

مراحل کانه‌زایی و منشأ آهن کانسار باشکند در جنوب‌باختری سلطانیه بر اساس شواهد کانی‌شناسی، ساخت، بافت و ژئوشیمی

سمیه شهبازی^۱، مجید قادری^۲ و نعمت‌اله رشیدنژاد عمران^۳

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۸/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۹/۱۱

چکیده

کانسار آهن باشکند در ۱۶ کیلومتری جنوب‌باختری سلطانیه در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. واحدهای سنگی منطقه شامل سنگ‌های دگرگونه سازند کهر، گرانیت خرم‌دره و دایک آندزیتی است. دگرسانی‌های عمده در منطقه، آرژیلی، پتاسیک، کلریتی، سیریتی و کوارتز-کربناتی هستند. کانه‌زایی با روند N30-50W و شیب ۳۰ تا ۵۰ درجه به‌سوی جنوب‌باختر، از لایه‌بندی اولیه، برگوارگی فلیت‌ها و گسل‌های هم‌روند آنها پیروی می‌کند. ماده معدنی در کانسار آهن باشکند، بیشتر به‌صورت هم‌روند با برگوارگی و با سبزی کمتر از ۱ سانتی‌متر الی ۷ تا ۸ متر و نوارهایی با بیشینه پهنای ۵ سانتی‌متر در حدفصل سنگ‌های کربناتی و آواری دگرگون شده و گاه درون بخش کربناتی تبلور دوباره یافته با عیار متوسط ۵۶ درصد جای گرفته است. پارائز کانی‌شناختی منطقه شامل (۱) گروسولاریت، پیروکسن، ایدوکراز؛ (۲) آندرادیت، پیروکسن، فورستریت، فلوگوپیت، مگنتیت و (۳) ترمولیت، سرپانتین، اپیدوت، تالک، بیوتیت، مگنتیت، اسپیکولاریت و سولفیدها است که به‌وسیله رگه‌های کوارتز-کربنات قطع شده‌اند. حضور مگنتیت همزمان با کوارتز و فلدسپار در توده نفوذی، عدم تطابق الگوی رفتاری Fe_2O_3 با SiO_2 و Al_2O_3 و تطابق آن با دیگر اکسیدهای اصلی و عناصر مس و روی، تشابه الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب در ماده معدنی، توده نفوذی و سنگ میزبان اسکارنی شده و عدم تشابه با نمونه‌های کمتر دگرسان شده فلیت و متادولوستون، نشانگر تأمین ماده معدنی از سیال‌های مشتق شده از توده نفوذی است که در مرحله متاسوماتیسم پسرونده در اثر اختلاط با سیال‌های جوی و افزایش فوگاسیته اکسیژن، منجر به نهشت ماده معدنی شده است.

کلیدواژه‌ها: کانی‌شناسی، متاسوماتیسم پسرونده، ژئوشیمی، آهن، اسکارن، باشکند.

*نویسنده مسئول: مجید قادری

E-mail: mghaderi@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

محدوده معدنی باشکند در ۱۶ کیلومتری جنوب‌باختری سلطانیه در دامنه شمال‌باختری رشته‌کوه سلطانیه، با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، قرار گرفته است. در تقسیم‌بندی ساختاری ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، منطقه باشکند در زون البرز- آذربایجان قرار دارد. جدیدترین تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران (Sheikholeslami et al., in press)، مرز پهنه‌های ایران مرکزی و البرز را در شمال کوه‌های طارم قرار می‌دهد، بنابراین رشته‌کوه‌های سلطانیه، جزو پهنه ایران مرکز به شمار می‌آیند. از جمله دیگر کانسارهای آهن واقع در این رشته‌کوه‌ها می‌توان به کانسارهای ارجین (اندرز، ۱۳۸۵)، شاه‌بلاغی (مؤمن‌زاده و رشیدنژاد عمران، ۱۳۶۶؛ اسماعیلی، ۱۳۸۵)، گوزل‌دره (محمدی، ۱۳۹۲)، کردره (کردق) و کوسه‌لر (قربانی، ۱۳۸۱) اشاره کرد. با توجه به این که پیش از این پژوهش، مطالعه دقیقی به‌ویژه از نظر کانی‌شناسی و کانه‌نگاری، بافت و ساخت و همچنین رابطه میان کانه و سنگ درونگیر در کانسار آهن باشکند صورت نگرفته بود، بنابراین تعیین پارامترهای فوق و مشخص ساختن عوامل کنترل‌کننده تمرکز کانه، از اهداف اصلی مطالعه این کانسار بوده است.

۲- روش مطالعه

در این پژوهش، طی بررسی‌های صحرایی، واحدهای مختلف سنگی موجود در منطقه (شکل ۱) شناسایی شد و ژئومتری آنها، انواع شکستگی‌ها و گسل‌های موجود و ارتباط آنها با کانه‌زایی مشخص شد. سپس از واحدهای سنگی و بخش‌های کانه‌دار در مجموع ۲۰۰ نمونه برداشت شد. در مرحله بعد، ۲۰ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی مختلف برای انجام مطالعات سنگ‌نگاری و نیز ۵۰ مقطع نازک- صیقلی به‌منظور مطالعه نحوه ارتباط کانه با کانی‌های سنگ‌ساز، و نیز بافت و پارائز کانه‌ها در آزمایشگاه بخش زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس تهیه شد. ۱۸ نمونه به روش

فلوئورسانس اشعه X (XRF) به‌منظور تعیین میزان عناصر اصلی و فرعی در آزمایشگاه ALS-Chemex در ونکوور کانادا و ۱۳ نمونه در دانشگاه New Brunswick کانادا تجزیه شد (جدول ۱). افزون بر این، ۱۸ نمونه نیز به‌منظور تعیین میزان عناصر کمیاب (trace) و عناصر خاکی کمیاب (REE) به روش‌های ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا بررسی شد (جدول ۲).

۳- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

در کوه‌های سلطانیه، نهشته‌های رسوبی پرکامبرین- پالئوزویک و مقدار جزئی مزوزویک و سنوزویک، به‌طور کامل هم‌ارز با البرز (نهشته‌های سازندهای کهر، بایندر، سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، میلا، شمشک، لار و کرج) تشکیل شده‌اند و به‌نظر می‌رسد از پرکامبرین تا ژوراسیک پایانی، حوضه رسوبی واحدی را با البرز تشکیل می‌داده‌اند (Stocklin, 1965). فرازمین سلطانیه، رشته‌کوه باریکی است که در شکل‌گیری آن، عملکرد ادامه جنوب‌خاوری گسل تبریز و همزادهای آن (از جمله گسل سلطانیه) نقش اساسی داشته‌اند. وجود نشانه‌هایی از سنگ آهن (سازندهای سلطانیه و بایندر)، فسفات (سازند سلطانیه) و فلدسپار (گرانیت دوران)، از ویژگی‌های معدنی آن است. در فرازمین سلطانیه، سنگ‌های جوان‌تر از انوسن پروزند محدودی دارند و به‌نظر می‌رسد رویداد کوهزایی پیرنن در شکل‌گیری آن مؤثر بوده است (پایگاه ملی داده‌های علوم‌زمین کشور (www.ngdir.ir)).

۴- زمین‌شناسی معدنی

در باختر و جنوب‌باختری سلطانیه، توده‌های نفوذی نیمه ژرف اسیدی با ترکیب گرانیتی به درون واحدهای رسوبی سازندهای کهر، بایندر و سلطانیه نفوذ کرده است. واحدهای اصلی موجود در منطقه باشکند، از قدیم به جدید عبارتند از (شکل ۱):

۴-۱. واحدهای آواری و دولوستون پرکامبرین با دگرگونی خفیف (سازند کهر)

سنگ‌شناسی عمده این واحدها در منطقه شامل تناوبی از فیلیت و دولوستون تبلور دوباره یافته است که میان‌لایه‌هایی از متاتوف، متاسیلستون، ماسه‌سنگ دگرگونی و به ندرت شیست دارند. روند عمومی برگراگی ضعیف (S1) این واحدها که بر لایه‌بندی اولیه (S0) منطبق است، N30-50W و شیب آنها ۳۰ تا ۵۰ درجه به‌سوی جنوب‌باختر است. به‌دلیل اهمیت واحدهای یادشده در میزبانی ماده معدنی، در زیر به بررسی جزئی‌تر و دقیق‌تر آنها پرداخته می‌شود.

واحد شیستی (St)، شامل سنگ‌های بیوتیت کلریت شیست که در بخش شمالی محدوده معدنی در مجاورت بلافضل توده نفوذی نیمه‌ژرف گرانیتی، میزبان بخش‌هایی از کانه‌زایی است، در واقع همان واحد فیلیتی است که در مجاورت توده، به‌صورت شیست ظاهر شده است. مگنتیت و هماتیت موجود در این سنگ در سوی شیست‌زیده سنگ قرار گرفته‌اند (شکل ۲). واحد فیلیتی (Ph) اغلب میان‌لایه‌هایی از متادولوستون آهکی را در خود جای داده است. در این واحد، هرچا توده نفوذی اسیدی تزریق شده، آثاری از کانه‌زایی دیده می‌شود. این واحد به‌شدت تحت تأثیر دگرسانی‌های کلریتی و سربستی قرار گرفته است. واحد دولوستون آهکی تبلور دوباره یافته (Dn) به‌رغم طبیعت غالب دولوستونی، به‌صورت خالص نبوده و میان‌لایه‌های نازکی از فیلیت دارد. بلورهای مگنتیتی موجود در این واحد به شکل پراکنده هستند، ولی طی نمونه‌برداری‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی مشخص شد که با حرکت به‌سوی توده نفوذی، بر میزان کانه موجود در این واحد افزوده می‌شود.

واحد دولوستون آهکی تبلور دوباره یافته با میان‌لایه‌های فیلیت (DP) تنها در بخش‌های خاوری و شمالی بی‌هنجاری ۴ و در مجاورت توده نفوذی، رخنمون دارد. میان‌لایه‌های فیلیتی این واحد بسیار بیشتر و سبتر از واحد Dn است. واحد تناوب دولوستون آهکی تبلور دوباره یافته اسکارنی، فیلیت و متاتوف (Sk)، که حجم اصلی مگنتیت مورد بهره‌برداری را در خود جای داده است، گاهی میان‌لایه‌هایی از متاسیلستون توفی را نیز دربر دارد. سبترای هر یک از این میان‌لایه‌ها میان ۱ سانتی‌متر تا حداکثر ۱ متر است. هرچا اثری از توده نفوذی در این واحد دیده می‌شود، کانی‌سازی هرچند در مقیاس کوچک به‌وقوع پیوسته است. بخش عمده کانی‌سازی در حداث‌های فیلیتی و متادولوستونی و یا واحدهای فیلیتی و متاتوفی کربناتی به‌وقوع پیوسته است. این در حالی است که درون میان‌لایه‌های متاتوفی، میزان مگنتیت بسیار کم است و یا اصلاً وجود ندارد.

۴-۲. واحد کربناتی پرکامبرین (سازند بایندر) (Pc br)

واحد یادشده، در جنوبی‌ترین بخش منطقه رخنمون دارد. سنگ‌شناسی عمده سازند بایندر در این منطقه، سنگ‌های آهکی است و بیشترین سبترای آن به ۱۰ متر می‌رسد. اثری از توده نفوذی و کانه‌زایی در این بخش دیده نمی‌شود، ولی رگچه‌های کلسیتی که سنگ را قطع کرده‌اند، در سراسر این واحد نمایان هستند.

۴-۳. توده نفوذی نیمه‌ژرف ائوسن (گرانیت خرم‌دره) (g)

در نمونه‌های کمتر دگرسان‌شده این واحد، بلورهای مگنتیت، به‌صورت دانه‌پراکنده و هم‌زمان با دیگر کانی‌های سنگ‌ساز دیده می‌شوند (شکل ۳). نظر به فراوانی اندک بلورهای گارنت، پیروکسن، اپیدوت، ترمولیت و اکتینولیت، می‌توان نتیجه گرفت که گسترش اندوساکارن در منطقه بسیار ناچیز است. (Hassanzadeh et al. 2008)

براساس سن‌سنجی‌های ایزوتوپی، این توده را به ائوسن پیشین نسبت داده‌اند.

۴-۴. دایک‌های پورفیری دلریتی-دیابازی (Pd)

رخنمون این دایک‌ها در صحرا بسیار اندک و ناپیوسته است و شناسایی آنها تنها با اتصال قطعات ناپیوسته با ابعاد متوسط ۵۰×۵۰ cm و مطالعات میکروسکوپی امکان‌پذیر است. مجموع طول این دایک‌ها به ۲ تا ۳ متر می‌رسد. علت تشکیل این دایک‌های دیابازی، صعود ماگمای آندزیتی به‌سوی بالا و اختلاط آن با ماگمای

ریولیتی است. شاهد این مدعا، حضور زئوکریستال‌های کوارتز خلیجی (برجای‌مانده از ماگمای ریولیتی) است که اطراف آن را پیروکسن اپیدوتی شده (متعلق به ماگمای آندزیتی-بازالتی) فرا گرفته است. مگنتیت‌های موجود در این سنگ‌ها، همگی ریزبلور و نیمه‌خودشکل بوده و بافت جانیشینی نشان می‌دهند. این مگنتیت‌ها، بیشتر با کانی‌هایی مانند ترمولیت و اکتینولیت همراه هستند (شکل ۴).

۵- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه

در مطالعات و مشاهدات صحرایی، دو دسته گسل و شکستگی در منطقه شناسایی و مشخص شد: دسته اول امتداد N30-50W و شیب ۳۰ تا ۵۰ درجه به‌سوی جنوب‌باختر دارند و معمولاً راست‌بر هستند. بیشتر پهنه‌های کانه‌دار منطقه از روند این گسل‌ها که اتفاقاً روند لایه‌بندی نیز است (از نوع امتدادلغز)، پیروی می‌کنند. دسته دوم گسل‌ها که فراوانی کمتری دارند، حائز روند N30-40E و شیب ۶۰ تا ۷۰ درجه به‌سوی شمال‌باختر هستند. نمونه بارز این گسل‌ها در حاشیه توده نفوذی، در محل کانسار، دیده می‌شود. بی‌هنجاری ۲ هم‌روند با این گسل‌ها است. در بی‌هنجاری ۳، گسل‌هایی با روند N30E و شیب ۸۰ درجه به‌سوی شمال‌باختر سبب جابه‌جایی‌های کوچک‌مقیاس در ماده معدنی و سنگ‌های میزبان آن شده است.

۶- دگرگونی

شواهد صحرایی و میکروسکوپی موجود، نشان از رخداد دو فاز دگرگونی متفاوت در منطقه است. فاز اول، دگرگونی ناحیه‌ای فراگیری است که تمامی واحدهای سازند کهر را دستخوش تحول کرده است. شواهد عملکرد این فاز عبارتند از: (۱) برگراگی کاملاً مشخص فیلیت‌ها در مقیاس‌های ناحیه‌ای، نمونه دستی و میکروسکوپی. (۲) تبلور دوباره و فشردگی بلورهای کوارتز در واحد متاسیلستون. (۳) وجود بافت الحاق سه‌گانه در بلورهای کوارتز تشکیل‌دهنده فیلیت‌ها. (۴) تبلور دوباره دولومیت‌های لایه‌ای. (۵) تبلور دوباره کوارتزهای تشکیل‌دهنده میان‌لایه‌های متاتوفی، همراه با جهت‌یافتگی آنها در امتداد برگراگی فیلیت‌ها. شواهد این دگرگونی در واحدهای مربوط به سازند بایندر در بررسی‌های صحرایی مشاهده نشد. به‌نظر می‌رسد این دگرگونی درجه پایین ناحیه‌ای، ناشی از عملکرد فاز کوهزایی کاتانگایی در منطقه باشد (آقانیانی، ۱۳۸۳).

فاز دوم، دگرگونی مجاورتی است که در اثر تزریق توده نفوذی نیمه ژرف گرانیتی ایجاد شده است. این دگرگونی، موجب تبلور دوباره و افزایش اندازه بلورهای دولومیت و کوارتز و افزایش درجه دگرگونی ناحیه‌ای شده تا جایی که در مجاورت این توده در بخش شمالی کانسار، فیلیت به بیوتیت کلریت شیست تبدیل شده و کانی‌های ایدوکرز، گارنت، پیروکسن، آمفیبول و فلوگوپیت در سنگ‌های کربناتی مجاور توده، تشکیل شده است.

۷- کانه‌زایی

کانه‌زایی در محدوده معدنی باشکند، در حداث‌های واحدهای تخریبی دارای میان‌لایه‌های متاتوف و واحدهای کربناتی دگرگونی، به‌ویژه در بخش‌هایی که توده نیمه‌ژرف گرانیتی رخنمون دارد، رخ داده است. در این منطقه، هرچا توده نیمه‌ژرف گرانیتی تکتونیزه و دارای بافت پورفیری-میکروگرانولار، درون واحدهای دولوستونی متبلور، متاسیلستونی و فیلیتی نفوذ کرده، کانه‌زایی صورت گرفته است. ماده معدنی به شکل توده‌ای و همخوان با برگراگی و دارای طول میان ۵۰ تا ۸۰ متر است. سبترای آن در بخش‌های دارای بافت توده‌ای ۵/۰ تا ۸ متر (شکل ۵-الف) و در بخش‌های نواری چند میلی‌متر (شکل‌های ۵-ب، ج) است. درزه‌ها و شکستگی‌های قطع‌کننده فولیاسیون نیز مکان‌های مناسبی برای کانی‌سازی

قبیل ایدودت، ترمولیت، اکتینولیت، سرپانتین و تالک تشکیل شده است (شکل های ۱۰-ه، ی). بررسی کانه‌زایی آهن در کانسار آهن کلسیمی Vegas Pladas آرژانتین (Pons & Franchini, 2009)، کانسار اسکارن آهن Mengku در چین (Lingang et al., 2010) و کانسار اسکارن آهن- روی Dunde در چین (Duan et al., 2014) بیانگر تشکیل حجم اصلی ماده معدنی در این مرحله و در ارتباط با افزایش فوگاسیته اکسیژن در اثر اختلاط با سیال‌های جوی است.

– **همایت:** بخش عمده این کانی، به صورت تیغه‌های سوزنی شکل اسپیکولاریت است. اندازه سوزن‌های اسپیکولاریت در نمونه‌های دستی به ۲ تا ۳ میلی‌متر می‌رسد. در بیشتر نمونه‌ها، بلورهای اسپیکولاریت همزمان با مگنتیت‌های گرمابی نسل سوم تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱-الف)؛ ولی گاهی اکسیدشدگی مگنتیت در حاشیه و یا در امتداد رخ‌های آن نیز سبب تشکیل اسپیکولاریت شده است (شکل ۱۱-ب).

– **کالکوپریت و پیریت:** این دو کانی ریزبلور و نیمه‌خودشکل، به شکل دانه‌پراکنده در زون اسکارنی دیده می‌شوند (شکل ۱۲-الف)؛ ولی جایی که تجمع آنها بیشتر است، ژئومتری رگه‌ای دارند که مگنتیت و همایت تشکیل شده در مرحله متاسوماتیسم پسروده را قطع می‌کنند (شکل های ۱۲-ب، ج). به طور کلی، فراوانی سولفیدها در کانسار با شکند بسیار کم (کمتر از ۵ درصد) است، با این وجود، مقدار کالکوپریت بیشتر از پیریت است؛ ولی میزان کانی‌های گوتیت و لپیدوکروسیت نسبتاً زیاد است، بنابراین می‌توان اظهار داشت که در اثر اکسیداسیون شدید، بیشتر کانی‌های سولفیدی، اکسید شده‌اند. به نظر می‌رسد این سولفیدها در مراحل پایانی فاز اسکارن پسروده تشکیل شده‌اند.

– **کالکوسیت و کوولیت:** کالکوسیت در کانسار با شکند، فراوانی بیشتری نسبت به بورنیت دارد. کوولیت حضور کم‌رنگی دارد. هر دو این سولفیدها حاشیه اندک کالکوپریت‌های موجود را فرا گرفته‌اند (شکل ۱۳).

– **مالاکیت و آزوریت:** این کانی‌ها که از دگرسانی و اکسیدشدگی کانی‌های مس به وجود آمده‌اند، با رنگ‌های سبز و آبی لاجوردی در بخش‌های اکسیدان و گاه به صورت رگه- رگچه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۱۴).

– **لیمونیت، گوتیت و لپیدوکروسیت:** این کانی‌ها، حاصل هوازدگی کانی‌های سولفیدی آهن (و مس) هستند. عملکرد آب‌های جوی اکسیدان سبب خروج یون گوگرد و جایگزینی آن با اکسیژن و تشکیل کانی‌های یادشده است.

۹-۱. کانی‌های تشکیل شده در مرحله ایزوکمیکال دگرگونی مجاورتی

– **ایدوکراز:** بلورهای ایدوکراز در نمونه دستی و میکروسکوپی، به شکل شعاعی، با بلورهای گارنت و کلینوپروکسن موجود در محدوده همبری، هم‌رشدی دارد (شکل ۱۵-الف).

– **گارنت:** گارنت‌های تشکیل شده در مرحله دگرگونی مجاورتی، بلورهای نیمه‌خودشکل دانه‌پراکنده تا توده‌ای داشته و نسبت به گارنت‌های تشکیل شده در مرحله متاسوماتیسم پیشرونده کمی درشت‌تر هستند؛ ولی میزان آنها بسیار کمتر است. چنانچه سنگ‌های اطراف توده نفوذی آهن‌دار باشند، گارنتی که در مرحله هم‌شیمیایی (isochemical) تشکیل می‌شود، از نوع آندرایت است؛ ولی اگر این سنگ‌ها فاقد آهن باشند، گروسولاریت تشکیل می‌شود (Meinert et al., 2005). از آنجایی که گارنت‌های تشکیل شده در این مرحله در کانسار با شکند، بر اساس مطالعات XRD از نوع گروسولاریت است، می‌توان نتیجه گرفت سنگ‌های دگرگونی اطراف توده، آهن‌دار نبوده‌اند (شکل ۱۵-الف).

– **دیوپسید:** دیوپسیدهای تشکیل شده در این مرحله، بی‌شکل با بافت دانه‌پراکنده، جانشینی تا توده‌ای هستند و شدت ایدوتی شدن آنها نسبت به دیوپسیدهای مرحله متاسوماتیسم پیشرونده بیشتر است. از ویژگی‌های بارز گارنت‌ها و پروکسن‌های این مرحله، همراهی آنها با ایدوکراز و عدم همراهی آنها با مگنتیت است (شکل ۱۵-الف).

بوده‌اند، ولی نسبت به مرز میان واحدهای دولوستونی متبلور، متاسیلستون و فیلیتی از اهمیت کمتری برخوردارند. کانه‌زایی در این بخش‌ها سبترای کمتر از ۵ سانتی‌متر و درازای کمتر از یک متر دارد.

۸- دگرسانی

مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، نشانگر عملکرد سیال‌های گرمابی و ایجاد انواع دگرسانی‌های زیر است:

دگرسانی آرزلی، به شکل رگه‌های سفیدرنگ کوچک ولی گسترده‌ای است که گاهی هم‌روند با برگوارگی واحدهای میزبان است و گاهی ماده معدنی را قطع می‌کند (شکل ۶). به طور میانگین، طول این رگه‌ها کمتر از یک متر و سبترای آنها کمتر از ۵ سانتی‌متر است. بر اساس نتایج XRD، در این دگرسانی، کانی‌های کانولینیت و کلریت تشکیل شده‌اند.

دگرسانی پتاسیک، در مجاورت توده نفوذی، تحت تأثیر حرارت توده، بیوتیت‌هایی با جهت‌یافتگی به موازات برگوارگی فیلیت‌ها تشکیل شده‌اند که بخش‌های تالکی شده فیلیت‌ها را فرا گرفته است (شکل ۷-الف). این شار بیوتیتی، بلورهای کوارتز تبلور دوباره یافته با خاموشی موجی و حاشیه مضرسی زمینه را قطع کرده است، ولی خود به وسیله رگه‌های کوارتز بعدی دارای خاموشی مستقیم و حاشیه عادی، قطع شده است (شکل ۷-ب). گسترده‌ی دگرسانی پتاسیک در کانسار با شکند چندان زیاد نبوده و تنها در فیلیت‌های مجاور توده نفوذی (در مقیاس میکروسکوپی) مشاهده می‌شود. گفتنی است که شیست‌های تشکیل شده در مجاورت توده نفوذی، حاصل عملکرد این دگرسانی است که سبب تبدیل فیلیت به شیست شده و کانه‌زایی درون آن با این دگرسانی همراه است (شکل ۷-ج).

دگرسانی‌های کلریتی و سریستی به شکل دو نسل کلریت و سریست دیده می‌شود. نسل اول، حامل کلریت و سریست‌های جهت‌یافته‌ای است که برگوارگی سنگ‌های دگرگون شده را می‌سازد. رنگ سبز این کلریت‌ها، نشانگر وجود منیزیم در ساختار آنها است (Barnes, 1997). نسل دوم، شامل کلریت‌هایی است که از جهت‌یافتگی فوق پیروی نمی‌کنند و به نظر می‌رسد حاصل عملکرد آخرین فعالیت سیال کانه‌دار باشند. رنگ آبی آنها، بیانگر حضور آهن در ترکیب شیمیایی آنها است (Barnes, 1997). این کلریت‌ها، مگنتیت‌های نسل سوم را دور زده‌اند (شکل ۸-الف). سریست‌های نسل دوم متعاقب دگرگونی مجاورتی بوده که در این زمان، شار حرارتی توده سبب رشد سریست‌ها و تبدیل آنها به مسکوویت شده است که از طرفی سریست‌ها و مسکوویت‌های قطع‌کننده برگوارگی را ایجاد کرده است (شکل ۸-ب). این نسل از سریست‌ها و کلریت‌ها، پس از کانه‌زایی تشکیل شده‌اند. کانی‌های تشکیل دهنده این دگرسانی‌ها بسیار ریز هستند و تنها با میکروسکوپ قابل مشاهده‌اند؛ ولی در تمامی فیلیت‌ها و واحدهای اسکارنی شده دیده می‌شوند. در انتها، رگه- رگچه‌های کوارتز- کربنات که تمامی واحدهای سنگی منطقه را قطع می‌کنند، پس از عبور از زون کانه‌دار، کانه را برشی کرده‌اند (شکل ۹).

۹- کانی‌شناسی ماده معدنی

– **مگنتیت:** مگنتیت همراه همایت (اسپیکولاریت) کانه اصلی کانسار است. بنابر مشاهدات میکروسکوپی می‌توان سه نسل مگنتیت را در کانسار با شکند مجزا کرد: نسل اول، بلورهای ریز و بی‌شکل مگنتیت است که درون توده نفوذی و همزمان با کانی‌های سنگ‌ساز آن به شکل دانه‌پراکنده تشکیل شده است (شکل های ۱۰-الف، ب). نسل دوم (مرحله اسکارن پیشرونده)، بلورهای دانه‌ریز و نیمه‌خودشکل مگنتیت با دگرسانی اندکی است که همراه بلورهای گارنت و دیوپسید دیده می‌شوند (شکل های ۱۰-ج، د). نسل سوم، فاز اصلی کانه‌زایی در منطقه است که همزمان با وقوع متاسوماتیسم پسروده به همراه کانی‌های آب‌دار از

۹-۲. کانی‌شناسی مرحله متاسوماتیسم

— **گارنت:** در کانسار آهن باشکند، گارنت کانی کمیابی است که همراه کانسنگ و در مرز کانسنگ و توده نفوذی، اغلب درون بخش‌های کربناتی تبلور دوباره یافته و به‌ندرت درون توده، در مقیاس میکروسکوپی دیده می‌شود. این کانی تنها در پنج عدد از مقاطع میکروسکوپی مشاهده شد. اندازه بلورهای که در سنگ کربناتی تبلور دوباره یافته دیده می‌شوند، گاهی تا پنج برابر بلورهای گارنت موجود درون توده است؛ ولی اندازه آنها نیز از حد میکروسکوپی تجاوز نمی‌کند. گارنت این مرحله از نوع آندرایت است. خودشکل تا نیمه‌خودشکل بودن این بلورها، نشان‌دهنده تشکیل آنها پس از حادثه دگرگونی ناحیه‌ای و در اثر دگرگونی مجاورتی است.

— **پروکسن:** در کانسار آهن باشکند، فراوانی کانی‌های کلینوپروکسن (نوع دیوپسید) کمی از گارنت بیشتر است و اندازه بلورهای آن نیز اندکی بزرگ‌تر است. این کانی در مرحله پیشرونده تشکیل اسکارن و نیز در مرحله دگرگونی مجاورتی، در سنگ کربناتی دگرگونی می‌زبان، در همبری با توده نیمه‌زرف گرانیته و به میزان بسیار اندک درون توده نفوذی تشکیل شده است. این بلورها، در امتداد کلیواژ، در حال تبدیل به سرپانتین هستند. بلورهای دیوپسید از نظر بافتی متغیرند؛ ولی در بیشتر مواقع به شکل نواری (گاهی در همراهی با گارنت) دیده می‌شوند (شکل‌های ۱۵-ب، ج). بیشتر آنها به اپیدوت، ترمولیت، اکینولیت، سرپانتین و تالک تبدیل و بلورهای خودشکل مگنتیت جانشین آن شده‌اند. این بلورها در سنگ‌های کربناتی ناخالص دگرگونی، جانشین بلورهای دولومیت و فلدسپار شده‌اند (شکل ۱۵-د). بر اساس Oyman (2010) نسبت بیشتر پروکسن به گارنت نشانگر شرایط اکسیدان محیط هنگام تشکیل کانسار است.

— **فلوکویت:** با فراوانی اندک به‌صورت بی‌شکل، مجاور دیوپسید سرپانتینی و اکینولیتی شده دیده می‌شود (شکل ۱۵-ر).

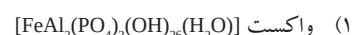
— **سرپانتین:** بر اساس مطالعات XRD، این کانی از نوع کلینوکریزوتیل به فرمول $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ است. در مقاطع میکروسکوپی به‌طور کامل جانشین بلورهای الوین تخم‌مرغی شکل شده است. همچنین بلورهای دیوپسید نیز در امتداد رخ‌های خود در حال تبدیل به سرپانتین هستند (شکل ۱۵-ن).

— **اپیدوت:** این کانی به‌همراه اکینولیت و ترمولیت، فراوان‌ترین کانی‌ها در زون اسکارنی کانسار آهن باشکند هستند. در برخی نمونه‌ها، بزرگی بلورهای آن به ۴ تا ۵ میلی‌متر می‌رسد. در زون اسکارنی، بیشتر بلورهای اپیدوت حاصل دگرسانی پروکسن و گارنت هستند (شکل ۱۵-ه). وجود اپیدوت، نشان‌دهنده تأثیر محلول‌های آهن‌دار است (Shimazaki, 1980). اپیدوت در خود توده گرانیته به‌ندرت یافت می‌شود.

— **ترمولیت و اکینولیت:** در زون اسکارنی منطقه باشکند، این دو کانی همراهی شدیدی با ماده معدنی نشان می‌دهند (شکل ۱۵-و) و در بیشتر نمونه‌ها، بقایای پروکسن اطراف آنها دیده می‌شود که نشان می‌دهد این بلورها حاصل دگرسانی پروکسن هستند.

— **تالک:** این کانی با لمس چرب خود، به‌خوبی از دیگر کانی‌ها متمایز است. بلورهای کشیده و شعاعی آن گاهی طولی بیش از ۱ سانتی‌متر دارند. کانی یادشده همراهی نزدیکی با ماده معدنی داشته و گاهی آن را قطع می‌کند. تالک بیشتر جانشین کالک‌سیلیکات‌های بدون آب شده است (شکل ۱۵-ی). تالک در اسکارن منیزیمی، حاصل دگرسانی ترمولیت است (Shin & Lee, 2002). در باشکند نیز اغلب در بخش‌هایی دیده می‌شود که کالک‌سیلیکات بدون آب، ابتدا ترمولیتی شده و سپس ترمولیت، به تالک تبدیل شده است.

مطالعات XRD که روی سنگ‌های اگزواسکارن منطقه انجام شد، حضور کانی‌های زیر را به اثبات رسانید:



(۲) ژئولیت $(K_5Cs_3Al_{8.66}Si_{27.336}O_{85.5}H_{58.08})$ با فراوانی ۰/۸ درصد

(۳) تتراهدريت $(Cu_{10.02}S_{12.88}Sb_4)$ با فراوانی ۴/۹ درصد

(۴) مگنزوفريت $[MgFe_2O_4]$ با فراوانی ۶/۵ درصد.

۱۰- ساخت و بافت

انواع ساخت و بافت‌های مشاهده شده در کانسار باشکند عبارتند از:

— **ساخت و بافت نواری:** شامل تناوبی از نوارهای اسکارن، متاتوف و متاسیلستون به سبزی ۱ تا ۲۰ سانتی‌متر است (شکل ۱۶-الف). نوارهای اسکارنی، متشکل از دیوپسید، گارنت و مگنتیت است که از دو طرف به‌وسیله نوارهای دارای اپیدوت، ترمولیت، اکینولیت، مگنتیت و تالک جایگزین شده‌اند (شکل ۱۶-الف). پس از این کانی‌ها، نوارهای متاتوف و یا متاسیلستون قرار دارند. بافت نواری که در مقیاس ماکروسکوپی دیده می‌شود، شاخص مرحله پیشرونده است. چنین بافتی حاصل چرخه فوق‌اشباع‌شدگی-هسته‌بندی-تهی‌شدگی سیال است (Ciobanu & Cook, 2004).

در کانسار باشکند، سنگ‌های دربرگیرنده، فاقد کانه با بافت اولیه هستند و از طرف دیگر، توده نفوذی کانه‌دار است. تشکیل گروسولاریت در مرحله دگرگونی هم‌شیمیایی کانسار باشکند نیز نشان‌دهنده عدم حضور آهن در سنگ‌های میزبان توده است. تجزیه‌های ژئوشیمیایی، شباه رفتاری توده نفوذی و کانه را نشان می‌دهند. گفتنی است کانی‌های سنگ‌ساز در فیلیت و متاسیلستون (کوارتز و فلدسپار پتاسیک و کمی پلاژیوکلاز)، در متاتوف (کوارتز و اندکی فلدسپار پتاسیک) و در دولوستون متبلور (دولومیت، کلسیت، کمی کوارتز و فلدسپار پتاسیک) نمی‌توانند تأمین‌کننده آهن لازم برای تشکیل کانسار باشند. آنچه عامل تشکیل این ساخت و بافت خاص است، مانند کانسار اسکارن مس-آهن Millstream New Brunswick (Lentz et al., 1995)، لایه‌بندی ظریف دولوستون سیلنی متبلور، فیلیت، متاسیلستون و متاتوف کربناتی است. پس از تزریق، تبلور و سرد شدن توده نفوذی، سیال‌های گرمایی کانه‌دار که حداقل بخشی از آنها از توده منشأ گرفته، درون سنگ‌های دارای لایه‌بندی ظریف سنگ‌شناختی اطراف نفوذ کرده‌اند. از آنجایی که سنگ‌های کربناتی، سد ژئوشیمیایی خوبی هستند، سیال‌های فوق با این سنگ‌ها واکنش داده و در آنها کانی‌سازی کرده‌اند. ولی لایه‌های فیلیتی، متاسیلستونی و متاتوفی، با سیال واکنش نداده و یا واکنش کمی داده‌اند. بنابراین، کانی‌سازی در این بخش‌ها بسیار اندک و پراکنده است.

با توجه به مطالب بیان شده، می‌توان نتیجه گرفت ساخت نواری موجود، مانند کانسار Oca de Fier-Dognecea ore field (Ciobanu & Cook, 2004) حاصل فرایند متاسوماتیسم پیشرونده است. در این فرایند، ابتدا نوارهای دارای کانی‌های بی‌آب (گارنت و پروکسن)، در بخش‌های واکنش‌پذیرتر مانند میان‌لایه‌های متادولوستونی تشکیل شده‌اند؛ سپس این کانی‌ها در مرحله متاسوماتیسم پسرونده به کانی‌های ترمولیت، اکینولیت، تالک و سرپانتین مبدل گشته‌اند (شکل ۱۶-الف).

— **ساخت و بافت توده‌ای:** ساخت و بافت توده‌ای، بیشترین بخش کانی‌سازی، به‌ویژه اقتصادی را در کانسار باشکند تشکیل داده است. سبزی آن در بخش‌های مختلف، متفاوت ولی اغلب در محدوده ۰/۵ تا ۸ متر است. مگنتیت و هماتیت (اسپیکولاریت) کانه‌های اصلی هستند (شکل‌های ۱۶-ب، ج). بخش‌های دارای ساخت و بافت توده‌ای، از اطراف به‌وسیله گانگ سیلیکاتی شاخص کانی‌سازی اسکارنی مرحله پسرونده (از جمله شامل اپیدوت و تالک) دربرگرفته شده‌اند؛ به‌گونه‌ای که سبزی تالک گاهی به ۲۰ سانتی‌متر می‌رسد. با توجه به همراهی کانه با کانی‌های سیلیکاتی آب‌دار، این ساخت و بافت، شاخص متاسوماتیسم پسرونده است (Ciobanu & Cook, 2004).

که توده عمدتاً گرانیتی در سطوح بسیار کم‌زرفای پوسته و در نزدیکی سطح زمین جایگزین شده است. در این مرحله، بافت‌های پراکنده، جانشینی و تا حدی توده‌ای در کانی‌ها دیده می‌شود.

– **متاسوماتیسم پیش‌رونده (Prograde):** در این مرحله، محلول‌های گرمابی ناشی از توده عمدتاً گرانیتی خرم‌دره در مجموعه دگرگونی سازند کهر تراوش کرده و سبب ایجاد کانی‌های آندرادیت، دیوپسید، فورستريت، ایدوگراز، مگنتیت ریزبلور (نسل دوم) و در واپسین فعالیت‌های این مرحله، بلورهای فلوگوپیت شده است (جدول ۳). بافت کانی‌های فوق در این مرحله، نواری است.

– **متاسوماتیسم پس‌رونده و نهشت سولفید (Retrograde):** به دلیل جایگزینی توده نفوذی خرم‌دره در زرفای بسیار کم پوسته، این مرحله از تشکیل اسکارن، گسترش بیشتری نسبت به مراحل قبلی دارد. حجم اصلی کانه‌زایی مگنتیت و هماتیت در امتداد برگوارگی و گسل‌های هم‌روند با برگوارگی در این مرحله اتفاق افتاده است و گازنت و پیروکسن تشکیل شده در مرحله قبل، اکنون به وسیله مگنتیت و هماتیت و کانی‌های آبداری مانند سرپانتین، اپیدوت، تالک، ترمولیت و اکتینولیت جانشین شده‌اند. در واپسین دم این مرحله، کانی‌های سولفیدی، به ویژه کالکوپیریت، تشکیل شده‌اند. بافت‌های مشاهده شده شامل توده‌ای، جانشینی، پراکنده، کروی، برشی، دندریتی، پرکننده فضای خالی، بازماندی، نواری و رگه-رگچه‌ای هستند.

– **هوازگی:** بر اثر فرایندهای سوپرن، برخی کانی‌ها مانند کالکوسیت و بورنیت، گوتیت، لپیدوکروسیت، لیمونیت، مالاکیت و آزوریت تشکیل شده‌اند. بافت‌های مشاهده شده، رگه-رگچه‌ای، بازماندی سولفیدها و کلوفرم هستند.

۱۲- عوامل کنترل کننده کانه‌زایی

۱۲-۱. توده نفوذی

توده آذرین منطقه، نقش بسزایی در تشکیل و تکوین کانسار ایفا کرده است و کانه‌زایی در مجاورت بلافاصل آن رخ داده است (شکل‌های ۱ و ۵ - الف). نقش اصلی این توده، ایجاد دگرگونی در منطقه و فعال نمودن فرایندهای متاسوماتیک و نیز تولید سیال‌هایی برای هدایت عناصر فلزی به مکان‌های نهشت کانسنگ بوده است. از طرفی خود این توده، به عنوان منشأی برای عنصر آهن عمل کرده است. براساس مطالعات میکروسکوپی و ژئوشیمیایی، توده نفوذی مسئول اسکارن‌زایی در کانسار آهن باشد، ترکیب گرانیتی دارد (شکل ۱۷ - الف). با توجه به وجود پورفیرهای فلدسپار در زمینه‌ای از کوارتز و فلدسپار، می‌توان نتیجه گرفت توده فوق در زرفای کم پوسته جایگزین شده است. بنابراین، هاله دگرگونی مجاورتی ایجاد شده، گستردگی چندانی ندارد؛ ولی متاسوماتیسم و دگرسانی در منطقه بسیار گسترده است. (Lee et al. 1998) توده نفوذی کانسار اسکارن آهن منیزی Janggun جمهوری کره را گرانیت و Sokolov & Grigorev (1977) توده نفوذی کانسار اسکارن آهن منیزی Teya آمریکا را سینیت و گرانیت معرفی کرده‌اند. از جمله ویژگی‌های جالب توجه در توده نفوذی باشند، حضور مگنتیت به صورت میان‌دانه‌ای و همزمان با دیگر کانی‌های سنگ‌ساز و به مقدار نسبتاً زیاد در نمونه‌های تازه است که می‌تواند شواهدی بر منشأ آذرین برای آهن است (شکل ۳).

۱۲-۲. گسل‌ها و شکستگی‌ها

مهم‌ترین گسل موجود در حوالی کوه‌های سلطانیه، گسل معکوس، امتدادلغز و راست‌بر سلطانیه، با امتداد شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و شیب به سوی جنوب‌باختر است. در محدوده کانسار چندین گسل وجود دارد که نقش آنها افزون بر جابه‌جایی واحدهای میزبان کانه‌زایی و بالاآوردن توده نفوذی، ایجاد بستر مناسب برای کانه‌زایی بوده است. اغلب این گسل‌ها، امتداد شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و شیب به سوی جنوب‌باختر دارند. این امتداد و شیب افزون بر همخوانی با شیب و امتداد

– **ساخت و بافت رگه-رگچه‌ای:** در این ساخت و بافت، رگه-رگچه‌های هماتیت و مگنتیت به شکل تصادفی و در جهت‌های مختلف، به صورت محلی، سنگ میزبان اسکارنی شده را قطع کرده‌اند (شکل ۱۶-د). در واقع هر جا سطح ضعف و شکستگی و بازشدگی در سنگ میزبان ایجاد شده، رگچه‌های هماتیت و مگنتیت در آنجا تشکیل شده‌اند.

– **ساخت و بافت گروی (Orbicular):** در برخی از مقاطع، کانی‌های فورستريت و تا حدودی دیوپسید متعلق به متاسوماتیسم پیش‌رونده، به وسیله سرپانتین جایگزین شده‌اند. همزمان با این پدیده، نوار باریکی از مگنتیت به شکل کروی، حاشیه قالب بلورهای فورستريت و دیوپسید را فرا گرفته است (شکل ۱۶-ر).

– **ساخت و بافت پراکنده (Spotted):** گاهی مگنتیت خودشکل به صورت پراکنده روی کانی‌های سنگ‌ساز متادولوستون دور از توده نفوذی، فلیت، ماسه‌سنگ دگرگونی و متاسیلستون را فرا گرفته است (شکل ۱۶-ط).

– **ساخت و بافت دندریتی:** کانه سازنده این بافت تماماً اسپیکولاریت است که در آن لکه‌های پیریت و کالکوپیریت نیز دیده می‌شود (شکل ۱۶-ک). با توجه به همراهی این اسپیکولاریت با مگنتیت و کانی‌های آبدار، می‌توان نتیجه گرفت که این مجموعه در مرحله اسکارن پس‌رونده تشکیل شده است.

– **ساخت و بافت برشی:** رگه-رگچه‌های سیلیسی-کربناتی، حاصل آخرین فعالیت‌های گرمابی سیال کانه‌دار، کانه‌های تشکیل شده در مراحل قبل را خرد کرده و به آنها ظاهر برشی داده است (شکل ۱۶-ن).

– **ساخت و بافت پرکننده فضای خالی:** گاهی در بخش‌های دورتر از توده نفوذی، فضای خالی ایجاد شده توسط زمین‌ساخت کششی ناشی از بالاآمدن توده نفوذی، به وسیله مگنتیت پر شده است (شکل ۱۶-ه).

– **ساخت و بافت جانشینی:** جانشینی مگنتیت و کانی‌های آب‌دار همراه آن، به جای فلدسپارها و دولومیت‌های سنگ‌های میزبان به خوبی مشهود است (شکل ۱۶-و).

– **بافت بازماندی (Relict):** تبدیل کالک‌سیلیکات‌های آبدار به کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب و پیریت و کالکوپیریت به لیمونیت، گوتیت و لپیدوکروسیت، سبب تشکیل این بافت شده است (شکل ۱۶-ی).

۱۱- توالی پاراژنی

با توجه به مطالعات انجام شده، کانی‌سازی در کانسار باشند در چند مرحله به شرح زیر انجام شده است:

– **دگرگونی ناحیه‌ای:** پس از تشکیل واحدهای رسوبی سازند کهر در یک محیط دریایی کم‌زرفا و قبل از رسوب‌گذاری سازندهای جوان‌تر، رخداد دگرگونی ناحیه‌ای (احتمالاً تحت تأثیر فاز کوهزایی کاتانگایی) سبب دگرگون شدن این رسوبات در حد پایینی رخساره شیست سبز شده است. شدت دگرگونی به‌حدی پایین بوده که تنها سبب تشکیل نسل‌های اول کانی‌های کلریت و سرپسیت و تبلور دوباره دولومیت و تا حدی کوارتز شده است.

– **تزریق توده نفوذی:** تزریق توده نفوذی گرانیتی نیمه‌زرف خرم‌دره در ترشیری و سپس تبلور آن، منجر به تشکیل بلورهای مگنتیت نسل اول، همزمان با تبلور دیگر کانی‌های سنگ‌ساز شده است.

– **دگرگونی هم‌شیمیایی:** با نفوذ توده گرانیتی در مجموعه رسوبی دگرگون شده سازند کهر، دگرگونی مجاورتی رخ داده و کانی‌های کالک‌سیلیکاتی نظیر گروسولاریت، دیوپسید و ایدوگراز به شکل ریزبلور و با بافت توده‌ای تشکیل شده‌اند. میزان گروسولاریت این سنگ بیش از ۸۰ درصد است، بنابراین می‌توان آن را تاکتیت نام نهاد (Bates & Jackson, 1980). هیچ‌گونه کانی کدروی، حتی مگنتیت، در این سنگ دیده نمی‌شود. با توجه به گسترش بسیار اندک هاله دگرگونی مجاورتی و بافت میکروگرانولار-پورفیرویدی توده نفوذی، می‌توان نتیجه گرفت

ذخایر اسکارنی (Meinert et al., 1990) روی ذخایر اسکارن آهن کلسیمی بوده که توده نفوذی مولد و همراه، ترکیب حدواسط دارد.

– **فراوانی عناصر و اکسیدهای مختلف در زون اسکارنی:** برای بررسی نقش فرایند اسکارنی شدن در افزایش یا کاهش برخی اکسیدها به سیستم سنگی، عمود بر روند اسکارنی شدن، ۸ نمونه از بی‌هنجاری ۳ (شکل‌های ۲۱ و ۲۱) و ۷ نمونه از بی‌هنجاری ۴ (بخش‌های فعال کانسار) برداشت و فراوانی اکسیدهای اصلی و عناصر مس و روی در آنها بررسی شد. گفتنی است که میزان مس در نمونه‌های B65 و B67 بسیار بالا است و خارج از محدوده رسم شده نمودار قرار می‌گیرد.

با افزایش Fe_2O_3 ، اکسیدهای سیلیسم و آلومینیم روند کاهشی و در مقابل، دیگر اکسیدها روند افزایشی نشان می‌دهند. افزایش CaO ، MgO و MnO به دلیل تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاتی نظیر گارنت و پیروکسن است. اکسید آهن با افزایش اسکارنی شدن، افزایش نشان می‌دهد. این امر مبین آن است که شرایط ژئوشیمیایی برای سیال و کمپلکس‌های حمل‌کننده آهن به گونه‌ای نبوده که این کمپلکس‌ها ناپایدار شوند و آهن را برجای گذارند. تمرکز آهن در مکانی است که ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی برای سیال، تفاوت چشمگیری داشته و چنین شرایطی در همبری توده گرانی با مجموعه فیلیت و متادولوستون فراهم بوده است. به محض برخورد سیال کانه‌دار با متادولوستون، pH سیال افزایش یافته و پتانسیل آهن خود را ته‌نشین کرده است. کاهش میزان Al_2O_3 و SiO_2 با افزایش Fe_2O_3 نشان‌دهنده جانشینی کانی‌های گارنت، پیروکسن و فلدسپارهای سنگ میزبان به وسیله مگنتیت است. یکی از ویژگی‌های بارز کانسارهای اسکارن منیزیمی آهن، که آنها را از دیگر انواع اسکارن متمایز می‌سازد، حضور دو عنصر مس و روی است؛ بنابراین حضور آنها در نمونه‌های ماده معدنی، می‌تواند معرف اسکارن آهن منیزیمی باشد (Einaudi et al., 1981; Cox & Singer, 1986).

رفتار ژئوشیمیایی عناصر خاکی کمیاب: داده‌های عناصر خاکی کمیاب نمونه‌ها، برحسب کندریت (Sun & McDonough, 1989) به‌نچار شده‌اند. همان‌گونه که شکل ۲۲– الف نشان می‌دهد، ماده معدنی به‌مانند توده نفوذی از عناصر LREE غنی و نسبت به عناصر HREE فقیر شده است. بی‌هنجاری منفی Eu نیز در هر دو توده نفوذی و ماده معدنی مشهود است. بی‌هنجاری مثبت Tm ماده معدنی، با توجه به تحرک‌پذیری کمتر عناصر HREE می‌تواند برگرفته از بی‌هنجاری مثبت آن در سنگ متادولوستون غیردگرسان باشد. عدم تشابه الگوی REE گرانی و دایک و همچنین کانه‌زایی تأخیری در دایک، نشانه عدم اشتقاق آنها از منبع واحد است (Gill, 2010).

بر اساس شکل ۲۲– ب، متادولوستون اسکارنی شده نیز مانند ماده معدنی در مقایسه با متادولوستون غیردگرسان، نسبت به عناصر REE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. همچنین، هر دو نمونه بی‌هنجاری منفی Eu دارند که نشان‌دهنده تأثیر سیال گرمایی در تشکیل آنها است (Aramburu, 2008). بی‌هنجاری مثبت Tm این نمونه‌ها انعکاس‌دهنده بی‌هنجاری مثبت Tm سنگ میزبان کربناتی غیردگرسان است. براساس شکل ۲۲– ج، فیلیت‌های اسکارنی شده، ماسه‌سنگ دگرگونی و ماده معدنی، الگوی رفتاری REE مشابهی دارند. مجموعه این شکل‌ها نشان می‌دهد حداقل بخشی از سیال حامل REE که ایجادکننده زون اسکارنی است، از نوع ماگمایی بوده و رابطه ژنتیکی تنگاتنگی با توده گرانی دارد (Bau, 1991; Lottermoser, 1992).

۱۴– نتیجه‌گیری

حضور مگنتیت همزمان با فلدسپار و کوارتز در توده نفوذی، نشان‌دهنده نقش توده گرانی در تأمین ماده معدنی است. همچنین، تشابه رفتاری CaO ، MgO و MnO و عدم تشابه رفتاری Al_2O_3 ، SiO_2 و Fe_2O_3 ، تشابه الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب در ماده معدنی با توزیع این عناصر در توده نفوذی و سنگ‌های اسکارنی، همگی

گسل سلطانیه، با شیب و امتداد برگراگی واحدهای میزبان کانه‌زایی نیز مطابق است. مهم‌ترین بخش‌های کانه‌دار کانسار، از جمله بی‌هنجاری‌های ۱، ۳ و ۴ نیز همین روند و شیب را نشان می‌دهند. البته گسل‌های دیگری با روند N30-40E و شیب N60-70W نیز با فراوانی کمتر، وجود دارند که برخی مناطق کانه‌دار از جمله بی‌هنجاری ۲ هم‌روند آنها است (شکل ۱). در تراشه مربوط به بی‌هنجاری ۳، دسته درزه‌هایی با روند N30E و شیب N80W سبب جابه‌جایی‌های کوچک مقیاس در ماده معدنی و سنگ‌های میزبان آن شده است. این دسته درزه‌ها، درزه‌های دارای روند N40-50W را جابه‌جا کرده‌اند. هر دو این دسته درزه‌ها، کانه‌زایی رگه‌ای را نشان می‌دهند. خردشدگی شدید و برشی شدن سنگ‌های کربناتی در کنتاکت با رگه‌ها و مناطق کانه‌دار می‌تواند دلیلی بر گسلی بودن برخی از شکستگی‌های واحدهای سنگ‌چینه‌ای منطقه باشد که سپس تحت تأثیر نفوذ سیال‌های گرمایی به درون این شکاف‌ها، کانی‌سازی شکافه‌پرکن با ژئومتری رگه‌ای شکل گرفته است. با این تفاسیر، گسل‌های منطقه نقش مهمی را در ایجاد و تمرکز ذخیره به عهده داشته‌اند.

۱۲–۳. مرز میان لیتولوژی‌ها

بیشتر مناطق کانه‌دار کانسار آهن باشکند، در سطوح ضعف میان متادولوستون و فیلیت‌ها تشکیل شده‌اند. این مسئله در بخش جنوبی بی‌هنجاری ۳ که ساخت نواری به زیبایی خودنمایی می‌کند، بیشترین جلوه را یافته است (شکل ۵). در این بخش نواری‌های اسکارن، در حفاصل متادولوستون و فیلیت، متاسیلستون و یا متاتوف و درون متادولوستون تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد این کنتاکت‌ها، بهترین مجرا برای عبور سیال کانه‌دار و ته‌نشست کانه، در مرحله متاسوماتیسم پیش‌رونده و هم در مرحله متاسوماتیسم پس‌رونده بوده‌اند. البته نباید فراموش کرد که بیشتر این کنتاکت‌ها گسل هستند. این گسل‌ها سبب جابه‌جایی افقی واحدهای میزبان کانه‌زایی شده‌اند. به عبارت دیگر، این گسل‌ها پس از ته‌نشینی رسوبات میزبان فعال شده‌اند.

۱۳– بررسی‌های ژئوشیمیایی

– **رده‌بندی سنگ‌های آذرین به روش $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ (Cox et al., 1979):** طبق این نمودار، توده نفوذی منطقه در محدوده گرانی و دایک در محدوده معادل بیرونی گابرو، یعنی بازالت واقع هستند (شکل ۱۷– الف).

– **تقسیم‌بندی ژنتیکی توده نفوذی (Chappell & White, 1974; Chappell et al., 2000):** از نمودار دوتایی K_2O/Na_2O مشخص است که نمونه‌های برداشت شده از توده نفوذی نیمه‌ژرف منطقه باشکند، در محدوده گرانی‌تویدهای نوع I قرار دارند (شکل ۱۷– ب).

– **تعیین سری ماگمایی (Irvine & Baragar, 1971):** طبق نمودار دوتایی SiO_2 در برابر مجموع آلکالی‌ها (Na_2O+K_2O) ، توده نیمه ژرف منطقه، در قلمرو گرانی‌تویدهای ساب‌آلکالن و کالک‌آلکالن و دایک در قلمرو آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۱۷– ج).

– **تقسیم‌بندی توده‌های نفوذی بر مبنای موقعیت زمین‌ساختی (Meinert, 1995):** بر اساس جایگاه ژئوتکتونیک توده‌های نفوذی مرتبط با انواع ذخایر اسکارن و نمودارهای $Rb/Y+Nb$ و Nb/Y ، توده نفوذی منطقه باشکند مانند دیگر توده‌های مولد ذخایر اسکارن آهن، در محدوده کمان آتشفشانی واقع شده است (شکل ۱۸).

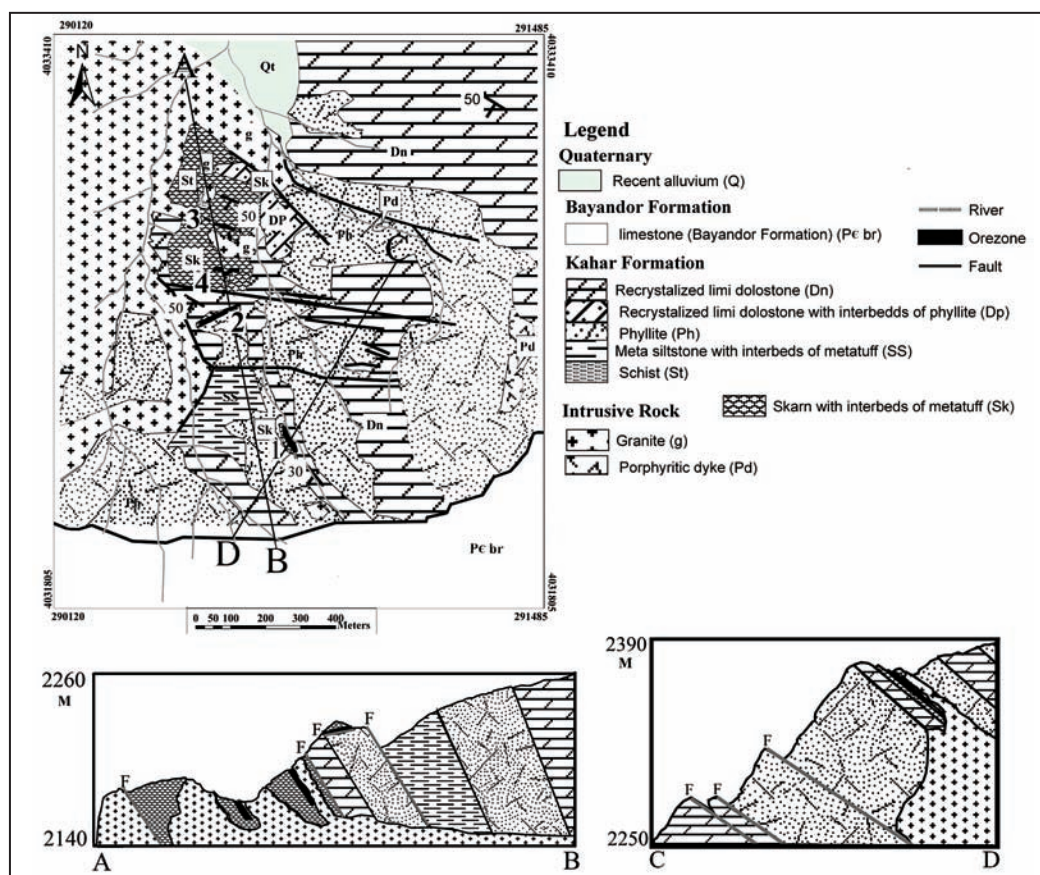
– **جایگاه پتروژنتیکی توده نفوذی:** در بیشتر کانسارهای اسکارن مرتبط با فعالیت‌های آذرین، تطابق معناداری میان ترکیب توده نفوذی و نوع ذخیره اسکارن وجود دارد (Meinert et al., 1990). اسکارن‌های آهن معمولاً با توده‌های نفوذی سری مگنتیت اولیه کم‌سیلیس و غنی از آهن مرتبط هستند. کانسار باشکند در محدوده‌ای با سیلیس بالاتر، ولی از نظر مجموعه اکسیدی، هم‌تراز با اسکارن‌های آهن واقع است. این موضوع می‌تواند به علت تفریق بیشتر توده نفوذی منطقه و ترکیب گرانی آن باشد (شکل ۱۹ و جدول ۴). لازم به یادآوری است بیشتر مطالعات انجام شده در زمینه

و آواری دگرگون شده سازند کهر، تشکیل دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی نوع اسکارن منیزی را، در چند نقطه داده است. در محل تماس توده نفوذی با سنگ میزبان، دگرگونی مجاورتی، در مقیاس میکروسکوپی تا حداکثر چند سانتی متری، با تشکیل کانی‌های گروسولاریت، دیوپسید و ایدوکراز به‌وقوع پیوسته است. علت گسترش محدود دگرگونی، تزریق توده گرانیته در سطوح کم‌ژرفا پوخته بوده است. وجود بافت پورفیری در توده نفوذی گرانیته‌ای با تشکیل نیز گویای همین مسئله است. به‌دلیل گسترش ناچیز دگرگونی مجاورتی و از بین رفتن برگوارگی سنگ‌های درونگیر، تعیین رخساره دگرگونی مجاورتی دشوار است.

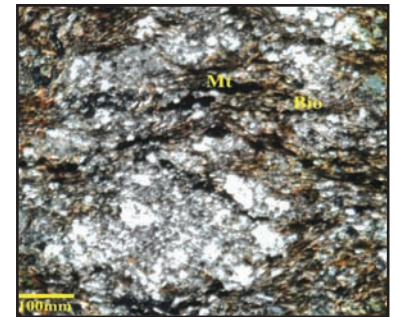
قربانی (۱۳۸۱) منشأ کانسارهای آهن رسوبی محور سلطانیه-مهاباد را رسوبی-آشفشانی و در پیوند با بخش‌های پایین سازند سلطانیه و گاه سنگ‌های آشفشانی سری قره‌داش می‌داند. این کانسارها عبارتند از کانسارهای آهن ارجین (ناحیه سلطانیه، جنوب کانسار باشند)، شاه‌بلاغ و کاوند (شمال‌باختری باشند) در ناحیه جنوب‌باختر زنجان، میرجان-قالیچه بلاغ در ناحیه ماه‌نشان، علم‌کندی، چهارطاق در ناحیه تکاب، کوه تکه‌قیاسی در ناحیه سلطانیه، باستان در ناحیه مهاباد و آق‌بلاغ در ناحیه اشویه. وی معتقد است که این کانسارها در سنگ‌های پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین این محور جای گرفته‌اند و همگی ساخت رسوبی از خود نشان می‌دهند. ولی بررسی‌های ما نشان داد که آنچه که در صحرا به‌صورت ساخت رسوبی دیده می‌شود، در حقیقت ساخت نواری است. تشکیل کانی گروسولاریت و عدم تشکیل گارنت‌های آهن‌دار در مرحله هم‌شیمیایی، عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی (لزوم حضور توده نفوذی، مرزهای سنگ‌شناسی، گسل‌ها و شکستگی‌ها) همگی گواهی بر کانه‌زایی تیپ اسکارن منیزی در ناحیه باشند هستند. ضمناً با توجه به مطالعات Hassanzadeh et al. (2008) که سن گرانیته خرم‌دره را ائوسن پیشین بیان کرده‌اند، بنابراین کانه‌زایی باشند پس از این رویداد رخ داده است.

گواهی بر نقش فعالیت‌های گرمایی وابسته به توده نفوذی در نهشت ماده معدنی هستند. کانسار آهن باشند، جزو کانسارهای نوع اسکارن منیزی است. در این نوع کانسارها، تقابل میان سیال‌های ماگمایی و سنگ‌های درونگیر، یک محیط گرمایی ماگمایی مناسب برای تشکیل اسکارن و کانسار اسکارنی را ایجاد می‌نماید. در کانسار باشند، ابتدا با جایگیری توده نفوذی، دگرگونی مجاورتی هم‌شیمیایی رخ داده و در ادامه، به‌دنبال تبلور توده نفوذی (تبلور مگنتیت همزمان با دیگر کانی‌های سنگ‌ساز توده نفوذی)، با انتشار سیال ماگمایی، متاسوماتیسم پیشرونده رخ داده و نوارهای متشکل از گارنت نوع آندرادیت، دیوپسید و مگنتیت تشکیل شده‌اند. شکل‌گیری کانی‌های فوق سبب انسداد مسیر حرکت سیال شده، در نتیجه در هنگام سرد شدن توده نفوذی، فشار لیتواستاتیک افزایش یافته است. سیال‌های ماگمایی در اثر گرادیان فشار به‌سوی برگوارگی، مرز واحدهای سنگی و شکستگی‌هایی که برخی از قبل وجود داشته‌اند و برخی در اثر فشار سیال ایجاد شده‌اند، جریان یافته است. در این مرحله، بر اثر اختلاط سیال ماگمایی با سیال‌های غیرماگمایی و تغییرات فیزیکوشیمیایی، کانی‌های کالک‌سیلیکات آب‌دار، کوارتز، مگنتیت و همتایت، جانشین کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب شده‌اند. حجم اصلی مگنتیت و همتایت کانسار در فصل مشترک واحدهای متادولوستون و فیلیت و اغلب درون متادولوستون، بر اثر افزایش فوگاسیته اکسیژن برجای گذاشته شده، سپس ته‌نشینی سولفیدها رخ داده است. در مرحله آخر، رگه-رگچه‌های کوارتز-کربناتی، ضمن قطع کردن تمامی واحدهای سنگی منطقه، سبب خرد شدن و حمل مگنتیت و تشکیل کانسنگ برشی شده‌اند. گفتنی است کانه‌زایی در کانسار اسکارن آهن کلسیمی (Vegas Peladas, 2009) نیز به همین طریق، در مرحله متاسوماتیسم پیشرونده به‌وقوع پیوسته است.

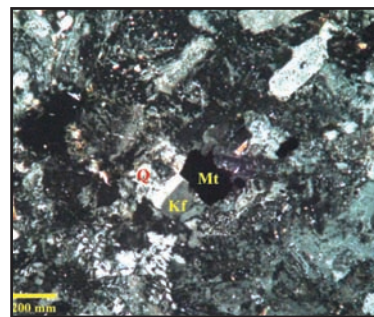
در کانسار باشند، تزریق توده نفوذی با ترکیب اسیدی در واحدهای کربناتی



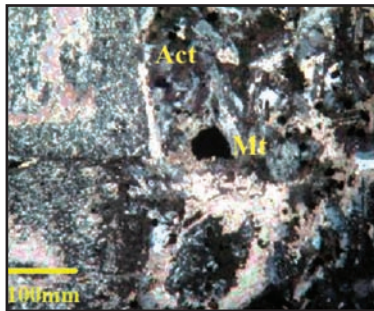
شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی- معدنی محدوده معدنی باشند مقیاس ۱:۵۰۰۰؛ ب) محل مقاطع روی نقشه زمین‌شناسی در امتدادهای A-B و C-D.



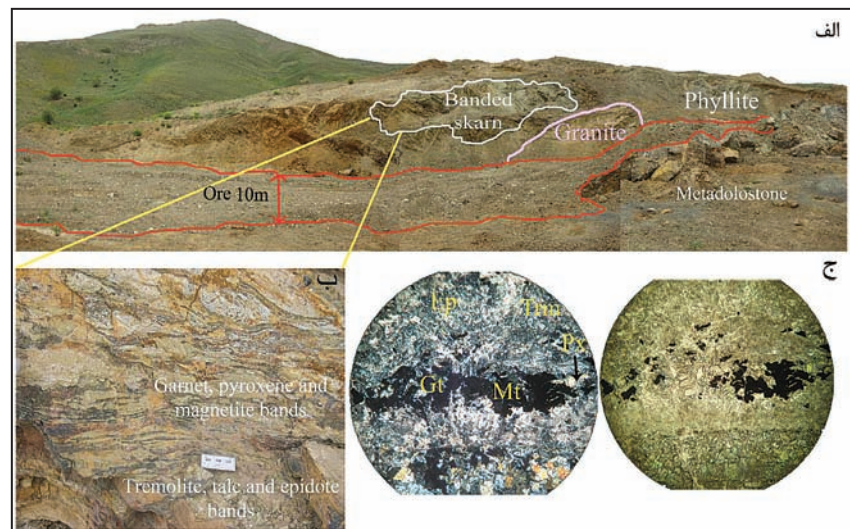
شکل ۲- کانه‌زایی مگنتیت درون واحد شیت.



شکل ۳- تشکیل همزمان مگنتیت با کانی‌های کوارتز و فلدسپار سازنده گرانیت.



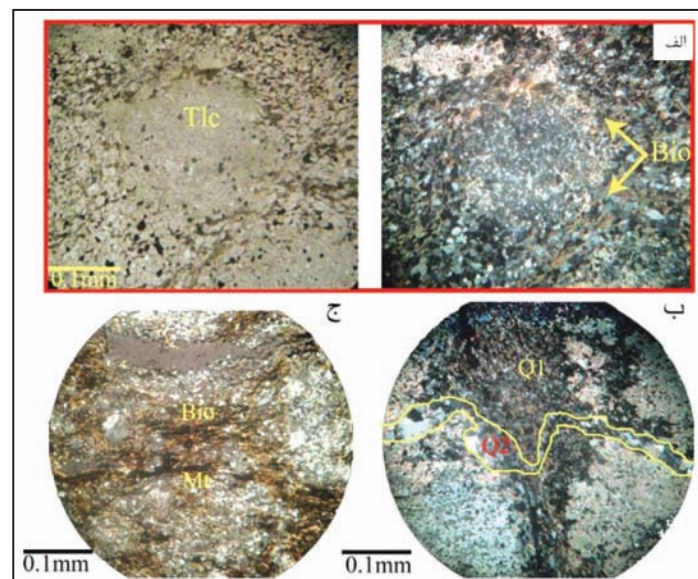
شکل ۴- همراهی مگنتیت با اکتینولیت در دایک.



شکل ۵- الف) کانه‌زایی در حد فاصل فیلیت اسکارنی و متادولوستون اسکارنی و در مجاورت توده نفوذی؛ ب) ساخت نواری ماده معدنی، متادولوستون، کالک‌سیلیکات‌ها و متاتوف؛ ج) بافت نواری کانی و کالک‌سیلیکات‌ها.

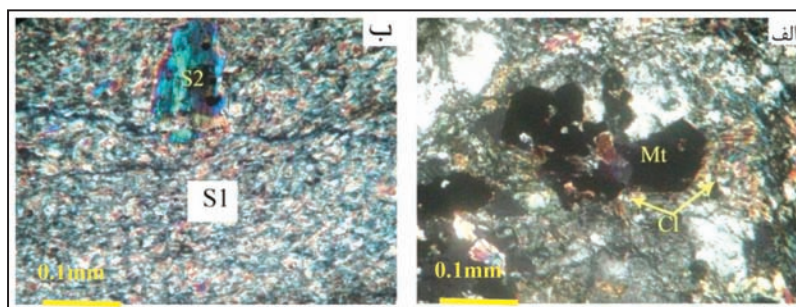


شکل ۶- الف) دگرسانی آرژیلی همروند با برگوارگی دولوستون؛ ب) دگرسانی آرژیلی قطع‌کننده برگوارگی سنگ‌های میزبان و ماده معدنی؛ ج) تصویر میکروسکوپی توده نفوذی که فلدسپارهای آن آرژیلی شده‌اند (نور XPL).

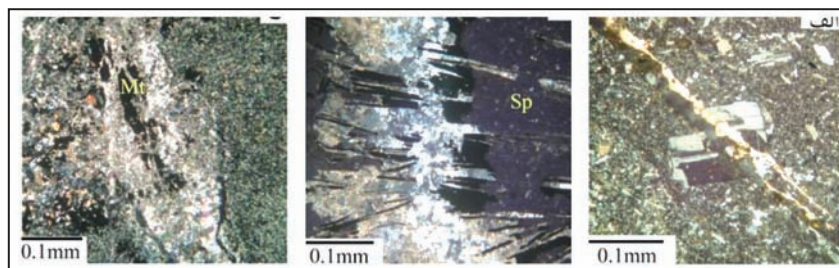


شکل ۷- الف) نمایش ارتباط میان بیوتیت و بخش‌های تالکی‌شده (سمت راست، نور XPL و سمت چپ، نور PPL)؛ ب) ارتباط میان بیوتیت و انواع کوارتز (نور XPL)؛ ج) همراهی مگنتیت با دگرسانی بیوتیتی در واحد شیت (نور XPL).

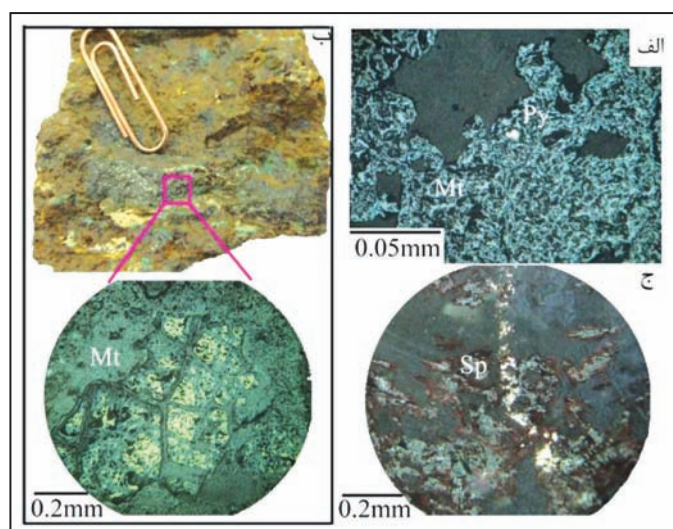
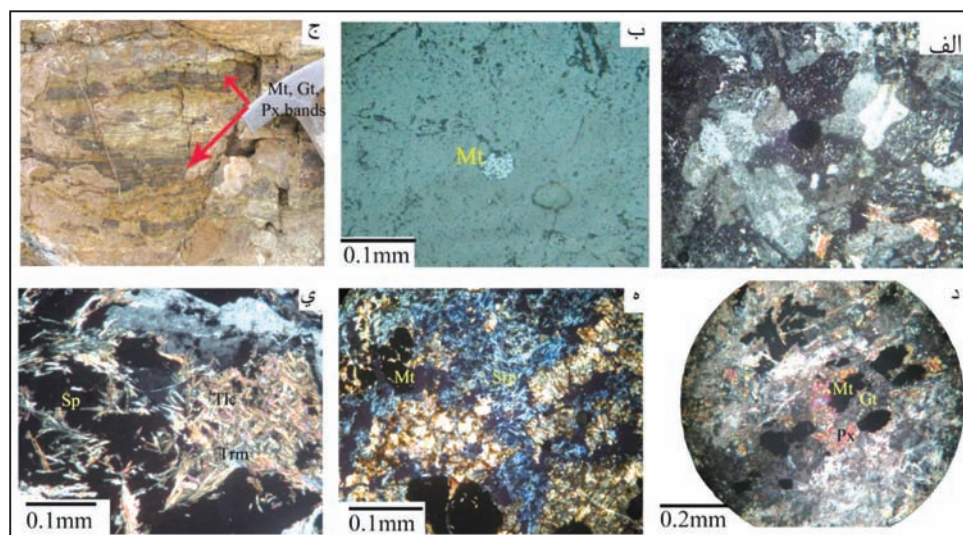
شکل ۸- الف) کلریت‌های نسل دوم، مگنتیت‌های نسل سوم را زده‌اند (نور XPL). ب) انواع مختلف سریسیت، (S1): نسل اول و (S2): نسل دوم (نور XPL).



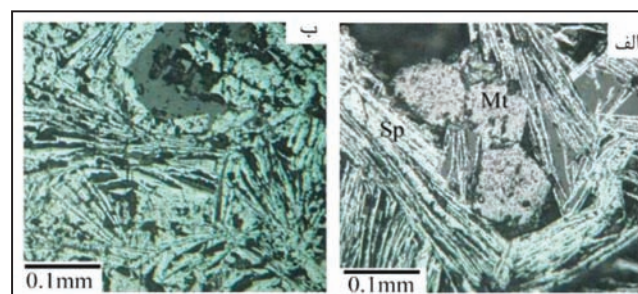
شکل ۹- الف) قطع شدن فلدسپار موجود در توده نفوذی؛ ب) قطع شدن اسپکیولاریت (Sp) به وسیله رگچه کوارتز- کربناتی؛ ج) حمل قطعات مگنتیت توسط رگه کلسیت (نور XPL).



شکل ۱۰- انواع مگنتیت در کانسار باشند. الف) همزمان با کانی‌های سنگ‌ساز توده نفوذی (نور XPL) و ب) نور انعکاسی؛ ج و د) همزمان با گارنت و پیروکسن؛ ه و ی) همزمان با کالک سیلیکات‌های آب‌دار (نور XPL).



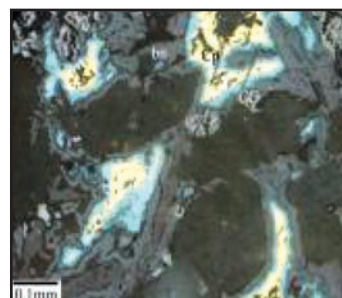
شکل ۱۲- الف) پیریت پراکنده میان بلورهای مگنتیت نسل سوم (Py: پیریت، Mt: مگنتیت)؛ ب) رگه کالکوپیریت قطع‌کننده مگنتیت؛ ج) رگه کالکوپیریت قطع‌کننده اسپکیولاریت (Sp: اسپکیولاریت) (نور انعکاسی).



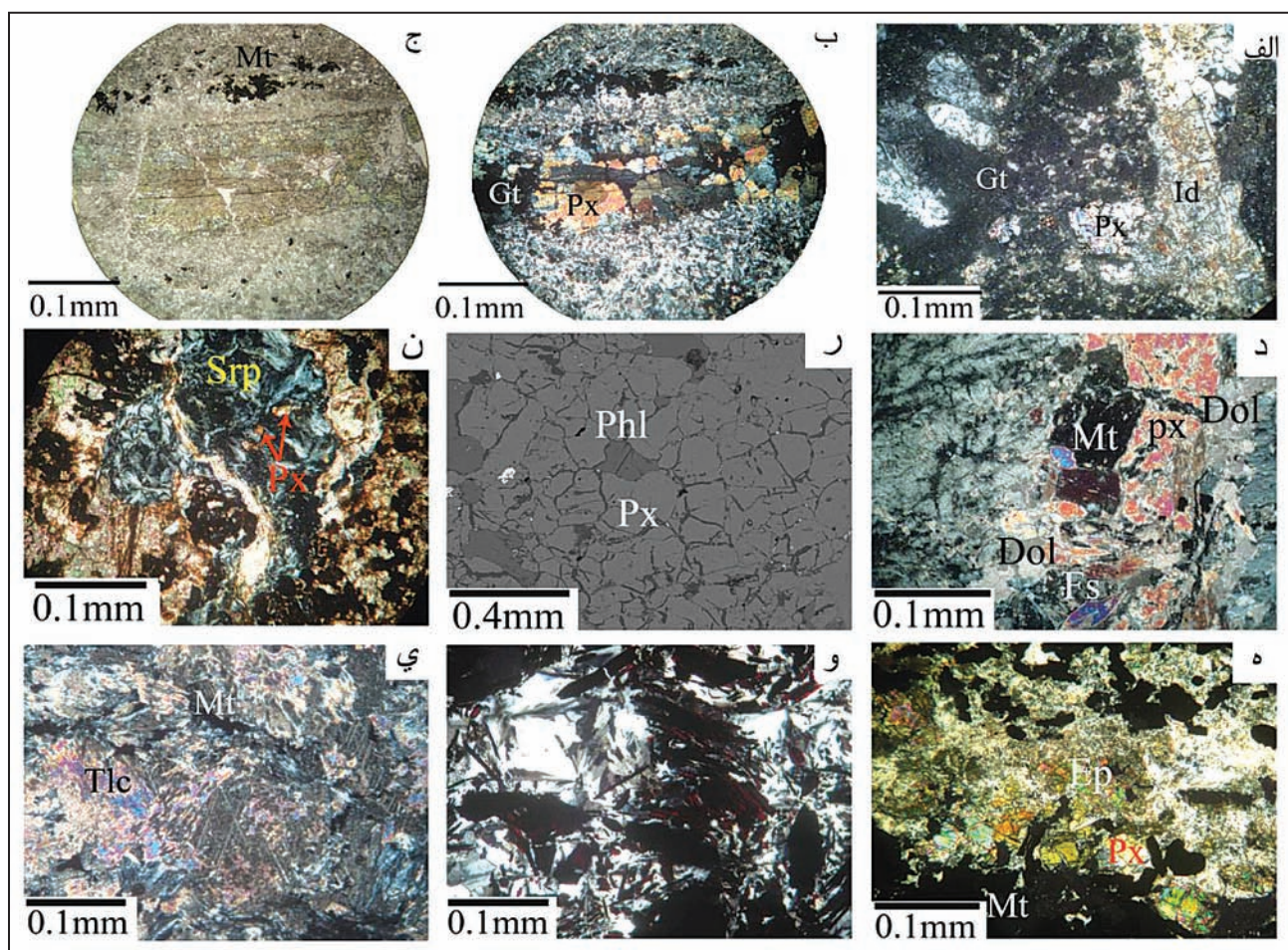
شکل ۱۱- الف) تشکیل همزمان مگنتیت و اسپکیولاریت؛ ب) تبدیل مگنتیت به اسپکیولاریت (نور انعکاسی).



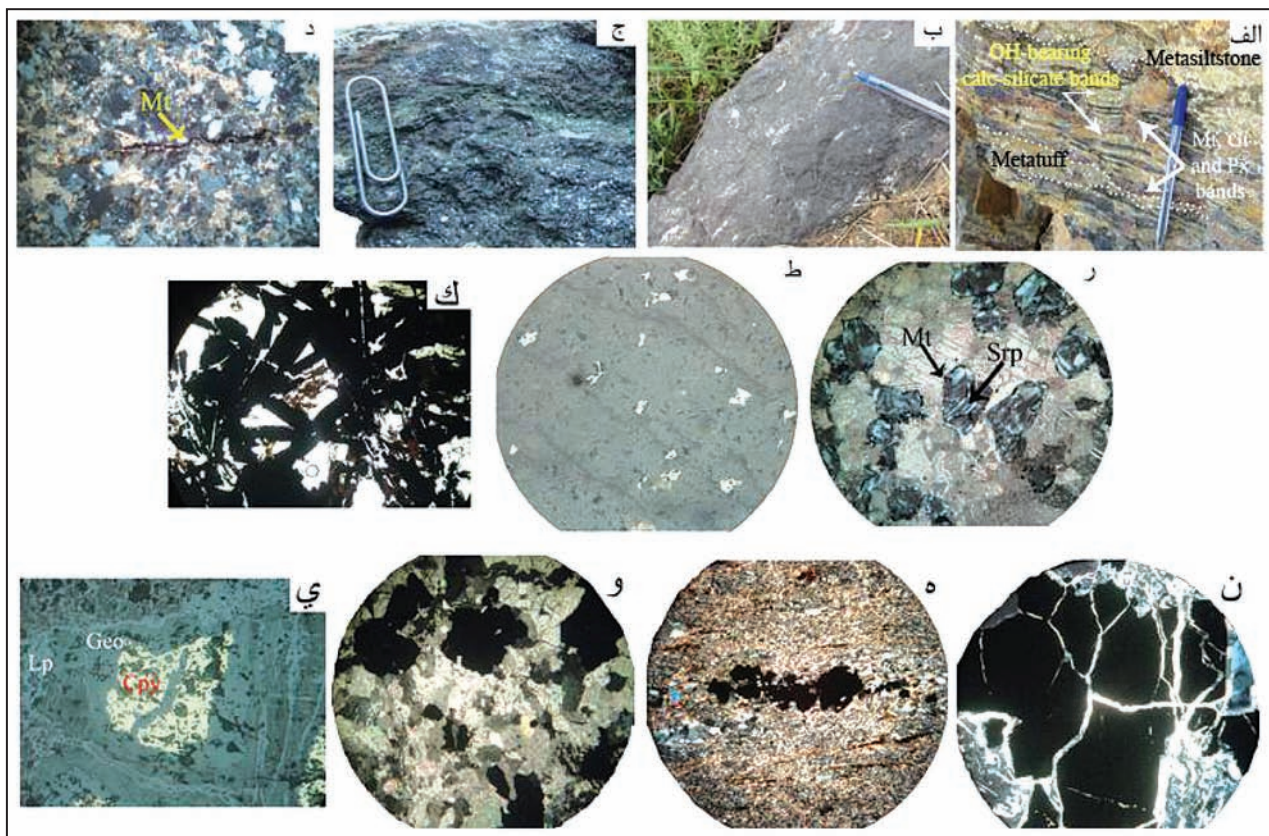
شکل ۱۴- رگه‌های مالاکیت قطع‌کننده ماده معدنی.



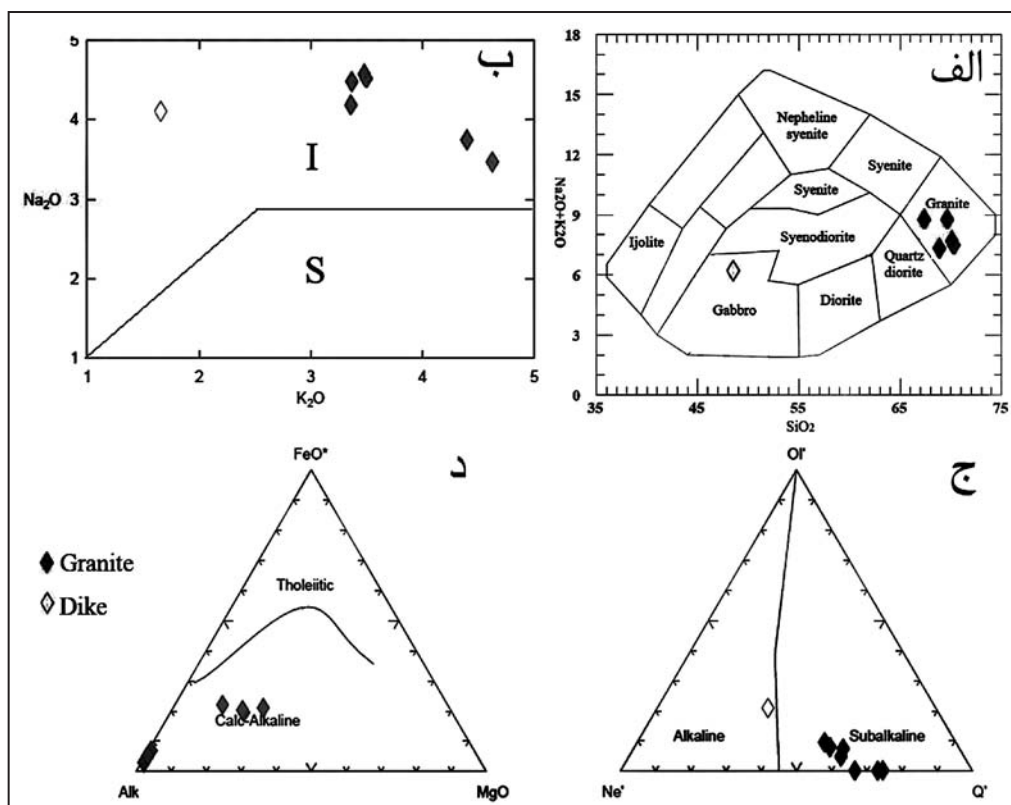
شکل ۱۳- تبدیل کالکوپیریت به کالکوسیت و کوولیت از حاشیه (نور انعکاسی).



شکل ۱۵- (الف) همراهی بلورهای ایدو کراز (Id)، گارنت (Grt) و دیوپسید (Di) در مرحله دگرگونی مجاورتی (نور XPL؛ ب) هم‌رشدی گارنت و پیروکسن (Px) در مرحله متاسوماتیسم پیش‌رونده (نور XPL؛ ج) هم‌رشدی گارنت و پیروکسن (Px) در مرحله متاسوماتیسم پیش‌رونده (نور PPL؛ د) جانشینی پیروکسن به جای فلدسپار (Fds) و دولومیت (Dol) و مگنتیت (Mt) به جای پیروکسن (نور XPL؛ ر) همراهی فلوگوپیت (Phl) و دیوپسید دگرسان شده، تصویر SEM؛ ن) جانشینی پیروکسن به وسیله سرپانتین (نور XPL؛ ه) جانشینی اپیدوت (Ep) به جای پیروکسن (نور XPL؛ و) حضور هم‌زمان ترمولیت و مگنتیت (نور XPL؛ ی) همراهی تالک (Tlc) و مگنتیت (نور XPL).

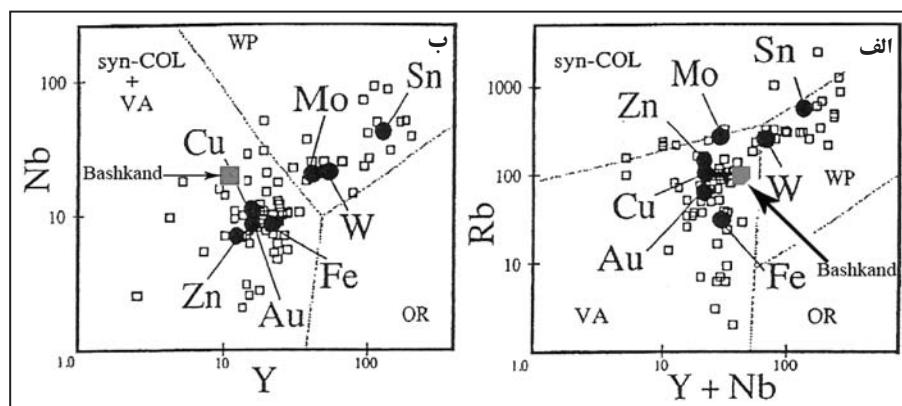


شکل ۱۶- انواع ساخت و بافت کانه در کانسار باشکند. (الف) نواری؛ (ب) توده‌ای (مگنتیت)؛ (ج) توده‌ای (اسپیکولاریت)؛ (د) رگه‌ای (نور XPL)؛ (ر) کروی (نور XPL)؛ (ط) پراکنده (نور انعکاسی)؛ (ک) دندریتی (نور XPL)؛ (ن) برشی (نور XPL)؛ (ه) پراکنده فضای خالی؛ (و) جانیشینی (نور XPL)؛ (ی) بازماندی (نور انعکاسی).

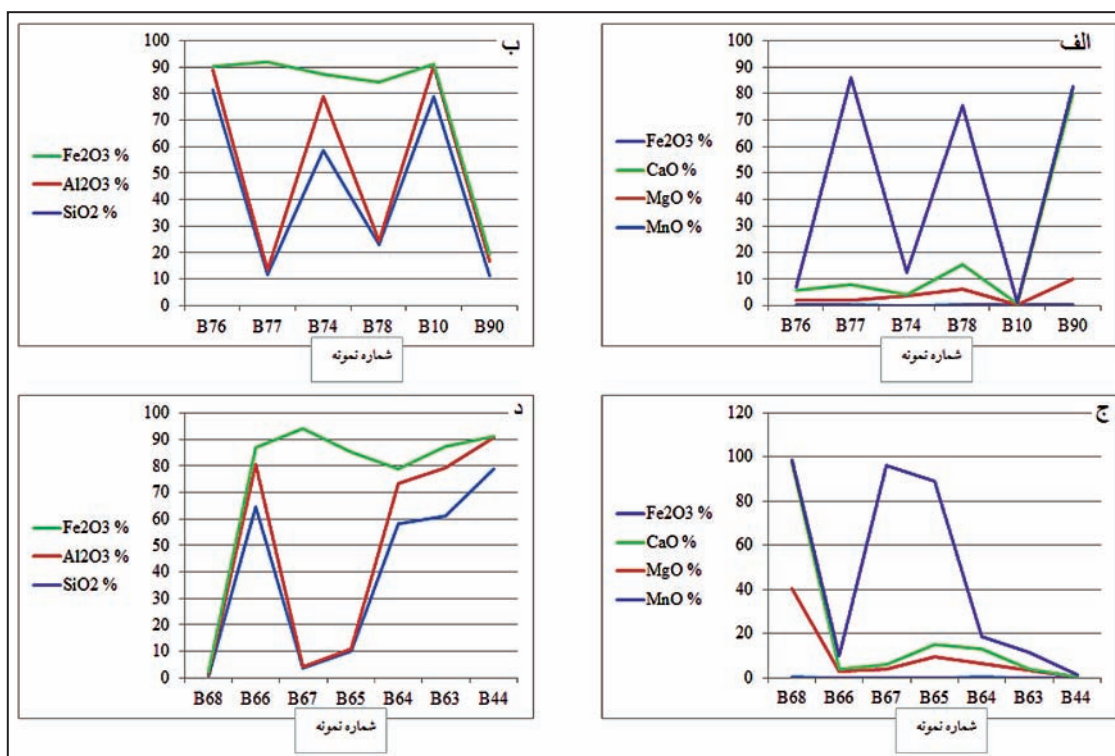
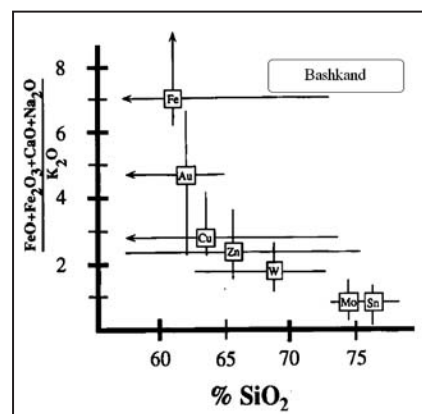


شکل ۱۷- (الف) نام گذاری توده نفوذی و دایک منطقه روی نمودار (Cox et al. 1979)؛ (ب) نمودار $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S؛ (ج و د) نمودار (Irvine & Baragar 1971) برای تعیین سری ماگمایی.

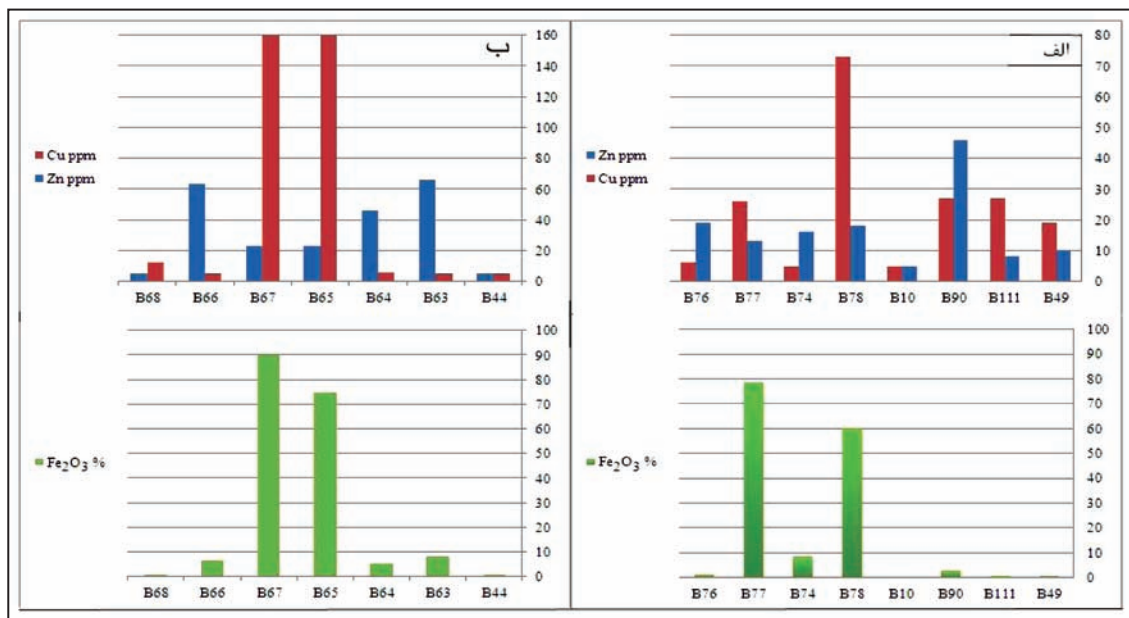
شکل ۱۸- موقعیت ژئوتکتونیک توده نفوذی منطقه باشکند و مقایسه آن با انواع دیگر ذخایر اسکارن به‌ترتیب در الف) نمودار $Rb/Y+Nb$ (Meinert et al., 1995)؛ ب) نمودار Nb/Y (Meinert et al., 1995)



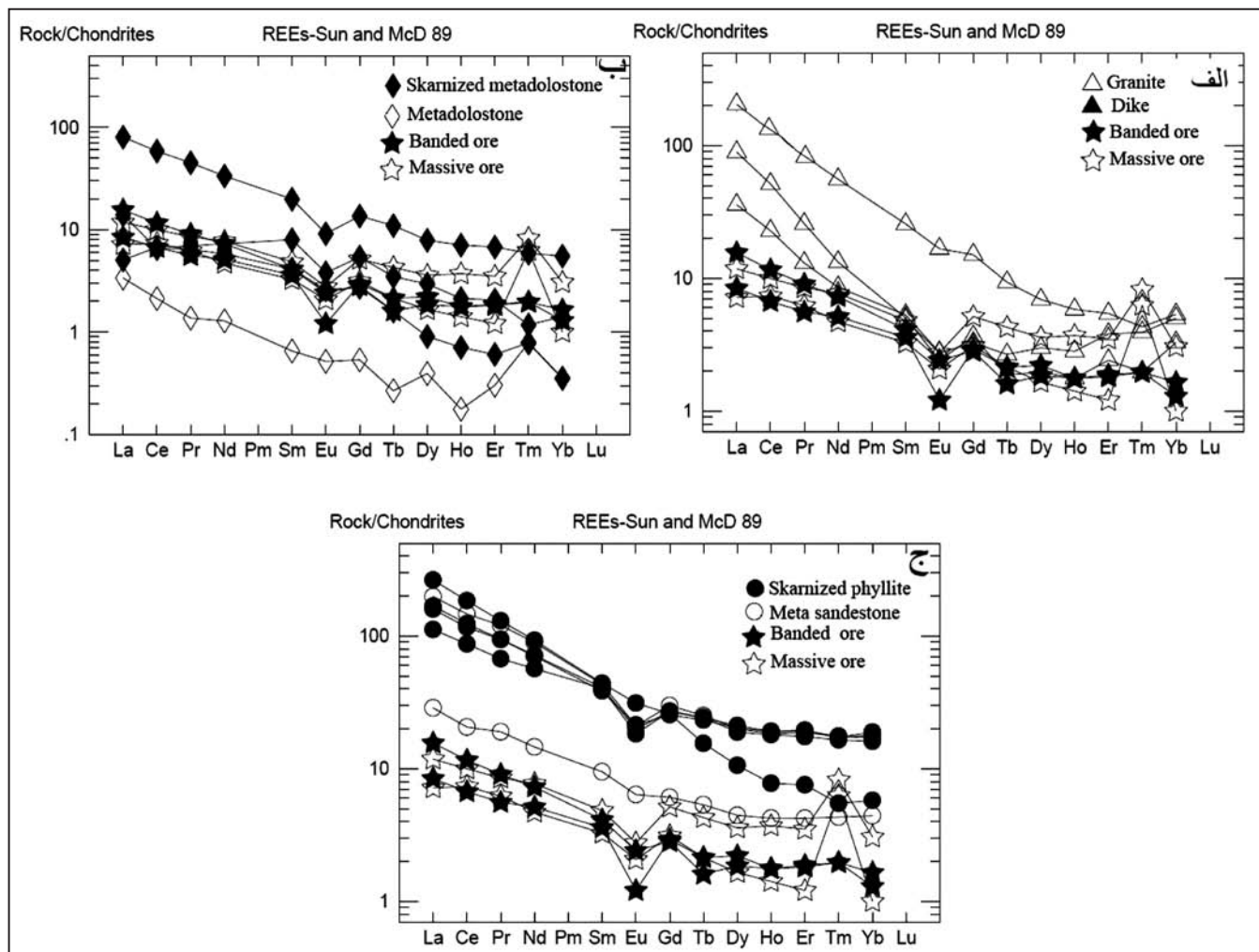
شکل ۱۹- ارتباط میان ترکیب توده نفوذی و انواع ذخایر اسکارن (اقتباس از Meinert et al., 1990)



شکل ۲۰- الف) تشابه رفتار برخی از اکسیدهای اصلی با Fe_2O_3 در سکانس برداشت شده از بی‌هنجاری ۳؛ ب) تفاوت رفتار Fe_2O_3 با SiO_2 و Al_2O_3 در بی‌هنجاری ۳. ب90: متادولوستون کمر پایین. B10: توده نفوذی. B78: ماده معدنی. B74: میان‌لایه ماسه‌سنگ دگرگونه. B77: ماده معدنی. B76: میان‌لایه ماسه‌سنگ دگرگونه کمر بالا؛ ج) تشابه رفتار برخی از اکسیدهای اصلی با Fe_2O_3 در سکانس برداشت شده از بی‌هنجاری ۴؛ د) تفاوت رفتار Fe_2O_3 با SiO_2 و Al_2O_3 در بی‌هنجاری ۴. B44: توده نفوذی. B63: فیلیت. B64: فیلیت کمرپایین. B65: ماده معدنی حاشیه زون کانه‌دار. B67: ماده معدنی مرکز زون کانه‌دار. B66: فیلیت کمر بالا. B68: متادولوستون کمر بالا.



شکل ۲۱- میزان تغییرات روی و مس در طی فرایند اسکارنی شدن. الف) بی هنجاری ۳؛ ب) بی هنجاری ۴.



شکل ۲۲- الف) نمودار مقایسه‌ای رفتار ژئوشیمیایی کانه و سنگ‌های آذرین منطقه؛ ب) نمودار مقایسه‌ای رفتار ژئوشیمیایی کانه و متادولوستون اسکارنی شده و متادولوستون نسبتاً غیردگرسان؛ ج) نمودار مقایسه‌ای رفتار ژئوشیمیایی کانه، فیلیت اسکارنی شده و ماسه سنگ دگرگونه نسبتاً غیردگرسان.

جدول ۱- میزان عناصر اصلی (برحسب wt%) در واحدهای سنگی منطقه براساس تجزیه‌های XRF (مقادیر به ۱۰۰ رسانده شده‌اند).

	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	Total
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
گرانیت	B10	78.86	11.81	0.28	0.57	0.06	3.75	4.40	0.02	0.07	0.10	0.04	0.01	0.03	100
گرانیت	B32	69.31	14.87	3.07	2.10	1.70	4.50	3.50	0.02	0.47	0.04	0.20	0.08	0.12	100
گرانیت	B44	78.71	11.84	0.67	0.45	0.07	3.47	4.62	0.02	0.08	0.01	0.02	0.01	0.01	100
متادولستون نسبتاً غیردگرسان	B49	5.02	0.19	0.67	56.33	37.49	0.03	0.02	0.02	0.02	0.07	0.12	0.02	0.02	100
فیلیت نسبتاً غیردگرسان	B63	61.21	18.14	7.92	0.47	3.15	1.26	6.76	0.02	0.77	0.03	0.19	0.01	0.06	100
فیلیت کمرپاین بی‌هنجاری ۴	B64	58.06	15.49	5.40	6.35	6.56	4.93	1.27	0.03	1.05	0.07	0.61	0.14	0.04	100
ماده معدنی حاشیه زون کانه‌دار بی‌هنجاری ۴	B65	10.14	0.47	74.49	5.09	9.63	0.02	0.02	0.01	0.04	0.05	0.01	0.01	0.01	100
فیلیت کمربالای بی‌هنجاری ۴	B66	64.57	15.96	6.43	0.65	3.04	2.14	5.92	0.02	0.86	0.03	0.28	0.02	0.07	100
ماده معدنی مرکز زون کانه‌دار بی‌هنجاری ۴	B67	3.70	0.25	89.96	2.03	3.93	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	100
متادولستون کمربالای بی‌هنجاری ۴	B68	0.87	0.23	0.87	57.70	39.92	0.02	0.02	0.02	0.02	0.26	0.03	0.04	0.02	100
ماسه‌سنگ دگرگونه بی‌هنجاری ۳	B74	58.42	20.58	8.43	0.44	3.62	1.23	6.12	0.02	0.82	0.01	0.22	0.02	0.07	100
ماسه‌سنگ دگرگونه کمربالای بی‌هنجاری ۳	B76	81.35	7.64	1.09	3.82	1.86	1.43	2.52	0.02	0.08	0.05	0.04	0.02	0.07	100
ماده معدنی بی‌هنجاری ۳	B77	11.88	1.65	78.56	5.57	2.07	0.08	0.02	0.01	0.06	0.06	0.01	0.01	0.01	100
ماده معدنی بی‌هنجاری ۳	B78	23.20	0.97	60.15	8.90	6.28	0.18	0.11	0.01	0.05	0.07	0.04	0.01	0.01	100
دایک	B83	48.59	17.04	12.25	7.80	4.80	4.11	1.66	0.01	2.80	0.16	0.61	0.10	0.07	100
متادولستون کمرپاین بی‌هنجاری ۳	B90	11.13	5.41	2.85	69.94	9.83	0.03	0.02	0.02	0.25	0.27	0.09	0.16	0.02	100
متادولستون بی‌هنجاری ۳	B111	5.27	0.32	0.81	89.34	3.36	0.02	0.02	0.02	0.02	0.72	0.02	0.07	0.02	100
گرانیت	B153	60.71	20.39	5.39	0.63	3.74	3.55	4.54	0.02	0.76	0.02	0.19	0.01	0.05	100
فیلیت کمرپاین بی‌هنجاری ۳	B51	18.06	2.52	76.03	0.27	2.77	-	0.04	-	0.11	0.14	0.06	-	-	100
ماده معدنی	B78	32.68	-	36.99	13.95	16.26	-	0.02	-	0.03	0.09	0.02	-	-	100
دایک	B83	25.70	-	57.26	1.26	15.71	-	0.01	-	-	0.04	0.01	-	-	100
گرانیت	B100	79.63	-	3.48	3.12	3.37	5.42	4.12	-	0.58	0.05	0.23	-	-	100
گرانیت	B101	76.86	14.02	0.50	0.39	0.06	5.18	2.87	-	0.07	0.01	0.03	-	-	100
ماده معدنی بی‌هنجاری ۳	B106	24.15	-	41.03	22.84	11.76	-	0.02	-	0.05	0.17	0.01	-	-	100
گرانیت	B108	60.85	16.82	3.78	8.10	1.62	3.38	3.90	-	1.09	0.06	0.39	-	-	100
گرانیت	B110	74.46	8.86	1.72	10.67	0.52	1.28	2.25	-	0.09	0.11	0.04	-	-	100
گرانیت	B122	56.41	23.02	5.04	0.90	5.34	1.81	6.65	-	0.67	0.02	0.14	-	-	100
گرانیت	B123	57.46	20.19	8.77	2.88	3.77	2.86	2.63	-	1.09	0.09	0.26	-	-	100
گرانیت	B41	66.08	14.90	3.50	3.38	3.84	4.52	3.40	-	0.06	0.06	0.25	-	-	100
تاکیت	B46	40.49	12.79	5.83	33.66	5.38	-	0.06	-	0.89	0.51	0.38	-	-	100
گرانیت	B47	68.59	15.26	2.88	2.44	2.57	4.20	3.37	-	0.49	0.03	0.17	-	-	100

جدول ۲- میزان عناصر کمیاب و خاکی کمیاب (بر حسب ppm) در واحدهای سنگی منطقه بر اساس تجزیه‌های XRF

	ID	Ag	As	Ba	Ce	Cl	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd
	ppm	ppm	Ppm	Ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
گرویت	B44	1	-	51.8	31.5	-	0.8	130	9.96	5	0.5	0.4	0.14	13.6	0.75	2.2	0.1	21.2	0.09	2	11.4	6.2
گرویت	B49	1	-	2.3	1.3	-	0.7	10	0.05	19	0.1	0.05	0.03	0.2	0.11	0.2	0.01	0.8	0.01	2	0.2	0.6
گرویت	B63	1	-	539	75.7	-	16.3	130	6.21	5	5.14	3.17	1.24	24.6	5.23	4.4	1.08	39.8	0.43	2	12.9	32.9
ماتودولستون نسبتاً غیر دگرسان	B64	1	-	314	113	-	21.6	200	1.28	6	2.69	1.25	1.81	19.2	5.33	5.3	0.44	62.6	0.13	2	24.8	43.3
فلیت نسبتاً غیر دگرسان	B65	1	-	51.9	6.1	-	6.1	10	0.52	1215	0.91	0.58	0.16	2.2	1.06	0.4	0.21	2.8	0.09	2	0.3	3.6
فلیت کبر پایش یخچاداری ۴	B66	1	-	650	53.3	-	18.6	140	3.7	5	5.37	3.23	1.06	23.3	5.57	7.2	1.08	26.5	0.45	2	14.1	26.5
ماده معدنی خالص زرن کانه در یخچاداری ۴	B67	1	-	38	4.5	-	15.9	10	0.49	10000	0.42	0.2	0.12	3.5	0.64	0.2	0.08	1.7	0.04	2	0.2	2.2
فلیت کبر پالا یخچاداری ۴	B68	1	-	3	4.1	-	2.4	10	0.08	12	0.72	0.34	0.22	0.3	1.11	0.2	0.12	1.2	0.01	2	0.2	3.4
ماده معدنی بر وزن کانه در یخچاداری ۴	B74	1	-	583	89.7	-	16.9	100	3.83	5	5.09	3.09	1.22	24.4	6.14	3.7	1.04	47	0.43	2	13.6	41.7
ماتودولستون کبر پالا یخچاداری ۴	B76	1	-	624	12.6	-	2.9	110	0.47	6	1.13	0.7	0.37	6.9	1.25	1.2	0.24	6.8	0.12	2	2	6.8
ماس سنگ دگر گزیه یخچاداری ۳	B77	1	-	38.7	7.1	-	4.2	10	0.3	26	0.47	0.3	0.14	5.5	0.58	0.3	0.1	3.7	0.05	2	0.2	3.4
ماس سنگ دگر گزیه کبر پالا یخچاداری ۳	B78	1	-	49.9	4.1	-	3.4	10	0.1	73	0.56	0.31	0.07	3.1	0.6	0.5	0.1	2	0.05	2	0.6	2.4
ماده معدنی یخچاداری ۲	B90	1	-	42.4	35.8	-	1.6	20	0.14	27	2	1.12	0.53	4.3	2.79	1.5	0.4	19	0.14	2	2.4	15.6
ماده معدنی یخچاداری ۲	B111	1	-	119.5	4	-	3	10	0.06	27	0.23	0.1	0.15	0.7	0.56	0.2	0.04	3.3	0.01	3	0.2	2.7
دایک	B153	1	-	438	71.1	-	17.2	120	3.58	62	4.79	2.89	1.15	23.8	5.57	3.5	1.02	37.8	0.42	2	13.2	33.4
ماتودولستون کبر پایش یخچاداری ۳	B10	1	-	250	14	-	0.8	150	2.59	5	0.76	0.63	0.16	13.1	0.67	3.2	0.16	8.5	0.14	2	12.7	4
ماتودولستون یخچاداری ۳	B32	1	-	1040	79.7	-	8.4	150	0.95	25	1.76	0.9	0.97	19.9	3.1	5.1	0.33	48.6	0.11	2	22.8	26.1
دایک	B83	1	-	628	72.1	-	23.5	80	1.48	13	4.99	2.63	2.52	20	6.85	3.6	0.97	35.6	0.31	2	34.6	37.3
فلیت کبر پایش یخچاداری	B51	-	1	-	34	87	-	21	-	103	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	3.9	-
ماده معدنی	B78	-	4	61	38	163	-	22	-	245	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.1	-
دایک	B83	-	46	-	36	107	-	4	-	14321	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.3	-
گرویت	B100	-	3	1043	63	158	-	42	-	8	-	-	-	18	-	-	-	-	-	-	23.3	-
گرویت	B101	-	6	160	32	108	-	12	-	-	-	-	-	19	-	-	-	-	-	-	31.4	-
ماده معدنی یخچاداری ۲	B106	-	46	133	-	103	-	10	-	376	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.9	-
گرویت	B108	-	9	1640	146	313	-	106	-	36	-	-	-	19	-	-	-	-	-	-	26.3	-
گرویت	B110	-	4	442	9	94	-	5	-	7	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	2.3	-
گرویت	B122	-	83	662	85	84	-	121	-	86	-	-	-	29	-	-	-	-	-	-	13.1	-
گرویت	B123	-	18	2203	95	346	-	90	-	32	-	-	-	24	-	-	-	-	-	-	27	-
گرویت	B41	-	5	997	129	195	-	64	-	21	-	-	-	18	-	-	-	-	-	-	23.1	-
تاکت	B46	-	589	23	204	1407	-	148	-	18	-	-	-	8	-	-	-	-	-	-	22.8	-
گرویت	B47	-	-	1057	55	136	-	36	-	7	-	-	-	18	-	-	-	-	-	-	20.1	-

ادامه جدول ۲

ID	Ni	Pb	Pr	Rb	S	Sc	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
گرانیت	B44	5	27	2.45	188.5	-	0.77	1	40.3	1	0.07	30.4	0.5	0.05	3.57	6	11	3.6	0.56	5	56
گرانیت	B49	5	11	0.13	0.2	-	0.1	1	63.4	0.1	0.01	0.11	0.5	0.02	0.29	8	1	0.8	0.06	10	3
گرانیت	B63	49	8	8.95	148.5	-	5.9	3	99.7	1	0.87	12.9	0.5	0.44	3.09	136	5	27.5	3.02	66	152
متادولستون نسبنا غیر دگرسان	B64	108	5	12.35	38.6	-	6.74	1	1095	1.3	0.58	10.85	0.5	0.14	2.45	1.9	3	11	0.98	46	212
فیلیت نسبنا غیر دگرسان	B65	5	6	0.81	1.6	-	0.74	1	61.1	0.4	0.16	0.52	0.5	0.21	0.84	12	6	4.7	0.52	23	17
فیلیت کمر پایین بی‌هنجاری ۴	B66	46	9	6.4	115.2	-	6.17	3	124.5	1	0.9	11.55	0.5	0.44	2.49	11	5	27.7	3.21	63	262
ماده معدنی حاشیه زون کانهدار بی‌هنجاری ۴	B67	5	13	0.59	1.1	-	0.5	1	73.3	0.4	0.08	0.76	0.5	0.16	2.75	15	7	2.2	0.17	23	8
فیلیت کمر بالا بی‌هنجاری ۴	B68	5	5	0.66	0.4	-	1.22	1	117.5	0.1	0.13	0.09	0.5	0.03	0.37	6	2	4	0.24	5	2
ماده معدنی مرکز زون کانهدار بی‌هنجاری ۴	B74	48	5	11.45	118	-	6.61	3	165	0.9	0.94	14.45	0.5	0.45	4.31	119	3	30.7	2.89	16	137
متادولستون کمر بالا بی‌هنجاری	B76	5	5	1.8	48.8	-	1.45	1	214	0.1	0.2	1.81	0.5	0.11	0.45	15	9	7.1	0.75	19	49
ماسه‌سنگ دگرگونه بی‌هنجاری ۳	B77	5	5	0.86	1.2	-	0.63	1	192	0.1	0.06	0.61	0.5	0.05	1.32	5	26	2.6	0.22	13	19
ماسه‌سنگ دگرگونه کمر بالا بی‌هنجاری ۳	B78	5	8	0.53	2.6	-	0.55	2	67.5	0.1	0.08	0.65	0.5	0.05	0.57	9	3	3.6	0.28	18	29
ماده معدنی بی‌هنجاری ۳	B90	5	5	4.27	0.6	-	3.04	1	787	0.2	0.41	3.22	0.5	0.15	3.25	23	1	11.9	0.94	46	58
ماده معدنی بی‌هنجاری ۳	B111	5	5	0.61	0.4	-	0.63	1	353	0.1	0.06	0.14	0.5	0.02	1.96	6	1	1.8	0.06	8	7
دایک	B153	46	9	8.95	115.5	-	6.26	3	132.5	0.9	0.91	12.3	0.5	0.42	3.44	120	5	29	2.73	21	129
متادولستون کمر پایین بی‌هنجاری ۳	B10	5	11	1.24	130	-	0.81	1	87.9	1.2	0.1	21.9	0.5	0.1	4.56	5	11	5.1	0.85	5	70
متادولستون بی‌هنجاری ۳	B32	28	18	7.95	74.8	-	3.93	1	643	1.6	0.35	18.65	0.5	0.11	3.7	44	9	9.1	0.91	44	199
دایک	B83	36	8	9.18	53.3	-	7.8	3	8.8	2.2	1.04	3.77	0.5	0.32	1.17	154	4	26	2.19	100	158
فیلیت کمر پایین بی‌هنجاری ۳	B51	8	159	-	0.5	-	-	-	34.6	-	-	-	-	-	1	79	-	3.2	-	501	23.7
ماده معدنی	B78	2	6	-	1.9	-	-	-	88.8	-	-	-	-	-	-	21	-	0.9	-	15	4
دایک	B83	-	5	-	0.4	-	-	-	3.3	-	-	-	-	-	3	6	-	1.3	-	12	-
گرانیت	B100	18	7	-	84.4	-	-	-	647.1	-	-	15	-	-	-	-46	-	8.3	-	8	164.8
گرانیت	B101	1	12	-	122.7	-	-	-	69.4	-	-	17	-	-	5	2	-	6.4	-	-	38.9
ماده معدنی بی‌هنجاری ۳	B106	-	8	-	1	-	-	-	45.6	-	-	-	-	-	2	1	-	1.6	-	11	2
گرانیت	B108	30	8	-	88.7	-	-	-	931.1	-	-	16	-	-	1	97	-	11.2	-	8	305
گرانیت	B110	4	4	-	44.1	-	-	-	101.8	-	-	3	-	-	-	23	-	8.4	-	4	45.5
گرانیت	B122	45	23	-	141.4	-	-	-	191.6	-	-	12	-	-	6	170	-	22.5	-	7	115.2
گرانیت	B123	25	19	-	56.6	-	-	-	1217.8	-	-	12	-	-	3	111	-	32.9	-	35	233.1
گرانیت	B41	21	7	-	79.8	-	-	-	606.5	-	-	16	-	-	1	56	-	8.8	-	11	178.5
تاکیت	B46	32	1	-	0.1	-	-	-	31.9	-	-	40	-	-	11	56	-	11.1	-	44	145.5
گرانیت	B47	15	12	-	76.8	-	-	-	687.4	-	-	15	-	-	2	39	-	7.9	-	2	167.5

جدول ۳- توالی پاراژنری کانی‌ها و بافت‌های آنها در کانسار باشکند.

جدول ۴- مقایسه میانگین و محدوده تغییرات اکسیدهای اصلی توده‌های نفوذی مولد اسکارن آهن (اقتباس از Meinert et al., 1995) و گرانیت خرم‌دره.

اکسیدهای اصلی	میانگین	محدوده تغییرات	متوسط توده باشکند	دامنه توده باشکند
Meinert et al. (1995)				
SiO ₂	59.3	47-75.6	68.99	56.41-79.63
Al ₂ O ₃	16.8	12.2-22.7	15.63	8.86-23.02
TiO ₂	0.8	0.1-3.1	0.46	0.06-1.09
Fe ₂ O ₃	2.8	0.5-6.5	3.26	0.27-8.77
MnO	0.1	0.0-0.6	0.05	0.01-0.09
CaO	7.2	0.9-22.4	2.97	0.38-10.66
MgO	3	0.2-7.9	2.22	0.05-3.84
K ₂ O	2.1	0.2-5.6	3.85	2.25-6.65
Na ₂ O	4	0.6-7.5	3.66	1.28-5.41
P ₂ O ₅	3	0.0-1.5	0.16	0.02-0.39

	Minerals	Regional metamorphism	Crystallization of igneous body	Contact metamorphism			Supergene
				Isochemical	Prograde	Retrograde	
Minerals	Magnetite						
	Hematite						
	Pyrite						
	Chalcocopyrite						
	Chalcocite						
	Covellite						
	Garnet						
	Forsterite						
	Vesuvianite						
	Pyroxene						
	Phlogopite						
	Chlorite						
	Sericite						
	Epidote						
	Actinolite						
	Tremolite						
	Serpentine						
	Talc						
	Biotite						
	Quartz						
Textures	Calcite						
	Goethite						
	Lepidocrosite						
	Limonite						
	Malachite/Azurite						
	Disseminated						
	Banded						
	Massive						
	Replacement						
	Dendritic						
	Vein and Veinlet						
	Open space filling						
	Spotted						
	Orbicular						
	Breccia						
	Residual						
	Colloform						

کتابنگاری

- آفانباتی، س.ع، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- اسماعیلی، م، ۱۳۸۵- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن شاه‌بلاغی (غرب زنجان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- اندرز، ف، ۱۳۸۵- بررسی کانی‌شناختی و عوامل کنترل‌کننده کانی‌زایی آهن اسکارنی تیپ منیزیم‌دار در منطقه مینرالیزه ارجین واقع در شرق زنجان (استان زنجان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
- پایگاه ملی داده‌های علوم‌زمین کشور (www.ngdir.ir).
- قربانی، م، ۱۳۸۱- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، پایگاه ملی داده‌های علوم‌زمین کشور.
- محمدی، ف، ۱۳۹۲- مطالعه کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نحوه تشکیل کانسار آهن گوزل‌دره، جنوب شرق زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور تهران.
- مؤمن‌زاده، م. و رشیدنژاد عمران، ن، ۱۳۶۶- گزارش بازدید اثر معدنی آهن شاه‌بلاغ (کوه‌های سلطانیه- غرب زنجان)، سازمان زمین‌شناسی کشور ۱۲ صفحه.
- نبوی، م.ح، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Aramburu, A. D. E., 2008- Patterns of distal alteration zonation around Antamina Cu-Zn skarn and Uchucchacua Ag-base metal vein deposits, Peru: mineralogical, chemical and isotopic evidence for fluid composition, and infiltration, and implications for mineral exploration, PhD thesis, University of British Columbia, 788 p.
- Barnes, H. L., 1997- Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 3rd ed., John Wiley & Sons, 797 p.
- Bates, R. & Jackson, J. A., 1980- Glossary of Geology, American Geological Institute, p. 751.
- Bau, M., 1991- Rare earth mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium, Chemical Geology, v. 93, p. 219-230.

- Chappell, B. J. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types, *Pacific Geology* v. 8, p. 173-174.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S., Wyborn, D. & Wyborn, L. A. I., 2000- Lachlan Fold Belt granites revisited: high- and low-temperature granites and their implications, *Australian Journal of Earth Sciences* v.47, p. 123-138.
- Ciobanu, C. L. & Cook, N. J., 2004- Skarn textures and a case study: the Ocna de Fier - Dognecea ore field, Banat, Romania, *Ore Geology Reviews* v.24, p. 315-370.
- Cox, D. P. & Singer, D. A., 1986, Mineral deposit models, U.S. Geological Survey Bulletin, 379 p.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- The Interpretation of Igneous Rocks, London, Allen and Unwin, 450 p.
- Duan, S., Zhang, Z., Jiang, Z., Zhao, J., Zhang, Y., Li, F. & Tian, J., 2014- Geology, geochemistry, and geochronology of the Dundee iron–zinc ore deposit in western Tianshan, China", *Ore Geology Reviews*, v. 57, p. 441-461.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. & Newberry, R. J., 1981- Skarn deposits, *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, p. 317-391.
- Gill, R., 2010- Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide, John Wiley & Sons, 428 p.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmit, A. K. & Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic – early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics*, v. 451, p. 71-96.
- Irvine, T. N. & Baragar W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth Sci.*, v. 8, p. 523-548.
- Lee, C. H., Lee, H. K. & Kim, S. J., 1998- Geochemistry and mineralization age of magnesian skarn-type iron deposits of the Janggun mine, Republic of Korea, *Mineralium Deposita*, v. 33, p. 379-390.
- Lentz, D. R., Walker, J. A. & Stirling, J. A. R., 1995- Millstream Cu-Fe skarn deposit: an example of a Cu-bearing magnetite-rich skarn system in northern New Brunswick, *Exploration and Mining Geology*, v. 4, p. 15-31.
- Lingang, X., Jingwen, M., Fuquan, Y., Hennig, D. & Jianmin, Z., 2010- Geology, geochemistry and age constraints on the Mengku skarn iron deposit in Xinjiang Altai, NW China, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 39, p. 423-440.
- Lottermoser, B. G., 1992- Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes: *Ore Geology Reviews*, v. 7, p. 25-45.
- Meinert, L. D., 1995- Magmas, fluids and ore deposits, *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series* 23, p. 401-418.
- Meinert, L. D., Brooks, J. W. & Myers, G. L., 1990- Whole rock geochemistry and contrast among skarn-types: in Meinert, L.D. (ed.), *Skarn deposits in Nevada, Great Basin Symposium, Geology and ore deposits of the Great Basin: Geological Society of Nevada, Fieldtrip 2, Guide book*, p. 179-192.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M. & Nicolescu, S., 2005- World skarn deposits, *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 299-336.
- Oyman, T., 2010- Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe–Cu skarn deposit in Ayvalik, (Balikesir), Turkey, *Ore Geology Reviews*, v. 37, p. 175-201.
- Pons, J. M. & Franchini, M., 2009- Iron skarns of the Vegas Peladas district, Mendoza, Argentina, *Economic Geology*, v. 104, p. 157-184.
- Sheikholeslami, M. R., Aghanabati, A., Vahdati, F., Sahandi, M. R., Amini, B. & Jafarian, M. B., in press- Structural Zones of Iran. Geological Survey of Iran.
- Shimazaki, H., 1980- Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan, *Economic Geology*, v. 75, p. 173-183.
- Shin, D. & Lee, I., 2002- Carbonate-hosted talc deposits in the contact aureole of an igneous intrusion (Hwanggangri mineralized zone, South Korea): Geochemistry, phase relationships, and stable isotope studies, *Ore Geology Reviews*, v. 22, p. 17-39.
- Sokolov, G. A. & Grigor'ev, V. M., 1977- Deposits of iron, in Smirnov, V.I. (ed.), *Ore deposits of the USSR: London, Pittman* 1, p. 7-113.
- Stocklin, J., 1965- Geology and mineral resources of the Soltanieh mountains (northwest Iran), *Geological Survey of Iran*.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geol. Soc. Lon., Spec. Pub.* 42, p. 313-345.