

مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی منطقه نظام‌آباد، جنوب‌غرب شازند اراک

ربابه جعفری^۱، موسی نقره‌نیا^۱، محمد مکی‌زاده^۱، قانع^۲

۱- دانشگاه اصفهان

۲- دانشگاه پیام نور تفت

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۱/۱۹، نسخه نهایی: ۱۳۸۹/۳/۲۶

چکیده

منطقه نظام‌آباد جزئی از زون سنندج- سیرجان است که در جنوب‌غرب شهرستان اراک واقع است. عمده سنگهای توده نفوذی منطقه، کوارتز دیوریت و به‌ندرت گرانودیوریت است که توسط دایک‌هایی از لوکوگرانیت آلکالن، پگماتیت‌ها و رگه‌های کوارتز- تورمالین همراه با کانه‌زایی و فاقد کانه‌زایی قطع شده‌اند. کانیهای اصلی کوارتز دیوریت شامل هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و به مقدار کمتر پیروکسن است. کانیهای اصلی لوکوگرانیت‌های منطقه شامل میکروکلین، ارتوکلاز، کوارتز، آلبیت و به مقدار خیلی کم، بیوتیت و مسکوویت است. کانیهای فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن، اپیدوت، آلانیت، تورمالین و اپاک می‌باشد. حضور کانیهای آب‌دار نظیر بیوتیت و آمفیبول اولیه در سنگ مشخص می‌کند ماگمای اولیه بیش از ۳ درصد وزنی آب دارد. حضور آندالوزیت و گارنت در برخی از کوارتز دیوریت‌های منطقه مربوط به آلاش ماگمای کالکوالکالن با پوسته، در حین صعود است. بافت‌های غالب اولیه در سنگها، گرانولار، گرانوفیر و پوئی کلیتیک می‌باشد. بافت‌های ثانویه، پرتیت، سرسیتیزاسیون، کلریتیزاسیون و کائولینتیزاسیون هستند. فعالیت‌های گرمایی جدیدتر و استرین‌های تکتونیک را می‌توان عامل ایجاد پرتیت در لوکوگرانیت‌ها دانست. K لازم برای سرسیتیزاسیون فلدسپارها علاوه بر خود کانی از کلریتی شدن بیوتیت حاصل شده است. تبدیل بیوتیت به مسکوویت، نشان‌دهنده عملکرد سیالات غنی از K^+ در مراحل بعدی است. با استفاده از آنالیزهای انجام‌شده بر روی سنگهای منطقه، مشخص گردید که توده نفوذی از نوع کالک‌آلکالن، متآلومینه تا پرآلومینه و K متوسط تا بالاست. بررسی عناصر اصلی در نمودارهای هارکر مشخص کرد که با افزایش SiO_2 مقدار اکسیدهای FeO, MnO, CaO و Al_2O_3 کاهش و Na_2O و K_2O افزایش یافته است که حاکی از نقش مهم تبلور تفریقی ماگما در تشکیل سنگهای گرانیتوئیدی نظام‌آباد است.

مقدمه

است. برتیر و همکاران (۱۹۹۲) معتقدند که توده نفوذی نظام‌آباد- مالمیر باعث افزایش درجه دگرگونی تا حد رخساره شیبست‌سبز گشته است. مسعودی (۱۹۹۷) در رساله دکتری، دگرگونی مجاورتی و پگماتیت‌های کمپلکس بروجرد را بررسی کرده است. فرهادیان (۱۳۷۰) و شمعیان‌اصفهانی (۱۳۷۳) کانه‌زایی تنگستن را در منطقه مطالعه کرده و شلیت را کانه اصلی تنگستن معرفی کردند. عزیزپورمغوان (۱۳۷۸) روند REE شلیت‌های بامسر را با روش و نظام‌آباد مشابه دانسته است. قادری (۱۳۸۰) الگوی عناصر نادر خاکی نظام‌آباد، روش و بامسر را مقایسه کرده و معتقد به تفاوت ژنتیک

منطقه مورد مطالعه در طول شرقی $13^{\circ} 18'$ تا $49^{\circ} 22'$ و عرض شمالی $33^{\circ} 39'$ تا $33^{\circ} 43'$ واقع شده است. کانسار تنگستن نظام‌آباد در ۴۶ کیلومتری جنوب‌غرب شهرستان شازند واقع است. توربر (۱۹۵۵) و باربن و هوینر (۱۹۶۹) منطقه نظام‌آباد، بامسر و روش را مورد بررسی قرار داده و توده نفوذی منطقه را کوارتز دیوریت معرفی کردند که به سن ژوراسیک بوده و کانی‌سازی به صورت رگه‌ای را در منطقه شناسایی کردند. اولین مطالعات سیستماتیک بر روی کمپلکس بروجرد توسط برتیر و همکاران (۱۹۷۴) انجام گرفت. پترولوژی سنگهای گرانیتوئیدی چهارگوش ناحیه آستانه- گوشه توسط رادفر (۱۳۶۶) مورد مطالعه قرار گرفته

واحدهای تریاس در جنوب غرب منطقه با سه رخساره قابل تشخیص‌اند: ۱- متاولکانیک‌ها و متاتوف‌ها ۲- رخساره آتشفشانی- رسوبی ۳- مرمر [۴]. بالاترین بخش از سنگهای دگرگونی را شیست‌های پلیتی با درون لایه‌هایی از ماسه‌سنگ گریوکی دگرگون شده تشکیل می‌دهند که سن پرمین تا ژوراسیک داشته و در اطراف شهرستان شازند به طور ناپیوسته و پیش‌رونده با نهشته‌های کرتاسه پوشیده شده‌اند. و در اثر دگرگونی ناحیه‌ای تا حد رخساره شیست‌سبز دگرسان شده‌اند. در جنوب غرب اراک سه گروه مختلف سنگهای گرانیتوئیدی وجود دارد: الف) نفوذی‌های آستانه اراک که شامل گرانیت، بیوتیت‌گرانیت و گرانودیوریت است و توسط رگه‌های فراوان کوارتز و آپلیت قطع شده‌است. ب) نفوذی‌های تواندشت- گوشه که به صورت رخنمونهای کوچک و مجزا وجود دارند. پ) کمپلکس بروجرد که از نفوذیهای گرانیتی با گستره وسیعی از محصولات ماگمایی تشکیل شده است [۱۳]. در اثر نفوذ کمپلکس بروجرد علاوه بر ایجاد دگرگونی، درجه دگرگونی تا حد رخساره آمفیبولیت زیرین افزایش یافته‌است [۳]. در بخش جنوبی توده، دگرگونی مجاورتی به دلیل گسله بودن، ناقص است یا دیده نمی‌شود و نوار باریکی از شیست‌های کوردیریت‌دار که به اسلیت و زون‌های کلریت و بیوتیت ختم می‌شود وجود دارد ولی در بخش شمالی توده، پگماتیت‌ها و هورنفلس‌ها در زون سیلیمانیت پتاسیم فلدسپات دیده می‌شوند [۱۰]. سنگهای ولکانیکی مزوزوئیک گسترده همراه است [۱۵، ۱۶]. قدیمی‌ترین سنگهای منطقه بین الممیر و تواندشت رخنمون داشته و بیشتر از متاریولیت و متامفیبول همراه با دولومیت‌های مرمری‌شده تشکیل شده‌اند که توسط واحد آتشفشانی پرموتریاس به صورت هم‌شیب و پیوسته پوشیده شده‌اند [۲].

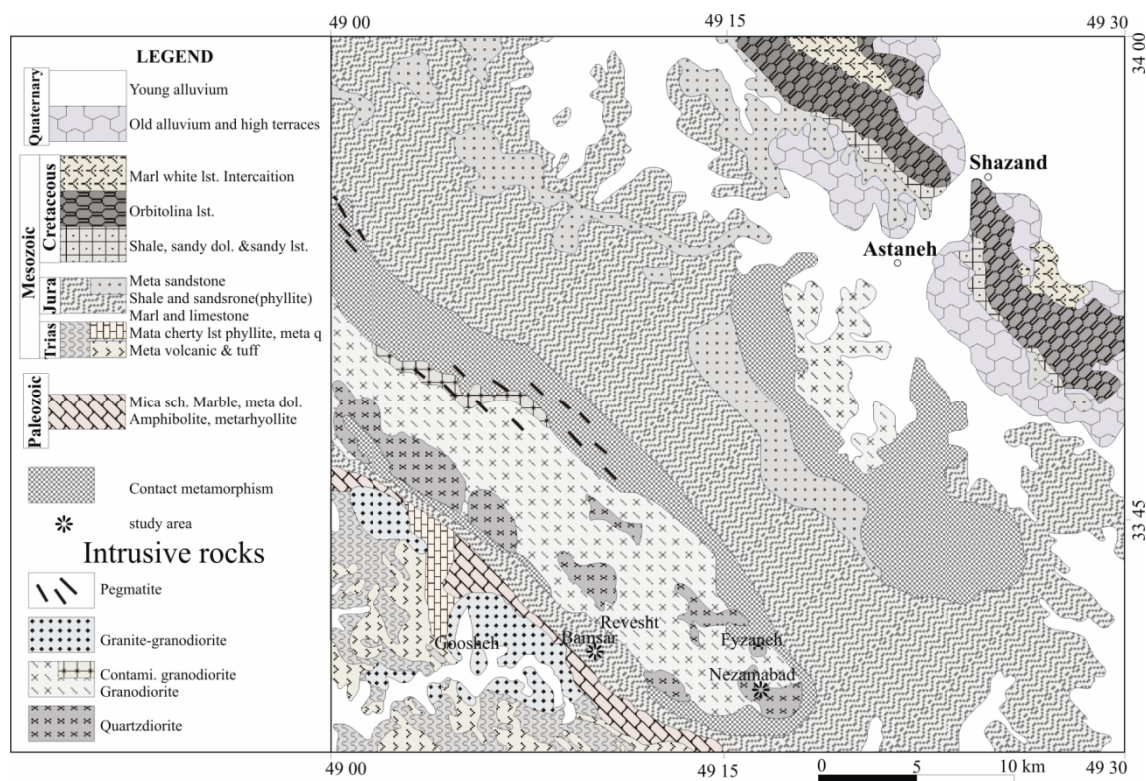
کانسار نظام‌آباد و روش با اثرهای معدنی بامسر است. تفاوت تشکیل این دو تیپ کانسار از نظر محیطهای اکسیدان و احیا می‌باشد. قادری (۱۳۸۳) تفاوت در الگوی REE_N شللیت‌ها را ناشی از فرآیندهای کنترل کننده REE می‌دانند. در بامسر کنترل REE در اثر فرآیند جذب سطحی و در نظام‌آباد و روش عامل کنترل کننده اختلاط کمپلکس‌ها است. بررسی پترولوژی کمپلکس بروجرد در منابع دیگر پرداخته شده و ترکیب غالب آن گرانودیوریت معرفی شده‌است [۱۰، ۱۱، ۱۲]. مسعودی و همکاران (۲۰۰۲) با توجه به داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr سنگهای جنوب غرب اراک را در سه گروه سنی قرار داده‌اند. اسماعیلی و همکاران (۱۳۸۶) نوع تورمالین‌های نظام‌آباد را شورلیت- دراویت تعیین نمودند. در این مقاله سعی بر آن است که سنگ‌شناسی، بافت، دگرسانی و ژئوشیمی توده نظام‌آباد مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

روش مطالعه

پس از انجام مطالعات مقدماتی، طی سه بازدید که از منطقه صورت گرفت در حدود ۹۰ نمونه از لیتولوژی‌های مختلف (کوارتزادیوریت، دایک‌های آپلیتی و انواع رگه‌های کوارتز-تورمالین) جمع آوری شد و مقاطع نازک آنها جهت مطالعات پتروگرافی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور مطالعات پتروژنتیکی ماگما، از آنالیزهای انجام شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور مربوط به طرح اکتشافی تنگستن استفاده شد و با استفاده از نرم افزارهای NEWPET و Minpet نمودارهای مربوطه رسم شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و در نهایت جمع‌بندی گردید.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد است که در زون سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱). این زون توسط سنگهای دگرگونی و کمپلکس دگرشکل شده و سنگهای ولکانیکی مزوزوئیک گسترده همراه است [۱۵، ۱۶]. قدیمی‌ترین سنگهای منطقه بین الممیر و تواندشت رخنمون داشته و بیشتر از متاریولیت و متامفیبول همراه با دولومیت‌های مرمری‌شده تشکیل شده‌اند که توسط واحد آتشفشانی پرموتریاس به صورت هم‌شیب و پیوسته پوشیده شده‌اند [۲].



شکل ۱. نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه، جنوب غرب اراک (اقتباس از [۲۳].

بحث

پتروگرافی

کوارتز دیوریت

بخش عمده سنگهای گرانیتوئیدی منطقه نظام‌آباد کوارتز دیوریتی بوده و به ندرت گرانودیوریت در منطقه برون‌زد دارد. توده نفوذی توسط دایک‌های آپلیتی (که در مقاطع میکروسکپی لویکوگرانیت تشخیص داده شدند)، رگه‌های پگماتیستی و انواع رگه‌های کوارتز- تورمالین قطع شده‌اند.

توده کوارتز دیوریتی منطقه شامل کانیهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، بیوتیت و کوارتز است. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار همراه با ماکل تکراری و کارلسباد می‌باشند. با توجه به زاویه خاموشی پلاژیوکلازها، ترکیب آنها در حد الیگوکلاز- آندزین تشخیص داده شد (شکل ۲- الف). در واقع می‌توان گفت پلاژیوکلازها اولین کانیهای فلسیک متبلور شده از این سنگ می‌باشند و اکثر فنوکریست‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانی اغلب به سرسیت و کانیهای رسی دگرسان شده‌است. با توجه به مطالعات وال و همکاران (۱۹۸۷) سرسیتی شدن در پلاژیوکلاز سازگار با تبلور اولیه یک

هسته آنورتیتی است که در هنگام سرد شدن ناپایدار شده و نهایتاً به طور هیدروترمالی به سرسیت و کلسیت دگرسان می‌شوند. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز بوده و اکثراً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با پلی کروئیسیم ضعیف سبز هستند و به طرز جالبی ماکل‌های تکراری، کارلسباد و کمربندی نشان می‌دهند (شکل ۲ ب). گرانیتوئیدهای منطقه با توجه به مقدار آمفیبول به دو نوع کم‌آمفیبول و آمفیبول‌زیاد قابل تقسیم می‌باشند. حضور آمفیبول نشان می‌دهد ماگمای گرانیتوئیدی بیش از ۳ درصد وزنی آب داشته که باعث اشباع شدن آب در طول تبلور اولیه شده‌است. بیوتیت به صورت نیمه‌شکل‌دار با پلی کروئیسیم قهوه‌ای قوی دیده می‌شود (شکل ۲ پ). اکثر بیوتیت‌ها در امتداد کلیواژ خود به کلریت (پنین) دگرسان شده‌اند. کلریت‌ها دارای رنگ اینترفرانس غیر عادی آبی نفتی و قهوه‌ای بوده و حتی در مواردی نزدیک به ایزوتروپ دیده می‌شوند (شکل ۲ ت). همچنین در امتداد کلیواژهای بیوتیت، مسکوویت به صورت دوکی شکل تشکیل شده‌است که تأثیر سیالات

که به دلیل وجود این کانپها رنگی متمایل به قهوه‌ای و سبز دارند. در حالی که رگه‌های فاقد کانه‌زایی بسیار متراکم‌تر بوده و حالت فوق در آنها مشاهده نمی‌شود. تورمالین با پلی‌کروئیسیم معکوس قهوه‌ای (شورلیت) و آبی (دراویت) می‌باشد که غالباً به صورت متراکم هستند و گاهی بلورهای شکل‌دار آن در داخل کوارتز قرار گرفته‌است این مطلب مؤید این است که تورمالین زودتر از کوارتز تشکیل شده‌است (شکل ۲ ح). نوع میکا در این رگه‌ها بیوتیت است که در امتداد کلیواژها کلریتی شده‌اند.

بافت

به طور کلی بافت‌های موجود در سنگهای منطقه در دو گروه بافت‌های اولیه و بافت‌های ثانویه قابل بررسی هستند. در ادامه به تفصیل این بافتها بررسی خواهند شد. بافت‌های اولیه مشاهده شده شامل بافت گرانولار، گرانوفیر، پورفیروئید و پوئی‌کلیتیک است. بافت گرانولار مربوط به تبلور ماگما در شرایطی است که ماگما به آرامی سرد شده و بلورهای ماگما کم و بیش هم اندازه در کنار هم قرار گرفته‌اند (شکل ۳ الف). بافت پورفیروئید حاصل از اندازه متفاوت کانپها ناشی از تفاوت در عمق تبلور است (شکل ۳ ب).

بافت پوئی‌کلیتیک بیشتر در توده کوارتزیدبوریته و کمتر در لوکوگرانیت‌های منطقه یافت می‌شود که با استفاده از این بافت می‌توان ترتیب تبلور را مشخص نمود. براین اساس ترتیب تبلور در کوارتزیدبوریته به این قرار است: پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، فلدسپات و کوارتز. در لوکوگرانیت اولین کانپهای متبلور شده پلاژیوکلاز سدیک است و پس از آن به ترتیب میکروکلین، اورتوکلاز، و کوارتز تشکیل شده‌اند (شکل ۳ پ).

بافت گرانوفیر تنها در لوکوگرانیت‌های منطقه مشاهده می‌شود که کوارتز به صورت هم‌رشدی در داخل فلدسپات آلکالن حضور دارد (شکل ۳ ت). در واقع این بافت مربوط به تبلور همزمان کوارتز و فلدسپات آلکالن است. در مورد تشکیل بافت گرانوفیر نظرات مختلفی وجود دارد. گرانیتهایی که در نزدیکی سطح زمین جایگزین می‌شوند و گاهی با ولکانیسم بازالتی همراهند، تبلور آنها سریعتر و در فشار پایین‌تر صورت می‌گیرد، بنابراین در فلدسپات آلکالن آنها نوعی محلول جامد پدید می‌آید و در نتیجه کوارتز و فلدسپات تقریباً همزمان

پتاسیم‌دار را در مراحل بعدی تشکیل نشان می‌دهد (شکل ۲ ث). در برخی موارد بیوتیت به طور کامل به کلریت دگرسان شده و تنها بازمانده‌هایی از آن در مرکز کلریت مشاهده می‌شود، در این حالت آزادشدگی اسفن و هماتیت در امتداد کلیواژها صورت گرفته‌است.

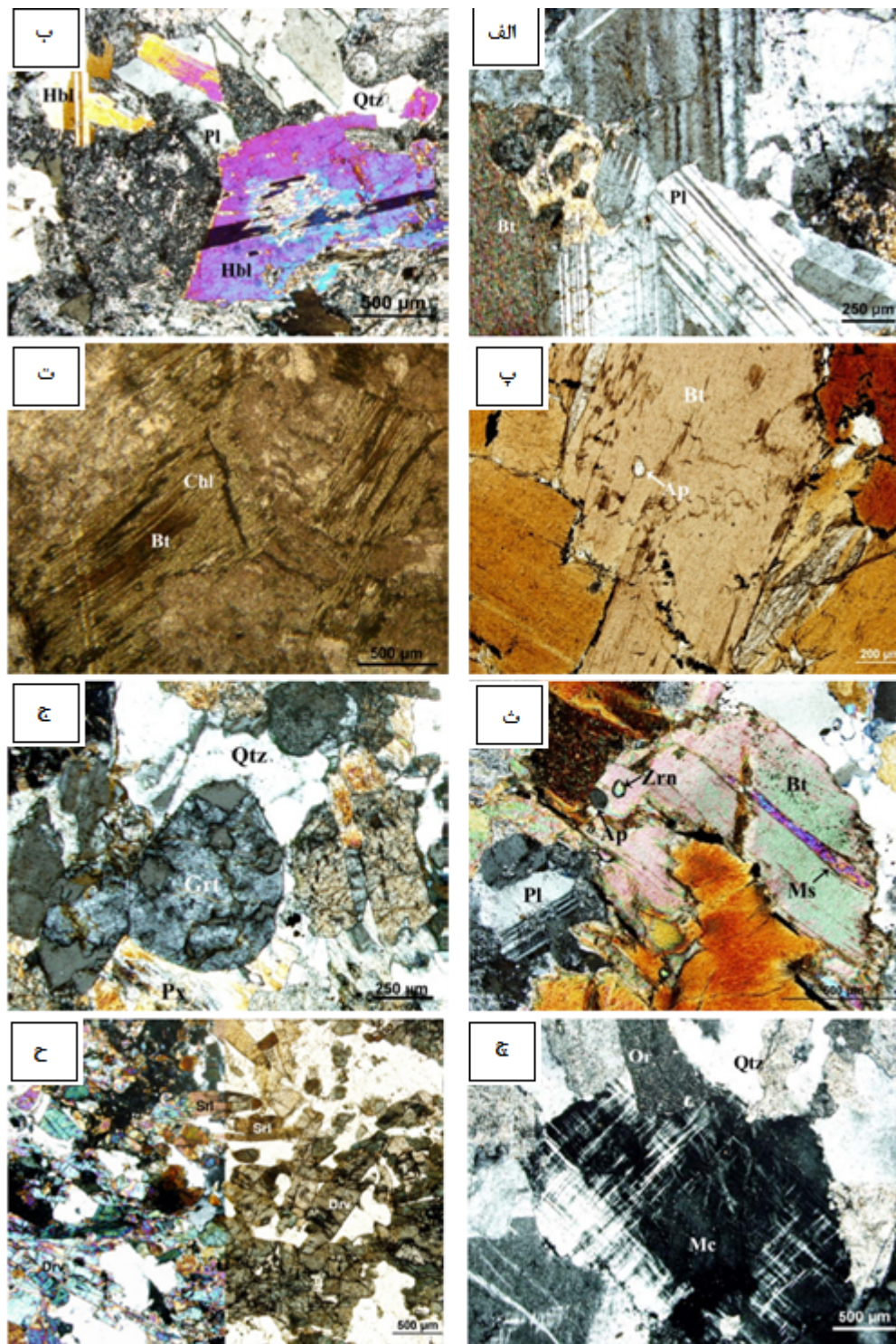
کوارتز سنگ کمتر از ۵٪ است که به صورت بین شکافی (interstitial) و همراه با خاموش موجی می‌باشد. وجود خاموشی موجی در کوارتز و ماکل تکتونیکی (کینگ باند) در بیوتیت تأثیر فازهای تکتونیکی را بعد از نفوذ توده نشان می‌دهد. کانپهای فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، اپیدوت، اسفن، آلانیت و اپاک است. حضور زیرکن تتراگونال بی‌پیرامیدال تبلور مستقیم از ماگما را نشان می‌دهد در صورتی که اگر زیرکن گرد شده باشد حاصل آرایش ماگمایی است. در برخی از کوارتزیدبوریته‌های منطقه بلورهای درشت آندالوزیت و گارنت نیز حضور دارند (شکل ۲ ج). آندالوزیت‌ها به شدت به سرسیت دگرسان شده و در داخل آن ادخال‌هایی از کانپهای پیروکسن، هورنبلند سبز و بیوتیت وجود دارد. حاشیه در حال تحلیل پیروکسن‌های موجود در آندالوزیت حاکی از آن است که در طول صعود ماگما و آرایش از بین‌رفته و آندالوزیت به وجود آمده‌است.

لوکوگرانیت

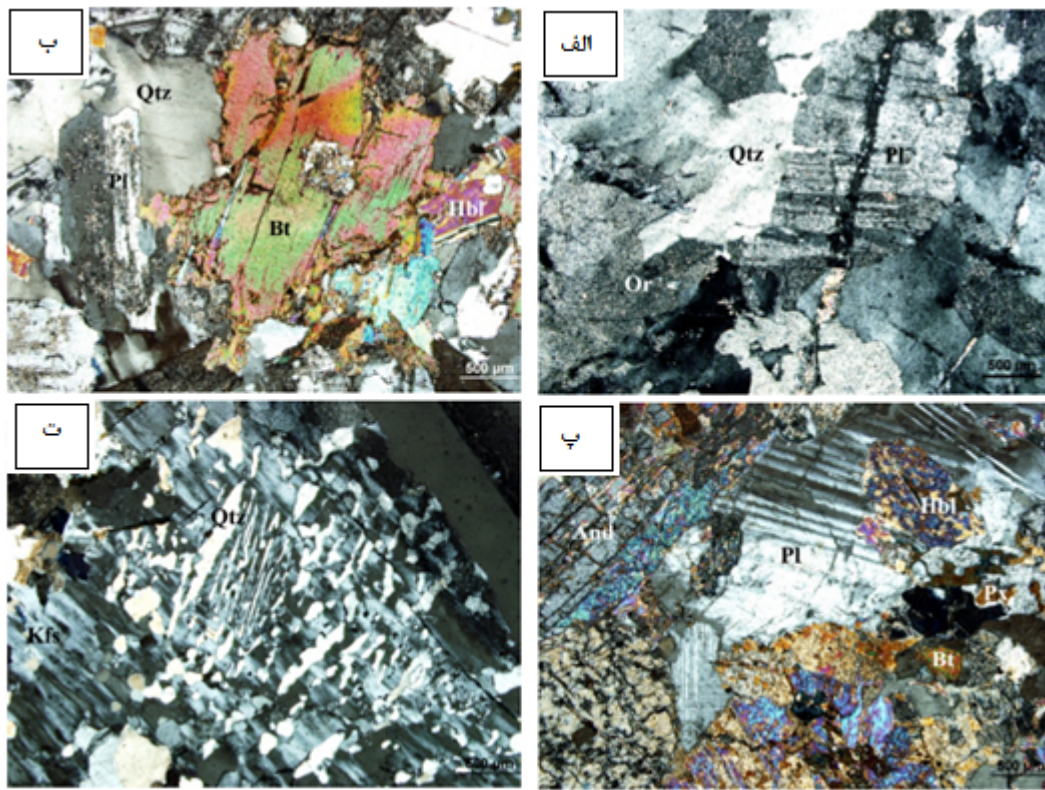
گروه دیگری از سنگهای منطقه دایک‌های آپلیتی هستند که در مطالعات بیشتر لوکوگرانیت آلکالن تشخیص داده شده‌اند و عمدتاً شامل میکروکلین، اورتوز، کوارتز و به مقدار کمتر بیوتیت و مسکویت هستند. میکروکلین و اورتوز به سرسیت و کائولینیت دگرسان شده‌اند (شکل ۲ چ). بیوتیت در این سنگها بسیار ناچیز (کمتر از ۵٪) بوده و معمولاً به کلریت دگرسان شده‌اند. مسکویت‌های موجود در این سنگها گاهی به نظر می‌رسد که به صورت پزدومورف به طور کامل جانشین بیوتیت شده‌اند. بافت غالب در این سنگها گرانولار و گرانوفیر است. سایر سنگهای منطقه شامل رگه‌های کوارتز- تورمالین، رگه‌های تورمالینی، رگه‌های کوارتز- تورمالین- میکا و رگه‌های کوارتز- فلدسپاتی می‌شوند. رگه‌های کوارتز- تورمالین از نظر اهمیت اقتصادی به دو دسته همراه با کانه‌زایی و فاقد کانه‌زایی قابل تقسیم هستند. رگه‌های دارای کانه‌زایی همراه با آزوریت، مالاکیت و اکسیدهای آهن هستند

نمی‌یابند بلکه رشد همزمان کوارتز و فلدسپات آلکالن باعث پیدایش گرانوفیر می‌شود [۱۸، ۱۹].

متبلور می‌شوند و بافت گرانوفیری ایجاد می‌شود. در مواردی که در هنگام تشکیل گرانیت‌ها مواد فرار خارج می‌شوند (در امتداد شکستگیها) بلورها جداگانه و مستقل گسترش



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی از توده نفوذی منطقه. (الف) کانی پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیتیک و ماکل کالسپاد که در حال تبدیل به سرسیت است (XPL). (ب) کانی آمفیبول با ماکل تکراری و کمربندی به همراه پلاژیوکلاز (XPL). (پ) کانی بیوتیت با پلی‌کروئیسیم قهوه‌ای شدید همراه با ادخال آپاتیت و زیرکن (PPL). (ت) بیوتیت به شدت دگرسان‌شده به کلریت، بقایای بیوتیت در مرکز کلریت قابل مشاهده است (PPL). (ث) تشکیل کانی مسکوئیت به صورت دوکی شکل به موازات رخ بیوتیت (XPL). (ج) میکروکلین با ماکل مشبک به همراه اورتوکلاز کائولینیتی شده (XPL). (ح) شورلیت و دراویت در رگه کوارتز-تورمالین



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های اولیه. (الف) بافت گرانولار در لوکوگرانیت (XPL). (ب) بافت پورفیروئید (XPL). (پ) بافت پویی کیلیتیک در کوارتز دیوریت (XPL). (ت) بافت گرانوفیر حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپات آلکان (XPL).

بافت‌های ثانویه

بافت پرتیت: این بافت از جمله بافت‌هایی است که در طول سرد شدن یا دگرگونی بعدی حاصل می‌شود و در ترکیب سنگ تغییر ایجاد نمی‌کند. این بافت به‌وفور در لوکوگرانیت‌های منطقه دیده شده‌است (شکل ۴ الف). سرد شدن آرام و آهسته باعث می‌شود دو فازی که با هم رشد کرده‌اند از یکدیگر جدا شوند. اختلاط ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم در فلدسپات آلکان نسبتاً ساده است و از این رو وقوع پدیده هم‌رشدی پرتیت بسیار معمول است. تفکیک Na و K نسب به تحرک Al و Si در هم‌رشدی‌ها بیشتر قابل مشاهده است. بر اثر این عمل عناصر Na و K مجدداً متحرک و از هم جدا می‌شوند ولی عناصر Al و Si که پیوند قوی برقرار می‌کنند این گونه نیستند [۲۰]. بنابراین فازهای در هم رشد کرده و یکنواخت می‌توانند به راحتی از هم جدا شوند. پارسنز و براون (۱۹۸۴) پرتیت‌های درشت را به فعالیت‌های گرمایی در دمای کمتر از 400°C نسبت داده‌اند [۲۱] و بعضی آنها را به

فعالیت‌های جایگزینی مربوط دانسته‌اند [۲۲]. همچنین استرین‌های تکتونیکی نیز می‌تواند باعث اختلاط ناپذیری شود که در این حالت بر جهت‌یافتگی ترجیحی تیغه‌های پرتیتی اثر می‌گذارد. در یک سیستم بسته پرتیت‌ها بدون تغییرات شیمیایی بارز درشت شده‌اند در صورتی که در یک محیط باز به علت چرخش سیال در ترکیب تغییر به وجود می‌آید که در پگماتیت‌ها پرتیت‌های درشت این‌گونه به وجود آمده‌اند.

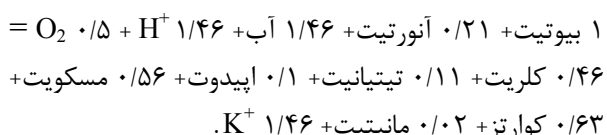
بافت‌های ثانویه همراه با تغییر در ترکیب

کلریتزاسیون، سرسیتیزاسیون و کائولینیتی شدن از جمله دگرسانی‌های به‌وجود آورنده این بافت هستند که حضور آب را در شرایط رخساره شیبست سبز و پایین‌تر از آن منعکس می‌کند.

سرسیتی‌شدن: همان‌طور که گفته شد بخش اعظم میکروکلین، ارتوز در لویکوگرانیت و پلاژیوکلاز آلکان در

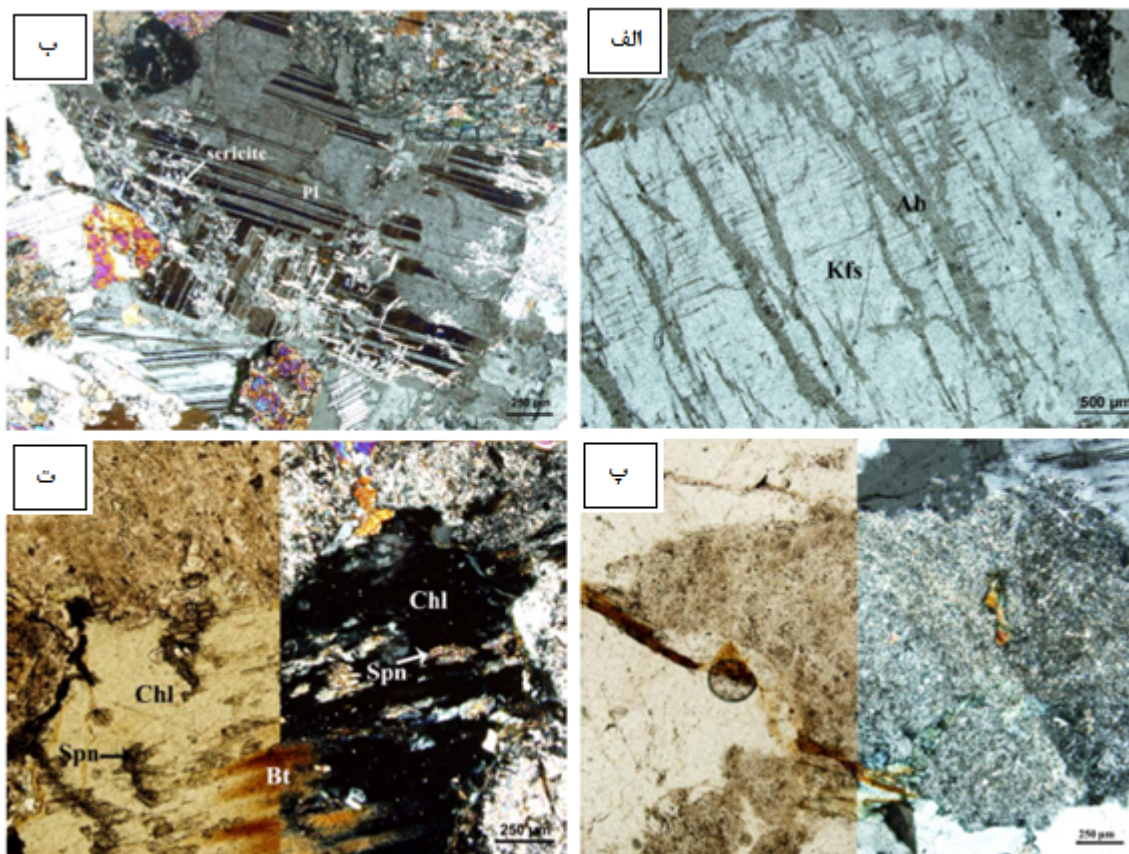
می‌دهد. این دگرسانی در هنگام سرد شدن یا دگرگونی بعدی و یا حوادث هیدروترمالی رخ می‌دهد (شکل ۴- پ).

کلریتی شدن: اکثر بیوتیت‌های موجود در سنگهای منطقه به‌طور کامل و یا دست‌کم در سطوح ضعف خود کلریتی شده‌اند (شکل ۴- ت) که این دگرسانی به راحتی در دمای متوسط تا پایین انجام می‌شود. اگلتون و بن فیلد واکنش زیر را برای کلریتیزاسیون در گرانیتهای پیشنهاد کرده‌اند [۲۳].



کوارتز دیوریت بدل به سرسیت شده‌اند (شکل ۴- ب) که این دگرسانی نیازمند افزایش آب و K^+ است. یک منبع مهم K^+ کلریتی شدن بیوتیت است. سرعت سرسیتی شدن به سرعت انتشار بستگی دارد، به طوری که انجام واکنش به محلول‌های موجود و K^+ بستگی دارد و چون تحرک Al و Si کم است محصولات واکنش تنها در محل واکنش رشد می‌کنند.

کائولینیتی شدن: این دگرسانی بیشتر در فلدسپات‌های آلکالن به خصوص ارتوز موجود در لویکوگرانیت‌ها مشاهده شد، اگرچه در پلاژیوکلازها نیز با شدت کمتری وجود دارد. کائولینیتی شدن به‌صورت بسیار ریزدانه بوده که به کانی‌ظاهری تیره



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های ثانویه. (الف) بافت پرتیت حاصل نامیختگی میکروکلین و پلاژیوکلاز (آلبیت) (XPL). (ب) سرسیتی شدن پلاژیوکلاز از حاشیه در اثر ورود محلول‌های حاوی پتاسیم (XPL). (پ) کائولینیتی شدن در ارتوکلاز (سمت چپ تصویر در نور PPL و سمت راست در نور XPL). (ت) کلریتی شدن بیوتیت به همراه آزادشدگی اسفن (سمت چپ تصویر در نور PPL و سمت راست در نور XPL).

ژئوشیمی عناصر اصلی

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی نظام‌آباد از آنالیزهای سنگ کل انجام شده توسط سازمان زمین‌شناسی (مهندس فرهادیان) که بر روی ۳۷ نمونه انجام شده است استفاده گردید و با استفاده از نرم افزار minpet و NEWPET نمودارهای لازم رسم گردید.

نتایج آنالیز در جدول (۱) ارائه شده است. بر این اساس میزان درصد SiO_2 از ۵۲/۰۸ تا ۶۵/۰۳ تغییر می‌کند. همان‌طور که در شکل ۵ مشخص است، با افزایش میزان SiO_2 مقدار اکسیدهای CaO , MnO , MgO , FeO , Fe_2O_3 و Al_2O_3 کاهش یافته است که کاهش مقادیر Fe_2O_3 , FeO , MgO MnO می‌تواند به خاطر تبلور کانیهای فرومینیزین (بیوتیت و آمفیبول) در مراحل اولیه تفریق باشد و کاهش CaO و Al_2O_3 با افزایش SiO_2 به خاطر تبلور پلاژیوکلازهای بازیک‌تر در مراحل اولیه و ورود این عناصر در ساختار آنهاست، حال آن‌که در مراحل نهایی تبلور میزان Na_2O و K_2O در مذاب بیشتر شده که در نهایت باعث تشکیل فلدسپات‌های اسیدی‌تر گشته است که در شکل روند افزایشی Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 مشخص است. البته پراکندگی زیاد K_2O در این نمونه‌ها احتمالاً مربوط به دگرسانی پتاسیک در مراحل بعدی (سرستیزاسیون و کائولینیتیزاسیون) است. وجود چنین

روندهایی در عناصر اصلی حاکی از تبلور تفریقی ماگما در طول تکامل خود می‌باشد (شکل ۵ الف تا ح). بر اساس نمودار طبقه‌بندی سنگهای گرانیتوئیدی میدل موس (۱۹۸۵) ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی منطقه گرانودیوریت، تونالیت، کوارتز مونوزودیوریت و کوارتز دیوریت است (شکل ۶).

شکل ۷ نشان می‌دهد که سنگهای گرانیتوئیدی منطقه ساب‌آلکانل بوده و در نمودار AFM در میدان کالک‌آلکانل واقع شده‌اند (شکل ۸). طبقه‌بندی این سنگها توسط شاخص اشباعیت آلومینیوم ASI مشخص می‌کند که بیشتر سنگهای منطقه متاآلومینه می‌باشند ($\text{ASI} < 1.1$). ماهیت پرآلومینه بودن برخی از این سنگها ممکن است به تفریق هورنبلند و یا به هتروژن بودن مقدار آب در پروتولیت و نیز حضور گارنت و آندالوزیت در برخی از گرانودیوریت‌های منطقه مربوط باشد. البته شواهد پتروگرافی همچون وجود آپاتیت، هورنبلند و زیرکن وجود یک منبع متاآلومینه را پیشنهاد می‌کند (شکل ۹).

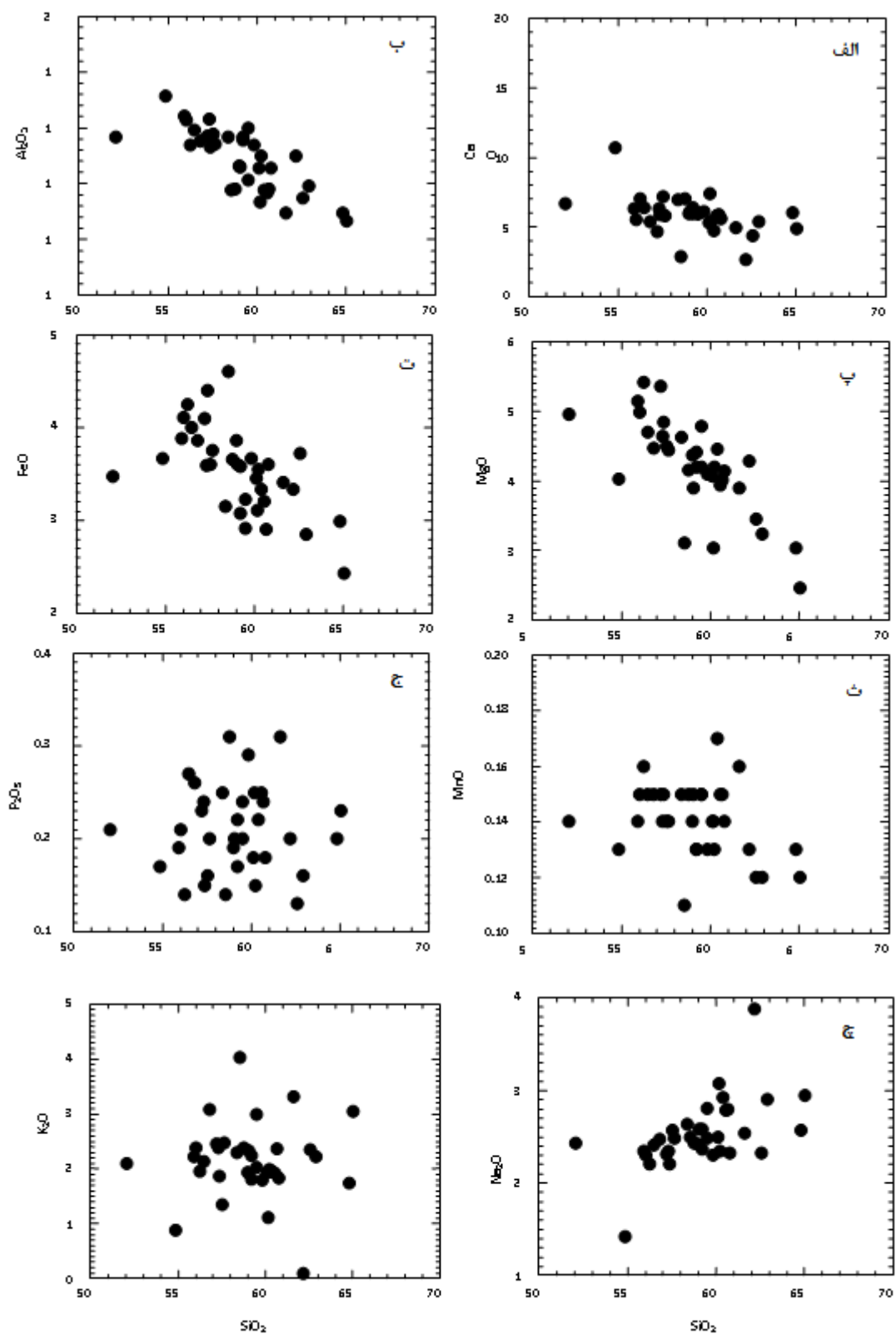
از نظر مقدار K غالباً در گروههای پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالای معادل درونی سنگهای آندزیت و داسیت ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

جدول ۱. نتایج آنالیز XRF از توده نفوذی منطقه مورد مطالعه.

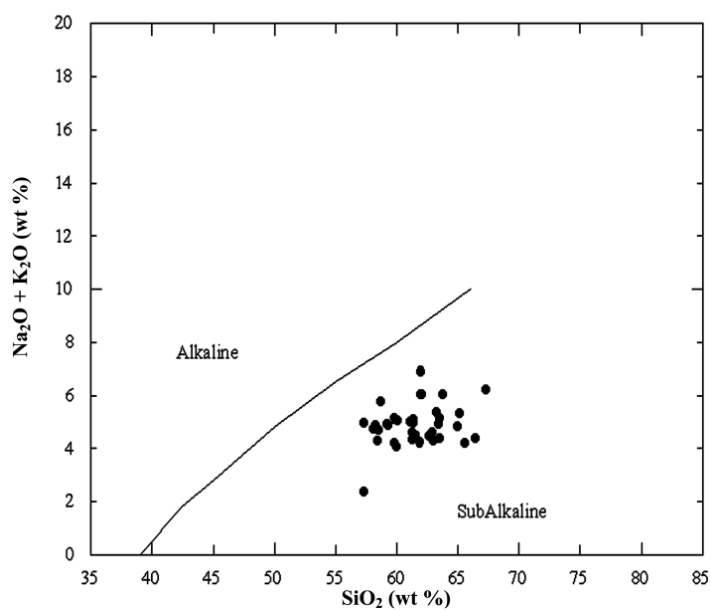
Sample	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Fe_2O_3^*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI
10a	۵۷/۶۵	۰/۷۷	۱۵/۴	۳/۷۵	۳/۹۵	۷/۰۸	۰/۱۴	۴/۴۴	۵/۷۹	۲/۴۸	۲/۴۷	۰/۲	۲/۲۵
11a	۵۶/۵	۰/۷۸	۱۵/۹	۳/۰۲	۴	۷/۴۲	۰/۱۵	۴/۷	۶/۴	۲/۴۱	۲/۱۳	۰/۲۷	۱/۹۳
12a	۵۶/۳	۰/۸۵	۱۵/۵۱	۳/۲۱	۳/۸۶	۷/۴۵	۰/۱۵	۴/۴۶	۵/۳۵	۲/۴۷	۳/۰۹	۰/۲۶	۲/۳
13a	۵۷/۲۲	۰/۸	۱۵/۷۱	۳/۲۲	۴/۰۹	۷/۷۲	۰/۱۵	۵/۳۶	۴/۶۹	۲/۳۱	۲/۴۵	۰/۲۳	۲/۰۳
14a	۵۶	۰/۷۵	۱۶/۲۶	۳/۱	۱/۴	۷/۶۱	۰/۱۵	۴/۹۳	۵/۵۶	۲/۳	۲/۳۸	۰/۲۱	۲/۵۸
15a	۵۹/۰۵	۰/۶۳	۱۴/۵۹	۲/۹۵	۳/۶	۶/۹۱	۰/۱۵	۳/۹۳	۶/۰۹	۲/۵۸	۲/۳۳	۰/۲	۲/۲۲
46	۶۵/۰۳	۰/۵۵	۱۲/۶۵	۲/۲۵	۲/۴۳	۴/۹۲	۰/۱۲	۲/۴۶	۴/۸۸	۲/۹۵	۳/۰۵	۰/۲۳	۱/۹۶
47	۵۸/۷۵	۰/۶۲	۱۳/۸۱	۲/۸۵	۳/۶۶	۶/۸۸	۰/۱۵	۴/۱۵	۷/۰۱	۲/۴۳	۲/۳۹	۰/۳۱	۰/۳۲
48	۵۹/۴۷	۰/۵۶	۱۴/۱۳	۲/۵۵	۲/۹۱	۵/۷۵	۰/۱۵	۴/۱۹	۵/۹۹	۲/۸۱	۲/۹۹	۰/۲۴	۲/۵۸

ادامه جدول ۱.

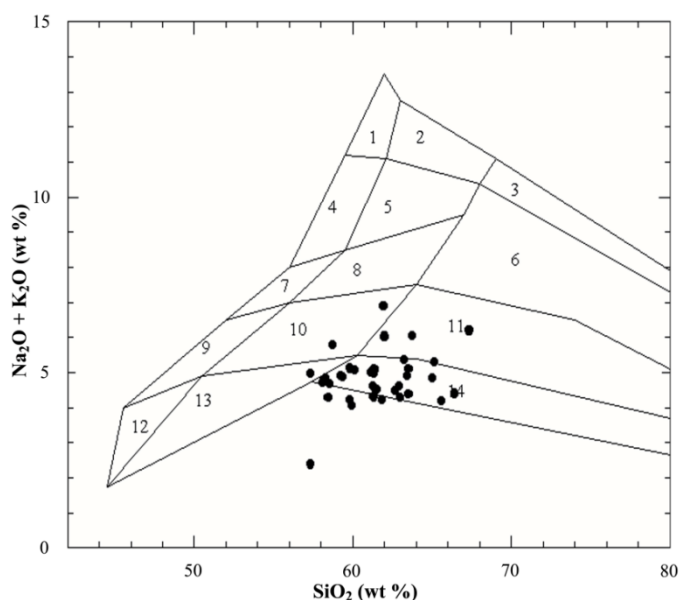
49	۵۷/۳۳	۰/۶۴	۱۶/۳	۲/۷۵	۳/۵۹	۶/۷	۰/۱۴	۴/۶۲	۶/۳۲	۲/۳۴	۲/۳۸	۰/۲۴	۱/۸۱
50	۵۲/۰۸	۰/۶۲	۱۵/۶۸	۲/۵۱	۳/۴۸	۶/۳۳	۰/۱۴	۴/۹۶	۶/۶۷	۲/۴۳	۲/۱	۰/۲۱	۷/۷۸
51	۵۹/۲۱	۰/۵۶	۱۵/۵۶	۲/۴۲	۳/۰۷	۵/۸	۰/۱۳	۴/۱۹	۶/۳۷	۲/۵۸	۲/۲۴	۰/۲۲	۱/۹۴
52	۵۸/۳۵	۰/۵۲	۱۵/۶۸	۲/۴۸	۳/۱۵	۵/۹۵	۰/۱۵	۴/۶۲	۶/۹۸	۲/۶۴	۲/۲۹	۰/۲۵	۱/۲۷
53	۵۹/۵۱	۰/۵۱	۱۵/۹۹	۲/۳۸	۳/۲۳	۵/۹۳	۰/۱۵	۴/۷۸	۵/۹۳	۲/۴۸	۲/۰۳	۰/۲	۱/۲۸
54	۶۱/۶	۰/۵۲	۱۲/۹۳	۳/۰۴	۳/۴۱	۶/۸	۰/۱۶	۳/۹	۴/۹۲	۲/۵۴	۳/۳۱	۰/۳۱	۱/۴۱
55	۶۰/۱۷	۰/۷۵	۱۳/۳۵	۲/۳۸	۳/۱۱	۵/۸	۰/۱۴	۳/۰۳	۷/۳۹	۳/۰۷	۱/۱۱	۰/۲۵	۳/۳۴
56	۶۰/۶۹	۰/۷۱	۱۳/۸۲	۲/۴	۲/۹	۵/۵۹	۰/۱۵	۴/۰۱	۵/۹	۲/۸	۲/۳۷	۰/۲۴	۲/۴۲
57	۶۰/۵۷	۰/۷۴	۱۳/۶۵	۲/۵	۳/۲	۶/۰۲	۰/۱۵	۳/۹۴	۵/۸۳	۲/۷۹	۱/۹۲	۰/۲۵	۲/۷۴
58	۶۲/۱۹	۰/۷۳	۱۴/۹۹	۲/۴۱	۳/۳۴	۶/۰۸	۰/۱۳	۴/۲۸	۲/۶۳	۳/۸۸	۰/۱	۰/۲	۳/۴۹
59	۶۰/۴۱	۰/۵	۱۳/۷۵	۲/۶۵	۳/۳۴	۶/۳۲	۰/۱۷	۴/۴۵	۴/۷۶	۲/۹۲	۱/۹۶	۰/۲۲	۳/۲۴
60	۵۵/۸۹	۰/۸	۱۶/۴	۲/۸۶	۳/۸۸	۷/۱۳	۰/۱۴	۵/۱۴	۶/۳۲	۲/۳۴	۲/۲۲	۰/۱۹	۲/۰۳
61	۵۴/۸۵	۰/۶۴	۱۷/۱۴	۲/۱۲	۳/۶۶	۶/۱۵	۰/۱۳	۴/۰۲	۱۰/۷	۱/۴۲	۰/۸۸	۰/۱۷	۲/۶
62	۵۷/۳۹	۰/۶۲	۱۵/۳	۳/۱۷	۴/۴	۸/۰۱	۰/۱۵	۴/۸۴	۵/۹	۲/۲	۱/۸۶	۰/۱۵	۲/۲۷
63	۶۴/۸۲	۰/۵۹	۱۲/۹۶	۲/۳۱	۲/۹۹	۵/۵۹	۰/۱۳	۳/۳	۶/۰۳	۲/۵۷	۱/۷۴	۰/۲	۱/۶۷
64	۶۲/۹۳	۰/۵۳	۱۳/۹۲	۲/۳۶	۲/۸۶	۵/۵	۰/۱۲	۳/۲۳	۵/۴	۲/۹	۲/۲۳	۰/۱۶	۱/۶۸
65	۵۷/۵۴	۰/۶۳	۱۵/۷۶	۲/۵۵	۳/۶۱	۶/۵۲	۰/۱۴	۴/۵	۷/۲	۲/۵۷	۱/۳۴	۰/۱۶	۲/۲۴
66	۵۹/۲	۰/۶۹	۱۵/۶۷	۲/۶۴	۳/۵۸	۶/۵۸	۰/۱۳	۴/۴۱	۵/۹۳	۲/۳۷	۱/۸۱	۰/۱۷	۱/۶۵
67	۶۰/۸	۰/۷	۱۴/۵۵	۲/۶۵	۳/۶	۶/۶۱	۰/۱۴	۴/۱۴	۵/۶۳	۲/۳۲	۱/۸۳	۰/۱۸	۱/۷۶
68	۶۰/۱	۰/۷۱	۱۴/۵۶	۲/۵۹	۳/۴۵	۶/۳۸	۰/۱۴	۴/۰۶	۵/۳	۲/۴۹	۱/۹۴	۰/۱۸	۲/۸۳
69	۵۹	۰/۶۵	۱۴/۶۱	۲/۸۷	۳/۸۶	۷/۱۱	۰/۱۴	۴/۳۶	۵/۹۶	۲/۴۲	۱/۹۳	۰/۱۹	۲/۲۶
70	۵۹/۸۴	۰/۵۴	۳۶/۱۵	۲/۶۷	۳/۶۶	۶/۷	۰/۱۳	۴/۱	۶/۰۹	۲/۳	۱/۸	۰/۲۹	۱/۵۳
71	۵۶/۲۶	۰/۴۹	۱۵/۳۷	۳/۰۳	۴/۲۴	۷/۷	۰/۱۶	۵/۴۱	۷/۰۳	۲/۲	۱/۹۵	۰/۱۴	۱/۹۶
72	۶۰/۲۲	۰/۵۲	۱۴/۹۸	۲/۶۹	۳/۵۵	۶/۶	۰/۱۳	۴/۲	۵/۳۸	۲/۳۴	۱/۹۹	۰/۱۵	۲/۱۷
73	۶۲/۵۷	۰/۵۵	۱۳/۴۷	۲/۹	۳/۷۲	۷	۰/۱۲	۳/۴۵	۴/۴۱	۲/۳۲	۲/۳۵	۰/۱۳	۲/۳۱
74	۵۸/۵۵	۰/۵	۱۳/۷۷	۴/۳۴	۴/۶	۹/۴	۰/۱۱	۳/۱	۲/۹	۲/۵	۴/۰۴	۰/۱۴	۳/۶۶



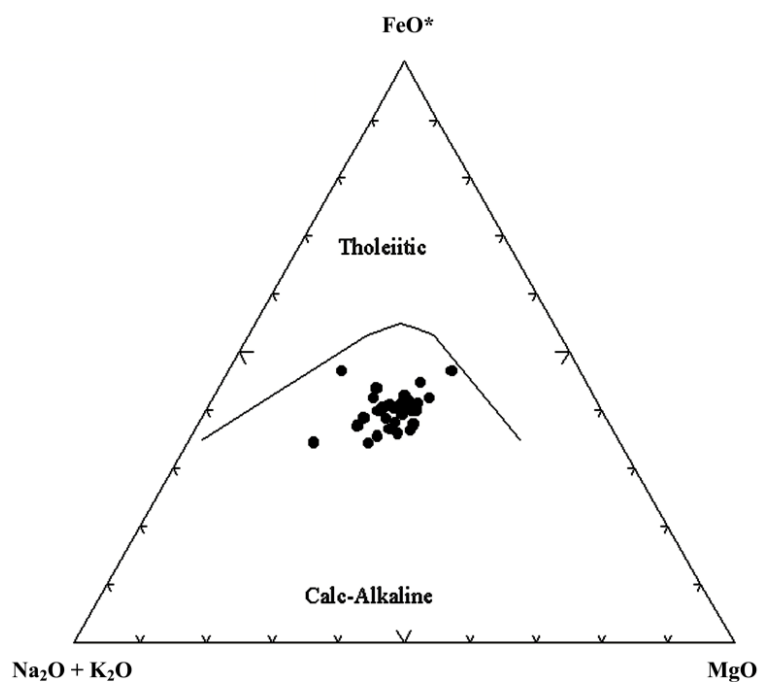
شکل ۵. نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO₂ (نمودارهای هارکر).



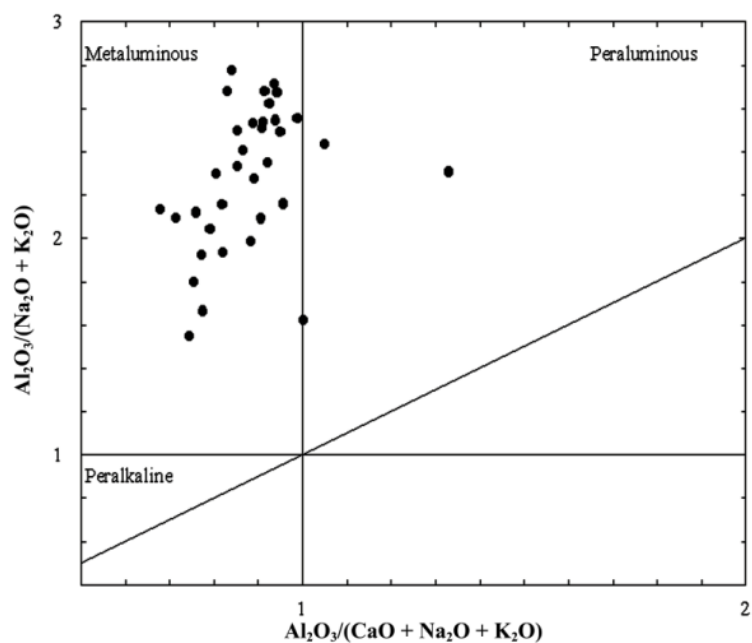
شکل ۶. نمودار مجموع آلکالن - سیلیس برای سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه [۲۱]. محدوده‌های شماره‌گذاری شده به ترتیب عبارتند از: ۱- آلکالی فلدسپار سینیت، ۲- آلکالی فلدسپار کوآرتز سینیت، ۳- آلکالی فلدسپار گرانیت، ۴- سینیت، ۵- کوآرتز سینیت، ۶- گرانیت، ۷- مونزونیت، ۸- کوآرتز مونزونیت، ۹- مونزودیوریت، ۱۰- کوآرتز مونزودیوریت، ۱۱- گرانودیوریت، ۱۲- دیوریت و گابرو، ۱۳- کوآرتز دیوریت، ۱۴- تونالیت.



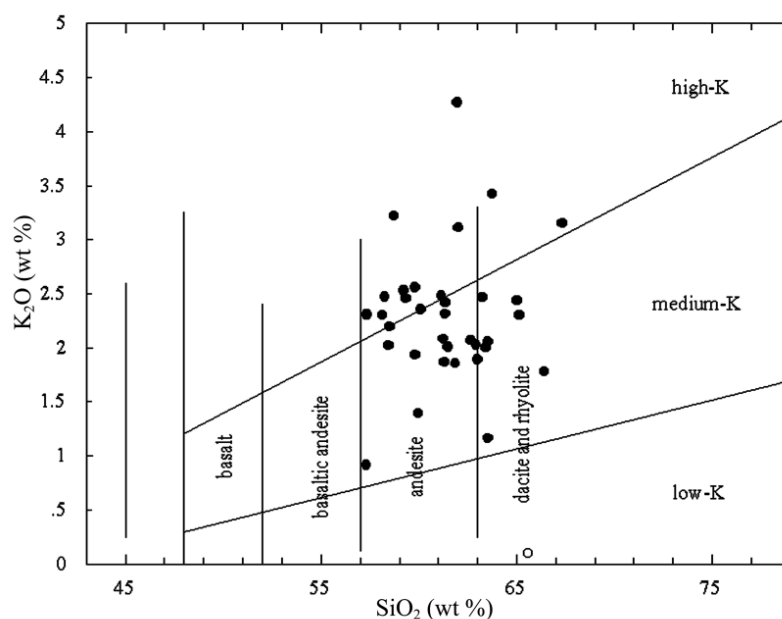
شکل ۷. نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر SiO_2 ، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده ساب‌آلکالن قرار گرفته‌اند [۲۵].



شکل ۸. نمودار AFM، نمونه‌ها در میدان کالک‌آلکالین قرار گرفته‌اند.



شکل ۹. نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متآلومین و پرآلکالین [۲۸، ۲۶، ۲۷]، بیشتر نمونه‌ها متآلومین و تعداد معدودی پرآلومین هستند.



شکل ۱۰. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 برای تعیین میزان پتاسیم ماگما، ماگما پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالاست.

نتیجه گیری

در بررسی‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی مشخص شد که بخش اعظم توده نفوذی منطقه کوارتزدیوریت است و به‌ندرت گرانودیوریت در منطقه برون‌زد دارد و دایک‌های آپلیتی منطقه لویکوگرانیت آکالن می‌باشند. کانیهای اصلی در کوارتزدیوریت‌های منطقه پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و به مقدار کم پیروکسن است. در لویکوگرانیت‌ها کانیهای اصلی میکروکلین، اورتوکلاز، آلبیت و کوارتز هستند. کانیهای فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن، اپیدوت، آلانیت، تورمالین و اپاک است. حضور زیرکن‌های شکل‌دار تتراگونال بی‌پیرامیدال تبلور مستقیم از ماگما را نشان می‌دهد در حالی‌که اگر زیرکن گرد شده باشد مربوط به آرایش ماگما با پوسته است. بیوتیت و آمفیبول اولیه در سنگ دلیل بر آبدار بودن ماگمای اولیه است همچنین حضور کانیهای همچون آمفیبول، بیوتیت، مگنتیت و زیرکن منشا متاآلومینه تا پراآلومینه را پیشنهاد می‌کند.

حضور کانیهای غنی از آلومینیوم مثل آندالوزیت و گارنت در برخی از کوارتزدیوریت‌های منطقه مربوط به آرایش ماگمای کالکوالکالن با پوسته است. در داخل آندالوزیت بقایایی از کانی

پیروکسن حضور دارد که احتمالاً درحین صعود ماگما و اختلاط با ماگمای حاصل از پوسته یا آرایش پوسته از بین رفته و بدل به آندالوزیت شده و تنها بقایایی از آن در داخل آندالوزیت حضور دارد. البته علاوه بر پیروکسن آمفیبول و بیوتیت نیز در داخل آندالوزیت حضور دارند. وجود خاموشی موجی در کوارتز و حالت کینگ‌باند در بیوتیت‌ها تأثیر فازهای تکتونیکی را بعد از نفوذ توده نشان می‌دهد.

بافت اولیه در سنگهای گرانیتوئیدی منطقه شامل بافت گرانولار، گرانیتی، گرانوفیر و پوئی‌کیلیتیک است و بافت‌های ثانویه شامل پرتیت، سیمپلکتیت آمفیبول و پیروکسن، کلریتی شدن، سرسیتی شدن و کائولینیتی شدن است. فعالیتهای گرمایی جدیدتر و استرین‌های تکتونیکی را می‌توان عامل ایجاد پرتیت در لویکوگرانیت‌ها دانست. روند منظم مشاهده شده در نمودارهای هارکر حاکی از تبلور تفریقی مذاب در سطوح بالایی پوسته است. توده گرانودیوریتی مورد مطالعه از نوع کالک‌آکالن پتاسیک است و از نظر درجه اشباعیت از آلومینیوم (ASI)، متاآلومین تا پراآلومین است.

سپاس‌گزاری

بدین‌وسیله از مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان که امکان انجام این پژوهش را فراهم آوردند و همچنین جناب آقای مهندس فرهادیان به خاطر در اختیار گذاشتن آنالیزهای منطقه کمال قدردانی و سپاس را داریم.

مراجع

- [1] Berthier F., Billiault J.P., Halbronn B., & Morizot P., "Etude Stratigraphique, petrologique, de structural de la region de Khorramabad (Zagros, Iran)", These De 3e cycle, Grenoble. 1974.
- [۲] رادفر ج. "بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی سنگهای گرانیتوئیدی آستانه، گوشه (در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰) شازند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، (۱۳۶۶) ۱۵۹ ص.
- [3] Berthier F., Billiault J.P., Halbronn B., Morizot P., "field works in the frams of Khorramabad quadrangle map". Geological survey of Iran (1992).
- [4] Masoudi, F. "contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran". Ph. D. thesis, the university of Leeds, Uk(1997).
- [۵] شمعانیان اصفهانی غ.ج. "مطالعات ژئوشیمی، کانی‌شناسی و سیالات درگیر در معدن تنگستن نظام‌آباد، استان مرکزی- ایران". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، (۱۳۷۳) ۲۱۳ ص.
- [۶] فرهادیان م.ب. "بررسی ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی تنگستن نظام‌آباد". پایان‌نامه کارشناسی ارشد. گروه مهندسی معدن، دانشگاه تهران، (۱۳۷۰) ۱۷۰ ص.
- [۷] عزیز پور مغوان م. "بررسی ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی کانسار تنگستن بامسر و رگه ای روشت و مقایسه آنها با کانسار تنگستن نظام‌آباد (شازند/اراک)". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، (۱۳۷۸).
- [۸] قادری م. ۱۳۸۰. "استفاده از عناصر نادر خاکی در تعیین شرایط تشکیل ذخایر تنگستن بامسر، روشت و نظام‌آباد"، فشرده مقالات دهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان، (۱۳۸۰) ۹۹-۱۰۳.
- [۹] قادری م.، فردین دوست ز.، هرین ج. "مطالعه عناصر خاکی نادر در شللیت های ذخایر تنگستن جنوب غرب آستانه اراک". بلور شناسی و کانی شناسی ایران، (۱۳۸۳) ۱-۱۳، ۲۹-۴۲.
- [۱۰] احمدی خلجی ا. "بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، (۱۳۷۸).
- [۱۱] احمدی خلجی ا.، ولی زاده م.و.، اسماعیلی د. "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران)". دانشکده علوم دانشگاه تهران، (۱۳۸۳) ۳۳-۱۰۱-۱۴.
- [12] Ahmadi Khalaji A., Esmaily D., Valizadeh M.V., & Rahimpour-Bonanb H. " Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Asian Earth Science, in press.(2006).
- [13] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A. " Rb-Sr Geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region south-west of Arak, Iran". J. sciences, Islamic Republic of Iran. 13(3) (2002) 249-254.
- [۱۴] اسماعیلی د.، حق نظر م.، جهانگیری ح.، کوثری ع. "شیمی- کانی شناسی تورمالین در رگه های کوارتز-تورمالین ناحیه نظام‌آباد (جنوب غرب آستانه، استان مرکزی)". بلور شناسی و کانی شناسی ۳ (۱۳۸۶) ۳۱۱-۳۳۲.
- [۱۵] محجل و سهندی م.ر. "تکامل تکتونیکی پهنه سندج-سیرجان در نیمه شمال باختری، معرفی زیر پهنه های جدید در آن". علوم زمین، سال هشتم، (۱۳۷۸) ۳۱-۳۲: ۲۸-۴۹.
- [16] Mohajjel M., Fergusson C.L., & Sahandi, M.K. "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan, wesretn Iran". Asian Earth Science. 21 (2003) 397-412.
- [17] Wall V.L., Clemens J.D., and Clarke D.B. "Models for granitoid evolution and source composition, Geology". v. 6 (1987) 731-749.
- [18] Shelley D. "Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, texture, microstructures and mineral preferred-orientations". Chapman & Hal. (1993) 445.
- [19] Essaifi A., Capdevila R., & Lagard j.l. "metasomatic trondhjemites and tonalities, example in central jebilet(Hercynian, Morocco)". African Earth Siences. 39(3-5)(2004) 369-374.
- [20] Smith J.V., and Brown W.I. "feldspar minerals". 2nd edition (Vol.1) Springer-Berlin, Berlin (1988) 828.

- [25] Irvine T.N., & Baragar W.R.A. "a guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". Canadian earth science. 8(1971) 484-523.
- [26] Maniar P.D., & Piccoli P.M. "tectonic discrimination of granitoids". geology society American. 101(1989) 635-643.
- [27] Pitcher W.S. "the nature and origin of granite". Chapman & Hall. New York (1993).
- [28] Shand S.J. "eruptive rocks". D. Van Nostrand Company, New York (1927).
- [21] Martine R., Parsons L., and Parsons I. "Microtextural controls of weathering of perthitic alkali feldspars". geochemica et cosmochemica Acta. 59(21) (1995) 4456-4488.
- [22] Parsonst I., & Brown W.L. "feldspar and the thermal history of igneous rocks". NATO Advanced study instate series C. 137(1984) 317-371.
- [23] Eggleton R.A., & Benfield J.F. "The alteration of granitic biotite to chlorite". American mineralogy. 70(1985) 902-910.
- [24] Middlemost E.A.K. "magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology". Longman Groupuk. Uk. (1985).