

ماهیت و نقش سیال‌های دگرگونی در تشکیل سنگ‌های دگرگونی دهنو (مشهد)

راحله هاتفی^۱، فریبرز مسعودی^۲، حسین معین وزیری^۱ و سید احمد مظاهری^۳

۱- گروه زمین شناسی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

چکیده

در ناحیه دهنو (مشهد) مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی به همراه توده‌های گرانیتوئیدی دیده می‌شود. در میان این شیست‌ها انواع دارای کلریتوئید توسط لایه‌های نازک از متاپلیت‌های دارای استرولیت و فاقد کلریتوئید از هم جدا شده‌اند. مطالعه دگرشکلی‌های منطقه نشان می‌دهد که کانی کلریتوئید در این سنگ‌ها از نسل دوم بوده و استرولیت‌ها نیز همزمان با تشکیل S_2 بوجود آمده است. بررسی‌ها نشان می‌دهند که در لایه‌های مجاور هم و با فاصله کمتر از چند متر، شیست‌های کلریتوئیددار و استرولیت‌دار، به تناوب تکرار می‌شوند. بدین ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که این لایه‌ها در فاز دگرگونی مشابهی شکل گرفته و شرایط فیزیکی (فشار و دما) حاکم بر آنها یکسان بوده است. تجزیه شیمیایی این سنگ‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی در قلمرو سنگ‌های مستعد تولید کلریتوئید قرار می‌گیرد. به عبارت دیگر این سنگ‌ها از نظر شیمیایی یکسان بوده و چنین به نظر می‌رسد که توالی کلریتوئید و استرولیت در لایه‌های متوالی مجاور یکدیگر و در فاصله‌ای محدود توسط سیال‌های دگرگونی کنترل شده است. پایین بودن فوگاسیته اکسیژن (XCO_2 بالا) که با وجود گرافیت تایید می‌شود، دلیل پایداری کلریتوئید و عدم تشکیل استرولیت در بعضی لایه‌ها می‌باشد. از آنجا که استرولیت در بالاترین شرایط دگرگونی منطقه شکل گرفته می‌توان گفت که در اوج دگرگونی در منطقه دهنو نقش سیالات حاوی CO_2 در انجام واکنش‌های دگرگونی و شکل‌گیری کانی‌های متفاوت موثر بوده است. اما حرکت سیال به میزانی نبوده است که بتواند حتی در فواصل چند متری سیال دگرگونی همگنی را بوجود آورد در نتیجه سنگ‌های با شیمی یکسان رفتار متفاوتی را نشان داده‌اند.

واژه‌های کلیدی: استرولیت، دگرشکلی، سیال دگرگونی، کلریتوئید، منطقه دهنو

مقدمه

سیال‌ها در فرایندهای دگرگونی دارای اهمیت ویژه‌ای هستند. فشار سیال در واکنش‌های ذوب، ترکیب آن در دمای انجام واکنش‌های دگرگونی، نقش آن در ایجاد متاسوماتیسم و تغییر ترکیب اولیه سنگ‌ها و همچنین تاثیر آن در انتقال حرارت از مواردی است که طی سال‌های متمادی در حال بررسی می‌باشد (Spear, 1993). از اینرو ماهیت و رفتار سیال‌های دگرگونی به لحاظ تئوری بسیار مورد مطالعه واقع شده است (1974، Kerrick؛ 1995، Cesare و Cui et al, 2003)، اما بررسی صحت مدل‌های ریاضی و انطباق آنها با پدیده‌های طبیعی می‌بایست در سنگ‌های دگرگونی مورد آزمایش قرار گیرد که این امر توسط مطالعه سیالات درگیر همراه سنگ‌های دگرگونی (Diamond, 2001) و یا توسط بررسی پاراژنز کانی‌ها در سنگ انجام پذیر است (Spear, 1993). سیالات درگیر معمولاً در سنگ‌های دگرگونی فراوان نیستند لذا استفاده از واکنش‌های دگرگونی و شرایط حاکم بر آنها به عنوان ابزاری در شناخت ماهیت سیال‌ها به کار می‌رود.

در منطقه دهنو (مشهد) برونزدهایی از توده‌های نفوذی شامل گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت، رگه‌های آپلیت و پگماتیت به همراه مجموعه متنوعی از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی دیده می‌شوند. سنگ‌های دگرگونی منطقه را اسلیت، فیلیت، گارنت شیست، آندالوزیت شیست، کلریتوئید شیست، استرولیت آندالوزیت گارنت شیست، استرولیت آندالوزیت شیست، مرمر، کوارتزیت و اسکارن تشکیل می‌دهند. منطقه ماگماتیسم و دگرگونی چند مرحله‌ای را متحمل شده اما وجود تنوع سنگی و حضور عناصر ساختاری مناسب این امکان را بوجود آورده که بتوان فرایندهای مختلف را از یکدیگر تفکیک نمود. در میان سنگ‌های دگرگونی، شیست‌های دارای کلریتوئید توسط لایه‌ای نازک از سنگ‌های دارای استرولیت و فاقد کلریتوئید از هم جدا شده‌اند. به نظر می‌رسد که تشکیل این میان لایه‌ها با تغییرات سیال همراه آنها در ارتباط باشد (هاتفی و بهاری فر، ۱۳۸۱). در این تحقیق سعی شده است با تعیین جایگاه ساختاری این سنگ‌ها در مجموعه دگرگونی دهنو، ماهیت و نقش سیال‌های همراه دگرگونی در ناحیه مورد بررسی قرار گیرد. برای انجام این تحقیق شواهد ساختاری سنگ‌های منطقه مورد توجه قرار گرفته و فازهای دگرگونی و نسل‌های مختلف کانی‌های وابسته به آنها تعیین شد. سپس بر اساس پاراژنز کانی‌ها، بخصوص رابطه نسل‌های مختلف کانی کلریتوئید و استرولیت و نتایج حاصل از آنالیز سنگ‌ها، شرایط دگرگونی حاکم و نقش سیال‌ها در شکل‌گیری آنها مورد تجزیه و تحلیل قرار داده شد.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه دهنو در استان خراسان و در فاصله $36^{\circ}20'18''$ تا $36^{\circ}23'17''$ عرض‌های شمالی و $59^{\circ}22'48''$ تا $59^{\circ}26'18''$ طول شرقی واقع گردیده است.

این منطقه بخشی از زون ساختمانی بینالود و در مجموعه سنگ‌های دگرگونی و آذرین جنوب - جنوب غرب مشهد قرار گرفته است. (Madjidi (1978 نفوذی‌ها و فازهای دگرگونی متفاوت این مجموعه را از یکدیگر تفکیک و خصوصیات هر یک را بیان نموده است. وی گرانیت‌ها را به انواع G_1 ، G_2 و G_3 تقسیم نموده و سه فاز دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی مجاورتی را معرفی نموده است.

در اولین مرحله دگرگونی، سنگ‌های پلیتی و رسوبی منطقه در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده و شیستوزیته S_1 به وجود آمده و کانی‌های کلریت، موسکوویت و بیوتیت در جهت S_1 جهت یافته شده‌اند. دومین مرحله دگرگونی از مرحله اول شدیدتر بوده و سنگ‌ها را در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون کرده است و شیستوزیته غالب در منطقه را (S_2) به وجود آورده است در این مرحله گارنت، آندالوزیت، کلریتوئید و استرولیت‌های سین تکتونیک تشکیل شده‌اند. این مرحله متقارن با گرانیت‌زایی است و به دنبال آن دگرگونی پسروده که ناشی از فعالیت‌های هیدروترمال بعد از نفوذ توده بوده، سبب تبدیل گارنت به کلریت، آندالوزیت به موسکوویت یا سیریسیت، بیوتیت به کلریت و استرولیت به کلریت شده است.

مجیدی (۱۹۷۸) زون بینالود را به دو بخش تقسیم نموده که منطقه مورد بحث در بخش جنوبی یا زون A قرار دارد. مجموعه دگرگونی رخنمون یافته در منطقه دهنو شامل سنگ‌های دگرگونی غالباً ناحیه‌ای و به مقدار بسیار محدودی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی است. توده‌های نفوذی رخنمون یافته در منطقه ده نو جزء توده‌های مزوکرات و فاز ماگمایی G_1 محسوب می‌شوند و شامل تونالیت، گرانودیوریت و کوارتزیدیوریت بوده و رگه‌های آپلیتی و پگماتیستی نیز در منطقه درخت بید برونز دارند. این سنگ‌ها حاوی آنکلاوهای از

شیست‌ها، فیلیت‌ها و مجموعه افیولیتی میزبان خود هستند. از نظر کانی‌شناسی، این سنگ‌ها شامل کوارتز، فلدسپات پتاسیک، پلاژیوکلاز، بیوتیت و گاهی آمفیبول و پیروکسن به عنوان کانی‌های اصلی و آپاتیت، زیرکن و گاهی گارنت به عنوان کانی‌های فرعی می‌باشند (کریم پور و ولی زاده، ۱۳۷۴).

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای عمدتاً متاپلیت بوده و شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست‌های کلریتوئیددار، گارنت دار، آندالوزیت دار و استرولیت‌دار هستند. همچنین مرمر، کوارتزیت و متاسامیت سنگ‌های دگرگونی پلیتی را همراهی می‌کنند. دگرگونی مجاورتی در منطقه، درجه پایین دگرگونی را نشان می‌دهد، به طوری که حتی کانی کردیریت در سنگ‌ها ظاهر نشده است. تنها شواهد واضح دگرگونی مجاورتی حضور دو توده اسکارن در حواشی رخنمون‌های توده در محل‌های دهنو و دره کاکوتی است.

شیست‌های کلریتوئیددار

در ناحیه دهنو در ۱۵ کیلومتری شمال غرب مشهد، شیست‌های کلریتوئیددار رخنمون دارند. کلریتوئید در شیست‌های پلیتی خاکستری تا سیاه‌رنگ و ریزدانه به صورت پورفایروبلست‌های شکل‌دار به رنگ سبز تیره و به اندازه ۲ تا ۵ میلی متر دیده می‌شود. مهمترین کانی‌های همراه کلریتوئید کانی‌های کوارتز، کلریت، موسکوویت و بیوتیت هستند. فیلوسیلیکات‌ها جهت یافته بوده و فولیاسیون سنگ را می‌سازند اما بلورهای کلریتوئید جهت یافتگی مشخصی نشان نمی‌دهند.

در فاصله‌ای چند متری، شیست‌ها دارای میان لایه‌هایی هستند که در آنها کلریتوئید حضور ندارد ولی سنگ‌ها دارای استرولیت هستند. در صورتی که استرولیت از کلریتوئید بوجود آمده باشد، تشکیل این سنگ‌ها در فاصله‌ای اندک امکان بررسی شرایط حاکم بر دگرگونی بجز حرارت و فشار را فراهم می‌نماید. اما با توجه به تاثیر فازهای دگرگونی متعدد در منطقه و وجود نسل‌های مختلف کلریتوئید و استرولیت در سنگ‌های دگرگونی می‌بایست ارتباط زمانی تشکیل این دو کانی در منطقه مشخص شود. بدین منظور مطالعات ساختاری برای تشخیص توالی وقایع و زمان تشکیل کانی‌های دگرگونی در منطقه انجام شد. همچنین به منظور بررسی پروتولیت شیست‌های کلریتوئیددار و میان لایه‌های فاقد آن، تعداد ۵ نمونه از سنگ‌های دارای کلریتوئید و فاقد کلریتوئید و دارای استرولیت انتخاب و به روش XRF در آزمایشگاه کانپژوه تجزیه شدند. نتایج حاصل در جدول ۱ آمده است.

Rock	گارنت کلریتوئید شیست	استرولیت آندالوزیت گارنت شیست	گارنت کلریتوئید شیست	کلریتوئید شیست	کلریتوئید شیست
SiO ₂	61.8	67.1	57.7	60.4	57.9
TiO ₂	0.5	0.6	0.3	1.0	0.9
Al ₂ O ₃	19.6	15.0	20.8	19.1	21.4
Fe ₂ O ₃	0.9	3.6	1.0	2.0	0.9
FeO	7.1	4.7	7.5	4.9	7.3
MnO	1.9	2.0	4.6	0.8	2.2
MgO	1.8	1.8	1.7	2.8	1.7
CaO	0.2	0.5	0.8	0.6	0.2
Na ₂ O	1.1	0.9	1.9	1.6	1.8
K ₂ O	2.1	1.0	2.3	3.8	2.9
L.O.I	2.9	2.7	3.2	2.8	3.0
C	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2
Zn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.1	100.1	102.1	100.1	100.4

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی پنج نمونه از شیست‌های منطقه که در آزمایشگاه کانپژوه انجام شده است.

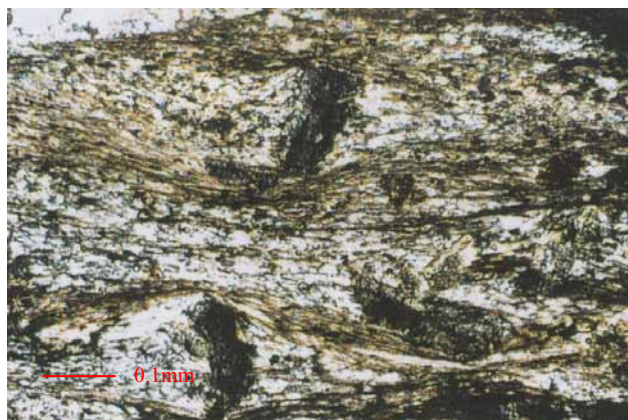
نسل‌های مختلف کلریتوئید و استرولیت

دگرشکلی و ارتباط آن با تبلور کانی‌های دگرگونی در منطقه توسط معین وزیری و همکاران (۱۳۸۴) بررسی شده و حداقل سه فاز اصلی دگرشکلی معرفی شده است. فازهای دگرشکلی باعث تشکیل سه فابریک صفحه‌ای S_1 ، S_2 و S_3 گردیده‌اند. کلریت، موسکوویت و بیوتیت در S_1 حاصل شده‌اند و در زمان تشکیل S_2 در جهت فولیاسیون جدید قرار گرفته‌اند و تبلور آنها بعد از S_2 نیز ادامه پیدا کرده که سودومورفیسم سریسیت و موسکوویت بجای آندالوزیت و کلریت بجای گارنت و استرولیت دلیلی بر تبلور پس تکتونیک آنها می‌باشد. گارنت‌ها به دو صورت دارای سایه فشاری و بدون سایه فشاری وجود دارند که انواع دارای سایه فشاری پیش S_2 و انواع بدون سایه فشاری هم S_2 می‌باشند.

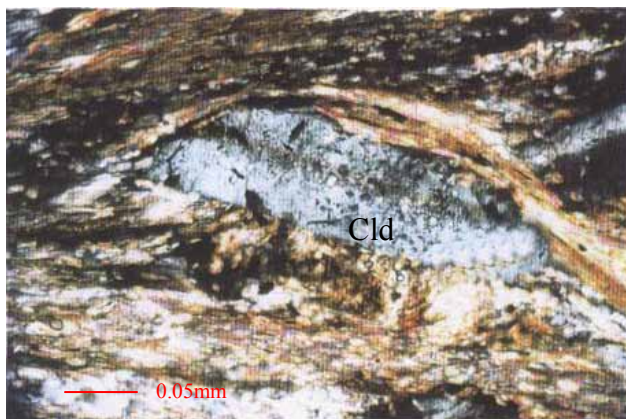
آندالوزیت‌ها نیز به دو صورت وجود دارند، آندالوزیت‌های دارای سایه فشاری که قبل از S_2 حاصل شده‌اند و آندالوزیت‌های فاقد سایه فشاری که هم زمان با S_2 هستند. تبدیل آندالوزیت به سریسیت و موسکوویت، نیز دلیلی بر تبلور این کانی پیش از S_3 (قبل و همزمان با تزریق توده‌های نفوذی) می‌باشد.

کلریتوئید طیف وسیعی از نظر زمانی با دگرشکلی‌های حاکم بر منطقه نشان می‌دهد. این کانی در سه موقعیت پیش، هم و پس S_2 دیده می‌شود. وضعیت قرارگیری کلریتوئید در سنگ و ارتباط آن با فولیاسیون با وجود سایه فشاری مبین پیش S_2 بودن آن (شکل ۱) و قرارگیری آن بر روی کلیواژ S_2 و بدون سایه فشاری بودن دلیلی بر هم S_2 بودن آن است (شکل ۲) اما کلریتوئیدهایی نیز وجود دارند که بر روی سریسیت‌های حاصل از دگرگونی قهقرایی آندالوزیت‌ها تشکیل شده‌اند که احتمالاً باید پست S_2 باشند (شکل ۳).

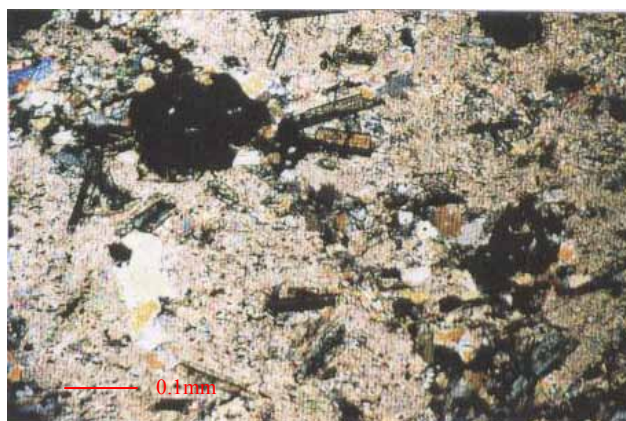
رابطه تبلور استرولیت با دگرشکلی از آن جهت مهمتر می‌نماید که این کانی در حرارت و فشار بالاتر نسبت به کانی‌های قبلاً ذکر شده، تشکیل می‌گردد، بنابراین حداکثر شدت دگرگونی منطقه را نشان می‌دهد. با وجود تعداد کم بلورهای استرولیت در مقاطع و در منطقه، مطالعات بافتی نشان دهنده تبلور این کانی هم زمان با S_2 می‌باشد زیرا هم جهت با فولیاسیون و بدون منحرف کردن آن قرار گرفته است (شکل ۴)، به‌علاوه شیسستوزیته S_2 را در خود ثبت نکرده و نیز پس S_2 می‌باشد زیرا بلورهای اتومورف آن بر روی سریسیت‌های حاصل از آلتراسیون آندالوزیت رشد کرده و در داخل آندالوزیت محصور گردیده است (شکل ۵).



شکل ۱- تصویر میکروسکوپی از کلریتوئیدهایی که قبل از S_2 متبلور شده و تحت اثر تکتونیک دارای سایه فشاری شده‌اند (XPL).



شکل ۲ تصویر میکروسکپی از یک کلریتوئید سین تکتونیک (XPL).



شکل ۳ تصویر میکروسکپی از کلریتوئیدهایی که تحت اثر S_2 قرار نگرفته و بعد از آن متبلور شده اند (XPL).



شکل ۴-تصویر میکروسکپی موقعیت استارولیت نسبت به فولیاسیون (PPL)، بنظر می‌رسد که این کانی هم تکتونیک باشد.



شکل ۵- حضور یک بلور کوچک استارولیت در داخل آندالوزیت (XPL).

بحث

رابطه تبلور کلریتوئید با استرولیت

کلریتوئید در یکی از دو سیستم منوکلینیک یا تری کلینیک متبلور می‌گردد. نوع منوکلینیک در سنگ‌های دگرگونی درجه بالاتر و نوع تری کلینیک در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین‌تر به وجود می‌آید. کلریتوئیدهای نسل دوم دارای سیستم تری کلینیک بوده و بر اساس مطالعات (Plimer and Moarez, 1979) از نوع پلی‌مورف درجه پایین دگرگونی هستند. لذا نبود کلریتوئیدهای نسل دوم در شیست‌ها و حضور استرولیت‌های S_2 در سنگ می‌تواند نشان دهنده واکنش دگرگونی باشد.

به طور معمول در دگرگونی پیشرونده ظهور استرولیت با ناپایداری کلریتوئید همراه است بدین ترتیب که با افزایش درجه دگرگونی از مقدار کلریتوئید کاسته شده و بر مقدار استرولیت افزوده می‌گردد اما در منطقه ده نو، بین دو لایه کلریتوئید شیست، لایه نازکی از استرولیت شیست دیده می‌شود که در آن هیچ اثری از بلورهای کلریتوئید وجود ندارد. با توجه به این که فاصله این ۳ باند کمتر از ۳۰ متر است لذا به نظر نمی‌رسد که تغییرات شرایط فیزیکی مانند حرارت و فشار موجب این تنوع سنگی شده باشد. محققان عوامل دیگری مانند تفاوت ترکیب شیمیایی پروتولیت، نوع و فشار سیال را برای این تغییر ناگهانی پارائز معرفی کرده‌اند (مانند Spear, 1993).

- پروتولیت کلریتوئید شیست‌ها

در گذشته تصور می‌شد که کلریتوئید یک کانی کمیاب است و تنها تحت شرایط استرس در سنگ‌هایی با ترکیب شیمیایی محدود به وجود می‌آید (Harker, 1932). با ادامه تحقیقات بر روی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی، پترولوژیست‌ها به ترکیب شیمیایی مناسب برای تشکیل کلریتوئید توجه کرده‌اند، به طوری که (Halfedrahl, 1961) تحقیق گسترده‌ای بر روی شیمی سنگ‌های دارای کلریتوئید انجام داد و محدودیت‌های تشکیل کلریتوئید توسط ترکیب شیمیایی کل سنگ میزبان را به صورت زیر عنوان کرد:

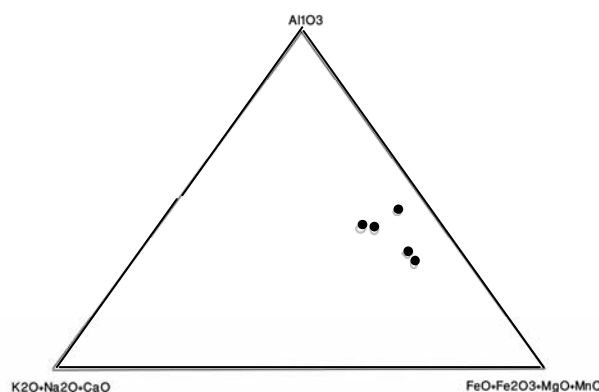
- کلریتوئید در سنگ‌های با محدوده وسیعی از مقادیر سیلیس می‌تواند ظهور کند. در سنگ‌های دارای کلریتوئید معمولاً آلومین بیشتر از کل اکسیدهای مافیک ($FeO+Fe_2O_3+MgO+MnO$) سنگ است و آلومین

اضافی موجود در ساختمان کلریتوئید، آلومینی است که بعد از محاسبه مقدار آلومین مصرف شده در ساختمان موسکوویت یا بیوتیت، پاراگونیت یا آلبیت و مارگاریت یا اپیدوت باقی می‌ماند.

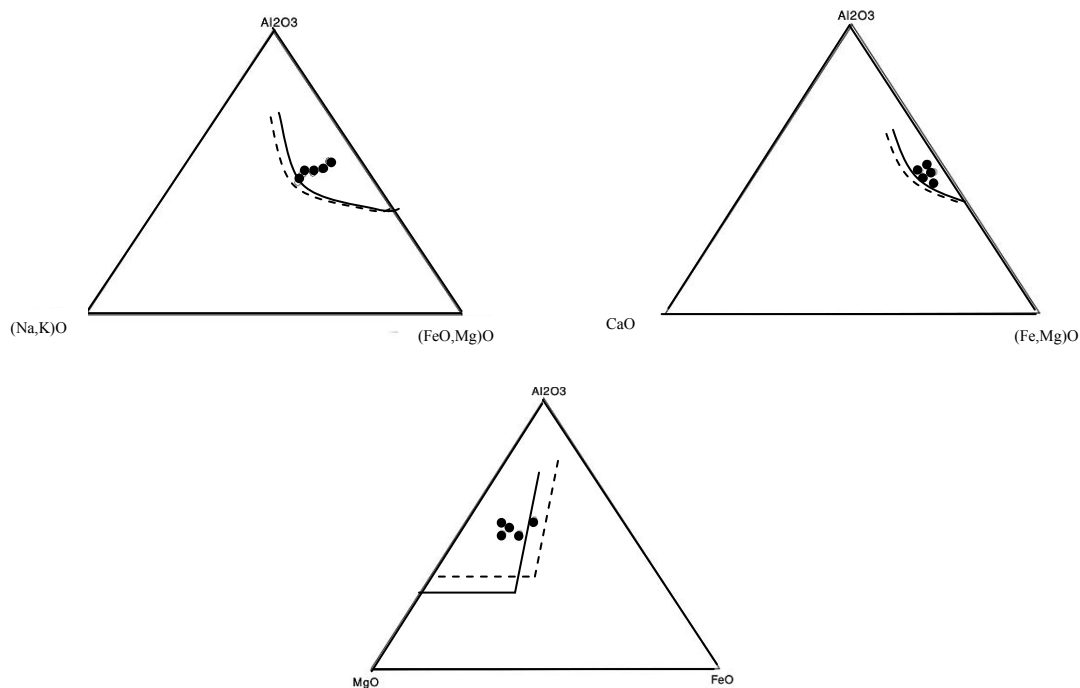
- در این سنگ‌ها، مجموع مقادیر اکسیدهای آهن و منگنز بیشتر از مقدار اکسید منیزیم ($FeO+MnO>MgO$) و نیز مجموع مقادیر اکسیدهای آهن دو ظرفیتی و منیزیم بیشتر از مقدار آهن سه ظرفیتی است ($FeO+MgO>Fe_2O_3$). Halfedrahl این خصوصیات را در ۵ هیستوگرام و یک نمودار مثلثی نشان داد. موقعیت نمونه‌های تجزیه شده منطقه از شیست‌های کلریتوئید دار و یا استرولیت دار و در قلمرو سنگ‌های کلریتوئید دار هلفدرال قرار می‌گیرند (شکل ۶).

Hoschek (1969) در بررسی ترکیب شیمیایی سنگ‌های دگرگونی، مشخص نمود که رسوبات دگرگون شده دارای کلریتوئید نسبت به سنگ‌های دگرگون شده فاقد کلریتوئید از نظر کلسیم و آلکالی‌ها فقیرتر و از نظر آلومینیوم غنی‌تر و دارای نسبت‌های Mg/Fe پایین‌تری هستند. او نشان داده که میدان ترکیبی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده دارای کلریتوئید از سنگ‌های رسوبی دارای استرولیت محدودتر است (شکل ۷).

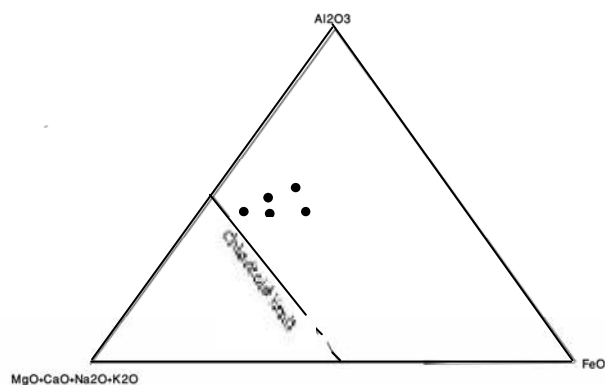
از طرف دیگر (Fillin, 1996)، تعداد ۱۴۷ تجزیه شیمیایی از مناطق مختلف را بر روی نمودار مثلثی منتقل نمود و ملاحظه نمود که این نقاط در دو محدوده جدا از یکدیگر متمرکز می‌شوند. فیلین این دو محدوده را توسط خطی که آن را مرز کلریتوئید نامید، از هم جدا نمود. او نمونه‌های قرار گرفته در بالای خط مذکور را پلیت‌های دارای کلریتوئید و نمونه‌های قرار گرفته در زیر این خط را پلیت‌های فاقد کلریتوئید نامید. بر روی نمودار یاد شده کل نمونه‌های تجزیه شده بدون در نظر گرفتن وجود یا نبود کلریتوئید یا استرولیت در بالای خط جدا کننده یعنی محدوده سنگ‌های دارای کلریتوئید قرار گرفته‌اند (شکل ۸). بر اساس این نمودار، شیست‌های کلریتوئیددار و فاقد کلریتوئید و دارای استرولیت منطقه مشهد از نظر ترکیب شیمیایی در قلمرو سنگ‌هایی قرار می‌گیرند که بالقوه توانایی تبلور کلریتوئید را دارند و تفاوت سنگ‌ها از نظر وجود یا نبود دو کانی کلریتوئید و استرولیت به دلیل تفاوت ترکیب شیمیایی آنها نیست.



کل ۶- تغییرات $FeO+Fe_2O_3+MgO+MnO$ ، Al_2O_3 ، $K_2O+Na_2O+MgO+MnO$ در سنگ‌های دارای کلریتوئید(اقتباس از Halfedrahl ، 1961)



شکل ۷- محدوده ترکیب شیمیایی سنگ‌های دارای کلریتوئید و استرولیت. محدوده مشخص شده با خط ممتد نشان دهنده قلمرو تبلور کلریتوئید و محدوده مشخص شده توسط خط چین بیانگر قلمرو تبلور استرولیت می‌باشد (اقتباس از Hoschek ، 1967).



شکل ۸- نمودار ژئوشیمیایی مشخص کننده میدان حضور کلریتوئید در متاپلیت‌ها (اقتباس از Fillin ، 1996)

- نوع و نقش سیال‌های دگرگونی

در فرآیندهای دگرگونی نوع سیال، میزان آن و مقدار حرکت آن در طی دگرگونی همواره مورد توجه بوده است. تعیین مقدار عددی سیال‌های همراه دگرگونی آسان نیست اما در مورد نوع سیال‌های دگرگونی و مقدار حرکت آن بررسی‌های زیادی انجام شده است (Spear, 1993). (Nabelek and Wilke (2002) معتقدند که

CO₂ مهمترین همراه آب در سنگ‌های دگرگونی پلیتی است و حضور آن انجام واکنش‌های دگرگونی را کنترل می‌نماید. وجود این سیال می‌تواند در منطقه مورد مطالعه تشکیل استرولیت را نیز کنترل کرده باشد. Holdway (1978) بالاتر بودن XH₂O را برای تشکیل کلریتوئید موثر می‌داند و بیان می‌کند که بالا بودن فوگاسیته CO₂ مانع از تشکیل کلریتوئید حتی در سنگ‌هایی با ترکیب شیمیایی و فشار و حرارت مناسب می‌شود. در مقابل (Likhanov et al, 2001) در سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه خود همراهی گرافیت با کلریتوئید را گزارش کرده و نقش سیال را در تشکیل کلریتوئید ضعیف می‌داند.

با توجه به اینکه در نمودارهای (Halfedrahl (1961)، Hoschek (1969) و Fillin (1996) ترکیب شیمیایی سنگ‌های کلریتوئید دار و بدون کلریتوئید (اما دارای استرولیت) ده نو در قلمرو سنگ‌هایی قرار می‌گیرند که بالقوه توانایی تبلور کلریتوئید را دارند و با فاصله‌های چند متری و به طور ناگهانی پاراژنز [Ctd -Std] + به پاراژنز [Ctd +Std] - تبدیل می‌شود، موضوع تفاوت شیمیایی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی و تغییرات حرارت و فشار در این سنگ‌های متفاوت منتفی می‌شود.

از طرف دیگر مطالعات میکروسکوپی نشان داده که کلریتوئیدهای نسل دوم غالباً دارای ساخت پوئی کیلیتیک بوده و اداخل‌های این کانی بیشتر از نوع گرافیت هستند. با توجه به این مطالب چنین به نظر می‌رسد که تناوب تبلور کلریتوئید و استرولیت به فواصل کم در شیب‌های ده نو باید نتیجه عملکرد تاثیر سیال بر این لایه‌ها باشد. پایین بودن فوگاسیته اکسیژن (XCO₂ پایین) که با وجود گرافیت تایید می‌شود (Spear, 1993) و بالا بودن XH₂O دلیل پایداری کلریتوئید و عدم تشکیل استرولیت در بعضی لایه‌ها بوده است. به نظر می‌رسد که ماهیت سیال دگرگونی توسط میزان کربن سنگ اولیه کنترل شده و حرکت سیال‌های دگرگونی محدود و به حدی نبوده است که بتواند سیالی همگن در مقیاس ناحیه‌ای بوجود آورد.

نتیجه‌گیری

مطالعه شیب‌های کلریتوئیددار در منطقه دهنو نشان می‌دهد که در برخی لایه‌ها، واکنش تبدیل کلریتوئیدهای نسل دوم به استرولیت‌های نسل دوم صورت گرفته است. انجام این واکنش توسط ماهیت سیال‌های دگرگونی کنترل شده است. پایین بودن فوگاسیته اکسیژن و بالا بودن XH₂O دلیل پایداری کلریتوئید و عدم تشکیل استرولیت در بسیاری از لایه‌ها بوده است.

لذا حرارت و فشار دگرگونی برای تشکیل استرولیت در منطقه کافی بوده است. با توجه به این موضوع که استرولیت یکی از کانی‌هایی است که در بالاترین شرایط دگرگونی همزمان با تشکیل S₂ شکل گرفته می‌توان گفت که در اوج دگرگونی در منطقه دهنو نقش سیالات حاوی CO₂ در انجام واکنش‌های دگرگونی و شکل‌گیری کانی‌های متفاوت موثر بوده است. حرکت سیال‌های دگرگونی محدود بوده و به میزانی نبوده که بتواند حتی در فواصل چند متری، سیال دگرگونی همگنی را بوجود آورد و سنگ‌های با شیمی یکسان، رفتار متفاوتی را نشان داده‌اند.

منابع

- معین وزیری، ح؛ مظاهری، ا؛ هاتفی، ر. و بهاری فر، ع.، ۱۳۸۴. دگرشکلی و ارتباط آن با تبلور کانی‌های دگرگونی در منطقه دهنو (مشهد-خراسان). نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

- ولی زاده، م. و کریم پور، ح.، ۱۳۷۴. منشأ و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد. مجله علوم دانشگاه تهران، ۲۱، ۸۲-۷۱.

- هاتفی، ر. و بهاری فر، ع.، ۱۳۸۱. تغییرات ناگهانی پاراژنز در سیستم‌های کلریتوئیددار یا استرولیت‌دار ناحیه ده نو (مشهد). ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

-Cesare, B., 1995. Graphite precipitation in C-O-H fluid inclusions; close system compositional and density changes, and thermobarometric implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 25-33.

-Cui, X., Nebelek, P. I. and Liu, M., 2003. Reactive flow of mixed CO₂-H₂O fluid and progress of calc-silicate reactions in contact metamorphic aureoles; insights from two-dimensional numerical modeling. *J. Metamorphic Geol.*, 21, 663-684.

-Diamond, L. W., 2001. Review of the systematic of CO₂-H₂O fluid inclusions. *Lithos*, 55, 69-99.

-Fillin, D., Key, R.M. and Khoo, T.T., 1996. The chloritoid schists of Shetland and their thermal metamorphism. *J. Geol.*, 32,(1), 67-82.

-Halfedrahl, L.B., 1961. Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petr.*, 2: 49-135.

-Harker, A., 1932. *Metamorphism*. London, 360p.

-Holdway, M.J., 1978. Significance of chloritoid-bearing and staurolite-bearing rocks in the Picuris Range, New Mexico. *Geol. Soc. America Bull.*, 89: 1404-1414.

-Hoschek, G., 1969. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Min. Petr.*, 22: 208-232.

-Likhanov, I.I., Reverdatta, V.V., Sheplev, V.S., Verschinin, A.E., and Kozlov, p.S., 2001. Contact metamorphism of Fe- and Al- rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia, Russia. *Lithos*. 58: 55-80.

-Kerrick, D. M., 1974. Review of metamorphic mixed-volatile (H₂O-CO₂)equilibria. *Am. Mineral.*, 59, 729-762.

-Madjidi, B., 1978. Etude Petrostructurale de la ergion de Mashhad(Iran). These docteur. Ingeniever, Univ. Sci. ct. Med.

-Plimer, I.R. and Moazez-Lesco, Z., 1981. Porphroblast normal reverse and unzoned garnets from the Drakht-Bid aureole, Mashhad, Iran. *TMPM. Tsch. Min. Petr. Mitt.*, 28:245-263.

-Nabelek P.I. and Wilke M., 2002. Carbonic fluid production during regional and contact metamorphism in the Black Hills. USA. *Goldschmidt Conference Abstracts*.

-Spear, F. S., 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Book Crafters, Inc., Chelsea, Michigan, U.S.A.