



ژئوشیمی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک با نگرشی بر نقش دگرسانی در کانه‌زایی مس پورفیری

جمال رسولی^{۱*}، منصور قربانی^۲

۱- دکتر پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، تهران، ایران

۲- دانشیار پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، تهران، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: Jamal.rasouli1362@gmail.com

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۴/۶، پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۳

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال کانسار مس پورفیری میدوک، شمال شرق شهر بابک واقع است. سنگ‌های تشکیل‌دهنده شامل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت، تراکیت، آندزیت و داسیت، سنگ‌های آذرآواری با ترکیب لیتیک‌توف و توف تراکیتی و همچنین سنگ‌های نیمه‌عمیق با ترکیب دولریتی است. براساس روابط صحرایی، سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک، از ائوسن تا پلیوسن در چهار مرحله تشکیل شده‌اند. مرحله اول: بازالت‌های تیره‌رنگ و دگرسان‌شده به سن ائوسن پیشین (قدیمی‌ترین فعالیت ماگمایی منطقه). مرحله دوم: آندزیت، تراکیت سبز تیره تا قهوه‌ای به همراه برش‌های آتشفشانی به سن ائوسن میانی تا پسین. مرحله سوم: آندزیت‌های پورفیری با درشت‌بلورهای بسیار درشت‌دانه به سن ائوسن پسین تا الیگوسن پیشین و مرحله چهارم: توده‌های نفوذی پورفیری گاه کانه‌دار به همراه گنبد‌های اسیدی به سن میوسن میانی تا پلیوسن. براساس داده‌های ژئوشیمیایی عناصر جزئی و کمیاب، ماگمای مولد این سنگ‌ها از نوع کلسیمی-قلیایی است. این سنگ‌ها، غنی‌شدگی در عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) درشت‌یون مانند K, Ba, Rb و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ti, Nb, Eu در مقایسه با کندریت و گوشته اولیه نشان می‌دهند که این ویژگی از شاخص‌های کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای در مناطق فرورانش است. مجموع شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک رابطه خویشاوندی مشترک داشته و در یک محیط فرورانش تشکیل شده‌اند. این مسئله با ماگماتیسیم کلی ارومیه-دختر همخوانی مناسبی دارد.

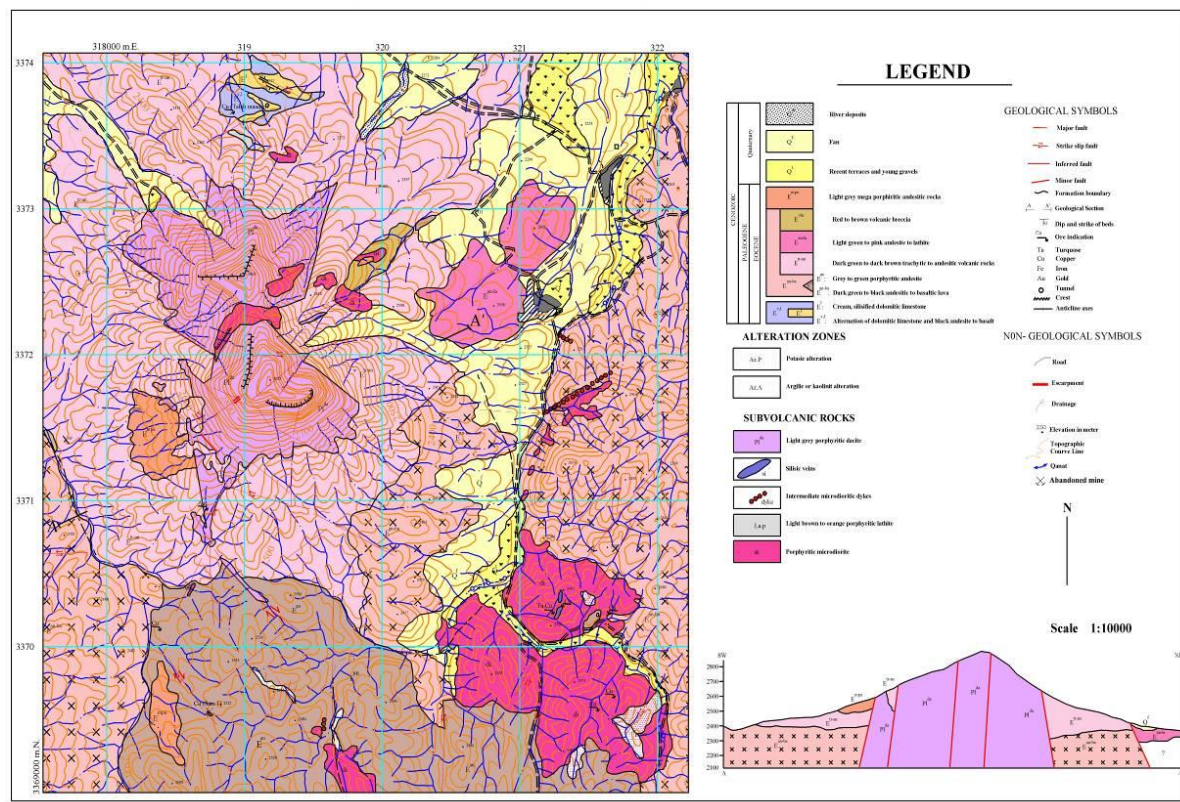
واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، ماگماتیسیم کلسیمی-قلیایی، محیط فرورانش، کمر بند ارومیه-دختر

۱- مقدمه

مربوط به بازالت‌های تیره‌رنگ دگرسان‌شده است. سن این واحدها ائوسن پیشین است. بعد از بازالت‌های تیره، سنگ‌های آندزیتی، بیشترین گسترش را در منطقه دارند. این سنگ‌ها به‌صورت گدازه‌های روان در کل منطقه گسترش دارند. توف نیز در درون این واحد دیده می‌شود. سن همه این واحدها معادل ائوسن میانی تا پسین است. آخرین واحد ائوسن در منطقه مورد مطالعه، آندزیت‌های پورفیری با درشت‌بلورهای بسیار درشت است که به رنگ خاکستری روشن مشاهده می‌شوند. سن توده‌های نفوذی کوچک یا توده‌های پورفیری، میوسن میانی است (قربانی، ۱۳۸۶). پس از توده‌های نفوذی پورفیری، گنبد‌های داسیتی در منطقه دیده می‌شوند. در حالت کلی، تقسیم‌بندی فعالیت‌های ماگمایی منطقه که توسط زمین‌شناسان کشور یوگسلاوی به سرپرستی دیمیتریویچ در سال ۱۹۷۳ انجام شده است، به شرح زیر است:

مرحله اول: بازالت‌های تیره‌رنگ و دگرسان‌شده به سن ائوسن پیشین (قدیمی‌ترین فعالیت ماگمایی منطقه)
مرحله دوم: آندزیت، تراکیت سبز تیره تا قهوه‌ای به همراه برش‌های آتشفشانی به سن ائوسن میانی تا پسین
مرحله سوم: آندزیت‌های پورفیری با درشت‌بلورهای بسیار درشت‌دانه به سن ائوسن پسین تا الیگوسن پیشین.

سنگ‌های آتشفشانی مختلف به مساحت حدود ۴۰ کیلومتر مربع در شمال معدن مس میدوک و ۴۷ کیلومتری شهر بابک با طول جغرافیایی $30^{\circ}26'45''$ تا $55^{\circ}4'51''$ شرقی و عرض جغرافیایی $30^{\circ}23'14''$ شمالی واقع است (شکل ۱). از جمله مطالعات انجام‌شده در این ناحیه می‌توان به مطالعات زمین‌شناسان کشورهای آلمان و یوگسلاوی سابق که به مطالعات زمین‌شناسی و کانه‌زایی در منطقه پرداخته‌اند، اشاره کرد (Dimitrijevic, 1973). منطقه میدوک بر روی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. این کمر بند در طی فرورانش نوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی شکل گرفته است (Berberian and King, 1981). فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران باعث ماگماتیسیم گسترده در کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر شده است (Omran et al., 2009). بر اساس مطالعات پیشین مشخص شده که قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در شمال کانسار مس میدوک، سنگ‌های کربناتی پالئوسن-ائوسن زیرین است (نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک) (Dimitrijevic, 1973). بیشترین گسترش سنگ‌ها در منطقه مربوط به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن است. قدیمی‌ترین آنها سنگ‌های آتشفشانی



شکل ۱- نقشه زمین شناسی سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک

۲- دگرسانی

منطقه میدوک و سنگ‌های آتشفشانی شمال آن، تحت تأثیر دگرسانی گرمایی قرار گرفته‌اند. بخش اعظم دگرسانی و کانی‌سازی به توده نیمه عمیق محدود است و دگرسانی وسیعی نیز در سنگ‌های آتشفشانی در برگرفته رخ نداده است که این امر می‌تواند شاهدی از حجم بالای سیال به وجود آورنده سامانه پورفیری باشد. با توجه به بررسی‌های صحرایی و مجموعه‌های کانیایی، به نظر می‌رسد که کانه‌سازی در منطقه میدوک به خوبی از مدل لاول و گیلبرت (Lowell and Guilbert, 1970) پیروی کرده و بنابراین دگرسانی‌های شناسایی شده در منطقه بدین شرح است:

۲-۱- اقسام دگرسانی

۲-۱-۱- دگرسانی پروپیلیتیک

این دگرسانی عمدتاً در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی شمال کانسار مس میدوک و همچنین در توده دولریتی (دیوریتی) گسترش دارد و با مجموعه کانیایی اپیدوت + کلریت ± کربنات ± پیریت مشخص می‌شود. به طور محلی، البژیت نیز در این مجموعه مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد، دگرسانی پروپیلیتیک با شدت قوی در شمال کانسار مس میدوک

مرحله چهارم: توده‌های نفوذی پورفیری گاهی کانه‌دار به همراه گنبدی‌های اسیدی به سن میوسن میانی تا پلیوسن. در این تحقیق در ابتدا شواهد صحرایی کانه‌زایی مس پورفیری در سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک بررسی شده است. سپس ماهیت ماگمای مولد و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک به منظور شناخت تکوین ساختار کمر بند ارومیه- دختر در این بخش از ایران مرکزی مطالعه شده است. بدین منظور از مطالعات سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی بهره گرفته شده است.

۱- روش مطالعه

پس از بازدید صحرایی از شمال کانسار مس میدوک، از همه واحدهای سنگی آتشفشانی نمونه‌برداری شد. ۱۰۰ مقطع نازک از سنگ‌های برداشت شده تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. سپس از میان انواع مختلف سنگ‌ها، ۱۵ نمونه سالم و کمتر دگرسان شده به منظور تجزیه عناصر اصلی به روش XRF و نیز تجزیه عناصر جزئی و خاکی کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه Perugia ایتالیا تجزیه شدند (جدول ۱). در ادامه به کمک نرم‌افزارهای ARC GIS, GCDkit و PETROGRAPH داده‌های حاصل پردازش شده و نمودارهای ژئوشیمیایی مورد نظر استخراج شد که در ادامه درباره آنها بحث خواهد شد.

شکاف‌های سنگ‌های نفوذی و آذرآواری منطقه پراکنده شده‌اند. مالاکیت و آزوریت به همراه پیریت به‌طور گسترده در منطقه در سطح در رخنمون‌های محدود دیده می‌شوند، به‌نظر می‌رسد بافت اصلی کانه‌سازی از نوع پراکنده فضاهای خالی و درز و شکاف‌های سنگ باشد. همچنین در برخی جاها بافت پراکنده درز و شکاف‌ها از نوع رگه و رگچه‌ای و داربستی است. بیشتر کانه‌های اولیه در منطقه مورد مطالعه مانند اکسیدهای تیتانیم، پیریت و کالکوپیریت، بافت افشان دارند. افزون بر بافت‌های یادشده، بافت جانشینی نیز در متن سنگ‌ها دیده می‌شود که محصول دگرسانی است و به‌طور ثانویه به‌وجود آمده است. در بسیاری نمونه‌ها، هیدروکسیدهای آهن که محصول تجزیه پیریت و کالکوپیریت است، دارای بافت جانشینی هستند.



شکل ۲- توسعه بافت استوکورک (داربستی) در سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس پورفیری میدوک

۳-۲- پارائز کانی‌سازی

تجزیه نمونه‌های کانه‌دار نشان می‌دهد که تعداد قابل توجهی از نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی از مس بوده که در ارتباط با توده‌های نفوذی و سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی به‌ویژه آذرآواری‌ها است. به‌گونه‌ای که کانه‌سازی سولفیدی وابسته به توده‌های تأخیری بوده و کانه‌سازی اکسیدی وابسته به سنگ‌های آذرآواری است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی مقاطع صیقلی، کانه‌های اقتصادی منطقه میدوک عبارت‌اند از کانه‌های اولیه اکسیدهای تیتان، کالکوپیریت، پیریت، ایلمنیت و مگنتیت. همچنین بر اثر فرایندهای ثانویه، به‌ندرت کانه‌های سولفیدی مس (کولیت و کالکوسیت) در اطراف کانه‌های اولیه یادشده وجود دارد. همچنین به فراوانی کانه‌های کربناتی مس (مالاکیت و آزوریت) و هیدروکسیدهای آهن نیز به‌طور ثانویه به‌وجود آمده‌اند. کالکوپیریت رایج‌ترین و مهم‌ترین کانه سولفید مس در کانسارهای پورفیری است که با فراوانی کمتر نسبت به پیریت قابل مشاهده است. این کانه با ابعاد کمتر از ۲۰۰ میکرون با بافت پراکنده در متن سنگ‌های پورفیری دیده می‌شود و در اثر دگرسانی به هیدروکسیدهای آهن تبدیل می‌شود. همچنین در اثر دگرسانی سوپرژن بیشتر به کالکوسیت و کولیت تبدیل می‌شود. کالکوپیریت در منطقه مورد مطالعه، رگه‌ها و غنی‌شدگی‌های متعارفی را تشکیل می‌دهد.

حضور دارد. این دگرسانی در سنگ‌های آندزیتی ائوسن نیز دیده می‌شود. در این سنگ‌ها کانی‌های اپیدوت و کلریت (بر اثر دگرسانی آمفیبول‌ها) وجود دارد که این امر باعث شده سطح سنگ‌ها سبز رنگ شود.

۲-۱-۲- دگرسانی پتاسیک

در محدوده میدوک دو توده دیوریت- میکرودیوریت و توده میکروکوارتز دیوریت پورفیری با سامانه دگرسانی کانی‌سازی ارتباط نشان می‌دهند. در مطالعات صحرایی با توجه به شدت دگرسانی، مجموعه کانیایی مربوط به دگرسانی پتاسیک هم در توده پورفیری و هم در سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شود. در محل نفوذ این توده، افزایش قابل توجهی در شدت استوکورک‌های کوارتزی (بافت داربستی) (شکل ۲) و کانی‌سازی مس مشاهده شده و کانی بیوتیت ثانویه به‌عنوان شاخص دگرسانی پتاسیک دیده می‌شود. شدت این دگرسانی در منطقه مورد مطالعه بسیار زیاد است و حتی این دگرسانی افزون بر توده‌های نفوذی، در سنگ‌های آتشفشانی نیز دیده می‌شود.

۳-۱-۲- دگرسانی فیلیک

در محدوده میدوک، بخش اصلی و مرکزی سامانه دگرسانی فیلیک است که با اجتماع کانی‌های کوارتز + سرسیت + اپیدوت مشخص می‌شود. بخش اعظم دگرسانی درون توده نیمه‌آتشفشانی دیوریتی تا میکرودیوریتی رخ داده است. شدت استوکورک در این دگرسانی بسیار زیاد است. به طوری که می‌توان گفت گسترش شدت آن در کمربند کرمان بی‌نظیر است. مقدار کوارتز به حدی زیاد است که باعث ایجاد ظاهر سیلیسی در سنگ‌ها شده است.

۴-۱-۲- دگرسانی آرژیلیک

این دگرسانی با مجموعه کانی‌های سرسیت + پیریت و کانی‌های رسی مشخص می‌شود. دگرسانی آرژیلیک به‌طور پراکنده در نزدیکی مرز بین توده نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دیده می‌شود. در حاشیه جنوبی دگرسانی فیلیک، شدت دگرسانی ضعیف‌تر است. به‌گونه‌ای که کانی‌های رسی ظاهر شده‌اند و سرسیت به مقداری کمتر از بخش قبلی حضور دارد، اما مقدار پیریت همچنان بالاست. اگرچه در سایر مناطق، به‌طور محلی کانی‌های رسی حضور دارند، اما شدت دگرسانی در فاصله کمی کاهش یافته و به دگرسانی پروپیلیتیک تبدیل می‌شود. سامانه رگه و رگچه‌ای به‌خوبی گسترش یافته و در درون این رگچه‌ها مقادیر قابل توجهی کانه‌های مختلف مس دیده می‌شود.

۲-۲- بافت و ساختارهای کانه‌سازی

در منطقه مورد مطالعه کانه‌های فلزی در سطح نیز دیده می‌شوند. آثار مس بیشتر به‌صورت کانه‌های کربناتی مس همراه با پیریت در درز و

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش XRF (داده‌های عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و به روش ICP-MS برای عناصر جزئی (داده‌های عناصر جزئی بر حسب ppm)

Sample	M_1	M_2	M_3	M_4	M_5	M_6	M_6	M_8	M_9	M_10	M_11	M_12	M_13	M_14	M_15
SiO ₂	41.2	54.2	56.8	46	53.12	54.8	52.9	54	53.5	58.2	55.12	59.14	51.5	54.7	46.2
TiO ₂	0.23	0.14	0.11	0.1	0.07	0.86	0.38	0.34	0.31	0.27	0.25	0.37	0.09	0.26	0.7
Al ₂ O ₃	18.3	17.4	16.9	17.6	17.75	17.7	18.6	17.5	18.8	17.4	17.09	17.09	18	16.5	16.3
Fe ₂ O ₃	13.5	9.54	7.6	14	13.77	8.75	11.6	9.07	8.82	9.18	12.18	6.16	10.9	10.2	14.2
MnO	1.08	1.08	0.03	0.04	0.04	0.18	0.38	0.11	0.1	0.01	0.05	0.09	0.2	0.1	1.13
MgO	8.56	6.43	6.15	6.25	3.19	3.54	5.48	4.88	4.89	3.76	3.25	4.7	4.07	5.67	8.66
CaO	7.24	4.06	5.4	7.77	3.84	7.35	6.09	4.99	5.88	3.88	5.97	4.98	5.98	5.48	6.08
Na ₂ O	3.63	4.59	3.16	3.34	2.84	4.13	0.17	4.85	5.11	4.35	2.84	3.91	2.63	3.62	2.37
K ₂ O	3.42	1.28	3.69	3.6	4.76	0.8	3.33	3.05	2.42	2.81	1.82	2.4	5.41	3.34	2.57
P ₂ O ₅	1.07	0.05	0.03	0.03	0.02	0.15	0.04	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05	0.03	0.08	0.16
Ba	434	235	539	420	474.5	101	910	566	1125	482	534.3	355.1	462	452	346
Rb	107	33.8	86.3	117	98.9	20.7	75.8	89	83.9	95	46.3	94.3	109	95.5	61.7
Sr	149	159	176	145	89.1	379	113	290	295	217	343.9	305.8	113	166	302
Zr	10	4	4	5	5	141	15	176	133	145	74.9	104.1	4	5	10
Nb	9.5	6	7.5	7	4	4.4	0	6.3	7.4	8.4	3.1	3.9	5.5	8.5	10
Ni	2	2	4	4	2	11.2	2	11.3	7.9	7.2	7.1	10	2	4	6
Co	3.6	1.6	1.8	1.6	2.2	20.2	0.1	6.9	7	4.3	7.6	9.4	2.4	4	18.4
Cr	4	4	6	10	4	25.1	1	81.5	7.4	29.9	31.3	28.7	8	4	8
La	20	10	30	30	30	12.9	10	18	19.8	17.1	12	14.3	30	30	30
Ce	47	25	57.1	57.6	54.6	33.6	27	38.1	40.5	35.2	24.6	30.3	55.1	53.1	53.1
Pr	5.7	2.7	6.3	6.2	6.2	4.7	2.8	4.2	4	3.6	2.5	3.2	6.1	6.3	6.6
Nd	20.2	9.3	20.8	20.5	20.4	21	8.8	16.4	13.9	12.7	9	11.8	19.6	22.3	25.5
Sm	4.1	1.8	3.7	3.4	3.8	5.6	1.5	3.7	2.9	2.7	2.2	2.6	3.3	4.6	5.2
Eu	0.8	0.5	0.6	0.6	0.5	1.4	0.4	0.8	0.7	0.6	0.6	0.7	0.5	0.8	1.1
Gd	3.8	1.6	2.8	2.6	3.2	5	0.8	3.1	2.4	2.2	2	2.1	2.4	4	4.6
Tb	0.7	0.3	0.4	0.4	0.5	0.9	0.1	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.7	0.8
Dy	4.2	1.7	2	1.9	2.5	5.2	0.4	3.3	2.5	2.3	2.3	2.1	1.5	4.2	4.7
Ho	1	0.4	0.4	0.4	0.5	1.2	0.1	0.8	0.6	0.6	0.6	0.5	0.3	1	1.1
Er	2.8	1.2	1.1	1.1	1.5	3.1	0.3	2.1	1.6	1.6	1.4	1.2	0.9	2.7	2.9
Tm	0.5	0.2	0.1	0.1	0.2	0.4	0	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.4	0.4
Yb	3.3	1.3	1.1	1.1	1.7	2.7	0.3	2	1.7	1.7	1.4	1.2	0.8	3.2	3.1
Lu	0.4	0.2	0.1	0.1	0.2	0.5	0	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.4	0.4
Y	27.6	11.1	10.5	11.1	15.9	29.5	1.7	21.2	15.6	15.5	15.2	13.1	8.3	26.7	28.2
Cs	1.7	0.3	1.5	2.7	1.8	0.5	1.3	0.6	1.5	2.1	1.2	4.7	1.1	2.5	0.8
Ta	1.1	0.7	0.8	0.7	0.6	0.3	0.1	0.5	0.6	0.8	0.3	0.4	0.7	0.8	0.7
Hf	0.6	0.1	0.1	0.2	0.1	3.7	0.4	4.1	3.2	3.9	2.1	3	0.1	0.2	0.6

ترمولیت، اکتینولیت، پرهنیت، سریسیت بوده که کانی‌های کدر این مجموعه را همراهی می‌کند. گدازه‌های بازالتی درصد بالایی شیشه نیز دارند که این شیشه به کلریت و پلاگونیت تبدیل شده است. پلاژیوکلازها حدود ۶۵ درصد بازالت‌ها را تشکیل می‌دهند و به صورت میکروولیت‌های تیغه‌ای شکل به اندازه ۲-۰/۱ میلی‌متر، درشت‌بلورهای صفحه‌ای شکل دار تا نیمه‌شکل‌دار به اندازه ۵/۵-۳ میلی‌متر در زمینه‌ای شیشه‌ای و یا میکروولیتی همراه با دانه‌های کوچک پیروکسن و کدر دیده می‌شوند. بر اساس زاویه خاموشی (کمتر از ۲۰ درجه)، بیشتر پلاژیوکلازها در محدوده انواع غنی از سدیم (الیگوکلاز یا آلبیت) قرار می‌گیرند و دارای دوقلویی ساده و پلی‌سینتتیک هستند. دگرسانی پلاژیوکلازها عموماً از مرکز بلورها شروع شده است، بنابراین منطقه‌بندی آنها از نوع نرمال است. همچنین در برخی مقاطع، پلاژیوکلازها بافت غربالی ضعیفی به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-الف). بلورهای پیروکسن موجود در بازالت‌ها از نوع منوکلینیک (اوژیت یا تیتان‌اوژیت و به مقدار کمتر دیوپسید) هستند. اندازه آنها بین ۵-۰/۱ میلی‌متر است و به صورت درشت‌بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و بلورهای ریزدانه در زمینه سنگ و فضای بین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز قرار داشته و اغلب نیز دارای بافت ریزدانه مافیکی هستند. در برخی مقاطع، حفره‌های زیادی در بازالت‌ها دیده می‌شود. این حفره‌ها، با کلسیت، اپیدوت و کلریت پر شده‌اند. اطراف این حفره‌ها به دلیل سردشدن سریع‌تر نسبت به بقیه سنگ، بافت میکروولیتی پیدا کرده و در برخی موارد، حالت جریان‌ی نشان می‌دهد. کانی‌های ثانویه موجود در بازالت‌ها عبارتند از کلریت (به صورت شعاعی و لکه‌ای)، اپیدوت و کلسیت به صورت رگه‌ای که از دگرسانی پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها و همچنین خمیره شیشه‌ای به وجود آمده‌اند. ترمولیت و اکتینولیت که محصول دگرسانی پیروکسن‌ها بوده و نیز کانی‌های کدر که از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین حاصل شده و در نهایت ایدینگریت که بر اثر دگرسانی الیون ایجاد شده، از دیگر کانی‌های ثانویه بازالت‌ها هستند. مهم‌ترین بافت‌های موجود در بازالت‌ها شامل بافت حفره‌ای، پورفیری و پویکیلیتیک است.

۳-۱-۲- آندزیت

آندزیت‌ها نیز بخشی از سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک را به خود اختصاص داده‌اند. نمونه دستی این سنگ‌ها عموماً دارای رنگ قهوه‌ای تیره تا روشن است. در مطالعات میکروسکوپی مشخص شد که بافت بیشتر آندزیت‌های منطقه، پورفیری با خمیره میکروولیتی است. بخش اعظم خمیره سنگ‌ها، همان‌گونه که از نوع سنگ انتظار می‌رود، از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده است. گاهی این خمیره، به خصوص در اطراف درشت‌بلورهای بزرگ‌تر، حالت جهت‌یافتگی به خود گرفته است که در این حالت، جهت جریان را نشان می‌دهد. در برخی دیگر از مقاطع، میکروولیت در خمیره بیشتر بوده که تا حدی دگرسان شده است. درشت‌بلور در این سنگ‌ها، عموماً متنوع‌تر از خمیره بوده و فراوان‌ترین درشت‌بلور در این سنگ، پلاژیوکلاز است. اندازه پلاژیوکلازها در درشت‌بلور، از متوسط تا بسیار درشت (مگاگریت‌های پلاژیوکلاز) تغییر می‌کند. این کانی عمدتاً به صورت شکل‌دار ظاهر شده و در بیشتر موارد دارای دوقلویی پلی‌سینتتیک بوده و

این کانه بیشتر به همراه پیریت بوده و در برخی جاها به شکل مستقل دیده می‌شود. بیشترین مقدار کالکوپیریت در بخش‌هایی دیده می‌شود که کمتر پیریتی شده است. باید توجه کرد که این کانه‌سازی در محدوده دیوریت پورفیری و دیگر توده‌های تأخیری قابل توجه است. همان‌گونه که اشاره شد کولیت یک کانه نامتداول است و در پیرامون دانه‌های کالکوپیریت دیده می‌شود که نشان‌دهنده محصول دگرسانی کالکوپیریت است و در هر دو محدوده کانی‌سازی شده یعنی محدوده کانه‌سازی سولفیدی وابسته به توده‌های تأخیری و نیز در محدوده کانه‌سازی اکسیدی وابسته به سنگ‌های آذرآواری قابل مشاهده است. پیریت فراوان‌ترین و رایج‌ترین کانی سولفیدی است که با تشکیل اشباع‌شدگی می‌دهد یا پرکننده شکاف‌ها در سنگ‌هایی است که دچار دگرسانی گرمایی شده‌اند. این کانه عموماً ریزدانه و خودریخت است و دارای میانبراه‌های کالکوپیریت و یا کالکوپیریت جایگزین شده با کالکوسیت است. مگنتیت یک کانه اکسیدی است که به صورت پراکنده در بیشتر مقاطع به چشم می‌خورد. مالاکیت و آزوریت نشان‌دهنده محصولات دگرسانی کانه‌های اولیه‌اند و در رخنمون‌های سنگ‌های دگرسان‌شده در اعماق کم جایگزین شده‌اند. در این میان مالاکیت رایج‌ترین کانه است که تشکیل پوشش‌های نازک می‌دهد و در کنار مگنتیت و کالکوپیریت مشاهده می‌شود و یا اینکه پرکننده شکاف‌هاست. این کانه گاهی درون سنگ‌ها، غنی‌شدگی‌هایی نشان می‌دهد که در اصل جانشین کانه‌های سولفیدی مس شده است. این نوع کانه‌سازی در محدوده کانه‌سازی اکسیدی در ارتباط با سنگ‌های آذرآواری قابل مشاهده است. اکسیدهای آهن به احتمال زیاد از دگرسانی و اکسایش پیریت‌های موجود در توده نفوذی تشکیل شده‌اند. همچنین در بیشتر نمونه‌ها، رگه‌های کوارتز به صورت پراکنده دیده می‌شوند.

۳- سنگ‌نگاری

همان‌گونه که اشاره شد از واحدهای مختلف سنگ‌های شمال کانسار مس میدوک، ۱۰۰ مقطع نازک برای مطالعات میکروسکوپی سنگ‌شناسی تهیه شد. بر اساس مطالعات میکروسکوپی سنگ‌شناسی، سنگ‌های شمال میدوک را می‌توان به سه دسته تقسیم کرد: الف) سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت، تراکیت، آندزیت و داسیت، ب) سنگ‌های آذرآواری شامل لیتیک‌توف و توف تراکیتی و در نهایت پ) سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق که بیشتر به صورت دولریت دیده شده، اشاره کرد. در ادامه جزئیات سنگ‌شناسی هر کدام از دسته‌های یادشده ذکر شده است.

۳-۱- سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی

۳-۱-۱- بازالت

این سنگ‌ها از فراوان‌ترین سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک بوده و مقادیر زیادی از رخنمون‌های منطقه را به خود اختصاص داده است. بازالت‌ها عمدتاً از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و پیروکسن، کانی‌های فرعی آپاتیت و اسفن و کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت، کلسیت،

۳-۱-۴- داسیت

داسیت‌ها نیز بخشی از رخنمون‌های سنگی شمال کانسار میدوک را تشکیل داده و به‌صورت ارتفاعاتی بلند با ریخت‌شناسی خشن ظاهر شده‌اند. رنگ آنها در نمونه دستی صورتی روشن تا سفید بوده و بسیار سخت هستند. از دیدگاه میکروسکوپی، به علت افزایش مقدار کوارتز و کم‌شدن مقدار پلاژیوکلاز، بافت آنها به پورفیری با خمیره ریزدانه تغییر کرده است. در برخی مقاطع و به میزان خیلی کمتر نسبت به آندزیت‌ها، حالت میکرولیتی به خود می‌گیرند. از نظر کانی‌شناسی، مهم‌ترین کانی تشکیل‌دهنده، پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلازها از نظر اندازه از متوسط تا بسیار درشت (۹-۰/۴ میلی‌متر) متغیر بوده و عموماً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. مانند آندزیت‌ها، پلاژیوکلازها در این نوع سنگ نیز دارای دوقلوبی پلی‌سینتتیک و دوتایی بوده و در موارد بسیاری زون‌بندی نیز نشان می‌دهند که این مسئله نشان‌دهنده تفاوت ترکیب لایه‌های تشکیل‌دهنده آن است. در برخی مقاطع نیز پلاژیوکلازها متحمل دگرسانی شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، میانبراهایی از سایر کانی‌ها از جمله کوارتز و کانی‌های کدر مشاهده می‌شود. پس از پلاژیوکلاز، کانی کوارتز اصلی‌ترین کانی در داسیت‌ها است. این کانی به‌ندرت به‌شکل درشت‌بلور ظاهر شده و فراوانی آن بیشتر در خمیره است. اگر کوارتز درشت‌بلور باشد، عموماً به‌صورت بی‌شکل ظاهر می‌شود. نکته قابل‌توجه این‌که در برخی نمونه‌ها، این کانی به‌صورت بلورهای درشت و کاملاً شکل‌دار دیده می‌شود. همچنین در برخی دیگر از نمونه‌ها، خوردگی خلیجی نیز در این کانی مشاهده می‌شود. سطح این کانی در نمونه‌ها، عموماً صاف و صیقلی بوده و شکستگی‌های کمی در آن مشاهده می‌شود. در داسیت‌های منطقه مورد مطالعه، کانی آمفیبول شایع‌ترین کانی فرعی به‌شمار می‌رود. این کانی در برخی موارد، به‌صورت کاملاً شکل‌دار (با مقاطع ۶ وجهی) دیده شده اما در بیشتر موارد نیمه‌شکل‌دار است.

همچنین در برخی موارد این کانی به صورت منشوری نیز دیده می‌شود. آمفیبول‌ها در بسیاری موارد، حاشیه‌های سوخته دارند. گمان می‌رود علت این مسئله، سرعت بالای سرد شدن ماگما، بالابودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب هنگام تشکیل آمفیبول و از دست رفتن آب حین فوران ماگما باشد (Auzanneau et al., 2006). بر اثر این رخداد، آمفیبول‌ها به اکسیدهای آهن تجزیه شده و در مواردی تنها بقایایی از آنها باقی مانده است. بیوتیت نیز در بیشتر نمونه‌ها به‌عنوان کانی فرعی مشاهده می‌شود. این کانی عموماً به صورت شکل‌دار، با یک رخ واضح و یا به‌صورت منشوری، قابل مشاهده است و در مواردی به علت وجود آهن در ساختار بلوری و به علت دگرسانی، به اکسید آهن تبدیل‌شدگی نشان می‌دهد. در برخی دیگر از نمونه‌ها، زیرکن نیز به‌عنوان کانی فرعی مشاهده شد (شکل ۳-ت). این کانی به‌صورت میانبر از پلاژیوکلاز و یا بیوتیت ظاهر شده و به علت خاصیت پرتوزایی زیرکن، در برخی موارد، شبکه بلوری پلاژیوکلاز فساد ایجاد کرده و به رنگ تیره مشاهده می‌شود. سایر کانی‌های فرعی شامل منشورهای آپاتیت (با برجستگی بالا) و کانی‌های فلزی (کدر) است.

گاهی نیز دوقلوبی دوتایی نیز نشان می‌دهند. در برخی موارد، از اجتماع این بلورها در کنار هم، بلورهای بسیار درشتی از پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل ۳-ب). همچنین در بیشتر موارد می‌توان منطقه‌بندی (زون‌بندی) نوسانی را در این کانی‌ها مشاهده کرد که می‌تواند دلیلی بر تغییر موضعی ترکیب در این کانی و در مقیاس بزرگ‌تر، آمیختگی ماگماها باشد (Wilson, 1989). در برخی نمونه‌ها، پلاژیوکلازها دچار دگرسانی شده‌اند. مهم‌ترین این دگرسانی‌ها، سریسیتی‌شدن است. در اثر این نوع دگرسانی، پلاژیوکلازها به مجموعه‌ای از سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. پس از پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی در درشت‌بلورها، آمفیبول (حدوداً بیش از ۸ درصد) است. این کانی، البته در رده‌بندی، جز کانی‌های فرعی به‌شمار می‌روند و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با مقاطع کاملاً تیبیک و گاه به صورت منشوری دیده می‌شود. رنگ آنها از سبز (در هورنبلند) تا قهوه‌ای تیره (در اکسی‌هورنبلند یا هورنبلند بازالتی) متغیر است. در بیشتر نمونه‌ها، این کانی دگرسان شده و تنها بقایا و قالبی از آنها قابل مشاهده است. از سایر کانی‌های فرعی در این دسته از سنگ‌ها می‌توان به بیوتیت اشاره کرد. این کانی تقریباً در همه موارد شکل‌دار بوده و دارای یک رخ است. رنگ آن قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره بوده و در برخی نمونه‌ها چندرنگی شدید نشان می‌دهند. بیوتیت مانند کانی هورنبلند در بسیاری موارد دگرسان شده و به اکسیدهای آهن تجزیه شده است. فلدسپار قلیایی نیز به مقدار بسیار کم و تنها در خمیره این سنگ‌ها قابل تشخیص است.

۳-۱-۳- تراکیت

این سنگ در نمونه دستی خاکستری تیره تا سبز رنگ و دارای بافت ریزدانه و حفره‌دار (شکل ۳-پ) همچنین بلورهای فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک از جمله آمفیبول است و اکسید آهن نیز به فراوانی در سنگ دیده می‌شود. سنگ‌های تراکیتی منطقه معمولاً آفانیتیک بوده و بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی تا شیشه‌ای دارند و میکرولیت‌ها به صورت موازی تا نیمه‌موازی در خمیره قرار گرفته‌اند. فلدسپار قلیایی عمده‌ترین درشت‌بلور سنگ‌های تراکیتی منطقه بوده که به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و نیز در برخی مقاطع، دارای دوقلوبی کارلسباد (دوتایی) است. همچنین ریزبلورها، تیغه‌ای‌شکل و میکرولیت‌های میله‌ای‌شکل نیز زمینه را تشکیل می‌دهند که تقریباً در خمیره سنگ به‌صورت موازی قرار می‌گیرند و دارای جهت‌یافتگی و دوقلوبی کارلسباد هستند. آثار سریسیتی‌شدن در بسیاری از فلدسپارهای قلیایی منطقه مورد مطالعه، مشهود است. در بیشتر تراکیت‌های منطقه، زمینه سنگ آغشتگی به اکسید آهن را نیز نشان می‌دهند. آمفیبول، دیگر درشت‌بلور سنگ‌های تراکیتی بوده که به صورت درشت‌بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار ظاهر شده و تقریباً تمام آمفیبول‌ها حالت گردشده به خود گرفته‌اند و تبدیل به اکسید آهن شده و حاشیه‌های سوخته (هورنبلند بازالتی) دارند. بلورهای پلاژیوکلاز درصد فراوانی کمتری نسبت به فلدسپار قلیایی داشته و به صورت نیمه‌شکل‌دار در سنگ‌های تراکیتی منطقه دیده شده‌اند. کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها شامل کانی‌های رسی و سریسیت ناشی از دگرسانی فلدسپار قلیایی، کلسیت و کانی‌های کدر است.

کلینوپیروکسن به صورت درشت‌بلور دیده می‌شود. پیژونیت و ارتوپیروکسن در بازالت‌ها و دیابازهای منطقه مورد مطالعه یا دیده نشده و یا مقدار بسیار کمی دارند. دلیل این امر، سردشدگی سریع ماگماست. بدین صورت که الیون شانس بیشتری برای بقا دارد. زیرا در سردشدن آهسته، احتمال واکنش الیون با ماگما و تبدیل آن به ارتوپیروکسن وجود دارد. باقی‌ماندن الیون در ماگما بر روی ترکیب کلینوپیروکسن اثر می‌گذارد. به گونه‌ای که به علت جمع‌شدن منیزیم در الیون، پیژونیت و ارتوپیروکسن تشکیل نمی‌شود. از این رو در بازالت‌های سرشار از الیون، اوژیت معمولی نقش پیژونیت و ارتوپیروکسن را بر عهده می‌گیرد. اما در یک بازالت فاقد الیون، پیروکسن‌ها از منیزیم غنی‌تر شده و پیژونیت یا ارتوپیروکسن نیز اهمیت بیشتری پیدا می‌کنند (Beattie, 1993). کانی‌های ثانویه موجود در دیابازها نیز شامل سرسیست، اورالیت، کلریت، ترمولیت و اکتینولیت، کانی‌های رسی و کانی‌های کدر است. سنگ‌های دیابازی دارای بافت‌های پورفیریتیک و به میزان کمتر افیتیک و نیمه‌افیتیک هستند (شکل ۳-۳). دگرسانی دایک‌های دیابازی نیز بسیار بالا بوده و اندازه کانی‌های آنها دانه‌ریزتر شده و مقدار اسفن نیز در آنها کم است.

۳-۳- سنگ‌های آذرآواری

۳-۳-۱- لیتیک توف

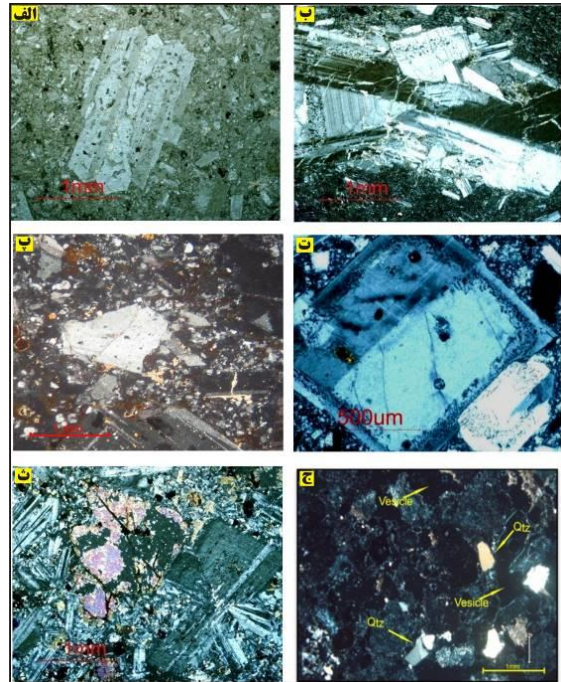
این سنگ‌ها در نمونه ماکروسکوپی به رنگ سفید، شیری تا خاکستری روشن و به صورت دانه‌های درشت به هم چسبیده و برشی دیده می‌شود و همچنین فضاهای خالی سنگ با کانی ثانویه کوارتز پر شده است. در مشاهدات میکروسکوپی به راحتی می‌توان قطعات سنگی در لیتیک توف‌های منطقه تشخیص داد (شکل ۳-۳ ج). همچنین لیتیک توف‌های این منطقه بیشتر حالت حفره‌دار، برشی و خردشده داشته و فضاهای خالی و شکستگی‌هایی که در اثر این خردشدگی‌ها ایجاد شده، با کانی‌های ثانویه مانند کوارتز، کلسیت و سایر کانی‌های حاصل از دگرسانی پر شده است.

۳-۳-۲- توف تراکیتی

توف‌های تراکیتی شمال کانسار مس میدوک در صحرا رنگ سبز زیتونی داشته و بیشتر آنها دارای آغشتگی به اکسید آهن هستند. در مشاهدات میکروسکوپی مشخص شد که این سنگ‌ها به فراوانی دارای ریز بلورهای فلدسپار قلیایی هستند. توف‌های تراکیتی منطقه مورد مطالعه به فراوانی دارای رگه‌ها و رگچه‌های موازی و متقاطع است که به صورت ثانویه توسط کانی‌هایی همچون کوارتز و کلسیت پر شده‌اند. همچنین به فراوانی در این سنگ‌ها کانی اپیدوت دیده می‌شود که هم در مقیاس میکروسکوپی و هم در مقیاس ماکروسکوپی به سنگ، رنگ سبز داده است. اپیدوت یک کانی ثانویه بوده و در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک حاصل شده است.

۴- ژئوشیمی

همان گونه که اشاره شد به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی از



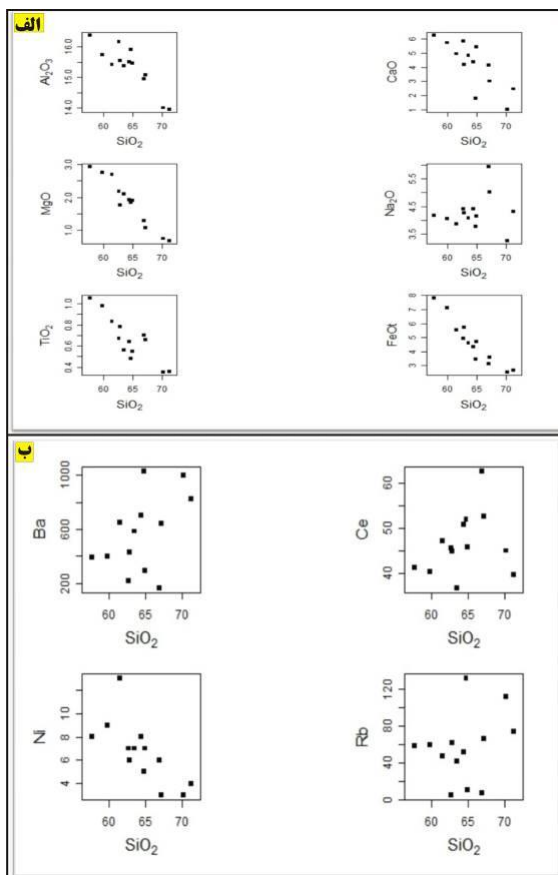
شکل ۳-۳ الف) بافت غربالی ضعیف در سطح پلاژیوکلاز در بازالت‌های شمال کانسار مس میدوک، ب) مگاکریست پلاژیوکلاز در یک مقطع آندزیتی، پ) تصویر میکروسکوپی از یک تراکیت در شمال کانسار مس میدوک، ت) درشت‌بلور پلاژیوکلاز با میانبار زیرکن در آن، ث) بافت افیتیک در دیابازهای شمال کانسار مس میدوک و ج) نمونه‌ای از لیتیک توف‌های شمال کانسار مس میدوک که بیشتر حالت حفره‌دار، برشی و خردشده دارند و فضاهای خالی و شکستگی‌ها، با کانی‌های ثانویه مانند کوارتز پر شده است.

۳-۲- سنگ‌های نیمه عمیق

۳-۲-۱- دولریت

دیابازها به صورت دایک در بخش‌های مرکزی سنگ‌های آتشفشانی، به مقدار کم قابل مشاهده هستند. ترکیب کانی‌شناسی دایک‌های دیابازی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر اولیه همراه با کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت، سرسیست، اورالیت، ترمولیت، اکتینولیت، کلسیت و کانی‌های کدر ثانویه است. پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه‌شکل دار به اندازه ۰/۲-۳ میلی‌متر، دارای دوقلویی‌های ساده بوده و گاهی بافت زون‌بندی نشان داده و برخی از آنها تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی دچار خمیدگی شده‌اند. دگرسانی این بلورها بیشتر از نوع سرسیستی، سوسوریتی، اپیدوتی و به میزان کمتر کائولینیتی شدن است که این دگرسانی‌ها معمولاً از مرکز پلاژیوکلاز شروع شده و گاهی همه کانی را در بر می‌گیرد. کلینوپیروکسن به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار و بی‌شکل و به شکل‌های کشیده و صفحه‌ای و گاه به صورت بلورهای هشت‌وجهی دیده می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها عموماً به اورالیت دگرسان شده اما شدت دگرسانی در همه جا یکسان نیست. سنگ‌های بازالتی و دیابازی منطقه مورد مطالعه، دارای نسبت‌های مختلفی از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. به گونه‌ای که در برخی موارد پلاژیوکلاز و در برخی موارد

منیزیم به موازات افزایش Si کاهش تدریجی را نشان می‌دهد (شکل ۵- الف). دو عنصر آهن و منیزیم طی تفریق سازگار بوده و در کانی‌های دمابالا مانند هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت وارد می‌شوند (شکل ۵- الف). تغییرات اکسید کلسیم در برابر Si دارای روند نزولی است. اکسید تیتان دارای سیر نزولی پیوسته است. این کاهش مربوط به مشارکت در شبکه سیلیکات‌های مافیک و تبلور تیتانومگنتیت است. اکسید فسفر همزمان با افزایش Si روند نزولی نشان می‌دهد. کاهش این عنصر بیانگر آن است که در همان مراحل اولیه تکامل ماگما، عنصر مزبور در تشکیل آپاتیت از ماگما خارج شده است. وجود بلورهای ریز آپاتیت در خمیره سنگ‌های منطقه به صورت میانبار بر روی کانی پلاژیوکلاز، شاهدی بر تبلوربخشی این کانی در طی تحولات ترکیب شیمیایی ماگماست (شکل ۵- الف). در این منطقه پراکندگی‌های عناصر متحرک مانند پتاسیم می‌تواند مربوط به آمیختگی ماگمایی و آلودگی نیز باشد. وجود پلاژیوکلازها با آثار جذب دوباره که به بافت غربالی و بافت اسفنجی معروف هستند و همچنین زون بندی نوسانی و معکوس در پلاژیوکلازها و وجود آمفیبول‌ها با حاشیه کدر شده را می‌توان از دلایل این امر ذکر کرد.



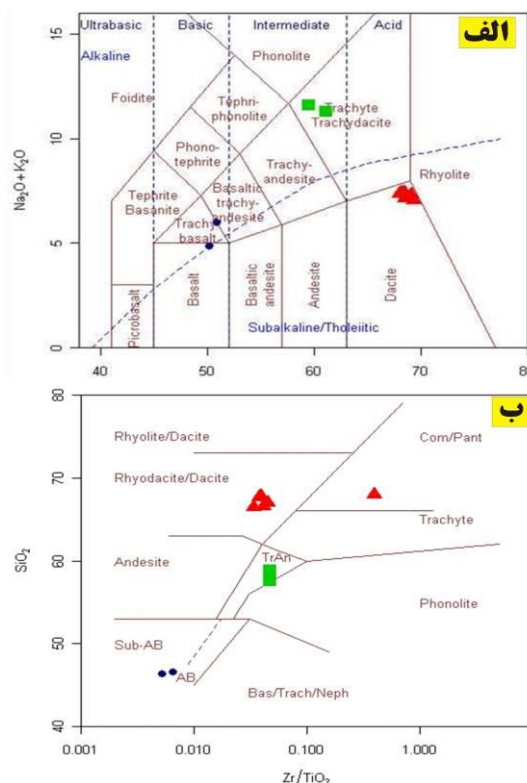
شکل ۵- الف) نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO₂. Harker, (1909). (ب) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک در نمودارهای تغییرات عناصر جزئی در برابر درصد SiO₂ Harker, (1909)

عناصر کمیاب در طی تحولات ماگمایی رفتار بسیار حساسی از خود نشان می‌دهند و در بررسی‌های ژئوشیمیایی ماگما و ارائه مدل‌های

سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک تجزیه‌های شیمی در آزمایشگاه Perugia ایتالیا انجام شد. برای تعیین نام سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نمودارهای ژئوشیمیایی استفاده شد. براساس نمودار (Winchester and Floyd, 1997) و (Le Bas et al., 1986) سنگ‌های آتشفشانی این ناحیه، در قلمرو داسیت، تراکی داسیت، تراکی تراکی قرار می‌گیرند (شکل ۴- الف و ب).

۴-۱- روند تکامل سنگ‌ها با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

در نمودارهای هارکر جدایش ترم‌های اسیدی (داسیت)، حدواسط (تراکی آندزیت) و بازی (آندزیت) مشخص بوده که به صورت دو انقطاع بر روی نمودارها مشاهده می‌شود و می‌توان سه فاز ماگمایی رخ داده در منطقه را از هم تفکیک کرد. اکسید سدیم به موازات افزایش Si روند صعودی نشان می‌دهد (شکل ۴- الف). این اکسید در مراحل پایانی تبلور به ساختار پلاژیوکلازهای سدیم‌دار و هورنبلند وارد می‌شود.



شکل ۴- الف) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک بر روی نمودار TAS (Le Bas et al., 1986) (ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار (Winchester and Floyd, 1997) سنگ‌های آندزیتی و تراکیتری سنگ‌های داسیتی

اکسید پتاسیم هم سیر صعودی دارد. عنصر پتاسیم در ماگما به صورت یک عنصر هیگروماگماتوفیل (ناسازگار) عمل می‌کند و در ترم‌های پایانی در ساختار فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلازهای اسیدی و بیوتیت شرکت می‌کند. اکسید آهن و

کمان‌های ماگمایی است. بنابراین سنگ‌های بازی و حدواسط منطقه در اثر فروانش پوسته اقیانوسی، آب‌زدایی آن و ذوب گوه گوشته‌ای به‌وجود آمده‌اند. بی‌هنجاری منفی Eu مشاهده شده در الگوی عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های حدواسط و اسیدی منطقه، مربوط به جدایش پلاژیوکلاز در طول تفریق بلوری است که نشان‌دهنده این است که فلدسپار یک فاز مهم بوده و در طول تفریق بلوری، تکامل یافته است (Waight, 2000).

سنگ‌زادی و زمین‌ساختی-ماگمایی نقش بسیار مهمی دارند. این عناصر خواص ژئوشیمیایی متفاوتی دارند (شکل ۵-ب). عناصر سنگ‌دوست درشت‌یون Ni و Ba، Rb به‌دلیل ناسازگاری، دائماً در مذاب افزایش می‌یابند (شکل ۵-ب).

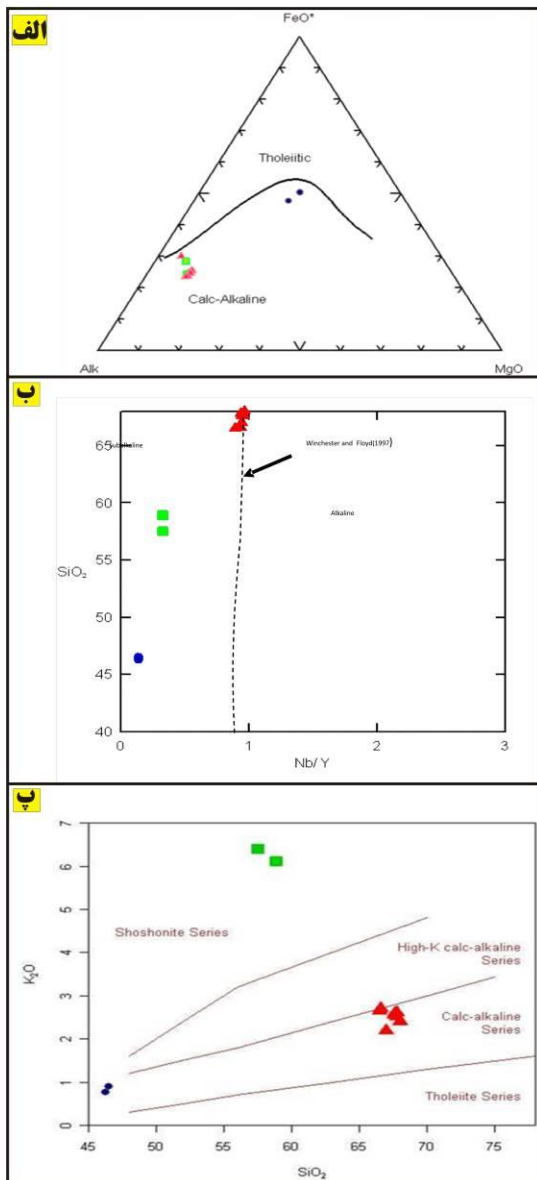
۲-۴- تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های منطقه

براساس نظر Kuno, (1968) یک سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آتشفشانی است که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای بازی مادر در نتیجه تفریق حاصل شده باشند. افزون بر تبلوربخشی، عواملی مانند آمیختگی ماگمایی، آلودگی پوسته‌ای، ناهمگن بودن منشأ، درجات متغیر ذوب‌بخشی و دگرسانی باعث پراکندگی نمونه‌ها در برخی نمودارها می‌شود. براساس نمودار AFM (شکل ۶-الف) و نمودار SiO_2 در برابر Nb/Y (شکل ۶-ب) و همچنین نمودار K_2O در برابر SiO_2 (شکل ۶-پ)، سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک متعلق به سری کلسیمی-قلیایی بوده که البته سنگ‌های شوشونیتی نیز به‌همراه آنها در منطقه دیده می‌شوند. با توجه به اینکه جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها، کمان‌آتشفشانی بوده که بر اثر فروانش ایجاد شده است و سری اصلی سنگ‌های ماگمایی در کمان‌های آتشفشانی کلسیمی-قلیایی است. از سوی دیگر، ماگمای شوشونیتی، ماگمایی مستقل نبوده و در اثر تحولات ماگمای کلسیمی-قلیایی از جمله تفریق و مخصوصاً آغشتگی با ماگماهای پوسته‌ای دچار تحول شده، مقادیر پتاسیم در ماگمای کلسیمی-قلیایی بالا رفته و ماگمای شوشونیتی حاصل می‌شود. در نتیجه می‌توان در منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های کلسیمی-قلیایی را به همراه سنگ‌های شوشونیتی مشاهده کرد.

۳-۴- تعیین خاستگاه زمین‌ساختی

در بیشتر نمودارهای تمایز زمین‌ساختی با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی توصیف‌شده به‌جای مجموعه‌ای از چند عنصر، از عناصر جداگانه به منزله توابع متمایزکننده استفاده شده است، تا به‌کارگیری و درک نمودارها آسان باشد. در نمودار Th-Hf-Ta (Wood, 1980) همه نمونه‌ها در محدوده CAB که نماینده بازالت‌های تشکیل‌شده در مناطق کمان‌آتشفشانی هستند، قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف). در نمودار تمایزی $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ (Pearce et al., 1975)، جایگاه نمونه‌ها در موقعیت قاره‌ای قرار دارد (شکل ۷-ب).

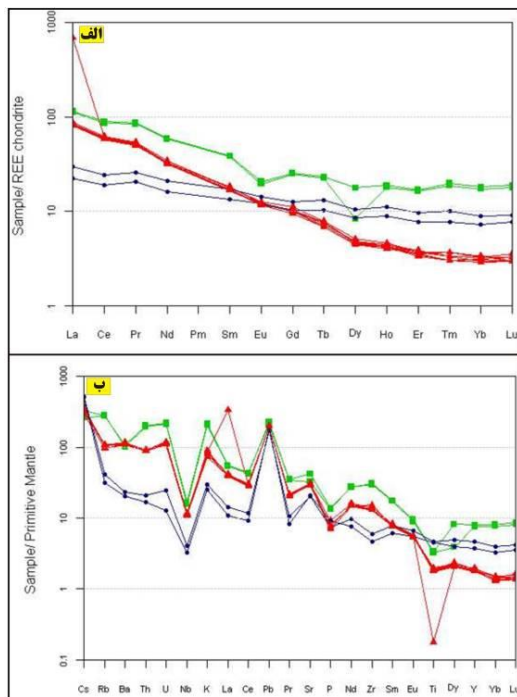
الگوی عناصر خاکی کمیاب به‌نجارشده نسبت به کنسردیت (Nakamura, 1974) (شکل ۸-الف)، در سنگ‌های اسیدی منطقه، با غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک مشخص می‌شود. محتوای بالای عناصر خاکی سبک در ماگما می‌تواند نشانه‌ای از تحرک فازهای سیال در ماگمای اسیدی در هنگام جدایش باشد (Keppler, 1996). الگوی عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های بازی تا حدواسط منطقه مورد مطالعه غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک و تهی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سنگین را نشان می‌دهند که از ویژگی‌های ژئوشیمیایی شاخص



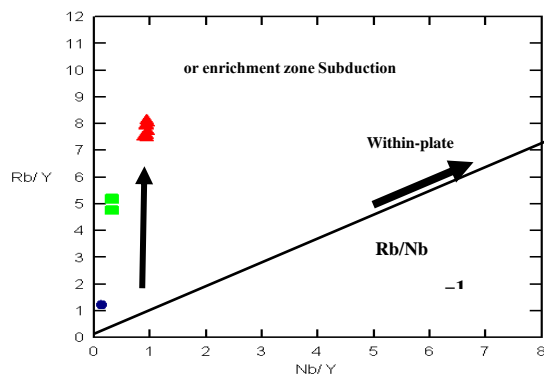
شکل ۶-الف) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)، (ب) نمودار SiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1997) و (پ) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) علامت مانند شکل ۴ است.

افزون بر این، الگوهای عناصر ناسازگار به‌نجارشده نسبت به گوشته اولیه (Sun McDonough, 1989) (شکل ۸-ب) در همه سنگ‌های منطقه بی‌هنجاری مثبت را برای K و عناصر ناسازگار Ba، Rb (غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک) و بی‌هنجاری منفی برای دو عنصر Ti، Nb (تهی‌شدگی

همه نمونه‌ها، در زون فرورانش آلودگی پوسته‌ای یا غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹). در نهایت می‌توان نتیجه گرفت که غیرعادی بودن روند اکسیدهای Al_2O_3 , Na_2O , K_2O در نمودارهای هارکر، نمایانگر تأثیر فرایند متاسوماتیسم و سیالات گرمابی در منطقه است. همچنین روندهای نیمه‌موازی HREEها بیانگر تفریق آنها بوده و غنی‌شدگی سنگ‌های مورد مطالعه در عناصری مانند Pb, Th, U می‌تواند در ارتباط با فرایندهای متاسوماتیسم گوشته و یا آلیش پوسته قاره‌ای باشد و بی‌هنجاری‌های منفی از P, Ti, Eu به دلیل تبلور در کانی‌های مشخص (ایلمنیت، آپاتیت و غیره) در مراحل اولیه تفریق است (Bullen and Clyne, 1990).

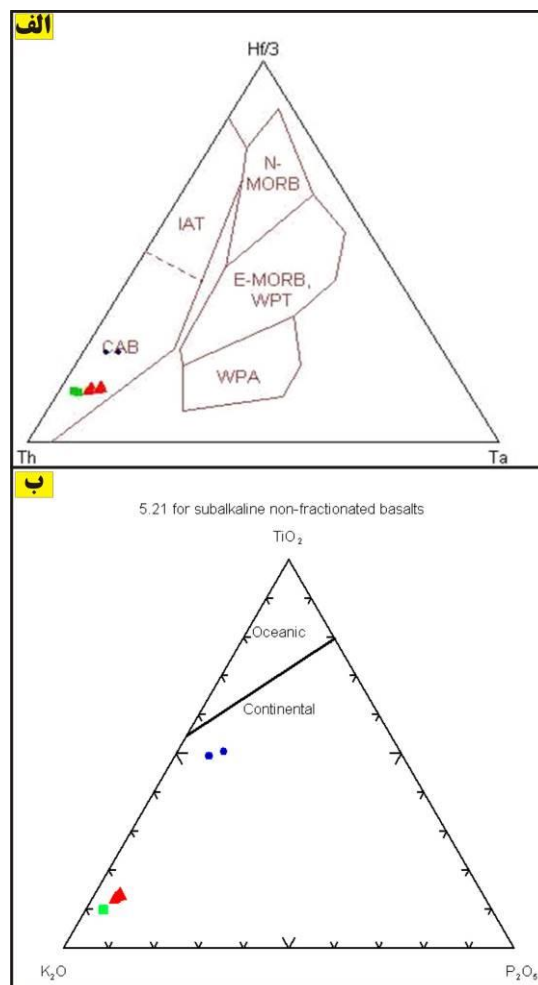


شکل ۸- الف) نمودار عناصر خاکی کمیاب که نسبت به مقادیر کندریتی Nakamura (1974) بهنجار شده‌اند (ب) نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک بر اساس مقادیر گوشته اولیه Sun and Mc Donough, (1989) بهنجار شده‌اند. علائم مانند شکل ۴ است.



شکل ۹- نمودار Rb/Y , Nb/Y (Tribe, 1991) گویای غنی‌شدگی در زون فرورانش به‌وسیله سیالات این زون و یا دخیل‌بودن آلودگی پوسته‌ای در به‌وجود آمدن سنگ‌های منطقه است. علائم مانند شکل ۴ است.

در HFSE را نشان می‌دهد که شباهت چشمگیری با سنگ‌های آتشفشانی کلسیمی-قلیایی، کمان آتشفشانی، نواحی کوهزایی دارد. فراوانی پایین عناصر HFSE) مانند Ti, Nb نسبت به عناصر سنگ‌دوست درشت‌یون (LILE) را می‌توان به یک ماگمای تغییر یافته توسط متاسوماتیسم نسبت داد که شامل ذوب آبدار گوه گوشته‌ای است (Keleman et al., 1993). رفتار عناصری مانند Ti با عناصر خاکی کمیاب سنگین نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در نزدیک محدوده منشأ گوشته سنگ‌کره زیرقاره‌ای (گوشته غنی‌شده) قرار می‌گیرند و از گوشته سنگ‌کره‌ای تهی شده به‌وجود نیامده‌اند. برای تشخیص غنی‌شدگی در زون فرورانش به‌وسیله سیالات این زون یا آلودگی پوسته‌ای (Subduction enrichment or crustal contamination) و غنی‌شدگی در موقعیت درون‌صفحه‌ای، از نمودار Rb/Y در برابر Nb/Y استفاده شده است.



شکل ۷- الف) نمودار Th-Hf-Ta (Wood, 1980) برای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک (ب) نمودار تمایزی $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ (Pearce et al., 1975) برای تعیین خاستگاه زمین‌ساختی. همان‌گونه که در هر دو نمودار مشاهده می‌شود سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک، در منطقه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار گرفته‌اند. علائم مانند شکل ۴ است.

chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Science*, 8, P.523-548.

Keleman, P. B. Muñtener, O., and Grove, T. L., 1993, "The role of H₂O during crystallisation of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, P.643-658.

Kepler, H., 1996, "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids", *Nature*, 380, P. 237-240.

Kuno, H., 1968, "Differentiations of basaltic magma", in *Hess, H.H. et poldervaart, A., edit, Basalts, Interscience pull. New York, 2, P.623-688*.

Le Bas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986, "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", *Journal of Petrology*, V. 27, P. 745-750.

Lowell, J. D., Guilbert, J. M., 1970, "Lateral and Veetical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits", *Economic Geology V. 65, P. 373-408*.

Nakamura, N., 1974, "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", *geochimica cosmochimica acta journal, V, 38 P.757-775*.

Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet, L., 2009, "Reply to: Comment by Aftabi and Atapour on Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences", *Lithos 113, P.847-849*.

Pearce, J., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1975, "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks", *Journal of Petrology, V, 25, P.120-124*.

Peccarillo, A., Taylor, S. R., 1976, "Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey", *Contributions to Mineralogy and Petrology, V.58, P.63-81*.

Sun, S.S., and Mc Donough, W.F., 1989, "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D., and Norry A.M., (eds.), magmatism in ocean basins", *Geological Society London Special Publications, 42, P. 313-345*.

Tribe, I.R., 1991, "Significance of a hiatus in downtemperature fabric development within syntectonic quartz diorite complexes, Channel Islands", *Journal of the Geological Society of London. 153 (1), P.127-138*.

Waight, T.E., Maas, R., Nicholls, I.A., 2000, "Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: Implications for crystal transfer and magma mingling in S type granites", *Contributions to Mineralogy and Petrology 139, P.227-239*.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1997, "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology 20, P.325-342*.

Wilson, M., 1989, "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", *Unwin Hyman Ltd, London, P. 466*.

Wood, D. A., 1980, "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lava of the British Tertiary volcanic province", *Earth and Planetary Science Letters, 50, P.11-30*.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین شمال کانسار مس میدوک در سه گروه آتشفشانی، نیمه‌عمیق و آذرآوری قابل تقسیم‌بندی است. سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت، آندزیت، تراکیت و داسیت بوده و سنگ‌های آذرآوری از نوع توف (لیتیک توف و توف تراکیتی) و سنگ‌های نیمه‌عمیق بیشتر از نوع دلریتی است. این سنگ‌ها تحت‌تأثیر دگرسانی‌های مختلف قرار گرفته‌اند. آمیختگی ماگمایی (وجود شواهدی از جمله بافت غربالی و زون‌بندی نوسانی پلاژیوکلازها، کدر شدن کانی‌های فرومنیزین) و آرایش پوسته‌ای می‌تواند تا حدی در تکوین سنگ‌های بازی و حوضات منطقه نقش داشته باشند. سنگ‌های آتشفشانی شمال کانسار مس میدوک در قلمرو نیمه‌قلیایی و سری کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند. تشکیل ماگمای کلسیمی-قلیایی در ارتباط با مناطق فرورانش است.

با توجه به بررسی‌های صحرایی و مجموعه‌های کانیایی، به نظر می‌رسد که کانه‌سازی در منطقه میدوک به‌خوبی از مدل لاول و گیلبرت پیروی کرده و بنابراین دگرسانی‌های شناسایی شده در منطقه شامل دگرسانی، پروپیلیتیک، پتاسیک، فیلک و آرژیلیک است. کانی‌های غیرسیلیکاته محدوده میدوک که در اثر کانی‌سازی چندفازی در یک رگه کانی‌سازی شده به‌وجود آمده‌اند، شامل کوارتز، پیریت، کالکوپیریت، روتیل و مگنتیت است. در محدوده میدوک پیریت رایج‌ترین کانی فلزی است که پرشدگی شکاف‌ها را نشان می‌دهد. سامانه پورفیری میدوک واجد برخی ویژگی‌های یک کانسار پورفیری متوسط است. میدوک دارای دگرسانی وسیع، سولفید بالا و سامانه درز و شکاف‌ها و ساختارهای گسترده است. همچنین مقدار محتوی فلز برای تشکیل سامانه پرعیار، نیز بالا بوده است. با توجه به شواهد صحرایی (از جمله وجود ویژگی‌های اپی‌ترمال) سطح فرسایش چندان عمیق بوده و بخش اعظم دگرسانی فیلک برنزد نیافته است. گمان می‌رود کانی‌سازی قابل توجه، در عمق زیاد وجود دارد.

مراجع

قربانی، م.، ۱۳۸۶، "زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران" مرکز پژوهشی آراین زمین.

"نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Auzanneau, E., Vielzeuf, D., and Schmidt, M.W., 2006, "Experimental evidence of ecompression melting during exhumation of subducted continental crust", *Contr Mineral Petrol, 152, P. 125-148*.

Beattie, P 1993, "Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria", *Contr Mineral Petrol, 115, P.103-111*.

Berberian, M., King, G.C., 1981, "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences, 18, P. 210-265*.

Bullen T. D., Clynne M. A, 1990, "Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center", *Journal of Geophysical Research 95, P.19671-19691*.

Dimitrijevic, M.D., 1973, "Geology of Kerman region", *Geol.Surv,Iran.Yu/52, P.334*.

Harker, A., 1909, "The natural history of igneous rocks", *Methneu Publication, London, P.344*.

Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971, "A guide to the