



استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها در تشخیص تحولات تکتونو-متامورفیکی مجموعه‌های دگرگونی گل‌گهر و روتشون (جنوب بافت، استان کرمان)

حسین فاتحی*، حمید احمدی پور

گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۴/۱۲/۷، نسخه نهایی: ۹۵/۵/۱۰)

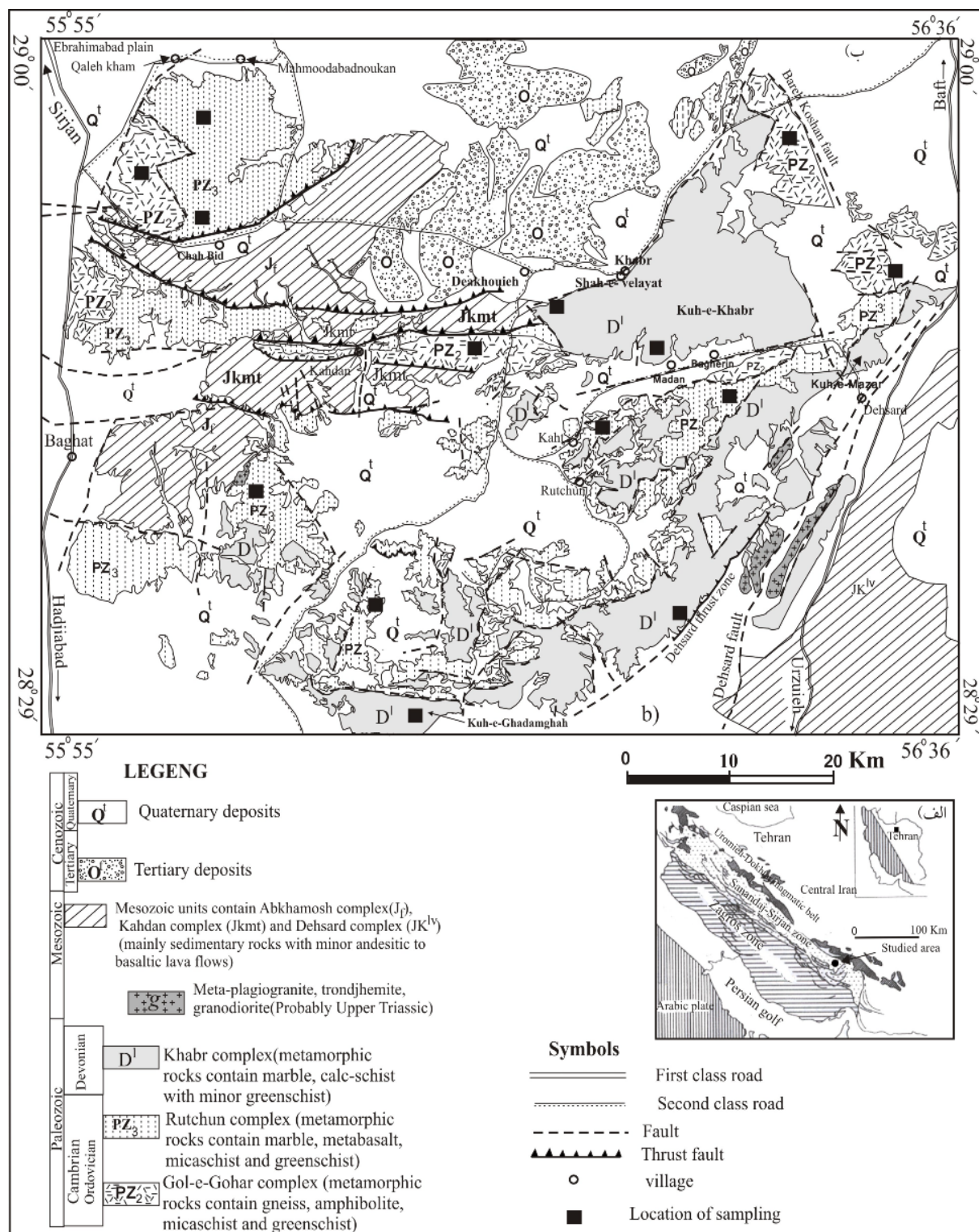
چکیده: مجموعه‌های دگرگونی گل‌گهر و روتشون در جنوب شرق منطقه‌ی دگرگون سنندج - سیرجان شامل تناوبی از سنگ‌های رسوبی، سنگ‌های آذرین بازی و آهک‌های ناخالص دگرگون شده هستند و تحت تاثیر حوادث دگرگونی ناحیه‌ای و فازهای دگرشکلی مختلفی قرار گرفته‌اند. در اولین حادثه‌ی دگرگونی، به همراه اولین فاز دگرشکلی، کانی‌های موسکویت، بیوتیت و گارنت ایجاد و با جهت‌یابی ترجیحی، بر گوارگی S_1 را به موازات لایه‌بندی اولیه ساختند و دوم دگرگونی، با مرحله‌ی دوم دگرشکلی، هم‌زمان بوده و ضمن رشد دوباره‌ی پورفایروبلست‌های قبلی در هر دو مجموعه، این کانی‌ها را به موازات شیستوزیته دوم مرتب کرده‌اند. حادثه دگرگونی سوم نیز به همراه سومین فاز دگرشکلی، ریز بلورهای موسکویت را در راستای منطقه‌های برشی ایجاد کرده‌اند. دما و فشار رویداد دگرگونی اول به ترتیب ۴۴۰ - ۴۶۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و ۳.۵ - ۴.۵ کیلوپار است، ولی حادثه‌ی دگرگونی دوم (اوج دگرگونی)، دمای ۵۷۰ - ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۷ - ۸ کیلوپار را نشان می‌دهد که منطبق بر فاز کوهزایی سیمیرین پیشین قرار گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: بافت؛ فازهای دگرشکلی؛ مجموعه‌های دگرگونی گل‌گهر و روتشون؛ زون دگرگونی سنندج-سیرجان.

مقدمه

ناشی از وزن طبقات فوقانی) قرار گرفته و در پی آن در طی فاز سیمیرین پیشین دگرگونی اصلی رخ داده است. همچنین [۳]، نیز به بررسی شکل‌گیری ساختاری و زمین‌ساختی سنگ‌های پالئوزوئیک کمربند سنندج - سیرجان در منطقه‌ی خبر پرداخته است. نامبرده دگرگونی نهشته‌های پالئوزوئیک را به سیمیرین آغازی می‌داند که تأثیر رژیم زمین‌ساختی کششی در سیمیرین میانی و عملکرد کوهزائی لارامید به عنوان شروع رژیم فشارشی در این منطقه دیده می‌شود. از آنجایی که سنگ‌های مورد نظر حوادث دگرگونی و فازهای دگرشکلی مختلفی را پشت سر گذاشته‌اند، طبیعی است که رد پای این شکل‌گیری‌ها بایستی در ترکیب شیمیایی کانی‌های آنها و بافت‌های باقیمانده و نیز در نسل‌های مختلف کانی‌ها برجای مانده باشد و زمانی می‌توان به درستی به ماهیت فرایندهای رخ داده در این منطقه و شکل‌گیری‌های آن پی برد که شرایط دمایی و فشاری را در

منطقه‌ی مورد بررسی در جنوب‌شرق منطقه‌ی برشی- دگرگونی سنندج- سیرجان، استان کرمان و در جنوب غرب شهرستان بافت و جنوب و غرب روستای خبر قرار دارد. این منطقه شامل همبافت‌های دگرگونی گل‌گهر، روتشون و خبر است و بیشتر از سنگ‌های پلیتی، مافیکی، و کربناتی دگرگون شده با راستای شرقی- غربی تشکیل شده است (شکل ۱) [۲، ۱]. از جمله بررسی‌های انجام شده در بخش جنوبی کمربند سنندج- سیرجان می‌توان به بررسی‌های [۱]، اشاره کرد. این پژوهنده در گزارش کلی خود سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی را اجزای یک محیط رسوبی دانسته که در دوران پالئوزوئیک زیرین تا اوایل مزوزوئیک تشکیل شده‌اند. بطوریکه این محیط‌ها، هم‌زمان نیز دستخوش فعالیت‌های ماگمایی نیز بوده‌اند، و سپس تحت تأثیر یک دگرگونی تدفینی (دگرگونی



شکل ۱ الف: نقشه زمین شناسی ایران و موقعیت منطقه مورد بررسی روی آن [۲]، ب: نقشه زمین شناسی ساده شده‌ای از منطقه، نقل از [۱] با تغییرات.

این گونه بررسی‌ها، با هدف تعیین شرایط اوج دگرگونی، با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها، تا کنون روی مجموعه‌های یاد شده صورت نگرفته است. در این نوشتار سعی شده است تا

زمان تشکیل سنگ‌های مورد نظر محاسبه و آن‌ها را به حوادث دگرگونی و فازهای دگرشکلی نسبت داد.

دگرگون شده و همبافت دگرگونی روتشون بیشتر شامل تناوبی از سنگ‌های آهکی - دولومیتی و پلیتی دگرگون شده، هستند. همبافت دگرگون خیر از آهک‌های نازک لایه همراه با میان لایه‌هایی از سنگ‌های رسوبی ریزدانه دگرگون شده، تشکیل شده است. سنگ‌های پلیتی و کربناتی دگرگون شده در منطقه عبارتند از اسلیت، فیلیت، میکا شیست و مرمر، در حالی که سنگ‌های مافیک منطقه، بیشتر از شبه‌بازالتی تشکیل شده‌اند.

جدول ۱ ترکیب نماینده از تجزیه شیمیایی ریزپردازشی کانی‌های موجود در سنگ‌های رسی - نیمه رسی دگرگون شده منطقه. فرمول ساختاری کانی‌های موسکویت و بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن و کانی گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از [۶] اقتباس شده است.

Sample	GS233				GS260				RS228			
	Bt ₁	Bt ₁	Bt ₂	Bt ₂	Bt ₂	Bt ₂	Bt ₂	Bt ₂	Bt ₁	Bt ₂	Bt ₂	
Mineral	Bt ₁	Bt ₁	Bt ₂	Bt ₂	Bt ₂	Bt ₂	Bt ₂	Bt ₂	Bt ₁	Bt ₂	Bt ₂	
SiO ₂	۳۵,۳۸	۳۶,۰۷	۳۶,۰۰	۳۴,۴۲	۳۷,۱۸	۳۶,۷۰	۳۶,۹۹	۳۷,۱۷	۳۶,۷۳	۳۸,۷۸	۳۷,۹۰	۳۸,۷۳
TiO ₂	۱,۶۲	۱,۸۸	۱,۷۵	۱,۵۹	۲,۰۹	۲,۰۲	۱,۸۱	۱,۷۹	۱,۶۹	۱,۶۸	۱,۵۲	۱,۵۳
Al ₂ O ₃	۱۷,۷۶	۱۷,۵۲	۱۷,۶۵	۱۷,۱۸	۱۸,۹۷	۱۹,۰۸	۱۹,۱۳	۱۹,۳۳	۱۹,۳۶	۱۸,۷۹	۱۸,۴۰	۱۸,۵۹
Cr ₂ O ₃	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۱۱
FeO	۲۲,۵۵	۲۱,۷۱	۲۱,۸۶	۲۱,۶۰	۱۵,۴۵	۱۶,۵۴	۱۳,۷۴	۱۵,۵۲	۱۴,۹۵	۱۷,۵۶	۱۶,۹۹	۱۶,۹۱
MnO	۰,۰۳	۰,۰۹	۰,۰۱	۰,۱۱	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۱۲
MgO	۸,۴۶	۸,۶۰	۸,۷۴	۸,۹۸	۱۲,۷۱	۱۱,۷۵	۱۲,۰۲	۱۲,۴۰	۱۲,۰۰	۱۲,۵۶	۱۲,۱۴	۱۲,۵۸
CaO	۰,۰۵	۰,۱۳	۰,۱۶	۰,۳۱	۰,۰۱	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۱۷	۰,۱۸
Na ₂ O	۰,۱۸	۰,۰۸	۰,۱۷	۰,۲۴	۰,۱۵	۰,۱۷	۰,۱۳	۰,۱۸	۰,۱۳	۰,۱۵	۰,۱۴	۰,۱۱
K ₂ O	۹,۱۰	۸,۰۴	۷,۹۴	۶,۲۹	۹,۰۶	۸,۹۷	۹,۲۵	۹,۲۷	۹,۱۵	۷,۷۵	۷,۵۳	۷,۹۱
V ₂ O ₅	۰,۰۰	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۱	۰,۱۷	۰,۰۳	۰,۱۳	۰,۰۸	۰,۱۱	۰,۰۴	۰,۱۴
F	۰,۰۰	۰,۰۸	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۳۵	۰,۳۹	۰,۰۸	۰,۱۹	۰,۰۸	۰,۳۲	۰,۴۲	۰,۳۴
Cl	۰,۲۰	۰,۲۳	۰,۲۲	۰,۱۹	۰,۲۳	۰,۱۸	۰,۳۰	۰,۱۷	۰,۲۴	۰,۲۱	۰,۱۵	۰,۱۸
Total	۹۵,۳۸	۹۴,۶۱	۹۴,۵۸	۹۱,۰۴	۹۶,۲۴	۹۶,۰۸	۹۳,۷۲	۹۶,۱۷	۹۴,۵۳	۹۸,۰۸	۹۵,۵۰	۹۷,۴۲
Si	۵,۴۳	۵,۵۱	۵,۵۰	۵,۴۷	۵,۴۱	۵,۴۰	۵,۴۹	۵,۴۲	۵,۴۳	۵,۵۰	۵,۵۳	۵,۵۲
Ti	۰,۱۹	۰,۲۲	۰,۲۰	۰,۱۹	۰,۲۳	۰,۲۲	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۱۹	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۱۶
Al ^{IV}	۲,۵۷	۲,۴۹	۲,۵۰	۲,۵۳	۲,۵۹	۲,۶۰	۲,۵۱	۲,۵۸	۲,۵۷	۲,۵۰	۲,۴۷	۲,۴۸
Al ^{VI}	۰,۶۴	۰,۶۶	۰,۶۷	۰,۶۹	۰,۶۷	۰,۷۱	۰,۸۳	۰,۷۲	۰,۸۱	۰,۶۴	۰,۶۹	۰,۶۵
Cr	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Fe	۲,۸۹	۲,۷۷	۲,۷۹	۲,۸۷	۱,۸۸	۲,۰۴	۱,۷۰	۱,۸۹	۱,۸۵	۲,۰۸	۲,۰۷	۲,۰۲
Mn	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱
Mg	۱,۹۳	۱,۹۶	۱,۹۹	۲,۱۳	۲,۷۶	۲,۵۸	۲,۶۶	۲,۶۶	۲,۶۵	۲,۶۵	۲,۶۴	۲,۶۷
Ca	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۳
Na	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳
K	۱,۷۸	۱,۵۷	۱,۵۵	۱,۲۷	۱,۶۸	۱,۶۸	۱,۷۵	۱,۷۳	۱,۷۳	۱,۴۰	۱,۴۰	۱,۴۴
F	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۱۶	۰,۱۸	۰,۰۴	۰,۰۹	۰,۰۴	۰,۱۴	۰,۱۹	۰,۱۵
Cl	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۴
TOTAL	۱۵,۵۶	۱۵,۳۴	۱۵,۳۴	۱۵,۳۷	۱۵,۴۸	۱۵,۵۲	۱۵,۳۳	۱۵,۴۲	۱۵,۳۷	۱۵,۲۱	۱۵,۲۸	۱۵,۲۲

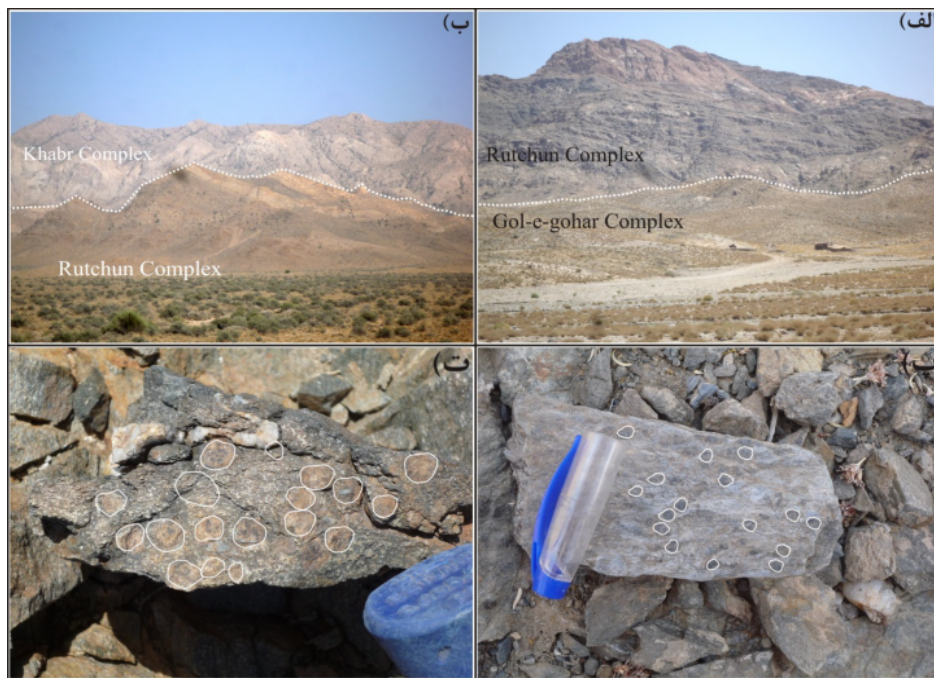
ضمن بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ‌های منطقه، به شرایط و چگونگی شکل‌گیری‌های دگرذیسی و ارتباط آن‌ها با مراحل دگرذیختی، دگرگون و نسل‌های مختلف کانیایی موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه نیز پرداخته شود (جدول ۱).

روش بررسی

پس از بررسی‌های صحرایی، ۱۵۰ مقطع نازک، تهیه و بررسی - های سنگ‌شناسی، روابط بافت‌سنگی و شناسایی فازهای دگرگونی و دگرشکلی روی آن‌ها انجام گرفت. همچنین تعداد ۳۰ مقاطع نازک - صیقلی از سنگ‌های مورد بررسی تهیه شدند که از میان آنها ۲ مقطع از سنگ‌های رسوبی دگرگون شده همبافت گل گهر و ۲ مقطع نیز از سنگ‌های رسوبی دگرگون شده‌ی همبافت روتشون که کمترین دگرسانی را داشتند، به وسیله یک ریزپردازنده‌ی الکترونی JEOL- JX 8600 M با شرایط ولتاژ ۱۵KV و جریان الکتریکی ۲۰nA در دانشگاه یاماگاتای ژاپن مورد بررسی شیمیایی قرار گرفتند. زمان تجزیه هر نقطه بسته به نوع کانی و عناصر مورد نیاز برای تجزیه از ۳۰ ثانیه تا ۵ دقیقه متغیر بود.

تشریح واحدهای سنگی منطقه‌ی در صحرا

سیمای سنگی منطقه‌ی مورد بررسی را تناوبی از واحدهای رسوبی، بازی و آهکی دگرگون شده تشکیل می‌دهند که در قالب سه همبافت دگرگون مهم برونزد دارند. همبافت دگرگونی گل گهر با سن کامبرین و تن رنگی تیره، نسبت به دیگر همبافت‌ها توپوگرافی پست‌تری دارد. روی این واحدها، همبافت روتشون با تن رنگی غالب سرخ قهوه‌ای و سن اردوئین قرار دارد (شکل ۲ الف). همبافت دگرگون خیر با تن رنگی غالب خاکستری روشن تا سفید و سن دونین، روی دو همبافت یاد شده قبلی، قرار گرفته و بیشتر بخش‌های بلند را به خود اختصاص داده است (شکل ۲ ب). در این منطقه همچنین یک رشته از واحدهای مربوط به مزوزوئیک شامل همبافت‌های آب خاموش (J_F)، کاهدان (JKmt) و ده سرد (JK^{IV}) رخنمون دارند [۱]. رسوب‌های سنوزوئیک نیز شامل کنگلومرا، ماسه سنگ و رسوب‌های آبرفتی هستند و همراه با واحدهای سنگی مزوزوئیک در بخش شمالی، شمال غربی، غربی و جنوبی منطقه‌ی مورد بررسی برونزد دارند. واحدهای پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک، بیشتر به صورت دگرشیبی زاویه‌دار روی یکدیگر قرار گرفته‌اند. همبافت دگرگونی گل گهر بیشتر شامل تناوبی از سنگ‌های پلیتی، مافیکی، گنیسی و آهکی



شکل ۲ تصاویر صحرایی از واحدهای سنگی منطقه، الف: فرارگیری همبافت دگرگون روتشون روی همبافت دگرگون گل گهر؛ ب: تصویر صحرایی از همبافت دگرگون خیر در بخش بالا که روی همبافت دگرگون روتشون قرار گرفته است؛ پ: پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در شیست‌های روتشون؛ ت: پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در آمفیبولیت‌های همبافت گل گهر.

بوده و شیستوزیته در آنها کمتر گسترش یافته و آثار کانی‌هایی از سنگ مادر تا حدودی قابل تشخیص‌اند، ولی با پیشرفت درجه دگرگونی، سنگ‌ها درشت‌دانه‌تر شده (شکل ۲ ت) و شیستوزیته را به خوبی نشان می‌دهند.

بررسی‌های سنگ نگاری و فازهای دگرشکلی

راستای لایه‌بندی اولیه (S_0) در منطقه‌ی مورد بررسی بیشتر به صورت $N60E/40NW$ تا $S70E/45NE$ است که روند کلی شرقی- غربی را برای لایه‌های آغازین منطقه‌ی مورد بررسی نشان می‌دهد. این روند با راستای کلی منطقه‌ی سنندج - سیرجان کمی متفاوت است و تاثیر خطواره عمان بر این بخش از پهنه‌ی سنندج - سیرجان را نشان می‌دهد [۴]. بررسی‌های صحرایی، چینه‌شناسی، ساختاری و سنگ‌شناسی نشان می‌دهند که سه فاز دگرگونی و چهار فاز دگرشکلی، سنگ‌های یاد شده را تحت تاثیر قرار داده‌اند.

اسلیت‌ها و فیلیت‌های منطقه ریزدانه بوده و لایه‌بندی اولیه‌ی (S_0) در آنها به خوبی دیده می‌شود. در این سنگ‌ها لایه‌بندی اولیه به‌صورت تناوبی از لایه‌های روشن غنی از کوارتز و فلدسپات و تیره‌ی غنی از کلریت، موسکویت و گرافیت خود را نشان می‌دهد. برگواگی S_1 در این سنگ‌ها به وسیله کانی-

اسلیت‌های موجود در همبافت‌های دگرگون گل گهر و روتشون با رنگ خاکستری تیره متمایل به سیاه به صورت لایه‌هایی با ضخامت متغیر (از ۲۰ سانتی متر تا بیش از ۸۰ متر) در تناوب، با دیگر واحدهای سنگی و در اکثر نقاط منطقه‌ی مورد بررسی، قابل مشاهده‌اند. در این سنگ‌ها، رخ اسلیتی به خوبی قابل مشاهده بوده و شکل‌های کینک باند و چین خوردگی در آنها دیده می‌شوند. فیلیت‌های منطقه درشت‌دانه‌ترند، بریدگی واضح‌تری داشته و در سطح بریدگی، جلای براقی نشان می‌دهند. در نمونه‌ی دستی این سنگ‌ها، کانی‌های ریز بیوتیت و موسکویت قابل مشاهده‌اند. همچنین ریزبلورهایی از گارنت تاول‌وار روی سطح صاف سنگ دیده می‌شوند. شیست‌ها به صورت لایه‌هایی به رنگ خاکستری روشن تا سبز روشن، بیشتر در بخش‌های غربی منطقه برونزد دارند. این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی حاوی بافت‌های دگرگونه گارنت، بیوتیت و موسکویت هستند و به صورت انواع بیوتیت شیست، موسکویت شیست و بیوتیت گارنت شیست دیده می‌شوند. در بعضی نمونه‌ها اندازه پورفیروبلاست‌های گارنت به ۱٫۵ سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۲ پ). سنگ‌های مافیک دگرگون شده با رنگ خاکستری تیره متمایل به سیاه و سبز روشن تا تیره قابل مشاهده‌اند. سنگ‌هایی که در پایین‌ترین درجات دگرگونی قرار دارند، ریزدانه

های گارنت که در سنگ‌های آذرین بازی دگرگون شده همبافت‌های گل گهر معمولاً دیده می‌شوند (شکل ۳ ت)، ولی در سنگ‌های مافیک همبافت روتشون وجود ندارند. در هر دو همبافت یاد شده سنگ‌های مافیک که دستخوش‌ترین درجات دگرگونی شده‌اند، شلیستوزیته ضعیفی داشته و در این نمونه‌ها، بلورهای اپیدوت و کلریت به جای کانی‌های فرومنیزین قدیمی و کلریت، کلسیت و سربیسیت به جای بلورهای فلدسپات متبلور شده‌اند [۵]. با افزایش درجه‌ی دگرگونی، بریدگی در این سنگ‌ها گسترش یافته و بلورهای هورنبلند، بیوتیت و فلدسپات به موازات بریدگی سنگ جهت‌گیری کرده‌اند و یک بافت نواری به صورت تناوبی از نوارهای تیره و روشن را در سنگ به وجود آورده‌اند (شکل ۳ ث).

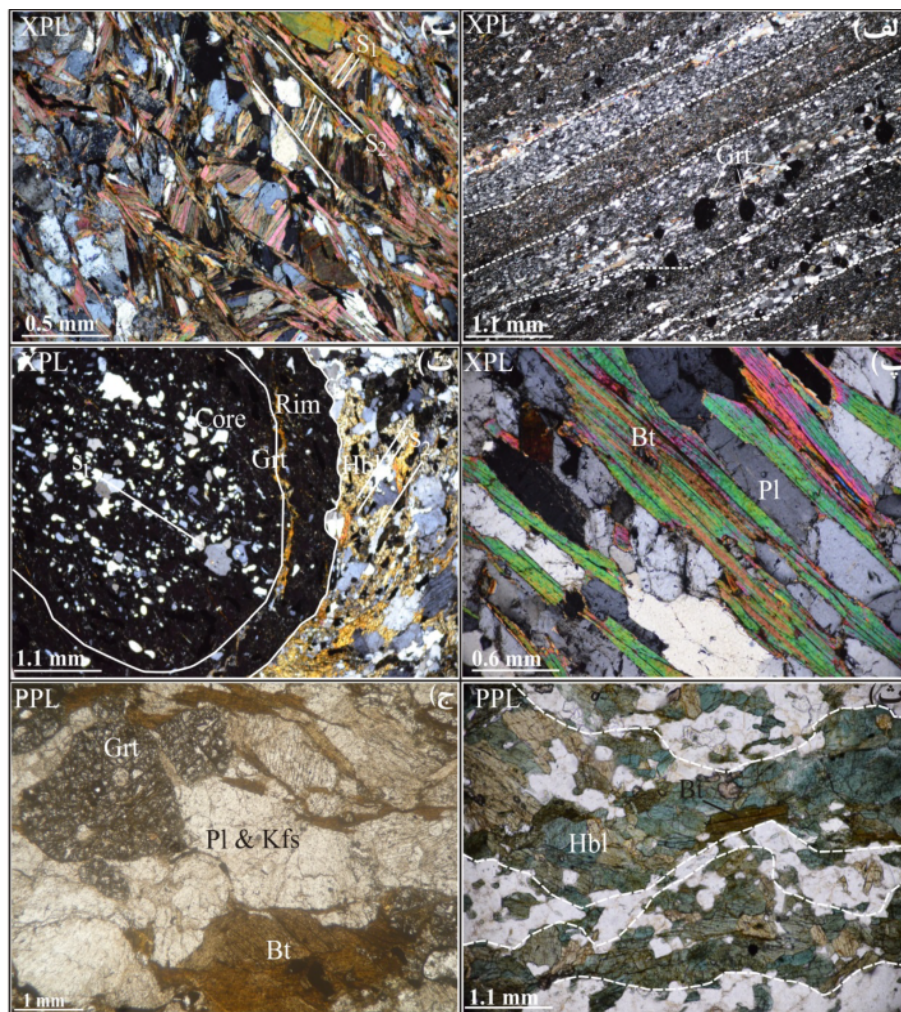
سنگ‌های کوارتز- فلدسپاتی (ارتوگنیس‌ها) همبافت گل گهر دارای پاراژنز کانیاپی ارتوکلاز (۲۵ درصد حجمی، بدون در نظر گرفتن بلورهای ارتوکلاز باقی مانده از سنگ مادر)، پلاژیوکلاز (۴۰ درصد حجمی)، گارنت (۵ درصد حجمی)، کوارتز (۱۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۵ درصد حجمی) هستند. بلورهای فلدسپات پتاسیم موجود در این سنگ‌ها دو گروه‌اند. گروه اول فلدسپات‌های درشت است که به احتمال زیاد به سنگ مادر وابسته بوده و در اثر دگرسانی، در حال تبدیل به ریز بلورهای موسکویت هستند و یا تحت تاثیر نیروهای زمین‌ساختی، به صورت شکل‌های عدسی مانند و دوکی درآمده‌اند. گروه دیگر آنهایی هستند که ریز بلور بوده و در اثر واکنش‌های دگرگونی به وجود آمده‌اند و به شکل‌های ارتوز پرتیتی و یا میکروکلین دیده می‌شوند. در گنیس‌ها، با افزایش درجه‌ی دگرگونی، اندازه پورفایرولاست‌ها درشت‌تر شده و بافت گرانوبلاستیک را نشان می‌دهند (شکل ۳ ج). در بعضی از نمونه‌ها، درشت بلورهای فلدسپات پتاسیم به صورت چشم-هایی در متن سنگ دیده می‌شوند که جهت‌دار بوده و در دو انتهای خود به بلورهای ریز تبلور دوباره یافته ختم می‌شوند و اطراف آنها را تیغه‌های موسکویت می‌پوشانند و منظره‌ای از بافت چشمی را نشان می‌دهند.

ارتباط رشد پورفایرولاست‌ها با مراحل دگرریختی در همبافت های دگرگونی گل گهر و روتشون

بلورهای گارنت، بیوتیت، موسکویت و هورنبلند، پورفایرولاست‌هایی هستند که در بسیاری موارد، حین فازهای دگرریختی اعمال شده روی سنگ‌های مورد بررسی، چند مرحله رشد را پشت سر گذاشته‌اند. علائم اختصاری استفاده شده برای کانی‌ها در این مقاله از [۶] اقتباس شده‌اند.

های کوارتز، فلدسپات، کلریت، کانی‌های کدر و گرافیت اولیه‌ای تعریف می‌شود که در اثر دگرشکلی، کشیده شده و سمتگیری کرده‌اند. علاوه بر این، در این شلیستوزیته، کانی‌های جدیدی شامل موسکویت، بیوتیت و گارنت نیز ایجاد شده‌اند (شکل ۳ الف). این برگوارگی از نوع برگوارگی پیوسته اسلیتی و شلیستی بوده و موازی با لایه‌بندی اولیه است. البته در یک راستا قرار گرفتن شکل‌های دگرگون بیوتیت، گارنت و آمفیبول باعث ایجاد خطوارگی ضعیف L_1 در این سنگ‌ها نیز شده است. این خطوارگی بیشتر در سنگ‌هایی قابل مشاهده است که درجه‌ی دگرگونی در آن‌ها پایین‌تر بوده و برگوارگی S_1 را به خوبی حفظ کرده‌اند، ولی در بعضی مناطق، مانند بخش‌های غربی منطقه، در اثر فازهای تغییر شکل بعدی و افزایش شدت دگرگونی، این خطوارگی از بین رفته و خطوارگی L_2 جای آن را می‌گیرد. در سنگ‌هایی که دارای برگوارگی فراگیر S_2 هستند، برگوارگی S_1 به صورت دنباله در برداری در بلورهای گارنت و نیز به صورت ریز بلورهایی در زمینه‌ی سنگ که راستایی متفاوت با شلیستوزیته S_2 دارند، قابل مشاهده‌اند. در این حالت، برگوارگی S_1 ، زاویه‌ی ۵۰ تا ۷۰ درجه با برگوارگی فراگیر S_2 می‌سازد (شکل ۳ ب). شلیست‌های منطقه شامل موسکویت شلیست، بیوتیت شلیست و بیوتیت گارنت شلیست هستند. پاراژنز کانیاپی این سنگ‌ها عبارتند از بیوتیت، موسکویت، گارنت، کوارتز و فلدسپات. کانی‌های زیرکن، تورمالین، کلریت و کانی‌های کدر از فازهای فرعی موجود در این نمونه‌ها به شمار می‌روند. در این سنگ‌ها، شلیستوزیته S_2 به خوبی گسترش یافته و تنها بقایایی از شلیستوزیته S_1 با جهتی متفاوت بین شلیستوزیته S_2 دیده می‌شوند (شکل ۳ ب). بافت غالب این سنگ‌ها، گرانولیدوبلاستیک و نماتوبلاستیک است. البته با درشت‌شدن اندازه‌ی بلورها در سنگ، بافت ریزدانه‌ای ناشی از افزایش درجات دگرگونی ظاهر می‌شود (شکل ۳ پ).

سنگ‌های مافیک دگرگون شده عبارتند از اپیدوت آمفیبولیت و آمفیبولیت هستند که به صورت تشکیل پاراژنز کانیاپی اپیدوت، هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. وجود مقدار زیاد هورنبلند و اپیدوت که گاهی بیش از ۷۰ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و نشانه‌ی مقادیر بالای آهن و منیزیم در سنگ اولیه هستند، به همراه گسترش برگوارگی ضعیف در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که سنگ خاستگاه آن‌ها به احتمال بسیار زیاد، سنگ‌های آذرین بازی، مانند بازالت و یا معادل درونی آن بوده است. پورفایرولاست-



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه، الف: توسعه کلیواژ اسلیتی به موازات لایه‌بندی اولیه در فیلیت‌های همبافت روتشون؛ ب: گسترش شیستوزیته S₁ و S₂ در شیست‌های روتشون؛ پ: درشت‌شدگی پورفایروبلاست‌ها ناشی از افزایش درجه دگرگونی در شیست‌های گل‌گهر، ت: پورفایروبلاست‌های گارنت در آمفیبولیت‌های گل‌گهر، ث: تناوبی از نوارهای تیره و روشن در آمفیبولیت‌های گل‌گهر؛ ج: پورفایروبلاست‌های پلاژیوکلاز، گارنت و فلدسپات پتاسیم در گنیس‌های گل‌گهر.

بیوتیت و کلریت نسل اول را به صورت خمیده بین شیستوزیته S₂ مشاهده کرد (شکل ۳ ب).

هورنبلند و اپیدوت: این کانی‌ها در سنگ‌های بازی همبافت-های گل‌گهر و روتشون، که درجات دگرگونی پایینی دارند و هنوز بافت پورفیری سنگ مادر در آنها قابل تشخیص است، دیده می‌شوند و به اولین مرحله‌ی دگرریختی وابسته‌اند.

گارنت: یکی از مهمترین پورفایروبلاست‌ها در سنگ‌های منطقه است و طیف گسترده‌ای از تبلور را نشان می‌دهد. روابط برگوارگی داخلی (Si) و برگوارگی زمینه (Se) که برای تعیین سن نسبی رشد کانی‌ها نسبت برگوارگی به کار می‌رود [۷]،

پورفایروبلاست‌های شاخص اولین مرحله‌ی دگرریختی موسکویت، بیوتیت، کلریت، کوارتز و فلدسپات

این کانی‌ها در سنگ‌های اسلیتی همبافت گل‌گهر و روتشون باعث گسترش شیستوزیته S₁ شده‌اند که موازی با لایه‌بندی اولیه است. در این نمونه‌ها، درصد بلورهای کلریت، موسکویت و بیوتیت کم بوده و بلورهای کوارتز و فلدسپات بخش بزرگی از سنگ را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۳ الف). در سنگ‌هایی با درجه دگرگونی بالاتر، یعنی در فیلیت‌ها و شیست‌های همبافت‌ها گل‌گهر و روتشون که شیستوزیته فراگیر S₂ در آنها گسترش یافته است، می‌توان بقایایی از بلورهای موسکویت،

شیشستوزیته S_2 مرتب شده‌اند، به درون بلورهای گارنت مورد نظر نیز نفوذ کرده‌اند و این نشان می‌دهد که بخش حاشیه‌ای این بلورها روی شیشستوزیته S_2 رشد کرده است (شکل ۴ ث، ج). گروه دیگر از گارنت‌های موجود در سنگ‌های بازی همبافت گل‌گهر، به صورت پورفیروبلاست‌های شکل‌داری دیده می‌شوند که حاوی نفوذی‌هایی با جهت‌یافتگی مستقیم از کوارتز، بیوتیت و کانی‌های کدر هستند. تخت‌شدگی بلورهای هورنبلند و بیوتیت در اطراف این پورفیروبلاست‌ها و وجود نفوذی‌های مستقیم موجود در آنها که جهت شیشستوزیته S_1 را نشان می‌دهند، دلالت بر آن دارد که این گارنت‌ها درون‌زا بوده و در فاصله زمانی بین دو شیشستوزیته S_1 و S_2 تشکیل شده‌اند (شکل ۴ ج، ح).

پورفیروبلاست‌های به‌وجود آمده همزمان با دومین مرحله دگرریختی

این مرحله از دگرریختی، مهمترین مرحله‌ی دگرگونی و تغییر شکل سنگ‌های مورد بررسی را به همراه داشته و باعث تشکیل شیشستوزیته اصلی و فراگیر S_2 در آنها شده است.

موسکویت و بیوتیت: در این مرحله از دگرریختی، کانی‌های موسکویت و بیوتیت در سنگ‌های دگرگون مجموعه‌های روتشون و گل‌گهر، به موازات سطح محوری چین‌های مرحله‌ی دوم رشد کرده‌اند و برگوارگی فراگیر S_2 را به وجود آورده‌اند که از نوع برگوارگی کنگره‌ای پیوسته متقارن، نامتقارن و فاصله‌دار هستند. در موارد زیادی نیز جهت‌یابی ترجیحی و به صف-شدگی بلورهای بیوتیت و موسکویت و مسطح شدن بلورهای کوارتز و فلدسپات باعث به وجود آمدن حوضه‌های میکروولیتون و میکروکلیواژ در این سنگ‌ها شده‌اند.

هورنبلند و اپیدوت: پورفیروبلاست‌های آمفیبول و اپیدوت در سنگ‌های آذرین بازیک دگرگون شده همبافت‌های گل‌گهر و روتشون، همرا با این مرحله از دگرریختی شکل گرفته‌اند. جهت‌یابی ترجیحی این بلورها به همراه بلورهای کوارتز و فلدسپات، به صورت تناوبی از نوارهای تیره و روشن، شیشستوزیته S_2 را نشان می‌دهد (شکل ۳ ث).

گارنت: در فیلیت‌ها و شیشت‌های رسوبی همبافت‌های گل‌گهر و روتشون و سنگ‌های گنیسی همبافت گل‌گهر، گارنت‌ها، همزمان با دومین مرحله از دگرریختی تشکیل شده‌اند. در فیلیت‌ها و شیشت‌های رسوبی همبافت‌های گل‌گهر و روتشون،

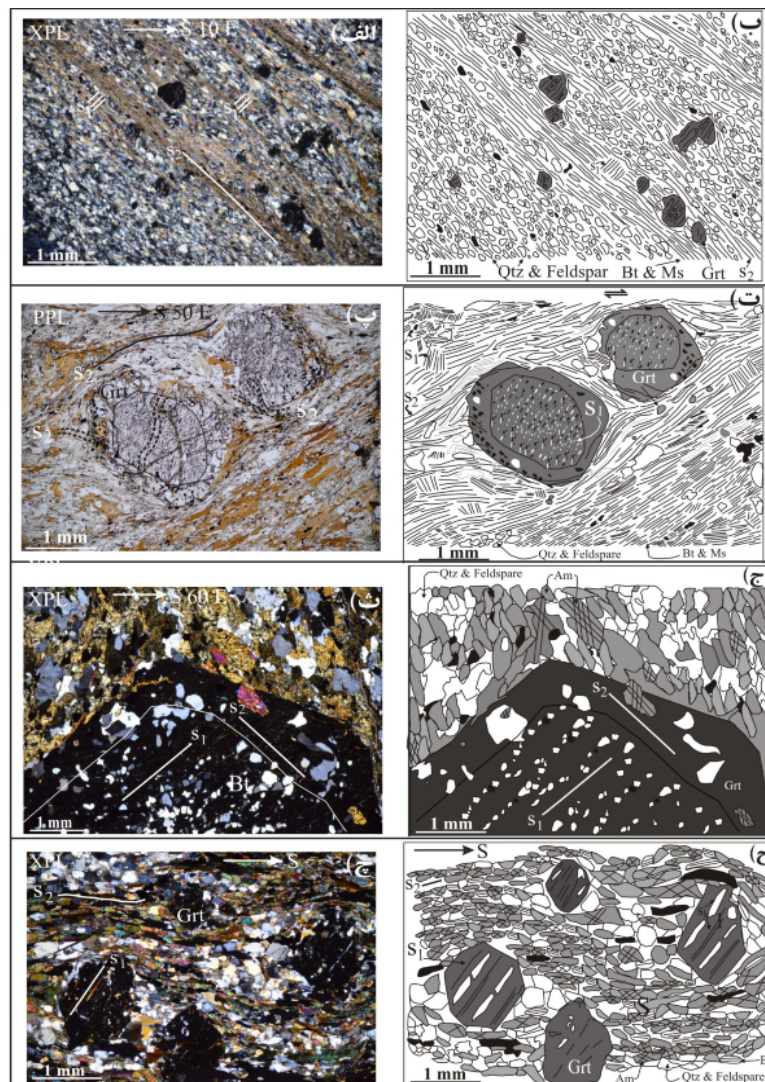
نشان می‌دهد که گارنت‌های موجود در اولین برگوارگی (S_1) در اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و شیشت‌های رسوبی هر دو همبافت، همزمان با اولین مرحله دگرریختی تشکیل شده و دارای نفوذی‌های سینوسی شکل، به صورت تناوبی از نازک لایه‌های تیره و روشن هستند که شیشستوزیته S_1 را نشان می‌دهند (شکل ۴ الف و ب). این کانی‌ها، به‌صورت بلورهای ریز خودشکلی دیده می‌شوند که دارای سایه فشاری متقارن هستند. در نمونه‌های فیلیتی و شیشتی همبافت‌های دگرگونی گل‌گهر و روتشون، شیشستوزیته فراگیر S_2 نیز گسترش یافته و می‌توان بقایایی از شیشستوزیته S_1 را در بین شیشستوزیته S_2 مشاهده کرد و در این نمونه‌ها شیشستوزیته S_2 اطراف گارنت‌ها را فرا گرفته و بلورهای بیوتیت و موسکویت در اطراف آنها تخت‌شدگی نشان می‌دهند. در شیشت‌های رسوبی همبافت‌های روتشون و گل‌گهر، پورفیروبلاست‌هایی از گارنت همراه با شیشستوزیته S_1 تشکیل شده‌اند که حاوی محصور کننده‌های سینوسی شکل هستند. از آنجایی که در این سنگ‌ها، شیشستوزیته فراگیر S_2 نیز به وجود آمده و تنها بقایایی از شیشستوزیته S_1 در سنگ دیده می‌شوند، این گارنت‌ها، یک مرحله رشد دیگر را همزمان با شیشستوزیته S_2 نیز پشت سر گذاشته‌اند و اکنون دو قسمت مرکزی (همزمان با شیشستوزیته S_1) و حاشیه‌ای (همزمان با شیشستوزیته S_2) را نشان می‌دهند (شکل ۴ پ و ت).

پورفیروبلاست‌های بوجود آمده بعد از شیشستوزیته S_1 و قبل از دگرریختی مرحله دوم

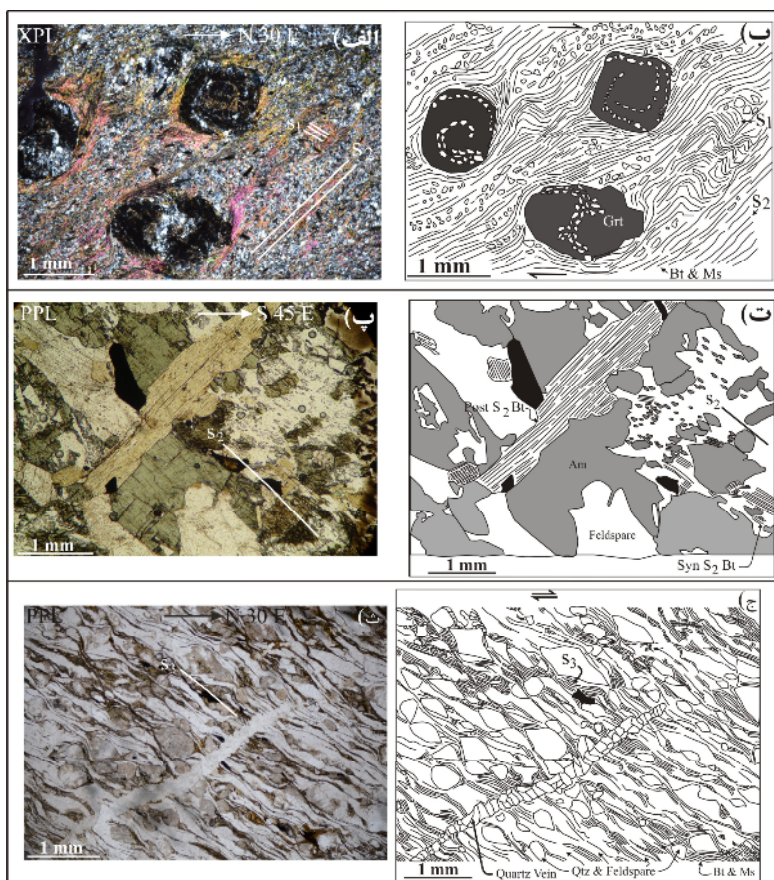
گارنت: در سنگ‌های متابازیت و گنیس‌های همبافت گل‌گهر، گارنت‌هایی دیده می‌شوند که از دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای تشکیل شده‌اند و دو مرحله رشد را نشان می‌دهند. بخش مرکزی این پورفیروبلاست‌ها دارای نفوذی‌هایی با جهت‌یافتگی مستقیم از کوارتز، فلدسپات و کانی‌های کدر هستند که زوایایی بین ۵۰ تا ۷۰ درجه با شیشستوزیته اصلی و فراگیر سنگ (شیشستوزیته S_2) می‌سازند و پس از شیشستوزیته S_1 بوجود آمده‌اند. بخش حاشیه‌ای این پورفیروبلاست‌ها دارای نفوذ کمتر و هم جهت با شیشستوزیته S_2 بوده و بلورها دارای سطوح صاف و شکل‌دار هستند و پس از شیشستوزیته S_2 بوجود آمده‌اند. این پورفیروبلاست‌ها فاقد سایه فشاری و کلاه واتنشی بوده و پورفیروبلاست‌های آمفیبول موجود در این سنگ‌ها که در جهت

در رژیم خزشی و انحلال انتخابی رخ داده و موجب شکل‌های کشیده در گارنت شود [۸]. گروهی دیگر از گارنت‌ها از دو بخش مرکزی و بخش حاشیه‌ای تشکیل شده‌اند (همانطور که در قسمت قبل توضیح داده شد) که قسمت حاشیه‌ای این گارنت‌ها، با این مرحله از دگرریختی تشکیل شده‌اند (شکل ۴ پ، ت). در سنگ‌های گنیسی همبافت گل‌گهر، گارنت‌هایی دیده می‌شوند که همزمان با شیستوزیته S₂ تشکیل شده‌اند. این کانی‌ها دارای سایه فشاری نامتقارن هستند و همراه با دیگر کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ، در جهت شیستوزیته مرتب شده‌اند (شکل ۳ ج).

گروهی از گارنت‌ها نسبت به برگوارگی مرحله‌ی دوم چرخش نشان می‌دهند و سایه‌ی فشاری نامتقارن دارند و درونگیرهای سینوسی شکل موجود در آنها به برگوارگی زمینه ملحق می‌شوند. این گارنت‌ها همزمان با شیستوزیته S₂ تشکیل شده‌اند. جهت‌گیری نفوذی‌های داخل گارنت و الحاق این نفوذی‌ها به برگوارگی زمینه، چرخش در جهت حرکت عقربه‌های ساعت (مولفه راستگرد) را در گارنت‌ها نشان می‌دهد (شکل ۵ الف، ب). دسته‌ای از گارنت‌ها در این مرحله، کشیدگی یافته‌اند که می‌تواند در اثر رشد ناهمسانگرد و دگرشکلی پلاستیک رخ داده باشد. زیرا دگرشکلی پلاستیک می‌تواند در قالب تبلور دوباره،



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه؛ الف، ب: بلورهای گارنت به وجود آمده همزمان با اولین مرحله‌ی دگرریختی در فیلیت-های همبافت روتشون؛ پ، ت: پورفیروبلست‌های گارنت در شیست‌های رسوبی همبافت‌های روتشون و گل‌گهر، ث، ج: پورفیروبلست‌های گارنت در سنگ‌های متابازی همبافت گل‌گهر که از دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای تشکیل شده‌اند و دو مرحله‌ی رشد را نشان می‌دهند؛ چ، ح: تصاویری از پورفیروبلست‌های گارنت‌ها در سنگ‌های آذرین بازی همبافت گل‌گهر.



شکل ۵ الف، ب: چند ترکیبی‌های گارنت‌ها در فیلیت‌ها و شیست‌های رسوبی همبافت روتشون که همزمان با شیستوزیته S_2 تشکیل شده‌اند؛ پ، ت: پورفیروبلاست‌های بیوتیت در سنگ‌های بازی همبافت گل‌گهر که روی شیستوزیته S_2 رشد کرده‌اند؛ ث، ج: فاز دگرشکلی D_3 باعث تبدیل شدن سنگ به میلونیت و ایجاد شیستوزیته محلی S_3 شده است. در این نمونه بلورهای کوارتز و فلدسپات به صورت عدسی‌هایی کشیده دیده می‌شوند که از طرفین به وسیله‌ی ریزبلورهای موسکویت و بیوتیت و از دو انتها نیز با ریزبلورهای کوارتز احاطه شده‌اند.

پورفیروبلاست‌ها فاقد نفوذی و در صورت وجود ادخال (آمفیبول، کوارتز، فلدسپات و کانی‌های کدر) هم جهت با شیستوزیته کلی سنگ هستند. بنابراین بخش حاشیه‌ای این پورفیروبلاست‌ها بعد از شیستوزیته S_2 رشد کرده‌اند (شکل ۴ ث، ج).

پورفیروبلاست‌های به وجود آمده همزمان با دگرریختی مرحله سوم

در این مرحله از گسترش و تکامل سنگ‌های دگرگون منطقه، فاز دگرشکلی D_3 ، به صورت یک فاز برشی محلی در منطقه عمل کرده و کانی خاصی که در اثر عملکرد این فاز ایجاد شده باشد، مشاهده نمی‌شود.

تنها، در راستای منطقه‌های برشی، ریزبلورهایی از موسکویت به وجود آمده است که جهت‌گیری آن‌ها و هم جهت

بافت‌های دگرگون به وجود آمده پس از شیستوزیته S_2 و قبل از دگرریختی مرحله سوم

بیوتیت: در سنگ‌های فیلیتی و آهکی همبافت روتشون و سنگ‌های بازی همبافت گل‌گهر، پورفیروبلاست‌هایی از بیوتیت (تا قطر ۱ سانتی‌متر) روی شیستوزیته رشد کرده‌اند. رنگ این پورفیروبلاست‌ها از قهوه‌ای کم رنگ تا پررنگ متغیر بوده و رخ‌های یک جهتی واضح و مشخص در این بلورها برخلاف شیستوزیته کلی سنگ هستند (شکل ۵ پ، ت).

گارنت: در سنگ‌های متابازی و گنیسی کمپلکس گل‌گهر، گروهی از گارنت‌ها دیده می‌شوند که از دو قسمت مرکزی (بعد از شیستوزیته S_1) و حاشیه‌ای (پس از شیستوزیته S_2) (چنانکه در بخش‌های قبل توضیح داده شد)، تشکیل شده‌اند. سطح بیرونی این پورفیروبلاست‌ها، صاف و شکل‌دار بوده و فاقد سایه-ی فشارشی و کلاه واتنشی هستند. بخش حاشیه‌ای این

شدن دیگر کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ با نیروهای برشی، موجب تشکیل برگوارگی محلی و ضعیف S_3 شده است و در مواردی نیز این برگوارگی موازی S_2 است. این برگوارگی در اثر پهن‌شدگی دانه‌های کوارتز و فلدسپات و قرارگیری و مرتب شدن موسکویت‌های اولیه در اطراف این چند ترکیبی‌ها خود را نشان می‌دهد. همچنین این فاز دگرشکلی به صورت ساختارهای میلونیتی، سطوح $S - C$ و C' ، میکاهای ماهی شکل، ایجاد ساختار قفسه‌کتابی و کینک باند در بلورها، شکستگی، بودینه شدن و چین‌خوردگی رگه‌های کوارتز تراوشی و کلسیتی، عدسی شکل شدن بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و گارنت و یا همه این بلورها با هم در زمینه‌ی ریز بلور (پورفیروبلاست‌های پوششی σ یا δ)، ایجاد دگرسانی و هاله در اطراف چند ترکیبی‌ها، در سنگ‌های منطقه قابل مشاهده‌اند (شکل ۵ ث، ج). در آخرین مرحله‌ی از تکامل این سنگ‌ها، پدیده‌ی گسل خوردگی (فاز دگرشکلی D_4) به صورت یک پدیده‌ی غالب در منطقه عمل کرده و موجب انواع گسل‌های عادی، وارون و راستالغز شده است که اثرهای آن به صورت ایجاد دره‌های پرشیب، تغییر جهت شیب و امتداد لایه‌ها و شکستگی و خردشدگی واحدهای یاد شده دیده می‌شوند.

شیمی کانی‌ها

در این مبحث به شیمی کانی‌های گارنت، بیوتیت و موسکویت موجود در سنگ‌های رسی- نیمه‌رسی دگرگون شده (بیوتیت شیست، موسکویت گارنت شیست، بیوتیت گارنت موسکویت شیست) همبافت‌های گل‌گهر و روتشون پرداخته می‌شود.

گارنت

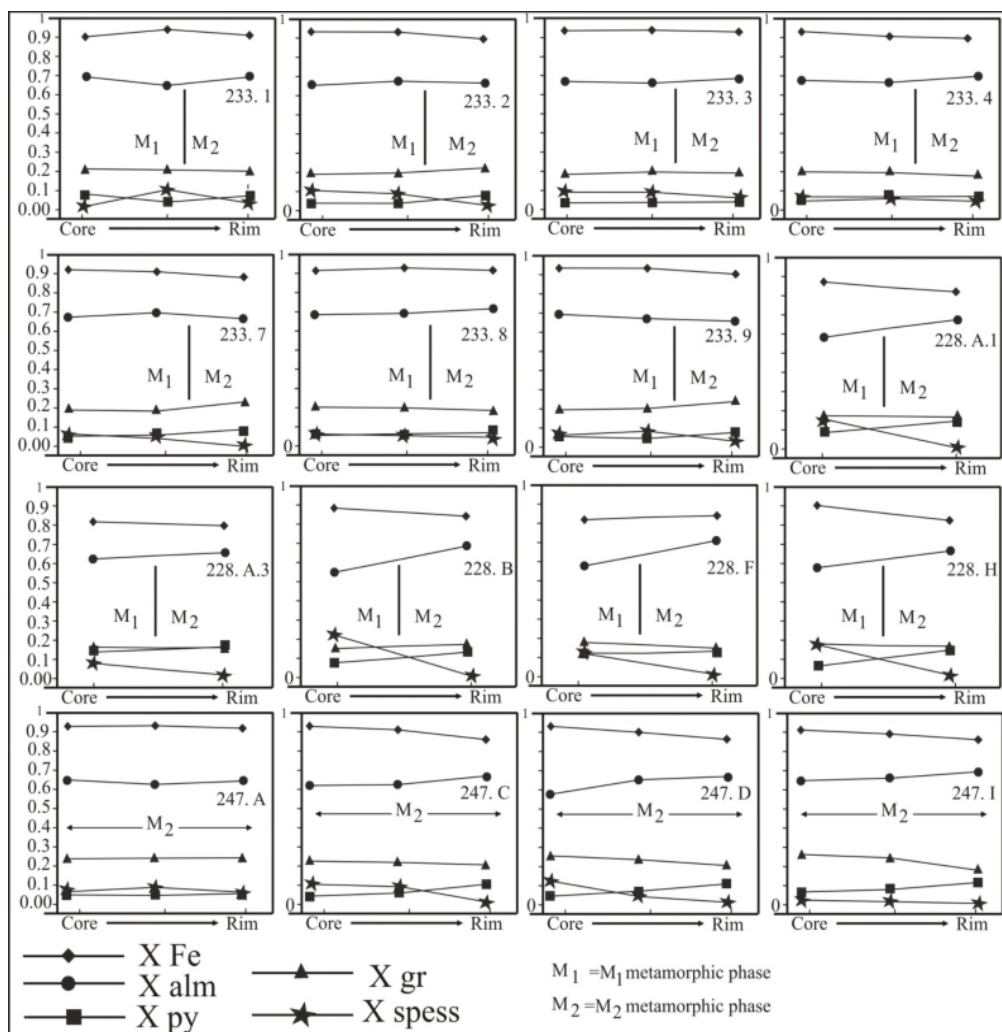
گارنت یکی از مهمترین چند ترکیبی‌ها در سنگ‌های مورد بررسی است که طیف گسترده‌ای از تبلور را نشان می‌دهد. رابطه‌ی بین برگوارگی داخلی در این کانی‌ها و برگوارگی موجود در زمینه، برای تعیین سن نسبی رشد آنها به کار می‌رود [۷].

ترکیب گارنت‌های همزمان با شیستوزیته S_1 : این مرحله از رشد گارنت‌ها، به صورت یک هسته که دارای نفوذی‌های مستقیم تا سینوسی است، قابل مشاهده است. ترکیب شیمیایی این نسل از گارنت‌ها، در همبافت گل‌گهر شامل $X_{Alm}: 0.657$ ، $X_{Prp}: 0.053$ ، $X_{Grs}: 0.199$ و $X_{Sps}: 0.071$ است، در حالیکه همین مقادیر برای نسل اول گارنت‌ها در همبافت روتشون برابر با $X_{Alm}: 0.612$ ، $X_{Prp}: 0.073$ ، $X_{Grs}: 0.212$ و $X_{Sps}: 0.101$

است. در نیمرخ‌های ترکیبی رسم شده (شکل ۶)، در هسته‌ی گارنت‌ها (گارنت‌های مرحله‌ی اول دگرگونی)، مقدار سازنده‌های گارنت و اسپسارتین از مرکز به حاشیه کاهش و مقدار سازنده‌های آلماندن و پیروپ افزایش می‌یابند. در بعضی نیمرخ‌ها مقدار سازنده‌های آلماندن و پیروپ به سمت حاشیه‌ی (حاشیه گارنت‌های مرحله اول) کاهش جزئی نشان می‌دهند که می‌تواند به علت عملکرد دگرگونی پس رونده باشد که حاشیه‌ی گارنت‌ها را تحت تاثیر قرار داده است [۹-۱۱]. این حالت، نمایش ضعیفی از منطقه‌بندی وارون را در گارنت‌های مورد بررسی وابسته به مرحله‌ی اول دگرگونی نشان می‌دهد. اما دوباره در گارنت‌های نسل دوم دگرگونی که به صورت حاشیه‌ای، اطراف گارنت‌های مرحله‌ی اول تشکیل می‌دهند، مقدار سازنده‌های آلماندن و پیروپ به سمت حاشیه افزایش نشان می‌دهد (شکل ۶). به عقیده‌ی [۱۲] ضخامت حاشیه‌ای که منطقه‌بندی وارون در گارنت نشان می‌دهد، ارتباط مستقیم با کانی مجاور گارنت دارد. در مواردی که گارنت در تماس مستقیم با بیوتیت و کلریت است، حاشیه‌ها دارای منطقه‌بندی وارون ضخیم‌تری هستند، ولی حاشیه‌هایی که در مجاورت کوارتز و فلدسپات قرار دارند، منطقه‌بندی وارون نداشته و یا حاشیه منطقه‌بندی در آنها بسیار نازک است.

رشد گارنت‌های همزمان با شیستوزیته S_2 : در این مرحله، یک رشد ثانویه در اطراف هسته‌ی گارنت‌های مرحله‌ی اول مشاهده می‌شود. در این حاشیه‌ها، در همبافت گل‌گهر مقدار $X_{Sps}: 0.036$ و $X_{Grs}: 0.208$ ، $X_{Prp}: 0.072$ ، $X_{Alm}: 0.682$ در همبافت روتشون، عبارتند از $X_{Alm}: 0.673$ ، $X_{Prp}: 0.122$ ، $X_{Grs}: 0.184$ و $X_{Sps}: 0.031$. بررسی نیمرخ این دو نسل از گارنت نشان می‌دهد که مقدار اسپسارتین از هسته به سمت حاشیه کم شده و مقدار آلماندن و پیروپ افزایش می‌یابد (شکل ۶).

نیمرخ این گارنت‌ها یک نیمرخ پیشرونده است به طوری که مقدار سازنده‌های اسپسارتین و گروسولار به سمت حاشیه کاهش و مقدار سازنده‌های آلماندن و پیروپ افزایش می‌یابد. بررسی ترکیب شیمیایی گارنت‌ها در سنگ‌های مورد بررسی حاکی از آن است که حادثه‌ی دگرگونی دوم، نسبت به حادثه‌ی اول، درجه بالاتری داشته و گارنت‌های حاصل از آن نیز به منطقه‌ی گارنت وابسته‌اند. این نتیجه با دیگر مناطق بررسی شده در دنیا هماهنگی دارد [۱۳].



شکل ۶ نیمرخ منطقه‌بندی گارنت در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده همبافت‌های گل‌گهر و روتشون نشان می‌دهد، در این نیمرخ‌ها، مقدار سازنده‌های اسپسارتین و گروسولار به سمت حاشیه کاهش و مقدار سازنده‌های آلماندن و پیروپ افزایش می‌یابد.

بیوتیت

بلورهای بیوتیت موجود در سنگ‌های رسی - نیمه رسی دگرگون شده (بیوتیت شیست، بیوتیت گارنت موسکویت شیست)، به سه مرحله‌ی مختلف دگرریختی وابسته‌اند.

بلورهای بیوتیت همزمان با شیستوزیته S₁: در بلورهای بیوتیت نسل اول همبافت وابسته به گل‌گهر، مقدار میانگین TiO_2 ، $1/75$ است و نسبت میانگین $Fe/(Fe+Mg)$ ، $0/593$ است و در همبافت روتشون نیز میانگین TiO_2 ، $1/68$ است و نسبت میانگین $Fe/(Fe+Mg)$ ، $0/44$ است. این بلورها بیشتر دارای ترکیب فلوگوپیت هستند [۱۴] (شکل ۷ الف).

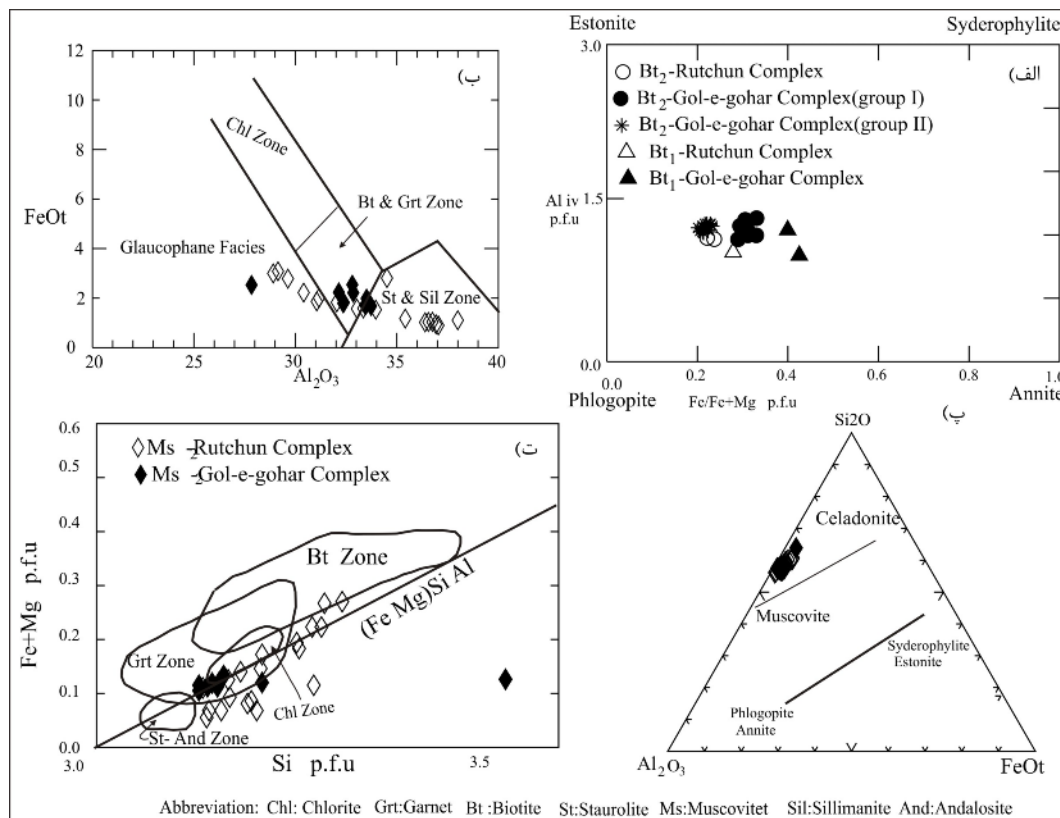
بلورهای بیوتیت همزمان با شیستوزیته S₂: این نسل از بیوتیت‌ها در همبافت گل‌گهر، شامل دو گروه‌اند. گروه اول که

مقدار متوسط TiO_2 در آنها $1/69$ است و دارای نسبت متوسط $Fe/(Fe+Mg)$ ، $0/584$ است. بررسی‌های سنگ‌نگاری معلوم شد که این گروه ریزدانه بوده و در شکل (۴ پ، ت) تصویر میکروسکوپی آنها ارائه شده است. گروه دوم آنهایی هستند که دارای TiO_2 ، K_2O ، MgO ، SiO_2 و Al_2O_3 بالاتری نسبت به گروه قبلی هستند و در عوض مقدار FeO_1 پایین‌تری دارند. در این گروه، میانگین TiO_2 ، $1/95$ است و نسبت میانگین $Fe/(Fe+Mg)$ برابر است با $0/412$. این گروه درشت دانه بوده و بافت‌های تعادلی لپیدوبلاستیک و گرانوبلاستیک تا حدودی در آنها توسعه یافته است (شکل ۳ پ). در این بلورها مقدار سازنده فلوگوپیت بیشتر شده و افزایش در مقدار عناصر ذکر شده در آنها ناشی از افزایش درجه دگرگونی می‌باشد که با

موسکویت

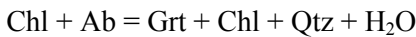
بلورهای موسکویت چنانکه پیش از این گفته، طیف گسترده‌ای از تبلور را در سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهند. بلورهای موسکویت، از نمونه‌های بیوتیت گارنت موسکویت شیست و موسکویت گارنت شیست وابسته به همبافت‌های دگرگون گل‌گهر و روتشون که دارای بیشترین درجه دگرگونی بودند، انتخاب شده و مورد بررسی قرار گرفتند. تغییرات موسکویت با افزایش دما در شکل ۷ ب [۱۵] است. چنانکه مشاهده می‌شود ترکیب شیمیایی موسکویت‌ها بیشتر در گستره‌ی منطقه‌ی گارنت و استارولیت قرار می‌گیرند. در شکل ۷ پ [۱۶]، موسکویت‌ها غنی از عضو نهایی موسکویت هستند. پاراگونیت دومین تشکیل دهنده‌ی موسکویت است. کاهش کسر مولی فنزیت در موسکویت با افزایش درجه‌ی دگرگونی در مناطق با دگرگونی که فشار پایین تا پرفشار از سوی پژوهندگان مختلف بررسی شده است [۱۷-۱۹].

مطالعات سنگ‌نگاری نیز مطابقت دارد. در کمپلکس روتشون نیز مقدار متوسط TiO_2 دانه‌های بیوتیت ۱/۵۴ است. نسبت متوسط $Fe/(Fe+Mg)$ ، ۰/۴۳ می‌باشد و مقدار Al^{IV} ، ۲/۴۷۲ بوده و بلورهای بیوتیت بیشتر دارای ترکیب فلوگوپیت هستند [۱۴] (شکل ۷ الف). بنابراین شکل، بیشتر نمونه‌ها دارای مقدار چشمگیری X_{phl} و مقادیر کمتری X_{ann} و X_{est} هستند. با افزایش درجه‌ی دگرگونی، مقدار Al^{IV} ، Mg و Ti در بیوتیت-های مورد بررسی افزایش و نسبت Fe^{2+}/Mg کاهش می‌یابد. همچنین تفاوت در مقادیر TiO_2 وابسته به نقاط تجزیه شده از بلورهای بیوتیت در یک نمونه سنگی، احتمالاً در اثر اختلاف انتشار کاتیونی در دانه‌های بیوتیت است. به طوری که در اطراف بعضی دانه‌های بیوتیت، بلورهای کوچکی از کانی‌های کدر (ایلمنیت) وجود دارد که احتمالاً در اثر انتشار کاتیونی از دانه‌های بیوتیت تشکیل شده‌اند و این می‌تواند علت تفاوت در مقدار TiO_2 بلورهای بیوتیت در یک نمونه‌ی سنگی باشد.

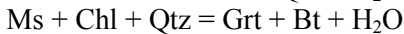
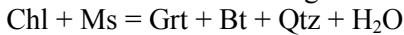
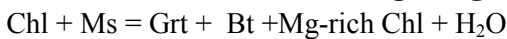


شکل ۷ الف: ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تجزیه شده نسل اول و دوم که بیشتر دارای ترکیب فلوگوپیت هستند [۱۴].

ب: تغییرات ترکیب شیمیایی موسکویت با افزایش دما [۱۵]، به طوری که مشاهده می‌شود موسکویت‌ها بیشتر در گستره‌ی منطقه‌ی گارنت و استارولیت قرار می‌گیرند؛ پ: در این نمودار موسکویت‌ها غنی از عضو نهایی موسکویت هستند [۱۶]؛ ت: در موسکویت‌های مورد بررسی نیز با افزایش دمای دگرگونی محتوای فنزیت کمتر می‌شود [۲۰]، در این نمودار، بیشتر موسکویت‌ها در منطقه‌ی گارنت قرار می‌گیرند.



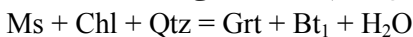
پاراژنز [۲-۱] شامل فیلیت‌هایی است که در آنها شیسستوزیته S_2 در اثر جهت‌گیری تیغه‌های موسکویت و کلریت شروع به تشکیل شدن کرده است و اوایل تشکیل شیسستوزیته S_2 را نشان می‌دهد. اندازه‌ی کانی‌ها در این پاراژنز نسبت به پاراژنز قبلی کمی درشت‌تر شده است (شکل ۴ الف؛ ب). پاراژنز [۳-۱] شامل فیلیت‌ها و شیسست‌هایی است که در آنها دو رشته برگواره‌ی (S_1 و S_2) قابل مشاهده‌اند (شکل ۳ ب). در این پاراژن‌ها اندازه‌ی بلورها درشت‌تر شده و بافت‌های نماتوبلاستیک و لپیدوبلاستیک را نشان می‌دهند. وجود کلریت، بیوتیت، موسکویت و گارنت در پاراژنز [۲-۱] و [۳-۱] برای تولید بیوتیت و گارنت، نشان می‌دهد که واکنش‌های پیوسته آزدایی زیر می‌تواند رخ داده باشد.



از طرف دیگر وجود دو نسل از گارنت در یک نمونه‌ی سنگی می‌تواند نشان دهنده‌ی واکنش پیوسته آزدایی زیر باشد [۲۲].



این پاراژن‌ها و واکنش‌های کانیایی طی تکامل دگرریختی‌های مرحله‌ی اول و دوم در سنگ‌های مورد بررسی مشاهده می‌شوند. پاراژنز [۴-۱] شامل شیسست‌هایی می‌باشند که دارای ترکیب کانی‌شناسی گارنت، بیوتیت، موسکویت، فلدسپات و کوارتز هستند که جهت شیسستوزیته S_2 را نشان می‌دهند. در این نمونه‌ها شیسستوزیته S_1 در حال محو شدن است و بافت‌های لپیدوبلاستیک و نماتوبلاستیک را نشان می‌دهند (شکل ۴ پ؛ ت و شکل ۵ الف؛ ب). شیسست‌های دانه متوسط تا دانه درشت و برگوارگی خوب توسعه یافته و بافت‌های لپیدوبلاستیک و گرانوبلاستیک مربوط به پاراژنز [۵-۱] می‌باشند (شکل ۳ پ). همزیستی بلورهای گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و موسکویت (به مقدار کم و یا عدم حضور آن) در پاراژن‌های [۴-۱] و [۵-۱] می‌تواند نشانه‌ی واکنش‌های پیوسته آزدایی زیر باشد.



رابطه‌ی بین رویدادهای دگرگونی و فازهای دگرشکلی در مجموعه‌های گل‌گهر و روتشون

در اولین مرحله‌ی دگرریختی (D_1)، نیروهای فشارشی همراه با فاز گرمایی موجب دگرگونی سنگ‌ها و رسوب‌ها شده و چین-های نسل اول را در منطقه تشکیل داده‌اند. برگوارگی مرحله‌ی اول با رشد کانی‌های صفحه‌ای بیوتیت و موسکویت و بلورهای ریز گارنت تشکیل شده و اغلب موازی با لایه‌بندی اولیه است.

در موسکویت‌های مورد بررسی نیز با افزایش دمای دگرگونی، اکسید Na_2O افزایش و اکسیدهای FeO ، MgO و SiO_2 کاهش یابند و در نتیجه محتوای فنژیت نیز کمتر می‌شود [۲۰] (شکل ۷ ت). در این نمودار، خطی که از گوشه پایین سمت چپ به سمت راست نمودار کشیده شده است، عضو نهایی فنژیت را در موسکویت مشخص می‌کند و نشان می‌دهد که با افزایش دمای دگرگونی مقدار سازنده‌ی Na_2O افزایش و مقدار سازنده‌ی FeO ، MgO و SiO_2 کاهش می‌یابند. این موضوع با دیگر مناطق بررسی شده در دنیا هماهنگی دارد [۲۱]. همچنین در این نمودار بیشتر موسکویت‌ها در منطقه‌ی گارنت قرار می‌گیرند.

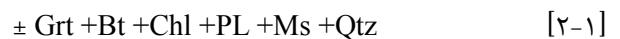
واکنش‌های کانیایی و پاراژن‌ها

روابط بافتی پیچیده‌ی موجود در سنگ‌های مورد بررسی، تغییرات ترکیبی لایه‌ها و تغییرات در شیمی کانی‌ها، دنباله‌ای از پاراژن‌ها و واکنش‌های کانیایی را در سنگ‌های رسی نیمه-رسی (بیوتیت شیسست، بیوتیت گارنت موسکویت شیسست و موسکویت گارنت شیسست) همبافت‌های دگرگونی گل‌گهر و روتشون را نشان می‌دهد که به ترتیب افزایش درجه‌ی دگرگونی بیان شده است.

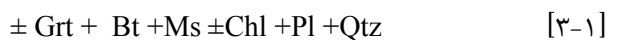
رخساره‌ی شیسست سبز زیرین



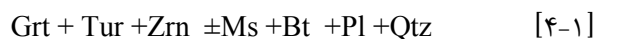
رخساره‌ی شیسست سبز



رخساره‌ی شیسست سبز بالایی



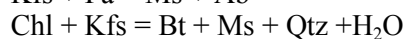
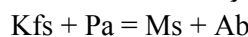
رخساره‌ی آمفیبولیت



رخساره‌ی آمفیبولیت زیرین



سنگ‌های رسوبی دگرگون شده‌ی در پاراژنز [۱-۱] عبارتند از اسلیت‌های گرافیتی سیاه رنگ و سنگ‌های اسلیتی و فیلیتی. این سنگ‌ها بسیار ریزدانه بوده و کانی‌های ریز کلریت، گرافیت، موسکویت کوارتز و فلدسپات به موازات لایه‌بندی اولیه سنگ، جهت‌گیری کرده‌اند و موجب گسترش شیسستوزیته S_1 شده‌اند (شکل ۳ الف). وجود کلریت، بیوتیت و موسکویت در این پاراژنز نشان می‌دهد که موسکویت و بیوتیت احتمالاً در اثر واکنش‌های پیوسته آزدایی زیر تولید شده و چنین پاراژن‌هایی بیشتر در مرحله اول دگرریختی مشاهده می‌شوند.



استفاده از سامانه‌ی (GPMB) محاسبه شد. بنابراین محاسبات، فشار ۳/۵ تا ۴/۵ کیلوبار برای شرایط دگرگونی M_1 و فشار ۷ تا ۸ کیلوبار برای شرایط اوج دگرگونی (فاز دگرگون M_2) محاسبه شد.

برداشت

مجموعه‌های دگرگونی گل‌گهر و روتشون در جنوب شرق کمربند برشی - دگرگونی سنندج - سیرجان شامل تناوبی از سنگ‌های بازی، آهکی و رسی دگرگون شده هستند که تحت تاثیر سه فاز دگرگونی و چهار مرحله‌ی دگرشکلی قرار گرفته‌اند. پورفایروبلست‌های گارنت، بیوتیت و موسکویت از مهمترین پورفایروبلست‌های موجود در سنگ‌های رسی - نیمه رسی دگرگون شده‌اند که مراحل رشد متعددی نسبت به فازهای دگرشکلی اعمال شده روی سنگ‌های مورد بررسی، را نشان می‌دهند. بررسی‌های سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و محاسبات دما- فشارسنجی نشان می‌دهد که دومین فاز دگرگونی پیش‌رونده در منطقه از نوع فشار متوسط (باروین) بوده و تا اوایل رخساره‌ی آمفیبولیت پیش رفته است. داده‌های دما- فشارسنجی و شکل‌گیری‌های ساختاری و کانی‌شناسی به وجود آمده در سنگ‌های مورد بررسی حاکی از آن است که فاز کوهزایی سیمیرین پیشین بیشترین تاثیر را بر سنگ‌های منطقه داشته و دگرشکلی‌های مربوط به اوج دگرگونی را ایجاد کرده است.

مراجع

[۱] سبزه‌ای م.، "نقشه زمین شناسی بردسیر، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۶).

[2] Mohajjel M., Fergusson C.L., "Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran", Journal of Structural Geology 22 (2000) 1125-1139.

[3] شفیع بافتی ش.، "تکوین ساختاری و تکتونیکی سنگ های پالئوزوئیک- مزوزوئیک کربند سنندج- سرجان، منطقه خبر (جنوب غربی بافت)", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۹) ۱۵۳ صفحه.

[4] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran, and its proforeland evolution", American Journal of Science 304 (1994) 1-20.

[5] Best M., "Igneous and Metamorphic Petrology", Blackwell Publishing (2003) 729p.

[6] Kretz R., "Symbols for rock forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.

سپس با تغییر جهت تنش در مرحله‌ی دوم دگرشکلی (D_2)، و هم زمان با M_2 ، پورفایروبلست‌های گارنت، بیوتیت و موسکویت در اثر رشد دوباره، درشت‌تر شده و در جهت شیب‌توزیته دوم (S_2) مرتب شده‌اند. در این مرحله، در اثر چین‌خوردن برگواره‌ی مرحله اول، چین خوردن مرحله دوم گسترش یافته است. برگواره‌ی نسل دوم از نوع سطح محوری بوده و موازی سطح محوری چین‌های نسل دوم شکل گرفته‌اند. این فاز دگرشکلی، در منطقه‌ی مورد بررسی، همان فاز اصلی دگرشکلی وابسته به سیمیرین پیشین است که بیشترین نمود را در سنگ‌ها داشته و اوج دگرگونی را نشان می‌دهد. سومین فاز دگرشکلی (D_3)، با سومین حادثه‌ی دگرگونی (M_3) هم‌نهشت بوده و به صورت مناطق برشی عمل کرده است. در این مرحله ریز بلورهای موسکویت در راستای منطقه‌های برشی ایجاد شده است که جهت‌یابی آن‌ها و هم جهت‌شدن دیگر کانی‌های تشکیل دهنده سنگ با نیروهای برشی، موجب تشکیل برگواره محلی و ضعیف شده S_3 است. این فاز، به‌صورت محلی عمل کرده و باعث تشکیل میلونیت‌های منطقه شده است. همچنین در این مرحله دگرگونی پس رونده نیز روی سنگ‌های مورد بررسی اثر کرده است.

فاز چهارم دگرشکلی (D_4)، یک فاز شکنا بوده و هیچ کانی جدیدی را به وجود نیاورده است. بلکه به شکل گسل‌خوردگی و ایجاد درز و شکاف در سنگ‌ها ظاهر شده است. آثار این دگرشکلی به‌صورت گسل‌های بهنجار وارون راست‌الغز و جابه‌جایی واحدهای سنگی مشخص است. در مقاطع نازک نیز با ایجاد شکستگی در سنگ و کانی‌ها و خردشدگی آنها خود را نشان می‌دهد (شکل ۵ ث؛ ج). بررسی‌های ریزساختاری سنگ‌های مورد بررسی و تحلیل مراحل دگرشکلی در آنها و نیز بررسی‌های [۱-۳] و [۲۳] نشان می‌دهد که حوادث ساختاری و دگرگونی سنگ‌های منطقه منطبق بر فاز کوهزایی سیمیرین پیشین بوده است.

محاسبات دماسنجی و فشارسنجی سنگ‌های رسی دگرگون شده مورد بررسی

برای تعیین شرایط دگرگونی از مجموعه کانی‌های گارنت-بیوتیت - پلاژیوکلاز و موسکویت (سامانه GPMB) در طیف گسترده‌ای از درجه دگرگونی استفاده شده است [۲۴-۲۸]. استفاده از دماسنج گارنت-بیوتیت [۲۷] برای تعیین دمای سنگ‌های رسی دگرگون شده مورد بررسی، دمای تقریبی ۴۴۰ تا ۴۶۰ را برای فاز دگرگونی M_1 و دمای ۵۷۰ تا ۶۰۰ را برای فاز دگرگونی M_2 تعیین می‌کند. فشار به روش [۲۵] با

Contributions to Mineralogy and Petrology 93 (1986) 9-17.

[19] Mather J.D., "The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland", Journal of Petrology 11 (1970) 253-275.

[20] Laird J., "Chlorites: metamorphic petrology. In: Hydrous phyllosilicates (ed Bailey, S. W.), Reviews in Mineralogy", Mineralogical Society of America 19 (1988) 405-453.

[21] Graebner T., Schenk V., "Low-pressure metamorphism of Palaeozoic pelites in the Aspromonte, Southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the Calabrian crustal cross-section during the Hercynian orogeny", Journal of metamorphic Geology 17 (1999) 157-172.

[22] Martino R. D., Guerreschi A. B., Sfragulla J. A., "Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of northwestern Argentina", Journal of South American Earth Sciences 27 (2009) 280-298.

[23] Sabzehei M., "Les melange ophiolitiques de la region d Esfandagheh", These d'etate, Universite scientifique et medicale de Grenoble, France, (1974) 306 p.

[24] Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., San S.K., Raith M., "Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary system: Constraint from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 111 (1992) 87-93.

[25] Holland T.J.B., Powell R., "An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlation: 2: Data and results", Journal of metamorphic Geology 3 (1985) 343-370.

[26] Hoisch T.D., "A muscovite-biotite geothermometer", American Mineralogist 74 (1989) 565-572.

[27] Ghent Mavis z., Stout., "Geobarometry and Geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages", Contributions to Mineralogy and Petrology 76 (1981) 92-97.

[28] Ferry J.M., Spear F.S., "Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet", Contribution to Mineralogy and Petrology 66 (1978) 113-117.

[7] Mamtani M.A., Merh S.S., Karanth R.V., Greiling R.O., "Metamorphism and deformation in Proterozoic rocks of the Lunarada region, Southern Aravalli Mountain Belt (India)-microstructural study", Journal of Asian Earth Sciences 19 (2001) 195-205.

[8] Azor A., Balleve M., "Low pressure metamorphism in the Sierra Albarrana area (Variscan belt, Iberian massif)", Journal of petrology 38 (1997) 35-64.

[9] Vance D., Holland T.J.B., "A detailed isotopic and petrological study of a single garnet from the Gassetts Schist, Vermont", Contribution to Mineralogy and Petrology 114 (1993) 101-118.

[10] Yardley B.W.D., "An empirical study of diffusion in garnet", American Mineralogist 62 (1977) 793-800.

[11] Yardley B.W.D., "An Introduction to Metamorphic Petrology", Longman (1989) 248p.

[12] Williams M.L., Grambling J.A., "Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite", American Mineralogy 75 (1990) 886-908.

[13] Qian J., Wei C., Zhou X., Zhang Y., "Metamorphic P-T paths and New Zircon U-Pb age data for garnet-mica schist from the Wutai Group, North China Craton", Elsevier, Precambrian Research, 233 (2013) 282-296.

[14] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An Introduction to the Rock Forming Minerals Seventeenth impression (Seventeenth impression)", Longman Scientific Technical (1991) 528p.

[15] Guidotti C. V., "A comment on chemical study of mineral from the Moine Schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland by Butler, B. C. M. and its implications for the phengite problem", Journal of Petrology 10 (1963) 164-170.

[16] Lambert R. St. J., "The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Kroydart districts of Inverness-shire", Transactions of the Royal Society of Edinburgh 63 (1959) 553p.

[17] Dempster T.J., Tanner P.W.G., "The biotite isograd, Central Pyrenees: a deformation-controlled reaction", Journal of Metamorphic Geology 15(1997) 531-584.

[18] Wang G.F., Banno S., Takeuchi K., "Reactions to define the biotite isograd in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan",