

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

بسمه تعالی

وزارت علوم، تحقیقات و فناوری

دانشگاه پیام نور

طرح پژوهشی در قالب اعتبار گرانت

بررسی پتانسیل های اقتصادی اسکارنهای جنوب شرق الیگودرز

مجری طرح:

فریمه آیتی

استادیار- گروه زمین شناسی - دانشگاه پیام نور

خاتمه طرح: دی ماه ۱۳۹۵

کلیه حقوق و مزایای مادی و معنوی طرح متعلق به دانشگاه پیام نور می باشد

فهرست:

چکیده ۴

فصل اول

مقدمه ۶

موقعیت جغرافیایی منطقه ۶

موقعیت زمین شناسی منطقه ۷

تاریخچه

مطالعاتی ۸

روش تحقیق ۸

فصل دوم

مقدمه ۱۰

زمین شناسی پهنه سندنج- سیرجان ۱۱

زمین ساخت پهنه سندنج- سیرجان ۱۴

چینه شناسی پهنه سندنج- سیرجان ۱۵

دگرگونی پهنه سندنج- سیرجان ۱۶

سنگ های نفوذی پهنه سندنج- سیرجان ۱۷

توان معدنی پهنه سندنج- سیرجان ۱۸

چینه شناسی و زمین ساخت منطقه ۱۹

فصل سوم

تقسیم بندی

اسکارن ۲۵

جایگاه زمین ساختی اسکارن ها ۲۶

مدل تشکیل کانسارهای اسکارن ۲۹

اندازه و عیار کانسارهای اسکارن ۳۲

واکنش های دگرگونی ۳۴

مقایسه ژئوشیمیایی گرانیتوئید جنوب شرق الیگودرز با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان ۴۴

مقایسه عناصر جزئی ۴۸

فصل چهارم

نتیجه گیری ۵۲

منابع ۵۳

چکیده

اسکارنهای جنوب شرق الیگودرز از دیدگاه تقسیمات زمین شناختی و ساختاری ایران جزئی از زون ساختمانی سنندج سیرجان می باشد. ترکیب سنگ شناختی توده های نفوذی منطقه شامل گرانیته پورفیری، گرانودیوریت و گابرو-دیوریت است. گرانیتوئیدهای منطقه مربوط به محیط ژئوتکتونیک بعد از کوهزایی و همزمان با برخورد می باشند. این توده گرانیتوئیدی سنگ های آهکی میزبان به سن پالئوزوئیک را قطع نموده و منجر به تشکیل مرمر-اسکارن و هورنفلس با رخداد محدود در منطقه شده است. بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی، دو مرحله اصلی اسکارنی شدن (پیشرونده و پسرونده) در منطقه مورد مطالعه شناسایی شده است. مرحله پیشرونده اسکارن زایی با تشکیل مجموعه کانیاپی بدون آب (گارنت، کلینوپیروکسن و ولاستونیت) شکل گرفته است. در مرحله پسرونده سیلیکات های بدون آب، به مجموعه ای از کانی های سیلیکاتی کلسیمی آبدار (اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، وزویانیت) تبدیل شده و در نهایت با افزایش CO_2 محیط واکنش های کربناته شدن مجدد صورت گرفته و سبب تبلور و جانشینی کلسیت شده است. با مقایسه الگوی عناصر اصلی گرانیتوئیدهای منطقه با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی شناخته شده دنیا این مجموعه بیشتر با گرانیتوئیدهای مرتبط با اسکارن های تنگستن، مولیبدن و قلع انطباق نشان می دهند.

فصل اول

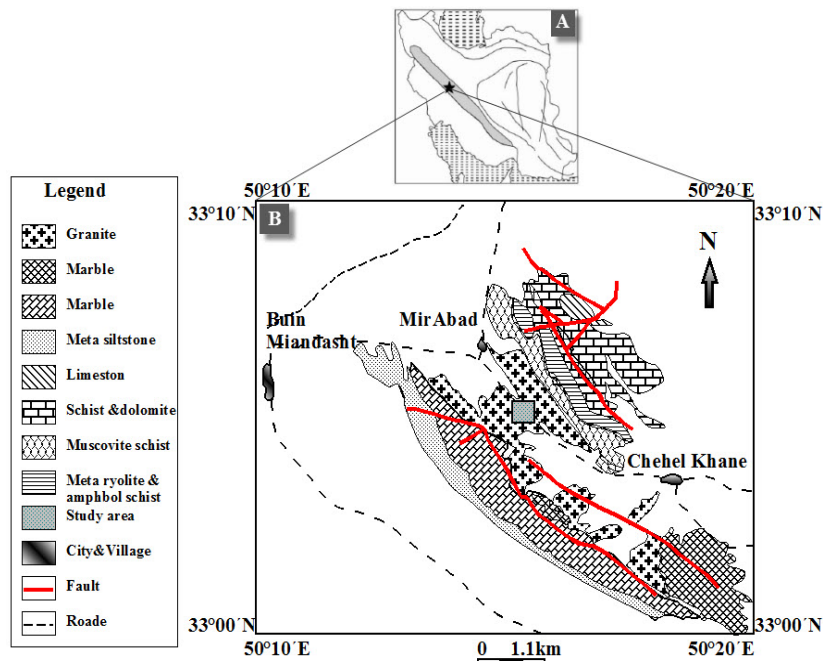
کلیات

اسکارن سنگی دگرگونه با رنگ های متغیر سبز یا قرمز، گاهی خاکستری، سیاه، قهوه ای یا سفید است و به طور معمول بر اثر متاسوماتیسم شیمیایی سنگ ها در هنگام دگرگونی و در منطقه همبری توده های نفوذی ماگمایی گرانیتی و سنگ های غنی از کربنات مانند سنگ آهک یا دولومیت پدید می آید. ذخایر اسکارن در سراسر محدوده وسیعی از محیط های پرکامبرین تا ترشیاری پسین وجود دارند. در اکثر موارد ذخایر مهم اقتصادی اسکارن، نسبتاً جوان هستند. به کانسارهای فلزی^۱ که اسکارن باطله آن ها است و در نتیجه ترکیبی از تبلور دوباره، واکنش بی متاسوماتیک و متاسوماتیسم تراوشی می تواند به وجود آید، کانسارهای اسکارنی گویند. اسکارن ها به دلیل جذابیت های علمی از یک سو و کانسارهای اسکارنی هم به واسطه ارزش تجاری و اقتصادی مواد معدنی از سوی دیگر همیشه مورد توجه محققین و پژوهشگران زمین شناسی و معدن بوده و هست. گوناگونی کانیایی، پیدایش کانی های کمیاب متاسوماتیک، پتانسیل کانسارهای فلزی (Sn, W, Cu, Fe, Au, Zn, Pb) و سنگ ها و کانی های صنعتی از قبیل گارنت، ولاستونیت، گرافیت، آزبست و منیزیت در این سنگ ها سبب شده اند که پژوهش در مسائل گوناگون اسکارن در چند دهه اخیر افزایش داشته باشد. اسکارن های جنوب شرق الیگودرز دارای گسترش بسیار کمی می باشد. در این مطالعه به شناسایی وضعیت زمین شناسی صحرایی و ارتباط رخداد ماگماتیسم و اسکارن، تبیین پتروژنز اسکارن و سنگهای نفوذی منطقه و برآورد پتانسیل اقتصادی اسکارن مورد بررسی پرداخته می شود.

موقعیت جغرافیایی منطقه:

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرقی الیگودرز و در محل بلافصل تراست زاگرس و شامل بخشی از برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ گلیپایگان است. منطقه از نظر تقسیمات زمین ساختاری ایران در پهنه سنندج-سیرجان قرار می گیرد. بوئین و میاندشت از جمله شهرهای شهرستان فریدن، واقع در ۲۵ کیلومتری داران (مرکز شهرستان) می باشد که در غرب استان اصفهان و در حقیقت مرز بین استان های اصفهان و لرستان واقع شده است. روستای میرآباد در شرق بوئین و میاندشت قرار گرفته است (شکل ۱).

¹ Ore deposits



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران و نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گلیایگان (Mohajjel, 1993).

موقعیت زمین شناسی منطقه:

منطقه بوئین و میاندشت در بین دو رشته کوه مرتفع یعنی کوه های خونسار در شمال شرق و کوه های زاگرس در جنوب غرب واقع شده است. به علت مقاومت کم در زمین های دگرگونه که اغلب شیست های درجه پایین هستند و همچنین دانه درشت بودن سنگ های گرانیتی، ژئومورفولوژی منطقه ساده بوده و اغلب شامل تپه های فرسوده و کم ارتفاعی است که دسترسی به آن ها از طریق جاده های خاکی فراوان موجود در منطقه به راحتی میسر خواهد بود. این منطقه به لحاظ زمین شناسی بخشی از زون دگرگونی سنندج- سیرجان بوده و بخش اعظم آن را زمین های دگرگونه پرکامبرین، تریاس و ژوراسیک تشکیل می دهند. بخش دیگر اساساً شامل سنگ های آذرین نفوذی می باشد. بخش عمده نواحی آبرفتی را ماسه های گرانیتی و خاک رس پوشانده است. توده نفوذی بوئین و میاندشت و اسکارن همراه بخشی از گوشه جنوب تا جنوب غربی ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گلیایگان می باشد. توده ی گرانیتوئیدی در منطقه مورد مطالعه در مجموعه توده های غرب ایران قرار می گیرد و درون نوار دگرگونی با روند کلی NW-SE در درون پهنه سنندج- سیرجان مشاهده می شود (ولی زاده، ۱۳۷۱).

تاریخچه مطالعاتی:

از جمله بررسی ها و مطالعاتی که در منطقه مورد مطالعه و اطراف آن صورت گرفته است، به موارد زیر می توان اشاره نمود:

- تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه گلپایگان توسط تیله و علوی (۱۹۶۷)، شرح نقشه زمین شناسی گلپایگان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ توسط تیله و همکاران (۱۹۶۸)، تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه گلپایگان توسط محجل و افتخارنژاد (۱۳۷۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد قاسمی (۱۳۷۱)، مرتضی شریفی (۱۳۷۶)، غلامی فرد، (۱۳۸۹)، مینایی، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۸۹)، پناه دار، (۱۳۹۰)، یوسفی (۱۳۹۴) و پایان نامه های دکتری رشیدنژاد در منطقه موته (۱۳۸۱)، شریفی (۱۳۸۶). رشیدنژاد عمران (۲۰۰۲)، با روش پتاسیم- آرگون حادثه ماگمایی موته را به سن پالئوسن دانسته است. - مورتیس (۲۰۰۶) با مطالعه بر روی کانسارهای طلای موته سن مطلق برخی از سنگ های منطقه مورد مطالعه را نیز تعیین نموده است.

روش تحقیق:

مراحل انجام این تحقیق شامل گردآوری نقشه های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان (تیله و علوی، ۱۹۶۷)، ۱:۱۰۰۰۰۰ گلپایگان (محجل و افتخارنژاد، ۱۳۷۱)، مطالعه پایان نامه ها، گزارش ها و مقالات و کتاب های مرتبط با موضوع، مطالعات صحرایی و برداشت نمونه و مطالعات آزمایشگاهی می باشد. در این بین از نتایج آنالیزهای انجام گرفته (ICP-MS و XRF) توسط یوسفی (۱۳۹۴) نیز کمک گرفته شد.

فصل دوم

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان اصفهان، و در ۳۵ کیلومتری جنوب شهرستان الیگودرز قرار دارد. از دیدگاه تقسیمات زمین شناختی و ساختاری ایران جزئی از پهنه سنندج - سیرجان می باشد. به این منظور برای شناخت بیشتر منطقه، به طور مختصر به توضیح این زون پرداخته می شود:

زمین شناسی پهنه سنندج - سیرجان:

پهنه سنندج - سیرجان با روند عمومی شمال غرب - جنوب شرق، در حد فاصل زون های ایران مرکزی و زاگرس قرار دارد (اشتوکلین، ۱۹۶۸). این زون در واقع جزئی از منطقه ساختاری ایران مرکزی است زیرا رژیم تکتونیکی و شبکه ساختاری آن مانند ایران مرکزی است که در حاشیه جنوب غربی آن قرار دارد. این پهنه بحث برانگیزترین زون ساختاری ایران است که حوادث مهمی را پشت سر گذاشته است. آن چه که این زون را از ایران مرکزی متمایز می نماید، داشتن روندهای موازی با زاگرس، فعالیت های ضعیف آتشفشانی در ترشیاری، گسترش محدود سازندهای دوران سوم و وجود توده های نفوذی مزوزوئیک است که در ایران مرکزی کمیاب و اصلاً در زاگرس دیده نمی شود (اشتوکلین، ۱۹۶۸). این زون ۱۵۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر عرض داشته و از غرب دریاچه ارومیه آغاز و در یک راستای شمال غرب - جنوب شرق تا گسل زندان (گسل میناب) در شرق بندرعباس ادامه یافته است. عمده سنگ های برونزد یافته در این پهنه متعلق به مزوزوئیک است و نهشته های مربوط به دوران پالئوزوئیک به ندرت در شمال غرب این زون برونزد دارند در حالی که در قسمت جنوب شرقی زون برونزد بیشتری دارند (بربریان، ۱۹۷۷؛ سبزه ای، ۱۳۷۱). ضخامت پوسته قاره ای در زاگرس را حدود ۵۵ کیلومتر و در زون سنندج - سیرجان و ایران مرکزی بین ۳۸ تا ۴۴ کیلومتر برآورد نموده اند. ضخامت پوسته قاره ای در زون سنندج - سیرجان در حدود ۶۰ کیلومتر است. این اطلاعات حاکی از آن است که پوسته قاره ای در این زون مضاعف بوده و پوسته قاره ای ایران بر روی پوسته قاره ای عربستان تراست شده است (گی یز و همکاران، ۱۹۸۴). زون سنندج - سیرجان از فعالترین زون ساختاری ایران است که از پرکامبرین تا سنوزوئیک فازهای دگرگونی و ماگماتیسم مهمی را پشت سر گذاشته است (نبوی، ۱۳۵۵) به طوری که فازهای مهم کوه زایی سیمرین و لارامید را در خود ثبت کرده

است (افتخارنژاد، ۱۳۵۹). تکامل تکتونیکی این زون مرتبط با زایش نفوتتیس می باشد که در طی ۴ مرحله انجام گرفته است که عبارتند از:

۱- تشکیل نفوتتیس در تریاس؛ ۲- فرورانش پوسته اقیانوسی نفوتتیس در امتداد حاشیه شمال شرقی در ژوراسیک- میوسن؛ ۳- فرورانش افیولیت ها در امتداد حاشیه شمال شرقی ورقه عربی در زمان کرتاسه؛ ۴- برخورد حاشیه شمال شرقی ورقه عربی با ایران مرکزی در زمان میوسن.

از طرف دیگر بربریان و کینگ (۱۹۸۱) وجود دگرگونی و ماگماتیسیم کالک آلکالن در طول زون سنندج- سیرجان در زمان مزوزوئیک را نشانگر توسعه قوس ماگمایی در طی فرورانش از زمان تریاس به حساب می آورند. در این پهنه سنگ های دگرگونی با رخساره شیست سبز دارای گسترش فراوانی هستند (نبوی، ۱۳۵۵). اما در مناطقی که توده نفوذی جایگزین شده اند اثر حرارتی توده ها درجه دگرگونی را افزایش داده است.

محجل و سهندی (۱۳۷۸) و محجل و همکاران (۲۰۰۳) زون سنندج- سیرجان را بر اساس واحدهای چینه شناسی و ویژگی های ساختاری به واحدهای تکتونیکی کوچک تر یا زیر زون تقسیم بندی کرده اند، از جنوب غرب به شمال شرق این تقسیم بندی ها شامل واحدهای تکتونیکی زیر می باشد:

۱- زیر زون رادیولاریتی، ۲- زیر زون بیستون، ۳- زیر زون افیولیتی، ۴- زیر زون حاشیه ای، ۵- زیر زون با دگرشکلی پیچیده. در این تقسیم بندی، منطقه مورد مطالعه در زیر زون با دگرشکلی پیچیده (فیلیت همدان) قرار می گیرد. این زیر زون با سنگ های دگرگونی فراوان از سایر زیر زون ها مشخص می گردد، به طوری که بخش اعظم آن از سنگ های کربناته، تخریبی و تا حدودی آتشفشانی دگرگون شده مزوزوئیک تشکیل شده است. در زون سنندج- سیرجان فعالیت آتشفشانی تا قبل از ترشیری بیش از سایر نواحی ایران بوده است و این موضوع یکی از ویژگی های خاص و مهم این پهنه است ولیکن در دوره ائوسن این فعالیت متوقف شده است. سنگ های نفوذی پی آمد رخداد تکتونیکی هم زمان با لارامید یا جوان تر در این زون وجود دارد (نبوی، ۱۳۵۵).

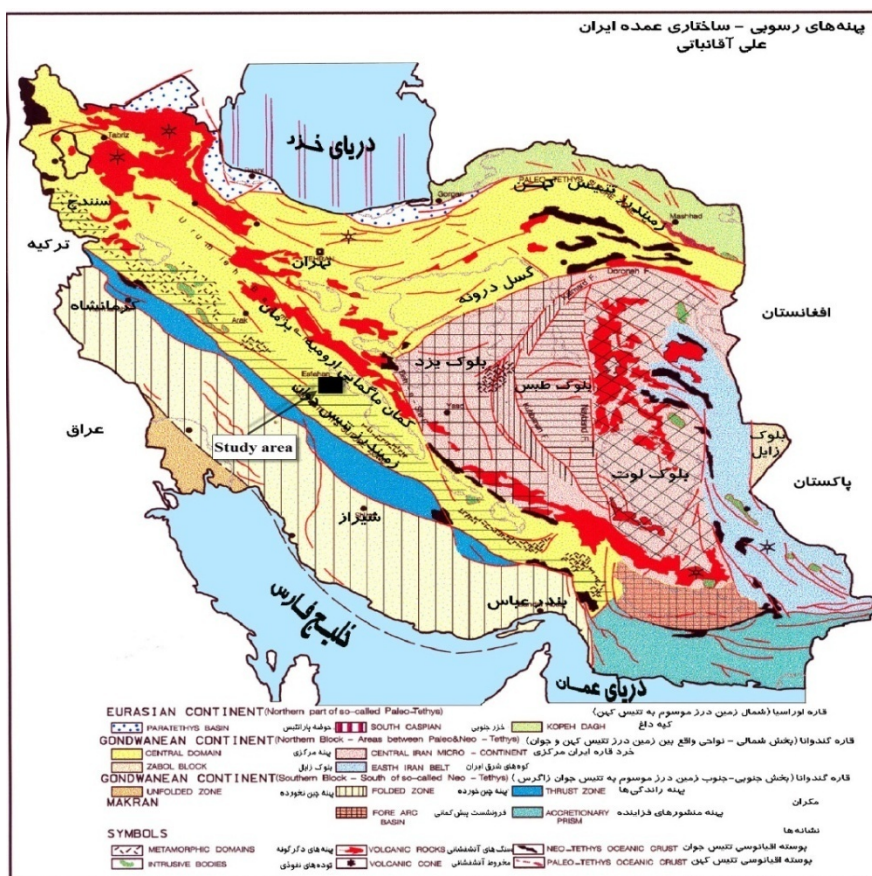
در این بخش از پهنه سنندج- سیرجان، ساختارهای مختلف زمین شناسی اعم از دگرگونی، ماگماتیسم و کوه زایی تحت تأثیر چندین فاز زمین ساختی قرار داشته اند که حوادث تکتونیکی مرتبط با زمان مزوزوئیک از اهمیت بیشتری برخوردار هستند.

نخستین حادثه تکتونیکی مزوزوئیک در زون سنندج- سیرجان که از آن به عنوان سیمین پیشین یاد می شود، در اواخر تریاس میانی اتفاق افتاده است که در اثر آن گستره ایران زمین به دو پهنه مجزا با شرایط رسوبی متفاوت تقسیم شده اند. این رویداد سراسری در ایران به سیمین پیشین معروف است. این یافته ها حاکی از آن است که بسیاری از رویدادهای منسوب به سیمین پسین به واقع از دست آوردهای سیمین میانی است و به احتمال نزدیک به یقین، برخلاف برداشت های پیشین، سیمین جوان تنها نقش قاره زایی داشته است و افراد مختلفی نشان داده اند که عملکرد این رویداد در همه جای ایران هم زمان نبوده است (سید امامی و علوی نائینی، ۱۹۹۰).

دومین حادثه تکتونیکی، پیش از بازوسین بالایی (ژوراسیک میانی) رخ داده که مانند رویداد اول از نوع کوه زایی بوده و سیمین میانی نام گرفته است. این رویداد با چین خوردگی، جای گیری توده های نفوذی و دگرگونی همراه بوده است. از جمله نتایج عملکرد این رویداد ایجاد دگرگونی در سنگ های ژوراسیک زیرین (گروه شمشک) است.

در ناحیه اقلید از بخش میانی پهنه سنندج- سیرجان، سنگ های آواری ژوراسیک زیرین دگرگون شده و روی آن را کنگلومرای ژوراسیک به طور ناپیوسته پوشانده است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۹). این دگرگونی در حد رخساره شیست سبز می باشد که آن را به حادثه تکتونیکی پس از لیا س و پیش از ژوراسیک بالایی نسبت می دهند. آثار این دگرگونی را می توان در نواحی همدان، بروجرد، گلپایگان، خمین، ملایر و ازنا نیز مشاهده نمود که بر اساس مطالعات چینه شناسی، دگرگونی این نواحی نیز بیانگر سن ژوراسیک میانی است (بربریان، ۱۹۷۲). بر پایه نظریه بربریان (۱۹۷۲) این بخش از زون سنندج- سیرجان بیش از سایر نقاط شناخته شده در ایران تحت عملکرد کوه زایی سیمین قرار گرفته است به طوری که در اواخر ژوراسیک دگرگونی شدیدی را متحمل شده است. اگرچه حادثه کوه زایی سیمین پسین را به اواخر

ژوراسیک نسبت می دهند ولی مطالعات اخیر بیانگر حرکتی است که طی ژوراسیک میانی در ایران رخ داده و به طور کلی گستره ایران در تمام دوره ژوراسیک از آرامش برخوردار بوده است (بربریان و نوگل سادات، ۱۹۷۴؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).



شکل ۱- زون های ساختمانی ایران و نمایش موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن، (آقائباتی، ۱۳۸۳).



شکل ۲- زیر پهنه های زون سنندج- سیرجان از نگاه محجل و سهندی (۱۳۷۸)

زمین ساخت پهنه سنندج- سیرجان:

اگرچه محجل و سهندی (۱۳۷۸)، الگوی ساختاری سنندج- سیرجان را از نوع چین های بسته و هم راستا در مقیاس کیلومتری می داند، ولی علوی (۱۹۹۴)، زمین ساخت سنندج- سیرجان را به طور عمده از ساختارهای دوپلکس^۲ مرکب بزرگ مقیاس و همچنین سیستم های فلسی کوچک و بزرگ زاویه، با شیب شمال خاوری می داند که در اثر آن، ورقه هایی از سنگ های فانروزوییک دگرگونه و نادگرگونه، به اندازه های ناهمسان، جابه جا شده اند. شواهد چینه نگاشتی و کنگلومراهای همزمان با کوهزایی، نشانگر آن است که این راندگی ها از کرتاسه پسین آغاز شده اند. شواهد ساختاری جهت راندگی ها را از شمال خاور به جنوب باختر نشان می دهد. جابه جایی و انباشتگی ورقه های راندگی، سبب افزایش ضخامت پوسته قاره ای به اندازه تقریبی ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شده که بی هنجاری گرانی بوگه منفی، مؤید این پدیده است.

شیخ الاسلامی (۱۳۸۱)، نکته های زیر را علت تکامل زمین ساختی پهنه سنندج- سیرجان دانسته است (نقل از آقاباتی، ۱۳۸۵).

²-Duplex

الف) بازشدگی درون قاره ای به سن پالئوزویک در حاشیه شمالی گندوانا.

ب) جدا شدن ورق ایران از گندوانا در حاشیه جنوبی خود به دنبال بازشدگی تتیس جوان پس از پرمین میانی.

ج) از آغاز تریاس، سنگ کره اقیانوسی تتیس جوان در اثر فرورانش در زیر ورق ایران، شروع به از میان رفتن کرده است. از این زمان به بعد، سنندج- سیرجان یک گوه افزایشی را شکل داده است.

د) بسته شدن تتیس جوان در انتهای مزوزویک، در این زمان حاشیه قدیمی ایران (سنندج- سیرجان با مجموعه دگرگون همراه با افیولیت های تتیسی) بر روی حاشیه قدیمی عربی- گندوانایی رانده شده اند اما مطالعات جدید از جمله آگارد و همکاران (۲۰۰۵)، طهماسبی و همکاران (۲۰۱۰)، بسته شدن نئوتتیس را در الیگوسن دانسته اند.

چینه شناسی پهنه سنندج- سیرجان:

در زون سنندج- سیرجان، پدیده های دگرگونی، ماگماتیسم و زمین ساخت پی در پی و هم آهنگ با فازهای زمین ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی در بیشترین مقدار است. به همین رو، این زون ناآرام ترین و به گفته ای دیگر پویاترین پهنه زمین ساختی ایران است.

سنگ های پرکامبرین به سن فانروزوئیک می باشند و هیچ واحد سنگی متعلق به پرکامبرین تاکنون گزارش نشده است البته سبزه ای (۱۳۷۳ به نقل از آقاباتی، ۱۳۸۵) پی سنگ زون سنندج- سیرجان را متعلق به پرکامبرین دانسته و آن را از نوع پوسته اقیانوسی می داند. دگرگونی پرکامبرین در این زون در گلپایگان و مخصوصاً بخش جنوبی این نوار شدید بوده است (درویش زاده، ۱۳۸۰)، البته قاسمی و همکاران معتقدند سنگ هایی که قبلاً به عنوان پی سنگ پرکامبرین در نقشه های تکتونیکی ایران معرفی شده اند، با توجه به بررسی های فسیل شناسی به پالئوزوئیک یا توالی هایی از ژوراسیک تعلق دارند. این پهنه از نظر ساختمانی و تاریخچه رسوب گذاری و هم چنین رخدادهای تکتونیکی و فعالیت توده های نفوذی به ویژه از دوره پرمین به بعد تاحدودی شبیه به ایران مرکزی است (معین وزیری، ۱۳۷۷). مجموعه پرمین سنندج- سیرجان کم و بیش با ایران مرکزی شبیه است ولی سنگ های شیلی پرمین در این پهنه بیشتر هستند و در

برخی نقاط با دیابازهای قلیایی و بازالت همراه است به جز موارد نادر سنگ های پرمین را شیست های تریاس بالا- ژوراسیک پوشانده اند (آقانباتی، ۱۳۸۵). پهنه سنندج- سیرجان همچون زاگرس از اردوسین تا پرمین از آب خارج بوده و در پرمین تدریجاً به زیر آب فرورفته است (اشتوکلین، ۱۹۶۸)، اما نبوی (۱۳۵۵) بر این باور است که وضعیت خشکی تا تریاس فوقانی که فاز کوه زایی سیمین پیشین، رسوبات پرموتریاس را چین داده، ادامه داشته است. در تریاس میانی تا پایانی فعالیت ماگمایی با نفوذ توده های کوچک و بزرگ گابرو و پلوتون های گرانیتوئیدی و بیرون ریزی جریان های گدازه تولئیتی در این زون گسترش یافته است. تصور می رود فعالیت های ماگمایی و دگرگونی تریاس میانی تا پایانی مربوط به فازهای کششی باشد که موجب تشکیل پوسته اقیانوسی نئوتتیس شده است. بر اثر فاز کمپرسیونی که در اواخر تریاس روی داده در حاشیه غربی ایران مرکزی و زون سنندج- سیرجان چین خوردگی به وقوع پیوسته است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). در ژوراسیک تحتانی مجدداً آب بر روی منطقه پیشروی نموده و رسوبات تخریبی به صورت دگرشیب بر روی رسوبات چین خورده پرموتریاس نهشته شده اند (بربریان، ۱۹۷۳).

در تریاس میانی و فوقانی در قسمت جنوب شرق این زون، رسوبات آهکی و سیلیسی آواری به مرمر، شیست، گنیس و کوارتزدیوریت درجه متوسط تا بالا تبدیل گردیده اند (سبزه ای، ۱۳۷۱). هم چنین پوشش های ماگمایی درونی و بیرونی حکایت از پویایی فرآیندهای فشاری این زمان دارد که بسیاری از پژوهشگران آن را به فرورانش قلمرو نئوتتیس نسبت می دهند.

دگرگونی پهنه سنندج - سیرجان:

نا آرامی های مکرر و هم آهنگ با فازهای زمین ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی، سبب شده تا ردیف های پالئوزوییک- تریاس و همچنین فلیش توربیدیت های مزوزوییک، گاهی در مرز رخساره آمفیبولیت دگرگون شوند. در گذشته، بخش در خور توجهی از این دگرگونی ها به سن پرکامبرین و پی سنگ ناحیه انگاشته می شد. ولی، یافته های تازه نشانگر آن است که به جز نواحی کوچکی از گلپایگان و سیرجان، در دیگر نواحی، سنگ های دگرگونی بیشتر در ارتباط با جنبش های کوهزایی جوان تر است. در سیرجان و اسفندقه، بخش عمده دگرگونی ها، ماسه سنگ ها و سنگ آهک های تبلور یافته و متاگابرو- بازالت، به سن

سیلورین- دونین هستند. در ناحیه اقلید، آواری های ژوراسیک پایینی- میانی دگرگون شده و بر روی آنها، ژوراسیک بالایی نادگرگونه نشسته است (هوشمندزاده، ۱۳۵۷). در همدان شیست های دگرگونه سن ژوراسیک دارند که در فاز سیمین میانی نخستین رویداد دگرگونی بر آنها تحمیل شده ولی، فرآیندهای دگرگونی همچنان در زمان کرتاسه و حتی در اثر جایگیری توده های نفوذی تکرار شده است. و سرانجام، در بخش شمال باختری سنندج- سیرجان، بخش عمده سنگ های دگرگونی نواحی سنندج و مهاباد وابسته به کرتاسه اند و فرآیند دگرگونی یک پدیده آلی هم ارز رخداد لارامید است.

از نگاه سبزه ئی همه دگرگونی های سنندج- سیرجان را می توان در دو گروه بزرگ زیر جای داد:

- ۱- سنگ های دگرگونی پالئوزویک- اوایل مزوزویک که بیشتر در بخش جنوب خاوری رخنمون دارد.
 - ۲- سنگ های دگرگونی مزوزویک- اوایل سنوزویک که بیشتر در بخش شمال باختری دیده می شوند.
- ویژگی یگانه دگرگونی، در هر دو دگرگونی، چند فازی بودن آن است که از روندی ویژه پیروی می کند. به گفته دیگر، در هر دو دگرگونی، سنگ ها پیش از چین خوردگی به گونه ای ایستا دگرگون شده اند و سپس در روند چین خوردگی نیز برگوارگی تازه در آنها به وجود آمده که پاراژنز دگرگونی ایستا را تحت تأثیر قرار داده است، اما به رغم شدت تحولات، هنوز پاراژنز اولیه به جا مانده است. در پی دگرگونی دینامیک، نوعی دگرگونی گرمایی از نوع همبری مشخص است که در نقاطی بر روی دو حادثه پیشین اثر گذاشته است. دگرگونی همبری با تشکیل کانی هایی مشخص می شود که پس از شیستوزیته پدیدار شده اند. سبزه ئی عامل اصلی این دگرگونی ها را نفوذ دیاپیرهای گرم به درون پوسته جامد زمین می داند.

سنگ های نفوذی پهنه سنندج- سیرجان:

مطالعه سنگ های نفوذی پهنه سنندج- سیرجان توسط محققان مختلف نشان می دهد که در این پهنه چد فاز آذرین درونی رخ داده است که مهمترین آن ها در زمان های تریاس میانی- پایانی، ژوراسیک پایانی- کرتاسه آغازی، کرتاسه پایانی- پالئوسن اتفاق افتاده اند (بربریان و بربریان، ۱۹۸۱). توده های نفوذی تریاس بطور محدودی در بخش جنوبی پهنه سنندج- سیرجان برونزد دارد که از جمله می توان به باتولیت شهر بازرگانی، توده های جنوب شرق شهرستان بافت و گرانیتهای ده بید اشاره نمود. سنگ های نفوذی

ژوراسیک، کرتاسه و اوایل ترشیری در بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان (در فاصله شهرهای گلپایگان تا ارومیه، برونزد دارد، که می توان از توده های نفوذی گابرو- دیوریت آلموقلاق در ۱۲ کیلومتری شمال اسداباد (در غرب همدان)، آستانه اراک، منطقه بوئین- میاندشت (۶ توده گرانیتوئیدی)، قوشچی در شمال غربی ارومیه، توده های نفوذی چاه دزدان و چاه بازرگان در ناحیه شهر بابک، گرانیت های الیگودرز، گابروی چشمه قصابان و بزرگترین آنها با باتولیت الوند یاد کرد. بیشتر توده های نفوذی مجموعه گلپایگان- ارومیه از نوع توده های مرکب هستند که سنگهای با ترکیب و سن مختلف را در بر دارند. در این مجموعه نفوذی بیشتر توده ها به زمان کرتاسه- پالئوسن تعلق دارند و در بیشتر توده های مرکب این مجموعه تشکیل سنگ های بازیگ مقدم بر رخساره های اسیدی بوده است و تفاوت های بارز سنگی این مجموعه نشانگر خاستگاه های متفاوت هر گروه سنگی می باشد (قلمقاش، ۱۳۸۱).

بربریان و بربریان (۱۹۸۱) با بررسی سنگ های نفوذی پهنه سنندج- سیرجان فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان را از نوع اریب دانسته اند. طبق این مدل آغاز فرورانش از منتهی الیه جنوب شرقی پهنه سنندج- سیرجان آغاز شده است و سنگ های آذرین تریاس میانی- بالایی منطقه اقلید، کمان ماگمایی این مرحله از فرورانش بوده اند. با گسترش فرورانش به سمت شمال غرب، کمان ماگمایی نیز به این سمت گسترش یافته و کمربند ماگمایی (کرتاسه پایانی- پالئوسن) که به ویژه بین همدان- گلپایگان برونزد دارد در این منطقه جایگیر می شود.

توان معدنی پهنه سنندج- سیرجان:

زون سنندج- سیرجان نوعی کافت درون قاره ای است که تکاپوهای ماگمایی و پدیده های دگرگونی، عوامل مؤثر در ایجاد نهشته های معدنی هستند. به همین رو توان معدنی درخور توجهی دارد و جدا از ذخایر و نشانه های شناخته شده، امید دستیابی به نهشته های معدنی جدید در آن دور از انتظار نیست. قربانی (۱۳۸۱) از دیدگاه زمین شناسی اقتصادی و پراکندگی کانسارها زون سنندج- سیرجان را به سه بخش زیر تقسیم می کند.

«بخش جنوبی» که به داشتن «کروم» در اولترامافیک های اسفندقه فاریاب. «آهن»، «آهن منگنز» در گل گوهر، هنشک، بافت، «سرب- روی، مس»، در چاه گز، قنات مروان با سن پرکامبرین پسین تا کرتاسه پیشین شاخص است.

در «بخش میانی»، کانی سازی اصلی سرب و روی است. که در مناطق شمس آباد- نظام آباد (با کانی سازی سرب و روی و نقره، آهن و منگنز)، آهنگران (با کانی سازی سرب و روی و نقره، آهن و منگنز) و موته در بیشترین مقدار است. افزون بر آن، در این بخش کانسارهای تالک، گرافیت، باریت و سنگ های ساختمانی، اهمیت ویژه دارند.

در «بخش شمالی»، کانی سازی آهن، (معدن آهن همه کسی شمال همدان و شمال سنقر، شمال باختری دیواندره)، طلا، طلا- آنتیموان، (معدن داشکسن)، و کانه های آلومینیوسیلیکاتی را می توان نام برد. گفتنی است آنچه که پیش از همه می تواند در زون سندج- سیرجان از نظر اقتصادی با اهمیت باشد، وجود انواع مختلف سنگ های تزئینی و نما با ذخایر زیاد است.

چینه شناسی و زمین ساخت منطقه

۱- پرکامبرین

کهن ترین نهشته های بیرون زده در نقشه گلیپایگان در منطقه بوئین- میاندشت و امتداد جاده داران به بویین و الیگودرز و جنوب آن یعنی آبادی های هزارجریب، شایوردی و جنوب شرقی افس (دژکان) مشاهده می شود. با توجه به این که هیچ نوع آثار زیست فسیل در این ردیف دیده نمی شود و با شباهت هایی که ممکن است با دیگر نهشته های پرکامبرین بالا، کامبرین زیرین داشته باشند، این نهشته ها به نظر می رسد در یک تاقدیس با محور شمال باختری و جنوب خاوری در راستای آبادی های خویگان، شش جوان، زرنه، شایوردی و قلعه اخلاص قرار گرفته اند و به ترتیب قدمت شامل سه قسمت عمده زیر می باشند:

- شیست

- ولکانیک های اسید دگرگون شده با ترکیب ریولیتی.

- نهشته های کربناتی بلورین شده

این ردیف با یک گسله سرتاسری راستای شمال باختری جنوب خاوری بریده می شود. در ضلع جنوبی این ساختمان تاقدیسی، در نزدیکی آبادی قلعه خواجو، کلریت مسکویت شیست و بر روی آن به تناوب آهک و دولومیت‌های چرت دار مرمین دار مشاهده می شود که شیب آن‌ها به سمت جنوب شرقی بوده و با گسله تراستی بر روی نهشته های تریاس هم ارز با آب باریک و ژوراسیک رانده شده است. بنابراین اگر محور تاقدیس را شمال باختری و هم راستا با آبادی های خویگان، شش جوان، زرنه و شایوردی قلعه اخلاص و بلطاق در نظر بگیریم. هسته این تاقدیس شامل شیست و ماسه سنگ های دگرگونه می باشد که بر روی آن به تناوب شیست و سنگ های آتشفشانی اسید دگرگونه (متاریولیت) واقع در جنوب پل نوغان به سمت بلطاق و همچنین به صورت تغییرات جانبی بر روی آن‌ها واحد ریولیتی و آهک چرت دار قرار می گیرد. با توجه به همانندی لیتواستراتیگرافی این واحد با دیگر نقاط می توان گفت که دولومیت های چرت دار در تناوب با شیست ها و هم ارز سازندهای باروت سلطانیه اند و ریولیت های دگرگونه هم ارز با ریولیت های مهاباد و قره داش واقع در شمال غرب کشور و همچنین هم ارز با سازند ریزو وکوارتز پورفیرهای بخش زیرین آن در کرمان می باشند (مجله، ۱۳۷۱).

۲- پرمین

ناودیس آق داش که دارای ارتفاع زیادی است در شمال غربی روستای چهل خانه قرار دارد. در ضلع جنوب غربی این کوه ردیف کالک شیست های به شدت چین خورده در تناوب با شیست های کلریت- اپیدوت دار سخت چین خورده به طور هم شیب روی نهشته های متعلق به کامبرین زیرین قرار می گیرند. آخرین واحد این ردیف، آهک خاکستری ستر لایه و توده ای است که با ضخامت حدود ۱۰۰ متر در ستیغ کوه آق داش ناودیس برجسته را تشکیل می دهد. این آهک نیز به سختی چین خورده است و به علت بلورین شدن شدید، فسیلی در آن مشاهده نمی گردد.

۳- تریاس

در راستای جاده داران به الیگودرز که از آبادی های حصور، نهر، خلج، اوزون بلاغ، بوئین- میاندشت، ازناوله و جنوب نوغان می گذرد، در بخش شمالی جاده نهشته هایی شامل آهک مرم شده، فیلیت، ماسه سنگ های

گریواکی خاکستری متمایل به سبز تیره دگرگونه، سنگ های آتشفشانی زیر دریایی (اسپیلیت دیاباز) توف و تناوبی از آهک، شیست و دیاباز مشاهده می گردد که در کنار رسوب های متعلق به پرکامبرین پسین- کامبرین زیرین قرار گرفته اند. این همبری در بیشتر بخش ها به صورت گسله مشاهده می شود. ندیمی و ندیمی (۲۰۰۸) با معرفی گسل های جدیدی در منطقه گلپایگان بیرون زدگی واحدهای قدیمی پرکامبرین و پالئوزوئیک زیرین را ناشی از روراندگی های واحدهای قدیمی در محدوده الیگودرز و واحدهای قدیمی در طی کشش جانبی در محدوده گلپایگان می دانند. در شرق بوئین- میاندشت در زیر واحد آتشفشانی، آهک ماسه ای به رنگ خاکستری برونزد دارد که بخش هایی از آن میکروکنگلومرایی است. وجود واحد آواری ماسه ای- آهکی در پیشاپیش نهشته های متعلق به تریاس که بطور ناپیوسته روی سنگ های متعلق به پرکامبرین قرار دارد، یک نبود چینه ای گسترده را نشان می دهد (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گلپایگان، محجل، ۱۳۷۱).

- ردیف یاد شده در شرق بوئین- میاندشت به ترتیب دیرینگی، شامل واحدهای زیر است (محجل، ۱۳۷۱):
- آهک ماسه ای و میکروکنگلومرایی قهوه ای روشن با ضخامت حدود ۲۰ متر تا ۳۰ متر (تکه های شیلی با رنگ خاکستری متمایل به آبی)، هم شیب با شیستوزیته و دانه های ماسه سنگی و دولومیتی قهوه ای.
 - تناوب آهک ماسه ای و دیاباز دگرگون شده به ضخامت حدود ۶۰ متر.
 - دیاباز دگرگونه و دگرسان شده به ضخامت حدود ۶۰ متر.
 - آهک ماسه ای با ضخامت حدود ۱۲ متر.
 - سریسیت شیست (کوارتز- مسکویت- سریسیت شیست)، توف، دیابازهای دارای مالاکیت و آزوریت به ضخامت حدود ۲۰ متر (این واحد به سمت شرق کم ضخامت شده و ناپدید می گردد).
 - ماسه سنگ خاکستری دانه ریز آهکی حدود ۳۰۰ متر.
 - کالک شیست و مرمهای دارای ساقه کرینوئید، با ضخامت تقریبی ۴۵۰ متر که در بخش های بالایی با ماسه سنگ دگرگونه در تناوب قرار می گیرد. بخش هایی از آهک دارای چرت بوده و چین خورده است.

- آهک خوب لایه بندی شده با لایه های متوسط که در غرب گنجه در تناوب با شیل دگرگونه سبز رنگ قرار دارد. بر روی این ردیف در شمال داران (شرق بادیجان) سازند نایبند به سن تریاس بالایی جای گرفته است.

۴- تریاس بالایی

این رسوب ها با شیل های دگرگونه خاکستری تیره متمایل به سبز که به صورت شیل مدادی در آمده اند، آغاز شده و با آهک های خاکستری تیره و خاکستری دارای فسیل خارپوست دنبال می گردد. همبری بخش بالایی و جوانتر این سازند در بیشتر قسمت ها با سازند لیاس شمشک به صورت گسله می باشد.

۵- ژوراسیک

ردیفی بسیار ستبر با راستای کلی شمال غرب- جنوب شرق که همبری آن با رسوب های کهن تر از خود، در بیشتر بخش ها به صورت گسله است، در شمال جاده آسفالته داران به الیگودرز در محل آبادی های ازناوله، پل نوغان و دره ساری دیده می شود. این ردیف شامل رسوبات زیر می باشد (مجله، ۱۳۷۱):

- اسلیت، توف، سنگ های آتشفشانی زیر دریایی با کاوک هایی که از کلسیت و آهک دارای کرینوئید و مرمرین پر شده است.

- تناوب ماسه سنگ دگرگونه خاکستری متمایل به سبز کوارتزیتیک، اسلیت و کالک شیست.

- اسلیت های تیره رنگ لوحی و مات با ضخامتی حدود ۲۵۰ متر که در بخش های پایین آن سیل های اسیدی در راستای لایه بندی و شیستوزیته پدیدار می گردند.

- در آبادی نوغان پایین، در دنباله همان روند، سه واحد آهکی (کالک شیست، مرمر خاکستری و شیل های آهکی، دارای آثار شاخه کرینوئید با ضخامت های حدود ۳۵ تا ۵۰ متر دیده می شوند که به سمت خاور ستبر می گردند و به سمت غرب از ضخامت آن ها کاسه می شود.

- اسلیت های تیره با ضخامت خیلی زیاد (حدود ۶ کیلومتر). ضخامت زیاد این اسلیت ها بیشتر در اثر چین خوردگی است و یک شیستوزیته چیره در راستای سطح محوری چین ها (شمال غرب- جنوب شرق) همه آن ها را تحت تأثیر قرار داده است (فاز همزمان با فاز لارامید). در بین این اسلیت ها در امتداد آبادی های

کرج و بستان شیل های آهکی و توفی ظاهر می گردد. در شمال آبادی بوئین- میاندشت در کوه قره داغ که به صورت ناودیس برجسته دیده می شود. در این ردیف بر اثر نفوذ گرانیات جوانتری دگرگونی همبری روی داده است. آمفیبولیت، آمفیبول شیست، متاریولیت، مرمر و شیست های دومیکا در جنوب آبادی تخماخلو- خلیلی رخساره پرکامبرین بالا- کامبرین زیرین را دارد. این همبود دنباله روند کوه آق داش به سمت غرب می باشد که گرانیات به درون آن نیز نفوذ کرده است. وجود مرمرها و شیست های آمفیبول دار، تیله و همکاران (۱۹۶۸) را بر آن داشته تا در چهارگوش گلپایگان، این مجموعه را به پرکامبرین نسبت دهند و سن گرانیات مزبور با گرانیات های وابسته به کوهزایی لارامید را (محدوده الیگودرز، شازند، بروجرد همسن می باشند)، کهن دانسته و حتی به پرکامبرین نسبت دهند.

۶- کرتاسه

حرکات کرتاسه پایانی مورفولوژی کنونی کشور ما را پی ریزی کرده است. از این دوره به بعد پهنه سندج- سیرجان از آب خارج بوده و تحت فرسایش قرار گرفته است (بربریان و گینگ، ۱۹۸۱). در منطقه بوئین- میاندشت سنگ های آهکی کرتاسه که بر روی سنگ های ژوراسیک قرار گرفته اند، در نتیجه عملکرد فاز کوهزایی لارامید دگرشکلی شدید همراه با تبلور دوباره بلورهای کلسیت را نشان می دهند. محور ریزچین های موجود در لایه های آهکی کرتاسه ۱۳۵ درجه بوده و از روند زاگرس تبعیت می نماید (قاسمی، ۱۳۷۱). واحدهای آهکی کرتاسه در این نواحی صخره ساز هستند و کلیه ارتفاعات حوالی منطقه بوئین- میاندشت توسط واحدهای آهکی احاطه شده است.

فصل سوم

بررسی اسکارن منطقه

تقسیم بندی اسکارن

اینودی و همکاران (۱۹۸۱) اسکارن ها را بر اساس شرایط و چگونگی تشکیل به دو گروه اسکارن های واکنشی^۳ یا اسکارن های متاسوماتیک موضعی و اسکارنوئید (هورنفلس کالک سیلیکاته) تقسیم کرده اند. گسترش زون اسکارنی بستگی به حجم محلول ها، تخلخل مفید، میزان درز و شکاف و واکنش پذیری سنگ کربناته دارد. اسکارن های واکنشی حاصل دگرگونی ایزوشیمیایی شیل های بین لایه ای و واحدهای کربناتی هستند که جابه جایی متاسوماتیک اجزاء تشکیل دهنده در به وجود آوردن آنها نقش داشته است. این نوع اسکارن ها مختص مناطق دگرگونی درجه متوسط تا بالا می باشند که در آن اجزای شیمیایی جهت واکنش از سنگ های دیواره حاصل می شود و معمولاً با کانسارسازی همراه نیستند. اسکارنوئید در شرایط دگرگونی ناحیه ای و یا همبری بدون اضافه شدن محلول ماگمایی و یا گرمایی، تحت تأثیر حرارت توده های نفوذی یا حرارت دگرگونی ناحیه ای به وجود می آیند. هورنفلس های کالک سیلیکاته در مقایسه با اسکارن های واکنشی دانه ریز تر بوده و تغییرات کانی شناسی آن بسیار کم است. بر اساس تقسیم بندی رز و بارت (۱۹۷۹) (بارنز، ۱۹۷۹) کانسارهای اسکارن در یکی از گروه های زیر قرار می گیرند:

۱- اسکارن در اطراف توده نفوذی واقع شده است.

۲- توده نفوذی در اطراف اسکارن واقع شده است.

۳- توده نفوذی همبری مستقیمی با اسکارن نداشته و دیدنی نیست.

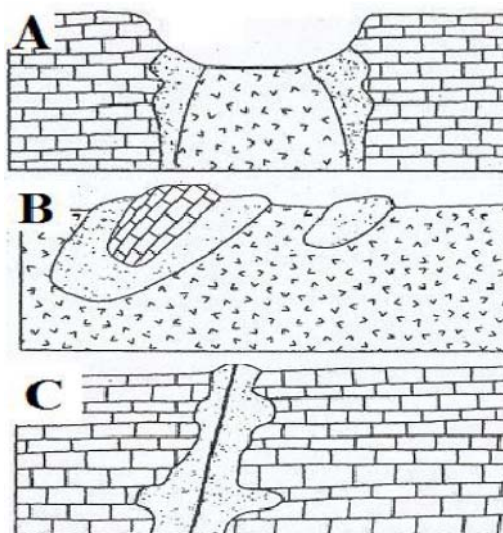
بیشتر اسکارن ها متعلق به گروه اول می باشند. در این حالت اسکارن جانشین لایه های کربناته مجاور توده نفوذی می شود. در نوع دوم اسکارن جانشین زلولیت ها یا قطعات معلق کربناته در سقف توده نفوذی شده است. اسکارن های نوع سوم در طول شکاف ها، رگه ها تشکیل می شوند.

اسکارن ها را بر اساس نوع کانی های کالک سیلیکاته تشکیل شده می توان به دو گروه کلیسک و منیزین تقسیم بندی نمود. به عبارت دیگر اسکارن هایی که جانشین سنگ های آهکی می شوند، عمدتاً حاوی سیلیکات های آهن و کلسیم بوده و به اسکارن های کلسیمی موسومند. اما اسکارن هایی که جانشین

³-Skarns Reaction

دولومیت می شوند، حاوی سیلیکات های منیزیم بوده و اسکارن منیزیمی نامیده می شوند (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱).

اسکارن ها همچنین براساس موقعیتشان نسبت به توده نفوذیتقسیم بندی می شوند. برون اسکارن (اگزواسکارن^۴) به نوعی از زون اسکارنی اطلاق می شود که در سنگ های کربناته (معمولاً سنگ مرمرها) تشکیل می شود. ترکیب شیمیایی و گسترش اگزواسکارن تابع حجم محلول های ماگمایی- گرمایی، ترکیب شیمیایی محلول و ترکیب کانی شناسی سنگ کربناته است. درون اسکارن (اندواسکارن) به زونی گفته می شود که در سنگ های نفوذی تشکیل گردیده است. کانی های مهم اندواسکارن نوع احيایی، پیروکسن و پلاژیوکلاز و نوع اکسیدان، کوارتز، اپیدوت و گارنت می باشند (کریم پور و سعادت، ۱۳۸۱).



شکل ۱: رابطه های اسکارن با توده نفوذی، (A) اسکارن اطراف توده نفوذی، (B) توده اطراف اسکارن، (C) اسکارن بدون توده (Rose and Burt, 1979).

جایگاه زمین ساختی اسکارن ها

اسکارن ها در جایی که توده نفوذی وجود داشته و سنگ های کربناته گسترش یافته باشند، پدید می آیند. بیشتر دسته های اسکارن ها به مرزهای صفحات همگرا^۵ و محدوده ای از جزایر قوسی اقیانوسی^۶ به طرف حاشیه قاره ای^۷ متعلق می باشند.

⁴ - Exoskarn

⁵ - Convergent plate

⁶ - Oceanic island arcs

⁷ - Continental margins

مینرت (۱۹۹۲) طبقه بندی تکتونیکی ویژه ای را انجام می دهد. او بیان می دارد که یک طبقه بندی تکتونیکی مفید از کانسارهای اسکارن، باید انواع گروه های اسکارن را که غالباً با همدیگر یافت می شوند و نمایانگر تعلق به یک موقعیت تکتونیکی هستند را نشان دهد. بر پایه تکتونیک صفحه ای کانسارهای اسکارنی در چهار موقعیت یافت می شوند که عبارتند از:

- زون فرورانش حاشیه قاره ها

- زون تصادم دو قاره

- زون فرورانش جزایر قوسی

- ریفت های درون قاره ای

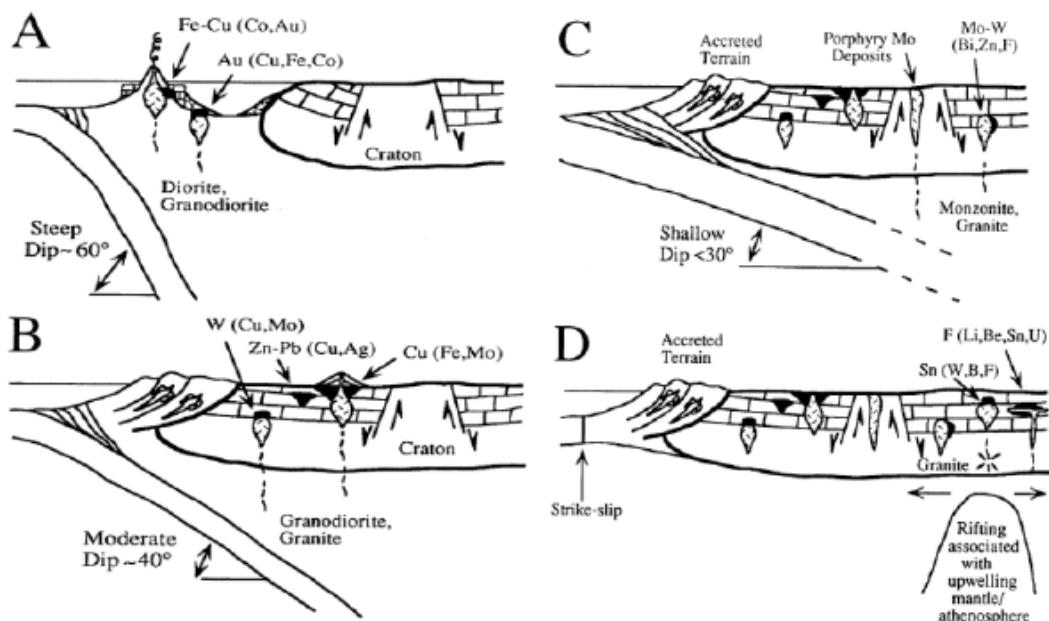
موقعیت ریفتی و ماگماتیسیم کوهزایی گرایش به تولید اسکارن ها از نوع (Sn-W) دارند. در جزایر قوسی اقیانوسی حدواسط (از نظر ترکیب) در تأثیر متقابل سنگ های نفوذی مافیک با سنگ های آهکی ریفتی، اسکارن های غنی از مگنتیت تولید می شود. اینودی و همکاران (۱۹۸۱) گزارش داده اند که خواص اصلی اسکارن ها در این محیط ها، همراهی آنها با نفوذی های دیوریتی و گابرویی، متاسوماتیسیم Na و ترکیبات غنی از آهن و حضور Au, Cu, Co می باشد.

اسکارن های W, Zn, Pb, Cu عموماً در قوس های ماگمایی بالغ تر که بر روی پوسته قاره ای ساخته می شوند، تشکیل می گردد. آنها با استوک های کوارتز- مونزونیت یا نفوذی های دیوریتی و گرانودیوریتی همراه می باشند. عمق قرار گیری اسکارن ها نیز مهم است. اسکارن های تنگستن که در رابطه با باتولیت ها تشکیل می گردند در عمق ۵-۱۵ کیلومتر قرار می گیرند.

کانسارهای اسکارن کلسیک Fe-Cu فقط در سرزمین های جزایر قوسی یافت می شوند. بسیاری از این اسکارن ها همچنین غنی از Au, Cr, Co, Ni می باشند. به علاوه بعضی ذخایر طلای اسکارن در حد اقتصادی، در حوضه های پشت قوسی همراه با قوس های ولکانیکی اقیانوسی می باشند. دلیلی که این اسکارن ها را از آن دسته همراه با نفوذی های گابرویی و دیوریتی جدا می کنند، فراوانی اندواسکارن، گسترش متاسوماتیسیم سدیک و وفور Sn, Pb می باشند. کانسارهای همراه با قوس های ماگمایی وابسته به

فرورانش پوسته قاره ای گسترش وسیعی را نشان می دهند. نفوذی ها از نظر ترکیب، محدوده ای از دیوریت تا گرانیت را دارند. اگرچه اختلاف در انواع فلزات پایه اصلی، بیشتر تأثیر اختلاف در محیط زمین شناسی محلی (عمق تشکیل، ساختار و مسیر عبور سیال) را در مقایسه با تفاوت های پتروژنتیکی، نشان می دهد، در عوض اسکارن های طلا در این محیط ها همراه با نفوذی های به ویژه احیا شونده می باشند. اسکارن های تنگستن، آهن، مس پورفیری، سرب- روی، طلا و نقره مهمترین کانسارهایی هستند که در زون فرورانش حاشیه قاره ها کشف شده اند.

ماگماتیسم همراه با فرورانش سطحی با زاویه کم می تواند بیشتر با پوسته واکنش دهد و حرکت به طرف پایین قطعه باقی مانده فرورانش می تواند یک ریفتینگ محلی را باعث گردد. نفوذی ها عمدتاً از نظر ترکیب، گرانیته می باشند و همراه اسکارن های غنی از W, Mo, Cu, Bi, Zn و به مقدار کمتر Fe می باشند. بسیاری از این اسکارن ها بهتر است که به عنوان اسکارن پلی متالیک با اهمیت محلی Au, As توصیف شوند. بعضی از اسکارن ها همراه با ماگماتیسم وابسته به فرورانش نیستند. این اسکارن ها می توانند همراه با ماگماتیسم نوع S و یا همراه با ریفتینگ کراتون قبلاً پایدار شده باشند. نفوذی ها از نظر ترکیب، گرانیته هستند. اسکارن های همراه با این نفوذی ها غنی از قلع و فلوئور هستند ولی با این همه یک سری عناصر مهمان دیگر معمولاً حضور دارند که می توانند از اهمیت اقتصادی برخوردار باشند که این عناصر Be, B, Li, Bi, Zn, Pb, F, REE, W می باشند (مکی زاده، ۱۳۸۷).



شکل ۲- نمایش جایگاه زمین ساختی تشکیل اسکارن ها، (A) محیط فرورانش اقیانوسی پشت قوس، (B) محیط فرورانش قاره ای به همراه گوه های افزاینده، (C) محیط فرورانش تحولی با زاویه کم، (D) محیط پس از فرورانش یا ریفتمینگ یا ریفتمینگ قاره ای (Meinert, 1992).

مدل تشکیل کانسارهای اسکارن

مکانیسم تشکیل اسکارن شامل یک سری فرآیندهاست که مرتبط با جایگزینی و تاریخچه انجماد توده نفوذی همراه با اسکارن می باشد به طوری که پیدایش اسکارن و کانسار اسکارن نتیجه تأثیر توأم گرمای توده های نفوذی و محلول های داغ ماگماتیک یا گرمایی و واکنش آنها با سنگ های درون گیر می باشد. متغیرهای مهم در این خصوص شامل منطقه منشأ تولید ماگما، حالت اکسیداسیون ماگما، عمق جایگیری ماگما و درجه تبلور ماگما موقعی که از آب اشباع می گردد، می باشد (میسرا^۸، ۲۰۰۰).

توده های آذرین تأثیری دو گانه بر سنگ های درون گیر دارند، از یک سو سنگ ها را داغ کرده و سبب باز بلورین شدن آنها می شوند، بدین سان هاله هایی کمابیش پیوسته از دگرگونی حرارتی پیرامون نفوذی ها گسترش می یابد. در جریان این فرآیند سنگ آهک به مرمر تبدیل می شود. از سوی دیگر با آزاد شدن مواد فرار از نفوذی یا بخش های ژرفی آن فرآیندهای متاسوماتیک روی می دهند در نتیجه، درون این هاله، توده های اسکارن پدید می آیند (اسمیرنوف، ۱۹۷۶).

⁸-Misra

بطور کلی کانسارهای اسکارن در نتیجه سه مرحله پی در پی تشکیل می شوند (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱؛ مینرت، ۱۹۹۲) که عبارتند از:

- ۱- دگرگونی مجاورتی ایزوشیمیایی در حین مراحل ابتدایی جایگیری و تبلور توده نفوذی.
 - ۲- متاسوماتیزم سیستم باز و دگرسانی در حین اشباع سیال ماگمایی.
 - ۳- اختلاط با سیالات جوی در حین سرد شدن توده نفوذی.
- لازم به ذکر است که مراحل اول و دوم، جزء مرحله پیشرونده^۹، و مرحله سوم جزء مرحله پسرونده^{۱۰} می باشد.

الف) مرحله پیشرونده، دگرگونی مجاورتی ایزوشیمیایی

با نفوذ توده مجاورتی به داخل سنگ های میزبان، دگرگونیمجاورتی رخ داده که حاصل آن تشکیل انواع بافت های هورنفلسی است. حین دگرگونی مجاورتی، سیالاتی متشکل از H_2O و CO_2 که حاصل دگرگونی پیشرونده می باشند، طی این فرآیند به چرخش در می آیند. با دگرگون شدن سنگ های دولومیتی، یک منطقه بندی از کانی های دگرگونی با افزایش فاصله از توده نفوذی دیده می شود که از گارنت و کلینوپیروکسن (کانی های بی آب) شروع و با تشکیل ترمولیت- تالک و فلوگوپیت (کانی های آب دار) ادامه می یابد، اما در سنگ های آهکی، منطقه بندی کانی ها به صورت گارنت- وزوویانیت ، ولاستونیت- مرمر می باشد (شکل ۶-۳-الف). همراه با این مرحله هیچ گونه کانسارسازی رخ نمی دهد، اگرچه فرآیند بی آب شدن که در نزدیکی حاشیه توده نفوذی رخ می دهد می تواند در افزایش تخلخل سنگ ها و چرخش آسان سیالات در طی مراحل بعدی کانسارسازی نقش مهمی را ایفا نماید (روب^{۱۱}، ۲۰۰۵).

ب) مرحله پیشرونده، متاسوماتیزم و جانشینی

در دومین مرحله از تشکیل ذخایر اسکارن، سیالات آب دار اشباع از بخار که حاصل جوشش اولیه و ثانویه ماگماهای نفوذی می باشند، به درون هاله دگرگونی مجاورتی اطراف توده نفوذ می نمایند. مجموعه کانی

⁹-Prograde

¹⁰-Retrograde

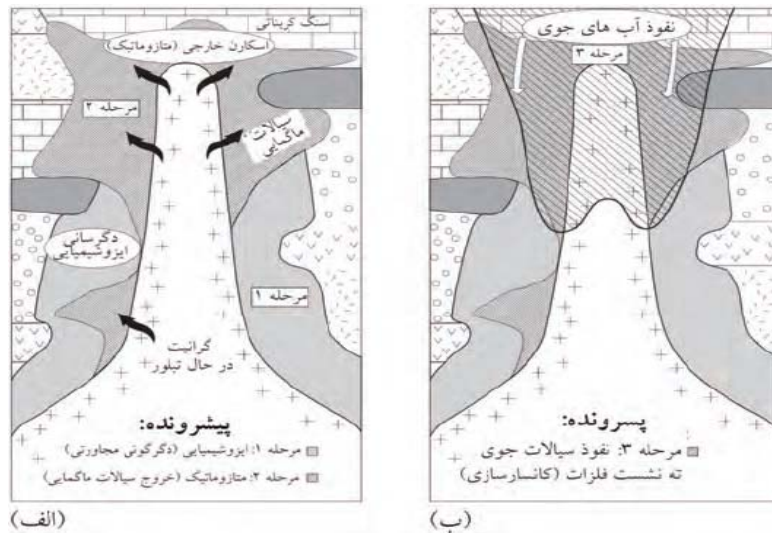
¹¹-Robb

های متاسوماتیک تشکیل شده در این مرحله، مشابه با کانی هایی می باشند که در طول دگرگونی مجاورتی تشکیل می گردند، اما دگرسانی، فراگیرتر بوده و جانشین کانی های اولیه می گردند. عناصری نظیر Si, Al, Fe از طریق سیالات ماگمایی به درون رسوبات و سنگ های آهکی نفوذ کرده، در حالی که Mg, Ca و CO₂ از سنگ های میزبان خارج و به درون سیستم متاسوماتیک وارد می شوند. کانی سازی سولفیدی در این مرحله انجام نمی شود، اگرچه مگنتیت و شلیت (در ذخایر اسکارن تنگستن) در آخرین مراحل متاسوماتیزم پیشرونده تشکیل می گردند.

ج) مرحله پسرونده یا قهقرایی، نفوذ سیالات جوی و مرحله اصلی ته نشینی فلزات

در این مرحله با نفوذ سیالات جوی، یک سری از واکنش های قهقرایی پیچیده و همچنین ته نشست فلزات پایه و قیمتی و نیز کانه سازی مرتبط با سولفیدها رخ می دهد (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱). به علاوه، کانی های دگرگونی تشکیل شده در اثر فرآیند دگرسانی قهقرایی به کانی های جدیدی تبدیل می شوند که از جمله آنها می توان به تشکیل اپیدوت، بیوتیت، کلریت، پلاژیوکلاز، کلسیت و کوارتز (همگی به جای انواع مختلف گارنت)، ترمولیت- اکتینولیت و تالک (به جای پیروکسن) و سرپانتین (به جای اولیوین) اشاره نمود. کانه های سولفیدی، به انضمام مگنتیت و هماتیت به صورت افشان یا رگه ای تشکیل می شوند و مجموعه های مرحله پیشرونده را قطع می نمایند. مجموعه کانه های پیریت- کالکوپیریت- مگنتیت در نزدیکی توده نفوذی، و مجموعه کانه های بورنیت و اسفالریت- گالن با فاصله از توده نفوذی تشکیل می گردند (روب، ۲۰۰۵).

رخداد کانسارسازی در مراحل انتهایی تشکیل اسکارن، مبین آن است که ته نشست فلزات، به عواملی نظیر کاهش دمای سیالات کانه ساز (و در نتیجه، کاهش در قابلیت انحلال فلزات)، اختلاط سیالات ماگمایی و جوی، و در نهایت خنثی شدن سیالات کانسارساز در اثر واکنش با سنگ های کربناته بستگی دارد (روب، ۲۰۰۵). به علاوه، اختلاط سیالات کانه دار ماگمایی با سیالات جوی، و واکنش های اکسایش- مربوطه که در سیال رخ می دهد، همگی از جمله فرآیندهای مؤثر در تشکیل کانسارهای اسکارن به شمار می روند.



شکل ۳- مدل مراحل تکوین ذخایر اسکارن مرتبط با توده های نفوذی که در آن، سه مرحله متوالی تشکیل کانسارهای اسکارن نمایش داده شده است.

(الف) مراحل پیشرونده، (ب) مرحله پسرونده (Corbett and Leach, 1998).

اندازه و عیار کانسارهای اسکارن

اگرچه کانسارهای اسکارن در مقایسه با کانسارهای سولفیدی با منشأ آتشفشانی (ولکانوژنیک) یا کانسارهای سولفید رسوبی و کانسارهای پورفیری، از ذخیره پایینی برخوردار می باشند، اما این کانسارها از نظر وجود بعضی از مواد معدنی، از اهمیت زیادی برخوردار می باشند. به عنوان مثال، تقریباً ۵۸ درصد از تنگستن دنیا از شلیت موجود در اسکارن ها به دست می آید. در اسکارن های حاوی تنگستن، مقدار WO_3 معمولاً بین ۴ درصد تا بیش از ۱ درصد متغیر است. یکی از مهم ترین کانسارهای اسکارن تنگستن در کمربند کوردیلرای آمریکای شمالی واقع گردیده که بیش از ۳۰ میلیون تن ذخیره داشته و عیار WO_3 در آن حدود ۹ درصد است.

در کانسارهای اسکارن قلع، عیار این عنصر بین ۰/۱ تا ۰/۷ درصد متغیر بوده و ذخیره آنها به بیش از ۳۰ میلیون تن بالغ می گردد. همچنین، ذخیره کانسارهای اسکارن آهن، بین ۲ تا ۳۰۰ میلیون تن متغیر بوده و عیار روی در اسکارن های حاوی این عنصر ممکن است به بیش از ۱۲ درصد برسد و این در حالی است که کانسارهای مذکور ممکن است عیار پایینی تری از سرب باشند. در کنار بعضی از کانسارهای مس پورفیری دنیا ممکن است کانسارهای اسکارن مس نیز موجود باشد که عیار مس در آنها حدود ۱ درصد و ذخیره آنها بین ۵۰ تا ۵۰۰ میلیون تن متغیر است.

با توجه به آنچه ذکر شد اسکارن جنوب شرق الیگودرز از نوع اسکارن های متاسوماتیک و نزدیک به توده نفوذی، و بر اساس مشاهدات صحرایی و مجموعه کانیهای مشاهده ای میکروسکوپی از نوع اسکارن های کلسیک می باشد. از نظر جایگاه زمین ساختی در موقعیت جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره ها قرار می گیرند. روند تشکیل این اسکارن را می توان در چهار مرحله زیر خلاصه نمود:

۱- در اثر مجاورت توده نفوذی با سنگ میزبان کربناتی و ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی در سنگ های اطراف که تأثیر گرمایی ناشی از آن سبب دگرگونی ایزوشیمیایی و دگرسانی متاسوماتیک در سنگ میزبان و در نهایت سبب تشکیل مرمهرهای کلسیتی و اسکارنوئید هورنفلسی شده است. طی این گامه اسکارن زایی، کانی های سیلیکات کلسیم بدون آب (گارنت و پیروکسن) تشکیل شده اند (دگرسانی پیشرونده). شایان ذکر است که طی این گامه CO_2 بوجود می آید و بنابراین واکنش ها از نوع کربن زدا می باشند.

۲- همزمان با تبلور تدریجی توده نفوذی و جدایش سیال گرمابی داغ از آن، و نفوذ و انتشار آن ها درون شکستگی ها و زون های خرد شده سنگ های کربناتی میزبان حجم زیادی از SiO_2 ، Fe و Mg وارد سیستم کربناتی شده است. در اثر واکنش های کربن زدایی، مقدار قابل ملاحظه ای از کانی های سیلیکاته بدون آب از جمله (گارنت و پیروکسن) تشکیل شده اند. در این مرحله فرآیندهای کربن زدایی که تا اندازه ای در مرحله قبل آغاز شده بود خود سبب ایجاد شکستگی ها و در نهایت افزایش نفوذپذیری سنگ های اسکارنی شده است. تشکیل ولاستونیت در این مرحله، احتمالاً گویای دمای بالاتر از $550^{\circ}C$ در منطقه است.

۳- با کاهش تدریجی دمای سیستم، احتمالاً در نتیجه آمیختگی آب های جوی و ماگمایی موجب ایجاد دگرسانی پسرونده در مجموعه کانی های سیلیکات کلسیم بدون آب (ولاستونیت، پیروکسن، گارنت) و به دنبال آن تشکیل کانی های سیلیکات آب دار (اپیدوت، ترمولیت- اکتینولیت، وزوویانیت)، کربناتی (کلسیت) و اکسید آهن (کانی آپک ممکن است سولفیدی هم باشد که شرایط احیاء را نشان می دهد) شده است. وجود کانی های اکسیدی نشان دهنده بالاتر بودن شرایط اکسیداسیون و پایین تر بودن درجه حرارت این گامه نسبت به گامه قبلی است.

۴- با افزایش CO₂ محیط که احتمالاً از فروپاشی بیشتر کربنات‌ها طی واکنش‌های پیشرونده رخ داده است، واکنش‌های برگشتی کربنات‌ها شدن صورت گرفته که سبب تبلور مجدد کلسیت شده است.

واکنش‌های دگرگونی

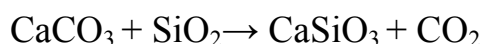
واکنش‌ها و مجموعه کانی‌های تشکیل شده در اسکارن به طور عمومی به ویژگی‌های سنگ مورد تهاجم، ترکیب سیالات متاسوماتیسم‌کننده و همچنین رژیم دما و فشار وابسته است (گلاکری و حسین زاده، ۲۰۰۶). بررسی‌های آزمایشگاهی که بر روی مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده اسکارن در شرایط مختلف (دما، فشار، فوگاسیته ی اکسیژن و دی اکسیدکربن و آب) انجام شده است، شرایط ترمودینامیکی تشکیل اسکارن را تا حدودی آشکار کرده است. شایان ذکر است که فشار کل حاکم بر سیستم در اکثر نمودارهای ترمودینامیکی برای تشکیل کانی‌های اسکارن ۰/۵ تا ۲ کیلوبار در نظر گرفته شده است. علت در نظر گرفتن چنین محدوده فشاری به این جهت است که در فشارهای بیشتر (اعماق زیاد) کربنات کلسیم نمی‌تواند به دو اکسید سازنده خود (CaO و CO₂) که برای تشکیل اسکارن لازم و ضروری است تجزیه شود، بنابراین در اکثر اسکارن‌ها فشار ۰/۵ تا ۲ کیلوبار پذیرفته شده است (گلاکری و حسین زاده، ۲۰۰۶). از آنجایی که سیستم اسکارن در اغلب موارد به صورت باز است بنابراین پتانسیل شیمیایی نیز از جمله عوامل ترمودینامیکی مؤثر در تشکیل اسکارن می‌باشد. ترکیب سیال‌ها در مراحل مختلف تشکیل اسکارن متغیر است به نحوی که CO₂ در گامه نخست و H₂O در مرحله نهایی تشکیل اسکارن تأثیر به‌سزایی دارند. بررسی‌های میکروسکوپی زون‌های مختلف اسکارن نشان می‌دهد که فرآیندهای اسکارن‌زایی در منطقه مورد مطالعه طی دوگامه اصلی و مشخص رخ داده است که هر کدام از این گامه‌ها با مجموعه‌ی پارائزنی و بافت‌های شاخص هر گامه، مشخص می‌شود. در ادامه به بررسی شرایط حاکم بر محیط در زمان تشکیل اسکارن جنوب شرق الیگودرز بر مبنای روابط میکروسکوپی بین کانی‌ها پرداخته خواهد شد.

۱- واکنش های مرحله پیشرونده

ولاستونیت:

ولاستونیت های منطقه مورد مطالعه در صحرا همراه با گارنت و پیروکسن در محل کنتاکت توده نفوذی، مرمر و اسکارن دیده می شوند. این ولاستونیت ها در مقاطع طولی در نور PPL به صورت ستونی با رخ های ظریف، بیرنگ و دارای برجستگی پایین و در نور XPL دارای بیرفرنزانس خاکستری تا زرد سری اول می باشند. ولاستونیت ها اکثراً همراه با وزوویانیت و پیروکسن ها یافت می شوند. در اکثر مقاطع مشاهده می شود که ولاستونیت ناپایدار و در حال جانمایی بخشی توسط کلسیت می باشد که می تواند حاکی از افزایش فوگاسیته CO₂ و کاهش دما باشد. با توجه به این که افزایش فوگاسیته CO₂ محیط که احتمالاً از فروپاشی کانی های سیلیکات کلسیم (پیروکسن، گارنت، ولاستونیت) رخ داده است و در طی این واکنش که به صورت یک واکنش Feed Back یا بازخور می باشد Ca⁺² زیادی در داخل سیال آزاد می شود که سبب تبلور کلسیت شده است.

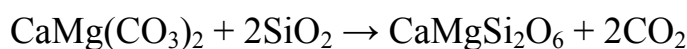
در اثر نفوذ سیالات ماگمایی غنی از SiO₂ به درون درز و شکافهای سنگ میزبان کربناتی Ca با SiO₂ واکنش داده و ولاستونیت طبق واکنش زیر تشکیل می شود. تشکیل ولاستونیت از کلسیت و کوارتز یک واکنش کربن زدایی است که برای پیشرفت آن باید CO₂ کاهش یابد. فشار زیاد CO₂ موجب می شود ولاستونیت در دمای بالاتر تشکیل شود به این صورت که با افزایش مقادیر XCO₂ از ۰/۵ به ۱، دمای تشکیل ولاستونیت از حدود ۵۰۰°C به حدود ۷۰۰°C می رسد. وجود ولاستونیت در نمونه های اسکارنی جنوب شرق الیگودرز (میرآباد) می تواند نشانگر تشکیل مجموعه گارنت و پیروکسن در دمای بین ۵۵۰ تا ۷۰۰°C و فوگاسیته اکسیژن ۱۰^{-۱۵} تا ۱۰^{-۲۴} باشد.



کلینوپیروکسن:

کلینوپیروکسن از مهمترین و فراوان ترین کانی کالک سیلیکاته در اسکارن جنوب شرق الیگودرز می باشد که معمولاً جزء کانی های گامه نخست دگرگونی (گامه پیشرونده) تشکیل اسکارن می باشد. پیروکسن در

اسکارن منطقه مورد مطالعه یکی از فراوان ترین کانی های کالک سیلیکاته می باشد، که نسبت به گارنت فراوانی کمتری دارد. چرا که پیروکسن های اولیه در تمام مراحل اسکارن زایی پایدار نبوده و به گارنت تبدیل می شود. در سنگ های مورد مطالعه بقایایی از پیروکسن با حاشیه تحلیل رفته را می توان به صورت ادخال در داخل گارنت و در کنار آنها مشاهده کرد. پیروکسن همچنین در داخل سایر کانی های تأخیری همچون وزوویانیت حضور دارد. در پیروکسن اسکارن بلورهای درشت پیروکسن به صورت متراکم مجاور هم قرار گرفته و بافت گرانوبلاستیک را به وجود آورده اند بر اساس مطالعات میکروسکوپی پیروکسن ها اغلب به صورت ادخالهای ریز در بلورهای گارنت دیده می شوند که نشان دهنده تبلور زودتر آنها نسبت به گارنت می باشد. بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی الکترونمایکروپروپ انجام شده توسط یوسفی (۱۳۹۴) ترکیب کلینوپيروكسن ها در محدوده ی دیوپسید-هدنبرژیت واقع شده است. این کانی معمولاً در اسکارن ها در فشار ۲ کیلو بار و دمای بالای 520°C و XCO_2 بالای ۰/۷ تشکیل می گردد (بوخر و فری، ۱۹۹۴). جهت تشکیل دیوپسید واکنش زیر پیشنهاد می شود:

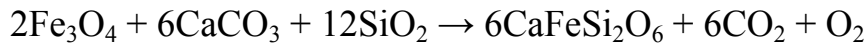


دولومیت سیلیس دیوپسید

Mg مورد نیاز جهت واکنش فوق در صورت حضور دولومیت از پروتولیت مرمری و یا توده نفوذی تأمین می شود. با توجه به کلسیک بودن اسکارن مورد مطالعه، انتظار می رود محتوای Mg این سنگها پایین باشد، احتمالاً ترکیب این پیروکسن ها عمدتاً به قطب هدنبرژیت نزدیک تر باشد. براوان و نسبیت^{۱۲} (۱۹۸۷) معتقدند که در فرآیند تکامل اسکارن، در مراحل اولیه و دما بالا، Mg وارد ترکیب پیروکسن می گردد. به تدریج با پیشرفت روند تکامل اسکارن زایی و کاهش دما، این کانی ها از Fe غنی می گردند، و لذا تأثیر سیالات حاوی SiO_2 و Fe_2O_3 بر روی سنگ های آهکی منجر به تشکیل هدنبرژیت در اسکارن متاسوماتیکی می شود (دیر و همکاران^{۱۳}، ۱۹۹۱).

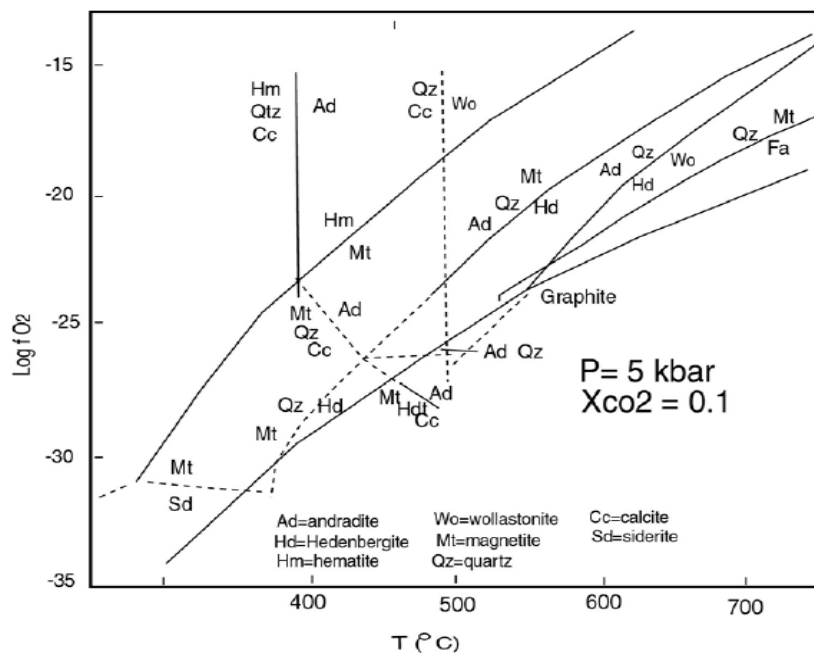
¹²-Brown and Nesbitt

¹³-Deer et al



هدنبرژیت کلسیت مگنتیت

فاز دیوپسید در فشار ۱۰۰۰ بار و در حرارت 475°C پدیدار می گردد (تریسی و فروست^{۱۴}، ۱۹۹۱). جهت تعیین محدوده دما و فشار واکتیویته اکسیژن در زمان تشکیل کانی های اسکارن، با توجه به کانی های مشاهده شده می توان از نمودار روابط فازی Ca-Fe-Si-C-O-H استفاده نمود. این نمودار برپایه ۰/۵ کیلو بار فشار و $X_{\text{CO}_2} = 0.1$ بنا شده است (شکل ۱). طبق این نمودار هدنبرژیت در دمای 380°C - 430°C و f_{O_2} پایین تشکیل شده است. واکنش تشکیل پیروکسن باعث بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن می شود که نتیجه آن ناپایدار شدن پیروکسن و تشکیل گارنت است.



شکل ۱- نمودار روابط فازی T-Log f O₂ در $X_{\text{CO}_2} = 0.1$ و فشار ۵۰۰ بار برای سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi, 1982).

گارنت:

گارنت های موجود در اسکارن منطقه از لحاظ شکل و خصوصیات نوری به صورت های مختلف در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می شود. بررسی های انجام شده حاکی از حضور چندین نسل گارنت با ویژگی های

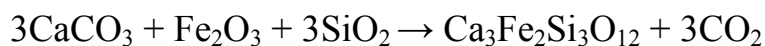
¹⁴-Tracy and Frost

میکروسکوپی متفاوت است. بر اساس شکل این گارنت ها به سه دسته شکل دار، بی شکل و رگه ای تقسیم می شوند. بر اساس ویژگی های نوری به دو نوع گارنت های ایزوتروپ و نسبتاً انیزوتروپ تقسیم می شوند. این کانی همراه با پیروکسن در زون های اسکارنی به عنوان یک کانی سیلیکات کلسیم بدون آب در مرحله پیشرونده اسکارن زایی تشکیل شده است. واکنش تشکیل پیروکسن باعث بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن می شود که نتیجه آن ناپایدار شدن پیروکسن و تشکیل گارنت است. البته تشکیل گارنت به صورت اولیه نیز امکان پذیر می باشد، اما شواهد بافتی و باقی ماندن بقایای پیروکسن ها در بین گارنتها بیشتر تأیید کننده تشکیل آنها در اثر واکنش با پیروکسن می باشد. گارنت ها اغلب فاقد ساخت منطقه ای بوده و گاهی بقایایی از کلینوپيروکسن در داخل آنها مشخص می باشد. بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی ترکیب شیمیایی گارنت های اسکارن میرآباد از نوع محلول جامد (آندرادیت-گروسولار) می باشد. تریسی و فروست (۱۹۹۱) واکنش زیر را برای پیدایش گروسولار پیشنهاد کرده اند:

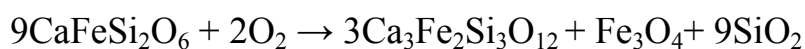


گروسولار سیلیس کلسیت آنورتیت

دیر و همکاران واکنش زیر را جهت تشکیل آندرادیت پیشنهاد کرده اند:

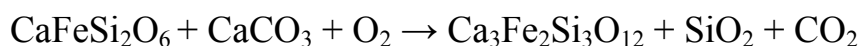


همانطور که ذکر گردید با افزایش فوگاسیته اکسیژن، هدنبرژیت به سرعت ناپایدار شده و در دمای 480°C - ۵۰۰ طبق واکنش زیر به آندرادیت تبدیل می شود:



هدنبرژیت آندرادیت مگنتیت

کاتو^{۱۵} (۱۹۹۱) واکنش زیر را جهت تشکیل آندرادیت از هدنبرژیت پیشنهاد نموده است :



هدنبرژیت آندرادیت کلسیت

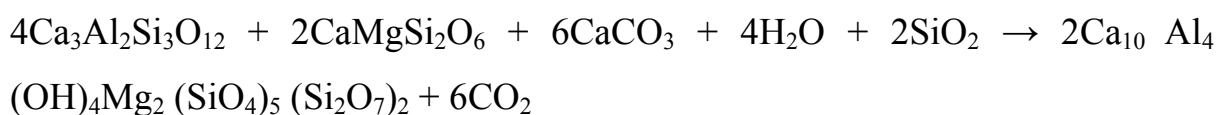
¹⁵ - kato

همان طور که در شکل ۱ مشاهده می شود آنداردیت میدان پایداری وسیعی از ۳۹۰ تا ۷۰۰°C و فوگاسیته اکسیژن 10^{-15} تا 10^{-24} را نشان می دهد. آنداردیت توسط مجموعه ولاستونیت+هدنبرژیت در دمای $T > 550^\circ\text{C}$ (بسته به $f(\text{O}_2)$) در حضور کوارتز جانشین می شود.

۲- واکنش های مرحله پسرونده

وزوویانیت (ایدوگراز):

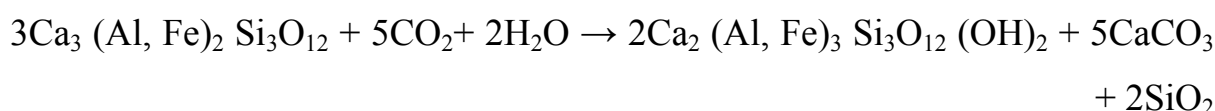
این کانی در اسکارن منطقه به صورت درشت بلورهای شکل دار اکثراً همراه با گارنت و کلینوپیروکسن دیده می شود. رورشدی وزوویانیت در اطراف گارنت و کلینوپیروکسن و نیز وجود بقایای گارنت و کلینوپیروکسن با حاشیه تحلیل رفته در داخل بلورهای وزوویانیت بیانگر تأخیری بودن آن می باشد. وزوویانیت در نتیجه افزایش XH_2O در محیط تشکیل می شود که می تواند از طریق (آب های ماگمایی و جوی) تأمین شود. کانی وزوویانیت در اسکارن جنوب شرق الیگودرز از جانشینی پیروکسن و گارنت در دگرسانی پسرونده اسکارن زایی تشکیل شده است. براساس مطالعات هوچلا و همکاران (۱۹۸۲) وزوویانیت در فشار ۱ تا ۲ کیلوبار و درجه حرارت بیش از 350°C تشکیل می گردد، و تشکیل آن با افزایش H_2O نسبت مستقیم و با CO_2 نسبت عکس دارد. چنان چه XCO_2 به ۰/۵ برسد وزوویانیت به گروسولار، دیوپسید، هدنبرژیت و ولاستونیت تبدیل می شود. ایتو و آرم (۱۹۷۰) شرایط پیدایش وزوویانیت را در دماهای ۳۸۰ تا 750°C و در فشارهای ۰/۴۵ تا ۲/۷ کیلوبار در محیطی با آب خالص و عاری از آلکالی در نظر گرفته اند. بر اساس شواهد میکروسکوپی مشاهده می شود که بین گارنت، پیروکسن و وزوویانیت عدم تعادل بافتی وجود دارد که خود می تواند نشانگر تشکیل وزوویانیت به خرج گارنت و پیروکسن باشد. تشکیل وزوویانیت توسط واکنش زیر قابل توجیه است (دیر و همکاران، ۱۹۹۲):



وزوویانیت سیلیس کلسیت دیوپسید گروسولار

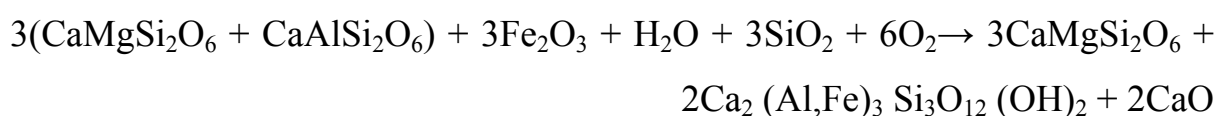
اپیدوت:

کانی اپیدوت در اسکارن منطقه مورد مطالعه به دو صورت دیده می شود. گروهی از این اپیدوت ها اولیه بوده و در زمینه ای متشکل از کوارتز و کلسیت تشکیل می شوند که اکثراً کلینوزوئیزیت بوده و با رنگ اینترفرانس آبی مشاهده می شوند. گروه دیگر اپیدوت های حاصل از دگرسانی کانی های مرحله پیشرونده اسکارن زایی هستند. تبلور کانی های گروه اپیدوت در حرارت پایین صورت می گیرد و فراوانی اپیدوت در سنگ های منطقه نشان دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن محیط است. در اسکارن مورد مطالعه این کانی نیز در گامه پسرونده اسکارن زایی تشکیل شده است. بر اساس مشاهدات میکروسکوپی مشخص گردید که تشکیل این کانی به صورت مستقل از محلول گرمابی و هم به صورت جانشینی صورت گرفته است. جهت تشکیل اپیدوت در سیستم اسکارن باید فوگاسیته اکسیژن در محیط به بالاترین حد خود برسد (شیمازاکی^{۱۶}، ۱۹۸۲) که این میزان می تواند در مراحل نهایی اسکارنی شدن از واکنشهای اسکارن زایی رخ دهد. در طول این مرحله یون Ca^{+2} به تدریج از کانی کالک سیلیکاته شسته شده و به صورت کلسیت (کانی های کربناته) تشکیل می شوند. تشکیل اپیدوت طبق واکنش زیر صورت می گیرد (شیمازاکی، ۱۹۸۲):



گارنت اپیدوت کلسیت سیلیس

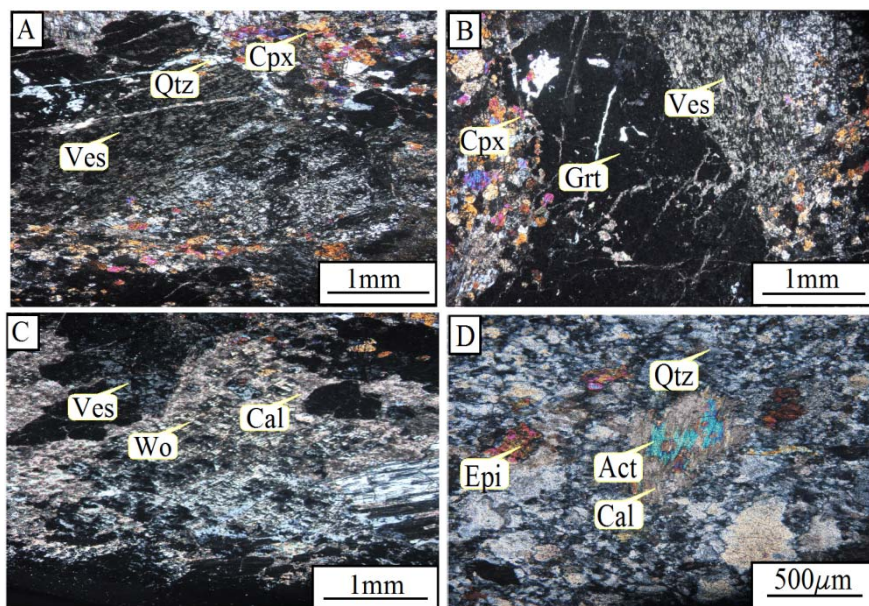
اپیدوت همچنین می تواند طبق واکنش زیر از کلینوپیروکسن تشکیل شود (هلاند و پاول^{۱۷}، ۱۹۹۰). جانشینی اپیدوت در پیروکسن حاکی از تکاپوی زیاد Fe^{3+} در در سیال مربوطه است.



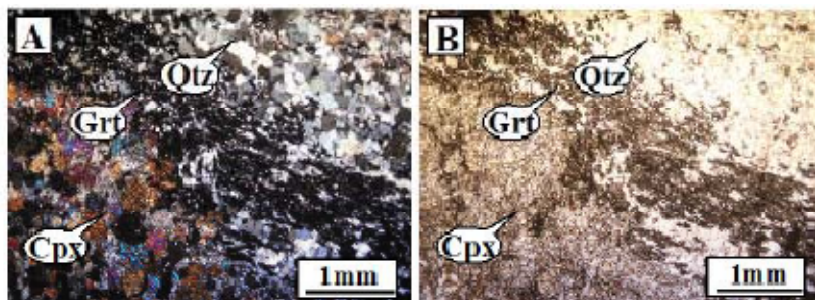
پیروکسن اپیدوت

¹⁶-Shimazaki

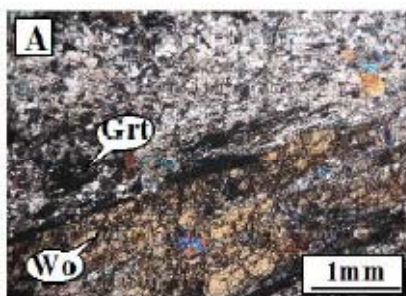
¹⁷-Holland and Powell



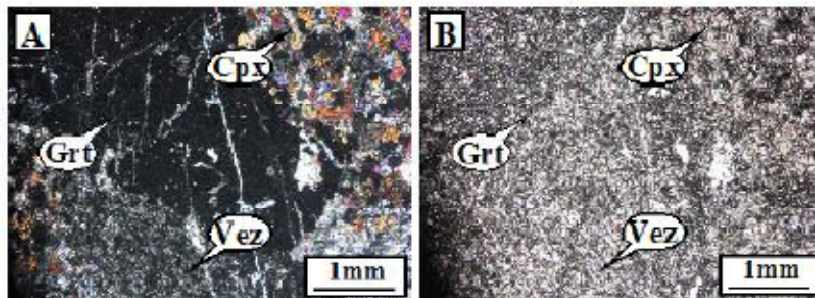
شکل ۳- (A) جانشینی پیروکسن توسط وزوویانیت (XPL)، (B) دگرسانی پسروده، جانشینی گارنت توسط وزوویانیت، پیروکسنها نیز بتدریج توسط گارنت در حال جانشینی اند (XPL)، (C) دگرسانی پسروده و تبدیل ولاستونیت به کلسیت و کوارتز (XPL)، (D) دگرسانی ترمولیت - اکتینولیت و تبدیل آن به کلسیت (XPL). علایم اختصاری نام کانی ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.



شکل ۴: نمایی از کانی گارنت رگه ای همراه با کلینوپیروکسن



شکل ۵: نمایی از کانی ولاستونیت همراه با گارنت رگه ای



شکل ۶: نمایی از مرز نامتعادل بین کلینوپیروکسن و گارنت و وزوویانیت

با توجه به بررسی های صحرایی و مطالعات کانی شناسی به نظر می رسد که تشکیل اسکارن مورد مطالعه در گامه های زیر شکل گرفته است:

۱- در اثر مجاورت توده نفوذی با سنگ میزبان کربناتی و ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی در سنگ های اطراف که تأثیر گرمایی ناشی از آن سبب دگرگونی ایزوشیمیایی و دگرسانی متاسوماتیک در سنگ میزبان و در نهایت سبب تشکیل مرمهرهای کلسیتی و اسکارنوئید هورنفلسی شده است. طی این گامه اسکارن زایی، کانی های سیلیکات کلسیم بدون آب (گارنت و پیروکسن) تشکیل شده اند (دگرسانی پیشرونده). شایان ذکر است که طی این گامه CO_2 بوجود می آید و بنابراین واکنش ها از نوع کربن زدا می باشند.

۲- همزمان با تبلور تدریجی توده نفوذی و جدایش سیال گرمایی داغ از آن، و نفوذ و انتشار آن ها درون شکستگی ها و زون های خرد شده سنگ های کربناتی میزبان حجم زیادی از SiO_2 ، Fe و Mg وارد سیستم کربناتی شده است. در اثر واکنش های کربن زدایی، مقدار قابل ملاحظه ای از کانی های سیلیکاته بدون آب از جمله (گارنت و پیروکسن) تشکیل شده اند. در این مرحله فرآیندهای کربن زدایی که تا اندازه ای در مرحله قبل آغاز شده بود خود سبب ایجاد شکستگی ها و در نهایت افزایش نفوذپذیری سنگ های اسکارنی شده است. تشکیل ولاستونیت در این مرحله، احتمالاً گویای دمای بالاتر از $550^\circ C$ در منطقه است.

۳- با کاهش تدریجی دمای سیستم، احتمالاً در نتیجه آمیختگی آب های جوی و ماگمایی موجب ایجاد دگرسانی پسرونده در مجموعه کانی های سیلیکات کلسیم بدون آب (ولاستونیت، پیروکسن، گارنت) و به دنبال آن تشکیل کانی های سیلیکات آب دار (اپیدوت، ترمولیت- اکتینولیت، وزوویانیت)، کربناتی (کلسیت) و اکسید آهن (کانی آپک ممکن است سولفیدی هم باشد که شرایط احیاء را نشان می دهد) شده است. وجود کانی های اکسیدی نشان دهنده بالاتر بودن شرایط اکسیداسیون و پایین تر بودن درجه حرارت این گامه نسبت به گامه قبلی است.

۴- با افزایش CO_2 محیط که احتمالاً از فروپاشی بیشتر کربناتها طی واکنشهای پیشرونده رخ داده است، واکنش های برگشتی کربناته شدن صورت گرفته که سبب تبلور کلسیت شده است.

ب- مقایسه ژئوشیمیایی گرانیتوئید جنوب شرق الیگودرز با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان از نظر پتانسیل کانه زایی

ارتباط بین ترکیب شیمیایی توده نفوذی و نوع اسکارن توسط محققان مختلفی بررسی شده است (*et al.*, *Meinert, 1995*; *Ray et al., 2000*; *Kuscu 2002*). دلیل چنین ارتباطی، رابطه زایشی بین فرآیندهای ماگمایی و کانه زایی است. *Kuscu* و همکاران (۲۰۰۲) برای شناسایی پتانسیل اقتصادی اسکارن های آناتولی مرکزی ترکیه، مطالعات صحرایی و آنالیزهای ژئوشیمیایی بسیاری بر روی توده های نفوذی مرتبط با اسکارن ها انجام دادند و نمودارهای هارکر را رسم نمودند. داده های ژئوشیمیایی مربوط به ذخایر اسکارنی بزرگ دنیا و میانگین داده های ژئوشیمیایی مربوط به اسکارن های *W, Au, Fe, Cu* و *Mo* توسط (*Meinert, 1995*) برای انواع ذخایر اسکارنی ارائه شده و بر روی نمودارهای هارکر رسم شده اند.

عناصر اصلی موجود در نفوذی های مرتبط با اسکارن های آهن، طلا و مس در مقایسه با نفوذی های مرتبط با اسکارن های قلع و تنگستن اختلافات ژئوشیمیایی سیستماتیک نشان می دهند و از نظر ژئوشیمیایی در دو گروه جداگانه قابل مقایسه اند. توده های نفوذی مرتبط با اسکارن های مولیبدن نیز حد واسط بین این دو گروه قرار می گیرند (*Ray et al., 2000*). توده های نفوذی مرتبط با اسکارن های آهن، طلا و مس دارای کمترین مقدار SiO_2 (Na_2O+K_2O) و بیشترین مقدار FeO ، CaO ، MgO ، Al_2O_3 و دارای ترکیب سنگ شناختی شامل گابرو و گرانودیوریت تا تونالیت و از نظر محتوای آلومین متآلومین می باشند. در مقابل توده های نفوذی مرتبط با اسکارن های قلع و تنگستن دارای بیشترین مقدار SiO_2 (Na_2O+K_2O) و کمترین مقدار FeO ، CaO ، MgO ، Al_2O_3 و دارای ترکیب سنگ شناختی شامل گرانیت و آداملیت می باشند (*Ray et al., 2000*).

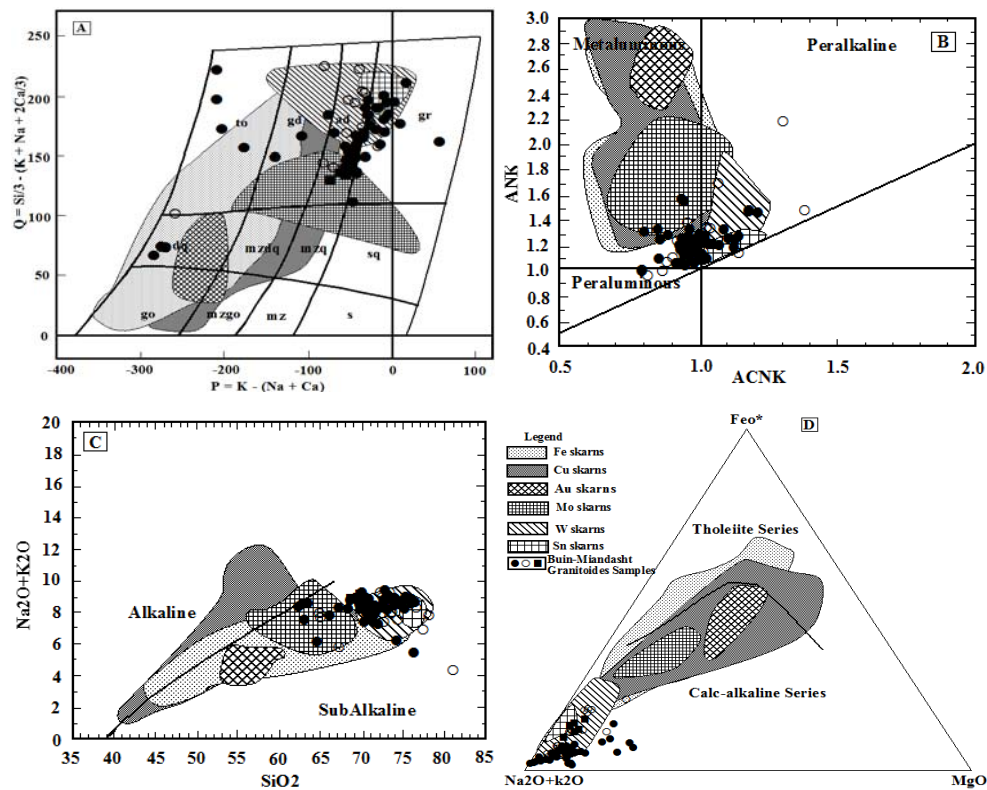
در نمودار کاتیونی *Debon* و *Le Fort* (۱۹۸۳) اکثر سنگ های گرانیتوئیدی منطقه در محدوده گرانیت و آداملیت و تعداد کمی از نمونه ها در محدوده گرانودیوریت، تونالیت و کوارتزدیوریت قرار می گیرند. در این نمودار وقتی ترکیب توده نفوذی منطقه را با توده های نفوذی همراه با اسکارن های فلزات پایه مقایسه کنیم

اکثر نمونه ها در محدوده پلوتون های همراه با اسکارن های تنگستن، مولیبدن و قلع قرار می گیرند (شکل ۷A). در نمودار *Maniar* و *Piccolli* (۱۹۸۹)، همانگونه که ذکر گردید، نمونه ها از نظر درجه اشباع شدگی از آلومین، متآلومین تا پرآلومین هستند و لذا مشابه توده های نفوذی همراه با اسکارن های تنگستن، مولیبدن و قلع می باشند (شکل ۷B). بر اساس نمودار *Irvine* و *Baragar* (۱۹۷۱) کلیه نمونه ها در محدوده ساب آلكالین قرار گرفته اند در این نمودار نیز ترکیب توده نفوذی مشابه با پلوتون های همراه با اسکارن های تنگستن، مولیبدن و قلع می باشد (شکل ۷C) در نمودار *AFM* نیز ترکیب گرانیتوئیدهای منطقه نزدیک به قطب $Na_2O + K_2O$ و در قلمرو سری های کالک آلكالین و در محدوده اسکارن های تنگستن و قلع قرار می گیرد (شکل ۷D). شایان ذکر است که بیشتر توده های نفوذی که کانسارهای اسکارنی را می سازند، از نوع سری های ماگمایی کالک آلكالین هستند. اکثر این توده ها از نوع متآلومینوس تا پرآلومینوس بوده و هیچ توده مرتبط با کانسار اسکارنی از نوع پرآلكالین تاکنون یافت نشده است (Meinert, 1995).

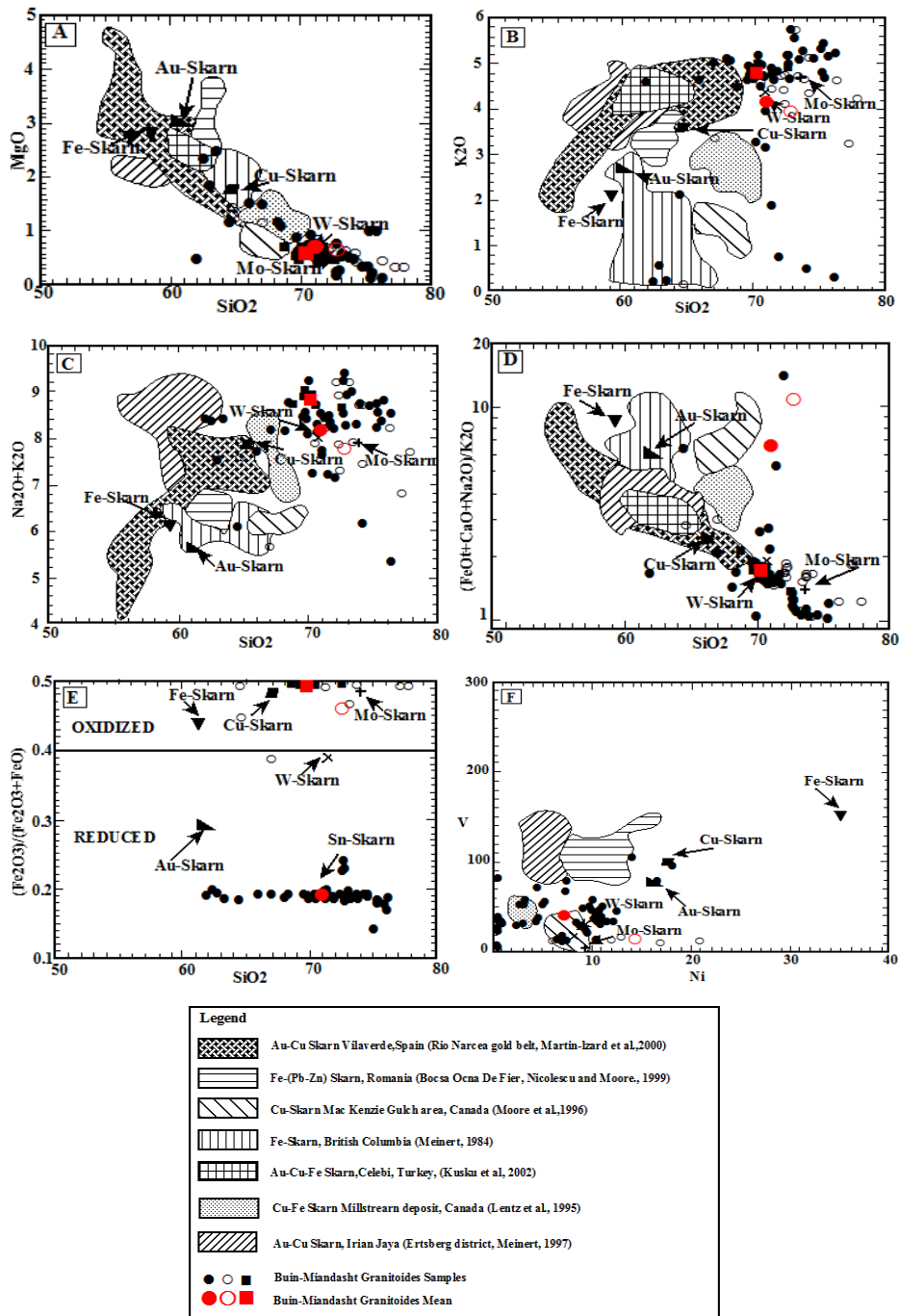
از نظر جایگاه زمین ساختی موقعیت ریفتی و ماگماتیسم کوهزایی گرایش به تولید اسکارن های تنگستن و قلع دارند. در نمودار های *Pearce* و همکاران (۱۹۸۴) و نمودار کاتیونی *Bowden* و *Batchelor* (۱۹۸۵) اکثر نمونه ها در محدوده اسکارن های تنگستن و قلع قرار می گیرند.

Kuscu و همکاران (۲۰۰۲) مشخص کردند که نمودارهای MgO در برابر SiO_2 ، K_2O در برابر SiO_2 ، $(Na_2O + K_2O)$ در برابر SiO_2 ، $(FeO + CaO + Na_2O) / K_2O$ در برابر SiO_2 و V در برابر Ni بهترین تمایز بین گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن، مس، طلا، تنگستن و مولیبدن را نشان می دهند. لذا برای مقایسه ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان از نظر پتانسیل کانه زایی داده های ژئوشیمیایی توده نفوذی بر روی نمودارهای متغیر هارکر ترسیم شده اند (شکل ۸). توده های نفوذی همراه با اسکارن های آهن، طلا و مس در مقایسه با توده های نفوذی همراه با کانسارهای اسکارن قلع، مولیبدن و تنگستن دارای MgO بیشتر و K_2O و SiO_2 کمتری هستند. میانگین MgO توده نفوذی گرانیتوئید جنوب شرق الیگودرز در حدود ۰/۶۸٪ می باشد. الگوی پراکندگی سنگ های گرانیتوئیدی منطقه

در نمودار MgO در برابر SiO_2 مشابه گرانیته‌های همراه با اسکارن های قلع، مولیبدن و تنگستن می باشد (شکل ۸A). میانگین K_2O گرانیته‌های اسکارنی آهن، مس، طلا، مولیبدن و تنگستن به ترتیب $۲/۱٪$ ، $۳/۶٪$ ، $۲/۵٪$ ، $۴/۰۶٪$ و $۴/۵۳٪$ گزارش شده است (Meinert, 1995). میانگین K_2O توده نفوذی منطقه مورد مطالعه $۴/۱۵٪$ ، یعنی نزدیک به میانگین اسکارن های مولیبدن و تنگستن می باشد. الگوی پراکندگی داده ها در نمودار K_2O در برابر SiO_2 پیرامون اسکارن های تنگستن و مولیبدن است (شکل ۸B). میانگین (Na_2O+K_2O) گرانیته‌های اسکارنی آهن، مس، طلا، قلع- مولیبدن و تنگستن به ترتیب برابر $۶/۱٪$ ، $۷/۶٪$ ، $۵/۶٪$ ، $۷/۹٪$ و $۸/۰٪$ می باشد. میانگین (Na_2O+K_2O) نمونه های جنوب شرق الیگودرز حدود $۸/۱۱٪$ است و از این نظر قابل مقایسه با اسکارن های تنگستن، قلع و مولیبدن می باشد. در نمودار (Na_2O+K_2O) در برابر SiO_2 الگوی پراکندگی نمونه ها در محدوده اسکارن های تنگستن و مولیبدن قرار می گیرند (شکل ۸C). بالا بودن مجموع قلیایی کل نمونه های منطقه مورد مطالعه می تواند ناشی از دگرسانی پتاسیک توده نفوذی باشد. در نمودار $(FeO+CaO+Na_2O)/K_2O$ در برابر SiO_2 الگوی پراکندگی نمونه ها پیرامون گرانیته‌های اسکارن های تنگستن و مولیبدن قرار دارند (شکل ۸D). از میان توده های نفوذی همراه با انواع اسکارن ها، نفوذی های همراه با اسکارن های قلع، طلا و تنگستن دارای حالت احیایی و نفوذی های همراه با اسکارن های مس، آهن و مولیبدن دارای حالت اکسیدان هستند. این حالت در نمودار $(Fe_2O_3 + FeO)/Fe_2O_3$ در مورد توده نفوذی منطقه مشابه توده نفوذی همراه با اسکارن های قلع حالت احیایی نشان می دهد (شکل ۸E).



شکل ۷- A) نمودار طبقه بندی کاتیونی (Debon and Le Fort, 1983)، اکثر نمونه ها در محدوده گرانیت و آداملیت قرار گرفته اند، B) نمودار درجه اشباع شدگی از آلومینیوم (Maniar and Piccoli, 1989)، نمونه ها در محدوده متآلومین تا پرآلومین قرار می گیرند، C) نمودار تفکیک سنگ های آذرین سری آلکان از ساب آلکان (Irvine and Baragar, 1971)، نمودار تفکیک سنگ های سری ماگمایی کالک آلکان از تولیتی (Irvine and Baragar, 1971). محدوده های ترکیبی توده های نفوذی همراه با اسکارن های Fe, Cu, Au, Mo, W, Sn برای مقایسه آورده شده، از Meinert (۱۹۹۵) اقتباس شده است. در نمودارها نماد (O) معرف نمونه های گرانیتوئیدی آنالیز شده توسط (فاسمی، ۱۳۷۱)، نماد (*) معرف نمونه های آنالیز شده توسط (مینایی، ۱۳۸۹) و نماد (**) معرف نمونه های آنالیز شده توسط (پناه دار، ۱۳۹۰) می باشد.



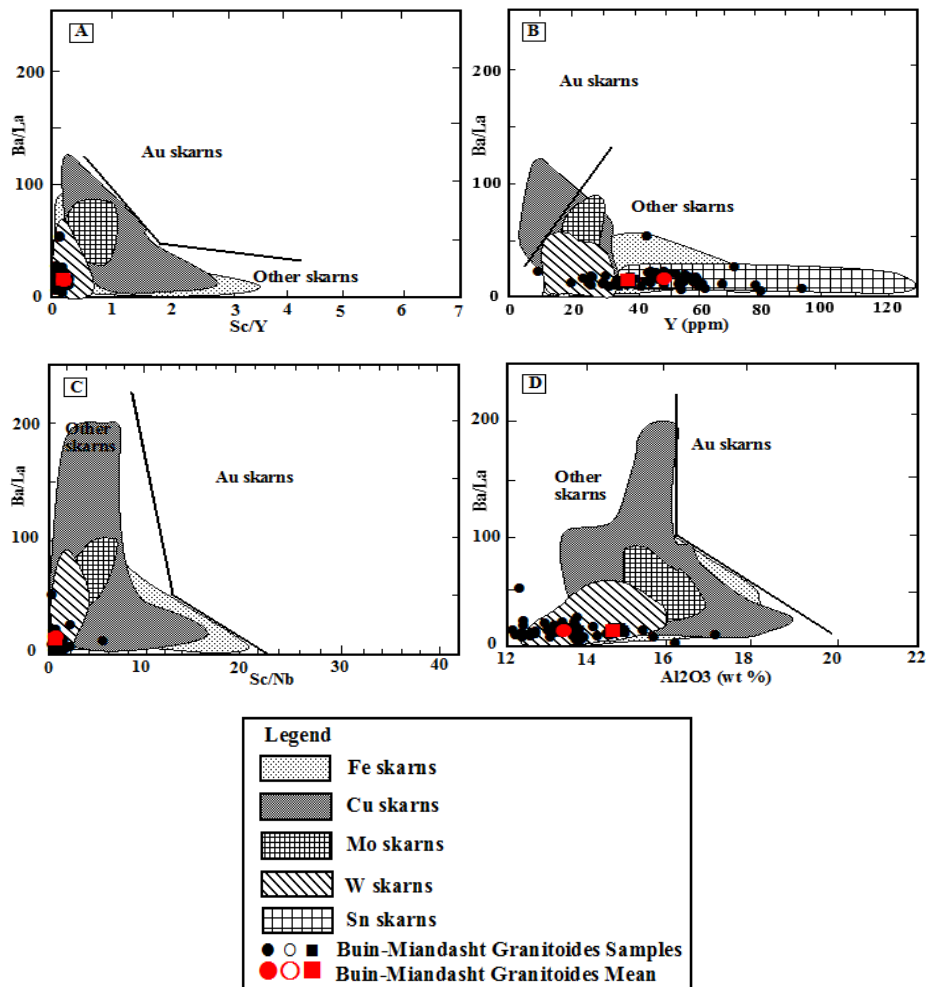
شکل ۸- نمودارهای متغیر هارکر گرانیتوئیدهای اسکارن مورد بررسی در مقایسه با گرانیتوئیدهای اسکارنی دنیا. میانگین ترکیب توده های مرتبط با اسکارن، از Meinert (۱۹۵۵) اقتباس شده است.

مقایسه عناصر جزئی

با توجه به دگرسان بودن منطقه و اینکه بین میزان عناصر جزئی توده نفوذی و کانسارسازی رابطه ای وجود دارد محتوای عناصر جزئی آن ها نیز مورد مطالعه قرار گرفت. برای مثال از طریق اندازه گیری میزان عناصری مثل *Rb* و *Sc* و *V* و *Ni* ماگما می توان به نوع کانسارسازی اسکارن پی برد. *Rb* به دلیل حضور در

آلکالی فلدسپارها و میکا در ماگمای تفریق یافته فراوانی بیشتری داشته و Sc به علت حضور در پیروکسن در ماگمای تفریق نیافته فراوانی بیشتری دارد. در سنگ های ماگمایی با پیشرفت فرآیند تبلور و تفریق، میزان Rb در ماگما افزایش می یابد. اسکارن های آهن در همراهی با ماگماهای تفریق نیافته و اسکارن های قلع در همراهی با ماگمای کاملاً تفریق یافته مشاهده می شوند. در نمودار V در برابر Ni الگوی پراکندگی نمونه ها در محدوده گرانیئوئیدهای همراه با اسکارن های مولیبدن و تنگستن قرار می گیرند (شکل ۸F).

سنگ های آذرین مرتبط با اسکارن های طلا، آهن و مس محتوی بالاترین مقدار Cr, Sc, Sr و V در مقایسه با اسکارن های قلع و تنگستن می باشند و اسکارن های قلع و تنگستن از عناصر Rb, Ce, Nb, Ta, La غنی هستند. اسکارن های مولیبدن از نظر میزان عناصر جزئی حد واسط بین این دو گروه قرار دارند (Ray et al., 1995). اگرچه توده های نفوذی مرتبط با اسکارن های طلا، آهن و مس از نظر عناصر اصلی مشابه هستند ولی توده های نفوذی همراه با اسکارن های طلا از نظر میزان برخی از عناصر جزئی همچون Ba, La, Nb, Sc و Rb دارای اختلاف می باشند. نفوذی های همراه با اسکارن های طلا دارای بیشترین مقدار $Ba/La, Sc/Nb$ و کمترین مقدار Rb (شکل ۹) می باشند (Ray et al., 1995). بر اساس نمودار Ba/La در برابر Sc/Y الگوی پراکندگی نمونه ها و میانگین آنها در محدوده اسکارن های تنگستن و قلع قرار می گیرند (شکل ۹A). در نمودار Ba/La در برابر Y نمونه ها و میانگین آن ها در محدوده اسکارن های تنگستن و قلع می باشند (شکل ۹B). در نمودار Ba/La در برابر Sc/Nb نمونه ها دارای کمترین مقدار بوده و در محدوده اسکارن های تنگستن و قلع قرار می گیرند (شکل ۹C). در نمودار Ba/La در برابر Al_2O_3 نمونه ها نسبت به دیگر اسکارن ها دارای کمترین مقدار بوده و در محدوده اسکارن های تنگستن و قلع قرار می گیرند (شکل ۹D).



شکل ۹- نمودارهای عناصر جزئی گرانیتوئیدهای اسکارن مورد بررسی در مقایسه با گرانیتوئیدهای اسکارنی دنیا. میانگین ترکیب توده های مرتبط با اسکارن، از *Meinert* (۱۹۵۵) اقتباس شده است.

فصل چہارم

نتیجہ گیری و منابع

نتیجه گیری

بر اساس مطالعات انجام شده بر روی سنگ های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه و با کمک از داده های برگرفته از یوسفی (۱۳۹۴)، ترکیب سنگ شناختی توده های نفوذی منطقه شامل گرانیت پورفیری (مونوزوگرانیت- سینوگرانیت)، گرانودیوریت و گابرو- دیوریت می باشد. این توده های نفوذی از نظر شاخص اشباع آلومین دارای ماهیت متآلومین تا اندکی پرآلومین و از نظر میزان پتاسیم دارای پتاسیم بالا و بیشتر دارای ماهیت کالکوالکالن بوده است. گرانیت های منطقه با توجه به ویژگی های ژئوشیمیایی دارای ویژگی های گرانیت های نوع I هستند. بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی، گرانیتوئیدهای منطقه مربوط به محیط ژئوتکتونیک بعد از کوهزایی و همزمان با برخورد می باشند. این توده گرانیتوئیدی سنگ های آهکی منطقه را قطع نموده است و باعث تشکیل اسکارن با گسترش محدود شده است. از لحاظ سنگ شناسی اسکارن مورد مطالعه از نوع درون اسکارن با مجموعه کانی های، سه نسل گارنت، ولاستونیت، کلینوپیروکسن، اپیدوت، کلسیت، کوارتز، اسفن و فلدسپات پتاسیم و برون اسکارن با مجموعه کانی های، وزوویانیت، گارنت، ولاستونیت، کلینوپیروکسن، ترمولیت اکتینولیت و کلسیت می باشد. انواع رخساره های دگرگونی و پاراژنز کانی ها ولاستونیت اسکارن، گارنت کلینوپیروکسن اسکارن و ترمولیت اکتینولیت اپیدوت- اسکارن در سنگ های اسکارنی منطقه تشخیص داده شده است. طبق بررسی های انجام شده می توان مراحل شکل گیری اسکارن منطقه را به صورت زیر خلاصه نمود: ۱- جایگیری توده نفوذی در سنگ میزبان کربناتی و دگرسانی متاسوماتیک پیشرونده سنگ میزبان، تشکیل اسکارنوئید. ۲- جدایش سیال گرمابی داغ و نفوذ آن درون شکستگی ها و تشکیل کانی های متاسوماتیک بدون آب. ۳- تشکیل کانی های سیلیکاته آبدار دما پایین و اکسیدی، دگرسانی برگشتی. و نهایتا واکنش های کربناته شدن و تبلور کلسیت.

بر اساس مقایسه الگوی عناصر اصلی گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی شناخته شده دنیا این گرانیتوئیدها بیشتر با گرانیتوئیدهای مرتبط با اسکارن های تنگستن و قلع و مولیبدن انطباق نشان می دهند.

منابع:

- افتخارنژاد، ج.، 1539، تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه های رسوبی، - 19. نشریه انجمن نفت، شماره 82، صفحه 1
- تبله و همکاران، 1968، شرح نقشه گلیپایگان به مقیاس 1:250000، سازمان زمین شناسی کشور.
- غلامی فرد، م.، 1589، مطالعات زمین شناسی و پتانسیل اقتصادی اسکارنهای بوئین میاندشت (روستای- میرآباد)، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد خوراسگان، 153 صفحه.
- درویش زاده، ع.، 1585، زمین شناسی ایران، انتشارات امیر کبیر، 859 صفحه - .
- رشیدنژاد عمران، ن. ا.، 1581، حوادث دگرگونی و ماگمایی در منطقه معدنی طلای موته شمال خاوری- گلیپایگان، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، 425 صفحه.
- رشیدنژاد عمران، ن.، 2552، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های نفوذی و رسوبی متاولکانیک در ناحیه موته با- نگرشی ویژه بر ژنز و کانه زایی طلا، جنوب دلیجان، جنوب غرب تهران، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، 425 صفحه.
- شریفی، م.، 1576، زمین شناسی و پترولوژی سنگ های دگرگونی و آذرین منطقه شمال شرق گلیپایگان، پایان- نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، 238 صفحه.
- شریفی، م.، 1586، بررسی ماگماتیسیم آلکالن در شمال گلیپایگان، پایان نامه دکتری، گروه زمین شناسی، دانشگاه- اصفهان، 165 صفحه.
- قاسمی، ح.، 1571، بررسی پترولوژی و زمین شناسی سنگ های آذرین نفوذی منطقه بوئین و میاندشت، پایان- نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه تهران، 259 صفحه.
- قربانی، م.، 1581، دیباچه ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران، پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور - .
- قلمقاش، ج.، 1581، توده های گرانیتوئیدی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، 144 صفحه.
- کریم پور، م. ح. و سعادت، س.، 1581، زمین شناسی اقتصادی کاربردی (ویرایش جدید)، نشر مشهد، 335 صفحه.
- کریمی، س.، 1591، پترولوژی سنگهای دگرگونی در پهنه سندانج سیرجان شمالی (موته الیگودرز)، پایان نامه - - دکتری، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، 212 صفحه.
- محجل، م.، افتخارنژاد، ج.، 1571، نقشه زمین شناسی 1:155555 گلیپایگان تهیه شده توسط سازمان زمین- شناسی کشور.
- محجل، م. و سهندی، م. ر.، 1578، تکامل تکتونیکی پهنه سندانج سیرجان در نیمه شمال باختری، معرفی زیر - - ، 51 پهنه های جدید در آن، علوم زمین، سال هشتم، شماره 28. - 52 صفحه 49
- معین وزیری، ح.، 1577، دیباچه ای بر ماگماتیسیم در ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران، 425 صفحه - .
- مکی زاده، م. ع.، 1578، مطالعات کانی شناسی و پترولوژیکی اسکارن های ایران مرکزی (استان یزد)، پایان نامه- دکتری، گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، 188 صفحه.
- مینایی، ا.، 1589، بررسی پترولوژی و ژئوشیمیایی موزو سینوگرانیت های پورفیروئیدی بوئین میاندشت - - (میرآباد چهل خانه) با نگرشی به تکتونیک منطقه، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده سازمان زمین شناسی- کشور، تهران، 193 صفحه.
- نبوی، م. ح.، 1533، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، 159 صفحه.
- ولی زاده، م. و.، 1571، پترولوژی تجربی و تکتونیک کلی، مؤسسه چاپ و انتشارات دانشگاه تهران، جلد اول، 487 صفحه و جلد دوم (آندزیت ها و گرانیت ها)، 367 صفحه.

- هوشمندزاده، ع.، 1537، بررسی فازهای تغییر شکل و دگرگونی در زون شهرکرد سنندج، نشریه کانون - مهندسين ايران، شماره 39
- هوشمندزاده، ع.، 1975، فازهای تغییر شکل سنگ های دگرگونه منطقه شهرکرد سنندج، نشریه کانون - 7 صفحه، مهندسين ايران، شماره 39
- هوشمندزاده، ع.، سهیلی، م.، و حمدی، ب.، 1569، شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش اقلید، مقیاس - I:235555، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- یوسفی، ا.، 1394، مطالعات کانی شناسی و پتروژنز اسکارن میرآباد، شرق بوئین میاندشت (زون - سنندج سیرجان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005, Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science*, 94: 401- 419.
- Alavi, M., 1994, Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretation, *Tectonophysics*, vol. 229, p. 211- 238.
- Barnes, H. L., 1979, *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd Ed, John wiley and sons, 798p.
- Berberian, B., 1998, A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos*, 46, pp. 605- 626.
- Berberian, M., 1972, A brief note on early kimmerian orogeny and high grad metamorphism in Sanandaj- Sirjan belt, Iran, Geological Survey of Iran, internal report.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18: 210- 265.
- Berberian, M., Berberian, F., 1981, Tectono- plutonic episode in Iran. In *Zagros- Hindu Kush- Himalya Geodynamic Evolution*. Geodynamics series, vol. 3, Copyright by American Geophysical Union.
- Berberian, M., Nogol Sadat, M., 1974, Preliminary explanatory text of the Metamorphic Complexes and the tectonics of the area (two geological maps 1:100000, from the Hajiabad, quadrangle Map) Geological Survey of Iran, internal report, 60 p.
- Calagari, A. A., and HosseinZadeh, G., 2006, The mineralogy of copper- bearing skarn to the east of the Sungun- Chay river, East- Azarbaijan, Iran, *Journal of Asian Earth Science*, v. 28, p. 423- 438.
- Einaudi, M. T., 1982, Introduction- terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 22: 120- 251.
- Einaudi, M. T., Burt, D. M., 1982, Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits, *Economic Geology*, v. 77, pp. 745 - 753.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D., and Newberry, R. J. (1981) Skarn deposits. *Economic Geology*, 75: 317-391.
- Gieze, P., Markis, J., Akashe, B., Rower, P., Letz, H., and Mostanpour, M., 1984, The crustal structure in southern Iran, drived from seismic explosion data. *NJb. Geo. Palant, Abh.* pp. 230- 243.
- Grammatkopoulos, T. A., Clark, A. H., 2006, A comparative study of wollastonite skarn genesis in the Central metasedimentary belt, Southeastern Ontario, Canada, *Ore Geology Reviews*, 29: 146- 161.
- Hochella, M. F., Liou, J. G., Keskinen, M. J., and Kim. H. S., 1982, Synthesis and stability relations of magnesium Idocrase, *Economic Geology*, v. 17, pp. 798 – 808.
- Holland, T. J. B., Powell, R., 1990, An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations The system K₂O – Na₂O – CaO – MgO – MnO – FeO – Fe₂O₃ – Al₂O₃ – TiO₂ – SiO₂ – C – H₂ – O₂, *Metamorphic Geology*, v. 8, pp. 89 - 124.

- 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, 23: 401-418.
- Meinert, L. D., 1987, Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog mine, central mining district, New Mexico, *Economic Geology*, v. 82, pp. 523- 545.
- Meinert, L. D., 1992, Skarns and skarn deposits, *Geoscience Canada*, v. 19, pp. 145 - 162.
- Middlemost, E. A. K., 1994, Naming materials in the magma igneous rocks system. *Earth Science Review*, 37: 215- 224.
- Misra, K. C., 2000, *Understanding mineral deposits* Kluwer Academic Pub., 845 p.
- Mohajjel, M., Structure and tectonic evolution of Paleozoic- Mesozoic rock, Sanandaj- Sirjan zone, western Iran, Ph.D. Thesis, University of Wollangong Australia (unpublished).
- Moritz, R., Ghazban, F., and Singer, B. S., 2006, Eocen gold ore formation at Muteh, saudi- si Tectonic zone, Western Iran: A result of late- stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the zagros orogeny. *Economic Geology*, v. 101, pp. 1497- 1524.
- Nadimi, A., and Nadimi, H., 2008, Exhumation of old rocks during the Zagros Collision in the northwestern part of the Zagros mountains, Iran. *The Geological Society of America*, 105- 122.
- Nakano, T., Yoshino, T., Shimazaki, H., and Shimizu, M., 1994, Pyroxene composition as an indicator in the classification of skarn deposits, *Economic Geology*, v. 80, pp. 1567- 1580.
- Robb, L., 2005, *Introduction to ore- forming processes*. Blackwell Pub., 373 p.
- Tahmasbi, Z., Castro, A., Khalili, M., Ahmadi Khalaji, A., and De La Rosa, J. D., 2010, Petrology and geochemical constraints on the origin of Astane pluton, Zagros orogenic belt, Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 39: 81- 96.
- Taylor, S. R., and Peccerillo, A., 1976, Geochemistry of Eocen Calk- alkaline volcanic rocks from the Kastamoun area Northern Turkey, contribution to *Mineralogy and Petrology*. 58: 63- 81.

Abstract:

Skarns of SE of Aligudarz is located in North West of Isfahan and is a part of Sanandaj-Sirjan Zone. The combination of intrusive rocks includes granite porphyry (Monzogranite-syenogranite), granodiorite and diorite - gabbro. Most of these granitoides are related to the syn-collision and post-orogenic environments. This pluton intruded into the limestone host rocks (Paleozoic) and led to the formation of a limited occurrence of skarn and hornfels in the region. Based on field and petrographic studies, two main stages of skarnization (progressive and regressive) have been identified in this area. Progressive stage identified by anhydrous mineral assemblages (garnet, clinopyroxene and wollastonite). In retrogradestage, anhydrous silicate changed to hydrated calcium silicates (epidote, tremolite-actinolite, Vesuvianite) and eventually re- carbonate reactions occurs in response to CO₂ increasing. This event led to the crystallization of calcite. Comparing the major elements patterns of the studied granitoides with other known skarn granitoides of the world, showing conformity of studied granitoids with granitoides associated with tungsten, molybdenum and tin skarns.