Mineralogy and Genesis of Joveinan Iron Skarn (Cenozoic Magmatic Arc, North of Isfahan)

Shahzad Sherafat*[1] and Mohammad Ali Mackizadeh[2]
[1] Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran
[2] Department of Geology, Faculty of sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract
Joveinan marbles and skarns are located 5 km NE of Ghohrood and 140 km NW of Isfahan in the *central part of Urumieh- Dokhtar magmatic arc. Intrusion of Ghohrood granitoid into the Cretaceous carbonate rocks caused the contact metamorphism and formation of skarn mineral paragenesis wollastonite, clinopyroxene, garnet, actinolite, epidote, chlorite, calcite, quartz, magnetite and sulfides (iron and copper). Mineralogical studies and paragenetic mineral relations confirm that the Joveinan skarn is polygenetic in origin and evolved in two major stages, metamorphism and metasomatism (progressive and retrogressive). In metamorphism stage that occurred immediately after the granitoid magma emplacement within carbonate rocks, Joveinan marbles were formed. Metasomatic stage occurred with generation of anhydrous calc-silicates minerals such as wollastonite, diopsidic-hedenbergitic pyroxene and ugrandite garnets. The main stage of retrograde metasomatic, alteration of primary calc-silicate minerals of skarn (pyroxene-garnet), caused the formation of epidote, actinolite and chlorite. The association of wollastonite, magnetite and andradite represents that skarn crystallized in over 550 ° C temperature range and low partial pressure of CO_2. Joveinan skarn is a calcic skarn that has been formed at shallow depth by oxidative hydrothermal fluids and evolved in different stages.

Key words: metasomatism, contact metamorphism, Joveinan skarn, North Isfahan magmatic arc

* sh_sherafat@pnu.ac.ir

پتـــــرولوژی، سال هشتم، شماره بیست و نهم، بهار ۱۳۹۶، صفحه ۸۹-۱۰۸
تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۶

کانی‌شناسی و خاستگاه اسکارن آهن جوینان (پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، شمال اصفهان)

شهزاد شرافت [۱]* و محمدعلی مکی‌زاده [۲]
[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

مرمرها و اسکارن‌های جوینان در ۵ کیلومتری شمال‌خاوری قهرود، ۱۴۰ کیلومتری شمال‌باختری اصفهان و بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر رخنمون دارند. جایگیری پیکره گرانیتوییدی قهرود درون سنگ‌های کربناته کرتاسه، دگرگونی همبری و همیافتی کانیایی ولاستونیت، کلینوپیروکسن، گارنت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز، مگنتیت و سولفیدهای فلزی (آهن- مس) را در پی داشته است. بررسی‌های کانی‌شناسی و روابط پاراژنتیک کانی‌ها، نشان‌دهنده چندزادی‌بودن و پیدایش اسکارن جوینان در پی دو گامهٔ اصلیِ دگرگونی و دگرنهادی (پیشرونده و پسرونده) است. در گامهٔ دگرگونی که بی‌درنگ پس از جایگیری ماگمای گرانیتوییدی درون سنگ‌های کربناته ناخالص آغاز شده، مرمرهای جوینان پدید آمده‌اند. دگرنهادی پیشرونده با پیدایش کالک‌سیلیکاتهای بی‌آبِ ولاستونیت، پیروکسن دیوپسید-هدنبرژیتی و گارنت گروسولار- آندرادیتی در مرمرها رخ داده است. گامهٔ دگرنهادی پسرونده، با دگرسانی کانی‌های کالک‌سیلیکاته نخستینِ اسکارن (کلینوپیروکسن- گارنت) و پیدایش اپیدوت، اکتینولیت و کلریت شناخته می‌شود. دارابودن ولاستونیت، پیروکسن و گارنت نشان‌دهنده پیدایش کانی‌های همایندِ اسکارن پیشرونده در گستره دمایی فراتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد و فشار بخشی کمِ CO_2 است. اسکارن جوینان، یک اسکارن آهن کلسیک است که در ژرفای کم و با سیال‌های آبگون اکسایشی وابسته به پیکره نفوذی پدید آمده است و پیدایش آن در چندین گامه روی داده است.

واژه‌های کلیدی: دگرنهادی، دگرگونی همبری، اسکارن جوینان، کمان ماگمایی شمال اصفهان

مقدمه

منطقه جوینان در ۱۱۵ کیلومتری شمال اصفهان و ۴۰ کیلومتری جنوب کاشان جای دارد و بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه- دختر به‌شمار می‌آید. با نفوذ پیکره گرانودیوریتی قهرود درون سنگ‌های رسوبی مزوزوییک منطقه، سنگ‌های

* sh_sherafat@pnu.ac.ir

پتـــــرولوژی، سال هشتم، شماره بیست و نهم، بهار ۱۳۹۶، صفحه ۸۹-۱۰۸
تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۶

کانی‌شناسی و خاستگاه اسکارن آهن جوینان (پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، شمال اصفهان)

شهزاد شرافت [۱]* و محمدعلی مکی‌زاده [۲]
[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده
مرمرها و اسکارن‌های جوینان در ۵ کیلومتری شمال‌خاوری قهرود، ۱۴۰ کیلومتری شمال‌باختری اصفهان و بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر رخنمون دارند. جایگیری پیکره گرانیتوییدی قهرود درون سنگ‌های کربناته کرتاسه، دگرگونی همبری و همیافتی کانیایی ولاستونیت، کلینوپیروکسن، گارنت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز، مگنتیت و سولفیدهای فلزی (آهن- مس) را در پی داشته است. بررسی‌های کانی‌شناسی و روابط پاراژنتیک کانی‌ها، نشان‌دهنده چندزادی‌بودن و پیدایش اسکارن جوینان در پی دو گامۀ اصلیِ دگرگونی و دگرنهادی (پیشرونده و پسرونده) است. در گامۀ دگرگونی که بی‌درنگ پس از جایگیری ماگمای گرانیتوییدی درون سنگ‌های کربناته ناخالص آغاز شده، مرمرهای جوینان پدید آمده‌اند. دگرنهادی پیشرونده با پیدایش کالک‌سیلیکاتهای بی‌آبِ ولاستونیت، پیروکسن دیوپسید-هدنبرژیتی و گارنت گروسولار- آندرادیتی در مرمرها رخ داده است. گامۀ دگرنهادی پسرونده، با دگرسانی کانی‌های کالک‌سیلیکاته نخستینِ اسکارن (کلینوپیروکسن- گارنت) و پیدایش اپیدوت، اکتینولیت و کلریت شناخته می‌شود. دارابودن ولاستونیت، پیروکسن و گارنت نشان‌دهنده پیدایش کانی‌های همایندِ اسکارن پیشرونده در گستره دمایی فراتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد و فشار بخشی کمِ CO_2 است. اسکارن جوینان، یک اسکارن آهن کلسیک است که در ژرفای کم و با سیال‌های آبگون اکسایشی وابسته به پیکره نفوذی پدید آمده است و پیدایش آن در چندین گامه روی داده است.

واژه‌های کلیدی: دگرنهادی، دگرگونی همبری، اسکارن جوینان، کمان ماگمایی شمال اصفهان

مقدمه
منطقه جوینان در ۱۱۵ کیلومتری شمال اصفهان و ۴۰ کیلومتری جنوب کاشان جای دارد و بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه- دختر به‌شمار می‌آید. با نفوذ پیکره گرانودیوریتی قهرود درون سنگ‌های رسوبی مزوزوییک منطقه، سنگ‌های

* sh_sherafat@pnu.ac.ir

دگرگونه همبری گوناگونی پدید آمده‌اند. گروهی از پژوهشگران (Badr, 2012; Mirlohi, 2008; Pourhomayoon, 2005; Nourbakhsh, 2000; Bashiri, 1999) برخی از این سنگ‌ها را بررسی میدانی کرده‌اند.

هجوم زبانه‌هایی از توده گرانیتوییدی یادشده درون سنگ‌های کربناته کرتاسه جوینان، مرمرزایی و پیدایش اسکارن را در پی داشته است. از دیرباز اسکارن‌ها به‌علت پیدایش کانسارهای اقتصادی عنصرهای ارزشمند (مانند: آهن، مس، سرب و روی، قلع، تنگستن، مولیبدن، طلا، نقره و کانی‌های صنعتی گارنت و ولاستونیت؛ (Meinert, ۱۹۹۲) مورد توجه زمین‌شناسان بوده‌اند.

تنوع کانی‌شناسی سنگ خاستگاه، تفاوت در رفتار سیال‌های آبگون و پیدایش اسکارن در پی گامه‌های گوناگون، ترکیب کانی‌شناسی گوناگون اسکارن‌ها را در پی دارد. اسکارن منطقه جوینان، اسکارنی چندزادی است که در گامه‌های گوناگون اسکارن‌زایی پدید آمده است و دارای کانی‌های ولاستونیت، کلینوپیروکسن، گارنت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز، کلسیت و کانه‌های فلزی (آهن و مس) است. در این نوشتار افزون بر بررسی دقیق کانی‌شناسی سنگ‌های اسکارنی، خاستگاه و سازوکار پیدایش اسکارن در منطقه جوینان بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

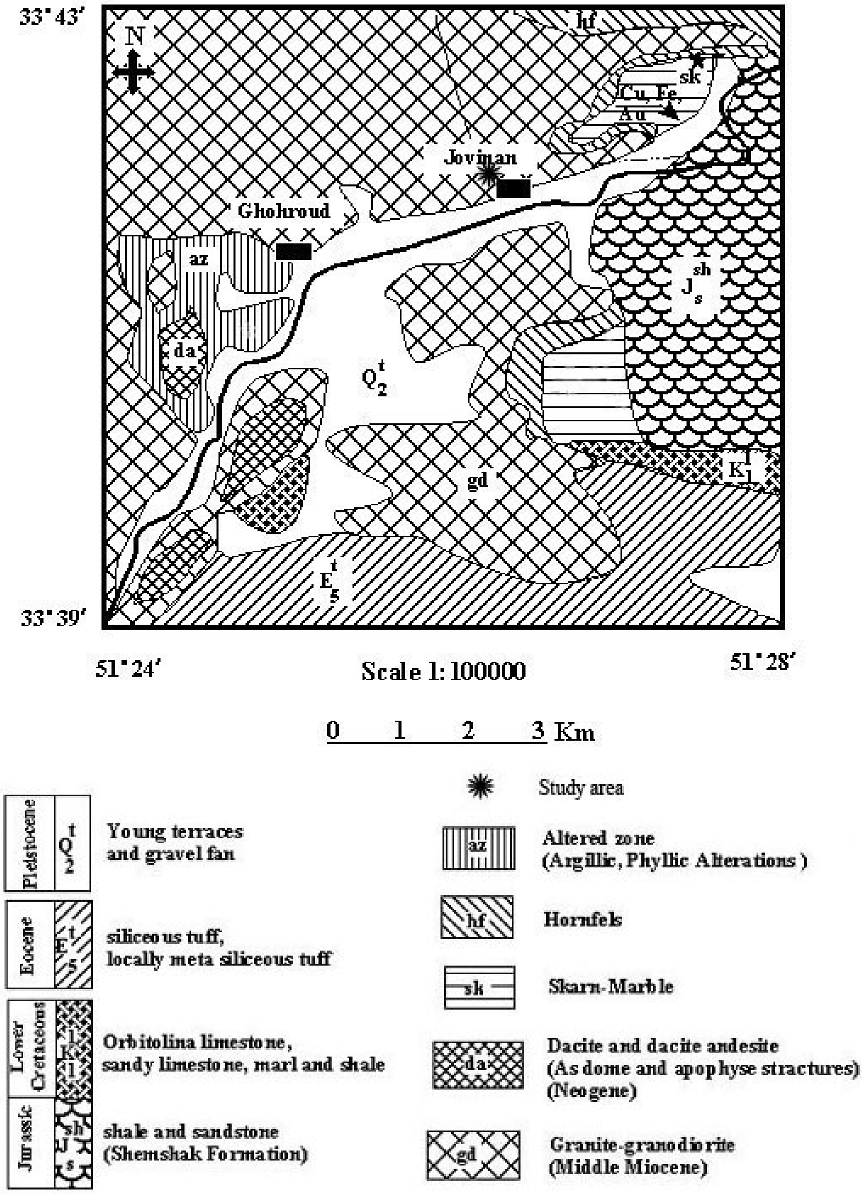
منطقه جوینان در بخش میانی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جای دارد و کهن‌ترین برونزد شناخته‌شده آن، متاولکانیک‌های سیلورین، ماسه‌سنگ‌ها و دولومیت‌های دونین و نهشته‌های کربناته پرمین هستند. این سنگ‌ها در تاقدیس بزرگی به درازای نزدیک به ۱۰ کیلومتر و روند خاوری- باختری رخنمون یافته و بر روی بخش زیرین سازند نایبند، با سنگ‌شناسی شیل و ماسه‌سنگ (تریاس پسین) رانده شده‌اند. شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک (ژوراسیک پیشین) نیز در برخی بخش‌ها در پیرامون نهشته‌های تریاس برونزد دارند. در تاقدیس جوینان، بخش پایانی رسوب‌های مزوزوییک، آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه پیشین هستند.

سری‌های آتشفشانی- رسوبی با رخساره‌های گوناگون سنگ‌شناسی (متاتوف‌های سیلیسی، توف برشی، شیل و آذرآواری) از نهشته‌ها آغاز سنوزوییک هستند و به‌گونه دگرشیب روی نهشته‌های مزوزوییک جای گرفته‌اند.

پیکره گرانیتوییدی قمصر- قهرود به سن میوسن میانی (Emami, 2001)، گسترده‌ترین رخنمون سنگ‌شناسی در این منطقه است. این گرانیتویید با نفوذ درون آهک‌های کرتاسه و سازندهای آورای ژوراسیک، از آنها اسکارن و هورنفلس ساخته است. از دیدگاه ترکیب، این توده به گرانودیوریت- تونالیت نزدیک بوده و سرشت متالومینوس و کالک‌آلکالن (Ghasemi *et al*, 2014; Badr *et al*., 2013) دارد.

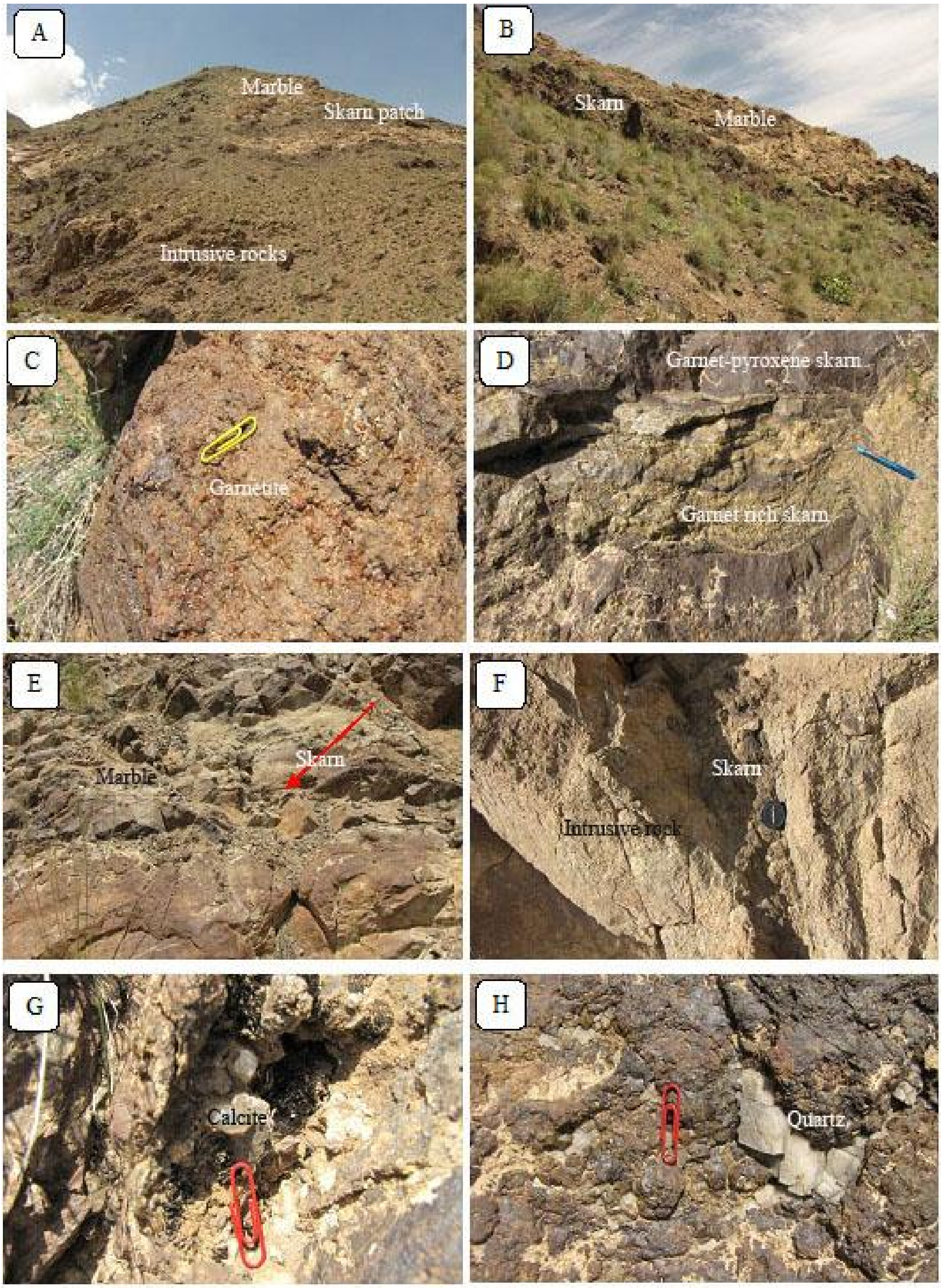
توده‌های گنبدی داسیتی، تکاپوهای ماگمایی پایانی در منطقه هستند و دگرسانی گسترده‌ای را در سنگ‌های پیرامون خود پدید آورده‌اند (شکل ۱).

در شمال جوینان، نفوذ زبانه‌هایی از توده گرانیتوییدی قهرود درون سنگ‌های کربناته لایه‌ای فسیل‌دار کرتاسه پیشین مرمرزایی و پیدایش اسکارن را در پی داشته است.رخداد صحرایی اسکارن جوینان به‌صورت توده‌های پراکنده در تماس مستقیم یا نزدیک به پیکره نفوذی است و کمابیش در همه جا اسکارن‌ها درون مرمرها هستند (شکل ۲- A).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه جوینان (پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، شمال اصفهان) برگرفته از Radfar و Alai Mahabadi (۱۹۹۳) با تغییرات

مرمرها، توده‌های صخره‌سازی به رنگ کرمی- قهوه‌ای هستند. اسکارن‌ها با گسترش بسیار کم (تا یک مترمربع) در کناره‌ها و یا درون مرمرهای توده‌ای و به شکل‌های رگه‌ای، رگچه‌ای، توده‌ای و پینه‌ای (Patchy) رخنمون یافته‌اند (شکل ۲- B). به‌علت سختی بالا، بخش‌های اسکارنی درون مرمرها برجسته هستند. این بخش‌ها به رنگ‌های قهوه‌ای تیره تا شکلاتی، حنایی و حنایی- سبز دیده می‌شوند؛ زیرا دارای بلورهای فراوان گارنت (گارنتیت) هستند (شکل ۲- C). گاه ساختار رسوبی سنگ نخستین (لایه‌بندی) در اسکارن به‌جای مانده است (شکل ۲- D). چگونگی پیدایش اسکارن‌ها نشان‌دهنده این نکته است که پس از رخداد پدیده دگرگونی همبری و پیدایش مرمر، اسکارن‌ها به‌گونهٔ جانشینی (Replacement)، پراکنده یا رگچه‌ای پدید آمده‌اند.



شکل ۲- رخنمون صحرایی اسکارن‌های جوینان (شمال اصفهان): A) وابستگی تنگاتنگ اسکارن و مرمر با توده نفوذی؛ B) رخنمون اسکارن‌های تیره‌رنگ در کنارهٔ مرمرها؛ C) فراوانی گارنت‌های قهوه‌ای‌رنگ و پیدایش گارنتیت؛ D) بازماندهٔ ساختار رسوبی سنگ کربناته پس از اسکارن‌زایی؛ E) رخداد رگچه‌ای اسکارن درون مرمر؛ F) وضعیت متداخل توده نفوذی با مرمر و اسکارن؛ G) قطع‌شدگی همایندهای نخستین با بلورهای کلسیت؛ H) رخداد کوارتزهای خودشکل درشت‌بلور

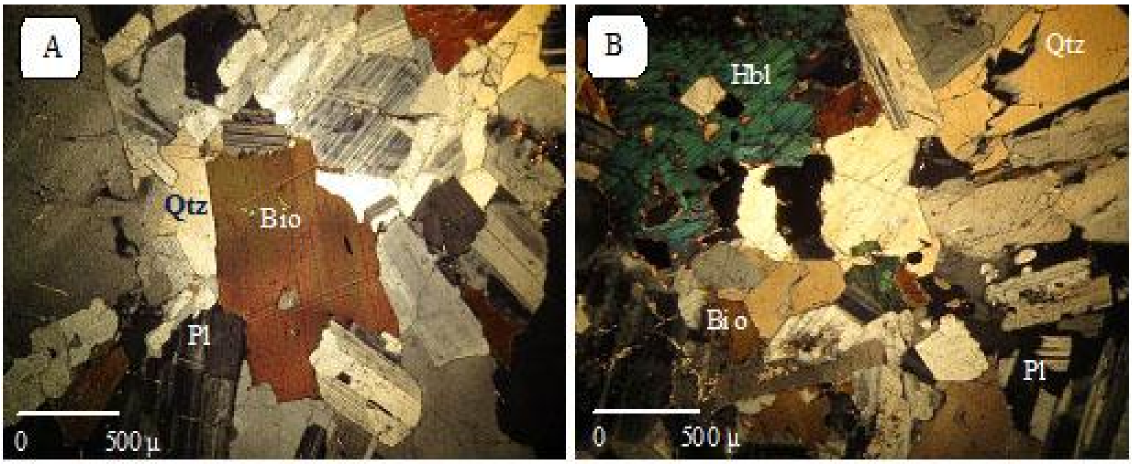
رخداد رگه‌ای تا رگچه‌ای (شکل ۲- E)، نقش پدیده تراوش (Infiltration) در پیدایش اسکارن‌ها را نشان می‌دهد. به‌طورکلی، اسکارن‌های بررسی‌شده دارای ساخت توده‌ای بوده و ساخت نواری آنها، همان چین‌خوردگی جریانیِ سنگ‌آهک نازک‌لایهٔ نخستین است. ازاین‌رو، می‌توان گفت فرایند اسکارن‌سازی با چین‌خوردگی سنگ‌های آهکی همخوانی داشته است. این سنگ‌آهک‌ها در بیرون از گسترهٔ اسکارن‌سازی (فاصله بیش از ۲۰۰ متری)، چین‌خوردگی جریانی دارند. روشن است که فابریک رسوبی پس از اسکارن‌سازی به‌جای مانده است و به شکل چین‌خوردگی در لایه‌های سرشار از گارنت، خودنمایی می‌کند. فرض بر اینست که سیال‌ها افزون‌بر نفوذ در راستای سطوح لایه‌بندی سنگ‌آهک نازک‌لایه، به‌آسانی گارنت سازی انجام داده‌اند. در واپسین گام‌های اسکارن‌زایی، کانی‌های همایندِ (پاراژنز) نخستین سنگ با رگچه‌های کوارتز و کلسیت خودشکل قطع شده‌اند (شکل‌های ۲- G و ۲- H).

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های دقیق و برداشت‌های صحرایی، برای بررسی‌های کانی‌شناسی، از ۳۵ نمونه سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه، مقطع نازک میکروسکوپی آمده شد. سپس بافت‌ها و کانی‌های آنها با میکروسکوپ پلاریزان دوچشمی المپوس (Olympus، مدل BH-2) شناسایی شدند. پس از بررسی‌های دقیق کانی‌شناسی و گزینش نمونه‌های مناسب، کانی‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی (EPMA)، مدل Cameca Sx-50 در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شدند. تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌ها در شدت جریان ۱۰ nA و ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ Kev انجام شد. در راستای بررسی شیمی کانی‌ها، فرمول کانی‌ها به‌دست آورده شد و نمودارها با نرم‌افزار مین‌پت (Minpet) و صفحه‌های گسترده (Spread sheet) رسم شدند.

کانی‌نگاری و شیمی کانی‌ها

الف) توده نفوذی: پیکره نفوذی پدیدآورندهٔ اسکارن‌زایی در منطقه جوینان است و زبانه‌هایی از آن با اسکارن و مرمر به‌صورت متداخل دیده می‌شوند. این توده، بافت گرانولار دانه متوسط تا پورفیرویید دارد و از کانی‌های پلاژیوکلاز (۲۵- ۴۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰- ۲۰ درصد حجمی)، هورنبلند (۵- ۱۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲۰- ۳۵ درصد حجمی) و مقدار کمی آلکالی‌فلدسپار (بیشتر ارتوکلاز با فراوانی مودال ۲۵- ۳۵ درصد حجمی) ساخته شده است (شکل ۳- A). بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سینتتیک و سالم هستند و گاه در مرکز، به کانی‌های کلسیت، آلبیت، اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت به شکل بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود و میانبارهایی از کانی‌های دیگر را در بردارد. فراگرفته‌شدن بلورهای پلاژیوکلاز با هورنبلند، بافت پویی‌کلیتیک را در سنگ پدید آورده است (شکل ۳- B). بلورهای کوارتز بیشتر به‌صورت بلورهای روزنه‌ای (interstitial) دیده می‌شوند. کوارتزها در گام‌های پایانی سردشدن ماگما، فضای تهیِ میان کانی‌های دیگر را پر کرده‌اند. اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی این توده هستند. گاه بازمانده‌هایی از کلینوپیروکسن نیز در سنگ دیده می‌شود که در حال جایگزین‌شدن با هورنبلند و بیوتیت است. برپایه ویژگی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های سازندهٔ پیکره آذرین این منطقه، گرانودیوریت هستند. برپایه پژوهش‌های Badr و همکاران (۲۰۱۳)، این توده از گرانودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت بوده و ماگمای سازنده آن دارای سرشت متاآلومینوس و از سری کالک‌آلکالن است.



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از توده نفوذی گرانودیوریتی جوینان (شمال اصفهان) با میدان دید ۳ میلیمتر: A) بافت گرانولار توده نفوذی (تصویر XPL)؛ B) تجزیه پلاژیوکلازها در بخش مرکزی (تصویر XPL). نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است.

ب) اسکارن: در مقطع‌های میکروسکوپیِ اسکارن جوینان، مجموعه کانیایی ولاستونیت + پیروکسن (دیوپسید-هدنبرژیتی) + گارنت گراندیتی + اکتینولیت + اپیدوت + کلریت + کلسیت + مگنتیت و کوارتز دیده می‌شود. برپایه رده‌بندی از دیدگاه مقدار کلسیم و منیزیم، دارابودن کانی‌های یادشده نشان‌دهنده این ست که اسکارن جوینان از اسکارن‌های کلسیک است؛ هرچند پیروکسن‌های غنی از منیزیم (جدول ۱) و مقدار اندک تالک (که پیامد واپاشی پیروکسن است)، نشان‌دهنده گذر اسکارن از کلسیک به منیزین است.

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی کلینوپیروکسن در اسکارن جوینان (شمال اصفهان) و فرمول ساختاری به‌دست آمده برای آنها برپایه ۶ اتم اکسیژن (N.d: مقدارهای کمتر از آستانهٔ آشکارسازی در روش تجزیه ریزکاو الکترونی)

Sample No.	1-1	2-1	3-1	9-1	10-1	11-1	Cp-1	Cp-2	Cp-3	Cp-4	Cp-5	Cp-6	Cp-7	Cp-8	Cp-9
SiO_2	52.48	54.09	55.35	54.19	55.34	54.26	53.05	52.04	52.09	51.92	51.77	51.84	53.53	52.41	52.06
TiO_2	1.04	0.12	0.02	0.04	0.05	0.24	N.d	0.01	N.d	0.10	0.13	0.12	N.d	N.d	N.d
Al_2O_3	3.87	2.23	0.64	2.43	2.20	1.89	0.05	0.06	0.08	2.25	1.90	1.71	0.01	0.04	0.07
FeO^t	2.78	2.12	2.71	1.38	1.37	4.54	9.14	15.23	17.03	11.44	12.86	12.17	9.82	10.70	16.19
MgO	16.00	16.90	16.59	17.49	16.24	14.61	9.53	5.69	5.28	9.39	8.40	8.28	9.55	4.64	5.07
MnO	0.16	0.16	0.29	0.10	0.11	0.32	4.02	4.76	3.91	2.66	2.60	2.64	4.71	10.81	4.37
CaO	24.63	25.15	25.01	25.11	25.34	24.54	23.13	22.49	22.39	22.76	22.58	22.80	23.10	22.26	22.09
Na_2O	N.d	0.01	0.07	0.06	N.d	0.01	1.41	0.09	0.09	0.23	0.19	1.26	N.d	N.d	0.48
Total	100.90	100.80	100.70	100.80	100.70	100.80	100.30	100.40	100.90	100.80	100.40	100.80	100.80	100.90	100.30
Si	1.90	1.95	2.01	1.95	2.00	2.00	2.00	2.05	2.05	1.97	2.00	1.96	2.04	2.07	2.05
Ti	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.17	0.10	0.03	0.10	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00	0.10	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00
Fe	0.08	0.06	0.08	0.03	0.04	0.14	0.20	0.50	0.56	0.36	0.41	0.30	0.31	0.35	0.53
Mg	0.86	0.91	0.90	0.94	0.88	0.80	0.54	0.33	0.31	0.53	0.48	0.47	0.54	0.27	0.30
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.13	0.16	0.13	0.09	0.09	0.09	0.15	0.36	0.15
Ca	0.96	0.97	0.97	0.97	0.98	0.97	0.94	0.95	0.94	0.93	0.93	0.93	0.95	0.94	0.93
Na	N.d	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.01	0.01	0.02	0.01	0.09	0.00	0.00	0.04
Wollastonite (mole %)	51.46	51.38	51.38	50.57	50.04	51.71	49.53	48.83	48.55	48.70	48.57	49.66	48.35	48.80	49.49
Enstatite (mole %)	45.82	48.62	48.62	47.85	46.34	41.51	28.39	17.19	15.93	27.88	25.12	25.09	27.83	14.15	14.46
Ferrosillite (mole %)	2.72	0.00	0.00	1.58	1.62	6.78	22.08	33.98	35.52	23.54	26.08	25.23	23.84	37.04	30.05

به‌علت گستردگی اندک، اسکارن‌های بررسی‌شده پهنه‌بندی رایج در اسکارن‌ها را ندارند و به‌صورت توده‌ای دیده می‌شوند. ویژگی‌های کانی‌شناسی اسکارن یادشده در ادامه آورده شده است:

ولاستونیت: رخداد کانی ولاستونیت که در مقاطع میکروسکوپی با اسفن همزیست است در بخش همبری پیکره نفوذی روی داده است. ولاستونیت به‌صورت کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با برجستگی کمابیش قوی، بیرفرنژانس کم و خاموشی مستقیم دیده می‌شود (شکل ۴- A). این کانی از متاسوماتیسم سیلیسی سنگ مرمرهای میزبان و در نتیجه تراوش سیال‌های آبگون با XCO_2 کم، پدید می‌آید (Grammatikopoulos and Calrke, 2005):

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightarrow CaSiO_3 + CO_2$$

دارابودن بافت گرانوبلاستیک و بافت پلی‌گونالِ ولاستونیت- کلینوپیروکسن نشان‌دهنده تعادل بافتی ولاستونیت- پیروکسن است.

پیروکسن: بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار پیروکسن با بافت گرانوبلاستیک بیشتر در همراهی با گارنت دیده می‌شوند (شکل ۴- B). کلینوپیروکسن پیامد سیال‌های آبگون سرشاز از FeO، CaO و SiO_2 بر سنگ آهک میزبان است. ویژگی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که کلینوپیروکسن با آمفیبول مرز تعادلی ندارد و به آن واپاشی می‌کند. افزون‌بر این واپاشی، کلینوپیروکسن با ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز و کلسیت جایگزین می‌شود (شکل ۴- C) . این واکنش با افزایش آب و CO_2 محیط پیشرفت می‌کند و گونه‌ای از واکنش‌های کربناته‌شدن است. رویداد این واکنش در دمای کمابیش کم شدنی است. نشانه‌هایی از جانشینی کلینوپیروکسن با مجموعه کانی‌های تالک، کلسیت و کوارتز در سنگ دیده می‌شود. بازماندهٔ (relict) پیروکسن در کانی تالک، نشان‌دهنده این واکنش است (شکل ۴- D).

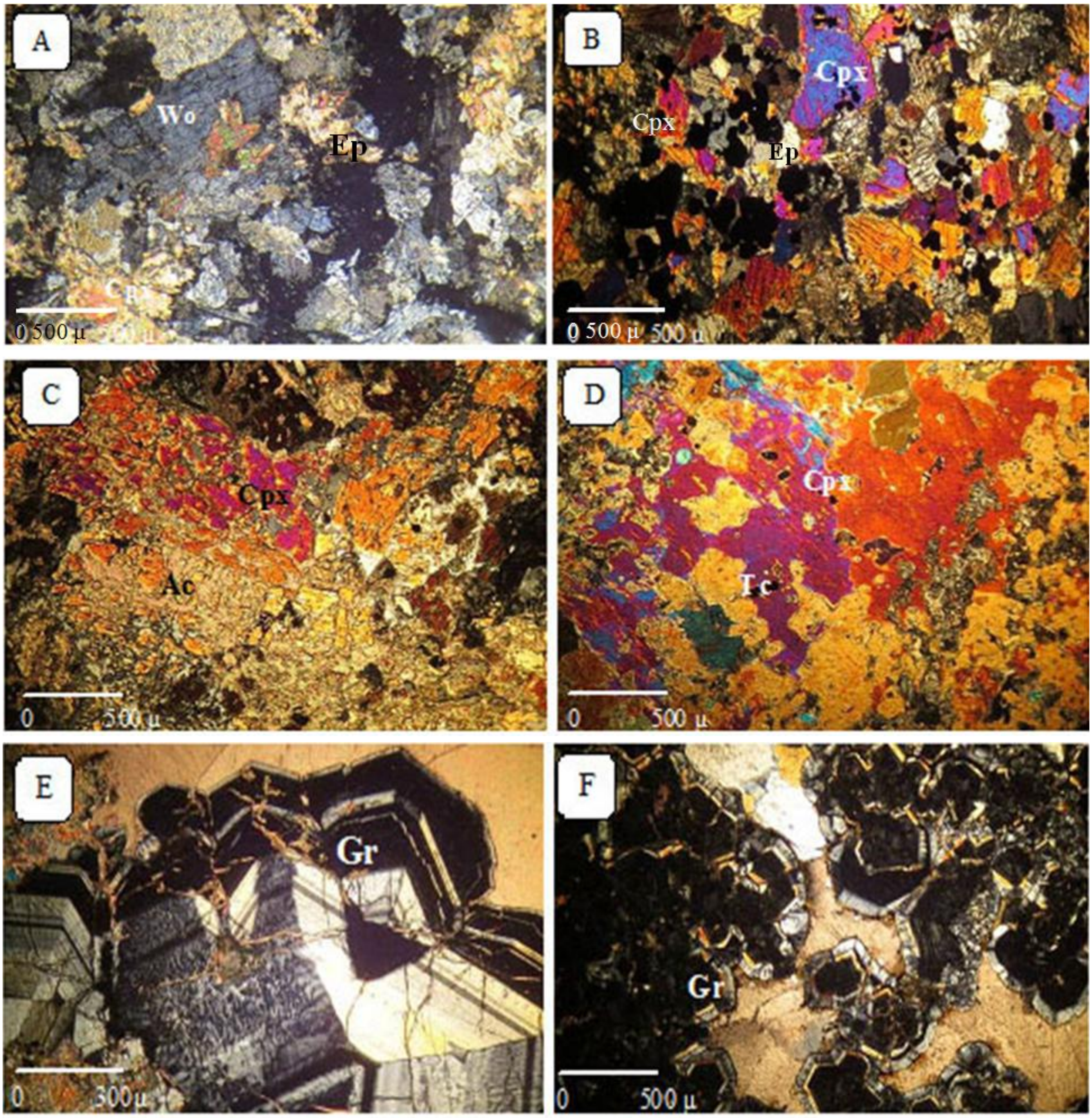
گارنت: گارنت شناخته‌شده‌ترین کانی اسکارن است و در بیشتر اسکارن‌ها بخش بزرگی از سنگ را می‌سازد. بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار گارنت با بافت پورفیروبلاستیک تا پویی‌کیلوبلاستیک و به‌صورت همسانگرد (با ناهمسانگردی ضعیف در کناره‌ها) و ناهمسانگرد با ماکل قطاعی و منطقه‌بندی نوسانی (شکل‌های ۴- E و ۴- F) دیده می‌شود. منطقه‌بندی نوسانی گارنت می‌تواند نشان‌دهنده نبود تعادل و تغییرات ترکیب سیال آبگون هنگام رشد کانی باشد (Ciboanu and Cook, 2004). ترکیب گارنت به ترکیب سنگ میزبان و سیال آبگون بستگی دارد.

انواع گارنت‌های همسانگرد (آندرادیت) و ناهمسانگرد (گروسولار-آندرادیت) در پی نفوذ سیال ماگمایی آهن و سیلیس‌دار درون سنگ میزبان کربناته (Deer *et al.*, 1991) و با واکنش زیر پدید می‌آیند:

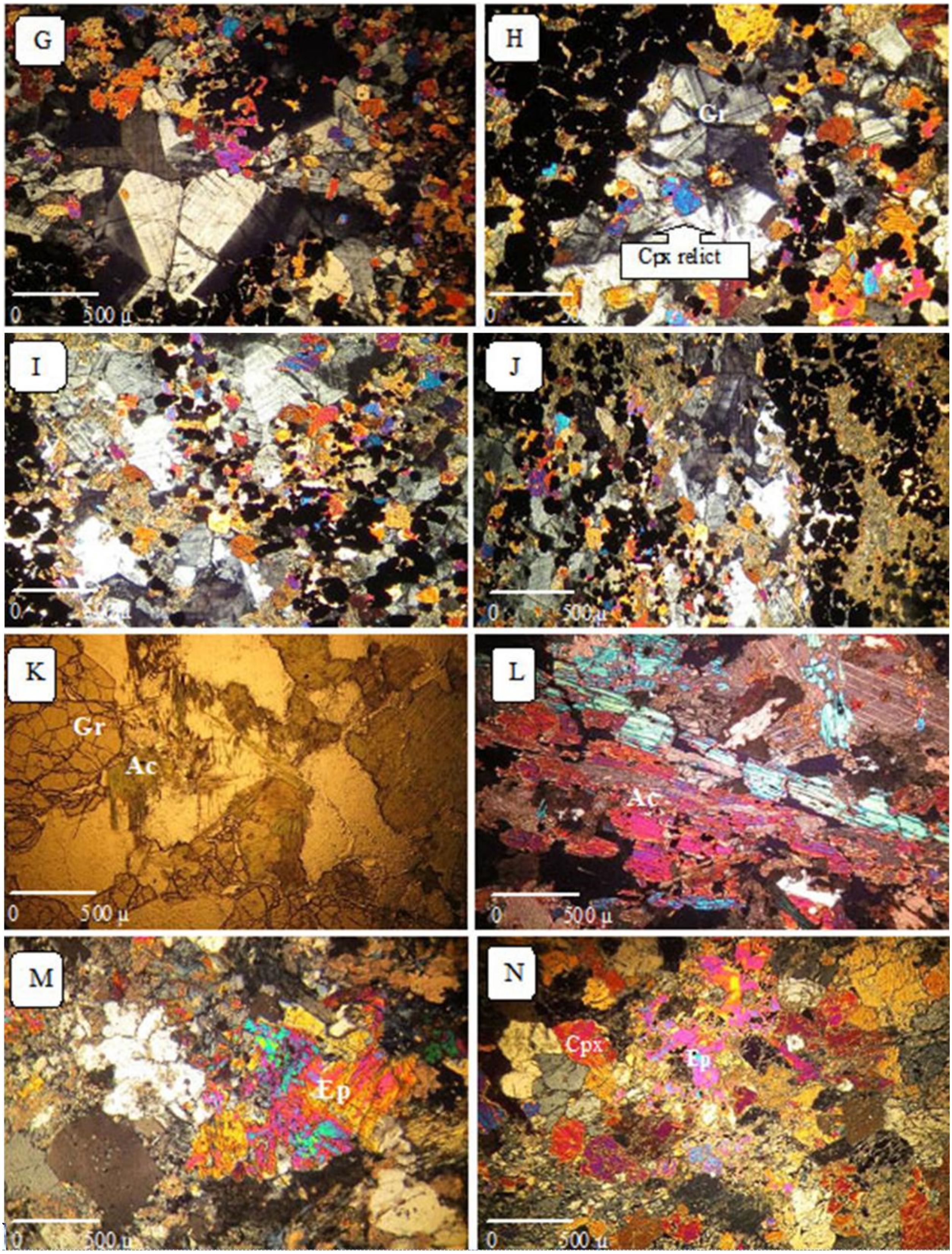
$$3CaCO_3+(Al,Fe)_2O_{3(aq)}+3SiO_2 \rightarrow Ca_3(Fe,Al)_2Si_3O_{12}\ (\text{گروسولار-آندرادیت})+3CO_2$$

افزوده‌شدن آهن فریک به محیط و بالارفتن مولفه آندرادیتی گارنت، پیامد ویژگی اکسیدان سیال‌های آبگون است. چه‌بسا این رخداد پیامد افزوده‌شدن آب‌های جوی یا برداشته‌شدن ناگهانی فشار از روی سیال‌ها (در پی پدیده‌های زمین‌ساختی) باشد. اگر هنگام واکنش یادشده، FeO نیز افزوده شود، آنگاه افزون‌بر آندرادیت، هدنبرژیت و در صورت کمبود سیلیس، مگنتیت نیز پدید می‌آیند (Deer *et al.*, 1991):

$$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}\ (\text{آندرادیت}) + CaFeSi_2O_6\ (\text{هدنبرژیت}) + Fe_3O_4\ (\text{مگنتیت}) + 4CO_2 \rightarrow 4CaCO_3 + 2Fe_2O_3 + 2FeO + 5SiO_2$$



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از اسکارن جوینان (شمال اصفهان) با میدان دید ۳ میلیمتر (مگر شکل E که میدان دید ۱/۸ میلیمتر دارد): A) ولاستونیت در همراهی با اسفن (تصویر XPL)؛ B) کلینوپیروکسن با بافت گرانوبلاستیک (تصویر XPL)؛ C) واپاشی کلینوپیروکسن به آمفیبول (تصویر XPL)؛ D) واپاشی کلینوپیروکسن به تالک (تصویر XPL)؛ E) گارنت‌های ان‌ایزوتروپ با ماکل قطاعی (تصویر XPL)؛ F) رخداد گارنت‌های ایزوتروپ در اسکارن‌ها (تصویر XPL)؛ G) بازمانده پیروکسن درون گارنت‌های ان‌ایزوتروپ (تصویر XPL)؛ H) کانی‌های همایندِ آندرادیت، هدنبرژیت و مگنتیت (تصویر XPL)؛ I) رخداد رگچه‌ای مگنتیت در اسکارن (تصویر XPL)؛ J) جانشینی پیروکسن و گارنت با مگنتیت (تصویر XPL)؛ K) رشد سوزنک‌های اکتینولیت در کنارهٔ گارنت (تصویر PPL؛ I) رخداد اکتینولیت‌های مستقل در سنگ (تصویر XPL)؛ M) اپیدوت‌زایی گسترده در سنگ (تصویر XPL)؛ N) پیدایش اپیدوت در ازای کلینوپیروکسن (تصویر XPL) (نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده‌اند)


G
0 500 µ
H
Gr
Cpx relict
I
J
0 500 µ
K
Gr
Ac
0 500 µ
L
Ac
0 500 µ
M
Ep
0 500 µ
N
Cpx
Ep
0 500 µ

شکل ۴- ادامه.

واکـــنشِ یادشـــده، کانی‌هـــای هماینـــد (پـــاراژنز) شناخته‌شدهٔ آنـدرادیت- هـدنبرژیت- مگنتیـت را پدیـد مـی‌آورد (شـکل ۴- G). افزون‌بـر پیـدایش مسـتقل در زمینه کلسیتی، گارنت به‌ازای کلینوپیروکسن نیـز پدیـد آمده است. گواه این نکته، بازمانـده‌های کلینوپیروکسـن درون گارنت هستند که می‌توانند نشـان‌دهندهٔ پیـدایش گارنـت بـه‌جای کلینوپیروکسـن، در فوگاسـیته بـالای اکسیژن، باشند (شکل ۴- H). از دیـدگاه سـنگ‌نگـاری، بازمانده‌های کلینوپیروکسن میانبار نامیده می‌شوند. ایـن میانبارهـا در انـدازه‌های گونـاگون دیـده می‌شـوند و کناره‌های خورده‌شده (resorbed margins) و کنگـره‌ای دارند. افزون‌بر این، ویژگی‌های سنگ‌نگاری نشـان‌دهنده مرز تدریجی میان پیروکسن‌هایِ درشتِ تحلیل‌رفتـه بـا گارنت هسـتند. در متن‌هـای علمـی دربـاره اسـکارن‌ها، پدیده جانشینی پیروکسن بـا گارنـت واکنشـی شـناخته شده است. واکنش جانشینی کلینوپیروکسن هـدنبرژیتی با آندرادیت خالص (Tracy and Frost, 1991) به‌صورت زیر است:

$2CaFeSi_2O_6$ (هـدنبرژیت) $+ CaCO_3 + 1/2O_2 \rightarrow Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ (آندرادیت) $+ SiO_2 + CO_2$

در برخـــی نمونـــه‌هـــا، گارنـــت و کلینوپیروکســـن بـه‌صورت همزیسـت یافـت می‌شـوند. در ایـن صـورت گارنـت در زمینـه بـا پیروکسـن مـرز مشـترک و کـاملا پایـــدار دارد. بررســـی‌های میکروســـکوپی نشـــان می‌دهنـد گارنـت در گامـهٔ دگرنهـادیِ پسـرونده بـا مجموعـه کلریـت، اکتینولیـت، کـوارتز، مگنتیـت و کلسیت جایگزین شده است.

اســفن: بلورهـای خودشـکل تـا نیمه‌شـکل‌دار ایـن کـانی بـا برجسـتگی بـالا و بـه‌همراه ولاسـتونیت دیـده می‌شوند.

کانــه آهــن: کانـه آهـن بیشـتر از گـروه مگنتیـت خودشـــکل تـــا نیمه‌شـــکل‌دار بـــوده و گـــاه جانشـــین کلینوپیروکسن شده است و یا بـه‌صـورت رگچـه‌ای در سنگ دیده می‌شود (شـکل ۴- I). مگنتیـت در اسـکارن بررسی‌شده با مقداری هماتیت و کربنات‌های آبدار مس همراه است. ویژگی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهنـد کـه کانه آهن با بافـت روزنـه‌ای (interstitial) فضـای تهـی میان بلورهای پیروکسن را پر کرده است. افزون‌بـر ایـن، گاه میان کانه آهن (مگنتیت) و پیروکسن، مرز تـدریجی واکنشیِ آشکاری دیده می‌شود. ازاین‌رو، می‌تـوان گفـت مگنتیـت بـا پیروکسـن و گارنـت در تعـادل نبـوده و در گامـــه‌های میـــانی اســـکارن‌زایی، جانشـــین بخشـــی از کانی‌های پیروکسن و گارنت شـده اسـت (شـکل ۴- J). فرایند پیدایش مگنتیت با فروپاشی کلینوپیروکسن آغـاز شــده و واکــنش تحلیــل‌رفتن پیروکســنِ هــدنبرژیتی به‌دســتِ گارنــتِ آنــدرادیتی نقــش مهمــی در پایــداری مگنتیــت و ســولفیدهای فلــزی در گامــه‌های پســین کانی‌سازی داشته است. واکنش تشکیل مگنتیت به خرج هدنبرژیت را می‌توان به‌صورت زیر نوشت:

$9CaFeSi_2O_6$ (هدنبرژیت) $+ 2O_2 \rightarrow Fe_3O_4$ (مگنتیت) $+ 9SiO_2 + 3\ Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ (آندرادیت)

مجموعـــه کـــانی‌شناســـی مگنتیـــت، کـــوارتز و کلسیت نیز در پی ناپایـداری گارنـت و بـا واکـنش زیـر ساخته می‌شود (Einaudi, 1982):

$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ (آنـدرادیت) $+ 3HCO_3 + 15H^+ \rightarrow 3CaCO_3 + 9SiO_2 + 2Fe_3O_4 + 6Ca^{2+} + 9H_2O + 0.5O_2$

پیـــدایش مگنتیـــت در گامـــهٔ دگرنهـــادی پســـین و همزمـان بـا تخریـب کانی‌هـای هماینـد نخسـتین بـه اوج می‌رسـد. مگنتیت‌هـــای رگچـــه‌ای در ایـــن گامـــه ساخته می‌شوند.

اکتینولیت: در اسکارن، بلورهـای سوزنی‌شـکل ایـن کـانی بـا کشـیدگی آشـکار و بافـت نیمه‌شـعاعی دیـده می‌شـوند. بخشـی از ایـن کـانی‌هـا به‌گونـهٔ مسـتقیم از واکنش‌هـای دگرنهـادی و بخشـی دیگـر از بـرهمکنش

سیال‌های آبگون بر کلینوپیروکسن و گارنت پدید آمده‌اند (شکل‌های ۴- K و ۴- L). مرز ناپایدار میان گارنت و اکتینولیت و رشد سوزنک‌های ترمولیت-اکتینولیت روی گارنت نشان‌دهنده پیدایش این کانی در ازای گارنت هستند. واکنش احتمالی این جانشینی می‌تواند به‌صورت زیر باشد:

$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ (آندرادیت) + $5FeO + H_2O + 5SiO_2 + CO_2 \rightarrow Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$ (ترمولیت-اکتینولیت) + $3Fe_2O_3 + CaCO_3$

بخشی از بلورهای ترمولیت- اکتینولیت پیامد واپاشی کلینوپیروکسن هستند. در این صورت، ترمولیت- اکتینولیت سوزنی‌شکل با حاشیه ناپایدار در کنار کلینوپیروکسن بوده و از اورالیتی‌شدن کلینوپیروکسن پدید آمده است. واکنش سازنده ترمولیت- اکتینولیت به‌جای کلینوپیروکسن در زیر آورده شده است (Deer *et al*., 1991):

$5Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$ (دیوپسید-هدنبرژیت) + $3CO_2 + H_2O \rightarrow Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ (ترمولیت-اکتینولیت) + $3CaCO_3 + 2SiO_2$

اپیدوت: از متداول‌ترین کانی‌های اسکارن است و در پی افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن و یا در حضور آب و به دو شکلِ مستقل و جانشینی پدید می‌آید (شکل ۴- M). برای پیدایش اپیدوت‌های مستقل، سیال‌های آبگون باید سرشار از H_2O و CO_2 باشند. در اسکارن، بخشی از اپیدوت‌ها می‌توانند پیامد ناپایداری گارنت باشند (Berman *et al*., 1988). یافته‌های میکروسکوپی، جانشینی تدریجی و بخشی گارنت‌ها با اپیدوت را به‌خوبی نشان می‌دهند. در بخش‌هایی از سنگ و در فوگاسیته بالای اکسیژن، اپیدوت می‌تواند جایگزین کلینوپیروکسن شود (شکل ۴- N).

کلریت: از کانی‌های دیگر اسکارن کلریت را می‌توان نام برد. این کانی به شکل‌های گوناگون، از جانشینی تا پرکنندگی فضاهای تهی، در سنگ دیده می‌شود. کلریت همراه با کلسیت و کوارتز در واپسین گامه‌های اسکارن‌زایی و از دگرسانی اپیدوت و اکتینولیت پدید می‌آید.

کلسیت: کلسیت از کانی‌هایی است که در بیشتر همایندهای اسکارنی دیده می‌شود. این کانی با بیشتر کانی‌های اسکارنی در تعادل بوده و گاه جانشین بخشی از کانی‌های اسکارنی می‌شود.

کوارتز: کانی کوارتز نیز به شکل کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های درشت تا کمابیش ریز در اسکارن جوینان دیده می‌شود.

در محدوده بررسی‌شده، گسترش مرمرها بسیار بیشتر از اسکارن است؛ به‌گونه‌ای‌که توده‌های سفید مایل به کرمی‌رنگِ مرمر از دور دیده می‌شوند. مرمرها دارای بافت گرانوبلاستیک و پورفیروبلاستیک بوده و عموماً دارای بلورهای کلسیت پلی‌گونال با ماکل‌های تکراری هستند. کوارتز و پیروکسن‌های ریزدانه بی‌شکل از دیگر کانی‌های مرمرها هستند. گاه بلورهای سوزنی‌شکل ترمولیت- اکتینولیت و تجمع‌های کانی کلریت (که چه‌بسا سودومورف گارنت باشند) نیز در مرمرها دیده می‌شوند.

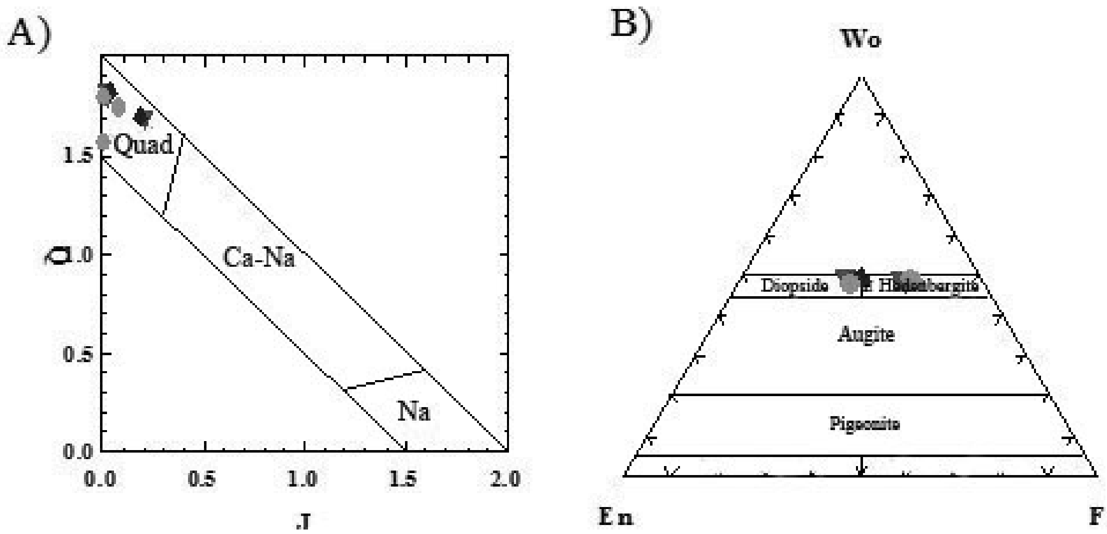
شیمی کانی‌ها

ولاستونیت: در جدول ۲، تجزیه ریزپردازشی ۴ نمونه ولاستونیت اسکارن جوینان آورده شده است. داده‌ها نشان می‌دهند که میزان CaO ولاستونیت بالا بوده و عنصرهای Fe و Mn به مقدار بسیار کمی جانشین کلسیم شده‌اند. میانگین $FeO_{(Total)}$ نزدیک‌به ۰/۰۳ درصد وزنی و MnO نزدیک‌به ۰/۰۲ درصد وزنی است و دارابودن ولاستونیت با خلوص بالا را نشان می‌دهد (شکل‌های ۵- A و ۵- B). برپایه تجزیه‌های انجام‌شده، فرمول ولاستونیت برای نمونه‌های S1-7 و S1-8 به‌ترتیب $Ca_{1.949}Fe_{0.001}Si_{2.04}Al_{0.001}O_6$ و $Ca_{1.968}Fe_{0.0009}Mn_{0.0009}Si_{2.029}Al_{0.0004}O_6$ است.

جـــدول ۲- داده‌هـــای تجزیـــه ریزکـــاو الکترونـــی بلورهـــای ولاستونیت در اسکارن جوینان (شمال اصفهان)

Sample No.	S1-7	S1-8	S1-17	S1-18
SiO_2	53.07	52.38	52.83	52.92
Al_2O_3	0.06	0.03	0.04	0.05
$FeO^{(t)}$	0.04	0.03	0.04	0.02
MgO	0	0	0	0
CaO	47.19	47.44	46.05	46.35
Na_2O	0.04	0	0.04	0.02
MnO	0	0.03	0.02	0.02
TiO_2	0	0	0	0
P_2O_5	0	0	0	0
Total	100.61	99.94	99.05	99.43

کلینوپیروکســن: برپایـه داده‌هـای تجزیـه ریزکـاو الکترونـی، پیروکسـن‌های بررسی‌شـده در بخـش QUAD و گسـتره دیوپسـید- هـدنبرژیت جـای می‌گیرنـد (شـکل ۵). معمـولاً بـا افـزایش Al_2O_3 در سـاختار کلینوپیروکسـن‌ها، میـزان TiO_2 آنهـا افـزایش می‌یابـد. برخـی از ایـن پیروکسـن‌ها در میـزان MnO افـزایش نشـان می‌دهنـد. ایـن افـزایش بـا کـاهش آشـکارای مقـدار MgO و Al_2O_3 همـراه اسـت (جـدول ۱). در بیشـتر بلورهـای کلینوپیروکسـن، مقـدار هـدنبرژیت در حاشیه بیشـتر از بخـش مرکـزی اسـت (شـکل‌های ۶- D و ۶- C) و می‌تـوان آن را پیامد غنی‌شدگی آهن در سیال‌های آبگون دانست.



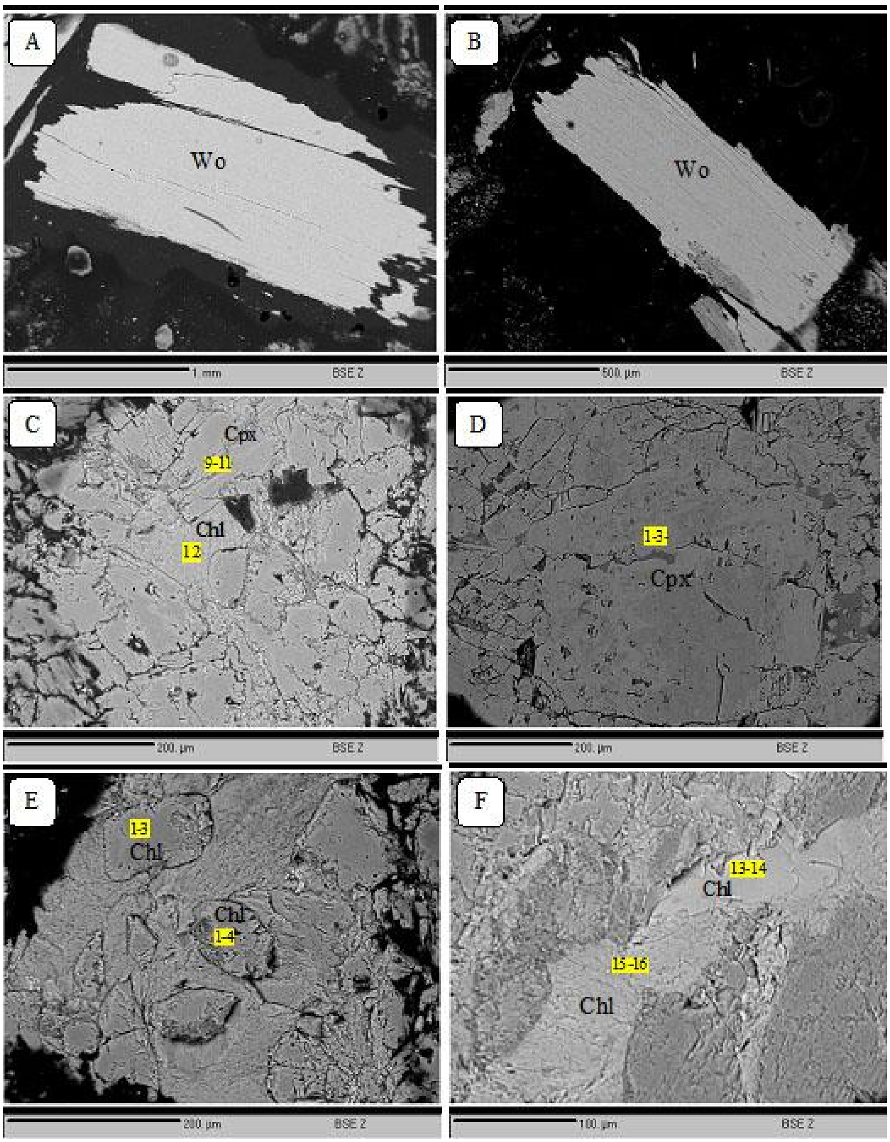
شکل ۵- جایگـاه پیروکسـن‌ها در اسـکارن جوینـان (شـمال اصـفهان) در:A) نمـودار زده‌بنـدی Morimotto و همکـاران (۱۹۸۸)؛ B) نمـودار Morimotto و Kitamora (۱۹۸۳) (J=2Na; Q=Ca + Mg + Fe^{2+}; Quad=Ca-Mg-Fe pyroxene; Na-Ca= Na-Ca pyroxene; Na= Na pyroxene)

کلریـــت: ایـن کـانی آبدار بـه‌صـورت روزنـه‌ای (شکل‌های ۶- E و ۶- F)، فضای تهی میـان کـانی‌هـای دیگر را پر کـرده اسـت. آن‌گونه‌کـه از داده‌هـای تجزیـه ریزکاو الکترونی برداشت می‌شود (جـدول ۳)، کلریت‌هـا در اسکارن از دسـته دیابانتیـت و پیکنوکلریـت هسـتند. برپایه داده‌های تجزیه انجام‌شده، فرمول ساختاری نمونه کلریـــــت شـــــماره 12-1 بـــــه‌صـــــورت $Mg_{3.64}Al_{1.87}Fe_{6.45}Si_{5.71}Al_{2.59}O_{20}(OH)_{16}$ است.

بحث

پیـدایش پهنـه اسـکارن در کنـارۀ تـوده نفـوذی (بـدون تـداخل یـا آمیختگـی) و بـا کـانی‌هـای ویـژۀ

اسکارن کلسیک (سیلیکات‌های سرشار از کلسیم و آهن؛ مانند: آندرادیت، هدنبرژیت و ولاستونیت) و مقدارهای بسیار کم تالک، نشان می‌دهد این اسکارن از اگزواسکارن‌های کلسیمی مایل به منیزین بوده (Helmi, 2008) و در چند گامه مستقل پدید آمده است. در این اسکارن پهنه‌بندی روشنی دیده نمی‌شود و کانی‌ها در دو گامهٔ اصلی دگرگونی و دگرنهادی (پیشرونده و پسرونده) پدید آمده‌اند. نخست مرمر در پی دگرگونی ایزوشیمیاییِ سنگ آهک ناخالص پدید آمده است. سپس، سیال‌های آبگون آزادشده از پیکره نفوذی از راه نقاط ضعف و شکستگی‌های سنگ، با مرمر واکنش داده‌اند و همایندهای کانیایی اسکارن را پدید آورده‌اند. ازاین‌رو، اسکارن جوینان ستبرای چندانی ندارد و به شکل‌های جانشینی، پراکنده و رگه‌ای دیده می‌شود.



شکل ۶ - تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) از کانی‌های اسکارن جوینان (شمال اصفهان): A، B) ولاستونیت؛ C، D) کلینوپیروکسن؛ C، E، F) کلریت (نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است)

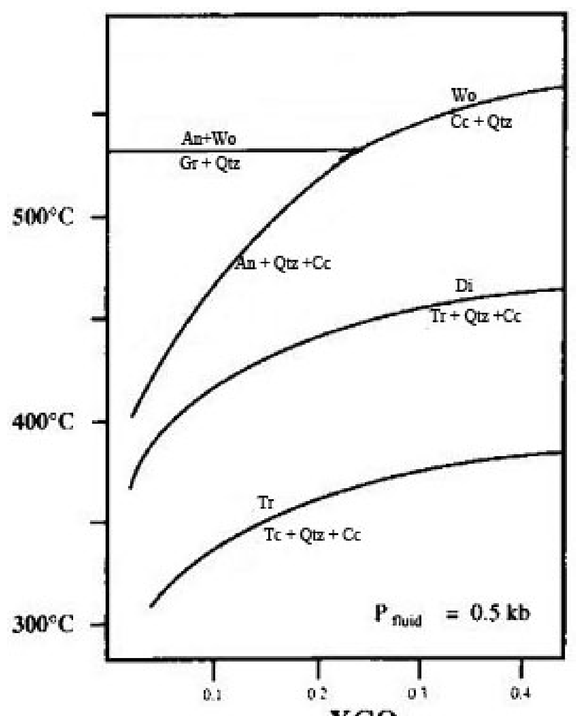
جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای ۴ نمونه کلریت در اسکارن جوینان (شمال اصفهان) و فرمول ساختاری به‌دست آمده برپایه ۲۸ اتم اکسیژن (N.d: مقدارهای کمتر از آستانهٔ آشکارسازی در روش تجزیه ریزکاو الکترونی)

Sample No.	4-1	12-1	13-1	14-1	15-1	16-1
SiO_2	28.18	30.00	29.94	28.56	29.97	29.47
Al_2O_3	19.34	18.42	17.77	17.62	19.36	17.79
TiO_2	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	N.d
$FeO^{(t)}$	24.38	27.51	26.20	26.67	27.59	28.29
MgO	13.21	12.83	9.84	10.73	10.89	12.02
MnO	2.83	1.39	1.12	0.94	1.03	1.07
CaO	0.16	0.13	0.08	0.07	0.09	0.06
Na_2O	N.d	N.d	N.d	0.02	N.d	N.d
Total	88.21	90.64	85.23	84.96	88.97	88.76
Si	5.29	5.71	5.94	5.71	5.76	5.72
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al^{IV}	2.11	1.87	1.58	1.78	1.82	1.83
Al^{VI}	2.68	2.59	2.96	2.77	2.92	2.57
Fe	6.80	6.45	6.69	6.94	6.55	6.77
Mg	3.69	3.64	2.91	3.20	3.12	3.48
Mn	0.45	0.22	0.19	0.16	0.17	0.17
Ca	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00

تبلور کانی‌های اسکارن با ولاستونیت آغاز شده و با پیروکسن و گارنت ادامه یافته است. کانی‌های آمفیبول و اپیدوت از کانی‌هایی هستند که هنگام افت دما و دگرنهادی پسرونده پدید آمده‌اند. در واپسین گامهٔ دگرنهادی پسرونده، این کانی‌ها نیز با کلریت، کلسیت، کوارتز و ... جانشین شده‌اند.

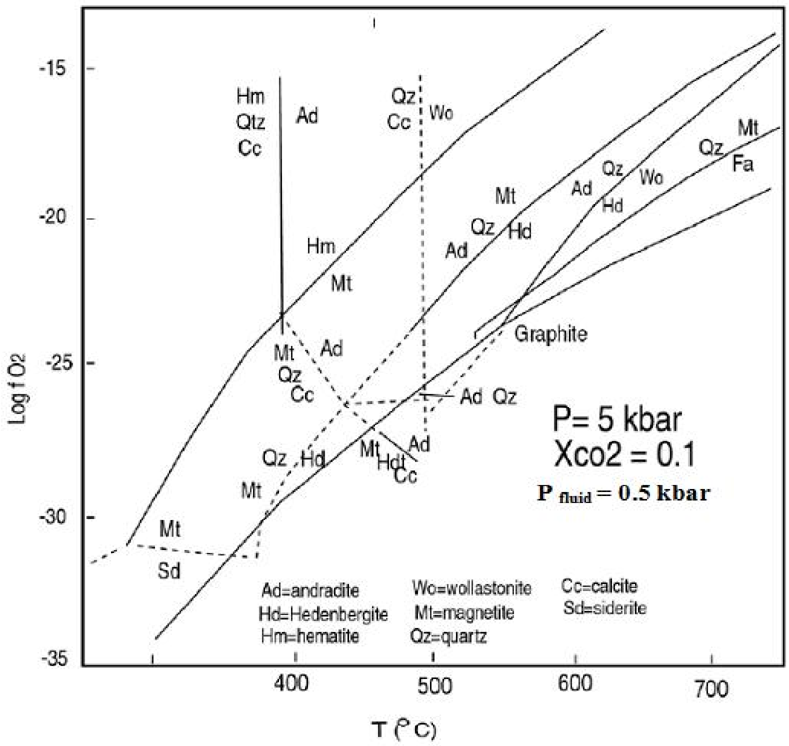
بررسی‌های Taylor و O'Neil (۱۹۷۷) نشان داده است که سیال‌های آبگونی که هنگام دگرگونی همبری و دگرنهادی از سنگ‌های آهکی می‌گذرند دارای XCO_2 کم (کمتر از ۰/۱٪) هستند. در نخستین گامهٔ اسکارن‌زایی، همزمان با شوک دمایی بالا، کانی‌های همایند (پاراژنز) خشک و بی‌آب، مانند ولاستونیت، پدید می‌آیند. از آنجایی‌که برای پایداری ولاستونیت باید CO_2 به‌گونه‌ای از محیط بیرون رود؛ پس برای بیرون‌رفتن و یا کم‌شدن مقدار CO_2، باید محیط دچار هجوم سیال‌های سرشار از آب شود تا آب در نقش رقیق‌کننده بتواند از تأثیر CO_2 بکاهد.

پیدایش ولاستونیت در دماهای فراتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد و در حضور سیال آبگون با XH_2O بالا (شکل ۷) رخ داده است (Einaudi and Burt, 1982). پیدایش ولاستونیت بیشتر به دماهای ۶۰۰ (در ژرفای کم) تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد (در ژرفای بیشتر) محدود شده و یک دماسنج دگرگونی به‌شمار می‌آید. از آنجایی‌که پیدایش ولاستونیت واکنشی کربن‌زداست؛ در شرایطی که به علت‌های گوناگون (مانند: رقیق‌شدن سیال‌ها با دیگر سازه‌های فرّار و یا خروج CO_2 از لابلای شکاف‌های سنگ) فشار بخشی CO_2 کاهش یابد، ولاستونیت در دماهای کمتر نیز پدید می‌آید. پیدایش ولاستونیت (دمای ۷۰۰-۵۵۰ درجه سانتیگراد)، شرایط پیدایش سنگ را به بخش بالایی رخساره هورنبلند-هورنفلس (و بخش‌های زیرین رخساره پیروکسن-هورنفلس) می‌رساند (Lentz, 1998).



شکل ۷- نمودار T در برابر XCO_2 برای ترکیبات سرشار از آب در P = ۵۰۰ بار در سامانه Ca-Mg-Si-C-O-H (Kerrick, 1974)

در شرایط دمابالای موجود، کلینوپیروکسن (دیوپسید- هدنبرژیت) و گارنت از تاثیر سیال‌های آبگون سرشار از سیلیس و آهن بر سنگ آهک، پدید می‌آیند. همان‌گونه‌که پیشتر گفته شد، پیروکسن و گارنت در تعادل با یکدیگر بوده و فراوانی آنها در بخش‌های گوناگون اسکارن تغییر می‌کند. ترکیب پیکره نفوذی و ویژگی‌های سنگ مادر عوامل اصلی کنترل‌کننده کانی‌شناسی اسکارن (Ray *et al*., 1995; Meinert, 1995) هستند؛ اما تغییر مقدار کلینوپیروکسن به گارنت در منطقه بررسی‌شده را می‌توان به تغییرات شرایط اکسایش- احیایی سیال‌های پدیدآمده از پیکره نفوذی دانست (Meinert, 1997). پیدایش کلینوپیروکسن دیوپسید- هدنبرژیتی و گارنت گروسولار- آندرادیتی در دمای بالاتر از ۴۵۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد. سردشدن نسبی سیال‌ها و بالارفتن بیشتر فوگاسیته اکسیژن، نخست ناپایداری هدنبرژیت و پیدایش گارنت (گروسولار- آندرادیتی) و در پی آن جایگزینی کانه آهن را در پی دارد (شکل ۸). داشتن میانبارهای ریز و تحلیل‌رفته کلینوپیروکسن و گارنت درون مگنتیت و مرز ناپایدار مگنتیت با این دو کانی، درستی این گفته را نشان می‌دهد. داده‌های به‌دست‌آمده از پژوهش‌های Kato (۱۹۹۱) نشان می‌دهند که واکنش تحلیل‌رفتن پیروکسن هدنبرژیتی به‌دست گارنت آندرادیتی، در پایداری مگنتیت و پیدایش سولفیدهای فلزی نقش مهمی دارد. هدنبرژیت و گارنت هر دو در دمای بالا و فوگاسیته پایین CO_2 پایدار هستند. هدنبرژیت در شرایط کمابیش احیایی و آندرادیت در شرایط اکسایش پایدار می‌مانند. در شرایط حد واسط، این دو کانی در یک سنگ با هم پایدار هستند. در شرایط دمای کم و یا فوگاسیته CO_2 بالا، هر دوکانی به مجموعه کلسیت، کوارتز- مگنتیت تبدیل می‌شوند (Burt, 1977).



شکل ۸- روابط فازی T در برابر log fO_2 در XCO_2 برابر با ۰/۱ و P برابر با ۵ کیلوبار در سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi and Burt, 1982)

سردشدن بیشتر سیال‌های آبگون در آغاز گامهٔ دگرنهادی پسرونده، دگرسانی همایندهای اسکارنی بی‌آب آغازین و ته‌نشست مگنتیت رگچه‌ای را آسان می‌کند. در این گامه، کانی‌های اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، مگنتیت، کوارتز و کلریت جانشین کانی‌های گارنت و کلینوپیروکسن می‌شوند (Burt, 1977). این گامه با پیدایش اپیدوت، رخساره آلبیت- اپیدوت- هورنفلس روی می‌دهد.

در هنگام تبلور همایندهای اسکارنی آغازین، فوگاسیته اکسیژن کم است و با پیشرفت تبلور فزونی می‌یابد. ناپایداری پیروکسن‌های هدنبرژیتی و جایگزینی گارنت آندرادیتی گواه این گفته هستند. واکنش ناپایداری کلینوپیروکسن و جانشینی گارنت آندرادیتی فوگاسیته اکسیژن را کاهش می‌دهد؛ زیرا آهن فروی پیروکسن جای خود را به آهن فریک در گارنت می‌دهد. پیدایش گارنت‌های آندرادیتی، شرایط احیایی را پدید آورده است و در این شرایط سولفیدهای فلزی به پایداری رسیده‌اند. در واپسین مرحله دگرنهادی پسین، اپیدوت در فوگاسیته بالای اکسیژن پدید می‌آید.

برپایه تقدم و تاخر زمانی پیدایش کانی‌ها، برای اسکارن‌های جوینان می‌توان کانی‌های همایند (پاراژنتیک) را در جدول ۴ پیشنهاد کرد.

جدول ۴- کانی‌های همایند (پاراژنتیک) در اسکارن جوینان (شمال اصفهان)

در منطقه جوینان، سه رخساره دگرگونی پیروکسن- هورنفلس، هورنبلند- هورنفلس و آلبیت- اپیدوت- هورنفلس دیده می‌شوند.

رخساره پیروکسن- هورنفلس در کنار پیکره نفوذی دیده شده و با تبلور ولاستونیت شناخته می‌شود. برپایه دارابودن ولاستونیت، این رخساره در دمای بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد رخ داده است. مجموعه کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، اکتینولیت و کلسیت را می‌توان پیامد رخساره هورنبلند- هورنفلس دانست. این رخساره در دمای نزدیک به ۴۵۰ درجه سانتیگراد (با توجه به دارابودن پیروکسن) رخ داده است. رخساره آلبیت- اپیدوت- هورنفلس در اسکارن جویان با کانی‌های اپیدوت، کلسیت، کوارتز، کلریت و اکتینولیت شناخته می‌شود.

گامه‌های پیدایش اسکارن را می‌توان به چند بخش رده‌بندی کرد. نخست با نفوذ پیکره گرانیتوییدی درون سنگ میزبان کربناته، در دمای ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد، واکنش‌های کربن‌زدایی روی داده و پس از آن، کانی ولاستونیت پدید آمده است. همزمان با آزادشدن سیال‌های سرشار از سیلیس و آهن از توده نفوذی، نخستین پهنه بی‌آب اسکارنی، در دمای ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد، پدیدار شده است. در اسکارن‌های

کربناته، این کانی‌ها معمولاً گارنت و یا کلینوپیروکسن هستند. معمولاً نهشته‌های فلزی هنگام پیدایش اسکارن و در دمای ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه پدید می‌آیند. در این منطقه، بالارفتن فوگاسیته اکسیژن در سیال‌های گرمابی همزمان با سردشدن نسبی آن، نخست ناپایداری هدنبرژیت را در پی داشته است و پس از آن، کانه آهن را جایگزین کلینوپیروکسن کرده است. سردشدن نسبی سیال‌ها، دگرسانی گرمابی همایندهای اسکارنی نخستین و ته‌نشست مگنتیت رگچه‌ای را آسان کرده است.

نتیجه‌گیری

اسکارن جوینان در پی نفوذ پیکره گرانیتوییدی قهرود درون کربناتهای ناخالص کرتاسه بوجود آمده است. دگرگونی بی‌درنگ پس از جایگیری ماگمای گرانیتوییدی درون سنگ‌های کربناته آغاز شده است. در این هنگام شار دماییِ بالایِ پیکره گرانیتوییدی، دگرگونی ایزوشیمیایی و جایگزینی سنگ‌های آهکی با مرمر را در پی داشته است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که پهنه‌های اسکارنی به شکل زبانه‌هایی در سنگ میزبان مرمری پدید آمده‌اند. ازاین‌رو، می‌توان چنین تصور کرد که نخست، کربنات‌های موجود به مرمر تبدیل شده و سپس، اسکارن‌ها در راستای شکستگی‌ها و نقاط واکنش‌پذیر ساخته شده است. پس از جایگیری کامل پیکره گرانیتوییدی و آغاز انجماد، سیال‌های آبگون ماگما به‌آرامی اشباع شده و به‌صورت یک فاز مستقل از ماگما جدا شده‌اند. ورود این فاز سیال آبگون به درون شکستگی‌های سنگ‌های درونگیر، مقدار فراوانی از عنصرهای Si، Fe و Mg را به درون هاله متاسوماتیک آورده است؛ ازاین‌رو، دگرنهادی پیشرونده مرمر رخ داده و مقدار چشمگیری کانی‌های کالک‌سیلیکاتهٔ بی‌آب (مانند: ولاستونیت، پیروکسن و گارنت) پدید آمده‌اند. در پایان این گامه، واکنش جانشینیِ بخشی تا کاملِ پیروکسن با گارنت آندرادیتی در نقش یک تامپون (بافر) فوگاسیته اکسیژن را کاهش داده است. پیامد این فرایند، پایداری مگنتیت و سولفیدهای فلزی بوده است. در گامهٔ دگرنهادی پسرونده، ورود سیال‌های آبگون با دمای کمتر، رخداد فرایندهای آبگیری و کربن‌گیری را در پی داشته است. در این هنگام، بخشی از کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب با کانی‌های کالک‌سیلیکاته آب دار (مانند: اکتینولیت، کلریت، مگنیت و اپیدوت) جانشین شده‌اند. ازاین‌رو، می‌توان دریافت که در این مرحله، سیال آبگون با فوگاسیته بالای اکسیژن از خاستگاه سلول‌های همرفتی در پیرامون توده نفوذی داغ بوده است؛ زیرا آب‌های جوی درون سنگ‌ها (پیش از دگرگونی همبری) می‌توانند وارد این فرایند شوند.

اسکارن چندزادی (پلی‌ژنتیک) جوینان، یک اسکارن آهن و مس کلسیک است. این اسکارن در ژرفای کم و با سیال‌های آبگون اکسایشی وابسته به پیکره نفوذی پدید آمده و پیدایش آن در گامه‌های گوناگونی رخ داده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه پیام‌نور برای پشتیبانی مادی در راستای انجام این پژوهش سپاس‌گزارند.

منابع

Badr, A. (2012) Petrological and mineralogical studies of skarns in west part of Ghohroud granodiorite. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)

Badr, A., Tabatabai, M. Mackizadeh, M. A., Hashemi, M. and Taghipour, B. (2013) Mineralogical and geochemical studies of intrusive body of Ghohroud. Petrology 4(15): 97-104 (in Persian).

Bashiri, E. (1999) Mineralogical and petrological studies of skarns, marbles and hornfelses in Meymeh to Ghamsar (Urumieh-Dokhtar magmatic belt). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Berman, R. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2. Journal of Petrology 29(2): 445-522.

Burt, D. B. (1977) Mineralogy and petrology of Skarn Deposits. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia 33(2): 859-873.

Ciboanu, C. L. and Cook, N. J. (2004) Skarn texture and a case study: The ocna de Fier- Dognccea ore field, Banat, Romania. Ore Geology Reviews 24: 315-370.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. 7th impression, Longman, London.

Einaudi, M. T. (1982) Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons. In: Advances in geology of porphyry copper deposits, Southwestern North America (Ed. Titley, S. R.) 139-183. University of Arizona Press, Tucson.

Einaudi, T. and D. M. Burt (1982) Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. Economic Geology 77: 745-754.

Emami, M. H. (2001) Magmatic activities in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Ghasemi, A. Tabatabaeimanesh, S. M. and Tabatabaei, S. H. (2014) Petrography, mineral chemistry, thermobarometry and the determination of magmatic series in the Ghohroud intermediate enclaves, South of Kashan. Petrology 20: 127-146.

Grammatikopoulos, T. A. and Clarke, A. H. (2005) Petrogenesis of the Platinova skarn in the Belmont domain (Composite Arc Belt, SE Ontario, Canada). Mineralogy and Petrology 85: 141-161.

Helmi, F. (2008) Skarns and skarn deposits (with special emphasize to Iran skarns). Amir kabir Publication, Tehran (in Persian)

Kato, Y. (1991) Textural and compositional changes of clinopyroxene replaced by garnet in the Mozumi deposit, Kamioka mine, Japan. In: Skarns, their genesis and metallogeny (Ed. Barto Kyriakidis, A.) Theophrastus publications States America, California.

Kerrick, D. M. (1974) Review of Metamorphic mixed volatile (H_2O-CO_2) equilibria. American Mineralogist 59: 729-762.

Kretz, R. (1983) Symboles for rock-forming minerals. American Mineralogists 68: 277-279.

Lentz, D. R. (1998) Mineralized intrusion-related skarn systems, Ottawa. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Canada.

Meinart, L. D. (1992) Skarns and Skarn Deposits. Geoscience Canada 19: 145-162.

Meinert, L. D. (1995) Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits- chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: Magma, Fluid and Ore Deposits (Ed. Thompson, J. F. H.) Short Course Series 23: 400-418. Mineralogical Association of Canada.

Meinert, L. D. (1997) Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. Exploration and Mining Geology 6: 185-208.

Mirlohi, A. S. (2008) Petrology and geotectonic of Early Paleozoic basalts in Jehagh valley (West of Ghohroud -South of Kashan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)

Morimoto, N., and Kitamoura, M. (1983) Q-J diagram for classification of pyroxene. The Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology 78: 141.

Morimoto, N., Fabrise, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxene. Mineralogical Magazine 52: 535-555.

Nourbakhsh, P. (2000) Mineralogical, Petrographical and Petrological studies of East Ghohrud Skarns. MSc thesis, Azad Islamic University North Tehran Branch, Tehran, Iran (in Persian).

Pourhomayoon, P. (2005) Mineralogy and petrology of skarn and marbles of Jehagh- Zanjanbor (South of Kashan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Radfar, J. and Alai Mahabadi, S. (1993) Geological Quadrangle Map of Kashan, 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Ray, G. E., Webster, I. C. L. and Ettlinger, A. D. (1995) The distribution of skarns in British Columbia and chemistry and ages of their related plutonic rocks. Economic Geology 90: 920-937.

Taylor, B. E. and O'Neil, J. R. (1977) Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 63: 1-49.

Tracy, R. J. and Frost, B. R. (1991) Phase equilibria and thermobarometery of calcareous, ultramafic and mafic rocks and iron formation. In: Contact metamorphism (Ed. Kerrick, D. M.) 207-289. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America.

دگرگونه همبری گوناگونی پدید آمده‌اند. گروهی از پژوهشگران (Badr, 2012; Mirlohi, 2008; Pourhomayoon, 2005; Nourbakhsh, 2000; Bashiri, 1999) برخی از این سنگ‌ها را بررسی میدانی کرده‌اند.

هجوم زبانه‌هایی از توده گرانیتوییدی یادشده درون سنگ‌های کربناته کرتاسه جوینان، مرمرزایی و پیدایش اسکارن را در پی داشته است. از دیرباز اسکارن‌ها به‌علت پیدایش کانسارهای اقتصادی عنصرهای ارزشمند (مانند: آهن، مس، سرب و روی، قلع، تنگستن، مولیبدن، طلا، نقره و کانی‌های صنعتی گارنت و ولاستونیت؛ (Meinert، ۱۹۹۲) مورد توجه زمین‌شناسان بوده‌اند.

تنوع کانی‌شناسی سنگ خاستگاه، تفاوت در رفتار سیال‌های آبگون و پیدایش اسکارن در پی گامه‌های گوناگون، ترکیب کانی‌شناسی گوناگون اسکارن‌ها را در پی دارد. اسکارن منطقه جوینان، اسکارنی چندزادی است که در گامه‌های گوناگون اسکارن‌زایی پدید آمده است و دارای کانی‌های ولاستونیت، کلینوپیروکسن، گارنت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز، کلسیت و کانه‌های فلزی (آهن و مس) است. در این نوشتار افزون بر بررسی دقیق کانی‌شناسی سنگ‌های اسکارنی، خاستگاه و سازوکار پیدایش اسکارن در منطقه جوینان بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

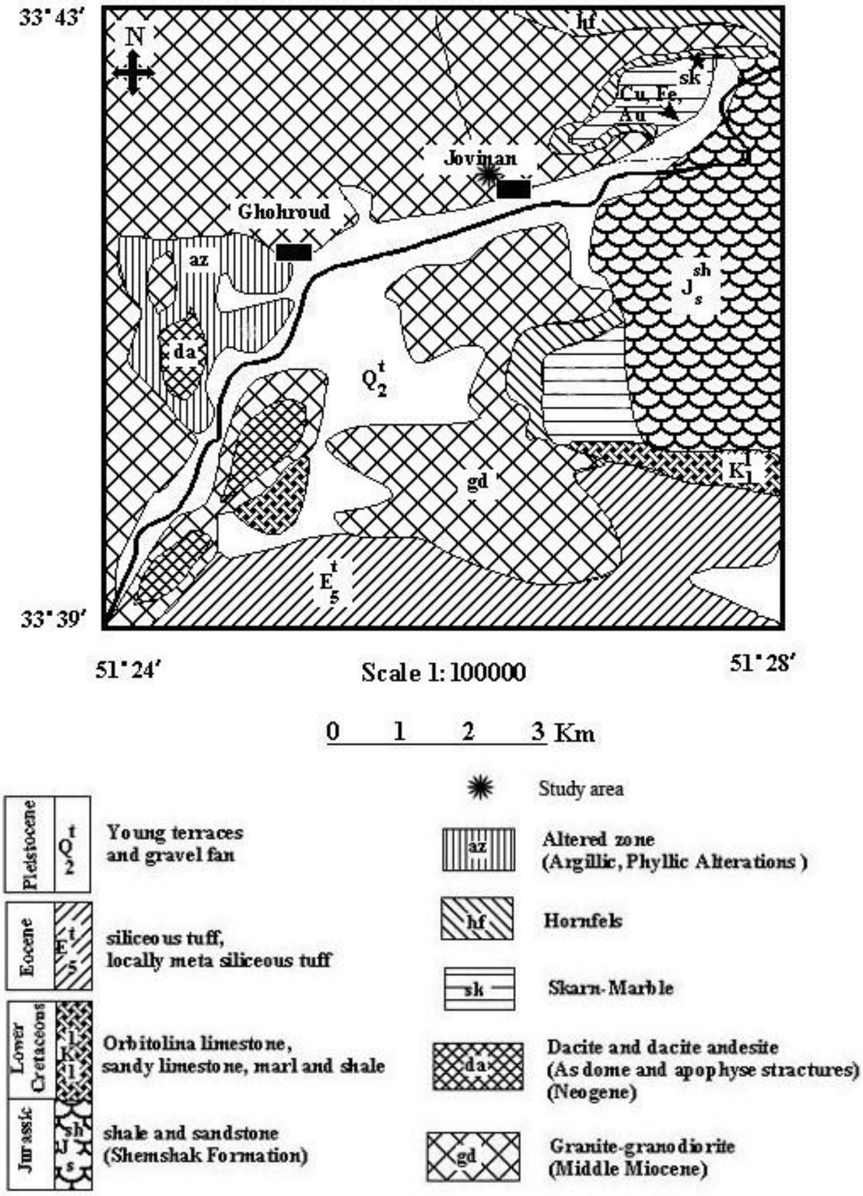
منطقه جوینان در بخش میانی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جای دارد و کهن‌ترین برونزد شناخته‌شده آن، متاولکانیک‌های سیلورین، ماسه‌سنگ‌ها و دولومیت‌های دونین و نهشته‌های کربناته پرمین هستند. این سنگ‌ها در تاقدیس بزرگی به درازای نزدیک به ۱۰ کیلومتر و روند خاوری- باختری رخنمون یافته و بر روی بخش زیرین سازند نایبند، با سنگ‌شناسی شیل و ماسه‌سنگ (تریاس پسین) رانده شده‌اند. شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک (ژوراسیک پیشین) نیز در برخی بخش‌ها در پیرامون نهشته‌های تریاس برونزد دارند. در تاقدیس جوینان، بخش پایانی رسوب‌های مزوزوییک، آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه پیشین هستند.

سری‌های آتشفشانی- رسوبی با رخساره‌های گوناگون سنگ‌شناسی (متاتوف‌های سیلیسی، توف برشی، شیل و آذرآواری) از نهشته‌ها آغاز سنوزوییک هستند و به‌گونه دگرشیب روی نهشته‌های مزوزوییک جای گرفته‌اند.

پیکره گرانیتوییدی قمصر- قهرود به سن میوسن میانی (Emami, 2001)، گسترده‌ترین رخنمون سنگ‌شناسی در این منطقه است. این گرانیتویید با نفوذ درون آهک‌های کرتاسه و سازندهای آورای ژوراسیک، از آنها اسکارن و هورنفلس ساخته است. از دیدگاه ترکیب، این توده به گرانودیوریت- تونالیت نزدیک بوده و سرشت متالومینوس و کالک‌آلکالن (Ghasemi *et al*, 2014; Badr *et al*., 2013) دارد.

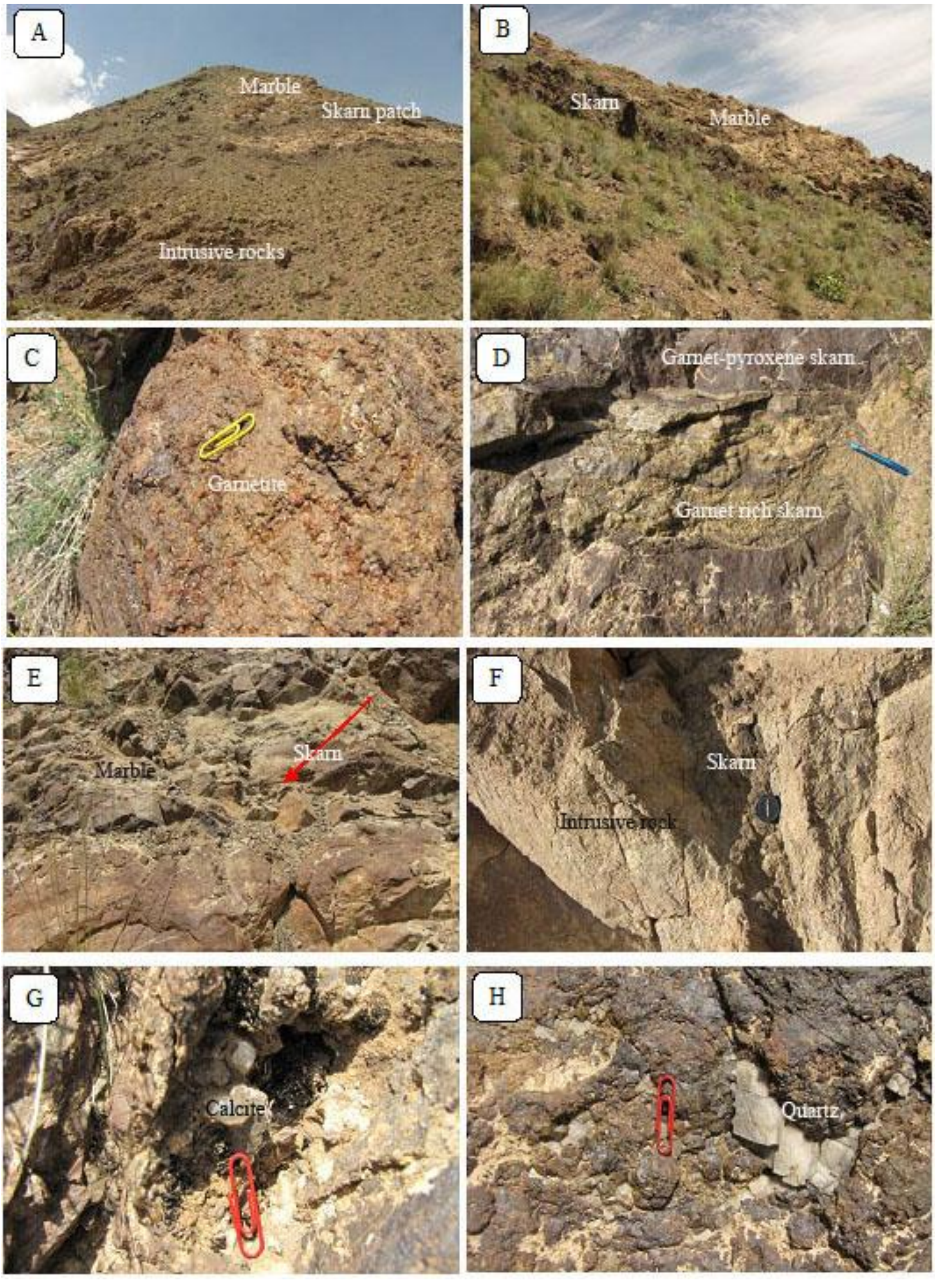
توده‌های گنبدی داسیتی، تکاپوهای ماگمایی پایانی در منطقه هستند و دگرسانی گسترده‌ای را در سنگ‌های پیرامون خود پدید آورده‌اند (شکل ۱).

در شمال جوینان، نفوذ زبانه‌هایی از توده گرانیتوییدی قهرود درون سنگ‌های کربناته لایه‌ای فسیل‌دار کرتاسه پیشین مرمرزایی و پیدایش اسکارن را در پی داشته است.رخداد صحرایی اسکارن جوینان به‌صورت توده‌های پراکنده در تماس مستقیم یا نزدیک به پیکره نفوذی است و کمابیش در همه جا اسکارن‌ها درون مرمرها هستند (شکل ۲- A).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه جوینان (پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، شمال اصفهان) برگرفته از Radfar و Alai Mahabadi (۱۹۹۳) با تغییرات

مرمرها، توده‌های صخره‌سازی به رنگ کرمی- قهوه‌ای هستند. اسکارن‌ها با گسترش بسیار کم (تا یک مترمربع) در کناره‌ها و یا درون مرمرهای توده‌ای و به شکل‌های رگه‌ای، رگچه‌ای، توده‌ای و پینه‌ای (Patchy) رخنمون یافته‌اند (شکل ۲- B). به‌علت سختی بالا، بخش‌های اسکارنی درون مرمرها برجسته هستند. این بخش‌ها به رنگ‌های قهوه‌ای تیره تا شکلاتی، حنایی و حنایی- سبز دیده می‌شوند؛ زیرا دارای بلورهای فراوان گارنت (گارنتیت) هستند (شکل ۲- C). گاه ساختار رسوبی سنگ نخستین (لایه‌بندی) در اسکارن به‌جای مانده است (شکل ۲- D). چگونگی پیدایش اسکارن‌ها نشان‌دهنده این نکته است که پس از رخداد پدیده دگرگونی همبری و پیدایش مرمر، اسکارن‌ها به‌گونهٔ جانشینی (Replacement)، پراکنده یا رگچه‌ای پدید آمده‌اند.



شکل ۲- رخنمون صحرایی اسکارن‌های جوینان (شمال اصفهان): A) وابستگی تنگاتنگ اسکارن و مرمر با توده نفوذی؛ B) رخنمون اسکارن‌های تیره‌رنگ در کنارهٔ مرمرها؛ C) فراوانی گارنت‌های قهوه‌ای‌رنگ و پیدایش گارنتیت؛ D) بازماندهٔ ساختار رسوبی سنگ کربناته پس از اسکارن‌زایی؛ E) رخداد رگچه‌ای اسکارن درون مرمر؛ F) وضعیت متداخل توده نفوذی با مرمر و اسکارن؛ G) قطع‌شدگی همایندهای نخستین با بلورهای کلسیت؛ H) رخداد کوارتزهای خودشکل درشت‌بلور

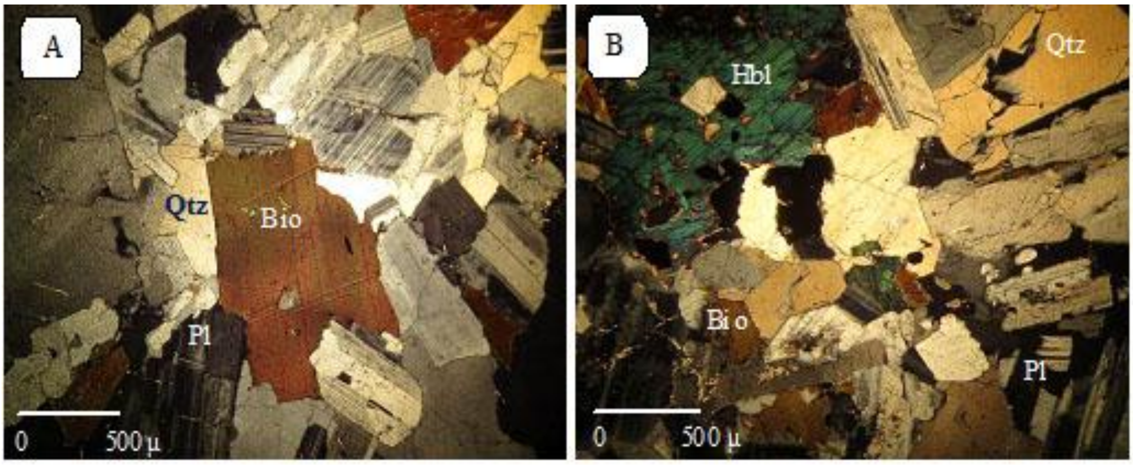
رخداد رگه‌ای تا رگچه‌ای (شکل ۲- E)، نقش پدیده تراوش (Infiltration) در پیدایش اسکارن‌ها را نشان می‌دهد. به‌طورکلی، اسکارن‌های بررسی‌شده دارای ساخت توده‌ای بوده و ساخت نواری آنها، همان چین‌خوردگی جریانیِ سنگ‌آهک نازک‌لایۀ نخستین است. ازاین‌رو، می‌توان گفت فرایند اسکارن‌سازی با چین‌خوردگی سنگ‌های آهکی همخوانی داشته است. این سنگ‌آهک‌ها در بیرون از گسترۀ اسکارن‌سازی (فاصله بیش از ۲۰۰ متری)، چین‌خوردگی جریانی دارند. روشن است که فابریک رسوبی پس از اسکارن‌سازی به‌جای مانده است و به شکل چین‌خوردگی در لایه‌های سرشار از گارنت، خودنمایی می‌کند. فرض بر اینست که سیال‌ها افزون‌بر نفوذ در راستای سطوح لایه‌بندی سنگ‌آهک نازک‌لایه، به‌آسانی گارنت سازی انجام داده‌اند. در واپسین گام‌های اسکارن‌زایی، کانی‌های همایندِ (پاراژنز) نخستین سنگ با رگچه‌های کوارتز و کلسیت خودشکل قطع شده‌اند (شکل‌های ۲- G و ۲- H).

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های دقیق و برداشت‌های صحرایی، برای بررسی‌های کانی‌شناسی، از ۳۵ نمونه سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه، مقطع نازک میکروسکوپی آمده شد. سپس بافت‌ها و کانی‌های آنها با میکروسکوپ پلاریزان دوچشمی المپوس (Olympus، مدل BH-2) شناسایی شدند. پس از بررسی‌های دقیق کانی‌شناسی و گزینش نمونه‌های مناسب، کانی‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی (EPMA)، مدل Cameca Sx-50 در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شدند. تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌ها در شدت جریان ۱۰ nA و ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ Kev انجام شد. در راستای بررسی شیمی کانی‌ها، فرمول کانی‌ها به‌دست آورده شد و نمودارها با نرم‌افزار مین‌پت (Minpet) و صفحه‌های گسترده (Spread sheet) رسم شدند.

کانی‌نگاری و شیمی کانی‌ها

الف) توده نفوذی: پیکره نفوذی پدیدآورندۀ اسکارن‌زایی در منطقه جوینان است و زبانه‌هایی از آن با اسکارن و مرمر به‌صورت متداخل دیده می‌شوند. این توده، بافت گرانولار دانه متوسط تا پورفیروییدی دارد و از کانی‌های پلاژیوکلاز (۲۵- ۴۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰- ۲۰ درصد حجمی)، هورنبلند (۵- ۱۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲۰- ۳۵ درصد حجمی) و مقدار کمی آلکالی‌فلدسپار (بیشتر ارتوکلاز با فراوانی مودال ۲۵- ۳۵ درصد حجمی) ساخته شده است (شکل ۳- A). بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سینتتیک و سالم هستند و گاه در مرکز، به کانی‌های کلسیت، آلبیت، اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت به شکل بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود و میانبارهایی از کانی‌های دیگر را در بردارد. فراگرفته‌شدن بلورهای پلاژیوکلاز با هورنبلند، بافت پویی‌کلیتیک را در سنگ پدید آورده است (شکل ۳- B). بلورهای کوارتز بیشتر به‌صورت بلورهای روزنه‌ای (interstitial) دیده می‌شوند. کوارتزها در گام‌های پایانی سردشدن ماگما، فضای تهیِ میان کانی‌های دیگر را پر کرده‌اند. اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی این توده هستند. گاه بازمانده‌هایی از کلینوپیروکسن نیز در سنگ دیده می‌شود که در حال جایگزین‌شدن با هورنبلند و بیوتیت است. برپایه ویژگی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های سازندۀ پیکره آذرین این منطقه، گرانودیوریت هستند. برپایه پژوهش‌های Badr و همکاران (۲۰۱۳)، این توده از گرانودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت بوده و ماگمای سازنده آن دارای سرشت متاآلومینوس و از سری کالک‌آلکالن است.



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از توده نفوذی گرانودیوریتی جوینان (شمال اصفهان) با میدان دید ۳ میلیمتر: A) بافت گرانولار توده نفوذی (تصویر XPL)؛ B) تجزیه پلاژیوکلازها در بخش مرکزی (تصویر XPL). نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است.

ب) اسکارن: در مقطع‌های میکروسکوپیِ اسکارن جوینان، مجموعه کانیایی ولاستونیت + پیروکسن (دیوپسید-هدنبرژیتی) + گارنت گراندیتی + اکتینولیت + اپیدوت + کلریت + کلسیت + مگنتیت و کوارتز دیده می‌شود. برپایه رده‌بندی از دیدگاه مقدار کلسیم و منیزیم، دارابودن کانی‌های یادشده نشان‌دهنده این‌ است که اسکارن جوینان از اسکارن‌های کلسیک است؛ هرچند پیروکسن‌های غنی از منیزیم (جدول ۱) و مقدار اندک تالک (که پیامد واپاشی پیروکسن است)، نشان‌دهنده گذر اسکارن از کلسیک به منیزین است.

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی کلینوپیروکسن در اسکارن جوینان (شمال اصفهان) و فرمول ساختاری به‌دست آمده برای آنها برپایه ۶ اتم اکسیژن (N.d: مقدارهای کمتر از آستانهٔ آشکارسازی در روش تجزیه ریزکاو الکترونی)

Sample No.	1-1	2-1	3-1	9-1	10-1	11-1	Cp-1	Cp-2	Cp-3	Cp-4	Cp-5	Cp-6	Cp-7	Cp-8	Cp-9
SiO_2	52.48	54.09	55.35	54.19	55.34	54.26	53.05	52.04	52.09	51.92	51.77	51.84	53.53	52.41	52.06
TiO_2	1.04	0.12	0.02	0.04	0.05	0.24	N.d	0.01	N.d	0.10	0.13	0.12	N.d	N.d	N.d
Al_2O_3	3.87	2.23	0.64	2.43	2.20	1.89	0.05	0.06	0.08	2.25	1.90	1.71	0.01	0.04	0.07
FeO^t	2.78	2.12	2.71	1.38	1.37	4.54	9.14	15.23	17.03	11.44	12.86	12.17	9.82	10.70	16.19
MgO	16.00	16.90	16.59	17.49	16.24	14.61	9.53	5.69	5.28	9.39	8.40	8.28	9.55	4.64	5.07
MnO	0.16	0.16	0.29	0.10	0.11	0.32	4.02	4.76	3.91	2.66	2.60	2.64	4.71	10.81	4.37
CaO	24.63	25.15	25.01	25.11	25.34	24.54	23.13	22.49	22.39	22.76	22.58	22.80	23.10	22.26	22.09
Na_2O	N.d	0.01	0.07	0.06	N.d	0.01	1.41	0.09	0.09	0.23	0.19	1.26	N.d	N.d	0.48
Total	100.90	100.80	100.70	100.80	100.70	100.80	100.30	100.40	100.90	100.80	100.40	100.80	100.80	100.90	100.30
Si	1.90	1.95	2.01	1.95	2.00	2.00	2.00	2.05	2.05	1.97	2.00	1.96	2.04	2.07	2.05
Ti	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.17	0.10	0.03	0.10	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00	0.10	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00
Fe	0.08	0.06	0.08	0.03	0.04	0.14	0.20	0.50	0.56	0.36	0.41	0.30	0.31	0.35	0.53
Mg	0.86	0.91	0.90	0.94	0.88	0.80	0.54	0.33	0.31	0.53	0.48	0.47	0.54	0.27	0.30
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.13	0.16	0.13	0.09	0.09	0.09	0.15	0.36	0.15
Ca	0.96	0.97	0.97	0.97	0.98	0.97	0.94	0.95	0.94	0.93	0.93	0.93	0.95	0.94	0.93
Na	N.d	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.01	0.01	0.02	0.01	0.09	0.00	0.00	0.04
Wollastonite (mole %)	51.46	51.38	51.38	50.57	50.04	51.71	49.53	48.83	48.55	48.70	48.57	49.66	48.35	48.80	49.49
Enstatite (mole %)	45.82	48.62	48.62	47.85	46.34	41.51	28.39	17.19	15.93	27.88	25.12	25.09	27.83	14.15	14.46
Ferrosillite (mole %)	2.72	0.00	0.00	1.58	1.62	6.78	22.08	33.98	35.52	23.54	26.08	25.23	23.84	37.04	30.05

پتـــــرولوژی، سال هشتم، شماره بیست و نهم، بهار ۱۳۹۶، صفحه ۸۹-۱۰۸
تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۶

به‌علت گستردگی اندک، اسکارن‌های بررسی‌شده پهنه‌بندی رایج در اسکارن‌ها را ندارند و به‌صورت توده‌ای دیده می‌شوند. ویژگی‌های کانی‌شناسی اسکارن یادشده در ادامه آورده شده است:

ولاستونیت: رخداد کانی ولاستونیت که در مقاطع میکروسکوپی با اسفن همزیست است در بخش همبری پیکره نفوذی روی داده است. ولاستونیت به‌صورت کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با برجستگی کمابیش قوی، بیرفرنژانس کم و خاموشی مستقیم دیده می‌شود (شکل ۴- A). این کانی از متاسوماتیسم سیلیسی سنگ مرمرهای میزبان و در نتیجه تراوش سیال‌های آبگون با XCO_2 کم، پدید می‌آید (Grammatikopoulos and Calrke, 2005):

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightarrow CaSiO_3 + CO_2$$

دارابودن بافت گرانوبلاستیک و بافت پلی‌گونالِ ولاستونیت- کلینوپیروکسن نشان‌دهنده تعادل بافتی ولاستونیت- پیروکسن است.

پیروکسن: بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار پیروکسن با بافت گرانوبلاستیک بیشتر در همراهی با گارنت دیده می‌شوند (شکل ۴- B). کلینوپیروکسن پیامد سیال‌های آبگون سرشاز از FeO، CaO و SiO_2 بر سنگ آهک میزبان است. ویژگی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که کلینوپیروکسن با آمفیبول مرز تعادلی ندارد و به آن واپاشی می‌کند. افزون‌بر این واپاشی، کلینوپیروکسن با ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز و کلسیت جایگزین می‌شود (شکل ۴- C) . این واکنش با افزایش آب و CO_2 محیط پیشرفت می‌کند و گونه‌ای از واکنش‌های کربناته‌شدن است. رویداد این واکنش در دمای کمابیش کم شدنی است. نشانه‌هایی از جانشینی کلینوپیروکسن با مجموعه کانی‌های تالک، کلسیت و کوارتز در سنگ دیده می‌شود. بازماندۀ (relict) پیروکسن در کانی تالک، نشان‌دهنده این واکنش است (شکل ۴- D).

گارنت: گارنت شناخته‌شده‌ترین کانی اسکارن است و در بیشتر اسکارن‌ها بخش بزرگی از سنگ را می‌سازد. بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار گارنت با بافت پورفیروبلاستیک تا پویی‌کیلوبلاستیک و به‌صورت همسانگرد (با ناهمسانگردی ضعیف در کناره‌ها) و ناهمسانگرد با ماکل قطاعی و منطقه‌بندی نوسانی (شکل‌های ۴- E و ۴- F) دیده می‌شود. منطقه‌بندی نوسانی گارنت می‌تواند نشان‌دهنده نبود تعادل و تغییرات ترکیب سیال آبگون هنگام رشد کانی باشد (Ciboanu and Cook, 2004). ترکیب گارنت به ترکیب سنگ میزبان و سیال آبگون بستگی دارد.

انواع گارنت‌های همسانگرد (آندرادیت) و ناهمسانگرد (گروسولار-آندرادیت) در پی نفوذ سیال ماگمایی آهن و سیلیس‌دار درون سنگ میزبان کربناته (Deer *et al.*,

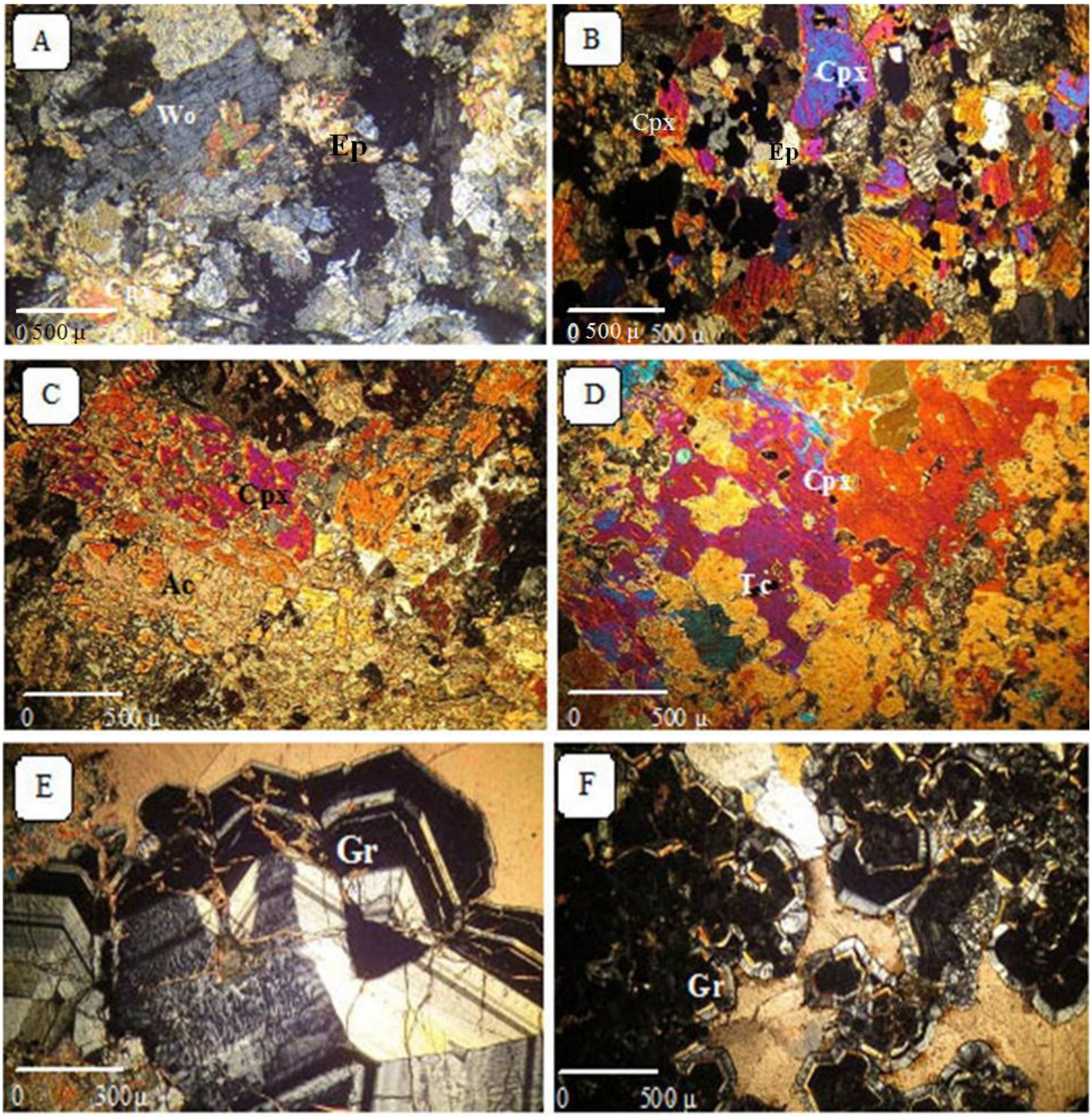
* sh_sherafat@pnu.ac.ir

1991) و با واکنش زیر پدید می‌آیند:

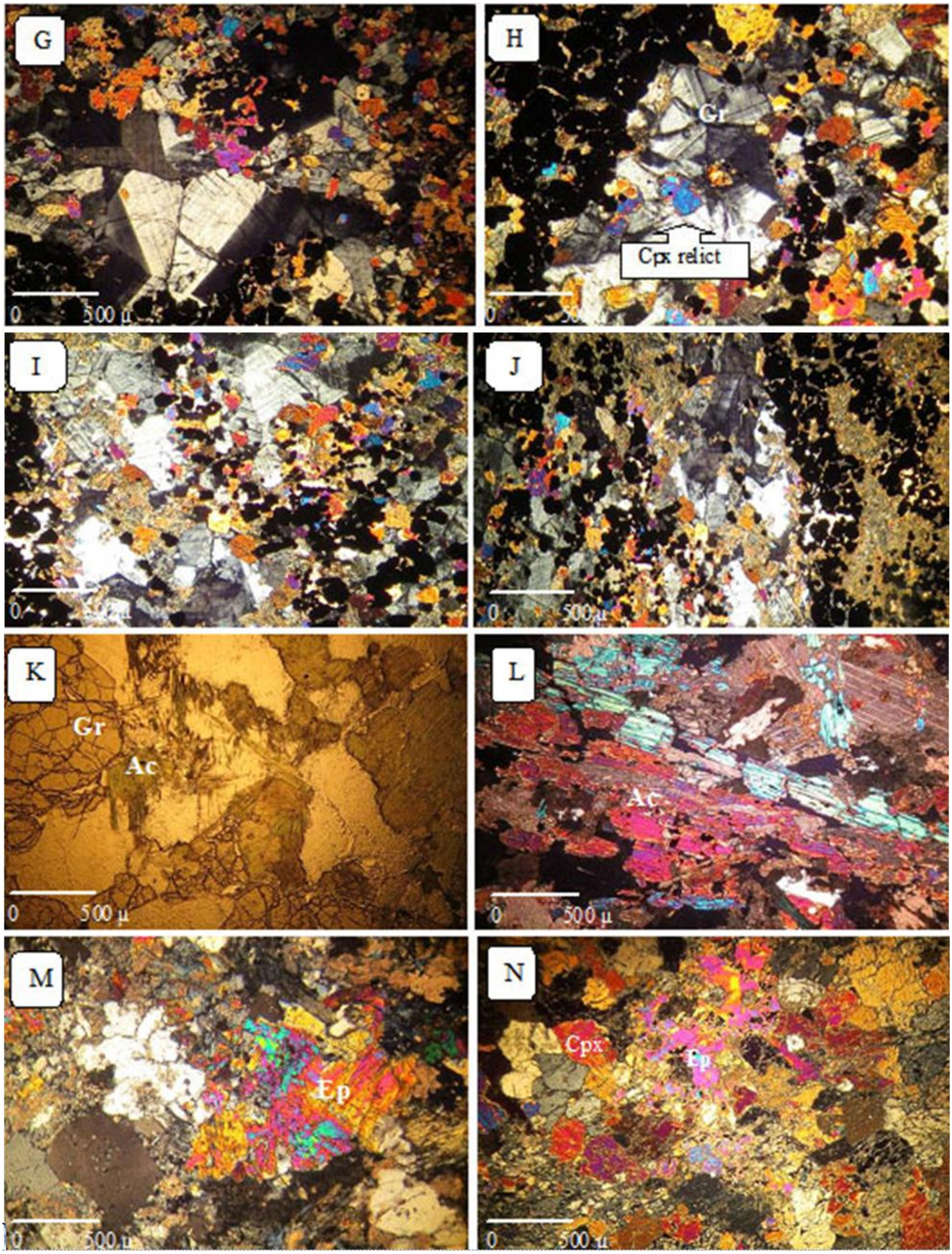
$$3CaCO_3+(Al,Fe)_2O_{3(aq)}+3SiO_2 \rightarrow$$
$Ca_3(Fe,Al)_2Si_3O_{12}$ (گروسولار-آندرادیت) $+3CO_2$

افـزوده‌شـدن آهـن فریـک بـه محـیط و بـالارفتن مولفــه آنــدرادیتی گارنــت، پیامــد ویژگــی اکســیدان سـیال‌هـای آبگـون اسـت. چـه‌بسـا ایـن رخـداد پیامـد افزوده‌شدن آب‌هـای جـوی یـا برداشـته‌شـدن ناگهـانی فشـــار از روی ســـیال‌هـــا (در پـــی پدیـــده‌هـــای زمــین‌ســاختی) باشــد. اگــر هنگــام واکــنش یادشــده، FeO نیــز افــزوده شــود، آنگــاه افــزون‌بــر آنــدرادیت، هــدنبرژیت و در صــورت کمبــود ســیلیس، مگنتیــت نیز پدید می‌آیند (Deer *et al*., 1991):

$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ (آندرادیت) $+ CaFeSi_2O_6$ (هـدنبرژیت) $+ Fe_3O_4$ (مگنتیت) $+ 4CO_2 \rightarrow 4CaCO_3 + 2Fe_2O_3 + 2FeO + 5SiO_2$



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از اسکارن جوینان (شمال اصفهان) با میدان دید ۳ میلیمتر (مگر شکل E که میدان دید ۱/۸ میلیمتر دارد): A) ولاستونیت در همراهی با اسفن (تصویر XPL)؛ B) کلینوپیروکسن با بافت گرانوبلاستیک (تصویر XPL)؛ C) واپاشی کلینوپیروکسن به آمفیبول (تصویر XPL)؛ D) واپاشی کلینوپیروکسن به تالک (تصویر XPL)؛ E) گارنت‌های ان‌ایزوتروپ با ماکل قطاعی (تصویر XPL)؛ F) رخداد گارنت‌های ایزوتروپ در اسکارن‌ها (تصویر XPL)؛ G) بازمانده پیروکسن درون گارنت‌های ان‌ایزوتروپ (تصویر XPL)؛ H) کانی‌های همایندِ آندرادیت، هدنبرژیت و مگنتیت (تصویر XPL)؛ I) رخداد رگچه‌ای مگنتیت در اسکارن (تصویر XPL)؛ J) جانشینی پیروکسن و گارنت با مگنتیت (تصویر XPL)؛ K) رشد سوزنک‌های اکتینولیت در کنارهٔ گارنت (تصویر PPL؛ I) رخداد اکتینولیت‌های مستقل در سنگ (تصویر XPL)؛ M) اپیدوت‌زایی گسترده در سنگ (تصویر XPL)؛ N) پیدایش اپیدوت در ازای کلینوپیروکسن (تصویر XPL) (نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده‌اند)


G
0 500 µ
H
Gr
Cpx relict
I
J
0 500 µ
K
Gr
Ac
0 500 µ
L
Ac
0 500 µ
M
Ep
0 500 µ
N
Cpx
Ep
0 500 µ

شکل ۴- ادامه.

واکـنشِ یادشـده، کـانی‌هـای همایـنـد (پـاراژنز) شناخته‌شدهٔ آنـدرادیت- هـدنبرژیت- مگنتیـت را پدیـد مـی‌آورد (شـکل ۴- G). افـزون‌بـر پیـدایش مسـتقل در زمینه کلسیتی، گارنت به‌ازای کلینوپیروکسن نیـز پدیـد آمده است. گواه این نکته، بازمانده‌هـای کلینوپیروکسـن درون گارنت هستند که می‌توانند نشان‌دهنـدهٔ پیـدایش گارنـت بـه‌جـای کلینوپیروکسـن، در فوگاسـیته بـالای اکسیژن، باشند (شکل ۴- H). از دیـدگاه سـنگ‌نگـاری، بازمانده‌های کلینوپیروکسن میانبار نامیده می‌شوند. ایـن میانبارهـا در انـدازه‌هـای گونـاگون دیـده مـی‌شـوند و کناره‌های خورده‌شده (resorbed margins) و کنگـره‌ای دارند. افزون‌بر این، ویژگی‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنـده مرز تدریجی میان پیروکسن‌هایِ درشتِ تحلیل‌رفتـه بـا گارنت هستند. در متن‌هـای علمـی دربـاره اسـکارن‌هـا، پدیده جانشینی پیروکسن بـا گارنـت واکنشـی شـناخته شده است. واکنش جانشینی کلینوپیروکسن هـدنبرژیتی با آندرادیت خالص (Tracy and Frost, 1991) به‌صورت زیر است:

$2CaFeSi_2O_6$ (هـدنبرژیت) $+CaCO_3 + 1/2O_2 \rightarrow Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ (آندرادیت) $+ SiO_2 + CO_2$

در برخـی نمونـه‌هـا، گارنـت و کلینوپیروکسـن به‌صـورت همزیسـت یافـت مـی‌شـوند. در ایـن صـورت گارنـت در زمینـه بـا پیروکسـن مـرز مشـترک و کـاملا پایـدار دارد. بررسـی‌هـای میکروسـکوپی نشـان مـی‌دهنـد گارنـت در گامـهٔ دگرنهـادیِ پسـرونده بـا مجموعـه کلریـت، اکتینولیـت، کـوارتز، مگنتیـت و کلسیت جایگزین شده است.

اسـفن: بلورهـای خودشـکل تـا نیمـه‌شـکل‌دار ایـن کانی بـا برجسـتگی بـالا و بـه‌همـراه ولاسـتونیت دیـده می‌شوند.

کانـه آهـن: کانـه آهـن بیشـتر از گـروه مگنتیـت خودشـکل تـا نیمـه‌شـکل‌دار بـوده و گـاه جانشـین کلینوپیروکسن شده اسـت و یـا بـه‌صـورت رگچـه‌ای در سنگ دیده می‌شود (شـکل ۴- I). مگنتیـت در اسـکارن بررسی‌شده با مقداری هماتیت و کربنات‌های آب‌دار مس همراه است. ویژگی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهنـد کـه کانه آهن با بافـت روزنـه‌ای (interstitial) فضـای تهـی میان بلورهای پیروکسن را پر کرده است. افزون‌بـر ایـن، گاه میان کانه آهن (مگنتیت) و پیروکسن، مرز تـدریجی واکنشیِ آشکاری دیده می‌شود. ازاین‌رو، می‌تـوان گفـت مگنتیـت بـا پیروکسـن و گارنـت در تعـادل نبـوده و در گامـه‌هـای میـانی اسـکارن‌زایـی، جانشـین بخشـی از کانی‌های پیروکسن و گارنت شـده اسـت (شـکل ۴- J). فرایند پیدایش مگنتیت با فروپاشی کلینوپیروکسن آغـاز شـده و واکـنش تحلیـل‌رفـتن پیروکسـنِ هـدنبرژیتی بـه‌دسـتِ گارنـتِ آنـدرادیتی نقـش مهمـی در پایـداری مگنتیـت و سـولفیدهای فلـزی در گامـه‌هـای پسـین کانی‌سازی داشته است. واکنش تشکیل مگنتیت به خرج هدنبرژیت را می‌توان به‌صورت زیر نوشت:

$9CaFeSi_2O_6$ (هدنبرژیت) $+ 2O_2 \rightarrow Fe_3O_4$ (مگنتیت) $+ 9SiO_2 + 3\ Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ (آندرادیت)

مجموعـه کـانی‌شناسـی مگنتیـت، کـوارتز و کلسیت نیز در پی ناپایـداری گارنـت و بـا واکـنش زیـر ساخته می‌شود (Einaudi, 1982):

$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ (آنـدرادیت) $+ 3HCO_3 + 15H^+ \rightarrow 3CaCO_3 + 9SiO_2 + 2Fe_3O_4 + 6Ca^{2+} + 9H_2O + 0.5O_2$

پیـدایش مگنتیـت در گامـهٔ دگرنهـادی پسـین و همزمـان بـا تخریـب کـانی‌هـای همایـند نخسـتین بـه اوج مـی‌رسـد. مگنتیـت‌هـای رگچـه‌ای در ایـن گامـه ساخته می‌شوند.

اکتینولیت: در اسکارن، بلورهای سـوزنی‌شـکل ایـن کانی بـا کشـیدگی آشـکار و بافـت نیمـه‌شـعاعی دیـده می‌شوند. بخشـی از ایـن کـانی‌هـا بـه‌گونـهٔ مسـتقیم از واکـنش‌هـای دگرنهـادی و بخشـی دیگـر از بـرهمکنش

سـیال‌هـای آبگـون بـر کلینوپیروکسـن و گارنـت پدیـد آمده‌اند (شکل‌هـای ۴- K و ۴- L). مـرز ناپایـدار میـان گارنـت و اکتینولیـت و رشـد سـوزنک‌هـای ترمولیـت- اکتینولیت روی گارنت نشان‌دهنده پیدایش این کانی در ازای گارنت هسـتند. واکـنش احتمـالی ایـن جانشـینی می‌تواند به‌صورت زیر باشد:

$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ (آندرادیت) + $5FeO$ + H_2O + $5SiO_2$ + $CO_2 \rightarrow Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$ (ترمولیـت-اکتینولیـت) + $3Fe_2O_3$ + $CaCO_3$

بخشـی از بلورهـای ترمولیـت- اکتینولیـت پیامـد واپاشـی کلینوپیروکسـن هسـتند. در ایـن صـورت، ترمولیت- اکتینولیت سوزنی‌شکل با حاشـیه ناپایـدار در کنـار کلینوپیروکسـن بـوده و از اورالیتـی‌شـدن کلینوپیروکسـن پدیـد آمـده اسـت. واکـنش سـازنده ترمولیت- اکتینولیـت بـه‌جـای کلینوپیروکسـن در زیـر آورده شده است (Deer *et al*., 1991):

$5Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$ (دیوپسید-هدنبرژیت) + $3CO_2$ + $H_2O \rightarrow Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$ (ترمولیت-اکتینولیت) + $3CaCO_3$ + $2SiO_2$

اپیدوت: از متداول‌ترین کانی‌های اسکارن است و در پی افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن و یا در حضور آب و به دو شکلِ مستقل و جانشینی پدید می‌آیـد (شـکل ۴- M). برای پیدایش اپیدوت‌های مستقل، سیال‌های آبگون باید سرشار از H_2O و CO_2 باشند. در اسکارن، بخشـی از اپیـدوت‌هـا مـی‌تواننـد پیامـد ناپایـداری گارنـت باشـند (Berman *et al*., 1988). یافتـه‌هـای میکروسـکوپی، جانشـینی تـدریجی و بخشـی گارنـت‌هـا بـا اپیـدوت را به‌خوبی نشان می‌دهنـد. در بخـش‌هـایی از سـنگ و در فوگاسیته بالای اکسـیژن، اپیـدوت مـی‌توانـد جـایگزین کلینوپیروکسن شود (شکل ۴- N).

کلریـت: از کـانی‌هـای دیگـر اسـکارن کلریـت را می‌توان نام برد. ایـن کـانی بـه شـکل‌هـای گونـاگون، از جانشـینی تـا پرکننـدگی فضـاهای تهـی، در سـنگ دیده می‌شـود. کلریـت همـراه بـا کلسـیت و کـوارتز در واپسـین گامـه‌هـای اسـکارن‌زایـی و از دگرسـانی اپیدوت و اکتینولیت پدید می‌آید.

کلسـیت: کلسـیت از کـانی‌هـایی اسـت کـه در بیشـتر همایـندهای اسـکارنی دیـده مـی‌شـود. ایـن کانی بـا بیشـتر کـانی‌هـای اسکارنی در تعـادل بـوده و گاه جانشین بخشی از کانی‌های اسکارنی می‌شود.

کـوارتز: کـانی کـوارتز نیـز بـه شـکل کـانی‌هـای شـکل‌دار تـا نیمـه‌شـکل‌دار در انـدازه‌هـای درشـت تـا کمابیش ریز در اسکارن جوینان دیده می‌شود.

در محدوده بررسـی‌شـده، گسـترش مرمرهـا بسـیار بیشتر از اسکارن است؛ به‌گونه‌ای‌که توده‌های سفید مایل به کرمی‌رنگِ مرمر از دور دیده می‌شـوند. مرمرهـا دارای بافت گرانوبلاسـتیک و پورفیروبلاسـتیک بـوده و عمومـاً دارای بلورهای کلسیت پلی‌گونال با ماکـل‌هـای تکـراری هستند. کوارتز و پیروکسن‌های ریزدانه بی‌شکل از دیگـر کانی‌های مرمرهـا هسـتند. گـاه بلورهـای سـوزنی‌شـکل ترمولیت- اکتینولیت و تجمـع‌هـای کـانی کلریـت (کـه چه‌بسا سودومورف گارنت باشند) نیـز در مرمرهـا دیـده می‌شوند.

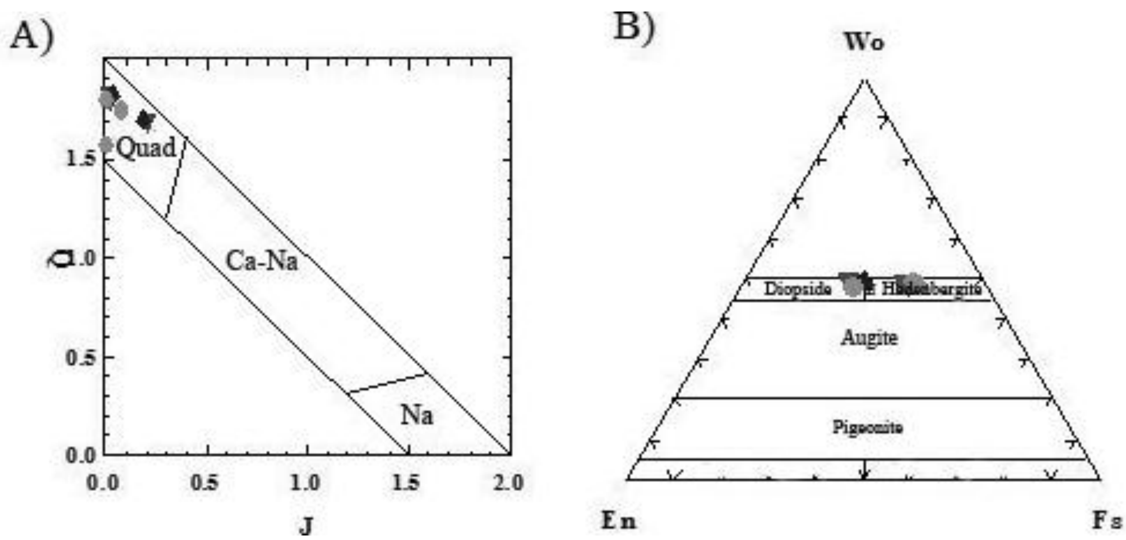
شیمی کانی‌ها

ولاسـتونیت: در جـدول ۲، تجزیـه ریزپردازشـی ۴ نمونه ولاسـتونیت اسـکارن جوینـان آورده شـده اسـت. داده‌ها نشان می‌دهند که میـزان CaO ولاسـتونیت بـالا بـوده و عنصـرهای Fe و Mn بـه مقـدار بسـیار کمـی جانشین کلسیم شده‌اند. میـانگین $FeO_{(Total)}$ نزدیـک‌بـه ۰/۰۳ درصد وزنی و MnO نزدیک‌به ۰/۰۲ درصـد وزنـی اسـت و دارابـودن ولاسـتونیت بـا خلـوص بـالا را نشـان می‌دهد (شکل‌هـای ۵- A و ۵- B). برپایـه تجزیـه‌هـای انجام‌شده، فرمول ولاستونیت بـرای نمونـه‌هـای S1-7 و S1-8 بـه‌ترتیـب $Ca_{1.949}Fe_{0.001}Si_{2.04}Al_{0.001}O_6$ و $Ca_{1.968}Fe_{0.0009}Mn_{0.0009}Si_{2.029}Al_{0.0004}O_6$ است.

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی بلورهای ولاستونیت در اسکارن جوینان (شمال اصفهان)

Sample No.	S1-7	S1-8	S1-17	S1-18
SiO_2	53.07	52.38	52.83	52.92
Al_2O_3	0.06	0.03	0.04	0.05
FeO(t)	0.04	0.03	0.04	0.02
MgO	0	0	0	0
CaO	47.19	47.44	46.05	46.35
Na_2O	0.04	0	0.04	0.02
MnO	0	0.03	0.02	0.02
TiO_2	0	0	0	0
P_2O_5	0	0	0	0
Total	100.61	99.94	99.05	99.43

کلینوپیروکسن: برپایه داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی، پیروکسن‌های بررسی‌شده در بخش QUAD و گستره دیوپسید- هدنبرژیت جای می‌گیرند (شکل ۵). معمولاً با افزایش Al_2O_3 در ساختار کلینوپیروکسن‌ها، میزان TiO_2 آنها افزایش می‌یابد. برخی از این پیروکسن‌ها در میزان MnO افزایش نشان می‌دهند. این افزایش با کاهش آشکارای مقدار MgO و Al_2O_3 همراه است (جدول ۱). در بیشتر بلورهای کلینوپیروکسن، مقدار هدنبرژیت در حاشیه بیشتر از بخش مرکزی است (شکل‌های ۶- D و ۶- C) و می‌توان آن را پیامد غنی‌شدگی آهن در سیال‌های آبگون دانست.



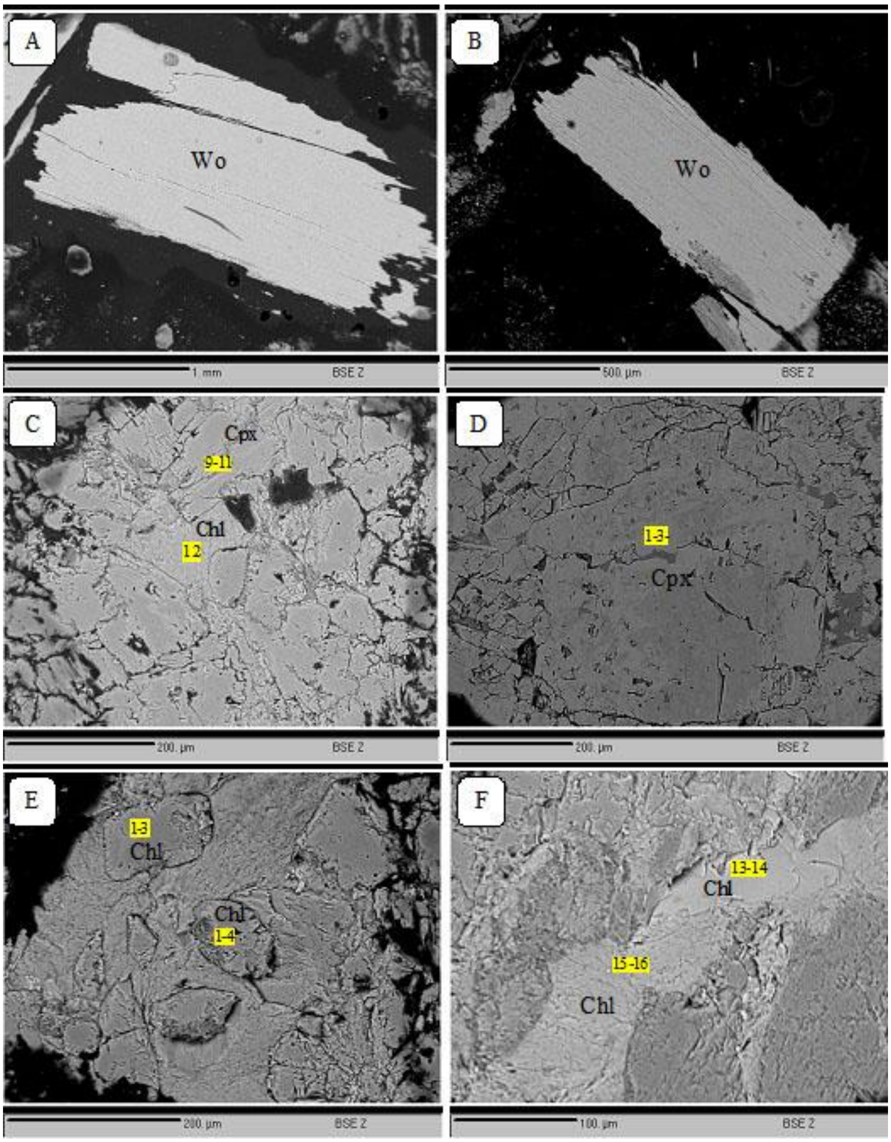
شکل ۵- جایگاه پیروکسن‌ها در اسکارن جوینان (شمال اصفهان) در:A) نمودار زده‌بندی Morimotto و همکاران (۱۹۸۸)؛ B) نمودار Morimotto و Kitamora (۱۹۸۳) (Na= Na pyroxene; Na-Ca= Na-Ca pyroxene; Quad=Ca-Mg-Fe pyroxene; Q=Ca + Mg + Fe^{2+}; J=2Na)

کلریت: این کانی آبدار به‌صورت روزنه‌ای (شکل‌های ۶- E و ۶- F)، فضای تهی میان کانی‌های دیگر را پر کرده است. آن‌گونه‌که از داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برداشت می‌شود (جدول ۳)، کلریت‌ها در اسکارن از دسته دیابانتیت و پیکنوکلریت هستند. برپایه داده‌های تجزیه انجام‌شده، فرمول ساختاری نمونه کلریت شماره 12-1 به‌صورت $Mg_{3.64}Al_{1.87}Fe_{6.45}Si_{5.71}Al_{2.59}O_{20}(OH)_{16}$ است.

بحث

پیدایش پهنه اسکارن در کنارۀ توده نفوذی (بدون تداخل یا آمیختگی) و با کانی‌های ویژۀ

اسکارن کلسیک (سیلیکات‌های سرشار از کلسیم و آهن؛ مانند: آندرادیت، هدنبرژیت و ولاستونیت) و مقدارهای بسیار کم تالک، نشان می‌دهد این اسکارن از اگزواسکارن‌های کلسیمی مایل به منیزین بوده (Helmi, 2008) و در چند گامه مستقل پدید آمده است. در این اسکارن پهنه‌بندی روشنی دیده نمی‌شود و کانی‌ها در دو گامۀ اصلی دگرگونی و دگرنهادی (پیشرونده و پسرونده) پدید آمده‌اند. نخست مرمر در پی دگرگونی ایزوشیمیاییِ سنگ آهک ناخالص پدید آمده است. سپس، سیال‌های آبگون آزادشده از پیکره نفوذی از راه نقاط ضعف و شکستگی‌های سنگ، با مرمر واکنش داده‌اند و همایندهای کانیایی اسکارن را پدید آورده‌اند. ازاین‌رو، اسکارن جوینان ستبرای چندانی ندارد و به شکل‌های جانشینی، پراکنده و رگه‌ای دیده می‌شود.



شکل ۶ - تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) از کانی‌های اسکارن جوینان (شمال اصفهان): A، B) ولاستونیت؛ C، D) کلینوپیروکسن؛ C، E، F) کلریت (نماد کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است)

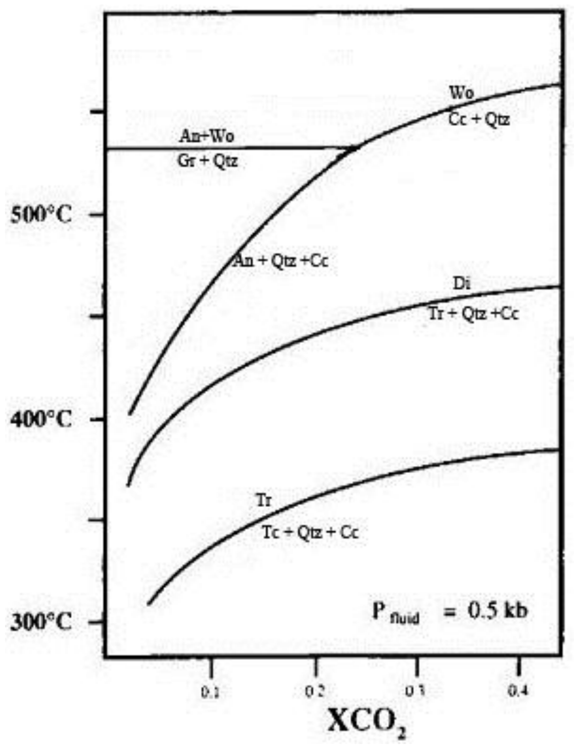
جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای ۴ نمونه کلریت در اسکارن جوینان (شمال اصفهان) و فرمول ساختاری به‌دست آمده برپایه ۲۸ اتم اکسیژن (N.d: مقدارهای کمتر از آستانهٔ آشکارسازی در روش تجزیه ریزکاو الکترونی)

Sample No.	4-1	12-1	13-1	14-1	15-1	16-1
SiO_2	28.18	30.00	29.94	28.56	29.97	29.47
Al_2O_3	19.34	18.42	17.77	17.62	19.36	17.79
TiO_2	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	N.d
$FeO^{(t)}$	24.38	27.51	26.20	26.67	27.59	28.29
MgO	13.21	12.83	9.84	10.73	10.89	12.02
MnO	2.83	1.39	1.12	0.94	1.03	1.07
CaO	0.16	0.13	0.08	0.07	0.09	0.06
Na_2O	N.d	N.d	N.d	0.02	N.d	N.d
Total	88.21	90.64	85.23	84.96	88.97	88.76
Si	5.29	5.71	5.94	5.71	5.76	5.72
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al^{IV}	2.11	1.87	1.58	1.78	1.82	1.83
Al^{VI}	2.68	2.59	2.96	2.77	2.92	2.57
Fe	6.80	6.45	6.69	6.94	6.55	6.77
Mg	3.69	3.64	2.91	3.20	3.12	3.48
Mn	0.45	0.22	0.19	0.16	0.17	0.17
Ca	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00

تبلور کانی‌های اسکارن با ولاستونیت آغاز شده و با پیروکسن و گارنت ادامه یافته است. کانی‌های آمفیبول و اپیدوت از کانی‌هایی هستند که هنگام افت دما و دگرنهادی پسرونده پدید آمده‌اند. در واپسین گامهٔ دگرنهادی پسرونده، این کانی‌ها نیز با کلریت، کلسیت، کوارتز و ... جانشین شده‌اند.

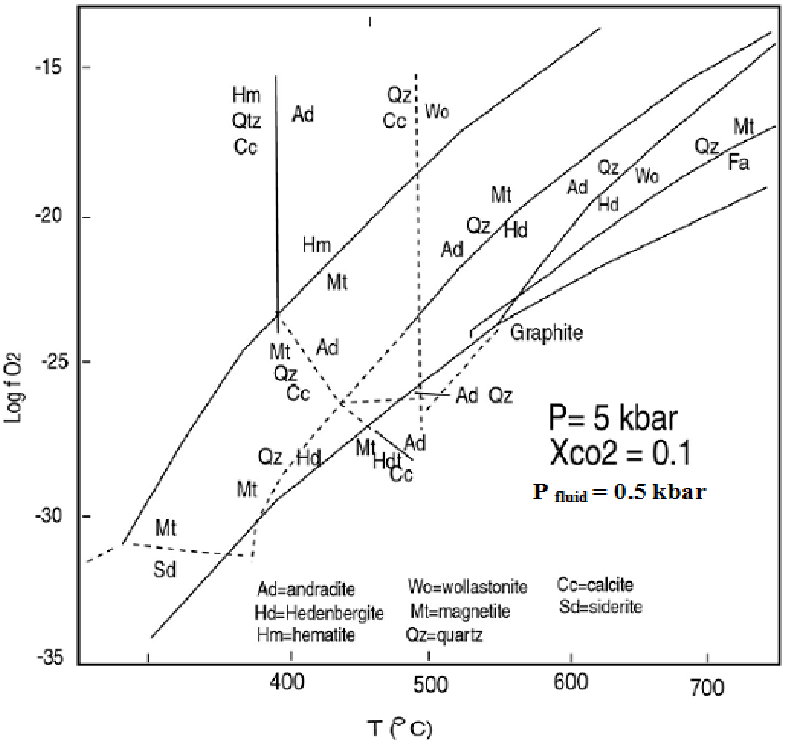
بررسی‌های Taylor و O'Neil (۱۹۷۷) نشان داده است که سیال‌های آبگونی که هنگام دگرگونی همبری و دگرنهادی از سنگ‌های آهکی می‌گذرند دارای XCO_2 کم (کمتر از ۰/۱٪) هستند. در نخستین گامهٔ اسکارن‌زایی، همزمان با شوک دمایی بالا، کانی‌های همایند (پاراژنز) خشک و بی‌آب، مانند ولاستونیت، پدید می‌آیند. از آنجایی‌که برای پایداری ولاستونیت باید CO_2 به‌گونه‌ای از محیط بیرون رود؛ پس برای بیرون‌رفتن و یا کم‌شدن مقدار CO_2، باید محیط دچار هجوم سیال‌های سرشار از آب شود تا آب در نقش رقیق‌کننده بتواند از تأثیر CO_2 بکاهد.

پیدایش ولاستونیت در دماهای فراتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد و در حضور سیال آبگون با XH_2O بالا (شکل ۷) رخ داده است (Einaudi and Burt, 1982). پیدایش ولاستونیت بیشتر به دماهای ۶۰۰ (در ژرفای کم) تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد (در ژرفای بیشتر) محدود شده و یک دماسنج دگرگونی به‌شمار می‌آید. از آنجایی‌که پیدایش ولاستونیت واکنشی کربن‌زداست؛ در شرایطی که به علت‌های گوناگون (مانند: رقیق‌شدن سیال‌ها با دیگر سازه‌های فرّار و یا خروج CO_2 از لابلای شکاف‌های سنگ) فشار بخشی CO_2 کاهش یابد، ولاستونیت در دماهای کمتر نیز پدید می‌آید. پیدایش ولاستونیت (دمای ۷۰۰-۵۵۰ درجه سانتیگراد)، شرایط پیدایش سنگ را به بخش بالایی رخساره هورنبلند- هورنفلس (و بخش‌های زیرین رخساره پیروکسن- هورنفلس) می‌رساند (Lentz, 1998).



شکل ۷- نمودار T در برابر XCO_2 برای ترکیبات سرشار از آب در P = ۵۰۰ بار در سامانه Ca-Mg-Si-C-O-H (Kerrick, 1974)

در شـــرایط دمابـــالای موجـــود، کلینوپیروکســـن (دیوپسـید- هـدنبرژیت) و گارنـت از تـاثیر سـیال‌هـای آبگون سرشار از سیلیس و آهن بـر سـنگ آهـک، پدیـد می‌آیند. همان‌گونه‌کـه پیشـتر گفتـه شـد، پیروکسـن و گارنـت در تعـادل بـا یکـدیگر بـوده و فراوانـی آنهـا در بخش‌های گوناگون اسکارن تغییر می‌کند. ترکیب پیکـره نفـوذی و ویژگـی‌هـای سـنگ مـادر عوامـل اصـلی کنترل‌کننده کانی‌شناسی اسـکارن (Ray *et al*., 1995; Meinert, 1995) هســـتند؛ امـــا تغییـــر مقـــدار کلینوپیروکسـن بـه گارنـت در منطقـه بررسـی‌شـده را می‌توان به تغییرات شرایط اکسایش- احیایی سیال‌هـای پدیدآمـده از پیکـره نفـوذی دانسـت (Meinert, 1997). پیدایش کلینوپیروکسن دیوپسید- هـدنبرژیتی و گارنـت گروسـولار- آنـدرادیتی در دمـای بـالاتر از ۴۵۰ درجـه سانتیگراد رخ مـی‌دهـد. سـردشـدن نسـبی سـیال‌هـا و بالارفتن بیشتر فوگاسـیته اکسـیژن، نخسـت ناپایـداری هدنبرژیت و پیدایش گارنـت (گروسـولار- آنـدرادیتی) و در پی آن جایگزینی کانه آهن را در پی دارد (شـکل ۸). داشتن میانبارهای ریز و تحلیـل‌رفتـه کلینوپیروکسـن و گارنت درون مگنتیت و مرز ناپایدار مگنتیـت بـا ایـن دو کانی، درستی ایـن گفتـه را نشـان مـی‌دهـد. داده‌هـای بـه‌دسـت‌آمـده از پـژوهش‌هـای Kato (۱۹۹۱) نشـان می‌دهند که واکنش تحلیل‌رفتن پیروکسـن هـدنبرژیتی بـه‌دسـت گارنـت آنـدرادیتی، در پایـداری مگنتیـت و پیدایش سولفیدهای فلزی نقش مهمی دارد. هـدنبرژیت و گارنت هر دو در دمـای بـالا و فوگاسـیته پـایین CO_2 پایدار هستند. هدنبرژیت در شرایط کمـابیش احیـایی و آندرادیت در شرایط اکسایش پایدار می‌مانند. در شـرایط حد واسط، این دو کـانی در یـک سـنگ بـا هـم پایـدار هستند. در شرایط دمای کم و یا فوگاسیته CO_2 بالا، هر دوکانی به مجموعه کلسـیت، کـوارتز- مگنتیـت تبـدیل می‌شوند (Burt, 1977).



شکل ۸- روابط فازی T در برابـر $\log fO_2$ در XCO_2 برابـر بـا ۰/۱ و P برابـر بـا ۵ کیلوبـار در سـامانه Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi and Burt, 1982)

سردشدن بیشتر سیال‌های آبگون در آغاز گامهٔ دگرنهادی پسرونده، دگرسانی همایندهای اسکارنی بی‌آب آغازین و تەنشست مگنتیت رگچه‌ای را آسان می‌کند. در این گامه، کانی‌های اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، مگنتیت، کوارتز و کلریت جانشین کانی‌های گارنت و کلینوپیروکسن می‌شوند (Burt, 1977). این گامه با پیدایش اپیدوت، رخساره آلبیت- اپیدوت- هورنفلس روی می‌دهد.

در هنگام تبلور همایندهای اسکارنی آغازین، فوگاسیته اکسیژن کم است و با پیشرفت تبلور فزونی می‌یابد. ناپایداری پیروکسن‌های هدنبرژیتی و جایگزینی گارنت آندرادیتی گواه این گفته هستند. واکنش ناپایداری کلینوپیروکسن و جانشینی گارنت آندرادیتی فوگاسیته اکسیژن را کاهش می‌دهد؛ زیرا آهن فروی پیروکسن جای خود را به آهن فریک در گارنت می‌دهد. پیدایش گارنت‌های آندرادیتی، شرایط احیایی را پدید آورده است و در این شرایط سولفیدهای فلزی به پایداری رسیده‌اند. در واپسین مرحله دگرنهادی پسین، اپیدوت در فوگاسیته بالای اکسیژن پدید می‌آید.

برپایه تقدم و تاخر زمانی پیدایش کانی‌ها، برای اسکارن‌های جوینان می‌توان کانی‌های همایند (پاراژنتیک) را در جدول ۴ پیشنهاد کرد.

جدول ۴- کانی‌های همایند (پاراژنتیک) در اسکارن جوینان (شمال اصفهان)

در منطقه جوینان، سه رخساره دگرگونی پیروکسن- هورنفلس، هورنبلند- هورنفلس و آلبیت- اپیدوت- هورنفلس دیده می‌شوند.

رخساره پیروکسن- هورنفلس در کنار پیکره نفوذی دیده شده و با تبلور ولاستونیت شناخته می‌شود. برپایه دارابودن ولاستونیت، این رخساره در دمای بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد رخ داده است. مجموعه کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، اکتینولیت و کلسیت را می‌توان پیامد رخساره هورنبلند- هورنفلس دانست. این رخساره در دمای نزدیک به ۴۵۰ درجه سانتیگراد (با توجه به دارابودن پیروکسن) رخ داده است. رخساره آلبیت- اپیدوت- هورنفلس در اسکارن جویان با کانی‌های اپیدوت، کلسیت، کوارتز، کلریت و اکتینولیت شناخته می‌شود.

گامه‌های پیدایش اسکارن را می‌توان به چند بخش رده‌بندی کرد. نخست با نفوذ پیکره گرانیتوییدی درون سنگ میزبان کربناته، در دمای ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد، واکنش‌های کربن‌زدایی روی داده و پس از آن، کانی ولاستونیت پدید آمده است. همزمان با آزادشدن سیال‌های سرشار از سیلیس و آهن از توده نفوذی، نخستین پهنه بی‌آب اسکارنی، در دمای ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد، پدیدار شده است. در اسکارن‌های

کربناته، این کانی‌ها معمولاً گارنت و یـا کلینوپیروکسـن هستند. معمولاً نهشته‌های فلزی هنگام پیدایش اسکارن و در دمای ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه پدیـد مـی‌آینـد. در ایـن منطقه، بالارفتن فوگاسیته اکسیژن در سیال‌های گرمابی همزمـان بـا سـردشـدن نسـبی آن، نخسـت ناپایـداری هدنبرژیت را در پی داشته است و پس از آن، کانه آهـن را جایگزین کلینوپیروکسن کرده است. سردشدن نسـبی سیال‌ها، دگرسانی گرمابی همایندهای اسکارنی نخستین و ته‌نشست مگنتیت رگچه‌ای را آسان کرده است.

نتیجه‌گیری

اسکارن جوینـان در پـی نفـوذ پیکـره گرانیتوییـدی قهرود درون کربناتهـای ناخـالص کرتاسـه بوجـود آمـده است. دگرگـونی بـی‌درنـگ پـس از جـایگیری ماگمـای گرانیتوییدی درون سنگ‌های کربناته آغاز شده است. در ایـن هنگـام شـار دمـاییِ بـالایِ پیکـره گرانیتوییـدی، دگرگونی ایزوشیمیایی و جایگزینی سنگ‌های آهکـی بـا مرمر را در پی داشته است. بررسی‌های صـحرایی نشـان می‌دهند که پهنه‌های اسکارنی به شـکل زبانـه‌هـایی در سنگ میزبان مرمری پدید آمده‌انـد. ازایـن‌رو، مـی‌تـوان چنین تصور کرد که نخست، کربنات‌های موجود به مرمر تبدیل شده و سپس، اسکارن‌ها در راستای شکستگی‌هـا و نقاط واکنش‌پذیر ساخته شده است. پس از جـایگیری کامل پیکـره گرانیتوییـدی و آغـاز انجمـاد، سـیال‌هـای آبگون ماگما به‌آرامی اشباع شـده و بـه‌صـورت یـک فـاز مستقل از ماگما جدا شده‌اند. ورود این فاز سیال آبگـون بـه درون شکسـتگی‌هـای سـنگ‌هـای درونگیـر، مقـدار فراوانــی از عنصــرهای Si، Fe و Mg را بــه درون هالــه متاسوماتیک آورده است؛ ازاین‌رو، دگرنهـادی پیشـرونده مرمـــر رخ داده و مقـــدار چشـــمگیری کـــانی‌هـــای کالک‌سیلیکاتهٔ بی‌آب (مانند: ولاسـتونیت، پیروکسـن و گارنـت) پدیـد آمـده‌انـد. در پایـان ایـن گامـه، واکـنش جانشینیِ بخشی تا کاملِ پیروکسن با گارنت آنـدرادیتی در نقش یک تامپون (بافر) فوگاسیته اکسیژن را کـاهش داده اسـت. پیامـد ایـن فراینـد، پایـداری مگنتیـت و سـولفیدهای فلـزی بـوده اسـت. در گامـهٔ دگرنهـادی پسرونده، ورود سیال‌های آبگون با دمـای کمتـر، رخـداد فرایندهای آبگیری و کربن‌گیری را در پی داشـته اسـت. در این هنگام، بخشی از کانی‌های کالک‌سیلیکاته بـی‌آب با کانی‌های کالک‌سـیلیکاته آب دار (ماننـد: اکتینولیـت، کلریت، مگنیت و اپیدوت) جانشـین شـده‌انـد. ازایـن‌رو، می‌توان دریافـت کـه در ایـن مرحلـه، سـیال آبگـون بـا فوگاسیته بالای اکسیژن از خاستگاه سلول‌های همرفتـی در پیرامون توده نفـوذی داغ بـوده اسـت؛ زیـرا آب‌هـای جـوی درون سـنگ‌هـا (پـیش از دگرگـونی همبـری) می‌توانند وارد این فرایند شوند.

اسـکارن چنـدزادی (پلـی‌ژنتیـک) جوینـان، یـک اسکارن آهـن و مـس کلسـیک اسـت. ایـن اسـکارن در ژرفـای کـم و بـا سـیال‌هـای آبگـون اکسایشـی وابسـته بـــه پیکـــره نفـــوذی پدیـــد آمـــده و پیـــدایش آن در گامه‌های گوناگونی رخ داده است.

سپاس‌گزاری

نگارنـدگان از معاونـت محتـرم پژوهشـی دانشـگاه پیام‌نور بـرای پشـتیبانی مـادی در راسـتای انجـام ایـن پژوهش سپاس‌گزارند.

منابع

Badr, A. (2012) Petrological and mineralogical studies of skarns in west part of Ghohroud granodiorite. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)

Badr, A., Tabatabai, M. Mackizadeh, M. A., Hashemi, M. and Taghipour, B. (2013) Mineralogical and geochemical studies of intrusive body of Ghohroud. Petrology 4(15): 97-104 (in Persian).

Bashiri, E. (1999) Mineralogical and petrological studies of skarns, marbles and hornfelses in Meymeh to Ghamsar (Urumieh-Dokhtar magmatic belt). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Berman, R. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2. Journal of Petrology 29(2): 445-522.

Burt, D. B. (1977) Mineralogy and petrology of Skarn Deposits. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia 33(2): 859-873.

Ciboanu, C. L. and Cook, N. J. (2004) Skarn texture and a case study: The ocna de Fier- Dognccea ore field, Banat, Romania. Ore Geology Reviews 24: 315-370.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. 7th impression, Longman, London.

Einaudi, M. T. (1982) Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons. In: Advances in geology of porphyry copper deposits, Southwestern North America (Ed. Titley, S. R.) 139-183. University of Arizona Press, Tucson.

Einaudi, T. and D. M. Burt (1982) Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. Economic Geology 77: 745-754.

Emami, M. H. (2001) Magmatic activities in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Ghasemi, A. Tabatabaeimanesh, S. M. and Tabatabaei, S. H. (2014) Petrography, mineral chemistry, thermobarometry and the determination of magmatic series in the Ghohroud intermediate enclaves, South of Kashan. Petrology 20: 127-146.

Grammatikopoulos, T. A. and Clarke, A. H. (2005) Petrogenesis of the Platinova skarn in the Belmont domain (Composite Arc Belt, SE Ontario, Canada). Mineralogy and Petrology 85: 141-161.

Helmi, F. (2008) Skarns and skarn deposits (with special emphasize to Iran skarns). Amir kabir Publication, Tehran (in Persian)

Kato, Y. (1991) Textural and compositional changes of clinopyroxene replaced by garnet in the Mozumi deposit, Kamioka mine, Japan. In: Skarns, their genesis and metallogeny (Ed. Barto Kyriakidis, A.) Theophrastus publications States America, California.

Kerrick, D. M. (1974) Review of Metamorphic mixed volatile (H_2O-CO_2) equilibria. American Mineralogist 59: 729-762.

Kretz, R. (1983) Symboles for rock-forming minerals. American Mineralogists 68 :277-279.

Lentz, D. R. (1998) Mineralized intrusion-related skarn systems, Ottawa. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Canada.

Meinart, L. D. (1992) Skarns and Skarn Deposits. Geoscience Canada 19: 145-162.

Meinert, L. D. (1995) Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits- chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: Magma, Fluid and Ore Deposits (Ed. Thompson, J. F. H.) Short Course Series 23: 400-418. Mineralogical Association of Canada.

Meinert, L. D. (1997) Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. Exploration and Mining Geology 6: 185-208.

Mirlohi, A. S. (2008) Petrology and geotectonic of Early Paleozoic basalts in Jehagh valley (West of Ghohroud -South of Kashan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)

Morimoto, N., and Kitamoura, M. (1983) Q-J diagram for classification of pyroxene. The Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology 78: 141.

Morimoto, N., Fabrise, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxene. Mineralogical Magazine 52: 535-555.

Nourbakhsh, P. (2000) Mineralogical, Petrographical and Petrological studies of East Ghohrud Skarns. MSc thesis, Azad Islamic University North Tehran Branch, Tehran, Iran (in Persian).

Pourhomayoon, P. (2005) Mineralogy and petrology of skarn and marbles of Jehagh- Zanjanbor (South of Kashan). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Radfar, J. and Alai Mahabadi, S. (1993) Geological Quadrangle Map of Kashan, 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Ray, G. E., Webster, I. C. L. and Ettlinger, A. D. (1995) The distribution of skarns in British Columbia and chemistry and ages of their related plutonic rocks. Economic Geology 90: 920-937.

Taylor, B. E. and O'Neil, J. R. (1977) Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 63: 1-49.

Tracy, R. J. and Frost, B. R. (1991) Phase equilibria and thermobarometery of calcareous, ultramafic and mafic rocks and iron formation. In: Contact metamorphism (Ed. Kerrick, D. M.) 207-289. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America.