

سنگ شناسی و زمین شیمی کمپلکس ماگمایی- دگرگونی توتک و تعیین منشا کان سنگ آهن عنبر کوه استان فارس

بتول تقی پور^۱ و آراد بذرافشان^{۲*}

۱. استادیار بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز

۲. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز

تاریخ دریافت: ۹۲/۱۱/۹

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۲/۱۷

چکیده

کانسار آهن عنبرکوه در مجاورت کمپلکس توتک و در ۸۰ کیلومتری شرق صفاشهر در شمال شرق استان فارس قرار گرفته است. این کمپلکس بخشی از زون زمین ساختی سنندج - سیرجان جنوبی است. کمپلکس توتک شامل واحدهای میکا شیست، مرمر و گرانیت - گنایس می باشد. مطالعات زمین شیمیایی بر روی توده نفوذی نشان دهنده ترکیب مونزوگرانیت، گرانودیوریت و گرانیت می باشند. طبیعت ماگما کلسیمی - قلیایی است و محیط زمین ساختی تشکیل کمپلکس ماگمایی - دگرگونی توتک فرورانش (VAG) می باشند. براساس مطالعات صحرایی، سنگ شناسی و زمین شیمیایی، گرانیت توتک از نوع S می باشند. نتایج حاصل از زمین شیمی عناصر اصلی، واسطه و کمیاب حاکی نشان دهنده ارتباط ژنتیکی بین توده و سنگ های دگرگونی می باشند. رخداد آهن در این کانسار به صورت عدسی و رگه ای درون واحدهای کربناته منطقه به ویژه مرمرها و در فاصله چند کیلومتری توده گرانیت و گنایس می باشند. کان سنگ آهن در کمپلکس توتک رخنمون دارد. بر اساس مطالعات کانی شناسی مجموعه کانی های در هماتیت، مگنتیت، کلسیت، فلوگوپیت، گارنت، پیروکسن اپیدوت کان سنگ آهن دیده شده است.

مطالعه میانبارهای سیال کوارتز همراه با کانهزایی عمدتاً از نوع دو فازی مایع- بخار و اولیه هستند. متوسط دمای همگن شدگی در این میانبارها ۲۶۰ درجه سانتی گراد و شوری معادل ۱۸/۵ درصد وزنی NaCl است. همچنین پدیده جوشش در سیال کانهزا رخ داده است. چگالی میانبارهای سیال در محدوده چگالی ۰/۹ تا ۱/۰ می باشند. براساس نمودار دمای همگن شدگی در مقابل شوری سیالات درگیر کانسار آهن عنبر کوه از نوع اسکارن است که در مرحله پسرونده تشکیل شده است.

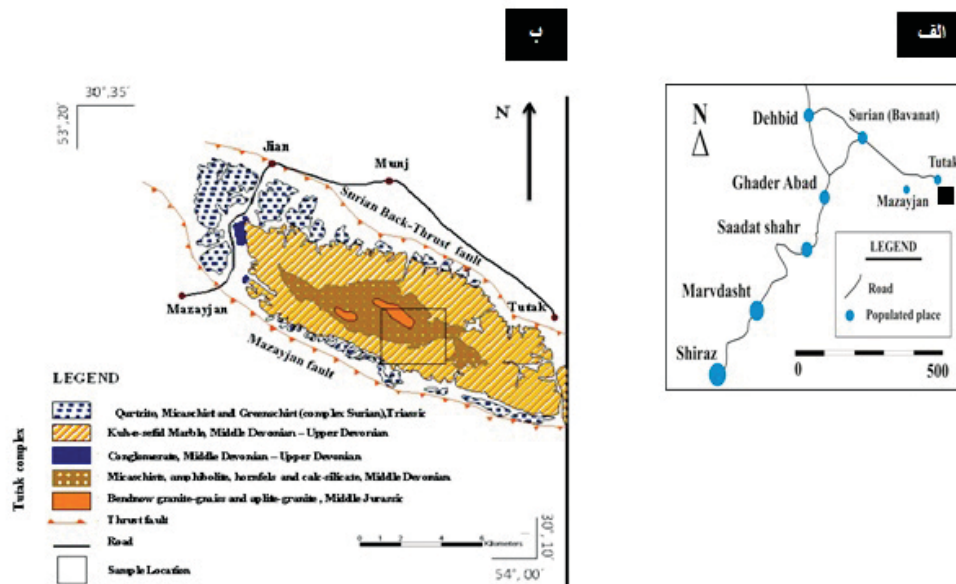
واژه های کلیدی: آهن عنبر کوه، کمپلکس توتک، زمین شیمی، میانبار سیال، اسکارن

* نویسنده مرتبط: aradbazrafshan@yahoo.com

مقدمه

کانسار عنبر کوه در بخش جنوبی زون سنندج-سیرجان و در ۲۴۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان شیراز واقع است. از جمله راه‌های مهم دسترسی به این منطقه مسیر شیراز- صفاشهر (ده بید)- سوریان- توتک است (شکل ۱-الف). منطقه مورد مطالعه جزئی از کمپلکس ماگمایی- دگرگونی توتک است (شکل ۱-ب). این منطقه در نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ اقلید، (هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۶۹) و ۱/۱۰۰۰۰۰ سوریان (اویسی، ۱۳۸۲) قرار می‌گیرد.

کانسارهای آهن به پنج گروه اصلی کانسارهای آهن ماگمایی، کانسارهای اسکارن آهن، کانسارهای رسوبی آهن، کانسارهای آهن آتشفشانی - رسوبی و کانسارهای آهن گرمایی تقسیم می‌شوند (Guilbert and Prak, 1997). طبیعت ماگماتیسم و نوع جایگاه زمین ساختاری، کنترل کننده اصلی تیپ‌های مختلف ذخایر اکسید آهن می‌باشند. ذخایر اکسیدی به‌طور کلی در جایگاه کمان قاره‌ای و محیط‌های درون کراتونی تشکیل شده‌اند (Pollard, 2000).



شکل ۱. الف) نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، ب) نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

توتک را بررسی نمود و نوع توده گرانیته منطقه را I تعیین کرد. حسینی و همکاران (۱۳۹۰) سن یابی و تحولات آذرین و دگرگونی تاقدیس کوه سفید را مورد مطالعه قرار داد و سن توده را به روش اورانیوم - سرب $9 \pm 173 \text{ Ma}$ تعیین نمود و نیز تیپ گرانیته توتک را S معرفی کرد. قدمی میمندی و همکاران (۱۳۹۰)، به مطالعه زمین شیمی و زمین شناسی اقتصادی کانی‌ها گارنت، تورمالین و آمفیبول در گرانیته گنیس کمپلکس توتک پرداختند.

ابراهیمی (۱۳۷۸) منشا کان سنگ آهن توتک را با توجه به عملکردهای فاز آتشفشانی در دونین زیرین و شواهد زمین شیمیایی از نوع برونومی دور از منشا در نظر گرفته‌اند. احمدی (۱۳۸۳) پتروگرافی، پتروژنز و زمین شیمی سنگ‌های دگرگونی کمپلکس توتک را مورد بررسی قرار داد و دگرگونی در این مجموعه را از نوع دما - فشار متوسط و در حضور یک سیال غنی از H_2O و فقیر از CO_2 تعیین نمود. نوری خانکه‌دانی (۱۳۸۴) ارتباط ژنتیکی و ساختاری گرانیته - گنیس

سیاه رنگ است و در نهایت مجموعه‌ای که بیشترین سنگ‌های آن از مرمر تشکیل می‌شود و بنام مرمرهای کوه سفید معروف است (Kolahiazar, 2005).

کانسار آهن عنبر کوه دارای ذخیره ۸۰۰۰۰ تن و عیار ۵۵٪. در فاصله ۵ کیلومتری توتک قرار دارد. این کانسار در سنگ‌های کربناته به صورت عدسی، جانیشینی و رگه‌ای دیده می‌شود. کانه غالب کانسار عنبر کوه کانی مگنتیت است. کانی‌ها باطله‌ای چون کلسیت، کوارتز، ترمولیت - اکتینولیت و گارنت همیافت با کانی‌سازی آهن می‌باشند.

روش تحقیق

در ابتدا به دنبال پی‌جوی‌های صحرایی تعداد ۸۷ نمونه از سنگ‌های کربناته، سنگ‌های دگرگونی و توده نفوذی، برداشت شد. سپس تعداد ۱۸ برش نازک و ۹ برش صیقلی از مقاطع تهیه شد. مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل BH₂ در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه شیراز انجام گردید. به منظور انجام آزمایشات زمین شیمیایی توده نفوذی تعداد ۷ نمونه XRF در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان انجام پذیرفت. برای مطالعات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی ۸ نمونه ICP-MS در آزمایشگاه Acme انجام شد (جدول شماره ۱). برای رسم نمودارها از نرم افزار Minpet 2.02 استفاده شده است. برای مطالعات سیالات درگیر ۳ مقطع دوبر صیقل با ضخامت تقریبی میلی‌متر از کوارتز همزیست با کانه‌زایی تهیه شد. اندازه‌گیری‌ها با استفاده از صفحه گرم‌کننده و منجمدکننده Linkham THMS600 نصب شده بر روی میکروسکوپ پلاریزان با مدل Zeiss و مجهز به Stage چرخان در دانشگاه اصفهان انجام گرفته است. دامنه دمایی دستگاه ۱۹۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. سیستم با میانبارهای سیال مصنوعی (Sterner and Bodnar, 1984) در دمای ۶/۵۶ و ۱/۳۷۴ درجه سانتی‌گراد کالیبره شده است.

هدف از این مقاله بررسی ارتباط ژنتیکی توده نفوذی توتک و منشا کانسار عنبر کوه با استفاده از داده‌های کانی شناسی، زمین شیمی و میانبار سیال می‌باشند.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

پهنه سندانج - سیرجان که کانسار آهن عنبر کوه در آن واقع شده، طی فرورانش پوسته اقیانوس نئوتیس به زیر خرده قاره ایران و نهایتاً برخورد سکوی قاره عربی به صفحه ایران در کرتاسه - ترشیری شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003). در مورد زمان دقیق فرورانش و برخورد اختلاف نظر زیادی می‌باشند (Niromand et al., 2011). برخی محققین (Agard et al., 2005; Arvin et al., 2007) معتقدند که فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر SSZ ۱۵۰ میلیون سال قبل در تریاس - ژوراسیک آغازین اتفاق افتاده در حالی که پژوهشگران دیگری (1985) زمان فرورانش اولیه را کرتاسه آغازین - پایانی می‌دانند در مورد زمان بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتیس یا برخورد بلوک‌های ایران و عربستان نیز نظرات متفاوتی وجود دارد. Alavi (1994) زمان این برخورد را به کرتاسه پایانی نسبت می‌دهد در حالی که Broud (1987) این زمان را ائوسن، Berberian et al. (1982) آن را نئوژن و Agard et al. (2005) آن را ۲۳ تا ۲۵ میلیون سال قبل می‌دانند.

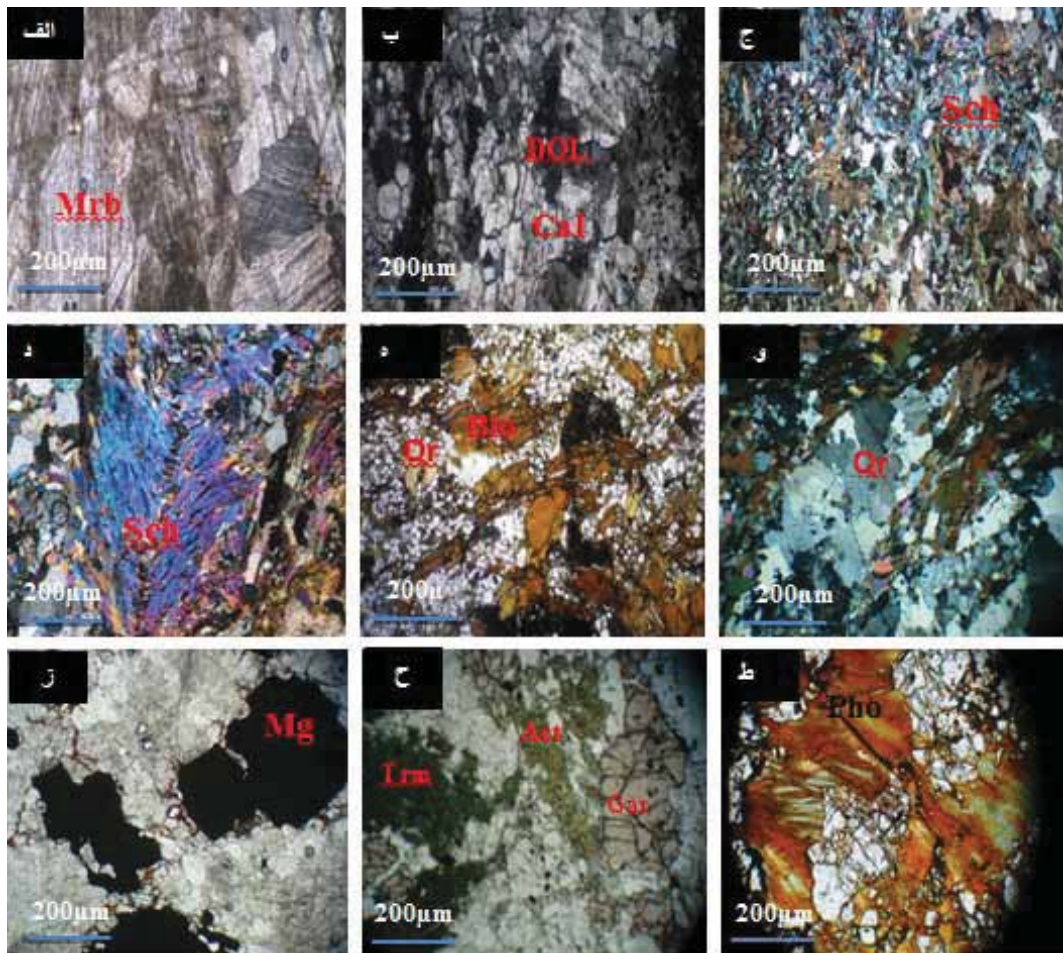
کمپلکس توتک به صورت تاقدیس بیضوی شکل با قطر بزرگ ۲۰ کیلومتر و قطر کوچک ۱۰ کیلومتر با روندی شمال غرب - جنوب شرق و همروند با راندگی اصلی زاگرس است که در بین دو گسل اصلی سورپان در شمال و مزایجان در جنوب با سازوکار معکوس (با شیب زیاد) و مولفه امتداد لغز راست بر قرار گرفته است (شکل ۱-ب). به‌طور کلی کمپلکس توتک از پایین به بالا از سه بخش تشکیل می‌شود. ارتوگنایس یا گرانیتی که بیشترین گسترش آن در بن دونو است. سپس ردیف شیست‌های

بیوتیت‌های موجود در شیست‌ها اولیه هستند و از سنگ دگرگون حاصل شده‌اند زیرا تورق خود را حفظ کرده‌اند. تیغه‌های اکتینولیت و ترمولیت در شیست وجود دارد. سیلیسی شدن به مقدار زیاد در شیست رخ داده است و به صورت دانه‌ای و بافت موزاییکی بین کربنات را پر کرده است (شکل ۲-ج). سرسیت (مسکوویت دانه‌ریز) کانی دیگر فراوان در شیست می‌باشند. کانی‌زایی آهن در شیست‌ها به صورت رگه‌ای یا شکافه پرکن دیده می‌شود و به علت دگرگونی ناحیه‌ای شدید بافت میکا فیشی تشکیل شده است (شکل ۲-د).

برای محاسبات سیالات درگیر از نرم افزار Flincor استفاده شده است (جدول شماره ۲).

پتروگرافی

مرمر از جمله سنگ‌های کربناته منطقه است که دچار بازبلورش شده و درشت شدن بلورها در آن دیده می‌شود. بافت موزاییکی در این سنگ شاخص است (شکل ۲-الف). سیدریت و دولومیت‌ها ریزدانه هستند و برجستگی بالاتری را نسبت به کلسیت نشان می‌دهند. این کانی‌ها به همراه کلسیت بافت گرانولار دارند (شکل ۲-ب) شیست، سنگ دگرگونی فراوان در منطقه توتک است.



شکل ۲. الف) مرمر با بافت موزاییکی و کلیواژ واضح، ب) کلسیت نسل اول با بافت موزاییکی، ج) شیست با بافت دانه‌ای و گاهی موزاییکی، د) شیست با بافت میکا فیشی، ه) گرانیت دو میکایی با بافت اینترگرانولار، و) کوارتز درشت بلور با خاموشی موجی ز) مگنتیت مکعبی و هماتیت شکل‌دار، ح) هم‌رشدی ترمولیت-اکتینولیت در کنار گارنت ناهمسانگرد، ط) فلوگوپیت شعاعی با چند رنگی سبز و یک جهت کلیواژ واضح در اسکارن. Mrb = مرمر، Dol = دولومیت، Cal = کلسیت، Sch = شیست، Qtz = کوارتز، Bio = بیوتیت، Mg = منیزیم، Trm = ترمولیت، Act = اکتینولیت، Gar = گارنت، Pho = فلوگوپیت

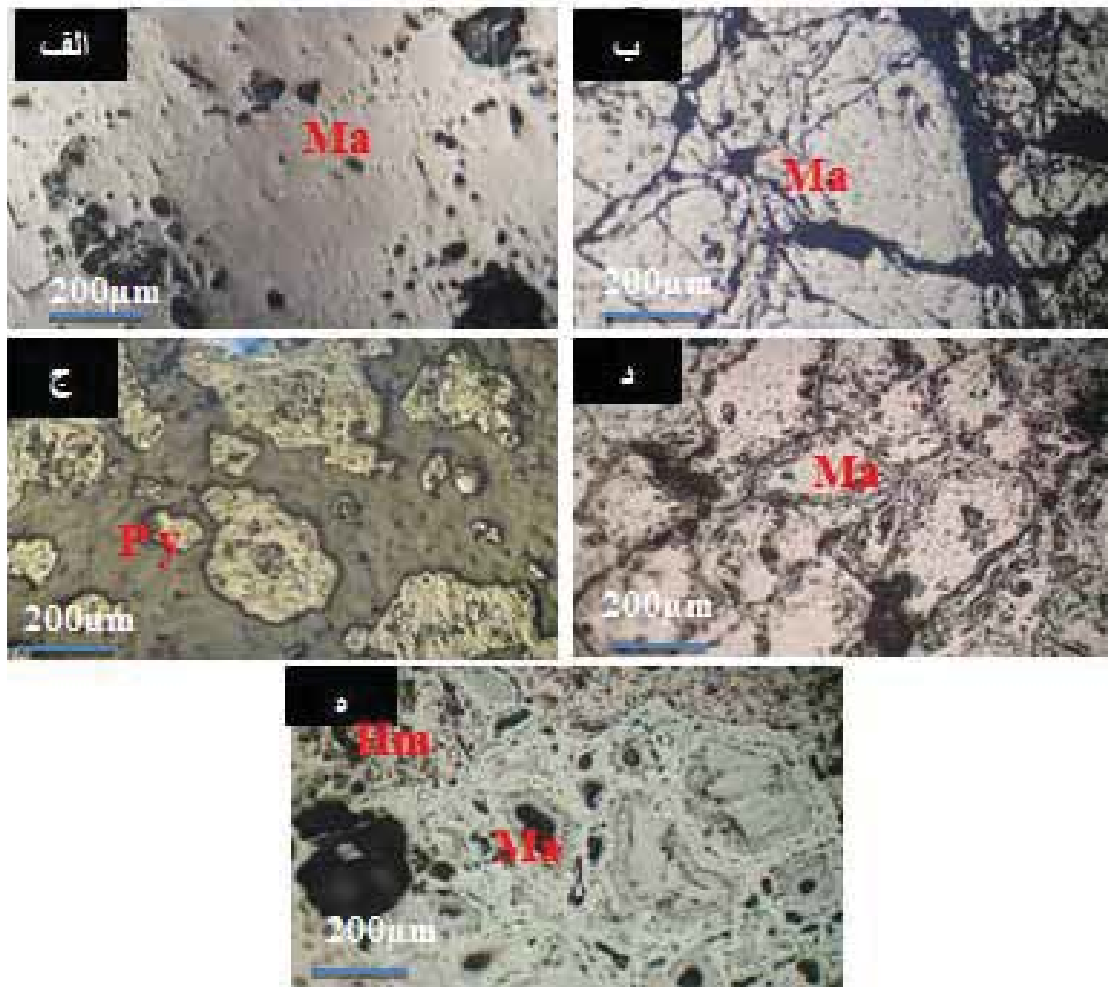
در اسکارن به وفور مشاهده می‌شود (شکل ۲- ح). فلوگوپیت از دیگر کانی‌ها موجود در این بخش است که به نظر می‌رسد از گارنت به وجود آمده است. این کانی به رنگ سبز بسیار تند و به صورت شعاعی در مقاطع دیده شده است (شکل ۲- ط). به طور کلی مجموعه کانی‌ها گارنت، کلریت، اسفن، ترمولیت، اکتینولیت، پیروکسن و فلوگوپیت در واحد اسکارنی دیده می‌شود.

کانی‌شناسی

کانه‌زایی آهن در منطقه دارای گسترش نزدیک ۲ کیلومتر مربع می‌باشند. این کانسار در سنگ‌های آهکی کرتاسه رخنمون دارد. مگنتیت کانی اصلی آهن است که در برش‌های صیقلی بافت توده‌ای، جانیشینی و برشی را نشان می‌دهد. پیریت همراه مگنتیت‌های توده‌ای، دیده می‌شود (شکل ۳- الف). مگنتیت برشی ناشی از عوامل زمین‌ساختی فعال در منطقه است و رشد مگنتیت در کنار همدیگر بافت پیوستگاه سه گانه با زاویه ۱۲۰ درجه مشاهده می‌شود (شکل ۳- د). جانیشینی مگنتیت توسط مارتیت به صورت هسته‌ای از مگنتیت در مرکز مشاهده می‌شود (شکل ۳- ه).

گرانیت‌های گنیسی از دیگر سنگ‌های تشکیل دهنده منطقه است که از دگرگونی سایر سنگ‌های شیست و شیل‌ها به وجود آمده است. این سنگ‌ها بیوتیت فراوان دارد که اغلب به صورت اولیه می‌باشند. کوارتز در این سنگ به صورت درشت بلور بوده و خاموشی موجی را نشان می‌دهد. کلسیت در بین دانه‌های کوارتز رشد کرده است. در مناطقی که آهن ظاهر می‌شود سیلیسی شدن به صورت دانه‌های درشت‌تر نیز دیده می‌شود (شکل ۲- ه). گرانیت منطقه از نوع دو میکایی است. مسکوویت و بیوتیت به وفور در اطراف کوارتز مضرس دیده شده است (شکل ۲- و). مگنتیت شکل‌دار (مکعبی) و هماتیت قرمز رنگ به صورت جانیشینی در کربنات‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۲- ز).

از دیگر واحدهای سنگ‌شناسی در منطقه می‌توان به اسکارن‌ها اشاره کرد. این واحد سنگی در پنج کیلومتری توده نفوذی توتک و بدون هیچگونه حاشیه واکنشی نسبت به آن قرار گرفته است. گارنت‌ها به صورت ناهمسانگرد دیده شده است که احتمالاً از نوع هیدروگراسولار می‌باشند. آمفیبول‌های رشته‌ای (ترمولیت و اکتینولیت) و گارنت در کنار کربنات



شکل ۳. الف) مگنتیت توده‌ای همراه با دانه‌های پیریت، ب) مگنتیت با بافت برشی، ج) پیریت با بافت جزیره‌ای در زمینه‌ای از مگنتیت، د) مگنتیت با بافت پیوستگاه سه‌گانه، ه) جانشینی هماتیت به جای مگنتیت (تصاویر در نور ppl گرفته شده است)

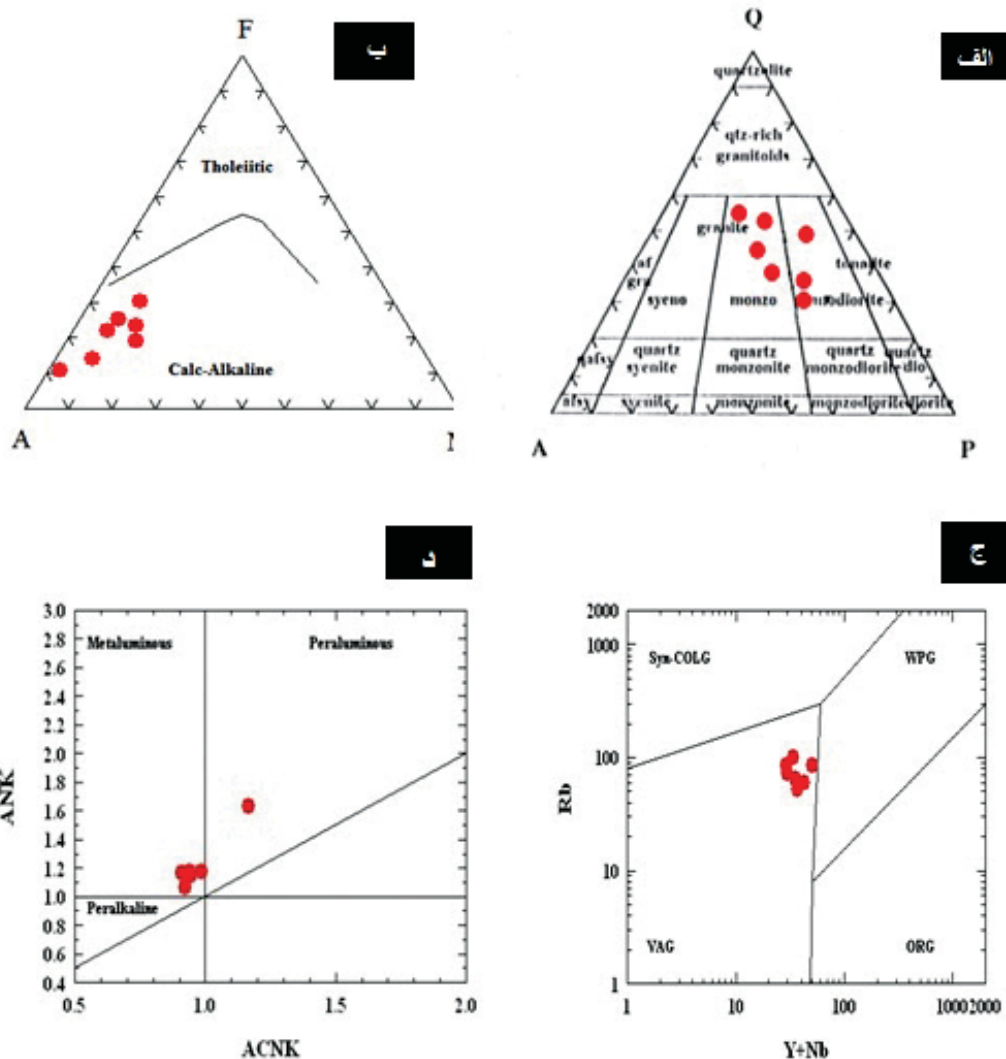
زمین شیمی توده نفوذی

در مراحل اولیه تفریق خود غنی شدگی از آهن را نشان می‌دهند. در حالی سری‌های کالک آلکالن به علت تبلور اکسیدهای آهن و تیتان، این غنی‌شدگی را نشان نمی‌دهند و به سمت آلکالی‌ها پیش می‌روند. تمامی نمونه‌ها در این نمودار در محدوده کالک آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۴-ب). برای بررسی درجه سیرشدگی آلومینیوم از نمودار Maniar and Irvin (1981) استفاده شده است. بر اساس این نمودار نمونه‌ها در محدوده متآلومینیوس قرار می‌گیرند و تنها یک نمونه

برای مطالعات زمین شیمی توده نفوذی هفت نمونه به روش XRF تجزیه شد (جدول ۱). براساس رده‌بندی Strecheisen (1976) بیشتر نمونه‌ها در محدوده مونزوگرانیت قرار می‌گیرند و تنها چند نمونه متمایل به گرانودیوریت می‌باشند (شکل ۴-الف). Irvin and Baragar (1971) بر اساس نمودار مثلثی AFM، سری ساب آلکالن را به دو سری تولئیتی و کالک آلکالن تفکیک نموده‌اند که هر یک ویژگی‌های خاص خود را دارند. در نمودارهای AFM سری‌های تولئیتی

بتول تقی پور و آراد بذرافشان

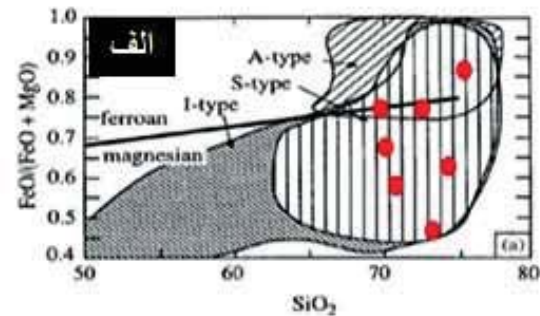
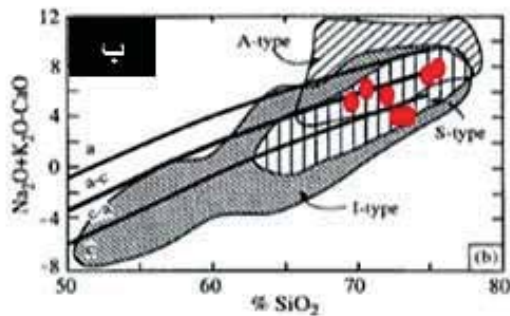
در محدوده پیرآلومینیوس قرار می‌گیرد (شکل ۴-ج). گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های کمان
برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی گرانیت توتک از
آتشفشانی جدا می‌کند که بر اساس این نمودار گرانیت
نمودار (Y+Nb)-Rb از Pearce et al., (1984) استفاده گردیده است. نمودار دو متغیره (Y+Nb)-Rb
توتک در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار
می‌گیرد (شکل ۴-د).



شکل ۴. رده‌بندی شیمیایی نمونه‌های گرانیت توتک. الف) نامگذاری براساس نمودار (Streckeisen, 1976)، ب) رده‌بندی براساس نمودار (Irvin and Baragar, 1971)، ج) رده‌بندی براساس نمودار (Maniar and Piccoli, 1989)، د) نمودار (Y+Nb)-Rb از (Pearce et al., 1984)

Landenberger and Collins, 1996 (شکل ۵-ب) استفاده شده است. بر اساس این نمودارها تمامی نمونه‌ها در محدوده گرانیت نوع S قرار می‌گیرد.

برای رده‌بندی گرانیت توتک از نمودار FeO/ (FeO+MgO) در مقابل درصد SiO₂ (شکل ۵-الف) و Na₂O+K₂O-CaO در مقابل SiO₂



شکل ۵. الف) رده‌بندی گرانیت‌ها بر اساس نمودار FeO/ (FeO+ MgO) در مقابل SiO₂، ب) نمودار Na₂O+K₂O-CaO در مقابل SiO₂ (Landenberger & Collins, 1996)

Chondrite بهنجار شده است (شکل ۶). همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود تطابق کامل بین عناصر کمیاب خاکی گرانیت توتک و گرانیت‌های نوع S مرکز پرتغال وجود دارد. Eu بی‌هنجاری منفی واضحی را نشان می‌دهد. بی‌هنجاری Eu بویژه در مذاب‌های فلسیک-حدواسط توسط فلدسپارها کنترل می‌شود. همان‌طور که مشاهده می‌شود سنگ‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به (HREE) غنی‌شدگی بیشتری دارند و ممکن است نشان‌دهنده بالا بودن نسبت CO₂/H₂O در منشا، عمق بیشتر تولید ماگما و یا حضور گارنت در سنگ منشا گارنت باشد (Sajana et al., 1996). تفریق شدگی نسبتاً بالای LREE نسبت به HREE احتمالاً در اثر وجود گارنت در منشا است زیرا ضرایب جدایش REE در کانی اختلاف زیادی دارد (Rollinson, 1993). البته تفریق LREE نسبت به HREE به دلیل منشا پوسته‌ای و نشان‌دهنده تفریق در ماگما می‌باشند که در مورد گرانیت توتک چون در اثر ذوب‌بخشی پوسته‌ایجاد شده نیز همان منشا پوسته‌ای را نشان می‌دهد.

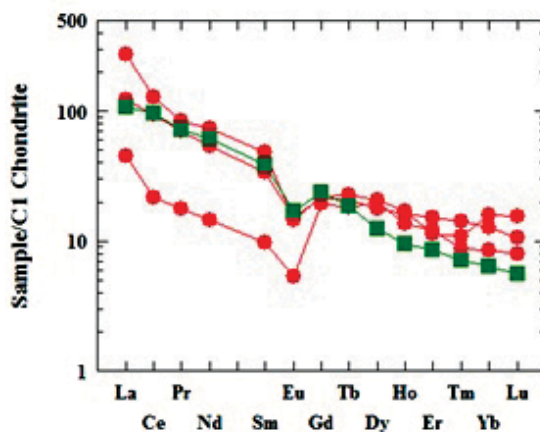
بی‌هنجاری منفی Eu و نسبت بالای LREE/ HREE نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی قاره‌ای و

شواهد پتروگرافی و ژئوشیمی صورت گرفته در منطقه توتک همانند ترکیب یکنواخت توده گرانیتوئیدی، وجود میانبارهای میکاشیستی و عدم وجود میانبارهای بازی و همچنین شواهد کانی‌شناسی فراوان از جمله دو میکایی بودن گرانیت‌ها (مسکوویت به همراه بیوتیت)، نبود هورنبلند و حضور گارنت به عنوان کانی فرعی، همگی حاکی از آن است که ماگمای سازنده توتک از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای نشأت گرفته است (حسینی و همکاران، ۱۳۹۰). همچنین براساس طبقه‌بندی Chappel and White, (1974) گرانیت‌های نوع S نسبتاً سدیک و ترکیب سیلیس بالای دارند (۶۴-۷۷ درصد وزنی SiO₂) که باز هم با نمونه‌های گرانیت توتک مطابقت دارد.

برای بررسی رفتار عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های منطقه تعداد ۳ نمونه گرانیت، ۲ نمونه شیست و ۳ نمونه از کان‌سنگ عنبر کوه را توسط روش ICP-MS تجزیه شد. در جدول ۱، نتایج عناصر کمیاب و نادر خاکی را مربوط به توده نفوذی، سنگ‌های دگرگونی و کانسار آهن را نشان داده شده است. نمودار عناصر کمیاب خاکی گرانیت توتک و میانگین گرانیت نوع S مرکز پرتغال (Wakita et al., 1971) نسبت به C1

توتک دارای $\Sigma REE = 48-210$ ، غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک ($LREE_N$) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین ($HREE_N$) با نسبت $(La/Lu)_N$ بین $0.56-1$ و بی‌هنجاری منفی Eu بین $0.39-0.56$ می‌باشند. بر طبق مطالعات Henderson (1989) سنگ‌های حدواسط تا فلسیک دارای $341-25$ $\Sigma REE = 25$ ، نسبت $LREE/HREE$ بین $1-21/5$ و بی‌هنجاری Eu بین $0.5-0.15$ می‌باشند. این تغییرات با نمونه‌های گرانیت توتک مطابقت دارند. هرچه میزان مجموع REE بیشتر شود نشانه جدایش بیشتر مواد فرار و فلزات و عناصر ناسازگار از ماگما می‌باشند. عنصر Ce در نمونه‌های گرانیت توتک بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی Ce بین $0.69-0.92$ می‌باشند. نمودار عناصر کمیاب خاکی شیب‌های منطقه نسبت به C1 Chondrite به پنج‌جار شده است (شکل ۷-الف). نمونه‌های شیب‌های نیز بی‌هنجاری منفی در عناصر Eu و Ce و همچنین بی‌هنجاری مثبت در عنصر Gd را نشان می‌دهند. نمونه‌های شیب‌های دارای ΣREE بین $201-154$ ، نسبت $(La/Lu)_N$ بین $10-8$ ، بی‌هنجاری منفی Eu بین $0.67-0.56$ و بی‌هنجاری منفی Ce بین $0.89-0.69$ می‌باشند. نمودار عناصر کمیاب خاکی کان‌سنگ آهن عنبر کوه نسبت به C1 Chondrite به پنج‌جار شده است (شکل ۷-ب). در این نمودار Eu بی‌هنجاری مثبت شدیدی نشان می‌دهد و بی‌هنجاری مثبت ضعیفی دارد (شرایط اکسایشی است). بی‌هنجاری مثبت Eu در نمونه‌های آهن عنبر کوه بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن و نیز دمای بیش از $250^\circ C$ درجه سانتی‌گراد سیال کانه‌زا می‌باشند. همچنین بی‌هنجاری مثبت یوروپیوم در سیالات گرمایی نشان‌دهنده وجود سیالات غنی از کلر می‌باشند (Michard, 1989).

یا حاشیه قاره‌ای می‌باشند (Henderson, 1989). همچنین غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE از ویژگی گرانیت با منشأ پوسته قاره‌ای می‌باشند و نشان‌دهنده محیط تکتونیکی حاشیه قاره است.



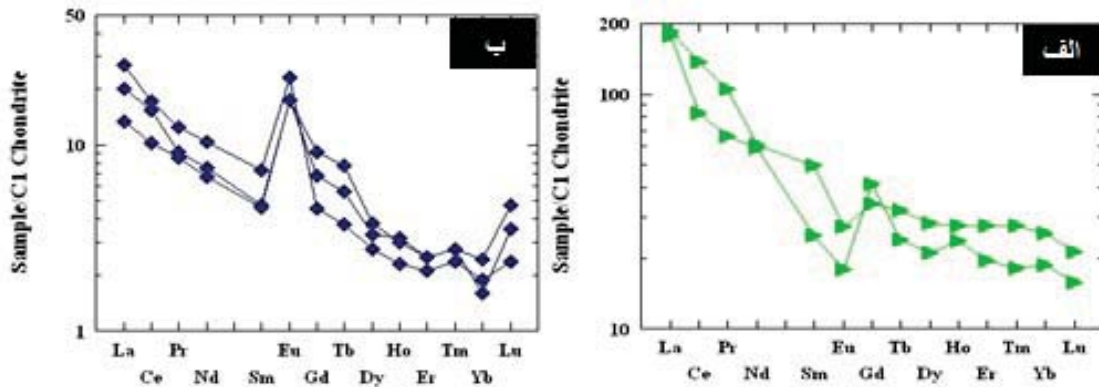
شکل ۶. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی گرانیت توتک [دایره گرانیت توتک و مربع گرانیت نوع S مرکز پرتغال، Antunes et al., (2007)]

جهت تعیین منشأ کان‌سنگ آهن غلظت عناصر خاکی کمیاب را در نمونه‌های توده گرانیتی توتک، شیب‌های منطقه و کان‌سنگ آهن عنبر کوه را نسبت به داده‌های Wakita et al., (1971) به پنج‌جار شد و مقادیر عناصر کل خاکی کمیاب (ΣREE)، درجه تفکیک الگوی عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به سنگین $((La/Lu)_N)$ ، درجه تفکیک عناصر متوسط $((La/Sm)_N)$ ، درجه تفکیک عناصر خاکی کمیاب سنگین $((Gd/Lu)_N)$ ، بی‌هنجاری عنصر یوروپیوم (Eu) بر طبق رابطه $(Eu/Eu^*) = Eu_N / [(Sm)_N (Gd)_N]^{1/2}$ با نشانه Eu/Eu^* و بی‌هنجاری عنصر سزیم (Ce) بر طبق رابطه $(Ce/Ce^*) = Ce_N / [(La)_N (Pr)_N]^{1/2}$ با نشانه Ce/Ce^* محاسبه شد (جدول ۱).

این نتایج نشان می‌دهد که نمونه‌های گرانیت

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، واسطه و خاکی کمیاب گرانیت، شیست و کان سنگ آهن عنبر کوه تونک

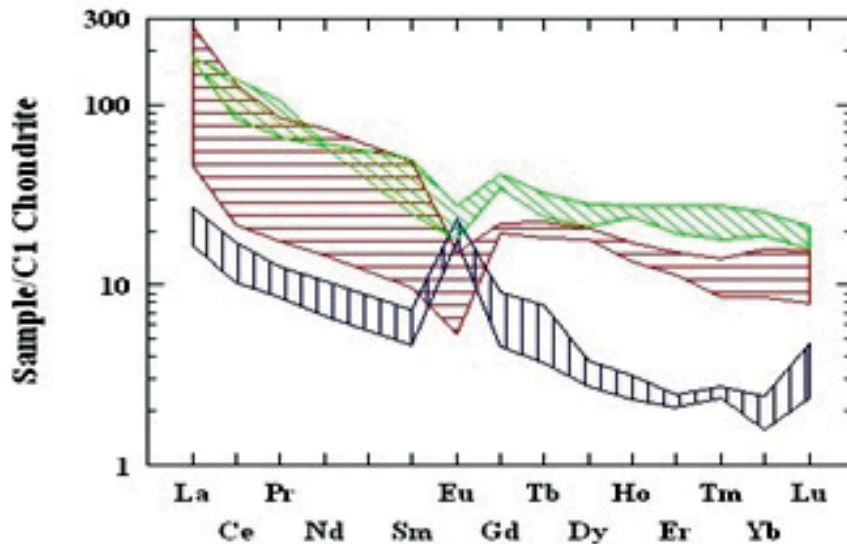
Sample	گرانیت Bk12	گرانیت Bk9	گرانیت Bk1	گرانیت Bk2	گرانیت Bk3	گرانیت G1	گرانیت G2	
SiO ₂ %	70.54	74.32	76.00	72.21	69.34	73.19	72.84	
Al ₂ O ₃ %	13.25	11.63	12.51	11.70	13.04	11.33	13.21	
Fe ₂ O ₃ %	3.89	2.04	1.44	3.15	4.11	4.44	2.20	
CaO %	1.58	0.89	1.21	1.23	1.75	1.02	1.79	
Na ₂ O %	5.26	3.64	4.65	4.17	4.77	5.11	3.84	
MgO %	1.74	0.98	0.27	0.89	1.10	1.25	1.38	
K ₂ O %	2.41	4.62	3.84	3.27	3.16	1.15	1.63	
TiO ₂ %	0.53	0.41	0.11	0.66	0.39	0.28	0.44	
P ₂ O ₅ %	0.18	0.098	0.03	0.29	0.09	0.03	0.04	
Total %	99.38	98.62	100.06	97.57	97.75	97.80	97.37	
sample	گرانیت Bk12	گرانیت G10	گرانیت G21	شیست S27	شیست S1	Ore8	Ore12	Ore6
La (ppm)	28.9	10.8	64.4	43.8	42.1	4.75	3.87	6.36
Ce (ppm)	57.4	3.2	79.1	83.7	50.49	9.47	6.32	10.6
Pr (ppm)	6.71	1.67	8.07	9.99	6.28	0.87	0.81	1.19
Nd (ppm)	25.4	6.75	34.19	28.3	27.4	3.54	3.14	4.86
Sm (ppm)	5.15	1.49	7.37	7.55	3.81	0.73	0.71	1.12
Eu (ppm)	0.88	0.31	0.85	1.58	1.04	1.02	1.01	1.34
Gd (ppm)	4.41	3.99	4.51	7.00	8.48	1.89	1.40	0.94
Tb (ppm)	0.78	0.68	0.84	1.20	0.89	0.29	0.21	0.14
Dy (ppm)	4.54	4.98	5.25	7.14	5.34	0.97	0.84	0.70
Ho (ppm)	0.92	0.76	0.97	1.56	1.34	0.17	0.18	0.13
Er (ppm)	2.51	2.02	1.87	4.53	3.21	0.41	0.41	0.35
Tm (ppm)	0.36	0.22	0.28	0.70	0.46	0.07	0.07	0.06
Yb (ppm)	2.14	1.46	2.68	4.34	3.17	0.41	0.27	0.32
Lu (ppm)	0.27	0.20	0.39	0.54	0.40	0.12	0.09	0.06
ΣREE	140.37	48.53	210.77	201.93	154.4	24.71	19.33	28.17
Eu/Eu*	0.56	0.39	0.45	0.67	0.56	2.68	3.12	4.03
Ce/Ce*	0.92	0.69	0.77	0.89	0.69	1.06	0.79	0.85
((La/Lu) _N)	10.70	5.40	16.51	8.11	10.52	3.96	4.31	10.62
((La/Sm) _N)	3.21	4.15	5.01	3.32	6.33	3.73	3.12	3.20
((Gd/Lu) _N)	2.13	2.60	1.51	1.69	2.76	2.06	2.03	2.05
Co (ppm)						29.8	22.2	5.7
Ga (ppm)						7.4	17.6	3.1
Sn (ppm)						578	535	2
V (ppm)						17.5	13.8	12.01



شکل ۷. الف) الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی شیبتهای منطقه، ب) الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی کان سنگ آهن عنبر کوه

گرمایی می‌باشند (Castor and Hedrick, 2006).
 بی‌هنجاری مثبت Eu در کان سنگ آهن عنبرکوه
 بین ۴/۰۳ - ۲/۶۸ و بی‌هنجاری منفی Ce بین ۱/۰۶ -
 ۰/۷۹ می‌باشند.
 برای مقایسه رفتار عناصر کمیاب خاکی در تمامی
 واحدهای سنگی، نمودار عناصر کمیاب خاکی گرانیته
 توتک، شیبته و کان سنگ آهن عنبرکوه نسبت به C1
 Chondrite به‌نچار شده است (شکل ۸).

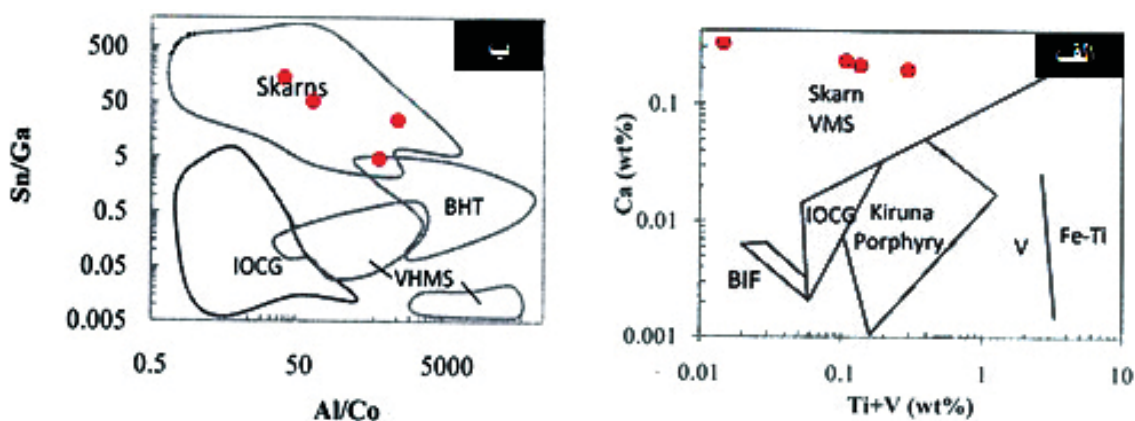
طبق رده‌بندی Henderson (1984) که در ارتباط با
 غلظت عناصر کمیاب در کانسارهای گرمایی می‌باشند،
 مقدار کل عناصر کمیاب $\Sigma REE = 25-300$ را در رده
 مقادیر کم تا متوسط و $\Sigma REE < 25$ در رده بسیار کم
 قرار می‌گیرد. مقدار نسبت $(La/Lu)_N$ در کان سنگ
 عنبر کوه ۳-۱۰ متغیر می‌باشند. غنی‌شدگی LREE/
 HREE در حالت کلی وابسته به تفکیک HREE در
 مذاب اولیه و جدایش این عناصر طی سرد شدن سیال



شکل ۸. مقایسه پراکندگی عناصر کمیاب خاکی در گرانیته، شیبته و کان سنگ (خطوط افقی محدوده گرانیته، خطوط مورب محدوده شیبته و خطوط عمودی محدوده مربوط به کان سنگ آهن می‌باشند)

همان گونه که در شکل ۸ نیز مشاهده می شود الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی (به جز Eu) هر سه نوع واحد سنگی روندی مشابه را نشان می دهند که احتمالاً نشان دهنده منشا یکسان آنها است. بنابراین گرانیته می تواند از ذوب بخشی شیبست منشا بگیرد و کان سنگ آهن نیز وابسته به جریان دگرگونی این کمپلکس است. مقایسه عناصر واسطه به دلیل رفتار شیمیایی آنها و روابط آنها با برخی عناصر اصلی در کانسارهای مختلف آهن، راهکاری مناسب جهت بررسی

منشا یک ذخیره آهن به شمار می آید (Nystrom and Henriquez, 1994). برای تعیین منشا آهن نمونه های کان سنگ عنبرکوه از روی نمودار Sn/Ga در مقابل Al/Co و همچنین از نمودار Ca در مقابل Ti+V (Lohberg and Horndhal, 1983) استفاده شد. در نمودار درصد وزنی Ti+V در مقابل درصد وزنی Ca تمام نمونه ها در محدوده Skarn قرار گرفتند. با توجه به نمودار Al/Co در مقابل Sn/Ga نمونه ها محدوده اسکارن را نشان می دهند (شکل ۹).



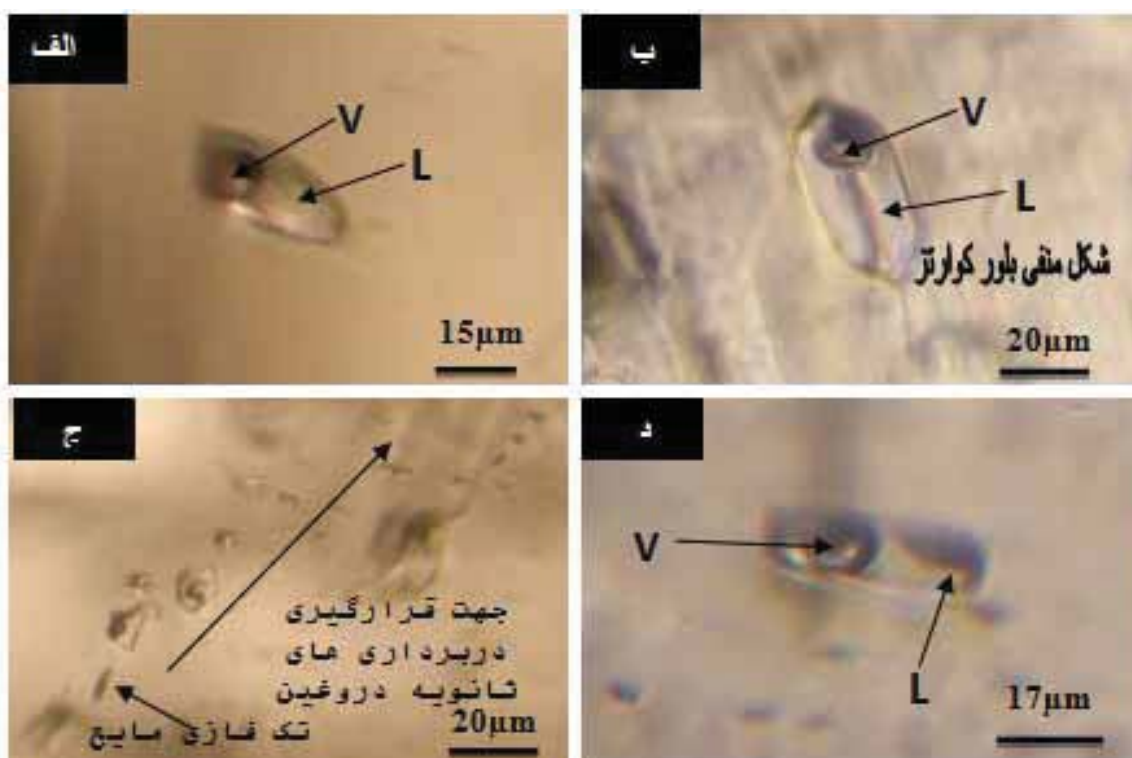
شکل ۹. رده بندی کانسارهای آهن و جایگاه کان سنگ آهن عنبرکوه، الف) نمودار Ti+V در مقابل Ca، ب) نمودار Al/Co در مقابل Sn/Ga از Lohberg and Horndhal (1983)

فازهای مایع و گاز می باشند و با داشتن بیش از ۷۰ درصد فاز مایع از نوع غنی از مایع هستند. میانبارهای سیال اولیه که با فاصله از یکدیگر قرار دارند نسبت به سایر میانبارها بزرگتر (۲۰-۱۰ میکرومتر) می باشند. انواع ثانویه کاذب به صورت میانبارهای بی شکل در امتداد یکدیگر قرار دارند اما هیچگونه شکستگی با آنها مشاهده نمی شود اندازه آنها در مقایسه با انواع اولیه، کوچکتر بوده و در امتداد یکدیگر قرار گرفته اند (شکل ۱۰). مطالعات ریز دماسنجی تنها بر روی میانبارهای دو فازیه انجام شد.

میانبارهای سیال

الف- پتروگرافی میانبارهای سیال

به منظور تعیین ویژگی های سیال کانه زای، آزمایشات ریزدماسنجی بر روی میانبارهای سیال موجود در کانی کوارتز همزیست با کانه زایی انجام گرفت. اغلب این میانبارها دارای اشکال زاویه دار، بیضوی، استونه ای، دوکی، مستطیلی و بی شکل هستند. کانی کوارتز همراه با کانه زایی، میزبان انواع میانبارهای اولیه و ثانویه کاذب است. انواع اولیه به صورت میانبارهای منفرد و از نوع دو فازیه با



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپی از میانبراهای سیال در کوارتزهایی همراه با کانه‌زایی آهن در کان سنگ عنبر کوه، الف، ب و د) میانبراهای سیال اولیه دو فازی، ج) میانبراهای سیال ثانویه دروغین

نتایج حاصل از ریزدماسنجی میانبراهای سیال در رگه‌های کوارتز همراه کانه‌زایی نشان می‌دهد که به‌طور متوسط، دمای همگن شدن در این میانبرها ۲۶۰ درجه سانتی‌گراد و شوری معادل ۱۸/۵ درصد وزنی NaCl است (جدول ۲).

ب- ریزدماسنجی میانبراهای سیال
با اندازه‌گیری دمای انجماد می‌توان مقدار شوری را در میانبرها، اندازه گرفته و چگالی و کیفیت املاح موجود را نیز مشخص کرد. میانگین T_m نمونه‌های اندازه‌گیری شده ۲۰/۸- درجه سانتی‌گراد است.

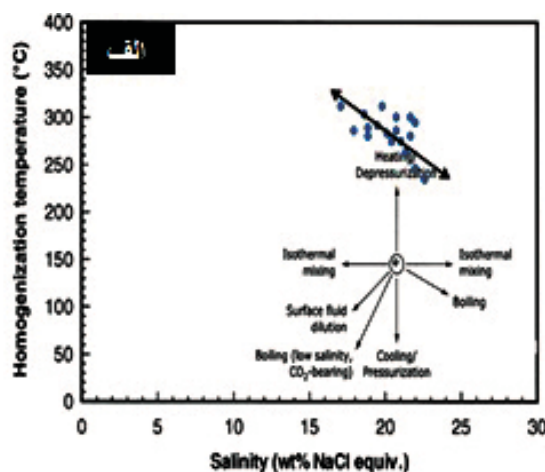
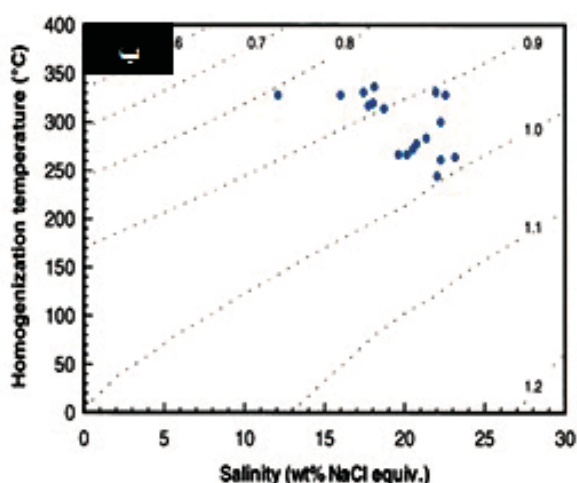
جدول ۲. نتایج میانبراهای سیال کوارتز همزیست با کانه‌زایی

phases	Th(°c)	Tm(°c)	Nacl molality	Salinity(NaCl/%)	Critical point	Density	P (bar)
L+V	۲۷۵	-۱۵/۱	۳/۹۳	۱۸/۷۰	۵۵۲/۱	۱/۰۵	۲۲۷۸
L+V	۲۸۵	-۱۹/۴	۴/۸۰	۲۱/۹۴	۵۵۹/۲	۱/۰۸	۲۴۸۳
L+V	۲۷۰	-۱۴/۸	۳/۸۷	۱۸/۴۵	۵۴۹/۸	۱/۰۵	۲۴۸۵
L+V	۲۹۲	-۱۳/۹	۳/۶۷	۱۷/۶۸	۵۴۰/۰	۱/۰۴	۲۵۴۳
L+V	۱۸۵	-۲۵/۷	-	-	-	-	-
L+V	۲۶۸	-۱۵/۱	۳/۹۳	۱۸/۷۰	۵۵۲/۱	۱/۰۵	۲۱۵۰
L+V	۲۳۱	-۲۰/۵	۵/۰۲	۲۲/۶	۶۱۲/۵	۱/۰۸	۱۴۹۵
L+V	۳۰۹	-۷/۱	۲/۰۳	۱۰/۶۰	۴۷۱/۴	۰/۹۹	۲۸۲۶

phases	Th(°c)	Tm(°c)	Nacl molality	Salinity(NaCl/%)	Critical point	Density	P (bar)
L+V	۲۸۷	-۲۰/۳	۴/۹۸	۲۲/۵۵	۶۱۰/۰	۱/۰۸	۲۵۲۴
L+V	۲۹۴	-۱۴/۴	۳/۷۸	۱۸/۱۱	۵۴۵/۰	۱/۰۵	۲۶۱۹
L+V	۲۶۲	-۲۱/۲	۵/۱۵	۲۳/۱۴	۶۲۱/۲	۱/۰۹	۲۰۶۸
L+V	۲۴۰	-۲۰/۸	۵/۰۷	۲۲/۸۸	۶۱۲/۲	۱/۰۸	۱۶۶۲
L+V	۲۲۱	-۱۹/۴	۴/۸۱	۲۱/۹۴	۵۹۹/۲	۱/۰۸	۱۳۰۸
L+V	۱۹۷	-۲۴/۹	-	-	-	-	-
L+V	۲۵۵	-۱۶/۷	۴/۳۷	۱۹/۹۷	۵۶۸/۹	۱/۰۶	۱۹۲۱
L+V	۲۶۰	-۱۶/۹	۴/۳۱	۲۰/۱۲	۵۷۱/۰	۱/۰۶	۲۰۱۳
L+V	۲۶۸	-۱۸/۱	۴/۵۵	۲۱/۰۲	۵۸۴/۳	۱/۰۷	۲۱۶۵
L+V	۲۵۲	-۱۵/۹	۴/۱۰	۱۹/۳۴	۵۶۰/۴	۱/۰۶	۱۸۶۳
L+V	۲۵۸	-۱۶/۲	۴/۱۶	۱۹/۵۸	۵۶۳/۵	۱/۰۶	۱۹۷۴
L+V	۳۰۲	-۱۱/۴	۳/۱۰	۱۵/۳۷	۵۱۵/۴	۱/۰۳	۲۷۴۴

عنبرکوه چنین پدیده‌ای مشاهده گردید. وقوع پدیده جوشش می‌تواند شاهد خوبی برای تغییرات فشار در برخی از کانسارها باشد که این تغییرات فشار ناشی از شکستگی‌های مکرر و ترمیم موقت آن‌هاست (Roedder, 1971). تعیین چگالی میانبارهای سیال براساس نمودار شوری در برابر دمای همگن سازی نیز در محدوده چگالی ۱/۰ تا ۰/۹ را نشان می‌دهد (شکل ۱۱-ب).

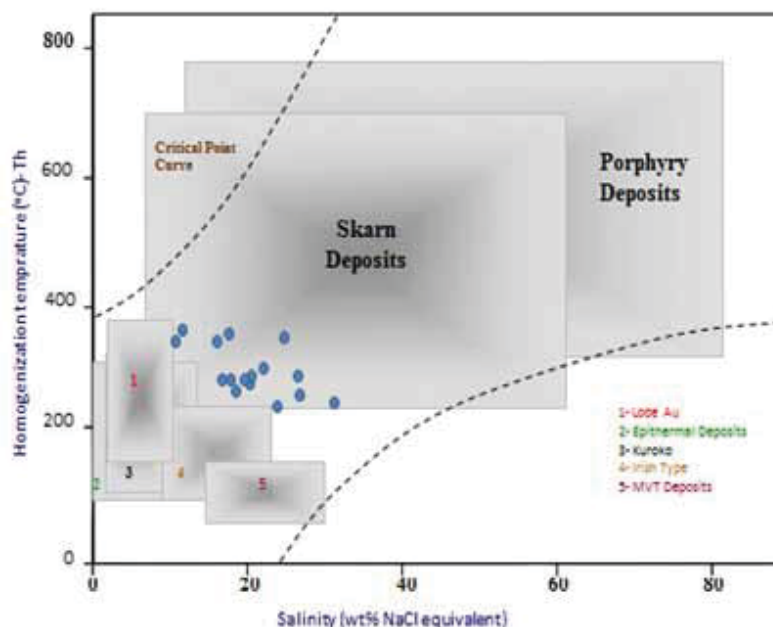
نمودار شوری- دمای همگن‌شدگی دامنه تغییرات را در امتداد یک روند خطی نشان می‌دهد (شکل ۱۱-الف) که با توجه به این روند می‌توان رخداد پدیده جوشش در سیال را انتظار داشت. به عقیده (1984) Roedder همزیستی میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع و یا وجود نسبت‌های مختلف مایع به بخار در یک سیستم می‌تواند از نشانه‌های انجام پدیده جوشش باشد. در حین مطالعه میان‌بارهای سیال محدوده



شکل ۱۱. الف) نمودار دمای همگن‌شدن-شوری که بیانگر رخداد جوشش در کانسار مورد مطالعه است (Wilkinson, 2001). ب) نمودار تعیین چگالی برای میانبارهای مایع دارای فاز بخار (Zhang and Frantz 1987)

دمای همگن شدگی رسم شده است. با توجه به شکل ۱۲ تمام نمونه‌های عنبرکوه در محدوده اسکارنی قرار می‌گیرند.

برای تعیین منشا کانسارها براساس مطالعات سیالات درگیر می‌توان از نمودار (Wilkinson, 2001) استفاده می‌شود. این نمودار بر اساس شوری در برابر



شکل ۱۲. نمودار شوری در مقابل دمای همگن شدگی میانبارهای سیال و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ذخایر نوع اسکارنی (Wilkinson, 2001)

نتیجه‌گیری

شیمیایی نشان می‌دهد که الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی شایسته، گرانیته و روندی نسبتاً مشابه دارند و احتمال تشکیل گرانیته از شایسته‌ها (سنگ‌های پوسته‌ای) را تقویت می‌کند. سنگ‌های کربناته به علت تخلخل بالا و شکستگی فراوان، محیط مناسبی برای جاننشینی آهن و منگنز طی اسکارن‌زایی را فراهم می‌نمایند. الگوی عناصر کمیاب خاکی کان‌سنگ عنبرکوه شرایط کاهشی، فوگاسیته پایین اکسیژن و نیز دمای بیش از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد سیال‌کانه‌زا را نشان می‌دهد.

مطالعات ریزدما سنجی بر روی کوارتز نشان‌دهنده متوسط دمای همگن‌سازی ۲۶۰ درجه سانتی‌گراد و

با توجه به نتایج متفاوت پژوهشگران در مورد منشا گرانیته توتک، از دیدگاه برخی محققین منشا I و به عقیده برخی دیگر منشا S دارد، بر اساس شواهد صحرایی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی انجام شده در این تحقیق گرانیته گنایسی توتک از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای و از دگرگون شدن درجه بالای شایسته‌های منطقه طی فرایند گرانیته زایی پدید آمده است. کان‌سنگ آهن عنبرکوه درون کمپلکس توتک و همراه با سنگ‌های میزبان کربناته می‌باشند. کوارتز، کلسیت، گارنت، پیروکسن و فلوگوپیت از مهمترین کانی‌ها تشکیل‌دهنده می‌باشند مطالعات زمین

نقشه زمین شناسی چهارگوش اقلید مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی کشور.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints and earlier deformation". *International Journal of Earth Science*, 94, 401-419.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.

- Alfons, M. and Graciela, M. S., 2012. Fluid inclusions - Petrography and genetic interpretation of fluid inclusions. Application of cathodoluminescence techniques.

- Antunes, I. M. H. R., Neiva, A. M. R., Silva, M. M. V. G., and Corfu, F., 2008. Geochemistry of Stype granitic rocks from the reversely zoned Castelo Branco pluton (central Portugal). *Lithos* 103, 445-465.

- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A., and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh Granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implication for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Science*, 30, 474-489.

- Berberian, F., and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta H.K., delany Fm (eds) *Zagros-Hijndu Kush-Himalaya geodynamic evolution*. American Geophysical union. *Geodynamic Series*, 3, 5-32.

- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J., and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous And early Miocene Andean-Type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of Geological Society of London*, 139, 605-614.

- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Toward a paleogeography and tec-

شوری ۱۸/۵ درصد NaCl می باشند که براساس نمودار Wilkinson (2001)، محدوده کانه زایی آهن عنبرکوه اسکارن است. در مجموع با توجه به داده های صحرائی، پتروگرافی، زمین شیمی و میانبار سیال انجام گرفته در کانسار عنبرکوه تیپ کانه زایی آهن از نوع اسکارن پسرونده می باشند.

سپاسگزاری

نویسندگان از حمایت های مالی کمیته تحقیقات دانشگاه شیراز در انجام رسانیدن این تحقیق تشکر و قدردانی می کنند.

منابع:

- ابراهیمی، س.، ۱۳۷۸. زمین شناسی اقتصادی کمپلکس توتک در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰: سوریان (آباد-استان فارس). پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم زمین. دانشگاه شهید بهشتی.

- احمدی، ا.، ر.، ۱۳۸۳. پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ های دگرگونی کمپلکس توتک. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم زمین. دانشگاه شهید بهشتی.

- اویسی، ب.، ۱۳۸۲. نقشه زمین شناسی چهارگوش سوریان مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی کشور.

- حسینی، ب.، قربانی، م.، پورمعافی، س. م. و رشید نژاد عمران، ن.، ۱۳۹۰. سن یابی و تحولات آذرین و دگرگونی تاقدیس کوه سفید توتک در زون سنندج - سیرجان جنوبی. فصل نامه زمین شناسی ایران، ۱۷، ۱۷-۲۹.

- قدمی میمندی، م.، پناهی، ا.، رسا، ا. نوری خانکه دانی، ک.، ۱۳۹۰. مطالعه ژئوشیمی و زمی شناسی اقتصادی کانی ها گارنت، تورمالین و آمفیبول در گرانیت های بن دونو، استان فارس. دومین همایش علوم زمین.

- نوری خانکه دانی، ک.، ۱۳۸۴. بررسی ارتباط ژنتیکی و ساختمانی گنیس بن دونو با کمپلکس دگرگونی توتک شرق بوانات، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

- هوشمندزاده، ع. و سهیلی، م.، ۱۳۶۹. شرح

- tonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences.*, 18, 210-26.
- Braud, J., 1987. La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): Reconstitution paleogeographique, evolution geodynamique, magmatique et structural. *Fra., Da.* 1987; non pagine., *Doct: Tectonic.* Paris 11/1987/87/Pa11.
 - Frietsch, F. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna types iron ores and some other iron ore types. *Ore Geology Reviews.*, 9, 489-510 .
 - Guilbert, J.M. and Prak, C.F., 1997 *The Geology of Ore Deposits.* W.H. Freeman & Co, 984.
 - Henderson, P., 1989. Rare earth element geochemistry. *Elsevier.* 9.510
 - Irvin, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of Earth Sciences.*, 8, 532-548 .
 - Kolahiazar, A. P., 2005. Structural and micro structural study of Zagros thrust-metamorphic region in Tutak Complex area. Shiraz University.
 - Landerberger, B. and Collins, W.J., 1996. Derivation of A-types granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the chaelundi complex. *Eastern Australia. Journal of Petrology*, 37, 145-170.
 - Lohberg B. E. H. and Horndahl A. K., 1983. Ferride geochemistry of Swedish Precambrian iron ores. *Mineral Deposita*, 48, 487-504.
 - Maniar, P. D., and Piccoli, P. M., 1989. Tectonic distributions of granitoids. *Geological Society of America Bulletin.*, 101, 635-643.
 - Michard, A., 1989. Rare earth element systematic in hydrothermal fluid. *Geochemical et Cosmochimica Acta* 53, 745-750.
 - Mohajjel, M., Fergusson, C. L., and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary Convergence Continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal Asian Earth Science* 21, 397-412.
 - Moinevaziri, H., 1985. *Volcanisme Tertiaire et Quaternaire en Iran*. These d'Etat, Paris - Sud Orsay, France, 290 (in French).
 - Niroomand, S., Goldfarb, R. J., Moore, F., Mohajjel, M., and Marsh, E. E., 2011. The Kharapeh Orogenic gold deposit: geological, structural, and geochemical controls on epizonal ore formation in west Azarbaijan Province, Northwestern Iran. *Mineral deposita*, DOI 10.1007/s00126-011-0335-x.
 - Nystrom, J. O. and Henriquez, F., 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology*, 89, 820-839.
 - Pearce, J. A., and Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
 - Pearce, J. A., and Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
 - Pollard, P. J., 2000. Evidence of magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide-Copper-gold and related deposita- a global perspective.* PGC publishing, 1, 27-41
 - Roedder, E., 1984. *Fluid Inclusion.* Re-

view in Mineralogy, 12.

- Roedder, E., 1971, Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. Economic Geology., 66, 98-120

- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 12, 644 .

- Rollinson, H. A., 1993. Using Geochemical Data. Longman Scientific & Technical.

- Sajana, F. G., Maury . R. C., Bellon, Cotton. G., and Defant. M., 1996 High field strength elements of Pliocene- Pleistocene island arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines), Journal of Petrology, 37, 693-726.

- Sterner, S. M. and Bodner, R. J., 1984. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry. Geochim Cosmochim Acta., 48, 2659-2668.

- Streckeisen, A. L., 1976. Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry), Neues Jahrbuch fur Mineralogic , Abhandlungen, 107, 144-240.

- Wilkinson, J. J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos., 55, 229-272.

- Zhang, Y.G. and Frantz, J.D., 1987. Determination of homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. Chemical Geology. 64, 335-350.