

کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی اسکارن کمتال (شمال خاراوانا، آذربایجان شرقی)

میر علی اصغر مختاری^{۱*}، حسین معین‌وزیری^۲، محمدرضا قربانی^۳، محمود مهرپرتو^۴ و قادر حسین‌زاده^۵

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.

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

^۴ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

^۵ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۹/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۴/۲۱

چکیده

اسکارن کمتال در ۲۰ کیلومتری شمال خاراوانا در آذربایجان شرقی قرار دارد. دگرسانی متاسوماتیک نوع اسکارن در نتیجه نفوذ توده موزونیتی کمتال به درون سنگ‌های کربناتی ناخالص کرتاسه بالایی تشکیل شده است. اسکارن کمتال از دو بخش اسکارن بیرونی (آگزواسکارن) و اسکارن درونی (اندواسکارن) تشکیل شده است. اسکارن بیرونی، پهنه اصلی اسکارن در منطقه مطالعاتی بوده و ستبرای آن بین ۱۰۰ تا ۶۰۰ متر متغیر است. مطالعات صحرایی و کانی‌شناسی نشان می‌دهد که پهنه اسکارن بیرونی شامل بخش غنی از گارنت (زیرپهنه گارنت اسکارن)، غنی از اپیدوت (زیرپهنه اپیدوت اسکارن) و زیرپهنه مرمر است. گارنت مهم‌ترین و شاخص‌ترین کانی کالک‌سیلیکاتی بدون آب در زیرپهنه گارنت اسکارن است. ترکیب کلی آنها از نوع گروسولاریتی است (Ad_{33-35})، اما در امتداد شکستگی‌ها، مؤلفه آندرادیتی چیره می‌شود (Ad_{66-73}). کلینوپیروکسن دیگر کانی فراوان زیرپهنه گارنت اسکارن است که از نظر ترکیب شیمیایی از نوع دیوپسیدی است ($Di_{82.8-85.7}$). در زیرپهنه اپیدوت اسکارن، کانی مهم و اصلی اپیدوت است و گارنت و کلینوپیروکسن در مقادیر محدودی در برخی نقاط حضور دارند. مطالعات سنگ‌نگاری بیانگر این است که سنگ اولیه زیرپهنه گارنت اسکارن، آهک مارنی و سنگ اولیه زیرپهنه اپیدوت اسکارن، از نوع مارن رسی بوده است. فرایندهای اسکارنی شدن به دو مرحله مجزای پیش‌رونده و پس‌رونده قابل تقسیم است. مرحله پیش‌رونده بی‌فاصله پس از جایگیری ماگمای موزونیتی کمتال به درون سنگ‌های کربناتی ناخالص آغاز شده است. شار حرارتی بالای توده موزونیتی کمتال موجب دگرگونی ایزوشیمیایی و تبدیل سنگ‌های آهکی خالص به مرمر و تحول سنگ‌های آهکی رس‌دار به اسکارن‌نویید (دگرگونی-متاسوماتیک دو جانبه) شده است. ورود فاز سیال مستقل حاصل از تبلور ماگما به درون شکستگی‌های سنگ‌های درونگیر، مقادیر قابل ملاحظه‌ای از عناصری همچون Mg و Si، Fe را به درون هاله متاسوماتیک وارد کرده که منجر به تشکیل مقادیر قابل توجهی از کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب شده است. در مرحله پس‌رونده، در اثر ورود سیال‌های گرمایی دمای پایین‌تر و فرایندهای هیدرولیز، کربن‌گیری و سولفیدی شدن، بخشی از کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب توسط کانی‌های کالک‌سیلیکاتی آب‌دار، سولفیدها، اکسیدها و کربنات‌ها جانشین شده‌اند. گارنت و کلینوپیروکسن فراوان‌ترین مجموعه کانی‌شناسی اسکارن کمتال هستند که در دمای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. نبود ولاستونیت در این مجموعه کانی‌شناسی، هم‌رشدی بلورهای گارنت و کلینوپیروکسن و نبود هاله واکنشی بین این دو کانی و نبود بافت‌های جانشینی نشانگر این است که این دو کانی به صورت همزمان در محدوده دمایی ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته اکسیژن میان ۱۰^{-۲۶} تا ۱۰^{-۲۳} تشکیل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: اسکارن، باتولیت قره‌داغ، سنگ‌شناسی، خاراوانا، کمتال.

*نویسنده مسئول: میر علی اصغر مختاری

E-mail: Mokhtari1031@gmail.com

۱- مقدمه

فراوان‌ترین نوع ذخایر اسکارنی اسکارن‌های مس هستند که در مناطق کوهزایی مرتبط با محیط‌های فرورانشی تشکیل می‌شوند (Einandi et al., 1981; Einandi, 1982a & 1982b). بسیاری از ذخایر اسکارنی مس با توده‌های نفوذی کلسیمی-قلیایی نوع I و سری مگنتیتی همراه هستند (Meinert, 1992). اسکارن مس‌دار کمتال در حاشیه جنوب باختری باتولیت قره‌داغ (اردوباد یا مقری)، در نزدیکی مرز ارمنستان و در آذربایجان شرقی (۶۰ کیلومتری شمال تبریز و ۲۰ کیلومتری شمال خاراوانا) قرار دارد (شکل ۱). این هاله اسکارنی در نتیجه نفوذ توده موزونیتی کمتال به درون سنگ‌های کربناتی ناخالص کرتاسه تشکیل شده است.

مطالعات بسیاری بر روی برخی از اسکارن‌های آذربایجان توسط پژوهشگران مختلف در قالب پایان‌نامه‌ها و رساله‌های دانشگاهی و طرح‌های پژوهشی از دیدگاه سنگ‌شناسی و کانی‌سازی انجام شده است (Mollaei, 1993؛ میرمحمدی، ۱۳۷۴؛ حسین‌زاده، ۱۳۷۸؛ خضری و مؤذن، ۱۳۸۰؛ سیاه‌چشم، ۱۳۸۱؛ مجرد، ۱۳۸۲؛ Calagari & Hosseinzadeh, 2005؛ Karimzadeh Somarin & Moayed, 2002). اما هاله اسکارنی کمتال تاکنون مورد مطالعات دقیق‌تر قرار نگرفته است. در این نوشتار بسیاری از جنبه‌های دقیق زمین‌شناسی هاله اسکارنی کمتال همچون کانی‌شناسی،

بافت، دگرسانی متاسوماتیک دو جانبه، متاسوماتیسم و کانی‌سازی در طی مراحل پیش‌رونده و پس‌رونده فرایند اسکارنی شدن به طور دقیق مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- روش مطالعه

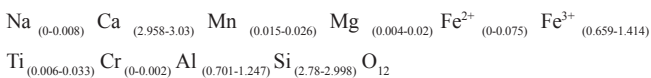
این پژوهش دربرگیرنده دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه، شناسایی مرز بخش‌های مختلف هاله اسکارنی (پهنه‌های گارنت‌اسکارن، اپیدوت‌اسکارن و مرمر) و نمونه‌برداری از پهنه‌های اسکارنی در راستای نیمرخ‌های مختلف برای مطالعات آزمایشگاهی است. مطالعات آزمایشگاهی دربرگیرنده مطالعات سنگ‌نگاری (۳۵ نمونه)، کانی‌شناسی به روش XRD (۳ نمونه)، مطالعات کانه‌نگاری (۴ نمونه) و میکروپروپ (۲۴ نقطه در ۲ نمونه) است. تجزیه میکروپروپ برای تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌های کالک‌سیلیکاتی همچون گارنت و پیروکسن استفاده شد. این تجزیه‌ها در سازمان زمین‌شناسی جمهوری چک انجام شده است (جدول‌های ۱ و ۲).

۳- زمین‌شناسی

هاله اسکارنی کمتال در ارتباط با باتولیت قره‌داغ است که با گسترش حدود ۱۵۰۰

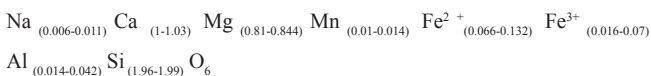
متنوعی دارد. بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی، پهنه اسکارن بیرونی شامل بخش غنی از گارنت (زیرپهنه گارنت‌اسکارن)، غنی از اپیدوت (زیرپهنه اپیدوت‌اسکارن) و زیرپهنه مرمر است.

– زیرپهنه گارنت‌اسکارن: گارنت مهم‌ترین و شاخص‌ترین کانی کالک‌سیلیکاتی بدون آب در این زیرپهنه اسکارنی است (بیشتر از ۵۰ درصد). در برخی نقاط مقدار گارنت به حدی زیاد است که می‌توان آنها را گارنتیت نامگذاری کرد. بیشتر گارنت‌ها در تصویر WDS رنگ تیره‌تری دارند و مؤلفه گروسولاریتی در آنها چیره است (Ad_{33-35} ؛ نقاط ۱ و ۴ در شکل ۴). در راستای شکستگی‌ها، مؤلفه آندرادیتی چیره می‌شود (Ad_{66-73} ؛ نقاط ۲ و ۵ در شکل ۴). حاشیه‌های بلورها با رنگ روشن‌تر، ترکیب حدواسط بین گروسولاریتی و آندرادیتی دارند (Ad_{56-57} ؛ نقاط ۳ و ۶ در شکل ۴). به طور کلی، داده‌های EPMA نشان می‌دهد که گارنت‌ها ترکیب کلی آندرادیتی-گروسولاریتی (گرانادیتی) با مقادیر ناچیزی مؤلفه اسپسارتیت و آلماندن دارند و ترکیب استوکیومتری آنها به صورت زیر است (Mokhtari et al., 2010):



داده‌های EPMA نشان می‌دهد که بلورهای گارنت زودتر تشکیل شده مؤلفه گروسولاریتی بالاتری دارند (از Al غنی هستند). با پیشرفت واکنش‌های دگرگونی و مصرف Al در ساختمان بلورهای زودتر تشکیل شده، حاشیه این بلورها و در راستای شکستگی‌ها از مؤلفه آندرادیتی غنی‌تر می‌شود (از Fe غنی می‌شوند) (شکل ۵).

کلیونپروکسن دیگر کانی کالک‌سیلیکاتی بدون آب است که مقدار آن کمتر از گارنت است و در برخی نقاط، مقدار آن با گارنت برابری می‌کند (کمتر از ۵۰ درصد). نمی‌توان منطقه‌بندی مشخصی را در ارتباط با غنی‌شدگی کلیونپروکسن در درون زیرپهنه گارنت‌اسکارن مجزا کرد. هر چند که تغییرات ترکیب توده نفوذی و پروتولیت پهنه اسکارنی عامل مهمی در کانی‌شناسی پهنه اسکارنی است (Ray et al., 1995; Meinert, 1995)، اما نسبت‌های بالای گارنت در مقایسه با پروکسن در منطقه مطالعاتی ممکن است مرتبط با حالت اکسیدان توده نفوذی و سیال‌های گرمایی باشد (Meinert, 1997). داده‌های EPMA نشان می‌دهد که کلیونپروکسن‌ها بیشتر از نوع سالیبت بوده و از نظر ترکیب شیمیایی متعلق به سری دیوپسید-هاندبرایت هستند ($Di_{82.8-85.7}$). حاشیه بلورهای کلیونپروکسن مؤلفه دیوپسیدی بیشتری دارند و مؤلفه ژوهانسنیت در آنها بسیار ناچیز است. به طور کلی، ترکیب استوکیومتری کلیونپروکسن‌ها بدین قرار است (Mokhtari et al., 2010):



کانی‌های کلسیت، اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز، آلپیت و کلریت در مقادیر محدود (تا ۱۰ درصد)، گارنت و کلیونپروکسن را همراهی می‌کنند. کانی‌های موجود در زیرپهنه گارنت‌اسکارن عبارتند از پیریت، کالکوپیریت، هماتیت و گوتیت. فراوانی کانی‌ها در برخی نقاط تا ۵ درصد می‌رسد. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی می‌توان گفت که سنگ اولیه زیرپهنه گارنت‌اسکارن، آهک مارنی بوده است.

نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌های گارنت و کلیونپروکسن زیرپهنه گارنت‌اسکارن در جدول ۱ و ۲ آورده شده است.

– زیرپهنه اپیدوت‌اسکارن: اپیدوت فراوان‌ترین و شاخص‌ترین کانی کالک‌سیلیکاتی در این زیرپهنه اسکارنی است (بیشتر از ۵۰ درصد). مقدار این کانی در برخی نمونه‌ها به اندازه‌ای بالاست که می‌توان آنها را اپیدوزیت نامگذاری کرد. اپیدوت‌ها از نوع زویزیت، کلیونوزویزیت و یا پیستاسیت هستند و مقدار کلیونوزویزیت بیشتر از بقیه است. وجود انواع مختلف اپیدوت در یک سنگ می‌تواند ناشی از متاسوماتیسم و انتشار یونی ناهمگن باشد. رگچه‌های

کیلومتر مربع در گوشه شمال باختر ایران و جمهوری‌های آذربایجان و ارمنستان قرار گرفته است. این باتولیت در کشورهای یادشده به ترتیب با نام‌های باتولیت اردوباد و باتولیت مفری معروف است. توده نفوذی کمتال با مساحت حدود ۲۵ کیلومتر مربع در حاشیه جنوب باختری باتولیت قره‌داغ جای دارد.

کهن‌ترین رخنمون‌های سنگی منطقه، واحدهای فلیش‌گونه کرتاسه بالایی (سانتوین-ماستریشین) (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۶) است که شامل تناوبی از سنگ آهک میکرباتی، سیلستون، شیل و مادستون است. واحد فلیش‌گونه یادشده، به صورت جانبی به سنگ‌های آهکی مارنی خاکستری لایه‌لایه همراه با میان‌لایه‌هایی از واحدهای آتشفشانی به صورت توف و گدازه حدواسط تبدیل می‌شود. تزریق توده نفوذی کمتال به درون مجموعه یادشده، سبب دگرگونی همبری، تشکیل اسکارن و کانی‌سازی Cu و Fe در حاشیه باختری تا جنوبی توده نفوذی شده است (شکل ۲).

توده نفوذی کمتال با یک روند شمالی-جنوبی، کوه‌های بلند با توپوگرافی بسیار خشن را در حاشیه جنوب باختری باتولیت قره‌داغ تشکیل داده است (شکل ۳). این توده از یک بخش حدواسط و یک بخش اسیدی تشکیل شده که بخش اسیدی به درون بخش حدواسط نفوذ کرده است (مختاری، ۱۳۸۷؛ مختاری و همکاران، ۱۳۸۹). بخش اسیدی ترکیب موزوگرانیتی و بخش حدواسط ترکیب موزونیتی تا کوارتز موزونیتی دارند. بخش موزوگرانیتی گسترش کمتری دارد. در حالی که، بخش موزونیتی حجم اصلی توده نفوذی کمتال را تشکیل می‌دهد و در همبری بی‌فاصله هاله اسکارنی قرار گرفته است. هر دو نوع این سنگ‌ها ماهیت کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا دارند و از نوع I هستند (مختاری، ۱۳۸۷؛ مختاری و همکاران، ۱۳۸۹).

۴- سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

۴-۱. موزونیت – کوارتز موزونیت

این سنگ‌ها به رنگ خاکستری تیره تا مایل به سبز و درشت‌دانه هستند. در مقاطع نازک، این سنگ‌ها بافت‌های هیپ‌ایدیومورفیک گرانولار، موزونیتی و پویی‌کلیتیک دارند، اما بافت هیپ‌ایدیومورفیک گرانولار فراوان‌تر است. کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز (An_{29-39}) (حدود ۲۵ درصد)، فلدسپار قلیایی (حدود ۲۵ درصد)، هورنبلند منیزیم‌دار (تا ۱۰ درصد)، کوارتز (۱۰ تا ۱۵ درصد)، کلیونپروکسن از نوع اوژیت (تا ۱۰ درصد) و بیوتیت (تا ۱۵ درصد) است (مختاری، ۱۳۸۷). کانی‌های فرعی نیز عبارتند از اسفن، اکسیدهای آهن-تیتان، آپاتیت و زیرکن. بیشتر پلاژیوکلازها با درجات متفاوتی سوسوریتی شده‌اند. اپیدوت و کلیونوزویزیت فراوان‌ترین کانی‌های حاصل از سوسوریتی شدن هستند. بیشتر آمفیبول‌ها اولیه نیستند، بلکه حاصل دگرسانی پس‌رونده پیروکسن هستند. اورالیتی شدن در پیروکسن‌ها رایج است. بیوتیت فراوانی قابل توجهی دارد و بیشتر نیمه‌خودشکل است. تعدادی از بیوتیت‌ها در نتیجه دگرسانی پس‌رونده کانی‌هایی مانند پیروکسن و آمفیبول تشکیل شده‌اند. بیشتر بیوتیت‌ها دگرسانی یافته و به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. بلورهای شکل‌دار اسفن و اکسیدهای آهن-تیتانیم فراوانی در خور توجهی (تا ۵ درصد) دارند.

۴-۲. هاله اسکارنی

سنگ‌های کربناتی ناخالص که به عنوان سنگ مادر هاله اسکارنی به شمار می‌آیند، با یک راستای شمال باختر-جنوب خاور در حاشیه باختری توده موزونیتی کمتال رخنمون دارند. این سنگ‌ها در همسایگی توده نفوذی به طور کامل به سنگ‌های کالک‌سیلیکاتی و مرمر تبدیل شده‌اند.

اسکارن کمتال از دو بخش اسکارن بیرونی و اسکارن درونی تشکیل شده است. اسکارن بیرونی پهنه اصلی اسکارن در منطقه مطالعاتی بوده و ستبرای آن بین ۱۰۰ تا ۶۰۰ متر متغیر است. با توجه به اینکه ترکیب سنگی پروتولیت اسکارن‌های کمتال متغیر بوده است، هاله اسکارنی تشکیل شده در این منطقه نیز ترکیب کانی‌شناسی

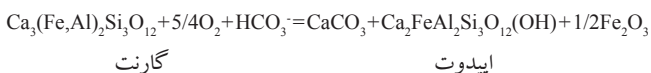
موجود در ماگما به حد اشباع رسیده و به عنوان یک فاز ناآمیخته از آن جدا شده‌اند. با پیشرفت تبلور، به مقدار و حجم محلول‌های گرمایی آزاد شده از توده‌های نفوذی افزوده می‌شود. نفوذ و مهاجرت این سیال‌ها به سنگ‌های دربرگیرنده و جریان این سیال‌ها، سبب تحرک و جابه‌جایی عناصر بین دو شیب متفاوت شیمیایی و حرارتی می‌شود و واکنش‌های مناسب ایجاد می‌کند.

دگرسانی متاسوماتیک دوجانبه، با واکنش‌های کربن‌زدایی همراه است. این مرحله معمولاً باعث کاهش حجم و شکستگی در سنگ میزبان می‌شود. این شکستگی‌ها همراه با شکستگی‌های حاصل از فشار جایگیری توده نفوذی و فشار سیال‌های حاصل از آن، سبب می‌شود تا در راستای مرز همبری، معابری برای ورود سیال‌ها به درون سنگ‌های درون‌گیر که در ابتدای جایگزینی توده، دگرگونی حرارتی پیدا کرده‌اند، ایجاد شود. این سیال‌های ماگمایی با دمای بالا (حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد)، باعث متاسوماتیسیم پیش‌رونده، به‌ویژه در نزدیک همبری شده‌اند. این دگرسانی که با تحرک عناصر در مقیاس بزرگ همراه است، در نزدیک توده آذرین موجب نمایان شدن کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب (گارت) با ترکیب گرانیدی و کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسید) شده است. در طی این مرحله، یک سری گارت‌های درشت‌بلور با بخش مرکزی ایزوتروپ و حاشیه آنیزوتروپ تشکیل شده است. در این مرحله، حجم قابل ملاحظه‌ای از مرمرها در نتیجه متاسوماتیسیم و تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب در اثر وارد شدن SiO₂، Fe و Mg از ماگما به درون مرمرها همراه با واکنش‌های کربن‌زدایی در مرمر، به زیرپهنه گارت اسکارن تبدیل شده‌اند.

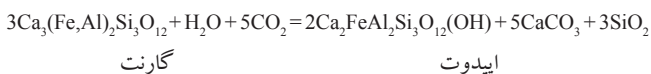
۴-۵. مرحله پس‌رونده (Retrograde Stage)

مطالعات کانی‌شناسی و بافتی نشانگر این است که مرحله پس‌رونده می‌تواند به دو زیرمرحله (Sub-stage) مجزا، اما پیوسته تفکیک شود.

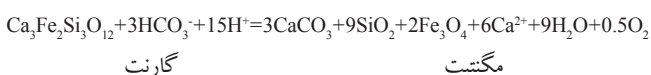
– **زیرمرحله پس‌رونده پیشین:** در طی این مرحله، در اثر ورود سیال‌های گرمایی دمای پایین‌تر و فرایندهای هیدرولیز و کربن‌گیری در راستای شکستگی‌ها و ریزش‌شکستگی‌های درون کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب، بخشی از کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب که در مرحله پیش‌رونده تشکیل شده‌اند، توسط کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب دار (اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت)، سولفیدها (پیریت، کالکوپیریت)، اکسیدها (مگنتیت و هماتیت) و کربنات (کلسیت) جانشین می‌شوند. این مرحله، گسترش محدودی در منطقه مطالعاتی دارد. در طول این مرحله، گارت به مجموعه اپیدوت، مگنتیت، هماتیت رشته‌ای، کلسیت و کوارتز تبدیل و همچنین پیروکسن به ترمولیت-اکتینولیت، کلسیت، کوارتز و کانی‌های کدر دگرسان شده است. رایج‌ترین کانی دگرسانی در این مرحله اپیدوت است. افزایش محلی O₂ می‌تواند باعث تشکیل این کانی شود (Berman et al., 1985; Perkins et al., 1986).



در محل شکستگی‌ها و در مناطقی که محلول‌های گرمایی غنی از H₂O و CO₂ حضور دارند، اپیدوت در نتیجه ناپایداری گارت در طی واکنش زیر تشکیل می‌شود:



مجموعه کانی‌شناسی کوارتز + کلسیت + مگنتیت بر اثر ناپایداری گارت توسط واکنش زیر در مرحله دگرگونی پس‌رونده پیشین تولید می‌شود (Einaudi, 1982a):



احتمالاً تشکیل ترمولیت-اکتینولیت در این مرحله در اثر دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها صورت گرفته است (Deer et al., 1992).

بسیار اپیدوت این سنگ‌ها را قطع کرده است. ترمولیت-اکتینولیت دیگر کانی فراوان در زیرپهنه اپیدوت‌اسکارن است که مقدار آن متغیر و همیشه کمتر از اپیدوت است (تا ۲۰ درصد). کوارتز دیگر کانی مهم این سنگ‌ها است (تا ۳۰ درصد). کلینوپیروکسن در نمونه‌های نزدیک به توده نفوذی حضور دارد (تا ۵ درصد). در برخی نمونه‌ها، گارت‌های ایزوتروپ نیز مشاهده می‌شود. اسفن به صورت بلورهای ریز لوزی‌شکل حضور دارد. کانی‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) در برخی نقاط فراوانی قابل توجهی دارند (تا ۵ درصد). با توجه به نبود آلیت و پلاژیوکلاز در سنگ‌های نزدیک به توده نفوذی، و حضور کانی‌های اپیدوت، گارت و کلینوپیروکسن، به احتمال زیاد سنگ اولیه زیرپهنه اپیدوت اسکارن، مارن رسی بوده است.

در فاصله‌های دور از توده نفوذی کمتال، سنگ‌آهک خالص‌تر دچار دگرگونی ایزوشیمیایی (حرارتی) شده و در نتیجه زیرپهنه مرمر را تشکیل داده است. در برخی نقاط، به دلیل تفاوت‌هایی در ترکیب‌سنگی اولیه و یا دوری و نزدیکی به توده نفوذی، کانی‌های کالک‌سیلیکاتی مانند اپیدوت، کلینوپیروکسن و گارت به صورت بلورهای ریز در مقادیر محدود (کمتر از ۲ درصد) تشکیل شده‌اند. کلسیت کانی شاخص تشکیل دهنده این زیرپهنه است و دیگر کانی‌ها در مجموع حداکثر ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند.

در فاصله‌های دور از توده نفوذی کمتال، سنگ‌های کربناتی اولیه به صورت نازک تا سبترلايه رخمون دارند که از نظر ترکیب سنگ‌شناسی شامل بایومیکریت، سنگ‌آهک رسی و مارن هستند.

پهنه اسکارن درونی در برخی نقاط در سبترهای باریک (حداکثر ۲ متر) در درون توده کوارتزومونزونیت کمتال گسترش می‌یابد و با حضور کانی‌هایی همچون اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت و کلریت افزون بر کانی‌های آذرین اولیه مانند پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی مشخص می‌شود. کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بدون آب (گارت و کلینوپیروکسن) در برخی نمونه‌های اسکارن درونی مشاهده می‌شوند.

۵- فرایندهای اسکارنی

شواهد صحرایی و مطالعات سنگ‌نگاری سنگ مادر کربناتی ناخالص و مجموعه کانی‌شناسی پهنه‌های متاسوماتیک (اسکارنی) و دگرگونی-متاسوماتیک دو جانبه نشان می‌دهند که بر اساس تقسیم‌بندی (Einaudi & Burt, 1982) اسکارن منطقه مطالعاتی از نوع اسکارن کلسیمی است. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و بافتی می‌توان فرایند اسکارن‌زایی را در منطقه مطالعاتی به دو مرحله اصلی تقسیم کرد:

۵-۱. مرحله پیش‌رونده (Prograde Stage)

معمولاً در اثر تزریق توده‌های آذرین بزرگ به یک منطقه، ابتدا در نتیجه شار حرارتی، دگرگونی ایزوشیمیایی در سنگ‌های درونگیر به وجود می‌آید. در منطقه مورد مطالعه، حرارت بالای توده موزونیتی کمتال موجب دگرگونی ایزوشیمیایی و تبدیل سنگ‌های آهکی خالص‌تر به مرمر و تحول سنگ‌های آهکی رس‌دار به اسکارنوبید (دگرگونی-متاسوماتیک دو جانبه) شده است. در نتیجه، در پهنه مرمر، آهک‌های میکریتی دچار تبلور دوباره شده و بلورهای ریز تا متوسط کلسیت بافت موزاییکی و تعادلی تشکیل شده‌اند. در لایه‌های کربناتی غنی از رس، افزون بر کلسیت حاصل از تبلور دوباره، مقدار محدودی کانی‌های کالک‌سیلیکاتی و سیلیکاتی دانه‌ریز تشکیل شده‌اند. در این مرحله، کانی‌های کدر اکسیدی و سولفیدی یا تشکیل نشده‌اند و یا این که در حد بسیار جزئی به وجود آمده‌اند که قابل چشم‌پوشی است.

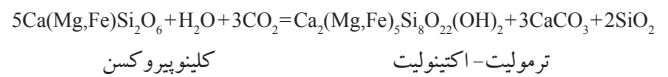
پس از جایگیری کامل توده موزونیتی کمتال و شروع انجماد، به تدریج سیال‌های

سانتی‌گراد و با حضور کوارتز توسط مجموعه هیدرنرژیت + ولاستونیت جایگزین می‌شود (بسته به فوگاسیته O_2). در منطقه مورد مطالعه، نبود ولاستونیت در همراهی با گارنت‌ها می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که گارنت و کلینوپیروکسن در دماهای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد توسط محلول‌های متاسوماتیک‌کننده متبلور شده‌اند (شکل ۷). همچنین، جانیشینی آنداردیت توسط مجموعه مگنتیت + کلسیت + کوارتز، بیانگر دمای حدود ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد برای واکنش یادشده است (شکل ۷). وجود هم‌رشدی و مرز بلوری سالم میان گارنت‌ها و پیروکسن‌ها و نبود بافت جانیشینی در آنها می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل هم‌زمان آنها در محدوده دمایی ۴۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته بین O_2^{-16} تا O_2^{-13} باشد. چنین سیالی که در تعادل با کانی‌های توده نفوذی است، می‌تواند تا دماهای حدود ۴۶۰ درجه سانتی‌گراد با مجموعه کالک‌سیلیکاتی بی‌آب تشکیل شده در مرحله پیش‌رونده، در تعادل بوده باشد (شکل ۷).

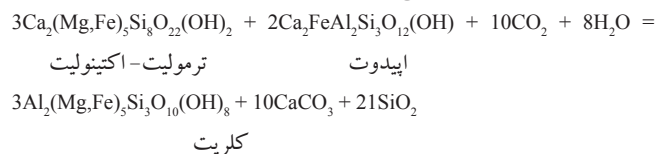
در دمای کمتر از ۴۶۰ درجه سانتی‌گراد، سیال‌ها در تعادل با توده نفوذی، دیگر با مجموعه کالک‌سیلیکاتی بی‌آب در تعادل نیست و احتمالاً در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد شروع به دگرسانی کرده‌اند (شکل ۷). هیدرنرژیت در دماهای بالاتر و فوگاسیته O_2 پایین‌تر (نسبت به آنداردیت) تشکیل می‌شود. با کاهش دما و افزایش فوگاسیته O_2 ، گارنت‌ها به مجموعه اپیدوت + کوارتز + پیریت + کلسیت و کلینوپیروکسن به مجموعه ترمولیت - اکتینولیت + کوارتز + پیریت + کلسیت تجزیه شده‌اند. با در نظر گرفتن اینکه XCO_2 در محیط‌های اسکارنی به طور عموم ۰/۱ یا کمتر است (Einaudi, 1982a)، نمودار شکل ۷، دمای کمتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای دگرسانی پیروکسن معرفی می‌کند. در جریان این مرحله، Ca^{2+} به طور پیوسته از کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب خارج و به صورت کانی‌های کربناتی در محل تثبیت می‌شود. در دماهای بیشتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، حتی در فوگاسیته بالای گوگرد، آنداردیت پایدار است (شکل‌های ۸-a و b) اما در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، سیال در تعادل با توده نفوذی و با فوگاسیته به نسبت بالای گوگرد ($fS_2 > 10^{-6}$)، دیگر با آنداردیت در تعادل نیست و آنداردیت به مجموعه کوارتز + کلسیت + پیریت تجزیه می‌شود (شکل ۸-c). با کاهش فوگاسیته گوگرد ($fS_2 < 10^{-6}$)، چنین سیالی می‌تواند مجموعه کوارتز + کلسیت + مگنتیت را تولید کند (شکل ۸-d). از آنجا که در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن پس‌رونده پیشین، هر دو کانی مگنتیت و پیریت به همراه کوارتز و کلسیت حضور دارند، می‌توان چنین نتیجه گرفت که احتمالاً سیال متاسوماتیک‌کننده، در این مرحله دارای فوگاسیته S_2 برابر $10^{-6.5}$ و دمای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد بوده است (شکل‌های ۸-c و d).

حضور تیغه‌های هماتیت در درون مگنتیت که یک بافت هم‌رشدی را نشان می‌دهند، می‌تواند نشانگر این باشد که فوگاسیته O_2 سیال در شروع دگرسانی پس‌رونده پیشین، احتمالاً در حدود 10^{-11} بوده است (Einaudi 1982a)؛ شکل ۸-d). با توجه به جانیشینی پیریت و مگنتیت توسط کالکوپیریت، می‌توان نتیجه گرفت که عنصر مس کمی دیرتر از آهن وارد سامانه اسکارنی شده است.

تشکیل مجموعه کانی‌شناسی دماپایین مانند کلریت، کانی‌های رسی و آگرگات‌های بسیار دانه‌ریز هماتیت در درون مجموعه کانی‌شناسی تشکیل شده پیشین، بیانگر این است که سیال‌های متاسوماتیسم‌کننده تأخیری احتمالاً ماهیت و طبیعت اکسیدکنندگی و هیدرولیزکنندگی به نسبت بیشتری داشته‌اند. در واقع در دماهای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، وارد شدن آب‌های زیرزمینی به درون سامانه ماگمایی و آمیخته شدن آن با سیال‌های ماگمایی دارای گوگرد، سبب اکسایش گوگرد و در نتیجه کاهش pH و افزایش محتوای سولفات سیال آمیخته می‌شود (Einaudi & Burt, 1982):



– زیر مرحله پس‌رونده پسین: در طی این مرحله، مجموعه کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب و آب‌دار تشکیل شده در مراحل پیشین، توسط سیال‌های نسبتاً دماپایین، دوباره دگرسان و به مجموعه کانی‌شناسی بسیار ریزدانه‌ای از کانی‌های رسی، کلریت، کوارتز و هماتیت تبدیل شده‌اند. این مرحله نیز مشابه با مرحله پیشین چندان توسعه نیافته است. دگرسانی در این مرحله در راستای شکستگی‌ها صورت گرفته است. تشکیل کلریت، کلسیت و کوارتز از اپیدوت و ترمولیت - اکتینولیت ممکن است در نتیجه واکنش کربن‌گیری زیر رخ داده باشد (Deer et al., 1992):

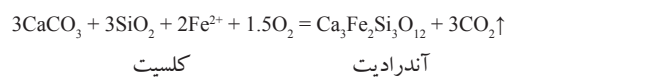


کلسیم و سیلیس بیرون آمده از کانی‌های کالک‌سیلیکاتی، به صورت بلورهای درشت‌تر از بلورهای سنگ اولیه، فضاهای خالی و یا شکستگی‌های سنگ متاسوماتیک را پر می‌کنند.

۶- بحث

۶-۱. شرایط فیزیوشیمیایی فرایندهای اسکارن‌زایی

فرایند اسکارن‌زایی متاسوماتیک پس از فرایندهای دگرگونی و متاسوماتیک دو جانبه (مرحله پیش‌رونده)، با هجوم و تراوش سیال‌های داغ از سوی توده نفوذی به درون شکستگی‌ها و ریزش‌شکستگی‌های پهنه مرمر و اسکارن‌نویید آغاز شده است. این سیال‌ها دارای Si، Fe و Mg با اکتیویته بالا و در شرایط اکسیدان هستند و سبب فرایند کربن‌زدایی و تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بدون آب (مانند گارنت) شده‌اند. (Einaudi & Burt 1982) واکنش زیر را برای این فرایند پیشنهاد کرده‌اند:



آنداردیت تشکیل شده، در سیال در حال تعادل با توده نفوذی، پایدار بوده است (شکل ۶).

گارنت‌های پهنه اسکارن متاسوماتیک دارای مؤلفه گروسولاری در محدوده Ad_{33} تا Ad_{73} هستند. از آنجا که Al کمترین تحرک را در میان عناصر اصلی در سیال‌های طبیعی دارد، می‌توان چنین دریافت کرد که مؤلفه گروسولاری از راه فرایند انتشار و به صورت درجا از ناخالصی‌های رسی موجود در کربنات‌ها تشکیل شده است. از این رو می‌توان نتیجه گرفت که دو فرایند انتشار و تراوش در انتقال مواد و تشکیل اسکارن‌های منطقه مطالعاتی دخالت داشته‌اند.

از آنجا که تمامی کانی‌های موجود در هاله‌های اسکارنی منطقه مطالعاتی در سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H قرار می‌گیرند، از نمودار شکل ۷ برای تعیین شرایط ژئوشیمیایی احتمالی تشکیل اسکارن‌های منطقه مطالعاتی استفاده شده است. این نمودار برای فشار ۰/۵ کیلو بار و $XCO_2 = 0/1$ توسط Einaudi (1982b) طراحی شده است.

آنداردیت در حالت اکسایش متوسط تا پایین پایدار است (زیر بافر هماتیت - مگنتیت) که با افزایش فوگاسیته O_2 به مگنتیت، کوارتز و کلسیت تبدیل می‌شود. با کاهش درجه حرارت، محدوده پایداری آنداردیت به فوگاسیته O_2 و S_2 پایین‌تر منتقل می‌شود. بنابراین، افزایش فوگاسیته O_2 و S_2 در مراحل بعدی (دمای تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و $XCO_2 = 0/1$) سبب دگرسان شدن آنداردیت و تخریب آن می‌شود (شکل ۶). آنداردیت در دمای ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته O_2 بین 10^{-16} تا 10^{-14} پایدار است (شکل ۷). آنداردیت در دمای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد توسط مجموعه ولاستونیت + مگنتیت و در دمای بالاتر از ۵۵۰ درجه

یک فاز مستقل از آن جدا شده‌اند. این سیال‌های ماگمایی با دمای بالا (حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد)، موجب متاسوماتیسم پیش‌رونده و پیدایش کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب (گارنت و کلینوپروکسن) شده است. در این مرحله، حجم قابل ملاحظه‌ای از مرمرها توسط کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب جایگزین شده است.

مرحله پس‌رونده شامل دو زیر مرحله مجزا اما پیوسته (زیرمرحله پس‌رونده پیشین و زیرمرحله پس‌رونده پسین) است. در مرحله پس‌رونده پیشین در اثر ورود سیال‌های گرمایی دمابالا و فرایندهای هیدرولیز، کربن‌گیری و سولفیدی شدن در راستای شکستگی‌ها و ریزش‌کستگی‌های درون کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب، بخشی از کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب تشکیل شده در مرحله پیش‌رونده، توسط کانی‌های کالک‌سیلیکاتی آب‌دار، سولفیدها، اکسیدها و کربنات‌ها جایگزین شده‌اند. در طی مرحله پس‌رونده پسین، مجموعه کانی‌های کالک‌سیلیکاتی بی‌آب و آب‌دار تشکیل شده در مراحل پیش، توسط سیال‌های به نسبت دماباین، دوباره دگرسان و به مجموعه کانی‌شناسی بسیار دانه‌ریزی از کانی‌های رسی، کلریت، کوارتز و هماتیت تبدیل شده‌اند.

تشکیل هاله اسکارنی کمتال در حد زیرین رخساره پروکسن هورنفلس (دمایی میان ۵۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار در حدود ۱/۵ تا ۲ کیلوبار) شروع شده و با کاهش دمای توده و تغییر ترکیب سیال‌های منشأگرفته از توده، در شرایط هم‌فشار ادامه پیدا کرده است. گارنت و کلینوپروکسن فراوان‌ترین مجموعه کانی‌شناسی هاله‌های اسکارنی هستند که در دمای نسبتاً بالا به صورت فراگیر تشکیل شده‌اند. مجموعه گارنت + کلینوپروکسن، در محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته O_2 بین 10^{-23} تا 10^{-26} به صورت همزمان تشکیل شده‌اند.

در واقع هجوم چنین سیالی به درون پهنه‌های اسکارنی در منطقه مطالعاتی، شستشو و بیرون آمدن بیشتر Ca^{2+} را از درون کالک‌سیلیکات‌ها به دنبال داشته است.

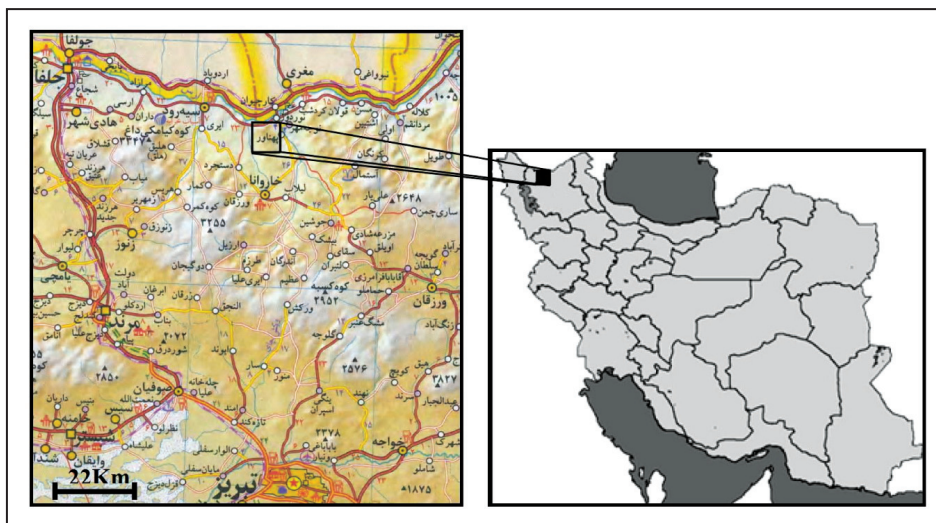
۶-۲. رخساره‌های تشکیل اسکارن در منطقه مورد مطالعه

(Zharikov 1991) پنج رخساره را برای تمایز اسکارن‌های آهکی معرفی کرده است. این رخساره‌ها به ترتیب کاهش درجه حرارت عبارتند از: رخساره لارنیت، رخساره گهلنیت، رخساره ولاستونیت، رخساره پروکسن-گارنت و رخساره پروکسن-اپیدوت.

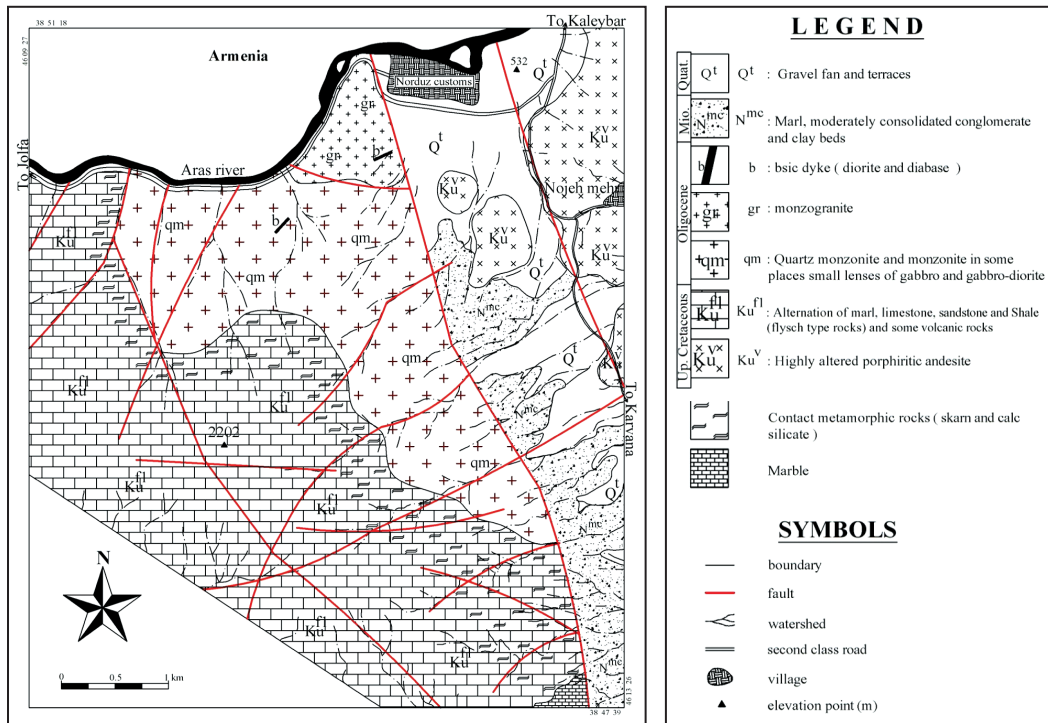
مرز میان رخساره‌ها توسط یک سری از واکنش‌های کلیدی نشان داده شده است. رخساره لارنیت و گهلنیت را می‌توان معادل رخساره سانیدینیت در نظر گرفت. همچنین رخساره ولاستونیت را معادل رخساره پروکسن هورنفلس، رخساره پروکسن-گارنت را معادل رخساره هورنبلند هورنفلس و رخساره پروکسن-اپیدوت را معادل رخساره آلپیت-اپیدوت هورنفلس در نظر می‌گیرند. محدوده واکنش‌های انجام‌شده و مسیر طی شده بر روی شکل ۹ نشان داده شده است. رخساره‌های موجود در منطقه مطالعاتی، رخساره‌های پروکسن-گارنت (V) و پروکسن-اپیدوت (VI) هستند.

۷- نتیجه‌گیری

اسکارن‌زایی منطقه مطالعاتی در دو مرحله اصلی پیش‌رونده و پس‌رونده صورت گرفته است. در مرحله پیش‌رونده، حرارت بالای توده موزونیتی کمتال موجب دگرگونی ایزوشیمیایی، تبدیل سنگ‌های آهکی خالص به مرمر و تحول سنگ‌های آهکی رس‌دار به اسکارنویت (دگرگونی-متاسوماتیک دوجانبه) شده است. پس از جایگیری کامل توده موزونیتی کمتال و شروع انجماد، به تدریج سیال‌های موجود در ماگما به حد اشباع رسیده و به عنوان



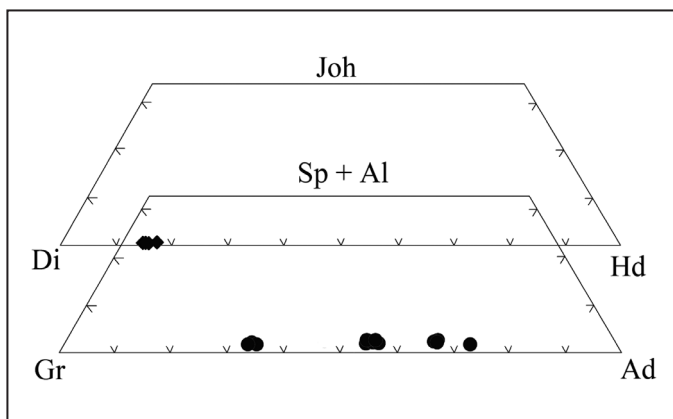
شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن.



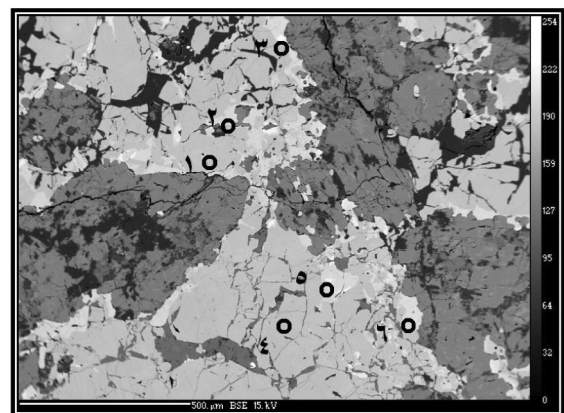
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی تهیه‌شده از توده نفوذی و هاله اسکارنی کمتال (مختاری و همکاران، ۱۳۸۹).



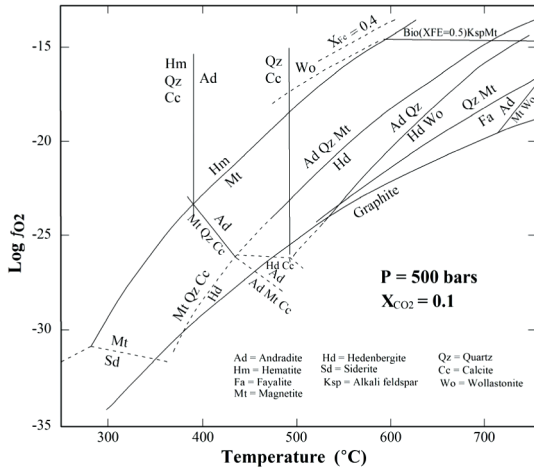
شکل ۳- دورنمایی از توده نفوذی و هاله اسکارنی کمتال (دید به سمت باختر- شمال باختر). توده نفوذی کمتال در سمت خاور با یک مرز گسلی در مجاورت واحدهای رسوبی پلیوکواترنر قرار گرفته است.



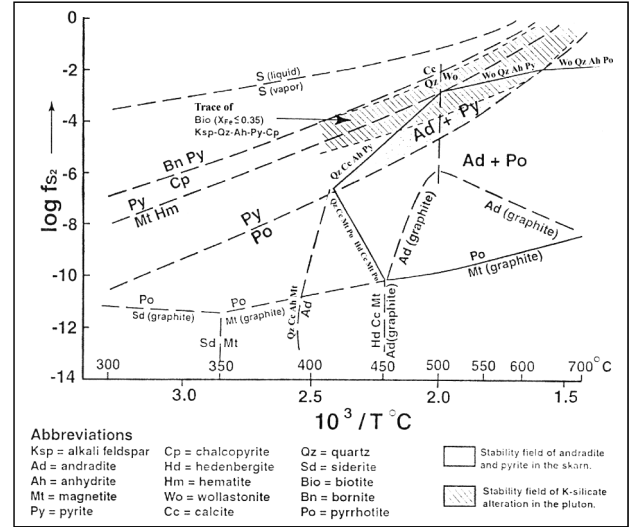
شکل ۵- ترکیب کانی‌شناسی گارنت‌ها و کلینوپیروکسن‌های موجود در زیرپهنه گارنت اسکارن.



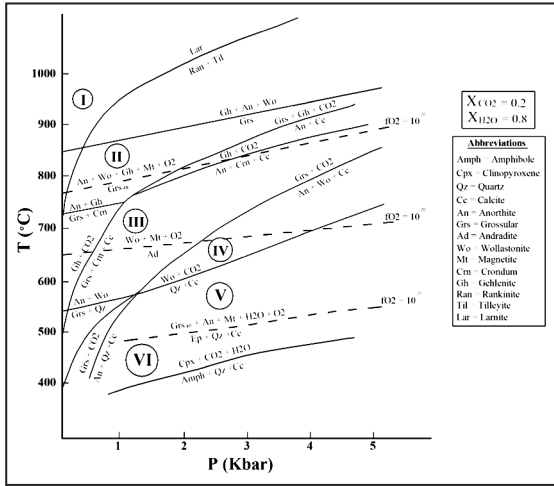
شکل ۴- تصویر WDS از بلورهای گارنت و پیروکسن در زیر پهنه اسکارن بیرونی کمتال که موقعیت نقاط تجزیه‌شده بر روی آن مشخص شده است.



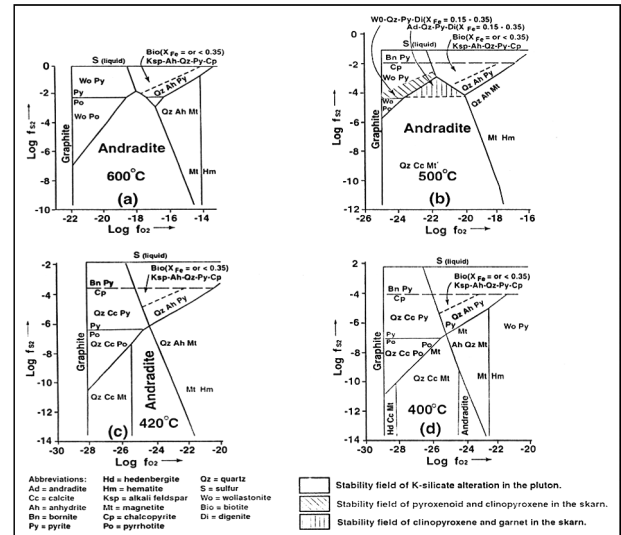
شکل ۷- نمودار fO_2 در برابر درجه حرارت در فشار سیال ۵۰۰ بار و $XCO_2 = 0.1$ برای سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi, 1982a).



شکل ۶- نمودار fS_2 در برابر درجه حرارت که در آن محدوده پایداری آندرادیت-پیریت و آندرادیت-پیریت در fS_2 نشان داده شده است (Einaudi, 1982a).



شکل ۹- محدوده رخساره‌های موجود در اسکارن‌ها، در نمودار P-T. در این شکل مرز بین رخساره‌ها توسط یک سری از واکنش‌های کلیدی نشان داده شده است (Zharikov, 1991). (I) رخساره لارنیت، (II) رخساره گهنیت، (III) رخساره گروسولاریت، (IV) رخساره ولاستونیت، (V) رخساره پیروکسن-گارت، (VI) رخساره پیروکسن-ایدوت.



شکل ۸- نمودارهای fO_2 در برابر fS_2 برای میدان پایداری آندرادیت میان ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد و $XCO_2 = 0.1$ (Einaudi, 1982a).

جدول ۱- نتایج تجزیه میکروپروپ گارنت‌های موجود در زیرپهنه گارنت اسکارن.

	Pa.210a	Pa.210b	Pa.210c	Pa.210d	Pa.210e	Pa.210f	Pa.210g	Pa.210h	Pa.210i	Pa.210p	Pa.210j	Pa.210k	Pa.210m	Pa.210n	Pa.106a	Pa.106b	Pa.106c	Pa.106d	Pa.106e	Pa.106f
TiO ₂	0.28	0.14	0.16	0.20	0.28	0.19	0.31	0.17	0.27	0.10	0.14	0.22	0.26	0.17	0.33	0.50	0.55	0.12	0.39	0.57
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00
SiO ₂	37.81	36.79	37.07	37.07	36.57	36.63	36.60	37.13	35.55	36.76	36.54	36.25	36.30	36.52	36.53	37.54	38.25	36.46	36.85	38.40
Al ₂ O ₃	11.59	9.88	10.81	11.57	10.53	9.31	9.52	10.95	7.64	10.57	7.32	10.46	7.57	10.18	5.53	10.00	13.51	5.57	9.60	14.43
MgO	0.17	0.12	0.12	0.17	0.15	0.10	0.13	0.08	0.16	0.12	0.10	0.13	0.11	0.08	0.04	0.10	0.16	0.01	0.13	0.12
Y ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
F	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03
FeO	13.89	16.16	14.55	13.90	15.48	16.58	16.60	14.43	18.82	15.11	19.36	15.40	19.30	15.68	20.63	15.71	10.98	21.22	16.10	9.83
MnO	0.39	0.30	0.34	0.35	0.33	0.34	0.30	0.35	0.34	0.37	0.32	0.25	0.33	0.31	0.23	0.24	0.29	0.24	0.23	0.41
NiO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	35.01	34.89	34.45	34.56	34.90	34.61	35.52	35.06	34.36	34.56	34.12	35.32	34.03	34.65	34.36	34.99	35.31	34.88	34.66	36.51
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02
Total	99.24	98.31	97.51	97.87	98.28	97.80	99.05	98.21	97.21	97.66	97.95	98.09	97.95	97.63	97.71	99.14	99.15	98.55	98.06	100.4

	Pa.106a	Pa.106b	Pa.106c	Pa.106d		Pa.106a	Pa.106b	Pa.106c	Pa.106d		Pa.106a	Pa.106b	Pa.106c	Pa.106d
Cl	0.00	0.01	0.00	0.00	Al ₂ O ₃	0.96	0.49	0.35	0.32	MnO	0.33	0.47	0.43	0.34
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.00	MgO	14.61	15.56	15.64	15.24	NiO	0.02	0.01	0.01	0.42
BaO	0.07	0.06	0.00	0.00	CaO	25.35	26.37	25.71	26.24	ZnO	0.06	0.00	0.03	0.00
TiO ₂	0.00	0.01	0.01	0.00	K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.02	F	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.09	0.13	0.15	0.09	P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.00	0.00	Total	99.79	101.8	101.5	100.5
SiO ₂	53.17	54.17	54.94	53.97	FeO	5.07	4.50	4.23	4.26					

جدول ۲- نتایج تجزیه میکروپروب کلینوپیروکسن‌های موجود در زیرپهنه گارنت اسکارن.

کتابکاری

- حسین‌زاده، ق.، ۱۳۷۸- بررسی کانسار مس تیپ اسکارن انجرد (شمال غرب اهر- استان آذربایجان شرقی). پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تبریز، ۱۱۸ صفحه.
- خضری، م. و مؤذن، م.، ۱۳۸۰- مطالعه هاله دگرگونی مجاورتی اندریان، شمال غرب ایران. پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- سیاه‌چشم، ک.، ۱۳۸۱- مطالعه کانی‌شناسی، دگرسانی و تحولات متاسوماتیکی ذخیره اسکارن پهنور، شرق سیهرود؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تبریز، ۱۳۹ صفحه.
- مجرد، م.، ۱۳۸۲- مطالعه پدیده دگرگونی مجاورتی در اطراف توده نفوذی شیور؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد گروه پترولوژی دانشگاه تبریز، ۱۱۸ صفحه.
- مختاری، م. ع. ا.، معین‌وزیری، ح.، قربانی، م. ر. و مهرپرتو، م.، ۱۳۸۹- بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی کمتال (شمال خاراوانا، آذربایجان شرقی)؛ فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۱، صفحات ۱۲۸-۱۲۳.
- مختاری، م. ع. ا.، ۱۳۸۷- پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز باتولیت قره‌داغ (خاور سیهرود- آذربایجان شرقی) و هاله اسکارنی آن، با نگرشی بر کانی‌سازی مرتبط با توده‌ی نفوذی؛ رساله دکتری زمین‌شناسی، گرایش پترولوژی؛ دانشگاه تربیت مدرس، ۳۴۷ صفحه.
- مهرپرتو، م.، امامی، م. د.، میرزایی، م. و علایی، س.، ۱۳۷۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیهرود؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- میرمحمدی، م. ص.، ۱۳۷۴- ژئوشیمی و پترولوژی توده نفوذی کمتال و هاله دگرگونی آن (شرق جلفا- شمال غرب ایران)؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه تهران، ۱۹۴ صفحه.

References

- Berman, R. G., Brown, T. H. & Greenwood, H. J., 1985- An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃-TiO₂-H₂O-CO₂. Atomic Energy of Canada Technical Report TR-337, 62p.
- Calagari, A. A. & Hosseinzadeh, G., 2005- The mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Sungun-Chay river, East-Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 28, P. 423-438.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992- An Introduction to the rock-forming minerals. Second ed., Longman Scientific and Technical, London, 696p.
- Einaudi, M. T. & Burt, D. M., 1982- Introduction- terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology and Bulletin of the Society of Economic Geologists*, V. 7, N. 4, P. 745-754.
- Einaudi, M. T., 1982a- Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons. In: Titley, S.R., (Eds.), *Advances in geology of porphyry copper deposits, Southwestern North America*, University of Arizona Press, Tucson, P. 1592-1606.
- Einaudi, M. T., 1982b- General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons. In: Titley, S.R., (Eds.), *Advances in geology of porphyry copper deposits, Southwestern North America*, University of Arizona Press, Tucson, AZ, P. 185-210.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. & Newberry, R. J., 1981- Skarn deposits. *Economic geology*, 75th Anniv. V., P. 317-391.
- Karimzadeh Somarin, A. & Moayed, M., 2002- Granite and gabbro-diorite associated skarn deposits of NW Iran; *Ore geology reviews*, V. 20, P. 127-138.
- Meinert, L. D., 1992- Skarns and skarn deposits, *Geosciences Canada*, V. 19, N.4, P. 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: Thompson, J.F.H., (Eds.) *magmas, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, V. 23, P. 400-418.
- Meinert, L. D., 1997- Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology*, V. 6, P. 185-208.
- Mokhtari, M. A. A., Moinvaziri, H., Ghorbani, M. R., Mehrpartou, M., Padashi, S. M. & Baburek, J., 2010- Mineral chemistry of Kamtal Skarn (Eastern Azarbaijan, NW Iran). *ACTA, Mineralogica-Petrographica Abstract Series*; 20th General Meeting of the International Mineralogical Association, 21-27 Aug. 2010.
- Mollae, H., 1993- Petrochemistry and genesis of the granodiorite and associated Iron-copper skarn deposit of Mazraeh, Ahar, East- Azerbaijan, Iran. Unpublished Ph.D. thesis. University of Rookee, India, 287 pp.
- Perkins, E. H., Brown, T. H. & Berman, R. G., 1986- PTX-SYSTEM: three programs for calculation of pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computers and Geoscience*, V. 12, P. 749-755.
- Ray, G. E., Webster, I. C. L. & Ettliger, A. D., 1995- The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks. *Economic geology*, V. 90, P. 920-937.
- Zharikov, V. A., 1991- Skarn types, formation and mineralization condition. In: Barto-Kyriakidis, A., (Eds.), *Skarn, Their Genesis and Metallogeny*. Theophrastus Publishing & Proprietary Co., Athen, Greece, P. 455-466.