تبلور جدایشی در شکل گيري اين نمونه‌ها هستند. نمودار تغییرات SiO_2-TiO_2 نشان دهنده‌ی جدایش TiO_2 طی روند جدایشی است. ميزان تغییرات عيار TiO_2 در سنگ‌های حدوات سطحی موردنگرانی زیاد و در سنگ‌های اسيدي کم است. دو عنصر Ti و V در نمودار $V-TiO_2$ نيز طی جدایشی سیر نزولی داشت، که اين می‌تواند به تشکيل مگنتيت روند جدایشی وابسته باشد [۲۰] (شکل ۱۱).

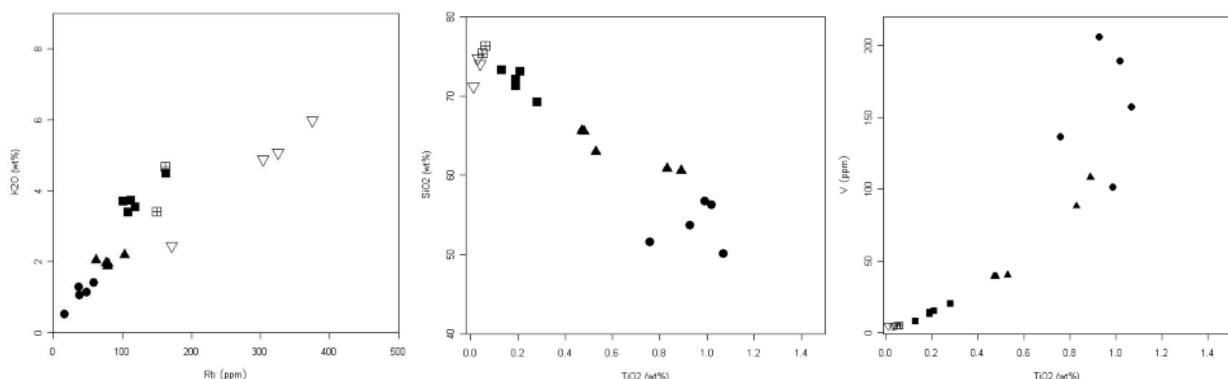
ضرير اشباع از آلومينيوم يا (ASI) که برابر است با: $ASI=[Al/(Ca-1.67P+Na+K)]$ و نيز نسبت $Na_2O + K_2O - CaO$ در تعیین نوع گرانیت‌وئیدها حائز

بی‌هنجری منفی Nb نیز شاخص مناطق وابسته به فرورانش و کرانه‌های فعال قاره‌ای است [۲۴].

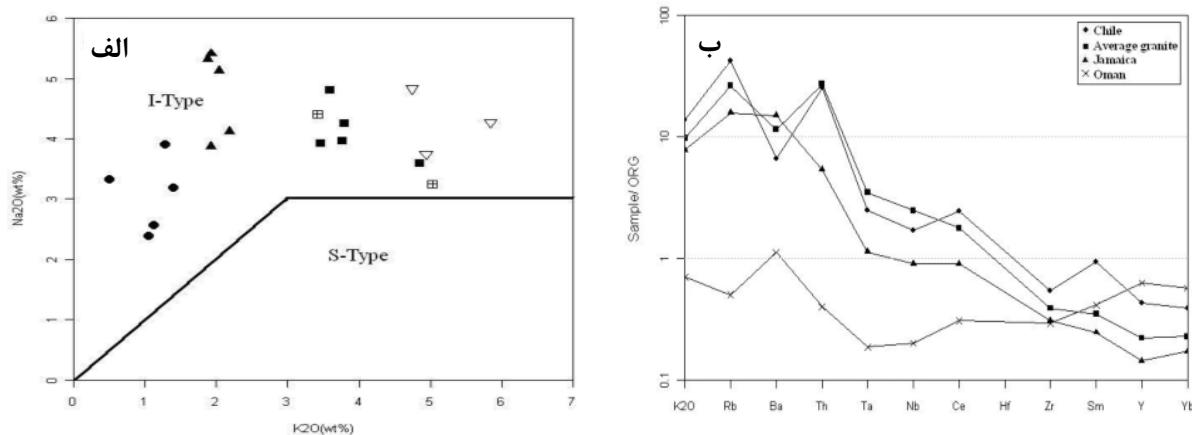
وابسته به مناطق فرورانش است [۲۳]. این نمونه‌ها یک غنی شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و یک تهی شدگی در HREE و نیز بی‌هنجری منفی در Eu را نشان می‌دهند.



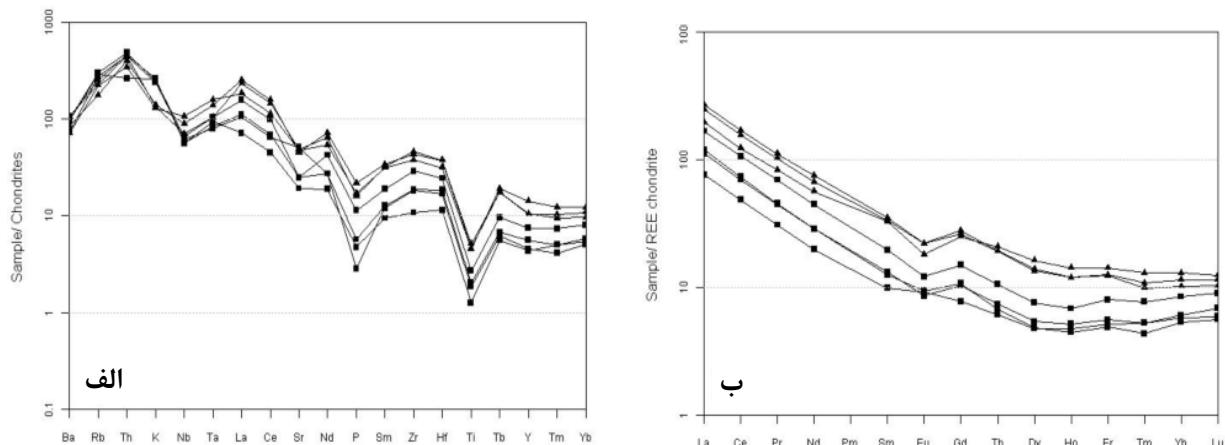
شکل ۱۰ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر کمیاب نسبت به سیلیس گرانیتوئیدهای مشیرآباد [۱۴]. (علام مشابه شکل ۷).



شکل ۱۱ بررسی روند تفریق در نمونه‌های گرانیتوئیدی مشیرآباد [۱۹] (علام مشابه شکل ۷ می‌باشد).



شکل ۱۲ (الف) نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و S از همدیگر [۱۵]. گرانیت‌وئیدهای مشیرآباد در گستره‌ی گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۷). ب) مقایسه‌ی تمرکز بعضی از عناصر در گرانیت‌های مشیرآباد با گرانیت‌وئیدهای قوس آتشفسنای نوعی دنیا روند نمونه‌ها مشابه با گرانیت‌های قوس‌های آتشفسنای شیلی است (نمونه‌ها نسبت به گرانیت‌هاء



شکل ۱۳ (الف) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی برای نمونه‌های گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه‌ی مورد بررسی بر اساس داده‌های کندریت [۳۷].
ب) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بر اساس داده‌های کندریت [۳۸] ترسیم شده است.

با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیائی (چگونگی تمرکز عناصر اصلی، توزیع و فراوانی عناصر ناسازگار)، گرانیت‌وئیدهای منطقه‌ی از نوع I هستند و برای خاستگاه این سنگ‌ها از سوی [۲۸، ۲۷] سه پیشنهاد زیر ارائه شده است:

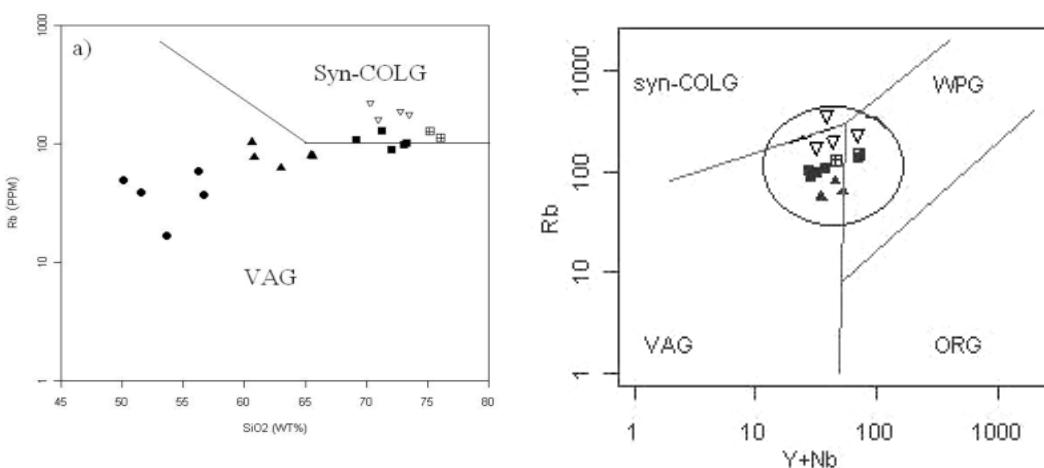
- ۱- ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده
- ۲- ذوب گوهی گوشه‌ای دگرنهاد شده در بالای صفحه فرورانش
- ۳- ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی زیرین در اثر نفوذ مagmaهای بسیار گرم گوشه‌ای

در نمودارهای [۲۶، ۲۵] گرانیت‌ها را از لحاظ زمین‌ساختی به چهار گروه، شامل: گرانیت‌های زون گسترش (ORG) و گرانیت‌های هم زمان با برخورد قاره‌ای (Syn-COLG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های کمرندهای زون فرورانش (VAG) تقسیم شده‌اند، نمونه‌های گرانیت‌وئید مشیرآباد در گستره‌ی قوس آتشفسنای (VAG) قرار می‌گیرند و توده‌ی گرانیت‌وئیدی این گستره، ویژگی گرانیت‌وئیدهای وابسته به کرانه‌های قاره‌ای فعال را نشان می‌دهند که دارای بیوتیت و هورنبلند بوده و از گرانیت‌وئیدهای نوع I هستند (شکل ۱۴).

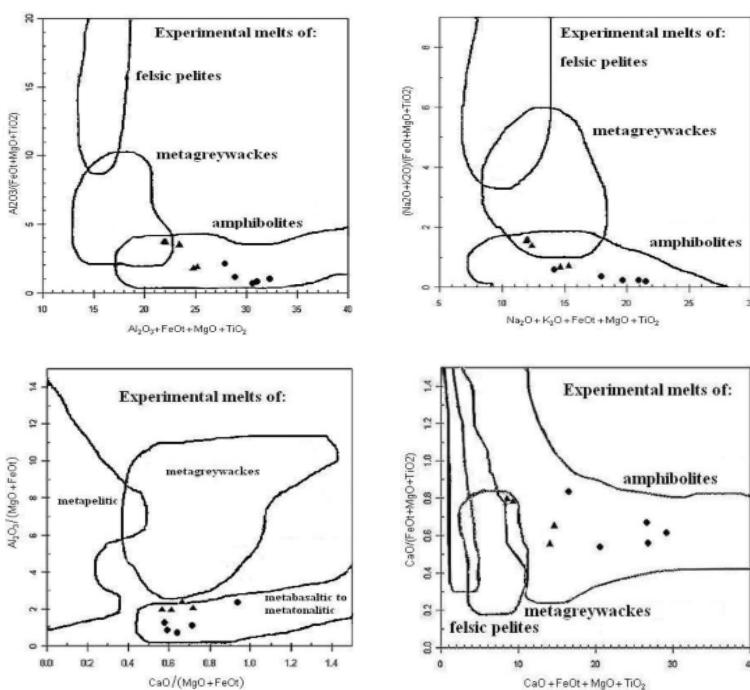
ذوب بخشی سنگ‌های آذرین دگرگون شده (حدواسط) در پوسته‌ی زیرین، به واسطه‌ی ذوب بدون آب آمفیبولیت می‌تواند منجر به تشکیل ماقماهای تونالیتی (دیوریتی) شود [۳۴]. به نظر می‌رسد خاستگاه گرانیتوئیدهای منطقه‌ی مشیر آباد نیز به این صورت باشد بدین ترتیب در منطقه‌ی مورد بررسی با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیابی و ویژگی‌های زمین‌شناسی، چنین به نظر می‌رسد که توده‌ی گرانیتوئیدی مشیر آباد در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ی زیرین به وجود آمده است و تبلور جدایشی گدازه‌ها طیف انواع سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی را سبب شده است.

گرمای لازم برای ذوب از حضور ماقماهای بازی گوشه‌های در پی سنگ پوسته‌ی زیرین تامین می‌شود [۳۵]. ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته ممکن است با دخالت سازندگانی (الجزایی) از گوشه‌های نیز توانم باشد. زیرا نفوذ این ماقماهای گدازه‌های بخشی پوسته‌ای، می‌تواند فرایندهایی نظیر اختلاط / آمیختگی ماقمایی، انتشار انتخابی عناصر قلیابی و تغییرات ایزوتوپی را به دنبال داشته باشد. [۳۶] نفوذ این ماقماهای درون و زیر ورقه‌های در حال فرورانش را عامل توزیع گرما و در نتیجه ذوب بخشی پوسته می‌داند. دخالت گدازه‌های گوشه‌ای در تشکیل ماقمای دیوریتی با شاخص‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ترکیب شیمیابی این توده‌ی گرانیتوئیدی پذیرفتی است، بدین ترتیب این ماقماهای را می‌توان عامل ایجاد گرما در تشکیل ماقمای دیوریتی در نظر گرفت.

ویژگی‌های ژئوشیمیابی سنگ‌های مجموعه‌ی پلوتونیک مورد بررسی نظری غنی‌شدنگی عناصر ناسازگار K، Rb، Th، La، Ce، Nd و Eu و Nb و Ti، بی‌هنگاری منفی Rb/Sr کمتر از ۰.۶ در این توده، وجود کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، A/NCK کمتر از یک و A/NK بیش از یک، با گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین همخوانی بیشتری دارد [۲۹، ۲۱]، لذا منابع ماقمایی با خاستگاه پوسته‌ای و یا حداقل با دخالت موثر منابع پوسته‌ای را بایستی انتظار داشته باشیم [۲۲]. بر اساس نتایج حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای، ماقماهای گرانیتوئیدی آهکی - قلیابی نوع I می‌توانند از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگون مافیک تا حد واسط آبدار در پوسته به وجود آیند [۳۰]. از طرف دیگر گدازه‌های مشتق شده Al₂O₃ / (FeO_{total} + Na₂O + K₂O) / (FeO + MgO + TiO₂) و MgO + TiO₂ پایین‌تری نسبت به گدازه‌های حاصل از ذوب متاپلیت‌ها هستند (شکل ۱۵)، بنابراین گرانیتوئیدهای دارای نسبت‌های پایین (Na₂O + K₂O) / Al₂O₃ / (FeO_{total} + MgO + TiO₂) می‌توانند از ذوب چنین سنگ‌های پوسته‌ای حاصل شوند. در نمودارهای طراحی شده بر اساس بررسی‌های تجربی [۳۳-۳۱] نمونه‌های مافیک به عنوان ترکیب ماقمای اولیه در قلمروهای ترکیبی گدازه‌های تجربی مشتق شده از ذوب متاپلیت‌ها، متاکریوک‌ها و آمفیبولیت‌ها نشان داده شده است (شکل ۱۵).



شکل ۱۴ موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های گرانیتوئیدی مشیر آباد در نمودارهای [۲۶، ۲۵]، این نمودارها نشان می‌دهند که اکثر نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت‌های قوس‌های آتش‌شسانی قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۷).



شکل ۱۵ قلمرو ترکیبی گدازه‌های تجربی مشتق از گداخت پلیت‌ها، متاگریواک‌ها و آمفیبولیت‌ها [۳۳-۳۱] و ترکیب نمونه‌های مافیک منطقه به-عنوان ترکیب ماقمای مادر (علاوه مشابه شکل ۷).

[۲] سپاهی گرو، ع.ا.، "پترولوزی مجتمعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها"، پایان نامه دوره دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸) ۳۲۵ صفحه.

[۳] قلمقاش ج، "توده‌های گرانیتوئیدی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۶) ۱۴۴ صفحه.

[۴] احمدی خلجمی، ا.، "پترولوزی توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد"، پایان نامه دوره دکتری، دانشگاه تهران (۱۳۸۶) ۱۹۰ صفحه.

[۵] عمیدی س.م، "تحقیق سنگ‌شناسی آذرین جنوب شهرستان قروه"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۴۵) ۶۰ صفحه.

[۶] شیخ ذکریائی ج، "بررسی پترولوزی سنگ‌های آذرین قروه"، پایان نامه دوره دکتری، دانشگاه آزاد تهران (۱۳۸۷) ۴۰۰ صفحه.

[۷] نبوی م.ح، "دبیاچه‌ای برزمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۵۵) ۱۳۵ صفحه.

[۸] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", American Journal of Science 304 (2004) 1-20.

[۹] مجلل م. و سهندی م.ر، "تمکمل تکتونیکی پهنه سنندج سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید

برداشت
مجموعه‌ی پلوتونیک مشیرآباد واحدهای سنگی مختلف را در خود جای داده است. طیف سنگ‌های موجود در این مجموعه از دیوریت تا گرانوڈیوریت و گرانیت تغییر می‌کند. روابط صحرایی این توده‌ها نشان می‌دهند که مرز بین واحدهای منطقه به صورت تدریجی و نشانگ تبلور جدایشی کانی‌های سازنده و خاستگاه گرفتن آن‌ها از یک ماقمای مشترک است که با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیابی می‌توان این مجموعه را حاصل ماقمایی با ترکیب حدواسط (دیوریتی) حاصل از ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ی زیرین دانست. نمودارهای ژئوشیمیابی نشان می‌دهند که سنگ‌های این مجموعه از نوع گرانیتوئیدهای نوع I، آهکی-قلیایی و از نظر درجه‌ی اشباع از آلومینیوم (ASI) متألومین تا کمی پرآلومین هستند. به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها با ماقماتیسم ناشی از فروزانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی وابسته بوده و در یک محیط زمین-ساختمی وابسته به کرانه‌های قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند.

مراجع

- [۱] ترکیان ا، "مطالعه پتروگرافی و پترولوزیکی پگماتیت‌های الوند همدان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوزی، دانشگاه تهران (۱۳۷۴) ۱۷۲ صفحه.

- [26] Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *J. Petrol* 25 (1984) 956-983.
- [27] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzenow in the Eurr H., "High potassium, calc-alkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)", *Lithos* 50 (2000) 51-73.
- [28] Laouar R., Boyce A.J., Arafa M., Ouabadi A. Fallick A.E., "Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria)", *J. African Earth Science* 41 (445-465).
- [29] Chappell B.W., Stephens W.E., "Origin of infra-crustal (I-type) granite magmas, In: *Origin of granite*", *Earth Science* 79(2-3) (1988) 71-86.
- [30] Roberts M.P., Clemens J.D., "Origion of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids", *Geol.* 21 (1993) 825-828.
- [31] Patino~ o Douce A.E., "Effects of pressure and H₂O content on the composition of primary crustal melts", *Trans. R.Soc. Edinburgh: Earth Science* 87 (1996) 11-21.
- [32] Patino~ o Douce A.E., Beard J.S., "Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar", *J. Petrol* 36 (1995) 707-738.
- [33] Patino~ o Douce A.E., McCarthy T.C., "Melting of crustul rocks during continental collision and subduction, In: *Geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*", *Petrology and Structural Geology*, Vol. 10. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (1998) 27-55.
- [34] Johannes W., Holtz F., "Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks", Berlin, Springer-Verlag (1996) 335pp.
- [35] Gupta A.A., "Igneous rocks", Allied publishers limited, India, New Delhi (1998) 690 pp.
- [36] Clemens J.D., "S-type granitic magma-petrogenetic issues, model and evidence", *Earth sciense. Rev* 61 (2003) 1-18.
- [37] Thompson A.B., "Magmatism of the Bristish Tertiary Volcanic Province", *Scott. J. Geol.* 18 (1982) 50-107.
- [38] Boyenton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*", Elsevier (1984) 63-114.
- در آن، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال هشتم، شماره ۳۲-۳۱ (۱۳۷۸). [۱۰] حسینی م، "نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، برگ شماره ۵۵۶۰ (۱۳۷۶).
- [11] Middlemost E. A. K, "Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology" , Longman Groupuk, London (1985).
- [12] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of common volcanic rocks", *Can. J. Earth Science* 8 (1971) 523-484.
- [13] Miashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", *Am. J. Science* 274 (1974) 321-355.
- [14] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Methuen, London (1909).
- [15] Chappel B.W., White A.J.R., "I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Trans. R.Soc. Edinb. Earth Science* 83 (1992) 1-26.
- [16] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geol. Amer. Bull* 101 (1989) 635-643.
- [17] Shand S.J., "Eruptive rocks", T. Murby, London (1947) 488p.
- [18] Waight T.E., Weaver S.D., Muir R.J., "The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand, granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 130 (1998) 225-239.
- [19] Rogers j.j.W., Suayah I.B., Edwards J.M., "Trace elements in continental margin magmatism", Part IV. *Geol. Sec. Am. Bull* 95 (1984) 1437-1445.
- [۲۰] علیرضایی ع، "رئوژیمی سنگ‌های گرانیتیویدی معدن میلوک و رابطه آن با کانسیار سازی مس"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بولی سینا (۱۳۸۸) ۱۷۸ صفحه.
- [21] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", *Pac. Geol* 8 (1974) 173-174.
- [۲۲] ترکیان ا، "مطالعه مagma تیسم توده گرانودیوریتی منطقه جنوب قزوین، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۷) ۱۳۵ صفحه.
- [23] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman, London (1989) 461 pp.
- [24] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geol. Amer. Bull.* 101 (1989) 635-643.
- [25] Pearce J., "Sources and setting granitic rocks", *Episodes*, 19(4) (1996) 120-125.