

## Paragenesis relations study of wollastonite – pyroxene – garnet mineral assemblage in Vejeh Skarn (North East Isfahan)

Ahmad Jamshidzai<sup>1</sup>, Mohammad Ali Mackizadeh<sup>1\*</sup> and Farimah Ayati<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Payame Noor University, I. R. of Iran

### Abstract

The Vejeh Skarn is located at 70 km Northeast of Isfahan. The Vejeh intrusive body with granodiorite to tonalite composition have been intruded the lower Cretaceous marl carbonate which caused the formation of skarn rocks. On the basis of field and mineralogical studies skarn type is calcic with low Mg amount. The mineral assemblage including wollastonite, pyroxene, garnet, epidote, quartz and calcite, have been taken place at progressive and retrogressive stages. Wollastonite and pyroxene (diopside – hedenbergite) were formed at primary progressive stage whereas garnet (grossular – andradite) was formed at secondary progressive stage through metasomatism of pyroxene and wollastonite. In the retrogressive stage with increasing  $fO_2$ , the garnet was altered and replaced by epidote and secondary calcite and quartz. Regarding mineral assemblage it could be deduced the temperature of skarn formation have been reached to 500 -700 °C in the progressive stage and then decreased to 470 °C in the late stage.

**Key words:** skarn, garnet, pyroxene, Vejeh, Isfahan

\* ma.makizadeh@sci.ui.ac.ir

## مطالعه روابط پارائزنی مجموعه کانی‌های ولاستونیت-پیروکسن-گارنت در اسکارن وژه (شمال خاوری اصفهان)

احمد جمشیدزایی<sup>۱</sup>، محمدعلی مکی‌زاده\*<sup>۱</sup> و فریماه آیتی<sup>۲</sup>  
<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران  
<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ج. ا. ایران

### چکیده

اسکارن وژه در ۷۰ کیلومتری شمال خاوری اصفهان جای گرفته است. با جایگیری توده نفوذی وژه، با ترکیب گرانودیوریتی تا تونالیتی (الیگومیوسن)، در سنگ‌های کربناته رسی کرتاسه پیشین در این منطقه، اسکارن‌زایی در این سنگ‌ها روی داده است. برپایه بررسی‌های صحرایی و کانی‌شناسی، اسکارن در این منطقه از نوع کلسیک با مقادیر کم منیزیم است. ولاستونیت، پیروکسن، گارنت، اپیدوت، کوارتز و کلسیت از کانی‌های پدیدآمده در این اسکارن هستند. این کانی‌ها در دو مرحله پیش‌رونده و پس‌رونده پدید آمده‌اند: در مرحله نخست، دگرگونی پیش‌رونده ولاستونیت و پیروکسن (دیوپسید-هدنبرژیت) و در مرحله دوم، دگرگونی پیش‌رونده در پی دگرسانی پیروکسن و ولاستونیت، گارنت (گروسولار-آندرادیت) روی داده است. در هنگام مرحله پس‌رونده، با افزایش فوگاسیته اکسیژن، کانی گارنت به‌طور بخشی ناپایدار شده و اپیدوت و کلسیت‌های ثانویه و کوارتز پدید آمده‌اند. با توجه به مجموعه کانیایی پدیدآمده، می‌توان گفت که در مرحله پیش‌رونده که دمای سیال‌های ماگمایی ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد بوده، کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب پدید آمده‌اند. مرحله پس‌رونده در دمای کمتر از ۴۷۰ درجه سانتیگراد آغاز شده است.

واژه‌های کلیدی: اسکارن، گارنت، پیروکسن، وژه، اصفهان

### مقدمه

جانشینی عنصرهایی مانند Si، Al، Fe و Mg در سنگ‌های کربناته پدید می‌آیند. اسکارن‌ها از دیدگاه پیدایش اندوخته‌های اقتصادی تنگستن، سرب، روی، مولیبدن، مس و آهن کاملاً شناخته شده‌اند و دارای پتانسیل اقتصادی از دیدگاه

نخستین بار، واژه اسکارن (Skarn) را معدن‌چیان سوئدی برای توصیف مجموعه سنگ‌های آرکئن سرشار از آهن (مگنتیت و هماتیت‌دار) به‌کار بردند. این سنگ‌ها در پی

\* ma.makizadeh@sci.ui.ac.ir

سنگ‌های آهکی میزبان و توده نفوذی دیده نمی‌شود؛ به گونه‌ای که به نظر می‌رسد توده در زیر اسکارن جای گرفته است و در سطح زمین رخنمونی ندارد. تنها در فاصله چند صد متری از اسکارن، رخنمون‌هایی از توده دیده می‌شود که نشان می‌دهد اسکارن بررسی شده از اسکارن‌های واکنشی است. یافته‌های صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی نشان‌دهنده کلسیک‌بودن این اسکارن است. در این پژوهش، با بررسی مجموعه کانی‌ها و شیمی آنها، شرایط فیزیکی-شیمیایی و چگونگی پیدایش اسکارن و ژه بررسی شده است.

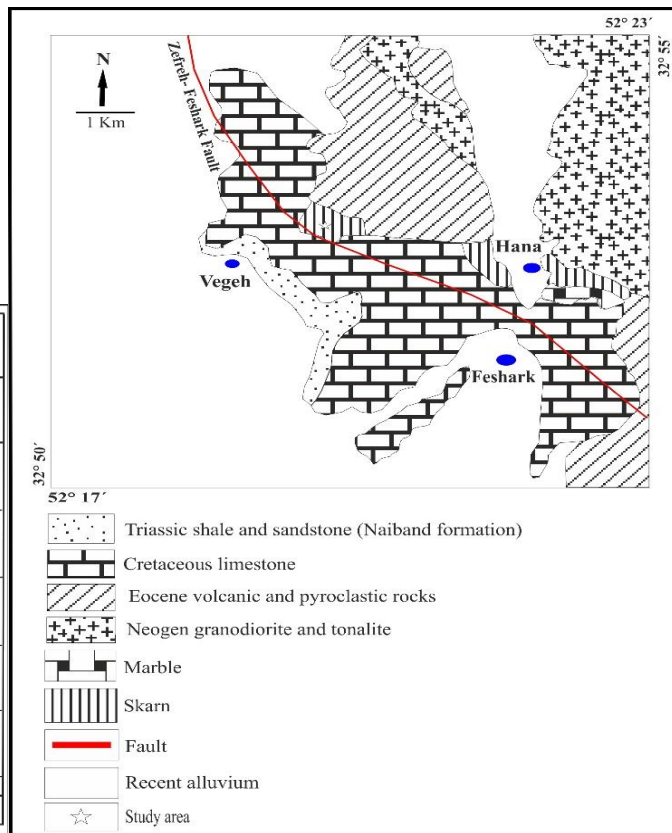
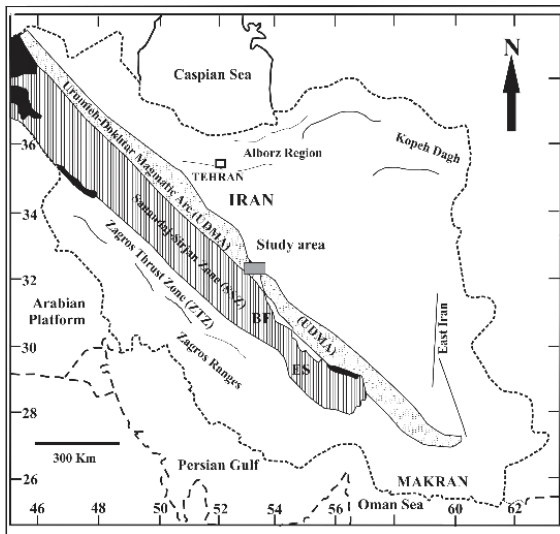
### زمین‌شناسی منطقه

اسکارن و ژه در شمال‌باختری روستای فشارک و در ۷۵ کیلومتری شمال‌خاوری اصفهان جای دارد. از دیدگاه زمین‌شناسی ایران، این منطقه در پهنه ماگماتیسیم سنوزوییک ایران مرکزی (پهنه ماگمایی ارومیه- دختر) جای دارد. فعالیت آتشفشانی و ماگمایی پهنه ارومیه- دختر از بخش پایانی کرتاسه آغاز شده و در ائوسن به اوج خود رسیده است (Aghanabati, 2006). منطقه بررسی شده در محدوده عرض‌های جغرافیایی  $32^{\circ}$  تا  $32^{\circ} 55'$  شمالی و طول‌های جغرافیایی  $52^{\circ} 17'$  تا  $52^{\circ} 23'$  خاوری جای گرفته است. در منطقه عمومی فشارک، توده‌های گرانودیوریتی-تونالیتی به سن الیگومیوسن، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و همچنین، سنگ‌های کربناته کرتاسه را دچار دگرگونی کرده و در چندین نقطه اسکارن‌زایی روی داده است (Ahmadi, 1988). از این رو، اسکارن‌هایی که در منطقه فشارک پدید آمده‌اند مربوط به پایانی‌ترین فازهای ماگماتیسیم در پهنه ارومیه- دختر (پلیوسن- پلیستوسن) هستند (Moinevaziri, 1996). گرانیتوئیدهای

اندوخته‌هایی مانند کبالت، طلا، اورانیم، بریلیم، و عنصرهای خاکی نادر هستند (Meinert, 1992). همچنین، اسکارن‌ها از دیدگاه دارابودن کانی‌های غیرفلزی و ارزشمند (مانند: ولاستونیت، گارنت و پیروکسن) اهمیت اقتصادی دارند. ولاستونیت ماده‌ای دیرگداز است و گارنت و پیروکسن‌ها نیز، افزون بر کاربردهای صنعتی، سنگ‌های قیمتی نیز به‌شمار می‌روند. پیدایش سنگ‌های گرانیتوئیدی به سن الیگومیوسن (Moenvaziri, 1996)، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و رخداد‌های پراکنده اسکارن‌زایی در این منطقه بر اهمیت آنها به‌عنوان منبع اندوخته‌های اقتصادی (اندوخته‌های فلزی و کانی‌های صنعتی) افزوده است. سنگ‌های گرانیتوئیدی الیگومیوسن، پیدایش اندوخته‌های اسکارنی گسترده‌ای در این ناحیه را در پی داشته‌اند. از میان آنها می‌توان اسکارن و ژه و اسکارن فشارک را نام برد که در فاصله نزدیک به ۵ کیلومتری از یکدیگر هستند. برپایه مجموعه کانی‌های غالب دیده‌شده در منطقه فشارک، می‌توان اسکارن‌های گوناگونی مانند اسکارن‌های گارنت‌دار، گارنت- پیروکسن‌دار، ولاستونیت‌دار، مگنتیت- گارنت اپیدوت‌دار را شناسایی کرد (Ghanei Ardakane and Mackizadeh, 2011). مزرعه و ژه در ۷۰ کیلومتری شمال‌خاوری اصفهان و در بخش شمالی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوهپایه جای دارد. به‌علت تنوع زمین‌شناسی و گسترش کانه‌زایی، شمال‌خاوری اصفهان یکی از مناطقی است که همیشه بسیاری از زمین‌شناسان به بررسی آن پرداخته‌اند. بررسی‌های کانی‌شناسی در شناسایی اسکارن‌های گوناگون اهمیت دارند. برپایه این بررسی‌ها می‌توان به خاستگاه اسکارن، ترکیب و همچنین، وجود کانی‌های اقتصادی ارزشمند پی برد. در اسکارن و ژه هیچ تماسی میان

اسکارن و همچنین، لایه‌لایه‌بودن سنگ‌های کربناته در نزدیکی گسل) نشان‌دهنده کارکرد گسل در مرز میان اسکارن و سنگ‌های کربناته است. در نزدیکی مزرعه وژه، افزون‌بر سنگ‌های کربناته کرتاسه، اسکارن‌ها و توده‌های نفوذی، واحدهای شیل- ماسه سنگ سازند نایبند و سنگ‌های آتشفشانی و پیروکلاستیک نیز رخنمون دارند (شکل ۱).

این منطقه بخشی از توده‌های آذرین پهنه ارومیه- دختر به‌شمار می‌روند که همساز با توده‌های نفوذی دیگر در این پهنه و هنگام فاز کوهزایی آلپی پس از ائوسن (الیگومیوسن) پدید آمده‌اند (Moinevaziri, 1996). اسکارن وژه در بخش پایانی جنوب‌خاوری گسل قم- زفره جای گرفته است. یافته‌های صحرایی (مانند: وجود بلوک‌های اسکارنی جدا از هم در مرز سنگ‌های کربناته و



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه عمومی فشارک و جایگاه آن در نقشه زمین‌شناسی ایران (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوهپایه (Radfar, 2002)، با اندکی تغییر)

### روش انجام پژوهش

نازک تهیه شد. تجزیه‌های ریزکاو الکترونی کانی‌های گارنت و پیروکسن با دستگاه الکترون‌مایکروپروب Cameca SX-100 فرانسه (با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 Kv) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران در کرج انجام شده است. داده‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

بررسی‌های انجام‌شده روی اسکارن وژه شامل بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌ها هستند. در این راستا، برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و تجزیه زمین‌شیمیایی، از ۳۰ نمونه از اسکارن و توده نفوذی مقطع‌های

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی پیروکسن (اسکارن وژ، شمال‌خاوری اصفهان)، به‌همراه فرمول ساختاری و اعضای نهایی برپایه ۶ اتم اکسیژن

Point No.	1	2	3	4	5	6
Mineral Type	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO <sub>2</sub>	54.51	53.41	54.18	53.38	53.50	54.15
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.03	0.02	0.02	0.17	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.78	0.83	1.12	1.22	0.77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.01	0.01	0.08	0.02
FeO*	5.47	4.99	5.49	7.02	6.67	5.63
MnO	0.27	0.26	0.25	0.30	0.28	0.33
MgO	16.88	16.36	16.47	14.32	14.49	15.20
CaO	22.29	23.10	22.10	22.18	23.10	23.04
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.27	0.04	1.51	0.14	0.53
K <sub>2</sub> O	0.10	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02
Total	99.73	99.23	99.41	99.89	99.66	99.76
Si	2.00	1.97	2.00	1.96	1.98	1.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>IV</sup>	0.00	0.03	0.00	0.04	0.01	0.00
Al <sup>VI</sup>	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.15	0.11	0.16	0.07	0.20	0.16
Fe <sup>3+</sup>	0.01	0.04	0.00	0.13	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.92	0.90	0.90	0.78	0.80	0.83
Ca	0.87	0.91	0.87	0.87	0.92	0.91
Na	0.01	0.01	0.00	0.10	0.01	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cations	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00
Wo	44.35	46.23	44.64	46.38	47.44	47.17
En	46.73	45.5	46.29	41.66	41.40	43.29
Fs	8.92	8.20	9.05	11.95	11.14	9.53
WEF	100.0	99.98	99.98	99.99	99.98	99.99

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی گارنت در اسکارن وژ (شمال‌خاوری اصفهان)، به‌همراه فرمول ساختاری و اعضای نهایی آن آن برپایه ۱۲ اتم اکسیژن

Point No.	Core1	Core2	Core3	Core4	Core5	Core6	Core7
Mineral Type	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO <sub>2</sub>	39.06	38.69	39.56	39.31	40.07	39.55	40.04
TiO <sub>2</sub>	0.86	0.83	1.01	1.32	0.60	0.76	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.27	17.91	18.50	16.64	19.25	18.64	20.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	5.51	5.77	4.86	6.33	5.07	4.29	5.27
MnO	0.20	0.21	0.19	0.21	0.15	0.19	0.45
MgO	0.18	0.18	0.10	0.23	0.22	1.72	0.14
CaO	35.79	34.87	35.48	35.60	34.28	33.99	33.53
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.19	0.10	0.13	0.02	0.03	0.07
Total	99.92	98.65	99.80	99.77	99.66	99.17	99.87
Si	2.98	2.99	3.02	3.02	3.06	3.01	3.05
Al <sup>IV</sup>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>VI</sup>	1.62	1.62	1.66	1.50	1.73	1.67	1.81
Ti	0.04	0.04	0.05	0.07	0.03	0.04	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.06	0.11	0.15	0.12	0.25	0.07	0.26
Fe <sup>3+</sup>	0.29	0.25	0.15	0.28	0.07	0.20	0.07
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.19	0.01
Ca	2.93	2.89	2.90	2.93	2.80	2.77	2.73
Na	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Cations	7.97	7.98	7.98	7.99	7.99	7.98	7.99
Almandine	2.30	3.88	4.90	4.10	8.20	2.31	3.47
Andradite	14.10	12.90	8.20	14.90	3.79	10.56	5.69
Grossular	82.50	82.11	86.10	79.85	86.78	80.19	89.27
Pyrope	0.71	0.73	0.40	0.95	0.80	6.39	0.55
Spessartine	0.45	0.48	0.43	0.49	0.31	0.40	1.00

جدول ۲- ادامه.

Point No.	Rim1	Rim2	Rim3	Rim4	Rim5	Rim6	Rim7
<b>Mineral Type</b>	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
SiO <sub>2</sub>	38.78	39.42	38.88	40.26	39.20	40.55	40.22
TiO <sub>2</sub>	0.90	0.47	1.25	1.30	1.05	0.10	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.71	18.10	16.89	17.14	18.26	19.59	20.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
FeO*	4.68	5.60	4.76	5.37	6.47	5.54	4.52
MnO	0.10	0.21	0.11	0.17	0.25	0.34	0.38
MgO	1.55	0.14	1.28	0.23	0.13	0.13	0.14
CaO	35.45	35.84	35.75	35.30	34.57	33.57	33.54
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.08	0.08	0.03	0.05	0.00	0.03
<b>Total</b>	99.25	99.86	99.00	99.80	99.98	99.82	99.69
Si	2.96	3.01	2.98	3.08	3.00	3.09	3.07
Al <sup>IV</sup>	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>VI</sup>	1.55	1.62	1.51	1.54	1.64	1.76	1.81
Ti	0.05	0.02	0.07	0.07	0.06	0.00	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.07	0.00	0.22	0.19	0.32	0.28
Fe <sup>3+</sup>	0.29	0.28	0.30	0.12	0.22	0.03	0.00
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	0.17	0.01	0.14	0.02	0.01	0.01	0.02
Ca	2.90	2.93	2.94	2.90	2.83	2.74	2.74
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Cations</b>	8.00	8.00	8.00	8.00	7.99	8.00	8.00
Alm	0.00	2.50	0.00	6.96	6.39	10.43	9.37
And	15.78	14.13	16.66	7.09	10.67	1.64	0.00
Gross	77.76	82.31	77.75	84.61	81.73	86.70	89.12
Pyrope	6.21	0.56	5.32	0.83	0.52	0.47	0.51
Spess	0.22	0.47	0.26	0.34	0.57	0.70	0.79

کانی‌های این بخش بوده و کانی‌های کلسیت و ولاستونیت به میزان کمتری هستند؛ (۳) مجموعه گارنت اسکارن: گارنت و کلسیت از کانی‌های این بخش از اسکارن هستند. در این مجموعه، نوارهای سرشاز از گارنت در یک زمینه کلسیتی دیده می‌شوند؛ (۴) گارنت- اپیدوت اسکارن: این اسکارن از اپیدوت، گارنت، کلسیت و کوارتز ساخته شده است. اپیدوت در هنگام دگرگونی پس‌رونده، از دگرسانی گارنت پدید می‌آید؛ به گونه‌ای که آثاری از اپیدوت را می‌توان درون درزه‌ها و شکاف‌های گارنت و همچنین، در پیرامون گارنت دید. رگه‌هایی از کلسیت و کوارتز نیز بخش‌هایی از این اسکارن را قطع کرده‌اند.

همچنین، برای به دست آوردن فرمول ساختاری کانی‌ها، شناسایی آهن ۲ و ۳ و رسم نمودارهای کانی‌ها، از نرم‌افزارهای Minpet (نسخه ۲/۰۲) و Triplot و صفحه‌های گسترده (Spreadsheet)، بهره گرفته شد.

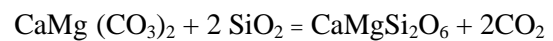
### کانی‌شناسی اسکارن

برپایه مجموعه‌های کانی‌شناسی و کانی‌های همایند (روابط پاراژنتیک)، اسکارن وژه را می‌توان به چهار گروه رده‌بندی کرد: (۱) مجموعه ولاستونیت- گارنت اسکارن: گارنت، ولاستونیت و کلسیت از کانی‌های اصلی در این بخش از اسکارن هستند؛ (۲) مجموعه گارنت- کلینوپیروکسن اسکارن: گارنت و کلینوپیروکسن از فراوان‌ترین

## واکنش‌های پیدایش کانی‌های اسکارن و ژه

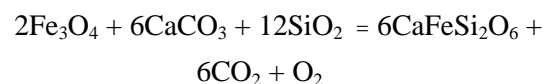
(۱) کلینوپیروکسن: پیروکسن در مقاطع میکروسکوپی به صورت ریز بلور دیده می‌شود. برخی از این ریز بلورها در زمینه دانه‌های درشت گارنت جای گرفته‌اند. گردشگری حاشیه بلورهای کلینوپیروکسن و فراگرفته شدن آنها با بلورهای گارنت می‌تواند نشان‌دهنده پیدایش گارنت به جای کلینوپیروکسن در مرحله دوم دگرگونی پیش‌رونده باشد. برپایه داده‌های تجزیه ریزکاو، کلینوپیروکسن‌های اسکارن و ژه ترکیب دیوپسید دارند.

برپایه بررسی‌هایی که روی سنگ‌های کربناته منطقه و ژه و فشارک انجام شده است، این سنگ‌ها آهک خالص نبوده و در ترکیب آنها مقدار کمی  $MgO$  و  $Al_2O_3$  نیز هست (Ahmadi, 1988). از این رو، برای پیدایش دیوپسید واکنش زیر پیشنهاد شده است (Jacobs *et al.*, 1981).



دولومیت = کلینوپیروکسن + سیلیس

همان‌گونه که در جدول تجزیه شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود، دیوپسید خالص نبوده و در ترکیب شیمیایی خود نزدیک به ۶ تا ۷ درصد وزنی  $FeO$  دارد (جدول ۱). از این رو، هرچند به میزان کم، اما هدنبرژیت می‌تواند در پی واکنش زیر پدید آمده باشد (Deer *et al.*, 1992):



هدنبرژیت = سیلیس + کلسیت + مگنتیت

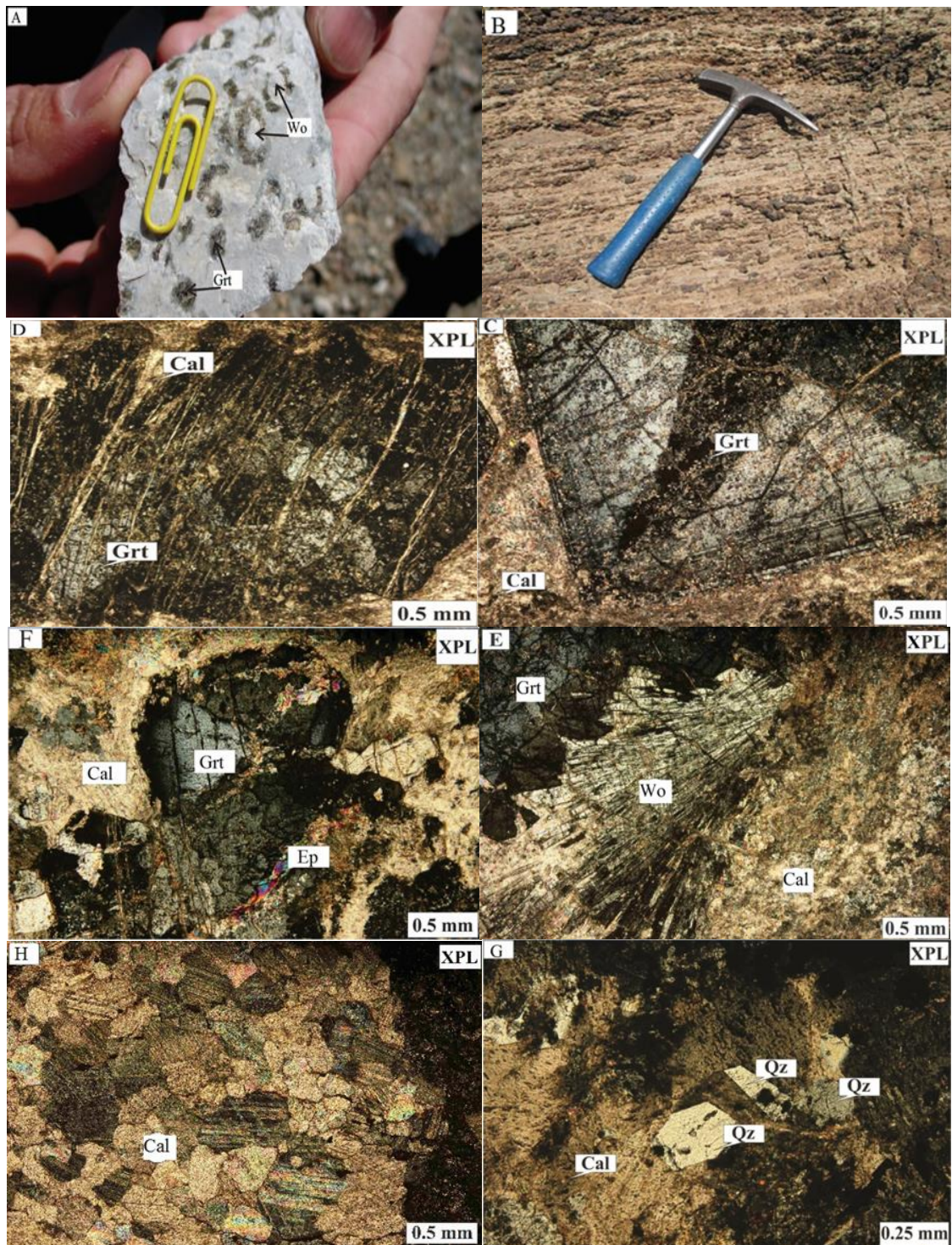
## (۲) گارنت: گارنت فراوان‌ترین کانی اصلی

کالک‌سیلیکاته در اسکارن و ژه است و دارای بلورهای کاملاً شکل دار و با اندازه‌های گوناگون در زمینه کلسیتی

سنگ‌هاست. رنگ این کانی در نمونه‌های صحرایی در داخل سنگ، سبز تا سبز پسته‌ای است (شکل ۲- A)؛ اما در سطح هوازده سنگ‌ها، به رنگ قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند (شکل ۲- B). بیشتر بلورهای گارنت دارای پدیده نوری غیرعادی هستند و ماکل قطاعی نشان می‌دهند (شکل ۲- C). در زیر میکروسکوپ، برخی بلورهای گارنت شکستگی‌های فراوان و نامنظم دارند. بیشتر این شکستگی‌ها با کلسیت پر شده‌اند (شکل ۲- D). برخی بلورهای گارنت، در گرداگرد ولاستونیت‌های رشته‌ای پدید آمده‌اند. این پدیده نشان می‌دهد که ولاستونیت با آلومینیم سنگ واکنش داده و در کنارهای آن گارنت ساخته شده است (شکل ۲- E).

برپایه پیشنهاد Einaudi و همکاران (۱۹۸۱)، اندازه بلورهای گارنت به احتمال بالا به سرعت جریان سیال و درجه تعادل میان سیال و سنگ‌های دیواره بستگی دارد. سرعت به نسبت بالای سیال، فوق‌اشباع شدن محیط از عنصرهایی مانند  $Fe$ ،  $Mg$ ،  $Al$  و  $Ca$  را در پی دارد؛ اما در محیط‌های گرمایی ماگمایی و در محیط‌های که فاصله دورتری از همبری توده‌های نفوذی دارند، جابجایی سیال کمتر است و چه بسا درصد اشباع‌شدگی کمتری روی می‌دهد. پس می‌توان گفت که هرچه محیط از عنصرهای سازنده گارنت فوق‌اشباع‌تر باشد و این بلورها به آهستگی رشد کنند، بلورهای گارنت بزرگ‌تری پدید می‌آیند. در اسکارن و ژه، بیشتر بلورهای گارنت در اندازه‌های ۱ تا ۵ میلیمتر دیده می‌شوند. بیشتر بلورهای گارنت که به صورت ایدیومورف (شکل دار) هستند، دارای منطقه‌بندی آشکاری هستند (شکل ۲- C). یکی از علتهای منطقه‌بندی در بلورهای گارنت می‌تواند به تغییر ترکیب شیمیایی بلورهای گارنت وابسته دانست (محللول جامد گروسولار-آندرادیت) (Jamtviet, 1991).



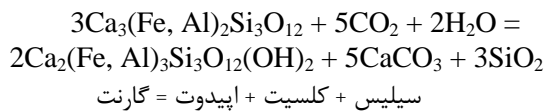


شکل ۲- تصویرهای ماکروسکوپی و میکروسکوپی از کانی‌های سازنده اسکارن وزه (شمال خاوری اصفهان). (A) تصویر ماکروسکوپی از حضور ولاستونیت در کنار گارنت؛ (B) تصویر ماکروسکوپی از حضور گسترده باندهای سرشار از بلورهای گارنت در اسکارن؛ (C) تصویر میکروسکوپی از منطقه‌بندی و ماکل قطاعی در گارنت؛ (D) تصویر میکروسکوپی از پرشدن شکستگی گارنت با رگه‌های کلسیتی ثانویه؛ (E) تصویر میکروسکوپی از حضور ولاستونیت به‌صورت رشته‌ای در اسکارن؛ (F) تصویر میکروسکوپی از پیدایش اپیدوت در میان شکستگی‌های گارنت؛ (G) تصویر میکروسکوپی از حضور بلورهای شکل‌دار کوارتز به‌همراه کلسیت؛ (H) تصویر میکروسکوپی از بلورهای کلسیت با بافت گرانوبلاستیک.



پیدایش ولاستونیت در اسکارن‌ها، نیازمند آزادشدن گاز CO<sub>2</sub> از این محیط‌هاست؛ به‌گونه‌ای که با آزادشدن CO<sub>2</sub>، ولاستونیت پدید می‌آید.

(۴) **اپیدوت:** کانی اپیدوت در پی دگرگونی برگشتی پدید می‌آید. این کانی در نور پلاریزه متقاطع به‌رنگ زرد عسلی دیده می‌شود. کانی اپیدوت در اسکارن وژه به‌صورت بلورهای ریز در گرداگرد کانی گارنت و همراه با کوارتز و کلسیت دیده می‌شود. بیشتر اپیدوت‌ها از دگرسانی گارنت‌ها پدید می‌آیند؛ به‌گونه‌ای که نشانه‌هایی از آنها درون کانی‌های گارنت نیز به‌چشم می‌خورد (شکل ۲-F). Holland و Powell (۱۹۹۰) واکنش پیدایش اپیدوت را به‌صورت زیر پیشنهاد کرده‌اند:



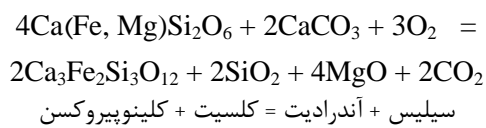
کوارتز و کلسیت نیز از آغاز تا پایان فرایند اسکارن‌زایی در اسکارن وژه دیده می‌شوند (شکل‌های ۲-G و ۲-H).

#### روابط پاراژنتیک کانی‌ها در اسکارن وژه

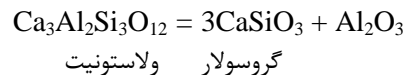
همان‌گونه که در جدول ۳ دیده می‌شود، در مرحله نخست دگرگونی پیش‌رونده اسکارن، کانی‌هایی مانند ولاستونیت و پیروکسن و در مرحله دوم دگرگونی پیش‌رونده، گارنت پدید آمده‌اند. برخی بلورهای کلسیت در این مرحله کمی دچار تبلور دوباره شده‌اند. از دیدگاه کانی‌شناسی، در هنگام رویداد مرحله پس‌رونده، اپیدوت در پی دگرسانی گارنت و پیروکسن ساخته شده است.

برپایه داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی (جدول ۲)، گارنت‌های اسکارن وژه محلول جامد گروسولار - آندرادیت هستند؛ از این رو، واکنش‌های زیر برای پیدایش آندرادیت و گروسولار پیشنهاد می‌شوند.

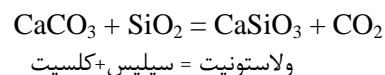
واکنش پیدایش آندرادیت در پی واکنش کلینوپیروکسن با کلسیم سنگ میزبان (Letargo and Lamb., 1993):



بیشتر گارنت‌های اسکارن وژه ترکیب گروسولار دارند. از واکنش‌هایی که برای پیدایش گروسولار پیشنهاد شده است، پیدایش این کانی در پی واکنش ولاستونیت با فاز آلومینیم‌دار این سنگ‌هاست (Mathavan and Fernando, 2001).



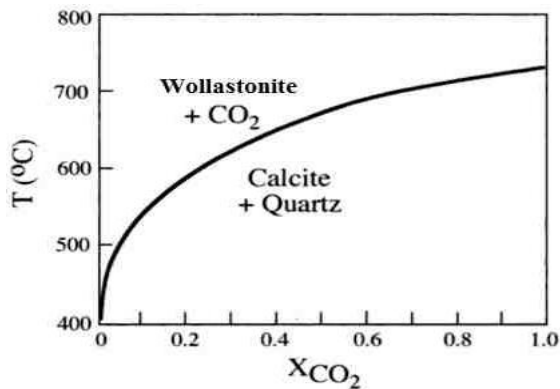
(۳) **ولاستونیت:** ولاستونیت از کانی‌های مهم در مرحله پیش‌رونده اسکارن‌های کلسیم‌دار به‌شمار می‌رود. بر پایه پیشنهاد Winkler (۱۹۷۶)، پیدایش ولاستونیت نشان‌دهنده آغاز رخساره پیروکسن - هورنفلس در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی است. این کانی در اسکارن وژه به‌صورت رشته‌ای و به‌رنگ اینترفرانس خاکستری در زمینه کلسیتی سنگ‌های اسکارنی دیده می‌شود. همان‌گونه که در بخش‌های پیشین گفته شد، در پی واکنش ولاستونیت با آلومینیم سنگ، کناره‌های برخی بلورهای ولاستونیت به گارنت تبدیل شده است. برای پیدایش ولاستونیت در پی واکنش میان سیلیس و کلسیت، واکنش زیر پیشنهاد شده است (Tracy and Frost, 1991):



جدول ۳- روابط پاراژنتیک کانی‌های سازنده اسکارن وژه (شمال خاوری اصفهان)

Mineral	روند دگرسانی متاسوماتیک و کانی‌سازی				
	مرحله پیش‌رونده		مرحله پس‌رونده		
	I پیروکسن‌زایی	II گارنت‌زایی	Hydration (I)	Oxidation (II)	Decarbonatization (III)
Clinopyroxene					
Garnet					
Wollastonite					
Epidot					
Quartz					
Calcite					

پیروکسن بسیار بالاست و ترکیب کانی‌شناسی اسکارن و زون اسکارنی با تغییرات ترکیب سیال‌های ماگمایی و ترکیب سنگ میزبان کنترل می‌شود؛ اما بالابودن نسبت گارنت به پیروکسن می‌تواند به فرایند اکسایش توده نفوذی و ترکیب عنصرهای جانشین‌شونده بستگی داشته باشد (Meinert *et al.*, 1997). محدوده فوگاسیتة اکسیژن برای پیدایش آن‌درادیت و کلینوپیروکسن به ترتیب  $10^{-23}$  تا  $10^{-5}$  و  $10^{-40}$  تا  $10^{-33}$  است (Gustafson and Hunt., 1975).



شکل ۳- منحنی فشار- دما برای پیدایش ولاستونیت (Winter, 2001)

در مرحله نخست دگرگونی پیش‌رونده، ولاستونیت و کلینوپیروکسن پدید می‌آیند. در مرحله دوم دگرگونی پیش‌رونده، گارنت با ترکیب غالب گروسولار و به‌جای کلینوپیروکسن و ولاستونیت و یا به‌صورت مستقل در زمینه کلسیتی سنگ پدید آمده است. با در نظر گرفتن

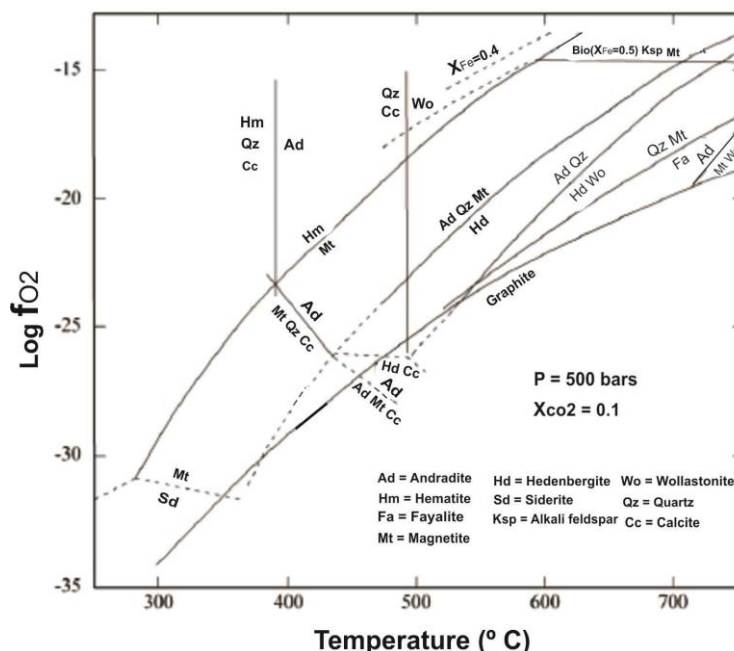
### شرایط فیزیکی-شیمیایی پیدایش اسکارن

ولاستونیت نخستین کانی ساخته‌شده در مرحله پیش‌رونده پیدایش اسکارن وژه است. بلورهای ولاستونیت در نزدیک‌ترین پهنه اسکارنی نسبت به توده نفوذی پدید آمده‌اند. بیشتر این بلورها دارای لبه‌های گرد شده هستند و در پیرامون آنها گارنت ساخته شده است. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که ولاستونیت کانی اولیه است. واکنش پیدایش ولاستونیت از کوارتز و کلسیت یک نوع واکنش کربن‌زدایی به‌شمار می‌رود که برای پیشرفت آن لازم است  $CO_2$  از محیط آزاد شود. همان‌گونه که در شکل ۳ دیده می‌شود، در پی فشار بالای گاز  $CO_2$  ولاستونیت در دماهای بالا پدید می‌آید. بدین‌گونه که با افزایش مقادیر  $X_{CO_2}$  از ۰/۵ به ۱، دمای پیدایش ولاستونیت از نزدیک به ۵۰۰ درجه سانتیگراد به نزدیک به ۷۰۰ درجه سانتیگراد می‌رسد (Winter, 2001). پدیدار شدن ولاستونیت می‌تواند نشان‌دهنده مرحله پایین رخساره پیروکسن- هورنفلس باشد (Greenwood, 1977; Holland and Powell, 1990).

در سنگ‌های اسکارنی، کلینوپیروکسن در فشار نزدیک به ۲ کیلو بار و دمای بالای ۵۲۰ درجه سانتیگراد و  $X_{CO_2}$  بالای ۰/۷ پدید می‌آید (Bucher and Fery, 1994). در اسکارن وژه نسبت فراوانی گارنت به

ناپایدار شده و به جای آن، گارنت پدید می‌آید. گارنت در دمای بالاتر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد پدید آمده است. پدیدار شدن اپیدوت در مرحله پس‌رونده پیدایش اسکارن، نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط است (Shimazaki, 1982). همچنین، با افزایش فوگاسیته اکسیژن، محدوده پایداری اپیدوت به سوی دماهای کم افزایش پیدا می‌کند. دمای پیدایش اپیدوت ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد در رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس است (شکل ۵).

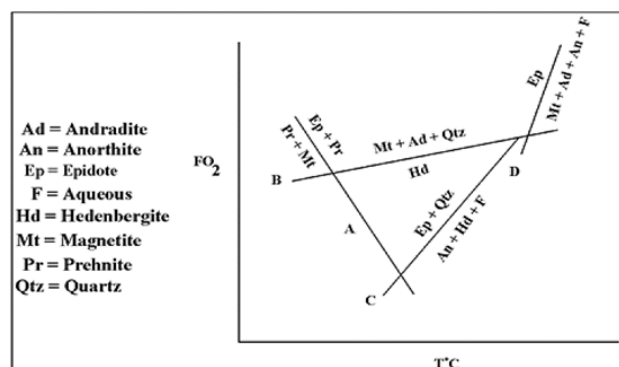
فوگاسیته اکسیژن در زمان پیدایش کانی‌های اسکارن، برای پدید آمدن گارنت می‌توان از نمودار روابط فازی سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H بهره گرفت که Einaudi (۱۹۸۲) آن را پیشنهاد کرده است (شکل ۴). بر پایه این نمودار کلینوپیروکسن در دمای بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد ساخته شده است. چنانچه فشار بخشی اکسیژن بسیار کم باشد، چه‌بسا کلینوپیروکسن در دمای کمتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد نیز پدید آید. واکنش پیدایش کلینوپیروکسن، فوگاسیته اکسیژن را افزایش می‌دهد و در پی افزایش فوگاسیته، کانی کلینوپیروکسن



شکل ۴- نمودار  $fO_2$  در برابر دما، در فشار سیال ۵۰۰ بار و  $XCO_2=0.1$  برای سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi, 1982)

### بررسی‌های زمین‌شیمیایی

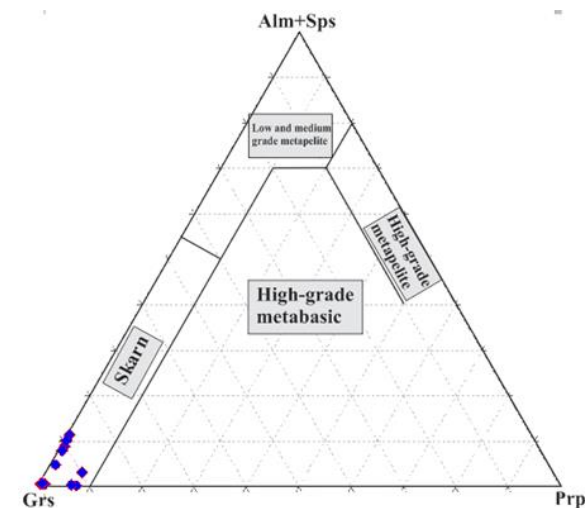
شیمی کانی پیروکسن: پیروکسن کانی شناخته‌شده و بسیار مهمی در اسکارن‌ها به‌شمار می‌رود. در جدول ۱، داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری این کانی آورده شده‌اند. فرمول ساختاری پیروکسن‌ها بر پایه ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون به‌دست می‌آید (Vieten and Hamm, 1978).



شکل ۵- نمودار ارتباط شماتیک میان  $fO_2$  و T برای اپیدوت (Shimazaki, 1982)

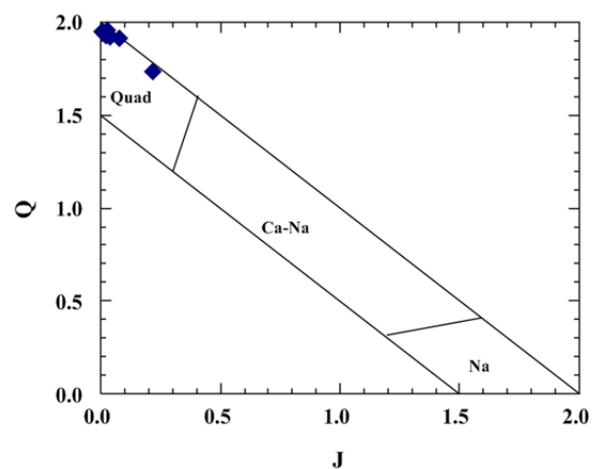
شیمی کانی گارنت: گارنت فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانی کالک‌سیلیکاته در اسکارن وژه است. برای شناخت ترکیب شیمیایی کانی گارنت از مرکز به حاشیه بلورهای گارنت تجزیه ریزکاو الکترونی انجام شد. داده‌های به‌دست آمده در جدول ۲ آورده شده‌اند. در این جدول، فرمول ساختاری کانی‌ها بر پایه ۱۲ اتم اکسیژن و ۸ کاتیون به‌دست آمده‌اند.

بر پایه پژوهش‌های Gilg و همکاران (۲۰۱۰) برای شناسایی سنگ‌های دگرگونی گوناگون که گارنت در ترکیب آنها به کار رفته است، گارنت‌های اسکارن وژه در بخش گارنت‌های پدیدآمده در اسکارن‌ها جای می‌گیرند (شکل ۸). بررسی داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی و رسم آنها بر روی نمودار سه‌تایی گروسولار-آندرادیت-پیروپ + آلماندین + اسپسارتین که Meinert (۱۹۹۲) آن را پیشنهاد داده است، نشان می‌دهد که گارنت‌های اسکارن وژه از نوع محلول جامد گروسولار-آندرادیت (با ترکیب بیشتر گروسولار) هستند (شکل ۹).

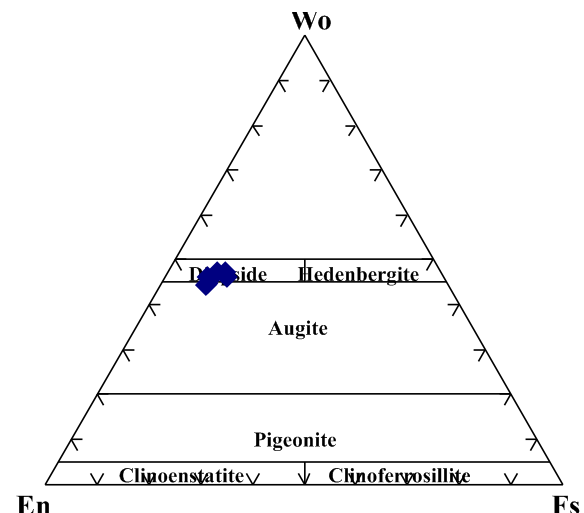


شکل ۸- جای‌گرفتن ترکیب گارنت‌های اسکارن وژه (شمال خاوری اصفهان) در بخش گارنت‌های اسکارنی در نمودار Gilg (۲۰۱۰).

در نمودار شناسایی نوع پیروکسن‌ها، داده‌های تجزیه‌ای این نمونه‌ها در محدوده Quad بوده و پیروکسن‌ها از گروه پیروکسن‌های کلسیم، منیزیم و آهن‌دار هستند (شکل ۶). در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs، که Morimoto و همکاران (۱۹۸۸) پیشنهاد کرده‌اند، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها محلول جامد دیوپسید-هدنبرژیت بوده و به قطب دیوپسید بسیار نزدیک است (شکل ۷).

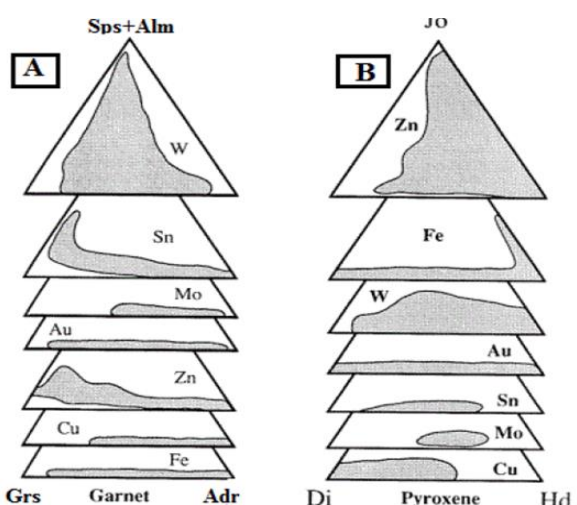


شکل ۶- قرار گرفتن ترکیب پیروکسن‌های اسکارن وژه (شمال خاوری اصفهان) در بخش Quad نمودار Q-J (Morimoto et al., 1983)



شکل ۷- جایگاه ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها در اسکارن وژه (شمال خاوری اصفهان) در نمودار رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها (Morimoto et al., 1988)

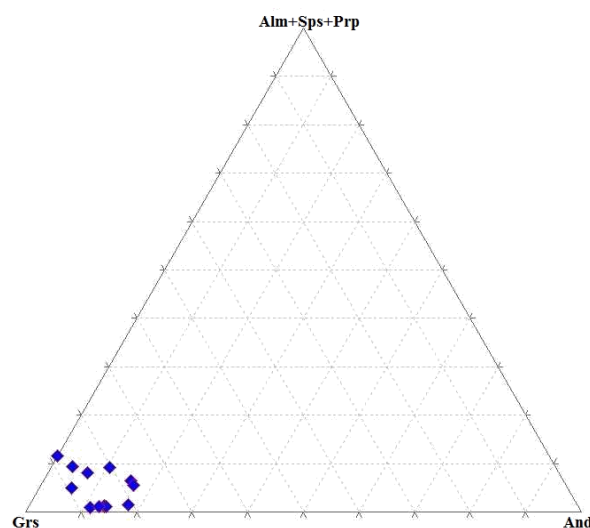
آندرادیت-آلماندن، در اسکارن‌های تنگستن، از نوع اسپسارتین، در اسکارن‌های سرب - روی و اسکارن‌های طلا، از نوع محلول جامد گروسولار-آندرادیت و در اسکارن‌های آهن و مولیبدن ترکیب گارنت از نوع آندرادیت است (شکل ۱۰- A). بر این پایه می‌توان گفت که اسکارن‌های ویژه نشان‌دهنده اسکارن‌های با کانه‌زایی مس-طلا و شاید آهن هستند.



شکل ۱۰- رابطه ترکیب شیمیایی: (A) گارنت‌ها و (B) پیروکسن‌های اسکارن ویژه (شمال خاوری اصفهان) با کانه‌زایی اسکارن‌های جهان (شکل برگرفته از Meinert, ۱۹۹۲)

### نتیجه‌گیری

نفوذ توده گرانیتوئیدی (تونالیت - گرانودیوریت) به سن الیگومیوسن و هجوم سیال‌های ناشی از آن به درون سطوح لایه‌بندی و درزه‌های سنگ‌های کربناته کرتاسه، پیدایش اسکارن در پیرامون مزرعه ویژه (در شمال خاوری اصفهان) را در پی داشته است. گفتنی است که این سنگ‌های کربناته دارای ناخالصی فراوانی بوده و بیشتر رسی هستند (Ahmadi, 1988). همچنین، در پی عملکرد گسل قم - زفره که از درون این سنگ‌ها می‌گذرد، بسیار لایه‌لایه هستند و دچار خمیدگی شده‌اند.



شکل ۹- جایگاه ترکیبی گارنت‌های اسکارن ویژه (شمال خاوری اصفهان) روی نمودار Meinert (۱۹۹۲)

### بررسی توان کانه‌زایی برپایه ترکیب کانی‌ها

Einaudi (۱۹۸۲) ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در ذخایر اسکارنی را بررسی کرده و به این نتیجه رسیده است که این تغییرات به نوع کانسارسازی اسکارن (فلز غالب) بستگی دارد. آنها ذخایر اسکارنی را به ۵ گروه کانسارهای مس، آهن، سرب - روی، تنگستن و قلع رده‌بندی کرده‌اند. برپایه جای‌گرفتن پیروکسن‌های اسکارن ویژه در محدوده دیوپسید (شکل ۷) و مقایسه آنها با کانسارهای اسکارنی جهان (شکل ۱۰- B) می‌توان دریافت که اسکارن‌های ویژه دارای توان (پتانسیل) کانه‌زایی مس، طلا، آهن و تنگستن هستند (Meinert, 1987; Newberry *et al.*, 1991).

همچنین، Meinert (۱۹۹۲) وابستگی ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی سازنده اسکارن و نوع کانه‌زایی در آن را به صورت نموداری نشان داده است (شکل ۱۰). بر پایه این نمودار می‌توان گفت که در اسکارن‌های مس، ترکیب گارنت از نوع آندرادیت، در اسکارن‌های قلع، از نوع گروسولار-

افزایش یافته است و کانی‌های کالک‌سیلیکاته آبدار (مانند: اپیدوت) در پی دگرسانی گارنت پدید آمده‌اند. همچنین، در مرحله‌های پایانی دگرگونی پس‌رونده، رگه‌های کلسیتی فراوانی در سنگ‌ها پدیدار شده‌اند.

بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که ترکیب گارنت‌های اسکارن وژه از نوع محلول جامد گروسولار-آندرادیت است. ترکیب پروکسن‌ها نیز از نوع محلول جامد دیوپسید-هدنبرژیت بوده و دارای میانگین ولاستونیت نزدیک به ۴۶/۰۳، فروسیلیت نزدیک به ۹/۸۰ و انستاتیت نزدیک به ۴۶/۱۵ درصد مولی هستند. بر پایه یافته‌ها و ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، مانند فراوانی کانی‌های کالک‌سیلیکاته سرشار از کلسیم (مانند: ولاستونیت و گارنت از نوع گروسولار) و فراوانی کلسیت در این سنگ‌ها، اسکارن وژه از نوع اسکارن‌های کلسیک است.

بر پایه بررسی‌های انجام‌شده، کانی‌های سازنده این اسکارن عبارتند از: ولاستونیت، دیوپسید، هدنبرژیت، گروسولار، آندرادیت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز. بافت اصلی سازنده سنگ‌های اسکارنی وژه گرانوبلاستیک است. روابط پاراژنتیک کانی‌ها نشان می‌دهد که نخست در پی هجوم سیال‌های داغ سرشار از سیلیس به درون درز و شکاف‌های سنگ‌های کربناته و واکنش با کلسیم این سنگ‌ها و آزاد شدن CO<sub>2</sub>، ولاستونیت در دمای نزدیک به ۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد پدید آمده است. در ادامه با کاهش دمای سیال‌ها، در پی ترکیب شدن سیلیس، آهن و منیزیم با کلسیم و آلومینیم سنگ میزبان، به ترتیب پروکسن در دمای بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد و گارنت در دمای بالاتر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد پدید آمده‌اند. همچنین، در مرحله پس‌رونده اسکارن‌زایی، در پی ورود سیال‌های سرشار از آب و اکسیژن، فوگاسیته اکسیژن

## منابع

- Aghanabati, A. (2006) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Ahmadi, A. (1988) Petrography and petrology intrusions and skarns in North of Feshark (Northeast Isfahan). MSc thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Bucher, K. and Fery, M. (1994) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer, Verlag, Berlin.
- Deer, W. A., Owie, R. A. H., and Zussman, J., (1992) An introduction to the rock forming minerals, Longman, London.
- Einaudi, M. T. and Burt, D. M. (1982) Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77: 745-754.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J. (1981) Skarn deposits, *Economic Geology* 75: 317-391.
- Ghanei Ardakanei, J. and Mackizadeh, M. A. (2011) Textural assemblage relationships between clintonite-spinel-garnet in the Central Iranian skarns as evidence of clintonite genesis. *Petrology* 1(4): 65-72 (in Persian).
- Gilg, A., Gast, N. and Calligaro, T. (2010) Vom Karfunkelstein. In: Karfunkelstein und Seide (Ed. Wamser, L.) 37: 87-100. Neue Schätze aus Bayerns Frühzeit, Ausstellungskataloge der archaologischen Staatssammlung, Friedrich Pustet, München.



- Greenwood, H. J. (1977) Application of thermodynamics to petrology and ore deposits. Short Course Handbook, Mineralogy Association, Canada 2: 230.
- Gustafson, L. B. and Hunt, J. P. (1975) The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology* 70: 856-912.
- Holland, T. J. B. and Powell, R. (1990) An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations The system  $K_2O - Na_2O - CaO - MgO - MnO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - C - H_2 - O_2$ . *Metamorphic Geology* 8: 89 -124.
- Jacobs, C. K. and Kerrick, D. M. (1981) Devolatilisation equilibria in  $H_2O - CO_2 - NaCl$  fluids, an experimental and thermobarometric evolution at elevated pressures and temperatures. *American Mineralogist* 66: 1135-1158.
- Jamtvet, B. (1991) Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular - andradite garnet, Nonlinear behavior in regions of immiscibility. *American Mineralogist* 76: 1319 -1327.
- Mathavan, V. and Fernando, G. W. A. R. (2001) Reactions and textures in grossular-wollastonite-scapolite calc-silicate granulites from Maligawila, Sri Lanka: evidence for high-temperature isobaric cooling in the meta-sediments of the Highland Complex. *Lithos* 59: 217-232.
- Meinert L. D. (1992) Skarns and skarn deposits: *Geoscience Canada* 19: 145-162.
- Meinert, L. D. (1987) Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico. *Economic Geology* 82: 523-545.
- Meinert, L. D., Hefton, K. K., Mayes, D. and Tasiran, I. (1997) Geology, zonation, and fluid evolution of the Big Gossan Cu-Au skarn deposit, Ertsberg district, Irian Jaya. *Economic Geology* 92: 509-526.
- Moinevaziri, H. (1996) An introduction to the Magmatism in Iran. Tarbiat Moallem University Publication, Tehran (in Persian).
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of Pyroxenes. *American Mineralogist* 65: 1-28.
- Newberry, R. J., Einaudi, M. T. and Eastman, A. H. (1991) Zoning and genesis of the darwin Pb - Zn- Ag skarn deposit, California, A reinterpretation based on new data. *Economic Geology* 86: 960 - 982.
- Radfar, J. and Kohansal, R. (2002) Geological map 1: 100,000 Kohpaye. The Geological survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran (in Persian).
- Shimazaki, H. (1982) The sasano hastingsite-bearing copper skarn deposit formed in aluminous sediment at the Yoshuoko mine, Japan. *Economic Geology* 75: 173 - 183.
- Tracy, R. J. and Frost, B. R. (1991) Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formation. In: *Contact metamorphism* (Ed. Kerrick, D. M.) 26: 207-289. Mineralogical Society of American, Reviews in Mineralogy.
- Vieten, K. and Hamm, H. M. (1978) Additional note on the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of  $Fe^{3+}$  from microprobe analyses. *Neues Jahrbuch fur Mineralogy, Monatshefte* 71-83.
- Winkler, H. G. F. (1976) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer, Verlag, New York.
- Winter, C. (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New York.
- Letargo, C. M. R. and Lamb, W. M. (1993) P-T-X conditions of calc-silicate formation: evidence from fluid inclusions and phase equilibria; Llano Uplift, central Texas, USA. *Journal of Metamorphic Geology* 11:89-100.