

بررسی زمین‌شیمی توده سینیتی آرش در ایران مرکزی،

با نگاهی ویژه به متاسوماتیسم قلیایی

نوشته: دکتر محمد ولی ولی‌زاده* و آرش شریفی**

Geochemical study of "Arash Syenite" (Central Iran) with Special Emphasis on Alkali Metasomatism

By: Dr. M. V. Valizadeh* & A. Sharifi**

چکیده

توده سینیتی آرش در ایران مرکزی و در ایالت فلززایی بافق قرار دارد و در مجموعه‌های رسوبی و آتشفشانی پرکامبرین-کامبرین نفوذ کرده است. پراکندگی کانیها و همچنین اندازه دانه‌ها در این توده یکنواخت نبوده و از حاشیه به مرکز توده تغییر می‌کند. تأثیر فشارهای زمین‌ساختی، وجود بافت‌های غیرعادی در پلاژیوکلازها و ایجاد بافت‌های متاسوماتیک همگی بیانگر تأثیر گسترده فرایند متاسوماتیسم بر روی این توده است. بررسی عناصر بر اساس معادله تعادل جرم در توده سینیتی آرش نشان داد که عملکرد فرایند متاسوماتیسم قلیایی سبب افزایش مقدار K_2O ، Al_2O_3 (به همراه Rb) در این توده و در مقابل، کاهش CaO ، Fe_2O_3 و Na_2O به همراه Ba و Sr شده است. در این فرایند، با کاسته شدن کاتیونهای متحرک، مقدار Zr و Nb به‌طور نسبی زیاد می‌شود. کاهش منظم Zr و Nb به همراه افزایش مقدار SiO_2 که از شاخصهای تفریق کلسیمی-قلیایی است، در توده سینیتی آرش ملاحظه می‌شود. رفتار هماهنگی بین عناصر Y، Th و Nb با تغییرات Zr در توده سینیتی دیده می‌شود و ثابت بودن نسبت Zr/Nb، تأثیر آلودگی پوسته و هم‌سنگ دیواره را در سنگ زایی این توده به حداقل می‌رساند و بی‌هنجاری منفی Nb و Ti در آن، ارتباط با یک رژیم فرورانش را نشان می‌دهد.

کلید واژه‌ها: متاسوماتیسم قلیایی، ایران مرکزی، سینیت، اسفوردی.

Abstract

Arash Syenite is located in central Iran and in Bafq metallogenic province, and has intruded into the Precambrian-Cambrian volcanic-sedimentary sequences. Size and distribution of minerals are not uniform in all parts of the body and vary from chilled margins to the central part of the pluton. Effects of tectonic movements, existence of uncommon textures in plagioclase crystals and the appearance of metasomatic textures are the main evidence for metasomatism. Study of elemental concentration deduced from mass balance calculation reveals the effects of alkaline metasomatism in Arash Syenite. Gain in K_2O (and Rb) and Al_2O_3 with parallel losses in Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , Ba and Sr are shown. Relative increase in Nb and Zr are due to leaching of mobile cations in this pluton.

Decrease in Zr and Nb with parallel increase in SiO_2 , which is one of the most identical factors for the calc-alkaline differentiation, is remarkable in Arash Syenite. There is a clear change in Y, Th and Nb relative to Zr in this pluton and based on the constant ratio of Zr/Nb, the role of contamination and assimilation of country rock is insignificant in the petrogenesis of this pluton. Negative anomaly for Nb and TiO_2 suggest a subduction-related origin for the Arash Syenite.

Keywords: Alkali metasomatism, Central Iran, Syenite, Esfordi.

مقدمه

اینفراکامبرین، فرایندهای دگرگونی و متاسوماتیسم، ماگماتیسم گسترده به همراه کانی‌سازی و همچنین زمین‌ساخت پیچیده و زمین‌ریخت‌شناسی جالب، بر جذابیت آن افزوده است. تعداد پژوهش‌های انجام شده در

تقریباً از زمانی که کارشناسان خارجی و سپس متخصصان ایرانی، زمین‌شناسی ایران را مورد توجه قرار دادند، ایران مرکزی و به ویژه ایالت فلززایی بافق از جذابیت ویژه‌ای برخوردار بوده است. وجود سنگ‌های

در منطقه "لکه سیاه" قابل مشاهده است. وسیع‌ترین رخنمون پیروکسن سینیت، توده سینیت آرش است که در باختر معدن اسفوردی بیرون زدگی دارد. چگونگی عملکرد فرآیند متاسوماتیسم قلیایی بر روی این توده و بررسی تغییرات تمرکز عناصر در آن، موضوع اصلی این پژوهش است.

زمین‌شناسی

مجموعه‌های رسوبی و آتشفشانی پرکامبرین - کامبرین قسمت عمده بیرون زدگی ناحیه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. به دلیل وجود ارتباط تنگاتنگ چینه‌ای بین سنگهای رسوبی و آتشفشانی در منطقه اسفوردی - زیرگان، این سنگها در قالب یک مجموعه واحد معرفی و مورد بررسی قرار گرفته‌اند (حیدری، ۱۳۷۵؛ شریفی، ۱۳۷۶). مجموعه‌های رسوبی و آتشفشانی از قدیم به جدید شامل واحد دولومیت زیرین، واحد آتشفشانی - رسوبی زیرین، واحد دولومیت میانی، واحد آتشفشانی بالایی و آهک عقدا است. با توجه به ویژگیهای بخشهای کربناتی و همچنین فیسلهای یافت شده، می‌توان این مجموعه را با سازند سلطانیه مقایسه کرد که در این حالت مرز بین پرکامبرین - کامبرین در قاعده واحد دولومیت میانی قرار خواهد گرفت (حیدری، ۱۳۷۵؛ شریفی، ۱۳۷۶). توده سینیتی آرش در مجموعه‌های یاد شده نفوذ کرده و با واحدهای آتشفشانی - رسوبی زیرین و دولومیت میانی همبری بلافاصل دارد (شکل ۱). حاشیه سرد شده (Chilled margin) در محل همبری به خوبی قابل مشاهده است و نفوذ این توده واحدهای آتشفشانی - رسوبی زیرین و دولومیت میانی را تحت تأثیر قرار داده است.

توده مورد مطالعه، تغییر رنگ شدیدی دارد، به گونه‌ای که می‌توان بخشهای تیره و روشن را در آن به آسانی از هم جدا کرد. از نکات قابل ذکر وجود میانبارهایی از بیوتیت سینیت (سینیت‌های گروه اول) در این توده است. با توجه به وجود دایکهایی از پیروکسن سینیت که در بیوتیت سینیت نفوذ کرده‌اند و وجود میانبارهایی گفته شده در توده سینیتی آرش، مشخص می‌شود که پیروکسن سینیت از بیوتیت سینیت جوان‌تر است. نفوذ این دو گروه سینیت در واحدهای آتشفشانی - رسوبی زیرین و دولومیت میانی، سنی جوان‌تر از کامبرین را برای آن به دست می‌دهد. گفتنی است که پیروکسن سینیتها در باختر معدن اسفوردی و همچنین در جنوب منطقه چشمه فیروزی به صورت دایکهایی با رنگ روشن قابل مشاهده هستند که نقشه تعداد زیادی از آنها توسط (Boroumandi 1973) تهیه شده است.

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

در دید ظاهری، سینیت آرش، سنگی است تمام بلورین و لوکوکرات که اندازه دانه‌های آن از حاشیه سرد به طرف مرکز توده درشت‌تر شده و این مسئله موجب شده تا بافتهای گوناگونی در این توده به وجود آید که

سالهای گذشته در این ناحیه، گواه این مدعاست. از میان نخستین پژوهشهایی که در این منطقه انجام شد، می‌توان به کارهای Stahl(1897)؛ Bohn (1928)؛ Baier (1940) و Kumei (1941) اشاره کرد. Gansser(1955) شرح مفصلی از چینه‌شناسی و مسائل ساختاری ایران مرکزی را ارائه نمود. زمین‌شناسی ناحیه کرمان تا بافق توسط (Hukriede et al. 1962) مورد بررسی قرار گرفت و نتیجه آن تقسیم‌بندی کانسارهای آهن منطقه و معرفی سریهای مراد، ریزو و دزو بود. معرفی مذاب ماگمایی به عنوان منشأ کانسار چغارت توسط (Williams & Hushmandzadeh 1966) صورت گرفت و برای نخستین بار به حضور آپاتیت به عنوان کانی همراه کانسار آهن اشاره شد. در مقاله‌هایی که توسط Forster در سالهای ۱۹۷۱ تا ۱۹۹۴ نوشته شد، مسئله تشکیل کانسار آهن در سنگ میزبان آذرین بررسی شده است. نقشه زمین‌شناسی منطقه اسفوردی در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ از سری نقشه‌های سازمان زمین‌شناسی کشور، توسط سهیلی و مهدوی در سال ۱۹۹۱ تهیه و به چاپ رسید. حیدری (۱۳۷۵) نیز در رساله کارشناسی ارشد خویش به مطالعه آتشفشانی مناطق اسفوردی - زیرگان پرداخت.

با وجود این که بسیاری از پژوهشهای انجام شده در ناحیه بافق بر روی مسائل چینه‌شناسی، کانی‌شناسی و کانسارهای آهن و آپاتیت متمرکز بوده، ولی همواره توده‌های نفوذی ناحیه مورد توجه بوده و نظر پژوهشگران را به خود جلب کرده است. برای نمونه، گرانت نارینگان نخستین بار توسط Stahl(1897) معرفی شد و (Baier 1940) به وجود توده سینیتی در باختر اسفوردی اشاره کرد. (Bachtiar 1973)، نقشه‌ای دقیق از نفوذیهای منطقه تهیه کرده و انواع لوکوگرانت، بیوتیت سینیت و پیروکسنیت را نیز معرفی نمود. (Boroumandi 1973) نیز نقشه تعداد زیادی دایک و استوک با ترکیب سینیت قلیایی، بیوتیت سینیت، آمفیبول دیوریت و آمفیبول گابرو را تهیه کرد.

توده سینیتی آرش در ایران مرکزی و در ایالت فلزایی بافق واقع است (شکل ۱). این توده که در باختر معدن آهن - آپاتیت اسفوردی قرار گرفته و گستره‌ای به وسعت ۰٫۷ کیلومتر مربع را می‌پوشاند، برای نخستین بار توسط Baier(1940) معرفی گردید و در چهارچوب پژوهشهای طرح تحقیقات تکمیلی ژئودینامیک ایران که در سالهای ۱۳۷۳ تا ۱۳۷۶ بر روی آن انجام گرفت، سینیت آرش نامگذاری شد (شریفی، ۱۳۷۶).

از نظر کانی‌شناسی سینیت‌های منطقه، اسفوردی را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد: گروه اول؛ بیوتیت سینیتها هستند که با رنگ خاکستری تا سبز تیره مشخص می‌شوند و گروه دوم را پیروکسن سینیت‌های صورتی و سرخ رنگ تشکیل می‌دهند. این گروه در بیوتیت سینیتها نفوذ کرده و گاهی در همبری این دو، حاشیه واکنشی با کانیهای مختلف به وجود آمده است. بیشترین بیرون زدگی بیوتیت سینیتها در خاور معدن اسفوردی و

توده بزرگ تر است. روتیل نیز به صورت بلورهای خوش وجه با رنگ قهوه‌ای مایل به سرخ در نمونه‌ها دیده می‌شود و مانند زیرکن در حاشیه توده تمرکز بیشتری دارد.

کانی آپاتیت به صورت سوزنهای کشیده، سوزنهای بسیار ریز در متن سنگ و همچنین به صورت منشورهای کوچک با حاشیه دندان‌های دیده می‌شود. بلورهای خوش وجه تا بد وجه اپیدوت با بیرفرنژانس بالا در نمونه‌ها دیده می‌شود. کلسیت بیشتر به صورت لکه‌ای در نمونه‌ها حضور دارد ولی بلورهای خوش وجه کلسیت با میانبراهایی از پیروکسن در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. فلوریت که در نور طبیعی با رنگ بنفش بسیار کم‌رنگ قابل تشخیص است، تنها در یک نمونه دیده شد. کانیهای مات به صورت بلورهای با ساختار مکعبی در نمونه‌ها دیده می‌شوند و گاهی در امتداد رخ بلور پیروکسن گسترش یافته‌اند. از سوی دیگر اکسید آهن به صورت رگچه‌های مویین در پلاژیو کلازها نیز قابل دیدن است.

زمین شیمی

نمونه‌های برداشت شده از توده سینیتی آرش به روش XRF در بخش زمین‌شناسی دانشگاه توکیو مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است. الگوی تغییرات عناصر اصلی و همچنین برخی عناصر فرعی در برابر تغییرات مقدار SiO_2 به ترتیب در شکل‌های ۵ و ۶ نشان داده شده است.

همان‌گونه که در شکل ۵ دیده می‌شود، به جز در مورد Fe_2O_3 و P_2O_5 ، عناصر اصلی دیگر دامنه تغییرات وسیعی در برابر SiO_2 دارند. شکل ۶ نیز نشان می‌دهد که Ba و Rb و Sr نیز دامنه تغییرات زیادی دارد و بر همین اساس، نسبت Rb/Sr از ۰٫۳۲ تا ۲٫۳۳ در سایر نمونه‌ها تغییر می‌کند (شریفی، ۱۳۷۶).

با افزایش مقدار SiO_2 ، Zr و Nb کاهش می‌یابد (شکل ۶). همان‌گونه که در شکل‌های ۷ و ۸ دیده می‌شود، با تبلور زیرکن در توده، مقدار Y و Th نیز افزایش می‌یابد. شکل ۹ افزایش هم‌زمان Nb را با افزایش Zr نشان می‌دهد و بالا بودن ضریب همبستگی ($r=0.833$)، معرف ثابت بودن نسبت Zr/Nb در این توده است.

نمودار تغییرات Rb در برابر K_2O وابستگی زیاد بین این دو عنصر را به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۱۰) و همان‌گونه که دیده می‌شود، با افزایش مقدار K_2O ، Rb نیز افزایش می‌یابد. نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های این توده نشان می‌دهد که نمونه سالم دایک سینیتی دارای بی‌هنجاری منفی Ti و Nb است (شکل ۱۱). همان‌گونه که در شکل ۱۱ دیده می‌شود، نمونه‌های مربوط به توده سینیتی، از Ti و P فقیر شده‌اند و دو عنصر Zr و Nb غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

از آن میان می‌توان به بافت‌های نیمه خود ریخت دانه‌ای (Hypidiomorphic granular)، افسی‌تیک و بین دانه‌ای (intergranular) اشاره کرد.

کانیهای اصلی شامل فلدسپار پتاسیم، پلاژیو کلاز و کلینوپیروکسن سدیم (ازرین) است. فلدسپار پتاسیم بیشتر به صورت بلورهای بدوجه (subhedral) تا خوش وجه (euhedral) بوده و کائولینیتی شدن به صورت پیشرفته در آنها دیده می‌شود. فلدسپار پتاسیم بیشتر ارتوکلاز است که فاقد دوقلویی کارلسباد بوده و در آن پرتیت جان‌شینی (Replacement Perthite) (Deer et al., 1991) دیده می‌شود.

پلاژیو کلاز به دو شکل بلورهای خوش وجه و تیغه‌ای در نمونه‌ها دیده می‌شود. بلورهای خوش وجه پلاژیو کلاز بیشتر دارای بافت شطرنجی بوده (شکل ۲) و در نمونه‌های سالم، دوقلویی مرکب (پلی‌سنتیک و کارلسباد) دیده می‌شود. تیغه‌های پلاژیو کلاز بیشتر در حاشیه پلاژیو کلازهای خوش‌وجه دیده می‌شوند (شکل ۳) و گاهی به صورت مجموعه‌هایی از چند تیغه ظاهر می‌شود. گفتنی است که پلاژیو کلازهای خوش‌وجه به شدت سرسیتی شده‌اند در حالی که تیغه‌های پلاژیو کلاز سالم بوده و هیچ‌گونه دگرسانی نشان نمی‌دهند و به نظر می‌رسد که جوان‌تر از پلاژیو کلازهای خوش‌وجه باشند. از این‌رو، در این نوشتار از دو واژه پلاژیو کلاز نسل اول برای انواع خوش‌وجه و پلاژیو کلاز نسل دوم برای انواع تیغه‌ای پلاژیو کلاز استفاده می‌شود. کلینوپیروکسن به صورت بلورهای خوش‌وجه تا بد وجه دیده می‌شود و در نور طبیعی سبزرنگ، چندرنگی سبز تا زرد عسلی دارد. این کانی بیشتر در مرکز توده تمرکز داشته و در حاشیه سرد حضور ندارد.

تأثیر فشارهای زمین‌ساختی بر روی کانیها به صورت خمیدگی در رخ‌ها و دوقلویی کانیها (که سرانجام منجر به تولید پدیده نوار شکنجی (Kink band) شده است) خردشدگی بلورها به قطعات کوچک‌تر و پیدایش بافت‌های کاتا کلاستی قابل مشاهده است. نفوذ محلول در منافذ ایجاد شده نیز به صورت رگچه‌های آلیتی در پلاژیو کلازها، خود را نشان می‌دهد (شکل ۴). قابل ذکر است که در نزدیک‌ترین دایک سینیتی (در فاصله ۲۰۰ متر از توده اصلی) هیچ‌گونه آثاری از دگرسانی پلاژیو کلازها، خردشدگی کانیها (وجود بافت‌های کاتا کلاستی) و با وجود رگچه‌های آلیتی دیده نمی‌شود.

کانیهای فرعی در این توده زیرکن، روتیل، آپاتیت، اپیدوت، کلسیت و فلوریت هستند. زیرکن به صورت بلورهای خوش‌وجه تا بی‌وجه (Anhedral) در نمونه‌ها قابل تشخیص است (شکل ۳). این کانی به‌طور ناهمگن در توده پراکنده شده است، به گونه‌ای که تمرکز آن از مرکز به حاشیه سرد توده افزایش می‌یابد و اندازه بلورهای آن در حاشیه

$$\% \text{ Change} = [(X_{\text{Sample}} / X_{\text{Parent}}) - 1] \times 100 \quad (2)$$

با استفاده از رابطه (۲) و براساس داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده سینیتی که به روش XRF انجام گرفت (جدول ۱)، درصد تغییر عناصر در توده سینیتی آرش محاسبه شد که نتایج آن در جدول ۲ آورده شده است.

CO_2 ، H_2O و دیگر مواد فرار، جزو مهم‌ترین عوامل جا به جایی عناصر در فرایندهای متاسوماتیسم و دگرسانی به شمار می‌آیند. با توجه به این مسئله، درصد LOI به عنوان یک شاخص ساده تغییرات در نمونه‌ها مورد استفاده قرار گرفت. در چنین حالتی، سنگ سالم و تغییر نیافته دارای کمترین مقدار LOI خواهد بود و بیشترین مقدار LOI نیز در سنگهای دگرسان شده دیده می‌شود (Van der Weijden & Van der Weijden, 1995).

در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ درصد تغییرات اکسیدهای اصلی و همچنین عناصر جزئی در مقابل LOI نشان داده شده است. مقادیر مثبت درصد تغییر (رابطه شماره ۲) معرف غنی‌شدگی و مقادیر منفی بیانگر تهی شدن یک عنصر در فرآیند متاسوماتیسم است. معنی دار بودن درصد تغییر محاسبه شده براساس رابطه ۲، به خطاهای نمونه‌گیری و آزمایشگاهی و همچنین یکنواختی ترکیب کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی در کل نمونه بستگی دارد. با دقت در نمونه‌گیری، آماده‌سازی و تجزیه، سعی شد این خطاها به کمترین حد ممکن کاهش یابد.

از سوی دیگر، ذرات بسیار ریز می‌توانند بر اثر فرآیند جذب سطحی از عناصر جزئی غنی شوند (Van der Weijden & Van der Weijden, 1995) و بر همین اساس، انباشت و یا خروج این ذرات، می‌تواند موجب افزایش و یا کاهش در میزان عناصر کمیاب شود. از این رو همواره باید محدوده‌ای را به عنوان محدوده عدم قطعیت در نظر گرفت.

Cramer & Nesbitt (1983) محدوده ۲۰٪- تا ۲۰٪+ را به عنوان محدوده عدم قطعیت ارائه کردند و تنها مقادیر خارج از این محدوده را به عنوان شاخص کاهش و یا افزایش عناصر قابل قبول دانستند.

با توجه به این محدوده و براساس شکل‌های ۱۲ و ۱۳ دیده می‌شود که از میان اکسیدهای اصلی، TiO_2 ، Fe_2O_3 ، MgO ، CaO ، Na_2O و P_2O_5 کاهش نشان می‌دهند و در برابر Al_2O_3 ، MnO و K_2O نسبت به سنگ سالم افزایش می‌یابد. در این میان، SiO_2 تغییر شاخصی نشان نمی‌دهد و درصد تغییر محاسبه شده برای آن در همه نمونه‌ها در محدوده عدم قطعیت Cramer and Nesbitt قرار می‌گیرد. از میان عناصر جزئی نیز K ، Rb ، Nb و Zr افزایش نشان می‌دهند، در حالی که Ba ، Sr و Y کاهش می‌یابد.

آشفته‌گی توزیع عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای توزیع عناصر در برابر SiO_2 (شکل‌های ۵ و ۶) و همچنین وجود کانیهای ثانویه و بافتهای کاتاکلاستی در نمونه‌های برداشت شده از توده سینیتی آرش نشان می‌دهد که این توده تحت تأثیر تغییرات بعدی قرار گرفته است. برای بررسی این تغییرات، اساسی‌ترین مرحله، انتخاب روشی است که به بهترین وجه بیانگر نوع و مقدار عناصر جا به جا شده در نمونه‌های مورد مطالعه باشد.

با توجه به وجود نمونه سالم (دایک سینیتی) در کنار نمونه‌هایی که آثار تغییر و دگرسانی را در خود نشان می‌دهند، امکان بررسی تحرک و توزیع عناصر بر اساس روش محاسبه تعادل جرم فراهم آمد. در این روش، نمونه‌های تغییر یافته نسبت به یک سنگ سالم با ترکیب کانی‌شناسی مشابه مقایسه می‌شوند. بر اساس رابطه ارائه شده توسط Nesbitt (1979) درصد تغییرات (افزایش یا کاهش) هر عنصر مورد نظر (X) در نمونه، نسبت به سنگ سالم و دست نخورده را می‌توان با رابطه زیر محاسبه کرد:

$$\% \text{ Change} = \{[(X/X_i)_{\text{Sample}} / (X/X_i)_{\text{Parent}}] - 1\} \times 100 \quad (1)$$

در این رابطه، X هر عنصر دلخواه در نمونه و سنگ سالم می‌باشد و X_i یک عنصر با تحرک کم در نمونه و سنگ سالم است.

به‌طور کلی، در معادله تعادل جرم، در نظر گرفتن یک عنصر با تحرک کم به عنوان ثابت، امری متداول است (Braune et al., 1993). پژوهشگران مختلف (Nesbitt, 1979; Cramer & Nesbitt, 1983; Middleburg et al., 1988; Gouveia et al., 1993) عنصر Ti را به عنوان ثابت در محاسبات خود به کار برده‌اند. (Mongelli, 1993) عنصر Al را به عنوان ثابت برگزیده، در حالی که Van der Weijden & Van der Weijden (1995) نسبتی از عناصر Ti و Zr را به عنوان ثابت استفاده کرده‌اند.

عنصر کم تحرکی که به عنوان ثابت در محاسبه تعادل جرم انتخاب می‌شود باید دارای ویژگیهای مشخصی باشد، از جمله: (۱) انحلال پذیری بسیار کم در محلولهای آبی؛ (۲) در صورت امکان به صورت میانبار در کانیهای اولیه و مقاوم دیده شود (مانند میانبارهای زیرکن در بلور کوارتز)؛ و (۳) پراکندگی همگن در سنگ سالم و توده مورد مقایسه داشته باشد (Braun et al., 1993).

با توجه به توزیع ناهمگن کانیهای روتیل و زیرکن در دایک سینیتی و توده اصلی، بهتر است از عناصر Ti و Zr به عنوان ثابت استفاده نشود. از سوی دیگر، به دلیل وجود تغییرات در مقدار Al_2O_3 تا میزان ۴۸ درصد (شریفی، ۱۳۷۶) امکان استفاده از عنصر Al نیز به عنوان ثابت وجود نداشت. در نهایت تصمیم گرفته شد تا داده‌های مربوط به نمونه‌های توده سینیتی آرش به عناصر فوق بهنجار نشوند. بر این اساس، رابطه (۱) برای استفاده در این پژوهش به صورت زیر تغییر داده شد:

بررسیهای سنگ نگاری سینیت آرش نشان می‌دهد که فلدسپار پتاسیم با حالت پرتیتی همراه با پلاژیو کلازهای با بافت شطرنجی در زمینه سنگ حضور دارد. در چنین حالتی، اگر پلاژیو کلاز با بافت شطرنجی بر اثر متاسوماتیسم سدیمی فلدسپار پتاسیم یا رشد تیغه‌های آلیتی در پرتیتها به وجود آمده باشد، باید تمام فلدسپارهای پتاسیم موجود در سنگ، کم و بیش دچار چنین فرآیندی شده باشند، در حالی که چنین نبوده و تمامی فلدسپارهای پتاسیم، به خوبی از پلاژیو کلازهای با بافت شطرنجی قابل جدایش هستند. از سوی دیگر، تیغه‌های پلاژیو کلاز تنها در اطراف بلورهای پلاژیو کلاز با بافت شطرنجی قابل مشاهده هستند (شکل ۳).

آزمایشهایی که توسط ریزکاو الکترونی بر روی پلاژیو کلازهای توده سینیتی انجام گرفت نشان می‌دهد که هر واحد از مجموعه سازنده بافت شطرنجی، از دو بخش فلدسپار پتاسیم و پلاژیو کلاز ساخته شده است. فلدسپار پتاسیم دارای حاشیه دندانانه‌ای است ولی پلاژیو کلاز در برابر کانیهای پیرامون، حاشیه‌ای صاف دارد (شکل ۱۵ الف - د). با توجه به ورود یون پتاسیم فراوان به محیط (شکل ۱۴)، می‌توان جانشینی پلاژیولاز را توسط فلدسپار پتاسیم براساس رابطه زیر توجیه کرد:



و یا

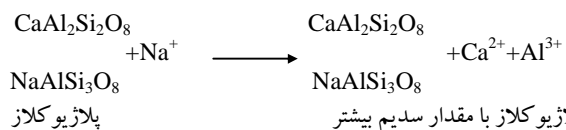
این جانشینی را به شکل Collins (1988) براساس رابطه ارائه شده توسط Na^+ ، زیر بیان کرد. وی در این روابط، تنها چگونگی عملکرد یونهای K^+ ، Ca^{2+} و Al^{3+} را مورد توجه قرار داده و از موازنه استوکیومتری Al^{3+} ، Ca^{2+} و K^+ روابط صرف نظر کرده است.



$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ فلدسپار پتاسیک
پلاژیو کلاز

همان گونه که در روابط (۳) و (۴) دیده می‌شود، بر اثر این جانشینی، یونهای Ca^{2+} ، Na^+ و Al^{3+} آزاد می‌شوند و می‌توانند لکه‌ها و یا تیغه‌های پلاژیو کلاز را (با مقدار سدیم بیشتر) تشکیل دهند که برای این فرایند می‌توان رابطه زیر را ارائه کرد (Collins, 1988):

(۵)



همان گونه که در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ دیده می‌شود Fe_2O_3 ، TiO_2 ، MgO ، Na_2O ، CaO و P_2O_5 و Rb به طور وابسته با تغییر میزان LOI تغییر می‌یابند و به جز در مورد CaO ، درصد تغییر محاسبه شده برای اکسیدها و عناصر کمیاب فوق، با افزایش مقدار LOI کاهش می‌یابد.

برای رسیدن به یک تصویر کلی از رفتار عناصر، درصد تغییر (افزایش و یا کاهش) اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در شکل ۱۴ نشان داده شده است. همان گونه که دیده می‌شود TiO_2 ، Fe_2O_3 ، MgO ، CaO ، Na_2O و P_2O_5 از اکسیدهای اصلی و Sr ، Ba و Y از عناصر کمیاب کاهش و در مقابل Al_2O_3 ، MnO و K_2O به همراه Zr ، Nb و Rb افزایش نشان می‌دهند.

نتیجه‌گیری

همان گونه که پیش از این نیز اشاره شد، الگوی توزیع عناصر اصلی و کمیاب در توده سینیتی آرش آشفتگی زیادی را نشان می‌دهد (شکل‌های ۵ و ۶) و محاسبه تعادل جرم، نشانگر ورود و خروج برخی عناصر در این توده است (شکل ۱۴) که از این میان، پتاسیم بیشترین تغییرات را دارد. ورود یون پتاسیم به توده از راه شواهد سنگ نگاری نیز قابل تشخیص است که از آن جمله می‌توان به رگچه‌های آلیتی و همچنین بافتهای غیرعادی چون بافت شطرنجی در پلاژیو کلاز اشاره کرد.

افزوده شدن یونهای Na^+ و K^+ به ساختار پلاژیو کلاز می‌تواند فلدسپارهای جدیدی را در پلاژیو کلاز ایجاد کند که این فرایند خود ایجاد بافتهای غیرعادی را در پلاژیو کلاز به دنبال دارد. از میان این بافتهای می‌توان به پلاژیو کلاز شطرنجی اشاره کرد (شکل ۲). در مورد چگونگی تشکیل این بافت، سازوکارهای مختلفی ارائه شده است. به نظر گروهی از پژوهشگران تنش و فشارهای زمین ساختی در تشکیل پلاژیو کلاز شطرنجی نقش مؤثر دارد و برخی دیگر ایجاد آن را به متاسوماتیسم سدیمی یک فلدسپار پتاسیم اولیه نسبت می‌دهند (Smith, 1974). به عقیده Exner (1949) (در Smith, 1974) پلاژیو کلاز شطرنجی می‌تواند از دو راه ایجاد شود: راه اول، ایجاد پرتیت به دلیل ناهمبازی فلدسپار پتاسیم است و راه دوم، متاسوماتیسم ساده‌ای است که در اثر تغییر ناگهانی ساختار دما بالا به یک ساختار دما پایین در مراحل نهایی انجماد رخ می‌دهد.

وجود حاشیه‌ای از آلپیت در پیرامون برخی از بلورهای پلاژیو کلاز و دانه‌های پرتیت (شکل ۳) از دیگر شواهد ورود یون پتاسیم به شمار می‌رود، هر چند برای این حاشیه آلیتی، فرآیندهایی مانند ناهمبازی و جانشینی و یا تبلور تقریباً همزمان پیشنهاد شده است.

همان گونه که در شکل‌های ۷ و ۸ دیده می‌شود، با تبلور زیرکن در توده، مقدار Y و Th نیز افزایش می‌یابد، چرا که این کانی به عنوان میزبانی برای عناصر یاد شده رفتار می‌کند (Watson & Harrison, 1983; Watson, 1979).

بالا بودن ضریب همبستگی ($r = 0.833$)، در شکل ۹، نشانگر ثابت بودن نسبت Zr / Nb است که خود بیانگر ترکیب ماگمای مادر می‌باشد. در این حالت می‌توان سهم آلودگی پوسته و هضم سنگ دیواره در سنگ زایی توده سینیتی آرش را ناچیز در نظر گرفت (Zhao et al., 1995). وجود بی‌هنجاری منفی Ti و Nb در شکل ۱۱، ارتباط ماگمای سازنده این توده را با یک رژیم فرورانش معلوم می‌دارد (Zhao et al., 1995; Lenoir et al., 1994; Wilson, 1989).

بررسی‌های حیدری (۱۳۷۵) بر روی سنگهای آتشفشانی منطقه (از اسید تا بازی)، مشخص کرد که این سنگها همگی به سری کلسیمی- قلیایی کمانهای آتشفشانی تعلق دارند. این مسئله به همراه محیط زمین ساختی پیش‌بینی شده برای توده‌های نفوذی منطقه (شریفی، ۱۳۷۶)، یک ماگماتیسم مرتبط با کمانهای آتشفشانی را برای سنگهای نفوذی و آتشفشانی ناحیه اسفوردی- زریگان پیشنهاد می‌دهد. با این وجود، نگارندگان بر این باورند که برای ارائه تفسیری درست و منطقی از سنگ‌زایی این توده سینیتی و ژئودینامیک ناحیه، افزون بر داده‌های عناصر اصلی و جزئی، به داده‌های ایزوتوپی و عناصر خاکی کمیاب نیز نیاز است.

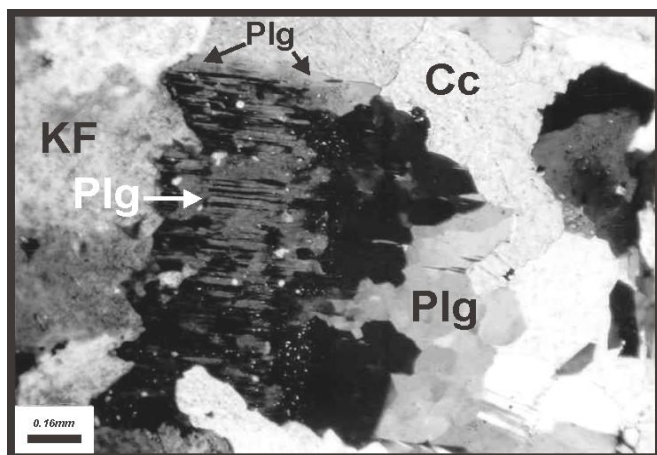
سپاسگزاری

پژوهش حاضر در راستای طرح پژوهشی شماره ۵۰۵ انجام شده است، نگارندگان بر خود لازم می‌دانند تا از شورای پژوهشی دانشگاه تهران به خاطر حمایت‌های فراوان به منظور اجرای این پژوهش، تشکر نمایند. همچنین از مجری طرح تحقیقات تکمیلی ژئودینامیک ایران، آقای دکتر هوشمندزاده بخاطر راهنمایی و هم‌فکری فراوان تشکر می‌کنند. پروفیسور ریوماتسوموتو، رئیس بخش زمین‌شناسی دانشگاه توکیو، امکانات استفاده از دستگاه XRF آن دانشگاه را فراهم آوردند که از ایشان سپاسگزاریم. همراهی ارزشمند دکتر جمشیدزاده، مهندس فرهاد اصفهانی و مهندس مهرداد حیدری همواره موجب نهایت امتنان بوده است. در پایان، از جناب آقای دکتر مسیب سبزه‌ای که با راهنمایی‌های ارزشمند خود موجب ارتقای سطح کیفی این مقاله شده‌اند کمال سپاسگزاری را دارد.

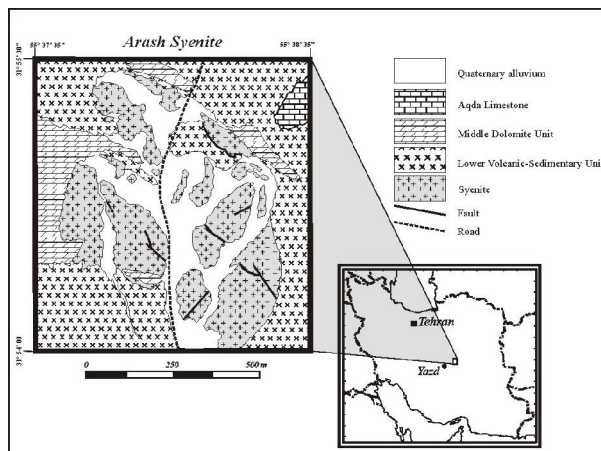
همان گونه که مشاهده می‌شود، متاسوماتیسم قلیایی بر روی توده سینیتی آرش، تغییرات زیادی را ایجاد کرده و افزون بر تأثیر گسترده در میزان عناصر اصلی و جزئی، ویژگی‌های کانی‌شناسی نمونه‌ها را نیز به شدت تغییر داده است.

افزایش Al_2O_3 به همراه کاهش CaO و Na_2O را در شکل ۱۴ می‌توان به تجزیه پلاژیوکلاز و ایجاد کانیهای رسی نسبت داد و کاهش P_2O_5 را نیز می‌توان بر اساس حل شدن آپاتیت در فرایند هوازدگی توجیه کرد (Vander Weijden & Vander Weijden, 1995; Mongelli, 1993;) (Gouveia et al., 1993; Middleburg et al., 1988). کاهش Sr و Ba را نیز می‌توان به تجزیه فلدسپارها و کاهش غلظت MgO و TiO_2 را نیز می‌توان به توزیع ناهمگن کانیهای Mg و Ti دار (پیروکسن و روتیل) در توده اصلی و دایک سینیتی نسبت داد. به نظر می‌رسد که افزایش مقدار K و Rb بر اثر ورود محلولهای دارای یون پتاسیم و یا به عبارتی دیگر، متاسوماتیسم پتاسیک صورت گرفته باشد. افزایش مشاهده شده در مقدار Zr و Nb را می‌توان بر اساس رفتار این دو عنصر به عنوان عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) توجیه کرد، چرا که به دلیل تحرک بسیار کم این عناصر، با خروج کاتیونهایی مانند Ca^{2+} و Na^+ از محیط، میزان Zr و Nb به‌طور نسبی افزایش می‌یابد. از موارد قابل توجه دیگر، رفتار ناهماهنگ Mn و Fe است. همان گونه که در شکل ۱۴ دیده می‌شود، Mn افزایش قابل توجهی را نشان می‌دهد، در حالی که Fe به مقدار کمی کاهش می‌یابد. به نظر (Vander Weijden & Vander Weijden, 1995)، این اختلاف به دلیل تفاوت در شرایط کاهندگی این دو عنصر و یا وجود کانیهای میزبان متفاوت ایجاد می‌شود. قابل ذکر است که در شکل ۱۴، MnO با Fe_2O_3 مقایسه شده است که در این حالت، با توجه به تفاوت پتانسیل یونی Mn^{2+} و Fe^{3+} ، بروز چنین رفتار ناهماهنگی منطقی به نظر می‌رسد.

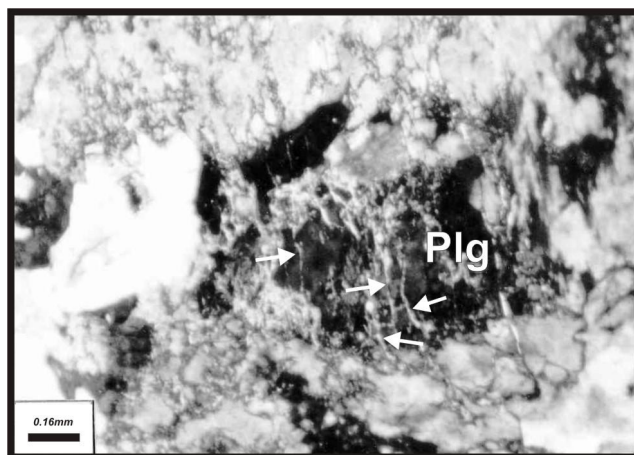
همان گونه که در شکل ۶ نشان داده شد، با افزایش مقدار SiO_2 ، مقدار Zr و Nb کاهش می‌یابد که به نظر (Lenoir et al., 1994)، این پدیده از شاخصهای تفریق کلسیمی- قلیایی به شمار می‌آید. کاهش Zr با افزایش مقدار SiO_2 ، بیانگر تشکیل این کانی در مراحل ابتدایی تبلور است. وجود کانی زیرکن در این توده، بیانگر سطح اشباع پایین زیرکن (Watson & Harrison, 1983; Watson, 1979) و همچنین قلیایی‌نگی پایین ماگما است (Watson & Harrison, 1983; Watson, 1979; Bowden, 1966).



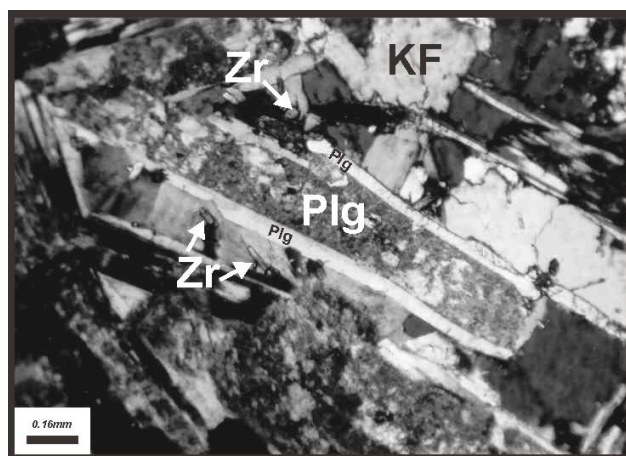
شکل ۲- بافت شطرنجی در پلاژیو کلازهای سینیت آرش. به پلاژیو کلاز تجزیه نشده انبوه‌های و تیغه‌های در کنار پلاژیو کلاز تجزیه شده با بافت شطرنجی توجه کنید. از آنجا که این گروه از پلاژیو کلازها تجزیه نشده‌اند، می‌توان نتیجه گرفت که از پلاژیو کلازهای اولیه سنگ جوان‌تر هستند و بر اثر آزاد شدن کاتیون‌ها از پلاژیو کلاز اولیه به وجود آمده‌اند. تصویر در نور پلاریزه و بزرگنمایی ۱۰۰ برابر. KF= فلدسپار پتاسیم، Plg= پلاژیو کلاز، Cc= کلسیت.



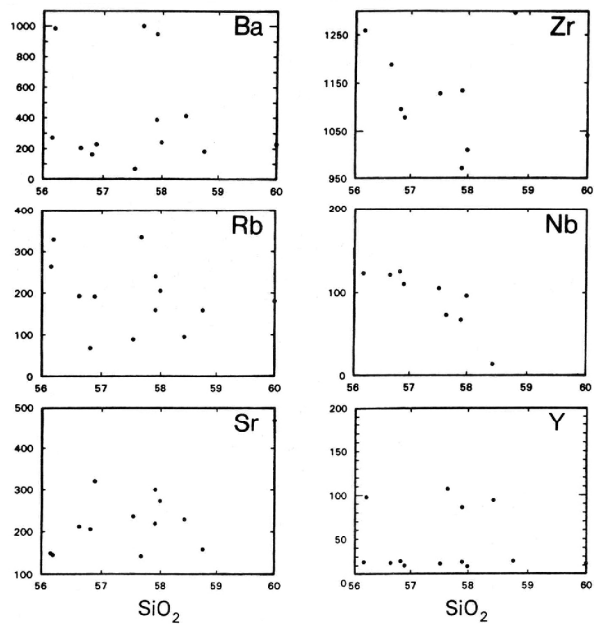
شکل ۱- نقشه زمین شناسی توده سینیتی آرش با مقیاس ۱:۵۰۰۰ (با تغییر اقتباس از شریفی، ۱۳۷۶)



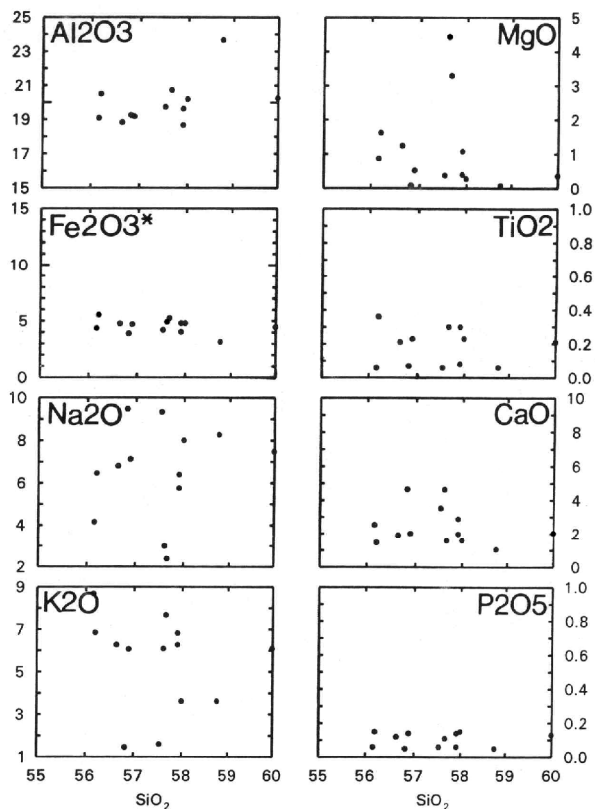
شکل ۴- رگچه‌های آلپیت در پلاژیو کلازهای سینیت آرش. تصویر در نور پلاریزه و بزرگنمایی ۱۰۰ برابر. Plg= پلاژیو کلاز.



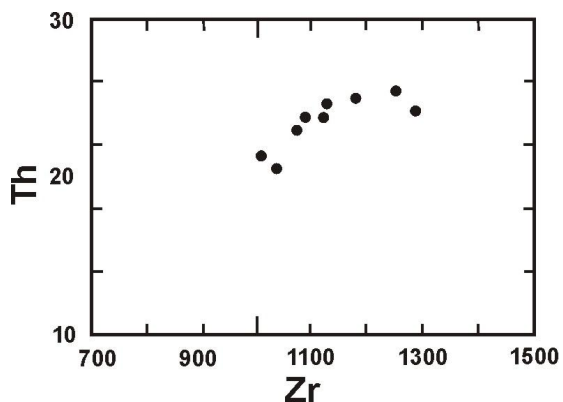
شکل ۳- تیغه‌های پلاژیو کلاز (پلاژیو کلاز نسل دوم) و بلورهای تجزیه شده پلاژیو کلاز که گاهی حالت شطرنجی را از خود نشان می‌دهند (پلاژیو کلاز نسل اول). همان گونه که دیده می‌شود در تیغه‌های پلاژیو کلازی که پلاژیو کلازهای نسل اول را احاطه کرده‌اند هیچ گونه آثار تجزیه دیده نمی‌شود. به بلورهای خوش وجه و تقریباً درشت زیر کن در تصویر توجه کنید. تصویر در نور پلاریزه و بزرگنمایی ۱۰۰ برابر. KF= فلدسپار پتاسیم، Plg= پلاژیو کلاز.



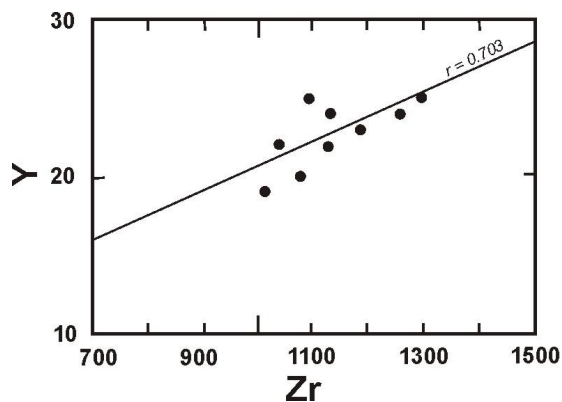
شکل ۶- نمودار تغییرات عناصر جزئی در برابر SiO_2 برای نمونه‌های برداشت شده از توده سینیتی آرش. به دامنه تغییرات Ba، Rb و Sr و نیز به کاهش Zr و Nb با افزایش SiO_2 توجه کنید.



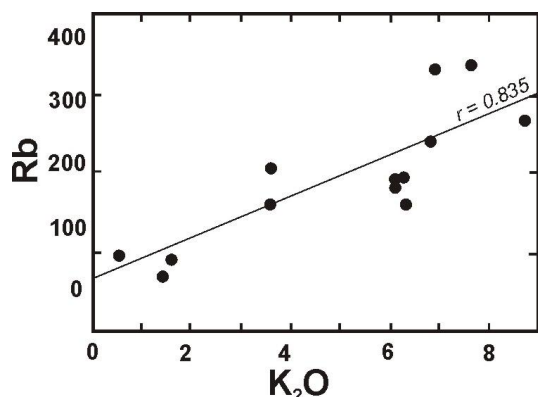
شکل ۵- نمودارهای هارکر برای نمونه‌های برداشت شده از توده سینیتی آرش. به دامنه وسیع تغییرات CaO ، Na_2O ، K_2O توجه کنید.



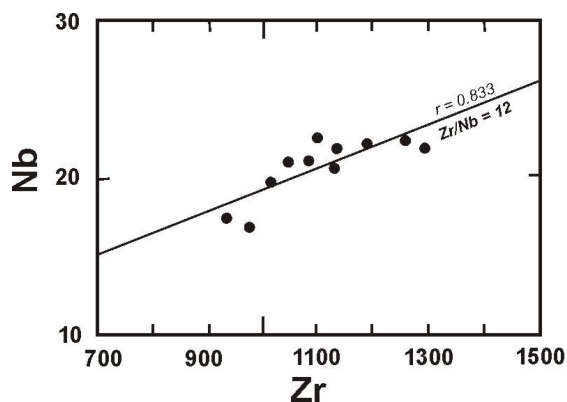
شکل ۸- نمودار انتخابی توزیع Th در برابر Zr برای نمونه‌های توده سینیتی آرش



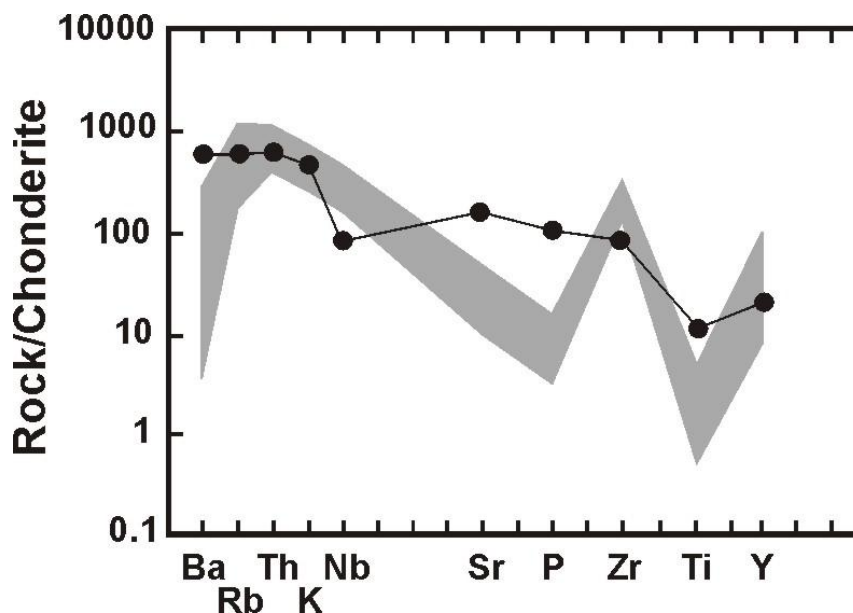
شکل ۷- نمودار انتخابی توزیع Y در برابر Zr برای نمونه‌های توده سینیتی آرش



شکل ۱۰- نمودار انتخابی توزیع Rb در برابر K_2O برای نمونه‌های توده سینیتی آرش. تغییر هماهنگ Rb و K_2O به دلیل نزدیکی پتانسیل یونی Rb و K در نمودار به خوبی مشخص است.



شکل ۹- نمودار انتخابی توزیع Nb در برابر Zr برای نمونه‌های توده سینیتی آرش. همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود، ضریب همبستگی ۰/۸۳۳ برای نمونه‌ها، معرف ثابت بودن نسبت Zr / Nb در این توده است.



شکل ۱۱- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت، برای نمونه سالم دایک سینیتی و نمونه‌های توده سینیتی آرش (محدوده تیره)

جدول ۱- غلظت عناصر اصلی و جزئی نمونه های سینیت آرش

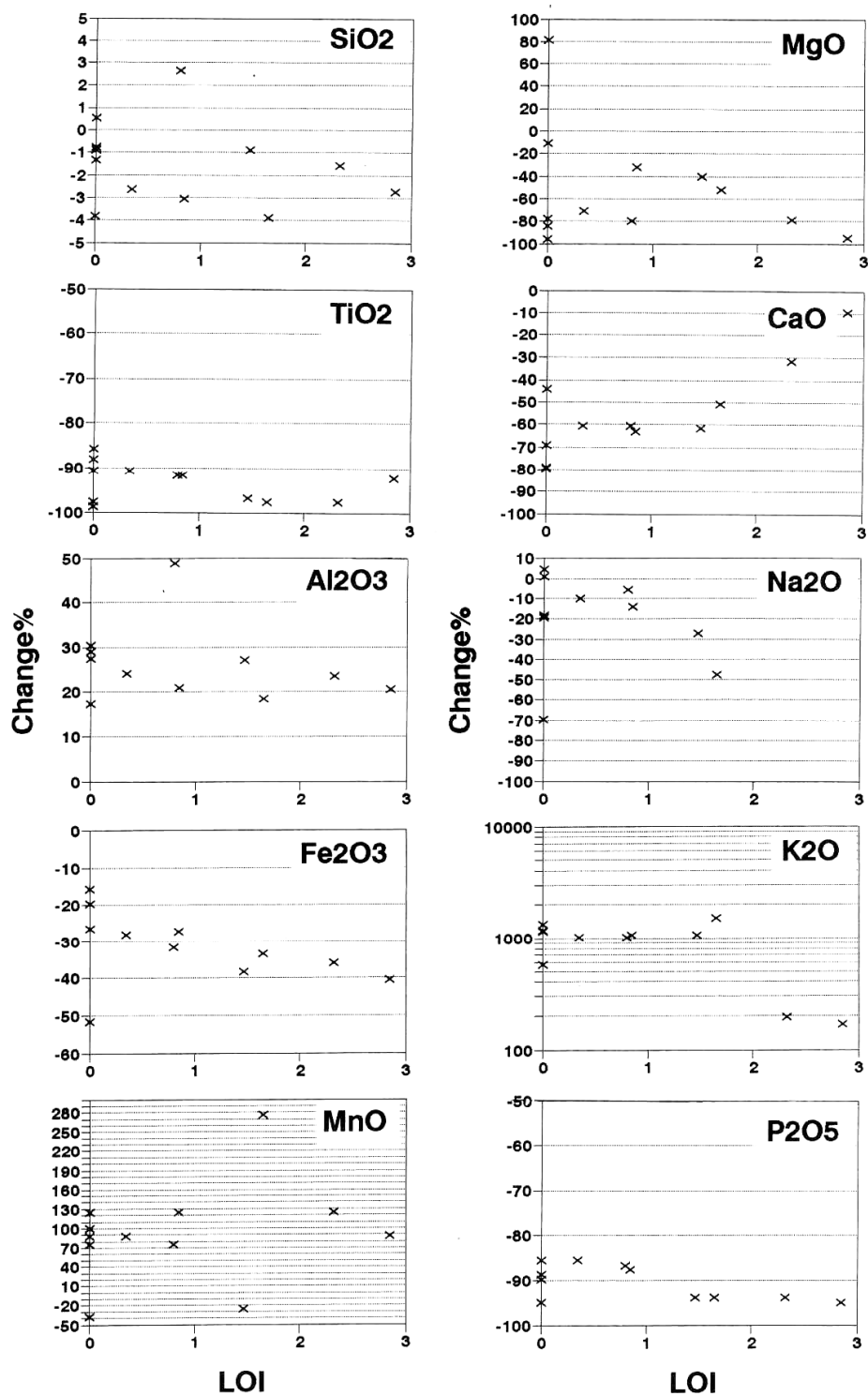
Elements	S-73-120	S74-4d	S-74-3c	S-73-121	S-73-123	S-74-3d	S-74-4a	S-73-124	S-73-89	S-73-90	S-73-88	S-73-93	S-73-55*
SiO ₂ wt%	56.16	56.64	56.82	56.89	57.52	57.90	57.99	58.76	56.20	57.90	57.65	59.99	58.43
TiO ₂	0.06	0.21	0.07	0.23	0.06	0.08	0.23	0.06	0.36	0.30	0.30	0.21	2.51
Al ₂ O ₃	19.08	18.83	19.25	19.17	19.74	19.63	20.19	23.67	20.50	18.67	20.73	20.25	15.90
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	4.85	5.30	4.33	5.23	4.67	4.49	5.35	5.35	6.14	5.35	5.85	4.98	7.29
MnO	0.30	0.18	0.15	0.15	0.18	0.06	0.15	0.05	0.16	0.14	0.18	0.14	0.08
MgO	0.87	1.24	0.09	0.53	0.38	1.08	0.28	0.08	1.62	0.40	3.30	3.30	1.82
CaO	2.54	1.91	4.66	2.02	3.53	1.98	1.59	1.05	1.48	2.88	1.59	2.03	5.15
Na ₂ O	4.16	6.81	9.48	7.13	9.34	5.76	8.01	8.27	6.47	6.40	2.39	7.49	7.93
K ₂ O	6.89	6.28	1.46	6.08	1.60	6.28	3.62	3.62	6.86	6.83	7.68	6.10	0.54
P ₂ O ₅	0.06	0.12	0.05	0.14	0.06	0.06	0.15	0.05	0.15	0.14	0.11	0.13	0.97
LOI	1.65	.85	2.85	0.35	2.32	1.47	-	-	-	-	-	0.13	-
Total	98.42	98.37	99.21	97.92	99.40	98.79	97.56	99.14	99.94	99.01	99.78	101.81	100.62
K* ppm	72136	52130	12119	50470	13282	52130	30050	30050	56945	56696	63752	50636	1483
Rb	263	193	68	192	89	159	205	159	329	239	334	181	95
Ba	270	204	163	228	68	387	242	184	984	948	1000	228	412
Sr	150	212	206	320	236	219	273	159	146	300	143	468	299
Nb	123	121	125	110	105	118	96	118	73	67	73	109	14
Zr	1259	1188	1096	1079	1129	1135	1010	1296	932	971	929	1041	545
Ti*	360	1259	420	1379	360	480	1379	360	2158	1799	1799	1259	15047
Y	24	23	25	20	22	24	19	25	98	86	107	22	94

◆ Fresh syenitic dike (parent rock)

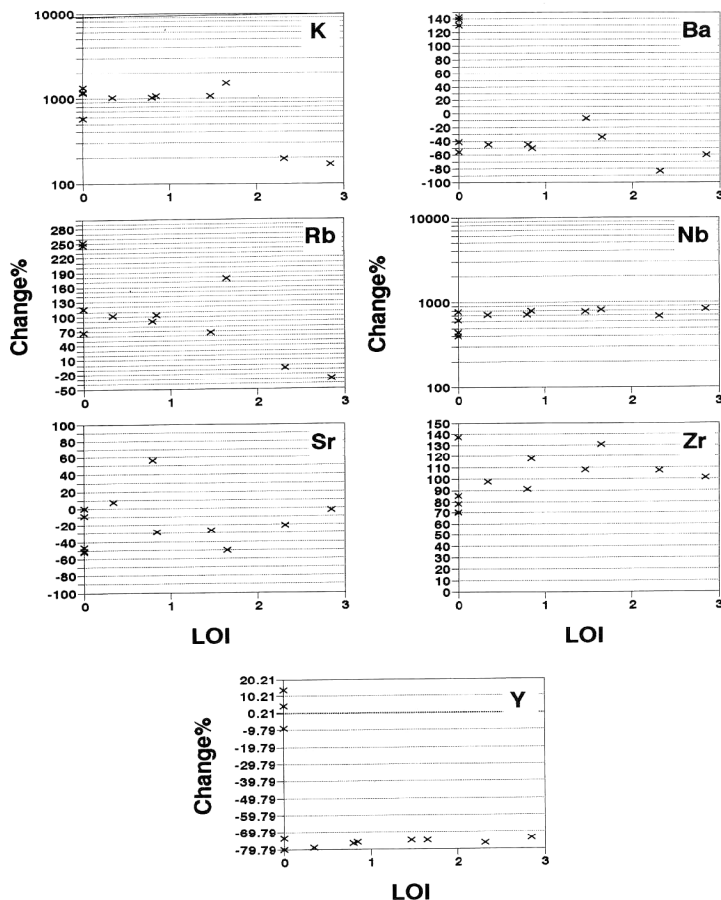
◆ Values are calculated from major oxides

جدول ۲- درصد تغییرات عناصر اصلی و جزئی در نمونه های سینیت آرش

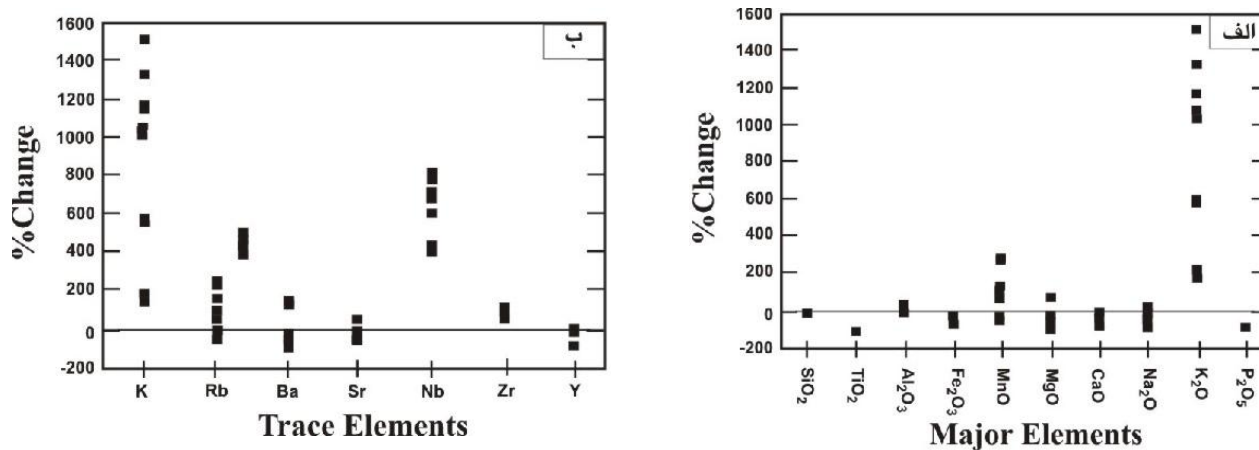
Elements	S-73-120	S74-4d	S-74-3c	S-73-121	S-73-123	S-74-3d	S-74-4a	S-73-124	S-73-89	S-73-90	S-73-88	S-73-93
(change %)												
SiO ₂	-3.88	-3.06	-2.75	-2.63	-1.55	-0.90	-0.75	0.56	-3.80	-0.90	-1.33	2.66
TiO ₂	-97.60	-91.60	-92.21	-90.80	-97.60	-96.80	-90.80	-97.60	-85.70	-88.00	-98.80	-91.6
Al ₂ O ₃	20.00	18.24	21.07	20.56	24.15	23.46	26.98	48.87	28.93	17.42	30.37	27.36
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	-33.47	-27.29	40.60	-28.25	-35.94	-38.41	-26.61	-51.58	-15.77	-26.61	-19.75	-31.68
MnO	275.00	125.00	87.50	87.50	125.00	-25.50	87.50	-37.50	100.00	75.00	125.00	75.00
MgO	-52.19	-31.86	-65.05	-70.88	-79.12	-40.66	-84.62	-95.60	-10.99	-78.02	81.32	-80.22
CaO	-50.68	-62.91	-9.51	-60.77	-31.46	-61.55	-69.13	-79.61	-79.26	-44.07	-69.13	-60.58
Na ₂ O	-47.54	-14.12	19.54	-10.08	17.78	-27.36	1.01	4.29	-18.41	-19.29	-69.86	-5.55
K ₂ O	1509.26	1062.96	170.37	1025.92	196.29	1062.96	570.37	570.37	1170.37	1164.81	1322.20	1029.62
P ₂ O ₅	-98.81	-87.63	-94.85	-85.56	-93.81	-93.81	-89.69	-94.85	-89.69	-85.56	-88.66	-86.59
K	15009.10	1062.84	170.33	1025.81	196.27	1062.84	570.31	570.31	1170.24	1164.69	1322.08	1029.51
Rb	176.84	103.16	-28.42	102.11	-6.31	67.37	115.79	67.37	246.32	246.32	251.58	90.53
Ba	-34.46	-50.49	-60.44	-44.66	-83.50	-6.07	-41.26	-55.34	-138.83	130.09	142.72	-44.66
Sr	-49.83	-29.09	-31.11	7.02	-21.07	-26.76	-8.70	-46.82	-51.07	0.33	-52.17	56.52
Nb	810.71	804.74	834.66	722.50	685.11	782.32	617.82	782.32	445.84	400.98	445.84	715.03
Zr	131.01	117.98	101.11	97.98	107.15	108.15	85.32	137.80	71.01	78.17	70.46	91.01
Y	-74.47	-75.53	-73.40	-76.72	-76.60	-74.47	-79.79	-73.40	4.25	-8.50	13.83	-76.60



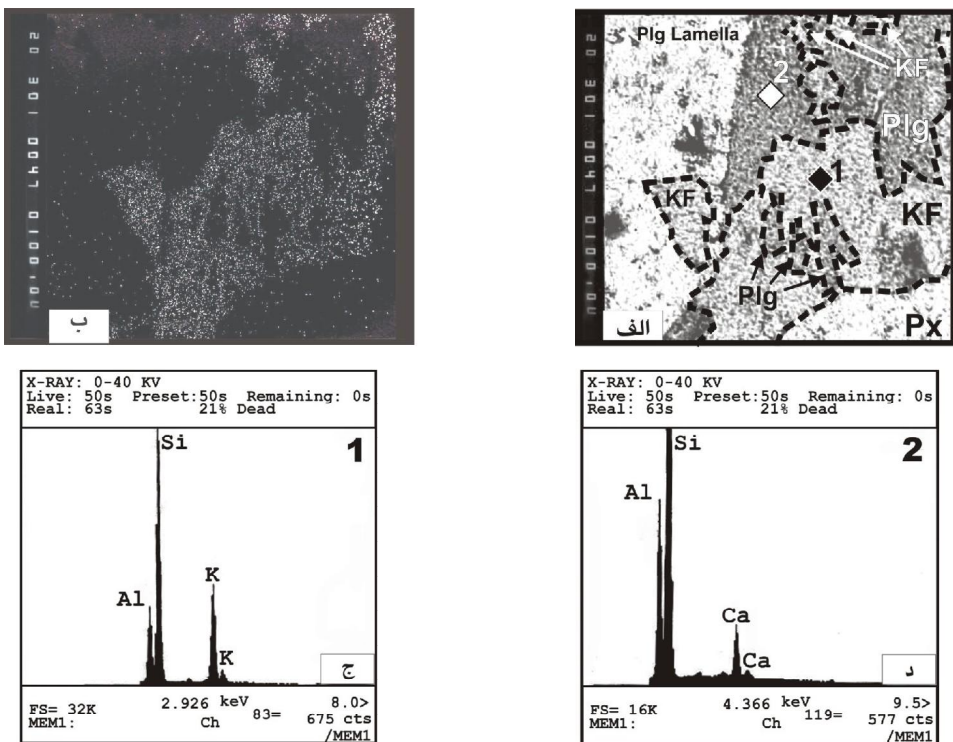
شکل ۱۲- نمودارهای درصد تغییرات اکسیدهای اصلی (رابطه شماره ۲) در برابر LOI. مقادیر منفی، معرف کاهش و مقادیر مثبت، بیانگر افزایش عناصر در توده سینیتی نسبت به سنگ سالم (دایک سینیتی) است.



شکل ۱۳- نمودارهای درصد تغییرات عناصر جزئی (رابطه شماره ۲) در برابر LOI. مقادیر منفی، معرف کاهش و مقادیر مثبت، بیانگر افزایش عناصر در توده سینیتی نسبت به سنگ سالم (دایک سینیتی) است.



شکل ۱۴- درصد تغییرات عناصر اصلی (A) و عناصر جزئی (B) در توده سینیتی آرش، نسبت به سنگ سالم (دایک سینیتی). با در نظر گرفتن محدوده عدم قطعیت Cramer and Nesbitt (۲۰٪- تا ۲۰٪+ تغییر)، در مقدار CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O , CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 و Sr کاهش دیده می شود، در حالی که K و Rb , Nb , Zr , K_2O , MnO , Al_2O_3 افزایش می یابد.



شکل ۱۵- (الف) تصویر الکترون پخشی (BEI) یک واحد از مجموعه سازنده بافت شطرنجی که توسط میکروسکوپ الکترونی تهیه شده است، بزرگنمایی ۳۰۰ برابر. بخش تیره پلاژیوکلاز و بخش کمی روشن تر با محدوده دندانهای فلدسپار پتاسیم است. در گوشه پایین راست، یک بلور پیروکسین دیده می شود. (ب) الگوی پراکندگی نقاط (DM) برای اتمهای پتاسیم در یک واحد از مجموعه سازنده بافت شطرنجی، به شباهت بین الگوی پراکندگی اتمهای پتاسیم و همچنین محدوده های مربوط به فلدسپار پتاسیم در شکل (الف) توجه کنید. (ج) نتیجه تجزیه از نقطه 1 که معرف یک فلدسپار پتاسیم است. (د) نتیجه تجزیه از نقطه 2 که معرف یک پلاژیوکلاز است. به محدوده دندانهای بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز و همچنین محدوده مستقیم بین پلاژیوکلاز و تیغه پلاژیوکلاز دقت کنید. KF = فلدسپار پتاسیم، Plg = پلاژیوکلاز، Plg Lm = تیغه پلاژیوکلاز، Px = پیروکسین.

کتابنگاری

- حیدری، م.، ۱۳۷۵- بررسی ولکانیسم مناطق اسفوردی و زیرگان (ایران مرکزی)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، پایان نامه کارشناسی ارشد، ۱۲۱ صفحه.
- شریفی، آ.، ۱۳۷۶- بررسی گرانیتهای ایران مرکزی (نواحی اسفوردی - زیرگان)، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، پایان نامه کارشناسی ارشد، ۲۰۳ صفحه.
- سهیلی، م. و مهدوی، م.، ۱۳۶۹- نقشه زمین شناسی منطقه اسفوردی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. مجموعه نقشه های زمین شناسی ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور، ورقه شماره ۷۱۵۳.

References

- Bachtiar, I., 1973- Petrographische und lagerstättenkundliche Untersuchungen des Narigan- granits und seines geogischen rahmens bei Bafq (Zentral Iran). Unpubl. Ph.D. Disse., RWTH Achen., 118p.
- Baier, E., 1940- Das Iranische binnenland ostlich des beckens von Nain-Jazd. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Geologie and Palaontologie, Beilage-Band. Abt. B83, pp. 46-86.
- Bohne, E., 1928- Uber den weitren verlauf und das ergebnis der Untersuchungs gebiete Bafq, Narigan und Kuhbanan. Unveroff. Manuskri, 10p.

- Borumandi, H., 1973- Petrographische und lagerstätten kundliche Untersuchungen der Esfordi-formation zwischen Mishdovan und Kushk bei Bafq (Zentraliran). Unpub. Ph. D. disser., Aachen. Germany. RWTH, 174 p.
- Bowden, P., 1966- Zirconium in younger granites of northern Nigeria, *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 30, pp. 985-993.
- Braun, J.J., Pagel, M. & Rosin, C., 1993- Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 57, pp. 4419-4434.
- Collins, L.G., 1988- Hydrothermal differentiation and myrmekite a clue to many geological puzzles. *Theophrastus publications*, S.A. (Greece) 382 p.
- Cramer, J.J. & Nesbitt, H.W., 1983- Mass-balance relations and trace element mobility during continental weathering of various igneous rocks. *Symp. on petrology of weathering and soils, Sci: Geol. Mem.* v. 73, pp. 63-73.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 1991- An introduction to rock-forming minerals (17th impression). Longman Scientific and Technical Publication, 528 p.
- Forster, H., 1974a- Magmentypen und erzlagerstätten in Iran. *Geol. Rdsch*, v.63, pp. 276-292.
- Forster, H., 1974b- Metallogeny and plate tectonics in Iran. In 4th IAGOD symp. Problems of ore deposition. II, pp. 460-465.
- Forster, H., 1974c- Petrologische und metallogenetische aspekte der plattentektonik in Iran. *Marburger Geogr. Schr.*, v.2, pp. 7-19.
- Forster, H. & Borumandi, 1971- Jungprarkambrische magnetit lava und magnetit tuffes aus dem Zentral Iran. *Naturwissenschaften*, v. 58, no. 10, p.524.
- Forster, H. & Jafarzadeh, A., 1984- The Chador Malu iron ore deposit (Bafq district, Central Iran)-magnetite filled pipes. *Neues Jahrb. Geol. Palaentol. Abh.*, v.168, no. 2-3, pp. 524-534.
- Forster, H. & Jafarzadeh, A., 1994- The Bafq mining district in Central Iran- a highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology*, v.87, pp. 1697-1721.
- Gansser, A., 1955- New aspects of geology in central Iran. *World Petroleum Cong.*, 4th, Rome, Pr.1, pp. 279-300.
- Gouveia, M.A., Prudencio, M.I., Figueiredo, M.O., Pereira, L.C.J., Waerenbotgh, J.C., Morgado, I., Pena, T. & Lopes, A., 1993- Behavior of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal. *Chemical Geology*. v. 107, pp. 243-296.
- Kumei, L.F., 1941- Unveroffentlichtes Tagebuch. Bd. 304, pp.380-644.
- Lenoir, J.L., Kuster, D., Liegeois, J.P., Utke, A., Haider, A. & Matheis, G., 1994- Origin and regioanal significance of late Precambrian and early Palaeozoic granitoids in the Pan-African belt of somalia. *Geol Rundsch*. v. 83, pp. 624-641.
- Middelburg, J.J., Van Der Weijden, C.H., 1988- Chemical Processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Geology*. v. 68, pp. 253-273.
- Mongelli, G., 1993- REE and other trace elements in a granitic weathering profile from "Serre", Southern Italy. *Chem. Geology*. v. 103, pp. 17-25.
- Nesbitt, H.W., 1979- Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature (London)*. v. 274, pp. 206-210.
- Smith, J.V., 1974- Feldspar minerals. V.2. Berlin Heidelberg, Springerverlag. 690 p.
- Stahl, A. F., 1897- Zur Geologie von Persien. *Geognostische Beschreibung vo Nord und Zentral Persien*. Gotha, Petermann's Mitteilungen. *Erganzungs- Heft 122*, 72p.
- Van Der Wijden, C.H. & Van Der Wijden, R.D., 1995- Mobility of major, minor and some redox-sensetive trace elements and rare-earth elements during weathering of four granitoids in central portugal. *Chem. Geology*. v. 125, pp. 149-167.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M., 1983- Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 64, pp. 295-304.
- Watson, E.B., 1979- Zircon saturation in felsic liquids: Experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol*, v. 70, pp. 407-409.
- Williams, G.J. & Hushmandzadeh, A., 1966- A petrological and genetic of the Chogart iron ore body and sourrounding rocks. *Geol. Surv. Iran, Unpubl. Internal Rept.*, 18p.
- Wilson, M., 1989- Igneous pertrogenesis, a global tectonic approach. Unwin Hyman, London. 466 p.
- Zhao, J.X., Shiraishi, K., Ellis, D.J., Sheraton, J.W., 1995- Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato mountains, east Antarctica: Implications for the origin of syenitic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 59, no. 7. pp. 1363-1382.

* گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران

** بخش زمین شناسی، مرکز ملی اقیانوس شناسی

* Department of Geology, Faculty of Science, Tehran University

** Geology Division, Iranian National Center for Oceanography (INCO)