

مطالعه کانه‌زایی اسکارنی شمال کالکافی و ارتباط آن با توده نفوذی کالکافی

سعیده رنجبر، موسی کلیمی نقره‌ئیان* و محمدعلی مکی‌زاده

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

توده گرانیتوئیدی کالکافی و اسکارن همراه در ۶۰ کیلومتری شمال شرق انارک (حاشیه شمال شرقی استان اصفهان) و در پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده و جزئی از بلوک یزد در نظر گرفته می‌شود. این توده گرانیتوئیدی با سن ائوسن فوقانی-لیگوسن سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی ائوسن و واحدهای دگرگونه انارک را قطع نموده و باعث ایجاد اسکارن با گسترش محدود و هورنفلس در منطقه شده است. این توده دارای بخش‌های متفاوت با گستره وسیع سنگ‌شناسی (از گابرو تا میکروگرانیت) است. نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که سنگ‌های گرانیتوئیدی مرتبط با تشکیل اسکارن در این منطقه دارای ترکیب سنگ‌شناختی مونزونیت، کوارتزمونزونیت تا کوارتزمونزودیوریت بوده و مشخصات یک ماگمای کالک‌آکالن، مت‌آلومینوس و تیپ I را نشان می‌دهد. با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی، این گرانیتوئید در قوس آتشفشانی مربوط به محیط ژئوتکتونیک تأخیری شکل گرفته است. با توجه به موارد فوق و مقایسه عناصر اصلی و فرعی این توده نفوذی با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی دنیا، این اسکارن‌ها را می‌توان از نوع اسکارن مس-طلا-آهن در نظر گرفت. بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی پنج مرحله در پیدایش اسکارن‌ها شناسایی شده است، از این رو از رگه‌های کوارتزی کانه‌دار فراوان موجود در آن‌ها جهت مطالعه سیالات درگیر استفاده شد. با در نظر گرفتن دمای یکنواخت‌شدگی به‌دست آمده از رگه‌های کوارتزی و بافت‌های ثانویه مشاهده شده در کانی‌های کدر، می‌توان دگرسانی این کانی‌ها را با مرحله تزریق رگه‌های کوارتزی هم‌زمان دانست. شواهد رخداد جوشش در این میان‌بارها وجود دارد که مهم‌ترین عامل ته‌نشینی کانی‌های کدر در دمای ۲۵۰ تا ۳۷۵ درجه سانتیگراد بوده است. با رخداد این پدیده، سیالات با شوری بالا (نوع V) در کنار سیالات با شوری پایین (نوع I و IV) به‌دام افتاده‌اند و فلزاتی که به‌صورت کمپلکس‌های کلروری حمل می‌شده‌اند، به‌صورت کمپلکس‌های سولفیدی، در شرایطی که جوشش پایان یافته ته‌نشین شده‌اند. در مرحله بعد کانی‌های کدر مانند کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت که در مرحله نهایی تکامل اسکارن تشکیل شده بودند، در اثر کاهش دما (۱۵۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد) و افزایش فوگاسیته اکسیژن به ترتیب به گوئتیت، بورنیت، کولیت و مارتیت تبدیل می‌شوند. تکتونیک پویای منطقه و غسل‌های فراوان در جای‌گیری رگه‌ها و دگرسانی کانه‌ها نقش اساسی ایفا نموده‌اند. توده نفوذی کالک‌آکالن نوع I کالکافی را می‌توان به‌عنوان منبع کانه‌زایی اسکارنی مس-آهن-طلا در منطقه در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: کالکافی، گرانیتوئید کالک‌آکالن، دگرگونی مجاورتی، اسکارن کلسیک، کانه‌زایی، سیالات درگیر

مقدمه

به‌طور کلی منطقه انارک از لحاظ زمین‌شناسی و کانه‌زایی از دیرباز مورد توجه بوده است و اطلاق نام «زون متالوژنی انارک- یزد» (رسا و مهرنیا، ۱۳۸۴) به این مناطق خود گویای وسعت و اهمیت کانه‌زایی در این منطقه است. در منطقه مطالعه‌شده، وجود توده نیمه‌آتشفشانی کالکافی با سن ائوسن فوقانی - الیگوسن (Yakovenko *et al.*, 1981) از عوامل اصلی کانه‌زایی بوده و باعث به وجود آمدن معادن کالکافی و خونی شده است. این معادن در گذشته فعال بوده و یکی از منابع مهم تأمین مس - مولیبدن، سرب، روی و طلای کشور محسوب می‌شده است. مطالعات تفصیلی انجام شده توسط شرکت روسی تکنواکسپورت در معدن مس - مولیبدن کالکافی (Yakovenko *et al.*, 1981) ذخیره‌ای بالغ بر ۲۴۵ میلیون تن کانسنگ با عیار متوسط ۰/۲۵ درصد مس و ۰/۰۲۵ درصد مولیبدن به‌صورت پورفیری، در استوک میکروگرانیتی کالکافی مشخص می‌کند. از دلایل عمده غیرفعال بودن این کانسار کمبود آب، پایین بودن عیار مس، دگرسان نبودن سنگ‌ها و بالا بودن هزینه خردایش است. از عوامل مثبت و امید بخش این کانسار می‌توان به وجود نشانه‌های معدنی اورانیوم همراه با طلا اشاره نمود. چنانچه بیان شد، این منطقه از لحاظ پتانسیل طلا دارای اهمیت بوده و میزان طلای گزارش شده از این بخش ۲۴۹ تن طلا با عیار ۴ گرم در تن است.

معدن متروکه خونی در حاشیه شمالی توده کالکافی قرار دارد. نوع کانه‌زایی در این کانسار رگه‌ای بوده و ماده معدنی در رگه‌های سیلیسی تمرکز یافته است. طبق گزارش Yakovenko و همکاران (۱۹۸۱)، این کانسار محتوی ۰/۲ تا ۲۵/۸ درصد سرب، ۰/۹ تا ۱۳ درصد روی، ۰/۲ تا

۳/۷ درصد مس و بیش از ۶۴ گرم بر تن نقره است. میزان طلای گزارش شده از این بخش ۱۳۴ تن طلا با عیار ۶ گرم در تن است.

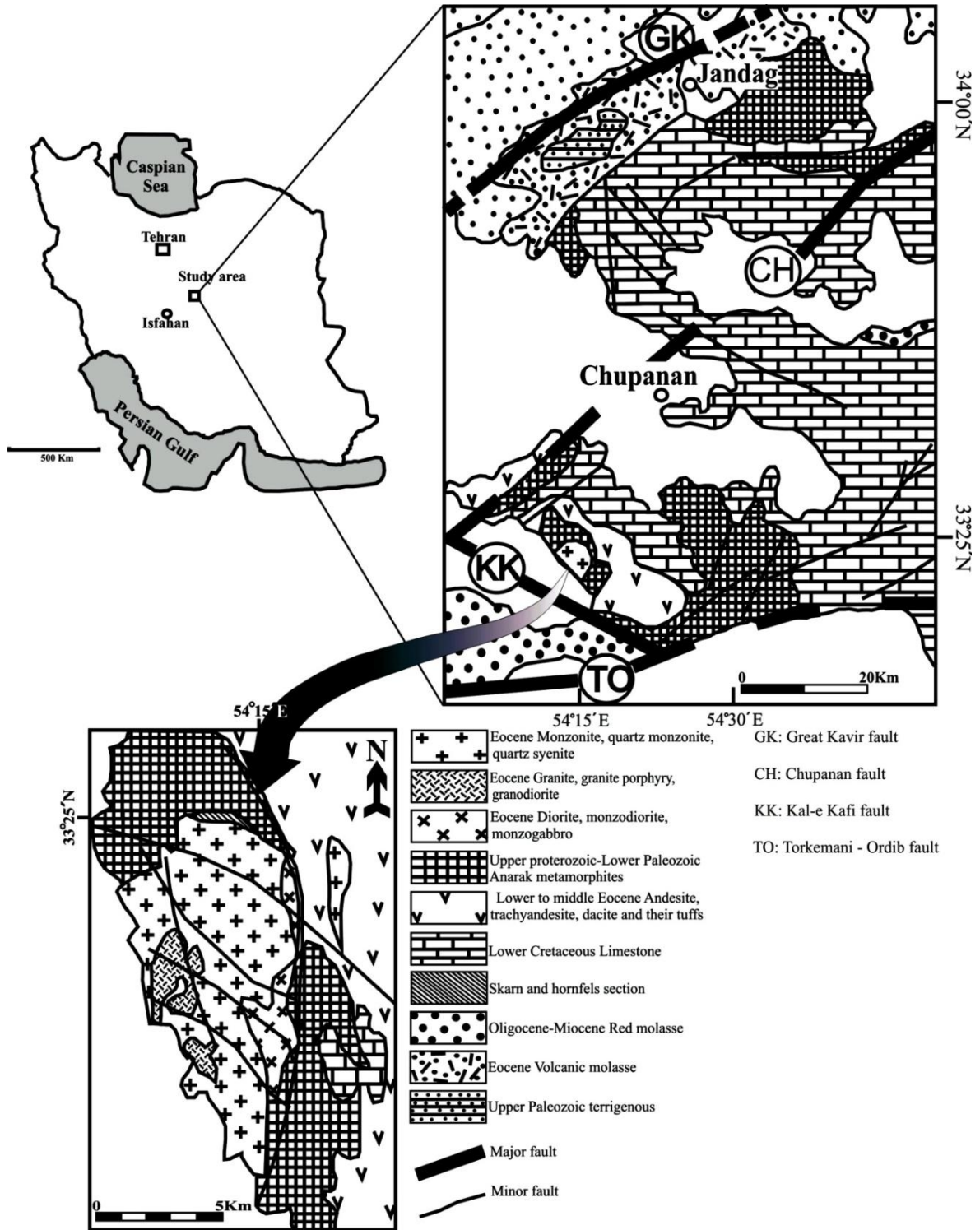
از جمله پتانسیل‌های معدنی این منطقه که مرتبط با توده نفوذی و دایک‌های وابسته است، می‌توان به اسکارن‌ها اشاره نمود. این اسکارن‌ها در چند منطقه شناسایی شده‌اند اما گسترش زیادی ندارند. این نوشتار به بررسی اسکارن‌های شمال کالکافی (شکل‌های ۱ و ۲) می‌پردازد. در غرب و جنوب‌غرب این منطقه کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. در این منطقه واحدهای آتشفشانی با سن ائوسن گسترش وسیعی دارند که توده یادشده آن‌ها را قطع نموده است (شکل ۱). با توجه به اثبات وجود رابطه میان ترکیب توده نفوذی و نوع کانه‌زایی در اسکارن همراه، از طریق مطالعات صحرائی، آزمایشگاهی و تئوری در سایر نقاط دنیا، از ترکیب توده نفوذی به‌عنوان کلیدی در اکتشاف کانسارهای اسکارنی استفاده می‌شود. هدف از این مطالعه بررسی اسکارن‌ها، ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی و ارتباط آن با نوع اسکارن ایجاد شده و بررسی‌های مینرالوگرافی و سیالات درگیر در کانه‌زایی اسکارنی شمال کالکافی است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

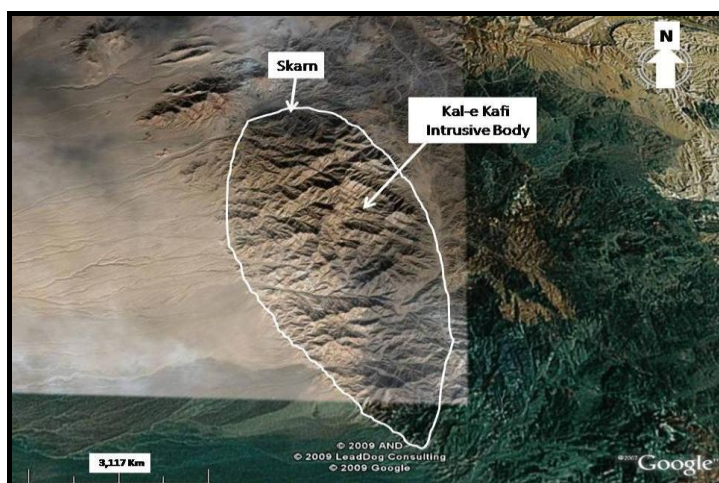
توده گرانیتوییدی کالکافی از نظر ساختاری در پهنه ایران مرکزی و بلوک یزد واقع شده است (آقنباتی، ۱۳۸۳؛ Yakovenko *et al.*, 1981). Yakovenko و همکاران (۱۹۸۱) در مطالعات خود کالکافی را به‌عنوان بخشی از توده انارک - خور محسوب نموده‌اند. قدیمی‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای موجود در منطقه را سنگ‌های دگرگونه شیسست، کوارتزیت، مرمر و آمفیبولیت

زمانی از پرکامبرین تا کامبرین زیرین را شامل می‌شود (شکل ۱) (باباخانی و همکاران، ۱۳۷۶).

همراه با بلوک‌های سرپانتینی تشکیل می‌دهد که مربوط به مجموعه دگرگونه انارک بوده و طیف



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعه‌شده در ایران و واحدهای ساختاری این منطقه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیودان (Technoexport, 1984)



شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه مطالعه‌شده

شرق به ولکانیک‌های ائوسن و از غرب به آبرفت‌های کواترنر محدود می‌شود (شکل‌های ۱ و ۲). توده نفوذی کالکافی دارای چندین بخش با سنگ‌شناسی متفاوت بوده که در اثر همبندی بخش موزونیت-کوارتز موزونیتی آن (در شمال) با واحد شیستی-مرمری دیگر گونه‌های انارک، اسکارن‌سازی با گسترش کم و تشکیل هورنفلس با گسترش بیشتر در این منطقه رخ داده است. این توده عامل اصلی کان‌زایی مس-مولیبدن پورفیری، طلا، سرب، روی و پلی‌متال در منطقه در نظر گرفته شده است (Yakovenko *et al.*, 1981).

زمین‌شناسی محلی

اسکارن‌های مطالعه‌شده در ۶۰ کیلومتری شمال شرق انارک (حاشیه شمال شرقی استان اصفهان) و در محدوده طول شرقی $۵۴^{\circ}۱۳'۸۳/۴''$ و عرض شمالی $۳۳^{\circ}۲۶'۳۴''$ قرار دارد. محدوده مورد بررسی در حاشیه جنوب غربی یک فرازمین با روند کلی شرقی-غربی واقع شده و بین دو منطقه فروزمین دشت نخلک و چوپانان جای دارد. این منطقه در واقع یک ساختمان گنبدی حاصل از نفوذ توده بزرگ بیضوی شکل کالکافی است که در پی سنگ قدیمی پرکامبرین (مجموعه چاه‌گره) نفوذ

مجموعه‌های سنگی پالئوزوئیک در زیر پهنه انارک-خور بسیار محدود بوده و بیش‌ترین رخمون آن در کوه معراجی است که ترادف کاملی از کامبرین زیرین (سازندهای سلطانیه و باروت) تا پرمین (سازند جمال) را در بر می‌گیرد. در این منطقه سنگ‌های آهکی کرتاسه‌زیرین به طور دگرشیب سنگ‌های پالئوزوئیک را می‌پوشانند. سنگ‌های مزوزوئیک، شامل سازند شمشک و سنگ‌های آهکی کرتاسه است. رخمون‌های کرتاسه، گستره وسیعی در کل منطقه انارک داشته و بخش‌های آهکی آن ستیغ‌ساز است. این سنگ‌ها عمدتاً در جنوب شرقی توده نفوذی کالکافی گسترش داشته و خود به‌طور غیر هم‌شیب توسط ترادف ضخیم سنگ‌های آتشفشانی و ولکانوکلاستیک ائوسن پوشیده شده‌اند (باباخانی و همکاران، ۱۳۷۶).

برونزدهای ترشیری عمدتاً شامل گدازه‌های ائوسن همراه با توف‌های مربوطه است که در منطقه انارک-خور گسترش وسیعی دارند. ترکیب سنگ‌شناختی آن‌ها شامل بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت است. این سنگ‌ها دارای سن ائوسن زیرین تا بالایی هستند. سن سنجی به روش پتاسیم-آرگون سن آندزیت‌ها را ۵۳ میلیون سال نشان می‌دهد (Yakovenko *et al.*, 1981). توده کالکافی از شمال به دیگر گونه‌های انارک، از

اسکارنی، تراشه (chips) تهیه شد. آزمایش‌های گرمایش (heating) و سرمایش (freezing) با استفاده از یک صفحه گرم‌کننده و سردکننده (combine heating and freezing stage) لینکام (Linkam) مدل THMSG600 در دانشگاه اصفهان انجام گرفت. دقت کار دستگاه در هنگام حرارت‌دهی و انجماد ± 0.1 درجه سانتیگراد و محدوده حرارتی این دستگاه بین 180^- تا 600^+ درجه سانتیگراد است. کانه‌زایی رخ داده در این اسکارن‌ها و رگه‌های سیلیسی همراه با آن‌ها، پس از تهیه ۷ مقطع صیقلی، توسط میکروسکوپ انعکاسی OLYMPUS مدل BX60 در دانشگاه اصفهان بررسی شد.

پتروگرافی و ژئوشیمی بخش مونزونیت- کوارتز مونزونیت

بخش مونزونیت-کوارتز مونزونیتی (شکل ۱) که مرتبط با تشکیل اسکارن‌های مطالعه شده است، در نمونه‌دستی به صورت درشت‌دانه بوده و به علت فراوانی فلدسپات‌های پتاسیک، به رنگ صورتی تا خاکستری دیده می‌شود. در جدول ۱ نتایج حاصل از آنالیز این سنگ‌ها آورده شده است. بافت اصلی مشاهده شده در این سنگ‌ها گرانولار بوده و بافت‌هایی نظیر میکروگرافیک، میکروپرتیت، پوئی کیلیتیک (شکل‌های ۳- A تا C) و شطرنجی در آن‌ها رایج است.

حضور بافت میکروپرتیت (شکل ۳- A) نشانه تبلور سنگ تحت فشار بخار آب پایین (کمتر از ۲ کیلو بار) و درجه حرارتی بالاتر از سولوس (۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد) در سیستم دوتایی آلبیت، ارتوکلاز است. همچنین بافت میکروگرافیک (شکل‌های ۳- B و C) محصول تبلور هم‌زمان کوارتز- فلدسپات قلیایی از مایعی با ترکیب مشابه نقطه یوتکتیک است.

کرده است. روند عمومی لایه‌های سنگی به پیروی از این توده در شمال، دارای امتداد شمال‌شرق- جنوب غرب و شییبی به سوی شمال غرب و در حاشیه جنوب‌شرقی دارای روند شمال‌شرق- جنوب غرب و شییبی به سمت جنوب شرق است (Yakovenko *et al.*, 1981). یک سری توده نفوذی با ترکیب وسیعی از گرانیات قلیایی تا گابرو، واحدهای سنگی منطقه (از کامبرین زیرین تا ائوسن) را تحت تأثیر قرار داده‌اند که به‌طور عمده زمانی بعد از ائوسن را دارند. شواهد صحرائی بیانگر آن است که قدیمی‌ترین واحد، بخش گابرو، مونزوگابرو و جوان‌ترین واحد، بخش گرانیتی است (باباخانی و همکاران، ۱۳۷۶؛ احمدیان و همکاران، ۱۳۸۶).

روش انجام پژوهش

پس از انجام مطالعات صحرائی و نمونه‌برداری، اقدام به تهیه مقاطع نازک، صیقلی و دوبر صیقل از نمونه‌های آذرین و اسکارنی شد. مقاطع نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان OLYMPUS مدل BH2 در دانشگاه اصفهان مطالعه شد. یک نمونه اسکارن و دو نمونه از توده نفوذی جهت بررسی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی توسط شرکت ALS Chemex کانادا، آنالیز ICP-MS شدند (نمونه‌های M1، M2 و TS-K در جدول ۱).

به منظور بررسی‌های تکمیلی از نمونه‌های آنالیز شده به روش ICP-MS توسط Ahmadian و همکاران (۲۰۰۹) نیز استفاده شد (نمونه‌های 75b تا 50 در جدول ۱). همچنین از آنالیز ۱۲ نمونه توده نفوذی مرتبط با بخش مونزونیت- کوارتز مونزونیت که به روش XRF توسط شرکت روسی تکنواکسپورت، انجام شده است (نمونه‌های S1 تا S12 در جدول ۲) استفاده شد. جهت انجام مطالعات ریزدماسنجی (microthermometric studies) از ۶ نمونه رگه کوارتزی و یک نمونه

جدول ۱- نتایج آنالیز عناصر اصلی (wt%) و فرعی (PPm) بخش مونزونیت- کوارتز مونزونیتی توده گرانیتوئید کالکافی (M1 و M2) و یک نمونه اسکارن (TS-K) به روش ICP-MS. نمونه 75b تا 50 با ترکیب مونزونیت- کوارتز مونزونیت برگرفته از Ahmadian و همکاران (۲۰۰۹) است. تفکیک انواع آهن به روش Le Maitre (۱۹۷۶) انجام شده است.

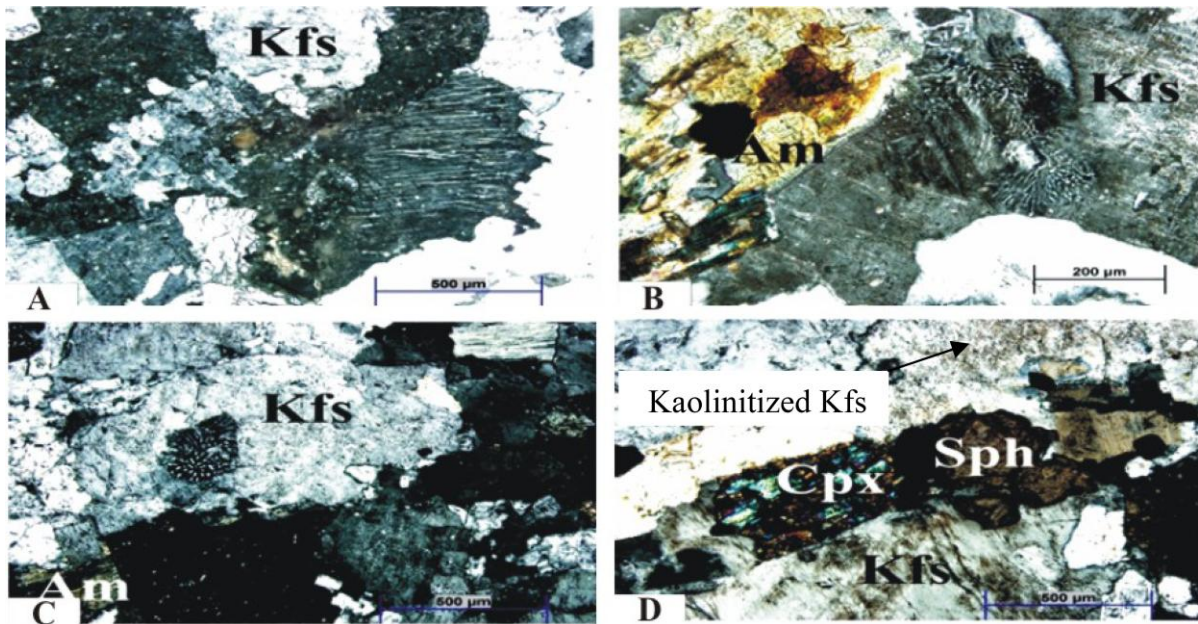
Sample type	M1	M2	75b	75	152a	39	162	50	TS-K
Wt%									
SiO ₂	61.8	64.5	59.54	62.4	66.26	66.63	66.98	67.26	59.2
TiO ₂	0.4	0.38	0.46	0.32	0.36	0.32	0.30	0.33	0.05
Al ₂ O ₃	16.20	15.95	17.31	16.34	16.35	16.31	15.9	16.00	1.66
Fe ₂ O ₃	1.86	2.02	2.62	2.31	1.48	1.95	1.88	1.92	22.4
FeO	1.32	1.51	1.59	1.62	0.72	1.38	1.38	1.35	--
MnO	0.06	0.08	0.07	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.12
MgO	1.61	1.22	2.23	2.04	1.37	0.89	0.86	1.02	0.48
CaO	3.36	3.37	3.86	3.24	3.29	2.20	2.42	2.61	10.65
Na ₂ O	5.25	5.22	5.96	5.48	5.59	5.44	5.21	5.31	0.10
K ₂ O	4.72	4.00	4.31	4.95	4.31	4.96	4.87	4.58	1.00
P ₂ O ₅	0.25	0.19	0.45	0.28	0.17	0.13	0.13	0.13	0.02
LOI	0.99	1.07	1.23	0.83	0.29	0.76	0.84	0.05	5.06
Total	98.30	100	99.41	99.80	99.89	99.87	99.88	99.86	99.80
PPm									
Cr	150	500	54	39	29	28	26	24	40
Ni	26	31	38	32		53	23	20	198
Co	8.80	8.10	13	8	4	5	5	5	29.60
V	87	72	101	93	35	64	41	57	142
Cs	2.57	4.95	3.3	2.9	1.8	3.6	2	8.3	0.56
Ba	761	986	730	594	883	772	822	715	120
Rb	109	111.50	98	111	134	134	128	144	0.60
Sr	1660	1600	1907	1530	1320	1300	1200	1360	150
Y	11.9	15.7	13	11	15	15	14	14	13
Hf	5.3	5.50	4.2	6.3	5.5	5.4	5.2	5.4	0.30
Zr	205	199	221	288	204	211	199	205	8
Th	10.75	10.75	3.6	7.9	13.3	16.2	10.3	20	1.69
U	3.31	3.15	1.4	2.48	3.77	3.27	3.1	3.24	2.74
Nb	8.60	11.70	5.6	7.3	12.8	12.5	12.1	12.5	1.10
Ta	0.60	0.80	0.2	0.39	0.87	0.88	0.86	0.82	0.10
La	28.7	36.8	26	29	36	38	35	36	32.2
Ce	53.5	67.2	54	51	63	68	62	63	41.1
Pr	6.10	7.64	6.3	5	7	7	6	6	4.31
Nd	21.6	26.6	24.1	19	25	25	23	23	14.7
Sm	3.94	4.61	4.61	3.12	4.42	4.38	4.08	3.97	2.37
Eu	1.07	1.20	1.30	0.98	1.14	1.14	1.05	1.05	1.06
Gd	3.57	4.47	3.5	2.5	3.34	3.29	2.99	2.95	2.59
Tb	0.45	0.56	0.44	0.33	0.5	0.5	0.47	0.45	0.36
Dy	2.3	2.92	2.23	1.68	2.52	2.45	2.29	2.25	2.11
Ho	0.42	0.57	0.39	0.32	0.47	0.46	0.44	0.42	0.45
Er	1.24	1.63	1.15	0.97	1.39	1.39	1.36	1.3	1.44
Tm	0.18	0.25	0.17	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.20
Yb	1.18	1.60	1.07	1.05	1.41	1.48	1.34	1.36	1.26
Lu	0.19	0.25	0.17	0.17	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21

جدول ۲- نتایج آنالیز عناصر اصلی (Wt%) به روش XRF با ترکیب مونزونیت- کوارتز مونزونیت برگرفته از Yakovenko و همکاران (۱۹۸۱)

Sample type	S12	S8	S7	S3	S2	S6	S5	S4	S11	S1	S9	S10
Wt%												
SiO ₂	59.71	60.59	62.4	64.4	65	65.36	65.4	65.8	67.01	68	68.17	68.71
TiO ₂	0.51	0.46	0.48	0.52	0.40	0.47	0.44	0.45	0.29	0.26	0.23	0.22
Al ₂ O ₃	16.21	15.42	15.44	16.20	15.50	15.89	16.30	16.28	15.91	15.70	15.48	15.14
Fe ₂ O ₃	4.17	3.97	1.84	1.69	1.47	1.39	1.39	1.68	2.73	1.20	2.39	1.61
FeO	0.67	0.67	1.36	1.63	1.43	1.70	1.56	1.23	1.15	0.86	1.34	0.91
MnO	0.09	0.09	0.12	0.06	0.07	0.12	0.12	0.12	0.06	0.04	0.08	0.08
MgO	0.92	1.08	1.36	1.51	1.51	1.44	1.28	1.30	0.83	0.60	0.81	0.74
CaO	4.88	4.76	3.43	2.67	3.16	2.77	3.10	2.98	2.20	3.29	2.17	1.81
Na ₂ O	4.75	4.80	3.96	5.80	5.40	5.00	4.90	4.80	5.05	5.27	5.05	3.70
K ₂ O	3.91	4.32	4.80	4.34	4.40	4.50	4.30	4.20	4.25	3.58	4.06	6.57
P ₂ O ₅	0.27	0.22	0.22	0.17	0.17	0.20	0.17	0.14	0.12	0.06	0.08	0.09
LOI	0.36	0.38	0.35	0.80	1.29	0.23	0.06	0	0.14	1.46	0.10	0.10
Total	99.50	99.50	99.78	99.96	99.91	99.66	99.52	99.78	99.50	100.03	99.50	99.50

۳-D) بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده آن‌هاست (Wones, 1989). از ویژگی‌های بافتی شاخص موجود در این سنگ‌ها می‌توان به حضور بافت صفحه شطرنجی (chess board) اشاره نمود. این بافت در اثر فرآیند آلکالی‌متاسوماتیزم ایجاد شده است. طی این فرآیند، سدیم و پتاسیم بین سیال و سنگ درون‌گیر مبادله شده‌اند. به این ترتیب که سدیم از سیال وارد سنگ و پتاسیم از سنگ وارد سیال شده است. سدیم وارد شده به سنگ می‌تواند به‌طور گسترده جانشین کلسیم شود و در نهایت این فرآیند باعث سدیک‌تر شدن پلاژیوکلاز می‌شود.

کانی‌های اصلی سازنده این بخش را فلدسپات پتاسیم (عمدتاً از نوع پرتیتی)، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز)، آمفیبول (هورنبلند سبز)، کلینوپیروکسن، بیوتیت و کوارتز تشکیل داده و کانی‌های فرعی آن شامل آپاتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت است. اپیدوت، کلسیت، هماتیت، کانی‌های رسی و کلریت به‌عنوان کانی‌های ثانویه در سنگ حضور دارند. در این سنگ‌ها، تجزیه آلکالی‌فلدسپارها به کانی‌های رسی از جمله کائولینیت نسبتاً رایج بوده و پیروکسن‌ها عمدتاً اورالیتی شده‌اند. حضور هم‌زمان اسفن + مگنتیت + کوارتز، همراه با کلینوپیروکسن یا آمفیبول در این گرانیتوئیدها (شکل

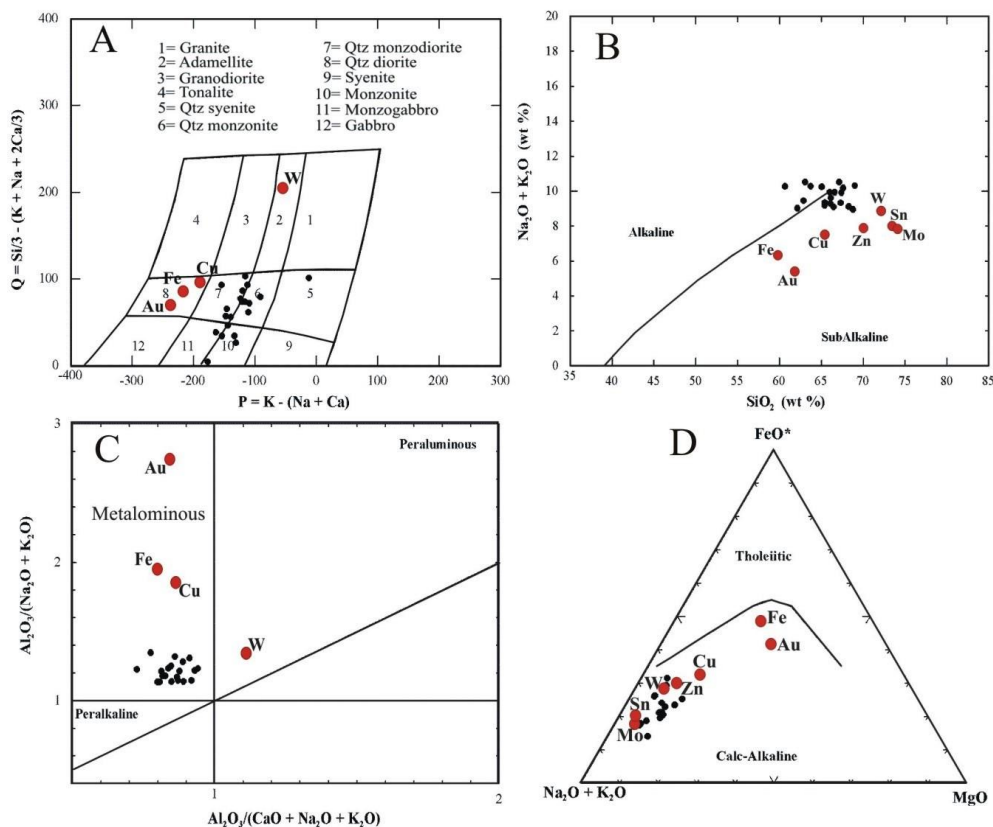


شکل ۳- انواع بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های مورد بررسی؛ (A) بافت پرتیت، (B و C) بافت میکروگرافیک، (D) اسفن در کنار پیروکسن اورالیتی شده و فلدسپات پتاسیک کائولینیتی شده. (Kfs): پتاسیم‌فلدسپات، Am: آمفیبول، Sph: اسفن و Cpx: کلینوپیروکسن

بنابراین جهت نام‌گذاری و تعیین ماهیت آن‌ها از نمودارهای زیر استفاده شد. نمونه‌های آنالیز شده بر اساس نمودار Debon و LeFort (۱۹۸۳) در محدوده مونزونیت، کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت (محدوده‌های ۶، ۷ و ۱۰) قرار می‌گیرند (شکل ۴-A). بر اساس نمودار Irvine و Baragar (۱۹۷۱) سنگ‌های منطقه در محدوده ساب‌آلکالن به سمت آلکالن تصویر

همان‌طور که اشاره شد، نمونه‌های مطالعه شده تحت تأثیر آلکالی‌متاسوماتیزم قرار گرفته‌اند، اما این فرآیند گسترش زیادی ندارد. به این معنا که همچنان کانی‌های اولیه متعلق به سنگ درون‌گیر فراوانی بیش‌تری نسبت به کانی‌های حاصل از دگرسانی دارند. از طرفی مبنای این مطالعه جهت نام‌گذاری و بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ویژگی‌های فعلی این سنگ‌هاست.

نبود آلومینوسیلیکات‌ها و همچنین روند مشاهده شده در نمودار شکل ۴- D بیان‌گر کالک‌آلکان بودن سری ماگمایی است و احتمال تعلق آن‌ها به سری I قوی‌تر از سری S است.

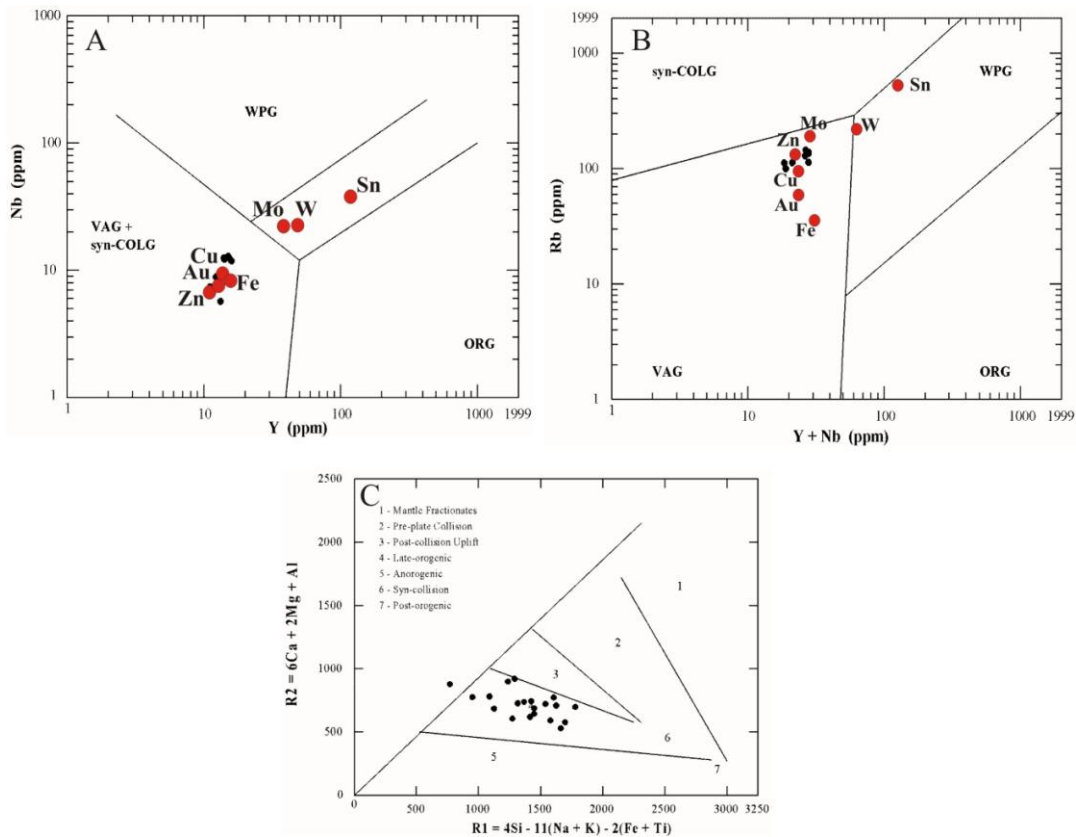


شکل ۴- A) نمودار QP جهت نام‌گذاری نمونه‌ها (Debon and Le Fort, 1983)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده مونزونیت، کوآرتز مونزونیت تا کوآرتز مونزودیوریت قرار گرفته‌اند، B) نمودار تفکیک سنگ‌های آذرین آلکان از ساب‌آلکان (Irvine and Baragar, 1971)، C) نمودار اندیس اشباع شدگی آلومینیوم (Maniar and Piccoli, 1989) در سنگ‌های گرانیتوئیدی کالکافی، همه نمونه‌ها از نوع مت‌آلومینوس هستند و D) نمودار Baragar و Irvine (۱۹۷۱) که سری ماگمایی سازنده این سنگ‌ها کالک‌آلکان است. در نمودارها نماد (●) معرف نمونه‌های گرانیتوئیدی آنالیزشده و نماد (●) میانگین ترکیب توده‌های نفوذی مرتبط با کانسارهای اسکارنی است (Ray et al., 2000).

Bowden (۱۹۸۵) نیز محیط تکتونیکی تشکیل این گرانیتوئید را Late Orogenic معرفی می‌کند (شکل ۵- C). Ahmadian و همکاران (۲۰۰۹) شکل‌گیری این توده و آتشفشانی‌های همراه با آن را در ارتباط با کمان ماگمایی ارومیه- دختر دانسته و محیط تشکیل آن را پشت قوس عنوان نموده‌اند.

شده‌اند (شکل ۴- B). از نظر درجه اشباع از آلومین، بر اساس نمودار Maniar و Piccoli (۱۹۸۹)، این سنگ‌ها در محدوده مت‌آلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۴- C). شواهد پتروگرافی از جمله فراوانی آمفیبول و اسفن،

جهت تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل این توده گرانیتوئیدی از نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) استفاده شده است. بر اساس این نمودارها، گرانیتوئیدهای مطالعه‌شده از نوع گرانیت‌های کمربندهای آتشفشانی (پهنه فرورانش) هستند (شکل‌های ۵- A و B). نمودار کاتیونی Batchelor و



شکل ۵- نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتوئید کالکافی با استفاده از عناصر کمیاب (Pearce *et al.*, 1984) و (C) نمودار تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئید کالکافی با استفاده از عناصر اصلی (Batchelor and Bowden, 1985)؛ نمادها مانند شکل ۴ است.

بررسی بخش اسکارنی

اسکارن‌زایی در این منطقه دارای گسترش جغرافیایی کمی بوده و محدود به میان‌لایه های مرمری شیست‌ها می‌شود. در بررسی‌های صحرایی پروتولیت مرمری مشاهده نشده و تنها بر مبنای تناوب اسکارن با لایه‌های هورنفلسی می‌توان تصور نمود قبل از نفوذ توده در این منطقه، میان‌لایه‌ای مرمری حضور داشته است. بر اساس مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی، این اسکارن‌ها عمدتاً از نوع اسکارن‌های واکنشی و کلسیک هستند.

گارنت از عمده‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست که در نمود صحرایی به رنگ‌های قهوه‌ای سوخته، قهوه‌ای، قهوه‌ای کم‌رنگ تا زرد عسلی مشاهده می‌شود. در اسکارن‌های مطالعه‌شده مجموعه کانیایی زیر تشخیص داده شد:

- ۱- پلاژیوکلاز + پیروکسن + گارنت + ولاستونیت + اسفن + وزویانیت + پیریت + مگنتیت
- ۲- گارنت + کوارتز + کلسیت + مگنتیت + آزوریت + مالاکیت
- ۳- گارنت + کوارتز + کلینوپیروکسن + ترمولیت + اکتینولیت + ارتوکلاز + مگنتیت + کلسیت
- ۴- گارنت + کلسیت + کوارتز + ترمولیت + اکتینولیت + تورمالین + مگنتیت
- ۵- ترمولیت + اکتینولیت + کوارتز + مگنتیت + گارنت

در پاراژنز سوم، پیروکسن جزو کانی‌های مرحله پیش‌رونده تکامل اسکارن و ترمولیت-اکتینولیت، ارتوکلاز و کلسیت جزو کانی‌های تشکیل‌شده در مرحله دگرسانی برگشتی هستند. در مطالعات میکروسکوپی می‌توان بقایایی از پیروکسن را در

سیالات تأخیری حاوی پتاسیم فراوان صادر شده از توده نفوذی باعث شکل‌گیری رگه‌های ضخیم ارتوکلاز با بافت پرتیتی در اسکارن‌ها شده است که در مرز تماس آن‌ها با گارنت‌های عمدتاً آهن‌دار، در اثر خوردگی گارنت‌ها، کانی‌های اپاک آزاد شده است (شکل ۶-F). در مورد منشأ این رگه‌ها یک احتمال دیگر نیز مطرح است. با توجه به غنی بودن شایست‌های در بر گیرنده اسکارن (که در اثر حرارت صادره از توده به هورنفلس تبدیل شده‌اند) از کانی‌های پتاسیم‌داری همچون بیوتیت و با توجه به عدم وجود کنتاکت مستقیم میان توده و اسکارن، می‌توان منشأ این رگه‌ها را تحرک مجدد عنصر پتاسیم این سنگ‌ها و واکنش آن با سیلیس تأخیری صادره از توده که حاصل آن تشکیل رگه‌های تأخیری ارتوکلازی بوده است، در نظر گرفت. حضور تورمالین در اسکارن‌ها، شاهی بر تحرک عنصر بور از شایست‌ها به سمت اسکارن است. با توجه به تحرک‌پذیری بالای عنصر پتاسیم، امکان حرکت آن از شایست‌ها به سمت اسکارن وجود دارد.

بررسی مراحل اسکارن‌سازی

از آنجایی که رخداد اسکارن در این منطقه محدود به میان‌لایه مرمری شایست‌هاست، این اسکارن‌ها گسترش کمی داشته و از نوع اسکارن واکنشی کلسیک در نظر گرفته می‌شوند. بر اساس بررسی‌های صحرایی و کانی‌شناسی، پنج مرحله در تشکیل اسکارن‌ها و کانه‌زایی همراه تشخیص داده شد:

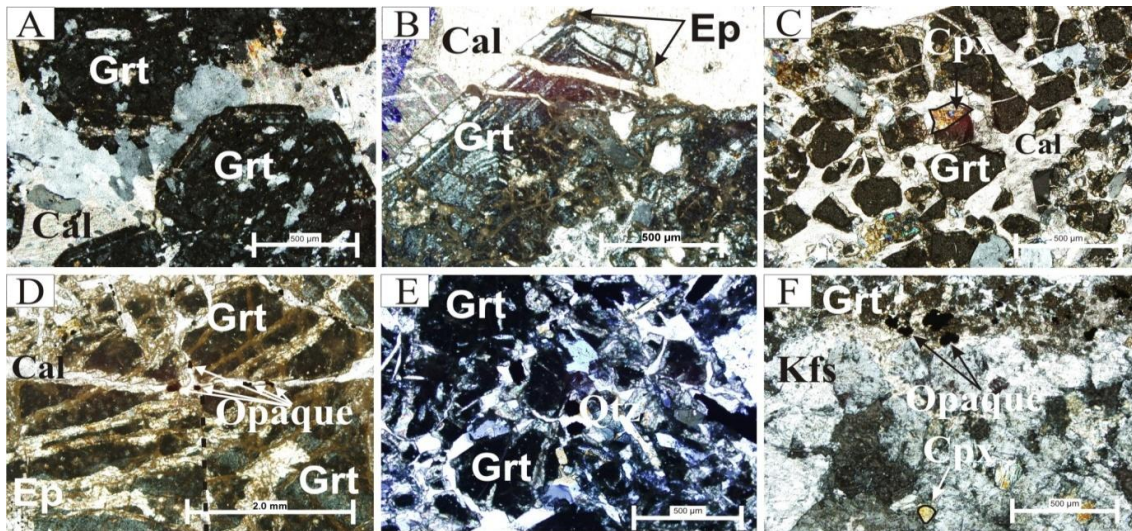
مرحله اول با نفوذ بخش کوارتزومونزونیتی توده نفوذی کالکافی به درون سنگ درون‌گیر شایستی-مرمری آغاز می‌شود. این مرحله باعث دگرسانی پیش‌رونده سنگ درون‌گیر شده، هاله دگرگونی مجاورتی در اطراف توده نفوذی ظاهر می‌شود.

کنار این کانی‌ها مشاهده نمود. از لحاظ ریخت‌شناسی، چند نوع گارنت در این اسکارن‌ها شناسایی شد: (۱) گارنت‌های همسانگرد بی‌شکل و شکل‌دار که خود به صورت کاملاً بی‌رنگ و نیز زردعسلی دیده می‌شوند (شکل ۶-A)، (۲) گارنت‌های ناهمسانگرد و بی‌شکل که در بعضی نمونه‌ها منطقه‌بندی کاملی از خود نشان داده و گاهی شکل‌دار هستند (شکل ۶-B). به‌طور کلی در مورد نحوه تشکیل گارنت در سیستم‌های اسکارنی دو احتمال وجود دارد:

(۱) در مرحله پیش‌رونده به صورت مجزا شکل گرفته‌اند. (۲) از واکنش برگشتی پیروکسن با سیالات هیدروترمال حاصل شده‌اند، که هر دو آن‌ها را در این اسکارن‌ها می‌توان دید. فراوانی گارنت‌های زردرنگ در چند نمونه به حدی است که می‌توان آن‌ها را گارنتیت نامید. در این سنگ‌ها، کلسیت به صورت فاز بین‌بلوری مابقی حجم سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۶-C). این گارنت‌ها حاوی اذخال‌های نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار کوارتز هستند.

واکنش‌های برگشتی تبدیل گارنت به کوارتز، کلسیت و اپیدوت در حواشی و شکستگی‌های گارنت به وضوح دیده می‌شوند (شکل ۶-D). ولاستونیت به صورت رشته‌های مجتمع و کشیده حضور دارد و در اکثر موارد توسط گارنت با بافت آتول، کلسیت و کوارتز جانشین شده است. این واکنش‌ها می‌تواند ناشی از تغییر شرایط محیط یعنی افزایش فوگاسیته CO_2 و کاهش دما و یا واکنش میان‌بارهای به دام افتاده در ولاستونیت با کانی در بر گیرنده باشد.

رگه‌های سیلیسی درشت‌بلور تا ریزبلور گارنت‌ها را قطع کرده و آن‌ها را خرد نموده است که بلورهای خردشده گارنت درون کوارتز به صورت شناور و در حال تحلیل‌رفتن هستند (شکل ۶-E).



شکل ۶- (A) گارنت همسانگرد شکل‌دار با منطقه‌بندی جزئی، (B) گارنت شکل‌دار با منطقه‌بندی کامل، (C و D) گارنت همسانگرد و ناهمسانگرد خردشده که از حواشی در حال تبدیل شدن به اپیدوت و کلسیت هستند، (E) رگه کوارتز که گارنت‌های خردشده را در بر گرفته است و (F) رگه ارتوکلازی که گارنت‌ها را قطع نموده و در محل کنتاکت‌ها کانی‌های اپاک آزاد شده است. بقایایی از گارنت و کلینوپیروکسن در این شکل دیده می‌شود.

توجه به وجود شکستگی فراوان در این گارنت‌ها و عدم وجود میان‌بار سیال در آن‌ها می‌توان در نظر گرفت که این کانی‌ها تحت تأثیر سیالات غنی از آهن در این مرحله یکنواخت شده و ترکیب آندرادیت نسبتاً خالص پیدا کرده‌اند. همیافتی گارنت‌های آندرادیتی همراه با رگه‌های مگنتیتی شاهد دیگری بر این مدعاست.

در مرحله چهارم دما افت کرده و دگرسانی قهقرایی و ته‌نشینی سولفیدها آغاز می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). تبلور اپیدوت، اسفن، کلریت، ترمولیت و اکتینولیت از نشانه‌های بارز این مرحله است. با توجه به تشکیل این کانی‌ها در مجاورت یا در حاشیه کانی‌های مرحله پیش‌رونده تکامل اسکارن (مانند پیروکسن و گارنت)، این کانی‌ها عمدتاً ناشی از دگرسانی برگشتی کانی‌های مرحله پیش‌رونده در این مرحله است. در اسکارن‌ها کانی‌های اپاک معمولاً همراه با دگرسانی قهقرایی یافت می‌شوند که نشان‌دهنده بالاتر بودن شرایط اکسیداسیون و سولفیداسیون و پایین‌تر بودن درجه حرارت در این مرحله نسبت به مرحله قبلی است. بالاتر بودن شرایط اکسیداسیون با گسترده‌تری

در مرحله دوم، یک فاز سیال که از توده نفوذی منشأ گرفته است، به شکستگی‌ها، درزه‌ها و ریزشکستگی‌های سنگ‌های مرمری شده، اسکارن‌یابی و هورنفلسی که در مرحله قبل تشکیل شده‌اند هجوم می‌برد. در نتیجه هجوم سیالات غنی از Si، Fe و Mg به سنگ درون‌گیر، کانی‌های متوسط تا درشت‌دانه کالک‌سیلیکاته بی‌آب از جمله گارنت و پیروکسن تشکیل می‌شوند. در این مرحله احتمال تحرک مجدد آب‌های سازندی در اثر گرمای صادره از توده نیز وجود دارد.

در مرحله سوم که مرحله پایانی اسکارن‌سازی پیش‌رو است، روند غنی‌شدگی سیلیکات‌ها از آهن و فقیرشدگی آن‌ها از منیزیم دیده می‌شود (Brown and Nesbitt, 1987). کانه‌زایی این مرحله به کانسارسازی هم‌زمان (simultaneous mineralization) معروف است (اسمیرنوف، ۱۳۶۷). کانی اپاک اصلی در این مرحله، مگنتیت بوده که جانشین آندرادیت در اسکارن‌ها می‌شود. گارنت‌های بررسی شده در چند نمونه اسکارن همگی دارای ترکیب نسبتاً خالص آندرادیتی هستند. با

دگرگونی یافت شده و تحت همه شرایط دگرگونی در پوسته زمین مقاوم است. این کانی بر خلاف سایر کانی‌ها که می‌توانند با سیال آبگین درون میان‌بار تبادل کاتیونی انجام دهند، با سیال به دام افتاده واکنش شیمیایی انجام نمی‌دهد. بنابراین می‌توان تصور نمود که ترکیب میان‌بار سیال به دام افتاده در کوارتز، دچار تغییر در اثر تراوش و نشر نشده است (Walther *et al.*, 1986).

با توجه به فراوانی رگه‌های کوارتزی در اسکارن‌ها، ۵ نمونه تراشه (chips) کوارتزی به ضخامت ۲۰۰ تا ۴۰۰ میکرون از آن‌ها تهیه شد. این کوارتزها شیری‌رنگ بوده و در اکثر آن‌ها مگنتیت و پیریت به صورت ریزدانه و پراکنده دیده می‌شود. جهت تعیین دمای تشکیل گارنت‌ها از یک نمونه اسکارن نیز تراشه تهیه شد. اما پس از بررسی و کوشش بسیار، اندازه‌گیری از این گارنت‌ها فراهم نشد زیرا این گارنت‌ها بسیار خردشده بوده و شفاف نبودند. تنها داده به‌دست آمده از این نمونه ۱۰ اندازه‌گیری از کوارتزهای هم‌زیست با گارنت‌ها بود که در جدول ۳ آورده شده است.

مارتیتی شدن مگنتیت‌ها تأیید می‌شود. از ویژگی‌های بارز مرحله پنجم تشکیل رگه‌های کوارتزی و کلسیتی است. این رگه‌ها خود به دو گروه تقسیم می‌شوند. گروهی از آن‌ها کانی‌های اسکارن را قطع کرده و همراه با کانی‌های تیره هستند. گروه دیگر که احتمالاً مربوط به مراحل فعالیت‌های هیدروترمالی پایانی در این منطقه است، نابارور بوده و سایر کانی‌ها را قطع نموده است.

میان‌بارهای سیال

امروزه مطالعات میان‌بارهای سیال به یکی از راه‌های اساسی جهت درک ژنز کانسارها و اکتشاف آن‌ها تبدیل شده است. ویژگی میان‌بارهای سیال همچون ترکیب سیال، دما، چگالی و ماهیت گازهای به‌دام افتاده در انواع کانسارها با یکدیگر تفاوت دارد.

با وجود چنین اختلافاتی تصور بر این است که از میان‌بارهای سیال می‌توان به عنوان ابزاری مفید جهت اکتشاف کانسارها بهره برد (Wilkinson, 2001; Mollai *et al.*, 2009). اگرچه سیالات درگیر در بسیاری از کانی‌های دگرگونی، از جمله گارنت، پیروکسن، اپیدوت و ... گزارش شده است اما کوارتز بهترین و متداول‌ترین کانی جهت این بررسی‌هاست زیرا در اغلب سنگ‌های

جدول ۳- دمای همگن‌شدگی (Th)، ذوب یخ (Tm) و شوری معادل در مجموعه میان‌بارهای سیال اسکارن شمال کالکافی، نمونه ۱-۲۱ نمونه اسکارنی است که اندازه‌گیری‌ها در آن از کوارتز هم‌زیست با گارنت انجام شده است.

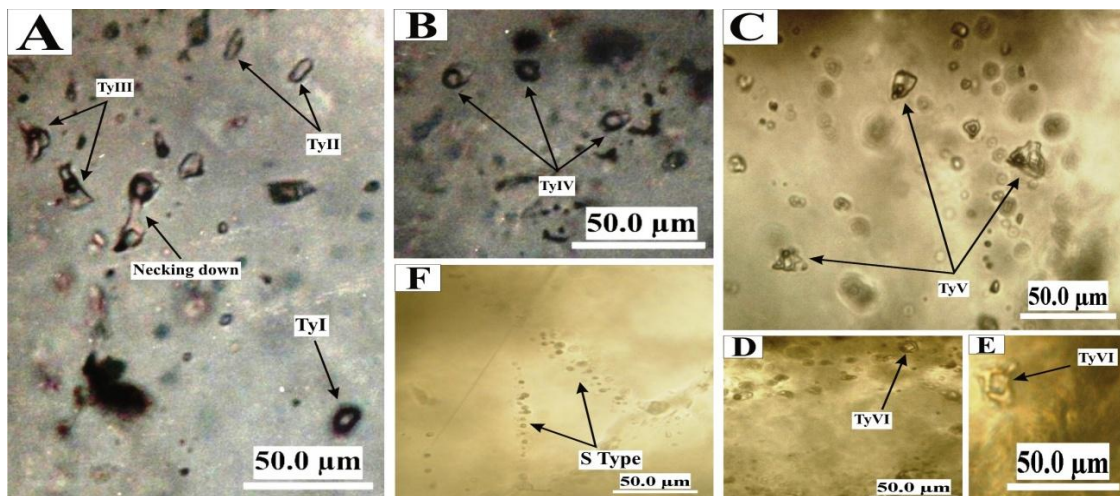
Sample	Type	Number	Th(°C)	Tm(°C)	Salinity	Type of homogenization
Ka-b-1	P, V	2	362	-6.4	9.8	L+V→V
Ka-b-2	S, V	5	130.2	-	-	L+V→V
Ka-b-3	P, IV	2	190.8	-28.5	26.3	(Leakage or Necked) L→S+L
	P, III	6	241-250	-	-	L→L+V
	P, III	2	290	-	-	Necked
Ka-b-4	P, III, V	6	252-267	-	-	S+L→V+L+S
	P, III	2	312	-	-	Leakage
	P, III	4	279	-14.5	18.2	L→L+V
Ka-b-5	P, III	7	279-325	-	-	L+V→V
	P, III, V	2	325	-	-	L→L+V
	P, III, V	2	-	-20.5	23	-
21-1	P, III, V	12	155-257	-	-	L→L+V
	P, III	2	281	-20.4	23	L→L+V
	P, III	1	281	-16.2	19.8	Necked?
21-1	P, III, V	10	170-283	-	-	S+L→V+L+S

گرفت. رخداد بعضی از پدیده‌ها همچون گردن‌یافتگی (Necking down)، به‌دام افتادگی هتروژن (Heterogeneous entrapment) و تعادل مجدد حرارتی (Thermal reequilibration) باعث کاسته‌شدن از اعتبار داده‌های حاصل از مطالعه سیالات درگیر می‌شود که با مطالعه دقیق سنگ‌شناسی این پدیده‌ها در نظر گرفته شد. در چندین مورد، میان‌بارهای دوفازی با فاز جامد بزرگ شناسایی شد که این میان‌بارها احتمالاً در اثر پدیده گردن‌یافتگی، ترکیدگی (Leakage) و یا به‌دام افتادن بلور نمک در میان‌بار به‌صورت Trap phase شکل گرفته‌اند. میان‌بارهای نوع VI احتمالاً از این نوع بوده و دارای شوری تقریبی ۲۷ درصد وزنی معادل NaCl هستند. نتیجه اندازه‌گیری‌ها در جدول ۳ آورده شده است.

با توجه به مطالعات انجام‌شده، شش گروه میان‌بار سیال در دمای اتاق شناسایی شد (شکل ۷) که عبارتند از:

نوع I تک‌فاز غنی از گاز (V)، نوع II تک‌فاز مایع (L)، نوع III دوفازی مایع-گاز (L+V±S)، نوع IV دوفازی گاز-مایع (V+L±S)، نوع V سه‌فازی مایع-جامد-گاز (L+V+S1±S2)، نوع VI دوفازی مایع-جامد (L+S±V). در این میان‌بارها فاز جامد عمدتاً از نوع NaCl است.

بر اساس مطالعات Roedder (۱۹۸۴) و Shepherd و همکاران (۱۹۸۵)، مشخصات نوری سیالات درگیر از جمله شکل و اندازه سیالات درگیر، نوع سیالات درگیر (اولیه، ثانویه کاذب و ثانویه)، محتویات سیالات درگیر، نحوه گسترش هندسی و اندازه آن‌ها مورد توجه قرار



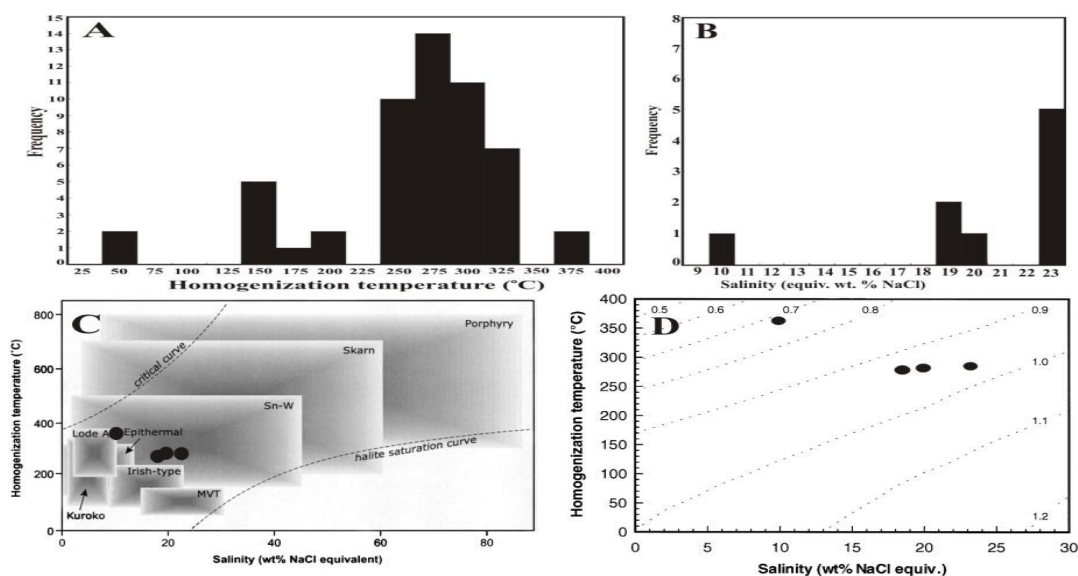
شکل ۷- پراکنش انواع مختلف میان‌بارها در رگه‌های کوارتزی؛ (A) رخداد پدیده Necking down و در قسمت F میان‌بارهای ثانویه مشاهده می‌شوند. اندازه‌گیری‌های گرمایش و سرمایش بر روی میان‌بارهای نوع III و V انجام شده است. TyI، نوع I؛ TyII، نوع II؛ TyIII، نوع III؛ TyIV، نوع IV؛ TyV، نوع V؛ TyVI، نوع VI و میان‌بارهای ثانویه: S Type.

۸- B) تغییر می‌کند. شوری محاسبه‌شده توسط نرم‌افزار FLINCOR نیز همین محدوده شوری را نشان می‌دهد. با توجه به نمودار فراوانی شکل ۸- A دو نقطه اوج (peak) مشاهده می‌شود که اولی در محدوده ۱۵۰ تا ۲۰۰ و دومی در محدوده ۲۵۰ تا ۳۲۵ قرار می‌گیرد. نقطه اوج اولی را می‌توان به فازهای گرمایی پایانی

میانگین دمای همگن‌شدگی (Th) در مجموعه میان‌بارهای اولیه نوع III و V از ۱۵۰ تا ۳۷۵ درجه سانتیگراد تغییر می‌کند (شکل ۸- A). شوری محاسبه‌شده بر اساس دمای نهایی انحلال آخرین قطعه یخ و بر اساس جدول ارائه شده توسط شهاب‌پور (۱۳۸۰)، از ۱۰ تا ۲۳ درصد وزنی معادل NaCl (شکل

تأیید قرار گرفت. نقطه اوج دومی را می‌توان فاز کانی‌سازی اصلی در نظر گرفت که مرتبط با رخداد جوشش و ته‌نشینی سولفیدها در منطقه بوده است. شکل ۸- D نشان‌دهنده چگالی میان‌بارهای مطالعه‌شده است.

هم‌زمان با کانی‌سازی یا فاز گرمایی پس از کانی‌سازی مربوط دانست، که موجب دگرسانی وسیع کانی‌های تیره اصلی از جمله کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت و تبدیل آن‌ها به بورنیت، کولین، همتیت، اولیژیست و گوئیت شده است. این موارد با مطالعات مقاطع صیقلی مورد



شکل ۸- (A) دمای همگن‌شدگی، (B) شوری معادل میان‌بارهای اندازه‌گیری‌شده در برابر فراوانی، (C) شکل نمونه‌ها در نمودار Wilkinson (۲۰۰۱) و قرارگیری آن‌ها در محدوده اسکارن، (D) چگالی میان‌بارهای مطالعه‌شده بر حسب گرم بر سانتی‌متر مکعب که در محدوده ۰/۷ تا ۱/۰ قرار می‌گیرد.

میان بارها نشانگر این است که این محلول‌ها حاوی کلر به صورت یون‌های کلروری بوده و گوگرد نیز به صورت بی‌سولفید حضور دارد. یون‌های کلروری باعث انتقال فلزات شده و بی‌سولفیدها گوگرد لازم برای تشکیل سولفید را فراهم می‌آورند. در اثر رخداد جوشش، اجزای فرار نظیر HCl و HF از سیستم خارج شده و باعث قلیایی شدن مایعات باقی‌مانده می‌شوند. در نهایت با افزایش PH کمپلکس‌های کلروری ناپایدار شده و سولفیدها ته‌نشین می‌شوند (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). به‌طور کلی از عوامل مؤثر در ته‌نشینی ذخیره معدنی این کانسار می‌توان به کاهش درجه حرارت و فشار در اثر جوشش، کاهش سرعت محلول کانسارساز، مخلوط‌شدگی محلول‌های کانسارساز با یکدیگر، توانایی

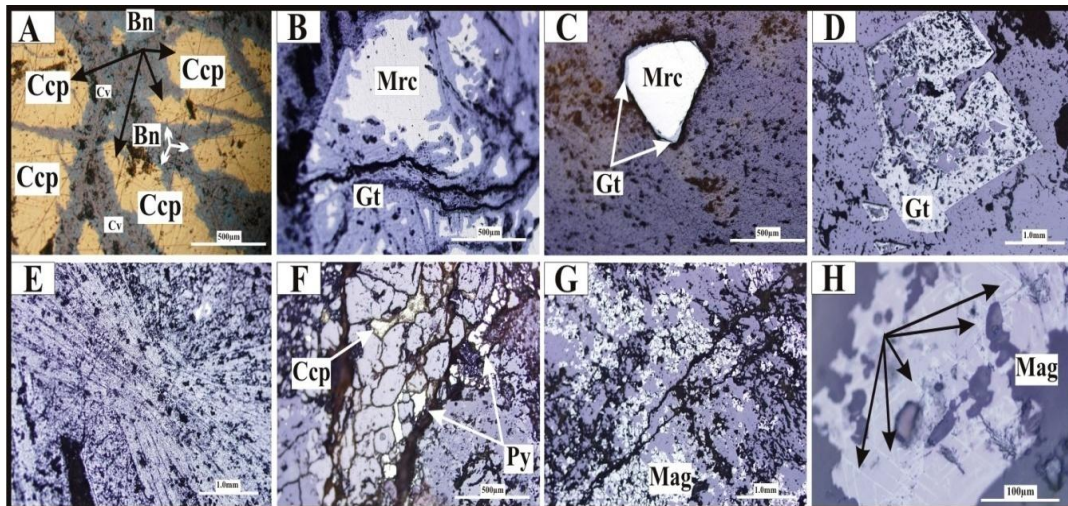
بر اساس به‌دام افتادگی هم‌زمان میان‌بارهایی با اختلاف دمایی بسیار محدود که به‌طور هم‌زمان هم به فاز مایع و هم به فاز بخار همگن می‌شوند، می‌توان گفت که در شکسته‌شدن کمپلکس‌های فلزی و ته‌نشینی فلزات، جوشش نقش داشته است. مطالعات متعددی که در زمینه نقش جوشش در رخداد کانه‌زایی صورت گرفته (حاج‌علیلو و خاکزاد، ۱۳۷۸؛ شهاب‌پور، ۱۳۸۰؛ شمعانیان اصفهانی و همکاران، ۱۳۸۳؛ Wilkinson, 2001) نشان داده است که جوشش از مکانیسم‌های اصلی ته‌نشینی کانه بوده و هنگامی که دمای انحلال کاهش می‌یابد، ته‌نشینی فلز افزایش می‌یابد. جوشش قهقراپی باعث به حرکت در آمدن محلول‌های گرمایی می‌شود. حضور فراوان بلورهای دختر نمک در این

اثر فرآیندهای اکسیداسیون و سوپرژن حاصل شده‌اند (شکل ۹). بافت‌های اولیه به‌صورت گرانولار، افشان، رگه‌ای و نواری و بافت‌های دگرشکلی به‌صورت جعبه‌ای و مارتیتی شدن (عادی، زونه‌ای و گرم‌شدگی)، خمشی، برشی و رگه‌ای هستند (شکل ۹). عوامل تکتونیکی، دگرگونی و اکسیداسیون در تشکیل بافت‌های دگرشکلی نقش دارند (شمسی‌پور، ۱۳۸۶). با توجه به فعال بودن این منطقه از نظر تکتونیکی و حضور گسل‌های فراوان (شکل ۱) آثار این فعالیت‌ها پس از کانه‌زایی در کانسار به‌صورت بافت‌های جانیشینی، رگه‌ای، برشی، جداشدگی کششی، اسکلتی و نواری دیده می‌شود. همان‌طور که گفته شد مگنتیت عمدتاً در مرحله سوم و کانی‌های سولفیدی در مرحله چهارم تکامل اسکارن‌ها در این منطقه شکل گرفته‌اند. با هجوم سیالات گرمابی تأخیری که دارای دمای ۱۵۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد بوده‌اند، این کانی‌ها دچار دگرسانی شده و بورنیت و کوولیت در اطراف کالکوپیریت و مارتیت درون مگنتیت شروع به گسترش نموده است (شکل ۹ - A تا D و H).

سیالات در جابه‌جایی مقادیر کافی از این فلزات، حجم کل محلول که به محل کانه‌زایی مهاجرت می‌کند، افزایش نفوذپذیری، افزایش شکنندگی، تغییرات شیمیایی مناسب و به وجود آمدن شکستگی و گسل در سنگ‌های میزبان ماده معدنی اشاره کرد (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). منشأ کمپلکس‌های کلروری و سولفیدی علاوه بر توده نفوذی، می‌تواند شیل‌های غنی از فلز که در مجاورت اسکارن‌ها حضور دارند باشد. به‌عبارت دیگر سیال کانه‌دار کلریدی می‌تواند یک آب درون‌سازندی (شورابه‌های حوضه‌ای) غنی از کلر باشد که از شیل‌ها خارج شده است.

کانی‌های کدر (opaque minerals)

مجموعه کانی‌های کدر شناسایی شده در مقاطع سیقلی عبارتند از کالکوپیریت، پیریت، مارکازیت و مگنتیت به‌عنوان کانی‌های فلزی اولیه و مالاکیت، بورنیت، کوولیت، کالکوسیت، هماتیت، سیدریت، گوئیت و اکسیدهای آهن که منشأ ثانویه داشته و در



شکل ۹- کانی‌های تیره و بافت‌های مطالعه‌شده (RXPL) در نمونه‌های اسکارن (A تا C و E تا H) و رگه‌کوارتزی (A تا D) بافت جانیشینی، تبدیل کالکوپیریت به بورنیت و کوولیت در حاشیه، (B) بافت جانیشینی و جداشدگی کششی در مارکازیت که به گوئیت تبدیل شده است، (C) بافت گرانولار و جانیشینی در مارکازیت، بلور مارکازیت در حاشیه به گوئیت تبدیل شده است، (D) بافت اسکلتی و جانیشینی در گوئیت. این کانی به‌طور کامل جانشین مارکازیت یا پیریت اولیه شده است، (E) بافت نواری و جعبه‌ای در اسپیکولاریت، (F) بافت رگه‌ای در پیریت و کالکوپیریت، (G) بافت افشان در مگنتیت، (H) بافت اسکلتی و مارتیتی شدن گسترده در مگنتیت. Ccp: کالکوپیریت، Py: پیریت، Bn: بورنیت، Cv: کوولیت، Mrc: مارکازیت، Gt: گوئیت و Mag: مگنتیت.

خصوص شدت تفریق و آرایش ماگما، مینرالیزه یا عقیم بودن توده‌ها و نوع کانسار اسکارنی فراهم نماید (Meinert, 1995).

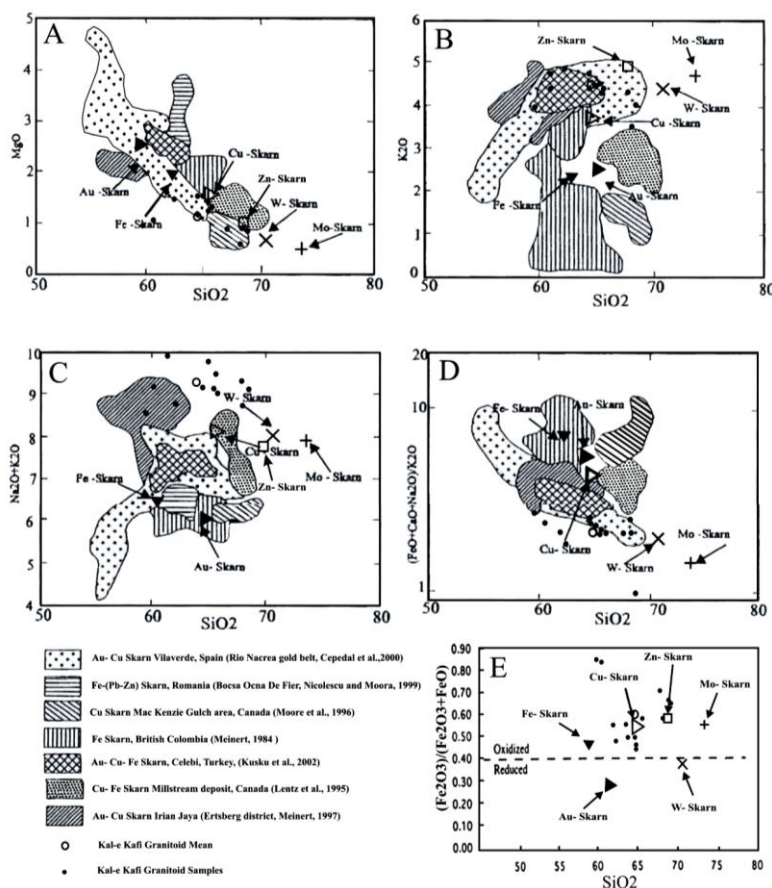
وجود رابطه بین ترکیب توده نفوذی و نوع اسکارن به‌طور گسترده شرح داده شده است (لیاقت و همکاران، ۱۳۸۴؛ Newberry and Swanson, 1986؛ Meinert, 1995؛ Ray et al., 2000؛ Meinert et al., 2000؛ Kuskü et al., 2002). برای مثال توده‌های نفوذی که به‌همراه اسکارن‌های Fe و Au هستند، MgO بیشتر و K_2O و SiO_2 کمتری نسبت به توده‌های نفوذی همراه کانسارهای اسکارن Sn و Mo را دارا هستند. بر اساس مقایسه عناصر اصلی، بیشتر توده‌های نفوذی که کانسارهای اسکارنی را می‌سازند، از نوع سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان هستند.

با توجه به شکل ۱۰ و ارتباط ترکیب توده نفوذی کالکافی با توده‌های مولد اسکارن‌های Fe، Cu، و Au، می‌توان منشأ عناصر فلزی حاضر در اسکارن و رگه‌های کوارتزی تأخیری کانه‌دار مرتبط با اسکارن‌ها را توده نفوذی کالکافی در نظر گرفت.

بحث

بررسی عناصر اصلی گرانیتوئید کالکافی جهت پی‌بردن به نوع کانه‌زایی اسکارنی

از آنجایی که سنگ‌های آذرین مرتبط با انواع کانسارهای اسکارن، از نظر مقدار و ویژگی‌های عناصر اصلی و فرعی دارای ویژگی‌های تقریباً منحصر به‌فردی هستند، بنابراین مطالعه این عناصر و تغییرات آن‌ها در سنگ‌های آذرین می‌تواند اطلاعات مفیدی را در



شکل ۱۰- نمودارهای متغیر هارکر برای گرانیتوئید کالکافی؛ در تصاویر A تا D تطابق میان نمونه‌های گرانیتوئید کالکافی با توده‌های مرتبط با اسکارن‌های Au-Cu-Fe، Au-Cu، و Cu دیده می‌شود. شکل E نشان‌دهنده اکسیدان بودن محیط تشکیل این گرانیتوئید و انطباق آن با گرانیتوئیدهای مرتبط با اسکارن مس است. میانگین ترکیب توده‌های مرتبط با اسکارن، برگرفته از Meinert (۱۹۹۵)

جمله قهوه‌ای سوخته که محتوی مقادیر بالای مس است، نیز نشان‌دهنده کانه‌زایی مس در این اسکارن‌هاست. به عنوان شاهد، نتایج آنالیز سنگ کل یک نمونه از میانگین اسکارن‌های منطقه در جدول ۱ آورده شده است. همچنان که انتظار می‌رود، میزان مس در این نمونه بالا و در حدود ۷۷۰۰ ppm است.

بررسی عناصر کمیاب و نادر خاکی

بررسی‌ها نشان می‌دهد که بین میزان عناصر فرعی توده نفوذی و نوع اسکارن سازی نیز روابطی برقرار است. برای مثال Rb به واسطه حضور در فلدسپات پتاسیم و میکا، در ماگماهای تفریق یافته دارای مقادیر بالاتری است. برخلاف آن Sc به علت حضور در پیروکسن، در ماگماهای تفریق نیافته فراوانی بیشتری دارد. با توجه به همراهی اسکارن‌های Fe با ماگماهای تفریق نیافته و بالعکس، همراهی اسکارن‌های Sn با ماگماهای کاملاً تفریق یافته، از طریق اندازه‌گیری میزان Sc و Rb ماگما می‌توان به نوع کانسارزایی اسکارنی مربوطه پی برد. در جدول ۴ میانگین مقدار عناصر فرعی به‌دست آمده از بخش مونزونیتی توده نفوذی کالکافی با میانگین مقادیر به‌دست آمده از توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های مس آورده شده است. میانگین مقدار عناصر فرعی توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن آهن و روی (Meinert, 1995) نیز برای مقایسه آورده شده است.

اکثر این توده‌ها از نوع متاآلومینوس بوده و هیچ توده مرتبط با کانسار اسکارنی از نوع پراکالین تاکنون یافت نشده است (Meinert, 1995). از مقایسه داده‌های مربوط به گرانیوتیوید مطالعه شده با توده‌های آذرین مولد اسکارن‌ها (شکل ۱۰) می‌توان دریافت که انطباق خوبی میان اکسیدهای عناصر اصلی این سنگ‌ها با توده‌های مولد اسکارن مس - طلا - آهن برقرار است.

از میان عناصر اصلی تنها آهن در طبیعت به حالت Fe^{2+} و Fe^{3+} یافت می‌شود و به لحاظ همین ویژگی، نوع آهن در یک توده نفوذی اطلاعاتی در مورد حالت اکسیداسیون ماگما ارائه می‌نماید. از میان توده‌های نفوذی همراه با انواع اسکارن‌ها، نفوذی‌های همراه با اسکارن‌های Sn و Au دارای حالت احیایی و توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های Fe، Cu، Zn و Mo دارای حالت اکسیدان هستند. بر اساس داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل برای سنگ‌های آذرین منطقه، این حالت در مورد توده نفوذی کالکافی نیز مشاهده شده و همانند توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های مس، حالت اکسیدان از خود نشان می‌دهند (شکل ۱۰ - E). در شکل ۱۰ موقعیت انواع کانسارهای اسکارنی و ارتباط آن‌ها با ترکیب توده نفوذی نشان داده شده است. در نهایت حضور کانی‌های فلزی سولفیدی همچون پیریت، کالکوپیریت، حضور مگنتیت و مالاکیت در سطح گسترده (شکل ۹) و وجود گارنت با رنگ‌های متفاوت از

جدول ۴- مقایسه میزان عناصر فرعی توده نفوذی کالکافی با توده‌های مرتبط با اسکارن‌های روی و آهن. همان‌طور که مشاهده می‌شود بیش‌ترین تطابق بین داده‌های توده نفوذی کالکافی و توده‌های مرتبط با اسکارن مس برقرار است.

عناصر جزئی	Ni	Cr	V	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Ga	Cu	Zn	Pb	La	Ce	Th
میانگین عناصر در توده نفوذی کالکافی	27.87	325	68.75	782	121	1484	202	13.70	10.38	21.80	33	56	29.50	33.56	60.21	11.6
میانگین عناصر در توده‌های مرتبط با اسکارن Cu	16	18	85	1466	103	807	183	17	11	19	287	57	24	45	78	9
میانگین عناصر در توده‌های مرتبط با اسکارن Zn	9	104	30	1227	178	497	136	32	22	20	80	569	1.88	36	72	8
میانگین عناصر در توده‌های مرتبط با اسکارن Fe	35	81	152	326	39	505	141	24	9	17	43	57	5	16	43	5

برابر با ۱۰۳ ppm است. در گرانیوتیوید کالکافی این مقدار برابر با ۱۲۱ ppm است و نزدیک به مقدار میانگین گرانیوتیویدهای اسکارنی مس است. همچنین V

با افزایش تفریق، میزان Rb در ماگما افزایش نشان می‌دهد. میانگین میزان Rb در گرانیوتیویدهای اسکارنی آهن برابر با ۳۹ ppm و در گرانیوتیویدهای اسکارنی مس

معرفی می‌کند که در تطابق کامل با شواهد صحرایی، تجزیه‌شیمیایی نمونه اسکارنی و مقاطع صیقلی تهیه شده از اسکارن‌های این منطقه است.

اسکارن‌های مطالعه‌شده در اثر تماس توده نفوذی کالک آلکان نوع I کالکافی (با سن ائوسن فوقانی- الیگوسن) با واحدهای دگرگونه انارک ایجاد شده است. این اسکارن‌ها با گسترش محدود، از نوع واکنشی و کلسیک بوده و در بررسی‌های صحرایی پهنه‌بندی قابل مشاهده‌ای در آن‌ها دیده نمی‌شود.

پنج مرحله در شکل‌گیری این اسکارن‌ها شناخته شده که عبارتند از:

مرحله ۱) دگرسانی پیش‌رونده سنگ درون‌گیر در اثر نفوذ توده.

مرحله ۲) نفوذ سیالات به شکستگی‌های سنگ میزبان و تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاته بدون آب در دمای نسبتاً زیاد.

مرحله ۳) تولید گسترده مگنتیت و جانشین شدن آن به‌جای گارنت آندرادیت و سایر سیلیکات‌ها.

مرحله ۴) تبلور کانی‌های آبدار از جمله اپیدوت، کلریت، ترمولیت و اکتینولیت در اثر دگرسانی برگشتی کانی‌های دما بالای اولیه. در این مرحله افت دما و ته‌نشینی سولفیدها رخ می‌دهد.

مرحله ۵) شکل‌گیری رگه‌های کوارتزی و کلسیتی بی‌بار.

بررسی میان‌بارهای سیال رگه‌های کوارتزی کانه‌دار مرتبط با این اسکارن‌ها، نشان می‌دهد که سیالات کانی‌ساز در مرحله تأخیری یا بعد از ماگمایی در دمای کم (حداکثر ۳۷۵ درجه سانتیگراد) شکل گرفته‌اند. با توجه به شوری بالای سیالات و شواهد وجود جوشش در منطقه، فلزات احتمالاً توسط کمپلکس‌های کلریدی حمل و منتقل شده و با تغییر شرایط محیطی یعنی قلیایی و اکسیدان شدن محیط و حضور کمپلکس‌های بی‌سولفیدی به‌صورت فازهای سولفیدی ته‌نشین شده‌اند. Mollai (۲۰۰۹) موارد زیر را جهت اکتشاف

و Nb در گرانیتوئید اسکارنی مس، به‌طور میانگین دارای مقادیر $V=۸۵$ ppm و $Nb=۱۱$ ppm است. در گرانیتوئید کالکافی این عناصر دارای مقادیر مقایسه عناصر جزئی این گرانیتوئید با سایر گرانیتوئیدهای مرتبط با اسکارن مس، روی و آهن، شباهت آن‌ها با گرانیتوئیدهای اسکارن Cu بیش از پیش آشکار می‌شود. روش دیگری که از طریق آن می‌توان به نوع کانه‌زایی اسکارنی پی‌برد، استفاده از نمودارهای تعیین موقعیت تکتونیکی Pearce (۱۹۸۴) است. در این نمودارها (شکل ۵- A و B) همچنان که مشاهده می‌شود، گرانیتوئیدهای مورد بررسی، با گرانیتوئیدهای اسکارنی مس تطابق دارد.

نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات گسترده‌ای که بر روی ارتباط گرانیتوئیدها با کانسارهای اسکارنی دنیا انجام شده است (لیاقت و همکاران، ۱۳۸۴؛ Newberry and Swanson, 1986؛ Meinert, 1995؛ Meinert et al., 2000؛ Ray et al., 2000؛ Kusu et al., 2002) وجود رابطه بین ترکیب شیمیایی گرانیتوئیدها با اسکارن همراه کاملاً پذیرفته شده است.

بر پایه مطالعات میکروسکوپی و بررسی‌های انجام‌شده بر روی سنگ‌های گرانیتوئیدی شمال کالکافی، ترکیب سنگ‌شناختی این بخش از توده از مونزونیت- کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت متغیر بوده و مشخصات یک ماگمای کالک‌آلکان، مت‌آلومینوس و تیپ I را داراست.

بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی، این گرانیتوئیدها در محیط تکتونوماگمایی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و پس از کوه‌زایی شکل گرفته‌اند. مقایسه عناصر اصلی و فرعی گرانیتوئید کالکافی با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی شناخته‌شده دنیا این گرانیتوئید را از نوع گرانیتوئیدهای مرتبط با اسکارن‌های مس-طلا-آهن

وجود گسترده بورنیت، کوولیت و کالکوسیت که به‌صورت ثانویه و در اثر جانشینی حاشیه‌ای کالکوپیریت تشکیل شده‌اند، بیانگر شرایط سوپرژن و تأثیر محلول‌هایی با دمای ۱۵۰ تا ۲۰۰ درجه‌سانتیگراد بر روی کانی‌های تشکیل شده در مرحله قبل است. کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی از جمله هماتیت، مارتیت، گوئیت و لیمونیت از دگرسانی کانی‌های اولیه مانند پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت در شرایط سطحی ایجاد شده‌اند. به‌طور کلی شکل‌گیری رگه‌های کوارتزی و گسترش واکنش‌های برگشتی در آن‌ها را می‌توان با تکتونیک پویای منطقه و فعالیت گسل‌ها مرتبط دانست.

کانسار مس در کانسار مزرعه (شمال اهر) در نظر گرفته است که تطابق زیادی با اطلاعات به‌دست آمده از اسکارن‌های کالکافی دارد:

۱) وجود میان‌بارهای دمابالا (دمای همگن‌شدگی بین ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه‌سانتیگراد)، ۲) سیالات شوری بالا و میان‌بارهای غنی از نمک، ۳) میان‌بارهایی که رخداد جوشش را در سیالات نشان می‌دهند.

مطالعه کانی‌های تیره در نمونه‌های اسکارنی و رگه‌های کوارتزی، نشان‌دهنده تشکیل انواع کانی‌های سولفیدی و اکسیدی از جمله پیریت، کالکوپیریت، مارکازیت و مگنتیت در مرحله چهارم اسکارن‌زایی و ته‌نشینی آن‌ها از محلول‌ها در اثر رخداد پدیده جوشش است.

منابع

- آقائباتی، ع. (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- احمدیان، ج.، امامی، م. ه.، قربانی، م. ر. و موراتا، م. (۱۳۸۶) سنگ‌زایی گرانیتوئیدهای پتاسیک مجموعه نفوذی کالکافی (شمال خاوری انارک) با استفاده از شاخص‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی. فصل‌نامه علوم‌زمین ۶۳: ۱۵۴-۱۶۳.
- اسمیرنوف، و. ا. (۱۳۶۷) زمین‌شناسی ذخایر معدنی. ترجمه علیپور، ک. انتشارات مرکز نشر دانشگاهی، تهران.
- باباخانی، ع.، مهرپرتو، م.، رادفر، ج. و مجیدی، ج. (۱۳۷۶) مطالعات زمین‌شناسی و اکتشاف مقدماتی در منطقه کالکافی-خونی جهت طلا و سایر فلزات همراه. شرکت توسعه علوم‌زمین، تهران.
- حاج علیلو، ب. و خاکزاد، ا. (۱۳۷۸) بررسی کانی‌سازی معادن مس بولاغی و رشت‌آباد بر اساس مطالعات سیالات درگیر. فصل‌نامه علوم‌زمین ۳۳-۳۴: ۶۲-۷۷.
- رسا، ا. و مهرنیا، ا. (۱۳۸۴) کانسارهای فلزات پایه با میزبان سنگ‌های کربناتی. انتشارات روز بهان، تهران.
- شمسی‌پور، ر. (۱۳۸۶) مطالعه مینرالوگرافی و میان‌بارهای سیال در کانسار آهن چادرملو بفاق (ایران مرکزی). مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه) ۳: ۱۲۹-۱۴۴.
- شمعانیان اصفهانی، ع.، حسن‌زاده، ج.، هندکوئیس، ج.، هاتوری، ک. و قادری، م. (۱۳۸۳) مقایسه کانی‌سازی اپی‌ترمال فلزات پایه و گران‌بها در مناطق گندی و ابوالحسنی استان سمنان، ایران. فصل‌نامه علوم‌زمین ۵۳: ۱۰۰-۱۱۷.
- شهاب‌پور، ج. (۱۳۸۰) زمین‌شناسی اقتصادی. انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان.
- لیاقت، س.، زراسوندی، ع. و حسینی، م. (۱۳۸۴) ویژگی‌های ژئوشیمیایی اسکارن‌های جنوب غرب یزد و مقایسه آن‌ها با اسکارن‌های شناخته‌شده مرتبط با گرانیت‌ها. مجله علوم دانشگاه شهید چمران اهواز (ب) ۱۴: ۵۳-۶۹.

- Ahmadian, J., Hasckke, M., Mc Donald, I., Regelous, M., Ghorbani, M. R., Hashem Emami, M., Murata, M. (2009) High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America* 121(5): 857-868.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multi cationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Brown, I. J. and Nesbitt, B. E. (1987) Gold-copper-bismuth mineralization in hedenbergitic skarn, Tombstone mountain, Yukon. *Canadian Journal of Earth Science* 24: 2362-2372.
- Debon, F. and Le Fort, P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: *Royal Society of Edinburgh Transactions. Earth Sciences* 73: 135-149.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kusku, I., Kascu, G., Meinert, L. and Floyed, P. (2002) Tectonic setting and petrogenesis of the Celebi granitoid (Turkey) and comparison with world skarn granitoids. *Geochemical Exploration* 76: 175-194.
- Le Maitre, R. W. (1976) The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17: 589-637.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Meinert, L. D. (1995) Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada, short course series, Mineral Deposit Research Unit (MDRU)* 23: 401-418.
- Meinert, L. D., Lentz, D. R. and Newberry, R. J. (2000) A special issue devoted to skarn deposits introduction. *Economic Geology* 95: 1183-1184.
- Mollai, H., Sharma, R. and Pe-Piper, P. (2009) Copper mineralization around the Ahar batholite, north of Ahar (NW Iran): Evidence for Fluid evolution and the origin of the skarn ore deposit. *Ore Geology Review* 35: 401-414.
- Newberry, R. J. and Swanson, S. E. (1986) Scheelite skarn granitoids: an evaluation of the roles of the magmatic source and process. *Ore Geology Reviews* 1: 57-81.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Ray, G. E., Webster, I. C. L., Ballantyne, S. B., Kilby, C. E. and Cornelius, S. B. (2000) The geochemistry of three tin bearing skarns and their related plutonic rocks, Altin, Northern British Columbia. *Economic Geology* 95: 1349-1365.
- Roedder, E. (1984) Fluid inclusions reviews in mineralogy. *Mineralogical Society of America, Washington D. C.*
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. and Alderton, D. H. M. (1985) A practical guide to fluid inclusion studies. *Blackie and Son, Glasgow.*
- Technoexport (1984) Geological map of Kabudan: 1/100000, sheet 6856. *Geological Survey of Iran.*
- Walther, J., Wood, B. J. and Crawford, M. L. (1986) Fluid-rock interactions during metamorphism. *advances in physical geochemistry, vol. 5, Springer-Verlag, New York.*
- Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 25: 229-279.
- Wones, D. R. (1989) Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74: 956-983.
- Yakovenko, V., Chinakov, I., Kokorin, Yu and Krivyakin, B. (1981) Report on geological prospecting in Anarak area (Kal-eKafi- Khuni locality). V/O Technoexport, Report No. 13, Moscow.

Skarn mineralization in north part of Kal-e Kafi and its relation with Kal-e Kafi intrusive body

Saeideh Ranjbar, Moussa Kalimi Noghreyan * and Mohammad Ali Mackizadeh

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The Kal-e Kafi granitoid body and related skarn, a part of the Central Iranian zone and the Yazd block, are located 60 Km Northeast of Anarak (Northeast of Isfahan province). This Late Eocene-Oligocene granitoid body intruded into the Eocene volcanic, volcanoclastic rocks and the Anarak metamorphic units, giving rise to the formation of widespread hornfels and limited skarn deposits. Different lithological units from gabbro to microgranite are the main constituents of this large and complex intrusive body. The geochemical data as well as the petrographic studies show that monzonite to quartz monzodiorite are in close relationship to skarn mineralization. Also, these rocks, display characteristics of high potassium calc-alkaline, metaluminous and I type magma. Using geochemical discrimination diagrams, the magmatism developed in VA related late geotectonics environment. On the base of the aforementioned data and comparison with chemical composition of some world's skarns forming granitoid, it can be concluded that the Kal-e Kafi skarn is Cu-Au-Fe type. Field and petrographic studies document that there are five stages in the skarn evolution. Several samples from mineralized quartz veins were used for fluid inclusion geothermometry. Considering the homogenization temperature of quartz veins and some secondary textures in ore minerals, the ore mineralization stage and veining are simultaneous. The boiling evidences in fluid inclusions are considered the most important factor for ore deposition in the temperature range of 250-375 °C. Boiling is also caused the occurrence of two distinct fluids together; high- (type V) and low-salinity (type I, IV) fluids. Metals transported as chloride complexes and precipitated as sulfide minerals while the boiling process was ended. The opaque minerals (chalcopyrite, pyrite and magnetite) formed in the final stage of skarn formation, due to decreasing temperature (150-200 °C) and increasing oxidation conditions, were altered into goethite, bornite, covellite and martite, respectively. Tectonic movement and the occurrence of many faults in the area, play an important role in the quartz veins emplacement and ore mineral alteration stage. The calc-alkaline and I type Kal-e Kafi intrusive body can be proposed as the source of Cu, Fe and Au bearing hydrothermal fluids and skarn mineralization.

Key words: Kal-e Kafi, Calc-alkaline granitoid, Contact metamorphism, Calcic skarn, Mineralization, Fluid inclusion

* noghreyan.moussa@sci.ui.ac.ir