



## کاربرد ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت در تمایز انواع گرانیتوئیدهای منطقه کبودان، پهنه تکنار

سید علی مظهری<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup>مرکز پژوهشی علوم جغرافیایی و مطالعات اجتماعی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار a.mazhari@hsu.ac.ir

### چکیده

سنگ‌های نفوذی فلسیک منطقه کبودان در پهنه تکنار شامل انواع گرانیتوئیدهای I و S می‌باشند که در حدود ۵۴۸-۵۲۹ میلیون سال پیش تشکیل شده‌اند. در این مطالعه کانی آپاتیت در نمونه‌های منتخب انواع گرانیتوئیدها مورد مطالعه قرار گرفت. بلورهای آپاتیت در تمام نمونه‌ها دارای ویژگی‌های بافتی و شیمیایی آپاتیت‌های ماگمایی بوده و در رده فلوئوروآپاتیت قرار می‌گیرند. آپاتیت در گرانیتوئیدهای نوع S به نسبت غنی از  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{MnO}$ ،  $\text{Ga}$  و HREE می‌باشد، در حالی که نمونه‌های این کانی در گرانیتوئیدهای نوع I دارای تمرکز بالاتری از Sr و HREE هستند. الگوی توزیع REE در گرانیتوئیدهای نوع S تقریباً بدون تفکیک ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.6-2$ ) و با انومالی منفی زیاد Eu ( $\delta\text{Eu} = 0.01 - 0.23$ ) است ولی آپاتیت نمونه‌های نوع I الگوی REE تفکیک یافته با شیب زیاد ( $5/52 - 1/5 = \text{La}_N/\text{Yb}_N$ ) و انومالی منفی Eu ضعیف‌تر ( $\delta\text{Eu} = 0.10 - 0.68$ ) نشان می‌دهند. محاسبه فوگاسیته اکسیژن با استفاده از میزان MnO آپاتیت‌ها فوگاسیته بالاتری را برای تشکیل گرانیتوئیدهای نوع I نسبت به S پیشنهاد می‌دهد. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که مطالعه ترکیب عناصر کمیاب آپاتیت می‌تواند در تعیین ماهیت ماگمای گرانیتی مؤثر باشد.

### واژه‌های کلیدی

عناصر کمیاب، آپاتیت، گرانیتوئید، کبودان.



## ۱. مقدمه

ترکیب کانی‌ها در سنگ‌های آذرین به شدت تحت تأثیر نوع و ماهیت ماگمای مادر قرار دارد. از این رو کانی‌ها قادر به ارائه داده‌های ارزشمندی از ماگمای اولیه می‌باشند. توسعه تجهیزات پیشرفته آنالیز نقطه‌ای، به خصوص دستگاه‌های مدرن، باعث گسترش به‌طور فزاینده استفاده از ترکیب عناصر کمیاب در مطالعات پترولوژیکی گردیده است. علاوه بر کانی‌های اصلی سازنده سنگ مانند کانی‌های فرومنینین [۱] و فلیسک [۲]، ترکیبات کمیاب مانند آپاتیت و زیرکن نیز در دوره‌های اخیر به شدت توجه سنگ‌شناسان را به خود جلب کرده‌اند (به عنوان مثال Morrison et al., 2022).

آپاتیت، با فرمول شیمیایی  $Ca_5[PO_4]_3[F, Cl, OH]$ ، یکی از کانی‌های فرعی رایج در گونه‌های گوناگونی از سنگ‌های آذرین است و به عنوان فراوان‌ترین کانی حاوی فسفات در پوسته زمین شناخته می‌شود. این کانی مقادیر قابل توجهی از عناصر با رفتارهای ژئوشیمیایی متفاوت همچون هالوژن‌ها، عناصر نادر خاکی (REE)، Sr، Y، Th و U دارد که نسبت به تحول مذاب و سیال حساس هستند [۳]. تحقیقات پیشین نشان می‌دهد که آپاتیت می‌تواند به عنوان ابزاری مؤثر برای درک فرایندهای پیچیده ماگمایی و تحولات بعد از ماگماتیسیم (دگرسانی، فعالیت هیدروترمال و دگرگونی) مورد استفاده قرار گیرد. (به عنوان مثال، Palma et al., 2019). ویژگی مهم آپاتیت این است که بلورهای حاصل از تبلور ماگماهای مختلف، بدون توجه به تغییرات شیمیایی و ایزوتوپی در سنگ منبع، دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص می‌باشند که از این خاصیت می‌توان در تعیین ماهیت اولیه ماگما بهره برد [۴]. بنابراین در مواردی که داده‌های ایزوتوپی ماگما برای تعیین منشأ قابل استفاده نباشد، از ترکیب شیمیایی آپاتیت می‌توان برای تشخیص منبع ماگما و تحولات ماگمایی و فرایندهای پس از ماگماتیسیم استفاده کرد [۵].

در این پژوهش، ترکیب اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب بلورهای آپاتیت در گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک بالایی-کامبرین زیرین منطقه کبودان در پهنه تکنار، جنوب سبزوار، مورد ارزیابی قرار گرفته است. پژوهش‌های قبلی نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای این منطقه در دو گروه متمایز I و S با روندهای پتروژنتیکی مختلف طبقه‌بندی می‌شوند [۶]. با بهره‌گیری از نتایج این تحقیق، می‌توان ترکیب آپاتیت در انواع مختلف سنگ‌های گرانیتی منطقه را مقایسه نمود و از آن برای تعمیم به سایر نقاط استفاده کرد.

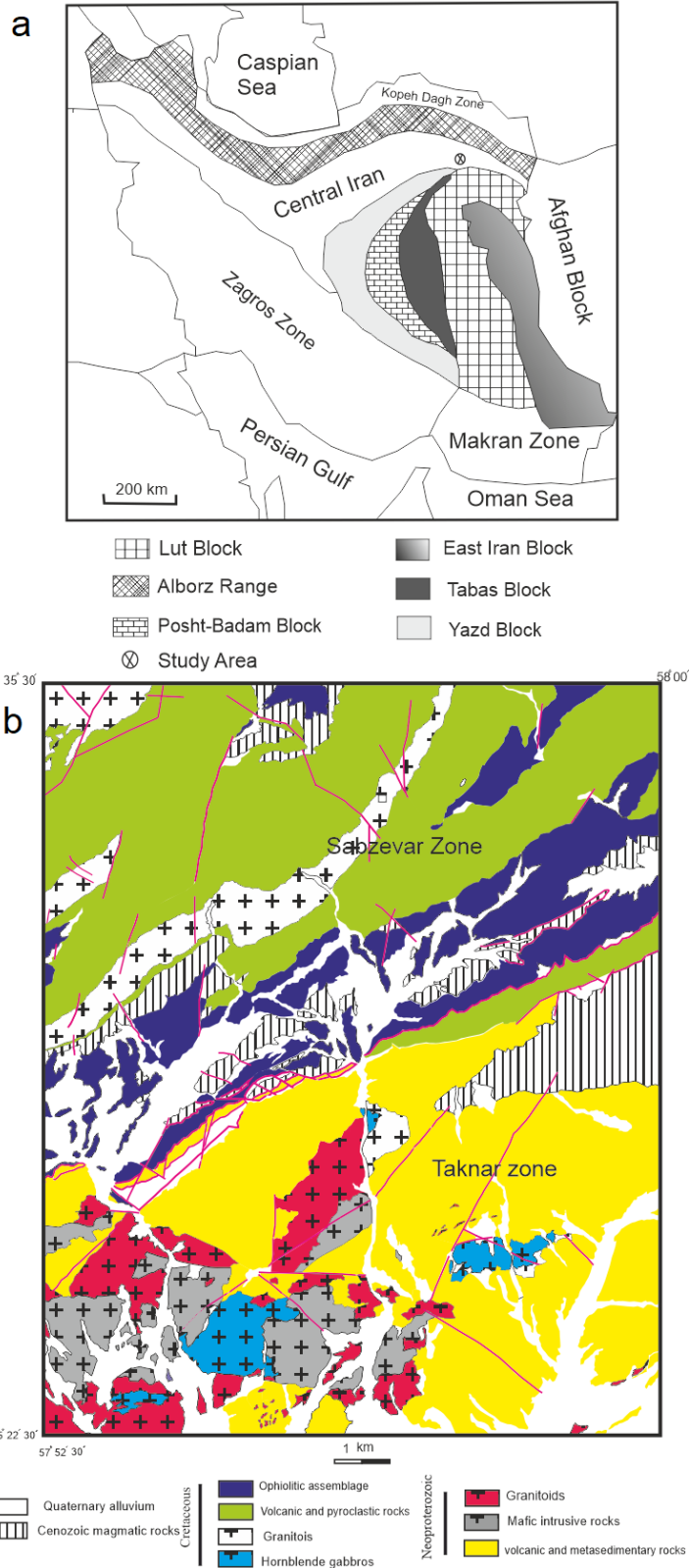
## ۲. موقعیت زمین‌شناسی و ویژگی‌های پترولوژیکی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال شرقی ایران و پهنه ایران مرکزی و در شمال بلوک لوت واقع شده است (شکل ۱-ا). در این تحقیق گرانیتوئیدهای بخشی از جنوب ناحیه سبزوار مورد بررسی قرار گرفته که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ کبودان قرار دارند. گسل اصلی تکنار رخنمون‌های پهنه‌های سبزوار در شمال و تکنار در جنوب را در این منطقه از هم جدا می‌سازد (شکل ۱-ب). واحدهای سنگ-شناسی پهنه سبزوار شامل لیتولوژی‌های مختلف مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌شود. برون‌زدهای مزوزوئیک اغلب از سنگ‌های اولترامافیک، گدازه‌های بالشی، نهشته‌های پلاژیک و واحدهای رسوبی-آتشفشانی کرتاسه تشکیل شده که در ارتباط با مجموعه افیولیتی سبزوار می‌باشند. در بخش پهنه سبزوار، سنگ‌های نفوذی گرانیتی به سن کرتاسه (حدود ۸۰ میلیون سال پیش) نیز به شکل نوارهای موازی دیده می‌شوند که مرز مشترکی با مجموعه افیولیتی ندارند. واحدهای سنگی سنوزوئیک به طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تشکیل شده‌اند (شکل ۱-ب).

پهنه تکنار یکی از شناخته‌شده‌ترین مناطق کادومین در ایران می‌باشد و شاخص‌ترین واحدهای سنگی نئوپروتروزوئیک پسین-کامبرین زیرین در این محدوده ظاهر شده‌اند. این سنگ‌ها شامل سنگ‌های نفوذی (مافیک و فلیسک)، آتشفشانی و آذرآواری هستند که در بازه زمانی ۵۲۸-۵۷۲ میلیون سال پیش تشکیل شده‌اند [۷]. براساس مطالعات پترولوژیکی و داده‌های ایزوتوپی، پهنه تکنار بخشی از ماگماتیسیم وسیعی است که در نئوپروتروزوئیک در طول حاشیه شمالی گندوانا اتفاق افتاده است [۶] و منابع ذکر شده در آن، بخش کوچکی از مجموعه نفوذی ظاهر شده در پهنه تکنار در منطقه کبودان شامل سنگ‌های فلیسک و مافیک کرتاسه می‌شود (شکل ۱-ب). ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی این سنگ‌ها نشان از تشکیل آن‌ها در یک جایگاه کمانی فعال در کرتاسه پسین دارد [۶]. البته حجم اصلی رخنمون‌های سنگی پهنه تکنار در منطقه کبودان شامل انواع سنگ‌های ماگمایی مرتبط با کادومین می‌باشد (شکل ۱B). سنگ‌های نفوذی مافیک با سن ۵۴۵-۵۵۲ Ma ترکیب گابرو-دیوریتی داشته و با توجه به داده‌های ایزوتوپی و ژئوشیمیایی از ذوب بخشی یک منشأ گوشته اسپینل پریدوتیتی در عمق کم حاصل شده‌اند [۶]. سنگ‌های گرانیتوئیدی شامل دو نوع مختلف I و S هستند.



گرانیتوئیدهای تیپ I قدیمی تر (547-549 Ma) از گرانیتوئیدهای نوع S (528-531 Ma) هستند و خصوصیات پتروگرافی و ژئوشیمیایی این دو گروه گرانیتوئیدی متفاوت از یکدیگر می باشد [6]. در این مورد در بخش های بعدی بحث خواهد شد. روابط صحرائی، داده های ایزوتوپی و ویژگی های زمین شیمیایی حاکی از واکنش متقابل و اختلاط ماگمایی گرانیتوئیدهای نوع I و سنگ های مافیک است. گرانیتوئیدهای I از ذوب بخشی سنگ های با منشأ گوشته ای در یک محیط فرورانش حاصل شده اند. ترکیب عناصر کمیاب گرانیتوئیدهای نوع S شبیه به گرانیتوئیدهای درون صفحه ای است و نشان می دهد که این سنگ ها از طریق ذوب منابع پوسته ای (رسوبات دگرگون شده) و همزمان یا بعد از حادثه برخورد تشکیل شده اند؛ بنابراین زمان اتمام فرورانش کادومین در این منطقه را می توان به حدود 530 Ma نسبت داد [6].



شکل ۱. (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه در واحدهای زمین‌شناسی ایران. (b) نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.



### ۳. روش انجام پژوهش

نمونه‌های انتخاب شده برای این پژوهش شامل دو نمونه از گرانیتوئیدهای نوع S (نمونه‌های Ka18 و Ka39) و دو نمونه از گرانیتوئیدهای نوع I (نمونه‌های Ka6 و Ka33) می‌شوند. مقاطع نازک صیقلی تهیه شده از نمونه‌ها در ابتدا توسط SEM به دقت مورد مطالعه قرار گرفته و ویژگی‌های بلورهای آپاتیت در آن‌ها بررسی شد. ترکیب اکسیدهای اصلی آپاتیت به روش EPMA با استفاده از دستگاه الکترو مایکروپروب CAMECA SX100 بر روی مقاطع نازک صیقلی نمونه‌های ذکر شده تعیین شد. ولتاژ شتابنده 20 kV و جریان بیم 20 nA برای این آنالیزها به کار گرفته شد.

ترکیب عناصر فرعی و کمیاب در آپاتیت به کمک LA-ICP-MS اندازه‌گیری شد. برای این کار از یک سیستم کاهنده لیزری 193 μm Analyte Excite متصل به یک ICP-MS چهار قطبی نوع Agilent 7500c (توان پلاسما 1100 W) استفاده شد. آنالیز عناصر کمیاب بر روی همان نقاطی انجام شد که قبلاً ترکیب اکسیدهای اصلی آن‌ها به روش EPMA تعیین شده بود. آنالیزها در شرایط فرکانس متناوب 8 Hz، اندازه بیم نقطه‌ای 43 μm و انرژی لیزری 80 mJ، انجام شد. از استاندارد NIST SRM 610 به عنوان استاندارد خارجی استفاده شد در حالی که میزان Ca با استفاده از استاندارد داخلی آزمایشگاه کالیبره شد. از استاندارد NIST SRM 612 نیز به عنوان یک رفرنس کمکی بهره گرفته شد. برآورد خطا برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب در این تحقیق کمتر از 10٪ است. مطالعات SEM، EPMA و LA-ICP-MS در جوانگزو، آکادمی علوم چین، انجام شده است.

### ۴. پتروگرافی و زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه

حجم عمده سنگهای نفوذی فلسیک در منطقه کبودان را گرانیتوئیدهای نوع I با ظاهری خاکستری رنگ تشکیل می‌دهند؛ در حالی که گرانیتوئیدهای نوع S با توسعه کم‌تر و رنگ روشن به صورت رخنمون‌های کوچک مجزا ظاهر می‌شوند و یا به صورت دایک سنگهای مافیک را قطع می‌کنند. این سنگها اغلب ساختار متراکم و فاقد جهت یافتگی ترجیحی دارند ولی گاهی همراه با درز و شکاف فراوان و خردشدگی می‌باشند. انکلاوهای مافیک در گرانیتوئیدهای نوع I به نسبت فراوان هستند اما در گرانیتوئیدهای نوع S مشاهده نمی‌شوند. با توجه به حجم مُدال کانی‌ها، گرانیتوئیدهای نوع I گرانودیوریت و گرانیتوئیدهای نوع S مونزوگرانیت نامگذاری می‌شوند. پلاژیوکلاز فراوان-ترین کانی در انواع گرانیتوئیدها می‌باشد که 32 تا 40 درصد حجم سنگها را شامل می‌شود. این کانی در گرانیتوئیدهای نوع I منطقه بندی پیچیده و دگرسانی ناچیز نشان می‌دهد ولی پلاژیوکلاز در نمونه‌های نوع S بدون منطقه‌بندی و همراه با کمی دگرسانی به سرسیت و کانی‌های رسی ظاهر می‌شود. کوارتز 37-22 درصد حجمی گرانیتوئیدهای کبودان را در برمی‌گیرد. این کانی به صورت بی-شکل و در فضای بین دانه‌ای حضور دارد و اغلب خاموشی موجی نشان می‌دهد. یکی دیگر از کانی‌های اصلی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه آلکالی فلدسپار می‌باشد که 31-19 درصد حجم سنگها را شکل می‌دهد. این کانی نیز به شکل بین دانه‌ای در گرانیتوئیدها قرار گرفته و دگرسانی به کانی‌های رسی در آن مشهود است. در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بیوتیت فراوان‌ترین کانی مافیک است که تمرکز آن در گرانیتوئیدهای نوع S (10-20 درصد حجمی) بیشتر از گرانیتوئیدهای نوع I (کمتر از 10 درصد حجمی) می‌باشد. مهم‌ترین کانی‌های فرعی در انواع گرانیتوئیدها آپاتیت، زیرکن و تیتانیت می‌باشند. علاوه بر سرسیت و کانی‌های رسی، کلسیت و تیتانیت ثانویه نیز در اثر دگرسانی در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شوند.

مطالعات پترولوژیکی در منطقه مورد مطالعه وجود تفاوت‌های قابل ملاحظه در انواع گرانیتوئیدها را به اثبات رسانده است [۶]. نمونه‌های نوع I ترکیب متاآلومین (ASI < 1) با نسبت‌های ایزوتوپی مشابه سنگهای مشتق شده از گوشته εNd<sub>t</sub> بالا و <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub> پایین دارند؛ در سوی دیگر گرانیتوئیدهای نوع S ترکیب پراآلومین (ASI > 1) با نسبت‌های εNd<sub>t</sub> منفی و <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub> بالا نشان می‌دهند که حاکی از نقش سنگهای پوسته در تشکیل آنها می‌باشد [۶]. علاوه بر شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی ذکر شده مبنی بر وجود دو نوع گرانیتوئید I و S در منطقه مورد مطالعه، تفاوت ترکیب بیوتیت‌های این سنگها نیز تأیید کننده این امر می‌باشد. بیوتیت در گرانیتوئیدهای نوع S دارای FeO<sub>t</sub> و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> بیشتر و MgO کمتر نسبت به بیوتیت نمونه‌های نوع I دارد.

### ۵. نتایج و بحث

#### ۱.۵. بافت آپاتیت‌ها

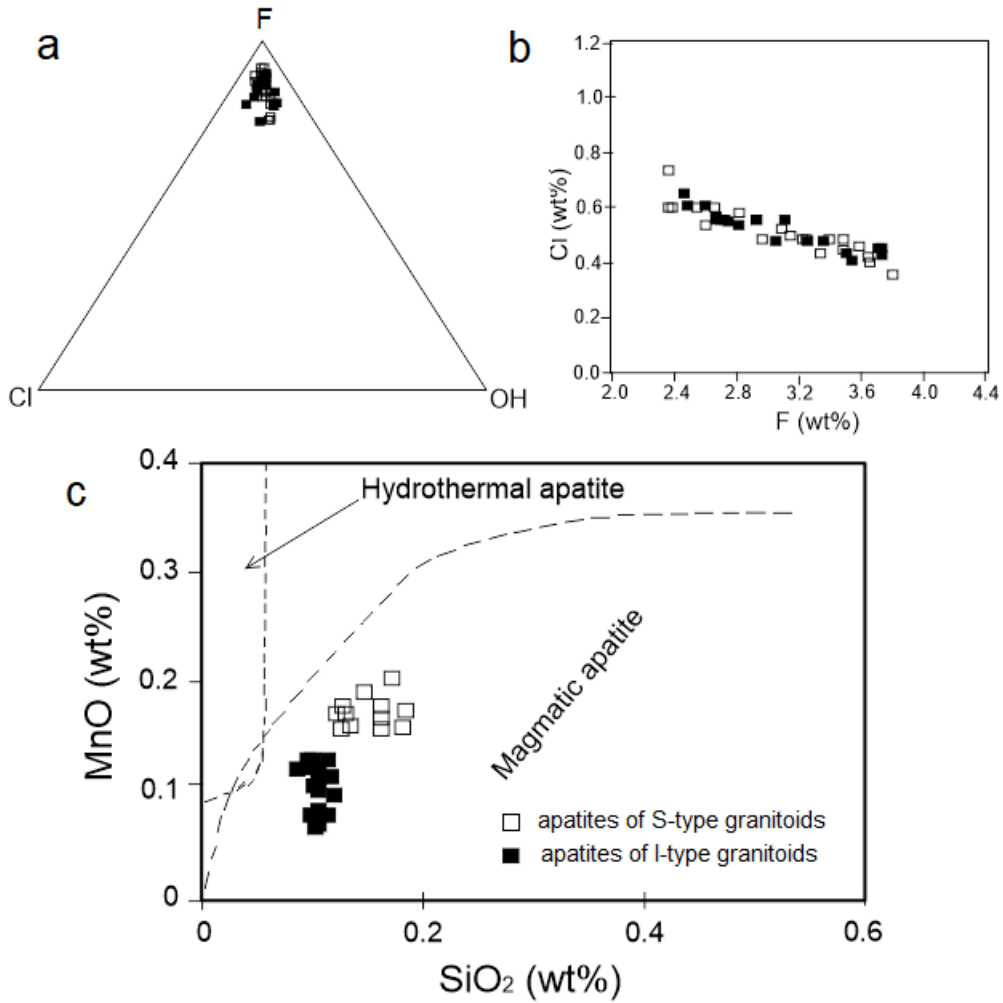


بررسی نمونه‌های مورد مطالعه در SEM نشان می‌دهد که آپاتیت‌ها از نظر ریخت‌شناسی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فرم‌های منشوری در ابعاد مختلف ظاهر می‌شوند. اندازه بلورهای آپاتیت اغلب بین  $30 \mu\text{m}$  تا  $150 \mu\text{m}$  و نسبت عرض/طول بین ۱:۱ تا ۴:۱ تغییر می‌کند. این بلورها بافت همگن و اغلب بدون منطقه‌بندی نشان می‌دهند و به ندرت در آن‌ها ادخال یا منافذ وسیع مشاهده می‌شود. ویژگی‌های ریخت‌شناسی و نبود ادخال فراوان بیانگر این است که آپاتیت در سنگ‌های فلسیک مجموعه نفوذی پیرانشهر تحت تأثیر فرایندهای بعد از تبلور (همچون دگرسانی هیدروترمال یا دگرگونی) واقع نشده‌اند [۳]. بلورهای آپاتیت معمولاً به صورت ادخال در کانی‌های مافیک و فلدسپار یا در طول مرز بین سایر کانی‌ها به صورت دانه‌های آزاد دیده می‌شوند.

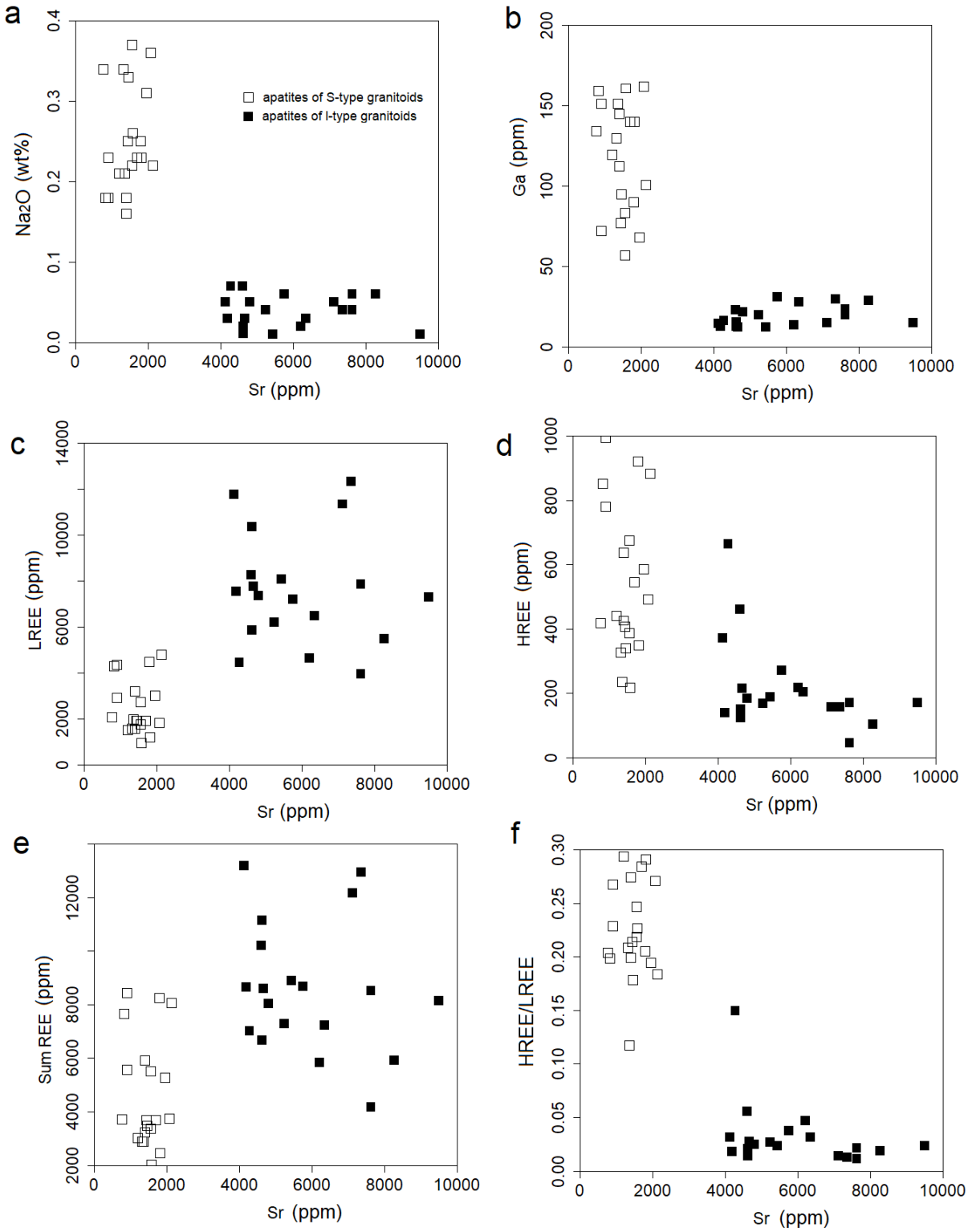
#### ۲.۵. ترکیب شیمیایی آپاتیت در سنگ‌های مورد مطالعه

بلورهای آپاتیت مورد مطالعه در همه نمونه‌ها دارای مقادیر مشابه از اکسیدهای اصلی کلسیم ( $\text{CaO} = 52/8 - 55/1 \text{ wt}\%$ ) و فسفر ( $\text{P}_2\text{O}_5 = 41/23 - 43/5 \text{ wt}\%$ ) هستند و از این نظر تفاوت معنی‌داری بین انواع گرانیتوئیدها (یعنی انواع I و S) دیده نمی‌شود. مواد فرار به ویژه هالوژن‌ها از اجزای اصلی تشکیل‌دهنده ساختار آپاتیت محسوب می‌شوند. براساس میزان F, Cl و OH آپاتیت به سه گروه فلوئورآپاتیت، کلرین آپاتیت و هیدروکسی آپاتیت تقسیم‌بندی می‌شود. بلورهای آپاتیت در سنگ‌های فلسیک توده پیرانشهر همگی در رده فلوئورآپاتیت قرار می‌گیرند (شکل ۲-۲). محدوده تغییرات F و Cl در همه نمونه‌های مورد مطالعه نیز یکسان است (شکل ۲-۲). ترکیبات اکسیدها و عناصر فرعی و کمیاب در بلورهای آپاتیت تغییرات قابل ملاحظه در انواع گرانیتوئیدها نشان می‌دهند. میزان  $\text{MnO}$  ( $0/14 - 0/21 \text{ wt}\%$ ) و  $\text{SiO}_2$  ( $0/15 - 0/20 \text{ wt}\%$ ) در آپاتیت گرانیتوئیدهای نوع S بالاتر از آپاتیت‌های نمونه‌های نوع I ( $0/12 - 0/18 \text{ wt}\%$ ) می‌باشد. باین‌حال ترکیب کلیه آپاتیت‌های مورد مطالعه در قلمرو آپاتیت‌های ماگمایی واقع می‌شوند (شکل ۲-۲). آپاتیت در گرانیتوئیدهای نوع S دارای  $\text{Na}_2\text{O}$  بالاتر ( $0/16 - 0/37$  درصد وزنی) نسبت به آپاتیت گرانیتوئیدهای I ( $0/01 - 0/07 \text{ wt}\%$ ) هستند (شکل ۳-۲).

یکی از عناصری که تغییرات فراوانی در بلورهای آپاتیت انواع گرانیتوئیدها نشان می‌دهد Sr می‌باشد. تمرکز Sr آپاتیت در گرانیتوئیدهای نوع S کمتر از  $2500 \text{ ppm}$  ( $750 - 2420$ ) بوده درحالی‌که این میزان در آپاتیت گرانیتوئیدهای نوع I تا نزدیک به  $10000 \text{ ppm}$  ( $9700 - 4000$ ) نیز می‌رسد. با توجه به بازه وسیع تغییرات ترکیبی استرانسیوم، در نمودارهای دوتایی از این عنصر برای تمایز ترکیب آپاتیت در انواع گرانیتوئیدها استفاده شد (شکل ۳). گالیم عنصر دیگری است که غلظت آن در ترکیب آپاتیت انواع گرانیتوئیدها تفاوت بارزی نشان می‌دهد. میزان Ga در آپاتیت‌های گرانیتوئیدهای نوع S به طور مشهود بیشتر از هم‌تایان خود در گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد (شکل ۳-۲).



شکل ۲. ترسیم ترکیب آپاتیت در نمونه‌های مورد مطالعه بر روی دیاگرام‌های F-Cl-OH (a) و فلورور در برابر کلر (b). (c) ترسیم ترکیب آپاتیت‌های مورد مطالعه در نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل MnO متمایز کننده آپاتیت ماگمایی از هیدروترمال [۸].



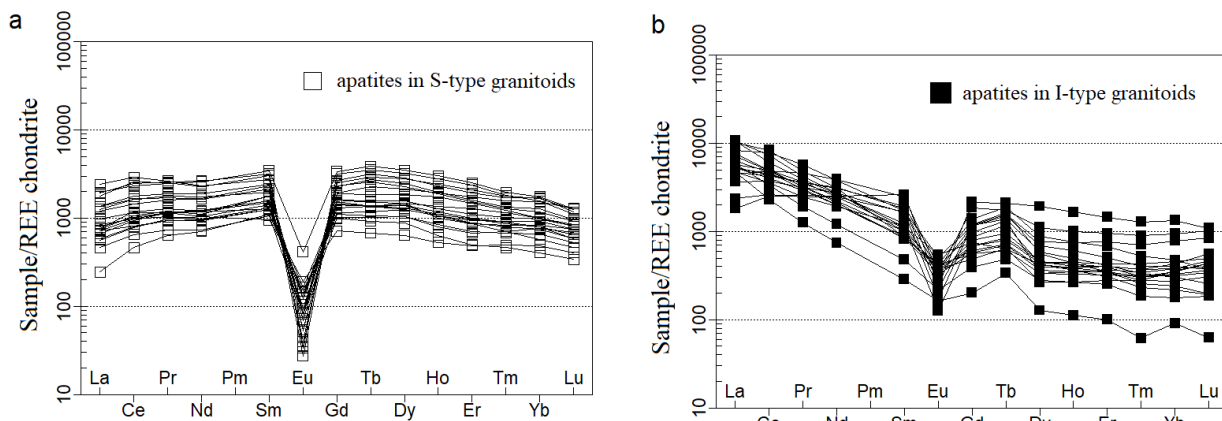
شکل ۳. نمودارهای دوتایی غلظت Sr در مقابل ترکیب عناصر کمیاب در بلورهای آپاتیت نمونه‌های مورد مطالعه.





توزیع عناصر نادر خاکی (REE) آپاتیت‌ها در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه تفاوت چشمگیری دارد. گرانیتوئیدهای نوع I از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی تر هستند (شکل ۳-۲). در سوی دیگر آپاتیت‌های گرانیتوئیدهای نوع S دارای تمرکز بالاتری از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) می‌باشند (شکل ۳-۲). به‌طور کلی غلظت مجموع REE در آپاتیت گرانیتوئیدهای نوع I بالاتر از نوع S است (شکل ۳-۲) ولی نسبت HREE/LREE در آپاتیت گرانیتوئیدهای نوع S بیشتر می‌باشد (شکل ۳-۲).

نمودارهای الگوی بهنجار شده نسبت به کندریت عناصر نادر خاکی برای آپاتیت‌های مورد مطالعه در شکل ۴ نمایش داده شده‌اند. همان‌طور که در شکل مشخص است، آپاتیت در گرانیتوئیدهای نوع S الگوهای REE تقریباً بدون شیب ( $La_N/Yb_N = 0.6-2$ ) و انومالی منفی یورپیم شدید ( $\delta Eu = 0.1 - 0.23$ ) نشان می‌دهد (شکل ۴-۲)؛ در حالی که آپاتیت نمونه‌های نوع I الگوی REE تفکیک یافته با شیب زیاد ( $La_N/Yb_N = 1.5 - 5.2/5$ ) و انومالی منفی Eu ضعیف‌تر ( $\delta Eu = 0.10 - 0.68$ ) دارند (شکل ۴-۲).



شکل ۴. نمودارهای الگوی بهنجار شده REE برای آپاتیت‌ها در نمونه‌های (a) گرانیتوئیدهای نوع S، (b) گرانیتوئیدهای نوع I

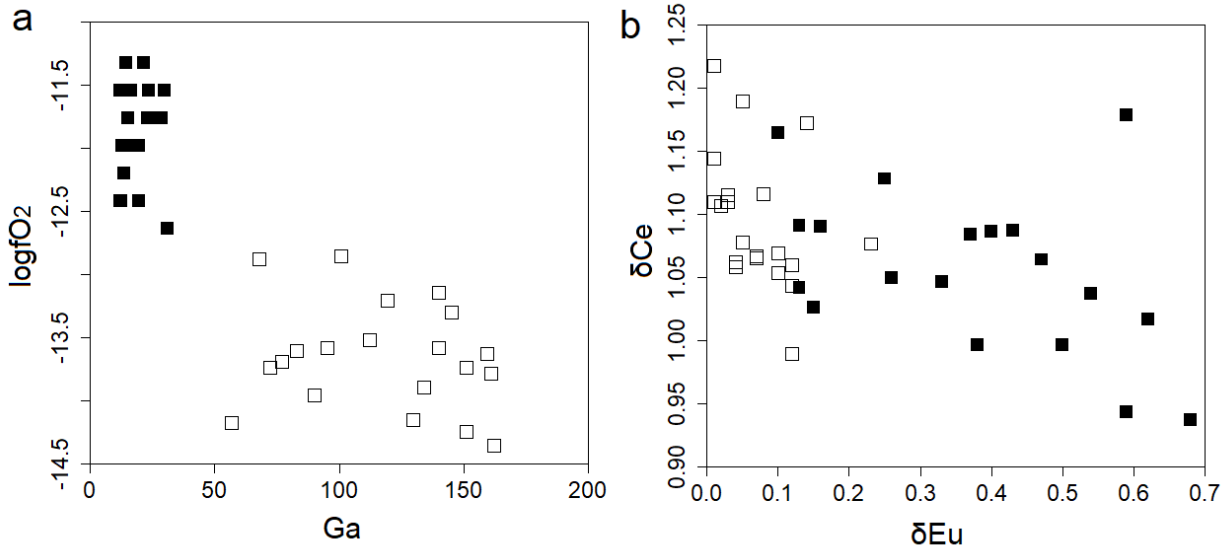
### ۳.۵. فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های آذرین فلسیک را می‌توان با استفاده از میزان منگنز در آپاتیت تخمین زد [۹]:

$$\log fO_2 = -0.0022 (\pm 0.0003) \times Mn(\text{ppm}) - 9.75 (\pm 0.46) \quad (1)$$

نتایج محاسبات با استفاده از معادله بالا فوگاسیته اکسیژن بالاتری را برای تشکیل گرانیتوئیدهای نوع I نسبت به نمونه‌های نوع S نشان می‌دهد (شکل ۵-۲). یکی از عناصری که در مطالعات تأثیر فوگاسیته اکسیژن بر تبلور آپاتیت مورد توجه قرار گرفته، Ga است (به عنوان مثال [۴]). تحقیقات تجربی نشان داده که اگر سایر شرایط (مثل میزان Ga ماگما) ثابت باشد، با کاهش فوگاسیته اکسیژن غلظت Ga در آپاتیت افزایش می‌یابد [۳] و منابع ذکر شده در آن. در نمونه‌های مورد مطالعه در منطقه ما نیز نمونه‌های آپاتیت در گرانیتوئیدهای نوع S که دارای Ga بالاتری هستند، در فوگاسیته اکسیژن پایین‌تر تشکیل شده‌اند (شکل ۵-۲).

با افزایش فوگاسیته اکسیژن میزان  $Eu^{3+}$  در مذاب افزایش و  $Ce^{3+}$  کاهش می‌یابد در نتیجه جانشینی  $Eu^{3+}$  در آپاتیت بیشتر شده ولی جانشینی  $Ce^{3+}$  کاهش خواهد یافت. این امر منجر به افزایش انومالی Eu ( $\delta Eu$ ) و کاهش انومالی Ce ( $\delta Ce$ ) در الگوی REE آپاتیت خواهد شد [۸]. در آپاتیت‌های منطقه مورد مطالعه نمونه‌های گرانیتوئیدهای نوع I نسبت به انواع S دارای  $\delta Eu$  بالاتر و  $\delta Ce$  پایین‌تر می‌باشند که مؤید تشکیل نمونه‌های نوع I در فوگاسیته اکسیژن بالاتر می‌باشد (شکل ۵-۲).



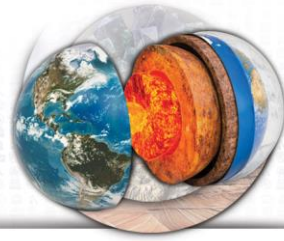
شکل ۵. نمودارهای تغییرات Ga در برابر  $\log fO_2$  (a) و  $\delta Eu$  در برابر  $\delta Ce$  (b) برای آپاتیت‌های مورد مطالعه

#### ۶. نتیجه‌گیری

نتایج آنالیز شیمیایی بلورهای آپاتیت در گرانیتوئیدهای منطقه کبودان بیانگر تفاوت ترکیب این کانی در انواع مختلف گرانیت‌ها می‌باشد. با وجود این که تمام آپاتیت‌ها در رده فلورواپاتیت قرار دارند، ترکیب اکسیدهای فرعی و عناصر کمیاب در آپاتیت‌های گرانیتوئیدهای نوع I و S متمایز است. آپاتیت در گرانیتوئیدهای نوع S دارای  $MnO$ ،  $SiO_2$ ،  $Na_2O$ ، Ga و HREE بالاتری نسبت به نمونه‌های این کانی در گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد، در حالی که آپاتیت‌های گرانیتوئیدهای I به نسبت از Sr و LREE غنی‌تر شده و در فوگاسیته اکسیژن بالاتری تشکیل شده‌اند. این مطالعه نشان می‌دهد که بررسی ترکیب عناصر کمیاب در بلورهای آپاتیت می‌تواند در شناسایی انواع گرانیتوئیدها به کار گرفته شوند.

#### منابع

- [1] Liang, Y., Deng J., Liu, X., Wang, Q., Qin C., Li, Y., Yang, Y. Zhou, M. and Jiang J. 2018, Major and trace element, and Sr isotope compositions of clinopyroxene phenocrysts in mafic dykes on Jiaodong Peninsula, southeastern North China Craton: Insights into magma mixing and source metasomatism. *Lithos*, 302-303, 480-495.
- [2] Jacamon, F. and Larsen, R.B. 2009, 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, 281-291.
- [3] Bruand, E., Fowler, M., Storey, C., Darling, J., 2017. Apatite trace element and isotope applications to petrogenesis and provenance. *American Mineralogist* 102, 75-84.
- [4] Laurent, O., Zeh, A., Gerdes, A., Villaros, A., Gros, K., Slaby, E. 2017, How do granitoid magmas mix with each other? Insights from textures, trace element and Sr-Nd isotopic composition of apatite and titanite from the Matok pluton (South Africa). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 172:80.
- [5] Liu, S., Zhang, G., Li, H., 2023, Fingerprinting crustal anatexis with apatite trace element, halogen, and Sr isotope data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 351, 14-31.
- [6] Mazhari, S.A., Klötzli, U. and Safari, M. 2020, U-Pb geochronology, Petrogenesis and tectonomagmatic evolution of uppermost Neoproterozoic- lower Cambrian intrusive rocks in Kaboodan area, NE of Iran. *International Geology Review*, 62, 1971-1987.
- [7] Moghadam, H.S., Li, X.H., Santos, J.F., Stern, R.J., Griffin, W.L., Ghorbani, G., and Sarebani, N. 2017, Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran, *Earth and Planetary Science Letters*, 474, 83-96.
- [8] Zafar, T., Rehman, H.U., Mahar, M.A., Alam, M., Oyebamiji, M., Rehman, S.U., Leng, C-B., 2020, A critical review on petrogenetic, metallogenic and geodynamic implications of granitic rocks exposed in north and east China: New insights from apatite geochemistry. *Journal of Geodynamics* 136, 101723.



- [9] Miles, A.J., Graham, C.M., Hawkesworth, C.J., Gillespie, M.R., Hinton, R.W., Bromiley, G.D., EMMAC, 2014. Apatite: a new redox proxy for silicic magmas? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 132, 101-119.