



پاراژنز کانی‌ها، کلید تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی و دمای اسکارن‌زایی، بررسی موردی منطقه‌ی محمد آباد، جنوب غربی استان یزد

فرید مَر*، رضا شریفی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

(دریافت مقاله: ۸۸/۵/۲۵، نسخه نهایی: ۸۸/۹/۸)

چکیده: بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، نشان‌دهنده‌ی دو مرحله‌ی اصلی دگرسانی [اسکارنی شدن] (پیشرونده و پسرونده) در منطقه‌ی محمد آباد واقع در جنوب غربی استان یزد است. اسکارن دگرنهاده‌ی (مرحله‌ی پیشرونده) با نهشت مجموعه کانیایی سیلیکاتی کلسیمی بدون آب (آندرایت و دیوپسید-هیدبرگیت) در گستره‌ی دمایی $470-550^{\circ}\text{C}$ شکل گرفته است. در مرحله‌ی پسرونده (دمای 470°C) حجم بزرگی از این سیلیکات‌های بدون آب، دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های سیلیکاتی کلسیمی آبدار با کلسیم کمتر (اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت) تبدیل شده و در نهایت مجموعه سیلیکات‌های کلسیمی آبدار و بدون آب، دستخوش دگرسانی شده و در گستره‌ی دمایی زیر 300°C به مجموعه ریز دانه شامل کلریت، کلسیت، کوارتز و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. نبود ولاستونیت در نمونه‌های اسکارنی محمد آباد می‌تواند نشانگر تشکیل مجموعه‌ی آندرایت و هیدبرگیت در دمای کمتر از 550°C باشد. حضور بافت هم‌رشدی و نبود بافت جانشینی در آندرایت و پیروکسن، گویای تشکیل همزمان آن‌ها در گستره‌ی دمایی $430-550^{\circ}\text{C}$ و $f\text{O}_2 = 10-23$ است. در دمای 470°C آندرایت در گستره‌ی $10-24$ تا $f\text{O}_2 = 10-21$ به مجموعه‌ی کانیایی کوارتز، کلسیت و مگنتیت تبدیل شده است. حضور مگنتیت و پیریت همراه با کوارتز و کلسیت در مجموعه‌ی کانیایی زیر مرحله III، نشانگر $6-10$ fS₂ و دماهای 430°C برای شاره‌های دگرنهاده کننده است.

واژه‌های کلیدی: درون/اسکارن، برون/اسکارن، دگرنهاده‌ی، دگرسانی پیشرونده، دگرسانی پسرونده.

مقدمه

ولی غیر اقتصادی است. کانی‌شناسی اسکارن در محل رخداد، قابل نقشه‌برداری است و به عنوان یک عامل تشخیص دگرسانی پیرامون پتانسیل‌های کان توده‌ای، به کار می‌رود، زیرا بیشتر ذخایر اسکارن جهان از لحاظ کانیایی دارای منطقه‌بندی مشخصی هستند. منطقه‌بندی ذخایر اسکارن در اثر دگرنهاده‌ی

بررسی‌های کانی‌شناختی ابزاری مهم در تشخیص و تعیین انواع اسکارن‌ها مهم است؛ همچنین کانی‌شناسی یک عامل مهم در شناخت خاستگاه اسکارن‌ها، دمای تشکیل، و شناسایی کانسارهای با ارزش اقتصادی، از دستاوردهای کانیایی جالب،

* نویسنده مسئول، تلفن: ۶۱۳۷۴۴۸ (۰۷۱۱)، نمابر: ۲۲۸۴۵۷۲ (۰۷۱۱)، پست الکترونیکی: moore@susc.ac.ir

آب‌های مشتق شده و رانده شده، نیز می‌تواند در اثر رفتارهای خود سازمان ده باشد. ذخایر اسکارن به ویژه آن‌هایی که از کانی‌های دیرگداز مثل گارنت، مگنتیت و پیریت غنی هستند ممکن است دارای بافت‌هایی باشند که اطلاعات مفیدی از فرایندهای اولیه و ثانویه تشکیل اسکارن به دست دهند و نیز به آسانی رویدادهای رخ داده در طول فرایند اسکارن‌زایی را مشخص کنند. بافت‌های غالب ممکن است ویژه‌ی اسکارن‌ها نباشند، ولی دنباله‌ی بافت‌های حفظ شده ممکن است در تفسیر فرایندهای کانه‌زایی و گذرگاه‌های پیشرونده - پسرونده درون سامانه‌های اسکارنی خاص به پژوهشگر کمک کنند. الگوهای مشاهده شده در نمونه‌های دستی و منطقه‌بندی بلوری کانی‌های اسکارنی مختلف نیز در تشخیص فرایندهای کانه‌زایی خطی، غیر خطی و چرخه‌ای مشخص با سازوکارهای نفوذی، کمک می‌کند. الگوهای منطقه‌بندی، خود از نظر الگوهای بافتی در کانسارهای مختلف، متفاوتند و به‌عنوان یک ابزار با اهمیت در پی‌جویی ذخایر اسکارن به شمار می‌روند. ذخایر اسکارن از نظر شکلی شواهدی از مراحل پیشرونده و پسرونده نهشت سطحی را نشان می‌دهند. گر چه اسکارنی شدن پیشرونده نتیجه‌ای از فعالیت شاره‌های ماگمایی است، ولی اسکارنی شدن پسرونده معمولاً، نه الزاماً، شامل مشارکت آب‌های ماگمایی یا جوی در محیط‌های نزدیک سطح هستند. گستره‌ی بافت‌های تشکیل شده از بعضی رویدادها می‌تواند برای تشخیص مرحله‌ی پسین و پیشین تشکیل اسکارن به کار گرفته شود. اسکارن Fe-Cu محمدآباد در اثر نفوذ توده‌ی گرانیتوئیدی محمدآباد (ترشیاری) به درون سازند آهکی جمال (پرمین) تشکیل شده است. در این کار پژوهشی سعی شده است که با استفاده از مجموعه‌ی کانیایی تشکیل شده در فرایند اسکارن‌زایی، شرایط فیزیکوشیمیایی و دمای تشکیل اسکارن در منطقه محمدآباد تعیین و مورد بررسی قرار گیرد.

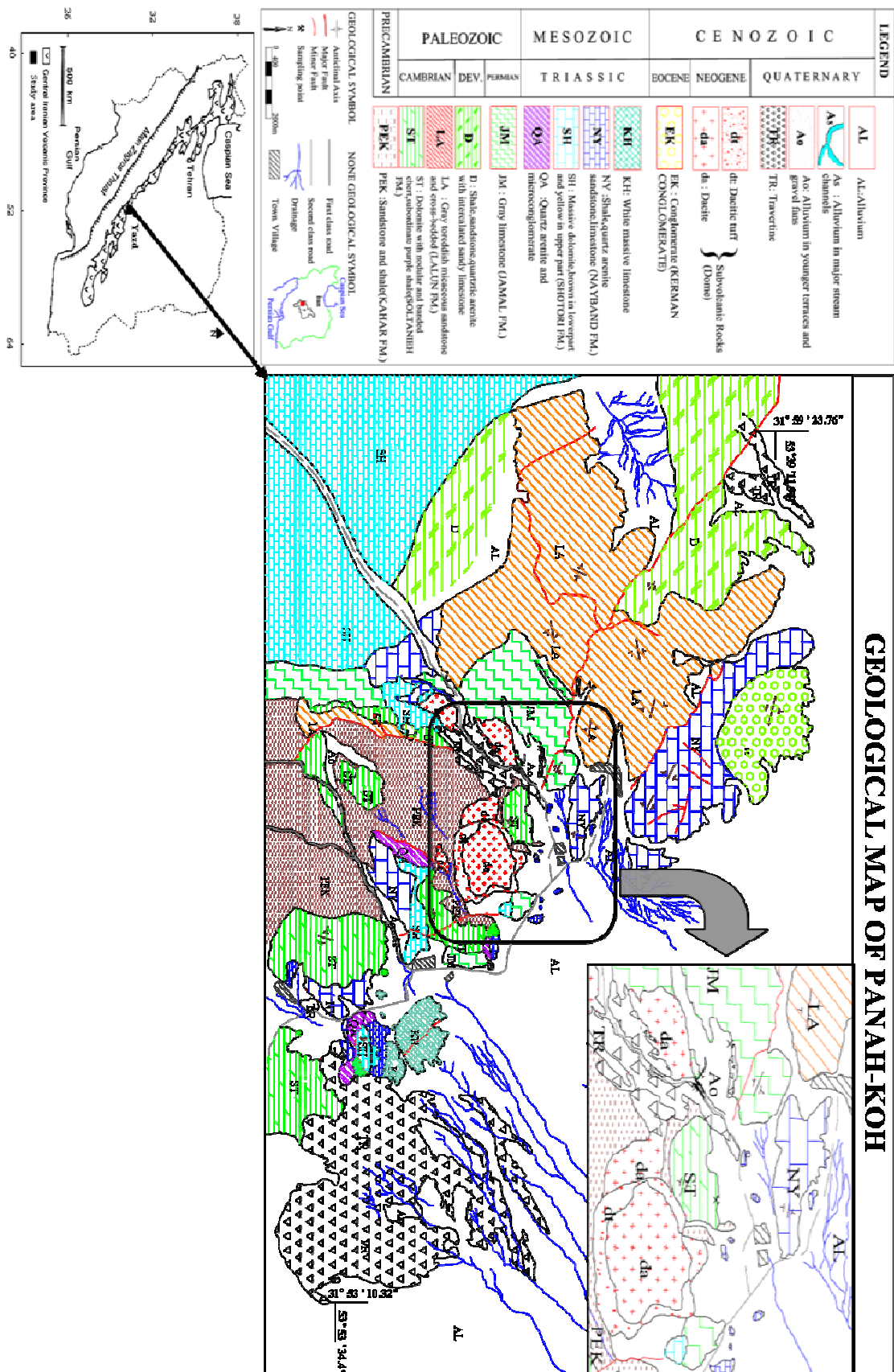
زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی محمد آباد در غرب مرکز استان یزد و در فاصله‌ی ۶۰ کیلومتری جنوب غربی شهرستان یزد و در گستره‌ی جغرافیایی ۵۳° ۴۹' طول شرقی و ۵۵' ۳۱° عرض شمالی قرار دارد و از نظر تقسیمات کشوری در بخش خضرآباد از توابع فرمانداری یزد واقع شده است. توده‌های آتشفشانی- نفوذی منطقه‌ی مورد

بررسی در ۶۰ کیلومتری جنوب غربی یزد و در کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر قرار دارند. با توجه به بررسی‌های [۱-۳] می‌توان گفت که این منطقه در لبه‌ی غربی ایران مرکزی و حاشیه‌ی شرقی زون ارومیه - دختر قرار گرفته است. ساختار زمین‌شناختی منطقه به طور کلی متأثر از گسل بزرگ دهشیر - بافت است و روند ساختاری آن در راستای این گسل است. سنگ‌های رسوبی پیرامون محمدآباد با توده‌های آذرین به طور ناهمسان، قطع شده که این ویژگی باعث رخنمون شدن دو گونه سنگ رسوبی و آذرین در این ناحیه شده است (شکل ۱). در گستره‌ی مورد بررسی و پیرامون آن، تشکیلات رسوبی کهر، سلطانیه، لالون، جمال و نای بند دیده می‌شوند که بیشتر از شیل و ماسه سنگ و کنگلومرا، و سنگ‌های آهکی و دولومیتی تشکیل شده‌اند. علاوه بر این سازندهای رسوبی، واحدهای آذرین از قبیل سنگ‌های آتشفشانی نیمه‌عمیق (گنبد آتشفشانی) نئوژن، سنگ‌های آذر آواری، دایک‌های اسیدی، تراورتن‌های کواترنری و نهشته‌های آبرفتی در منطقه مشاهده می‌شود. در منطقه‌ی محمدآباد دایک‌های اسیدی با ترکیب گرانیت و گرانودیوریت (با توجه به گزارش‌های [۴-۶] که سن این توده‌های نفوذی را به ترشیاری نسبت می‌دهند) داده‌اند، به درون تشکیلات آهکی جمال نفوذ کرده است. پیامد این رخداد تشکیل اسکارن مگنتیتی در درون سازند جمال است (شکل ۲).

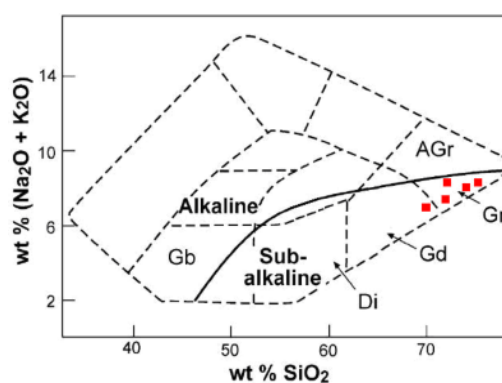
بحث و بررسی

اسکارن‌زایی در این منطقه در همبری توده‌های گرانیتوئیدی (ترشیاری) و آهک‌های جمال (پرمین) رخ داده است. بررسی‌های سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که توده‌های گرانیتوئیدی در منطقه‌ی محمدآباد دارای ترکیب سنگ-شناختی گرانودیوریت تا مونزوگرانیت‌اند (شکل ۳)، و مشخصات یک ماگمای قلیایی کلسیمی پتاسیم بالا و آلومینیم متوسط نوع I را نشان می‌دهند (شکل‌های ۴ تا ۷). برای تعیین جایگاه زمین ساختی گرانیتوئیدهای منطقه‌ی مورد بررسی، از نمودارهای جدایشی تکتونو - ماگمایی (نمودار تغییرات زمین شیمی که در آن ماگماهای تولید شده در جایگاه‌های متفاوت زمین ساختی می‌تواند بر اساس شیمی سنگ از یکدیگر تمیز داده شوند) و داده‌های زمین شیمیایی عناصر

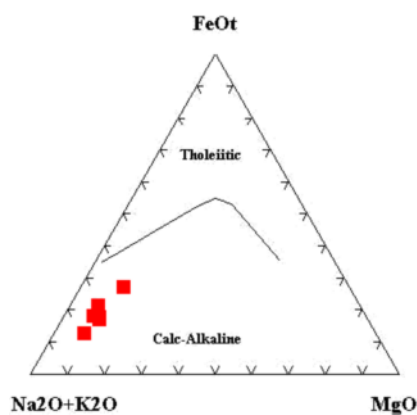




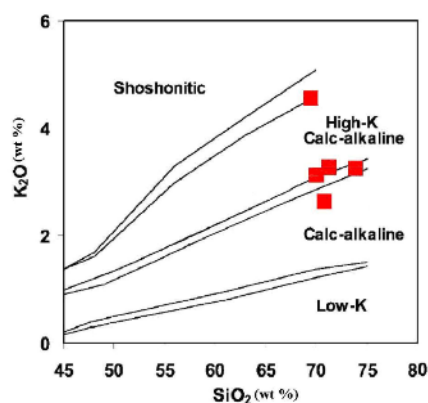
شکل ۲. نمایی از توده‌ی نفوذی محمد آباد و تشکیل زون‌های اسکارنی در اثر نفوذ این توده به داخل تشکیلات آهکی جمال.



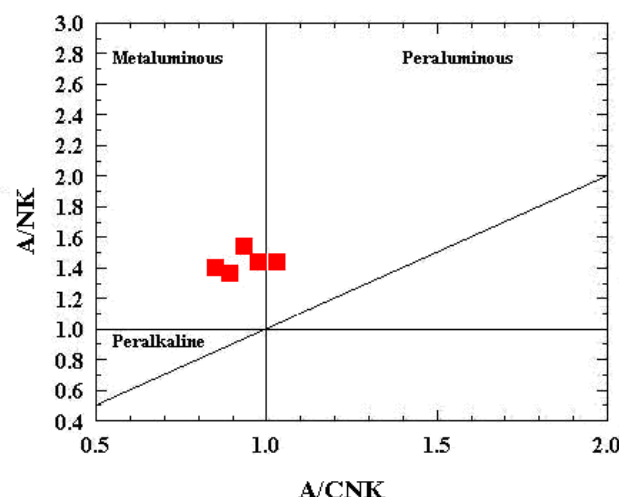
شکل ۳. رده‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی محمد آباد بر اساس نمودار مجموع قلیایی‌ها نسبت به سیلیس [۷]. Gr: گرانیت، Gb: گابرو، Di: دیوریت، AGr: گرانیت قلیایی، Gd: گرانودیوریت.



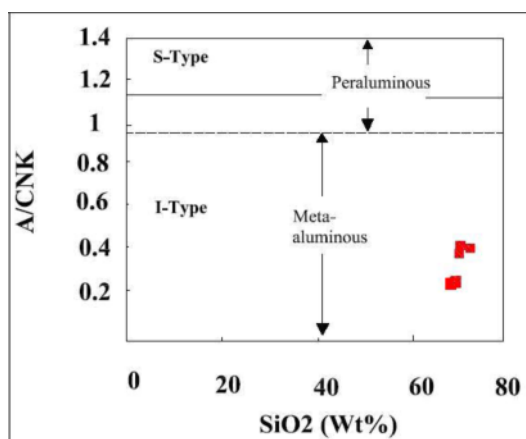
شکل ۴. موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در نمودار ابرون و بارگار [۸].



شکل ۵. نمودار K_2O نسبت به SiO_2 و موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی بر روی آن [۹].



شکل ۶ نمودار مانیار و پیکولی [۱۰] برای تعیین درجه سیرشدگی ماگماها.



شکل ۷ موقعیت سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد بررسی روی نمودار A/CNK-SiO₂. گستره‌های گرانیتوئیدهای نوع S و I در این نمودار بنا بر نظر وایت و چاپل [۱۱] تعیین شده‌اند.

واکنش‌ها و مجموعه‌ی کانی‌های تشکیل شده در اسکارنها به-طور طبیعی به ویژگی‌های سنگ‌های مهاجم، ترکیب شاره‌های دگرنهاد کننده، فشار کل و رژیم دمایی مربوط می‌شوند [۱۲]. بررسی‌های میکروسکوپی زون‌های مختلف اسکارن نشان می‌دهد که فرایندهای اسکارنزایی در منطقه محمد آباد طی دو مرحله‌ی اصلی و مشخص رخ داده است که هرکدام از این مراحل با مجموعه‌ی پاراژنزی و بافت‌های شاخص هر مرحله، مشخص می‌شود. این مراحل به ترتیب زمان تشکیل شامل:

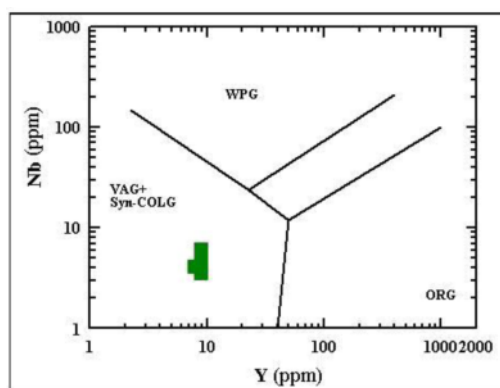
- ۱- مرحله‌ی دگرسانی پیشرونده (دارای دو زیر مرحله‌ی I و II).
- ۲- مرحله‌ی دگرسانی پسرونده (دارای دو زیر مرحله‌ی III و IV).

فرعی سنگ‌های آذرین منطقه (جدول ۱) استفاده شد. نمودار Nb نسبت به Y، گرانیت‌های قوس آتشفشانی و گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های درون صفحه‌ای و پشتی اقیانوسی، جدا می‌کند. چنانکه نمودار (شکل ۸) نشان می‌دهد، همه‌ی نمونه‌ها، در ناحیه‌ی گرانیت‌های VAG + Syn - COLG قرار می‌گیرند. نمودار دو متغیره‌ی Rb نسبت به (Y+Nb) به‌طور موثری گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های کمان آتشفشانی جدا می‌کند. از طرف دیگر، جدایش مشخص بین گرانیت‌های درون صفحه‌ای و اقیانوسی در این نمودار وجود دارد. بنابراین، بر اساس نمودار Rb-(Y+Nb)، گرانیتوئیدهای محمدآباد در گستره‌ی گرانیت‌های کمان آتشفشانی و یا (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۹).

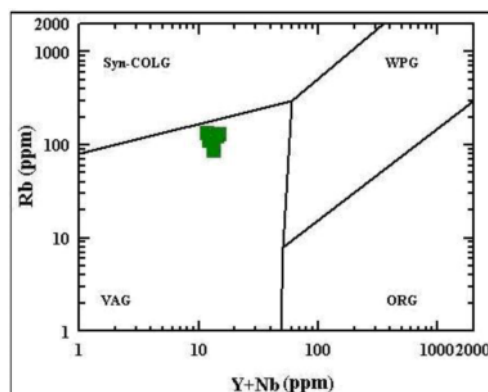
جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌های آذرین درونی منطقه‌ی محمدآباد (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm).

Sample	PM-2	PM-8	PM-9	PM-17	PP-2
SiO ₂	۷۲٫۱	۶۸٫۳	۶۹٫۸	۶۸٫۸	۶۹٫۴۹
TiO ₂	۰٫۲۸۸	۰٫۳۲۳	۰٫۳۲۳	۰٫۳۲۵	۰٫۲۴۵
Al ₂ O ₃	۱۴٫۴	۱۵٫۳	۱۶	۱۵٫۱	۱۴٫۶۴
Fe ₂ O ₃	۱٫۳۲	۱	۱٫۷۵	۱٫۳	۲٫۱۹
FeO	۰٫۵۶۳	۰٫۴۶	۰٫۷۸۵	۰٫۵۸۳	۰٫۹۸۲
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲۲
MgO	۰٫۸	۰٫۹۳	۰٫۹	۱٫۰۸	۱٫۳۲
CaO	۲٫۵۸	۳٫۲۴	۲٫۴	۳٫۸۲	۳٫۳۹
Na ₂ O	۳٫۹۸	۳٫۵۴	۴٫۶	۴٫۵۱	۴٫۰۶
K ₂ O	۳٫۲۵	۴٫۹۹	۳٫۲۸	۳٫۱۲	۲٫۶۲
P ₂ O ₅	۰٫۰۹۱	۰٫۱۱۱	۰٫۱	۰٫۱۰۷	۰٫۱۱۷
Total*	۹۹٫۳۹۲	۹۸٫۲۱۴	۹۹٫۹۴۸	۹۸٫۷۷۵	۹۹٫۰۷۶
Sr	۴۲۰	۴۲۰	۵۱۰	۵۲۰	۵۲۰
Nb	۳٫۵	۴	۶	۴٫۵	-
Rb	۱۰۸	۱۳۰	۱۲۶	۸۶	۵۸
Y	۹	۸	۹	۹	۱۴
Zr	۲۵	۲۶	۳۱	۱۴	۱۹۹

Total* : بدون L.O.I است.



شکل ۸ موقعیت سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد بررسی در نمودار Nb – Y [۱۴].



شکل ۹ نمودار جدایشی گرانیت‌ها بر اساس Rb-(Y+Nb)، که در آن گستره گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-COLG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)، گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های پشته‌ی اقیانوسی (ORG) مشخص شده است [۱۴].

مرحله‌ی پیشرونده

طی این مرحله رشته‌ای از کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب به دنبال فرایندهای دگرنهادی تشکیل شده‌اند. این مرحله خود به دو مرحله‌ی جداگانه تقسیم می‌شود:

- تشکیل اسکارنوئید هورنفلس و مرمر (مرحله I)

اثرهای گرمایی همزمان با جایگیری و تبلور توده‌ی نفوذی باعث دگرگونی ایزو شیمیایی سنگ‌های کربناتی ناخالص و تبدیل آن‌ها به مرمر شده و در نتیجه کانی‌های سیلیکات کلسیم مانند گارنت و پیروکسن تشکیل شده‌اند. به دلیل حضور ترکیب‌های آهن‌دار در سنگ کربناتی، کانی‌های گارنت و پیروکسن به ترتیب ترکیب گراسولاریتی و دیوپسیدی دارند [۱۵، ۱۶]. در این مرحله کانی‌های تیره (اکسیدها و یا سولفیدها) تشکیل نشده‌اند.

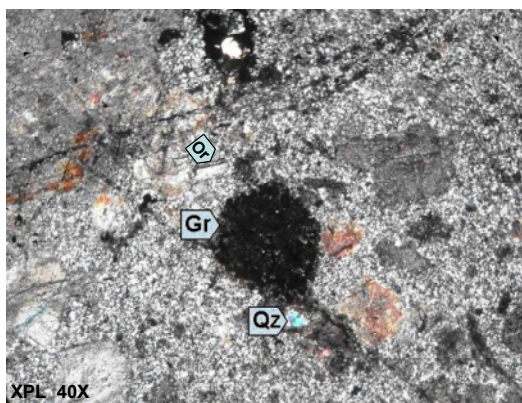
- اسکارن دگرنهادی (مرحله II)

با پیشرفت تبلور ماگمای محمد آباد و انجماد آن و قرارگیری آن در سطوح نهائی نفوذ، به مقدار و حجم گرمابی‌ها و فازهای غنی از مواد فرار آن افزوده شده است. دگرسانی نهر دگرنهادی

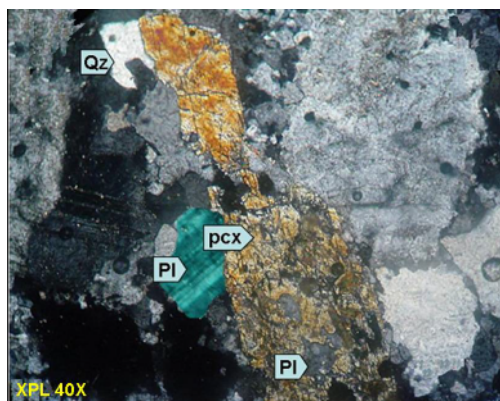
در طول مرحله‌ی I با واکنش‌های کربن زدا همراه بوده است. این واکنش‌ها به‌طور طبیعی باعث کاهش حجم و منجر به- تشکیل شکستگی‌ها در سنگ‌های میزبان شده‌اند. این نوع شکستگی‌ها همراه با فشارهای ناشی از بالا آمدن و جای‌گیری توده‌ی نفوذی در سنگ‌های میزبان و گسترش شکستگی‌های ایجاد شده از شاره‌ها به عنوان راهی مناسب برای هجوم و ورود سیالات دگرنهادی کننده به درون مرمرها و سنگ‌های آهکی ناخالص عمل کرده‌اند. اسکارن متاسوماتیک با نهشت مجموعه‌ی کانیایی از آندرادیت غالب (شکل ۱۰) و دیوپسید- هدنبرگیت شکل گرفته است (شکل ۱۱). نبود ولاستونیت در این مرحله ممکن است ناشی از پایین بودن نسبت SiO_2 به Fe_2O_3 (< 3) گرماب باشد [۱۷].

- مرحله‌ی پسرونده

دگرسانی پسرونده در بسیاری از ذخایر اسکارنی رایج است [۱۸] و در برخی از ذخایر ممکن است سیلیکات‌های کلسیم بدون آب پیشرونده را کاملاً تخریب کند [۱۹]. این مرحله خود شامل دو مرحله‌ی پیشین و پسین است:



شکل ۱۰ تشکیل گارنت در زون درون اسکارن.



شکل ۱۱ جانشینی پیروکسن به جای بلورهای پلاژیوکلاز در زون درون اسکارن.

مرحله پس‌رونده پیشین (مرحله III)

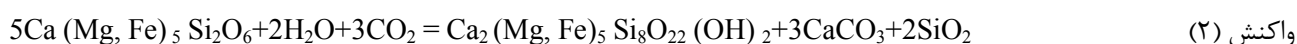
در این مرحله حجم زیادی از سیلیکات‌های غنی از کلسیم و بدون آب تشکیل شده از مرحله II و I در اثر ورود گرمایی‌های با دمای پایین و فرایند آبکافت، کربن‌گیری و سولفیدی شدن، دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های سیلیکاتی کلسیمی آبدار با کلسیم کمتر (مانند اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت)، اکسیدی (مگنتیت و هماتیت)، سولفیدی (پیریت و

کالکوپیریت) و کربناتی (کلسیت) تبدیل شده‌اند. اپیدوت فراوان‌ترین محصول دگرسانی گارنت در این مرحله بوده و در تعدادی از نمونه‌های وابسته به زون اپیدوت اسکارن تقریباً تمام گارنت‌ها به اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۱۲). احتمالاً افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن نقش مهمی در شکل‌گیری این اپیدوت‌ها داشته است [۲۰، ۲۱]. واکنش احتمالی به صورت زیر است:



هماتیت اپیدوت کلسیت گرانادیت

تشکیل ترمولیت و اکتینولیت در این مرحله احتمالاً در اثر دگرسانی کلینو پیروکسن‌ها صورت گرفته است (شکل ۱۳)



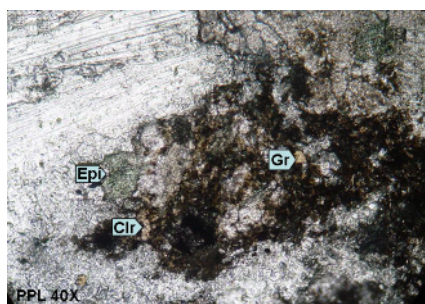
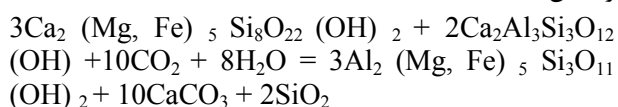
کوارتز کلسیت ترمولیت - اکتینولیت دیوپسید - هدرنرگیت

و ترمولیت - اکتینولیت احتمالاً در اثر واکنش زیر حاصل شده- اند [۱۷].

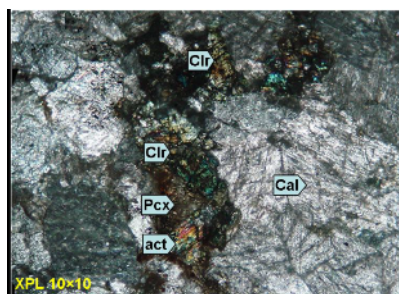
مرحله پس‌رونده پسین (مرحله IV)

در طول این مرحله، سیلیکات‌های کلسیم آبدار و بدون آب تشکیل شده در مرحله قبلی اسکارن‌زایی، در اثر شارهای با دمای نسبتاً پایین، دستخوش دگرسانی شده و به مجموعه‌های ریز دانه شامل کلریت، کلسیت، کوارتز و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۱۴). تشکیل کلریت، کلسیت و کوارتز از اپیدوت

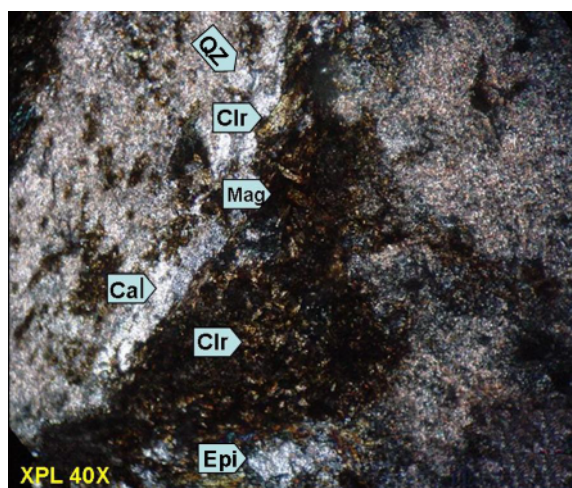
واکنش (۳)



شکل ۱۲ تبدیل کامل گارنت به اپیدوت در مرحله III.



شکل ۱۳ دگرسانی پس‌رونده و تبدیل پیروکسن به کلریت و اکتینولیت.



شکل ۱۴ دگرسانی سیلیکات‌های آبدار و بدون آب در مرحله IV.

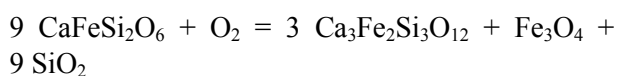
کانه‌زایی

بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی نشان می‌دهد که هیچ، و یا مقدار ناچیزی از کانی‌های تیره (اکسیدها و یا سولفیدها) در طول مرحله I در سنگ‌های مرمر و آهنی تشکیل شده است. شواهد بافتی مانند ناهم‌رشدی و نوارهای بلوری بی‌جانشینی بین کانی‌های تیره و سیلیکات‌های کلسیم بدون آب، نشان می‌دهد که کانی‌های تیره حتی در مرحله دگرنهادی پیش‌رونده هم تشکیل نشده‌اند. حضور بافت‌های جانشینی بین کانی‌های تیره و سیلیکات‌های کلسیم بدون آب و بافت‌های پرکننده فضاهای خالی در شکستگی‌ها درون سیلیکات‌های کلسیم بدون آب (شکل ۱۵) و در هم‌رشدی‌های بین کانی‌های تیره و سیلیکات‌های کلسیم آبدار (اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت) گویای این است که بیشتر کانی‌های تیره و سیلیکات‌های کلسیم آبدار در طول مرحله دگرسانی پسروده پیشین شکل گرفته‌اند (مرحله III).

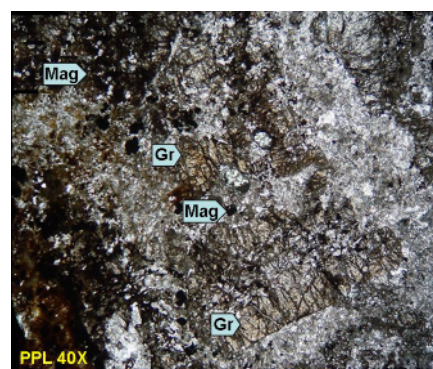
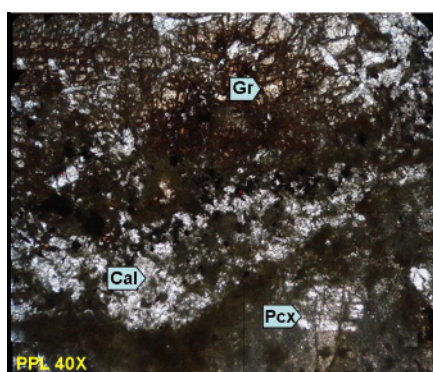
در مراحل دگرنهادی شاره‌های حاوی Fe، Si، Mg با فعالیت بالا و حالت نسبتاً اکسند، باعث واکنش‌های کربن‌زدایی و گسترش سیلیکات‌های کلسیم بدون آب غنی در Fe می‌شوند [۲۲]. و آندرادیت که یکی از سیلیکات‌های کلسیم بدون آب اصلی در بیشتر ذخایر اسکارن آهن است، در این راستا تشکیل می‌شود. در منطقه محمد آباد پیروکسن نیز همراه با گارنت در زون‌های اسکارنی به‌عنوان یک کانی سیلیکات کلسیم بدون آب در مرحله پیش‌رونده اسکارن‌زایی تشکیل شده است.

روابط پاراژنزی و عدم مشاهده بافت‌های جانشینی، حاکی از رشد همزمان پیروکسن و گارنت در این زون است (شکل ۱۶). چنانکه در نمودار Log fO₂ - T (شکل ۱۷) دیده می‌شود ممکن است آندرادیت و هدربرگیت در بعضی از زون‌های اسکارنی با یکدیگر در تعادل باشند. در این حالت معمولاً فوگاسیته اکسیژن سیستم متوسط بوده و دمای آن نسبتاً بالاست [۲۳]. در این سامانه اگر فوگاسیته اکسیژن بالا باشد ممکن است کانی‌های مگنتیت و هماتیت تشکیل شود. در فوگاسیته متوسط اکسیژن، کانی‌های هدربرگیت و آندرادیت تشکیل می‌شود. تبدیل هدربرگیت به آندرادیت (با افزایش فوگاسیته اکسیژن) طبق واکنش زیر صورت می‌گیرد.

واکنش (۴)

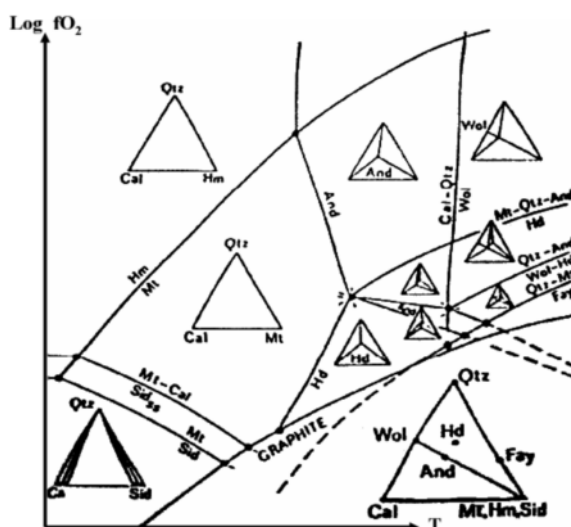


گستره‌ی پایداری این دو کانی با توجه به دما و فوگاسیته اکسیژن در نمودار Log fO₂ - T (شکل ۱۸) در فشار ۲ کیلو بار نشان داده شده است. نبود ولاستونیت در نمونه‌های اسکارنی محمدآباد می‌تواند نشانگر تشکیل مجموعه‌ی آندرادیت و هدربرگیت در دمای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد باشد (شکل ۱۹). همچنین، هم‌رشدی و نبود بافت جانشینی در آندرادیت و پیروکسن در اسکارن محمد آباد می‌تواند نشانه‌ی تشکیل همزمان آن‌ها در گستره‌ی دمایی ۴۳۰ - ۵۵۰ °C و ۱۰^{-۲۶} - ۱۰^{-۲۳} fO₂ باشد (شکل ۱۹).

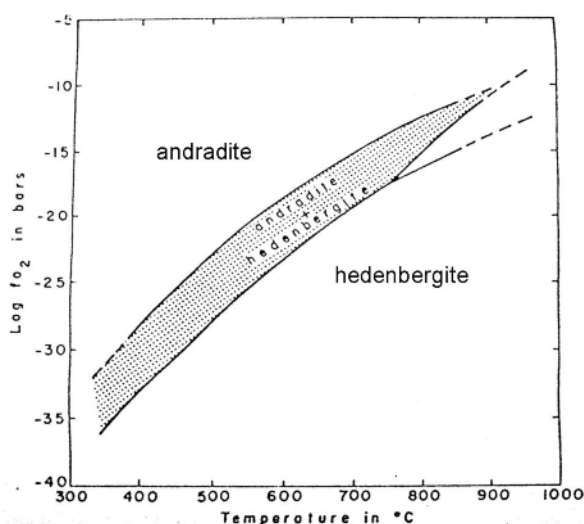


شکل ۱۵ رشد مگنتیت در فضاهای باز میان کانی‌های بدون آب مرحله‌ی پیشین.

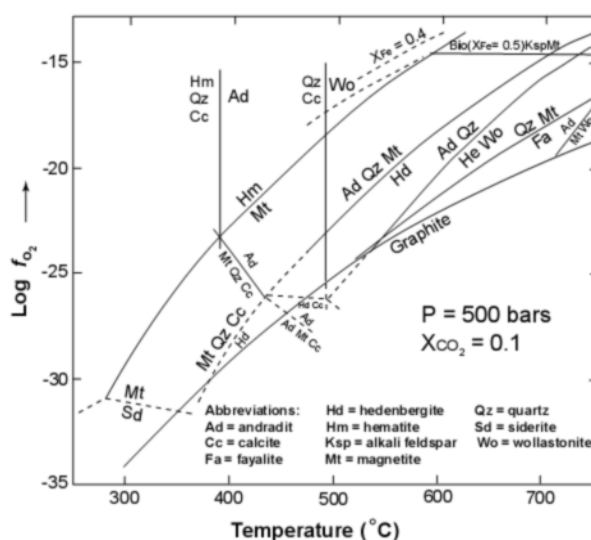
شکل ۱۶ پاراژنز گارنت، کلسیت و پیروکسن در زون برون اسکارن.



شکل ۱۷ گستره‌ی پایداری کانی‌های اسکارن در سیستم Ca-Fe-Si-C-O، در ارتباط با فشار موثر اکسیژن و دما، در فشار ۲ کیلو بار. Qtz - کوارتز، Hm - هماتیت، Mt - مگنتیت، Sid - سیدریت، Wol - ولاستونیت [۲۴].



شکل ۱۸ نمایشی از گستره‌ی پایداری آندرادیت و هدنبرگیت در نمودار fO_2 -T در فشار ۲ کیلو بار [۲۵].



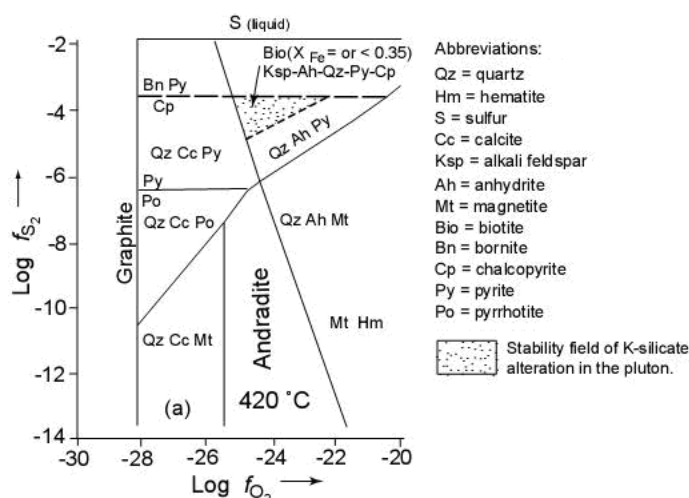
شکل ۱۹. نمودار $\text{Log } f_{\text{O}_2}$ نسبت به دما در فشار شاره ۵۰۰ بار و $X_{\text{CO}_2} = 0.1$ برای سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H [۲۶].

وجود مقدار نسبتاً کم پیریت در شکستگی‌های مگنتیت می‌تواند حاکی از افزایش f_{S_2} ($10^{-7} >$) و کاهش نسبی f_{O_2} ($10^{-25} < f_{\text{O}_2}$) در برهه زمانی نسبتاً کوتاه در دماهای کمتر از 400°C باشد. با کاهش شرایط سولفیدی ($f_{\text{S}_2} < 10^{-6}$) برخی شاره‌ها می‌توانند مجموعه‌هایی مثل کوارتز، کلسیت و مگنتیت تشکیل دهند (شکل ۲۱). با توجه به اینکه مگنتیت و پیریت، هر دو، همراه با کوارتز و کلسیت در مجموعه کانایی مرحله III حضور دارند، می‌توان نتیجه گرفت که شاره‌های دگرنهاد کننده شاید دارای $f_{\text{S}_2} \sim 10^{-6.5}$ و دماهای 430°C باشند (شکل‌های ۲۰ و ۲۱). گسترش مجموعه کانایی با دمای پایین مثل کلریت و کانی‌های رسی، در مجموعه کانایی اولیه (شکل ۱۴) ممکن است نشانگر این باشد که شاید شاره‌ها دگرنهاد کننده پسین (مرحله IV) در شرایط اکسایشی بالا قرار داشته و دارای ماهیت آبکافتی بیشتری بوده‌اند. به نظر می‌رسد که این مرحله-ی تاخیری در دمایی زیر 300°C رخ داده است.

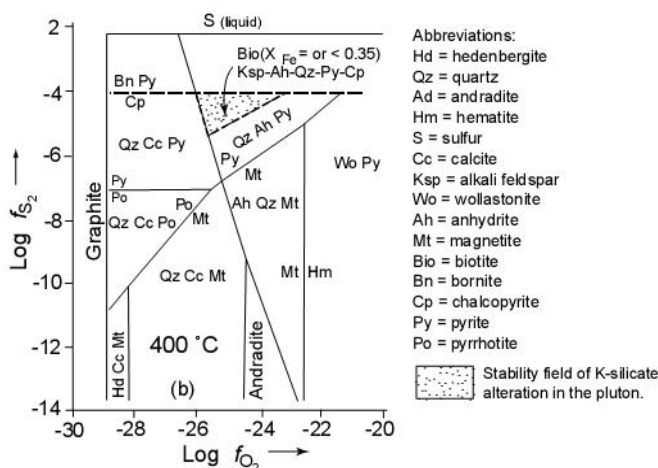
برداشت

با توجه به اینکه بیشتر ذخایر اسکارن از لحاظ کانایی دارای منطقه‌بندی مشخصی هستند، بنابراین استفاده از پاراژنز کانی‌ها در تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی و دمای تشکیل این کانسار امکان‌پذیر است. نبود مجموعه‌های مگنتیت-ولاستونیت و هدنبرگیت-ولاستونیت که در دماهای بالای 550°C پایدارند (شکل ۱۹)، نشان می‌دهد که دمای مراحل اولیه دگرنهادی در منطقه محمد آباد کمتر از 550°C و $X_{\text{CO}_2} > 0.3$ بوده است.

در دمای 470°C آندرادیت در گستره‌ی 10^{-24} - 10^{-21} f_{O_2} به مجموعه کانایی کوارتز، کلسیت و مگنتیت، و در دمای 450°C و $10^{-21} < f_{\text{O}_2}$ به مجموعه کوارتز-کلسیت-هماتیت تبدیل می‌شوند (شکل ۱۹). در دمای بیش از 460°C شاره‌هایی که با توده‌ی نفوذی به تعادل رسیده‌اند ممکن است با مجموعه سیلیکات‌های کلسیم بدون آب در تعادل باشند (مرحله II) در دمای 460°C شاره‌های در تعادل با توده‌ی نفوذی، نمی‌توانند با مجموعه‌های سیلیکات کلسیم بدون آب در تعادل چندانی باشند و احتمالاً باعث شروع دگرسانی پسروده مجموعه‌های سیلیکات کلسیم بدون آب در دمای 430°C می‌شوند (شکل ۱۹). بنابراین گارنت به اپیدوت، کوارتز، پیریت و کانی‌های کربناتی دگرسان می‌شود (شکل ۱۲). در این مرحله، شاره‌های دگرنهاد کننده متعادل شده با مجموعه کانایی تشکیل شده جدید، شاید دارای $X_{\text{CO}_2} \sim 0.1$ باشند [۲۷، ۲۸]. در این مرحله، Ca^{2+} به تدریج از سیلیکات‌های کلسیم آبشویی شده و باعث تشکیل برخی کانی‌های کربناتی می‌شوند. در دماهای 430°C حتی در شرایط سولفیدی بالا، آندرادیت پایدار است (شکل‌های ۲۰ و ۲۱). ولی در دماهای 430°C و در شرایط سولفیدی نسبتاً بالا ($f_{\text{S}_2} > 10^{-6}$) شاره‌های در تعادل با توده‌ی نفوذی، با آندرادیت در حال تعادل نبوده و می‌تواند به کوارتز، کلسیت و پیریت دگرسان شود (شکل ۲۰).



شکل ۲۰. نمودار دو متغیره $\log f_{S_2}$ نسبت به $\log f_{O_2}$ در گستره‌ی پایداری آندرادیت در دمای 420°C و $X_{CO_2} \sim 0.1$ [۲۶].



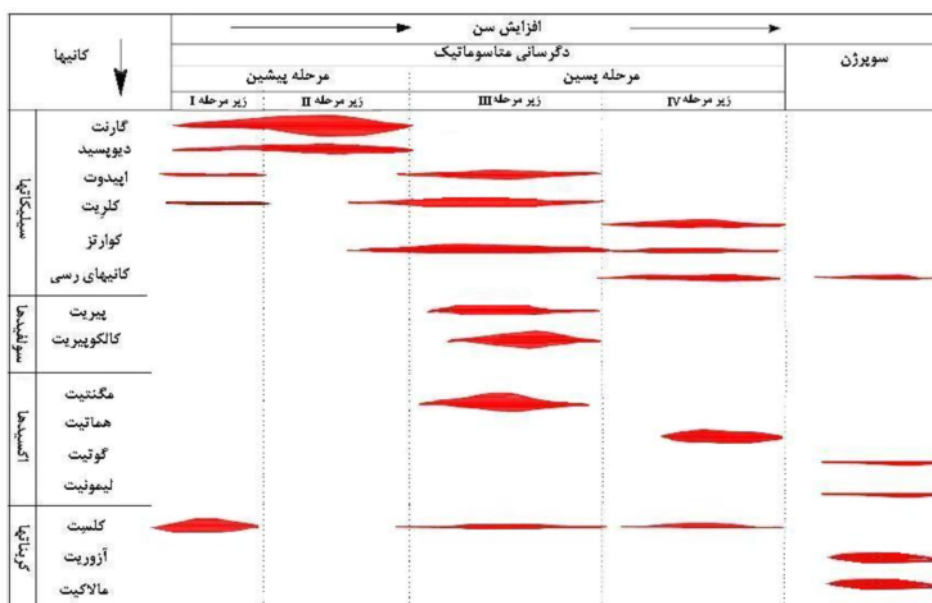
شکل ۲۱. نمودار دو متغیره $\log f_{S_2}$ نسبت به $\log f_{O_2}$ در گستره‌ی پایداری آندرادیت در دمای 400°C و $X_{CO_2} \sim 0.1$ [۲۶].

اسکارن محمد آباد از نوع کلسیمی بوده و از نظر زایشی روند تکاملی آن را می‌توان به چهار مرحله‌ی مشخص ولی تقریباً پیوسته تقسیم کرد:

مرحله I

نفوذ توده‌ی گرانیوتئیدی محمد آباد به داخل سنگ‌های کربناتی جمال، که تاثیرهای گرمایی ناشی از آن موجب دگرگونی ایزوشیمیایی و دگرسانی حاصل دگرنهادی نه‌ری در سنگ میزبان شده و سبب تشکیل مرمرهای کلسیتی و اسکارنوتئید هورنفلسی در آن‌ها شده است. در این مرحله کانی‌های تیره (اکسیدها و سولفیدها) تشکیل نشده‌اند ولی دسته‌ای از کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب (گارنت و پیروکسن) فقیر از آهن تشکیل شده‌اند (شکل ۲۲).

همرشدی و نبود بافت جان‌شینی در آندرادیت و پیروکسن در اسکارن محمد آباد می‌تواند نشانه‌ی تشکیل همزمان آن‌ها در گستره‌ی دمایی 430°C - 550°C و $f_{O_2} = 10^{-23}$ - 10^{-26} باشد. آندرادیت در حالت سولفیدی شدن و اکسایشی متوسط تا پایین پایدار است (زیر بافر هماتیت-مگنتیت). با کاهش دما، گستره‌ی پایداری آندرادیت به f_{O_2} و f_{S_2} به پایین‌تر منتقل می‌شود. لذا افزایش f_{O_2} و f_{S_2} ($f_{S_2} > 10^{-6}$) در مراحل بعدی (پس‌رونده پیشین) و در دمای زیر 430°C با $X_{CO_2} \sim 0.1$ سبب دگرسان شدن آندرادیت و تبدیل آن به اپیدوت شده است (شکل ۱۲). احتمالاً گسترش مجموعه کانیایی با دمای پایین مثل کلریت و کانی‌های رسی، در داخل مجموعه‌ی کانیایی اولیه در دمای زیر 300°C رخ داده است. در نهایت با توجه به شواهد صحرایی، بررسی‌های زمین شیمیایی، کانی‌شناسی و پاراژنز کانی‌ها،



شکل ۲۲ نمودار پاراژنری کانی‌ها در اسکارن محمد آباد.

مرحله II

بدون آب در دماهای 470°C شده است. در این مرحله، کاهش دما و مصرف H^+ آبگون در اثر آبکافت کانی‌های سیلیکات کلسیم بی‌آب، باعث ناپایداری کمپلکس‌های بیشتر کلریدی آهن شده و سبب نهشت کانه‌های اکسیدی (مگنتیت) و سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) شده است. گارنت و پیروکسن به فازهای کانیاپی با دمای پایین، شامل سیلیکات کلسیم آبدار با کلسیم کمتر (اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت)، کلسیت، کوارتز و کانی‌های تیره، تبدیل شده‌اند (شکل ۲۲).

مرحله IV

در اثر دگرسانی پسروده تاخیری، سیلیکات‌های کلسیم آبدار و بدون آب تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارن‌زایی، در اثر آبگون‌های با دمای پایین ولی fO_2 نسبتاً بالا، دستخوش دگرسانی شده و مجموعه کانیاپی شامل کلریت، کلسیت، کوارتز، کانی‌های رسی و هماتیت بیشتر در راستای شکستگی‌ها نهشته شده‌اند. بالاخره در مرحله برونزایی، از دگرسانی مجموعه کانیاپی بالا، اکسیدهای آهن آبدار (گوتیت و لیمونیت) و کربنات‌های مس (مالاکیت و آزوریت) نهشته شده‌اند.

مراجع

- [1] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran; A review", American association of petroleum geologist bulletin 52(1968), 1229-1258.
- [2] Davoudzadeh M., Schmit K.A., "Review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic

با آغاز تبلور توده‌ی نفوذی محمد آباد و جدایش فازهای گرمابی داغ (550°C) از آن، و نشت و انتشار آن‌ها در زون‌های خرد شده و شکسته سنگ‌های کربنات همبر، مقدار قابل ملاحظه‌ای از Fe و SiO_2 وارد سامانه‌ی کربناتی شده است. در اثر واکنش - های کربن‌زدایی، مقدار قابل ملاحظه‌ای از کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب (گارنت و پیروکسن) به وجود آمده‌اند. در این مرحله فرایندهای کربن‌زدایی که تا اندازه‌ای در مرحله I نیز رخ داده است، خود سبب ایجاد حفره‌ها و شکستگی‌ها و افزایش نفوذپذیری در سنگ‌های اسکارنی شده است. نبود ولاستونیت در مجموعه کانیاپی اسکارن محمد آباد می‌تواند نشانه‌ی این باشد که آندرادیت احتمالاً در دمای کمتر از 550°C شروع به تشکیل کرده است. با توجه به عدم مشاهده دگرسانی هدنبرژیت به مجموعه کانیاپی آندرادیت - کوارتز - مگنتیت در مقاطع میکروسکوپی، می‌توان تغییرات دمایی تشکیل مجموعه کانیاپی گارنت - پیروکسن را در این مرحله بین 430°C تا 550°C و تغییرات فشار جزئی اکسیژن را از 10^{-23} تا 10^{-26} محدود کرد.

مرحله III

با کاهش تدریجی دمای سامانه‌ی گرمابی - ماگمایی و احتمالاً مخلوط شدن آن با آب‌های با دمای پایین با خاستگاه جوی، سبب دگرسانی پسروده در مجموعه کانیاپی سیلیکات کلسیم

- [17] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock-Forming Minerals, second ed.", Longman Scientific and Technical, London (1992) 696p.
- [18] Meinert L.D., "Skarn and skarn deposits", Geoscience Canada 19 (4) (1992), 145–162.
- [19] James A.H., "Zoned alteration in limestone at porphyry copper deposits, Ely, Nevada", Economic Geology 71(1976) 488–512.
- [20] Berman R.G., Brown T.H., Greenwood H.J., "An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ", tomic Energy of Canada Technical Report TR-337(1985) 62p.
- [21] Perkins E.H., Brown T.H., Berman R.G., "PTX-SYSTEM: three programs for calculation of pressure – temperature – composition phase diagrams", Computers and Geoscience 12 (1986) 749–755.
- [22] Einaudi M.T., "General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons, Southwestern North America", In: Titley, S.R. (Ed.), Advances in the Geology of Porphyry Copper Deposits. The University of Arizona Press, Southwestern North America, Tucson(1982a) 185–209.
- [23] Burt D.M., "Mineralogy and geochemistry of Ca–Fe–Si skarn deposits", Unpublished PhD Dissertation, Harvard University(1972) 256.
- [24] Burton G.C., Taylor LA, 1-Ming Chou, "The f_{O_2} - T and f_{S_2} – T stability relation of hedenbergite and of hedenbergite-johansenite solid solutions", Econ. Geol. 77 (1982) 764-783.
- [25] Gustafson W.I., "he stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca–Fe–Si–O–H", Journal of Petrology 15 (1974) 455 – 496.
- [26] Einaudi M.T., "Description of skarns associated with porphyry copper Plutons, southwestern North America", In: Titley, S.R. (Ed.), Advances in the Geology of Porphyry Copper Deposits. The University of Arizona Press, Southwestern North America, Tucson (1982) 139–184.
- [27] Slaughter J., Kerrick D.M., Wall V.J., "Experimental and thermodynamic study of equilibria in system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ", American Journal of Science 275(1975) 143–162.
- [28] Harris N.B., Einaudi M.T., "Skarn deposits in Yerington district, Nevada: metasomatic skarn evolution near Ludwig", Economic Geology 77(1982) 877–898.
- evolution of Iran", In; Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Final report, Geol. Sur. Iran. 51 (1983) 474-489.
- [3] Nogole-Sadate M.A.A., "Les zone de décrochement et les virgation structurales en Iran. Consequences des results de analyze strictira; de la region de Qom", Geological Survey of Iran, Report. 55 (1985).
- [۴] نبوی م.ج.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۵۵) ص ۱۰۹.
- [5] Forster H., "continental drift in iran in relation to the Afar structures", In; Pilger, A & Rosler, A., Afar between continental and oceanic rifting, vol. III. Stuttgart, 182-190.
- [6] Zarasvandi A., "Magmatic and structural controls on localization of the Darre-Zereshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Yazd province, Central Iran", PhD thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran(2004).
- [7] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", A Global Tectonic Approach. Chapman and Hall, London (1989).
- [8] Irvine I.C., Baragar W.R.A., "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (1971) 523-548.
- [9] Rickwood PC., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements", Lithos 22(1989) 247–263.
- [10] Maniar P.D., Picolli P.M., "Tectonic discrimination of granitoid, Geol.", Soc of Am., 101 (1989) 635-643.
- [11] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types: expanded Abstract", Pacific Geology, 8 (1974) 173-174.
- [12] Titley S.R., "Pyrometasomatism—an alteration type", Economic Geology 68(1973) 1326–1328.
- [13] Guilbert J.M., Lowell J.D., "Variations in zoning patterns in porphyry copper deposits", Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin 67 (1974), 99–109.
- [14] Pearce J.N., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks", J. Petrol, 25 (1984) 956-983.
- [15] Vidale R., "Metsomatism in chemical gradient and the formation of calcsilicate bands", American Journal of Science 267(1969) 857–874.
- [16] Thompson A.B., "Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist", Journal of Petrology 16(1975) 314–346.