

Study of specifications of the second index Baba-Ali, unusual magnetite-limonite layered deposit (Hamedan province)

Mehrdad Barati *, Leila Karimian Navid and Meisam Gholipoor
Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

The second Index of Baba-Ali iron deposit is located northwest of Hamedan province and southwest of Baba-Ali village in the Sanandaj-Sirjan structural zone. According to the field and microscopic studies, the host rocks are including acid to intermediate igneous rocks, schists and skarns. Magnetite and limonite are the main ore minerals in this deposit. Limonite layers are unusual in the iron deposits, it occurs as layered shape and replaced magnetite in polished sections. Geochemical measurements were performed on magnetite and limonite samples by ICP-MS methods. Correlation and classification diagrams and REE parameters were calculated for geochemistry of iron deposit. According to drown diagrams this index is IOCG-type and skarn sub-type deposit. The mineralized fluids have injected into the host rocks, mixed with layered limestone xenoliths and magnetite has been precipitated and replaced at high temperature in oxidized condition. Magnetite altered to limonite by re-injected hydrothermal fluids. Limonite, in large volumes and with replacement of primary carbonate layered xenoliths, has been deposited as an initial phase by hydrothermal fluids and unusual sequence of magnetite- limonite layers has created in this deposit.

Key words: limonite, skarn, second index Baba-Ali, magnetite

* barati@basu.ac.ir

بررسی ویژگی‌های اندیس دوم کانسار لایه‌ای نامتداول مگنتیتی - لیمونیتی باباعلی (استان همدان)

مهرداد براتی*، لیلا کریمیان‌نوید و میثم قلی‌پور
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده

اندیس دوم کانسار آهن باباعلی در شمال‌باختری استان همدان و جنوب‌باختری روستای باباعلی، در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان جای دارد. برپایه بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط، شیبست‌ها و اسکارن‌ها سنگ میزبان این کانسار هستند. مگنتیت و لیمونیت از کانه‌های اصلی کانسار هستند. لایه‌های لیمونیتی در کانسارهای آهن نامتداول است. در مقطع‌های میکروسکوپی، لیمونیت به دو صورت جانیشینی مگنتیت و لایه‌ای دیده می‌شود. اندازه‌گیری زمین‌شیمیایی به روش ICP-MS برای نمونه‌های مگنتیتی و لیمونیتی انجام شد. زمین‌شیمی کانسار با رسم نمودارهای همبستگی و نمودارهای گوناگون دیگر و به‌دست آوردن پارامترهای مربوط به عنصرهای REE انجام شد. داده‌های به‌دست آمده نشان می‌دهند این ذخیره کانساری از گونه IOCG و زیرگونه اسکارنی است. سیال‌های کانه‌ساز درون سنگ میزبان تزریق و سپس با زینولیت‌های آهنی دارای لایه‌بندی ترکیب شده و در دمای بالا و شرایط اکسیدی مگنتیت جانیشین لایه‌های آهنی شده است. با تزریق دوباره سیال‌های گرمایی، مگنتیت دگرسان شده و با لیمونیت جایگزین شده است. در این فاز، لیمونیت اولیه نیز از سیال‌های گرمایی در حجم وسیع و با جانیشینی زینولیت‌های اولیه کرناتی دارای لایه‌بندی تهنشین شده است و توالی نامتداول لایه‌های مگنتیتی-لیمونیتی را در این ذخیره پدید آورده است.

واژه‌های کلیدی: لیمونیت، اسکارن، اندیس دوم باباعلی، مگنتیت

مقدمه

تولیدکننده مس (Sillitoe, ۲۰۱۲) و از بزرگ‌ترین تولیدکنندگان طلا در دنیا تبدیل شده‌اند. همچنین، این ذخیره‌ها می‌توانند مقداری LREE، Co، Mo، Ni و Ag داشته باشند (Barton, ۲۰۱۳). پس ذخیره‌های تیپ IOCG

پس از یافتن ذخیره‌های تیپ المپیک دم در سال ۱۹۷۵ در استرالیا، این ذخیره‌ها به نخستین تولیدکننده اورانیم در دنیا (Hitzman and Valenta, ۲۰۰۵; Skirrow, ۲۰۱۱) سومین

* barati@basu.ac.ir

عنصرهای کمیاب و خاکی نادر پرداخته است تا الگویی برای خاستگاه و چگونگی کانه‌زایی اندیس دوم کانسار آهن باباعلی پیشنهاد کند.

روش انجام پژوهش

بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده در این ناحیه شامل مرحله‌های زیر است:

الف) بررسی‌های صحرایی، شامل برداشت ۸۰ نمونه سنگی از ماده معدنی و سنگ‌های پیرامون آن؛

ب) بررسی عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای؛

پ) بررسی سنگ‌شناختی، دگرسانی و کانی‌سازی در ۴۰ مقطع نازک میکروسکوپی، ۵ مقطع نازک- صیقلی و ۳۰ مقطع صیقلی؛

ت) تجزیه زمین‌شیمیایی شمار ۱۴ نمونه کانسنگ مگنتیت و ۵ نمونه کانسنگ لیمونیت برای اندازه‌گیری عنصرهای کمیاب و خاکی نادر به روش ICP-MS (در آزمایشگاه شرکت مطالعات مواد معدنی زر آزما) و تجزیه و تحلیل آنها.

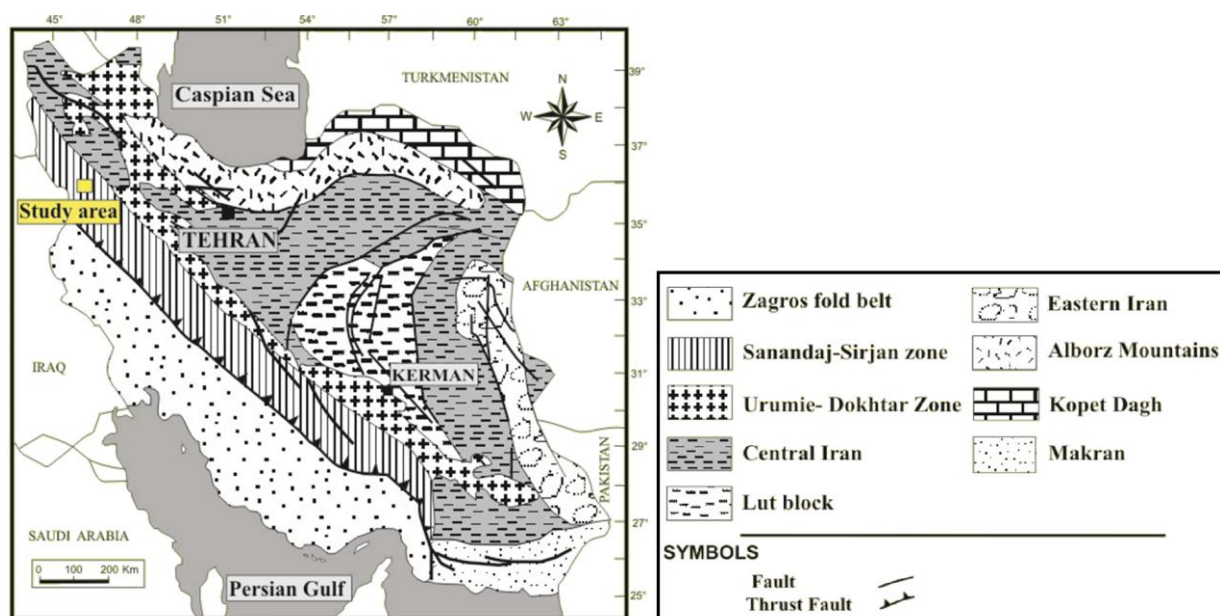
زمین‌شناسی ناحیه‌ای

کمربند کوهزایی- فلززایی زاگرس در باختر ایران است و سه پهنه زمین‌ساختی موازی دارد که عبارتند از: پهنه چین‌خورده- تراسی زاگرس، پهنه دگرگونه سنندج- سیرجان (Sanandaj-Sirjan Zone یا SSZ) و پهنه ماگمایی ارومیه- دختر (Alavi, ۲۰۰۷). گسترش ژئوتکتونیکی کوهزایی زاگرس قویاً تحت تأثیر اقیانوس نئوتتیس است و در سه مرحله، از کرتاسه تا ترشیری، روی داده است (Ghasemi and Talbot, ۲۰۰۶). با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس تکامل این کمربند به آستانه

هدف اکتشافی بزرگی در دهه‌های اخیر بوده‌اند. این گروه از ذخیره‌ها به تازگی به نام یک تیپ کانه‌زایی تعریف شده‌اند (Chen, ۲۰۱۳; Hitzman *et al.*, ۱۹۹۲). این کانسارها، ذخیره‌های آهن اکسیدی، مگنتیتی با و یا بدون هماتیت دارای $Cu\pm Au$ هستند. همچنین، مقدار کمی اکسیدهای Ti دارند و به همراه دگرسانی گرمایی آلکالی (K, Na, Ca) دیده می‌شوند. شماری از این ذخیره‌ها کنترل‌های ساختمانی قوی دارند؛ اما ارتباط قوی و روشنی با سنگ‌های آذرین ندارند و معمولاً در کافت یا پهنه‌های فرورانش جایگیری می‌شوند (Barton, ۲۰۱۳). سن این ذخیره‌ها آرکئن پسین تا پلیوسن است. برپایه این تعریف، طیف گسترده‌ای از کانسارها در تیپ IOCG رده‌بندی می‌شوند (کانسارهای تیپ اسکارنی و کایرونا)؛ اما شماری از ذخیره‌ها نیز در این رده‌بندی جای نمی‌گیرند (Zhao and Zhou, ۲۰۱۱). در ایران نیز چنین ذخیره‌هایی یافت شده‌اند؛ برای نمونه: معدن‌های فیروزه نیشابور (Karimpour *et al.*, ۲۰۱۱) سرخه دیزج زنجان (Nabatian *et al.*, ۲۰۰۹)، ظفرآباد کردستان (Barati and Gholipour, ۲۰۱۵)، کانسار آهن تخت همدان (Mansouri *et al.*, ۲۰۱۵) و کانسار آهن جوینان در اصفهان (Sherafat and Mackizadeh, ۲۰۱۶). کانسار آهن باباعلی با ذخیره بیش از ۲۰ میلیون تن از بزرگ‌ترین کانسارهای آهن باختر کشور است. میانگین عیار آهن در این ذخیره ۴۹٪ است (Barati, ۲۰۰۸). این ذخیره ۲ اندیس دارد. شمالی ۳۴°۵۵'۰۰" و طول جغرافیایی خاوری ۴۸°۱۳'۰۰" جای دارد. این پژوهش بیشتر به بررسی زمین‌شناسی، کانی‌سازی و زمین‌شیمی

جای دارد و از مجموعه سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا بالا، به‌همراه چندین توده نفوذی با ترکیب بیشتر اسیدی تا حد واسط ساخته شده است (Sepahi Gerow *et al.*, ۲۰۱۴)؛ هر چند توده‌های با ترکیب بازیک به‌گونه محلی این توده‌ها را همراهی می‌کنند.

پایانی خود رسیده است. زمان پایانی بسته‌شدن این اقیانوس هنوز روشن نیست و همچنان مورد بررسی است (Zarasvandi *et al.*, ۲۰۱۵). منطقه بررسی‌شده در پهنه دگرگونه سنندج-سیرجان جای دارد. این پهنه میان دو پهنه زاگرس تراستی و پهنه ارومیه-دختر (شکل ۱)



شکل ۱- پهنه‌های ساختاری و جایگاه جغرافیایی اندیس دوم کانسار آهن باباعلی (Shahabpour, ۱۹۹۴)

کیلومترمربع است. بیشتر این توده‌های نفوذی در جهت شمال‌باختری- جنوب‌خاوری امتداد دارند و موازی روند ساختار اصلی زاگرس جای گرفته‌اند. بیشتر این توده‌ها گرانیتوییدی هستند. در بخش شمالی، توده‌های گرانیتوییدی درون کمپلکس دگرگونی ژوراسیک آغازین تا میانی نفوذ کرده‌اند و سنی نزدیک به ۱۷۰ تا ۱۴۰ میلیون سال پیش دارند (Azizi and Asahara, ۲۰۱۳; Mahmoudi *et al.*, ۲۰۱۱). فراوانی و پراکندگی گرانیتوییدها در بخش‌های شمالی SSZ، به‌ویژه در ناحیه ازنا به قروه، بسیار بیشتر و گسترده‌تر از بخش‌های دیگر SSZ است (Mohajjel and Fergusson, ۲۰۱۴). از دیدگاه سنی، پیدایش توده‌های گرانیتوییدی از

پهنه سنندج-سیرجان را منطقه‌ای چندفازه دانسته‌اند که در طول زمان، دچار چندین رویداد دگرریختی، دگرگونی و ماگماتیسم شده است (Hassanzadeh *et al.*, ۲۰۰۸; Mohajjel *et al.*, ۲۰۰۳). سنگ‌های دگرگونی در پهنه سنندج-سیرجان دربردارنده انواع شیست‌ها، مررها و ماسه‌سنگ‌های دگرگون‌شده پدیدآمده از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی هستند (Moinevaziri *et al.*, ۲۰۱۴; Shaikh, ۲۰۱۰). (Zakariaei and Monsef, ۲۰۱۰).

توده‌های نفوذی فراوانی در پهنه سنندج-سیرجان پدید آمده‌اند که اندازه آنها از پلوتون‌های کوچک تا باتولیت‌های با گستردگی ۱۰۰ کیلومترمربع

میزان کانی سازی رخ داده است. افزون بر این، در این بخش کانسارهای تالک، گرافیت، باریت و سنگ‌های ساختمانی اهمیت ویژه‌ای دارند؛ (۳) در بخش شمالی، کانی‌سازی آهن (کانسار آهن باباعلی شمال همدان و سنقر، کانسار آهن ظفرآباد در شمال باختری دیوان‌دره)، طلا، طلا- آنتیموان (کانسار داشکسن) و کانی‌های آلومینوسیلیکاتی را می‌توان نام برد (Aghanabati, ۲۰۱۰).

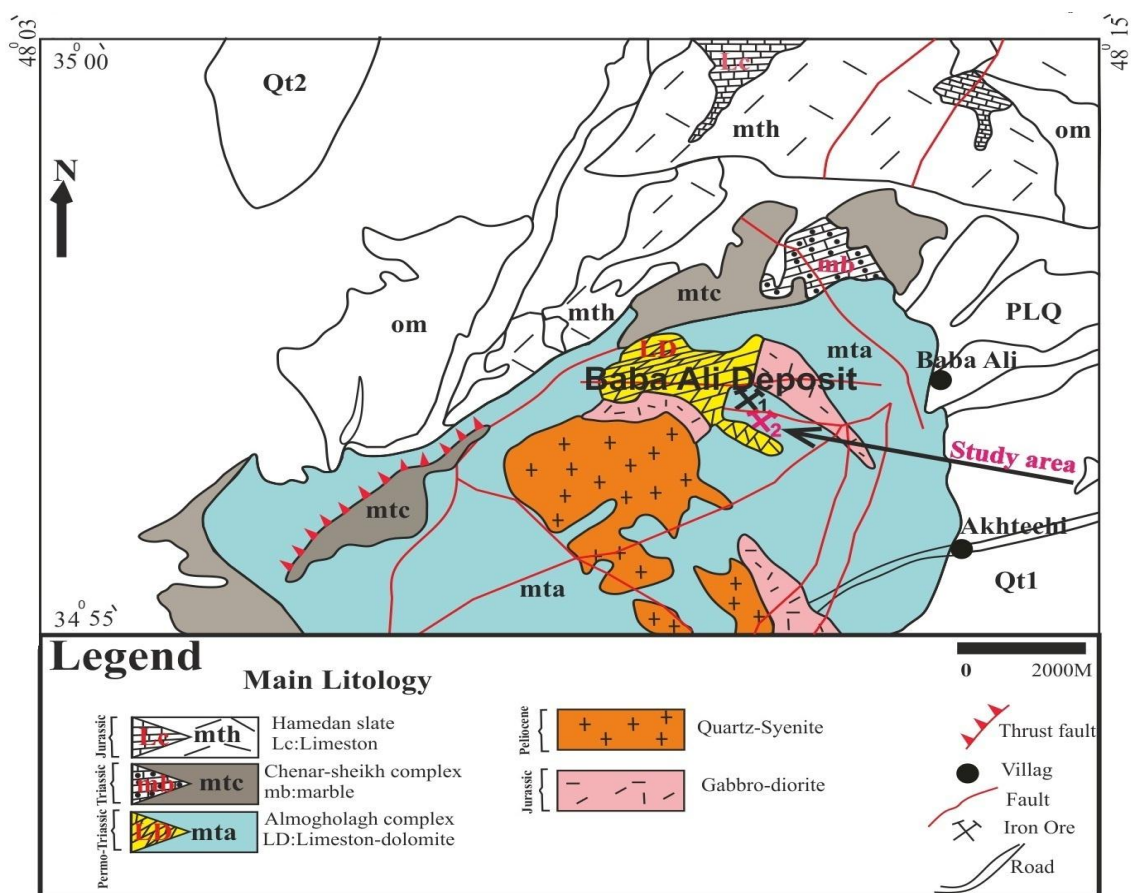
زمین‌شناسی محدوده اندیس

اندیس دوم آهن باباعلی از لایه‌های مگنتیتی و لیمونیتی ساخته شده است؛ اما همه ذخیره‌های آهن مرتبط با فعالیت ماگمایی و گرمابی مگنتیتی یا هماتیتی هستند، از این‌رو، این اندیس ذخیره‌ای نامتداول به‌شمار می‌رود. برپایه بررسی‌های سنگ‌شناسی، واحدهای سنگ‌شناسی محدوده اندیس برپایه نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ تویسرکان (Eshraghi, ۲۰۰۲)، به‌صورت سه مجموعه سنگ‌شناسی رده‌بندی شده‌اند که عبارتند از: مجموعه سنگ‌های الموقلاق، چنارشیخ و فیلیت همدان (شکل ۲). سنگ‌های نفوذی به دو صورت اسیدی (کوارتزشینیت) و بازیک (گابرودیوریت) در منطقه دیده می‌شوند و معمولاً دو سن متفاوت را نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که سنگ‌های بازیک به‌صورت انکلاوهای کوچک درون سنگ‌های اسیدی جای گرفته‌اند. بررسی سن مطلق نشان می‌دهد سنگ‌های بازیک در پایان ژوراسیک پدید آمده‌اند (Eshraghi, ۱۹۹۷). از آنجایی که سنگ‌های اسیدی کنگلومرای پلیوسن را قطع کرده‌اند و هیچ قطعه‌ای از این سنگ‌های اسیدی در کنگلومرا دیده نمی‌شود، Amiri (۱۹۹۶) جایگیری نهایی آنها را پایان پلیوسن دانسته است.

نئوپروتروزوییک (Hassanzadeh *et al.*, ۲۰۰۸) تا ائوسن (Mahmoudi *et al.*, ۲۰۱۱) رخ داده است. با وجود این، بیشتر نفوذی‌ها سن‌های ژوراسیک- پالتوسن را نشان می‌دهند (Shahbazi *et al.*, ۲۰۱۰; Nezafati *et al.*, ۲۰۰۵). این نفوذی‌ها بیشتر کالک‌آلکالن هستند و ویژگی‌های شناخته‌شده گرانیتوئیدهای نوع I را نشان می‌دهند که در جایگاه کمان قاره‌ای پدید آمده‌اند (Alirezaei, ۲۰۰۴). این کمان ماگمایی در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر کمر بند سنندج- سیرجان شناخته شده است (Shahbazi *et al.*, ۲۰۱۰; Agard *et al.*, ۲۰۰۵). درباره زمان دقیق فرورانش و برخورد، اختلاف دیدگاه‌های بسیاری هست (Niroomand *et al.*, ۲۰۱۱). به باور برخی پژوهشگران (Arvin *et al.*, ۲۰۰۵; Agard *et al.*, ۲۰۰۷)، فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر SSZ ۱۵۰ میلیون سال پیش و در تریاس- ژوراسیک آغازین، روی داده است؛ اما پژوهشگران دیگری (Alavi, ۱۹۹۴) زمان فرورانش نخستین را کرتاسه آغازین- پایانی دانسته‌اند. به‌علت تکاپوهای ماگمازایی و پدیده‌های دگرگونی، پهنه سنندج- سیرجان توان معدنی چشمگیری دارد و از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و پراکندگی کانسارها به ۳ بخش تقسیم می‌شود:

(۱) بخش جنوبی به داشتن کروم در الترامافیک‌های اسفندقه فاریاب، آهن و آهن- منگنز در گل‌گهر، هنشک و بافت و سرب- روی- مس در چاه‌گز، قنات مروان با سن پرکامبرین پسین تا کرتاسه پیشین شناخته می‌شود؛

(۲) در بخش میانی، کانی‌سازی اصلی سرب و روی است که در بخش‌های شمس‌آباد- نظام‌آباد (با کانی‌سازی سرب و روی و نقره، آهن و منگنز)، آهنگران (با کانی‌سازی سرب و روی و نقره، آهن و منگنز) و موهه بیشترین



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی - ساختاری کانسار آهن باباعلی و موقعیت اندیس‌های یک و دو کانسار (Eshraghi, ۲۰۰۲)، با تغییرات

میان این مجموعه، سنگ‌های آذرین درونی کم‌ژرفا با ترکیب میکروگرانیتی، میکروکوارتز-مونزونیتی و مونزوسینیتی که بسیار میلونیتی شده‌اند و همچنین، سنگ‌های اسکارنی گوناگون نیز دیده می‌شوند (Alirezaei and Hassanzadeh, ۲۰۱۲).

مجموعه چنار شیخ (mtc): این مجموعه سنگی بیشترین ستبرا و تنوع سنگ‌شناسی است. سن این سنگ‌ها تریاس دانسته شده است (Eshraghi, ۲۰۰۲). در این مجموعه، سنگ‌های رسوبی و آذرین درونی یافت می‌شوند که دچار پدیده دگرگونی شده‌اند (Tahmasbi, ۲۰۱۴). آهک‌های متبلور به‌رنگ خاکستری تا خاکستری روشن و نخودی رنگ، با بافت دانه‌شکری و لایه‌بندی متوسط تا ضخیم‌لایه از سنگ‌های رسوبی این مجموعه هستند (Eshraghi, ۲۰۰۲).

مجموعه آلموقلاق (mta): کهن‌ترین سنگ‌های منطقه از نهشته‌های آلموقلاق هستند که بیشتر در بخش‌های مرکزی رخنمون دارند. سن این مجموعه پرموتریاس شمرده شده است (Barud, ۱۹۷۵) و واحدهای جوان‌تر، حلقه‌وار در پیرامون آن جای گرفته‌اند. سنگ‌های این مجموعه عبارتند از: سنگ‌های آتشفشانی و توفی اسیدی دگرگون‌شده (ریولیت، ریوداسیت و گاه برگوارگی میلونیتی)، باندهای کم ضخامت آهک با تبلور دوباره خاکستری روشن تا نخودی رنگ، پیروکلاست‌های بسیار میلونیتی‌شده و سرشار از کانی‌های اپیدوت، اکتینولیت، کلریت و سنگ‌های متاولکانیک بازیک که به‌صورت متاسوماتیت‌های سبز، سبز تیره تا سبز روشن و سرشار از آهن و اپیدوت و فرواکتینولیت. در

(الف) سنگ‌های آذرین

- **دیوریت** - **کوارتزومونزونیت**: پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز از کانی‌های اصلی سازنده این واحد و آمفیبول، پیروکسن، تورمالین، اسفن، بیوتیت، آپاتیت و مگنتیت از کانی‌های فرعی آن هستند. بافت این سنگ‌ها گرانولار پورفیری نیمه‌شکل‌دار تا نیمه‌افتیک است (شکل ۳- A). پلاژیوکلاز به سرسیت و اپیدوت دگرسان شده است و اکتینولیت در پی دگرسانی با بیوتیت، کلریت، اپیدوت و اکسید آهن جایگزین شده است. تیغه‌های آپاتیت به صورت میانبار درون کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۳- B). کوارتزها خاموشی موحی دارند و بیشترشان تبلور دوباره یافته‌اند. در این سنگ‌ها رگه‌های اکسید آهن در امتداد درزه‌ها تزریق شده‌اند.

- **گرانیت** - **میکروگرانیت**: کوارتز، فلدسپار، پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی و اکتینولیت، اسفن (شکل ۳- C) و آپاتیت ریز دانه که درون پلاژیوکلاز دیده می‌شود، از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. روتیل به صورت سوزن‌های بسیار ریز دیده می‌شود. در مقطع‌های میکروسکوپی، کوارتز در زمینه بسیار خرد شده است و تبلور دوباره در این کانی دیده می‌شود. گرانیت‌های منطقه به هولولوکوکرات با بافت گرانولار، گرانیت‌های میلونیتی و گرانیت‌های ریزدانه رده‌بندی می‌شوند (Tabrizi et al., ۲۰۱۴).

- **آندزیت**: در مقطع‌های نازک، این سنگ‌ها بافت پورفیری یا میکروولیتیک پورفیری، پویی‌کیلیتیک، دیابازی و گاه گومروپورفیری نشان می‌دهند (شکل ۳- D). پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار از کانی‌های اصلی سنگ و اکتینولیت و بیوتیت از کانی‌های فرعی آن هستند. پلاژیوکلاز به صورت فنوکریستال و میکروولیت، بخش اصلی سنگ را می‌سازد و شکل بلورین شکل‌دار تا

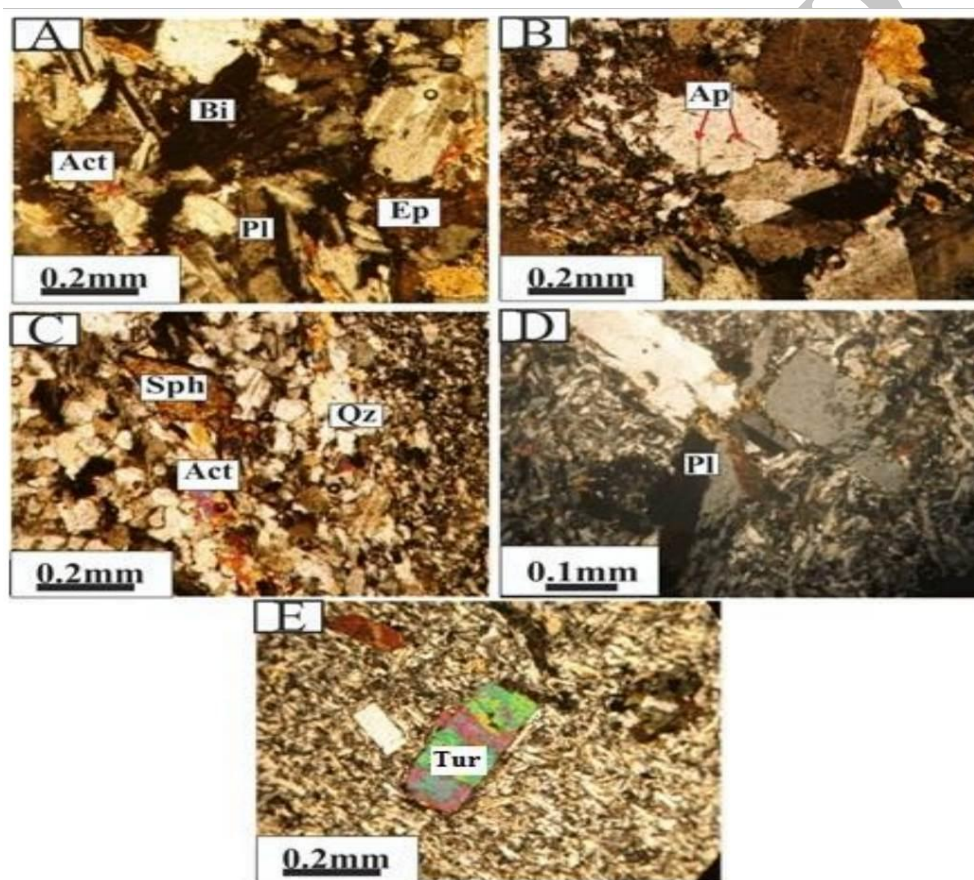
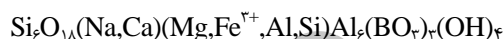
فیلیت همدان (mth): فیلیت‌های همدان جوان‌ترین سنگ‌های منطقه با سن ژوراسیک هستند و به صورت تدریجی روی مجموعه چنارشیخ جای گرفته‌اند (Stöcklin, ۱۹۷۷). این واحد سنگی ستبرا و گسترش چشمگیری دارد و رخنمون‌های آن در ورقه‌های سنقر، همدان و ملایر نیز گزارش شده است (Barati, ۲۰۰۸). احتمالاً ترکیب نخستین این سنگ‌ها، شیل و ماسه‌سنگ بوده است و دست‌کم دچار دو رویداد دگرگونی شده‌اند. بیشتر آنها رخساره کلریت‌مسکوویت‌شیسست کربنات‌دار و یا کوارتزسرسیت‌شیسست دارند (Shaikh Zakariaei and Monsef, ۲۰۱۰). کانسار باباعلی در واحدهای سنگی مجموعه الموقلاق جای دارد (شکل ۲). نفوذ باتولیت الموقلاق، دگرگونی‌های حرارتی و گرمایی را در سکانس‌های آتشفشانی-رسوبی پدید آورده است. گمان می‌رود دیوریت باباعلی در سکانس‌های آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده است. گرانیتویید الموقلاق رخنمونی نزدیک به ۱۵۹/۵ کیلومتر مربع و ترکیب عمده سینوگرانیت و کوارتزسینیت دارد (Mohajjel et al., ۲۰۰۳). بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند این توده از گرانیتوییدهای سری مگنتیت است و بیشتر تیپ I و متاآلومینوس دارد (Zamanian, ۲۰۰۳).

سنگ‌نگاری سنگ‌های محدوده اندیس

برپایه بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، سنگ‌های آذرین درونی منطقه باباعلی بیشتر در محدوده سنگ‌های آذرین اسیدی تا حد واسط و نیمه‌عمیق مربوط به مجموعه چنارشیخ هستند. این سنگ‌ها شامل دیوریت، گرانودیوریت، میکروگرانیت، کوارتزومونزونیت، سینیت و آندزیت هستند و سنگ‌های دگرگونی نیز شامل شیسست‌ها و سنگ‌های متاسوماتیسم‌شده (مانند: اسکارن‌ها) هستند.

که فرمول عمومی تورمالین است، این کانی در دما، فشار و محیط‌های زمین‌شناسی گوناگون پدید می‌آید (Tahmasbi, ۲۰۱۴). همچنین، وجود کانی‌های اسفن شکل‌دار در سنگ‌های منطقه چه‌بسا دلیلی بر حضور فلئور در سیستم است. پیدایش اسفن در محیط‌های اسیدی نشان‌دهنده فشاربخشی بالای TiF_6 و $TiCl_4$ در ماگماست (Manning, ۱۹۸۱).

نیمه‌شکل‌دار و ماکل دگرریختی دارد. در پی دگرسانی، اکتینولیت با کلریت و بیوتیت جایگزین شده است. در این سنگ‌ها گاه رگه‌هایی کوارتز-کلسیت دیده می‌شوند. زمینه سنگ از بلورهای ریز پلاژیولاز ساخته شده است و بافت میکروولیتی در آن دیده می‌شود. تورمالین به‌صورت شکل‌دار در این سنگ دیده می‌شود (شکل ۳- E). برپایه فرمول:



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از سنگ‌های آذرین منطقه باباعلی (استان همدان). (A) دیوریت با بافت گرانولار؛ (B) بلورهای تیغه‌ای آپاتیت در پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیوریتی؛ (C) واحدهای گرانیتی با بافت پورفیری؛ (D) بافت گلومروپورفیری در آندزیت؛ (E) تورمالین در آندزیت (Bi): بیوتیت؛ (Pl): پلاژیوکلاز؛ (Ep): اپیدوت؛ (Act): اکتینولیت؛ (Ap): آپاتیت؛ (Sph): اسفن؛ (Qz): کوارتز؛ (Tur): تورمالین؛ نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)

هستند. در مقطع‌های میکروسکوپی بخش بزرگی از کانی‌های سازنده سنگ، کوارتز، کلریت، اکتینولیت و مسکوویت هستند. کانی‌های دیگر بیشتر شامل

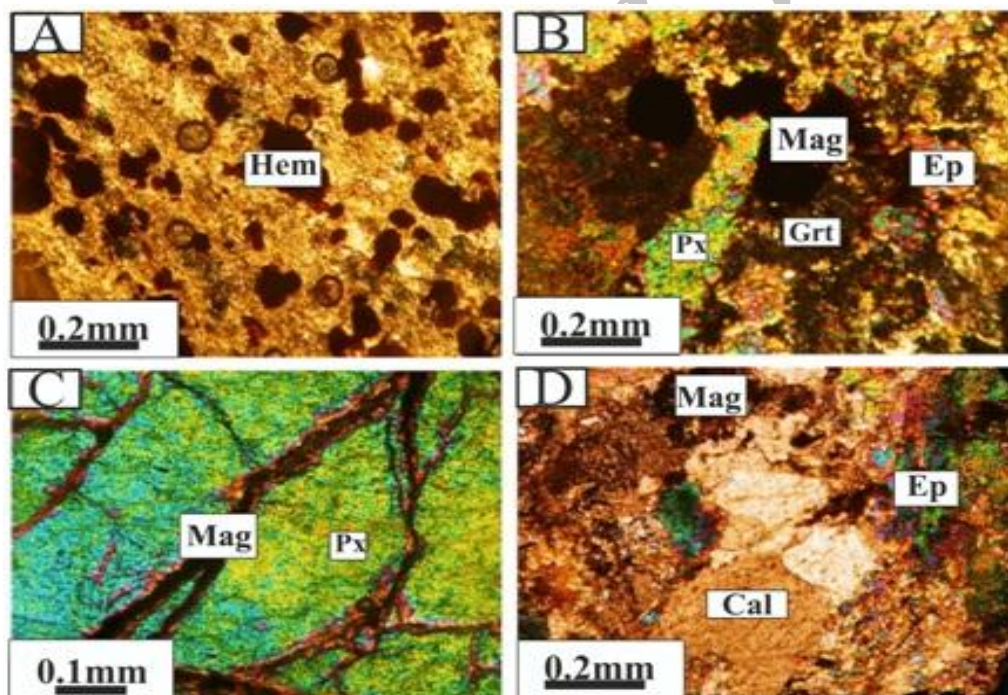
(ب) سنگ‌های دگرگونی

این سنگ‌ها در پهنه گسترده‌ای از منطقه باباعلی حضور دارند و دربردارنده اسلیت، فیلیت و میکاشسیت

و اپیدوت اسکارن رده بندی می شوند. گارنت پیروکسن اسکارن با مجموعه کانیایی گارنت + پیروکسن + کلریت + اکسید آهن + کوارتز و مقدار کمی اپیدوت شناخته می شود (شکل ۴- B). در این منطقه، گسترش پیروکسن گارنت اسکارن کمتر از گارنت پیروکسن اسکارن است و با مجموعه کانیایی پیروکسن + گارنت + کلریت + اکسید آهن + کوارتز و مقدار کمی اپیدوت شناسایی می شود (شکل ۴- C). اپیدوت اسکارن نیز مجموعه کانیایی اپیدوت + کلسیت + مگنتیت + کوارتز دارد (شکل ۴- D). اپیدوت و کلسیت از کانی های اصلی سازنده این اسکارن هستند.

اکسیدهای آهن هستند (شکل ۴- A) که در جهت شیبستوزیته جای گرفته است. دگرریختی آشکارایی در مقطع ها دیده می شود و پدیده هایی مانند برشی شدن، میلونیتی شدن و خاموشی موجی در این گونه مقطع ها فراوان هستند (Tahmasbi *et al.*, ۲۰۱۵).

- اسکارن ها: در این منطقه، به دنبال نفوذ باتولیت آلموقلاق در سکانس های آتشفشانی- رسوبی کهن تر، دگرگونی های حرارتی و فعالیت های گرمایی رخ داده و باعث کانی زایی اسکارنی شده اند (Nasr-Esfahani, ۲۰۱۲). برپایه بررسی های سنگ نگاری و مجموعه کانیایی بررسی شده، اسکارن های منطقه باباعلی به ۳ دسته گارنت پیروکسن اسکارن، پیروکسن گارنت اسکارن



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از واحدهای دگرگونی منطقه باباعلی (استان همدان). (A) شیبست هماتیت دار؛ (B) گارنت پیروکسن اسکارن؛ (C) مگنتیت رگه ای در پیروکسن گارنت اسکارن؛ (D) کلسیت، اپیدوت و مگنتیت در اپیدوت اسکارن (Hem = هماتیت؛ Mag = مگنتیت؛ Px = پیروکسن؛ Ep = اپیدوت؛ Grt = گارنت؛ Cal = کلسیت) (همه تصویرها در XPL هستند؛ مگر تصویر A که در PPL است)

برشی:

(۱) کانه زایی با لایه بندی: این کانه زایی در منطقه باباعلی با گستردگی بالایی دیده می شود. این لایه ها بسیار سست هستند و لیمونیت درون آنها به آسانی با دست

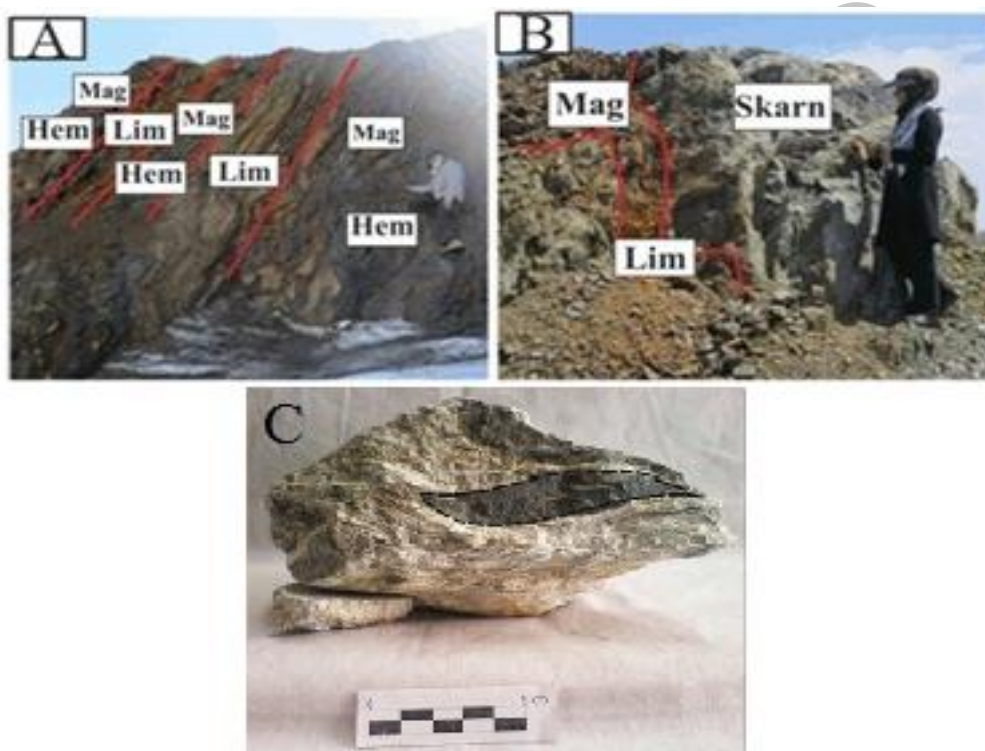
کانه زایی های گوناگون در منطقه باباعلی

برپایه یافته های صحرایی و بررسی های میکروسکوپی در منطقه باباعلی سه گونه کانه زایی شناسایی شد که عبارتند از کانی زایی های دارای لایه بندی، اسکارنی و

هماتیت در این تیپ کانه‌های اصلی هستند (شکل ۵- B).

(۳) کانه‌زایی برشی: وجود ساختارهای میلونیتی در سنگ میزبان ماده معدنی، دیدن نشانه‌های برش در کانه‌های آهن در مقطع‌های صیقلی و همچنین، ویژگی‌های مربوط به پهنه‌های برشی نشان‌دهنده تهنشست ماده معدنی در این پهنه‌هاست (شکل ۵- C).

پودر می‌شود. در این گروه از کانه‌زایی، تناوبی از مگنتیت، هماتیت و لیمونیت شناسایی شد که به صورت هم‌شیب هستند (شکل ۵- A).
(۲) کانه‌زایی اسکارنی: اصلی‌ترین شکل کانه‌زایی منطقه باباعلی است. اسکارن‌ها به گونه گسترده‌ای در بخش‌های کانی‌سازی دیده می‌شوند و کانه‌زایی بیشتر در اپیدوت‌اسکارن‌ها رخ داده است. مگنتیت و



شکل ۵- تیپ‌های کانه‌زایی در منطقه باباعلی (استان همدان): (A) تناوب مگنتیت، لیمونیت و هماتیت در تیپ لایه‌بندی؛ (B) مگنتیت و لیمونیت در کانه‌زایی تیپ اسکارنی؛ (C) تیپ برشی دگرریخت شده (Mag: مگنتیت؛ Hem: هماتیت؛ Lim: لیمونیت)

کانه‌نگاری

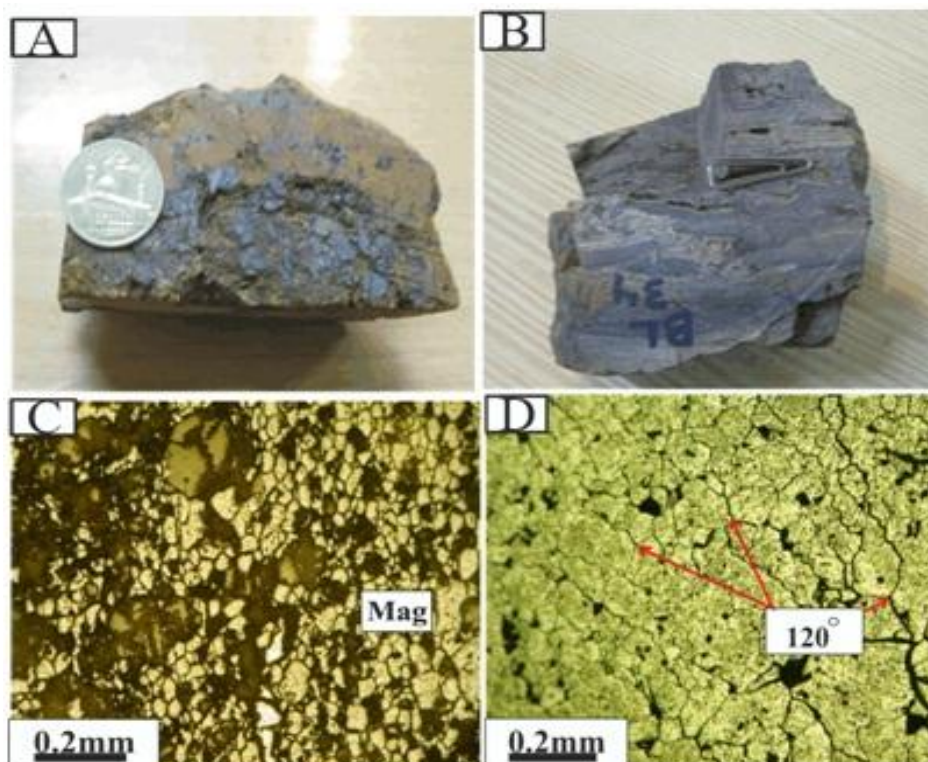
کانه‌ها در این اندیس شامل مگنتیت، لیمونیت، گوتیت، هماتیت، پیریت و به مقدار کمی کانی‌های مس‌دار (مانند: مالاکیت، کالکوپیریت و کالکوسیت) هستند. اپیدوت، کوارتز، اکتینولیت، کلسیت، کلریت، گارنت، پیروکسن، آپاتیت و تورمالین نیز از کانی‌های باطله هستند.

مگنتیت: مگنتیت با ساخت برشی و نواری

(شکل‌های ۶- A و ۶- B) در نمونه‌های دستی، فراوان‌ترین کانه است و این ساخت‌ها از ساخت‌های رایج در کانسارهای اسکارنی آهن هستند (Meinert, ۱۹۸۴). برپایه بررسی‌های میکروسکوپی، دو نسل از مگنتیت در این منطقه دیده می‌شود: مگنتیت نسل اول به صورت بلورهای ریز و درشت هستند و بافت گرانولار دارند (شکل ۶- C) و مگنتیت نسل دوم در پی

سردشدن آهسته و یا دگرگونی، بازپخت شده است پدید می‌آید. تبلور دوباره مهم‌ترین پدیده پس از باز پخت است و دانه‌های کمابیش هم‌اندازه با پیوندگاه سه‌گانه پدید می‌آورد (Moghaddasi, ۲۰۰۶).

دگرگونی و تبلور دوباره یا خردشدن و جوش خوردگی مگنتیت نسل اول پدید آمده است (شکل ۶-D). در مگنتیت‌های نسل دوم، پیوندگاه سه‌گانه ۱۲۰ درجه آشکارا دیده می‌شود. این بافت در توده تک کانی که در پی



شکل ۶- تصویرهایی از نمونه دستی و میکروسکوپی مگنتیت (Mag) در اندیس دوم کانسار آهن باباعلی: (A) ساخت پرشی؛ (B) ساخت نواری؛ (C) ریزدانه نسل اول (در PPL)؛ (D) حاصل از تبلور دوباره (در PPL) با زاویه‌های ۱۲۰ درجه

است؛ اما سازوکار غیراکسیداسیون- احیاء نیز در جانشینی این کانی‌ها با هم در طبیعت نقش دارند. برای نمونه، جانشینی مگنتیت با هماتیت در بسیاری از معدن‌ها در شرایط سطحی روی می‌دهد؛ اما خاستگاه اکسیداسیون- احیاء ندارد. جانشینی مگنتیت با هماتیت در طول صفحه بلوری (۱۱۱) روی می‌دهد. واکنش‌های ۱ تا ۵ از واکنش‌های اصلی هستند که در جانشینی مگنتیت با هماتیت و برعکس نقش بنیادی دارند (Ohmoto, ۲۰۰۳):

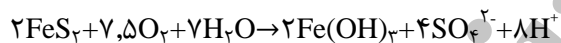
هماتیت: فراوانی هماتیت کمتر از مگنتیت است و دو نسل دارد: نسل اول، بلورهای هماتیت با بافت تیغه‌ای (شکل ۷-A) و نسل دوم در حواشی و میان بلورهای مگنتیت در پی دگرسانی هنگام پدیده مارتیتی شدن پدید آمده‌اند (شکل ۷-B). هماتیت‌های نسل دوم همراه با گوتیت و دیگر هیدروکسیدهای آهن دیده می‌شوند. برپایه واکنش‌های ۱ و ۲، جانشینی مگنتیت با هماتیت و برعکس، عموماً با نام واکنش اکسیداسیون- احیاء شناخته شده

(Javidi Moghadam *et al.*, ۲۰۱۰).

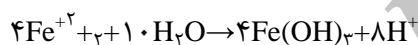
واکنش ۱:

دو نوع لیمونیت در کانسنگ شناسایی می‌شوند: نوع اول، لیمونیت پدیدآمده از اکسیداسیون و هیدروکسیداسیون پیریت است (شکل ۸- A). انحلال پیریت در محیط آبدار سرشار از اکسیژن به صورت واکنش ۶ نشان داده می‌شود (Kamei and Ohmoto, ۲۰۰۰). این واکنش اسیدی شدن محیط را در پی دارد. لیمونیت نوع دوم از ته‌نشینی سیال‌های دارای آهن دو ظرفیتی در محیط اکسایشی بر پایه رابطه ۷ پدید آمده است (شکل ۸- B). در این واکنش، Fe^{+2} مستقیماً گوتیت پدید آورده و یون H^+ محیط را اسیدی کرده است. حالت اسیدی روی پیریت اثر می‌گذارد و انحلال آن را شتاب می‌بخشد. این تیپ لیمونیت به صورت لایه‌ای، کلوفرم و پیوسته فضای میان مگنتیت‌ها را پر کرده است (Barati and Rasa, ۲۰۰۵).

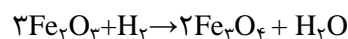
واکنش ۶:



واکنش ۷:



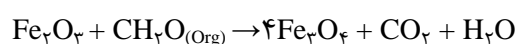
واکنش ۲:



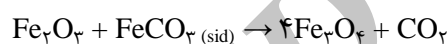
واکنش ۳:



واکنش ۴:

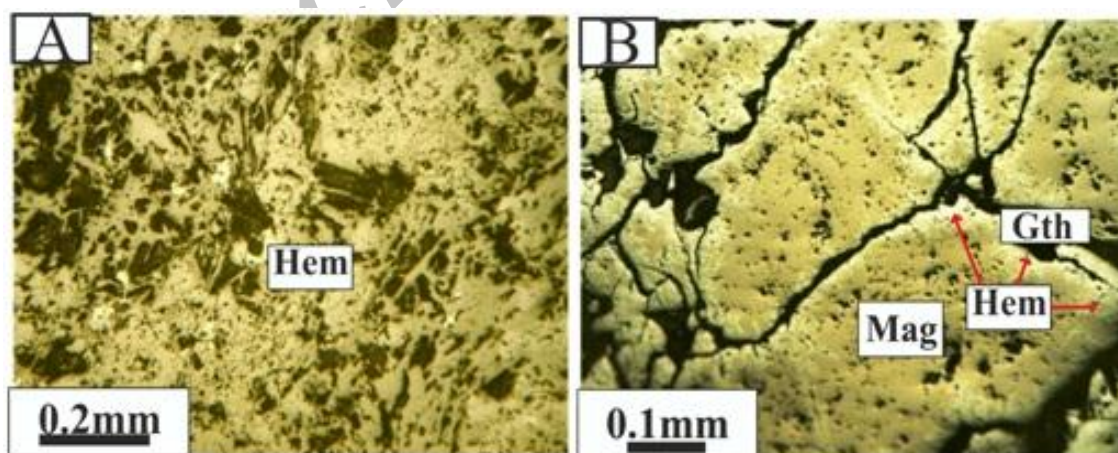


واکنش ۵:

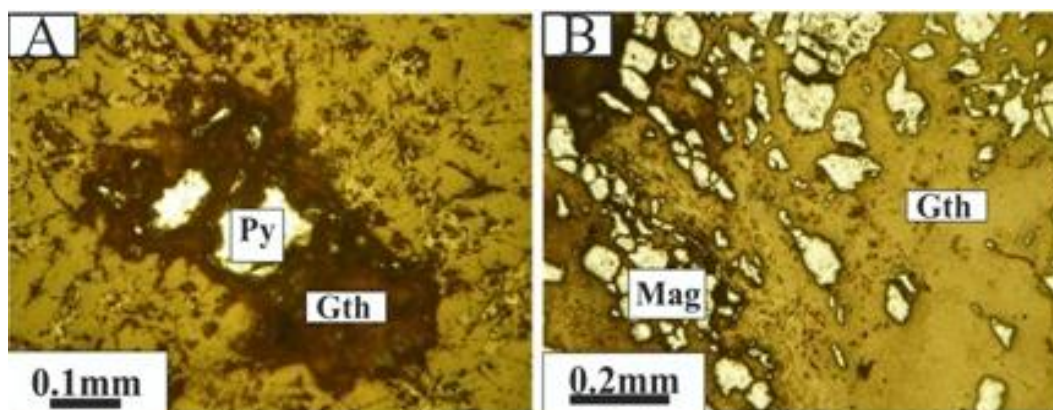


واکنش ۱ به نام واکنش مارتیتی شدن و واکنش ۲ به نام واکنش مشکوویی شدن شناخته می‌شوند (Muke and Cabral, ۲۰۰۵). جاننشینی این دو باهم با اختلاف حجم همراه است و اختلاف حجم‌ها را در بافت پدیدآمده خود نشان می‌دهند.

گوتیت و لیمونیت: بازتاب درونی ویژگی گوتیت است و جاننشینی (برجای مانده)، جاننشینی حاشیه‌ای، رگه‌ای و کلوفرم از بافت‌های آن هستند. گمان می‌رود ماده معدنی، نخست به صورت اکسیدهای آهن از ماگمای سیلیکاته جدا و سپس در مرحله بعد در پی رفتار سیال‌های گرمابی با گوتیت جایگزین شده است



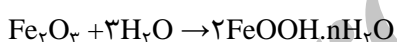
شکل ۷- تصویرهای میکروسکوپی از هماتیت در اندیس دوم کانسار باباعلی در مقطع‌های صیقلی (PPL). (A) هماتیت نسل اول با بافت تیغه‌ای؛ (B) جایگزینی مگنتیت با هماتیت نسل دوم (مارتیتی شدن) (Hem: هماتیت؛ Mag: مگنتیت؛ Gth: گوتیت)



شکل ۸- تصویرهای میکروسکوپی (در PPL از: A) اکسیداسیون پیریت به لیمونیت در اندیس دوم کانسار باباعلی؛ B) حضور گوتیت در فضای میان بلورهای مگنتیت‌ها (Py: پیریت؛ Mag: مگنتیت؛ Gth: گوتیت؛ Lim: لیمونیت)

یون Fe^{+2} با اکسیژن سطحی یا آب‌های غنی از اکسیژن فرو رو مخلوط می‌شوند و کانی لیمونیت را پدید می‌آورند (Ohmoto, ۲۰۰۳). پس، هماتیت و لیمونیت‌ها در اندیس دوم کانسار باباعلی تنها از واکنش‌های اکسیداسیون-احیاء پدید نمی‌آیند؛ بلکه محلول‌های گرمابی آهن‌دار نیز با رویداد واکنش شماره ۹ در پیدایش لیمونیت‌های این منطقه نقش داشته‌اند. لایه‌بندی در گوتیت به این صورت توجیه می‌شود که نخست محلول‌های اسیدی تولید شده از واکنش‌های مختلف بر زینولیت آهنی اثر گذاشته و آن را حل کرده‌اند؛ سپس گوتیت ته‌نشست شده است.

واکنش ۸:



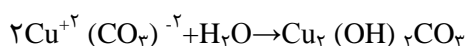
واکنش ۹:



پیریت: دو نسل از پیریت شناسایی شده است. نسل اول پیریت به صورت دانه‌ریز در سنگ میزبان منطقه دیده می‌شود و احتمالاً هیچ ارتباطی با کانی‌سازی ندارد و پیش از کانه‌زایی آهن (مگنتیت و هماتیت) و به دنبال فاز سولفیدی پدید آمده است و کانه آهنی در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود (شکل ۹- A). نسل دوم پیریت درشت بلورتر و بی‌شکل است و در بسیاری از مقطع‌های صیقلی بررسی شده دیده می‌شود. بیشتر این بلورها در بخش‌های حاشیه‌ای و درونی دگرسان شده و با اکسید

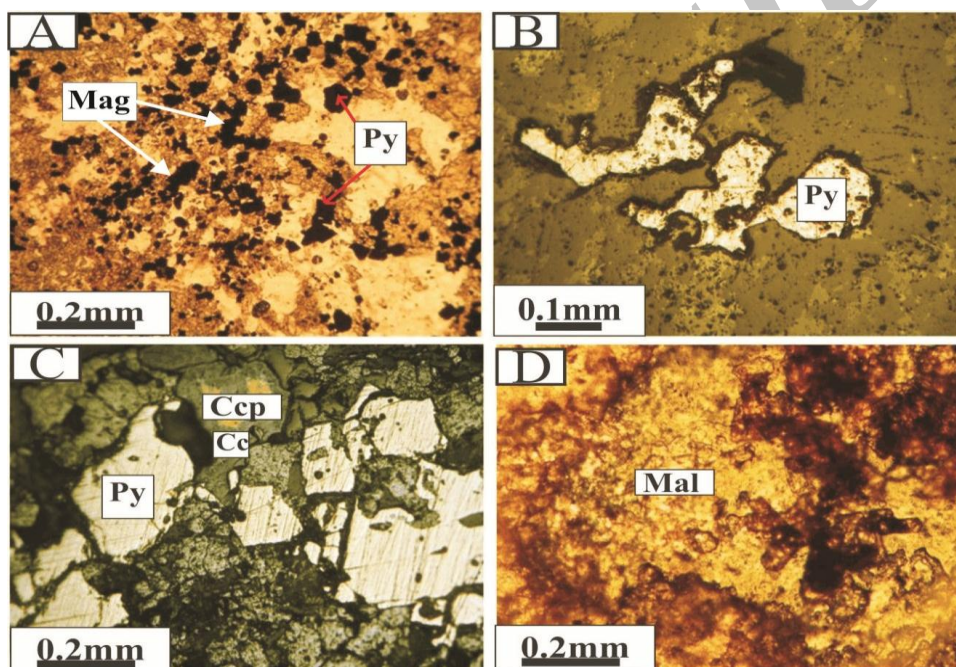
در برخی بخش‌ها، اکسیداسیون پیریت به اندازه‌ای بوده که هیچ‌گونه پیریتی بجای نمانده است و واکنش ۶ برای آن پیشنهاد می‌شود. در شماری از مقطع‌های میکروسکوپی، بافت مارتیتی نیز به خوبی این بافت در مگنتیت دیده می‌شود. همچنین، در مرز شکستگی‌های بلورهای مگنتیت، گوتیت پدید آمده و ته‌نشست کرده است. بلورهای پیریت در مقطع‌ها کاملاً سالم بجای مانده‌اند و واکنش‌های اکسیداسیون-احیاء ۶ و ۷ برای آنها پیشنهاد می‌شود. در مقطع‌های میکروسکوپی، لیمونیت به صورت پیوسته و یک‌دست فضای میان مگنتیت‌ها را فراگرفته است. شرایط لازم برای پیدایش اکسیدهای آهن هنگام فرایند رسوب‌گذاری و جان‌شینی اکسید با هیدروکسید هنگام هوازدگی در منطقه دیده نمی‌شود. همچنین، با پذیرفتن معادله‌های اکسیداسیون-احیاء یادشده در واکنش‌های ۱ و ۲ نمی‌توان پیدایش آن را توجیه کرد. اگرچه توجیه سنتی آن با توجه به آگیری ساده هماتیت بر پایه واکنش ۸ است، اما حجم چشمگیر لیمونیت این فرضیه را رد می‌کند (Ohmoto, ۲۰۰۳). برای پیدایش لایه‌ها و توده‌های لیمونیتی واکنش شماره ۹ پیشنهاد می‌شود. در این واکنش به محلول‌های گرمابی با یون Fe^{+2} نیاز است. بررسی‌ها نشان داده‌اند که این محلول‌ها در امتداد گسل‌ها، به‌ویژه در نواحی آتشفشانی پدید می‌آیند. محلول‌های گرمابی سرشار از

مالاکیت: مالاکیت بیشتر به صورت پرکننده فضاهای خالی، رگه‌ها و رگچه‌ها دیده می‌شود (شکل ۹- D). این کانی با گذشتن محلول‌های مس‌دار رقیق با غلظت بسیار کم Cu^{+2} از درون سنگ آهک در شرایط pH برابر با ۷ تا ۹ و فشاربخشی CO_2 متبلور می‌شود (Krauskopf and Bird, ۱۹۷۶). واکنش ۱۰ برای پیدایش مالاکیت پیشنهاد شده است. برپایه این واکنش، حضور آب در پیدایش این کانی ضروری است (Deer et al., ۱۹۹۱):



هیدروکسیدهای ثانویه آهن جایگزین شده‌اند و بافتی همانند غربال پیدا کرده‌اند (شکل ۹- B).

کالکوپیریت: این کانی در مقطع‌ها با رنگ سبز زیتونی دیده می‌شود و به دنبال فرایند هوازدگی با کالکوسیت و مالاکیت جایگزین شده است (شکل ۹- C). شاید کالکوپیریت در همه مرحله‌ها ساخته شود. شرایط مناسب برای پیدایش کالکوپیریت در مراحل پایانی کانی‌سازی، افزایش pH محلول و کاهش فوگاسیته اکسیژن است (Oyman, ۲۰۱۰). ویژگی‌های بافتی نشان می‌دهند کالکوپیریت همزمان یا پس از پیریت پدید آمده است.



شکل ۹- تصویرهای میکروسکوپی از مقطع‌های صیقلی کانه‌ها در اندیس دوم کانسار باباعلی در نور انعکاسی (در PPL): (A) پیریت‌های نسل اول و مگنتیت؛ (B) پیریت‌های نسل دوم که از کناره‌ها با گوتیت جانشین شده‌اند؛ (C) جانشینی کالکوپیریت با کالکوسیت؛ (D) مالاکیت (Ccp: کالکوپیریت؛ Cc: کالکوسیت؛ Mal: مالاکیت؛ Py: پیریت؛ Mag: مگنتیت)

زمین‌شیمی کانسنگ

همان‌گونه که گفته شد در این اندیس، ماده معدنی به صورت دو توده مگنتیتی و لیمونیتی دیده می‌شود. برای مقایسه زمین‌شیمی این دو توده، فراوانی عنصرهای کمیاب و خاکی نادر در ۱۴ نمونه مگنتیت و ۵ نمونه لیمونیت به روش ICP-MS به دست آورده شد (جدول ۲).

توالی پاراژنزی

برپایه بررسی‌های میدانی و مقطع‌های میکروسکوپی، گمان می‌رود کانه‌زایی در سه مرحله روی داده باشد (جدول ۱). در مرحله نخست، کانه‌زایی مستقیماً از سیال سازنده روی داده و بافت‌های اولیه گوناگون دارد. مرحله دوم نیز با پدیده جانشینی همراه بوده است.

جدول ۱- توالی پارائزنز مجموعه کانه‌ها در اندیس دوم باباعلی

Minerals	First phase	Second phase	Ternary phase
Magnetite	[Orange oval]		
Hematite		[Orange oval]	
Goethite			[Orange oval]
Limonite			[Orange oval]
Pyrite	[Orange oval]		
Chalcopyrite	[Orange oval]	[Orange oval]	
Chalcocite			[Orange oval]
Malachite			[Orange oval]

جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیه کانسنگ‌های باباعلی (مگنتیت و لیمونیت) به روش ICP-MS (داده‌ها بر پایه ppm)

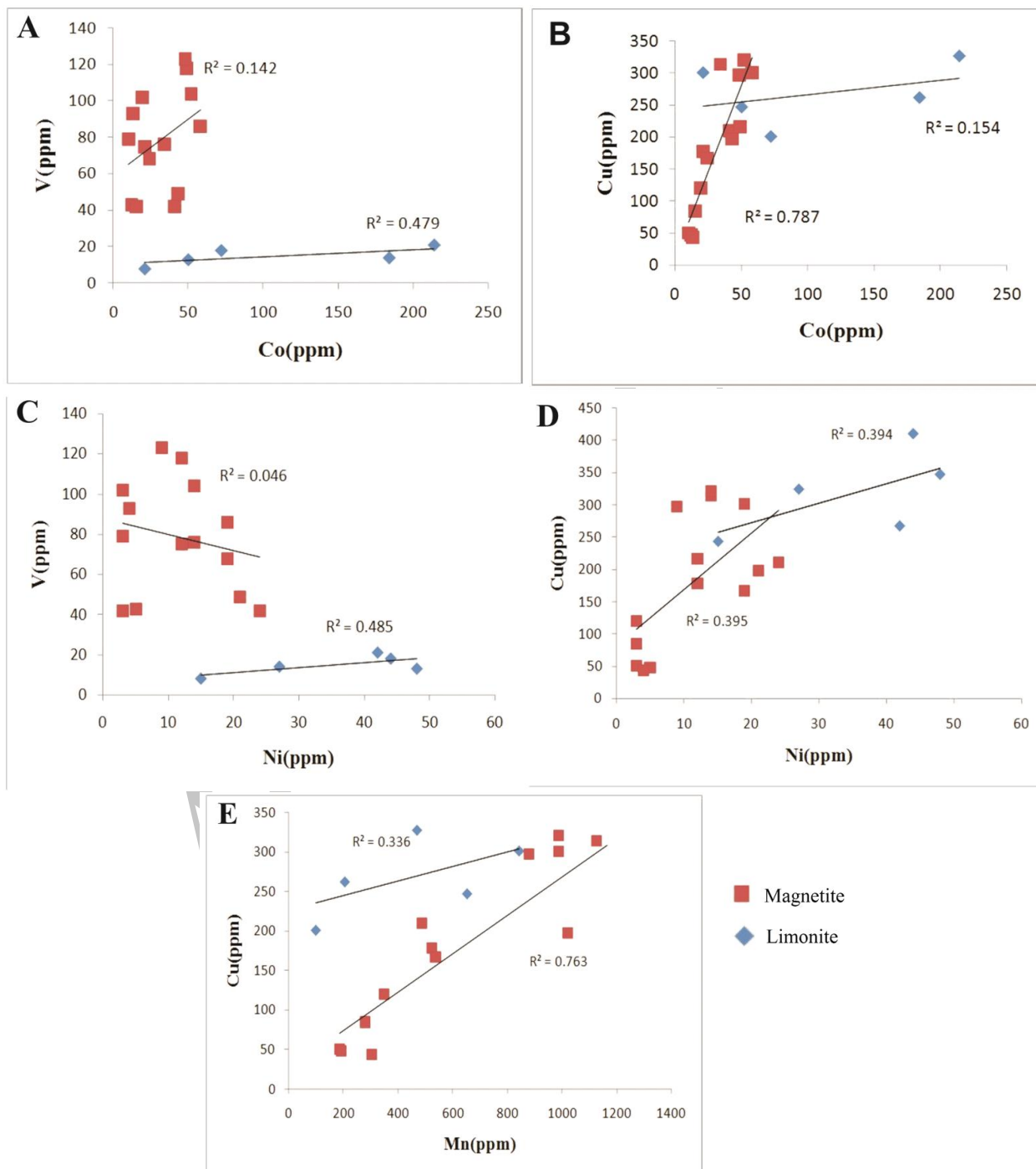
Sample No.	Bl ^o	Bl ^ε	Bl ^ζ	Bl ^η	Bl ^θ	Bl ^ι	Bl ^κ	Bl ^λ	Bl ^μ	Bl ^ν	Bl ^ξ	Bl ^ο	Bl ^π	Bl ^ρ	Bl ^σ	Bl ^τ	Bl ^υ	Bl ^φ	Bl ^χ	Bl ^ψ
Ore Element	Lim	Lim	Lim	Lim	Lim	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag
Al	۵۱۹۰	۲۰۱۷۴	۶۹۸۶	۱۰۱۲۳	۱۸۲۵۴	۹۰۷	۶۲۷۷	۹۷۳	۸۳۶	۱۹۵۵	۶۱۷	۶۵۲	۶۳۳	۱۰۲۵	۷۹۸	۹۵۸	۶۸۴	۱۱۶۷	۶۳۷	
Ca	۲۲۱۱	۲۲۳۷۲	۲۵۶۴	۲۹۸۷	۳۸۹۰	۸۸۴	۷۵۷	۶۸۷	۴۶۹	۱۵۳۴	۹۵۰	۳۳۶	۳۲۲	۷۸۰	۴۵۹	۵۲۴	۳۲۹	۶۹۴	۱۳۸۷	
Ce	۷	۱۷۶	۱۲۸	۱۵	۱۶۱	۲	۴	۲۲	۱	۴	۴	۱	۲	۲	۵	۱۱	۶	۲		
Co	۲۱	۵۰	۷۲	۱۸۴	۲۱۴	۱۰	۱۲	۱۳	۱۵	۱۹	۲۱	۲۴	۴۱	۳۴	۵۲	۴۳	۴۹	۵۸	۴۸	
Cr	۴۳	۳۵	۳۸	۴۹	۵۳	۲۶	۲۶	۴۳	۲۸	۲۴	۱۵	۹۰	۱۳	۴۷	۶۹	۳۲	۳۹	۷۳	۶۱	
Cu	۲۴۳	۳۴۷	۴۱۰	۳۲۴	۲۶۷	۵۰	۴۷	۴۳	۸۴	۱۲۰	۱۷۸	۱۶۷	۲۱۰	۳۱۴	۳۲۱	۱۹۷	۲۱۶	۳۰۱	۲۹۷	
Dy	۰,۳۴	۱,۳۴	۱,۷۴	۱,۳۲	۰,۹۵	۰,۱۳	۰,۲۶	۰,۱۸	۰,۱۱	۰,۱۹	۰,۱۳	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱۱	۰,۱۳	
Er	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	
Eu	۰,۱۱	۱,۲۵	۰,۱۸	۱,۳۱	۱,۰۹	۰,۰۵	۰,۱۳	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۱۱	۰,۰۹	
Fe	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	۱۰>%	
Gd	۰,۴۱	۳,۴۵	۰,۵۹	۱,۸۷	۲,۹۴	۰,۱۹	۰,۲۹	۰,۵۴	۰,۱۸	۰,۲۶	۰,۲۲	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۲۴	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۲۱	۰,۳۳	۰,۱۵	
La	۱۲	۷۸	۵۶	۷۵	۱۱۶	۱۱۱	۱۰۵	۱۵	۱	۲	۳	۱,۹	۱,۸	۵	۸	۱۱۵	۵	۹۸	۱	
Lu	۰,۱	۰,۱۲	۰,۱۴	۰,۲۰	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	
Mg	۱۲۴۴	۱۷۴۰	۱۴۶۵	۱۵۷۶	۱۲۳۴	۶۳۸	۶۱۸۱	۱۴۶۵	۳۵۳	۲۷۸	۲۳۴۹	۱۰۵۳	۴۳۳	۴۶۷	۳۸۷	۳۹۸	۵۹۷	۹۸۷	۸۵۷	
Mn	۸۴۱	۶۵۱	۹۸	۲۰۴	۴۶۸	۱۸۷	۱۹۴	۳۰۴	۲۷۹	۳۴۸	۵۴۴	۵۳۷	۴۸۷	۱۱۲۴	۹۸۷	۱۰۱۹	۱۱۶۴	۹۸۷	۸۷۹	
Ho	۲,۴	۰,۵	۱,۹	۰,۵	۱,۷	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	
Nb	۱,۲	۵,۷	۴,۵	۲,۳	۴,۸	۱,۱	۱,۳	۱,۸	۳,۴	۷,۹	۲,۲	۱	۱,۴	۱,۵	۴,۳	۱,۷	۱,۱	۲,۲	۱	
Nd	۴,۸	۲۵,۶	۷,۸	۶,۴	۴,۲	۳,۳	۴,۶	۶,۲	۳,۳	۴,۱	۳,۸	۳,۱	۳,۱	۳,۴	۳,۹	۴,۳	۳	۵,۴	۳,۲	
Ni	۱۵	۴۸	۴۴	۲۷	۴۲	۳	۵	۴	۳	۳	۱۲	۱۹	۲۴	۱۴	۱۴	۲۱	۱۲	۱۹	۹	
P	۷۵۱	۲۲۰۰	۵۴۷	۴۶۸	۶۸۴	۷۸۵	۱۰۹	۳۸۰	۶۵	۳۹۳	۲۷	۶۲	۷۵	۸۷	۲۱۱	۹۸	۶۷	۵۹	۲۶۹	
Pb	۲۱	۹	۹	۱۴	۱۸	۶	۶	۶	۶	۷	۸	۵	۵	۸	۱۱	۱۳	۷	۶	۱۴	
Pr	۰,۲۶	۸,۴۸	۷,۵۱	۰,۵۶	۰,۳۸	۰,۰۵	۰,۱۲	۱,۲۱	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	
S	۱۱۱۵۷	۳۷۰	۴۲۰	۳۲۱	۷۹۰	۱۴۱	۱۸۹	۳۴۹	۹۸	۱۸۳	۹۸	۴۶۸	۱۴۶	۱۵۷	۲۳۶	۱۵۹	۳۶۸	۱۰۷	۲۳۱	
Sm	۰,۰۳	۱,۸۸	۱,۲۵	۰,۰۹	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	
Sn	۱,۸	۴,۳	۳,۴	۲,۴	۱,۹	۱,۲	۳,۸	۱,۶	۳,۱	۶,۷	۳,۱	۳,۶	۲,۲	۳,۴	۵,۶	۴,۳	۳,۸	۲,۷	۶,۴	
Sr	۱۳۴,۴	۱۲۴,۶	۱۲۱,۲	۱۳۰,۴	۱۲۸,۷	۱۶,۹	۹,۴	۱۸,۵	۵,۱	۲۵,۲	۹,۴	۵,۱	۴	۸,۷	۵,۹	۶,۷	۸,۲	۳,۹	۴,۱	
Ta	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	
Tb	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	
Th	۱,۰۶	۳,۲۷	۲,۱۸	۱,۸۹	۱,۷۴	۰,۷۷	۰,۵۹	۳,۲۵	۰,۸۴	۱,۱	۰,۴	۰,۲۲	۰,۳۲	۰,۳۷	۰,۴۸	۰,۹۷	۰,۱۲	۲,۷	۰,۷۸	
Ti	۷	۷,۴۵	۱۱	۸,۶۸	۶	۶	۵,۴	۶,۳	۸,۱	۷,۴	۵	۶,۵	۷,۱	۶,۸	۹,۱	۸,۶	۶,۵	۵,۹	۷	
Tm	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	
V	۸	۱۳	۱۸	۱۴	۲۱	۷۹	۴۳	۹۳	۴۲	۱۰۲	۷۵	۶۸	۴۲	۷۶	۱۰۴	۴۹	۱۱۸	۸۶	۱۲۳	
Yb	۰,۱	۰,۷	۰,۹	۰,۵	۰,۱	۰,۰۵	۰,۱	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۱	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۱	۰,۱	
Ce/Ce*	۰,۶۷	۱,۱۷	۰,۹۶	۱,۰۱	۰,۹۳	-	۰,۲۷	۱,۲۵	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Eu/Eu*	۰,۱۰	۱,۲۹	۰,۸۰	۰,۷۳	۰,۶۵	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Pr _N /Yb _N	۴,۶	۲۲,۵	۳,۰۱	۳,۲۶	۳,۸۷	-	۲,۶	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

نمونه‌های لیمونیتی و مگنتیتی، رسم نمودارهای دوتایی و بررسی روند همبستگی میان داده‌ها، روش‌های خوبی برای مقایسه و همخوانی داده‌ها هستند (شکل ۱۰). برپایه این نمودارها،

بررسی وابستگی عنصرهای فرعی و کمیاب در کانسنگ اندیس ۲ باباعلی برای ارزیابی ترکیب شیمیایی کانسنگ و به‌دست آوردن ارتباط میان عنصرهای گوناگون در

در ساختار کانه مگنتیت رقابت می‌کنند. افزون‌بر این، تفاوت در رفتار عنصرهای بررسی‌شده در دو کانی لیمونیت و مگنتیت نشان‌دهنده تفاوت خاستگاه آنها یا تفاوت سرنوشت آنها است.

همبستگی عنصرهای V و Co، Cu و Ni و Cu، Mn و Cu مثبت است؛ اما Ni و V در کانسنگ مگنتیتی همبستگی منفی دارند؛ زیرا این دو عنصر برای دستیابی به یک جایگاه بلورشناسی

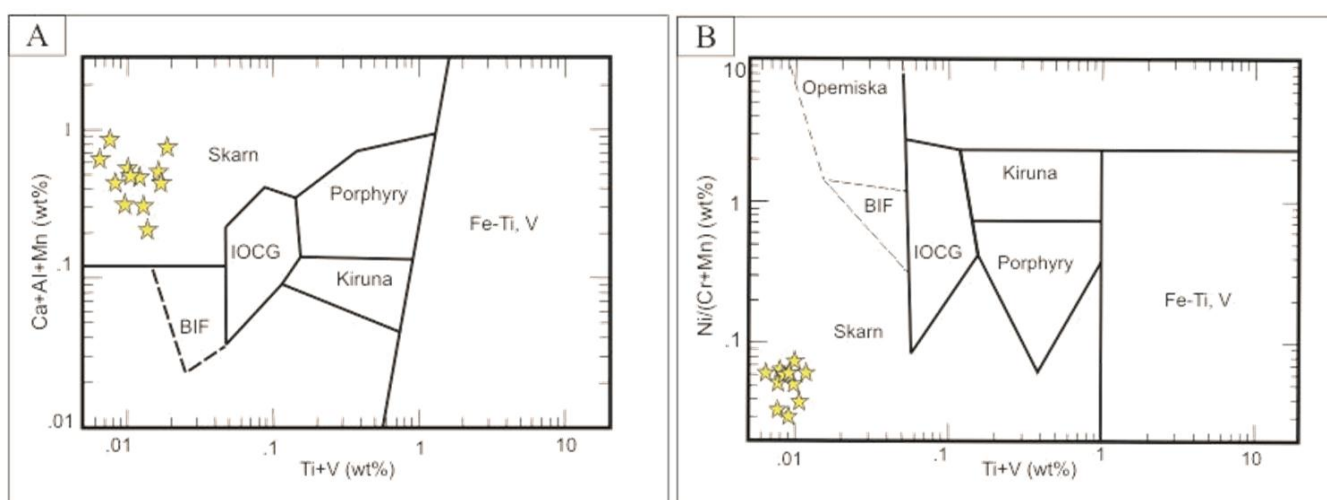


شکل ۱۰- نمودارهای همبستگی عنصرهای گوناگون در نمونه‌های مگنتیتی و لیمونیتی اندیس دوم کانسار باباعلی: (A) همبستگی V با Co؛ (B) همبستگی Cu با Co؛ (C) همبستگی Cu با Ni؛ (D) همبستگی V با Ni؛ (E) همبستگی Cu با Mn (Co: کبالت؛ Cu: مس؛ Ni: نیکل؛ V: وانادیم)

گرفته‌اند. مقدار Ti در همه نمونه‌ها کم است؛ اما مقدار عنصرهای Al، Ca و Mg در نمونه‌ها بالاست. عنصرهای Ti و V در کانسارهای اکسیدی تغییرات بسیاری در ارتباط با نوع کانسار نشان می‌دهند؛ از این رو، حاصل جمع آنها برای شناسایی کانسارهای گوناگون به کار می‌رود.

رده‌بندی اندیس دوم کانسار آهن باباعلی

نمودارهای Dupius و Beaudoin (۲۰۱۱) بر پایه مقدار $Ti+V$ در برابر $Ni/(Cr+Mn)$ و $Ti+V$ در برابر $Ca+Al+Mn$ در کانه مگنتیت رسم شده‌اند (شکل ۱۱). بر پایه این شکل، نمونه‌های برداشت‌شده از منطقه در محدوده ترکیبی کانسارهای اسکارنی جای



شکل ۱۱- نمونه‌های مگنتیتی اندیس دوم کانسار باباعلی در نمودارهای Dupius و Beaudoin (۲۰۱۱): (A) نمودار $Ti+V$ در برابر $Ca+Al+Mn$ ؛ (B) نمودار $Ti+V$ در برابر $Ni/(Cr+Mn)$ ؛ Al: آلومینیم؛ Ca: کلسیم؛ Cr: کرم؛ Mn: منگنز؛ Ni: نیکل)

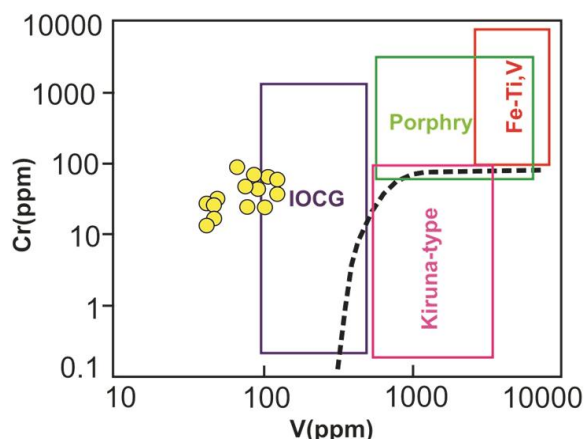
نیز از ویژگی‌های کانسارهای اسکارنی گرمایی است. میزان این عنصر در همه نمونه‌های اندیس ۲ باباعلی بالاست و مقدار میانگین آن در نمونه‌ها ۶۴۴ ppm است. ندیدن کانی‌های مستقل منگنز در نمونه‌های کانسار (در بررسی‌های میکروسکوپی) نشان‌دهنده جانشینی Fe^{+2} با Mn^{+2} در شبکه کانه‌های آهن به علت ویژگی‌های زمین‌شیمیایی همانند این دو عنصر است. بر پایه این نمودارها ترکیب مگنتیت‌های اندیس ۲ کانسار باباعلی در محدوده ترکیبی کانسارهای اسکارنی جای دارد. Knipping و همکاران (۲۰۱۵) نیز نموداری برای شناسایی کانسارهای Fe-Ti-V، IOCG، تیپ کایرونا و پورفیری بر پایه میزان Cr و V مگنتیت پیشنهاد کرده‌اند (شکل ۱۲).

عنصرهای Fe و Ti ویژگی‌های زمین‌شیمیایی همانندی در ماگما دارند و از این رو، سنگ‌های ماگمایی، جایگاه‌های بلورشناسی همانندی برای این دو عنصر دارند (Ragland, ۱۹۸۹). باید به یاد داشت در پی فرایند دگرسانی Fe متحرک می‌شود؛ اما Ti بی‌تحرك بجای می‌ماند (Bin et al., ۲۰۱۶). فراوانی کم Ti از ویژگی‌های مشترک کانسارهای اسکارنی و IOCG است (Ragland, ۱۹۸۹). کانی‌های اکسید آهن در اسکارن‌ها مقدار $Ti+V$ کمی نشان می‌دهند؛ اما نسبت‌های $Ni/(Cr+Mn)$ مقدارهای متغیری از خود نشان می‌دهند. همچنین، کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کایرونا، مقدارهای کمی از Cr، Mn و Al از خود نشان می‌دهند؛ اما مقدار وانادیم بالایی دارند. مقدار کمابیش بالای Mn

کانسارهای اسکارن آهن زیرگونه‌ای از کانسارهای IOCG هستند (Gandhi, ۲۰۰۳; Williams *et al.*, ۲۰۰۵). پس از آنجایی که کانسارهای آهن اسکارنی خود زیرگونه‌ای از کانسارهای IOCG هستند، اندیس دوم کانسار آهن باباعلی در گروه کانسارهای IOCG نیز رده‌بندی می‌شود.

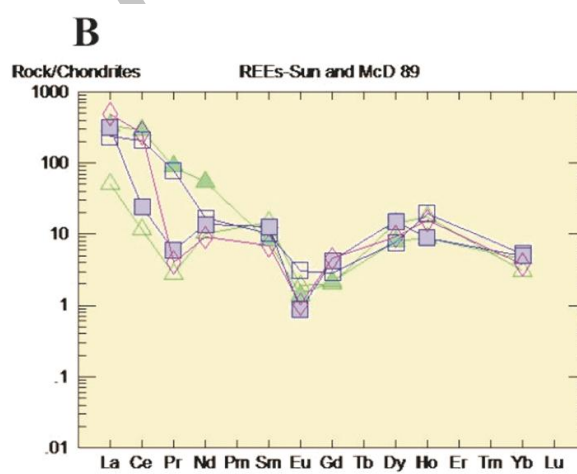
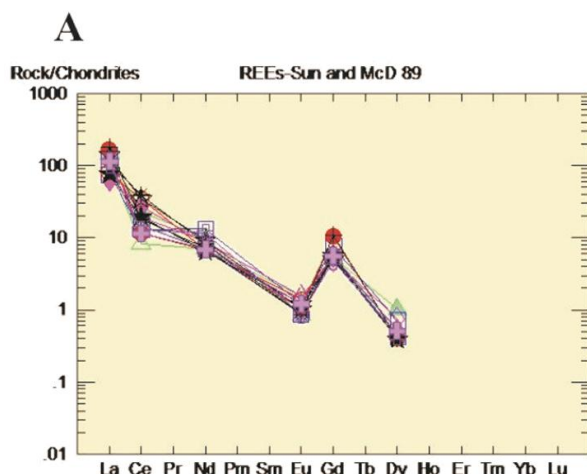
بررسی تغییرات عنصرهای خاکی نادر (REE)

نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی نادر (REE) بهنجارشده به ترکیب کندریت برای کانسنگ مگنتیت و لیمونیت اندیس ۲ باباعلی رسم شده است (شکل ۱۳). در نمودار عنکبوتی کانسنگ مگنتیت، طیف پیوسته‌ای از عنصرهای REE دیده نمی‌شود و این نکته نشان‌دهنده تهی‌شدگی عنصرهای HREE در مگنتیت است.



شکل ۱۲- نمونه‌های مگنتیت اندیس دوم کانسار آهن باباعلی در نمودار V در برابر Cr (Knipping *et al.*, ۲۰۱۵)

در این نمودار، نمونه‌های مربوط به کانه مگنتیت اندیس دوم باباعلی در نزدیکی محدوده ترکیبی کانسارهای IOCG جای گرفته‌اند. به باور شماری از پژوهشگران،



شکل ۱۳- الگوی پراکندگی REE بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, ۱۹۸۹) برای: (A) مگنتیت؛ (B) لیمونیت در اندیس دوم کانسار آهن باباعلی

یافته‌های به‌دست‌آمده از الگوی توزیع عنصرهای REE در کانسنگ مگنتیت و لیمونیت عبارتند از:
 (۱) توزیع عنصرهای خاکی نادر در شماری از نمونه‌های مگنتیتی در بردارنده طیفی از عنصرهای La تا Dy، با آنومالی منفی Eu و Ce است. در دو نمونه مگنتیت طیف ناقصی از عنصرهای Nd تا Dy را نشان می‌دهد. این توزیع در همه نمونه‌های

لیمونیتی طیفی از عنصرهای La تا Yb را دارد.
 (۲) همه نمونه‌های لیمونیتی از La تا Eu روندی کاملاً کاهشی نشان می‌دهند؛ اما از Gd تا Yb روند کمابیش افقی است. دیدن این الگو در این کانی پیامد تفکیک LREEها از HREEها است. این روند در نمونه‌های مگنتیتی کاملاً کاهشی است.
 (۳) همه نمونه‌های مگنتیتی و لیمونیتی از LREE

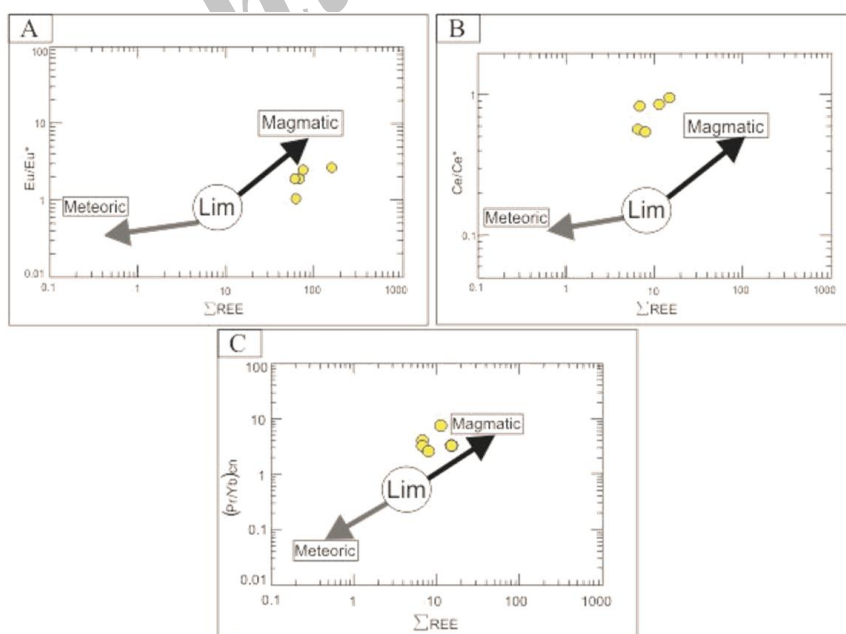
یافته‌های به‌دست‌آمده از الگوی توزیع عنصرهای REE در کانسنگ مگنتیت و لیمونیت عبارتند از:
 (۱) توزیع عنصرهای خاکی نادر در شماری از نمونه‌های مگنتیتی در بردارنده طیفی از عنصرهای La تا Dy، با آنومالی منفی Eu و Ce است. در دو نمونه مگنتیت طیف ناقصی از عنصرهای Nd تا Dy را نشان می‌دهد. این توزیع در همه نمونه‌های

شناسایی خاستگاه سیال‌های کانه‌زا

شناسایی خاستگاه سیال‌های گرمابی مؤثر در کانه‌زایی از هدف‌های اصلی بررسی کانسارهاست. Kato (۱۹۹۹) در بررسی‌هایی که روی کانسارهای اسکارنی ژاپن انجام داده است، با بهره‌گیری از سه پارامتر Eu/Eu^* ، Ce/Ce^* و Pr_{cn}/Yb_{cn} و رسم مقدار آنها در برابر $\sum REE$ ، خاستگاه جوی یا ماگمایی سیال‌های کانه‌زا را شناسایی کرده است. در همین راستا، برای شناخت خاستگاه سیال‌های کانه‌زا در این اندیس، پارامترهای یادشده به کار برده شد. از آنجایی که به دست آوردن این مقادارها برپایه جدول ۲ برای نمونه‌های مگنتیتی شدنی نبود، این پارامترها تنها برای کانسنگ لیمونیتی اندازه‌گیری شده است. در شکل ۱۴، نمودارهای لازم برای منطقه بررسی شده رسم شد. برپایه این نمودارها خاستگاه سیال‌های سازنده اندیس دوم کانسار باباعلی ماگمایی است. دورشدن نقاط از روند ماگمایی نشانه آمیختگی آنها با آب‌های جوی است.

غنی‌شدگی نشان می‌دهند. توزیع عنصرهای REE در سیال‌های داغ گرمابی به T، pH و نوع کمپلکس‌ها در سیال‌ها بستگی دارد. عنصرهای خاکی نادر درون سیستم زمین‌شیمیایی خاص خود متحرک می‌شوند و انتقال آنها با کمپلکس‌ها انجام می‌شود. پس پایداری کمپلکس‌ها متغیر است و به T، pH و ترکیب سنگ دیواره وابسته است (Lottermoser, ۱۹۹۲). عنصرهای HREE و ایتیریم در برابر عنصرهای LREE، کمپلکس‌های پایدارتر کربناته، فلوریدی، اکسالاتی و سولفاتی می‌سازند؛ از این رو، دیرتر ترکیب و ته‌نشین می‌شوند و کانی از عنصرهای LREE غنی می‌شود (Helvacı, ۱۹۸۴).

(۴) در نمونه‌های لیمونیتی، آنومالی $0.127 < Ce/Ce^* < 0.67$ است و در نمونه مگنتیتی میانگین آن برابر ۰/۷۶ است. آنومالی منفی و کمابیش کمابیش آشکارتر Ce در نمونه‌های مگنتیتی نشانه اکسیدشدن Ce^{+3} به Ce^{+4} و خروج آن از محیط و نبود نسبی آن در ساختمان مگنتیت است (Appel, ۱۹۹۹).



شکل ۱۴ - نمونه‌های کانسنگ لیمونیتی در اندیس دوم کانسار آهن باباعلی در نمودارهای نشان‌دهنده خاستگاه سیال‌های گرمابی کانه‌زا (Kato, ۱۹۹۹): (A) $\sum REE$ در برابر Eu/Eu^* (B) $\sum REE$ در برابر Ce/Ce^* (C) نمودار $\sum REE$ در برابر $(Pr/Yb)_{cn}$

نتیجه‌گیری

سیلیسی شدن زینولیت‌های آهنی پدید آمده باشد. با فعالیت زمین‌ساختی بعدی، محلول‌های گرمایی دوباره به محل تزریق و لیمونیت لایه‌ای با جانشینی مگنتیت نخستین و بجامانده لایه‌های آهنی تهنشست شده‌اند. کانه‌زایی برشی نیز در این زمان روی داده است. آمیختگی سیال‌های داغ ماگمایی با سیال‌های سرد جوی و تغییر ناگهانی درجه دما عامل تهنشست لایه‌های لیمونیتی بوده است. ویژگی‌های موجود و مقایسه داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی این اندیس نشان می‌دهند این ذخیره در گروه ذخیره‌های تیپ IOCG و زیر تیپ اسکارنی رده‌بندی می‌شود.

بر پایه بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی، همچنين، نمودارهای همبستگی رسم‌شده و روند عنصرهای REE در نمونه‌های مگنتیتی و لیمونیتی، این دو کانی سرنوشت جدا از هم دارند. از آنجایی که لیمونیت در ذخیره‌های اسکارن کمیاب است، گمان می‌رود در این ذخیره، در مرحله اول نخست مگنتیت از سیال‌های ماگمایی، با حفظ لایه‌بندی نخستین، با زینولیت‌های بزرگ کربناته در توده ریولیتی، داسیتی آلموقلاق جانشین شده باشد و همزمان با آن، مگنتیت تیپ اسکارنی نیز به‌دنبال سیلیسیم‌دارشدن (سیلیکاته‌شدن) و

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (۲۰۰۵) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* ۹۴: ۴۰۱-۴۱۹.
- Aghanabati, A. (۲۰۱۰). *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran. Tehran, Iran (in Persian).
- Alavi, M. (۱۹۹۴) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* ۲۲۹: ۲۱۱-۲۳۸.
- Alavi, M. (۲۰۰۷) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science* ۳۰۷(۹): ۱۰۶۴-۱۰۹۵.
- Alirezaei, S. (۲۰۰۴) The geochemistry of plutonic rocks from Sanandaj -Sirjan metamorphic - plutonic belt, west Iran. Geological Association of Canada -Mineralogical Association of Canada, Montreal, Canada.
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J. (۲۰۱۲) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos* ۱۵۱: ۱۲۲-۱۳۲.
- Amiri, M. (۱۹۹۶) Petrography, petrology and orebody of Almoghlagh area (North of Asadabad). M. Sc. thesis in Petrology, University of Kharazmi, Tehran, Iran (in Persian).
- Appel, P. W. U. (۱۹۹۹) Rare earth element in the early Archaen Isua iron-formation, west Greenland. *Precambrian Research* ۲۴۳-۲۵۸.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A. (۲۰۰۷) Petrochemistry of the Siah-Kuh Granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implication for initiation of Neotethys subduction. *Asian Earth Science* ۳۰: ۴۷۴-۴۸۹.
- Azizi, H. and Asahara, Y. (۲۰۱۳) Juvenile granite in the Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: Late Jurassic-Early Cretaceous arc-continent collision. *International Geology Review* ۵۵: ۱۵۲۳-۱۵۴۰.
- Barati, M. (۲۰۰۸) Comprison and genesis study of iron ore deposits in some part of Hamedan, Kermansh and Kordestan States. Ph. D. thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran (in Persian).

- Barati, M. and Gholipoor, M. (۲۰۱۵) Study of REE behaviors, fluid inclusions, and O, S stable Isotopes in Zafarabad iron skarn deposit, NW Divandarreh, Kordestan province. *Journal of Economic Geology* ۶(۲): ۲۳۵-۲۵۷ (in Persian).
- Barati, M. and Rasa, I. (۲۰۰۵) Geological and Geochemical analysis of Baba-Ali index. *Journal of Earth Sciences* ۱۵(۵۸): ۱۴۸-۱۵۷ (in Persian).
- Barton, M. D. (۲۰۱۳) Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. *Treatise on Geochemistry, Second Edition* ۱۳: ۵۱۵-۵۴۱.
- Barud, J. (۱۹۷۵) Geological map of the Kermanshah Quadrangle, ۱:۲۵۰۰۰۰. Published by Geological survey of Iran. Tehran, Iran.
- Bin, Z., Hong-Fu, Z., Xin-Miao, Z. and Yong-Sheng, H. (۲۰۱۶) Iron isotope fractionation during skarn-type alteration: Implications for metal source in the Han-Xing iron skarn deposit. *Ore Geology Reviews* ۷۴: ۱۳۹-۱۵۰.
- Chen, H. Y. (۲۰۱۳) External sulphur in IOCG mineralization: implications on definition and classification of the IOCG clan. *Ore Geology Reviews* ۵۱: ۷۴-۷۸.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (۱۹۹۱) *An Introduction to the Rock forming Minerals*. ۲nd edition, Longman, London, UK.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G. (۲۰۱۱) Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralum Deposita* ۴۶(۴): ۳۱۹-۳۳۵.
- Eshraghi, S. (۱۹۹۷) Petrology of igneous and metamorphic rocks study in Alvand area. M. Sc. thesis in petrology, University of Islamic Azad, Iran (in Persian).
- Eshraghi, S. (۲۰۰۲) Geological map of Tuyserkhan, Scale ۱:۱۰۰۰۰۰. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Gandhi, S. S. (۲۰۰۳) An overview of the Fe oxide- Cu-Au deposits and related deposit types. CIM Montreal ۲۰۰۳ Mining Industry Conference and Exhibition, Canadian Institute of Mining, Technical Paper, CD-ROM.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (۲۰۰۶) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* ۲۶(۶): ۶۸۳-۶۹۳.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (۲۰۰۸) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* ۴۵۱(۱-۴): ۷۱-۹۶.
- Helvacı, C. (۱۹۸۴) Apatite - rich iron deposits of the Avnik (Bingol) region, Southern Turkey. *Journal of Economic Geology* ۷۹(۲): ۳۵۳-۳۷۱.
- Hitzman, M. W. and Valenta, R. K. (۲۰۰۵) Uranium in iron oxide-copper-gold (IOCG) systems. *Journal of Economic Geology* ۱۰۰(۸): ۱۶۵۷-۱۶۶۱.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N. and Einaudi, M.T. (۱۹۹۲) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposit. *Precambrian Reserch* ۵۸(۱-۴): ۲۴۱-۲۸۷.
- Javidi Moghadam, M., Haiydarian Shahri, M. R. and Karimpour, M. H. (۲۰۱۰). Geology, mineralization, geochemistry and ground magnetic studies in iron mineralization Kalateh Shahin region, Razavi Khorasan province. *Journal of Economic Geology* ۲(۱): ۷۷-۹۶ (in Persian).
- Kamei, G. and Ohmoto, H. (۲۰۰۰) The Kinetics of reactions between Pyrite and O₂- bearing water revealed from in situ monitoring of Do, Eh and pH in a closed system. *Geochimica Cosmochimica Acta* ۶۴(۱۵): ۲۵۸۵-۲۶۰۱.
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Esfandiarpour, A. and Mohammad Nejad, H. (۲۰۱۱) Neyshabour turquoise mine: the first Iron Oxide Cu-Au-U-LREE (IOCG) mineralized system in Iran. *Journal of Economic Geology* ۲(۲): ۱۹۳-۲۱۶ (in Persian).

- Kato, Y. (۱۹۹۹) Rare Earth Elements as an indicator to origins of skarn deposits: examples of the Kamioka Zn – Pb and Yashiwara – Sannotake Cu (- Fe) deposits in Japan. *Resource Geology* ۴۹(۴): ۱۸۳-۱۹۸.
- Knipping, J. L., Bilenker, L. D., Simon, A. C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Wälle, M., Heinrich, C. A., Holtz, F., Munizaga, R. (۲۰۱۵) Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochimica Cosmochimica Acta* ۱۷۱: ۱۵-۳۸.
- Krauskopf, B. (۱۹۶۷). *Introduction to Geochemistry*. McGraw Hill, New York, US.
- Lottermoser, B. G. (۱۹۹۲) Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* ۷(۱): ۲۵-۴۱.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (۲۰۱۱) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Asian Earth Sciences* ۴۱: ۲۳۸-۲۴۹.
- Manning, D. A. C. (۱۹۸۱) The effect of fluorine on liquidus relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at ۱ kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology* ۷۶(۲): ۲۰۶-۲۱۵.
- Mansouri, S., Aliani, F., Maanijou, M., Sepahi Gerow, A. A. and Mostaghimi, M. (۲۰۱۵) Mineralogy and geochemistry of granitoids and associated iron skarn of Takht (north of Kaboodar Ahang). *Iranian Journal of Petrology* ۲۱: ۱۵۹-۱۸۷ (in Persian).
- Meinert, L. D. (۱۹۸۴) Mineralogy and Petrology of iron skarns in western British Columbia. *Economic Geology* ۷۹(۵): ۸۶۹-۸۸۲.
- Moghaddasi, J. (۲۰۰۶) *Mineralography*. ۱st Edition, Payam Noor University Publication (in Persian).
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (۲۰۱۴) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* ۵۶: ۲۶۳-۲۸۷.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (۲۰۰۳) Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Asian Earth Sciences* ۲۱: ۳۹۷-۴۱۲.
- Moinevaziri, H., Akbarpour, A. and Azizi, H. (۲۰۱۴) Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj–Sirjan Zone as an evidence for active continental margin. *Arabian Journal of Geosciences* ۱-۱۲.
- Muke, A. and Cabral, A. R. (۲۰۰۵) Redox and nonredox reactions of iron oxides in rocks. *Journal of Chemie der Erde* ۶۵(۳): ۲۷۱-۲۷۸.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Rashid Nejad, N. and Daliran, F. (۲۰۰۹) Geochemistry and genesis of apatite bearing Fe oxide Dizdaj deposit, SE Zanjan. *Journal of Economic Geology* ۱(۱): ۱۹-۴۶ (in Persian with English abstract).
- Nasr-Esfahani, A. K. (۲۰۱۲) Tectonic setting of metabasites of the Neo-Tethyan oceanic remains in Sanandaj-Sirjan structural zone, west of Isfahan, central Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences* ۴: ۷۵-۸۴.
- Nezafati, N., Herzig, P. M., Pernicka, E. and Momenzadeh, M. (۲۰۰۵) Intrusion-related gold occurrences in the Astaneh-Sarband area, west central Iran. *Mineral Deposit Research Meeting, the Global Challenge*.
- Niroomand, S., Goldfarb, R. J., Moore, F., Mohajjel, M. and Marsh, E. E. (۲۰۱۱) The Kharapeh Orogenic gold deposit: geological, structural and geochemical controls on epizonal ore formation in west Azarbaijan Province, Northwest Iran. *Mineralium deposita* ۴۶(۴): ۴۰۹-۴۲۸.
- Ohmoto, H. (۲۰۰۳) Nonredox transformations of magnetite- hematite in hydrothermal systems. *Journal of Economic Geology* ۹۸(۱): ۱۵۷-۱۶۱.
- Oyman, T. (۲۰۱۰) Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe–Cu skarn deposit in Ayvalik (Balikesir), Turkey. *Ore Geology Reviews* ۳۷(۳-۴): ۱۷۵-۲۰۱.

- Ragland, P. C. (۱۹۸۹) Basic Analytical Petrology. Oxford University Press, US.
- Sepahi Gerow, A. A., Asadi, A. and Salami, S. (۲۰۱۴) The study of petrogenesis, mineral chemistry and thermobarometry of contact metamorphic rocks from aureole of Alvand body, Hamedan. Iranian Journal of Petrology ۵(۱۹): ۶۷-۸۶ (in Persian).
- Shahabpour, J. (۱۹۹۴) Post-mineralization breccias dike from the Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. Exploration and Mining Geology ۳(۱): ۳۹-۴۳.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M. (۲۰۱۰) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. Asian Earth Sciences ۳۹: ۶۶۸-۶۸۳.
- Shaikh Zakariaei, S. J. and Monsef, I. (۲۰۱۰) Mineralogy-petrofabric of metamorphic rocks in Ghorveh (northwest of Iran). Journal of Sciences (Islamic Azad University) ۲۰(۷۷): ۲۰۳-۲۲۰ (in Persian).
- Sherafat, S. and Mackizadeh, M. A. (۲۰۱۶) Mineralogy and Genesis of Joveinan Iron Skarn (Cenozoic Magmatic Arc, North of Isfahan). Iranian Journal of Petrology ۲۹: ۸۹-۱۰۸ (in Persian).
- Sillitoe, R. H. (۲۰۱۲) Copper provinces. Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication ۱۶: ۱-۱۸.
- Skirrow, R. G. (۲۰۱۱) Controls on uranium in iron oxide copper-gold systems: insights from Proterozoic and Paleozoic deposits in southern Australia. Proceeding of Society for the Geology Applied to Ore Deposits ۱۱th Biennial Meeting, Antofagasta, Chile ۲۶-۲۹: ۴۸۲-۴۸۳.
- Surf, A. S. and McDonough, W. F. (۱۹۸۹) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins (Eds. Saunders A. D. and Norry M. J.) ۳۱۳-۳۴۵. Geological Society, London, UK.
- Tabrizi, M., Sepahi Gerow, A. A. and Salami, S. (۲۰۱۴) Study of petrological and geochemical of mafic and felsic dykes in Alvand plutonic complex of Hamedan and chemistry of minerals in them. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy ۲۲(۳): ۴۴۵-۴۵۸ (in Persian).
- Tahmasbi, Z. (۲۰۱۴) Mechanism of the formation Tourmaline nodules in Broujerd area (Dehgah-Sarsakhti). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy ۲۲(۳): ۴۱۹-۴۳۰ (in Persian).
- Tahmasbi, Z., Siyeh Vand, F. and Ahmadi Khalaji, A. (۲۰۱۵) Lithology and geochemistry of metamorphic rocks south of West Arakand compare it with neighboring areas. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy ۲۳(۲): ۲۹۵-۳۰۸ (in Persian).
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (۲۰۱۰) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist ۹۵: ۱۸۵-۱۸۷.
- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontbote, L., Haller, A. D., Mark, G., Oliver, N. H. S. and Marschik, R. (۲۰۰۵) Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin. Economic Geology ۳۷۱-۴۰۵.
- Zamanian, H. (۲۰۰۳) Iron mineralization related to the Almougholagh and South Gorveh batholiths with specific reference to the Baba Ali and Gelaly deposits, Western Iran. Ph.D Thesis, University of Pune, India.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M. and Pourkaseb, H. (۲۰۱۵) Rare Earth Element Signatures of Economic and Sub-economic Porphyry Copper Systems in Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran. Ore Geology Reviews ۷۰: ۴۰۷-۴۲۳.
- Zhao, X. F. and Zhou, M. F. (۲۰۱۱) Fe-Cu deposits in the Kangdian region, SW China: a Proterozoic IOCG (iron-oxide-copper-gold) metallogenic province. Mineralium Deposita ۴۶(۷): ۷۳۱-۷۴۷.