

نبود کلریتوید در متاپلیت‌ها و نقش فشار سیال‌ها: شواهدی از منطقه همدان، زون سندانج - سیرجان، ایران

علی اکبر بهاری فر*

^۱ دانشگاه پیام نور، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، ابهر، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۲/۱۴

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۸/۲۵

چکیده

کلریتوید، به عنوان یکی از کانی‌های دگرگونی متاپلیت‌ها در درجات پایین تا متوسط دگرگونی، در متاپلیت‌های منطقه همدان یافت نمی‌شود. مقایسه نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های همدان با معیارهای ژئوشیمیایی سنگ‌های کلریتویددار، نشان می‌دهد که نمونه‌های همدان دارای ترکیب شیمیایی مساعد بوده‌اند. از آن جا که دما و فشار نیز در بسیاری از سنگ‌ها در محدوده پایداری کلریتوید است؛ ترکیب سیال، به عنوان تنها عامل مؤثر احتمالی، مد نظر قرار گرفت. بررسی‌ها نشان می‌دهد که به علت وجود گرافیت در متاپلیت‌های منطقه همدان، ترکیب سیال H_2O در این منطقه خالص نبوده و بیشترین مقدار مجاز آب در سیال‌های منطقه همدان، با توجه به دامنه تغییرات دما و فشار، در حدود ۰/۹ بوده است. به این ترتیب به نظر می‌رسد برای پیدایش کلریتوید، مقدار XH_2O سیال‌ها در زمان دگرگونی باید بیش از ۰/۹ باشد. احتمال دارد با اعمال محدودیت یادشده از نظر سیال، بسیاری از محدودیت‌های ژئوشیمیایی اعلام شده پیشین، منتفی شده و تناقض‌های موجود در معیارهای ژئوشیمیایی پیشین، برطرف شود.

کلیدواژه‌ها: کلریتوید، ترکیب شیمیایی کل سنگ، فشار سیال‌ها، متاپلیت، همدان

* نویسنده مسئول: علی اکبر بهاری فر

E-mail: Baharifar@gmail.com

۱- مقدمه

کلریتوید یکی از کانی‌های سنگ‌های دگرگونی با منشأ پلیتی، در درجات پایین تا متوسط دگرگونی است که به طور معمول حضور آن با محدودیت‌هایی همراه است. ترکیب شیمیایی مناسب، همواره به عنوان یکی از معیارهای اصلی پیدایش این کانی در متاپلیت‌ها عنوان شده بود (Halferdahl, 1961)؛ تا این که (Halferdahl, 1961) ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کلریتویددار را به شرح زیر خلاصه نمود:

مقادیر مختلف SiO_2 ؛ مقدار آلومینیم بیش از مجموع عناصر مافیک ($Mg + Fe$) و وجود آلومینیم اضافی پس از محاسبه K_2O در ساختار مسکوویت و بیوتیت، Na_2O در ساختار پاراگونیت یا آلپیت و CaO در ساختمان گارنت یا اپیدوت؛ مقدار $FeO + MnO$ بیش از MgO ؛ میزان $FeO + MnO$ بیش از Fe_2O_3 . به دنبال وی، (Hosehek, 1967) اشاره می‌کند که سنگ‌های کلریتویددار نسبت به سنگ‌های استارولیت‌دار، فقیرتر از کلسیم و قلیایی‌ها بوده و از آلومینیم غنی هستند و نیز نسبت Mg/Fe آنها پایین است. (Khoo, 1974) دریافت که معیارهای هوزک، راهنمای مناسبی برای تفکیک سنگ‌های کلریتویددار و سنگ‌های بدون کلریتوید نیست. (Deer et al., 1982) به نقش اکسایش توجه نموده و معتقدند که اگر نسبت اکسایش بیش از ۹۰ باشد، کلریتوید در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین، تشکیل نخواهد شد. (Wang & Spear, 1991) میزان آهن کل سنگ را در پیدایش کلریتوید در کنار بیوتیت مؤثر می‌دانند و (Kohn & Spear, 1993) به نقش منگنز و کلسیم اشاره می‌کنند. (Whitney et al., 1996) یافته‌های پیشین (Wang & Spear, 1991) را تأیید کرده و همزمان، (Flinn et al., 1996) نیز یافته‌های پیشین (Khoo, 1974) را مورد تأیید قرار دادند. (Stuwe & Ehlers, 1997) نیز به میزان آلومینیم سنگ توجه نموده و مقدار آن را مهم می‌دانند. از نظر فشار و دما، دامنه پایداری کلریتوید به نسبت وسیع است، به طوری که از درجات پایین دگرگونی ظاهر شده و تا درجات بالا پایداری است (Deer et al., 1982). از نظر فشار نیز پایداری کلریتوید تا ۲۰ کیلو بار گزارش شده است (Gabriele et al., 2003; Wei & Song, 2008). از نظر جایگاه ژئودینامیکی دگرگونی، کلریتوید هم در دگرگونی کوهزایی و هم در دگرگونی‌های موضعی و مجاورتی دیده شده است (مانند؛ Flinn et al., 1996; Likhanov et al., 2001).

افزون بر آن؛ این کانی در دگرگونی پسرونده نیز تشکیل می‌شود (Deer et al., 1982)؛ (Stuwe & Ehlers, 1997).

با توجه به توضیحات بالا، می‌توان انتظار داشت که در دگرگونی درجه پایین تا متوسط، کلریتوید به عنوان یکی از کانی‌های متعارف متاپلیت‌ها حضور گسترده‌ای داشته باشد؛ اما گسترش این کانی در عمل بسیار محدود بوده و هنوز هم بررسی‌های مختلف، علت این مسئله را مورد توجه قرار می‌دهند.

در زون سندانج - سیرجان متاپلیت‌ها با درجات مختلف دگرگونی، گسترش دارند. حضور کلریتوید در بخش‌های جنوبی این زون و در ناحیه کوه تنبور سیرجان گزارش شده است (Moazzen, 2004)؛ اما در بخش‌های شمالی و بویژه در ناحیه همدان، به رغم گسترش وسیع سنگ‌های دگرگونی دیناموترمال و مجاورتی با منشأ پلیتی، این کانی دیده نمی‌شود. اگر چه در مروری گذرا، نبود کلریتوید، به ترکیب شیمیایی نامناسب سنگ مادر نسبت داده شده است (بهاری فر، ۱۳۶۷؛ سپاهی گرو، ۱۳۷۹)، در اینجا با در نظر گرفتن ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های دگرگونی منطقه، علت نبود کلریتوید را مورد بحث قرار می‌دهیم.

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه همدان

منطقه همدان بخشی از زون سندانج - سیرجان (Stöcklin, 1968) به شمار می‌رود. زون سندانج - سیرجان در حدود ۱۳۰۰ کیلومتر طول داشته و منطقه همدان، در شمال باختری آن واقع است (شکل ۱-الف). محدوده همدان به طور عمده متشکل از سنگ‌های دگرگونی و پلوتونیک مزوزویک است (Baharifar et al., 2004). گرانیتهای، در بخش‌های گسترده‌ای رخنمون داشته و توسط سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و دیناموترمال، در بر گرفته شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی این منطقه دارای پروتولیت‌های گوناگون هستند که بیشترین حجم به متاپلیت‌ها اختصاص دارد (معین‌وزیری و بهاری فر، ۱۳۷۶). متاپلیت‌های این منطقه در دگرگونی دیناموترمال شامل اسلیت، فیلیت، انواع شیست (با دست کم یکی از پورفایرولاست‌های گارنت، آندالوزیت، استارولیت، سیلیمانیت) و در دگرگونی مجاورتی نیز شامل شیست

نیز توسط (Khoo 1974) اشاره شده بود.

۳-۳. معیارهای (Khoo 1974)

با بیان این مسئله که معیارهای (Hosehek 1967) کارایی کافی ندارند، (Khoo 1974) نمودار مثلی دیگری را پیشنهاد کرد که در آن سنگ‌های کلریتوئیددار از سنگ‌های بدون کلریتوئید تفکیک شده‌اند. بر اساس معیارهای Khoo، حد ترکیبی سنگ‌های کلریتوئیددار، عبارت است از: $(0.77 + \text{FeO}) - 12.15 > \text{Al}_2\text{O}_3$ به نحوی که تمام مقادیر، مقادیر مولکولی بوده و $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Al}_2\text{O}_3) = 100$ باشد (Flinn et al., 1996). شکل ۵ سنگ‌های منطقه همدان را در نمودار (Khoo 1974) نشان می‌دهد. چنان که دیده می‌شود؛ به استثنای دو نمونه که در خارج از محدوده ترکیبی بدون کلریتوئید قرار گرفته‌اند، ۹۸/۷ درصد سنگ‌های منطقه در محدوده سنگ‌های کلریتوئیددار واقع می‌شوند.

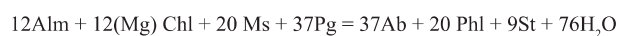
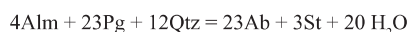
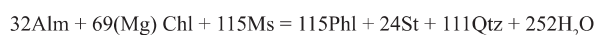
۳-۴. معیارهای دیگر

افزون بر معیارهای نامبرده در بالا، معیارهای دیگری نیز به عنوان ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کلریتوئیددار، توسط پژوهشگران مختلف، مد نظر قرار گرفته که بیشتر موردی بوده و عمومیت معیارهای بالا را ندارند. (Deer et al. 1982) اشاره می‌کنند که در درجات پایین دگرگونی، نسبت اکسایش سنگ‌های کلریتوئیددار $((2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (2\text{Fe}_2\text{O}_3 * 100))$ کمتر از ۸۵ تا ۹۰ است، در حالی که در سنگ‌های بدون کلریتوئید، این نسبت بیش از ۹۰ است. نسبت اکسایش در سنگ‌های منطقه همدان کمتر از ۵۰ بوده و بنابراین، برای پیدایش کلریتوئید مناسب هستند.

(Wang & Spear 1991) نیز طی بررسی‌های خود به این نتیجه رسیده‌اند که چنان چه نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$ در سنگ‌ها بیش از ۰/۶ باشد، کلریتوئید می‌تواند با بیوتیت همزیست باشد. از آن جا که در سنگ‌های منطقه همدان بیوتیت فراوان بوده و پس از زون کلریت ظاهر شده و تا درجات بالا نیز پایدار است، احتمال دارد که گستردگی بیوتیت، مانع از پیدایش کلریتوئید شده باشد؛ زیرا برخی از پژوهشگران معتقدند که کلریتوئید در کنار بیوتیت پایدار نیست (Winkler, 1976). بررسی نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn})$ در منطقه همدان نشان می‌دهد که این نسبت، از ۰/۵ تا ۰/۸ متغیر بوده و بسیاری از سنگ‌های منطقه همدان، دارای نسبتی بیش از ۰/۶ که توسط (Wang & Spear 1991) و (Whitney et al. 1996)، برای پایداری کلریتوئید ضروری دانسته شده است، هستند. بنابراین از نظر ژئوشیمیایی امکان همزیستی کلریتوئید و بیوتیت در بسیاری از سنگ‌های منطقه وجود داشته است.

۴- بحث

از مباحث پیش می‌توان نتیجه گرفت که با توجه به دامنه فشار و دمای دگرگونی و مقایسه با معیارهای ژئوشیمیایی، بسیاری از سنگ‌های منطقه همدان مستعد پیدایش کلریتوئید در دگرگونی پیش‌رونده یا پسروده بوده، اما در منطقه یاد شده، کلریتوئید وجود نداشته و معادل دمای بالای آن، یعنی استارولیت، از واکنش‌های زیر تشکیل شده است (بهاری فر ۱۳۸۳):



گستردگی استارولیت که ترکیب شیمیایی مشابه با کلریتوئید دارد، خود تأییدی بر ترکیب شیمیایی مناسب سنگ‌های منطقه است. از طرف دیگر، همپوشانی وسیع محدوده کلریتوئیددار و استارولیت‌دار در نمودارهای (Hosehek 1967) بیانگر این مسئله است که بسیاری از سنگ‌های کلریتوئیددار پس از آن به سنگ‌های استارولیت‌دار تبدیل می‌شوند. اما وجود استارولیت‌های فراوان و بدون دخالت

لکه‌دار، انواع هورنفلس و میگماتیت هستند. زون‌های کانی‌شناسی نقشه‌برداری شده در این ناحیه عبارتند از زون‌های کلریت، بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، فیبرولیت و استارولیت در دگرگونی دیناموترمال و زون‌های بیوتیت، کردیریت و سیلیکات آلومین در دگرگونی مجاورتی (شکل ۱-ب). جدول ۱ پراکندگی کانی‌های دگرگونی در زون‌های مختلف را نشان می‌دهد. با توجه به بررسی‌های ژئوترموبارومتری انجام شده (بهاری فر، ۱۳۸۳)، محدوده تغییرات دما از حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و تغییرات فشار نیز از ۲ تا ۶ کیلو بار است (شکل ۲).

۳- بررسی نقش احتمالی ترکیب شیمیایی

همان گونه که اشاره شد و در جدول ۱ نیز دیده می‌شود، کلریتوئید در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان وجود نداشته و در مقابل، استارولیت از فراوانی قابل توجهی برخوردار است. با توجه به دامنه تغییرات فشار و دما در منطقه همدان، نخستین دلیلی که می‌توان برای نبود کلریتوئید حدس زد، نقش ترکیب شیمیایی سنگ مادر است، زیرا همان گونه که در مقدمه اشاره شد، ترکیب شیمیایی کل سنگ، نقش بسزایی در کنترل پیدایش و پایداری کلریتوئید دارد. با توجه به این مسئله، معیارهایی که تاکنون توسط پژوهشگران مختلف به عنوان عوامل مؤثر بر پیدایش کلریتوئید عنوان شده است، در مورد منطقه همدان بحث می‌شود. تجزیه‌های شیمیایی لازم برای بحث از بهاری فر (۱۳۷۶) و منابع موجود در آن استخراج شده است.

۳-۱. معیارهای (Halfordahl 1961)

هالفرداهل با بررسی تجزیه شیمیایی بیش از ۲۱۰ نمونه سنگ کلریتوئیددار، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کلریتوئیددار را در ۵ هیستوگرام خلاصه کرد. برای مقایسه، نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های همدان بر روی هیستوگرام‌های یاد شده منتقل شده است (شکل ۳). بررسی‌ها نشان می‌دهد که در همه هیستوگرام‌ها، ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه همدان با ترکیب شیمیایی سنگ‌های کلریتوئیددار همخوانی دارد. در هیستوگرام SiO_2 بیشترین فراوانی سیلیس در منطقه همدان، بین ۶۰ تا ۷۰ درصد است، اما همپوشانی به نسبت خوبی در سیلیس ۵۰ تا ۶۰ درصد بین سنگ‌های کلریتوئیددار و نمونه‌های منطقه همدان دیده می‌شود. از نظر مقادیر و نسبت‌های $\text{FeO}+\text{MnO}/\text{MgO}$ و $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO}+\text{MgO})$ که کنترل‌کننده‌های مهمی به شمار می‌روند نیز همپوشانی خوبی میان سنگ‌های کلریتوئیددار و نمونه‌های منطقه همدان دیده می‌شود. در مجموع، هیستوگرام‌های یاد شده نشان می‌دهند که بسیاری از نمونه‌های منطقه همدان، آماده پیدایش کلریتوئید بوده‌اند.

۳-۲. معیارهای (Hosehek 1967)

هوزک نیز معیارهای ژئوشیمیایی برای تفکیک سنگ‌های کلریتوئیددار ارائه نموده است. نامبرده در سه مثلث جداگانه، ترکیب شیمیایی سنگ‌های کلریتوئیددار و استارولیت‌دار را بررسی کرده و نتیجه می‌گیرد که محدوده ترکیب شیمیایی این دو گروه از سنگ‌ها تا حد زیادی همپوشانی داشته، اما محدوده ترکیبی سنگ‌های کلریتوئیددار، محدودتر از سنگ‌های استارولیت‌دار است. وجود همپوشانی یادشده، در عمل، استفاده از نمودارهای یاد شده را با مشکل مواجه می‌کند، زیرا نمونه‌های منطقه همدان به فراوانی استارولیت داشته، اما بدون کلریتوئید هستند. به هر حال، سنگ‌های منطقه همدان در نمودارهای Hosehek نیز پیاده شده‌اند (شکل ۴). چنان که دیده می‌شود، بسیاری از سنگ‌های منطقه همدان در محدوده سنگ‌های کلریتوئیددار قرار می‌گیرند و بعضی از آنها خارج از محدوده استارولیت واقع می‌شوند. با توجه به گستردگی استارولیت در سنگ‌های منطقه، به نظر می‌رسد که محدوده‌های تعریف شده توسط (Hosehek 1967) جواب‌های قانع‌کننده‌ای در مورد سنگ‌های کلریتوئیددار و استارولیت‌دار به دست نمی‌دهد. این مسئله پیش‌تر

دیگر در کنترل نوع سیال، فشار بخشی اکسیژن یا FO_2 است که یک متغیر غیر وابسته بوده و توسط هیچ بفری، تثبیت نمی شود (Ohmoto & Kerrick, 1977). با تغییرات فوگاسیته اکسیژن نیز مقدار نسبی سیال ها تغییر می کند، اما برای این که گرافیت پایدار باشد، لازم است که فوگاسیته اکسیژن کمتر از 10^{-22} باشد. نکته مهم، فشار واقعی H_2O و CO_2 است که به طور کلی قابل برآورد نیست، اما می توان فرض مناسبی در مورد آن اختیار کرد. بدین ترتیب که فرض شود واکنش های آب زدایی، ترکیب سیال را در حد بیشترین مقدار مجاز آب، ثابت نگه می دارند. این فرض، برای اهداف کاربردی معتبر است (Connolly, 1995). بر این اساس، در دما و فشار خاص، بیشترین مقدار X_{H_2O} مجاز، قابل محاسبه است. در شکل ۶ نتایج ترموبارومتري نمونه های همدان (بهاری فر، ۱۳۸۳) در نمودار (Ohmoto & Kerrick (1977) نشان داده شده است که مطابق آن، بیشترین مقدار مجاز آب در منطقه بین ۰/۷۵ و ۰/۹۰ است. بررسی های مسعودی و رضایی (۱۳۸۲) با مطالعه سیال های درگیر نیز نشان می دهد که در منطقه همدان گاز کربنیک در سیال های پگماتیت ها، سنگ های دگرگونی دیناموترمال و سنگ های دگرگونی مجاورتی، همراه با آب وجود دارد.

۵- نتیجه گیری

با توجه به بررسی های انجام شده، گسترش فراوان استارولیت و نبود کلریتوید در سنگ های منطقه همدان، ناشی از تأثیر ترکیب شیمیایی کل سنگ و تغییرات فشار یا دما نیست، زیرا تمام موارد بالا برای پیدایش کلریتوید در بخش وسیعی از سنگ ها، مساعد بوده اند. با توجه به تجربیات پژوهشگران بسیار در مورد نقش فشار بخشی سیال هایی مانند H_2O و CO_2 ، به نظر می رسد که شرایط بافر QFM و بالا بودن X_{CO_2} یا X_{CH_4} در منطقه همدان که ناشی از حضور گرافیت در تمام متاپلیت هاست، عامل اصلی تشکیل نشدن کلریتوید در همدان است. نقش فشار سیال ها در تغییر محدوده پایداری کانی های مختلف در متاپلیت های منطقه، پیش تر نیز اشاره شده (بهاری فر، ۱۳۸۳) اما در مورد کلریتوید بحثی به میان نیامده بود.

با توجه به بیشترین مقادیر مجاز X_{H_2O} در منطقه همدان، به نظر می رسد برای پیدایش و پایداری کلریتوید، میزان X_{H_2O} باید بیش از ۰/۹ باشد. با توجه به مطالب بالا، نوع سیال ها و فشار بخشی آنها، به اندازه ترکیب شیمیایی کل سنگ در پیدایش کلریتوید مهم است. همان گونه که در مقدمه اشاره شد، برای پیدایش کلریتوید، معیارهای ژئوشیمیایی بسیاری ارائه شده است که در بسیاری از موارد با یکدیگر متناقض هستند. به نظر می رسد دلیل وجود ابهامات متعدد در ترکیب شیمیایی سنگ های کلریتویددار، عدم توجه کافی به ماهیت سیال است. احتمالاً در صورت وجود سیال های مناسب، بسیاری از محدودیت های اشاره شده از نظر ترکیب شیمیایی کل سنگ، حذف شده و کلریتوید، به صورت بالقوه می تواند مانند معادل دمای بالای آن یعنی استارولیت، در بسیاری از متاپلیت ها تشکیل شود. بررسی نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های کلریتوید و استارولیت نیز نشان می دهد که اگر چه هر دو کانی دارای ۴ عامل OH در فرمول ساختمانی خود هستند، اما درصد وزنی H_2O در کلریتوید در حدود هفت درصد و در استارولیت حدود دو درصد است که نشان می دهد کلریتوید بیشتر از استارولیت از X_{H_2O} سیال متأثر است. همین امر می تواند دلیلی بر حضور گسترده استارولیت در منطقه همدان در برابر نبود کلریتوید باشد.

سیاسگزاری

نگارنده از توضیحات داوران مقاله کمال تشکر را دارد. همچنین از دانشگاه پیام نور و بویژه ریاست مرکز ابهر، برای فراهم نمودن شرایط پژوهش و بررسی های یادشده، قدردانی می شود.

کلریتوید (مانند Phillips, 1987; Holdaway et al., 1982; Gibson & Wallmach, 1997; Azor & Ballevre, 1997) نشان می دهد که به احتمال، عوامل دیگری نیز در پیدایش این دو کانی مؤثر هستند. هر چند پیش تر عنوان شده بود که چون نسبت آهن به منیزیم در کلریتوید بیشتر از استارولیت است (Albee, 1972)، بنابراین سنگ های کلریتویددار و سنگ های بدون کلریتوید- استارولیت دار دارای نسبت های متفاوت آهن به منیزیم هستند، ولی (Holdaway (1978) اعلام کرد که واکنش های درگیر در تشکیل کلریتوید و استارولیت، از نسبت اشاره شده متأثر نمی شوند، زیرا این نسبت در دو کانی می تواند بالاتر، پایین تر یا حتی مساوی باشد (مانند Grambling, 1981; Mengel & Rivers, 1994; Droop & Harte, 1995).

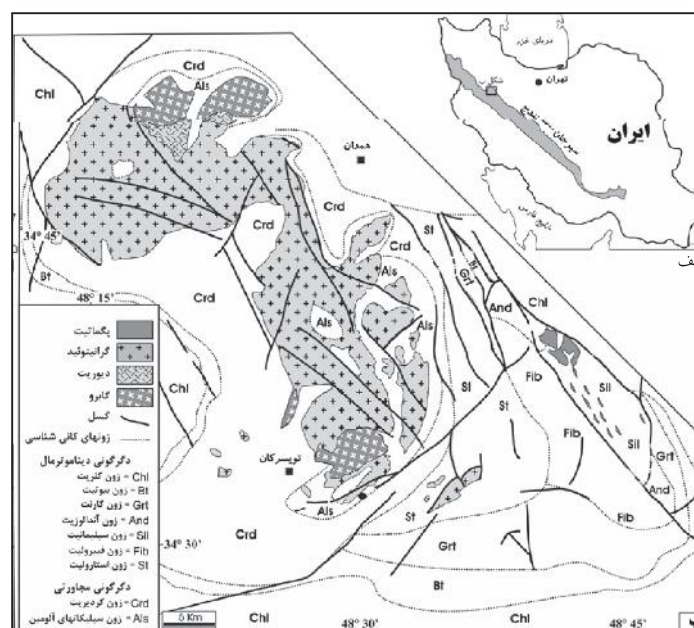
بنابراین می توان نتیجه گرفت که معیارهای ژئوشیمیایی ارائه شده برای تشکیل کلریتوید در سنگ های متاپلیتی کافی نبوده و در تمامی مناطق جواب صحیح نمی دهد؛ بلکه عوامل دیگری وجود دارد که حتی در سنگ های دارای ترکیب شیمیایی آماده، مانند منطقه همدان، از تشکیل کلریتوید جلوگیری می کند و در مقابل، تشکیل استارولیت بدون دخالت کلریتوید را ممکن می سازد. از بین عوامل مؤثر بر دگرگونی، تنها می توان فشار بخشی سیال ها را مد نظر قرار داد، زیرا شرایط دیگر در منطقه همدان، فراهم بوده است.

۴-۱. نقش سیال ها در پیدایش و پایداری کلریتوید

وجود مواد کربنی یا گرافیت، می تواند در تشکیل همبویدا (پاراژنرها) یا محدوده پایداری کانی ها مؤثر باشد (مانند Connolly, 1995)، زیرا گرافیت به تولید گاز متان و دی اکسید کربن کمک می کند. تولید گازهای یادشده با مصرف آب همزمان بوده و فشار بخشی آب را کاهش می دهد، به همین دلیل، محیط گرافیت دار ویژگی های بافر QFM (کوارتز- فایالیت- مگنتیت) را دارد. در چنین محیطی، فوگاسیته اکسیژن نقش بسیار مهمی در کنترل فشار بخشی آب و گاز کربنیک داشته و با کاهش آن، مقدار متان و گاز کربنیک بالا می رود (Grcia Casco & Connolly, 1993; Torres Roldan, 1999). وجود گرافیت و کاهش فشار بخشی آب (X_{H_2O})، می تواند به ناپایداری کلریتوید منجر شود. (Holdaway (1978) این مسئله را در مورد نبود کلریتوید در شیت های Rincanada مؤثر می داند. (Ganguly and Newton (1968; Ganguly (1968, 1969); Vidal et al. (1994) در پایداری کلریتوید بحث های مفصلی ارائه نموده اند. نتایج پژوهش ها نشان داده است که بالاترین حد پایداری کلریتوید و ترکیب آن، به میزان زیادی به نوع بافر و فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد، اما هیچ کدام از پژوهشگران بالا، حد پایینی پایداری کلریتوید و نقش بافرهای مختلف در پایداری کلریتوید را مد نظر قرار نداده اند. مرووری بر داده های موجود نشان می دهد که به طور معمول نمونه های کلریتویددار، فاقد گرافیت یا مواد کربنی هستند (Halferdahl, 1961). Frey (1978) نیز اشاره می کند که سنگ های مورد بررسی وی، پیش از رسیدن حرارت لازم برای پیدایش کلریتوید، دارای مواد کربنی بوده و ویژگی بافر QFM را داشته اند، اما در درجات بالا که کلریتوید آشکار می شود، شرایط تغییر کرده و افزون بر بالا رفتن مقدار آب در سیال، مقدار گاز کربنیک (X_{CO_2}) تا کمتر از ۰/۰۸ پایین آمده است.

۴-۲. سیال ها در منطقه همدان

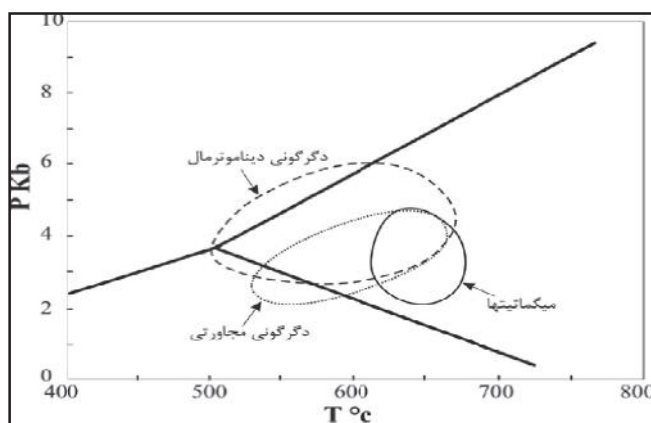
بررسی های میکروسکوپی نشان می دهد که همه متاپلیت های همدان دارای مواد کربنی هستند که در درجات بالا به صورت گرافیت در متن سنگ یا رگ های گرافیتی در درون هورنفلس ها (دره مرادیگ) و شیت ها (زمان آباد) دیده می شود. با توجه به پایداری گرافیت در کل متاپلیت ها و در درجات مختلف، می توان نتیجه گرفت که در منطقه ای مانند همدان، سیال های H_2O , CO_2 , CH_4 و H_2 می توانند حضور داشته باشند. مقدار و ترکیب این سیال ها به دما و فشار کلی سنگ بستگی دارد. متغیر



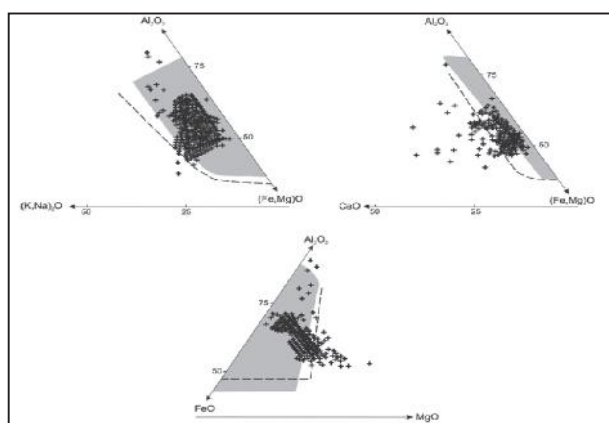
شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مطالعه شده در زون سنندج - سیرجان، ب) گسترش زون‌های کانی‌شناسی

جدول ۱- پراکندگی کانی‌های دگرگونی در زون‌های مختلف (اقتباس از بهاری فر، ۱۳۸۳)

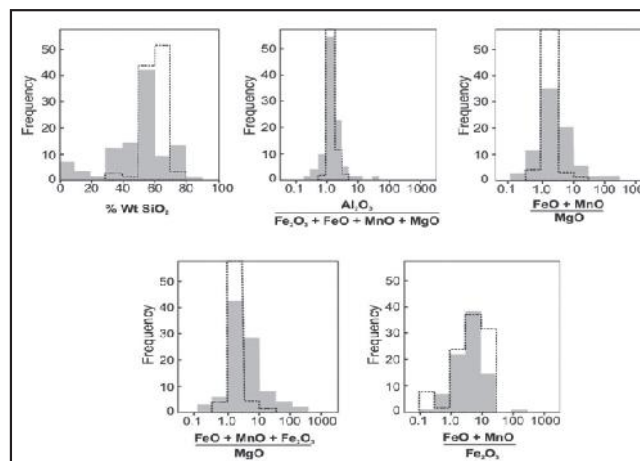
	Dynamothermal					Contact			
	Grt	St	And	Fib	Sil	Cdr	Fib	Sil	Migmatites
Chlorite									
Muscovite		Ms 1			Ms 2				
Biotite									
Garnet									
Staurolite		St 1		St 2					
Andalusite									
Fibrolite									
Sillimanite									
Cordierite						Crd 1		Crd 2	
Spinel									



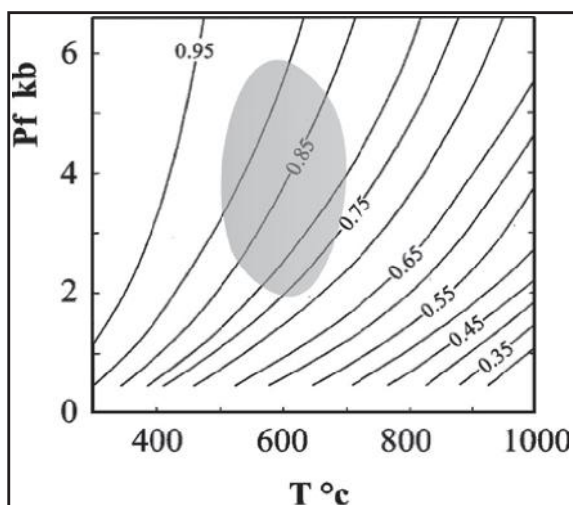
شکل ۲- تغییرات دما و فشار در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان (اقتباس از بهاری فر، ۱۳۸۳).



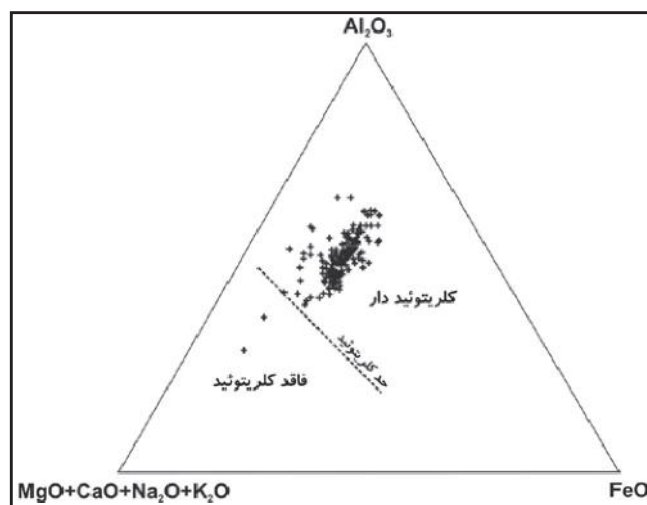
شکل ۴- مقایسه ترکیب شیمیایی سنگ‌های کلریتوئیددار (بخش خاکستری) و سنگ‌های استاورولیت‌دار (خط چین) (Hosehek, 1967) با سنگ‌های منطقه همدان (علامت بعلاوه)



شکل ۳- ترکیب شیمیایی سنگ‌های کلریتوئیددار بر مبنای هالفرادهل (بخش خاکستری) و موقعیت نمونه‌های منطقه همدان (خط چین)



شکل ۶- محدوده دما و فشار سنگ‌های همدان (بخش خاکستری) در نمودار Ohmoto & Kerrick (1977). اعداد نشان دهنده X_{H_2O} هستند.



شکل ۵- موقعیت نمونه‌های منطقه همدان در نمودار khoo (1974)

کتابنگاری

- بهاری فر، ع.، ۱۳۷۶ - نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۰۲ ص.
- بهاری فر، ع.، ۱۳۸۳ - پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، رساله دکتر، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۱۸ ص.
- سیاهی گرو، ع.، ۱۳۷۹- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- مسعودی، ف.، رضایی، م.، ۱۳۸۲- ماهیت سیال‌ها در زمان تشکیل پگماتیت‌های همدان. مجموعه مقالات هفتمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- معین وزیری، ح.، بهاری فر، ع.، ۱۳۷۶- بررسی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان. مجموعه مقالات اولین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران.

References

- Albee, A. L., 1972- Metamorphism of pelitic schist, reaction relations of chloritoid and staurolite. *Geo. Soc. Am. Bull.*, 83:3249-3268
- Azor, A., Ballevre, M., 1997- Low Pressure metamorphism in the Sierra Albarrana Area (Variscan Belt, Iberian Massif). *J. Pet.*, 38:35-64.
- Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H., Pique, A., 2004-The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. *C.R. Geoscience*, 336.
- Connolly, J. A. D., 1995- Phase diagram methods for graphitic rocks and application to the system C-O-H-FeO- TiO₂- SiO₂. *Cont. Min. Pet.*, 119:94-116.
- Connolly, J. A. D., Cesare, B., 1993- C-O-H-S fluid compositions and oxygen fugacity in graphitic metapelites. *J. Met. Geo.*, 11: 379-388.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1982- *Rock-Forming Minerals*, 1A: Orthosilicates (2nd ed.), John Willy and Sons. 919p.
- Droop, G. T. R., Harte, B., 1995- The effect of Mn on the phase relations of medium-grade pelites: Constraints from natural assemblages on petrogenetic grid topology. *J. Petrology*, 36: 1549-1578
- Flinn, D., Key, R. M., Khoo, T. T., 1996- The chloritoid schists of Shetland and their thermal metamorphism. *Scottish J. Geology*, 32: 67-82
- Frey, M., 1978- Progressive Low grade metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. *J. Petrology*, 19:95 135.
- Gabriele, P., Ballèvre, M., Jaillard, E., Hernandez, J., 2003- Garnet-chloritoid-kyanite metapelites from the Raspas Complex (SW Ecuador): a key eclogite-facies assemblage. *European J. Min.*, 15:977-989
- Ganguly, J. and Newton, R. C., 1968- Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity. *J. Petr.*, 9,444-466.
- Ganguly, J., 1968- Analysis of the stabilities of chionitoid and staurolite and some equilibria in the system FeO-Al₂SiO₅-SiO₂-H₂O-O₂. *Amer. J. Sc.*, 266, 277-298.
- Ganguly, J., 1969- Chloritoid stability and related parageneses; theory, experiments, and applications. *Amer. J. Sc.*, 267, 910-944.
- Garcia Casco, A., Torres Roldan, R. L., 1999- Natural metastable reactions involving garnet, staurolite and cordierite: implications for petrogenetic grids and the extensional collapse of the Betic-Rif Belt. *Cont. Min. Pet.*, 136: 131-153.
- Gibson, R. L., Wallmach, T., 1995- Low pressure high temperature metamorphism in the Verdefort Dome, South Africa: anticlockwise pressure temperature path followed by rapid decompression. *Geol. J.*, 30: 319 331.
- Grambling, J. A., 1981- Kyanite, andalusite, sillimanite, and related mineral assemblages in the Truchas Peaks region, New Mexico. *Am. Min.*, 66: 702-722.
- Halferdahl, L. B., 1961- Chhoritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Pet.*, 2:49- 135.
- Holdaway, M. J., 1978- Significance of chloritoid bearing and staurolite bearing rocks in the Picuris Range, New Mexico. *Geol. Soc. America Bull.*, 89:1404 1414.
- Holdaway, M. J., Guidotti, C. V., Novak, J. M. and Henry, W. E., 1982- Polymetamorphism in medium to high grade pelitic metamorphic rocks, west central Maine. *Geol. Soc. America Bull.*, 93:572-584.

- Hosehek, C., 1967- Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Min. Petr.*, 14:123- 162.
- Khoo, T. T., 1974- The mineralogy, petrology and geochemistry of regional and thermal Dunrossness Phyllites from south Mainland, Shetland. University of Liverpool, Ph.D. thesis (unpublished).
- Kohn, M. J., Spear, F.S., 1993- Phase equilibria of margarite-bearing schists and chloritoid+hornblende rocks from western New Hampshire, U. S. A. *J. Pet.*, 34: 631-651.
- Likhanov, I. I., Reverdatto V. V., Sheplev V. S., Vershinin A. E., Kozlov P. S., 2001- Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia. *Lithos*, 58: 55-80.
- Mengel, F., Rivers, T., 1994- Metamorphism of pelitic rocks in the Paleoproterozoic Ramah Group, Saglek area, Northern Labrador: mineral reactions, P-T conditions and influence of bulk composition. *Can. Min.*
- Moazzen, M., 2004- Chlorite-Chloritoid-Garnet Equilibria and geothermometry in the Sanandaj-Sirsan metamorphic belt, Southern Iran, *Iranian J. Science & Technology, Transaction A*, 28: 65-78
- Ohmoto, H., Kerrick, D., 1977- Devolatilization equilibria in graphitic systems. *Am. J. Sci.*, 277: 1013-1044.
- Phillips, G. N., 1987- The metamorphism of the Witwatersrand gold fields. *J. Met. Geo*, 5:307-22
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran; a review. *AAPG Bull.*, 52: 1229-1258.
- Stuwe, K., Ehlers, K., 1997- Multiple metamorphic events at Broken Hill, Australia. Evidence from Chloritoid-bearing paragenesis in the Nine-mile region. *J. Pet.*, 38:1167-1186.
- Vidal, O., Theye, T., Chopin, C., 1994- Experimental study of chloritoid stability at high pressure and various FO₂ conditions. *Cont. Min. Petr.*, 118:256-270.
- Wang, P., Spear, F. S., 1991- A field and theoretical analysis of garnet + chlorite + chloritoid + biotite assemblages from the tri-state (MA,CT, NY) area, USA. *Cont. Min. Petr.*, 106: 217-235
- Wei, C. J., Song, S. G., 2008- Chloritoid–glaucophane schist in the north Qilian orogen, NW China: phase equilibria and P–T path from garnet zonation. *J. Met. Geology*, 26: 301-316
- Whitney, D. L., Mechum, T. A., Kuehner, S. M., Dilek, Y. R., 1996- Progressive metamorphism of pelitic rocks from protolith to granulite facies, Dutchess County, New York, USA: constraints on the timing of fluid infiltration during regional metamorphism. *J. Met. Geol.*, 14: 163 181.
- Winkler, H. G. F., 1976- Petrogenesis of metamorphic rocks, 3rd Edition, New York, 334 p.

Determination of Non-Related Residual Oil (Bitumen) Present in Kangan Formation with Gas and Condensate in this Reservoir (South Pars Field)

A. Rajabi-Harsini^{1*}

¹Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran..

Received: 2008 December 19

Accepted: 2009 April 29

Abstract

Silurian shales (Sarchahan Formation), with high volume of organic matter, are the major source rock of Dehram Group reservoir in South Pars Gas Field. Residual oil (bitumen) were seen on some parts of Kangan Formation core. According to some reports, Lower Triassic (Kangan Formation) sediments is a possible source rock, for Kangan reservoir contents (gas and condensate). Recent geochemical study on tar and asphaltic oil of Kangan Formation (not reservoir contents), shows that these oily materials were produced from shaly and shaly- limestone layers of Kangan Formation, but due to low TOC content, poor source rock potential, and low maturity level (late diagenesis) of Kangan, this Formation is incapable of production of huge amount of gas and condensate. It seems that the produced hydrocarbons from shaly and limestone layers of Kangan Formation, has no relation with hydrocarbons generated from Silurian shales.

Keywords: Sarchahan Formation, Kangan Formation, Residual oil, Reservoir contents, Geochemical properties.

For Persian Version see pages 127 to 134

*Corresponding author: A. Rajabi-Harsini; E-mail: alirezarajabi39@yahoo.com

Fluid Pressure and the Lack of Chloritoid in Metapelites: Implications from Hamedan Area, Sanandaj- Sirjan Zone, Iran

A. A. Baharifar^{1*}

¹ Geology Department, Faculty of Science, PNU (Payame Noor University), Abhar, Iran

Received: 2008 November 15

Accepted: 2009 May 04

Abstract

Chloritoid as one of the common metamorphic mineral in low to medium grade metapelites, is absent in metapelitic rocks of Hamedan area. Comparing with geochemical limitations for Chloritoid appearance in metapelites, whole rock composition of the area is suitable for Chloritoid formation. Since P, T and X are in appropriate range for Chloritoid, the role of fluid could be important. Microscopic investigations show that all metapelitic rocks are in equilibrium with graphite and fluid composition is combination of CO₂ and H₂O. Based on estimated P and T, highest portion of H₂O in the fluid, could be 0.9. Although this is highest approximation, it can conclude that for Chloritoid appearance, XH₂O in fluid must be more than 0.9. Since in the Hamedan area staurolite is widespread and Chloritoid is absent - considering almost same composition between chloritoid and staurolite - the composition of fluid is more important. There are many doubts in geochemical limitations for Chloritoid appearance. Considering the results of this study and in the case of attention to fluid composition, geochemical limitations will change and Chloritoid could appear in many rocks, as its higher temperature equivalent, staurolite.

Key words: Chloritoid, Whole rock composition, Fluid pressure, Metapelites, Hamedan

For Persian Version see pages 135 to 140

* Corresponding author: A. A. Baharifar ; E-mail: Baharifar@gmail.com