

شیمی کانی و تعیین شرایط ترمودینامیکی تشکیل متاپلیت‌های دره ساری، جنوب شرق الیگودرز، پهنه سنندج-سیرجان

سیدمحسن طباطبایی منش^{*}، امید همتی، علیرضا ندیمی؛

دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۹۵/۱۱/۳۰

دریافت ۹۴/۱۰/۳۰

چکیده

در حدفاصل شهرهای داران و الیگودرز و نزدیکی روستای دره ساری در بخش‌های میانی پهنه ساختاری سنندج-سیرجان مجموعه‌ای از سنگ‌های متاپلیتی با سن ژوراسیک تا کرتاسه آغازین رخنمون دارند که بر اساس شواهد صحرایی و بررسی‌های پتروگرافی شامل ۵ دسته اسلیت، فیلیت، مسکویت بیوتیت شایست، گارنت شایست و استروئید شایست هستند. گارنت غنی از آلماندن، پلاژیوکلاز غنی از آلبیت، میکاهای سیاه از نوع آنیت و سیدروفیلیت، میکاهای سفید با عضو غالب انتهای مسکویت و کلریت از نوع رپیدولیت از کانی‌های این متاپلیت‌ها هستند. واکنش‌های صورت گرفته در این سنگ‌ها سبب کاهش میزان کلریت و مسکویت و تشکیل کانی‌هایی مانند گارنت، بیوتیت و استروئید طی پیشرفت دگرگونی بوده است. شیمی کانی‌هایی مثل گارنت نشان‌دهنده دگرگونی پیش‌رونده در این سنگ‌ها همراه با همگن شدن نسبی آن‌ها است. وجود کلریت ثانویه در این سنگ‌ها بیان‌گر برخاست این سنگ‌ها و رخداد دگرگونی برگشتی تا رخساره شایست سبز است. بر مبنای شیمی کانی‌هایی مانند گارنت، بیوتیت، مسکویت و کلریت و بررسی ترمودینامیکی و مینرال شیمیایی این سنگ‌ها، نقطه اوج دگرگونی دمایی حدود 630° و فشاری معادل ۶/۵ کیلو بار دارا است. مجموعه داده‌های ترموبارومتري بیان‌کننده دگرگون شدن این سنگ‌ها در مسیر دگرگونی‌های تیپ باروین یا کوه‌زایی و با گذر از رخساره شایست سبز تا آمفیبولیت میانی صورت پذیرفته است.

واژه‌های کلیدی سنگ‌های دگرگونی، متاپلیت، شیمی کانی، دره ساری، پهنه‌ی سنندج-سیرجان.

مقدمه

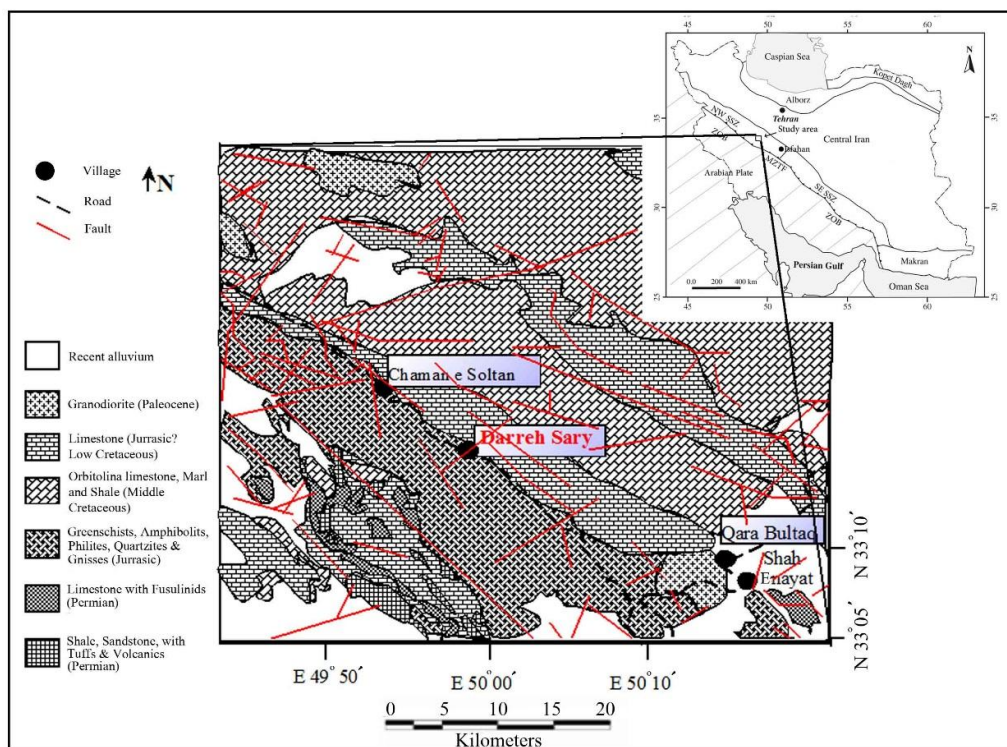
سنگ‌های بررسی شده در مسیر جاده داران-الیگودرز و نزدیکی روستای دره ساری و در محدوده عرض جغرافیایی $33^{\circ} 22' N$ تا $33^{\circ} 05' N$ و طول جغرافیایی $49^{\circ} 43' E$ تا $50^{\circ} 20' E$ واقع شده است (شکل ۱) [۱] و از نظر ساختاری بخشی از پهنه سنندج - سیرجان است [۲]. این پهنه در واقع بخشی از کمربند کوه‌زایی زاگرس است که حاصل باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است و از شمال شرق به جنوب غرب شامل سه محدوده تکتونیکی موازی شامل مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر، پهنه سنندج- سیرجان و کمربند چین‌خورده زاگرس است [۳]. مرز زون سنندج- سیرجان با مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر به سمت شرق به وسیله مجموعه‌ای از فرورفتگی‌های ساختاری که حاصل فشردگی است شکل می‌گیرد. پهنه سنندج- سیرجان یک زوج نوار دگرگونی (عمدتاً در حد رخساره‌های شایست سبز، آمفیبولیت و اکلوتیت) است که در انتهای کرتاسه در اثر برخورد قاره‌ای بین قاره آفریقا- عربی و خرده قاره ایران مرکزی بالا آمده است [۴]. مهم‌ترین حادثه دگرشکلی و دگرگونی که پهنه سنندج- سیرجان را تحت تأثیر قرار داده است.

^{*}نویسنده مسئول
tabatabalimp@gmail.com

در ارتباط با حادثهٔ تکتونیکی باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است [۲]، [۳]، [۵]، [۶]. در حقیقت پهنه تکتونیکی کوهزاد زاگرس حاصل فرورانش و برخورد صفحه عربی و خرده قاره ایران مرکزی در زمان کرتاسه پایانی تا ترشیری (فاز کوهزایی لارامید) [۲]، [۴] است.

پژوهش‌های انجام شده در این بخش از پهنه سندرچ-سیرجان عبارتند از [۷] که به بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی توده‌های آذرین نفوذی در ناحیه بوئین- میاندرشت پرداخته، [۸] که لیتولوژی منطقه موته را کاوش کرده است، [۹] که به بررسی سنگ‌شناسی توده گرانیت میلونیتی قلعه دژ ازنا اشاره کرده، [۱۰] سنگ‌شناسی گرانیت منطقه حسن رباط اصفهان را بررسی کرده، [۱۱] سنگ‌شناسی متاپلیت‌های منطقه گلپایگان را بررسی کرده، [۱۲] به بررسی سنگ‌شناسی سنگ‌های دگرگونی محدودهٔ موته- الیگودرز پرداخته [۱۳] ژئوشیمی گرانیت الیگودرز را بررسی کرده [۱۴] سنگ‌شناسی و پتروفابریک گرانیت مرزبان ازنا را بحث کرده است، [۱۵] سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی غرب اراک را بررسی و [۱۶] سنگ‌شناسی تودهٔ گابرویی در محدودهٔ درود- ازنا را بررسی کرده است.

تنوع کانی‌شناسی، تفاوت در عملکرد فازهای دگرگونی مختلف و شکل‌گیری متاپلیت‌ها طی گامه‌های متفاوت از جذابیت‌های این سنگ‌ها بوده است که تاکنون به‌طور یک‌پارچه و واحد روی آن‌ها کار نشده است. از مزیت‌هایی بررسی این سنگ‌ها می‌توان به تأثیر برخورد دو صفحه ایران مرکزی و عربستان و چگونگی تکوین قسمت میانی این پهنه که تا کنون کمتر بررسی شده اشاره کرد. در این نوشتار ضمن بررسی دقیق پتروگرافی، کانی‌شناسی و مینرال شیمی سنگ‌های متاپلیتی، حدود دگرگونی، تأثیر فازهای مختلف و نهایتاً برآورد شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی بر اساس روابط ترمودینامیکی و شرایط تعادلی کانی‌های مورد نظر صورت می‌پذیرد.



شکل ۱. نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه بررسی شده، ترسیم شده بر مبنی نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان [۱]

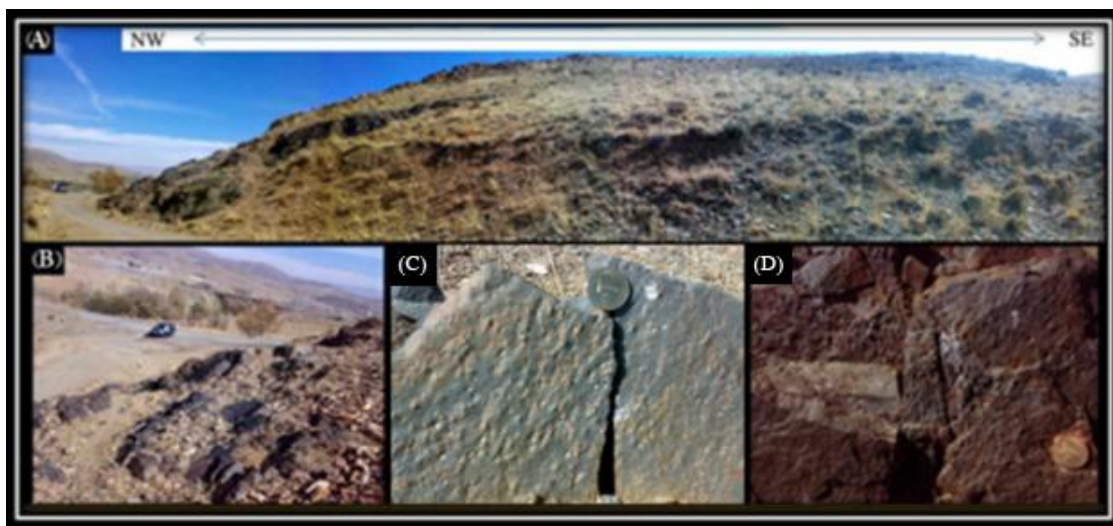
مواد و روش‌ها

پس از بررسی و نمونه‌برداری صحرایی از تعدادی نمونه سنگ به‌منظور پژوهش‌های پتروگرافی و میکروسکوپی مقطع نازک تهیه شد. بعد از بررسی‌های پتروگرافی، تعیین نوع کانی‌ها و بافت سنگ‌ها، نمونه‌های مناسبی برای انجام تجزیه‌های نقطه‌ای و تجزیه سنگ کل انتخاب شد. مجموعه‌ای از روش‌های متداول پترولوژیکی مانند بررسی خصوصیات بافتی و ساختی با میکروسکوپ Olympus- BH2 انجام شد، تجزیه نقطه‌ای نمونه‌های مورد نظر این-تحقیق با دستگاه الکترون مایکروپروب مدل Cameca SX 100 با قدرت ۱۵ KV و شدت ۵۰ nA در انستیتیوی مینرالوژی دانشگاه اشتوتگارت آلمان انجام شد و نهایتاً محاسبه ژئوترموبارومتري با استفاده از بانک داده‌های Path-Geo [۱۷] صورت گرفت. در این پژوهش توجه اصلی به مجموعه کانیایی گارنت، بیوتیت، کلریت، مسکویت و استرویتید معطوف شد که به‌عنوان مجموعه حساس به تغییرات شرایط دگرگونی هستند. علائم اختصاری استفاده شده در متن برگرفته از [۱۸] است و عبارتند از:

گارنت- Grt، بیوتیت- Bt، موسکویت- Ms، کلریت- Chl، پلاژیوکلاز- Pl، کوارتز- Qtz، استرویتید- St، کانی اپاک- Opq، آلماندن- Alm، پیروپ- Prp، اسپسارتین- Sps، گراسولار- Grs، آلیت- Ab، آنورتیت- An.

نتایج و بحث

پتروگرافی و کانی‌شناسی: متاپلیت‌های دره ساری بر مبنای مجموعه‌های کانیایی در ۵ دسته اسلیت، فیلیت، مسکویت بیوتیت شایست، گارنت شایست و استرویتید شایست قرار می‌گیرند. که شکل ۲ نمایی از این سنگ‌ها را نشان می‌دهد.



شکل ۲. نمایی از سنگ‌های دگرگونی دره ساری، (A و B) نمای کلی منطقه، (C) نمایی نزدیک از گارنت شایست‌ها (زون گارنت) و (D) نمایی نزدیک از استرویتید شایست‌ها (زون استرویتید)

اسلیت‌ها: رنگ اسلیت‌ها در نمونه دستی قهوه‌ای و خاکستری تا سیاه است. ابعاد کانی‌ها در این سنگ‌ها در زیر میکروسکوپ از ۰/۱ میلی‌متر کوچک‌تر است و از حدود ۴۰٪ Qtz، ۲۰٪ Chl، ۱۵٪ Bt، ۱۵٪ Ms، ۵٪ Opq و ۵٪ مواد آلی تشکیل شده‌اند (شکل ۳ A)..

فیلیت‌ها: فیلیت‌ها دارای برگوارگی است و بافت‌های هتروژن و دانه‌ریز از خود نشان می‌دهند (شکل ۳ B). اندازه متوسط کانی‌ها از ۱ میلی‌متر کوچک‌تر است و از حدود $Ms \ 30\%$ ، $Bt \ 20\%$ ، $Chl \ 30\%$ ، $Qz \ 10\%$ ، $Opq \ 5\%$ و 5% مواد آلی تشکیل شده‌اند.

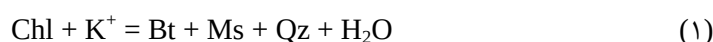
مسکویت بیوتیت شیست‌ها: این سنگ‌ها دانه متوسط و با برگوارگی مشخص است و رنگ آن‌ها خاکستری تا خاکستری تیره و بافت آن‌ها گرانولیدوبلاستیک است. ترکیب مدال این شیست‌ها شامل $Bt \ 35\%$ ، $Ms \ 20\%$ ، $Qz \ 15\%$ ، 25% ، Chl و $Opq \ 5\%$ است و ابعاد کانی‌ها در این سنگ‌ها از اسلیت‌ها و فیلیت‌ها به مراتب بزرگ‌تر است (شکل ۳ C). **گارنت شیست‌ها:** گارنت شیست‌ها دانه متوسط است و رنگ آن‌ها از خاکستری تا سیاه در نوسان است. این سنگ‌ها حاوی حدود $Grt \ 15\%$ با ابعاد متوسط ۱-۱/۵ میلی‌متر، $Bt \ 15\%$ ، $Ms \ 10\%$ ، $Pl \ 20\%$ ، $Qz \ 20\%$ ، $Chl \ 15\%$ و $Opq \ 5\%$ هستند. پورفیرهای گارنت در این سنگ‌ها به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل اسفنجی هستند که گاهی بافت فی (Φ) از خود نشان می‌دهند. (شکل ۳ D).

استروتید شیست‌ها: این سنگ‌ها توده‌ای و دانه متوسط است و رنگ آن‌ها در صحرا خاکستری تا خاکستری تیره است. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها عبارتند از $Qz \ 30\%$ ، $St \ 20\%$ ، $Bt \ 15\%$ ، $Pl \ 10\%$ ، $Chl \ 10\%$ ، $Grt \ 5\%$ ، $Ms \ 5\%$ و $Opq \ 5\%$. بافت این سنگ‌ها پورفیرو گرانوبلاستیکی ناهمگن با استروتیدهای خرد شده و اسفنجی است (شکل ۳ F). بر مبنای بررسی‌های پتروگرافی انجام گرفته و با توجه به جدول پاراژنزی ارائه شده [۱۹] می‌توان مجموعه کانیایی جدول ۱ را برای متاپلیت‌های دره ساری پیشنهاد کرد.

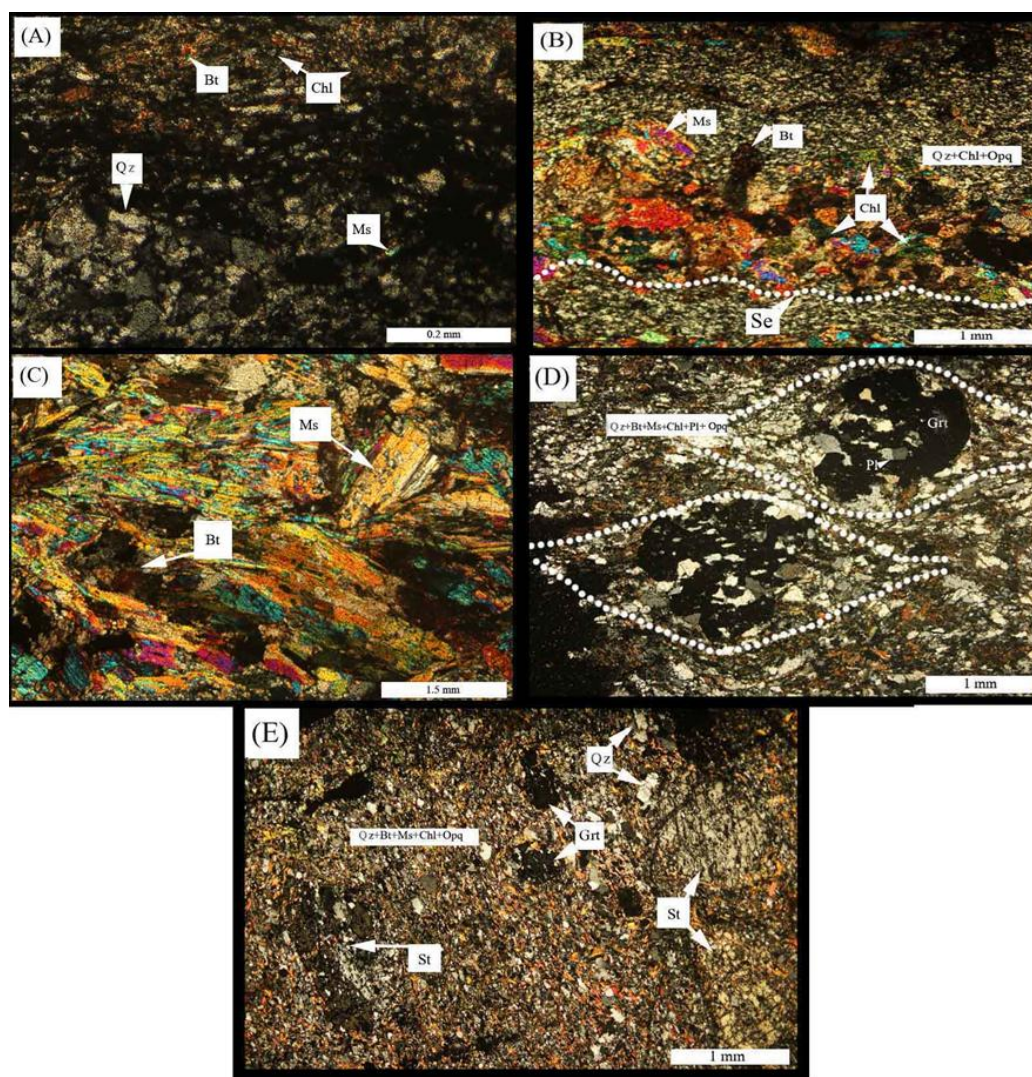
جدول ۱. توزیع پاره‌ای از کانی‌ها در متاپلیت‌های دره ساری در طی دگرگونی پیش‌رونده

Metamorphic facies	Greenschist facies			Amphibolite facies	
	Lower	Middle	Upper	lower	
Metamorphic Zones	Chl zone	Bt zone	Grt zone	St zone	
Rock	Slate & Phyllite	Ms- Bt schists	Grt schists	St schists	
Minerals					
St					
Grt					
Bt					
Ms					
Chl					
Qz					
Pl(Na)					
Opq					

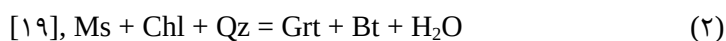
واکنش‌ها: در اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و مسکویت بیوتیت شیست‌ها همراه با افزایش درجه دگرگونی تشکیل Ms و Bt همراه است با ناپایداری Chl آهن‌دار (شکل ۳ A). بر اساس واکنش (۱) و تحت تأثیر سیالات پتاسیم‌دار بیوتیت آهن دار و عضو انتهایی مسکویت با آهن نسبتاً زیاد در این سنگ‌ها و در بخش‌های میانی رخساره شیست سبز تشکیل می‌شود.



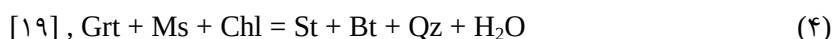
با افزایش شدت دگرگونی مجموعه $Ms - Chl - Qz$ در کنار هم با توجه به شرایط دگرگونی ناپایدار شده و بر اساس واکنش (۲) با از بین رفتن کلریت‌های نسبتاً منیزیم‌دار کانی Grt تشکیل می‌شود (شکل ۳ D).



شکل ۳. سنگ‌های دگرگونی دره ساری در زیر میکروسکوپ: (A) اسلیت، (B) فیلیت (Se = external shistosity)، (C) مسکویت بیوتیت شیست با بافت لپیدوبلاستیک، (D) گارنت شیست با بافت پورفایروبلاستیک، (E) استروتید شیست با بافت پورفایروگرانوبلاستیک



در ادامه دگرگونی پیش‌رونده و با گذر از رخساره شیست سبز آخرین کلریت‌ها که قطعاً به صورت نسبی سرشار از منیزیم هستند ناپایدار شده و طبق واکنش‌های (۳) و (۴) استروتید به همراه بیوتیت‌های به مراتب غنی‌تر از منیزیم تشکیل می‌شود. ادامه این واکنش سبب کاهش مدال گارنت و کلریت در این سنگ‌ها و افزایش بیوتیت‌های با منیزیم بیش‌تر شده است. از شواهد پتروگرافی رخداد این واکنش‌ها کوچک‌تر بودن ابعاد گارنت‌ها نسبت به گارنت‌های موجود در گارنت شیست‌ها و بی‌شکل بودن آن‌ها و کاهش مدال Chl، Ms و Grt نسبت به گارنت شیست‌ها و رفتن سنگ به سمت استروتید شیست است (شکل ۳ E).



در سنگ‌های بررسی شده، دگرگونی برگشتی با ظهور کلریت‌های ثانویه در اطراف کانی‌های فرو منیزین نمود می‌یابد.

براساس واکنش‌های ۴-۱ در سنگ متاپلیتی که کانی فرومنیزینی غالب آن کلریت است طی روند افزایش درجه دگرگونی از مدال کلریت، مسکویت و بیوتیت که کانی‌های آب‌دار ورقه‌ای هستند کاسته شده و گارنت و در نهایت استروئید تشکیل می‌شود. این روند حاکی از آن است که طی این واکنش‌ها سیال از محیط تشکیل این سنگ‌ها در حال خارج شدن بوده است. پس از تشکیل استروئید شایسته‌ها و طی دگرگونی برگشتی و با اضافه شدن مجدد آب به سیستم کلریت ثانویه شکل گرفته است.

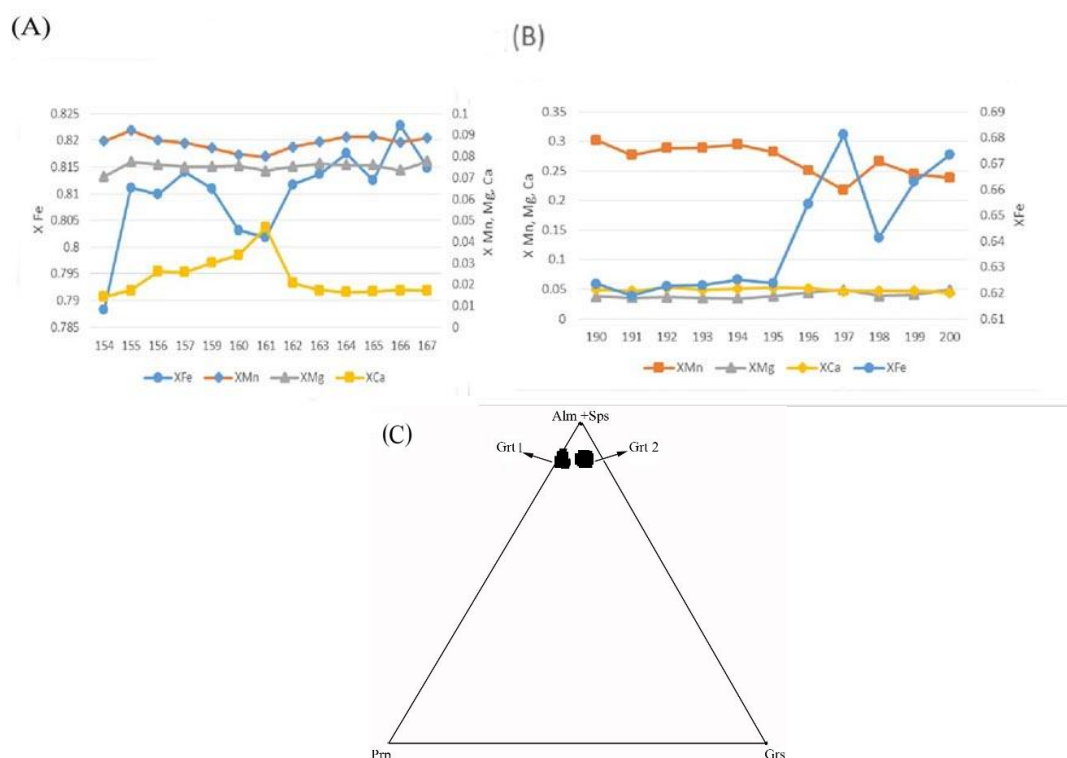
شیمی کانی‌ها: شیمی کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی اهمیت به‌خصوصی دارد و بر اساس داده‌های شیمی کانی‌ها می‌توان به اطلاعات ترمودینامیکی تشکیل کانی پی برد.

شیمی گارنت: گارنت‌ها گروه مهمی از کانی‌های ارتوسیلیکاته هستند که در محیط‌های متنوع زمین‌شناسی یافت می‌شوند [۲۰]. با توجه به سنگ دربرگیرنده، ترکیب زمینه، کانی‌های پیرامون و شرایط دما و فشار، عناصر مختلفی در ترکیب این کانی شرکت کرده و در نتیجه انواع مختلفی از گارنت ایجاد می‌شود. گارنت به دلیل X_{Ca} توضیح آهسته کاتیونی در حین رشد شاخص پتروژنیکی مفیدی به حساب می‌آید که این امر موجب می‌شود در بسیاری از ژئوتروموترها از این کانی استفاده کنند. بر همین اساس گارنت‌های دارای منطقه‌بندی می‌توانند بخش مهمی از مسیر زمان-دما-فشار سنگ‌ها را ثبت کنند [۲۱]، [۲۲]. به عنوان مثال برای بررسی مدت زمان انتشار یک عنصر در شبکه کانایی گارنت باید به مربع طول مورد نظر از کانی (L^2) و ضریب انتشار سیستم (D) توجه داشت به نحوی که رابطه $L^2 \propto Dt$ برقرار می‌شود [۲۲]. گارنت‌های ماگمایی فاقد منطقه‌بندی هستند و یا اینکه منطقه‌بندی معکوس نشان می‌دهند (مرکز فقیر و حاشیه غنی از Mn) که با شرایط کاهش دما مطابقت می‌کند [۲۳] در مقابل گارنت‌های دگرگونی دارای منطقه‌بندی عادی بوده است و از Mn در مرکز غنی شده‌اند اما هر چه به سمت حاشیه بلور می‌رویم از میزان این عنصر کاسته می‌شود. Fe رفتاری برعکس Mn دارد و تمرکز آن در مرکز نسبت به حاشیه بلور کم‌تر است [۲۴]. مقدار کاتیون‌های Ca و Mn بیش‌ترین تأثیر را بر ریخت‌شناسی بلورهای گارنت دارند این در حالیست که مقدار Mg تأثیر کمی بر پیکربندی بلوری این کانی می‌گذارد. با توجه به میزان دما و فشار محیط، Ca، Mn، Mg و Fe برای جای‌گزینی در ساختار گارنت به صورت انتخابی عمل می‌کنند به‌صورتی که در درجات کم دما و فشار Mn و Ca وارد ساختار گارنت می‌شوند و گارنت‌های گراسولار و اسپسارتین را تشکیل می‌دهند.

بر اساس داده‌های جدول ۲ فرمول ساختاری یک نمونه گارنت در گارنت شایسته‌های بررسی شده عبارت است از: $Alm_{59.89-82.18}Sps_{8.44-31.10}Grt_{1.04-4.85}Prp_{3.49-7.75}$. شکل ۴ A برش تغییرات X_{Mn} ، X_{Ca} ، X_{Mg} و X_{Fe} را از حاشیه به حاشیه گارنت (Grt 1) گارنت موجود در گارنت شایسته‌ها) نشان می‌دهد که بیان‌گر یک منطقه بندی ترکیبی خفیف و تا حدودی همگن شده است. در این شکل میزان X_{Fe} از حاشیه به سمت مرکز کاهش جزئی می‌یابد که به معنی کاهش شدت دگرگونی است و رفتار X_{Mn} و X_{Mg} تغییر زیادی نکرده و تقریباً خطی است. میزان X_{Ca} در این گارنت به جز دو نقطه از حاشیه به سمت مرکز افزایش می‌یابد که روندی عادی را نشان می‌دهد. برش تغییرات در گارنت‌های موجود در استروئید شایسته‌ها حاکی از همگن شدن آن‌ها است. بر اساس برش انجام گرفته (شکل ۴ B) میزان X_{Fe} از مرکز بلور به حاشیه گارنت درشت بلور (Grt2) افزایش و X_{Mn} کاهش می‌یابد که رفتاری عادی برای گارنت‌های دگرگونی است و افزایش درجه دگرگونی از مرکز به سمت حاشیه بلور را نشان می‌دهد، در این

برش میزان X_{Ca} و X_{Mg} از مرکز بلور به سمت حاشیه تغییرات چندانی نمی‌کند. شکل ۴ C قرار گرفتن گارنت‌های بررسی شده در دیاگرام اعضاء انتهایی گارنت‌ها [۲۵] را نشان می‌دهد. بر اساس این دیاگرام گارنت‌های بررسی شده در دو محل نزدیک به هم قرار گرفته و از لحاظ ترکیبی تفاوت اندکی نشان می‌دهند که هم منشأ بودن سنگ میزبان این دو نوع گارنت را نشان می‌دهد. میزان Prp در گارنت‌های ریز بلور (Grt 1) از گارنت‌های درشت بلور (Grt 2) بیش‌تر و میزان Grs کم‌تر است. این پدیده می‌تواند نشان‌دهنده تغییر ترکیب گارنت در طی دگرگونی پیش‌رونده از گارنت شست‌ها به سمت استروئید شست‌ها باشد.

نکته‌ای که از بررسی شیمی گارنت‌ها در این سنگ‌ها برداشت می‌شود این مطلب است که اگر به میزان X_{Mg} ، X_{Fe} ، X_{Mn} و X_{Ca} در گارنت شست‌ها و استروئید شست‌ها دقت کنیم این موضوع به‌نظر می‌رسد که با افزایش شدت دگرگونی تا رخساره آمفیبولیت در گارنت شست‌ها میزان Mg در بلور گارنت همگن می‌گردد و با ادامه دگرگونی پیش‌رونده در گارنت موجود در استروئید شست‌ها علاوه بر Mg، میزان Ca نیز در شبکه بلوری همگن می‌شود.



شکل ۴. A) نمودار X_{Fe} , Mg, Mn, Ca گارنت ۱ از حاشیه به حاشیه (B) نمودار X_{Fe} , Mg, Mn, Ca گارنت ۲ از حاشیه به مرکز، C) قرار گرفتن گارنت‌های بررسی شده بر نمودار تقسیم‌بندی گارنت‌ها [۲۵]

شیمی استروئید: بر اساس تجزیه‌های نقطه‌ای انجام گرفته (جدول ۳)، استروئید بررسی شده جزء انواع آهن‌دار قرار گرفته و با توجه به شکل ۵ فاقد منطقه‌بندی ترکیبی مشخص است و تغییرات X_{Mg} و X_{Fe} موجود در آن الگویی تقریباً مسطح را به نمایش می‌گذارد. هموژن بودن این کانی می‌تواند نتیجه به تعادل رسیدن در حین دگرگونی باشد. اولین ظهور استروئید در سنگ‌های پلیتی نشانه عبور از رخساره شست سبز و ورود به رخساره آمفیبولیت است [۱۹].

جدول ۲. تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری گارنت‌های موجود در متاپلیت‌های دره ساری (Grt1) گارنت موجود در نمونه گارنت شیبست D4 و Grt2 گارنت موجود در نمونه استرویتید شیبست S21.

	Grt1-154	Grt1-155	Grt1-156	Grt1-157	Grt1-159	Grt1-160	Grt1-161	Grt1-162	Grt1-163	Grt1-164	Grt1-165	Grt1-166
SiO ₂	۳۸/۳۴	۳۵/۸۱	۳۵/۹۶	۳۶/۰۹	۳۵/۹۰	۳۶/۴۴	۳۵/۸۰	۳۶/۴۱	۳۶/۲۷	۳۶/۰۱	۳۵/۹۴	۳۵/۳۳
TiO ₂	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۲۰/۱۹	۲۰/۲۵	۲۰/۳۳	۲۰/۳۱	۲۰/۳۵	۲۰/۳۶	۲۰/۳۱	۲۰/۳۹	۲۰/۳۲	۲۰/۰۸	۲۰/۳۹	۱۹/۷۲
FeO	۳۳/۹۲	۳۴/۸۱	۳۴/۸۸	۳۵/۳۱	۳۵/۱۸	۳۴/۷۵	۳۴/۷۲	۳۵/۰۶	۳۵/۱۴	۳۵/۲۸	۳۴/۶۶	۳۴/۹۴
MnO	۳/۸۱	۳/۹۰	۳/۷۲	۳/۶۸	۳/۶۱	۳/۴۶	۳/۴۰	۳/۶۱	۳/۷۰	۳/۷۸	۳/۷۹	۳/۶۱
MgO	۱/۷۵	۱/۸۶	۱/۸۴	۱/۸۲	۱/۸۰	۱/۸۴	۱/۷۷	۱/۸۳	۱/۸۶	۱/۸۳	۱/۸۳	۱/۷۴
CaO	۰/۴۹	۰/۵۸	۰/۸۸	۰/۸۷	۰/۶۹	۱/۱۴	۱/۵۷	۰/۷۰	۰/۵۸	۰/۵۵	۰/۵۶	۰/۵۷
Na ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴
ZnO	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۳
Total	۹۸/۶۶	۹۷/۳۵	۹۷/۶۶	۹۸/۱۰	۹۹/۹۹	۹۸/۱۴	۹۷/۷۷	۹۸/۱۷	۹۸/۰۴	۹۷/۵۸	۹۷/۲۰	۹۵/۹۶
Cation ratios calculated per 12 oxygens												
Si	۳/۱۰	۲/۹۹	۲/۹۹	۲/۹۹	۳/۰۰	۳/۰۱	۲/۹۸	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰
Al ^{IV}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ^{VI}	۱/۹۳	۱/۹۹	۰/۹۹	۰/۰۰	۰/۱۸	۱/۹۸	۱/۹۷	۱/۹۸	۱/۹۸	1.97	۲/۰۱	۱/۹۸
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۲/۳۶	۲/۴۳	۲/۴۳	۲/۴۴	۲/۴۶	۲/۴۱	۲/۴۱	۲/۴۴	۲/۴۴	۲/۴۵	۲/۴۳	۲/۴۷
Mn	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۶
Mg	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳
Ca	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
Total	۷/۹۴	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۷/۹۹	۸/۰۱	۷/۹۹	۷/۹۹	۷/۹۹	۷/۹۹	۸/۰۰
X _{Fe}	۰/۷۹	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۸۲
X _{Mg}	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۷
X _{Mn}	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹
X _{Ca}	۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Almandine	۸۲/۰۹	۸۱/۲۷	۸۰/۹۸	۸۱/۲۶	۸۱/۹۴	۸۰/۸۴	۷۹/۸۸	۸۱/۸۱	۸۱/۸۲	۸۱/۷۴	۸۱/۶۹	۸۲/۱۸
Andradite	۰/۰۰	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۵۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۶۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۶۱	۰/۰۰	۰/۸۰
Grossular	۲/۶۱	۲/۵۵	۲/۵۵	۲/۵۵	۲/۰۶	۲/۰۷	۲/۰۸	۲/۰۶	۲/۰۷	۲/۰۵	۲/۰۵	۲/۰۶
Pyrope	۷/۳۴	۷/۷۵	۷/۶۳	۷/۵۲	۷/۴۶	۷/۶۲	۷/۳۷	۷/۵۹	۷/۷۲	۷/۶۴	۷/۶۴	۷/۳۸
Spessartine	۸/۴۴	۸/۵۰	۸/۵۰	۸/۵۰	۸/۵۱	۸/۴۹	۸/۴۸	۸/۵۰	۸/۴۸	۸/۵۰	۸/۵۰	۸/۴۹
	Grt2-167	Grt2-190	Grt2-191	Grt2-192	Grt2-193	Grt2-194	Grt2-195	Grt2-196	Grt2-197	Grt2-198	Grt2-199	Grt2-200
SiO ₂	۳۵/۱۴	۳۱/۹۷	۳۵/۳۶	۳۵/۵۰	۳۵/۶۸	۳۵/۰۱	۳۵/۶۲	۳۵/۵۲	۳۵/۷۷	۳۵/۲۹	۳۵/۵۱	۳۵/۳۱
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۹۵	۰/۳۰	۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۱۴	۰/۰۸	۰/۱۰
Al ₂ O ₃	۱۹/۶۵	۱۷/۹۹	۱۸/۹۷	۱۹/۷۲	۱۹/۷۹	۲۰/۰۰	۱۹/۷۹	۲۰/۰۱	۱۹/۹۱	۱۹/۴۹	۲۰/۲۳	۲۰/۰۱
FeO	۳۴/۲۴	۲۵/۶۲	۲۵/۳۵	۲۶/۷۹	۲۶/۵۱	۲۶/۶۹	۲۶/۶۶	۲۸/۲۷	۲۹/۱۲	۲۶/۸۰	۲۸/۰۴	۲۸/۹۴
MnO	۳/۶۷	۱۱/۷۴	۱۱/۳۴	۱۲/۱۲	۱۲/۱۲	۱۲/۳۲	۱۲/۸۵	۱۰/۶۲	۹/۱۹	۱۱/۰۰	۱۰/۲۷	۱۰/۰۲
MgO	۱/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۸۴	۰/۸۲	۰/۹۲	۱/۰۵	۱/۱۸	۰/۹۱	۰/۹۸	۱/۱۷
CaO	۰/۵۶	۱/۵۳	۱/۵۲	۱/۷۵	۱/۶۳	۱/۶۸	۱/۷۵	۱/۷۱	۱/۵۵	۱/۵۵	۱/۵۶	۱/۴۵
Na ₂ O	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۳
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
ZnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۰
Total	۹۵/۱۴	۹۰/۷۵	۹۳/۷۶	۹۶/۹۹	۹۶/۷۱	۹۶/۶۷	۹۶/۸۱	۹۷/۵۴	۹۷/۹۷	۹۵/۱۸	۹۶/۷۳	۹۷/۰۳

ادامه جدول ۲

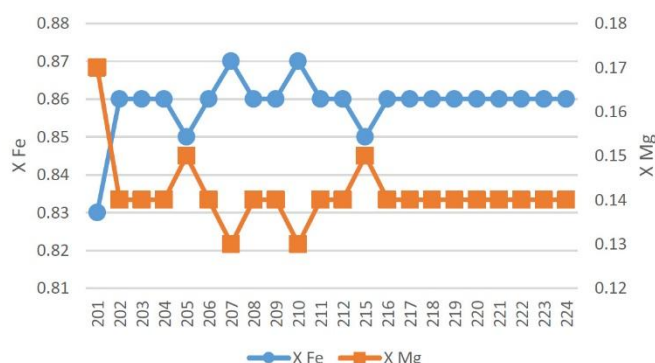
	Grt1-167	Grt2-190	Grt2-191	Grt2-192	Grt2-193	Grt2-194	Grt2-195	Grt2-196	Grt2-197	Grt2-198	Grt2-199	Grt2-200
	Cation ratios calculated per 12 oxygens											
Si	۳/۰۰	۲/۹۰	۳/۰۵	۲/۹۹	۳/۰۱	۲/۹۷	۳/۰۰	۲/۹۸	۳/۰۰	۳/۰۲	۲/۹۹	۲/۹۷
Al ^{IV}	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲
Al ^{VI}	۱/۹۸	۱/۸۴	۱/۹۳	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۷	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۶	۲/۰۰	۱/۹۶
Ti	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe ²⁺	۲/۴۴	۱/۸۷	۱/۸۵	۱/۸۶	۱/۸۶	۱/۸۷	۱/۸۷	۱/۹۶	۲/۰۴	۱/۹۲	۱/۹۸	۲/۰۲
Mn	۰/۲۶	۰/۹۰	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۸	۰/۸۴	۰/۷۵	۰/۶۵	۰/۷۹	۰/۷۳	۰/۷۱
Mg	۰/۲۳	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۴
Ca	۰/۰۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳
Total	۷/۹۹	۸/۰۲	۷/۹۵	۷/۹۹	۷/۹۸	۸/۰۱	۷/۹۹	۸/۰۱	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۹	۸/۰۱
X _{Fe}	۰/۸۱	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۶۲	۰/۶۵	۰/۶۸	۰/۶۴	۰/۶۶	۰/۶۷
X _{Mg}	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵
X _{Mn}	۰/۰۹	۰/۳۰	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۳۰	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۲۴
X _{Ca}	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴
Almandine	۸۱/۵۳	۵۹/۸۹	۶۲/۸۱	۶۱/۹۵	۶۲/۱۷	۶۱/۵۵	۶۲/۲۳	۶۵/۱۰	۶۸/۲۲	۶۴/۲۰	۶۶/۶۰	۶۶/۶۲
Andradite	۰/۳۴	۴/۰۸	۰/۰۰	۱/۱۸	۰/۲۳	۰/۹۳	۰/۵۳	۱/۰۲	۰/۱۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۰۷
Grossular	۱/۳۷	۱/۰۴	۴/۸۵	۴/۱۳	۴/۷۴	۴/۲۰	۴/۷۹	۴/۱۲	۴/۵۳	۴/۸۱	۴/۷۱	۳/۳۲
Pyrope	۷/۸۲	۳/۸۷	۳/۶۸	۳/۶۳	۳/۵۷	۳/۴۹	۳/۸۹	۴/۴۰	۴/۹۸	۳/۹۳	۴/۱۲	۴/۹۳
Spessartine	۸۱/۹	۳۱/۱۰	۲۸/۶۳	۲۹/۰۹	۲۹/۲۷	۲۹/۸۰	۲۸/۵۳	۲۵/۳۲	۲۲/۰۷	۲۷/۰۳	۲۴/۵۵	۲۴/۰۳

جدول ۳. تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری استروئیدهای موجود در متاپلیت‌های دره ساری بر اساس ۴۶ اکسیژن (نمونه استروئید شیت ۵۲۱)

	St-201	St-202	St-203	St-204	St-205	St-206	St-207	St-208	St-209	St-210	St-211	St-212
SiO ₂	۲۵/۵۳	۲۶/۰۸	۲۶/۰۵	۲۵/۹۳	۲۶/۴۰	۲۶/۳۴	۲۶/۰۴	۲۵/۹۱	۲۶/۱۹	۲۵/۶۹	۲۵/۷۲	۲۶/۱۳
TiO ₂	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۴۰	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۴۰	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۴۰
Al ₂ O ₃	۵۳/۱۴	۵۲/۳۰	۵۲/۳۷	۵۱/۸۹	۵۲/۱۷	۵۲/۱۲	۵۲/۱۷	۵۱/۷۸	۵۱/۹۸	۵۲/۹۴	۵۲/۴۰	۵۲/۰۲
FeO	۱۴/۰۱	۱۵/۰۵	۱۴/۸۵	۱۴/۹۹	۱۴/۳۹	۱۴/۲۷	۱۴/۷۳	۱۵/۳۶	۱۴/۹۹	۱۴/۹۸	۱۴/۸۳	۱۴/۸۷
MnO	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۹
MgO	۱/۶۴	۱/۳۷	۱/۳۷	۱/۳۶	۱/۳۹	۱/۲۹	۱/۲۹	۱/۳۸	۱/۴۳	۱/۲۸	۱/۳۱	۱/۳۷
ZnO	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۵
H ₂ O	۵/۳۵	۴/۴۸	۴/۵۹	۴/۹۹	۴/۸۴	۵/۱۵	۵/۰۰	۴/۸۴	۴/۶۲	۴/۲۶	۴/۷۹	۴/۷۶
Total	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰
Si	۷/۳۴	۷/۴۹	۷/۴۹	۷/۴۹	۷/۵۸	۷/۶۰	۷/۵۱	۷/۴۹	۷/۵۳	۷/۳۶	۷/۴۱	۷/۵۲
Al	۱۸/۰۱	۱۷/۷۱	۱۷/۷۱	۱۷/۷۰	۱۷/۶۷	۱۷/۶۹	۱۷/۷۴	۱۷/۶۴	۱۷/۶۲	۱۷/۸۹	۱۷/۸۱	۱۷/۶۶
Ti	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸
Fe	۳/۳۷	۳/۶۱	۳/۵۷	۳/۶۲	۳/۴۵	۳/۴۳	۳/۵۵	۳/۷۱	۳/۶۰	۳/۵۹	۳/۵۷	۳/۵۸
Mn	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴
Mg	۰/۷۰	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۵۹	۰/۵۵	۰/۵۵	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۵۸
Zn	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵
Total	۲۹/۵۷	۲۹/۵۸	۲۹/۵۶	۲۹/۵۷	۲۹/۴۹	۲۹/۴۶	۲۹/۵۳	۲۹/۶۰	۲۹/۵۶	۲۹/۵۹	۲۹/۵۹	۲۹/۵۵
X _{Fe}	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۵	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۸۶	۰/۸۶
X _{Mg}	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴

ادامه جدول ۳

	St-215	St-216	St-217	St-218	St-219	St-220	St-221	St-222	St-223	St-224
SiO ₂	۲۶/۵۶	۲۶/۱۸	۲۴/۸۸	۲۵/۸۳	۲۵/۹۶	۲۵/۹۱	۲۵/۸۵	۲۶/۳۳	۲۶/۰۴	۲۵/۸۴
TiO ₂	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۴۵	۰/۵۱	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۴۵
Al ₂ O ₃	۵۲/۹۸	۵۱/۸۸	۵۰/۹۱	۵۲/۵۷	۵۲/۵۶	۵۲/۵۳	۵۲/۳۳	۵۲/۱۶	۵۲/۲۸	۵۲/۳۴
FeO	۱۴/۴۲	۱۴/۷۴	۱۴/۵۱	۱۴/۹۸	۱۴/۹۲	۱۵/۱۲	۱۵/۰۰	۱۴/۸۳	۱۴/۷۷	۱۴/۸۱
MnO	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۹
MgO	۱/۲۷	۱/۴۳	۱/۳۵	۱/۳۹	۱/۴۴	۱/۴۰	۱/۴۴	۱/۳۸	۱/۳۷	۱/۳۷
ZnO	۰/۲۱	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۲۳	۰/۲۴
H ₂ O	۴/۸۷	۴/۹۰	۷/۵۲	۴/۴۳	۴/۳۶	۴/۳۱	۴/۶۳	۴/۵۲	۴/۶۷	۴/۷۴
Total	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰
Si	۷/۳۵	۷/۵۷	۷/۳۸	۷/۴۱	۷/۴۴	۷/۴۳	۷/۴۴	۷/۵۶	۷/۴۹	۷/۴۴
Al	۱۷/۹۸	۱۷/۶۸	۱۷/۸۱	۱۷/۷۸	۱۷/۷۶	۱۷/۷۵	۱۷/۷۶	۱۷/۶۵	۱۷/۷۲	۱۷/۷۶
Ti	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹
Fe	۳/۴۷	۳/۵۶	۳/۶۰	۳/۵۹	۳/۵۷	۳/۶۲	۳/۶۱	۳/۵۶	۳/۵۵	۳/۵۶
Mn	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
Mg	۰/۶۱	۰/۵۸	۰/۶۱	۰/۵۹	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۵۹	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۵۹
Zn	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵
Total	۲۹/۵۹	۲۹/۵۴	۲۹/۶۰	۲۹/۵۸	۲۹/۵۷	۲۹/۶۰	۲۹/۵۸	۲۹/۵۴	۲۹/۵۷	۲۹/۵۷
X _{Fe}	۰/۸۵	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۸۶
X _{Mg}	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴

شکل ۵. نمودار تغییرات X_{Mg} و X_{Fe} موجود در استروئید از حاشیه به حاشیه

شیمی میکای سیاه: ترکیب میکاهای سیاه بین چهار عضو انتهایی فلوگوپیت، آنیت، ایستونیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرد [۲۱].

بیوتیت‌ها از جمله کانی‌های فرومنیزین متاپلیت‌های دره ساری هستند که بر اساس داده‌های آنالیز نقطه‌ای (جدول ۴) غنی از آهن است و در گارنت شیست‌های بررسی شده نسبتاً فقیر از تیتان بوده است و همچنین میزان آلومینیوم آن‌ها قابل توجه است.

بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی، Nachit و همکاران (۲۰۰۵) [۲۶] نمودار سه‌تایی $TiO_2 - MgO - FeO$ را برای تمایز بیوتیت‌های اولیه ماگمایی و سایر بیوتیت‌ها (بیوتیت‌های با تعادل مجدد و یا دوباره تشکیل شده) پیشنهاد کرده‌اند که بر اساس آن میکاهای بررسی شده از نوع بیوتیت‌های با تعادل مجدد هستند (شکل ۶ A).

با توجه به نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ میکای سیاه موجود در این سنگ‌ها از نوع آنیت تا سیدروفیلیت و در محدوده‌ی بیوتیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۶ B) [۲۷]. این امر حاکی از آن است که مقدار ۴۵٪

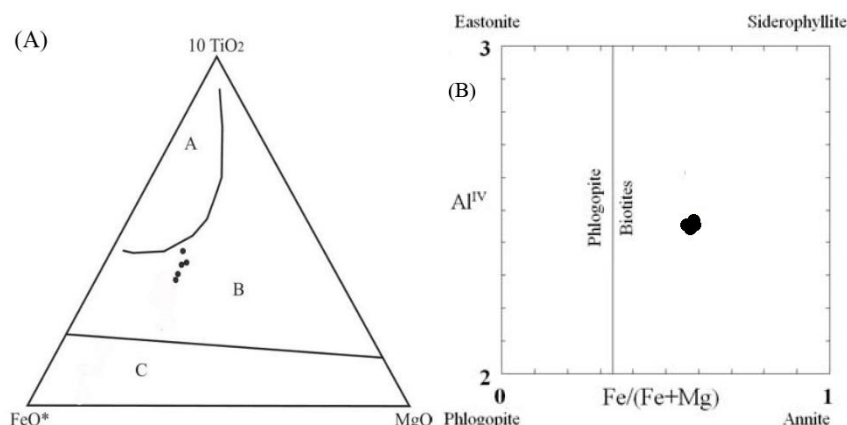
جانشینی Mg به جای Fe^{2+} صورت گرفته و دگرگونی از رخساره شیست سبز در سنگ ما از رخساره شیست سبز به سمت رخساره آمفیبولیت در حال انتقال است [۱۹].

با توجه به حضور گارنت، استرویت و بیوتیت آهن‌دار در این سنگ‌ها سنگ مادر پلیتی آن‌ها از نوع آهن‌دار بوده است.

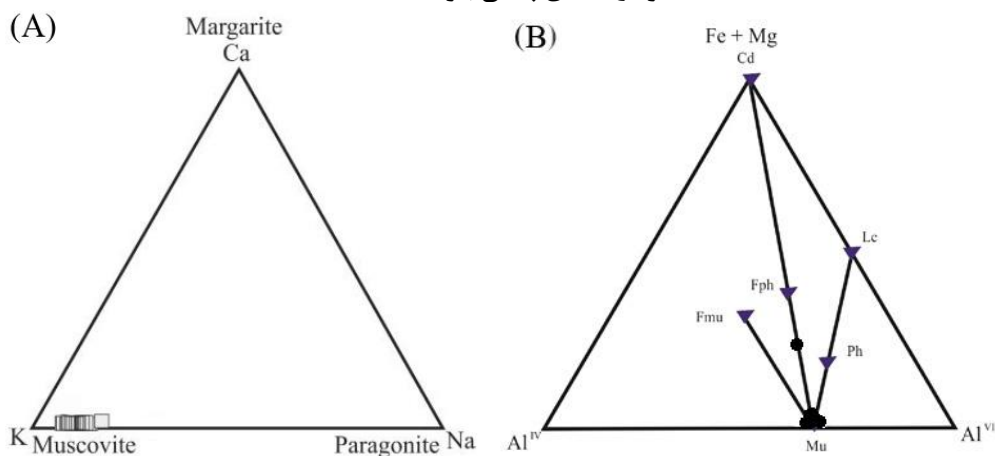
جدول ۴. تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری بیوتیت‌ها و مسکویت‌های موجود در متاپلیت‌های دره ساری. * H_2O به صورت محاسباتی به دست آمده است (نمونه استرویت شیست S21)

	Bt- 250	Bt- 251	Bt- 252	Bt- 253	Bt- 254	Ms- 264	Ms- 265	Ms- 266	Ms- 267	Ms- 268	Ms- 269	Ms- 270	Ms- 271	Ms- 272
SiO ₂	۳۴/۹۹	۳۳/۶۸	۳۴/۳۵	۳۴/۷۲	۳۴/۱۳	۴۵/۷۲	۴۴/۳۵	۴۳/۹۷	۴۴/۸۶	۴۴/۳۴	۴۴/۳۷	۴۴/۴۰	۴۳/۸۵	۵۵/۳۸
TiO ₂	۱/۵۰	۱/۴۱	۱/۷۶	۱/۵۸	۱/۵۱	۰/۱۷	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۱۹
Al ₂ O ₃	۱۸/۰۲	۱۸/۰۲	۱۷/۷۱	۱۹/۰۷	۱۸/۷۶	۳۵/۴۳	۳۵/۹۱	۳۵/۵۱	۳۵/۸۷	۳۵/۶۵	۳۶/۰۳	۳۶/۰۱	۳۴/۹۶	۲۰/۸۳
FeO	۱۹/۳۳	۱۸/۵۵	۲۲/۲۰	۱۹/۵۸	۱۹/۱۷	۰/۹۳	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۹۳	۰/۹۱	۰/۷۲	۰/۹۳	۱/۵۰	۷/۰۱
MnO	۰/۰۳	۰/۳۶	۰/۲۴	۰/۰۷	۰/۳۷	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
MgO	۸/۱۸	۷/۶۲	۸/۶۳	۸/۰۶	۸/۱۳	۰/۳۴	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۴۷	۲/۱۸
CaO	۰/۱۱	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۹
Na ₂ O	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۰۰	۰/۱۸	۰/۲۲	۱/۱۸	۱/۳۸	۱/۳۲	۱/۳۸	۱/۳۸	۱/۳۶	۱/۲۳	۱/۰۷	۰/۳۸
K ₂ O	۸/۳۹	۷/۴۱	۷/۹۷	۸/۵۴	۸/۲۰	۹/۴۰	۹/۴۰	۹/۱۷	۹/۵۴	۹/۳۹	۹/۴۹	۹/۴۶	۹/۲۴	۵/۴۲
BaO	۰/۰۲	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۸۱	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۵۱	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۶۴	۰/۷۰	۰/۴۲
ZnO	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۱۹	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۱۹
H ₂ O*	۸/۸۵	۱۱/۸۷	۶/۴۹	۷/۲۱	۹/۴۲	۵/۸۳	۷/۲۲	۸/۲۸	۶/۵۲	۷/۲۹	۷/۱۰	۶/۹۶	۷/۹۱	۸/۰۲
Total	۹۹/۷۳	۹۹/۶۲	۹۹/۸۹	۹۹/۴۸	۱۰۰	۹۹/۹۷	۹۹/۹۶	۹۹/۹۹	۹۹/۹۹	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۹۹/۹۹	۱۰۰
Cation ratios calculated per 22 Oxygens						Cation ratios calculated per 11 Oxygens								
Si	۵/۵۶	۵/۵۳	۵/۴۰	۵/۴۵	۵/۴۴	۳/۰۸	۳/۰۳	۳/۰۴	۳/۰۵	۳/۰۴	۳/۰۳	۳/۰۳	۳/۰۳	۳/۷۸
Al ^{IV}	۲/۴۳	۲/۴۶	۲/۵۹	۲/۵۴	۲/۵۵	۰/۹۲	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۹۵	۰/۹۶	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۲۲
Al ^{VI}	۰/۹۴	۱/۰۳	۰/۶۹	۰/۹۹	۰/۹۷	۱/۸۹	۱/۹۲	۱/۹۳	۱/۹۲	۱/۹۲	۱/۹۳	۱/۹۳	۱/۸۸	۱/۹۵
Ti	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe	۲/۵۷	۲/۵۵	۲/۹۲	۲/۵۷	۲/۵۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۴۰
Mn	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۱/۹۴	۱/۸۶	۲/۰۲	۱/۸۸	۰/۹۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۲۲
Zn	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Ca	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Na	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۰۵
K	۱/۷۰	۱/۵۵	۱/۶۰	۱/۷۱	۱/۶۶	۰/۸۱	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۴۷
Ba	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱
OH*	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۰/۰۲	۲/۰۰
Total	۱۹/۴۴	۱۹/۳۳	۱۹/۵۴	۱۹/۴۷	۱۹/۴۸	۸/۹۸	۹/۰۲	۹/۰۵	۹/۰۲	۹/۰۲	۹/۰۲	۹/۰۱	۹/۰۱	۸/۶۴
Al total	۳/۳۸	۳/۴۹	۳/۲۸	۳/۵۳	۳/۵۲	۵/۶۳	۵/۷۸	۵/۷۸	۵/۷۴	۵/۷۵	۵/۸۰	۵/۷۹	۵/۷۰	۳/۳۵
Fe/Fe+Mg	۰/۵۷	۰/۵۹	۰/۵۹	۰/۵۷	۰/۵۷									

شیمی میکای سفید: میکاهای سفید گروه مهمی از کانی‌های موجود در متاپلیت‌ها محسوب می‌شوند که در سنگ‌های بررسی شده به شکل پولک‌های مسکویت مشاهده می‌گردند. سریسیت، فنژیت و مسکویت از جمله اعضای انتهایی برای توصیف میکاهای سفید هستند. داده‌های آنالیز نقطه‌ای میکاهای سفید در گارنت شیست‌ها در جدول ۴ ارائه شده است. بر اساس دیاگرام شکل A ۷ محل قرارگیری میکاهای سفید بررسی شده در نزدیکی قطب مسکویت قرار گرفته است [۲۷]. شکل B ۷ نمودار ارائه شده [۲۸] را نشان می‌دهد که همه داده‌ها به جز یک نمونه در محدوده مسکویت قرار گرفته‌اند. مسکویت بودن عضو انتهایی میکای سفید حاکی از پایین بودن مؤلفه چرماک این کانی است.



شکل ۶. (A) قرارگیری بیوتیت بررسی شده در نمودار بیوتیت‌ها [۲۶] (A) قلمرو بیوتیت‌های ماگمایی اولیه، (B) قلمرو بیوتیت‌های با تعادل مجدد، (C) قلمرو بیوتیت‌های نئوform (تازه تشکیل شده) (B) قرارگیری بیوتیت‌ها در نمودار اعضای پایانی بیوتیت‌ها [۲۷]



شکل ۷. (A) قرارگیری مسکویت در نمودار میکاهای سفید [۲۷]، (B) قرارگیری میکاهای سفید موجود در سنگ‌ها در نمودار ترکیب میکاهای سفید [۲۸]

شیمی پلاژیوکلاز: برای تعیین ترکیب این کانی تعداد کاتیون‌ها براساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه و تجزیه نقطه‌ای معرف پلاژیوکلازهای بررسی شده در جدول ۵ ارائه شده است. بر اساس جدول مذکور اختلاف چشم‌گیری بین ترکیب پلاژیوکلازها در نمونه‌های مختلف وجود ندارد.

با استفاده از نمودار Ab-Or-An [۲۹] ترکیب پلاژیوکلازهای بررسی شده در محدوده آلبیت تا الیگوکلاز قرار می‌گیرد (شکل ۸ A).

بر اساس تجزیه‌های انجام گرفته پلاژیوکلاز موجود در گارنت شیست‌ها (Pl1) نسبت به پلاژیوکلاز موجود در میکاشیست‌ها (Pl2) درصد آنورتیت نسبتاً بیش‌تری دارد که نشانه دیگری بر تشکیل آن‌ها در مسیر دگرگونی پیش‌رونده است (شکل ۸ B).

شیمی کلریت: براساس نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کلریت (جدول ۶)، کلریت‌های موجود در متاپلیت‌های دره ساری که در طی دگرگونی برگشتی و عمدتاً از تجزیه کانی‌های فرومنیزین مانند گارنت و بیوتیت تشکیل شده‌اند، دارای ترکیب رپیدولیت هستند (شکل ۹) [۳۰]. این کانی بیان‌گر دگرگونی برگشتی سنگ‌ها تا رخساره شیست سبز است [۳۱].

جدول ۵. تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری پلاژیوکلازهای موجود در متاپلیت‌های دره ساری (P1) پلاژیوکلاز موجود در گارنت شیسست D4 و P1 2 پلاژیوکلاز موجود در مسکویت بیوتیت شیسست (D7)

	P11-241	P11-242	P11-243	P11-244	P11-245	P11-246	P11-247	P11-248	P11-249	P12-256	P12-257	P12-258	P12-259	P12-260	P12-261	P12-262	P12-263
SiO ₂	۶۲/۰۲	۶۴/۵۰	۶۳/۹۹	۶۴/۴۰	۶۵/۴۰	۶۴/۲۸	۶۴/۱۱	۶۴/۴۴	۶۴/۷۵	۶۵/۸۲	۶۶/۰۴	۶۴/۹۳	۶۴/۳۱	۶۴/۴۵	۶۴/۷۰	۶۶/۰۳	۶۵/۵۱
TiO ₂	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۲۰/۴۶	۲۰/۳۲	۲۰/۳۲	۲۰/۲۶	۱۹/۶۴	۲۰/۸۰	۲۰/۶۰	۲۰/۶۵	۲۰/۱۹	۱۹/۸۱	۱۹/۹۱	۱۸/۸۸	۲۰/۹۲	۲۰/۹۲	۲۰/۳۷	۱۹/۸۶	۱۹/۳۱
FeO	۰/۵۸	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۱۳
MnO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
CaO	۲/۸۳	۲/۲۰	۲/۳۱	۲/۱۸	۱/۴۵	۲/۵۱	۲/۵۴	۲/۵۸	۲/۱۹	۱/۷۹	۱/۸۷	۱/۰۷	۲/۶۹	۲/۷۴	۲/۲۳	۱/۵۵	۱/۸۳
Na ₂ O	۱۰/۱۷	۱۰/۹۷	۱۰/۷۴	۱۰/۷۵	۱۰/۲۴	۱۰/۶۷	۱۰/۵۶	۱۰/۵۰	۱۰/۸۸	۱۰/۹۰	۹/۱۳	۱۱/۱۱	۱۰/۴۸	۱۰/۳۹	۱۰/۸۱	۱۱/۱۱	۱۰/۶۳
K ₂ O	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۵
BaO	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۹۶/۲۸	۹۸/۲۸	۹۷/۵۹	۹۷/۷۵	۹۸/۹۳	۹۸/۵۲	۹۸/۰۰	۹۸/۳۶	۹۸/۱۹	۹۸/۵۰	۹۷/۱۰	۹۶/۱۲	۹۸/۴۸	۹۸/۶۵	۹۸/۲۸	۹۸/۶۲	۹۷/۳۷
Cation ratios calculated per 8 Oxygens																	
Si	۲/۸۶	۲/۹۰	۲/۸۹	۲/۹۰	۲/۹۴	۲/۸۸	۲/۸۹	۲/۸۹	۲/۹۱	۲/۹۴	۲/۹۶	۲/۹۶	۲/۸۸	۲/۸۸	۲/۹۰	۲/۹۴	۲/۹۵
Al	۱/۱۱	۱/۰۸	۱/۰۸	۱/۰۸	۱/۰۴	۱/۱۰	۱/۰۹	۱/۰۹	۱/۰۷	۱/۰۴	۱/۰۵	۱/۰۲	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۰۸	۱/۰۴	۱/۰۲
Fe ²⁺	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۹
Na	۰/۹۱	۰/۹۶	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۸	۰/۹۳	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۷۹	۰/۹۸	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۹۴	۰/۹۶	۰/۹۳
K	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
An	۱۳	۱۱	۱۱	۱۱	۷	۱۲	۱۲	۱۲	۱۰	۹	۹	۵	۱۳	۱۳	۱۰	۷	۹
Ab	۸۷	۸۹	۸۹	۸۹	۹۳	۸۸	۸۸	۸۸	۹۰	۹۱	۹۱	۹۵	۸۷	۸۷	۹۰	۹۳	۹۱

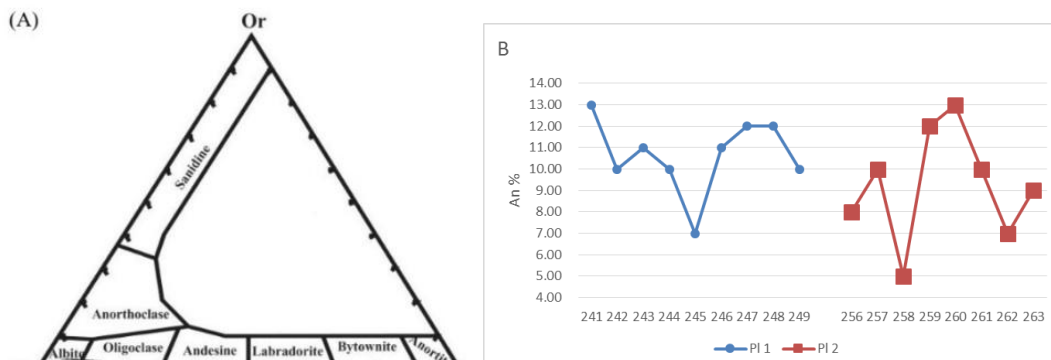
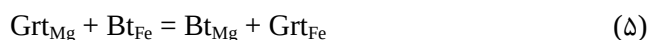
جدول ۶. تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری کلریت‌های موجود در متاپلیت‌های دره ساری. * H₂O به صورت محاسباتی به دست آمده است (نمونه استروئید شیسست S21)

Chl						Cation ratios calculated per 28 oxygens					
	Chl-171	Chl-172	Chl-173	Chl-174	Chl-175		Chl-171	Chl-172	Chl-173	Chl-174	Chl-175
SiO ₂	۲۴/۰۰	۲۲/۵۸	۲۳/۸۹	۲۳/۶۲	۲۴/۴۹	Si	۵/۱۸	۵/۰۷	۵/۱۹	۵/۱۳	۵/۲۶
TiO ₂	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۹	Al ^{IV}	۲/۸۱	۲/۹۲	۲/۸۰	۲/۸۶	۲/۷۳
Al ₂ O ₃	۲۲/۰۵	۲۱/۸۳	۲۱/۷۳	۲۲/۳۷	۲۲/۳۹	Al ^{VI}	۲/۸۰	۲/۸۷	۲/۷۶	۲/۸۷	۲/۲۶
Fe ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۶۹	Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
FeO	۲۶/۴۴	۲۵/۶۱	۲۶/۴۷	۲۶/۴۹	۲۵/۲۰	Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۱۱
MnO	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۱۶	Fe ²⁺	۴/۷۷	۴/۸۴	۴/۸۲	۴/۸۱	۴/۵۳
MgO	۱۳/۴۰	۱۲/۵۹	۱۳/۵۲	۱۲/۹۹	۱۲/۷۶	Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
ZnO	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۰۹	Mg	۴/۳۴	۴/۲۲	۴/۳۸	۴/۲۱	۴/۰۹
CaO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	Zn	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Na ₂ O	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۳	Na	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳
H ₂ O*	۱۱/۱۰	۱۰/۶۵	۱۱/۰۳	۱۱/۰۲	۱۱/۱۱	K	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۲
Total	۹۷/۴۳	۹۳/۶۶	۹۶/۸۹	۹۶/۹۰	۹۷/۳۷	Fe/Fe+Mg	۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۵۳
						Variety	ripidolite	ripidolite	ripidolite	ripidolite	ripidolite

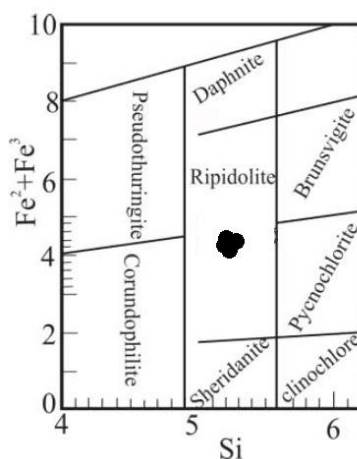
شرایط ترمودینامیکی تشکیل سنگ‌های دگرگونی: واکنش‌های دگرگونی اعم از تبدلی و یا انتقالی می‌توانند به خوبی بیان‌گر شرایط فشارشی و حرارتی تشکیل سنگ‌های دگرگونی باشند.

در واکنش‌های تبدلی به علت این که تغییرات حجمی صورت گرفته در تبدلات مورد نظر کم و تغییرات آنروپی زیاد است شرایط تا حد زیادی مستقل از فشار است و برای استفاده کردن به عنوان ترمومتر دارای پتانسیل خوبی هستند [۳۲]. از تبادل Fe و Mg در بیش‌تر ترموبارومترهای تبدلی در سنگ‌های دگرگونی استفاده می‌شود و این

روش معمول ترین روش ژئوترموبارومتري است [۳۳]. در این روش تغییرات آهن و منیزیم بین گارنت و بیوتیت را طبق واکنش ۵ بررسی کرده اند:



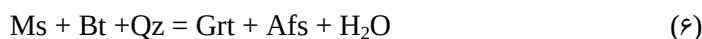
شکل ۸. A) نمودار قرارگیری پلاژیوکلازهای بررسی شده در نمودار مخصوص پلاژیوکلازها [۲۹]. B) برش تغییرات An و Ab در پلاژیوکلازها (Pl1) پلاژیوکلاز موجود در گارنت شیست ها و Pl2 پلاژیوکلاز موجود در میکاشیست ها)



شکل ۹. قرارگیری کلریت های بررسی شده در نمودار تقسیم بندی کلریت ها [۳۰]

داده های حاصل از ترمومتر Grt - Bt در جدول ۷ ارائه شده است. این ترمومتر در بین همه ترمومترها به این دلیل که طیف وسیعی از سنگ های متاپلیتی را پوشش می دهد مرسوم تر است. طبق داده های حاصل دمای تعادل این واکنش ۶۳۰ - ۵۰۸ درجه سانتی گراد است.

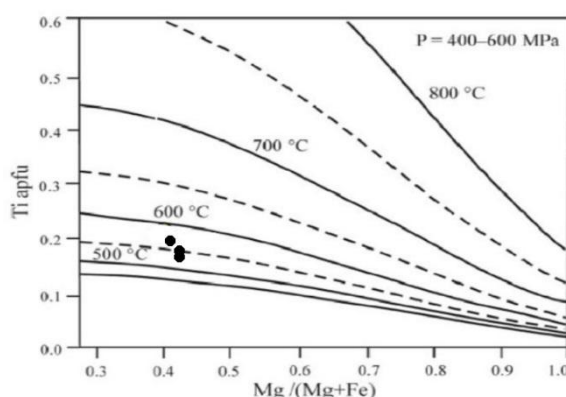
تجزیه نقطه ای روی کانی های Grt، Bt و Ms از مجموعه پارائزی Qz+Ms+Bt+Afs+Grt که بر اساس واکنش ۶ به تعادل رسیده اند (جدول ۷)، به عنوان یک بارومتر مناسب برای برآورد فشار تعادلی می تواند استفاده شود [۳۴].



بر اساس بارومتر مذکور فشار تشکیل این سنگ ها بین ۵/۹ تا ۶/۵ کیلو بار تخمین زده می شود.

از دیگر روش های تعیین فشار و حرارت تشکیل کانی ها استفاده از محتوای عنصری آن ها است. بر همین اساس با توجه به میزان Ti و مقادیر $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ بیوتیت ها هنری و همکاران (۲۰۰۵) [۳۶] ترمومتري ارائه کردند که در

جدول ۸ فرمول و مقادیر ثابت آن و در شکل ۱۰ نمودار آن آورده شده است. بر این مبنا دمای تشکیل بیوتیت‌های بررسی شده (جدول ۸) ۵۷۲-۵۳۸ درجه سانتی‌گراد است و شکل ۱۰ نیز همین حدود را نشان می‌دهد.

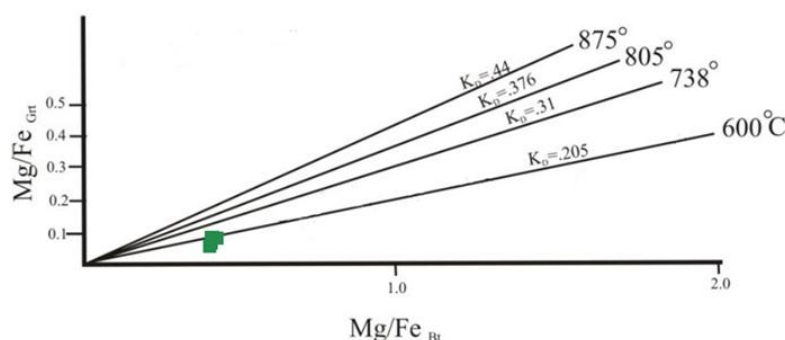


شکل ۱۰. نمودار ترمومتری بیوتیت‌ها [۳۶] و قرارگیری نقاط مربوط به بیوتیت‌ها بر روی آن‌ها به دلیل هم‌زیستی گارنت و کلریت حاصل از دگرگونی برگشتی و بر اساس واکنش تبدیلی (۷) می‌توان در این سنگ‌ها به دمای تعادل بین این دو کانی در حین دگرگونی برگشتی پی برد [۳۴]. داده‌های محاسباتی و دمای حاصل در جدول ۹ آورده شده است. دمای دگرگونی برگشتی دارای گستره ۵۰۷-۴۵۵ درجه سانتی‌گراد است.



در شکل ۱۱ بر پایه نسبت Mg/Fe بیوتیت و گارنت [۳۷]، K_D این دو عنصر در دماهای مختلف ترسیم شده است. بر اساس این شکل دمای انتشار این عناصر بین گارنت و بیوتیت‌های منطقه حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است. داده‌های ترموبارومتری جدول‌های ۷ و ۸ نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دو رخساره شیست سبز و آمفیبولیت را سپری کرده‌اند.

بررسی‌های ترموبارومتری سنگ‌های دگرگونه دره ساری، محدوده دمایی $630^\circ\text{C} - 508^\circ\text{C}$ و محدوده فشاری ۶/۵ - ۵/۹ کیلوپار را نشان می‌دهد و نسبت دما به فشار ۹۷-۸۶ است که با توجه به این که سنگ‌های بررسی شده پلیت‌های دگرسان شده‌اند و منشایی رسوبی دارند و این که این سنگ‌ها در زون سهندج سیرجان قرار گرفته‌اند نسبت دما به فشار محاسبه شده براساس داده‌های [۳۸] دگرگونی ناحیه‌ای را نشان می‌دهد که تشکیل آن در نتیجه برخورد صفحه عربی آفریقایی به خرد قاره ایران و در مسیر دگرگونی‌های با تیپ باروین یا کوهزایی است.



شکل ۱۱. ترمومتری بر اساس نسبت Mg/Fe بیوتیت در برابر گارنت [۳۷]

جدول ۷. داده‌های ترمومتری حاصل از واکنش‌های ۵ و ۷ و داده‌های بارومتری حاصل از واکنش ۶

Bt	Grt	Ms	X _{Mg} Bt	X _{Mg} Grt	X _{Fe} Grt	X _{Al} Ms	T°C	P kbar
Bt-250	Grt1-154	Ms-264	۰/۳۲	۰/۰۸	۰/۹۲	۰/۹۶	۶۱۳	۵/۷
Bt-251	Grt1-164	Ms-266	۰/۳۱	۰/۰۹	۰/۹۱	۰/۸۶	۶۳۰	۶/۴
Bt-252	Grt1-167	Ms-268	۰/۳۴	۰/۰۹	۰/۹۱	۰/۹۶	۶۲۴	۶/۲
Bt-253	Grt1-154	Ms-270	۰/۳۱	۰/۰۸	۰/۹۲	۰/۹۷	۵۰۸	۵/۹
Bt-254	Grt1-164	Ms-271	۰/۳۲	۰/۰۹	۰/۹۱	۰/۷۱	۵۱۵	۶/۵
Bt-251	Grt1-167	Ms-272	۰/۳۲	۰/۰۹	۰/۹۱	۰/۷۰	۵۱۰	۶/۳

جدول ۸. نتایج ترمومتری بیوتیت‌های موجود در متاپلیت‌های دره ساری به همراه فرمول ترمومتری ارائه شده [۳۶]

T = $\frac{(\ln(Ti) - a - c(X_{Mg}3)/b)^{0.333}}{c(X_{Mg}3)/b}$	Coefficient Value	Bt-250	Bt-251	Bt-252	Bt-253	Bt-254
		T°C	۵۵۲	۵۳۸	۵۷۲	۵۵۲
		a	-2.3594			
		b	4.6482e-9			
		c	-1.7283			

جدول ۹. نتایج ترمومتری در متاپلیت‌های دره ساری حاصل از Chl - Grt هم‌زیست

	Chl			Grt		T°C
	X _{Fe}	X _{Mg}		X _{Fe}	X _{Mg}	
Chl-171	۰/۵۲	۰/۴۸	Grt1-154	۰/۹۲	۰/۰۸	۴۹۰
Chl-172	۰/۵۳	۰/۴۷	Grt1-164	۰/۹۱	۰/۰۹	۵۰۷
Chl-173	۰/۵۲	۰/۴۸	Grt1-167	۰/۹۱	۰/۰۹	۵۰۴
Chl-174	۰/۵۳	۰/۴۷	Grt1-154	۰/۹۱	۰/۰۹	۵۰۵
Chl-175	۰/۵۳	۰/۴۷	Grt1-164	۰/۹۱	۰/۰۹	۵۰۱

نوع و شدت دگرگونی ناحیه‌ای به‌دست‌آمده در این ناحیه از پهنه سنندج- سیرجان قابل قیاس با دگرگونی دیگر مناطق این پهنه مانند شمال شرق گلپایگان (رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت) [۱۲]، [۳۹]، همدان (رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت) [۴۰] و همدان- ملایر- اسداباد- کنگاور (رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت) [۴۱] و جنوب تویسرکان (رخساره شیست سبز) [۴۲] است. البته نوع دگرگونی در این ناحیه با برخی دیگر از مناطق این پهنه مانند شرق چادگان (رخساره اکلویت) [۴۳]، شمال شهرکرد (رخساره اکلویت) [۴۴] و جنوب و جنوب‌غرب نهاوند (رخساره شیست آبی) [۴۵] متفاوت است. علی‌ایحال با توجه به نوع دگرگونی می‌توان گفت منطقه دگرگونی دره ساری شدت متوسط دارد و این سنگ‌ها حضور در اعماق زیاد را تجربه نکرده‌اند. به‌طورکلی می‌توان نتیجه گرفت پهنه سنندج سیرجان یک پهنه بزرگ از صفحات رانده شده است [۴۶] که در طول آن قطعات متفاوتی از سنگ‌های دگرگونی جابه‌جا شده‌اند. در زمان‌هایی این راندگی به‌صورت ساختارهای شکل‌پذیر همراه با توسعه فابریک‌های صفحه‌ای و خطی بوده است [۴]. روندهای شمال غرب- جنوب شرق بیان‌گر آن است که همه آن‌ها مرتبط با رخداد کوهزایی زاگرس بوده‌اند [۵].

نتیجه‌گیری

متاپلیت‌های بررسی شده بر مبنی پژوهش‌های پتروگرافی و کانی‌شناسی شامل اسلیت، فیلیت، مسکویت بیوتیت شیست، گارنت شیست و استروئید شیست هستند.

طی دگرگونی پیش‌رونده و انجام واکنش‌های دگرگونی از میزان کلریت و مسکویت موجود در این سنگ‌ها کاسته و کانی‌های فرومنیزینه‌ای مانند بیوتیت، گارنت و استرویتید ساخته شده‌اند.

در برش‌های تغییرات X_{Ca} ، X_{Mg} ، X_{Mn} ، X_{Fe} به‌دست آمده از بلورهای گارنت، داده‌ها حاکی از آن است که با افزایش درجه دگرگونی عناصر Ca ، Fe ، Mg و Mn به‌سمت همگن شدن پیش می‌روند.

X_{Fe} در بیوتیت‌ها و کلریت‌ها بالای ۰/۵ است و گارنت‌ها و استرویتیدها از نوع غنی از Fe هستند که این مطلب حاکی از آهن‌دار بودن رسوبات پلیتی والد است.

بررسی‌های ترموبارومتري سنگ‌های دگرگونی دره ساری نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در محدوده دمایی $508-630^{\circ}C$ و فشار ۵/۹-۶/۵ کیلو بار است.

این دگرگونی حاصل از برخورد صفحه عربی آفریقایی به خرده قاره ایران در زمان ژوراسیک پسین کرتاسه با روندی کوهزایی از تیپ باروین است. دمای دگرگونی برگشتی دارای گستره ۴۵۵ – ۵۰۷ درجه سانتی‌گراد است که بیان‌گر دگرگونی این سنگ‌ها تا رخساره شیست سبز و به‌واسطه بالآمدگی طی سنوزوئیک است.

قدردانی

از معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان برای حمایت مالی این پژوهش و همچنین از پروفسور Massonne Hans رئیس انستیتو مینرال شیمی دانشگاه اشتوتگارت آلمان برای همکاری در تجزیه ریزکاونده الکترونی نمونه‌ها تشکر و قدردانی می‌کنیم.

منابع

۱. نقشه زمین‌شناسی گلیپاگان، سازمان زمین‌شناسی و نقشه برداری کشور، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (۱۳۴۶).
2. Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "Cretaceous-Tertiary contactinetal collision, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 21 (2003) 397-412.
3. Ghasemi A., Talbot C. J., "A New Tectonic Scenario for the Sanandaj_Sirjan Zone (Iran)", J. Asian Earth Sci., 26 (2005) 683-693.
4. Mohajjel M., Fergusson C. L., "Dextral transpression in Late Cretaceous contactinetal collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Structural Geology, 22 (2000) 1125-1139.
5. Alavi M., "Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New Data and Interpretations", Tectonophysics 22 (1994) 211-238.
6. Aghanabati A., "Geology of Iran. Geological Survey of Iran", Tehran, Iran, (2004) 586 (In Persian)
۷. قاسمی حبیب‌الله، بررسی پترولوژی و زمین‌شناسی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه بوئین- میاندشت (جنوب شرقی الیگودرز)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۱).

8. Rachidnejad-Omrana N., Hachem Emami M., Sabzehei M., Rastada E., Bellonc H., Piqué A., "Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridional)", C. R. Geoscience, 334 (2002) 1185-1191.
9. Shabanian Nahid, Khalili Mahmoud, Davoudian Ali Reza, Mohajjel Mohammad, "Petrography and geochemistry mylonitic granite of Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran" Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 185-3 (2009) 233-248.
10. Mansouri Esfahani M., Khalili M., Kochhar N., Gupta L.N., "A-type granite of the Hasan Robat area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance", Journal of Asian Earth Sciences, 37 (2010) 207-218.
11. Karimi S., Tabatabaei Manesh S. M., Safaei H., Sharifi M., "Metamorphism and deformation of Golpayegan metapelitic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Petrology, 20 (2012) 658-675.
۱۲. کریمی سمیه، سنگ‌شناسی سنگ‌های دگرگونی در پهنه ساندج-سیرجان شمالی (موته-الیگودرز)، رساله دکتری، دانشگاه اصفهان (۱۳۹۱).
13. Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A.A., "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 43 (2012) 11-22.
۱۴. درویشی اسماعیل، خلیلی محمود، ندیمی علیرضا، ویژگی‌های دگرشکلی و پهنه‌های برش در توده گرانیتی مرزبان ازنا، پهنه ساندج-سیرجان، یافته‌های نوین در زمین‌شناسی، (۱۳۹۴) ۲۱-۳۶.
۱۵. طهماسبی زهرا، سپهوند فرزانه، احمدی خلجی احمد، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی جنوب غرب اراک و مقایسه آن با مناطق همجوار، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۱۳۹۴) ۲۹۵-۳۰۸.
16. F. Shakerardakani, F. Neubauer, F. Masoudi, B. MehraBt, X. Liu, Y. Dong, M. Mohajjel, B. Monfaredi, G. Friedl, "Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud-Azna region (NW Iran): Laser-ablation ICP-MS zircon ages and geochemistry", Tectonophysics, 16 (2015), 1-66.
17. L.L. Perchuk, "Derivation of Thermodynamically Consistent System of Geothermometers and Geobarometers for Metamorphic and Magmatic Rocks in Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology", University Press, Cambridge, 22 (1990) 93-112.
18. D.L. Whitney, B.W. Evans, "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, 95 (2010) 185-187.

19. K. Bucher, M. Frey, *Petrogenesis of metamorphic rocks*, New York, Berlin and Heidelberg, Springer-Verlag, 7th ed., (2002).
20. W.A. Deer, R.A. Howie, J. Zussman, *Orthosilicates, second ed., 1A, rock-forming minerals*, The Geological Society, London, UK, (1997).
21. M.J. Caddick, J. Konopasek, A.B. Thompson, "Preservation of garnet growth zoning and the duration of prograde metamorphism", *Journal of Petrology*, 51 (2010) 2327-2347.
22. D.R. Viete, J. Hermann, G.S. Lister, I.R. Stenhouse, "The nature and origin of the Barrovian metamorphism, Scotland: diffusion length scales in garnet and inferred thermal time scales", *Journal of the Geological Society*, 168 (2012) 115-132.
23. J.A. Dahlquist, C. Galindo, C.W. Pankhurst, R.J. Rapela, P.H. Alasino, J. Saavedra, C.M. Fanning, "Magmatic evolution of the Pen Rosado granite: Petrogenesis of garnet - bearing granitoids", *Lithos*, 95 (2007) 177-207.
24. P. Tropper, A. Recheis, "Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of a crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötztal-Complex as a polymorphic example", *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 94 (2001) 27-53.
25. R.G. Coleman, D.E. Lee, L.B. Beatty, W.W. Brannock, "Eclogites and eclogites, their differences and similarities", *Geological Society of American Bulletin*, 76 (1965) 483-508.
26. H. Nachite, A. Ibhi, E.E. Abia, M.B. Ohoud, "Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated Biotites and neoformed Biotites", *Comptes Rendus Geoscience*, 337 (2005) 1415-1420.
27. S. Guidotti, "Micas in metamorphic rocks", In *Mineralogy*, 13 (1984) 357-476.
28. A. Feenstra, "An EMP and TEM-AEM Study of Margarite, Muscovite and Paragonite in Polymetamorphic Metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the Implications of Fine - scale Mica Interlayering and Multiple Mica Generations", *Journal of Petrology*, 37 (1996) 201-233.
29. W.A. Deer, R.A. Howie, J. Zussman, *An Introduction to the rock-forming Minerals*, Second Editions, Longman, London, (1992).
30. M.H. Hey, *Nomenclature of chlorites*, *Mineralogical Magazine*, (1954).
31. M.G. Best, *Igneous and Metamorphic Petrology*, Blackwell, (2003).
32. K. Bucher, M. Frey, *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer Verlag, (1994).

33. L.L. Perchuk, D.D. Van Reenen, C.A. Smit, D.A. Vankal, R. Boshoff, S.M. Varlamonov, S.M. Tabatabaeimanesh, "Isobaric Heating Recorded in Polymetamorphic Rocks from the Central Zone of the Limpopo High_Grade Terrain", *South Africa Lithos*, 103 (2008) 70-105.
34. L.L. Perchuk, "Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks, in progress in metamorphic and magmatic petrology, Cambridge: Cambridge Univ. Press, (1990) 93-112.
35. S.M. Tabatabaei Manesh, M. Sharifi, A. Romanko, "P-T Conditions of the Jandagh metapelitic schists, Northeastern Isfahan Province, Iran", *Petrology*, 18 (2010) 308-317.
36. D.J. Henry, C.V. Guidotti, J.A. Thomson, "The Ti - saturation surface for two medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution mechanisms", *American Mineralogist*, 90 (2005) 316-328.
37. A.B. Thompson, "Mineral reaction in pelitic rocks: II Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) Phase relations", *American Journal of Science*, 276 (1976) 425-454.
38. B.W.D. Yardly, "An introduction to metamorphic petrology", Longman, (1991).
۳۹. چوپان‌نژاد، رویا، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های متاپلیتی ناحیه شمال شرق گلپایگان در زون سنندج - سیرجان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۹۰).
۴۰. بهاری‌فر، علی‌اکبر، "نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۷۶).
۴۱. امرایی، عباسعلی، "مطالعه دگرگونی و دگرشکلی زون سنندج سیرجان در مناطق همدان- ملایر- اسدآباد-کنگاور"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، (۱۳۸۴).
۴۲. ترک، حسین، "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی جنوب توپسرکان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی، (۱۳۹۰).
۴۳. موسوی زاده، سید مصطفی، "مطالعه پترولوژی سنگ‌های دگرگونی شمال دریاچه سد زاینده رود واقع در شرق چادگان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، (۱۳۸۹).
۴۴. ارم، مظفر، "مطالعه پترولوژی سنگ‌های دگرگونی ناحیه صادق آباد واقع در شمال شهرکرد"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، (۱۳۸۹).
۴۵. کورشی، امید، "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی جنوب و جنوب‌غرب نهاوند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، (۱۳۹۰).
46. A. Nadimi, A. Konon, "Strike-slip faulting in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran", *Journal of Structural Geology*, 40 (2012) 2-16.