مکانیسم گسترش چین‌های پتیگماتیک در میگماتیت‌ها و شیست‌های میگماتیتی منطقه سیمین، همدان

سیده راضیه جعفری[۱*] و علی‌اصغر سپاهی[۲]

۱- دستیار علمی، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

۲-گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

*razie_jafari2004@yahoo.com صندوق پستی ۳۶۹۷ -۱۹۳۹۵

دریافت: ۹۱/۳/۲۳ پذیرش: ۹۱/۷/۳۰

چکیده

چین‌های پتیگماتیک به چین‌های روده‌ای شکلی اطلاق می‌شود که در آن‌ها خمش‌ها و پیچش‌های شدید در یال‌ها دیده می‌شود. این چین‌ها در بسیاری از میگماتیت‌ها و میگماتیت‌های تحول یافته از شیست‌های کمپلکس میگماتیتی منطقه سیمین دیده می‌شوند. اما در میگماتیت های تحول یافته از هورنفلس‌ها حضور ندارند. رشد و گسترش چین‌های پتیگماتیک میگماتیت‌ها، در طی جدایش لوکوسوم و مزوسوم صورت می‌گیرد. این فرآیند توسط چین‌خوردگی فعال مرزهای لوکوسوم و افزایش شعبات رگه‌ها در طی فرآیندهای ثانویه، گسترش می‌یابد. اختلاف شدید رئولوژیکی بین رگه‌های چین‌خورده با زمینه از مهم‌ترین دلایل رشد و جدایش اشکال پتیگماتیک می‌باشد. احتمالاً گسترش زون‌های برشی، شیستوزیته موجود در میگماتیت‌های تحول یافته از شیست‌ها و نیز اندازه درشت کانی‌های موجود در آن‌ها، گسترش این چین‌ها در منطقه را تسهیل کرده است.

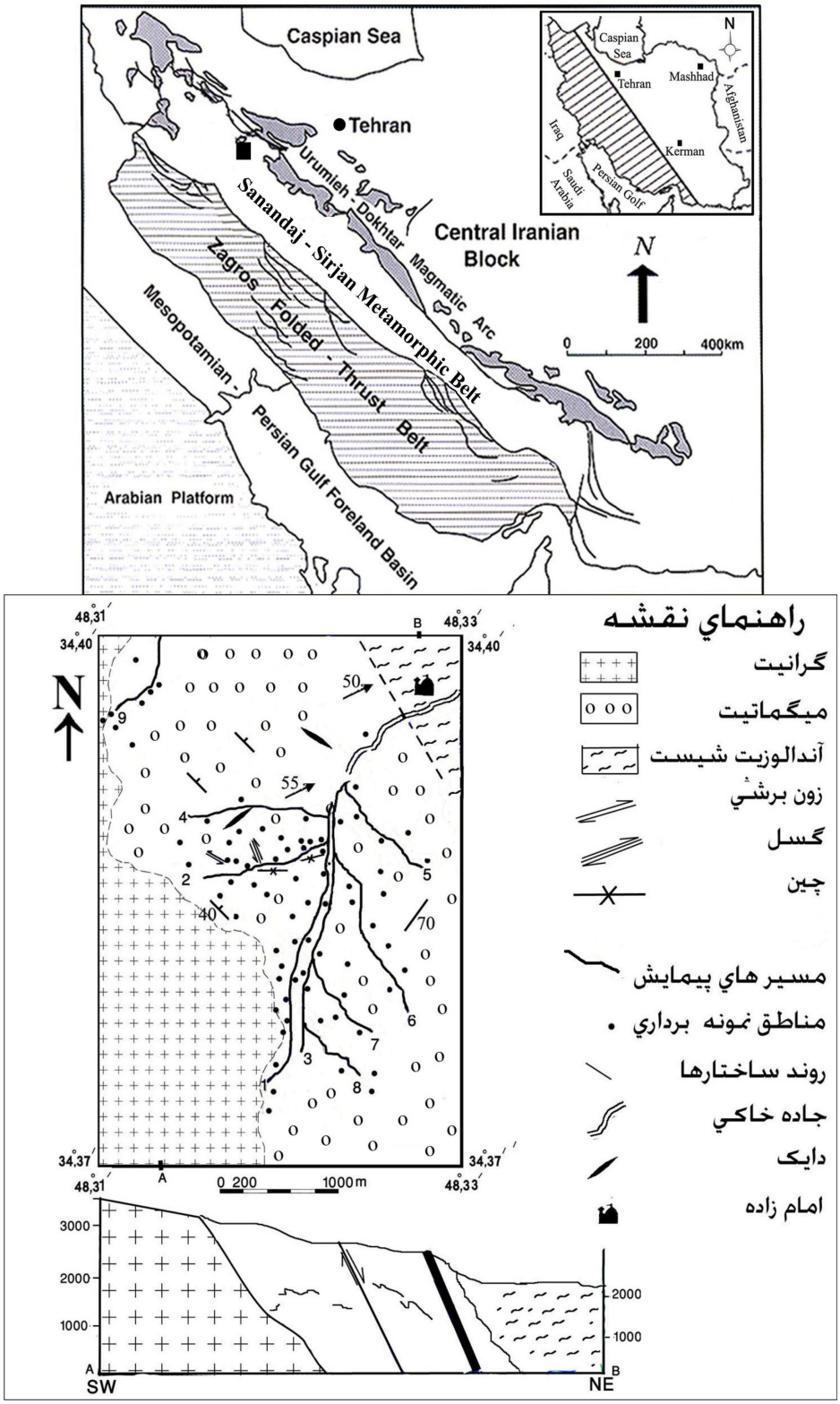
واژه‌های کلیدی: پتیگماتیک، چین‌خوردگی، رئولوژی، لوکوسوم، سیمین، میگماتیت، همدان

مقدمه

میگماتیت از لغت **"میگما"** به معنی مخلوط گرفته شده است. این سنگ‌ها، سنگ‌های دگرگونی درجه بالایی هستند که حد واسط سنگ‌های دگرگونی و آذرین محسوب می شوند و مخلوطی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین در آن‌ها حضور دارد که شامل سه بخش لوکوسوم (بخش روشن میگماتیت که ترکیب کوارتز- فلدسپاتی دارد)، ملانوسوم (قسمت تیره که در برخی از میگماتیت‌ها دیده می‌شود و از کانی‌های مافیک غنی است) و مزوسوم (بخشی از میگماتیت که ظاهری شبیه یک سنگ دگرگونی دارد و از نظر رنگ بین لوکوسوم و ملانوسوم است) می‌باشند [۸]. این سنگ‌ها دارای فابریک‌های متعددی مانند استروماتیک، دیکتیونیتیک، سورئیتیک، شلیرن، پتیگماتیک و افتالمیتیک می‌باشند.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی ′۳۱ °۴۸ تا ′۳۸ °۴۸ و عرض‌های جغرافیایی ′۳۰ °۳۴ تا ′۴۵ °۳۴ قرار گرفته و از نظر زون زمین ساختی در بخش شمال غربی زون سنندج- سیرجان و در جنوب همدان در دره سیمین واقع گردیده است (شکل ۱). بر طبق نظر [۶] ساختار پهنه سنندج- سیرجان غالباً به صورت صفحه‌های روراندگی می-باشد و در آن شدت دگرشکلی هر چه به سمت شمال شرقی پهنه نزدیک‌تر شود، بیش‌تر می‌گردد. سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان شامل سنگ‌های دگرگونی درجه پائین تا بالا و عمدتاً متشکل از سنگ‌هایی مانند اسلیت، فیلیت، میکاشیست، میگماتیت و هورنفلس می‌باشد و علاوه بر سنگ های فوق سنگ‌های آذرین درونی هم در منطقه رخنمون دارند که شامل گابرو، دیوریت، گرانیت، گرانودیوریت، آپلیت و پگماتیت می‌باشند [۲].



شکل۱: الف) سه واحد تکتونیکی اصلی کوهزاد زاگرس [۶، ۷ و ۱۹]. منطقه مورد مطالعه با مربع نشان داده شده است. ب) نقشه۱:۲۰۰۰۰ و کنتاکت گرانیت با میگماتیت، مناطق نمونه‌برداری که از آن‌ها مقطع نازک تهیه شده، مسیرهای مورد پیمایش و رخنمون جنوب غربی- شمال شرقی، در منطقه مورد مطالعه.

از نظر ژنتیکی تشکیل میگماتیت‌ها را به چهار فرآیند کلی نسبت می‌دهند که عبارتند از تفریق دگرگونی در دمای ساب‌سالیدوس، متاسوماتیسم در شرایط ساب‌سالیدوس یا هیپرسالیدوس، تزریق ماگمای خارجی به داخل سطوح ضعف مانند فولیاسیون و بالاخره ذوب‌بخشی یا آناتکسی [۱۵].

زون میگماتیتی منطقه همدان در مناطق سیمین، دره مرادبیگ و سرابی گسترده شده است. مجموعه میگماتیتی سیمین اولین بار توسط [۵] معرفی شد و بعدها [۱، ۲ و۲۷] مطالعاتی را بر روی سنگ‌های مذکور در منطقه سیمین انجام داده‌اند. این منطقه شامل مجموعه‌ای متشکل از میگماتیت‌ها، شیست‌های میگماتیتی و هورنفلس‌های میگماتیتی می‌باشد. در میگماتیت‌های تحول یافته از شیست‌ها که بقایای شیستوزیته اولیه در آن قابل تشخیص است، میگماتیت‌ها از تحول آندالوزیت شیست‌ها حاصل شده اند. اما میگماتیت‌های تحول یافته از هورنفلس‌ها در قسمت-های جنوبی زون میگماتیتی منطقه سیمین و در فواصل کمتر از ۵۰ متری گرانیت‌ها گسترش دارند و از تحول کردیریت هورنفلس ها به وجود آمده‌اند.

در ایجاد زون میگماتیتی فرآیندهای تفریق دگرگونی، ذوب-بخشی و تزریق ماگمایی نقش داشته‌اند. مطالعه میکروفابریکی (ریزساختی) میگماتیت‌ها حضور منشأ ذوب بخشی و تفریق دگرگونی را در منطقه تأیید می‌کند. لوکوسوم در میگماتیت‌های تحول یافته از شیست‌ها اغلب حاصل ذوب‌بخشی و تفریق دگرگونی می‌باشد و در واقع تشکیل این میگماتیت‌ها در شرایط سیستم بسته صورت گرفته است. اما میگماتیت‌های تحول یافته از هورنفلس‌ها دارای ساخت توده‌ای بوده و از تحول کردیریت هورنفلس‌های منطقه حاصل شده‌اند. لوکوسوم در این میگماتیت‌ها اغلب حاصل تزریق ماگمای اشتقاق یافته از گرانیت‌ها می‌باشد و تشکیل آن‌ها در شرایط سیستم باز صورت گرفته است [۲].

پروتولیت سنگ‌های منطقه پلیتی بوده که در طی دگرگونی به سنگ‌های میگماتیتی با کانی‌هایی مانند آندالوزیت، سیلیمانیت، فیبرولیت، کیانیت، استارولیت و گارنت تبدیل شده است. ساختارهای تکتونیکی زون میگماتیتی (مثل چین‌ها، گسل‌ها، میلونیت‌ها، پورفیروکلاست‌های پوششی، زون‌های برشی کوچک مقیاس و فابریک‌های S-C) نشان می‌دهد که مجموعه میگماتیتی در یک زون برشی بزرگ مقیاس گسترش یافته است [۲ و ۳]. منطقه مورد مطالعه وارد مرحله ذوب بخشی زود هنگام شده (ذوب بخشی در شرایط دمایی پایین‌تر از منحنی ذوب گرانیت و در شرایطی که هنوز آندالوزیت به صورت پایدار در منطقه حضور دارد، صورت گرفته است) [۱۷] و شرایط دگرگونی میگماتیت‌های منطقه در دمای ۶۶۳ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴-۳ کیلوبار می باشد [۲۷].

در سراسر زون میگماتیتی چین‌خوردگی‌های مختلف دیده می‌شود که شامل چین‌خوردگی‌های مکرر، چین‌های دیس هارمونیک، چین‌های غلافی، چین‌های کلاس ۲ و ۳ رمزی چین‌های پتیگماتیک می‌باشد [۲]. تفسیر مکانیسم گسترش چین‌های مختلف در منطقه به دلیل وقوع ذوب بخشی و حضور ساختارهای تکتونیکی و ماگمایی در کنار هم (شکل ۲) به سهولت امکان‌پذیر نیست. لذا ساختارهای عمده موجود در منطقه از جریان یافتگی ناشی از ذوب بخشی تاثیر پذیرفته و این مسأله تحلیل تکتونیکی و پتروفابریکی منطقه را پیچیده کرده است. با این حال مکانیسم گسترش پتیگمات‌ها تا کنون مورد توجه نبوده است. در این مقاله به چگونگی تشکیل و رشد چین‌های پتیگماتیک می‌پردازیم که ممکن است از اختلاف ویسکوزیته سنگ میزبان و رگه یا تاثیرات ژئومتری ساختار چین ناشی شود.

بحث

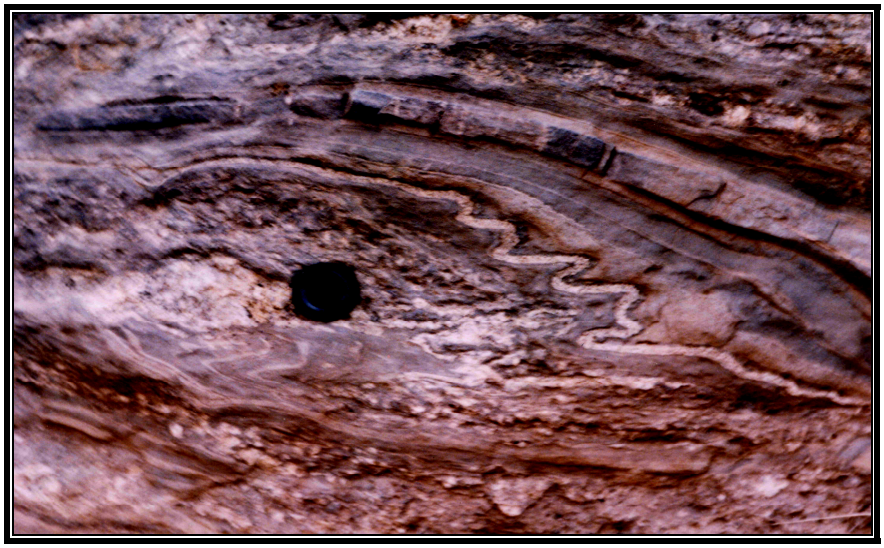
اصطلاح "پتیگما" لغتی یونانی به معنی "ماده چین خورده" است. فابریک پتیگماتیک مانند فابریک چین‌خورده است با این تفاوت که چین‌ها حالت روده‌ای دارند (شکل ۳). هم‌چنین مجموعه‌های کانی‌شناسی چین‌های پتیگماتیک ایده‌آل، ترکیب گرانیتی یا پگماتیتی دارند و تنها در صورتی اصطلاح پتیگماتیک به آن‌ها اطلاق می‌شود که مجموعه کانی‌شناسی کانی‌های معمولی گرانیتی مانند کوارتز، فلدسپات پتاسیم (میکروکلین)، پلاژیوکلاز و بیوتیت و کانی-های فرعی را داشته باشد. به علاوه بافت سنگ دانه‌ای

(گرانولار) بوده و غالباً درشت‌تر از سنگ‌های مجاور است. در مورد تشکیل این چین‌ها دو نظریه اصلی وجود دارد: اول اینکه چین‌خوردگی اولیه است، یعنی همزمان با تشکیل رگه، چین‌خوردگی رخ داده است و دوم اینکه چین‌خوردگی ثانویه است یعنی ابتدا رگه تشکیل شده و سپس چین‌خورده است [۱۸]. اما در سرزمین‌های دگرگونی حرارت بالا در بسیاری از موارد این چین‌ها همزمان با دگرگونی به وجود می‌آیند.

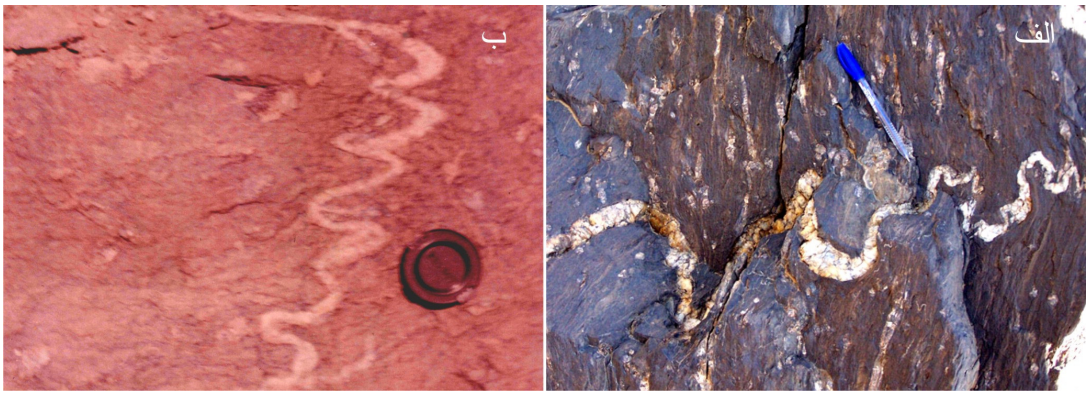
بسیاری از زمین‌شناسان رخداد چین‌های پتیگماتیک در میگماتیت‌ها را به حضور و گسترش ذوب بخشی در این سنگ‌ها مربوط می‌دانند، اما مدل خاصی برای آن ندارند.

آنچه که مسلم است، به دلیل این که فابریک‌های مشابهی که از نظر ظاهری شبیه چین‌های پتیگماتیک هستند، در محیط‌های کاملاً متفاوت از میگماتیت (مثلاً آهک) نیز تشکیل می‌شوند، بنابراین چین‌خوردگی پتیگماتیک الزاماً حالت ذوب‌بخشی را تأیید نمی‌کند [۸]. هم‌چنین رگه‌های پتیگماتیک منطقه معمولاً از نوع نئوسوم بوده، جنس آن‌ها آلکالی فلدسپارگرانیتی است و چین‌خوردگی ریز مقیاس و شدیدی را نشان می‌دهند.

سنگ میزبان در منطقه مورد مطالعه شامل میگماتیت‌ها و شیست‌های میگماتیتی بوده و رگه‌ها از نوع لوکوسوم‌های گرانودیوریتی، کوارتزی؛ ترانجمیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی است.



شکل۲: تصویری از یک رخنمون میگماتیتی که در آن ساختارهای تکتونیکی و ماگمایی با هم دیده می‌شوند. این بهم ریختگی‌ها مربوط به ذوب هستند و پیشرفت میگماتیت‌زایی را نشان می‌دهند؛ قسمت بودین شده احتمالاً اولیه بوده است.



شکل۳: چین‌های پتیگماتیک منطقه که حالت روده‌ای شکل دارند الف) در آندالوزیت شیست‌ها ب) در سیلیمانیت میگماتیت‌ها.

گسترش پتیگمات‌ها در لوکوسوم‌های کوارتزی و آلکالی فلدسپار گرانیتی دیده می‌شود؛ اما در لوکوسوم‌های ترونجمیتی و گرانودیوریتی چین‌خوردگی‌های پتیگماتیک گسترش چندانی ندارند. لوکوسوم‌های کوارتزی گسترش یافته در منطقه اغلب به صورت چین‌خوردگی پتیگماتیکی ظاهر می‌شود. رگه‌های فوق از روش‌های زیر قابل تشکیل هستند [۲۷]:

- انحلال و رسوب در حضور سیال
- حمل مواد از طریق نشر
- تاثیر نیروهای تکتونیکی در حمل مواد

هسته‌بندی لوکوسوم در سنگ همگن اولیه صورت گرفته و با پیشرفت دگرگونی و افزایش حرارت و فشار هسته‌های تشکیل شده تجمع یافته و به صورت رگه‌ای مجزا در می آیند که با گذشت زمان و پیشرفت دگرگونی بر ضخامت رگه افزوده می‌شود. به طوری که سرعت افزایش حجم رگه بسیار بالاتر از حدی می‌شود که بتواند فضای زمینه اطراف خود را کنار زده و تصرف نماید، بدین ترتیب برای جلوگیری از افزایش حجم رگه در نقطه‌ای خاص دچار چین‌خوردگی می گردد. حجم کاهش یافته از زمینه نیز (با ترکیب کوارتز- فلدسپاتی) در یال چین جایگیری می‌کند [۲۹].

گسترش چین‌های پتیگماتیک در میگماتیت‌ها مستلزم جدایش ترکیبات نئوسومی از ترکیبات پالئوسوم است. جدایش لوکوسوم با نرخ کم آلبیت و جانشینی ملانوسوم به صورت سین تکتونیک گسترش می‌یابد. به نظر می‌رسد این فرآیند توسط چین‌خوردگی فعال مرزهای لوکوسوم و افزایش شعبات رگه‌ها در طی فرآیندهای ثانویه، انجام شود. حفظ اشکال خمش یافته در طی چین‌خوردگی ایزوکلینال اشکال پتیگماتیک محصول اختلاف شدید ویسکوزیته بین لایه‌های چین‌خورده و زمینه است که به دو صورت عمل می‌کند:

- موجب قطعه قطعه شدن ورقه‌های الاستیک می‌شود [۲۳].
- باعث تشدید چین‌خوردگی توسط خمش‌های ایزوکلینال شده و در یال داخلی چین‌ها فضای زمینه را کاهش می دهد[۲۲].

بنابراین اختلاف شدید ویسکوزیته بین رگه‌های کوارتز- فلدسپاتی با زمینه شیستی یا گنیسی، که نوعی اختلاف رئولوژیکی محسوب می‌شود، در رشد پتیگمات‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

بر اساس نتایج به دست آمده از آزمایش خزش اختلاف ویسکوزیته قابل ملاحظه‌ای بین گرانیت و شیست وجود ندارد [۲۸ و ۲۴]. بسیاری از زمین شناسان رخداد چین‌های پتیگماتیک در میگماتیت‌ها را به حضور و گسترش ذوب بخشی در این سنگ‌ها مربوط می‌دانند، اما مدل خاصی برای آن ندارند [۸ و ۳۱]. در واقع در شرایط عدم حضور مذاب نیز ممکن است چین‌خوردگی‌های پتیگماتیک شکل بگیرد [۱۰]. این در حالی است که چین‌های پتیگماتیک در سنگ هایی که دچار واکنش‌های دگرگونی که مذاب در آن‌ها نقش ندارد، هم دیده شده است.

در رخنمون‌های صحرایی میگماتیت‌های منطقه، حجم لوکوسوم در مقایسه با زمینه از ۱۵٪ تجاوز نمی‌کند و اندازه متوسط دانه‌های کوارتز ۲ میلی‌متر است. خمش لوکوسوم در میگماتیت‌ها در پاسخ به افزایش حجم قابل توجه آن صورت می‌گیرد تا از افزایش حجم آن در نقطه‌ای خاص از زمینه جلوگیری شود [۲۹].

چین‌های باز تا فشرده با توجه به ضخامت لولا و اندازه کمان داخلی مشخص می‌شوند که در میگماتیت‌های منطقه به وفور دیده می‌شوند (شکل۴، الف). چین‌های ایزوکلینال یال- های مستقیم و نوک نه چندان تیزی دارند (شکل ۴، ب).

چین‌های پتیگماتیک در ارتباط با مناطق مجاور رگه شدیداً دیس هارمونیک‌اند. مقدار $\lambda=L0/L1$ در چین‌های پتیگماتیک میگماتیت‌های تحول یافته از شیست‌ها از ۰/۶ تا ۰/۶۸ بوده (شکل۵، الف) و در میگماتیت‌ها مقدار λ تغییرات شدیدی از ۰/۵۲ تا ۰/۷۷ را نشان می‌دهد (شکل۵، ب).

ضخامت رگه پتیگماتیک نیز از مناطق اطراف زون میگماتیتی یعنی شیست‌ها (شکل۴، الف) به سمت زون میگماتیتی یعنی میگماتیت‌ها (شکل۸، الف) افزایش یافته و گاهی به حد دسی‌متر می‌رسد.

از نظر ترکیب کانی‌شناسی این چین‌ها شامل ترکیبات کوارتز- فلدسپاتی هستند به ندرت در آن‌ها بیوتیت دیده می شود و حتی اگر حضور داشته باشد به صورت بی‌شکل تبلور

یافته در حالی که در بخش‌های کناری و مجاور چین‌های پتیگماتیک مقدار بیوتیت افزایش می‌یابد و می‌تواند به صورت لایه‌ای نازک از ملانوسوم که عمدتاً از بیوتیت تشکیل شده در نظر گرفته شود.

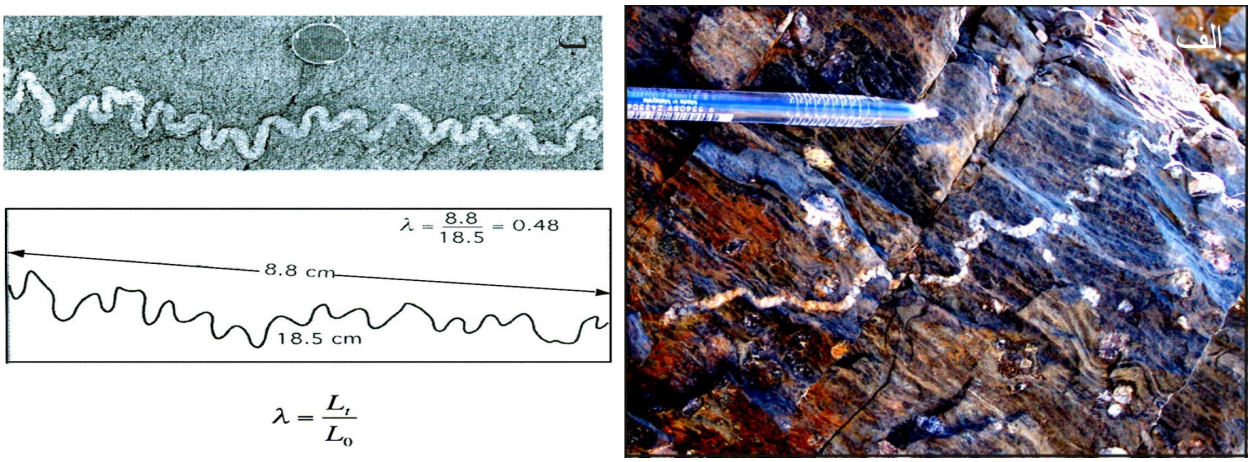
اندازه کانی‌های رگه‌های پتیگماتیک تا ۱۰ برابر نسبت به همان کانی‌ها در زمینه افزایش یافته است ولی در لولا معمولاً اندازه دانه کمتر از یال‌ها است. اما به طور کلی جهت یابی ترجیحی در هیچ یک از کانی‌های رگه دیده نمی‌شود.

پوشش رگه توسط غلاف نازکی از ملانوسوم صورت می گیرد که از بیوتیت تشکیل شده و از کوارتز و فلدسپات تهی هستند. البته غلاف ملانوسومی در اکثر موارد وجود ندارد.

گاهی چین‌های پتیگماتیک به سمت لولا رشد یافته‌اند به طوری‌که ضخامت لولای چین به طور قابل ملاحظه‌ای افزایش یافته و لولای چین حالت نوک تیز به خود گرفته (شکل۶، الف) و شبیه به چین‌های کلاس ۳ طبقه‌بندی رمزی می‌باشد. در برخی موارد هم رگه‌های کوچک فرعی از چین‌های پتیگماتیک منشعب می‌شود (شکل ۶، ب) که جنس آن‌ها از نوع آلکالی فلدسپار گرانیتی است. چین‌های کلاس۲ و کلاس ۳ به وفور در میگماتیت‌های تحول یافته از شیست‌ها گسترش یافته است (شکل ۷).

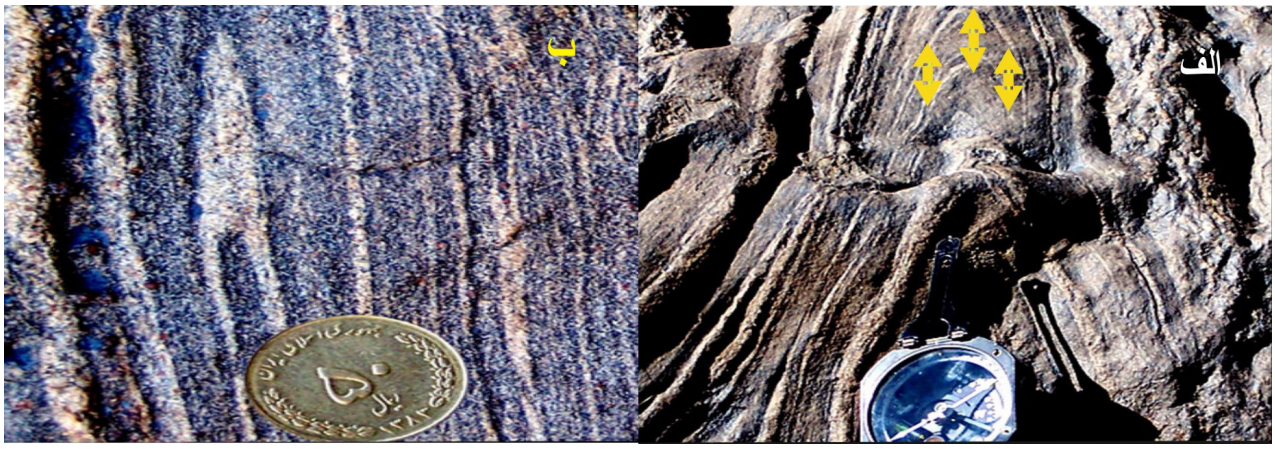
ریز ساخت‌های رگه به صورت فازهایی که در آن‌ها تصرف مکانی با برآمدگی لبه‌ها دیده می‌شود، نشان می‌دهد این ساختارها در اثر انتشار سیال ایجاد شده‌اند. این نوع پیشروی سیال در کانی‌های زمینه می‌تواند در حضور استرس‌های متفاوتی که به سنگ اعمال می‌شود گسترش یابد[۱۴]. به علاوه پتروگرافی آذرین رگه‌های پتیگماتیک می‌تواند به عنوان شاهدی بر حضور فاز مذاب در طی تغییر شکل ساختاری سنگ‌ها باشد. با افزایش درجه دگرگونی ابتدا کانی های زود گداز و سپس کانی‌های دیرگدازتر شروع به ذوب می‌کنند. در ابتدا حجم از دست رفته با ترکیب کوارتز-فلدسپاتی در یال‌های چین جایگزین می‌شود و باقی‌مانده آن که شامل کانی‌های دیرگداز میکایی می‌باشد، ملانوسوم را تشکیل می‌دهند که البته اغلب میگماتیت‌های منطقه فاقد ملانوسوم می‌باشند. رشد چین‌های پتیگماتیک در میگماتیت های منطقه احتمالاً همزمان یا بعد از میگماتیت‌زایی در منطقه صورت گرفته است زیرا علی‌رغم بودین شدن پورفیروبلاست‌هایی مثل آندالوزیت، چین‌های مذکور در هیچکدام از انواع میگماتیت‌ها، این کانی‌ها را قطع نکرده یا از فضای خالی اطراف بودین‌ها عبور نکرده‌اند. در اعماق زیاد پوسته برای دگرریختی شکل‌پذیر، رئولوژی سنگ‌ها معمولاً در چارچوب رابطه نسبت نرخ کرنش بر تنش توصیف می گردد. اگر کرنش الاستیکی در پاسخ به تنش تقسیم شونده از حد توان سنگ بگذرد (نقطه گسست کشیدگی) جریان خمیری و تجمع کرنش صورت می‌گیرد. در صورتی که نرخ کرنش به طور خطی و همراه با تنش تقسیم شونده افزایش یابد، گفته می‌شود که سنگ خصوصیت جریان نیوتنی یا خطی دارد. در صورتی‌که اگر نرخ کرنش به همراه تنش به صورت نمادی افزایش یابد، گفته می‌شود که سنگ رفتار جریان غیر نیوتنی دارد. هر دو نوع جریان می تواند در سنگ ها اتفاق بیفتد. توان n تنش بنام حساسیت نرخ تنش شناخته می‌شود که اگر برابر عدد یک باشد نشان دهنده خصوصیت نیوتنی و بیش‌تر از یک خصوصیت رفتار جریان غیر نیوتنی خواهد بود؛ البته برای سنگ‌ها از عدد ۵ تجاوز نمی‌کند. جریان نیوتنی مانند انحلال فشاری، خصوصیتی برای پخش همراه آن است؛ در حالی‌که رفتار غیر نیوتنی دقیقا ماجرای خزش و جابجایی آن را نشان می‌دهد و بیانگر آن است که اگر تنش تقسیم شونده تغییر کند آن‌ها با نرخ تنش ثابت دگرریخته خواهند شد. کشیدگی در حالت خمیری در سنگ‌ها معمولا با افزایش عمق پوسته کاهش می یابد، در این صورت تنش اصلی نقش چندانی در رئولوژی شکل‌پذیر سنگ‌ها ندارد. با این حال اندازه دانه‌ها تحت شرایط مختلف اهمیت ویژه‌ای دارد. بسیاری از سنگ‌ها به علت تغییر فابریک سنگ در طی تغییر شکل، حالت جریان یکنواختی در طول تکوین دگرریختی نشان نمی‌دهند. این مساله می‌تواند منجر به شکستگی در سنگ و توقف دگرریختی، و یا تجمع دگرریختی و محدود شدن آن در پهنه برشی گردد [۲۰].

شکل۴: الف) نمونه‌ای از چین‌های بسته در منطقه مورد مطالعه، ب) رخنمونی از چین‌های هم‌شیب در منطقه مورد مطالعه (به یال‌های موازی توجه شود).



شکل۵: الف) نمونه‌هایی از چین‌های پتیگماتیک در زون میگماتیتی (میگماتیت‌های آندالوزیت‌دار) دید به سمت شرق. ب) نحوه اندازه‌گیری فاکتور فشردگی در چین‌های پتیگماتیک [۲].

شکل ۶: الف) حالت نوک تیز در لولای چین، ب) رگه‌های کوچک فرعی که از چین‌های پتیگماتیک منشعب شده‌اند.



شکل ۷: الف) رخنمونی از چین‌های کلاس ۲ رمزی (مشابه) در منطقه مورد مطالعه، دید به سمت شمال غرب
ب) رخنمونی از چین‌های کلاس ۳ رمزی، دید به سمت جنوب غرب [۲].

نتیجه‌گیری

رگه‌های پتیگماتیک در میگماتیت‌های حاصل از ذوب بخشی و میگماتیت‌های تزریقی منطقه وجود دارد اما در میگماتیت های حاصل از تفریق دگرگونی دیده نمی‌شود. این امر احتمالاً با حجم کمتر لوکوسوم در این میگماتیت‌ها (تشکیل در شرایط سیستم بسته) نسبت به انواع میگماتیت‌های ذوب بخشی و تزریقی (تشکیل در شرایط سیستم باز) ارتباط دارد. رشد چین‌های پتیگماتیک در میگماتیت‌های حاصل از ذوب بخشی، در صورتی امکان‌پذیر است که فرآیند ذوب تا حدی پیش برود که مواد حاصل از ذوب در نقطه‌ای خاص تجمع یافته و به صورت رگه‌ای مجزا قابل تشخیص باشند. در این صورت پس از تشکیل لوکوسوم رشد رگه به سمت جلو (بیرون از رگه) و تصرف مکان‌های پیرامون آن رفته رفته بیش‌تر شده و فضای حاصل از کاهش حجم ناشی از ذوب را اشغال می‌کند و برای جلوگیری از افزایش حجم آن در نقطه ای خاص شروع به چین خوردن می‌کند. در میگماتیت‌های تزریقی نیز حجم مذاب تزریق شده باید بیش از گنجایش و ظرفیت لایه‌های در برگیرنده باشد. تشکیل چین‌های پتیگماتیک به طور قابل ملاحظه‌ای از اختلاف چگالی بین لایه با زمینه متاثر می‌شود؛ در واقع پارامترهای رئولوژیکی (یعنی رفتارهای متفاوتی که سنگ‌ها و کانی‌ها در مقابل تغییرات تکتونیکی از خود نشان می‌دهند)، اصلی‌ترین عامل کنترل کننده مکانیسم چین‌خوردگی‌های پتیگماتیک در مقابل چین‌های نرمال هستند. البته جایگیری سیال و مذاب ناشی از ذوب بخشی ممکن است همزمان با فعالیت‌های تکتونیکی تشدید و تسریع شود. رشد چین‌های پتیگماتیک در میگماتیت‌ها احتمالاً همزمان یا بعد از میگماتیت‌زایی در منطقه صورت گرفته است.

منابع

[۱] بهاری فر، ع. ا (۱۳۸۳) پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.

[۲] جعفری، س. ر (۱۳۸۵) پترولوژی میگماتیت‌ها و سنگ‌های پلوتونیک منطقه سیمین، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بوعلی‌سینا همدان.

[۳] جعفری، س. ر.، ایزدی کیان، ل.، سپاهی، ع. ا.، محجل، م. و آلیانی، ف (۱۳۸۶) شواهد پهنه برشی و معرفی آن در میگماتیت‌های منطقه سیمین (جنوب شرق همدان)، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین.

[۴] درویش‌زاده، ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، نشر امیرکبیر، ۳۴۳.

[۵] سپاهی، ع (۱۳۷۸) پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.

[6] Alavi, M (1994) Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretation, Tectonophysics, 229, pp. 211-238.

[7] Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution, American Journal of Science, 304, pp. 1-20.
[8] Ashworth, J. R. (Ed) (1985) Migmatites. Blackie, Glasgow, 302pp.
[9] Barnes, H.A., Hutton J.E, Walters ,K. (1993) An Introduction to Rheology, Elsevier Science Publishers, Netherlands, ISBN 0-444-87140-3
[10] Brown, M., Anerkin, Y. A., McLelIan, E. L., Sawyer, E. W. (1995) Melt segregation in migmatites, Journal of Geophysical Research, 100, pp. 15665-79.
[11] Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale P (2007) Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics, Earth and Planetary Science Letters, 264, 402–419
[12] Champallier R., Bystricky M., Arbare L (2008) Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: From pure hydrous melt to 76 vol.% of crystals, , Earth and Planetary Science Letters, 267, 571–583.
[13] Fox, R. W., McDonald, A.T., Pritchard P.J., (2004) Introduction to Fluid mechanics, 6th ed.
[14] Gower, R.J.W., Simpson, C (1992) Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. Journal of Structural Geology, 14, 301-313.
[15] Hodge, K., F., Carazzo G., Jellinek A. M (2012) Experimental constraints on the deformation and breakup of injected magma, Earth and Planetary Science Letters, 325–326, 52–62.
[16] Hyndman, D. W., (1985) Petrology of igneous and metamorphic rocks, MCGRAW. Hill, Newyork, 786 P.
[17] Jafari, S.R., Sepahi, A.A (2009) Metastable presence of andalusite to partial melting conditions in migmatites of the Simin area, Hamadan, Iran (IAGC, 1st International Applied Geological Congress, Mashhad Campus, Iran.
[18] Mehnert, K.R (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks, Elsevier, Amsterdam, 400 pp.
[19] Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran, Journal of Asian Earth Sciences, 21, pp. 397-412.
[20] Passchier, C.W., Trouw, R.A.J (2005) Microtectonics (2nd ed.), Springer-Verlag, Berlin.
[21] Poirier, J.P (1980) Shear localization and shear instability in materials in the ductile field. J. Struct. Geol. 2, 135-142.
[22] Price, N. J., Cosgrove, J. W (1990) Analysis of Geological Structures. Cambridge Unoversity Press, Cambridge.
[23] Ramsay, J.G., Huber, M.I. (1983) Modern Structural Geology. Academic Press, London.
[24] Ranalli, G (1995) Rheology of the Earth. Chapman and Hall, London.
[25] Robin, P.Y.F (1979) Theory of metamorphic differentiation and related processes. Geochimia et Cosmochimica Acta 51, 187-194.
[26] Rutter, E.H., Brodie, K.H., Irving, D.H (2006) Flow of synthetic, wet, partially molten "granite" under undrained conditions: an experimental study. J. Geophys. Res. 111. doi:10.1029/2005JB004257.
[27] 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 (13).
[28] Shahbazi, H., Siebel, W. Pourmoafee, M. Ghorbani, M. Sepahi, A.A. Shang, C.K. Vousoughi Abedini M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism, Journal of Asian Earth Sciences, 39 (6): 668-683(16).
[29] Shea, W.T., Konennberg, A. K (1992) Rheology and deformation mechanisms of an isotropic mica schist. Journal of Geophysical Research 97, 15, 201- 15, 237.
[30] Stel H (1999) Evolution of ptygmatic folds in migmatites from the type area (S. Finland), journal of Structural Geology, 21, 179-189.
[31] Tanner, D.C (1999) The scale-invariant nature of migmatite from the Oberpfalz, NE Bavaria and its significance for melt transport, Tectonophysics 302, 297–305
[32] Wilson, G (1952) Ptygmatic Structures and their origin. Geological Magnazine 89, 1- 21.