

## رخداد دگرگونی دما بالا در شرق و شمال شرق مجموعه آذرین و دگرگونی بروجرد

شهریار محمودی<sup>\*</sup>، علی اکبر بهاری فر<sup>۲</sup>، نسترن پاپی<sup>۳</sup>

۱-استادیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

۲-استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور

۳-دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۷/۲۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۳/۱۵

### چکیده

مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد به سن ژوراسیک میانی ( $167 \pm 20$  Ma) بخشی از زون دگرگونی سنندج-سیرجان است. این مجموعه گرانیتوئیدی در شیست‌های دگرگون شده قدیمی‌تر نفوذ کرده و عامل ایجاد هاله مجاورتی دگرگونی در حد رخساره هورنبلند-هورنفلس تا پیروکسن-هورنفلس در واحد میزبان شیستی شده است. در بخش‌هایی از هاله مجاورتی دما بالا پدیده میگماتیتی شدن مشاهده می‌شود که شاهدهی بر افزایش گرادیان زمین گرمائی در منطقه است که با ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی در طی پلوتونیزم گرانیتوئیدی نفوذی ایجاد شده است. کانی‌های اصلی در بخش لوکوسم میگماتیت‌ها، شامل کوارتز و فلدسپار به همراه مقدار اندکی میکای سفید است. در بخش‌هایی از میگماتیت‌ها پاراژنز ارتوپیروکسن + سیلیمانیت + گارنت + کردیریت + کروندم مشاهده می‌گردد که بیانگر فشار و دمای بالاتر از رخساره پیروکسن-هورنفلس و معادل با مرز پائینی رخساره گرانولیت است. در طی مطالعات ترمومتری براساس تبادلات کاتیونی زوج کانی، گارنت-بیوتیت، دمای تشکیل حدود ۶۳۵-۷۲۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. در بخش‌های دما فشار بالای هاله دگرگونی، مطالعات دما-فشارسنجی انجام شده براساس فشار دما سنج GASP بیشترین تطابق را با فشار به دست آمده از منحنی‌های تعادلی چندگانه محاسبه شده در این سنگ‌ها دارد بیش از ۷۲۰ درجه و حداکثر تا ۴ کیلوبار فشار تخمین زده می‌شود. این دما و فشار بالاتر از دگرگونی‌های مجاورتی معمولی است و به نظر می‌رسد باعث تبلور کانی‌های دمای بالا و شار متوسط نظیر کردوم شده است.

**واژه‌های کلیدی:** هورنفلس، دگرگونی مجاورتی، دما-فشارسنجی، میگماتیت، رخساره گرانولیت، کردوم.

Email: S.mahmoudi@khu.ac.i

\*- نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۶۵۴۷۳۳۶

## مقدمه

زون سنندج- سیرجان دارای تنوع و تاریخچه طولانی به‌ویژه از دیدگاه فرآیندهای دگرگونی است. این فرآیندها عامل تشکیل پهنه ساختاری سنندج- سیرجان است. به‌طور کلی از دیدگاه ساختاری سنندج- سیرجان یک زون ترفشاری راستگرد است که از ژوراسیک تا اواخر ائوسن تحت‌تأثیر فازهای دگرشکلی و دگرگونی قرار گرفته است (محل و همکاران، ۲۰۰۳). در دوران پالئوزوئیک رسوبات تخریبی و سنگ‌های آتشفشانی به صورت متناوب در این زون انباشته شده که در مزوزوئیک تحت‌تأثیر دگرگونی مجاورتی ناشی از نفوذی‌های گرانیتوئیدی قرار داشته است. چین خوردگی شدید همراه و تغییر شکل همراه با دگرگونی در تریاس میانی نیز وجود دارد (بربریان و همکاران، ۱۹۸۱). وجود دگرگونی و ماگماتیسیم کالک آلکالن در طول زون سنندج- سیرجان در دوران مزوزوئیک نشانگر توسعه کمان ماگمایی در طی فرورانش از زمان تریاس به شمار می‌آید. مطالعات اولیه براساس تعادلات چند گانه (مسعودی، ۱۹۹۷)، اوج دمای دگرگونی در هاله دگرگونی مجاورتی بروجرد را ۶۴۲ درجه سانتی‌گراد برآورد کرده است. از دیدگاه (احمدی خلجی، ۱۳۷۸) در بخش شمالی توده بروجرد در زون سیلیمانیت، میگماتیت و هورنفلس‌ها و فلدسپار پتاسیم دیده می‌شود که با توجه به پاراژنز کانی‌ها می‌توان طیف دمایی حدود ۶۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۴ کیلوبار برای دگرگونی مجاورتی در این بخش توسط محققین قبلی در نظر گرفته می‌شود. در این پژوهش با توجه به معیارهای پتروگرافی و شیمی کانی‌ها محاسبات ترموبارومتري حداکثر دما و فشار بالاتری در اوج دگرگونی محاسبه گردید است. این محاسبات به همراه مشاهدات صحرایی جدید بیانگر

وجود پاراژنهای دما بالا و ایجاد شرایط رخساره گرانولیت و میگماتیت‌زایی در اوج دگرگونی در منطقه مورد مطالعه است.

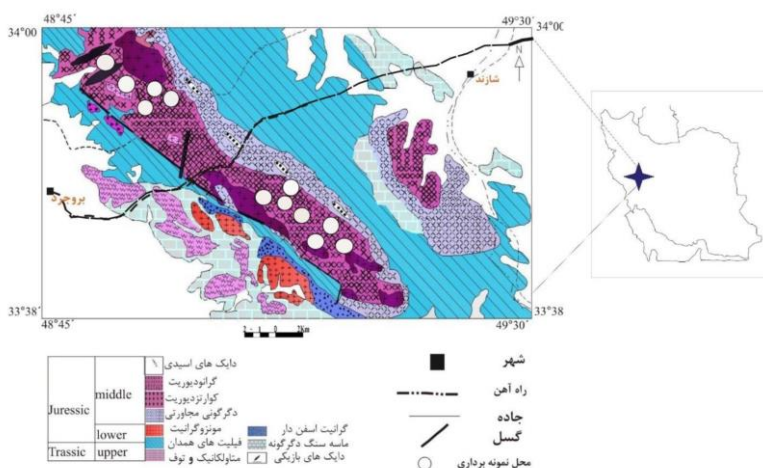
## محدوده مورد مطالعه

## زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه از نظر جغرافیایی در غرب ایران در استان لرستان و در محدوده‌ای از شمال شرق تا جنوب شرق بروجرد قرار دارد. این منطقه بین  $38^{\circ} 33'$  تا  $34^{\circ}$  عرض شمالی و  $49^{\circ} 30'$  تا  $48^{\circ} 45'$  طول شرقی قرار دارد. از دیدگاه ساختاری این محدوده به‌عنوان بخشی از دگرگونی‌های مزوزوئیک در زون ساختاری سنندج- سیرجان به-شمار می‌رود (اشتوکلین، ۱۹۶۸) (شکل ۱). جایگزینی توده گرانیتوئیدی بروجرد در ژوراسیک میانی ( $20 \pm 167$  Ma) رخ داده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵). مجموعه گرانیتوئیدی در داخل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای قدیمی‌تر منطقه نفوذ کرده است، بالاترین بخش سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، ردیف دگرگونه سنگ‌های سری پلیتی موسوم به فیلیت‌های همدان به سن تریاس تشکیل می‌دهند. در بخش تحتانی که در جنوب شرق بروجرد رخنمون دارد متاولکانیک‌هایی با درون لایه‌های مرمر نازک تا ضخیم لایه هستند (بهاری فر، ۱۳۸۲). براساس مطالعات ژئوشیمیایی، توده گرانیتوئیدی بروجرد متعلق به سری کالک آلکالن غنی از پتاسیم بوده و در گروه پرآلومین تا متآلومین قرار دارد (احمدی خلجی، ۱۳۸۵). مطالعات انجام شده در این تحقیق نشان می‌دهد، تغییرات عناصر نادر خاکی، حاکی از نقش اساسی پوسته، در تغییر و تحولات ماگمای سازنده سری توده نفوذی منطقه است. تغییرات عناصر کمیاب نیز در محدوده محیط‌های فرورانش قرار دارد. به-طور کلی توده گرانیتوئیدی بروجرد در منطقه قوس

شیست سبز دیده می‌شود که طی نفوذ توده گرانیتوئیدی در امتداد سطح شیستوزیته آنها یک مجموعه دگرگونی مجاورتی دمای بالا-فشار متوسط حاصل شده است. در بخش جنوبی توده، دگرگونی مجاورتی کمتر مشاهده می‌شود. نوار باریکی از شیست‌های کردیریت‌دار یا کردیریت هورنفلس که به اسلیت و فیلیت ختم شده وجود دارد ولی در بخش‌های شمالی توده بیشتر میگماتیت‌های تزریقی و هورنفلس‌ها دیده می‌شود (احمدی خلجی، ۱۳۸۵؛ مسعودی و همکاران، ۲۰۰۲) (شکل ۱).

آتشفشانی حاشیه قاره‌ای تشکیل شده که متعلق به سری گرانیت‌های تیپ I است (خلجی و همکاران، ۲۰۰۷). دگرگونی مشاهده شده در منطقه شامل فاز عمومی ناحیه‌ای درجه پایین و فازهای دگرگونی دیناموترمال و مجاورتی دمای بالا با فشار متوسط است که فازهای قدیمی‌تر را تحت تأثیر قرار داده‌اند. سنگ‌های حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت و فیلیت با تنوع بافتی و کانی‌شناسی ناچیز است. دگرگونی مجاورتی با سری شیست‌های لکه‌دار در زون‌های درجه پایین شروع شده و به سری‌های دگرگونی هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها ختم می‌گردد. دگرگونی ناحیه‌ای با شرایط رخساره



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱ با تغییرات).

## نتایج

جهت انجام مطالعات در این تحقیق تعداد ۵۰ عدد نمونه سنگ برداشت شد که پس از تهیه مقاطع میکروسکوپی ۱۰ عدد از آنها جهت تجزیه شیمیایی و سه مقطع میکروسکوپی جهت مطالعات EPMA انتخاب گردید. که همگی آنها در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد آزمایش قرار گرفته است. نمونه‌ها با دستگاه میکروپروب (EPMA) مدل SX100-Cameca ساخت کشور فرانسه با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kv و جریان ریزکاو ۱۵ nA مورد

## مواد و روش‌ها

پس از انجام بررسی شواهد صحرایی، از رخنمون‌های مناسب نمونه‌برداری شده تعدادی از نمونه‌ها جهت مطالعات دقیق سنگ‌نگاری انتخاب شد و پس با تهیه ۳۰ عدد مقاطع نازک در آزمایشگاه دانشگاه خوارزمی مطالعه گردید. تعدادی از نمونه‌های تجزیه سنگ کل به روش XRF انجام شد. سپس به منظور انجام تجزیه شیمیایی نقطه‌ای ۳ عدد نمونه جهت بررسی میکروسکوپ الکترونی و تجزیه نقطه‌ای دقیق انتخاب شد.

می‌شود ظهور پاراژنز ارتوپروکسن+گارنت+سیلمانیت بیانگر دما و فشار بالاتر از مرز شرایط دگرگونی مجاورتی است و می‌توان گفت که پایداری کوارتز تحت این شرایط ترمودینامیکی مبین شرایط گذر از رخساره سانیدینیت در فشار پایین دمای بالا به رخساره گرانولیت در فشار متوسط و دمای بالا است (بوخرو گراپس، ۲۰۱۱) (شکل ۲ D).

فیبرولیت-آندالوزیت هورنفلس: این سنگ‌ها در قسمت شرقی منطقه مورد مطالعه به صورت توده‌های کوچک و مجزا نسبت به یکدیگر در حوالی روستای آبخشان برونزد دارند. پاراژنز اصلی سنگ شامل

آندالوزیت+فیبرولیت+اسپینل+کوارتز+فلدسپار پتاسیم به صورت (میکروکلین، پرتیت، پلاژیوکلاز) و کانی‌های فرعی میکا (بیوتیت و مسکویت)، کانی‌های اپک، زیرکن است. پورفیروبلاست آندالوزیت در اندازه ۲-۲۰ میلی‌متر دیده می‌شود. این بلورها اغلب کیاستولیتی بوده و از اطراف و بخش‌های از درون بلور طی واکنش پلی مورفیک درحال تبدیل به سیلیمانیت هستند. بافت این سنگ‌ها پورفیروبلاستیک تا گرانوبلاست است (شکل ۲ E).

سیلیمانیت-آندالوزیت هورنفلس: این سنگ‌ها در حاشیه شمالی در غرب روستای قپان‌وردی برونزد دارد و ارتفاعات این منطقه را تشکیل می‌دهد. در این سنگ، کانی‌های سیلیمانیت، بیوتیت، کوارتز، فلدسپار پتاسیم و کلدیریت و آندالوزیت دیده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی، پورفیروبلاست سیلیمانیت در حالت نیکول‌های موازی برجستگی بالا داشته و در حالت نیکول‌های عمود، بی رفرئانس زرد کم رنگ دارد. کوارتز به صورت بلورهای بی شکل که گاهی تبلور مجدد یافته دیده می‌شود. فلدسپار پتاسیم به صورت درشت بلور نیمه خودشکل مشاهده می‌شود. کلدیریت در اطراف

بررسی قرار گرفت. از بین کانی‌های موجود در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، بیوتیت، مسکویت، کلدیریت، گارنت، فلدسپار پتاسیم و کروندم بر حسب مطالعات میکروسکوپی تجزیه شیمیائی شده است که نتایج آنها در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه شده است. هم‌چنین با استفاده از دستگاه میکروسکوپ الکترونی تصاویری از این کانی‌ها تهیه گردید.

### پتروگرافی

کلدیریت هورنفلس: رخنمون‌های سنگی کلدیریت-هورنفلس در شرق و شمال شرقی توده گسترش دارند و بیشترین گسترش این رخنمون‌ها در نزدیکی روستای آبخشان است. رنگ سنگ در نمونه‌های دستی و رخنمون‌های صحرائی به دلیل تجمع کانی‌های دیرگداز و هم‌چنین میکای سیاه خاکستری رنگ تا سیاه است. پاراژنز اصلی شامل پورفیروبلاست‌های کلدیریت، فیبرولیت، بیوتیت، کوارتز، فلدسپار و کانی فرعی تورمالین است. در مقاطع میکروسکوپی بلورهای کلدیریت فاقد ماکل‌های ساعت شنی و پروانه‌ای هستند. بافت اصلی سنگ میکروکریستالوبلاستیک تا پورفیرو بلاستیک است (شکل ۲ A).

کلدیریت، فیبرولیت-هورنفلس گارنت‌دار: این سنگ‌ها در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه و در حاشیه فاز گرانودیوریتی توده بروجرد دیده می‌شود. پاراژنز اصلی این سنگ شامل کلدیریت، فیبرولیت، گارنت، بیوتیت، مسکویت، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کوارتز و ارتوپروکسن است. کلدیریت به صورت بلورهای درشت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار وجود دارد. فیبرولیت و بیوتیت به صورت ادخال در درون کلدیریت قرار گرفته‌اند (شکل ۲ B). گارنت به صورت درشت بلور و نیمه شکل‌دار با مجموعه کانی‌هایی شامل کلدیریت، فیبرولیت، کوارتز و فلدسپار و بیوتیت وجود دارد (شکل ۲ C). بافت پورفیروگرانوبلاستیک در مقاطع مشاهده

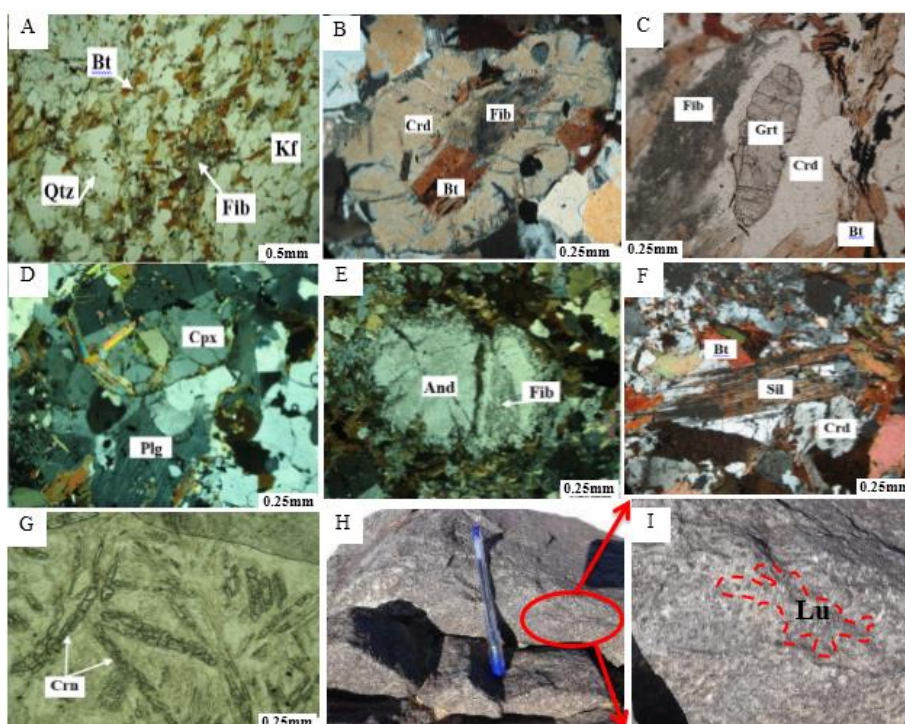
میگماتیستی از جمله چین‌های جریان‌ی (پتیگماتیکی)، فابریک سورئیتیک (suerciti) و فابریک نبولیتی (Nebulitic) را گزارش کرده است. در ساخت لکه‌های تکه‌هایی از ملانوسوم به ابعاد حداکثر ۵-۱۰ سانتی‌متر در بین لوکوسوم پراکنده است. در ساخت لایه‌ای یا استروماتیک، لوکوسوم متحرک شده و به شکل رگه‌های موازی در سطح شیستوزیته قرار گرفته است. چین‌های جریان‌ی (پتیگماتیکی)، جهت یابی خاصی ندارند و حاصل تنش نیستند بلکه حاکی از به حالت خمیری در آمدن این سنگ‌ها در اثر حرارت زیاد هستند و در اثر وجود ذوب بخشی تشکیل شده‌اند. در این ساخت‌ها بخش‌های روشن به صورت رگه‌های نامنظم در حد چند سانتی‌متر توسعه یافته‌اند که در واقع بخش لوکوسوم این سنگ‌ها هستند و به وضوح ترکیب گرانیستی داشته و از کوارتز (دارای سطوح بلوری)، پلاژیوکلاز (دارای ماکل تکراری)، فلدسپار، بیوتیت، مسکویت و کانی‌های اپاک تشکیل شده‌اند و دارای بافت‌های گرانولار، گرافیک و میرمیکیستی هستند. فابریک سورئیتیک (Sureitic) با توجه به وجود لایه‌بندی ترکیبی در منطقه بروجرد و قرار داشتن لایه‌های سخت متاسنداستون در میان متاپلیت‌ها و بودین شدن این لایه‌ها حاصل شده است و بین بودین‌ها را مزوسم پر کرده است. فابریک نبولیتی (Nebulitic) که در آن مرز بین مزوسم و نئوسم محو شده و به صورت مبهم قابل تشخیص هستند.

سیلیمانیت به صورت ریز بلور وجود دارد (شکل ۲ F).

گردوم: در حاشیه شمالی توده نفوذی و در همبری بلافصل آن، سنگ‌هایی رخنمون دارند، که مشابه هورنفلس‌ها بوده ولی در برخی پورفایروبلاست‌ها آثار دگرگونی برگشتی به صورت رشد میکاها و سیرسیتی شدن، مشاهده می‌شود. در این نمونه‌ها کانی کروندم به صورت بلورهای کوچک میله‌ای و کانی فرعی مشاهده می‌شود. منشورهای کروندم به صورت خرد شده و غالباً احاطه شده توسط مسکویت طی دگرگونی برگشتی است. درون بلورها ادخال‌های سوزنی و ریز و خود شکل روتیل و اسفن- لوکوکسن وجود دارد که بیانگر ترکیب شیمیائی گارنت و بیوتیت اولیه است (شکل ۲ G).

#### انواع میگماتیت‌ها در منطقه بروجرد

بیشترین گسترش میگماتیت‌ها در منطقه مورد مطالعه در حوالی روستای قپان‌وردی مشاهده شد به عبارت دیگر، این سنگ‌ها در بخش شمالی توده نفوذی و داخلی‌ترین بخش هاله دگرگونی در مرز بلافصل توده نفوذی بروجرد دیده می‌شود و در کنتاکت پس از آن هورنفلس‌ها درون واحد اسلیت و فیلیت‌های همدان ظاهر می‌گردند. آثار ذوب بخشی باعث پدیدار شدن ساخت‌های میگماتیستی شامل میگماتیت‌های لکه‌ای (patchy structure) لایه‌ای یا استروماتیت (stromatite structure) شده است (شکل ۲ H). (غفاری، ۱۳۸۹) نیز در منطقه بروجرد علاوه بر ساخت‌های یاد شده، ساخت‌های



شکل ۲: (A) کردیریت هورنفلس، مجموعه کانی‌های کوارتز، بیوتیت، فیبرولیت‌های سیلیمانیت. (B) کردیریت، فیبرولیت گارنت هورنفلس دار، کردیریت‌های بی‌شکل همراه ادخال‌های فیبرولیت و بیوتیت. (C) گارنت به صورت درشت بلور و نیمه شکل‌دار با مجموعه کانی‌هایی شامل کردیریت، فیبرولیت، کوارتز و فلدسپار و بیوتیت. (D) ظهور ارتوپروکسن در سنگ‌های کوارتزدار. (E) فیبرولیت-آندالوزیت هورنفلس. بلور آندالوزیت با ادخال‌های کربن که اطراف و درون سیلیمانیتی شده و سیلیمانیت از واکنش پلی مورفیک آندالوزیت ایجاد شده است. (F) سیلیمانیت-آندالوزیت هورنفلس، پورفیروبلاست درشت سیلیمانیت. کردیریت در اطراف سیلیمانیت به صورت ریز بلور وجود دارد. (G) در مرکز پورفیروبلاست‌های دگرسان شده (ناشی از دگرگونی برگشتی) آثاری از کانی کروندم مشاهده می‌شود. گاه این سنگ‌ها متحمل دگرسانی شدید شده‌اند و در مقیاس میکروسکوپی منشورهای کروندم تکه‌تکه‌ای مشاهده می‌شوند. (H) (I) تصاویر صحرایی میگماتیت‌ها، ساخت لکه‌ای. علائم اختصاری از (سیولا و اشمیت، ۲۰۱۷).

### شیمی کانی‌ها

و ۳، ارائه شده است. جهت محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و ترسیم نمودارها از نرم‌افزارهای Ax، Minpet و Excel استفاده شد است. هم‌چنین تفکیک مقادیر آهن ۳ ظرفیتی و آهن ۲ ظرفیتی در گارنت‌ها با استفاده از روش (دراپ، ۱۹۸۷) محاسبه شده است. در کانی بیوتیت با توجه به وجود گرافیت در اسلیت و فیلیت‌های اولیه و با در نظر گرفتن این نکته که مقدار آهن سه ظرفیتی متأثر از درجه دگرگونی و دیگر کانی‌های سیلیکاته نیست، برای تمام نمونه‌ها، آهن سه ظرفیتی برابر

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها، و مطالعات دما-فشار سنجی، برخی از کانی‌های موجود در هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها توسط دستگاه الکترون میکروپروب (EPMA) مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت است. محاسبات کاتیونی و فرمول‌های ساختاری کانی‌های بیوتیت، فلدسپار آلکالن و گارنت، به ترتیب براساس تعداد اکسیژن ۱۱، ۸، ۱۲، براساس روش‌های معمول انجام گرفته است. که به‌طور خلاصه در جدول‌های شماره ۱، ۲

و به طور کلی بر این فرض استوار است که مجموعه کانی‌های هر سنگ، در شرایط تعادلی تشکیل شده است (هولند و پاول، ۱۹۹۲). به عقیده محققان این وضعیت ممکن است برای سنگ‌هایی که به سرعت سرد شده و یا در دماهایی پایین‌تر که با سرعت انتشار عناصر کندتر یون‌ها، تشکیل شده‌اند، در یک حالت ایدال معتبر باشد (بوخر و فر، ۲۰۰۲). در این مطالعه براساس روش دماسنجی گارنت - بیوتیت دما محاسبه شده و بارومتري از روش GASP و به طور همزمان با ترمومتر GB در نرم‌افزار GB-GASP محاسبه شده است. هم‌چنین واکنش‌های احتمالی و محدوده دما- فشار براساس روش تعادلات چندگانه در نرم‌افزار THERMOCALC مورد تخمین و ارزیابی قرار گرفته است.

زمین دماسنج گارنت-بیوتیت: برخی از محققین از توزیع Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت برای تعیین کیفی درجات دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی استفاده کرده‌اند (فراست، ۱۹۶۲). شرکت پذیری Mg و Fe در گارنت و بیوتیت هم‌زیست به دمای تعادل بستگی دارد. این روش به‌عنوان یک روش مرسوم در سنگ‌های دگرگونی مطرح است. در این مطالعه، برای محاسبه دما با روش گارنت-بیوتیت از کالیبراسیون‌های ارائه شده توسط (گنگولی و ساکسنا، ۱۹۸۴؛ ایندرس و مارتیگونل، ۱۹۸۵؛ ولیامز و گرامبلی، ۱۹۹۰؛ هوگز و اسپیر، ۱۹۸۲) استفاده شده که به‌طور خلاصه در (جدول ۴) ارائه شده است.

۱۱/۶ درصد کل آهن فرض می‌شود (هولداوی، ۲۰۰۰). در فلدسپارها مقدار کلی آهن به صورت سه ظرفیتی فرض می‌شود (هولند و پاول، ۱۹۹۲). براساس (دیر و همکاران، ۱۹۶۶). همه میکاهای تجزیه شده با توجه به داشتن مقادیر  $Fe^*/Fe^*+Mg$  بالاتر از ۰/۳۳ در رده بیوتیت (در مقابل فلوگوپیت) قرار می‌گیرند (شکل ۳ A). با توجه به تغییرات Al در مقابل  $Fe^*/Fe^*+Mg$  این بیوتیت‌ها تنوع ترکیبی نشان می‌دهند، به طوری که مقدار بیوتیت بین دو قطب آنیت و فلوگوپیت، متمایل به قطب آنیت قرار دارد. براساس مقدار Al کل و مقدار  $Fe^*/Fe^*+Mg$  بیشتر بین دو قطب سیدروفیلت و آنیت با روندی به سمت قطب سیدروفیلت قرار گرفته‌اند. براساس تجزیه شیمیایی نقطه‌ای، گارنت‌های منطقه غنی از آلماندن هستند مقدار متوسط آلماندن ۷۲/۴۱ درصد است. میانگین پیروب ۷/۴۴ درصد و متوسط مقدار گراسولار ۲/۸۶ درصد است. مقدار اسپسارتین در ۱۷/۰۷ درصد و آندرادیت در حد صفر است (شکل ۳ B). براساس (شکل ۳ C) طبقه‌بندی شیمیایی فلدسپارهای پتاسیم موجود در منطقه (بوخر و فری، ۲۰۰۲) اکثر محلول جامدی از ارتوز-آلبیت با دامنه گسترش محدود و برخی نمونه‌ها آلبیت خالص است.

#### زمین دما-فشار سنجی

محاسبات دما فشار سنجی کانی‌ها براساس تبادل کاتیونی در ترکیب شیمیایی آنها قرار گرفته است،

جدول ۱: نتایج تجزیه نقطه ای کروندم‌های منطقه (کمتر از حد تشخیص <BL>)

Point.No	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	CaO	MnO	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
1	0.01	BL>	BL>	BL>	BL>	0.3	<b>98.29</b>	0.01	0.62	0.05	0.02	99.3
2	0.01	BL>	0.12	0.02	BL>	0.34	<b>98.75</b>	0.01	BL>	0.19	BL>	99.44
3	0.03	BL>	0.02	0.02	0.01	0.07	<b>98.36</b>	0.02	7.97	0.05	BL>	106.6
4	0.02	BL>	0.01	BL>	BL>	0.1	<b>99.39</b>	0.03	1.28	0.03	BL>	100.9
5	0.02	0.01	BL>	0.01	BL>	0.18	<b>98.21</b>	0.01	2.32	0.05	0.01	100.8
6	0.03	0.01	0.03	0.01	BL>	0.23	<b>97.31</b>	0.03	1.03	0.02	0.02	98.72
7	BL>	0.02	0.04	0.01	BL>	0.24	<b>98.25</b>	0.02	0.08	0.14	0.02	98.82

جدول ۲: خلاصه نتایج تجزیه شیمیایی به روش ماکروپروب (EPMA) فنوکریست‌های بیوتیت، مسکویت، گارنت و محاسبه فرمول ساختاری آنها براساس ۱۱ و ۱۲ اکسیژن ساختاری اکسیدها بر حسب درصد (کمتر از حد تشخیص (BL>

Sample	num25	num25	num5	num6	N7/mu	N8/mu
Min	Grt		Bi		Mu	
SiO <sub>2</sub>	37.05	37.1	34.64	35.63	35.38	42.32
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.04	2.35	2.04	2.08	2.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.18	21.18	19.14	19.55	16.88	11.54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	DL>	DL>	0.04	0.04	DL>	DL>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	DL>	2.08	DL>	2.08	11.05
FeO	31.75	32.32	21.22	21.94	21.91	4.26
MnO	7.74	7.74	0.33	0.33	DL>	0.03
MgO	1.85	1.77	7.12	7.34	9.2	11.96
CaO	0.99	0.01	0.12	0.05	0.09	11.96
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.11	0.23	DL>	1.23
K <sub>2</sub> O	0.02	0.01	9.64	9.79	9.06	1.7
<b>Totals</b>	101.08	100.18	96.79	96.94	96.68	98.71
	Oxygens 12			Oxygens 11		
Si	0.004	3.009	2.645	2.702	2.703	2.946
Ti	2.01	0.002	0.135	0.116	0.119	0.139
Al	DL>	2.025	1.723	1.748	1.52	0.947
Cr	0.025	DL>	0.002	0.002	DL>	DL>
Fe <sup>3+</sup>	2.137	DL>	0.12	DL>	0.12	0.579
Fe <sup>2+</sup>	0.528	2.192	1.355	1.392	1.4	0.248
Mn	0.222	0.532	0.021	0.021	DL>	0.002
Mg	0.085	0.214	0.81	0.83	1.047	1.241
Ca	0.005	0.001	0.01	0.004	0.007	0.892
Na	0.002	0.002	0.016	0.034	DL>	0.166
K	0.002	0.001	0.939	0.947	0.883	0.151
<b>Sum</b>	8.000	7.978	7.776	7.797	7.8	7.311



جدول ۳: خلاصه نتایج تجزیه شیمیایی به روش ماکروپروب (EPMA) فنوکریستهای فلدسپار پتاسیم و کلدیریت و محاسبه فرمول ساختاری آنها براساس ۸ و ۱۸ اکسیژن ساختاری اکسیدها بر حسب درصد وزنی (کمتر از حد تشخیص <BL>).

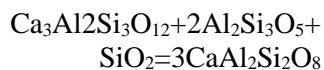
Sample	nu11/plag	nu12/plag	num21/crd	num31/crd	num32/crd
<b>Min</b>	<b>Fly</b>		<b>Crd</b>		
SiO <sub>2</sub>	59.6	60.87	49.21	49.12	49.15
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	DL>	DL>	DL>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.56	24.8	33.06	33.08	33.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	DL>	DL>	DL>	DL>	DL>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.02	1.13	1.7	1.78
FeO	DL>	DL>	10.31	9.47	9.81
MnO	DL>	0.02	0.62	0.74	0.67
MgO	0.01	DL>	6.23	6.41	6.41
CaO	7.36	6.39	0.04	0.03	0.03
Na <sub>2</sub> O	7.17	7.67	0.32	0.37	0.31
K <sub>2</sub> O	0.12	0.1	DL>	0.01	DL>
<b>Totals</b>	99.9	99.9	100.92	100.93	101.29
	Oxygens 8		Oxygens 18		
Si	2.657	2.705	5.006	4.991	4.983
Ti	0.001	0.001	DL>	DL>	DL>
Al	1.344	1.299	3.965	3.963	3.96
Cr	DL>	DL>	DL>	DL>	DL>
Fe <sup>3+</sup>	0.002	0.001	0.087	0.13	0.136
Fe <sup>2+</sup>	DL>	DL>	0.877	0.805	0.832
Mn	DL>	0.001	0.053	0.064	0.058
Mg	0.001	DL>	0.944	0.971	0.968
Ca	0.352	0.304	0.004	0.003	0.003
Na	0.62	0.661	0.063	0.073	0.061
K	0.007	0.006	DL>	0.001	DL>
<b>Sum</b>	4.983	4.977	11	11	11

شیوه GASP وجود دارد که حتماً بایستی مورد توجه قرار گیرد که عبارتند از: ۱- روش مناسب اندازه‌گیری دما و برآورد خطای آن، ۲- مدل‌های اکتیویته برای هر کانی که به صورت فاز ناخالص است که در این بارومتر منظور پلاژیوکلاز و گارنت

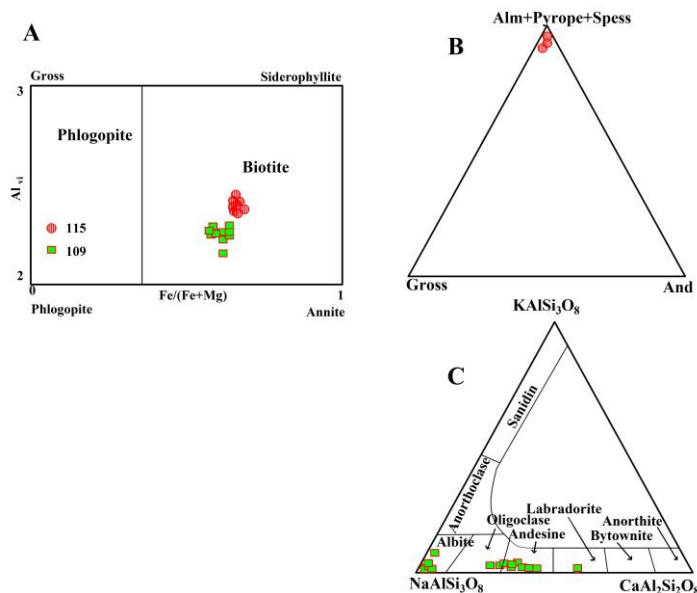
زمین فشار سنج GASP: بارومتر GASP بر پایه واکنش پیشنهادی رابطه ۱ و براساس اعضای انتهائی گروسولار و آنورتیت به ترتیب در گارنت و پلاژیوکلاز و با اکتیویته‌های مختلف پیشنهاد شده استوار است. سه مسئله مهم در سنجش فشار به

اوج دگرگونی سنگ‌ها بین ۲ تا ۴ کیلو بار محاسبه شد (هولداوی، ۲۰۰۰).

رابطه (۱)



است. ۳- کالیبراسیون اعضاء انتهایی. جهت اندازه-گیری دقیق فشار، دمای اندازه‌گیری شده بایستی تا حد امکان صحیح و به‌طور مستقل و با روش گارنت- بیوتیت اندازه‌گیری شود (هولداوی، ۲۰۰۱)؛ هولداوی، ۲۰۰۴). بر مبنای این بررسی‌ها، فشار



شکل ۳: (A) طبقه‌بندی شیمیایی میکاهای مورد مطالعه براساس (هولند و پاول، ۱۹۹۲)، (B) نمودار تقسیم‌بندی گارنت، (C) نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها در زون‌های دگرگونی درجه بالای هاله دگرگونی بروجرد (هولند و پاول، ۱۹۹۲). دایره قرمز مقطع شماره ۱۱۵ و مربع سبز مقطع ۱۰۹.

جدول ۴: خلاصه نتایج دماسنجی منطقه مورد مطالعه براساس کالیبراسیون‌های مختلف.

Calibration	T°C
Hodges and Spear (1982)	635
Ganguly & Saxena (1984)	682
Indares & Martignole (1985)	706
Williams & Grambling (1990)	720

برابر  $\text{Fe}_{\text{total}} / (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}})$  فشار ۱ تا ۳ کیلو بار را برآورد می‌کنند، و با دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها، دمای ۶۵۳ تا ۷۳۲ درجه سانتی-گراد به‌دست آورده است. که احتمال به تعادل رسیدن این دو کانی در این محدوده دمای توسط خصوصیات پتروگرافی هورنفلس‌های میزبان که

### نتیجه‌گیری

براساس مطالعات طهماسبی و احمدی خلجی (۱۳۸۹)، در منطقه بروجرد با فشارسنجی براساس مقدار Al آمفیبول در کوارتزیت‌ها فشار حین تبلور کانی آمفیبول از ۰/۴۳ تا ۱/۶۱ (عمق تقریبی ۱ تا ۴/۵ کیلومتر) و براساس پارامتر  $\text{Al}_{\text{total}}$  در

خواهد بود (میاشیرو، ۱۹۹۴). در این نوع دگرگونی، منشا گرما بسیار متنوع است و می‌تواند توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، دایک‌های و نفوذی بازیک اولترابازیک، ولکانیسم ریولیتی، نفوذ سیالات داغ، انتقال گرما از طریق هدایت مستقیم، ناهنجاری در جریان گرمایی اولیه، جریان غیر عادی گرما در نواحی ریفت، دیاپیریسم گوشته و فروپاشی عناصر رادیواکتیو باشد (بهراری فر، ۱۳۷۶). از طرفی از نظر (وینکلر، ۱۹۷۴) همزیستی کردیریت و گروناهی غنی از آلماندن یک پدیده مهم است، به استثنای موارد نادری که این کانی‌ها در ردیف‌های بالاتر دمای متوسط روی می‌دهد، همزیستی این دو کانی مخصوص میدان معینی از دما و فشار دگرگونی درجه بالا، یعنی زون هیپرستن ناحیه‌ای (رخساره گرانولیت) است. بنابراین براساس شواهد موجود در میگماتیت‌ها و هاله دگرگونی هورنفلسی توده گرانیتوئیدی بروجد، وجود شواهد کانی‌شناسی مانند همزیستی گروناهی غنی از آلماندن و کردیریت (شکل ۲ D) نشان دهنده ایجاد شرایط ترمودینامیکی در محدوده رخساره گرانولیت در هورنفلس‌های منطقه مورد مطالعه است. شرایط رخساره گرانولیت در متاپلیت‌های دگرگونی مجاورتی زون سنندج-سیرجان، قبلا در منطقه همدان نیز گزارش شده است. اگرچه این تئوری نیازمند جمع‌آوری اطلاعات دقیق‌تر ژئوشیمیایی و ژئوکرونولوژی است ولی با توجه به شواهد موجود از جمله فراگیر نبودن رخساره گرانولیت در تمام بخش‌های هاله دگرگونی، وجود توده‌ها و آنکلاوهای مافیک و اولترامافیک در داخل توده بروجد و دگرگونی برگشتی در سایر بخش‌های هاله دگرگونی بیانگر این موضوع است که احتمالاً در اثر تزریق توده‌های اولترامافیک قدیمی، شرایط دگرگونی رخساره گرانولیت فراهم شده و با تزریق توده‌های گرانیتوئیدی شواهد رخساره گرانولیت

حاوی کردیریت-آندالوزیت و کردیریت-سیلیمانیت هستند تایید می‌شود. این محققین براساس دماسنج گارنت-بیوتیت دمای ۴۷۲ درجه سانتی-گراد را برای زوج گارنت-بیوتیت در هورنفلس‌ها پیشنهاد می‌کنند. از طرفی (مسعودی، ۱۹۹۷) براساس تعادل‌های چندگانه، اوج دمای دگرگونی در هاله بروجد را ۶۴۲ درجه تخمین زده است. براساس بررسی‌های انجام شده در این مطالعه فشار متوسط ۲-۴ کیلوبار و دمای متوسط ۷۲۰-۶۳۵ درجه سانتی‌گراد به‌دست آمده، که دگرگونی فشار پایین-حرارت بالا برای منطقه مورد مطالعه پیش-بینی می‌شود، این نوع دگرگونی یکی از انواع مهم-ترین روندهای دگرگونی‌های مورد توجه زمین‌شناسان در سرتاسر جهان است که در بخش‌های شمال غربی زون سنندج-سیرجان نیز قابل مشاهده است (بهراری فر، ۱۳۷۶). در این نوع دگرگونی، شرایط دما در محدوده‌های پایداری آندالوزیت و سیلیمانیت بوده و گاه تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد نیز بالغ شده است (وارنر و استوارت، ۱۹۸۸). فشار نیز غالباً از فشار نقطه سه گانه پلی مورف‌های سیلیکات آلومین بالاتر نمی‌رود. در این مطالعات مشخص شده که هرچند در بعضی نواحی که دگرگونی فشار پایین در حرارت‌های بالا روی می‌دهد (در محدوده سیلیمانیت)، فشار نیز می‌تواند در برخی رخنمون‌ها بالاتر رفته و تا ۶ کیلوبار نیز تعیین گردد (یاردلی و همکاران، ۱۹۸۷). فشار متعارف پیشنهاد شده برای این نوع دگرگونی، ۵ کیلوبار و کمتر است. گرادیان زمین گرمایی در این نوع دگرگونی بسیار متغیر بوده و تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر نیز می‌رسد. با توجه به اینکه به هر حال، تحولات در این نوع دگرگونی در محدوده آندالوزیت است، به احتمال زیاد تحولات آن در اعماق کمتر از ۱۴ کیلومتر صورت گرفته و متوسط گرادیان زمین گرمایی، بیش از ۳۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر

مربوط به فاز همزمان یا قدیمتر دگرگونی، از بین رفته باشد.

### منابع

- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵. پترولوژی کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد، رساله دکتری، پردیس علوم، دانشگاه تهران.
- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۷۸. بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد، پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- بهاری فر، ع.، ۱۳۷۶. نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان " پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- بهاری فر، ع.، ۱۳۸۲. پترولوژی سنگ‌های دگرگونی همدان، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-257.
- Bucher, K. and Frey, M., 2002. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Berlin. Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 7<sup>th</sup> edition, 341 p.
- Bucher, K. and Grapes, R., 2011. *Petgenesis of metamorphic rocks*, Springer Heidelberg Dordrecht London Newyourk, 411 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and zussman, J., 1966. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, Longman and Scientific Technical, New York, 528 p.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  vacancy-ordering and Fe-oxidation, *Geological Society of America*, v. 31(7), p. 170.
- Frost, J., 1962. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende", *Geological Magazine*, v. 99, p. 427-438.
- Ganguly, J. and Saxena, S.K., 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry, *American Mineralogy*, v. 69, p. 88-97.
- Hodges, K.V. and Spear, F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt", *Moosilauke, New Hampshire, American Mineralogy*, v. 67, p. 1118-1134.
- Holdaway, M.J., 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer, *American Mineralogist*, v. 85, p. 881-892.

- Holdaway, M.J., 2001. Recalibration of GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet- biotite geothermometer", *American Mineralogy*, v. 86, p. 1117- 1129.
- Holdaway, M.J., 2004. Optimization of some Key geothermobarometers for pelitic metamorphic rocks", *Mineralogy Magazine*, v. 68, p. 1-14.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1992. Plagioclase feldspars Plagioclase feldspars activity-composition relations based upon Darken's Quadratic Formalism and Landau theory", *American Mineralogist*, v. 77, p. 53-61.
- Indares, A. and Martignole, J., 1985. Biotite garnet geothermometry in the granulite facies: The influence of Ti and Al in biotite", *American Mineralogy*, v. 70, p. 272-278.
- Masoudi, F., 1997. Contact metamorphism and pegmatites development in the region SW of Arak, Iran, PhD Thesis University of Leeds, UK.
- Masoudi, F., Yardley, B.W.D. and Cliff, R.A., 2002. Rb-Sr geochronology of pegmatites, volcanic rocks and a hornfels in the region south-west of Arak-Iran, *Journal of Science, Islamic Republic of Iran*, v. 13(3), p. 249-254.
- Miyashiro, A., 1994. *Metamorphic Petrology*, UCL Press, London, 404 p.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *Jurnal of Asian Earth Sciences*, v. 21, p. 397-412.
- Siivola, J. and Schmid, R., 2017. List of mineral abbreviation Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, *An Association of Americ Bulletin Petroleum Geologists*, v. 52, p. 1229-1258.
- Warren, R.G. and Stewart, A.J., 1988. Isobaric cooling of proterozoic high-temperature metamorphites in northern Arunta Block, central Australia implication for tectonic evolution percambrian" *Research*, v. 40/41, p. 175-198.
- Williams, M.L. and Grambling, J.A., 1990. Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite, *American Mineralogy*, v. 75, p. 886-908.
- Winkler, H.G. F., 1974. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 3rd edition Springer, Berlin, 320 p.
- Yardley, B.W.D., Barber, J.P. and Gray, J.P., 1987. The metamorphism of the Dalredian rocks of eastern Ireland and its relation to tectonic setting philosophical tanssaction of the Royal society, London, v. 321, p. 243-270.