



سال بیست و دوم، شماره‌ی دوم، تابستان ۹۳، از صفحه ۲۴۳ تا ۲۵۶

تغییر ترکیب شیمی آپاتیت در انواع گرانیت و کاربرد آن در سنگ‌شناسی: بررسی موردی از توده‌های نقده، زوزن، بانه و شیرکوه

سید علی مظهری^{*۱}

دانشگاه پیام نور- گروه علمی زمین‌شناسی- تهران ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵-۱/ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۶/۸، نسخه نهایی: ۹۱/۱۲/۷)

چکیده: در این بررسی کانی آپاتیت در نمونه‌های گرانیتوئیدی چهار توده‌ی شناخته شده به روش ریز پردازش الکترونی (EPMA) مورد بررسی قرار گرفت. داده‌های حاصل نشان می‌دهد که تمرکز بسیاری از عناصر کمیاب موجود در آپاتیت را می‌توان بدین روش تعیین کرد. ترکیب عناصر کمیاب در آپاتیت گرانیت‌های مختلف دامنه‌ی تغییرات گسترده‌ای نشان می‌دهد و معمولاً بین این تغییرات و ترکیب سنگ میزبان رابطه‌ی منظمی برقرار است. با استفاده از نمودارهای دوتایی که تغییرات ترکیب سنگ کل از قبیل ضریب اشباع آلومینیوم (ASI) و استرانسیوم] با عناصر کمیاب آپاتیت را ترسیم می‌کند، می‌توان به نوع ماگمای اولیه دست یافت. ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت در انواع مختلف گرانیت تفاوت‌های روشنی از خود نشان می‌دهند. آپاتیت‌های گرانیت نوع I غنی از S, Cl, Si, Th و LREE هستند در حالی که نمونه‌های نوع S تمرکز بالایی از Fe, Mn, Na, F و HREE دارند. آپاتیت‌های سوزنی موجود در نمونه‌های مافیک تر گرانیتوئیدهای نوع I و نیز برونوم‌های ریز دانه‌ی مافیک در بسیاری از موارد تمرکز غیر معمولی نسبت به آپاتیت‌های دیگر در سنگ میزبان نشان می‌دهند که حاکی از نقش فرایند اختلاط ماگمایی در تشکیل این سنگ‌ها هستند.

واژه‌های کلیدی: آپاتیت؛ گرانیت؛ نوع I؛ نوع S؛ زوزن؛ نقده؛ بانه؛ شیرکوه.

مقدمه

داد که ترکیب کانی‌های فلسیک نیز می‌تواند در تعیین ماهیت ماگماهای گرانیتی نقشی به سزایی بازی کند [۵،۴]. بررسی‌های دقیق شیمی کانی‌ها نشان داد که برخی از کانی‌های فرعی و کمیاب نیز در این گونه بررسی‌های سنگ‌شناسی قابلیت مناسبی دارند. آپاتیت یکی از این کانی‌هاست که در زمینه‌های مختلف مورد استفاده قرار گرفته است. آپاتیت به عنوان یک کانی فرعی شاخص در اکثر محیط‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی تشکیل می‌شود و در گستره‌ی دم-فشار گسترده پایدار است به طوری که می‌توان آن را در

در ده‌های اخیر با پیشرفت تجهیزات آزمایشگاهی استفاده از ترکیب کانی‌ها در بررسی‌های سنگ‌شناسی گسترش چشمگیری یافته است. در آغاز از ترکیب اکسیدهای اصلی کانی‌های فرومنیزین برای بررسی پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی ماگماهای بازالتی مورد استفاده قرار گرفت [۱]؛ و سپس با تلفیق داده‌های عناصر اصلی و کمیاب این کانی‌ها، اطلاعات با ارزشی از فرایندهای سنگ‌شناسی حاکم بر شکل‌گیری ماگماهای مختلف بدست آمد [۲،۳]. پژوهش‌های بعدی نشان

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۲۶۴۴۰۱۲ (۰۵۷۱)، نامبر: ۲۶۵۷۵۳۱ (۰۵۷۱)، پست الکترونیکی: ali54894@yahoo.com

کرد [۱۵]. در این پژوهش ترکیب آپاتیت در نمونه‌های منتخب از چهار توده‌ی گرانیتوئیدی مختلف ایران با استفاده از EPMA تجزیه شده، و روابط کانی‌های فرعی با به کارگیری SEM استفاده شده است. این توده‌ها شامل دو توده‌ی گرانیتوئیدی نوع I (نقده و زوزن) و دو توده‌ی نوع S (بانه و شیرکوه) می‌شود که بررسی‌های سنگ‌شناسی دقیق قبلاً روی آن‌ها صورت گرفته است ([۲۱-۱۸]). نتایج حاصل نشان می‌دهد که بررسی ترکیب آپاتیت همراه با بررسی دقیق روابط کانی‌شناسی کانی‌های فرعی می‌تواند در تعیین فرایندهای پتروژنتیکی گرانیتوئیدها کارساز باشد.

موقعیت زمین‌شناسی و مشخصات پترولوژیکی گرانیتوئیدهای

مورد مطالعه

سنگ‌های گرانیتی که برای این بررسی انتخاب شده‌اند از چهار توده‌ی شناخته شده ایران انتخاب شده‌اند که داده‌های پترولوژیکی نسبتاً جامعی در مورد آنها وجود دارد. دو توده‌ی (نقده و زوزن) شاخص گرانیتوئیدهای نوع I و دو توده دیگر (بانه و شیرکوه) دارای ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع S هستند که در این بخش خلاصه‌ای از مشخصات زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی توده‌های یاد شده آورده شده‌اند:

توده‌ی نقده

توده نقده در ۵ کیلومتری غرب شهر نقده و در شمال غربی زون سنندج-سیرجان قرار گرفته است (شکل ۱). این توده از دو بخش مافیک و فلسیک با ژن و عوامل زمین‌شناسی متفاوت تشکیل شده است. ترکیب سنگ‌های مافیک دیوریت-گابرو بوده و در حدود ۹۶Ma و در یک محیط زمین‌ساختی فرورانشی حاصل شده‌اند. بنابر داده‌های ژئوشیمیایی معلوم شد که آنها از گوشته‌ی غنی شده بالای ورقه در حال فرورانش مشتق شده‌اند [۲۲]. سنگ‌های فلسیک در حدود ۴۰Ma تشکیل شده‌اند و از نظر ژئوشیمیایی به دو گروه گرانیتوئیدهای مافیک‌تر (MMG) و مونزوگرانیت‌ها تقسیم می‌شوند. صعود بازالتهای عمیق از گوشته، گرمای لازم برای ذوب پوسته آمفیبولیتی را فراهم آورده و موجب تشکیل ماگمای اولیه شده است. پس از آن، برهم‌کنش بین ماگماهای فلسیک و مافیک سنگ‌های مختلف واحد MMG را بوجود آورده است. ذوب

دمای اتاق و فشار ۱ اتمسفر مشاهده کرد، و البته این کانی تا دمای ۱۳۵۰°C و فشار ۲/۵ GPa نیز پایدار باقی می‌ماند [۶]. آپاتیت در آغاز تبلور ماگمایی به عنوان یک فاز اولیه تشکیل می‌شود، تبلور آن طی جدایش ماگمایی ادامه می‌یابد و در طول شکل‌گیری آبگون‌های سیلیکاتی به حد اشباع می‌رسد [۷]. هرچند فرمول ایده آل آپاتیت $Ca_{10}(PO_4)_6(F, OH, Cl)_2$ است، اما می‌تواند با توجه به شرایط حاکم بر محیط مقادیر قابل توجهی از برخی عناصر کمیاب همچون REE, Sr, U و Th را در ساختار خود جای دهد. بررسی تغییرات عناصر کمیاب در آپاتیت‌ها نشان داده است که از آن می‌توان به عنوان ابزاری سودمند در پژوهش‌های زمین‌شناسی استفاده کرد. این تغییرات در شناخت خاستگاه کانسارها [۸] و در زمینه‌ی پی‌جویی کانی‌ها [۹] مفید هستند و در شناخت چگونگی شکل‌گیری انباشته‌های اقیانوسی^۱ مورد استفاده قرار گرفته‌اند [۱۰]. علاوه بر این از آپاتیت برای بررسی فرایندهای ماگمایی تأخیری در فعالیت‌های آتشفشانی [۱۱] و پتروژنز سنگ‌های مختلف اولترامافیک، قلیایی و کربناتی استفاده شده است [۱۲، ۱۳]. اما در این میان بیشترین توجه بر روی بررسی رفتار آپاتیت در ماگماهای گرانیتی متمرکز شده و بررسی‌های فراوانی در این زمینه انجام شده است. بررسی‌های انجام شده نشان داد که فراوانی و نسبت انباشت عناصر فرعی و کمیاب در آپاتیت تحت تأثیر عوامل تعیین‌کننده‌ی نوع گرانیت (I یا S) است و در نتیجه از شیمی آپاتیت می‌توان برای تعیین نوع و خاستگاه گرانیتها کمک گرفت [۱۴]. آپاتیت برای بررسی تکامل گرانیت‌ها و تشخیص روندهای حاکم در طول شکل‌گیری ماگما نیز به کار گرفته شده است ([۱۷-۱۵]).

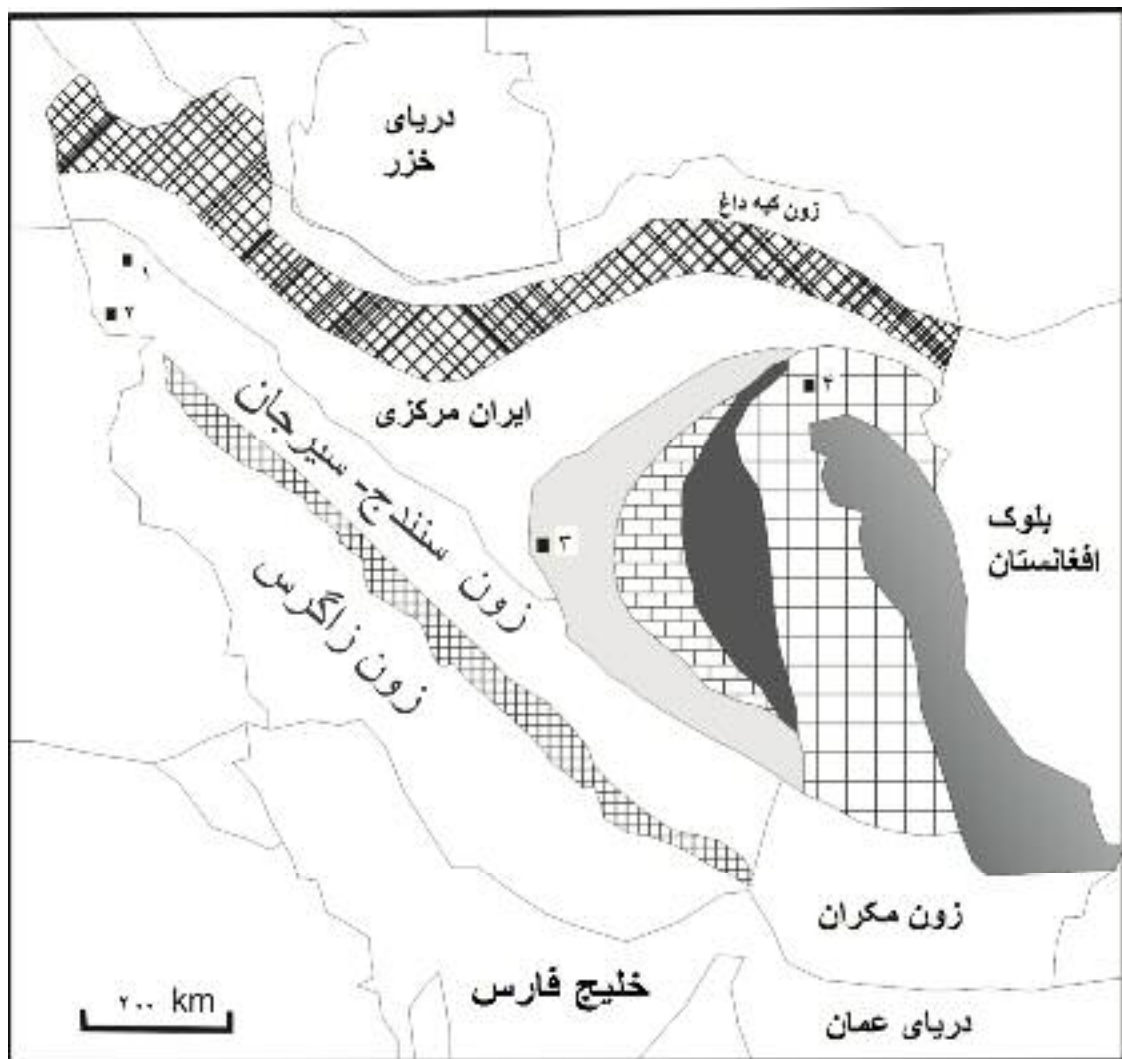
ترکیب شیمیایی آپاتیت را می‌توان با استفاده از تجهیزات و فناوری‌های جدید به دست آورد به طوریکه معمولاً از داده‌های ریز پردازنده‌ی الکترونی (EPMA) می‌توان برای تعیین اکسیدهای اصلی و از روش طیف‌سنجی جرمی سایش لیزری پلاسمای جفت القایی (LA-ICP-MS) برای تعیین میزان عناصر کمیاب استفاده کرد؛ (به عنوان مثال [۱۲، ۱۴، ۱۰]). این پژوهش‌ها نشان می‌دهند که در بسیاری از موارد برای تعیین میزان عناصر کمیاب در آپاتیت می‌توان از EPMA نیز استفاده

شناسی مستقل از گرانیتوئیدها هستند [۱۹]. بخش فلسیک شامل گرانیتوئیدهای آهکی-قلیایی پتاسیم بالای متآلومین تا کمی پرآلومین است. این گرانیتوئیدها از طریق ذوب بخشی سنگهای مافیک گوشته‌ای حاصل شده‌اند. روابط صحرایی، شواهد سنگ نگاری و ترکیب شیمیایی نشان می‌دهد که ذوب بخشی گوهی گوشته‌ای به همراه اختلاط ماگمایی و تبلور جدایشی منجر به تشکیل این سنگ‌ها شده است [۱۹].

سنگ‌های مافیک نرده به همراه هضم برخی از سنگ‌های قدیمی تر پوسته نیز مونزوگرانیت‌ها را پدید آورده است [۱۸].

توده‌ی زوزن

توده‌ی زوزن در شمال شرقی بلوک لوت و ۱۲۰ کیلومتری شهر بیرجند واقع شده است (شکل ۱). این توده نیز از دو بخش متمایز فلسیک و مافیک تشکیل شده است. سنگ‌های مافیک دیوریت‌های وابسته به قوس آتشفشانی هستند و از نظر سنگ-



شکل ۱ موقعیت توده‌های مورد بررسی در واحدهای زمین شناسی ایران. ۱= توده‌ی نرده، ۲= توده‌ی بانه، ۳= توده‌ی شیرکوه، ۴= توده‌ی زوزن

توده‌ی بانه

توده‌ی بانه یکی از توده‌های نفوذی پرشمار شمال زون سنندج-سیرجان است (شکل ۱). این توده مجموعه‌ای متشکل از سنگ‌های مختلف مافیک و فلسیک نفوذی است که در سنگ‌های دگرگونی کرتاسه فوقانی نفوذ کرده و به وسیله‌ی سنگ‌های الیگو-میوسن پوشانده شده است. گرانیتوئیدهای این توده شامل چندین فاز متفاوت بیوتیت گرانیت، دو میکا گرانیت، گرانیت گارنت‌دار و گرانیت آمفیبول‌دار است به جز دسته آخر، فازهای دیگر دارای مشخصات گرانیتوئیدهای نوع S هستند [۲۰]. آنها از طریق ذوب سنگ‌های پوسته‌ای مختلف و در شرایط محیطی متمایز تشکیل شده‌اند [۲۰]. گرانیت‌های گارنت‌دار جوانترین فاز هستند که به صورت دایک در بیوتیت گرانیت‌ها نفوذ کرده‌اند.

توده‌ی شیرکوه

باتولیت گرانیتی شیرکوه در بلوک یزد و در غرب خرد قاره‌ی ایران مرکزی (CIM) جای گرفته است (شکل ۱). روابط صحرایی و داده‌های سال سنجی Rb-Sr سن ژوراسیک میانی را برای جایگیری این توده پیشنهاد می‌کند [۲۳]. ترکیب گرانیتوئیدها از لوکوگرانیت تا گرانودیوریت تغییر می‌کند و با ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی مختص گرانیت‌های نوع S همخوانی دارد [۲۱]. گرانیت شیرکوه از طریق ذوب‌بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده‌ی غنی از پلاژیوکلاز (متاگریوکها) حاصل شده است و تغییرات ترکیب سنگ‌ها از تبلور جدایشی، شامل جدا شدن بلورهای بازمانده از گدازه‌ی اولیه، حاصل شده است [۲۱].

انتخاب نمونه و روش بررسی

چنانکه اشاره شد، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های توده‌های مورد بحث قبلاً منتشر شده‌اند [۱۸-۲۲]. برای در این پژوهش پنج نمونه از گرانیتوئیدهای توده‌های یاد شده انتخاب شدند تا پس از بررسی ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ کل و تعیین عناصر اصلی و کمیاب موجود در آپاتیت این گرانیت‌ها، ارتباط بین ژئوشیمی آپاتیت با انواع گرانیت‌ها بررسی شد. از هر یک از توده‌های بانه (B8)، شیرکوه (S10) و زوزن (Z12) یک نمونه انتخاب شد ولی از توده‌ی نقده دو

نمونه N2 و N38 بررسی شدند تا به ترتیب معرف واحدهای MMG و مونزوگرانیت باشند.

ترکیب شیمیایی سنگ کل نمونه‌های یاد شده به روش ICP-MS و در آزمایشگاه ACME کانادا تعیین شد. مقاطع نازک صیقلی تهیه شده از این نمونه‌ها نیز در گروه علوم زمین Academia Sinica، تایوان با دستگاه‌های SEM و ریز پردازنده‌ی الکترونی JEOL JXA-8900R به ترتیب برای تعیین کانی‌های فرعی و ژئوشیمی آپاتیت تجزیه شدند. شرایط اجرایی برای بررسی‌های ریز پردازشی جریان باریکه‌ی ۱۵kV و ۲۵nA و قطر باریکه‌ی ۱-۵μm، برحسب اندازه بلور آپاتیت، بود. زمان شمارش برای هر عنصر اصلی ۱۰s و برای عناصر کمیاب ۲۰s بود. ترکیبی از کانی‌های مصنوعی و طبیعی (Mud Tank, Australia و Durngo, Mexico) به عنوان استاندارد در تجزیه‌ی آپاتیتهای مورد استفاده قرار گرفت؛ و تصحیح داده‌ها به روش ZAF [۲۴] انجام شد.

سنگ‌نگاری

ترکیب مودی و کانی‌های کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ خلاصه شده است. کوارتز، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز، کانی‌های اصلی تمام نمونه‌ها بوده‌اند. بیوتیت کانی مافیک در همه نمونه‌ها و آمفیبول در گرانودیوریت‌های نوع I (Z12) و N2 فراوان بودند. گارنت و مسکوویت دیگر کانی‌های موجود در گرانیت‌های نوع S (B8 و S10) را تشکیل داده‌اند.

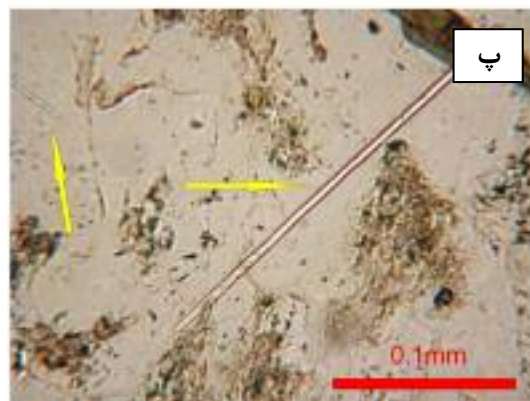
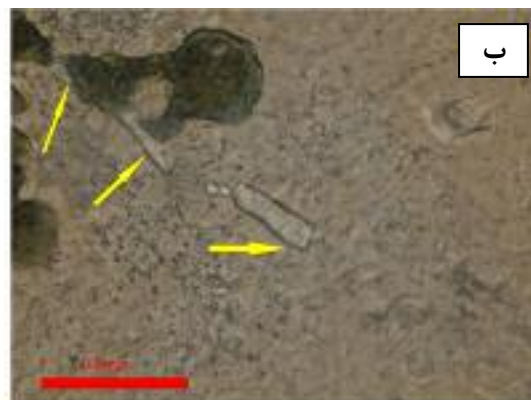
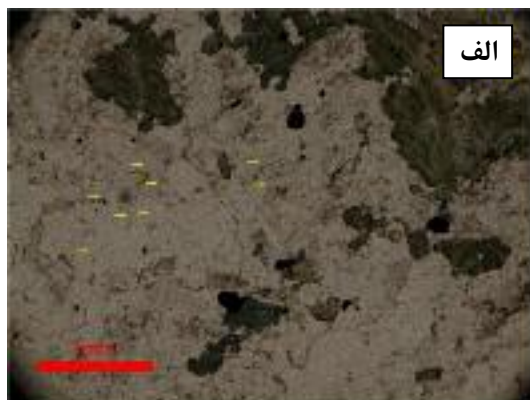
بررسی SEM بر روی مقاطع نازک صیقلی نمونه‌های مورد بررسی تفاوت‌هایی چند در فراوانی کانی‌های کمیاب گرانیت-های نوع I و S را نشان داد. در گرانیتوئیدهای نقده و زوزن مگنتیت، اکسید Fe-Ti اصلی است در حالیکه در گرانیت‌های بانه و شیرکوه ایلمنیت فراوان‌تر است. این اختلاف حاکی از تفاوت شرایط اکسایش محیط در زمان تشکیل ماگماست. آپاتیت و زیرکن کانی فرعی رایج در کل نمونه‌ها بودند. آپاتیت یا به حالت مدور و کروی و به صورت ادخال در کانی‌های دیگر (بیوتیت، آمفیبول، تیتانیت) دیده می‌شود و یا به صورت میله-ای در زمینه پراکنده است. در نمونه‌ی گرانودیوریتی توده‌های نقده و زوزن (N2 و Z12) علاوه بر این حالت‌های متداول آپاتیت، بلورهای سوزنی شکل هم در زمینه‌ی اصلی سنگ و هم در برونوم‌های مافیک ریزدانه (MME) دیده می‌شود (شکل ۲).

است و زنونتیم در بعضی گرانیت‌های پرآلومین ظاهر می‌شود. ترکیب و فراوانی کانی‌های فرعی و کمیاب نقشی عمده در توزیع عناصر کمیاب در ماگما و کانی‌های مختلف (از جمله آپاتیت) به عهده دارند که در ادامه به آن اشاره خواهد شد.

تیتانیت در نمونه‌های نقده و زوزن به فراوانی دیده می‌شود در حالیکه موناژیت تنها در گرانیتوئیدهای پرآلومین بانه و شیرکوه حضور دارد. سولفیدها (به خصوص پیریت) در گرانیت‌های نوع S فراوان بودند در حالیکه در نمونه‌های نوع I به ندرت مشاهده شدند. آلانیت در برخی نمونه‌های شبه رخشان قابل مشاهده

جدول ۱ فراوانی مدال و ترکیب کانی‌های فرعی و کمیاب نمونه‌های مورد بررسی. Q= کوارتز، Kf= فلدسپار قلیایی، Pg= پلاژیوکلاز، Am= آمفیبول، Bio= بیوتیت، Mu= مسکوویت، Gt= گارنت. Z12= گرانودیوریت زوزن، N2= گرانودیوریت نقده، N38= مونزوگرانیت نقده، B8= گرانیت گارنت دار بانه، S10= گرانیت گارنت دار شیرکوه.

نمونه	Q	Kf	Pg	Am	Bio	Mu	Gt	کانی‌های فرعی و کمیاب
Z12	۱۴	۱۳	۳۷	۲۸	۸	-	-	آپاتیت+ زیرکن+ تیتانیت+ مگنتیت+ ایلمنومگنتیت+ آلانیت
N2	۱۸	۱۶	۳۵	۲۱	۱۰	-	-	آپاتیت+ زیرکن+ تیتانیت+ مگنتیت+ ایلمنومگنتیت
N38	۲۱	۳۵	۳۵	-	۹	-	-	آپاتیت+ زیرکن+ تیتانیت (نادر)+ مگنتیت+ ایلمنومگنتیت+ زنونتیم+ اسفالریت
B8	۲۲	۴۵	۲۳	-	۷	نادر	۲	آپاتیت+ زیرکن+ موناژیت+ ایلمنیت+ ایلمنومگنتیت+ پیریت
S10	۱۹	۴۰	۲۰	-	۱۰	۶	۵	آپاتیت+ زیرکن+ موناژیت+ ایلمنیت+ ایلمنومگنتیت+ پیریت+ زنونتیم



شکل ۲ روابط مختلف بافتی آپاتیت‌ها در گرانیت‌های مورد بررسی. (الف) نمای کلی از شکل‌های مختلف آپاتیت که در زمینه‌ی گرانیتی پراکنده شده‌اند. (ب) آپاتیت‌های میله‌ای و صفحه‌ای شکل. (پ) آپاتیت‌های سوزنی. (ت) آپاتیت‌های میله‌ای طولی شده در کنار آپاتیت‌های صفحه‌ای. پیکان‌ها بلورهای آپاتیت را نشان می‌دهند. تمام تصاویر در نور PPL هستند.

برداشت

ترکیب عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۲ آورده شده است. چنانکه قبلاً اشاره شد، جزئیات تغییرات ژئوشیمیایی و شکل‌گیری ماگمایی توده‌های یاد شده در پژوهش‌های پیشین بررسی شدند ([۱۸-۲۲]). گرانیتوئیدهای نقره به دو فاز MMG با ترکیب متآلومین و مونزوگرانیت با ترکیب پرآلومین قابل تقسیم‌اند. با این حال، بررسی‌های دقیق ژئوشیمیایی و ایزوتوپی نشان می‌دهد که هر دو گروه خصوصیات گرانیتوئیدهای نوع I را دارند و از طریق ذوب منابع مافیک متفاوت حاصل شده‌اند. البته فرایندهای آلیش

پوسته‌ای در مونزوگرانیت‌ها و اختلاط ماگمایی در MMG تأثیر گذار بوده و جدایشی بلورین نیز در شکل‌گیری ماگمایی هر دو گروه نقش داشته است ([۵، ۱۸، ۲۲]). گرانیتوئیدهای زوزن ویژگی‌های سنگ‌های پتاسیم آهکی- قلیایی بالا با ترکیب متآلومین تا کمی پرآلومین داشته و باز هم در گروه نوع I رده-بندی می‌شوند، و از ذوب‌بخشی گوهی گوشته‌ای بالای مناطق فرورانش حاصل شده‌اند [۱۹]. گرانیت‌های گارنت‌دار توده‌های بانه و شیرکوه با ضریب اشباع آلومینیوم (ASI) بالا و ویژگی-های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع S، از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای حاصل شده‌اند ([۲۰، ۲۱]).

جدول ۲ ترکیب اکسیدهای اصلی (wt%) و عناصر کمیاب (ppm) سنگ‌های مورد بررسی.

sample ID	Z12	S10	B8	N2	N38
SiO ₂	۶۶٫۹۲	۶۹٫۷۷	۷۰٫۸۶	۶۵٫۲۳	۷۴٫۰۷
TiO ₂	۰٫۷۲	۰٫۳۹	۰٫۱۴	۰٫۵۶	۰٫۰۶
Al ₂ O ₃	۱۴٫۱۷	۱۴٫۷۳	۱۵٫۱۱	۱۴٫۵۶	۱۴٫۴۷
FeOt	۴٫۵۴	۳٫۸۴	۳٫۱۲	۴٫۸۹	۱٫۴۴
MgO	۱٫۶۳	۱٫۰۱	۰٫۹۴	۲٫۰۸	۰٫۱۲
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۰۴
CaO	۲٫۴۹	۲٫۱۷	۰٫۴۸	۴٫۵۳	۱٫۰۷
Na ₂ O	۳٫۹۷	۲٫۵۸	۳٫۱۲	۲٫۹۸	۳٫۵۷
K ₂ O	۳٫۹۲	۴٫۵۳	۵٫۵۲	۲٫۵۸	۴٫۱۴
P ₂ O ₅	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۰۷
L.OI.	۱٫۱۲	۱٫۰۱	۰٫۶۰	۰٫۵۹	۰٫۵۹
Sum	۹۹٫۷۴	۱۰۰٫۲۶	۱۰۰٫۱۷	۹۹٫۲۰	۹۹٫۶۴
Rb	۱۵۷٫۰۰	۱۵۶٫۶۰	۱۶۷٫۷۰	۸۴٫۶۰	۱۰۱٫۵۷
Cs	۰٫۲۰	۶٫۶۳	۴٫۴۳	۲٫۶۱	۱٫۲۲
Sr	۲۶۳٫۵۰	۱۲۸٫۳۰	۲۳۲٫۴۰	۲۷۹٫۱۵	۱۰۷٫۰۴
Ba	۶۶۶٫۹۰	۴۴۲٫۴۰	۵۰۱٫۵۰	۴۴۹٫۳۵	۶۶۸٫۰۵
Y	۲۲٫۴۰	۲۷٫۷۰	۲۶٫۸۰	۲۲٫۴۷	۱۶٫۶۰
Nb	۱۳٫۲۰	۱۲٫۵۰	۹٫۷۰	۱۰٫۷۸	۱۵٫۳۴
Ta	۰٫۷۰	۱٫۴۶	۰٫۶۶	۰٫۹۶	۱٫۲۸
Zr	۳۶۷٫۵۰	۱۴۹٫۰۰	۲۴۲٫۰۰	۱۷۶٫۴۰	۸۲٫۹۰
Th	۲۲٫۰۰	۳۲٫۲۰	۱۷٫۸۰	۱۱٫۸۹	۱۰٫۳۹
La	۲۶٫۹۰	۴۱٫۱۹	۶٫۸۸	۳۱٫۴۳	۲۵٫۴۱
Ce	۵۹٫۰۴	۶۰٫۱۴	۱۴٫۶۴	۵۷٫۹۷	۴۵٫۵۶
Pr	۷٫۰۳	۶٫۹۵	۱٫۱۳	۶٫۴۰	۴٫۵۶
Nd	۲۵٫۰۱	۲۵٫۵۳	۳٫۵۲	۱۱٫۵۲	۱۴٫۸۴
Sm	۴٫۶۱	۵٫۸۲	۱٫۳۹	۲٫۵۴	۳٫۰۷
Eu	۰٫۹۱	۱٫۱۴	۰٫۱۷	۱٫۱۴	۰٫۶۵
Gd	۴٫۱۸	۶٫۲۹	۱٫۵۴	۴٫۴۰	۲٫۷۶
Tb	۰٫۷۷	۰٫۹۰	۰٫۳۵	۰٫۶۹	۰٫۴۳
Dy	۳٫۹۷	۵٫۲۸	۳٫۹۲	۴٫۲۸	۲٫۷۶
Ho	۰٫۷۴	۱٫۰۱	۰٫۱۸	۰٫۹۱	۰٫۵۸
Er	۲٫۲۷	۲٫۹۱	۲٫۳۷	۲٫۴۲	۱٫۵۸
Tm	۰٫۳۵	۰٫۱۵	۰٫۷۵	۰٫۳۹	۰٫۲۳
Yb	۲٫۳۹	۲٫۴۹	۱٫۲۸	۲٫۶۳	۱٫۵۱
Lu	۰٫۳۸	۰٫۳۱	۰٫۱۷	۰٫۳۹	۰٫۲۳

بیش از ۱۰۰ بلور آپاتیت در پنج نمونه انتخاب شده مورد تجزیه EPMA قرار گرفتند. داده‌های ۲۷ آنالیز به عنوان معرف ترکیب شیمیایی آپاتیت‌ها در جدول ۳ آورده شده‌اند. این نتایج تغییرات قابل توجه در ترکیب آپاتیت گرانیت‌های مختلف را نشان می‌دهد.

جدول ۳ داده‌های منتخب آنالیز ریز پردازشی (به صورت درصد وزنی) آپاتیت در گرانیت‌های مورد بررسی. N2a و Za به ترتیب نشانگر آپاتیت‌های سوزنی گرانودیوریت‌های نرده و زوزن است. b.d. = پایین تر از حد تشخیص دستگاه.

Sample ID	Z12-1	Z12-2	Z12-3	Z12-4	Z12-5	Za-1	Za-2	N2-1	N2-2	N2-3	N2-5	N2a-1	N2a-2
SiO ₂	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۲۵	۰٫۳۱	۰٫۲۵	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۷	۰٫۷۵	۰٫۸۳
FeO	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۴۳	۰٫۴۱
MnO	۰٫۱۵	۰٫۳۳	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۲۳	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۰٫۲۴	۰٫۰۹	۰٫۸۱	۰٫۶۲
CaO	۵۴٫۰۵	۵۴٫۴۱	۵۴٫۲۸	۵۴٫۵۱	۵۴٫۱۷	۵۲٫۸۵	۵۳٫۷۵	۵۵٫۰۱	۵۴٫۶۵	۵۴٫۹۷	۵۵٫۰۸	۵۱٫۴۳	۵۱٫۲۱
Na ₂ O	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۱۵
P ₂ O ₅	۴۱٫۷۳	۴۰٫۹۸	۴۱٫۷۷	۴۱٫۶۹	۴۱٫۸۵	۴۱٫۳۵	۴۰٫۸۹	۴۰٫۵۵	۴۱٫۲۳	۴۱٫۸۵	۴۱٫۶۴	۴۲٫۶۷	۴۲٫۹۳
F	۲٫۲۶	۲٫۳۷	۲٫۴۵	۲٫۱۲	۲٫۵۱	۲٫۹۶	۲٫۸۷	۲٫۲۳	۲٫۵۵	۱٫۹۳	۲٫۰۴	۲٫۵۴	۲٫۶۸
Cl	۱٫۱۲	۱٫۱۵	۰٫۸۵	۰٫۷۱	۰٫۳۴	۰٫۸۵	۰٫۶۱	۱٫۰۹	۰٫۴۵	۰٫۳۵	۰٫۲۷	۰٫۵۴	۰٫۳۲
SO ₃	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۰۱	۰٫۰۱
SrO	۰٫۱۲	۰٫۲۱	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۶۷	۰٫۵۹	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۲۱	۰٫۴۱	۰٫۷۲	۰٫۸۷
ThO ₂	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	b.d.	b.d.	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۶	b.d.	b.d.
UO ₂	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	n.d.	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	b.d.	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
La ₂ O ₃	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۱۳
Ce ₂ O ₃	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۱۵	۰٫۲۸	۰٫۲۱	۰٫۴۶	۰٫۳۹	۰٫۲۵	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۳۱	۰٫۸۷	۰٫۹۱
Pr ₂ O ₃	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۰۷
Nd ₂ O ₃	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۲۱	۰٫۱۶	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۲۸	۰٫۳۳
Sm ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Gd ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	n.d.
Dy ₂ O ₃	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.	b.d.	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Er ₂ O ₃	b.d.	۰٫۰۱	b.d.	b.d.	۱٫۰۱	b.d.	b.d.	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.
Yb ₂ O ₃	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Total	۱۰۰٫۲۴	۱۰۰٫۳۵	۱۰۰٫۳۱	۱۰۰٫۰۶	۱۰۰٫۱۵	۱۰۰٫۲۱	۱۰۰٫۲۰	۱۰۰٫۱۸	۱۰۰٫۳۷	۱۰۰٫۳۸	۱۰۰٫۵۱	۱۰۱٫۲۰	۱۰۱٫۲۱

ادامه جدول ۳

Sample ID	N38-1	N38-2	N38-3	N38-4	B8-1	B8-2	B8-3	B8-4	B8-5	B8-6	S10-1	S10-2	S10-3	S10-4
SiO ₂	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۳۵	۰٫۱۹	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۶
FeO	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۲۴	۰٫۱۹	۰٫۲۷	۰٫۲۲	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۲۵	۰٫۳۲
MnO	۰٫۳۸	۰٫۲۹	۰٫۳۴	۰٫۴۱	۰٫۳۷	۰٫۴۲	۰٫۳۵	۰٫۴۸	۰٫۳۱	۰٫۵۷	۰٫۶۴	۰٫۴۳	۰٫۵۷	۰٫۴۸
CaO	۵۴٫۰۸	۵۴٫۲۲	۵۴٫۳۶	۵۴٫۱۸	۵۴٫۲۳	۵۳٫۵۸	۵۴٫۳۹	۵۳٫۹۷	۵۴٫۱۴	۵۴٫۱۱	۵۳٫۸۸	۵۴٫۳۳	۵۴٫۰۹	۵۳٫۷۶
Na ₂ O	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۲۹	۰٫۱۸	۰٫۳۲	۰٫۴۱	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۵۱	۰٫۳۴	۰٫۶۲
P ₂ O ₅	۴۱٫۶۱	۴۱٫۷۵	۴۱٫۲۳	۴۱٫۳۸	۴۱٫۲۰	۴۱٫۷۹	۴۰٫۷۳	۴۱٫۲۹	۴۰٫۸۸	۴۰٫۹۶	۴۱٫۰۲	۴۰٫۳۴	۴۱٫۴۵	۴۰٫۳۳
F	۲٫۷۵	۲٫۵۸	۲٫۳۳	۲٫۴۴	۳٫۱۲	۲٫۸۴	۳٫۰۷	۲٫۷۵	۳٫۰۳	۳٫۲۱	۳٫۳۲	۳٫۲۱	۲٫۸۱	۳٫۴۹
Cl	۰٫۴۱	۰٫۲۹	۰٫۷۴	۰٫۴۸	۰٫۱۲	۰٫۳۲	۰٫۲۵	۰٫۵۴	۰٫۴۳	۰٫۱۸	۰٫۳۲	۰٫۴۹	۰٫۳۵	۰٫۲۸
SO ₃	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۳	b.d.	b.d.	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۱	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
SrO	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۶
ThO ₂	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	b.d.	b.d.	b.d.	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.	b.d.	b.d.
UO ₂	b.d.	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۳	۰٫۰۲
La ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Ce ₂ O ₃	۰٫۱۶	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۴
Pr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۱
Nd ₂ O ₃	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Sm ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	b.d.	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Gd ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Dy ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۲
Er ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳
Yb ₂ O ₃	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳
Total	۱۰۰٫۰۹	۱۰۰٫۰۶	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۶	۹۹٫۶۸	۹۹٫۶۷	۹۹٫۴۶	۹۹٫۷۷	۹۹٫۶۷	۹۹٫۶۶	۱۰۰٫۰۸	۹۹٫۸۳	۱۰۰٫۲۳	۱۰۰٫۱۱

سنگ میزبان نشان نمی‌دهد بلکه بیشتر با میزان Sr سنگ میزبان همخوانی دارد (شکل ۴ الف). از آنجا که Ca^{2+} و Sr^{2+} شعاع یونی و خواص شیمیایی مشابه هم دارند، Sr در ساختمان آپاتیت می‌تواند جانشین کلسیم شود و در نتیجه میزان استرانسیوم آپاتیت متأثر از مقدار آن در سنگ میزبان خواهد بود [۹]. آپاتیت‌های سوزنی از نظر میزان استرانسیوم نیز با سایر آپاتیت‌ها همخوانی ندارند و غنی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهند.

دامنه‌ی تغییرات UO_2 در آپاتیت‌ها کم است و رابطه‌ی خاصی با تغییر نوع سنگ میزبان نشان نمی‌دهد ولی ThO_2 در آپاتیت گرانیت‌های نوع I ($0.07 - 0.01$ wt%) به نسبت غنی‌تر از نوع S (کمتر از 0.01 درصد وزنی) است.

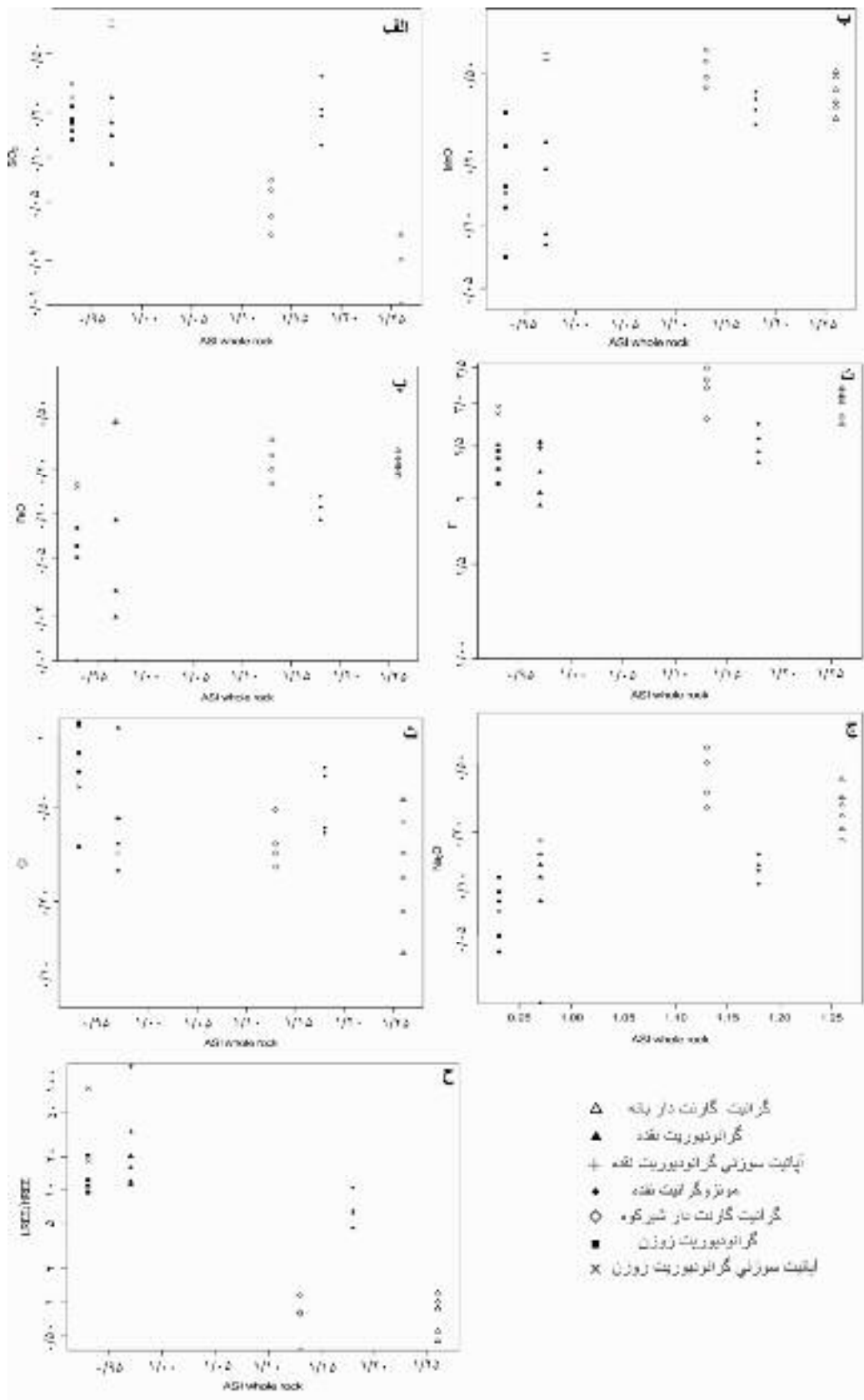
در ساختمان آپاتیت مقادیر قابل ملاحظه‌ای عناصر نادر خاکی (REE) می‌تواند جانشین Ca شود ([۱۳، ۲۵]). این جانشینی با جانشینی Na^+ به جای Ca^{2+} و Si^{4+} به جای P^{5+} همراه می‌شود تا توازن باری برقرار گردد [۱۴]. داده‌های این پژوهش نشان می‌دهد که غلظت بسیاری از اکسیدهای REE بالاتر از حد تشخیص EPMA است (جدول ۳). نکته جالب توجه تفاوت آشکار تمرکز اکسیدهای REE در آپاتیت گرانیت‌های مختلف است. آپاتیت گرانیت‌های نوع I از نظر میزان REE غنی‌تر از نوع S است. آرایش درونی عناصر نادر خاکی نیز تمایز قابل ملاحظه‌ای بین آپاتیت‌ها در گرانیت‌های مختلف نشان می‌دهد. چنانکه از جدول ۳ و شکل ۲ برمی‌آید، آپاتیت در گرانیت‌های نرده و زوزن از نظر میزان LREE (بانه و شیرکوه و برعکس از نظر میزان HREE ($La_2O_3+Ce_2O_3+Pr_2O_3+Nd_2O_3$)) بانه و شیرکوه و برعکس از نظر میزان HREE ($Dy_2O_3+Er_2O_3+Yb_2O_3$) تهی شده‌تر است. نسبت LREE/HREE در آپاتیت گرانیت نوع I از $4/6$ تا $12/3$ تغییر می‌کند درحالی‌که این نسبت در نوع S کمتر از $1/15$ است (شکل ۳ ح). آپاتیت‌های سوزنی گرانودیوریتی‌های نرده و زوزن از نظر REE نیز متمایز از سایر آپاتیت‌های دیگرند به طوری‌که تمرکز اکسیدهای REE در آنها بسیار بالا بوده و حتی به بیش از یک درصد وزنی می‌رسد و نسبت LREE/HREE گاه تا بیش از 100 نیز افزایش می‌یابد (جدول ۳ و شکل ۳ ح).

اکسیدهای اصلی تشکیل دهنده‌ی آپاتیت (CaO و P_2O_5) تغییرات محدودی در گرانیت‌ها نشان می‌دهد به طوری‌که CaO از $51/2$ تا 55 wt% و P_2O_5 بین $40/2$ تا $42/93$ wt% متغیرند. پژوهش‌های پیشین نشان می‌دهد که شاخص اشباع آلومینیوم (ASI) ماگمای میزبان نقشی مؤثر در توزیع عناصر کمیاب در آپاتیت ایفا می‌کند ([۱۴، ۱۷]). داده‌های این پژوهش نیز رابطه‌ی بین ASI سنگ میزبان و ترکیب آپاتیت را تأیید می‌کند و از این رو، در نمودارهای دوتایی از این شاخص برای ترسیم جدایش آپاتیت‌های مختلف استفاده شده است. (شکل ۳). تمرکز SiO_2 در آپاتیت‌های نوع I و S متفاوت است. گرانیت‌های نوع I آپاتیت‌هایی با سیلیس بالاتر ($0.33 - 0.07$) نسبت به گرانیت‌های نوع S ($0.07 - 0.01$) دارند. آپاتیت‌های سوزنی که در گرانودیوریت‌های توده‌های نرده و زوزن وجود دارند، از نظر ترکیب شیمیایی نسبت به آپاتیت‌های دیگر روند متفاوتی نشان می‌دهند که این تفاوت در مورد SiO_2 هم صدق می‌کند. چنان که از شکل ۳ الف پیداست، میزان سیلیس به صورت غیرمعمول در آپاتیت‌های سوزنی بالا است.

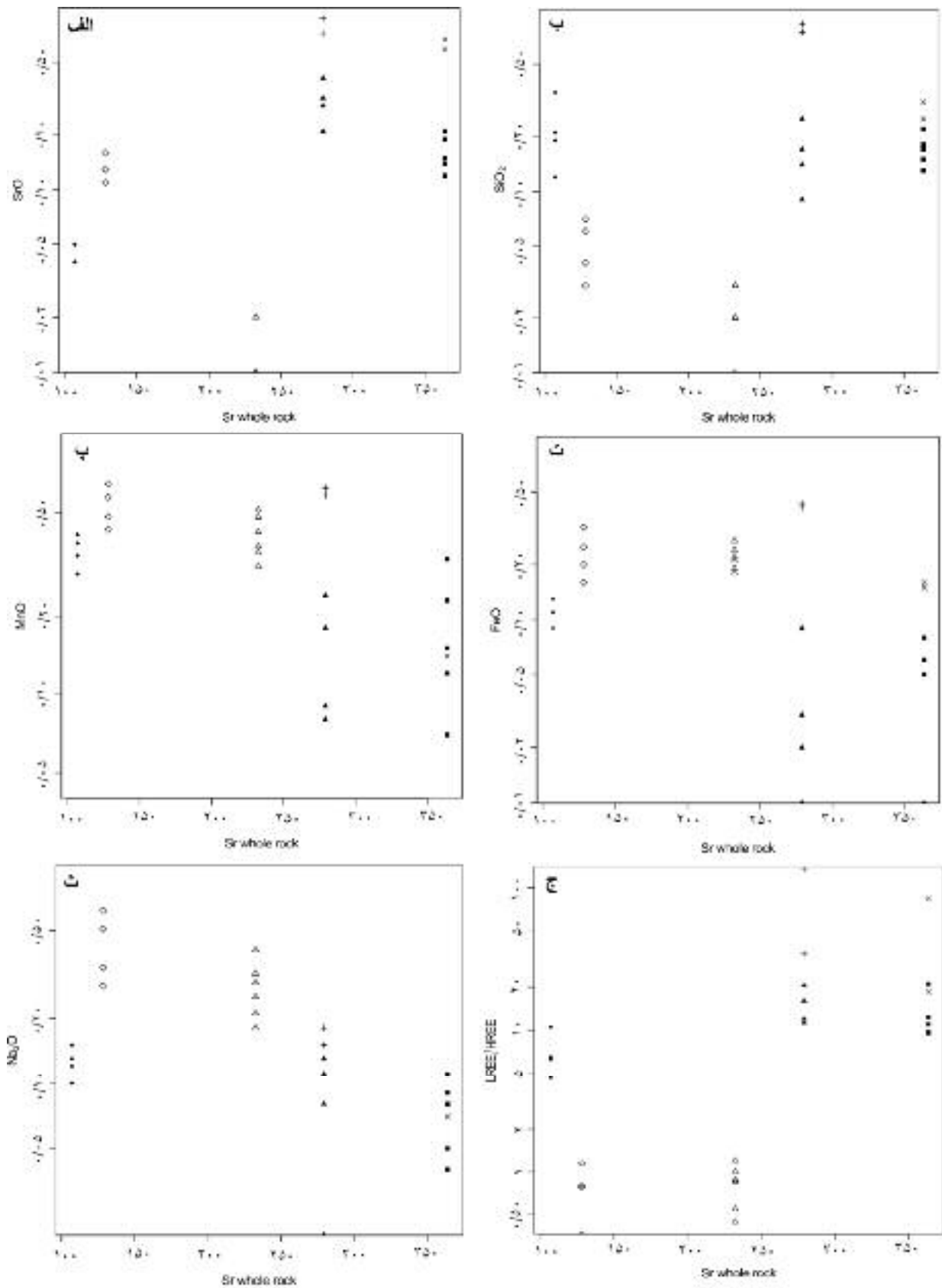
اکسیدهای منگنز و آهن در آپاتیت گرانیت‌های نوع S نسبت به نوع I (به ترتیب $0.08 - 0.41$ wt% و $0.01 - 0.13$ wt% MnO و $0.31 - 0.64$ wt% و $0.16 - 0.32$ wt% FeO) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (جدول ۳ و شکل ۳ ب و پ). ترکیب آهن و منگنز آپاتیت‌های سوزنی با بلورهای دیگر آن سنگ متفاوت است. گرانیت‌های نرده و زوزن به طور نسبی دارای فلئوئور کمتر ($1/93 - 2/75$ wt%) و کلر بیشتری ($1/15 - 0/32$) از گرانیت‌های بانه و شیرکوه (به ترتیب $2/44 - 3/23$ wt% و $0/54 - 0/12$ برای F و Cl) هستند (شکل ۳ ت و ث).

میزان سدیم در آپاتیت گرانیت‌های بانه و شیرکوه ($0/18 - 0/42$ wt%) بالاتر از گرانیت‌های نوع I ($0/02 - 0/15$) است (شکل ۳ ج). میزان گوگرد در آپاتیت گرانیت‌های نوع I بیشتر است به طوری‌که درصد وزنی SO_3 تا $0/14$ نیز می‌رسد درحالی‌که در آپاتیت گرانیت‌های گارنت‌دار معمولاً کمتر از حد تشخیص EPMA است (جدول ۳).

گستره‌ی تغییرات استرانسیوم در آپاتیت گرانیت‌های مختلف وسیع است و میزان SrO از $0/01$ تا حدود $0/70$ wt% تغییر می‌کند. محتوای SrO در آپاتیت رابطه منظمی با ASI



شکل ۳ تغییر ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت (برحسب درصد وزنی) در گرانیت‌های مختلف مورد بررسی با توجه به ضریب اشباع آلومینیوم سنگ میزبان.



شکل ۴ تغییرات ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت (برحسب درصد وزنی) در مقابل استرانسیوم سنگ میزبان (برحسب ppm). علائم همانند شکل ۳ است.

بحث

ریز پردازش الکترونی نشان داد که تمرکز بسیاری از عناصر کمیاب در آپاتیت بیشتر از حد تشخیص EPMA است (جدول ۳). این عناصر در آپاتیت گرانیت‌های مختلف دامنه تغییرات وسیع و متمایز دارند که این تغییرات با برخی عوامل همچون ترکیب سنگ میزبان رابطه‌ی منظمی از خود نشان می‌دهد. داده‌های EPMA از گرانیت‌های توده‌های مورد بررسی، ارتباط بین ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت با ضریب اشباع آلومینیوم (ASI) سنگ کل را تأیید می‌کند (شکل ۳) که با نتایج حاصل از بررسی بر روی گرانیت‌های استرالیا و چین همخوانی دارد ([۱۴، ۱۶]). نتایج تجزیه‌ی آپاتیت نشان می‌دهد که ترکیب عناصر کمیاب این کانی، علاوه بر خاستگاه، به شرایط محیطی تشکیل ماگما نیز بستگی دارد ([۱۷، ۱۵]). با توجه به تغییرات قابل توجه و منظمی که در ترکیب آپاتیت گرانیت‌های مورد بررسی در این پژوهش بدست آمده نحوه‌ی تغییر عناصر موجود در آپاتیت با توجه به نوع گرانیت و شرایط تشکیل آن بررسی می‌شود.

غنی‌شدگی نسبی اکسیدهای آهن و منگنز در آپاتیت گرانیت‌های نوع S به فشاربخشی پایین اکسیژن و آلومینیوم بالاتر نسبت داده شده است [۱۴]. چنین شرایطی در این پژوهش نیز مشاهده می‌شود به طوری‌که غلظت این اکسیدها در آپاتیت گرانیت‌های متال‌آلومین نوع I به کمتر از نصف پرآلومین نوع S می‌رسد (جدول ۳ و شکل ۳ ب، پ). در بین گرانیت‌های نوع I، چنانکه در شکل دیده می‌شود، آپاتیت‌های نمونه پرآلومین (N38) تمرکز بالاتری از آهن و منگنز دارد، اما این تمرکز کمتر از نمونه‌های نوع S با ASI برابر، است. بنابراین دو عامل شرایط اکسایش و ترکیب ماگما، هر دو، در توزیع این اکسیدها در آپاتیت نقش دارد. چنانکه در جدول ۱ آورده شد، ترکیب کانی شناسی (وجود ایلمنیت فراوان) نشان می‌دهد که گرانیت‌های بانه و شیرکوه در فشار اکسیژن پایین‌تری نسبت به نمونه‌های نقده و زوزن تشکیل شده‌اند. میزان SO_3 آپاتیت نیز بر تفاوت شرایط اکسایش گرانیت‌های مختلف تأکید می‌کند. مقدار گوگرد در آپاتیت گرانیت‌های نوع S آنچنان پایین است که به وسیله‌ی EPMA قابل تشخیص نیست اما در گرانیت-

های I تا ۰/۱۵ wt% نیز می‌رسد (جدول ۳). در ماگماهای نوع I که فشاربخشی اکسیژن بالاتر است، گوگرد بیشتر به شکل SO_4^{2-} ظاهر می‌شود که در آپاتیت جانشین PO_4^{3-} می‌شود اما در ماگماهای نوع S که شرایط احیایی است، گوگرد به شکل S^{2-} وجود دارد. در این شرایط و هنگام تبلور، گوگرد بیشتر در ساختار کانی‌های سولفیدی جای می‌گیرد [۱۵]. این شرایط در نمونه‌ی گرانیت‌های مورد بررسی نیز دیده می‌شود به طوری‌که در گرانیت‌های نوع I که کانی‌های سولفیدی به ندرت ظاهر می‌شوند، میزان SO_3 بیشتر است.

استرانسیوم در میان عناصر کمیاب آپاتیت نقش ویژه‌ای دارد. چنانکه قبلاً اشاره شد، میزان SrO در آپاتیت به میزان Sr سنگ میزبان وابسته است. با بررسی دقیقتر مشخص می‌شود که بین میزان استرانسیوم و سایر عناصر در آپاتیت همخوانی خوبی وجود دارد (شکل ۴). گرانیت‌های نوع S آپاتیت‌های غنی از FeO، MnO، F، Na_2O و HREE دارند درحالی‌که در نوع I سیلیس و LREE فراوان است (شکل ۴). این نمودارها نشان می‌دهد که استرانسیوم موجود در آپاتیت می‌تواند پتانسیل خوبی برای تمایز ماگماهای مختلف گرانیتی داشته باشد.

عناصر نادر خاکی در آپاتیت تمرکز قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهد، بنابراین می‌توانند به صورت بالقوه از نظر سنگ‌شناسی مهم باشند. میزان REE در آپاتیت گرانیت‌های نوع I فراوان تر است و البته تمرکز اصلی روی LREE است. در سوی دیگر، آپاتیت گرانیت‌های نوع S از LREE بسیار تهی شده هستند در حالی‌که میزان HREE در آنها بالاتر است (جدول ۳ و شکل-های ۳ و ۴). توزیع REE در سیستم‌های ماگمایی معمولاً با عناصر فرعی و کمیاب کنترل می‌شود [۲۶]. در میان کانی‌های رایج حاوی REE، آپاتیت از نظر تمام عناصر نادر خاکی غنی است، زیرکن و زنونایم در HREE غنی هستند، در صورتیکه موناژیت و آلانیت به طور خاص عناصر LREE را در خود جای می‌دهند [۲۶]. بررسی‌های SEM نشان می‌دهد که موناژیت یکی از کانی‌های کمیاب موجود در گرانیت‌های نوع S است (جدول ۱) و از آنجا که این کانی غنی از عناصر نادر خاکی سبک است، تبلور آن موجب کاهش غلظت این عناصر در ماگما

به عنوان شواهد اختلاط ماگمایی در پتروژنز توده‌های نقره و زوزن محسوب شوند.

نتیجه گیری

به این ترتیب آپاتیت به عنوان یک کانی فرعی متداول در اکثر محیط‌های زمین‌شناسی ظاهر می‌شود و بررسی ترکیب شیمیایی آن می‌تواند کمک زیادی به درک ماهیت شکل گیری‌های سنگ‌شناسی بنماید. در این پژوهش آپاتیت‌های گرانیتوئیدهای مختلف از چهار ناحیه‌ی ایران به روش EPMA مورد تجزیه قرار گرفت. نتایج حاصل نشان می‌دهد که تفاوت قابل ملاحظه‌ای در شیمی آپاتیت انواع گرانیت وجود دارد که وابسته به شرایط تبلور و ترکیب ماگماست. گرانیتوئیدهای نوع I به نسبت نوع S غنی از عناصر Th, S, Cl, Si و LREE هستند و از سوی دیگر، تمرکز کمتری از Fe, Na, Mn و F و HREE را نشان می‌دهند. علاوه بر این، ترکیب آپاتیت از فرایندهای جدایشی نیز متأثر می‌شود که این در آپاتیت‌های سوزنی شکل گرانیتوئیدهای نوع I و برونوم‌های ریزدانه مافیک به صورت تمرکز غیرعادی بسیاری از عناصر کمیاب نمود پیدا می‌کند. این ویژگی‌ها می‌تواند حاکی از تأثیر اختلاط ماگمایی در فرایند تشکیل این نمونه‌ها باشد.

قدردانی

از کارکنان آزمایشگاه میکروپروب بخش علوم زمین Academia Sinica که کمال همکاری را در انجام آنالیزها داشتند، قدردانی می‌شود. هزینه‌ی مالی این پژوهشی از محل پژوهانه مصوب دانشگاه پیام نور تأمین شد.

مراجع

- [1] Leterrier J, Maury RC, Thonon P, Girard D, Marchal M, "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139–154.
- [2] Giacomini F., Tiepolo M., Dallai L., Ghezzi C., "On the onset and evolution of the Ross-orogeny magmatism in North Victoria Land-Antarctica", Chemical Geology 240 (2007) 103–128.
- [3] Molina J.F., Scarrow J.H., Montero P.G., Bea F., "High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator

خواهد شد و آپاتیت متبلور شده از این ماگما نیز به نوبه‌ی خود فقیر از LREE خواهد بود. علاوه بر Th, REE نیز در ترکیب موناژیت جای می‌گیرد، و بنابراین آپاتیت گرانیت‌های نوع S از نظر توریم نیز فقیر شده‌اند (جدول ۳).

تهی شدگی HREE در آپاتیت گرانیت‌های نوع I باید به تبلور کانی‌های غنی از این عناصر همزمان یا قبل از تبلور آپاتیت مربوط باشد. علاوه بر زیرکن و زنونیم، آمفیبول نیز می‌تواند مقادیر قابل توجهی HREE را در خود متمرکز سازد [۲۶]. زیرکن در تمام نمونه‌های گرانیتوئیدی وجود دارد و نمی‌تواند عامل تهی شدگی باشد، زنونیم نیز تنها به مقدار کم در بعضی نمونه‌های پرآلومین ظاهر می‌شود، بنابراین باز نمی‌تواند تعیین کننده باشد؛ ولی آمفیبول در گرانودیوریت‌های نقره و زوزن از کانی‌های اصلی محسوب می‌شود و تبلور آن در حین یا قبل از تبلور آپاتیت، می‌تواند موجب کاهش عناصر نادر حاکی سنگین در ترکیب آپاتیت شود.

آپاتیت‌های سوزنی موجود در گرانودیوریت‌ها و برونوم‌های ریز دانه‌ی توده‌های نقره و زوزن ترکیبی متفاوت با سایر آپاتیت‌ها در سنگ میزبان ارائه می‌دهند. چنانکه در جدول ۳ و شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شد، آپاتیت‌های سوزنی تمرکز بالای نامعمولی از SrO, MnO, FeO و (REEs)O نشان می‌دهند که با آپاتیت‌های دیگر در آن نمونه‌ی گرانودیوریتی همخوانی ندارد. محققان مختلف تأثیر عوامل ماگمایی دیگر که ترکیب متفاوتی با ماگمای اصلی دارند را دلیل به وجود آمدن این ویژگی‌های نامعمول در شیمی آپاتیت نمونه‌های گرانیتی می‌دانند [۱۱]. در آپاتیت گرانیت‌ها معمولاً نسبت $(\text{Sr}_{\text{apatite}}/\text{Sr}_{\text{bulk-rock}}) < 1$ است [۱۴]؛ اما در آپاتیت‌های سوزنی گرانودیوریت‌های نقره و زوزن این نسبت بالاتر است. مقادیر بالای نسبت $(\text{Sr}_{\text{apatite}}/\text{Sr}_{\text{bulk-rock}})$ به عنوان شاخصی از تأثیر ماگمای مافیک در ژنز ماگمای گرانیتی معرفی شده است [۱۷]. داده‌های ژئوشیمیایی و روابط صحرائی در توده‌های زوزن و نقره نقش فرایندهای اختلاط ماگمایی را در تشکیل این سنگ‌ها به اثبات می‌رساند [۵، ۱۸، ۱۹]. بنابراین آپاتیت‌های سوزنی موجود در نمونه‌های گرانودیوریتی و MME می‌توانند

- ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite*", Lithos 85 (2005) 76-92.
- [13] RØnsbo J.G., "Apatite in the Ilímaussa alkaline complex: Occurrence, zonation and compositional variation", Lithos 106 (2009) 71-82.
- [14] Sha L.K., Chappell B.W., "Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (1999) 3861-3881.
- [15] Broska I., Williams C.T., Uher P., Konecny P., Leichmann J., "The geochemistry of phosphorus in different granite suites of the Western Carpathians, Slovakia", the role of apatite and P-bearing feldspar", *Chemical Geology* 205 (2004) 1-15.
- [16] Hsieh P.-S., Cheni C.-H., Yang H.-J., Lee C.-Y., "Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr-Nd isotope compositions", *Journal of Asian Earth Sciences* 33 (2008) 428-451.
- [17] Chu M.F., Wang K.L., Griffin W.L., Chung S.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Iizuka Y., "Apatite Composition: Tracing Petrogenetic Processes in Transhimalayan Granitoids", *Journal of Petrology* 50 (2009) 1829-1855.
- [18] Mazhari S.A., Amini S., Ghalamghash J., Bea F., "Petrogenesis of granitic unit of Naqadeh complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", *Arabian Journal of Geosciences* 4 (2011) 59-76.
- [19] Mazhari S.A., Safari M., "High-K calc-alkaline plutonism in Zouzan, NE of Lut block, Eastern Iran", an evidence for arc related magmatism in Cenozoic: *Journal of Geological Society of India* (2012) (accepted, in press).
- [۲۰] مظهری س.ع.، "مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین غرب بانه (کردستان)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۲) ۱۵۶ صفحه.
- [21] Sheibi M., Esmaily D., Nedelec A., Bouchez J.L., Kananian A., "Geochemistry and petrology of garnet-bearing S-type Shir-Kuh granite, southwest of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 158 (2009) 69-98.
- [4] Jacamon F., Larsen R.B., "Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation", *Lithos* 107 (2009) 281-291.
- [۵] مظهری س.ع.، قلمقاش ج.، مظلومی بجستانی ع.ر.، حاج علیلو ب.، "کاربرد ترکیب عناصر جزئی کوارتز در تفسیر پتروژنتیکی گرانیتوئیدهای نقده، شمال غرب زون سنندج-سیرجان"، *مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران* (۱۳۹۱) سال بیستم، شماره ۳، صفحات ۵۱۴-۵۰۵.
- [6] Watson E. B., "Apatite and phosphorus in mantle source regions: An experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar", *Earth and Planetary Science Letters* 51 (1980) 322-335.
- [7] Hoskin P.W. O., Kinny P. D., Wyborn D., Chappell B.W., "Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoids magmas: an integrated approach", *Journal of Petrology* 41 (2000) 1365-1396.
- [8] Treloar P.J., Colley H., "Variations in F and Cl contents in apatites from magnetite-apatite ores in northern Chile, and their ore-genetic implications", *Mineralogical Magazine* 60 (1996) 285-301.
- [9] Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I., "Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type", *Journal of Geochemical Exploration* 76 (2002) 45-69.
- [10] Meurer W.P., Natland J.H., "apatite compositions from oceanic cumulates with implications for the evolution of mid-ocean ridge magmatic systems", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 110 (2001) 281-298.
- [11] Boyce J.W., Hervig R.L., "Apatite as a monitor of late-stage magmatic processes at Volcan Irazu, Costa Rica", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 157 (2010) 135-145.
- [12] Brassinnes S., Balaganskaya E., Demaiffe D., "Magmatic evolution of the differentiated

- [24] Chen C.-H., Tung T.C., "On-line data reduction for electron microprobe analysis", *Acta Geologica Taiwanica* 22 (1984) 196–200.
- [25] Nash W.P. "Phosphate minerals in terrestrial igneous and metamorphic rocks. In: Nriagu, J.O., Moore, P.B. (Eds.): *Phosphate Minerals*", Springer-Verlag, Berlin (1984) 442p.
- [26] Bea F., "Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal ptoliths; implications for the chemistry of crustal melts", *Journal of Petrology* 37 (1996) 521-552
- Yazd, Central Iran", *Island Arc* 19 (2010) 292-312.
- [22] Mazhari S.A., Amini S., Ghalamghash J., Bea F., "The origin of mafic rocks in the Naqadeh intrusive complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", *Arabian Journal of Geosciences* 4 (2011) 1207- 1214.
- [23] Forster H., "Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran", *Journal of Geological Society of London* 135 (1978) 443–55.