

پترولوژی میگماتیت های منطقه سیمین - ابرو، جنوب همدان

حسین شهبازی^{۱*}، محمد پورمعافی^۲، منصور قربانی^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

shahbazi@basu.ac.ir*

دریافت: ۸۹/۹/۸ پذیرش: ۸۹/۱۲/۱۴

چکیده

میگماتیت های منطقه سیمین-ابرو در جنوب شهر همدان، در بخش شمال غرب نوار سندانج-سیرجان قرار دارد. میگماتیت های منطقه به دو گروه اصلی: (۱) میگماتیت های آندالوزیت-سیلیمانیت-فیبرولیت دار منطقه سیمین، (۲) میگماتیت های کیانیت دار منطقه ابرو-خاکو-دره مرادیگ تقسیم می شوند. میگماتیت های منطقه سیمین بیش تر فابریک استروماتیک و چین خورده دارند، ترکیب لوکوسوم آن ها بیشتر ترونجمیتی و کوارتزی است، و دمای تشکیل آنها ۶۶۳ درجه سانتیگراد، و فشار تشکیل آنها حدود ۳/۴ کیلو بار است. میگماتیت های منطقه ابرو-خاکو معمولاً فابریک دیکتیونیتیک دارند، ترکیب لوکوسوم آنها بیش تر آلكالی گرانیتی است، دمای تشکیل آنها ۶۴۷ درجه سانتیگراد و فشار تشکیل آن ها حدود ۴/۳ کیلو بار است. مجموعه میگماتیت های منطقه در حضور سیالات H_2O و CO_2 با ترکیب $a_{H_2O} = 0/8$ ، در یک پهنه برشی، همزمان با تکتونیک ایجاد شده اند. همچنین میگماتیت های منطقه در اثر فرایند های تفریق دگرگونی و در شرایط زیر منحنی ذوب تشکیل گردیده اند.

واژگان کلیدی: تفریق دگرگونی، میگماتیت، همدان، سندانج-سیرجان

مقدمه

میگماتیت های منطقه مورد مطالعه در جنوب شهرستان همدان، در حواشی شرق و شمال شرق توده نفوذی الوند، و در نواحی روستاهای سیمین، ابرو، خاکو و دره مرادیگ رخنمون دارند. منطقه مورد مطالعه در بین طول های جغرافیایی $34^{\circ}48' - 27^{\circ}48'$ و عرض های جغرافیایی $43^{\circ}34' - 37^{\circ}34'$ واقع شده است (شکل ۱)، و بخشی از زون دگرگونی سندانج-سیرجان محسوب می شود. ویژگی های خاص این منطقه، از جمله وجود چهار مرحله دگرریختی و واقع شدن منطقه در یک پهنه برشی [۳]، عملکرد چند مرحله دگرگونی ناحیه ای [۴] و دگرگونی مجاورتی، تفریق مراحل متعدد توده نفوذی الوند [۵]، سبب شده است که این ناحیه توسط پژوهشگران مختلف بررسی گردد. در این مطالعه میگماتیت های منطقه به دو گروه اصلی:

(۱) میگماتیت های آندالوزیت - سیلیمانیت - فیبرولیت دار منطقه سیمین. (۲) میگماتیت های کیانیت دار منطقه ابرو-خاکو - دره مراد بیگ تقسیم شده و پترولوژی آنها بررسی شده است.

پتروگرافی میگماتیت های منطقه

لوکوسم ها^۱: لوکوسوم ها از کانی های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، میکروکلین، کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت، فیبرولیت و کلریت تشکیل شده اند. ترکیب لوکوسوم ها از جنس ترونجمیت، کوارتز، گرانودیوریت و آلكالی فلدسپار گرانیتی می باشد. حجم لوکوسوم های ترونجمیتی و کوارتزی نسبت به دو نوع دیگر بیش تر است. جنس لوکوسوم ها در میگماتیت های سیلیمانیت دار بیشتر از نوع ترونجمیتی، در میگماتیت های آندالوزیت دار از نوع گرانودیوریتی و در میگماتیت های کیانیت دار از نوع گرانودیوریتی و آلكالی فلدسپار گرانیتی است.

۲- مزوسم ها^۲ و ملانوسم ها^۳: مزوسم ها از کانی های بیوتیت، مسکوویت، کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت، استروولیت، کیانیت، کردیریت و اسپینل تشکیل شده است. میگماتیت های منطقه معمولاً ملانوسم ندارند و در صورت وجود بسیار ناچیز است و ترکیب کانی شناسی

1 Leucosomes

2 Mesosomes

3 Melanosomes

شود که همزمان با چین خوردگی تشکیل شده‌اند (شکل ۳a).

۳- **فابریک دیکتیونیتیک**^۴: در این فابریک پالئوسوم (مزوسوم) به وسیله رگه های نازک و تور مانند از نئوسوم احاطه شده است. در میگماتیت های دیکتیونیتیک حجم مواد لوکوسوم ها کمتر است. تشکیل فابریک دیکتیونیتیک در مناطق برشی و در شرایط هم-زمان با تکتونیک اهمیت به سزایی دارد [۱۶]. در منطقه مورد مطالعه در میگماتیت های نواحی ابرو-خاکو-دره مرادبیگ این فابریک مشاهده می شود (شکل ۳b).

۴- **فابریک چین خورده**^۵: اصولاً عملکرد نیروهای فشاری حاکم بر سنگ‌ها سبب ایجاد فابریک چین خورده می شود (شکل ۴a).

۵- **فابریک افتالمیتیک**^۶: در این فابریک نئوسوم بصورت چشم‌ها بی مشاهده می شود که در اطراف این چشم‌ها مزوسوم قرار دارد (شکل ۴b).

ژئوترموبارومتری میگماتیت های منطقه

ژئوترموبارومتری سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان از جمله میگماتیت‌ها، توسط بهاری فر [۴] بررسی شده است (جدول ۱). براساس داده‌های جدول ۱، دمای تشکیل ملانوسم های منطقه سیمین ۶۶۹-۶۲۷ سانتیگراد، و میانگین آنها ۶۵۳ درجه سانتیگراد می باشد. فشار تشکیل ملانوسم‌های منطقه سیمین ۴/۷-۲/۳ و میانگین آن‌ها ۳/۵ کیلو بار می باشد. دمای تشکیل لوکوسم‌های منطقه سیمین ۶۷۳ درجه سانتیگراد و فشار تشکیل آن‌ها ۳/۲ کیلو بار می باشد. میانگین دمای تشکیل میگماتیت‌های منطقه سیمین ۶۶۳ درجه سانتیگراد و فشار تشکیل آن‌ها ۳/۴ کیلو بار می باشد. دمای تشکیل ملانوسم‌های منطقه ابرو-خاکو ۶۴۵-۶۲۳ سانتیگراد، و میانگین آنها ۶۳۰ درجه سانتیگراد می باشد. فشار تشکیل ملانوسم‌های منطقه ابرو-خاکو ۴/۴-۲/۶ کیلو بار، و میانگین آن‌ها ۳/۹ کیلو بار می باشد.

مشابه مزوسوم را دارند با این تفاوت که یک مقدار غنی شدگی از کانی های بیوتیت، مسکوویت، گارنت، استرولیت و کردیریت در آنها دیده می شود. از نظر سنگ شناسی ترکیب و ساخت کلی مزوسوم همان هورنفلس های با ترکیب متاپلته منطقه می باشد.

فابریک میگماتیت های منطقه

فابریک میگماتیت ها در مطالعه آنها اهمیت زیادی دارد، به طوری که برخی از پژوهشگران [۱۴]، شناخت میگماتیت‌ها را وابسته به شناخت فابریک آن‌ها می دانند. فابریک میگماتیت های منطقه بر اساس تقسیم بندی ۱۲ گانه مهنرت [۱۸] به شرح زیر است:

۱- **فابریک استروماتیک**^۱: در این فابریک لایه‌های مزوسوم و لوکوسم به صورت لایه‌ای روی هم قرار گرفته و اغلب موازی سطح شیستوزیته قدیمی هستند و یا ممکن است پس از ذوب در امتداد محور کمینه استرس مهاجرت کرده باشد و به صورت لایه و یا عدسی تشکیل شود [۸]. گاهی لوکوسم های استروماتیک می توانند در اثر تزریق آب به داخل لایه ها و ذوب بخشی آنها تشکیل شوند [۲۶]. این فابریک در سنگ های منطقه فابریک غالب میگماتیت می باشد (شکل ۲).

۲- **فابریک پتیگماتیک**^۲: این فابریک مانند فابریک چین خورده است که چین‌ها به حالت روده‌ای دیده می‌شوند. ترکیب کانی شناسی رگه پتیگماتیک معمولاً از نوع گرانیته یا پگماتیته است. در باره نحوه تشکیل این چین‌ها دو نظریه اصلی وجود دارد. اول اینکه چین خوردگی اولیه است، یعنی همزمان با چین خوردگی رگه نیز تشکیل شده است، و دوم اینکه چین خوردگی ثانویه است یعنی ابتدا رگه تشکیل شده و سپس چین خورده است [۱۸]. گاهی فابریک های مشابهی در محیط‌های کاملاً متفاوت از میگماتیت‌ها (مثلاً در سنگ آهک) نیز تشکیل می‌شوند. بنابراین چین خوردگی پتیگماتیک همیشه پدیده ذوب بخشی را تایید نمی کند [۶]. در منطقه مورد مطالعه رگه هایی از جنس کوارتز به صورت فابریک پتیگماتیک دیده می

1 Stromatic

2 Ptygmatic

3 Syn-tectonic

4 Diktyonitic

5 Folded

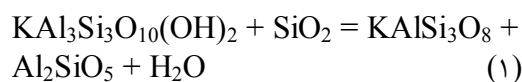
6 Ophthalmitic

جدول ۱- نتیجه ژئوترموبارومتری میگماتیت های منطقه مورد مطالعه [۴]

نمونه	P kb	T °C	محل	توضیحات	نمونه	P kb	T °C	محل	توضیحات
B 491r	2/6	619	خاکو	ملانوسم	B 533b-1	3/3	669	سیمین	ملانوسم
B 491b	4/8	638	خاکو	لوکوسم	B 533g	3/2	673	سیمین	لوکوسم
B 521b-2	4/4	645	ابرو	ملانوسم (کیانیت دار)	B 549b	2/5	662	سیمین	ملانوسم
B 521g-1	4/5	691	ابرو	لوکوسم	B 539r-1	4/7	627	سیمین	ملانوسم
B 521g-2	4/2	623	ابرو	ملانوسم	B 619-1	2/3	628	پیست اسکی	ملانوسم
B 524g	2/1	575	ابرو	ادخال در آندالوزیت	B 619gb	-	718	پیست اسکی	بیونیت گارنتی شده
B 524b-1	4	631	ابرو	ملانوسم	B 618r	-	617	پیست اسکی	ملانوسم (کیانیت)
B 525g-1	4/2	633	ابرو	ملانوسم					

پژوهشگران عقیده دارند در مرز بین دو رخساره یاد شده تغییر اساسی در ترکیب سیال به وجود می آید، به طوری که در رخساره آمفیبولیت ترکیب سیال در سنگها معمولاً از نوع H_2O (و در برخی موارد به همراه CH_4 و N_2) است در صورتی که در رخساره گرانولیت از نوع CO_2 است [۲۴]. تعدد سیالات موجود در میگماتیت ها نسبتاً کم بوده و عمدتاً شامل چهار نوع سیال اصلی می باشند که عبارتند از H_2O , N_2 , CH_4 , CO_2 [۱۵] و H_2O . برخی میگماتیت ها فقط دو نوع سیال H_2O , CO_2 دارند [۲۱ و ۳۱].

در منطقه مورد مطالعه ویژگی هایی مثل ترکیب کانی شناسی، پاراژنز کانی های کوارتز، میکروکلین، مسکوویت، کیانیت و سیلیمانیت (شکل های ۵ و ۶) و شرایط P-T تشکیل آن ها، نشان می دهد که آب موجود در سیالات میگماتیته منطقه، بر اساس واکنش (۱) تامین شده است.



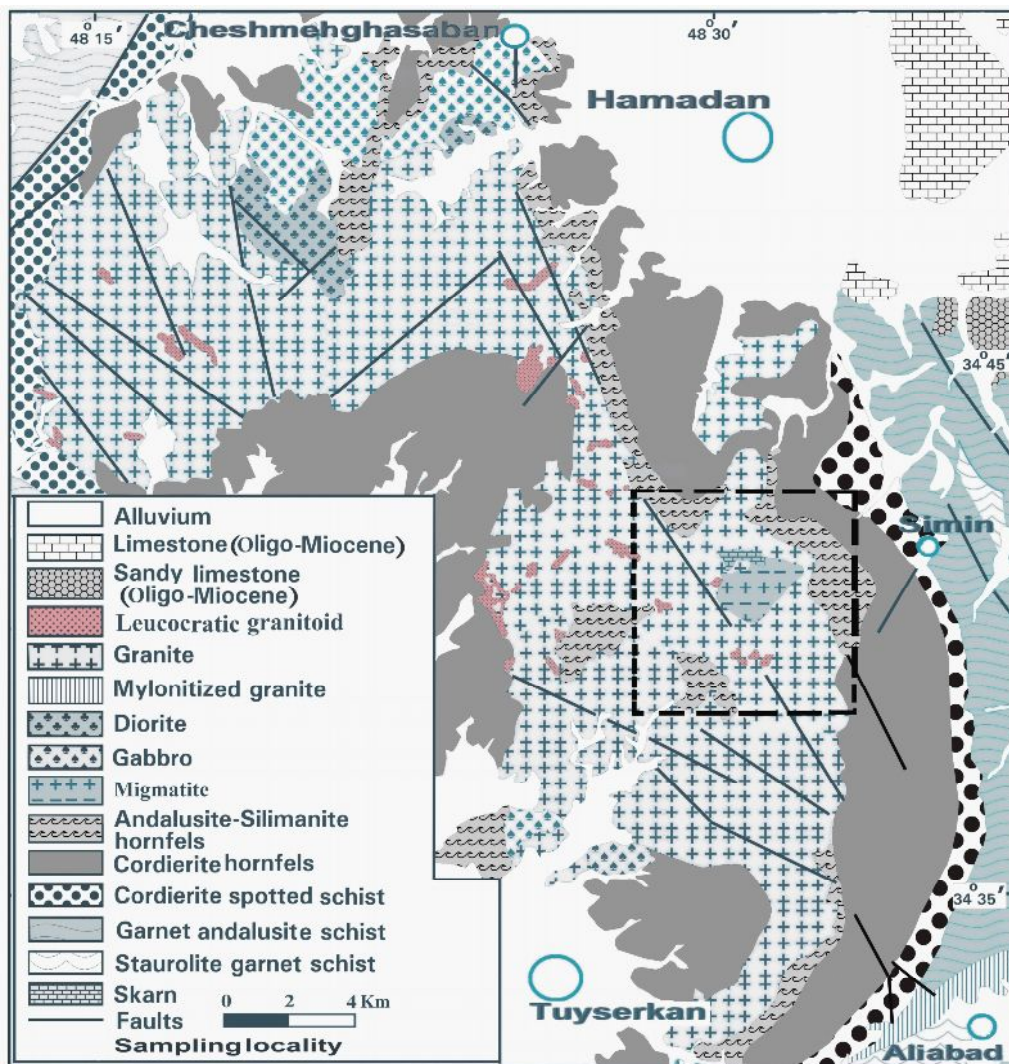
آب + آندالوزیت + آلکالی فلدسپار = کوارتز + مسکوویت

دمای تشکیل لوکوسم های منطقه ابرو-خاکو ۶۹۱-۶۳۸ درجه سانتیگراد، میانگین آن ها ۶۶۵ درجه سانتیگراد می باشد و فشار تشکیل آن ها ۴/۸-۴/۵ کیلوبار و میانگین فشار تشکیل این لوکوسم ها ۴/۷ کیلوبار می باشد. میانگین دمای تشکیل میگماتیت های منطقه ابرو و خاکو ۶۴۷ درجه سانتیگراد و میانگین فشار تشکیل آنها ۴/۳ کیلوبار می باشد.

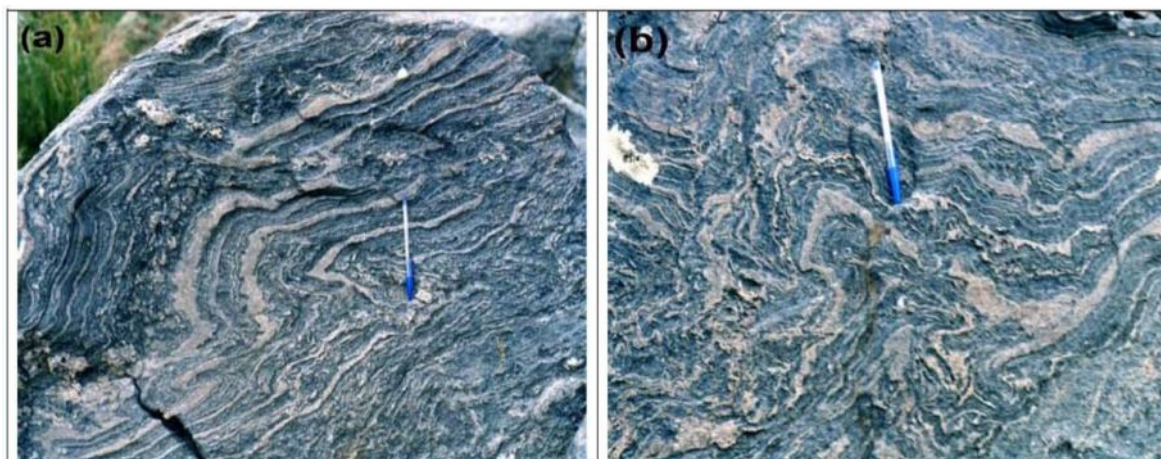
پدیده های دگرگونی و سیالات درگیر میگماتیت- های منطقه مورد مطالعه

نوع سیالات و میزان آنها نقش مهمی در شکل گیری میگماتیت ها دارد. یاردلی و باربر [۲۹] عقیده دارند که واکنش های منجر به تشکیل مذاب می بایست در حالت اشباع از آب صورت گیرد، آنها در مطالعه میگماتیت های منطقه کانمارا^۱ متوجه شدند که میگماتیت ها در رخساره آمفیبولیت و در حالت اشباع از آب تشکیل شده اند.

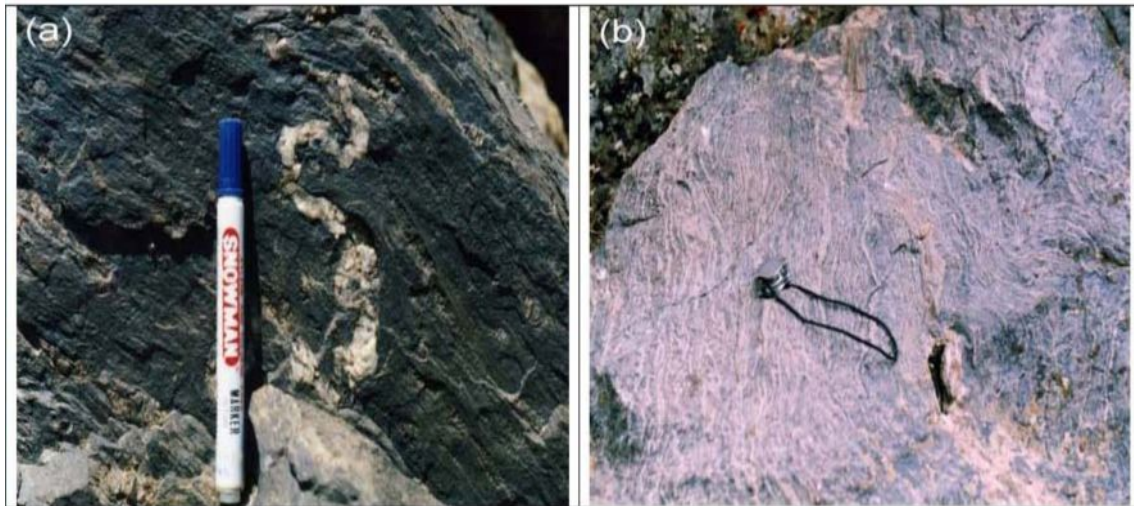
آن ها معتقد هستند در شرایطی که آب حضور نداشته باشد میگماتیت های حاصل از ذوب بخشی باید در دما و فشار بالاتر یعنی در رخساره گرانولیت تشکیل شوند. میگماتیت ها معمولاً در رخساره آمفیبولیت و حداوسط آمفیبولیت و گرانولیت تشکیل می شوند. برخی از



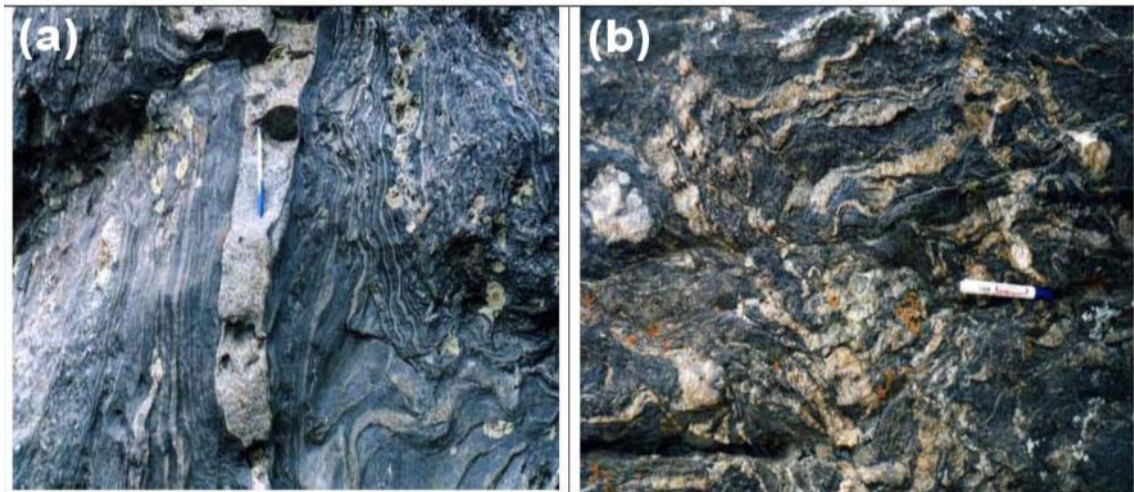
شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه الوند [۱ و ۲].



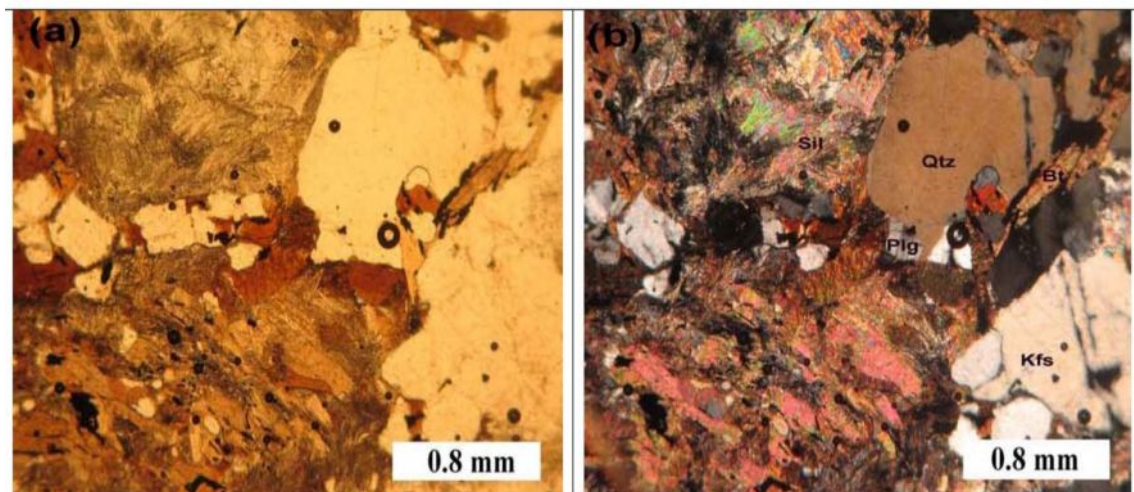
شکل ۲- نمونه هایی از فابریک استروماتیک میگماتیت های منطقه الوند.



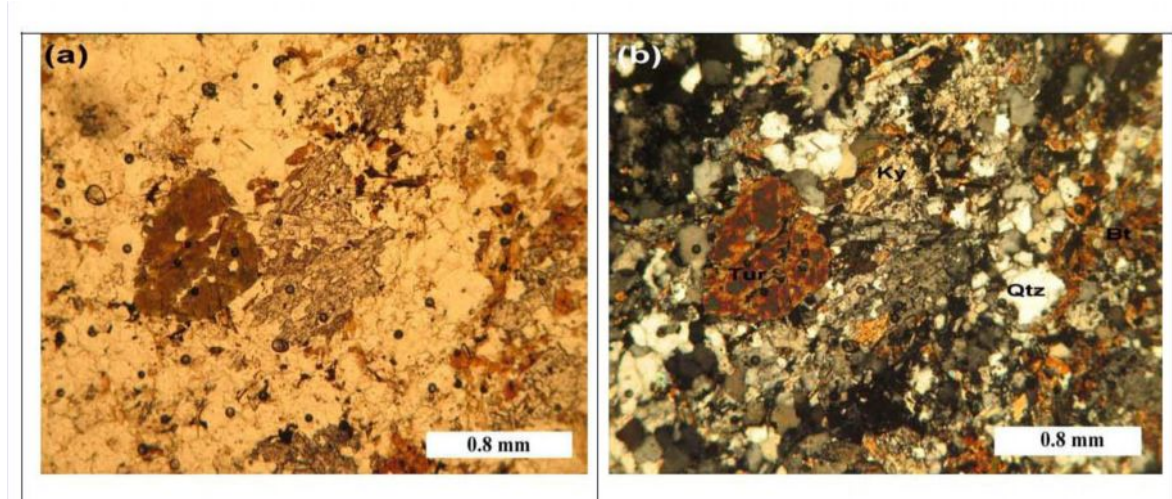
شکل ۳- (a) فابریک پتیگماتیک از جنس کوارتز در هورنفلس میگماتیت های منطقه الوند، دید به سمت شمال. (b) نمونه ای از فابریک دیکتیونیتیک میگماتیت های منطقه الوند (ناحیه دره مراد بیگ).



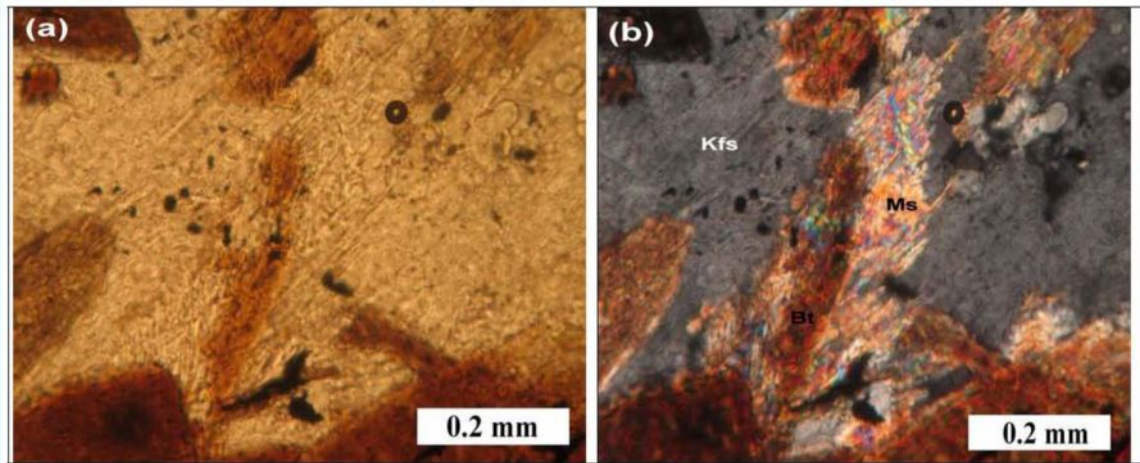
شکل ۴- (a) نمونه ای از فابریک چین خورده میگماتیت های منطقه الوند، دید به سمت غرب. (b) نمونه ای از فابریک افتالمیتیک میگماتیت های منطقه الوند.



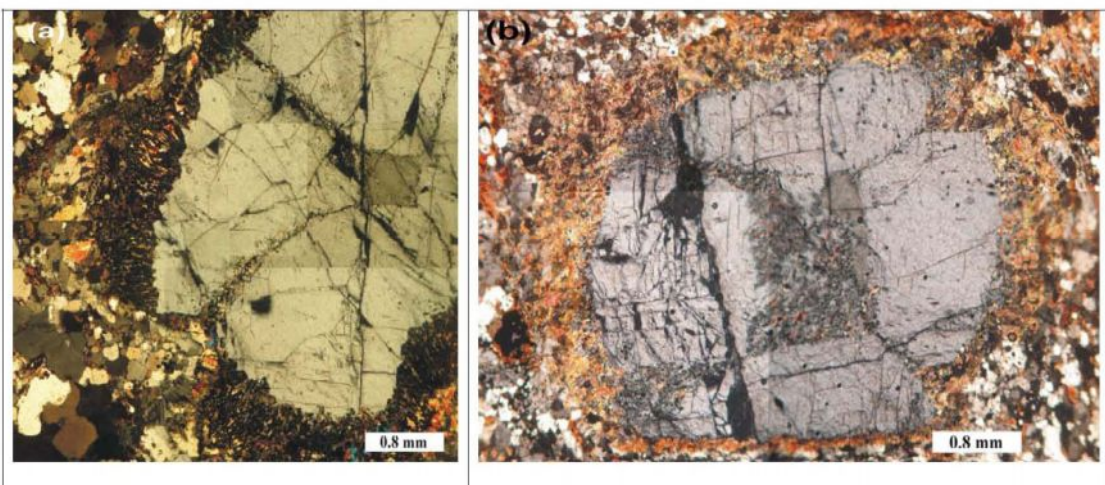
شکل ۵- تصویر میکروسکوپی میگماتیت های سیلیمانیت دار با لوکوسوم آلكالی گرانیتی منطقه الوند، XPL



شکل ۶- تصویر میکروسکوپی میگماتیت های کیانیت و تورمالین دار با لوکوسوم آلكالی گرانیتی منطقه الوند، XPL.



شکل ۷- تصویر میکروسکوپی تبدیل بیوتیت به مسکوویت در میگماتیت های منطقه، (a) PPL، (b) XPL.



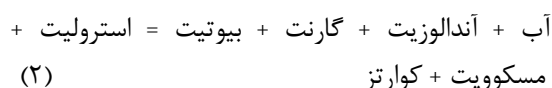
شکل ۸- تصویر میکروسکوپی میگماتیت های کیاستولیت دار با لوکوسوم آلكالی گرانیتی منطقه الوند، (a) کیاستولیت با حاشیه اسپینل دار و بافت سیمپلکتیت (Symplectite)، (b) کیاستولیت با حاشیه بیوتیتی و مسکویتی شده، XPL.

گرافیت نشان داده شده است. باید توجه داشت که نمودار ۹a بیشینه X_{H_2O} مجاز را نشان می دهد و در عمل مقدار X_{H_2O} نمونه در زمان تشکیل بسیار پایین تر از بیشینه X_{H_2O} مجاز می باشد. با استفاده از این نمودار و با توجه به فشار و حرارت بدست آمده، می توان X_{H_2O} سنگ ها را به دست آورد. بر اساس نمودار ۹a، مقدار آب موجود در لوکوسم های منطقه سیمین ۰/۷۷ $X_{H_2O} =$ ، مقدار آب موجود در ملانوسم های منطقه سیمین ۰/۸۲ $X_{H_2O} =$ ، و مقدار آب موجود در لوکوسوم ها و ملانوسم های منطقه ابرو-خاکو ۰/۸۳ $X_{H_2O} =$ تعیین می گردد. با توجه به اعداد مذکور، آب موجود در سیالات محیط تشکیل میگماتیت های منطقه کمتر از ۰/۸۰ $X_{H_2O} =$ می باشد.

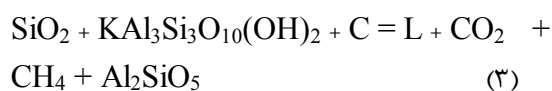
شرایط P-T محیط تشکیل میگماتیت های منطقه

در نمودار ۹b، موقعیت لوکوسم ها و ملانوسم های میگماتیت های مناطق سیمین، و ابرو-خاکو نشان داده شده است. در این نمودار منحنی های ذوب سنگهای پلیتی برای مقادیر مختلف آب نیز نشان داده شده است. با توجه به اینکه مقدار متوسط آب موجود در محیط تشکیل میگماتیت های منطقه حدود ۰/۸ $X_{H_2O} =$ برآورد شده است (شکل ۹a)، بنابراین هم لوکوسم ها و هم ملانوسم های میگماتیت های منطقه در دما های پایین تر از منحنی ذوب^۱ سنگها ($X_{H_2O} = ۰/۸$) قرار گرفته اند و نمی توانند از طریق ذوب بخشی تشکیل شوند و تشکیل آنها از طریق پدیده تفریق دگرگونی امکان پذیر است. سیالات آب دار در محیط تشکیل میگماتیت های منطقه در تسریع و تسهیل انتقال عناصر تشکیل دهنده کانی ها نقش اساسی داشته است. از طرف دیگر تحرک بیش از پیش سنگ های منطقه بعلت واقع شدن در پهنه برشی، عامل دیگر بر تحرک آب و عناصر تشکیل دهنده سنگ ها می باشد. واکنش های (۱) و (۲) در تامین آب مورد نیاز محیط از طریق شکسته شدن کانی های مسکوویت و بیوتیت، و همچنین در تشکیل آلکالی فلدسپار به عنوان یکی از کانی های اصلی تشکیل دهنده میگماتیت های منطقه، از اهمیت خاصی برخوردار است.

مشاهدات میکروسکوپی و پاراژنز کانی ها نشان می دهد که واکنش (۲) یکی دیگر از واکنش های کنترل کننده آب موجود در سنگ های دگرگونی منطقه است. فرایند اصلی این واکنش تبدیل مسکوویت و بیوتیت به هم دیگر است که این پدیده در مقاطع میکروسکوپی میگماتیت های منطقه قابل مشاهده است (شکل ۷).



اهمیت سیال CO_2 و مقدار آن در فرایند های دگرگونی قابل توجه است. نقش این سیال در پدیده های دگرگونی و همچنین تعیین منشاء آن، توسط پژوهشگران مختلف مورد بررسی قرار گرفته است. واکنش بین گرافیت و فازهای آبدار نظیر بیوتیت و مسکوویت (واکنش ۳) منجر به تشکیل سیال و CO_2 می گردد [۱۲]. زیرا گرافیت در سنگ های دگرگونی پلیتی منطقه به مقدار قابل توجه وجود دارد و حتی گاهی بصورت لایه های نازک در بین متاپلیت های منطقه دیده می شود. همچنین وجود انکلوزیون های فراوان کربن در کیاستولیت های منطقه (شکل ۸)، دال بر وجود گرافیت فراوان در سنگ های دگرگونی منطقه است. بنابراین حضور فاز CO_2 در سیالات سنگ های دگرگونی پلیتی منطقه امری انکار ناپذیر است و سیال موجود در محیط تشکیل میگماتیت های منطقه نمی تواند صرفاً از H_2O تشکیل شده باشد. واکنش گرافیت با مسکوویت جهت تولید فاز CO_2 به صورت واکنش (۳) انجام می شود.



کوارتز + مسکوویت + گرافیت = سیال + آندالوزیت + متان + گاز کربنیک

یوهانس [۱۳] معتقد است در محدوده درجه حرارت تشکیل میگماتیت ها، مقدار X_{CO_2} در بخار در حدود ۰/۵ می باشد. در شکل ۹a، نمودار تغییرات X_{H_2O} در برابر فشار و حرارت، برای سنگ های پلیتی دارای

کربن در محیط تشکیل می شود [۲۸]. سیال به وجود آمده می تواند سبب انحلال کانی ها شود. هنگامی که سیال تشکیل شده در امتداد شکستگیها نفوذ می نماید با کم شدن فشار روبرو می شود و کانی های حل شده رسوب می نماید. با توجه به اینکه SiO_2 به صورت محلول در سیال تشکیل شده وجود دارد، در دگرگونی درجه پایین، لوکوسم ها و رگه های کوارتزی به وجود می آید [۳۱]. این فرایند در تشکیل لوکوسم های کوارتزی منطقه که دانه های آنها نسبتا درشتتر هستند دخالت بیشتری داشته است (شکل ۱۱a).

۱-۲- **حمل مواد از طریق نشر:** الیوت [۱۰] مدلی ارائه نموده است که در آن جدایش کانی در رگه ها و لوکوسوم ها، طی فرایند نشر اجزا تشکیل دهنده کانی صورت می گیرد، حمل مواد از طریق نشر به کم ترین میزان سیال نیاز دارد. فیشر و همکاران [۱۱] به رگه های کوارتز اشاره نموده اند که از نظر ساختار، توزیع و خصوصیات شیمیایی، مدل نشر SiO_2 از زمینه سنگ به داخل رگه ها را تایید می نماید. مطالعات ایزوتوپی و سیالات درگیر توسط برنتلی و همکاران [۹] نشان می دهد سیالاتی که درزه ها را پر کرده اند به طور محلی حاصل شده اند و در حقیقت مواد سازنده رگه های کوارتز در محل نشر یافته و به صورت رگه رسوب کرده اند. این فرایند در تشکیل لوکوسم های کوارتزی منطقه که دانه های آنها کوچکتر است دخالت داشته است (شکل ۱۱b).

۱-۳- **اثر نیروهای تکتونیکی در حمل مواد:** نوع دیگر از تفریق دگرگونی اثر نیروهای تکتونیکی در سنگ ها است. در اثر فشارهای وارده نواحی با فشار متفاوت به وجود می آید و عناصر متحرکی چون کوارتز می توانند توسط محلول ها حمل و در نواحی کم فشارتر دوباره رسوب نمایند (شکل ۱۱a). اگر چنین پدیده ای در دگرگونی درجه بالاتر رخ دهد، عناصر تشکیل دهنده پلاژیوکلاز را نیز به همراه کوارتز با خود حمل کرده و پس از رسوب گذاری لوکوسم ترونجمیتی را به وجود می آورد [۱۷]. این پدیده در میگماتیت های منطقه دیده می شود (شکل ۱۲).

در نمودار ۱۰ فازهای پایدار واکنش (۱)، دما، فشار و عمق تشکیل میگماتیت های منطقه و همچنین موقعیت لوکوسم ها و ملانوسوم ها نشان داده شده است. همانگونه که در این نمودار دیده می شود، لوکوسم ها و ملانوسم های مربوط به میگماتیت های منطقه، در موقعیت تفریق دگرگونی و قبل از منحنی ذوب واقع شده اند. در نمودار ۱۰ منحنی ذوب سنگ ها مربوط به فعالیت آب ($X_{\text{H}_2\text{O}} = 0/8$) می باشد.

پتروژنز میگماتیت های منطقه مورد مطالعه

بطور کلی تشکیل میگماتیت ها را از نظر ژنتیکی به چهار فرایند کلی: ۱- تفریق دگرگونی^{۱۲} [۶] ۲- متاسوماتیسم^{۱۳} [۲۱]، ۳- تزریق ماگمای خارجی^{۱۴} [۷]، ۴- ذوب بخشی^{۱۵} [۱۹] تقسیم می کنند. میگماتیت های منطقه از نوع میگماتیت های دگرگونی بوده و در طی فرایند تفریق دگرگونی و در حالت زیر منحنی ذوب حاصل شده اند (شکل ۱۰). میگماتیت هایی که بدون حضور مذاب تشکیل می شوند میگماتیت های دگرگونی نامیده می شوند [۱۷]. حضور کانی های دیر گداز مثل گارنت، بیوتیت، آندالوزیت و کیانیت در لوکوسوم ها، حضور و رشد پرفیروبلاست میکروکلین با میانبرهای از اجرا تشکیل دهنده مزوسم و لوکوسم، و قرار گرفتن میگماتیت ها در دمای پایین تر از منحنی ذوب، از دلایل تشکیل میگماتیت های منطقه از طریق تفریق دگرگونی می باشد

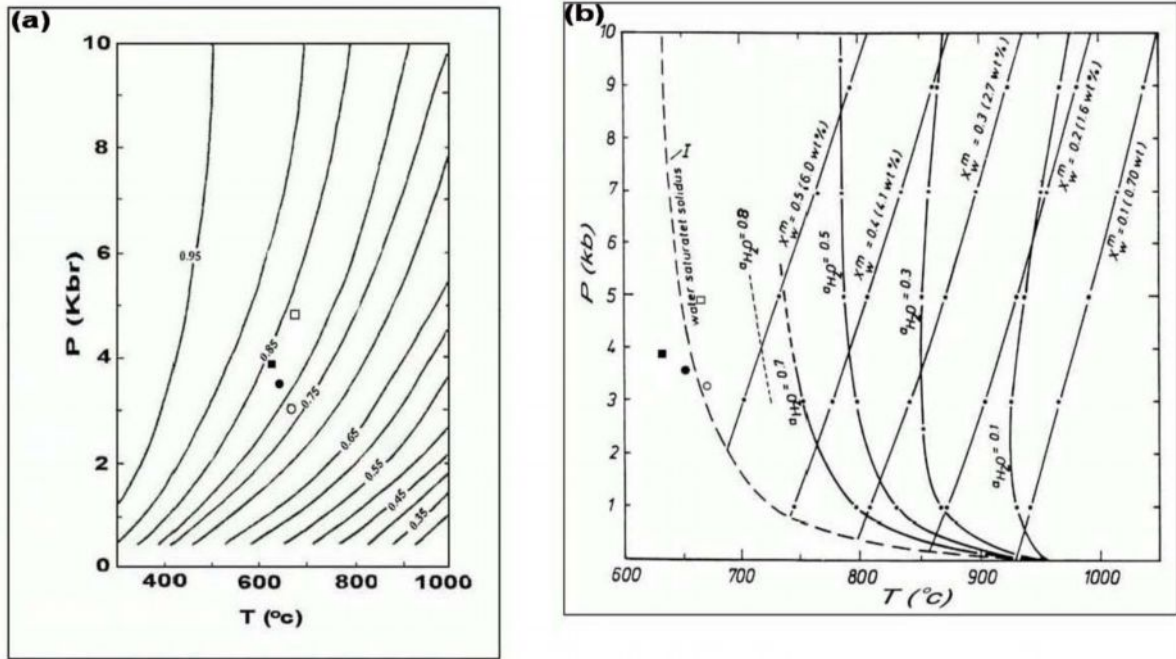
میگماتیت های منطقه از نظر ترکیب کلی لوکوسم به دو گروه اصلی کوارتز دار و کوارتز-فلدسپات دار تقسیم می شوند.

۱- پتروژنز میگماتیت های با لوکوسم کوارتزی

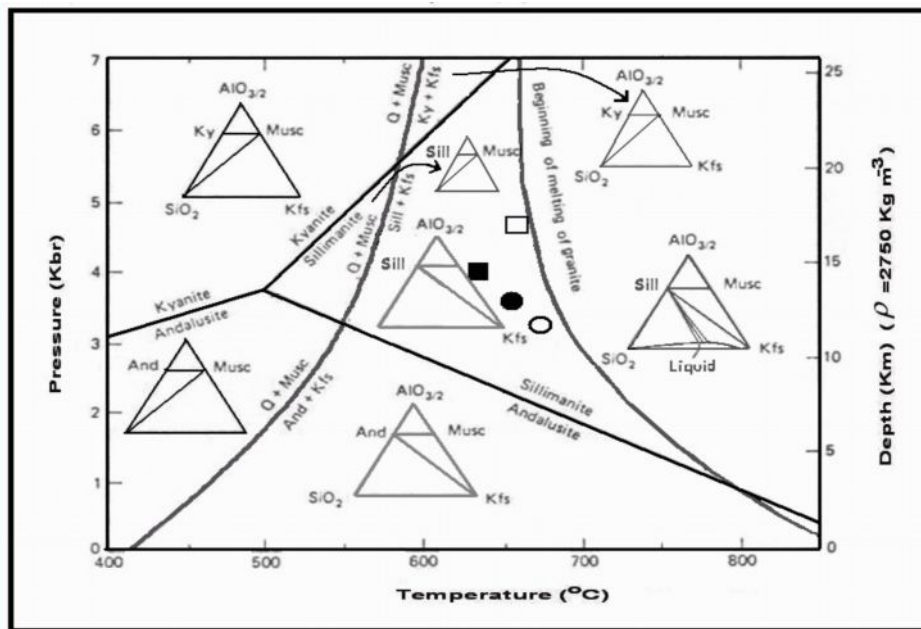
منطقه: به نظر می رسد در تشکیل لوکوسوم های کوارتزی (شکل ۱۱)، سه مکانیسم مختلف تفریق دگرگونی به شرح ذیل دخالت داشته باشد:

۱-۱- انحلال و رسوب مواد در حضور سیال: در یک

فرایند دگرگونی پیشرونده تا رسیدن به رخساره آمفیبولیت، در اثر واکنش های آب زا (واکنش های ۱ و ۲) تا ۱۰٪ حجمی، سیال غنی از آب و دی اکسید



شکل ۹- (a) نمودار تغییرات X_{H_2O} در برابر P و T برای سنگ های پلیتی دارای گرافیت (اوهوموتو و کریک، ۱۹۷۷). (b) نمودار ذوب تعادلی در سیستم $Qz - Or - Ab - H_2O$. منحنی های a_{H_2O} نشان دهنده سولیدوس برای مقادیر مختلف است، منحنی های X_w^m تعادل P و T را برای کمینه مقدار آب نشان می دهند (نقل از یوهانس، ۱۹۸۵). ● = ملانوسوم منطقه سیمین، ○ = لوکوسوم منطقه سیمین، ■ = ملانوسوم منطقه ابرو - خاکو، □ = لوکوسوم منطقه ابرو - خاکو.



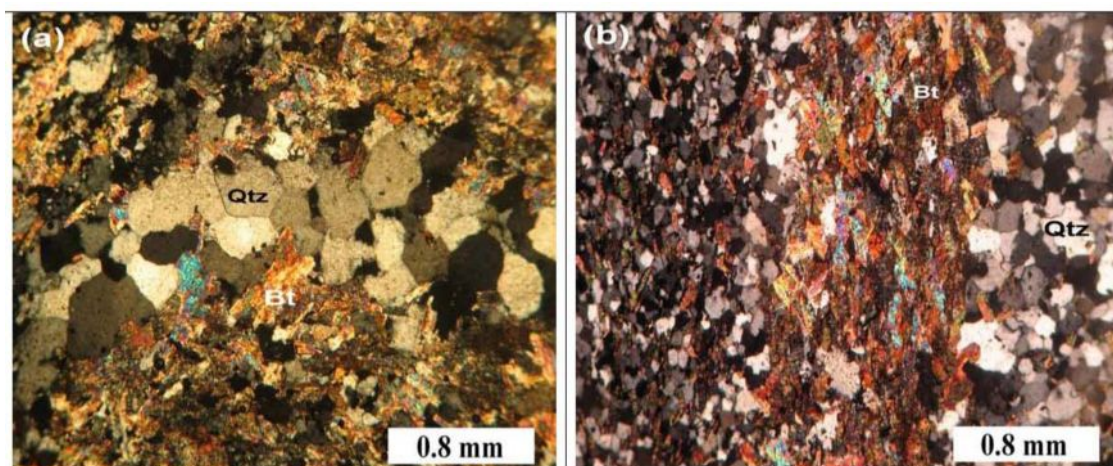
شکل ۱۰ - نمودار نمایش شرایط $P-T$ و عمق و موقعیت لوکوسوم ها و ملانوسوم های میگماتیت های منطقه همدان. منحنی ذوب مربوط به فعالیت آب $X_{H_2O} = 0.8$ که از یوهانس (۱۹۸۵) اقتباس شده است. منحنی مربوط به تعادل پلی مورف های Al_2SiO_5 از نمودار فیلیپس (۱۹۹۰) اقتباس شده است. ● = ملانوسوم منطقه سیمین، ○ = لوکوسوم منطقه سیمین، ■ = ملانوسوم منطقه ابرو - خاکو، □ = لوکوسوم منطقه ابرو - خاکو.

معمولا" دانه ریز و آپلیتی هستند به راحتی قابل تفکیک می باشند.

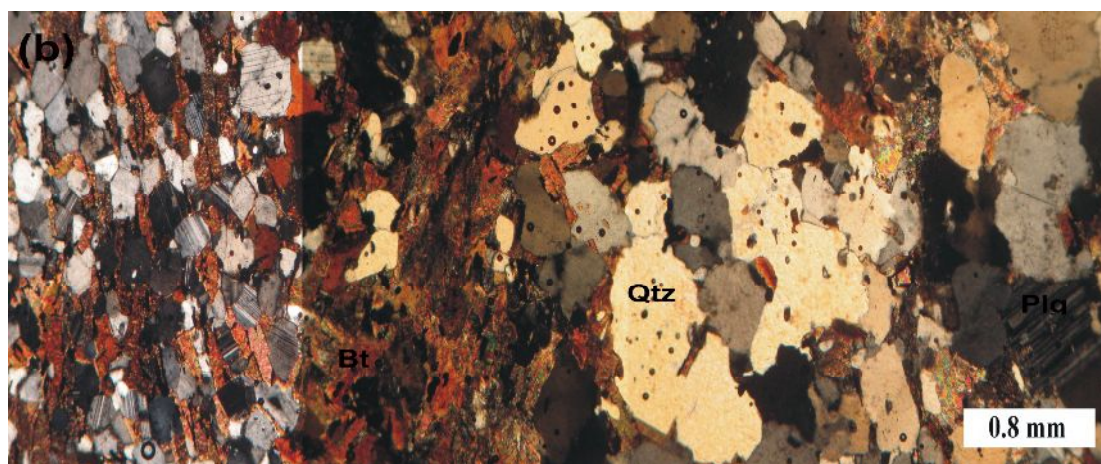
نتیجه گیری

میگماتیت های منطقه همدان را می توان به دو گروه: (۱) میگماتیت های سیلیمانیت-آندالوزیت-فیبرولیت دار منطقه سیمین. (۲) میگماتیت های کیانیت دار منطقه ابرو، خاکو و دره مراد بیگ تقسیم کرد. فابریک میگماتیت های منطقه سیمین بیشتر از نوع استرو ماتیک و چین خورده است، و فابریک میگماتیت های مناطق ابرو، خاکو و دره مراد بیگ بیشتر از نوع دیکتیونیتیک می باشد. ترکیب لوکوسوم های میگماتیت های منطقه سیمین بیشتر ترونجمیتی و کوارتزی است، و میگماتیت های آلكالی گرانیتی بیشتر در مناطق ابرو، خاکو و دره مراد بیگ رخمون دارند. میگماتیت های منطقه سیمین در دمای حدود ۶۶۳ درجه سانتیگراد، و فشار حدود ۳/۴ کیلوبار تشکیل شده اند، و دمای تشکیل میگماتیت های مناطق ابرو، خاکو و دره مراد بیگ در حدود ۶۴۷ سانتیگراد و فشار تشکیل آن حدود ۴/۳ کیلوبار می باشد. میگماتیت های منطقه مورد مطالعه در حضور سیالات H_2O و CO_2 با ترکیب $a = 0.8$ تشکیل شده اند. فاز H_2O در اثر واکنش های آب زدایی کانی های مسکوویت و بیوتیت تامین شده است و فاز CO_2 از واکنش کانی های آب دار مثل مسکوویت و بیوتیت با گرافیت تامین شده است. میگماتیت های منطقه مورد مطالعه در پهنه های برشی و در شرایط همزمان با تکتونیک^۶، و در اثر فرایند های تفریق دگرگونی متاپلت ها در شرایط زیر منحنی ذوب^{۱۱} تشکیل شده اند، این میگماتیت ها گسترش چندانی ندارد و نقش موثری در شکل گیری توده پلوتونیک الوند نداشته اند.

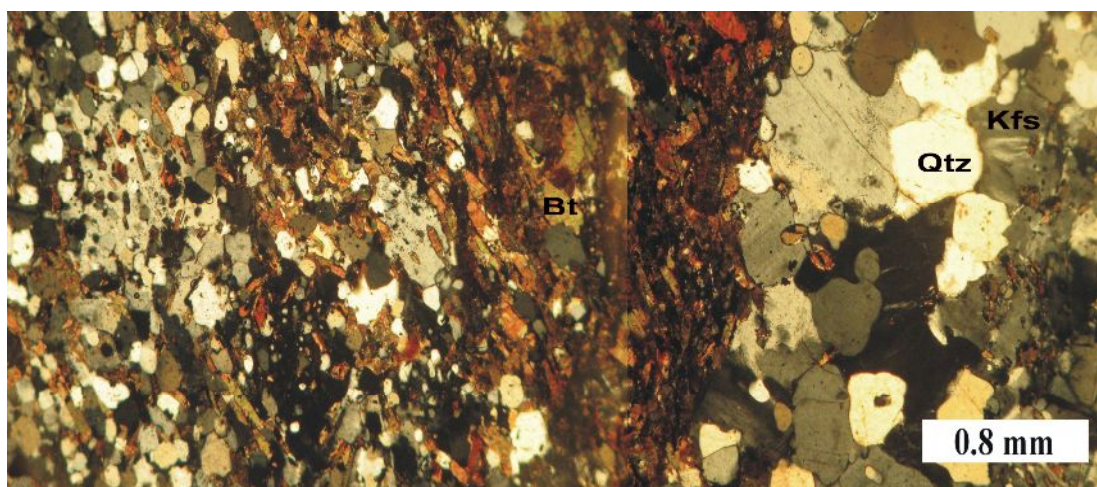
۲- پتروژنز میگماتیت های با لوکوسوم فلدسپات دار منطقه مورد مطالعه: همانگونه که ذکر شد لوکوسوم های فلدسپات دار منطقه ترکیبات ترونجمیتی (شکل ۱۲)، گرانودیوریتی و آلكالی گرانیتی (شکل ۱۳) دارند. فرایند تشکیل لوکوسوم های فلدسپات دار نیز همانند لوکوسوم های کوارتزی، توسط مکانیسم های انحلال و رسوب مواد در حضور سیال، حمل مواد از طریق نشر، و متاثر از نیرو های تکتونیک می باشد. ویدال [۲۷] عنوان کرده است با افزایش درجه دگرگونی، کانی های فلدسپاتی نیز به همراه کوارتز در رگه ها و لوکوسوم های سنگ های دگرگونی تشکیل می شوند. ترکیب کانی شناسی رگه های تشکیل شده تابعی از ترکیب کانی های تشکیل دهنده سنگ اولیه است، بنابراین کانی فلدسپات پتاسیک هنگامی در رگه ها و لوکوسوم ها به همراه پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می شود که در سنگ اولیه کانی های پتاسیک دار وجود داشته باشد، در سنگ های پلیتی، فلدسپار پتاسیک هنگامی به وجود می آید که سنگ در شرایط دگرگونی بالاتر از ایزوگراد سیلیمانیت+ فلدسپار پتاسیک قرار گرفته باشد (شکل ۱۰). در این شرایط در اثر واکنش مسکوویت+ کوارتز (واکنش ۱)، فلدسپار پتاسیک در رگه ها تشکیل می شود. در شرایط قبل از واکنش مذکور و در زون استروولیت+ سیلیمانیت، رگه های تشکیل شده معمولا" دارای کوارتز و پلاژیوکلاز هستند و لوکوسوم ها ترکیب ترونجمیتی دارند. چنین رگه های در زون استروولیت+ سیلیمانیت در منطقه کانمارا^{۱۰} توسط یاردلی [۳۰] گزارش شده است. مطالعات تجربی هم نشان داده است که در حرارت بالا و تقریبا" در شروع ذوب، سیالات آبی می توانند کوارتز و فلدسپات را حمل نمایند [۲۱] و سبب تشکیل رگه های لوکوسوم شوند. این رگه ها معمولا" درشت بلور هستند [۲۷] و [۳۰] و از لوکوسوم های حاصل از ذوب بخشی که



شکل ۱۱- تصویر میکروسکوپی میگماتیت های با لوکوسوم کوارتزی منطقه الوند، حالت XPL.



شکل ۱۲- تصویر میکروسکوپی میگماتیت های با لوکوسوم ترونجمیتی منطقه الوند، حالت XPL.



شکل ۱۳- تصویر میکروسکوپی میگماتیت های با لوکوسوم آلكالی گرانیتی منطقه الوند، حالت XPL.

- منابع
- [1] اشراقی، ص.ع.، محمودی، م (۲۰۰۳) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه توپوگرافیک و گزارش حاشیه آن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [2] اقلیمی، بهروز (۱۳۷۹) نقشه زمین شناسی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ همدان و گزارش حاشیه آن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [3] ایزدی کیان، ل (۱۳۸۸) تحلیل ساختاری و پتروفابریکی سنگ های دگرگونی کوهستان الوند (جنوب و جنوب باختر همدان)، پایان نامه دکتری (تکتونیک)، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۰ صفحه.
- [4] بهاری فر، علی اکبر (۱۳۸۳) پترولوژی سنگهای دگرگونی منطقه همدان، پایان نامه دکتری (پترولوژی)، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۱۸ صفحه.
- [5] سپاهی گرو، علی اصغر (۱۳۷۸) پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها، پایان نامه دکتری (پترولوژی)، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۳۲۲ صفحه.
- [6] Ashworth, J.R., McLellan, E.L (1985) Texture in migmatites, Blackie and Son, Glasgow, 180-203.
- [7] Barbey, P., Brouand, M., Le Fort, P., Pecher, A (1996) Granite- migmatite genetic link, the example of the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatite in central Nepal. Lithos, 38, 63-79.
- [8] Brown, M (1994) The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens, Earth-Science Review, 36, pp. 83-130.
- [9] Brantley, S. L., Fisher, D. M., Deines, P., Clark, M. B., Myers, G (1997) Segregation veins: evidence for the deformation and dewatering of low-grade metapelite. In M. B. Holness (ed), Deformation-enhanced fluid transport in the earth's crust and mantle. Chapman & Hall.
- [10] Elliott, D (1973) Diffusion flow laws in metamorphic rocks. Geol. Society of America Bulletin, 84, 2645-2664.
- [11] Fisher, D. M., Brantley, S. L., Everett, M., Dzvonik, J (1995) Cyclic fluid flow through a regionally extensive fracture network within the Kodiak accretionary prism. J. Geophys. Research, 100, 12881-12894.
- [12] Hollister, L. S (1988) On the origin of CO₂-rich fluid inclusion in migmatites. J. Metamorph. Geol., 6, 467-474.
- [13] Johannes, W (1985) the significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: J. R. Ashworth. (ed). Migmatites. Blackie. New York.
- [14] Johannes, W., Holtz, F., Moller, P (1995) REE distribution in some layered migmatites: constraints on their petrogenesis. Lithos, 35, pp. 139-152.
- [15] Kreulen, R., Schuiling, R. D (1982) N₂-CH₄-CO₂ fluids during formation of the Dome de Lagout, France. Geochem. Cosmochem. Acta, 46, 193-203.
- [16] McLellan, E. L (1988) Migmatite structures in the Central Gneiss complex, Boca de Quadra, Alaska, Journal of Metamorph. Geology, 6, pp. 517-552.
- [17] McLellan, E. L (1983) Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides. J. Metamorph. Geol., 1, 241-262.
- [18] Mehnert, K. R (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks, Elsevier, Amsterdam, 400 pp
- [19] Neogi, S., Dasgupta, S., Fukuoka, M (1998) High P-T polymetamorphism, dehydration melting, and generation of migmatites and granites in the Higher Himalayan crystalline complex, Sikkim, India. J. Petrol., 39, pp. 61-99.
- [20] Ohmoto, H., Kerrick, D (1977) Devolatilization equilibria in graphitic systems. Am. J. Sci. 277. 1013-1044.
- [21] Olsen, S. N (1984) Mass- balance and mass- transfer in migmatites from the Colorado Front Range. Contrib. Mineral. Petrology, 85: 30-40.
- [22] Olsen, S. N (1985) Mass- balance in migmatites, In: J. R. Ashworth (Edithor). Migmatite. Blackie, Glasgow, pp 145-180.
- [23] Sepahi. A.A., Jafari, S.R., Mani-Kashani, S (2009) Low pressure migmatites from the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt in the Hamedan region (Iran). GEOLOGICA CARPATHICA, 60, 2, 107-119.
- [24] Touret, J. L. R (1992) CO₂ transfer between the upper mantle and the atmosphere: Temporary storage in the lower continental crust. Terra Nova, a, 87-98.
- [25] Touret, J. L. R., Dietvorst, p (1983) Fluid inclusions in high grade anatectic metamorphites. J. Geol. Soc. London, 140, 635-649.
- [26] Vernon, R. H., Clarke, G. L., Collins, W. J (1990) Local, mid- crustal granulite facies metamorphism and melting: an

- [29] Yardly, B. W. D., Barber, J. P (1991) Melting reaction in the Connemara Schist: the role of water infiltration in the formation of amphibolite facies migmatites. *Amer. Mineral.*, 76: 848-856.
- [30] Yardly, B. W. D (1975) On some quartz-plagioclase vein in the Connemara Schists, Irland. *Geo. Mag.*, 112, 183-190.
- [31] Yardly, B. W. D (1983) Quartz veins and devolatilization during metamorphism. *J. Geol. Soc. Lond.*, 140, 67-663.
- example in the Mount Stafford area, central Australia. In: Ashworth, I. R. and Brown, M., (eds), *Integrating new and classical techniques*, Geol. Society London, special publications 168, pp. 221-237.
- [27] Vidal, R. J (1974) Vein assemblages and metamorphism in Dutchess County, New York, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 303-306.
- [28] Walther, J. V., Orville, P. M (1982) Volatile production and transport in regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol*, 79, 252-257.