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

پتــــــرولوژی، سال نهم، شماره سی و چهارم، تابستان ۱۳۹۷، صفحه ۱۰۱-۱۲۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۲/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۲/۱۸

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. برپایهٔ بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط، شیست‌ها 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 جانشینی مگنتیت و لایه‌ای دیده می‌شود. اندازه‌گیری زمین‌شیمیایی به‌روش ICP-MS برای نمونه‌های مگنتیتی و لیمونیتی انجام شد. زمین‌شیمی کانسار با رسم نمودارهای همبستگی و نمودارهای گوناگون دیگر و به‌دست‌آوردن پارامترهای مربوط به عنصرهای REE انجام شد. داده‌های به‌دست‌آمده نشان می‌دهند این ذخیره کانساری ازگونهٔ IOCG و زیرگونهٔ اسکارنی است. سیال‌های کانه‌ساز درون سنگ میزبان تزریق و سپس با زینولیت‌های آهکی دارای لایه‌بندی ترکیب شده و در دمای بالا و شرایط اکسیدی مگنتیت جانشین لایه‌های آهکی شده است. با تزریق دوباره سیال‌های گرمابی، مگنتیت دگرسان شده و با لیمونیت جایگزین شده است. در این فاز، لیمونیت اولیه نیز از سیال‌های گرمابی در حجم وسیع و با جانشینی زینولیت‌های اولیه کربناتی 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

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

* barati@basu.ac.ir

هدف اکتشافی بزرگی در دهه‌های اخیر بوده‌اند. این گروه از ذخیره‌ها به‌تازگی به‌نام یک تیپ کانه‌زایی تعریف شده‌اند (Chen, ۲۰۱۳; Hitzman *et al.*, ۱۹۹۲). این کانسارها، ذخیره‌های آهن اکسیدی، مگنتیتی با و یا بدون هماتیت دارای Cu±Au هستند. همچنین، مقدار کمی اکسیدهای Ti دارند و به‌همراه دگرسانی گرمابی 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. برپایهٔ 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 Gholipoor, ۲۰۱۵)، کانسار آهن تخت همدان (Mansouri *et al.*, ۲۰۱۵) و کانسار آهن جوینان در اصفهان (Sherafat and Mackizadeh, ۲۰۱۶). کانسار آهن باباعلی با ذخیرهٔ 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. اندیس دوم این ذخیره در عرض جغرافیایی شمالی "۰۰ '۵۵°۳۴ و طول جغرافیایی خاوری "۰۰'۱۳°۴۸ جای دارد. این پژوهش بیشتر به‌بررسی زمین‌شناسی، کانی‌سازی و زمین‌شیمی 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 انجام‌شده در این ناحیه شامل مرحله‌های زیر است:

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

ب) بررسی عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای؛

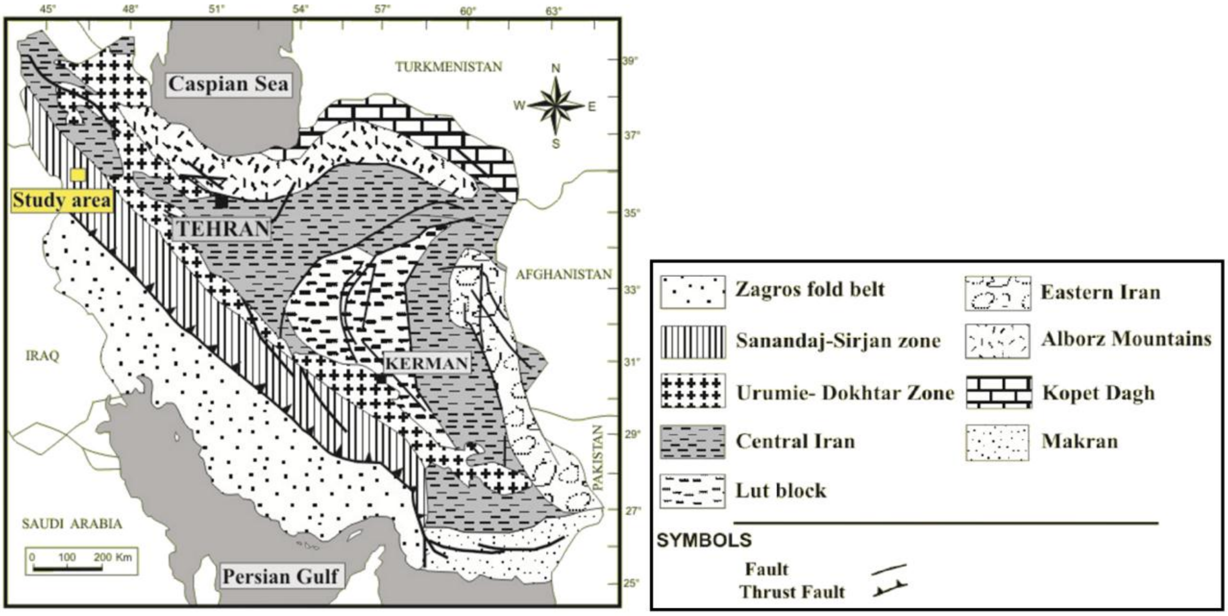
پ) بررسی سنگ‌شناختی، دگرسانی و کانی‌سازی در ۴۰ مقطع نازک میکروسکوپی، ۵ مقطع نازک- صیقلی و ۳۰ مقطع صیقلی؛

ت) تجزیه زمین‌شیمیایی شمارِ ۱۴ نمونه کانسنگ مگنتیت و ۵ نمونه کانسنگ لیمونیت برای اندازه‌گیری عنصرهای کمیاب و خاکی نادر به‌روش 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- تراستی زاگرس، پهنه دگرگونهٔ سنندج- سیرجان (Sanandaj-Sirjan Zone یا SSZ) و پهنه ماگمایی ارومیه- دختر (Alavi, ۲۰۰۷). گسترش ژئوتکتونیکی کوهزایی زاگرس قویاً تحت‌تأثیر اقیانوس نئوتتیس است و در سه مرحله، از کرتاسه تا ترشیری، روی داده است (Ghasemi and Talbot, ۲۰۰۶). با بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس تکامل این کمربند به آستانهٔ

پایانی خود رسیده است. زمان پایانی بسته‌شدن این اقیانوس هنوز روشن نیست و همچنان مورد بررسی است (Zarasvandi *et al.*, ۲۰۱۵). منطقهٔ بررسی‌شده در پهنهٔ دگرگونهٔ سنندج- سیرجان جای دارد. این پهنه میان دو پهنه زاگرس تراستی و پهنه ارومیه- دختر (شکل ۱) 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 به‌گونهٔ محلی این توده‌ها را همراهی می‌کنند.



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

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

توده‌های نفوذی فراوانی در پهنه سنندج- سیرجان پدید آمده‌اند که اندازه آنها از پلوتون‌های کوچک تا باتولیت‌های با گستردگیِ ۱۰۰ کیلومترمربع کیلومترمربع است. بیشتر این توده‌های نفوذی در جهت شمال‌باختری- جنوب‌خاوری امتداد دارند و موازیِ 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 شمالیِ SSZ، به‌ویژه در ناحیه ازنا به قروه، بسیار بیشتر و گسترده‌تر از بخش‌های دیگرِ SSZ است (Mohajjel and Fergusson, ۲۰۱۴). از دیدگاه سنی، پیدایش توده‌های گرانیتوییدی از

نئوپروتروزوییک (Hassanzadeh *et al.*, ۲۰۰۸) تا ائوسن (Mahmoudi *et al.*, ۲۰۱۱) رخ داده است. با وجود این، بیشتر نفوذی‌ها سن‌های ژوراسیک- پالئوسن را نشان می‌دهند (Shahbazi *et al.*, ۲۰۱۰; Nezafati *et al.*, ۲۰۰۵). این نفوذی‌ها بیشتر کالک‌آلکالن هستند و ویژگی‌های شناخته‌شدهٔ گرانیتوییدهای 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 کمربند سنندج- سیرجان شناخته شده است (Shahbazi *et al.*, ۲۰۱۰; Agard *et al.*, ۲۰۰۵). دربارهٔ زمان دقیق فرورانش و برخورد، اختلاف دیدگاه‌های بسیاری هست (Niroomand *et al.*, ۲۰۱۱). به باور برخی پژوهشگران (Arvin *et al.*, ۲۰۰۷; Agard *et al.*, ۲۰۰۵)، 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:

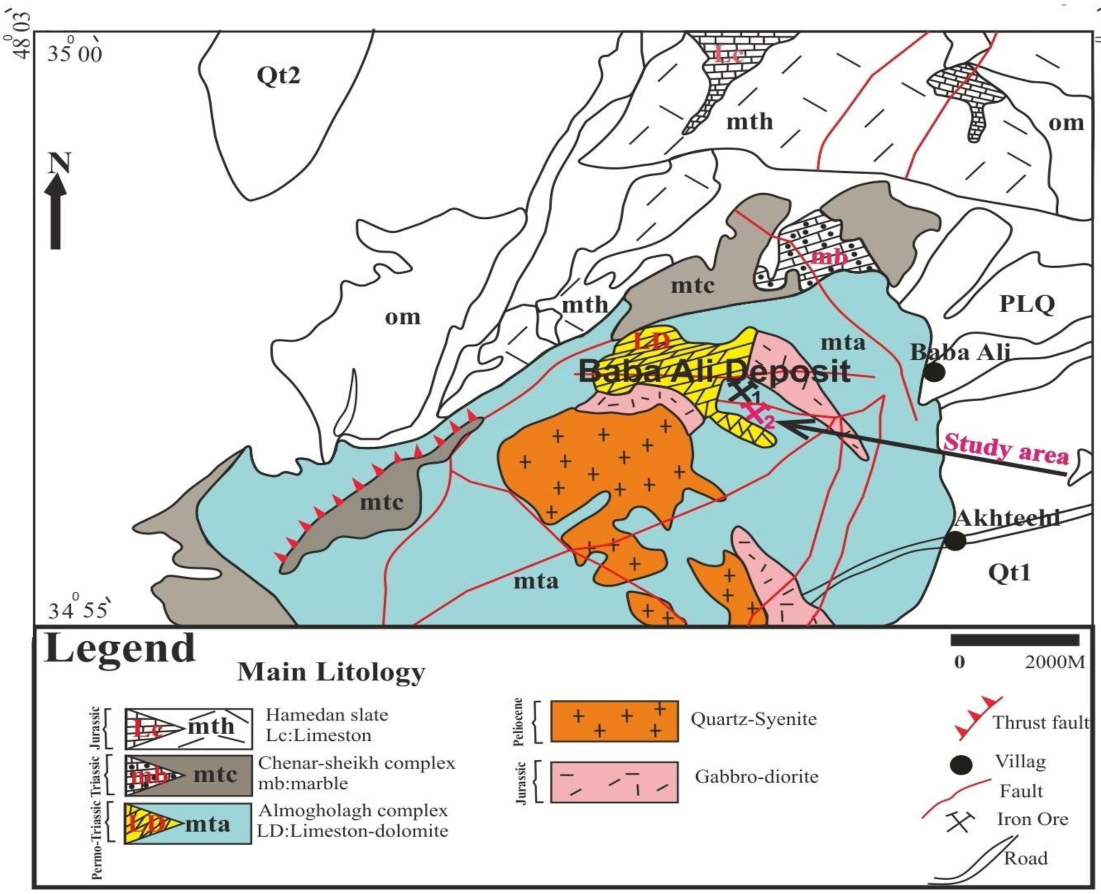
(۱) بخش جنوبی به داشتن کروم در الترامافیک‌های اسفندقه فاریاب، آهن و آهن- منگنز در گل گهر، هنشک و بافت و سرب- روی- مس در چاه گز، قنات مروان با سن پرکامبرین پسین تا کرتاسه پیشین شناخته می‌شود؛

(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 موته بیشترین میزان کانی‌سازی رخ داده است. افزون‌بر 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 شمال‌باختری دیوان‌دره)، طلا، طلا- آنتیموان (کانسار داشکسن) و کانی های آلومینوسیلیکاتی را می توان نام برد (Aghanabati, ۲۰۱۰).

زمین‌شناسی محدودهٔ 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، ازاین‌رو، این اندیس ذخیره‌ای نامتداول به‌شمار می‌رود. برپایهٔ بررسی‌های سنگ‌شناسی، واحدهای سنگ‌شناسی محدودهٔ اندیس برپایهٔ نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ تویسرکان (Eshraghi, ۲۰۰۲)، به‌صورت سه مجموعه سنگ‌شناسی رده‌بندی شده‌اند که عبارتند از: مجموعه سنگ‌های آلموقلاق، چنارشیخ و فیلیت همدان (شکل ۲). سنگ‌های نفوذی به دو صورت اسیدی (کوارتزسینیت) و بازیک (گابرودیوریت) در منطقه دیده می‌شوند و معمولاً دو سن متفاوت را نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای‌که سنگ‌های بازیک به‌صورت انکلاوهای کوچک درون سنگ‌های اسیدی جای گرفته‌اند. بررسی سن مطلق نشان می‌دهد سنگ‌های بازیک در پایان ژوراسیک پدید آمده‌اند (Eshraghi, ۱۹۹۷). ازآنجایی‌که 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.



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

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 توفِ اسیدی دگرگون‌شده (ریولیت، ریوداسیت و گاه برگوارگی میلونیتی)، باندهای کم ضخامت آهک با تبلورِ دوبارهٔ 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 میان این مجموعه، سنگ‌های آذرین درونی کم‌ژرفا با ترکیب میکروگرانیتی، میکروکوارتزمونزونیتی 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).

فیلیـــت همـــدان (mth): فیلیـــت‌هـــای همـــدان جـوان‌تـرین سـنگ‌هـای منطقـه بـا سـن ژوراسـیک هسـتند و بـه‌صـورت تـدریجی روی مجموعـه چنارشـیخ جـای گرفتـه‌انـد (Stöcklin, ۱۹۷۷). ایـن واحـد سـنگی سـتبرا و گسـترش چشـمگیری دارد و رخنمـون‌هـای آن در ورقـه‌هـای سـنقر، همـدان و ملایـر نیـز گـزارش شـده اسـت (Barati, ۲۰۰۸). احتمـالاً ترکیـب نخستینِ این سنگ‌هـا، شـیل و ماسـه‌سـنگ بـوده اسـت و دست‌کم دچـار دو رویـداد دگرگـونی شـده‌انـد. بیشـتر آنهـا رخسـاره کلریـت‌مسـکوویت‌شیسـتِ کربنـات‌دار و یـا کوارتزسرسـیت‌شیسـت دارنـد (Shaikh Zakariaei and Monsef, ۲۰۱۰). کانسـار بابـاعلی در واحـدهای سـنگی مجموعـه آلموقـولاق جـای دارد (شـکل ۲). نفـوذ باتولیـت آلمـوقلاق، دگرگـونی‌هـای حرارتـی و گرمـابی را در سـکانس‌هـای آتشفشـانی- رسـوبی پدیـد آورده اسـت. گمـان مـی‌رود دیوریـت بابـاعلی در سـکانس‌هـای آتشفشـانی- رسـوبی نفـوذ کـرده اسـت. گرانیتوییـد آلمـوقلاق رخنمـونی نزدیـک بـه ۱۵۹/۵ کیلومترمربـع و ترکیـب عمـدهٔ سـینوگرانیت و کوارتزسـینیت دارد (Mohajjel *et al.*, ۲۰۰۳). بررسی‌های زمـین‌شـیمیایی نشـان مـی‌دهنـد ایـن تـوده از گرانیتوییـدهای سـری مگنتیـت اسـت و بیشـتر تیـپ I و متاآلومینوس دارد (Zamanian, ۲۰۰۳).

سنگ‌نگاری سنگ‌های محدودهٔ اندیس

برپایـهٔ بررسـی‌هـای صـحرایی و میکروسـکوپی، سـنگ‌هـای آذریـن درونـی منطقـه بابـاعلی بیشـتر در محـدوده سـنگ‌هـای آذریـن اسـیدی تـا حـد واسـط و نیمه‌عمیق مربوط به مجموعـه چنارشـیخ هسـتند. ایـن سنگ‌ها شـامل دیوریـت، گرانودیوریـت، میکروگرانیـت، کوارتزمونزونیت، سینیت و آندزیت هستند و سنگ‌هـای دگرگـونی نیـز شـامل شیسـت‌هـا و سـنگ‌هـای متاسوماتیسم‌شده (مانند: اسکارن‌ها) هستند.

(الف) سنگ‌های آذرین

- دیوریـت- کوارتزمونزونیـت: پلاژیـوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کـوارتز از کـانی‌هـای اصـلی سـازندهٔ ایـن واحـد و آمفیبـول، پیروکسـن، تورمـالین، اسـفن، بیوتیـت، آپاتیـت و مگنتیـت از کـانی‌هـای فرعـی آن هسـتند. بافـت ایـن سـنگ‌هـا گرانـولار پـورفیری نیمـه‌شـکل‌دار تـا نیمـه‌افتیـک اسـت (شـکل ۳- A). پلاژیوکلاز بـه سرسـیت و اپیـدوت دگرسـان شـده اسـت و اکتینولیـت درپـی دگرسـانی بـا بیوتیـت، کلریـت، اپیدوت و اکسید آهـن جـایگزین شـده اسـت. تیغـه‌هـای آپاتیت بـه‌صـورت میانبـار درون کـوارتز، آلکـالی‌فلدسـپار و پلاژیـوکلاز دیـده مـی‌شـوند (شـکل ۳- B). کوارتزهـا خاموشـی مـوجی دارنـد و بیشترشـان تبلـور دوبـاره یافتـه‌انـد. در ایـن سـنگ‌هـا رگـه‌هـای اکسـیدآهن در امتداد درزه‌ها تزریق شده‌اند.

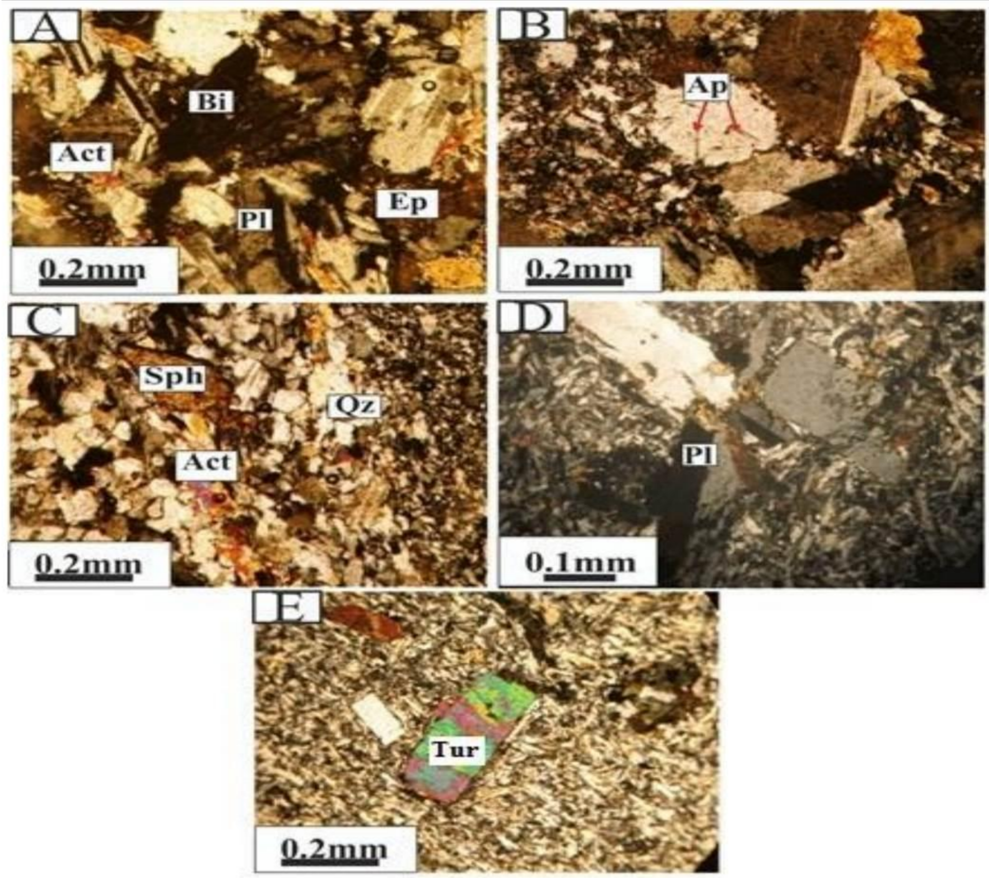
- گرانیـت- میکروگرانیـت: کـوارتز، فلدسـپار، پلاژیـوکلاز از کـانی‌هـای اصـلی و اکتینولیـت، اسـفن (شـکل ۳- C) و آپاتیـت ریـز دانـه کـه درون پلاژیـوکلاز دیـده مـی‌شـود، از کـانی‌هـای فرعـی ایـن سنگ‌ها هسـتند. روتیـل بـه‌صـورت سـوزن‌هـای بسـیار ریـز دیـده مـی‌شـود. در مقطـع‌هـای میکروسـکوپی، کـوارتز در زمینـه بسـیار خردشـده اسـت و تبلـور دوبـاره در ایـن کـانی دیـده مـی‌شـود. گرانیـت‌هـای منطقـه بـه هولولوکـوکرات بـا بافـت گرانـولار، گرانیـت‌هـای میلـونیتی و گرانیـت‌هـای ریزدانـه رده‌بندی می‌شوند (Tabrizi *et al.*, ۲۰۱۴).

- آندزیت: در مقطع‌های نازک، ایـن سـنگ‌هـا بافـت پورفیری یا میکرولیتیک پورفیری، پویی‌کیلیتیک، دیابازی و گـاه گلومروپـورفیری نشـان مـی‌دهنـد (شـکل ۳- D). پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکـالی‌فلدسـپار از کـانی‌هـای اصـلی سـنگ و اکتینولیـت و بیوتیـت از کـانی‌هـای فرعـی آن هستند. پلاژیوکلاز بـه‌صـورت فنوکریسـتال و میکرولیـت، بخش اصلی سنگ را می‌سازد و شکل بلورین شـکل‌دار تـا

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 میکرولیتی در آن دیده می‌شود. تورمالین به‌صورت شکل‌دار در این سنگ دیده می‌شود (شکل ۳- E). برپایهٔ فرمول:

$Si_6O_{18}(Na,Ca)(Mg,Fe^{3+},Al,Si)Al_6(BO_3)_3(OH)_4$

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 فلوئور در سیستم است. پیدایش اسفن در محیط‌های اسیدی نشان‌دهندهٔ فشاربخشی بالای TiF_4 و $TiCl_4$ در ماگماست (Manning, ۱۹۸۱).



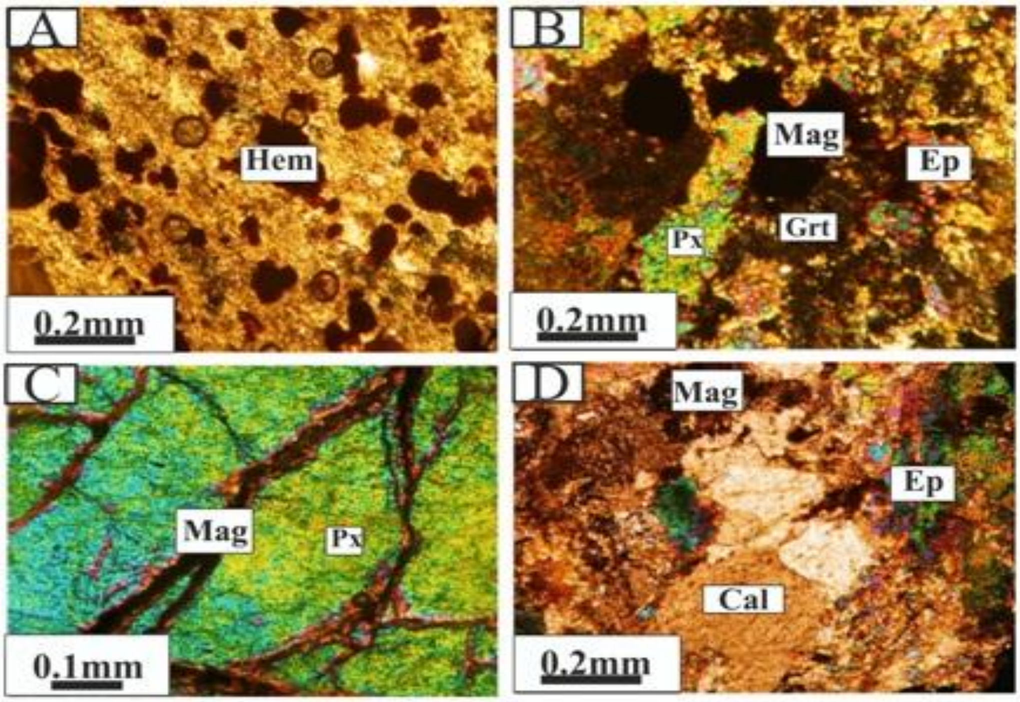
شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از سنگ‌های آذرین منطقه باباعلی (استان همدان). A) دیوریت با بافت گرانولار؛ B) بلورهای تیغه‌ای آپاتیت در پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیوریتی؛ C) واحدهای گرانیتی با بافت پورفیری؛ D) بافت گلومروپورفیری در آندزیت؛ E) تورمالین در آندزیت (Bi: بیوتیت؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Ep: اپیدوت؛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

(ب) سنگ‌های دگرگونی

این سنگ‌ها در پهنه گسترده‌ای از منطقه باباعلی حضور دارند و دربردارندهٔ اسلیت، فیلیت و میکاشیست هستند. در مقطع‌های میکروسکوپی بخش بزرگی از کانی‌های سازندهٔ سنگ، کوارتز، کلریت، اکتینولیت و مسکوویت هستند. کانی‌های دیگر بیشتر شامل

اکسیدهای آهـن هسـتند (شـکل ۴- A) کـه در جهـت شیستوزیته جای گرفته است. دگریختـی آشـکارایی در مقطع‌ها دیده می‌شود و پدیده‌هایی مانند بِرشـی شـدن، میلونیتی‌شدن و خاموشی موجی در این‌گونـه مقطـع‌هـا فراوان هستند (Tahmasbi *et al*., ۲۰۱۵).

– **اسکارن‌ها:** در این منطقه، به‌دنبال نفوذ باتولیت آلموقلاق در سکانس‌های آتشفشانی- رسوبی کهن‌تـر، دگـرگونی‌های حرارتی و فعالیت‌های گرمابی رخ داده و باعث کانی‌زایی اسکارنی شده‌اند (Nasr-Esfahani, ۲۰۱۲). برپایهٔ بررسی‌هـای سـنگ‌نگـاری و مجموعـه کانیایی بررسی‌شده، اسکارن‌های منطقه باباعلی بـه ۳ دستهٔ گارنت‌پیروکسن‌اسکارن، پیروکسن‌گارنت‌اسکارن و اپیـــدوت‌اســـکارن رده‌بنـــدی مـــی‌شـــوند. گارنت‌پیروکسن‌اسکارن با مجموعه کانیـایی گارنـت + پیروکسن + کلریت + اکسید آهـن + کـوارتز و مقـدار کمی اپیدوت شناخته می‌شود (شـکل ۴- B). در ایـن منطقه، گسـترش پیروکسـن‌گارنـت‌اسـکارن کمتـر از گارنت‌پیروکسن‌اسکارن اسـت و بـا مجموعـه کانیـایی پیروکسن + گارنت + کلریت + اکسیدآهن + کـوارتز و مقدار کمی اپیدوت شناسایی می‌شـود (شـکل ۴- C). اپیـدوت‌اسـکارن نیـز مجموعـه کانیـاییِ اپیـدوت + کلسـیت + مگنتیـت + کـوارتز دارد (شـکل ۴- D). اپیدوت و کلسـیت از کـانی‌هـای اصـلی سـازندهٔ ایـن اسکارن هستند.



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از واحدهای دگرگونی منطقه باباعلی (استان همدان). A) شیست هماتیت‌دار؛ B) گارنت‌پیروکسن‌اسکارن؛ C) مگنـتیت رگه‌ای در پیروکسن‌گارنـت‌اسـکارن؛ D) کلسـیت، اپیـدوت و مگنتیـت در اپیـدوت‌اسـکارن (Hem= هماتیـت؛ Mag= مگنتیـت؛ Px= پیروکسن؛ Ep= اپیدوت؛ Grt= گارنت؛ Cal= کلسیت) (همه تصویرها در XPL هستند؛ مگر تصویر A که در PPL است)

کانه‌زایی‌های گوناگون در منطقهٔ باباعلی

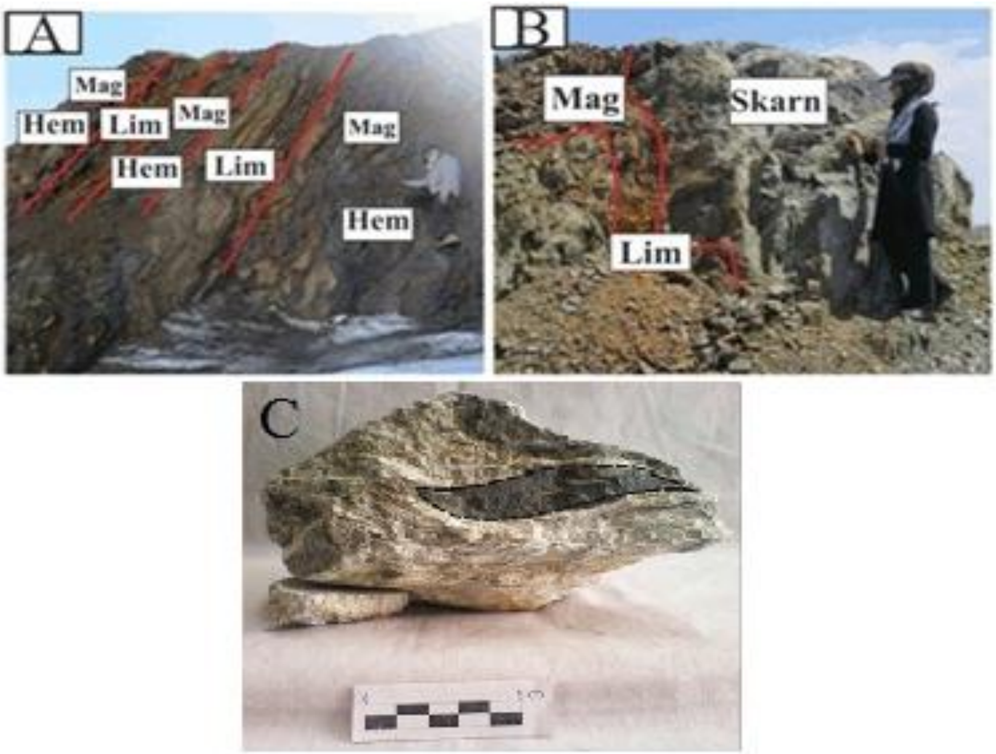
برپایهٔ یافته‌های صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی در منطقه باباعلی سه گونه کانه‌زایی شناسـایی شـد کـه عبارتند از کانی‌زایی‌هـایِ دارای لایـه‌بنـدی، اسـکارنی و بِرشی:

(۱) کانه‌زایی با لایه‌بندی: این کانه‌زایی در منطقه باباعلی بـا گستردگی بالایی دیـده مـی‌شـود. ایـن لایـه‌هـا بسـیار سست هستند و لیمونیت درون آنها به‌آسانی بـا دسـت

پودر می‌شود. در این گروه از کانه‌زایی، تناوبی از مگنتیت، هماتیت و لیمونیت شناسایی شد که به‌صورت هم‌شیب هستند (شکل ۵- A).

(۲) کانه‌زایی اسکارنی: اصلی‌ترین شکل کانه‌زایی منطقه باباعلی است. اسکارن‌ها به‌گونهٔ گسترده‌ای در بخش‌های کانی‌سازی دیده می‌شوند و کانه‌زایی بیشتر در اپیدوت‌اسکارن‌ها رخ داده است. مگنتیت و هماتیت در این تیپ کانه‌های اصلی هستند (شکل ۵- B).

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



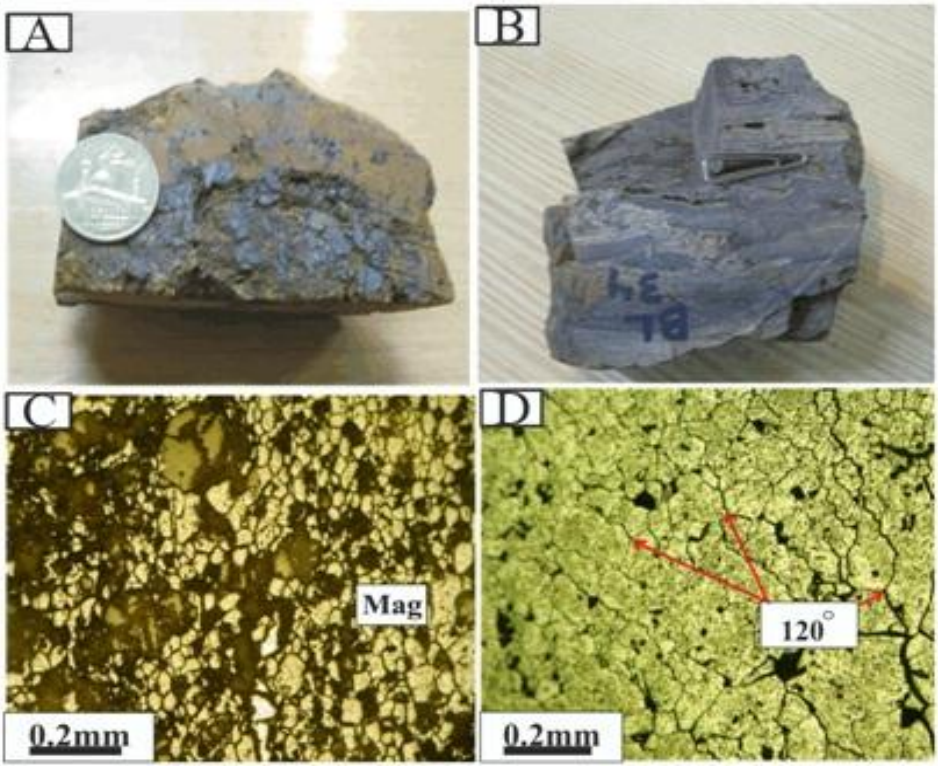
شکل ۵- تیپ‌های کانه‌زایی در منطقه باباعلی (استان همدان): A) تناوب مگنتیت، لیمونیت و هماتیت در تیپ لایه‌بندی؛ B) مگنتیت و لیمونیت در کانه‌زایی تیپ اسکارنی؛ C) تیپ برشی دگرریخت‌شده (Mag: مگنتیت؛ Hem: هماتیت؛ Lim: لیمونیت)

کانه‌نگاری

کانه‌ها در این اندیس شامل مگنتیت، لیمونیت، گوتیت، هماتیت، پیریت و به‌مقدار 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). برپایهٔ بررسی‌های میکروسکوپی، دو نسل از مگنتیت در این منطقه دیده می‌شود: مگنتیت نسل اول به‌صورت بلورهای ریز و درشت هستند و بافت گرانولار دارند (شکل ۶- C) و مگنتیت نسل دوم در پی

دگرگـــونی و تبلوردوبـــاره یـــا خـــردشـــدن و جوش‌خوردگی مگنتیت نسل اول پدید آمده است (شـــکل ۶- D). در مگنتیـــت‌هـــای نســـل دوم، پیوندگاه سه‌گانه ۱۲۰ درجه آشکارا دیده مـی‌شود. می‌شـود. ایـن بافـت در تـوده تـک کـانی کـه در پـی سـردشـدن آهسـته و یـا دگرگـونی، بازپخـت شـده است پدید مـی‌آید. تبلـور دوباره مهم‌تـرین پدیـده پـس از بـاز پخـت اسـت و دانـه‌هـای کمـابیش هـم‌انـدازه بـا پیونـدگاه سـه‌گانـه پدیـد مـی‌آورد (Moghaddasi, ۲۰۰۶).



شـکل ۶- تصـویرهایی از نمونـهٔ دسـتی و میکروسـکوپی مگنتیـت (Mag) در انـدیس دوم کانسـار آهـن بابـاعلی: A) سـاخت بِرشـی؛ B) ساخت نواری؛ C) ریزدانه نسل اول (در PPL)؛ D) حاصل از تبلور دوباره (در PPL) با زاویه‌های ۱۲۰ درجه

هماتیــت: فراوانــی هماتیـت کمتـر از مگنتیـت اسـت و دو نسـل دارد: نسـل اول، بلورهـای هماتیـت بـا بافـت تیغـه‌ای (شـکل ۷- A) و نسـل دوم در حواشـی و میـان بلورهـای مگنتیـت در پـی دگرسـانی هنگـام پدیـده مـارتیتی‌شـدن پدیـد آمـده‌انـد (شـکل ۷- B). هماتیـت‌هـای نسـل دوم همـراه بـا گوتیـت و دیگـر هیدروکسـیدهای آهـن دیـده مـی‌شـوند. برپایـهٔ واکـنش‌هـای ۱ و ۲، جانشـینی مگنتیـت بـا هماتیـت و بـرعکس، عمومـاً بـا نـام واکـنش اکسیداسـیون- احیـاء شـناخته شـده اسـت؛ امـا سـازوکار غیراکسیداسـیون- احیـاء نیـز در جانشـینی ایـن کـانی‌هـا بـا هـم در طبیعـت نقـش دارند. بـرای نمونـه، جانشـینی مگنتیـت بـا هماتیـت در بسـیاری از معـدن‌هـا در شـرایط سـطحی روی می‌دهـد؛ امـا خاسـتگاه اکسیداسـیون- احیـاء نـدارد. جانشـینی مگنتیـت بـا هماتیـت در طـول صـفحه بلـوری (۱۱۱) روی مـی‌دهـد. واکـنش‌هـای ۱ تـا ۵ از واکـنش‌هـای اصـلی هسـتند کـه در جانشـینی مگنتیت با هماتیـت و بـرعکس نقـش بنیـادی دارنـد (Ohmoto, ۲۰۰۳):

واکنش ۱:

$$2Fe_3O_4+0.5O_2\rightarrow 3Fe_2O_3$$

واکنش ۲:

$$3Fe_2O_3+H_2\rightarrow 2Fe_3O_4 + H_2O$$

واکنش ۳:

$$Fe_3O_4 + 2H^+ \rightarrow Fe_2O_3 + Fe^{+2} + H_2O$$

واکنش ۴:

$$Fe_2O_3 + CH_2O_{(Org)} \rightarrow 4Fe_3O_4 + CO_2 + H_2O$$

واکنش ۵:

$$Fe_2O_3 + FeCO_{3\,(sid)} \rightarrow 4Fe_3O_4 + CO_2$$

واکنش ۱ به‌نام واکنش مارتیتی‌شدن و واکنش ۲ به‌نام واکنش مشکوویتی‌شدن شناخته می‌شوند (Muke and Cabral, ۲۰۰۵). جانشینی این دو باهم با اختلاف حجم همراه است و اختلاف حجم‌ها را در بافت پدیدآمدهٔ خود نشان می‌دهند.

گوتیت و لیمونیت: بازتاب درونی ویژگیِ گوتیت است و جانشینی (برجای‌مانده)، جانشینی حاشیه‌ای، رگه‌ای و کلوفرم از بافت‌های آن هستند. گمان می‌رود ماده معدنی، نخست به‌صورت اکسیدهای آهن از ماگمای سیلیکاته جدا و سپس در مرحله بعد در پی رفتار سیال‌های گرمابی با گوتیت جایگزین شده است (Javidi Moghadam *et al*., ۲۰۱۰).

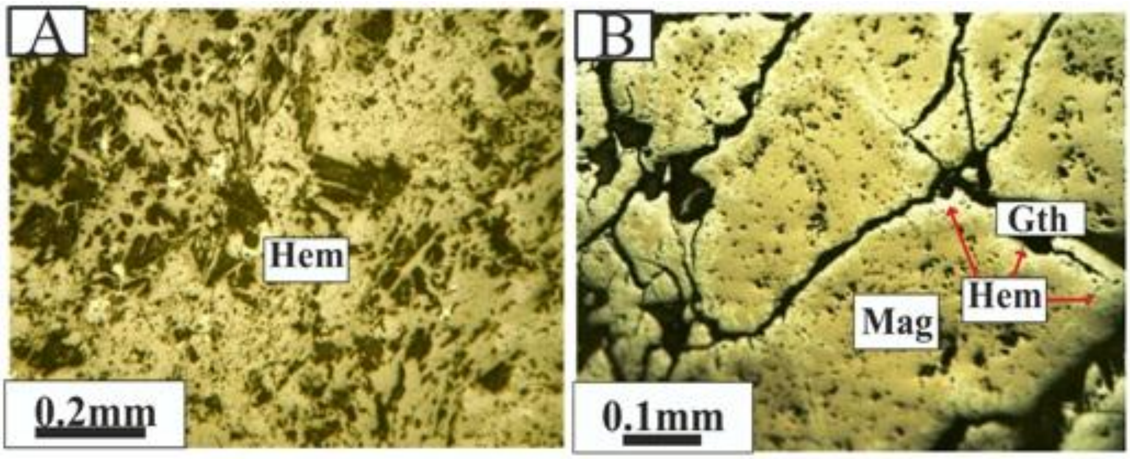
دو نوع لیمونیت در کانسنگ شناسایی می‌شوند: نوع اول، لیمونیت پدیدآمده از اکسیداسیون و هیدروکسیداسیون پیریت است (شکل ۸- A). انحلال پیریت در محیط آبدارِ سرشار از اکسیژن به‌صورت واکنش ۶ نشان داده می‌شود (Kamei and Ohmoto, ۲۰۰۰). این واکنش اسیدی‌شدن محیط را در پی دارد. لیمونیت نوع دوم از ته‌نشینی سیال‌های دارای آهن دو ظرفیتی در محیط اکسایشی برپایهٔ رابطهٔ 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 به‌صورت لایه‌ای، کلوفرم و پیوسته فضای میان مگنتیت‌ها را پر کرده است (Barati and Rasa, ۲۰۰۵).

واکنش ۶:

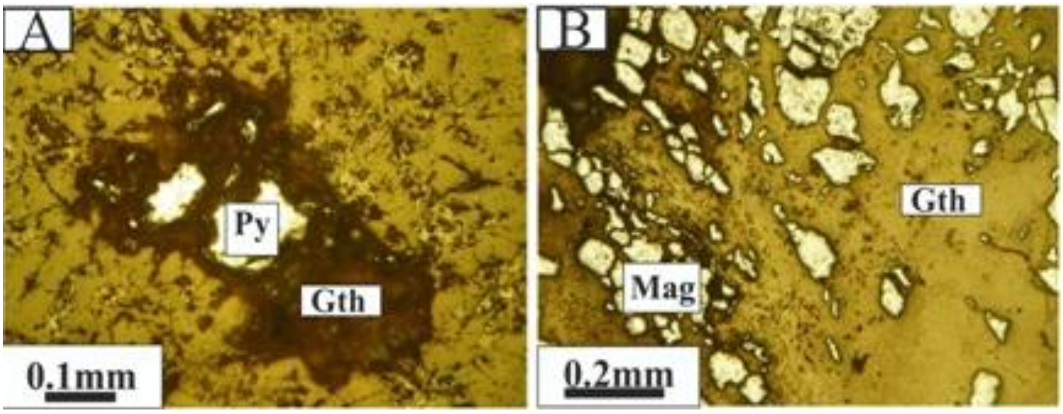
$$2FeS_2+7.5O_2+7H_2O\rightarrow 2Fe(OH)_3+4SO_4^{2-}+8H^+$$

واکنش ۷:

$$4Fe^{+2}+_2+10H_2O\rightarrow 4Fe(OH)_3+8H^+$$



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 (مارتیتی‌شدن) (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)

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 به‌خوبی 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 به‌صورت 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- احیای یادشده در واکنش‌های ۱ و ۲ نمی‌توان پیدایش آن را توجیه کرد. اگرچه توجیه سنتی آن با توجه به آبگیری ساده هماتیت برپایهٔ واکنش ۸ است، اما حجم چشمگیرِ 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 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 به‌این‌صورت توجیه می‌شود که نخست محلول‌های اسیدی تولید شده از واکنش‌های مختلف بر زینولیت آهکی اثر گذاشته و آن را حل کرده‌اند؛ سپس گوتیت ته‌نشست شده است.

واکنش ۸:

$$Fe_۲O_۳ + ۳H_۲O \rightarrow ۲FeOOH.nH_۲O$$

واکنش ۹:

$$Fe^{+۲}_{(hyd)} + ۱/۴O_۲ + ۵/۲H_۲O \rightarrow Fe(OH)_۳ + ۲H^+$$

پیریت: دو نسل از پیریت شناسایی شده است. نسل اول پیریت به‌صورت دانه‌ریز در سنگ میزبان منطقه دیده می‌شود و احتمالاً هیچ ارتباطی با کانی‌سازی ندارد و پیش از کانه‌زایی آهن (مگنتیت و هماتیت) و به‌دنبال 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 بررسی‌شده دیده می‌شود. بیشتر این بلورها در بخش‌های حاشیه‌ای و درونی دگرسان شده و با اکسید و

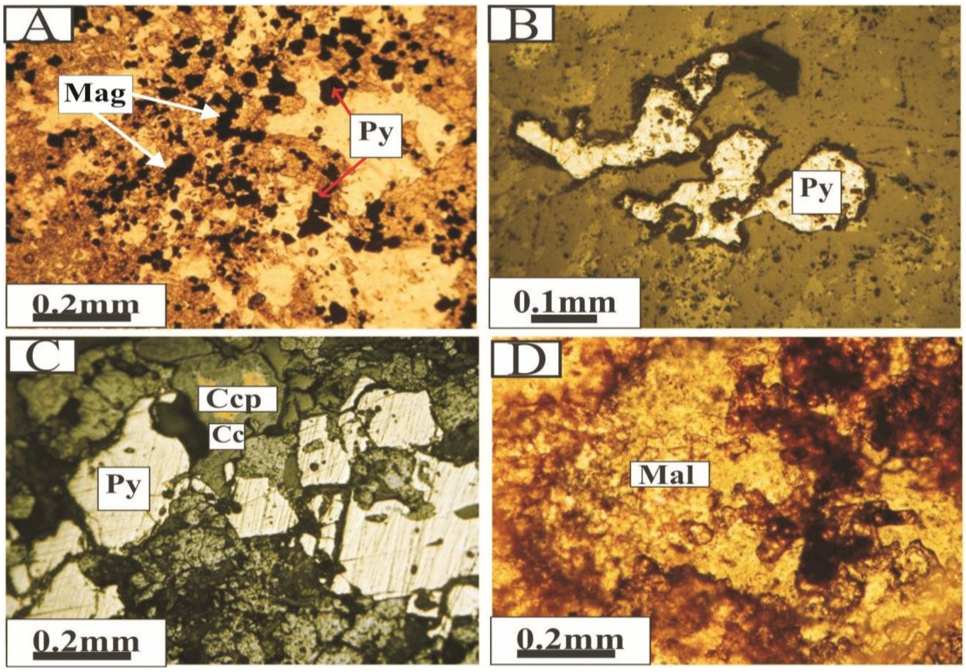
هیدروکسیدهای ثانویه آهن جایگزین شده‌اند و بافتی همانند غربال پیدا کرده‌اند (شکل ۹- B).

کالکوپیریت: این کانی در مقطع‌ها با رنگ سبز زیتونی دیده می‌شود و به‌دنبال 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.

مالاکیت: مالاکیت بیشتر به‌صورت پرکنندۀ فضاهای خالی، رگه‌ها و رگچه ها 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. برپایۀ این واکنش، حضور آب در پیدایش این کانی ضروری است (Deer *et al.*, ۱۹۹۱):

واکنش ۱۰:

$$2Cu^{+2}\,(CO_3)^{-2}+H_2O\rightarrow Cu_2\,(OH)_2CO_3$$



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)

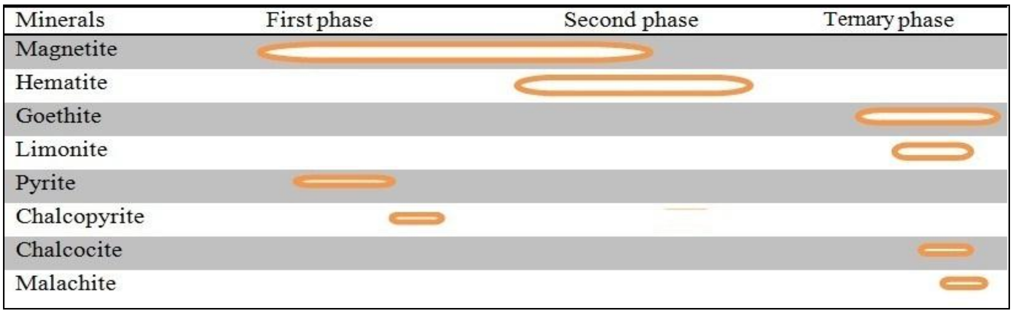
توالی پاراژنزی

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

زمین‌شیمی کانسنگ

همان‌گونه‌که گفته شد در این اندیس، مادۀ معدنی به‌صورت 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 به‌دست آورده شد (جدول ۲).

جدول ۱- توالی پاراژنز مجموعهٔ کانه‌ها در اندیس دوم باباعلی



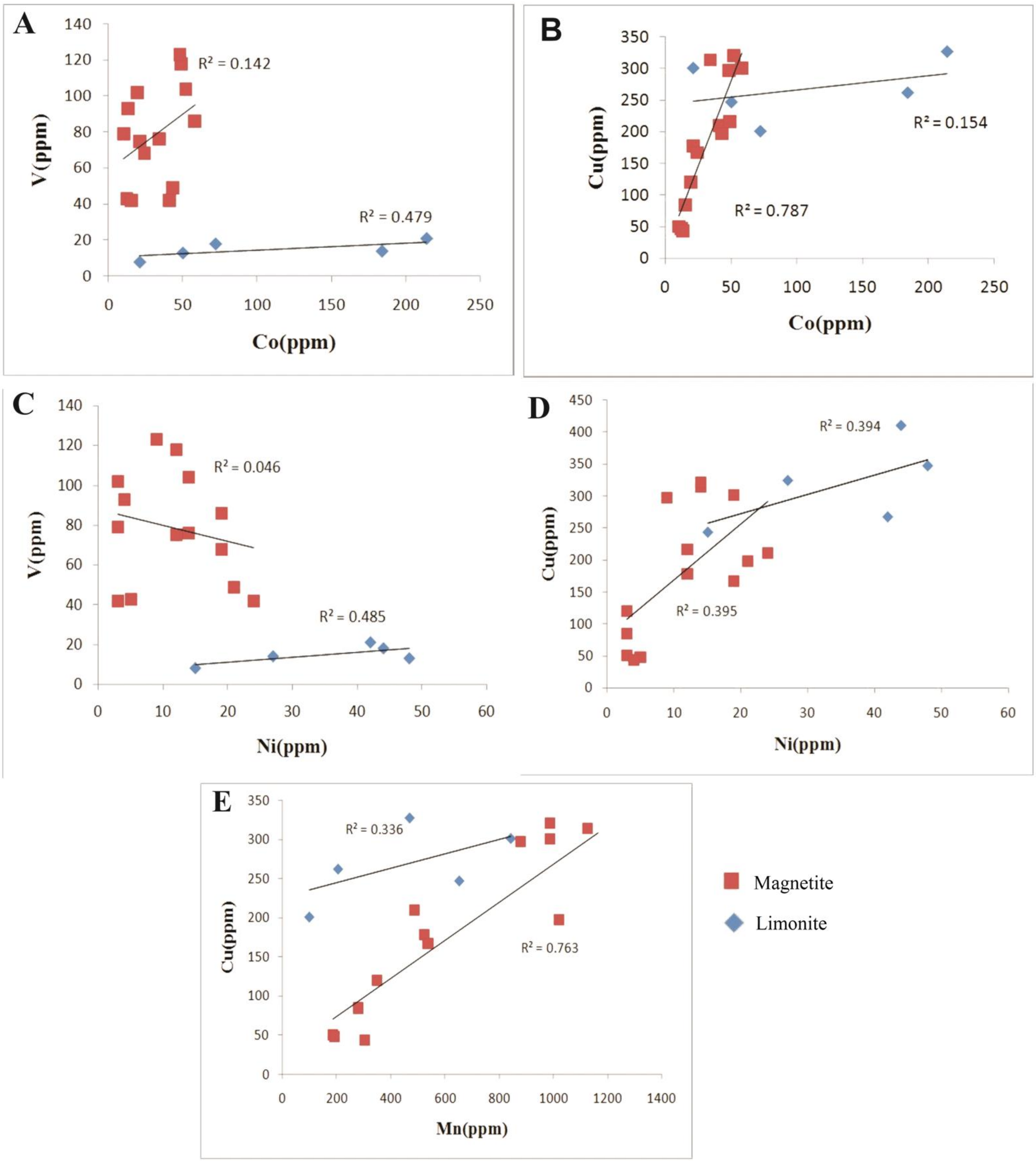
جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیهٔ کانسنگ‌های باباعلی (مگنتیت و لیمونیت) به روش ICP-MS (داده‌ها برپایهٔ ppm)

Sample No.	Bl٥	Bl٤	Bl٣	Bl ٢	Bl١	Bl١٠	Bl٩	Bl٨	Bl٧	Bl٦	Bl١	Bl١٠	Bl٩	Bl٨	Bl٧	Bl٦	Bl٩	Bl٨	Bl٧
Ore Element	Lim	Lim	Lim	Lim	Lim	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag	Mag
Al	٥١٩٠	٢٠١٧٤	٦٩٨٦	١٠١٢٣	١٨٢٥٤	٩٠٧	٦٢٧٧	٩٧٣	٨٣٦	١٩٥٥	٦١٧	٦٥٢	٦٣٣	١٠٢٥	٧٩٨	٩٥٨	٦٨٤	١١٦٧	٦٣٧
Ca	٢٢١١	٢٢٣٧٢	٢٥٦٤	٢٩٨٧	٣٨٩٠	٨٨٤	٧٥٧	٦٨٧	٤٦٩	١٥٣٤	٩٥٠	٣٣٦	٣٢٢	٧٨٠	٤٥٩	٥٢٤	٣٢٩	٦٩٤	١٣٨٧
Ce	٧	١٧٦	١٢٨	١٥	١٦١	٢	٤	٢٢	١	٤	٤	١<		٢	٢	٥	١١	٦	٢
Co	٢١	٥٠	٧٢	١٨٤	٢١٤	١٠	١٢	١٣	١٥	١٩	٢١	٢٤	٤١	٣٤	٥٢	٤٣	٤٩	٥٨	٤٨
Cr	٤٣	٣٥	٣٨	٤٩	٥٣	٢٦	٢٦	٤٣	٢٨	٢٤	١٥	٩٠	١٣	٤٧	٦٩	٣٢	٣٩	٧٣	٦١
Cu	٢٤٣	٣٤٧	٤١٠	٣٢٤	٢٦٧	٥٠	٤٧	٤٣	٨٤	١٢٠	١٧٨	١٦٧	٢١٠	٣١٤	٣٢١	١٩٧	٢١٦	٣٠١	٢٩٧
Dy	٠,٣٤	١,٣٤	١,٧٤	١,٣٢	٠,٩٥	٠,١٣	٠,٢٦	٠,١٨	٠,١١	٠,١٩	٠,١٣	٠,١	٠,١	٠,١	٠,١	٠,١	٠,١	٠,١١	٠,١٣
Er	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<
Eu	٠,١١	١,٢٥	٠,١٨	١,٣١	١,٠٩	٠,٠٥<	٠,١٣	٠,٠٧	٠,٠٥<	٠,٠٩	٠,٠٦	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥	٠,٠٦	٠,٠٧	٠,١١	٠,٠٩
Fe	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١٠>%	١>%
Gd	٠,٤١	٣,٤٥	٠,٥٩	١,٨٧	٢,٩٤	٠,١٩	٠,٢٩	٠,٥٤	٠,١٨	٠,٢٦	٠,٢٢	٠,١٦	٠,١٥	٠,٢٤	٠,١٦	٠,١٧	٠,٢١	٠,٣٣	٠,١٥
La	١٢	٧٨	٥٦	٧٥	١١٦	١١١	١٠٥	١٥	١	٢	٣	١٠٩	١٠٨	٥	٨	١١٥	٥	٩٨	١
Lu	٠,١	٠,١٢	٠,١٤	٠,٢٠	٠,١	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<
Mg	١٢٣٤	١٧٤٠	١٤٦٥	١٥٧٦	١٢٣٤	٦٣٨	٦١٨١	١٤٦٥	٣٥٣	٢٧٨	٢٣٤٩	١٠٥٣	٤٣٣	٤٦٧	٣٨٧	٣٩٨	٥٩٧	٩٨٧	٨٥٧
Mn	٨٤١	٦٥١	٩٨	٢٠٤	٤٦٨	١٨٧	١٩٤	٣٠٤	٢٧٩	٣٤٨	٥٢٤	٥٣٧	٤٨٧	١١٢٤	٩٨٧	١٠١٩	١١٦٤	٩٨٧	٨٧٩
Ho	٢,٤	٠,٥	١,٩	٠,٥	١,٧	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<
Nb	١,٢	٥,٧	٤,٥	٢,٣	٤,٨	١,١	١,٣	١,٨	٣,٤	٧,٩	٢,٢	١<	١,٤	١,٥	٤,٣	١,٧	١,١	٢,٢	١<
Nd	٤,٨	٢٥,٦	٧,٨	٦,٤	٤,٢	٣,٣	٤,٦	٦,٢	٣,٣	٤,١	٣,٨	٣.١	٣,١	٣,٤	٣,٩	٤,٣	٣	٥,٤	٣,٢
Ni	١٥	٤٨	٤٤	٢٧	٤٢	٣	٥	٤	٣	٣	١٢	١٩	٢٤	١٤	١٤	٢١	١٢	١٩	٩
P	٧٥١	٢٢٠٠	٥٤٧	٤٦٨	٦٨٤	٧٨٥	١٠٩	٣٨٠	٦٥	٣٩٣	٢٧	٦٢	٧٥	٨٧	٢١١	٩٨	٦٧	٥٩	٢٦٩
Pb	٢١	٩	٩	١٤	١٨	٦	٦	٦	٦	٧	٨	٥	٥	٨	١١	١٣	٧	٦	١٤
Pr	٠,٢٦	٨,٤٨	٧,٥١	٠,٥٦	٠,٣٨	٠,٠٥<	٠,١٢	١,٢١	٠,٠٥<	٠.٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<
S	١١١٥٧	٣٧٠	٤٢٠	٣٢١	٧٩٠	١٤١	١٨٩	٣٤٩	٩٨	١٨٣	٩٨	٤٦٨	١٤٦	١٥٧	٢٣٦	١٥٩	٣٦٨	١٠٧	٢٣١
Sm	٠,٠٣	١,٨٨	١,٢٥	٠,٠٩	٠,٠٤	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<	٠,٠٥<
Sn	١.٨	٤,٣	٣,٤	٢,٤	١,٩	١,٢	٣,٨	١,٦	٣,١	٦,٧	٣,١	٣,٦	٢,٢	٣,٤	٥,٦	٤,٣	٣,٨	٢,٧	٦,٤
Sr	١٣٤,٤	١٢٤,٦	١٢١,٢	١٣٠,٤	١٢٨,٧	١٦,٩	٩,٤	١٨,٥	٥,١	٢٥,٢	٩,٤	٥,١	٤	٨,٧	٥,٩	٦,٧	٨,٢	٣,٩	٤,١
Ta	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠.١<	٠,١<
Tb	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<
Th	١,٠٦	٣,٢٧	٢,١٨	١,٨٩	١,٧٤	٠,٧٧	٠,٥٩	٣,٢٥	٠,٨٤	١,١	٠,٤	٠,٢٢	٠,٣٢	٠,٣٧	٠,٤٨	٠,٩٧	٠,١٢	٢,٧	٠,٧٨
Ti	٧	٧,٤٥	١١	٨,٦٨	٦	٦	٥,٤	٦,٣	٨,١	٧,٤	٥	٦,٥	٧,١	٦,٨	٩,١	٨,٦	٦,٥	٥,٩	٧
Tm	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<	٠,١<
V	٨	١٣	١٨	١٤	٢١	٧٩	٤٣	٩٣	٤٢	١٠٢	٧٥	٦٨	٤٢	٧٦	١٠٤	٤٩	١١٨	٨٦	١٢٣
Yb	٠,١	٠,٧	٠,٩	٠,٥	٠,١	٠,٠٥<	٠,١	٠,٠٥<	٠,٥<	٠,٥<	٠,١	٠,٥<	٠,٥<	٠,٥<	٠,٥<	٠.٥<	٠,٥<	٠,١	٠,١
Ce/Ce*	٠,٦٧	١,١٧	٠,٩٦	١,٠١	٠,٩٣	-	٠,٢٧	١,٢٥	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu/Eu*	٠,١٠	١,٢٩	٠,٨٠	٠,٧٣	٠,٦٥	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pr_N/Yb_N	٤,٦	٢٢,٥	٣,٠١	٣,٢٦	٣,٨٧	-	٢,٦	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

بررسی وابستگی عنصرهای فرعی و کمیاب در کانسنگ اندیس ۲ باباعلی

برای ارزیابی ترکیب شیمیایی کانسنگ و به‌دست آوردن ارتباط میان عنصرهای گوناگون در نمونه‌های لیمونیتی و مگنتیتی، رسم نمودارهای دوتایی و بررسی روند همبستگی میان داده‌ها، روش‌های خوبی برای مقایسه و همخوانی داده‌ها هستند (شکل ۱۰). برپایهٔ این نمودارها،

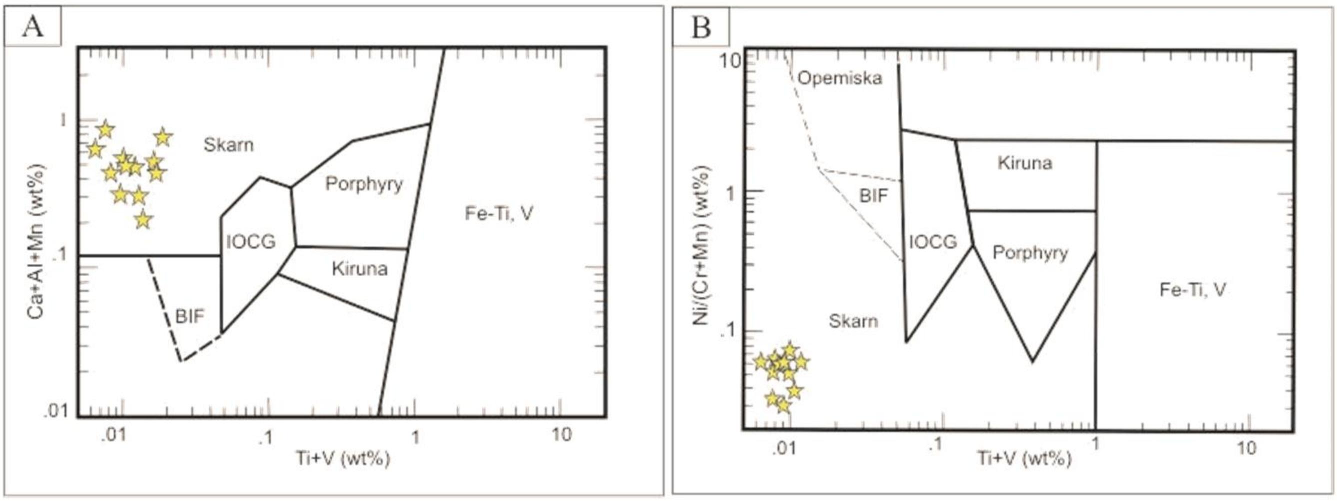
همبستگی عنصرهای Co و V، Co و Cu، Ni و Cu، Mn و Cu مثبت است؛ اما Ni و V در کانسنگ مگنتیتی همبستگی منفی دارند؛ زیرا این دو عنصر برای دستیابی به یک جایگاه بلورشناسی در ساختار کانه مگنتیت رقابت می‌کنند. افزون‌بر این، تفاوت در رفتار عنصرهای بررسی‌شده در دو کانی لیمونیت و مگنتیت نشان‌دهندهٔ تفاوت خاستگاه آنها یا تفاوت سرنوشت آنها است.



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 V با Ni؛ D) همبستگی Cu با Ni؛ E) همبستگی Cu با Mn (Co: کبالت؛ Cu: مس؛ Ni: نیکل؛ V: وانادیم)

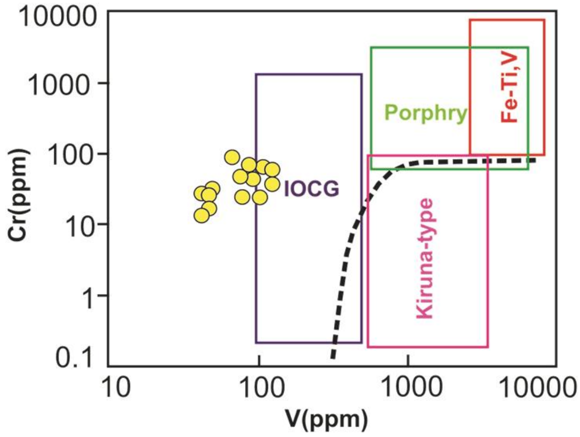
رده‌بندی اندیس دوم کانسار آهن باباعلی

نمودارهـــای Dupius و Beaudoin (۲۰۱۱) برپایـــۀ مقـــدار Ti+V دربرابـــر Ni/(Cr+Mn) و Ti+V دربرابـــر Ca+Al+Mn در کانـــه مگنتیـــت رســـم شـــده‌انـــد (شـــکل ۱۱). برپایـــۀ ایـــن شـــکل، نمونـــه‌هـــای برداشـــت‌شـــده از منطقـــه در محـــدودۀ ترکیبـــی کانســـارهای اســـکارنی جـــای گرفتـــه‌انـــد. مقـــدار Ti در همـــۀ نمونـــه‌هـــا کـــم اســـت؛ امـــا مقـــدار عنصـــرهای Ca ،Al و Mg در نمونـــه‌هـــا بالاســـت. عنصـــرهای Ti و V در کانســـارهای اکســـیدی تغییـــرات بســـیاری در ارتبـــاط بـــا نـــوع کانســـار نشـــان مـــی‌دهنـــد؛ ازایـــن‌رو، حاصـــل جمـــع آنهـــا بـــرای شناســـایی کانســـارهای گوناگون به‌کار می‌رود.



شـــکل ۱۱- نمونـــه‌هـــای مگنتیتـــی انـــدیس دوم کانســـار بابـــاعلی در نمودارهـــای Dupius و Beaudoin (۲۰۱۱): A) نمـــودار Ti+V دربرابـــر Ca+Al+Mn؛ B) نمودار Ti+V دربرابر Ni/(Cr+Mn) (Al: آلومینیم؛ Ca: کلسیم؛ Cr: کرم؛ Mn: منگنز؛ Ni: نیکل)

عنصـــرهای Fe و Ti ویژگـــی‌هـــای زمـــین‌شـــیمیایی همانـــندی در ماگمـــا دارنـــد و ازایـــن‌رو، ســـنگ‌هـــای ماگمـــایی، جایگـــاه‌های بلورشناســـی همانـــندی بـــرای ایـــن دو عنصـــر دارنـــد (Ragland, ۱۹۸۹). بایـــد بـــه یـــاد داشـــت در پـــی فراینـــد دگرســـانی Fe متحـــرک مـــی‌شـــود؛ امـــا Ti بـــی‌تحـــرک بجـــای مـــی‌مانـــد (Bin *et al.*, ۲۰۱۶). فراوانـــی کـــم Ti از ویژگـــی‌هـــای مشـــترک کانســـارهای اســـکارنی و IOCG اســـــت (Ragland, ۱۹۸۹). کـــــانی‌هـــــای اکســـیدآهن در اســـکارن‌هـــا مقـــدار Ti+V کمـــی نشـــان مـــی‌دهنـــد؛ امـــا نســـبت‌هـــای Ni/(Cr+Mn) مقـــدارهای متغیـــری از خـــود نشـــان مـــی‌دهنـــد. همچنـــین، کانســـارهای مگنتیـــت- آپاتیـــتِ نـــوع کایرونـــا، مقـــدارهای کمـــی از Cr، Mn و Al از خـــود نشـــان مـــی‌دهنـــد؛ امـــا مقـــدار وانـــادیم بـــالایی دارنـــد. مقـــدار کمـــابیش بـــالای Mn نیز از ویژگـــی‌هـــای کانســـارهای اســـکارنی گرمـــابی اســـت. میـــزان ایـــن عنصـــر در همـــۀ نمونـــه‌هـــای انـــدیس ۲ باباعلی بالاســـت و مقـــدار میـــانگین آن در نمونـــه‌هـــا ۶۴۴ ppm ۶۴۴ اســـت. ندیـــدن کـــانی‌هـــای مســـتقل منگنـــز در در نمونـــــه‌هـــــای کانســـــنگ (در بررســـــی‌هـــــای میکروســـکوپی) نشـــان‌دهنـــدۀ جانشـــینی Fe^{+2} بـــا Mn^{+2} در شـــبکه کانـــه‌هـــای آهـــن بـــه‌علـــت ویژگـــی‌هـــای زمـــین‌شـــیمیایی همانـــند ایـــن دو عنصـــر اســـت. برپایـــۀ ایـــن نمودارهـــا ترکیـــب مگنتیـــت‌هـــای انـــدیس ۲ کانســـار بابـــاعلی در محـــدودۀ ترکیبـــی کانســـارهای اســـکارن جـــای دارد. Knipping و همکـــاران (۲۰۱۵) نیـــز نمـــوداری بـــرای شناســـایی کانســـارهای Fe-Ti-V، IOCG، تیـــپ کایرونـــا و پـــورفیری برپایـــۀ میـــزان Cr و V مگنتیت پیشنهاد کرده‌اند (شکل ۱۲).

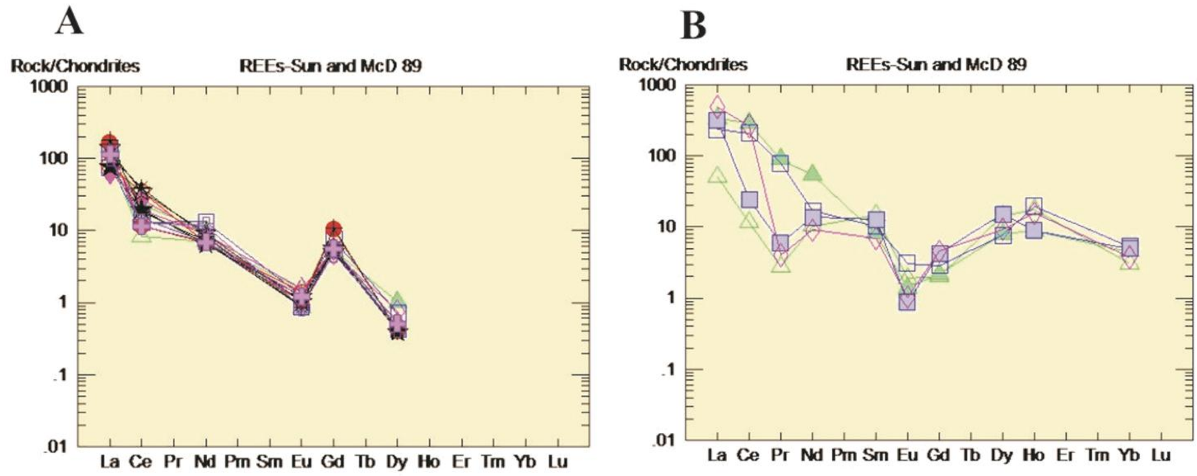


شکل ۱۲- نمونه‌های مگنتیت اندیس دوم کانسار آهن باباعلی در نمودار V دربرابر Cr (Knipping *et al.*, ۲۰۱۵)

در این نمودار، نمونه‌های مربوط به کانهٔ مگنتیت اندیس دوم باباعلی در نزدیکی محدودهٔ ترکیبیِ کانسارهای IOCG جای گرفته‌اند. به باور شماری از پژوهشگران، کانسارهای اسکارن آهن زیرگونه‌ای از کانسارهای IOCG هستند (Gandhi, ۲۰۰۳; Williams *et al.*, ۲۰۰۵). پس ازآنجایی‌که 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 عنکبوتیِ کانسنگ مگنتیت، طیف پیوسته‌ای از عنصرهای REE دیده نمی‌شود و این نکته نشان‌دهندهٔ تهی‌شدگی عنصرهای HREE در مگنتیت است.



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 دربردارندهٔ 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 همهٔ نمونه‌های لیمونیتی طیفی از عنصرهای La تا Yb را دارد.

(۲) همهٔ 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.

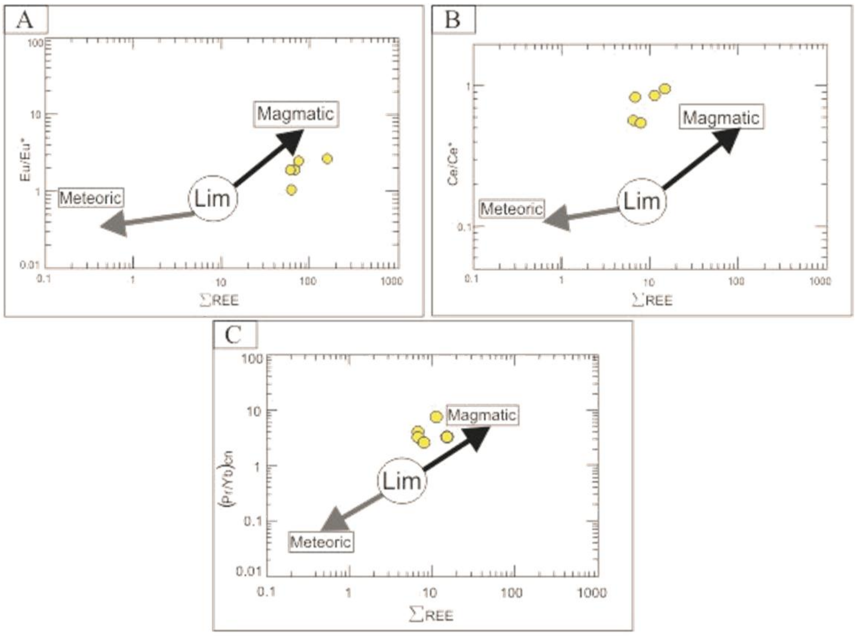
(۳) همه نمونه‌های مگنتیتی و لیمونیتی از LREE

غنی‌شدگی نشان می‌دهند. توزیع عنصـرهای REE در سیال‌های داغ گرمابی به T، pH و نوع کمپلکس‌ها در سیال‌هـا بسـتگی دارد. عنصـرهای خـاکی نـادر درون سیستم زمین‌شیمیایی خاص خود متحرک می‌شوند و انتقال آنها با کمپلکس‌ها انجام می‌شود. پـس پایـداری کمـپلکس‌هـا متغیـر اسـت و بـه pH، T و P ترکیـب سنگ دیـواره وابسـته اسـت (Lottermoser, ۱۹۹۲). عنصرهای HREE و ایتریم دربرابر عنصرهای LREE، کمپلکس‌های پایدارتر کربناته، فلوریـدی، اکسـالاتی و سولفاتی می‌سازند؛ ازاین‌رو، دیرتر ترکیب و ته‌نشسـین می‌شوند و کانی از عنصرهای LREE غنـی مـی‌شـود (Helvaci, ۱۹۸۴).

(۴) در نمونـــــه‌هـــــای لیمـــــونیتی، آنومـــــالی ۰/۶۷<Ce/Ce*<۱/۲۷ اسـت و در نمونـه مگنتیتـی میانگین آن برابر ۰/۷۶ است. آنومالی منفی و کمابیش کمابیش آشکارترِ Ce در نمونه‌هـای مگنتیتـی نشـانهٔ اکسیدشـدن Ce^{+3} بـه Ce^{+4} و خـروج آن از محـیط و نبود نسبی آن در ساختمان مگنتیـت اسـت (Appel, ۱۹۹۹).

شناسایی خاستگاه سیال‌های کانه‌زا

شناسـایی خاسـتگاه سـیال‌هـای گرمـابی مـؤثر در کانه‌زایی از هدف‌های اصلی بررسی کانسارهاسـت. Kato (۱۹۹۹) در بررسی‌هایی کـه روی کانسـارهای اسـکارنی ژاپـن انجـام داده اسـت، بـا بهـره‌گیـری از سـه پـارامتر Eu/Eu*، Ce/Ce* و Pr_{cn}/Yb_{cn} و رســم مقــدار آنهــا دربرابر ∑REE، خاستگاه جوی یا ماگمـایی سـیال‌هـای کانه‌زا را شناسایی کـرده اسـت. در همـین راسـتا، بـرای شـناخت خاسـتگاه سـیال‌هـای کانـه‌زا در ایـن انـدیس، پارامترهــای یادشــده بــه‌کــار بــرده شــد. ازآنجــایی‌کــه بــه‌دســت‌آوردن ایــن مقــدارها برپایــهٔ جــدول ۲ بــرای نمونه‌های مگنتیتی شدنی نبود، این پارامترها تنها بـرای کانسنگ لیمونیتی اندازه‌گیری شده است. در شکل ۱۴، نمودارهای لازم برای منطقه بررسـی‌شـده رسـم شـد. برپایهٔ این نمودارها خاستگاه سیال‌های سازندهٔ اندیس دوم کانسار باباعلی ماگمایی است. دورشـدن نقـاط از روند ماگمایی نشانه آمیختگی آنها بـا آب‌هـای جـوی است.



شکل ۱۴- نمونه‌های کانسنگ لیمونیتی در اندیس دوم کانسار آهن باباعلی در نمودارهای نشان‌دهندهٔ خاستگاه سیال‌های گرمابی کانه‌زا (Kato, ۱۹۹۹): A) ∑REE دربرابر Eu/Eu*؛ B) ∑REE دربرابر Ce/Ce*؛ C) نمودار ∑REE دربرابر (Pr_N/Yb_N)

نتیجه‌گیری

برپایهٔ بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی و زمین‌شیمایی، همچنین، نمودارهایِ همبستگی رسم‌شده و روند عنصرهای REE در نمونه‌های مگنتیتی و لیمونیتی، این دو کانی سرنوشت جدا از هم دارند. ازآنجایی‌که 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 تودهٔ ریولیتی، داسیتی آلموقلاق جانشین شده باشد و همزمان با آن، مگنتیت تیپ اسکارنی نیز به‌دنبال سیلیسیم‌دارشدن (سیلیکاته‌شدن) و سیلیسی‌شدن زینولیت‌های آهکی پدید آمده باشد. با فعالیت زمین‌ساختی بعدی، محلول‌های گرمابی دوباره به محل تزریق و لیمونیت لایه‌ای با جانشینی مگنتیت نخستین و بجاماندهٔ لایه‌های آهکی 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.

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 Almogholagh area (North of Asad-abad). M. Sc. thesis in Petrology, University of Kharazmi, Thehran, 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 ۳۰۰: 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 Zafar-abad iron skarn deposit, NW Divandarreh, Kordestan province. Journal of Economic Geology ٦(۲): ۲۳٥-۲٥۷ (in Persian).

Barati, M. and Rasa, I. (۲۰۰٥) Geological and Geochemical analysis of Baba-Ali index. Journal of Earth Sciences ۱٥(٥۸): ۱٤۸-۱٥۷ (in Persian).

Barton, M. D. (۲۰۱۳) Iron oxide (-Cu–Au–REE–P–Ag–U–Co) systems. Treatise on Geochemistry, Second Edition ۱۳: ٥۱٥–٥٤۱.

Barud, J. (۱۹۷٥) Geological map of the Kermanshah Quadrangle, ۱:۲٥۰۰۰۰. Published by Geological survey of Iran. Tehran, Iran.

Bin, Z., Hong-Fu, Z., Xin-Miao, Z. and Yong-Sheng, H. (۲۰۱٦) Iron isotope fractionation during skarn-type alteration: Implications for metal source in the Han-Xing iron skarn deposit. Ore Geology Reviews ۷٤: ۱۳۹–۱٥۰

Chen, H. Y. (۲۰۱۳) External sulphur in IOCG mineralization: implications on definition and classification of the IOCG clan. Ore Geology Reviews ٥۱: ۷٤–۷۸.

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 ٤٦(٤): ۳۱۹–۳۳٥.

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 Tuyserkan, 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. (۲۰۰٦) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences ۲٦(٦): ٦۸۳–٦۹۳.

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 ٤٥۱(۱–٤): ۷۱–۹٦.

Helvaci, C. (۱۹۸٤) Apatite – rich iron deposits of the Avnik (Bingol) region, Southern Turkey. Journal of Economic Geology ۷۹(۲): ۳٥۳-۳۷۱.

Hitzman, M. W. and Valenta, R. K. (۲۰۰٥) Uranium in iron oxide-copper–gold (IOCG) systems. Journal of Economic Geology ۱۰۰(۸): ۱٦٥۷–۱٦٦۱.

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 ٥۸(۱-٤): ۲٤۱–۲۸۷.

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): ۷۷-۹٦ (in Persian).

Kamei, G. and Ohmoto, H. (۲۰۰۰) The Kinetics of reactions between Pyrite and O۲- bearing water revealed from in situ monitoring of Do, Eh and pH in a closed system. Geochimica Cosmochimica Acta ٦٤(۱٥): ۲٥۸٥-۲٦۰۱.

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 ۳(۲): ۱۹۳-۲۱٦ (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 ٤۹(٤): 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. (۲۰۱٥) Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. Geochimica Cosmochimica Acta ۱۷۱: ۱٥–۳۸.

Krauskopf, B. (۱۹٦۷). 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): ۲٥-٤۱.

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 ٤۱: ۲۳۸-۲٤۹.

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 ۷٦(۲): ۲۰٦-۲۱٥.

Mansouri, S., Aliani, F., Maanijou, M., Sepahi Gerow, A. A. and Mostaghimi, M. (۲۰۱٥) Mineralogy and geochemistry of granitoids and associated iron skarn of Takht (north of Kaboodar Ahang). Iranian Journal of Petrology ۲۱: ۱٥۹-۱۸۷ (in Persian).

Meinert, L. D. (۱۹۸٤) Mineralogy and Petrology of iron skarns in western British Columbia. Economic Geology ۷۹(٥): ۸٦۹-۸۸۲.

Moghaddasi, J. (۲۰۰٦) Mineralography. ۱st Edition, Payam Noor University Publication (in Persian).

Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (۲۰۱٤) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. International Geology Review ٥٦: ۲٦۳-۲۸۷.

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: ۳۹۷–٤۱۲.

Moinevaziri, H., Akbarpour, A. and Azizi, H. (۲۰۱٤) 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. (۲۰۰٥) Redox and nonredox reactions of iron oxides in rocks. Journal of Chemie der Erde ٦٥(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): ۱۹-٤٦ (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 ٤: ۷٥-۸٤.

Nezafati, N., Herzig, P. M., Pernicka, E. and Momenzadeh, M. (۲۰۰٥) 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 ٤٦(٤): ٤۰۹-٤۲۸.

Ohmoto, H. (۲۰۰۳) Nonredox transformations of magnetite- hematite in hydrothermal systems. Journal of Economic Geology ۹۸(۱): ۱٥۷-۱٦۱.

Oyman, T. (۲۰۱۰) Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe–Cu skarn deposit in Ayvalik (Balikesir), Turkey. Ore Geology Reviews ۳۷(۳-٤): ۱۷٥–۲۰۱.

Ragland, P. C. (١٩٨٩) Basic Analytical Petrology. Oxford University Press, US.

Sepahi Gerow, A. A., Asadi, A. and Salami, S. (٢٠١٤) The study of petrogenesis, mineral chemistry and thermobarometry of contact metamorphic rocks from aureole of Alvand body, Hamedan. Iranian Journal of Petrology ٥(١٩): ٦٧-٨٦ (in Persian).

Shahabpour, J. (١٩٩٤) Post-mineralization breccias dike from the Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. Exploration and Mining Geology ٣(١): ٣٩- ٤٣.

Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M. (٢٠١٠) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. Asian Earth Sciences ٣٩: ٦٦٨-٦٨٣.

Shaikh Zakariaei, S. J. and Monsef, I. (٢٠١٠) Mineralogy-petrofabric of metamorphic rocks in Ghorveh (northwest of Iran). Journal of Sciences (Islamic Azad University) ٢٠(٧٧): ٢٠٣-٢٢٠ (in Persian).

Sherafat, S. and Mackizadeh, M. A. (٢٠١٦) Mineralogy and Genesis of Joveinan Iron Skarn (Cenozoic Magmatic Arc, North of Isfahan). Iranian Journal of Petrology ٢٩: ٨٩-١٠٨ (in Persian).

Sillitoe, R. H. (٢٠١٢) Copper provinces. Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication ١٦: ١-١٨.

Skirrow, R. G. (٢٠١١) 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 ١١th Biennial Meeting, Antofagasta, Chile ٢٦-٢٩ :٤٨٢–٤٨٤.

Sun, S. and McDonough, W. F. (١٩٨٩) 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.) ٣١٣-٣٤٥. Geological Society, London, UK.

Tabrizi, M., Sepahi Gerow, A. A. and Salami, S. (٢٠١٤) 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 ٢٢(٣): ٤٤٥-٤٥٨ (in Persian).

Tahmasbi, Z. (٢٠١٤) Mechanism of the formation Tourmaline nodules in Broujerd area (Dehgah-Sarsakhti). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy ٢٢(٣): ٤١٩-٤٣٠ (in Persian).

Tahmasbi, Z., Siyeh Vand, F. and Ahmadi Khalaji, A. (٢٠١٥) Lithology and geochemistry of metamorphic rocks south of West Arakand compare it with neighboring areas. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy ٢٣(٢): ٢٩٥-٣٠٨ (in Persian).

Whitney, D. L. and Evans, B. W. (٢٠١٠) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist ٩٥: ١٨٥–١٨٧.

Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontbote, L., Haller, A. D., Mark, G., Oliver, N. H. S. and Marschik, R. (٢٠٠٥) Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin. Economic Geology ٣٧١-٤٠٥.

Zamanian, H. (٢٠٠٣) 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. (٢٠١٥) Rare Earth Element Signatures of Economic and Sub-economic Porphyry Copper Systems in Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran. Ore Geology Reviews ٧٠:٤٠٧-٤٢٣.

Zhao, X. F. and Zhou, M. F. (٢٠١١) Fe–Cu deposits in the Kangdian region, SW China: a Proterozoic IOCG (iron-oxide–copper–gold) metallogenic province. Mineralium Deposita ٤٦(٧):٧٣١–٧٤٧.