بررسی بافت‌های اولیه و ثانویه درتوده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان همراه با تجدید نظر در سن جای‌گیری آن‌ها بر اساس روابط صحرایی و فسیل شناسی

مرتضی شریفی، موسی نقره ئیان، ایرج نوربهشت:دانشگاه اصفهان

چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی شمال شرق گلپایگان در یک مجموعه دگرگونی تیپ بارووین نفوذ کرده و در برخی نقاط موجب دگرگونی همبری در سنگ‌های مجاور خود شده‌اند. برخی از این توده‌ها در نمودار مثلثیQAP در قلمرو تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت، مونزوگرانیت، کوارتز دیوریت، کوارتزمونزونیت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند. دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی نیز در حاشیه توده‌ها مشاهده می‌شود. بافت‌های موجود در این گرانیتوئیدها در دو بخش شامل بافت‌های اولیه(١. بافت گرانیتی، ٢. بافت پوئی کیلیتی، ٣. بافت گرانوفیری) و بافت‌های ثانویه(١. همرشدی‌های پرتیتی، ٢. میرمکیت، ٣. کلریتیزاسیون، ٤. سریسیتیزاسیون، ٥. کائولینیزاسیون) بررسی شده‌اند. بررسی بافت و کانی‌شناسی گرانیتوئیدها از جمله دارا بودن درشت بلورهای فلدسپات پتاسیم و نیز وجود زیرکن‌های گردشده در برخی از گرانیتوئیدهای بررسی شده احتمالاً می‌تواند بیان کننده یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع S یا گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته‌ای باشد. اما وجود بافت گرانوفیری در برخی دیگر از گرانیتوئیدها ازجمله تونالیت‌های منطقه نشان می‌دهد که این توده‌ها، از نوع پلاژیوگرانیت بوده، جزء گرانیتوئیدهای نوع I یا گرانیتوئیدهای با منشأ گوشته ای محسوب می‌شوند. همچنین وجود بافت میلونیتی در برخی دیگر ازگرانیتوئیدهای شمال شرق گلپایگان که در شمال روستای ورزنه و شمال روستای اسفاجرد رخنمون دارند، نشان می‌دهد این توده‌ها همزمان با یک فاز کوه‌زایی(لارامید) تشکیل شده‌اند. با توجه به بررسی‌های انجام شده بر اساس فسیل کونودونت به دست آمده از کالک شیست‌های متبلور و همچنین آکریتارژ به دست آمده از اسلیت‌های منطقه- که برای اولین بار در زون سنندج- سیرجان معرفی می‌شوند، سن سنگ‌های متامورفیک که به پرکامبرین نسبت داده شده بود تجدید نظر شده است و متعلق به پالئوزوئیک دانسته شده است. همچنین سن گرانیتوئیدهای منطقه جوان‌تر از ژوراسیک پسین و قدیمی‌تر از الیگوسن تعیین شد. این نوشتار دلایل و شواهد تجدید نظر در سن جایگیری گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان را بر اساس روابط صحرایی و فسیل شناسی برای اولین باردر قالب یک مقاله ارائه می‌کند. بنابر این با بررسی بافت و تعیین سن توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان می‌توان نتیجه گرفت که این توده‌ها هم‌سن نبوده‌اند، بلکه برخی از این توده‌ها(گرانیتوئیدهای دارای بافت گرانوفیریا گرانیتوئیدهای نوع I) در زمان ژوراسیک و اوائل کرتاسه در طی فرورانش و قبل از برخورد قاره‌ها به وجود آمده‌اند، برخی دیگر (گرانیتوئیدهای

واژه‌های کلیدی: بافت‌های اولیه، بافت‌های ثانویه، گرانیتوئید، گلپایگان، سن جای‌گیری
دریافت ٨٥/٠٧/٢١ پذیرش ٨٦/٩/١١

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

دارای بافت میلونیتی) همزمان با برخورد قاره‌ها در اواخر کرتاسه و همزمان با پایان دگرشکلی‌ها، در پایان حوادث کوه‌زایی تشکیل شده‌اند و در نهایت برخی از گرانیتوئیدها(اغلب گرانیتوئیدهای نوعS) در اواخر کرتاسه- پالئوسن پس از برخورد صفحه عربی با صفحه ایران به‌وجود آمده‌اند.

مقدمه

توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان حدوداً در ۲۷۰ کیلومتری جنوب غربی تهران واقع شده است که از نظر تقسیم‌بندی زون‌های ساختمانی- رسوبی ایران در زون سنندج- سیرجان، و از نظر تقسیمات کشوری در شمال غربی استان اصفهان و جنوب شرقی استان مرکزی قرار دارند .

در گذشته بخشی از این توده‌ها را پژوهندگان متعددی از جمله تیله و همکاران[۱]، اترودی[۲]، پایدار[۳]، ابراهیمی[۴]، شریفی[۵]، صبا[۶]، احمدی[۷] و رشیدنژاد[۸] از دیدگاه‌های گوناگون زمین شناختی بررسی کرده‌اند. اکثر پژوهندگانی که تا سال ۱۳۷۶ منطقه گلپایگان را بررسی کردند، سن توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان را پرکامبرین در نظر گرفتند؛ اما با توجه به بررسی‌های فسیل شناسی و روابط صحرایی که برای اولین بار شریفی(۱۳۷۶) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد انجام داد، سن گرانیتوئیدهای شمال شرق گلپایگان جوان‌تر از ژوراسیک پسین و قدیمی‌تر از الیگوسن در نظر گرفته شده است[۵]. سپس این نتایج را رشید نژاد (۲۰۰۲) با استفاده از سن ایزوتوپی نمونه‌ها مورد تأیید قرار داد[۸].

گرانیتوئیدهای شمال شرق گلپایگان(از جمله گرانیتوئیدهای شمال روستای موته و شمال ورزنه) اغلب از نوع ساب آلکالن و کالکو آلکالن بوده، این توده‌ها اغلب جزء گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته قاره‌ای هستند و همچنین جزء گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای همزمان با برخورد و پس از برخورد محسوب می‌شوند[۵].

روش تحقیق

پس از آشنایی با راه‌های ارتباطی در منطقه، واحدهای مختلف سنگی به‌طور کامل شناسایی شد. برای تعیین نحوه پراکنش و نیز تفکیک دقیق واحدهای لیتولوژی در کل منطقه عملیات نمونه‌برداری در امتداد بیست پیمایش اکثراً عمود بر امتداد لایه‌ها صورت گرفت و بیش از ۵۰۰ نمونه سنگی جهت تهیه مقطع نازک انتخاب شد. برای بررسی کونودونت‌ها، نمونه‌های سنگ‌های کربناته منطقه از جمله کالک شیست‌ها را در اسید استیک رقیق قرار دادیم تا این‌که بخش‌های قابل حل به طور کامل در اسید حل شد. آنگاه مواد باقیمانده را بر روی الک‌های مخصوص(۱۵۰ مش) شستشو و خشک کردیم. چون کونودونت‌ها در اسید حل نمی‌شوند در این مواد باقی می‌مانند.

از دستگاه میکروسکوپ الکترونی(SEM) مدل Stereoscan S360 ساخت کارخانه کمبریج انگلستان موجود در مرکز تحقیقات نسوز آذر اصفهان، به منظور آنالیز و همچنین تشخیص ساختمان دیواره کونودونت استفاده شده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

برای تعیین شیمی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگی از روش تجزیه فلورسانس پرتوی(XRF)X با استفاده از دستگاه فیلیپس ۲۴۰۰ و قرص فشرده و همچنین از روش تجزیه طیف‌سنجی گسیل پلاسمای زوج القایی(ICP-MS) درآزمایشگاه تجزیه‌ای ACME کانادا(ACME analytical laboratory Ltd, Canada) استفاده شده است. ده نمونه ازآنالیزها ی استفاده شده در این تحقیق، مربوط به آقای دکتر پایدار است که با استفاده از دستگاه RFA(زیمنسSRS۳۰۰)(در مؤسسه کانی‌شناسی دانشگاه‌هامبورگ در کشور آلمان صورت گرفته است.

بحث

منطقه بررسی شده در شمال شرق گلپایگان واقع شده که از نظر تقسیم‌بندی زون‌های ساختمان رسوبی ایران در زون سنندج- سیرجان و از نظر تقسیمات کشوری در شمال غربی استان اصفهان و جنوب شرقی استان مرکزی قرار دارد.

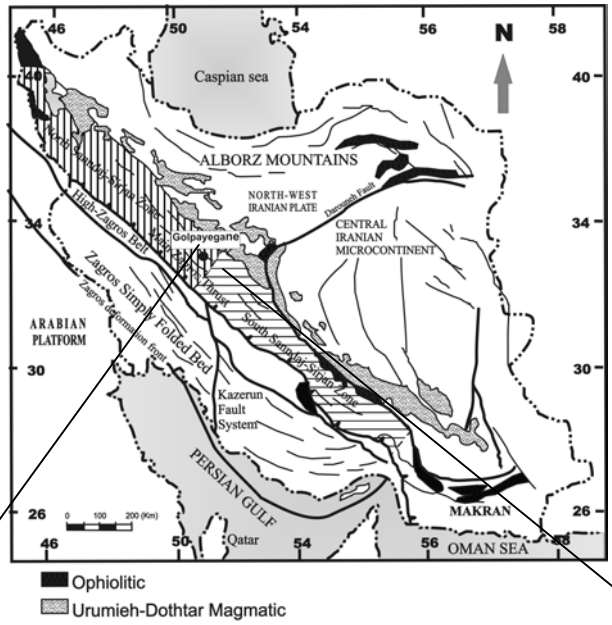
سنگ‌های دگرگونی منطقه بررسی شده در یک مجموعه دگرگونی تیپ بارووین(دما-فشارمتوسط) تشکیل شده و تحت تأثیر پلی متامورفیسم واقع شده‌اند. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی، سنگ‌های دگرگونی منطقه شمال گلپایگان شامل اسلیت، فیلیت، شیست(کلریت شیست، گارنت استروتید شیست، کلریت سریسیت شیست، کلریت مسکویت شیست، بیوتیت استروتید شیست، گارنت کیانیت شیست)، میلونیت گرانیت، میلونیت سینیت، آمفیبولیت، گنایس، مرمر، کوارتزیت، کلریتوئیدهورنفلس وآندالوزیت هورنفلس هستند[۵].

توده‌های گرانیتوئیدی شمال شرق گلپایگان در مجموعه دگرگونی یاد شده نفوذ کرده و در برخی نقاط موجب دگرگونی همبری در سنگ‌های مجاور خود شده‌اند. بر اساس نمودار مثلثیQAP[۹] که بر اساس کوارتز نورماتیو، فلدسپات آلکالن نورماتیو و پلاژیوکلاز نورماتیو استوار است، این توده‌ها اغلب در قلمرو تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیتوئید غنی از کوارتز، مونزوگرانیت، کوارتز دیوریت، کوارتزمونزونیت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند(شکل۳). دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی نیز در حاشیه توده‌ها مشاهده می‌شود.

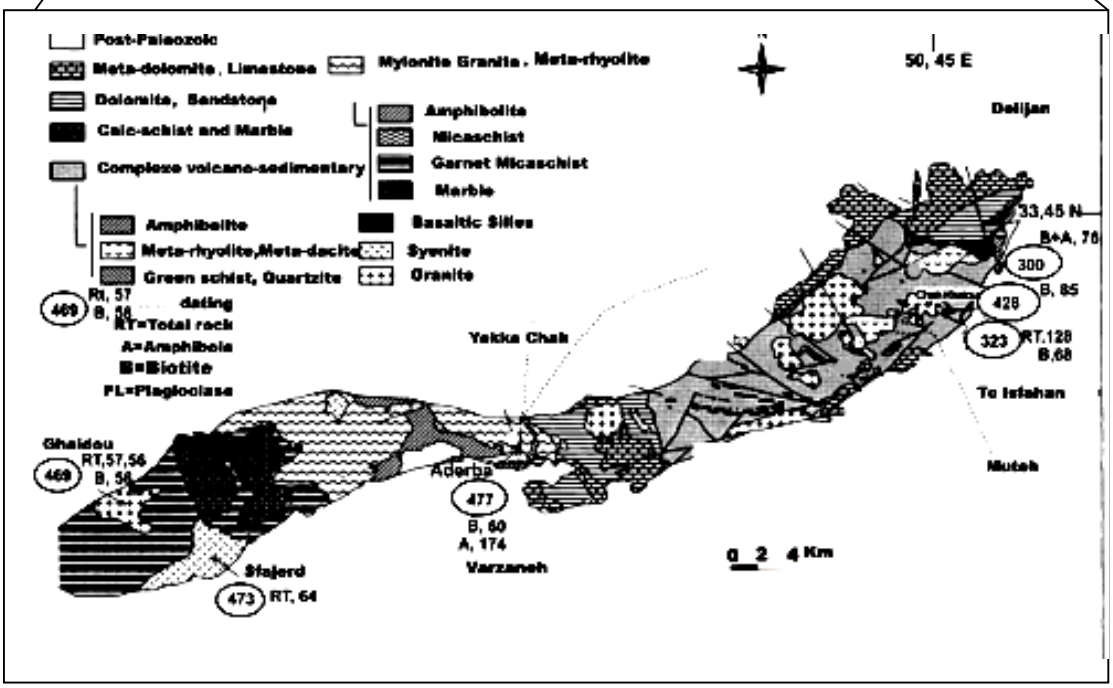
پتروگرافی

بزرگترین توده گرانیتوئیدی در منطقه که رخنمون آن حدود ۱۲ کیلومتر قطر دارد از نوع گرانیت است. در این توده، درشت بلورهای فلدسپات پتاسیم غالباً به صورت پوئی کیلیتی کانی‌های دیگر از جمله پلاژیوکلاز را در برگرفته‌اند(این پدیده به صورت نادر در سنگ‌های گرانیتی مشاهده می‌شود) اینکه پلاژیوکلاز در مرکز فلدسپات پتاسیم متمرکز شده است نشان می‌دهد که ابتدا پلاژیوکلاز تشکیل شده است. البته همیشه این گونه بافت‌ها نباید نظم تبلوری نشان دهند و گاهی اوقات فلدسپات پتاسیم و کانی‌های موجود در آن تبلور همزمان دارند. فقط در جاهایی که انکلوزیون‌ها در مرکز فلدسپات پتاسیم متمرکز شده‌اند می‌توان قسمت‌های خارجی تر فلدسپات را به صورت تاخیری تفسیر کرد[۱۰].

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

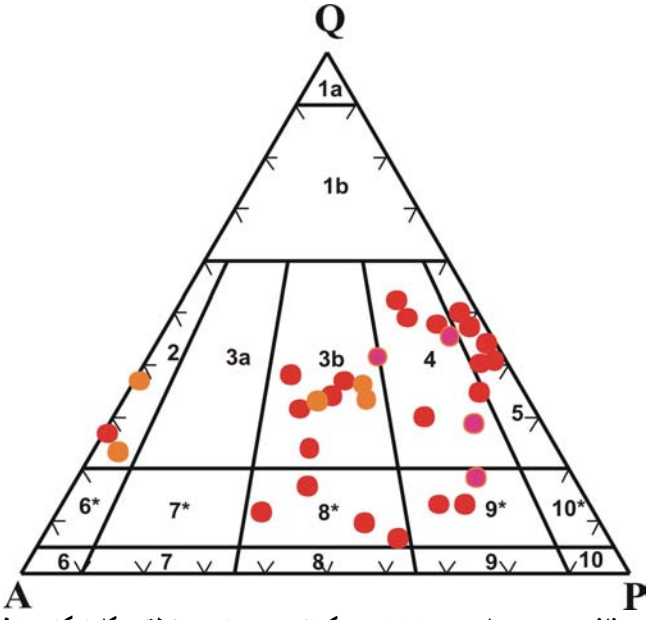


شکل ۱. نقشه واحدهای تکتونیکی ایران همراه با موقعیت منطقه بررسی شده در زون سنندج- سیرجان.



شکل۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال شرق گلپایگان همراه با تعیین سن ایزوتوپی برخی از نمونه‌ها [سن گرانیت قیدو=((Ma) ۵۷، میلونیت گرانیت ورزنه=(Ma) ۶۰، گرانیت چاه خاتون=(Ma) ۱۲۸، متابازالت=(Ma) ۸۵ و کمپلکس ولکانوسدیمنتر=(Ma) ۷۶ میلیون سال قبل]، اقتباس از رشیدنژاد[۸]. همراه با برخی تصحیحات سنگ‌شناسی.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]



شکل۳. بر اساس نمودار مثلثی QAP(لومتر،۱۹۸۹) گرانیتوئیدهای منطقه گلپایگان اغلب در قلمرو تونالیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند. در نمودار مثلثی فوق، محدوده۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰، به ترتیب شامل آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت (a= سینوگرانیت وb= مونزوگرانیت)، گرانودیوریت، تونالیت، آلکالی فلدسپار سینیت، سینیت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت و دیوریت(یا گابرو یا آنورتوزیت) هستند. نمونه‌های ستاره دار بین۵ تا ۲۰ درصد حاوی کوارتزند و لذا کوارتز به اسم آنها افزوده می‌شود.

کانی شناسی

کانی‌های اصلی در سنگ‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان شامل میکروکلین، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت وکانی‌های فرعی شامل مسکویت، کلریت، زیرکن، اسفن، آپاتیت، تورمالین و اپاک هستند. به علت آلتراسیون در بعضی از نمونه‌ها پلاژیوکلاز به سریسیت، کلسیت و به مقدار کمتر اپیدوت تجزیه شده است. از ویژگی‌های عمده این سنگ‌ها کمبود و یا فقدان کانی‌های مافیک است.

در گرانیت‌های منطقه شمال گلپایگان، کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز شکل‌دار هستند. بلورهای فلدسپات پتاسیم که به صورت میکروکلین و ارتوز مشاهده می‌شوند، شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و بالاخره کوارتز کاملاً بی‌شکل است. در این نمونه‌ها کوارتز دارای خاموشی موجی شدیدی است که معمولاً به صورت اجتماعی از دانه‌های خرد شده و کوچک در کنار یکدیگر چفت شده‌اند. پاشیر(۱۹۹۸) وجود شکستگی‌ها، خاموشی موجی و مرزهای چفت شده موجود در بین بلورهای کوارتز را به دگرشکلی تکتونیکی بعد از تبلور نسبت داده است[۱۱].

پلاژیوکلازها در قسمت شمال شرقی منطقه، حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند که در بعضی از توده‌های آپلیتی مقدار آن به بیش از ۸۰ درصد می‌رسد؛ برای مثال گرانیت‌ها ی دره ریزآب و دره آب باریک را می‌توان نام برد. پلاژیوکلازها اغلب نیمه شکل‌دار و دارای ماکل تکراری هستند و در هیچ یک از مقاطع حالت منطقه‌بندی مشاهده نشد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

بافت

بافت‌های موجود در گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان را در دو بخش شامل بافت‌های اولیه و بافت‌های ثانویه بررسی خواهیم کرد.

الف-بافت‌های اولیه

بافت‌های اولیه در سنگ‌های گرانیتی به سه گروه کلی تقسیم می‌شوند که هرسه در منطقه شمال گلپایگان مشاهده می‌شوند و شامل: ۱. بافت گرانیتی ۲. بافت پوئی کیلیتیک و ۳. بافت گرانوفیری‌اند.

۱. **بافت گرانیتی:** بزرگ‌ترین رخنمون توده گرانیتوئیدی در منطقه شمال شرق گلپایگان از نوع گرانیت بوده و دارای بافت گرانیتی است. بافت گرانیتی، آخرین مرحله به هم چسبیدن ذرات است که در انتهای تبلور، مخلوطی از ذرات کم و بیش هم‌شکل و هم‌اندازه با شکل‌های مختلف صفحه‌ای، شکل‌دار و بی‌شکل به هم می‌چسبند(شکل۴).

بافت گرانیتی معمولاً در گرانیت‌های هیپرسولوس موجود در مناطق آتشفشانی یافت می‌شوند. بافت مزبور نشان‌گر رشد سریع و توام کوارتز و فلدسپات آلکالن هیپرسولوس است. این حالت با رشد مستقل بلورهای کوارتز و فلدسپات که به آرامی سرد می‌شوند و خاص توده‌های نفوذی است فرق دارد.

۲. **بافت پوئی کیلیتیک:** در بزرگترین توده گرانیتی منطقه که در شمال روستای موته رخنمون دارد بافت پوئی کیلیتیک مشاهده می‌شود. در توده گرانیتی فوق مگاکریست‌ها یا فنوکریست‌های فلدسپات پتاسیم فراوان هستند(شکل۵). در گرانیت یاد شده کانی‌های فلدسپات پتاسیم به نحوی رشد کرده‌اند که چند کانی دیگر از جمله پلاژیوکلاز را در برگرفته‌اند. عواملی که می‌تواند موجب در برگرفتن پلاژیوکلاز شده باشد، عبارتند از رشد سریع(احتمالاً با یک جبهه رشد نا منظم) و کاهش متقابل در انرژی سطحی، این پدیده موقعی به وجود می‌آید که پلاژیوکلاز به یک سطح بلوری جذب شود. بافت پوئی کیلیتیک نشان‌گر پایدارترین گونه‌ها نیست. در گرانیت‌های فوق، با استفاده از بافت پوئی کیلتیک، روند تبلور را می‌توان تعیین کرد؛ بدین ترتیب که کانی پلاژیوکلاز که آن را فلدسپات پتاسیک در بر گرفته است زودتر متبلور شده است(شکل۵).

۳. **بافت گرانوفیری:** مطلوب‌ترین بافت گرانوفیری در گرانیتوئیدهای شمال غرب روستای موته مشاهده می‌شود که به صورت توده‌ای کشیده و باریک است. این توده در اصل یک لویکوگرانیت است که مسکویت تنها کانی میکایی آن است که به مقدار کم وجود دارد. دراین توده فلدسپات آلکالن وکوارتز با هم متبلور شده و بافت گرانوفیر را ایجاد کرده‌اند. این هم‌رشدی گرانوفیری، به صورت بلور شاخه مانند کوارتز در یک بلور فلدسپات است(شکل۶).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

در توده مورد نظر، فلدسپات شکل بلوری کامل دارد و ذرات کوارتز به صورت یک یا دو بلورشاخه مانند کاملاً مشخصی در اطراف آن تشکیل شده‌اند. ذرات کوارتز در مقطع نازک به شکل زاویه‌دار، مثلثی یا شبیه خط منحنی هستند که در توده گرانیتی شمال شرق منطقه موته در دره ریزآب مشاهده می‌شوند(شکل۷).

گرانیت‌هایی که در نزدیکی سطح زمین جای‌گزین می‌شوند و بعضاً با ولکانیسم بازالتی همراهند، سریع‌تر و در فشار پایین‌تر متبلور می‌شوند. بنا بر این در فلدسپات آلکالن آن‌ها نوعی محلول جامد پدید می‌آید و در نتیجه کوارتز و فلدسپات تقریباً همزمان متبلور می‌شوند و لذا بافت گرانوفیری ایجاد می‌شود. همچنین در مواردی که در هنگام تشکیل گرانیت‌ها، مواد فرار از صحنه عمل خارج شوند، مثلاً در امتداد شکستگی‌ها، در چنین شرایطی بلورها به طور جداگانه و مستقل گسترش نمی‌یابند، بلکه رشد همزمان کوارتز و فلدسپات آلکالن باعث پدید آمدن همرشدی گرانوفیری می‌شود[۱۲] ،[۱۳].

ب.بافت‌های ثانویه در گرانیتوئیدها

بافت‌های ثانویه در سنگ‌های گرانیتی به سه گروه کلی تقسیم می‌شوند :

گروه اول- بافت‌هایی که درطی سرد شدن یا دگرگونی بعدی حاصل می‌شوند و تغییرات عمده ای در کانی‌شناسی آن‌ها به‌وجود نمی‌آید.

گروه دوم- بافت‌هایی که در اثر فعالیت‌های گرمابی جدیدتر حاصل می‌شوند و تغییراتی در کانی‌های اصلی سنگ آن‌ها به وجود نمی‌آید.

گروه سوم- بافت‌هایی که نشان‌گر وجود استرین در خلال تغییر شکل هستند.

بافت‌های ثانویه درگروه اول

شامل پرتیت در فلدسپات پتاسیم، توسعه حاشیه‌های تبادل مواد در مرزهای فلدسپات پتاسیم، میرمکیت و تولید و درشت شدن ماکل مشبک در میکروکلین است.

۱. همرشدی‌های پرتیتی: درشمال شرق منطقه گلپایگان، بزرگ‌ترین توده گرانیتی منطقه در شمال روستای موته و همچنین سینیت‌های شمال اسفاجرد در شمال گلپایگان بافت‌های بسیار زیبای پرتیت و مزوپرتیت را به نمایش می‌گذارند. سرد شدن آرام و آهسته باعث می‌شود دو فازی که با هم رشد کرده‌اند از یک‌دیگر جدا شوند. اختلاطناپذیری فازهای سرشار از سدیم و سرشار از پتاسیم در فلدسپات آلکالن نسبتاً ساده است و از این رو وقوع پدیده همرشدی پرتیتی، بسیار معمول است. اصولاً تفکیک پتاسیم و سدیم نسبت به تحرک آلومینیم و سیلیسیم در هم رشدی‌ها بیش‌تر قابل مشاهده است. بر اثر این عمل عناصر سدیم و پتاسیم مجدداً متحرک و از هم جدا می‌شوند ولی عناصر آلومینیوم و سیلیسیم که پیوند قوی برقرار می‌کنند، این گونه نیستند[۱۴]. بنا بر این فازهای در هم رشد کرده و یک‌نواخت(یعنی شبکه‌های دو فازکه کم و بیش با هم موازی هستند) می‌توانند به راحتی از هم جدا شوند. پارسنز و براون(۱۹۸۴) پرتیت‌های درشت را به

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

فعالیت‌های گرمابی جدیدتر در دماهای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد نسبت داده‌اند[۱۵]. ولی مؤلفان دیگر پرتیت‌های درشت را به فعالیت‌های جای‌گزینی ربط داده‌اند[۱۶]. به علاوه، ممکن است استرین تکتونیکی باعث اختلاط‌ناپذیری شود و بر جهت یافتگی ترجیحی تیغه‌های پرتیت اثر گذارد. در اغلب پرتیت‌های درشت، جای‌گزینی متقابلی در سیستم‌های بسته صورت می‌گیرد؛ یعنی پرتیت‌های موجود بدون تغییر زیاد در ترکیب شیمیایی درشت شده‌اند. ولی در یک سیستم باز به علت چرخش محلول‌ها تغییرات شیمیایی بارزی به وجود می‌آید، پرتیت‌های درشت در پگماتیت‌ها این گونه به وجود آمده‌اند[۱۴]. در منطقه بررسی شده می‌توان از محصولات اختلاط ناپذیری، همرشدی‌های پرتیتی را نام برد که در اشکال ۸ و ۹ قابل مشاهده‌اند. معمولاً با پیشرفت عمل سرد شدن، اختلاط ناپذیری نیز رخ می‌دهد.

۲. **میرمکیت:** میرمکیت همرشدی کرمی شکل کوارتز در پلاژیوکلاز است که با جای‌گزینی فلدسپات پتاسیم با سیالات کلسیم و سدیم‌دار تشکیل می‌شود[۱۷]. بر اساس این نظریه محلول‌های سدیم و کلسیم‌دار با فلدسپات پتاسیک واکنش دارند و در نتیجه میرمکیت می‌تواند تشکیل شود. به عبارت دیگر میرمکیت نوعی سیمپلکتیت و نام کلی برای محصولات همرشدی ریزدانه‌ای است که در خلال واکنش ثانویه و جای‌گزینی ایجاد می‌شوند. گاهی اوقات این پدیده را به تبلور اوتکتیک نیز نسبت می‌دهند. میرمکیت، همرشدی شاخه شاخه مانند کوارتز در یک بلور پلاژیوکلاز است. یکی از ویژگی‌های این بافت آن است که جهت یافتگی شبکه‌های بلوری در میله‌های کوارتز مجاور هم، یکی است. میرمکیت‌ها را می‌توان در حاشیه فلدسپات سرشار از پتاسیم موجود در گرانیت‌ها و گنیس‌های گرانیتی یافت[۱۷]،[۱۸]. معمولاً میرمکیت‌ها میکروسکپی‌اند و عمدتاً در حاشیه کانی‌های اولیه یافت می‌شوند. این بافت در گرانیت‌های دره بید در منطقه موته مشاهده می‌شود(شکل ۱۰).

میرمکیت‌ها از مرز دانه به سمت داخل رشد می‌کنند و جای‌گزین فلدسپات پتاسیک می‌شوند و میله‌های کوارتز در آن جهت شاخه شاخه می‌شوند. در مورد نحوه تشکیل میرمکیت بحث و جدل زیادی وجود دارد، ولی پذیرفتنی‌ترین نظریه از آن بک[۱۹] است[۱۲].

بر اساس این نظریه، محلول‌های سدیم و کلسیم‌دار، بر اساس رابطه‌های(۱) و(۲) به صورت آتی با فلدسپات پتاسیک واکنش دارند:

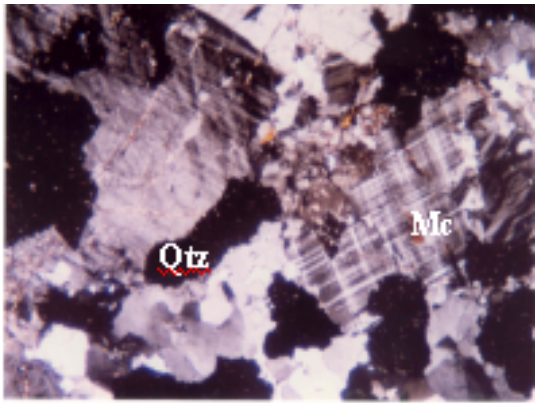
$$KAlSi_3O_8 + Na^+ = NaAlSi_3O_8 + K^+ \quad (۱)$$

$$2KAlSi_3O_8 + Ca^{+2} = CaAl_2Si_2O_8 + 4SiO_2 + 2K^+ \quad (۲)$$

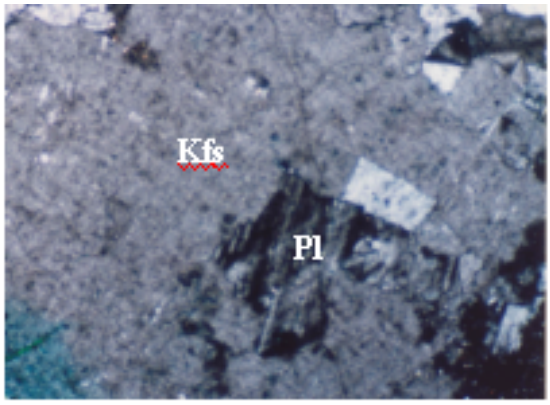
(فلدسپات پتاسیک) (میرمکیت)

متفاوت بودن نسبت Al/Si در فلدسپات پتاسیم و کلسیم، باعث آزاد شدن سیلیس می‌شود. به علت تحرک ناپذیری نسبی آلومینیوم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپات همرشدی میکروسکپی تشکیل می‌دهد.

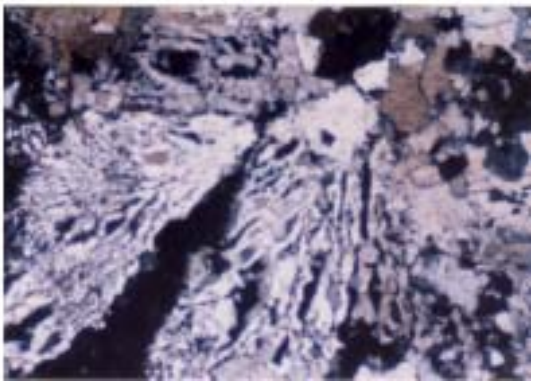
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]



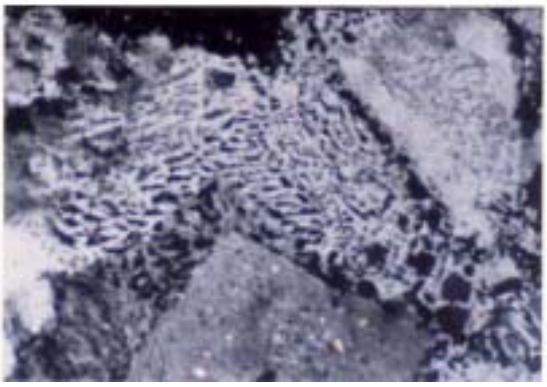
شکل۴. تصویربافت گرانیتی درشمل معدن سنجده در مطلقه موته(25.XPL×).
کوارتز= Qtz و میکروکلین= Mc



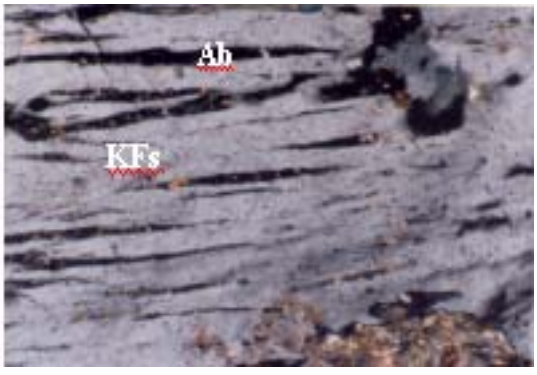
شکل۵. تصویر بافت پوئی‌کلیتی که در آن فلدسپات پتاسیک پلاژیوکلاز را در بر گرفته است(100.XPL×)
فلدسپات پتاسیک= Kfs و پلاژیوکلاز= Pl



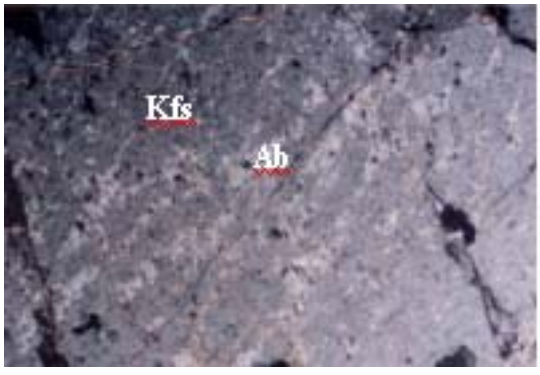
شکل۶. نمایش بافت گرانوفیر در گرانیت‌های شمال شرق گلپایگان(100.XPL×)



شکل۷. نمایش بافت گرانوفیر در گرانیت‌های دره ریز آب در شمال شرق گلپایگان(100.XPL×)



شکل۸. نمایش بافت پرتیت(همرشدی آلبیت و فلدسپات پتاسیک) در توده گرانیتی شمال موته((100.XPL×.
فلدسپات پتاسیک= Kfs و آلبیت= Ab



شکل۹. همرشدی‌های پرتیتی(سرد شدن واختلاط ناپذیری) در گرانیت‌های شمال موته (100.XPL×).
فلدسپات پتاسیک= Kfs و آلبیت= Ab

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

جایی‌که در پلاژیوکلاز دگرسان شده Ca, Na, Al و Si باقیمانده با نسبت‌های نامناسب هستند، میرمکیت تشکیل می‌شود تا فقط به صورت پلاژیوکلاز تجدید تبلور یابد. در اکثر جاها همان‌طور که پتاسیم وارد می‌شود راه‌هایی در دسترس هستند که به Ca, Na, Al اجازه می‌دهند که از پلاژیوکلاز خارج شوند. اما اگر راه‌هایی برای خارج کردن Ca, Na, Al در دسترس نباشد، آنگاه نسبت‌های باقیمانده این عناصر نسبت به Si اضافی در شبکه باعث می‌شوند که Si اضافی، یا به صورت ورمیکول‌های کوارتز در میرمکیت یا به شکل انکلوزیون‌های کوارتز در فلدسپات پتاسیم در میرمکیت شبحی(ghost) متبلور شوند. در میرمکیت شبحی Na و Ca بیش‌تر با پتاسیم جانشین می‌شوند. اما به طور محلی بیش‌تر از Al که شبکه اصلی پلاژیوکلاز را تشکیل می‌دهد ممکن است Si اضافی هنوز باقی بماند به طوری که نمی‌تواند در داخل ساختمان فلدسپات پتاسیک قرارگیرد[۲۰].

جایی‌که Ca جانشین شده بین دو مرکز جای‌گزینی(K-K یا K-Na) به دام می‌افتد، میرمکیت تشکیل می‌شود. مثلاً بین دو بلور رشد یافته فلدسپات پتاسیم یا بین یک بلور پلاژیوکلاز دو باره تبلور یافته سدیک، میرمکیت تشکیل می‌شود.

از آن‌جا که کلسیم به دو اتم آلومینیوم در ساختمانش نیاز دارد، در صورتی که پتاسیم و سدیم فقط به یک اتم احتیاج دارند، بنا بر این جایی‌که کلسیم وجود دارد، سیلیس اضافی باقی می‌ماند و در نتیجه ورمیکول‌ها یا ادخال‌های کوارتز را تشکیل می‌دهد[۲۰] ،[۱۸].

بافت‌های ثانویه درگروه دوم

شامل دگرسانی‌هایی مثل کلریتیزاسیون بیوتیت و هورنبلند، سریسیتیزاسیون، سوسوریتیتزاسیون و کائولینیتیزاسیون فلدسپات هستند. این تغییرات منعکس کننده وجود آب در شرایط رخساره شیست سبز یا پایین‌تر از آن است[۱۲].

۱. **کلریتیزاسیون:** در دمای پایین تا متوسط، بیوتیت به راحتی به کلریت تبدیل می‌شود. فرآورده حاصل مجموعه‌ای از لایه‌های کلریت است که دربین لایه‌های بیوتیت قبلی قرار گرفته‌اند(شکل۱۱). اگلتون و بنفیلد(۱۹۸۵) برای کلریتیزاسیون در گرانیت(در دمای ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد) واکنش آتی(۳) را پیشنهاد کرده‌اند[۲۱].

بیوتیت ۱ + آنورتیت ۰/۲۱ + آب ۱/۶۴ + $1/46\ H^+ + 0/5O_2$ = (۳)

$1/46\ K^+$ + منیتیت ۰/۰۲ + کوارتز۰/۶۳ + مسکویت ۰/۵۶ + اپیدوت ۰/۱۰ + تیتانیت ۰/۱۱+ کلریت ۰/۴۶

یون K^+ آزاد شده از بیوتیت باعث سریسیتی شدن پلاژیوکلاز می‌شود و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز نیز در تولید اپیدوت و تیتانیت مصرف می‌شود که تمام این‌ها به صورت مخلوط با هم، در سیلیکات‌های صفحه‌ای(بیوتیت و کلریت) قرار گرفته‌اند. در طی واکنش مزبور، منیزیوم حفظ می‌شود و دو لایه بیوتیت تبدیل به یک لایه کلریت می‌شود.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

۲. **سریسیتیزاسیون:** نشان دهنده آلکالی بودن پلاژیوکلاز و تأثیر محلول‌های گرمابی است. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است و سریسیتیزاسیون فقط در صورتی پیشرفت می‌کند که محلول‌های سرشار از آب وجود داشته باشند. یک منبع مهم K^+ همان فرآیند کلریتیزاسیون بیوتیت است که قبلاً مورد بحث قرار گرفت؛ در نتیجه این عمل K^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و Ca^{2+} آزاد می‌کند .

در سیستم‌های هیدروترمالی ممکن است نشت کلی یون‌ها آن‌قدر زیاد باشد که علاوه بر سریسیتیزاسیون، متاسوماتیسم پتاسیک نیز رخ دهد. عمل انتشار، سرعت فرآیند سریسیتیزاسیون را کنترل می‌کند، به طوری که انجام واکنش به محلول‌های موجود و K^+ بستگی دارد؛ ولی محصولات واکنشی فقط در محل‌های واکنش رشد می‌کنند(مثلاً در مناطق به خصوصی در پلاژیوکلاز)، زیرا تحرک آلومینیوم و سیلیسیم نسبتاً کم است.

۳. کائولینیزاسیون: این فرآیند بیش‌تر بر فلدسپات پتاسیم اثر می‌گذارد و معمولاً محصولات حاصله، آن‌قدر ریزدانه‌اند که ماده کاملاً دگرسان شده، در مقطع نازک، ظاهری بی‌شکل، خاکستری و غالباً تیره دارد. این دگرسانی‌های معمولی که در هنگام سرد شدن یا دگرگونی بعدی و یا حوادث هیدروترمالی رخ می‌دهند. با ورود آب و پراکندگی مجدد و یا خروج پتاسیم، سدیم وکلسیم و دیگرتغییرات همراه هستند. بعضی از سنگ‌های گرانیتی متحمل تغییرات شیمیایی شدیدتری می‌شوند که خود حاصل عمل‌کرد محلول‌های ماگمایی باقیمانده سرشار از عناصری است که در کانی‌های معمولی سازنده این سنگ‌ها یافت نمی‌شوند.

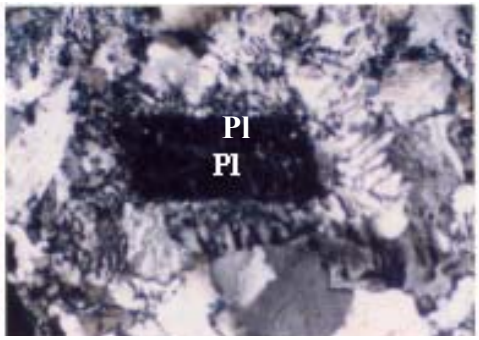
بافت‌های ثانویه در گروه سوم

نشان دهنده این است که این کانی‌ها به اثرات استرین مربوط می‌شوند. ماکل‌بندی‌های ثانویه در پلاژیوکلاز و ماکل‌بندی مشبک در میکروکلین، استرین بسیار خفیفی را تحمل کرده‌اند. اگر استرین خفیف باشد، تنها اثرات قابل مشاهده شامل خاموشی نوسانی در کوارتز بین دانه‌ای وکج شدگی‌های جزئی در میکا است. میکاها به راحتی کج می‌شوند و کوارتز در شرایط بسیار گسترده‌ای، با مکانیسم‌های جابه‌جایی/ لغزشی، رفتارپلاستیکی پیدا می‌کند. روبان‌های کوارتز و تجدید تبلور ریزدانه کوارتز، مشخص کننده تغییر شکل‌های شدیدتر است که در این حالت، زون‌های کوارتز طویل شده، در اطراف فلدسپات‌های مقاوم‌تر پیچ و تاب می‌خورند و یک ساخت چشمی به وجود می‌آورند. در عین حال میکاها کاملاً کج می‌شوند.

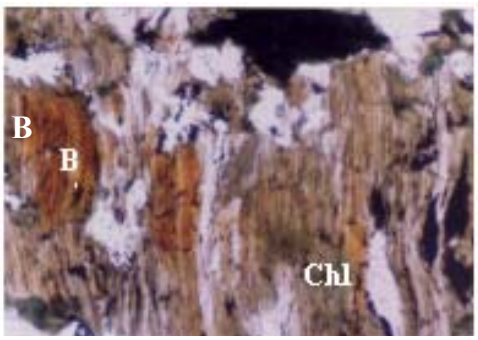
اگر استرین در ذرات کانی‌ها، واضح و شدید باشد، به آن سنگ میلونیت گرانیت می‌گویند[۱۱]. میلونیت کوارتزمونزودیوریت در شمال روستای اسفاجرد(شکل۱۲) و میلونیت مونزوگرانیت درشمال روستای ورزنه (شکل۱۳) در شمال شرق گلپایگان مشاهده می‌گردند. ممکن است همگام با بالاآمدن دیاپیری گرانیتوئیدها، استرین نیز تشدید شود و اثرات آن در حاشیه‌های توده نفوذی متمرکز شود

یا ممکن است گرانیتوئیدها در محیطی تکتونیکی فعال تشکیل شده باشند که در این صورت متحمل تغییر شکل بسیار گسترده‌ای می‌شوند. همچنین ممکن است دیگراثرات استرین، تحت تأثیر حوادث تکتونیکی بعد از جای‌گیری قرار گیرند که کاملاً مستقل عمل می‌کنند.

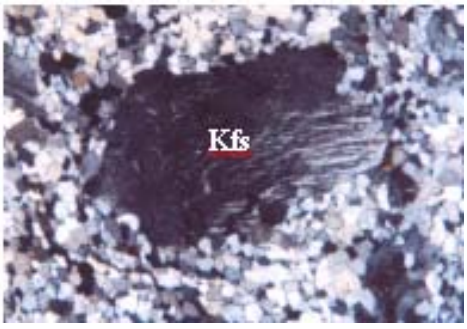
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]



شکل۱۰. نمایش بافت میرمکیت در گرانیت دره بید در منطقه موته(100.XPL×). پلاژیوکلاز= Pl



شکل.۱۱ پدیده کلریتی شدن بیوتیت در گرانیت موته((100.PPL×. کلریت= Chl و بیوتیت= Bt



شکل۱۲. بافت میلونیتی در کوارتزمونزودیوریت شمال اسفاجرد(25. XPL×). فلدسپات پتاسیک=Kfs



شکل۱۳. تصویر چین خوردگی حاصل از اثرات استرین در میلونیت مونزوگرانیت شمال ورزنه.

بررسی بافت و کانی‌شناسی گرانیتوئیدها از جمله دارا بودن درشت بلورهای فلدسپات پتاسیم و نیز وجود زیرکن‌های گردشده در منطقه بررسی شده می‌تواند بیان کننده یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع S یا گرانیتوئیدهای با منشأ پوسته‌ای باشد. وایت و چاپل(۱۹۸۸) بیان می‌کنند یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع S احتمالاً زیرکن‌های گردشده است که بقایای دیرگداز رسوبات مادر هستند[۲۲]. بنا بر این برخی از گرانیتوئیدهای منطقه جزء گرانیتوئیدهای نوع S هستند. اما حضور بافت گرانوفیری در برخی از تونالیت‌های منطقه نشان می‌دهد که این توده‌ها، از نوع پلاژیوگرانیت بوده، جزء گرانیتوئیدهای نوع I یا گرانیتوئیدهای با منشأ گوشته‌ای هستند. همچنین حضور بافت میلونیتی در برخی دیگر ازگرانیتوئیدهای شمال گلپایگان که در شمال روستای ورزنه و شمال روستای اسفاجرد رخنمون دارند، نشان می‌دهد این توده‌ها همزمان با یک فاز کوه‌زایی(لارامید) تشکیل شده‌اند.

تعیین سن جای‌گیری گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان

اکثر پژوهندگانی که منطقه گلپایگان را بررسی کرده‌اند سن توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان را پرکامبرین در نظر گرفته‌اند. این نوشتار دلایل رد سن پرکامبرین برای این توده‌ها و دست یافتن به سن جای‌گزینی جوان‌تر

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

از ژوراسیک پسین و قدیمی‌تر از الیگوسن را با استفاده از روابط صحرایی و فسیل‌شناسی به صورت آتی ارائه می‌کند:

۱. بر اساس فسیل کونودونت که برای اولین بار در کالک شیست‌های متبلور زون سنندج-سیرجان در سنگ‌های دگرگون شده موته به دست آمده(اشکال ۱۴، ۱۵ و ۱۶) سن سنگ‌های در برگیرنده این گرانیتوئیدها نمی‌تواند متعلق به پرکامبرین باشد زیرا اولاً کونودونت‌ها اصولاً متعلق به پالئوزوئیک هستند(از نظر زمانی تا دوره تریاس نیز دیده می‌شوند) و در پر کامبرین مشاهده نشده‌اند؛ ثانیاً گرانیتوئیدها، سنگ‌های دگرگون شده را قطع کرده و در بعضی نقاط از جمله دره اشکی، دره چاه موش، دره آب باریک و دربند شور بر اثر دگرگونی مجاورتی هورنفلس ایجاد کرده‌اند(اشکال ۱۷ و۱۸).

۲. بر اثر فسیل آکریتاژ به‌دست آمده(*Baltisphaeridum sp.*) از اسلیت‌های منتسب به پرکامبرین در دره ریز آب، سن اردوویسین زیرین را می‌توان برای سنگ‌های فوق در نظر گرفت(شکل۱۷). بنا بر این سنگ‌های دگرگونی در برگیرنده گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان که به پرکامبرین نسبت داده شده‌اند[۱] نمی‌توانند متعلق به پرکامبرین باشند. لذا می‌توان نتیجه گرفت گرانیتوئیدهای موته پس از اردوویسین تشکیل شده‌اند.

۳. علوی نایینی(۱۳۷۰) بیان می‌کند که درطول دوران پالئوزوئیک ایران، هیچ گونه کوهزایی همراه با چین‌خوردگی متامورفیسم و پلوتونیسم مشاهده نمی‌شود[۲۳] و همچنین بیش‌تر زمین شناسان معتقدند در پالئوزوئیک میانی ایران فقط حرکات اپیروژنیک(کالدونین و هرسی نین) وجود داشته است و لذا توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان نمی‌توانند متعلق به پالئوزوئیک باشند(لازم به ذکراست گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان اغلب از نوع همزمان با برخورد و پس از کوهزایی بوده[۲۴] و با یک فاز کوهزایی همراهند).

۴. در توده‌های مجاور دولومیت‌های پرمین در کوه یوخلو و همچنین در اطراف توده نفوذی گرانیتی در دره چاه موش ماگماهای گرانیتی برروی گابروها اثر متاسوماتیکی داشته و این اثرات گاهی آن چنان پیشرفته است که سنگ‌های حدواسطی مانند بیوتیت دیوریت بر اثر واکنش ماگماهای گرانیتی و سنگ‌های گابرویی (آمفیبولیت‌ها) به وجود آمده است(شکل۲۰). به‌خصوص آن که شواهدی هم در دست است که نشان می‌دهد گرانیت‌ها به احتمال قوی محصول ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای براثر هجوم ماگمای بازالتی‌اند[۵].

با توجه به اثر متاسوماتیکی ماگمای گرانیتی بر روی متاگابروها می‌توان نتیجه گرفت گابروها قبل از گرانیت‌ها به وجود آمده‌اند. همچنین با توجه به نفوذ ماگمای بازالتی دردولومیت‌های پرمین، می‌توان نتیجه گرفت توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان پس از پرمین تشکیل شده‌اند؛ زیرا پدیده‌های متاسوماتیکی به صور گوناگون در اطراف توده‌های فوق دیده می‌شوند. یکی ازآشکارترین پدیده‌هایی که در این زمینه وجود دارد پدیده فلدسپات‌زایی است. این پدیده در اطراف توده‌های گرانیتی موته مشاهده می‌شود(شکل۲۱).

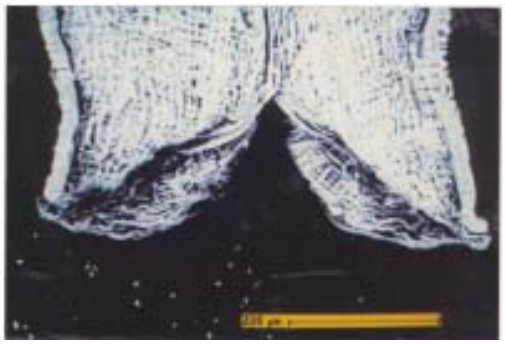
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

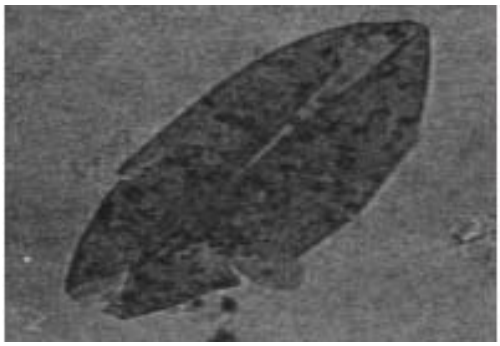


شکل۱۴. فسیل کنودونت در کالک شیست‌های شمال موته که به روش اسید شویی جدا شده است (40.PPL×).

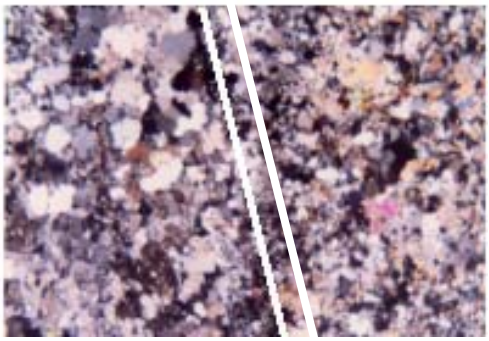


شکل۱۵. دو عضو فسیل کنودونت که از پهلو به هم چسبیده‌اند در کوه یوخلو شمال موته (40.PPL×).

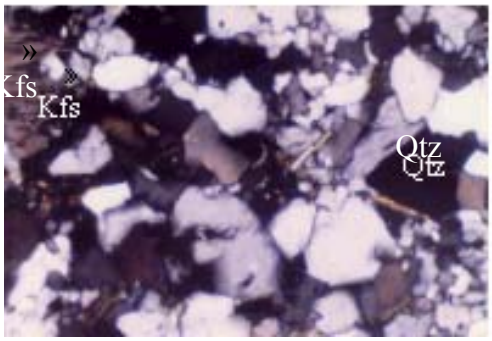




شکل۱۶. تصویرSEM از دهانه دو عضو کنودونت که از پهلو به هم چسبیده‌اند.



شکل۱۸. هورنفلس در سمت راست و گرانیت درسمت چپ تصویر قرار دارد((25.XPL×.



شکل۱۹. پدیده سیلیسی شدن در هورنفلس‌های دربند شوردر شمال گلپایگان(100.XPL×).

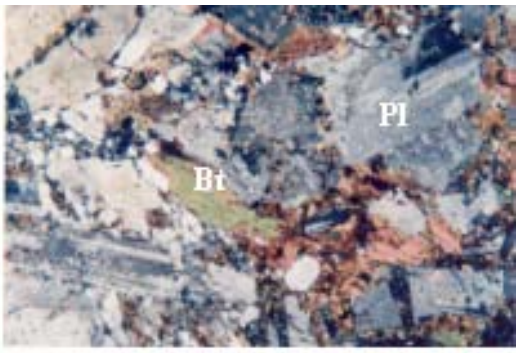
۵. یکی از فازهای مهم کومزایی که در زون سنندج- سیرجان قابل شناسایی است فاز کیمیرین پسین است[۲۵]، [۲۶]، که درسنگ‌های دربرگیرنده گرانیتوئیدها(میکاشیست‌ها، متاریولیت‌ها و متاداسیت‌های منطقه) مشاهده شده است، اما در گرانیتوئیدها مشاهده نمی‌شود. همچنین بررسی رزدیاگرام‌های مربوط به گرانیتوئیدهای

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

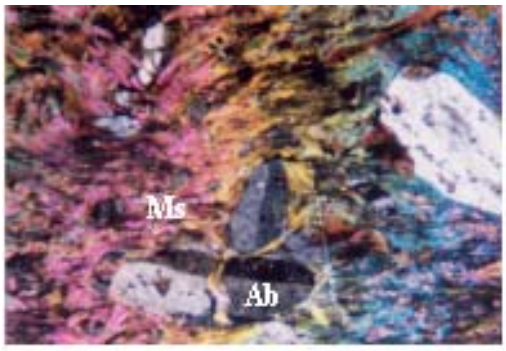
موته و سنگ‌های دربرگیرنده آن‌ها و نیز بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که گرانیتوئیدها تحت تأثیر تعداد کم‌تری از فازهای کوه‌زایی قرار گرفته‌اند و از آنجا که قدیمی‌ترین فاز کوه‌زایی که در منطقه عمل کرده است فاز کوه‌زایی کیمیرین پسین است[۶] ،[۷] ولی گرانیتوئیدها از این فاز متاثر نشده و به طور کلی دگرگون نشده‌اند. بنا بر این توده‌های یاد شده جوان‌تر از فاز کیمیرین پسین(ژوراسیک پسین- کرتاسه آغازین) هستند.

۶. بررسی فابریک‌های میلونیتی در برخی از توده‌های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان، از جمله میلونیت گرانیت‌های شمال ورزنه[۶] و میلونیت کوارتز مونزونیت‌های شمال اسفاجرد[۷] نشان می‌دهد که این توده‌ها تحت تأثیر فاز کوه‌زایی اواخر کرتاسه- پالئوسن(لارامید) قرار گرفته و همزمان با آن تشکیل شده‌اند.

۷.در شمال منطقه موته به طرف گل‌چشمه در قاعده سنگ‌های الیگوسن(۳۷میلیون سال قبل) قطعات گرانیتوئیدهای موته مشاهده می‌شود که نشان می‌دهد این گرانیتوئیدها قبل از الیگوسن تشکیل شده‌اند همچنین گرانیتوئیدهای مزبور در هیچ‌جا سنگ‌های دوران سوم را قطع نکرده‌اند. بنا بر این، توده‌های یاد شده قدیمی‌تراز الیگوسن هستند.



شکل ۲۰. اثر متاسوماتیکی حاصل از ماگمای گرانیتی بر روی گابروها باعث تشکیل سنگ‌های حد واسطی مانند بیوتیت دیوریت گردیده است(25.XPL×). پلاژیوکلاز= Pl و بیوتیت= Bt



شکل ۲۱. فلدسپات زایی در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی در داخل شیست‌ها(پدیده متاسوماتیک).فلدسپات مسکویت را به صورت پوئی کلیتیک در بر گرفته است(25.XPL×). موسکویت=

نتیجه‌گیری

بررسی گرانیتوئیدهای شمال شرق گلپایگان(شمال روستای موته، شمال ورزنه و شمال اسفاجرد) در نمودار مثلثی QAP نشان می‌دهد که این توده‌ها اغلب در قلمرو تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت، مونزوگرانیت، کوارتز دیوریت ، کوارتزمونزونیت و کوارتز مونزودیوریت قرارمی‌گیرند. دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی نیزدرحاشیه توده‌ها مشاهده می‌شود.

از ویژگی‌های عمده این گرانیتوئیدها کمبود و یا فقدان کانی‌های مافیک است. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل میکروکلین، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های فرعی شامل مسکویت، آمفیبول،کلریت،

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

اسفن، آپاتیت، تورمالین و اپاک هستند. بافت‌های اولیه در این گرانیتوئیدها شامل سه گروه کلی(۱. بافت گرانیتی ۲. بافت پوئی کیلیتی ۳. بافت گرانوفیری) و بافت‌های ثانویه شامل(۱. هم‌رشدی‌های پرتیتی ۲. میرمکیت ۳.کلریتیزاسیون ۴ .سریسیتیزاسیون ۵ .کائولینیزاسیون و ۶. میلونیتیزاسیون) هستند.

وجود بافت گرانیتی در سنگ‌های منطقه بررسی شده نشان‌گر رشد سریع و توام کوارتز و فلدسپات آلکالن هیپرسولوس است که معمولاً در گرانیت‌های هیپرسولوس موجود در مناطق آتشفشانی یافت می‌شوند. بررسی بافت گرانوفیری در تونالیت‌ها نشان می‌دهد که برخی از این گرانیتوئیدها از نوع پلاژیوگرانیت بوده، جزء گرانیتوئیدهای نوع I یا گرانیتوئیدهای با منشأ گوشته‌ای محسوب می‌شوند. همچنین بررسی بافت‌های میلونیتی در میلونیت گرانیت ورزنه و کوارتزمونزونیت اسفاجرد نشان می‌دهد این توده‌ها همزمان با تغییر شکل در اواخرکومزایی کرتاسه- پالئوسن(همزمان با فاز لارامید) تشکیل شده‌اند[۶].

با توجه به بررسی‌های انجام شده بر اساس فسیل کونودونت به دست آمده از کالک شیست‌های متبلور و همچنین آکریتارژ(*Baltisphaeridium* sp.) به دست آمده از اسلیت‌های منطقه، سن سنگ‌های دگرگون شده که به پرکامبرین نسبت داده شده بود تجدید نظر شد و متعلق به پالئو زوئیک دانسته شد. از آن‌جا که گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان به صورت توده‌های کوچک و بزرگ در داخل سنگ‌های دگرگونه منطقه نفوذ کرده و در برخی موارد موجب دگرگونی همبری در سنگ‌های مجاور خود شده‌اند و نیز نظر به اینکه در طول دوران پالئو زوئیک ایران تا کنون هیچ گونه شواهدی دال بر کومزایی همراه با چین خوردگی، متامورفیسم و پلوتونیسم مشاهده نشده است[۲۴] و همچنین گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان اغلب از نوع همزمان با برخورد بوده و لذا با یک فاز کومزایی همراهند و از طرف دیگر قدیمی‌ترین فاز کومزایی که در زون سنندج-سیرجان(از جمله منطقه بررسی شده) عمل کرده است، فاز کیمیرین پسین است[۲۵]، [۲۶]. ولی گرانیتوئیدهای شمال گلپایگان تحت تأثیر این فاز قرار نگرفته و به طور کلی دگرگون نشده‌اند. بنا بر این توده‌های فوق جوانتراز فاز کیمیرین پسین(ژوراسیک پسین- کرتاسه) هستند. از طرف دیگراین توده‌ها قدیمی‌تر ازالیگوسن هستند زیرا قطعات گرانیتوئیدهای گلپایگان درکنگلومرای قاعده سنگ‌های الیگوسن در شمال منطقه بررسی شده مشاهده می‌شود و نیز گرانیتوئیدهای مزبور در هیچ جا سنگ‌های دوران سوم را قطع نکرده‌اند.

تشکر و قدردانی

بدین‌وسیله از مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان به واسطه حمایت مالی از این تحقیق و نیز آقایان دکتر مهدی یزدی و دکتر قویدل سیوکی برای بررسی فسیل شناسی تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

1.O. Thiele, M. Alavi, R. Assefi, A. Hushmand-zadeh, K. Seyd-emami and M. Zahedi, Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle Map 1/250000, Geological Survey of Iran (1966) 24.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

۲. سیروس اترودی، بررسی‌های پتروگرافی و پترولوژی گرانیت‌های موته و حسن رباط(در محدوده ورقه چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ گلپایگان) ، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران(۱۳۶۶) ۱۵۷ صفحه .

3. H. Paidar-Saravi, Petrographisch-Lagerstättenkundiche Untersuchungen an goldfuhrenden Gestein en im Muthe-Gebiet im westen Vom Zentraliran Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg (1989) 174.

۴. محمد ابراهیمی، بررسی زمین شناسی وپترولوژی سنگ‌های آذرین شمال گلپایگان و منطقه مرق- چشمه سفید، رساله فوق لیسانس، دانشکده علوم، دانشگاه تهران(۱۳۷۰) ۲۳۵صفحه.

۵. مرتضی شریفی، زمین شناسی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی وآذرین منطقه شمال شرق گلپایگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان(۱۳۷۶) ۲۵۷ صفحه.

۶. علی اکبر صبا، تحلیل ساختاری توده‌های نفوذی همزمان با دگرشکلی در شمال ورزنه(شمال خاورگلپایگان) پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس(۱۳۷۸) ۱۰۱صفحه.

۷. قاسم احمدی، دگرشکلی‌های چند مرحله ای در منطقه شمال گلپایگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس(۱۳۷۸) ۱۳۲صفحه.

8. N. Rachidnejad-Omran, Petrology and geochemistry of meta volcano-sedimentary and plutonic rocks of Muteh area with special respect to genesis of gold mineralization, South Delijan, SSW of Tehran, Iran, Thesis, University of Tarbiat Modarres (2002)420 (Unpublished).

9. R.W. Le Maitre(ed.) A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford (1989) 193.

10. R.H. Flood and R.H. Vernon, Microstructural evidence of orders of crystallization in granitoid rocks. Lithos, Volume 21(1988) 237-245.

11. C.W. Passchier and R.A.J. Trouw Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York(1998) 289.

12. D. Shelley, Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman & Hal (1993) 445.

13. A. Essaifi, R. Capdevila and J.L. Lagarde, Metasomatic trondhjemites and tonalites, examples in central Jebilet(Hercynian, Morocco). Journal of African Earth Sciences, Volume 39, Issues 3-5 (2004) 369-374.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]

14. J.V. Smith and W.L. Brown, Feldspar minerals, 2nd edn(Vol. 1) Springer-Berlin, Berlin (1988) 828.

15. I. Parsonst and W.L. Brown, Feldspars and the thermal history of igneous rocks. NATO Advanced study instate series C, 137 (1984) 317-371.

16. R. Martine, L. Parsons and I. Parsons, Microtextural controls of weathering of perthitic alkali feldspars, Geochimica et cosmochimica Acta, Volume 59, Issue 21(1995) 4465-4488.

17. L.G. Collins, Origin of myrmekite and metasomatic granite: Myrmekite, ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, No. 1(1997) http://www.csun.edu/~vcgeo005/revised1.htm.

18. J. Zachar and T.M. Toth, Myrmekite-bearing gneiss from the Szeghalom dome(Pannonian basin, SE Hungary), Part I.; Myrmekite formation theories, Acta Mineralogica Petrographica, Szeged, Volume 42 (2001) 33-37.

19. F. Becke, Über Myrmekit. Mineralogie und Petrographie, Mitteilungen, Volume 27(1908) 377-390.

20. L.G. Collins, Replacement of primary plagioclase by secondary K-feldspar and myrmekite; Myrmekite, ISSN 1526-5757, electronic internet publication, No. 2(1996) http:// www.csun.edu/~vcgeo005/revised1.htm.

21. R.A. Eggleton and J.F. Banfield, The alteration of granitic biotite to chlorite. American Mineralogy, Volume 70 (1985) 902-910.

22. A.J.R. White, and B.W Chappell, Some supracrustal(S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 79 (1988) 169-181.

۲۳. منصور علوی نائینی، پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین شناسی کشور(۱۳۷۰) ۵۸۶ صفحه.

۲۴. مرتضی شریفی، تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای موته بر اساس عناصر اصلی و عناصر نادر، خلاصه مقالات دهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران(۱۳۷۸) صفحات ۲۲۰-۲۱۹.

۲۵. محمد محجل و محمدرضا سهندی، تکامل تکتونیکی پهنه سنندج- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌ای جدید در آن، مجله علوم زمین، سال هشتم، شماره ۳۱-۳۲(۱۳۷۸) صفحه ۴۹-۲۸.

26. M. Mohajjel, Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia (1997) (unpublished).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-03-29]