

پترولوژی و مدل‌سازی تشکیل اسکارن در منطقه تنگ حنا (منطقه نیریز فارس)

بابک سامانی^(۱)، سید محمد حسین رضوی^(۲)، مهشید مرادی پور^(۳)

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه خوارزمی تهران

۳. کارشناس ارشد پترولوژی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه خوارزمی تهران

تاریخ دریافت: ۹۲/۹/۲۷

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۰/۲۸

چکیده

منطقه تنگ حنا در زون ساختاری سنندج - سیرجان و در شمال غرب نیریز، در شرق استان فارس واقع شده است. سنگ‌های منطقه عموماً از نوع الترامافیک (هارزبورژیت، دونیت، ورلیت)، مافیک (گابرو)، مرمر و اسکارن است. مرمر و اسکارن‌های منطقه در اثر همبندی سنگ‌های الترامافیک با واحدهای آهکی کرتاسه به وجود آمده است. گارنت (گروسولار - آندرادیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید - هندنبرژیت)، وزوویانیت، اسکاپولیت، ولاستونیت و مگنتیت در اسکارن‌ها دیده می‌شود. پاراژنز کانی‌ها در اسکارن‌ها از لحاظ مکانی متفاوت است، به گونه‌ای که از جنوب شرق به شمال غرب بر میزان تشکیل ولاستونیت افزوده شده و گارنت کاهش می‌یابد. حضور ولاستونیت در اسکارن‌های شمال تنگ حنا را می‌توان در ارتباط با دمای بالاتر و X_{CO_2} بیشتر در اسکارن‌های این منطقه دانست. براساس تجزیه‌های میکروپروپ و مطالعات صحرایی، دمای تشکیل اسکارن‌ها بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است. همچنین مقدار فشار موثر اکسیژن در محدوده کانی‌های موجود بین 10^{-15} تا 10^{-25} اتمسفر در تغییر بوده است.

واژه‌های کلیدی: اسکارن، افیولیت، تنگ حنا، نیریز، ولاستونیت.

مقدمه

شکل‌گیری و مراحل تشکیل اسکارن‌ها به خوبی شناخته شده است. اسکارن‌ها، به‌خاطر شرایط تشکیل گوناگون، اطلاعات با ارزشی از شرایط دگرگونی از قبیل میزان دما و فشار حاکم و سیال‌های شرکت‌کننده در فرایند متاسوماتیزم را بدست می‌دهند. از این رو مطالعه اسکارن‌ها، به‌منظور درک شرایط دگرگونی مورد توجه بسیاری از پترولوژیست‌ها قرار گرفته است. برداشت صحیح داده‌های ساختاری به‌همراه انجام نمونه‌برداری، پارامترهای مهمی جهت ارائه مدل‌های

تشکیل اسکارن‌ها در سیستم‌های باز و در محیط‌های متفاوت گرمایی، ماگمایی تا چشمه‌های آبگرم صورت می‌گیرد. سیال‌های دگرگونی، ماگمایی و جوی در تشکیل اسکارن نقش دارند. لذا مطالعه این سنگ‌ها در سیستم‌های باز و در شرایط متنوع زمین‌شناسی مناسب به‌نظر می‌رسد (Ciobanu and Cook, 2004). از این‌رو ابتدا باید نحوه

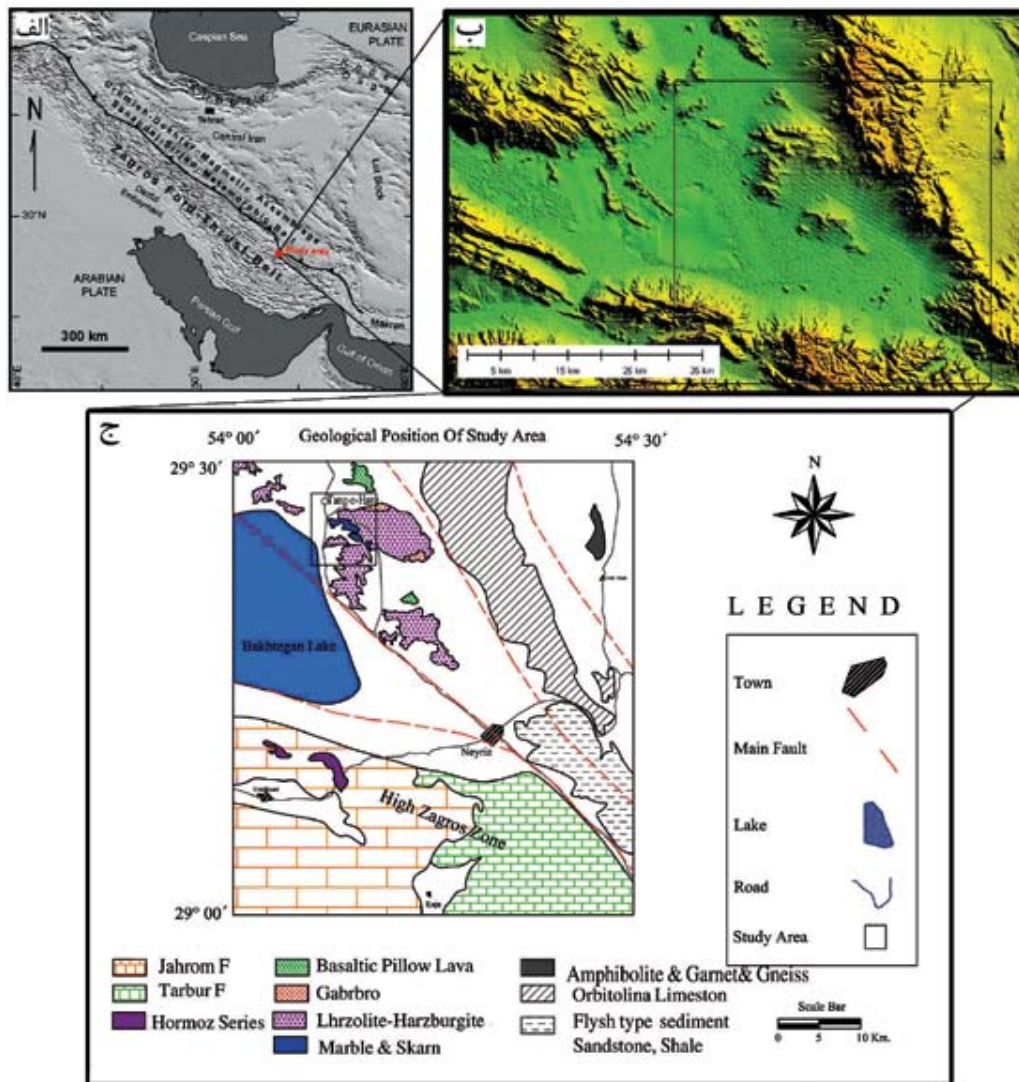
* نویسنده مرتبط: b.samani@scu.ac.ir

تکامل فیزیکی - شیمیایی توده های اسکارنی می باشند. در این مقاله سعی شده است تا براساس نتایج به دست آمده از برداشت های ساختاری و تجزیه شیمیایی نمونه ها، برآوردی از دما و فشار حاکم بر منطقه و ارائه مدل های ساختاری احتمالی موجود در منطقه به دست آید. همچنین می توان دلایل افزایش دما و فرار سیال ها که عامل موثری در اسکارن زایی و تبدیل گارنت اسکارن به ولاستونیت اسکارن است را به دست آورد.

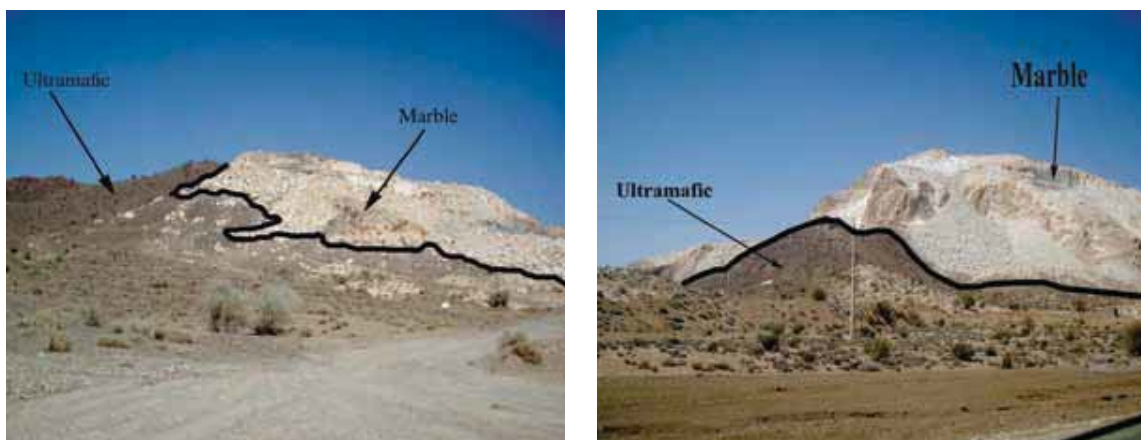
زمین شناسی منطقه

کمر بند چین خورده زاگرس جزئی از کمر بند کوهزایی آلپ - هیمالیا به شمار می آید (Allen et al., 2004). این کمر بند کوهزایی ۸ تا ۱۴ کیلومتر ضخامت دارد و شامل نهشته های کامبرین تا عهد حاضر می باشد. نهشته های پلانفرمی تا وقوع برخورد صفحات ایران و عربستان در اواخر کرتاسه حالت نسبتاً پایداری داشته است (Blanc et al., 2003). کمر بند کوهزایی زاگرس شامل سه بخش اصلی: (۱) کمر بند ماگمایی ارومیه دختر، (۲) کمر بند دگرگونی سنندج- سیرجان و (۳) کمر بند چین و تراست خورده زاگرس با راستاهای شمال غرب - جنوب شرق می باشد (شکل ۱-الف). سنگ های کمر بند دگرگونی سنندج - سیرجان چندین فاز دگرشکلی را در خود ثبت کرده اند که آخرین فاز دگرشکلی نشان دهنده فرایند برخورد قاره های بین صفحات عربستان و ایران می باشد (Mohajjel and Fergussen, 2000; Mc Quarie, 2004). این کمر بند دارای پهنایی در حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر و درازایی در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر می باشد که از منطقه سنندج در شمال غرب تا منطقه سیرجان در جنوب شرق کشیده شده است (Sarkarinejad et al., 2008, 2010). منطقه تنگ حنا در زون دگرگونی سنندج سیرجان قرار گرفته است و با وسعت ۶۰ کیلومتر مربع بین طول های ۷' ۵۴° و ۱۳' ۵۴° شرقی و عرض های ۲۳' ۲۹° و ۲۷' ۲۹° شمالی در ۴۰ کیلومتری شمال غرب نیریز در شرق استان فارس واقع شده است. این منطقه شامل مجموعه های افیولیتی همراه با گسل ها و شکستگی های فراوان می باشد. افیولیت های مذکور بخشی از پوسته اقیانوسی قدیمی نئوتتیس بوده که طی فرایند کوهزایی زاگرس به صورت رورانده در حاشیه صفحات قاره ای قرار گرفته است (Stocklin, 1968). شکل ۱ ب و ج تصویر مدل رقومی ارتفاع و نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه را نشان می دهد. براساس نتایج پتروگرافی و صحرایی توده های افیولیتی منطقه عمدتاً شامل گابرو، هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت و پیروکسنیت می باشد (Nadimi, 2002). نفوذ واحدهای الترامافیک به درون واحدهای آهکی کرتاسه و وقوع دگرگونی مجاورتی و متاسوماتیزم باعث تشکیل واحدهای دگرگونی مرمری و اسکارنی به صورت محلی در منطقه گشته است (Shekholeslami et al., 2008) (شکل ۲). کانی های اصلی اسکارن های منطقه گارنت (گروسولار- آندرادیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید- هدنبرژیت)، کلسیت و ولاستونیت است (شکل ۳).

کمر بند چین خورده زاگرس جزئی از کمر بند کوهزایی آلپ - هیمالیا به شمار می آید (Allen et al., 2004). این کمر بند کوهزایی ۸ تا ۱۴ کیلومتر ضخامت دارد و شامل نهشته های کامبرین تا عهد حاضر می باشد. نهشته های پلانفرمی تا وقوع برخورد صفحات ایران و عربستان در اواخر کرتاسه حالت نسبتاً پایداری داشته است (Blanc et al., 2003). کمر بند کوهزایی زاگرس شامل سه بخش اصلی: (۱) کمر بند ماگمایی ارومیه دختر، (۲) کمر بند دگرگونی سنندج- سیرجان و (۳) کمر بند چین و تراست خورده زاگرس با راستاهای شمال غرب - جنوب شرق می باشد (شکل ۱-الف). سنگ های کمر بند دگرگونی سنندج - سیرجان چندین فاز دگرشکلی را در خود ثبت کرده اند که آخرین فاز دگرشکلی نشان دهنده فرایند برخورد قاره های بین صفحات عربستان و ایران می باشد (Mohajjel and Fergussen, 2000; Mc Quarie, 2004). این کمر بند دارای پهنایی در حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر و



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در کمربند کوهزایی زاگرس، ب) تصویر مدل رقومی ارتفاع و ج) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ نیریز)

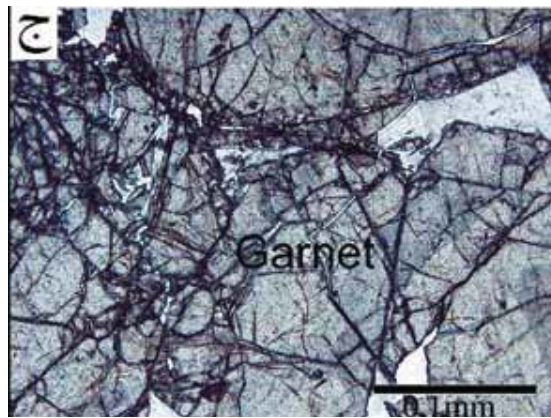
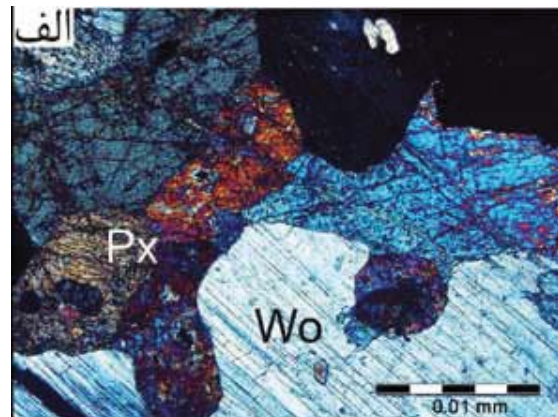
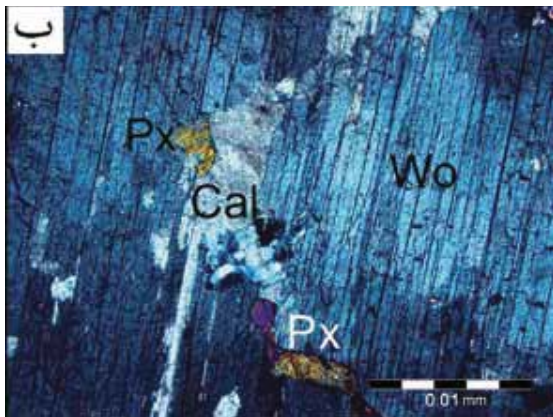


شکل ۲. کنتاکت واحدهای الترامافیك و واحدهای مرمري و اسکارنی (جهت دید هر دو عكس NW)

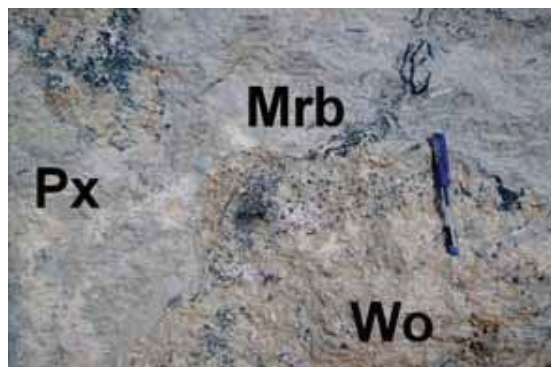
بررسی های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی

نشان دهنده افزایش ولاستونیت در شمال غرب محدوده مورد مطالعه است. بلورهای ولاستونیت در این نواحی بسیار درشت و منحصر بفرد است (شکل های ۳-ب و ۴). پیمایش های صحرایی نشان داد که به سمت جنوب شرق منطقه از میزان ولاستونیت کاسته شده و به تدریج بر میزان گارنت افزوده می شود. میزان گارنت در نواحی جنوبی بسیار زیاد است، به طوری که سنگ را می توان گارنتیت نامید (شکل ۳-ج).

به منظور درک چگونگی توسعه و پراکندگی کانی ها و عناصر با اهمیت در این مطالعه، پیمایش هایی در جهت های مختلف در منطقه انجام پذیرفت. در طول مسیرهای پیمایش، نمونه برداری های سیستماتیک از سنگ ها برای تهیه مقاطع نازک و انجام آنالیزهای شیمیایی و همچنین برداشت عناصر ساختاری به ویژه توزیع شکستگی ها و درزه ها صورت گرفت. مطالعات صحرایی و بررسی مقاطع میکروسکوپی

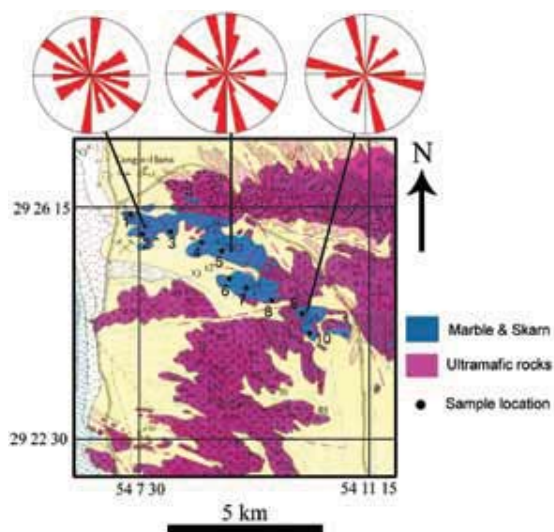


شکل ۳. کانی های اصلی اسکارن های منطقه



شکل ۴. رخنمونی از اسکارن ولاستونیت موجود در شمال غرب منطقه تنگ حنا

انطباق قابل ملاحظه‌ای با مشاهدات صحرایی دارد (افزایش ولاستونیت در شمال غرب و افزایش گارنت در جنوب شرق).



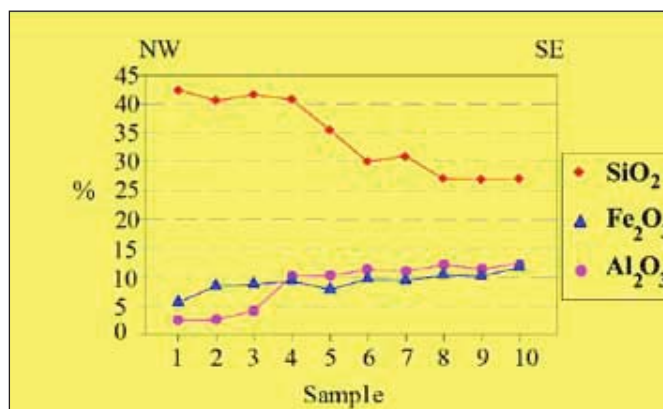
شکل ۵. نمودار گل سرخی مربوط به توزیع شکستگی‌ها در سه محدوده منطقه به‌همراه موقعیت نقاط نمونه‌برداری

در عملیات صحرایی علاوه بر بررسی‌های سنگ‌شناسی و نمونه‌برداری برای تجزیه شیمیایی، مطالعات ساختاری شامل بررسی و برداشت شکستگی‌ها، گسل‌ها و درزه‌ها نیز صورت پذیرفت. شکل ۵ نمودار گل سرخی مربوط به توزیع شکستگی‌ها در چند منطقه از محدوده مورد مطالعه رسم شده و محل نمونه‌برداری‌ها نشان داده شده است.

در این تحقیق به منظور بررسی تغییرات درصد اکسید عناصر اصلی، تعداد ۱۰ نمونه انتخاب شد و مورد تجزیه شیمیایی به روش XRF قرار گرفت (نمونه‌های S_1 تا S_{10}). پراکندگی نمونه‌ها در محدوده، بیشتر روند NW-SE دارند (شکل ۵). جدول ۱ نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی را نشان می‌دهد. این نتایج نشان دهنده افزایش درصد عناصر آهن و آلومینیم از شمال غرب به سمت جنوب شرق و کاهش درصد عنصر سیلیس از شمال غرب به سمت جنوب شرق می‌باشد (شکل ۶). نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی XRF

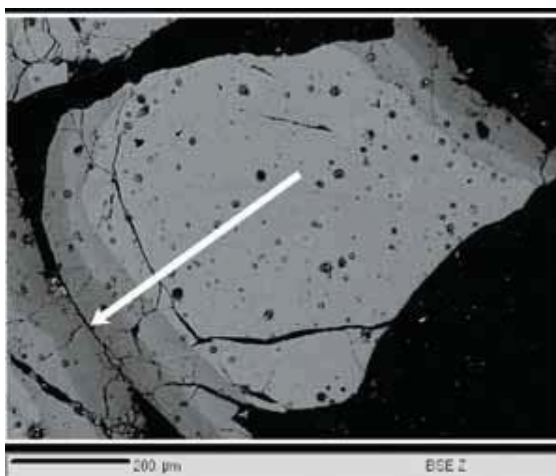
جدول ۱. نتایج حاصل از آنالیز XRF در نمونه‌های S_1 تا S_{10}

	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6	S_7	S_8	S_9	S_{10}
SiO_2	42.32	40.6	41.57	40.76	35.44	30.02	30.8	27	26.8	27
Al_2O_3	3.6	3.5	4.24	10	10.2	11.9	10.56	13.03	12.4	13.9
Fe_2O_3	5.46	8	8.21	8.75	7.84	9.12	9.06	10.45	10.1	13.2
MgO	38.26	42.02	37.73	38.4	37.83	42.24	41.89	42.72	41.85	39.02
CaO	9.39	5.29	6.5	4.1	6.65	4.7	7.43	6.9	7.92	6.1
Na_2O	0.04	0.08	0.04	0.1	0.03	0.08	0.03	0.1	0.04	0.03
K_2O	0.02	0.01	0.1	0.01	0.02	0.02	0.01	0.1	0.02	0.01
MnO	0.12	0.12	0.12	0.14	0.11	0.14	0.16	0.14	0.2	0.11
TiO_2	0.06	0	0.02	0	0.04	0	0	0.02	0	0
P_2O_5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0



شکل ۶. نمودار تغییرات SiO_2 ، Fe_2O_3 و Al_2O_3 در محدوده مورد مطالعه

می دهد. از آنجاکه Al دارای کمترین تحرک در میان عناصر اصلی در سیالات طبیعی می باشد، می توان چنین استنباط نمود که مؤلفه گروسولاری از طریق فرایند انتشار و به صورت درجا از ناخالصی های رسی موجود در کربنات ها تشکیل شده است. از این رو می توان نتیجه گرفت که دو فرایند «انتشار» و «تراوش» در انتقال مواد در تشکیل اسکارن های منطقه مطالعاتی دخالت داشته اند.



شکل ۷. آنالیز EPMA بر روی کانی گارنت

تجزیه نقطه ای EPMA

نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی و تجزیه شیمیائی به روش XRF نشان دهنده افزایش نسبی اسکارن گارنت در مناطق جنوب شرقی و کاهش مقدار آن در بخش های شمال غربی می باشد. زونینگ شدید گارنت در مقاطع میکروسکوپی نشان دهنده تغییر شیمی این کانی از مرکز به حاشیه می باشد. بدین منظور گارنت های اسکارن منطقه به عنوان مهمترین کانی دارای محلول جامد به روش EPMA مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۷). جدول ۲ نتایج حاصل از آنالیز نقطه ای بر روی گارنت های موجود در منطقه را نشان می دهد. نتایج به دست آمده از آنالیز EPMA گارنت ها، بیانگر این مطلب است که گارنت ها متعلق به سری اوگراندیت می باشد و ترکیب دو عضو انتهایی عمدتاً آندرادیت - گروسولار می باشد. با توجه به ترکیبات برآورد شده از داده های آنالیز نقطه ای، مقدار آندرادیت موجود در گارنت در مرکز تقریباً حدود ۱۰۰٪ بوده که نشان دهنده بالا بودن مقدار Fe_2O_3 می باشد. این مقدار در حاشیه به ۶۰٪ کاهش پیدا کرده که جانشینی Fe_2O_3 توسط Fe_2O_3 را نشان

جدول ۲. نتایج حاصل از آنالیز نقطه ای گارنت

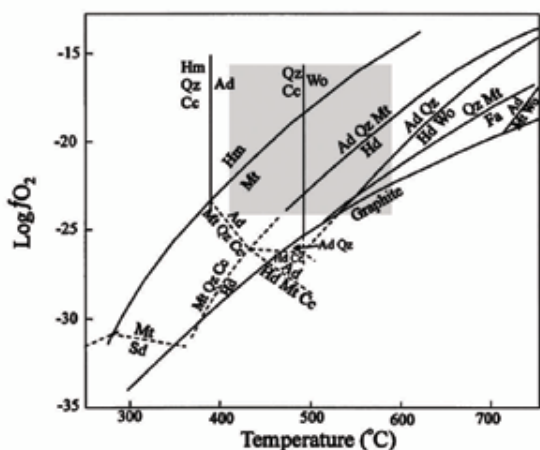
Point	MgO	CaO	MnO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Total
1	0.020	33.297	0.116	0.045	0.001	31.382	35.112	0.024	99.997
2	0.036	33.377	0.142	0.030	0.000	31.935	35.196	0.005	100.721
3	0.036	33.124	0.191	0.034	0.000	31.711	35.050	0.000	100.146
4	0.023	33.327	0.224	0.028	0.000	31.210	35.305	0.000	100.119
5	0.009	33.432	0.097	0.025	0.053	30.826	35.300	0.029	99.772
6	0.019	33.494	0.127	0.005	0.011	31.217	35.328	0.000	100.200
7	0.033	33.586	0.060	0.073	0.001	31.202	35.279	0.005	100.239
8	0.038	33.470	0.577	0.011	0.030	31.373	35.312	0.000	100.811
9	0.000	33.589	0.079	0.000	0.000	30.566	35.407	0.000	99.640
10	0.054	34.465	0.144	4.725	0.000	23.694	36.358	0.407	99.847
11	0.050	34.464	0.071	4.376	0.024	25.071	36.077	0.422	100.555
12	0.041	33.749	0.147	2.988	0.003	27.075	36.145	0.000	100.148
13	0.001	34.788	0.140	7.648	0.000	21.130	37.032	0.185	100.925
14	0.070	35.441	0.114	7.732	0.021	20.355	36.776	0.088	100.597
15	0.010	35.021	0.145	8.099	0.000	20.343	36.946	0.157	100.720

بررسی شرایط دما- فشار

(رابطه ۱)، (Kertz, 1983) و با استفاده از آنالیز نقطه‌ای کلینوپیرکسن (جدول ۳) دمای تعادل دوباره در شرایط ساب‌سولیدوس و شاید در مواردی دمای تبلور اولیه سنگ‌ها، حدود ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شده است. رابطه ۱)

$$T(OC) = \left[\frac{1000}{0.468 + 0.246X^{CPX} - 0.123 \ln(1 - 2[Ca]^{CPX})} \right] - 273$$

در این رابطه X^{CPX} و Ca^{CPX} به ترتیب برابر با $[Ca]^{CPX} = (Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+}))$ و $X^{CPX} = (Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg))^{CPX}$ می‌باشد.



شکل ۸. نمودار fO_2 در مقابل درجه حرارت در فشار سیال $XCO_2=0.1$ و 500 برای سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H (Einaudi and Burt, 1981)

با توجه به وجود سیستم باز و امکان ورود و خروج سیال‌ها، واکنش‌های دگرگونی در اسکارن‌ها بسیار متنوع است. براساس پارائزهای موجود در این سنگ‌ها، می‌توان واکنش‌های احتمالی را پیش‌بینی نمود و براساس آنها محدوده تقریبی فشار و دما را با استفاده از شبکه‌های پتروژنیکی بررسی کرد. از آنجاکه تمامی کانی‌های موجود در محدوده اسکارنی منطقه در سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H قرار می‌گیرند، با استفاده از نمودار fO_2 log-T، شرایط ژئوشیمیایی احتمالی تشکیل اسکارن‌های منطقه مطالعاتی مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۸). با توجه به نبود ولاستونیت در جنوب منطقه تنگ حنا و حضور گارنت به تنهایی، می‌توان عنوان کرد که گارنت و کلینوپیروکسن در دماهای کمتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد تبلور شده‌اند و با توجه به فقدان گارنت در اسکارن‌های شمال تنگ حنا و وفور ولاستونیت می‌توان عنوان کرد که، با افزایش دما از جنوب منطقه به سمت شمال، اسکارن گارنت تبدیل به اسکارن ولاستونیت شده است. با استفاده از پارائزهای مشاهده شده و دمای به‌دست آمده از آن‌ها، دمای اسکارن گستره مورد مطالعه را می‌توان بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و fO_2 را در محدوده 10^{-15} تا 10^{-25} اتمسفر تخمین زد. همچنین براساس نتایج ترمومتری حاصل از ترمومتر کلینوپیروکسن

جدول ۳. نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن

Point	Na2O	K2O	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Al2O3	Cr2O3	SiO2	TiO2	Total
1	0.378	0.000	17.071	23.078	0.504	3.942	0.000	2.460	0.567	52.749	0.122	100.870
2	0.380	0.006	16.685	23.950	0.147	3.759	0.072	2.796	0.694	51.547	0.190	100.226
3	0.377	0.013	18.028	22.410	0.176	4.061	0.065	2.615	0.699	52.513	0.124	101.081
4	0.372	0.000	17.813	22.926	0.176	3.839	0.049	2.458	0.692	51.933	0.147	100.405
5	0.247	0.000	17.328	22.829	0.729	4.164	0.044	2.233	0.650	52.967	0.169	101.359

بحث و نتیجه‌گیری

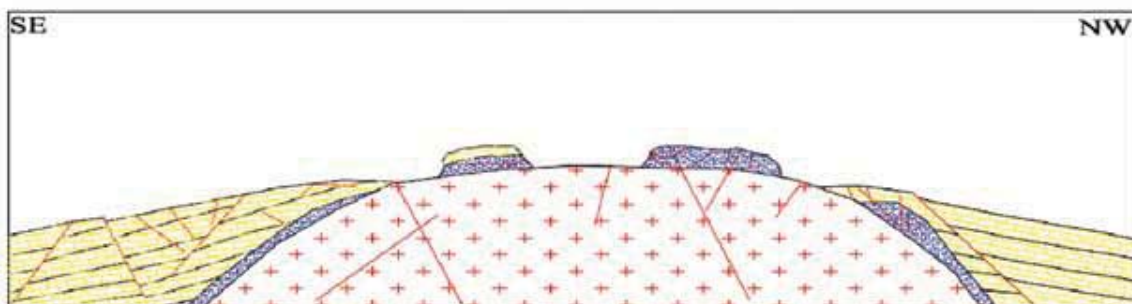
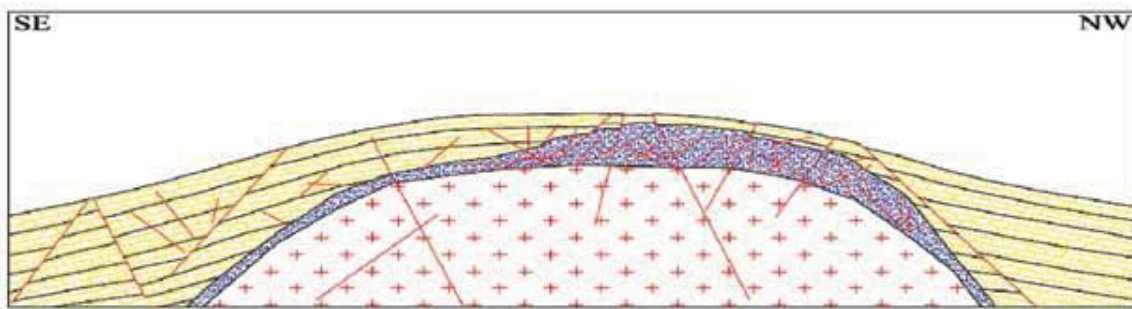
و به‌صورت درجا از ناخالصی‌های رسی موجود در کربنات‌ها تشکیل شده است. از این‌رو می‌توان نتیجه گرفت که دو فرایند «انتشار» و «تراوش» در انتقال مواد در تشکیل اسکارن‌های منطقه دخالت داشته‌اند. مطالعات صحرایی صورت گرفته نشان‌دهنده توسعه بیشتر گسل خوردگی و شکستگی در

گارنت‌های زون اسکارن دارای مؤلفه گروسولاری در محدوده Ad60 تا Ad99 هستند. از آنجا که Al دارای کمترین تحرک در میان عناصر اصلی است، می‌توان چنین استنباط نمود که مؤلفه گروسولاری از طریق فرایند انتشار

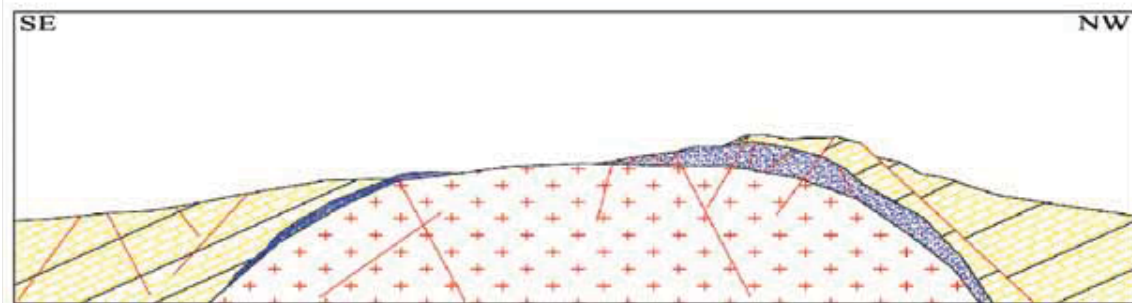
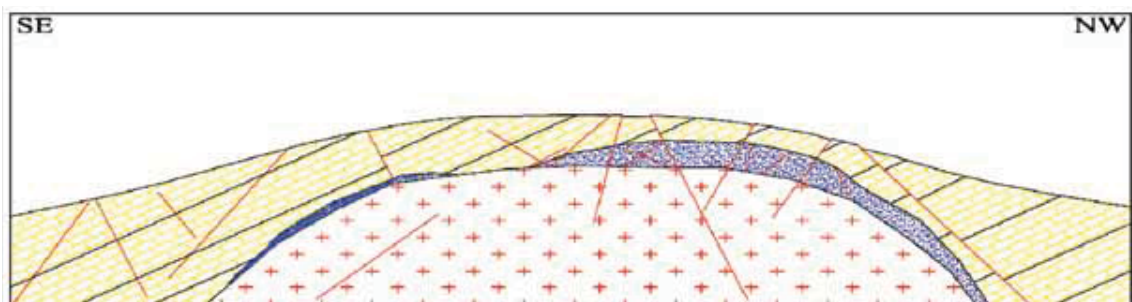
شمال غرب منطقه نسبت به جنوب شرق آن می باشد. تراکم شکستگی ها بیشتر در شمال غرب منطقه به ویژه در معادن شمال غرب منطقه است (شکل ۹)، به گونه ای که در معادن این نواحی به دلیل توسعه فراوان شکستگی ها و گسل ها انجام عملیات معدنی و تهیه بلوک های با ابعاد بزرگ از مرمها با مشکل مواجه می باشد. در صورتی که این مسئله در معادن نواحی جنوب شرق منطقه کمتر دیده می شود و تهیه بلوک های مرم با ابعاد بزرگ با مشکل کمتری روبه رو می باشد. این شواهد در ارائه یک مدل جهت توسعه بیشتر اسکارن و لاستونیت در نواحی شمال غرب راهگشا می باشد. در این مدل بیشتر بودن چگالی شکستگی و گسل ها در شمال غرب منطقه باعث پویایی بیشتر سیال ها و مواد فرار و افزایش گرادیان حرارتی در سنگ های اطراف گشته و شرایط مناسب تری جهت ژنز و لاستونیت ایجاد نموده است (شکل ۱۱).



شکل ۹. توسعه شکستگی و گسل خوردگی در معادن شمال غرب منطقه



شکل ۱۰. طرح شماتیک افزایش ژنز و لاستونیت به دلیل توسعه بیشتر گسل‌ها و شکستگی‌ها در شمال غرب منطقه



شکل ۱۱. طرح شماتیک افزایش ژنز و لاستونیت به دلیل جهت‌یابی مناسب‌تر لایه‌بندی در شمال غرب منطقه

- Mc Quarie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 26, 519-535.
- Mohajjel, M. and Fergussen, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22, 1125-1139.
- Nadimi, A., 2002. Mantle flow patterns at the Neyriz Paleo-spreading center, Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 93-104.
- Sarkarinejad, K., Faghih, A. and Grasmann, B., 2008. Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran). *Journal of Structural Geology*, 30, 818-826.
- Sarkarinejad, K., Samani, B., Faghih, A., Grasmann, B. and Moradipoor, M., 2010. Implications of strain and vorticity of flow analyses to interpret the kinematics of an oblique convergence event (Zagros Mountains, Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 38, 34-43.
- Shekholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. and Hashem Emami, M., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 504-521.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran. A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از معاونت پژوهشی دانشگاه شهید چمران اهواز و دانشگاه خوارزمی به پاس حمایت های صورت گرفته قدردانی بعمل می آید.

منابع

- Allen, M., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008, 1-16. DOI: 10.1029/2003TC001530.
- Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Blanc, E.J., Allen, M.B., Inger, S. and Hassani, H., 2003. Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran. *Journal of the Geological Society of London*, 160, 401-412.
- Ciobanu, C.L. and Cook, N.J., 2004. Skarn textures and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania. *Geological Survey of Norway*, 7491, 315-370.
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1981. Skarn deposits (Introduction terminology, classification and composition of skarn deposits), *Economic Geology*, Special Issue, 77, 745-754.
- Kertz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogy*, 68, 277-274.