پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب مشکین شهر

صدرالدین امینی*، لیلا شیدایی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، تهران، ایران
* مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: *amini@tmu.ac.ir*
(دریافت: ۸۴/۵/۴ ؛ پذیرش:۸۴/۹/۱۵)

چکیده

منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و در بخش شمال غرب شهرستان مشکین شهر قرار گرفته است. منطقه از نظر ساختاری در زون آذربایجان قرار گرفته و سنگ‌های پتاسیک آن شامل انواع متفاوتی می‌باشد که در برخی نقاط دیگر زون آذربایجان نیز شناخته شده است. سن سنگ‌های منطقه ائوسن میانی (میوسن؟) می‌باشد. سنگ‌های پتاسیک حاوی لوسیت شامل گروههای سنگی لوسیتیت، تفریت و تفریت فنولیتی می‌باشد. لوسیت که کانی شاخص در این سنگها می‌باشد در اندازه های بسیار ریز تا بسیار درشت وجود دارد. این سنگها از عناصر LIL غنی بوده و از عناصر HFS تهی شده است. پدیده ای که در منطقه قابل توجه و حائز اهمیت می‌باشد، دگرسانی شدید و وسیعی است که باعث شده تغییرات بسیار زیادی در سنگ‌های منطقه و مخصوصا انواعی که استعداد بیشتری برای دگرسانی داشته اند، رخ دهد. دگرسانی سه زون آرژیلیک، آلونیتی و سیلیسی را به وجود آورده است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آذرین پتاسیک، لوسیت، پترولوژی، مشکین شهر.

مقدمه

منطقه مورد که جزئی از زون ساختاری آذربایجان می‌باشد، اکثر قسمتهای آن را سنگ‌های آتشفشانی دوران سوم تشکیل داده‌اند. نمونه‌هایی که بیشتر مورد نظر ما در این مطالعه بودند، سنگ‌های پتاسیکی بودند که در منطقه شمال‌غرب ایران گزارشاتی از آنها وجود دارد. سنگ‌های پتاسیک چون از انواع سنگ‌های آتشفشانی بسیار نادر هستند که تحت شرایط خاص به وجود می آیند، می توانند راهنمای بسیار خوبی برای مطالعات زمین شناسی در منطقه باشند. بطور کلی سنگ‌های پتاسیک به چهار گروه تقسیم می‌شوند که با بررسی های پتروگرافی و انجام آنالیزهای شیمیایی (XRF) از سنگ‌های این منطقه، مشخص شد که در سنگ‌های این منطقه در گروه پلاژیولوسیتیت قرار دارند.

زمین شناسی عمومی

راههای دسترسی به منطقه جاده اصلی مشکین شهر- اهر و مشکین شهر- اردبیل می‌باشد و یک سری راههای فرعی نیز وجود دارد که روستاهای این منطقه را به یکدیگر مرتبط می‌سازد این منطقه در شمال غرب ایران در زون ساختاری آذربایجان قرار گرفته است. منطقه بطور دقیق در استان اردبیل در عرض های ´۴۵ °۳۸- ′۲۲ °۳۸ و طول های جغرافیایی ´۴۵ °۴۷- ´۱۵ ° ۴۷ واقع شده است.

بطور کلی در منطقه مورد مطالعه برونزدی از سنگ های مربوط به قبل کرتاسه وجود ندارد و سنگ‌های رسوبی در این منطقه محدود به تراورتن‌های کواترنر است که در دهانه چشمه‌های آبگرمی-که از فراوانی زیادی برخوردار هستند- شکل می‌گیرند.

در این منطقه فعالیت‌های ماگمایی از پایان کرتاسه با فوران ترکیباتی در حد آندزیت تا تراکی آندزیت آغاز شده و تا نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی ادامه یافته است. پس از این دوره مجددا با وقفه ای نسبتاً کوتاه، فوران‌های متوالی موجب تشکیل کوه سبلان شده است (درویش‌زاده ۱۳۷۰).

در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های پتاسیک بصورت خروجی ظهور یافته‌اند و در فاصله‌ای دورتر (در نزدیکی شهر کلیبر) بصورت توده‌های نفوذی نفلین سیینیت (باباخانی ۱۳۶۰) و در فاصله بیشتری (نزدیکی دریاچه ارومیه) در جزیره سارای به صورت خروجی حضور دارند (خلیلی مرندی ۱۳۷۰).

در واقع علت اصلی خروج ولکانیک های پس از کرتاسه در این منطقه فاز کششی است که پس از فاز کوهزایی لارامید در اواخر کرتاسه بر منطقه حاکم گردیده است (معین وزیری ۱۳۷۵).

در مطالعات تکتونیکی منطقه گسل‌هایی قابل شناسایی هستند که این گسل‌ها اغلب روند شمال غرب- جنوب شرق دارند و چون عوامل بسیاری (مثل دگرسانی‌های شدید) بر این گسل‌ها اثر کرده‌اند، نمی‌توان به سادگی محل این گسل‌ها را در روی زمین تشخیص داد. گسل‌ها در این منطقه محل نفوذ توده‌های نفوذی است و در امتداد آنها

دگرسانی بسیار شدیدی نیز رخ داده است و این دگرسانی توانسته منابع عظیمی از کائولن و آلونیت در منطقه به وجود آورده که در برخی مناطق این توده ها دارای خلوص زیادی هستند و دارای ارزش اقتصادی می‌باشند.

دگرسانی منطقه

دگرسانی شدیدی که در منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود در محدوده وسیعی رخ داده که می‌توان گفت کل البرز غربی را درگیر کرده است. شدت آلتراسیون در این منطقه به علت فعالیت سیالاتی که از توده‌های نفوذی و از خلال شکاف گسل‌های منطقه خارج می‌شوند بسیار شدید می‌باشد و از بالا به پایین سه زون سیلیسی، آلونیتی و آرژیلیک در سنگ‌های منطقه شکل گرفته است.

در زون سیلیسی، افزایش سیلیس یا با مهاجرت عناصر موجود در سنگ و باقی ماندن سیلیس ایجاد می گردد و یا به واسطه اضافه شدن سیلیس به سنگ توسط محلولهای ماگمایی و گرمابی شکل می‌گیرد. سیلیس می‌تواند توسط محلولها حمل شده و در شرایط مناسب ته نشست گردد. روی فرایند ته نشینی سیلیس، عواملی چون کاهش فشار، حرارت و PH محلول موثر هستند (کریم پور ۱۳۸۰). محلول باید اشباع از سیلیس باشد تا بتواند طی سرد شدن آرام بلورهای درشت کوارتز و طی سرد شدن سریع بلورهای کریپتوکریستالین کوارتز را ته نشست کند. این زون در بسیاری از مناطق در شمال مشکین شهر در قله ارتفاعات به چشم می خورد. این کوارتزها بصورت جانشینی و پرکننده حفرات هستند. در منطقه مورد مطالعه غیر از کوارتز کانی دیگری که از فراوانی بالایی برخوردار است اوپال است که به رنگهای قرمز و زرد دیده می‌شود.

زون آلونیتی زمانی شکل می‌گیرد که محلولهای گرمابی غنی از سولفات در شرایط اکسیدان و دمای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد سنگ‌های غنی از Al , K را هیدرولیز کرده و آن را به آلونیت تبدیل می‌نمایند. این زون می‌تواند در زون آرژیلیلک و سرسیتیک نیز تشکیل شود.کانیهای مهم در این زون آلونیت، کوارتز، کلسدونی و اپال است. گاهی با این گروه کائولینیت و دیاسپور نیز می‌تواند همراه باشد. علت اصلی تشکیل آلونیت را افزایش غلظت SO_4^{2-} می‌دانند. دگرسانی آلونیتی در اکثر کانسارهای طلا و نقره نوع اپی ترمال که در سنگ‌های آتشفشانی قرار دارند، شکل می‌گیرد. این زون معمولاً در میان زون سیلیسی در بالا و زون آرژیلیک در پایین قرار می‌گیرد. از نظر فرم شکل‌گیری آلونیت‌ها را به سه دسته رگه‌ای، گرهکی و جانشینی تقسیم می‌کنند در این منطقه گسل‌هایی که در ارتباط با توده‌های ساب ولکانیک می‌باشند در اطراف خود دگرسانی شدید و مخصوصاً آلونیتی را ایجاد کرده‌اند چرا که از این توده گاز H_2S در هنگام صعود با ترکیب شدن با آبهای زیرزمینی به H_2SO_4 تبدیل شده و با واکنش با فلدسپاتها آنها را به آلونیت تبدیل می‌کند. با توده به این مطلب می‌توان منشا آلونیت را در منطقه هیپوژن دانست.

در زون آرژیلیکی بطور کلی کانیهای شاخص کائولینیت، دیکیت، دیاسپور و پیروفیلیت می‌باشد. حضور یا عدم حضور هر یک از این کانیها بستگی به دمای محلول و ترکیب شیمیایی سیال و سنگ اولیه دارد. در داسیت‌هایی که متحمل این نوع دگرسانی شده‌اند، کانیهای فلدسپات آلکالن کاملا تبدیل به کانیهای رسی شده‌اند و رنگ آنها معمولاً سفید تا زرد می‌باشد.

$$Al_2Si_2O_5(OH)_4+4SiO_2+2Na^+_{(aq)} \longrightarrow NaAlSi_3O_8+2H^+_{(aq)}+H_2O$$

برای تشکیل زون آرژیلیتی سه منشا هیپوژن کم عمق، هیپوژن عمیق و سوپرژن را پیشنهاد کرده‌اند. در نوع اول که هیپوژن کم عمق است، دلیل تشکیل این زون لیچینگ اسیدی است که ناشی از متراکم شدن و جذب بخارات جوشیده و اکسیداسیون گاز H_2S می‌باشد.در نوع دوم یا هیپوژن عمیق علت دگرسانی متراکم شدن بخارات ماگمایی اسیدی است که در آب جوی حل می‌شود. دگرسانی را زمانی با منشا سوپرژن معرفی می‌کند که سولفیدها در بالای سطح ایستابی دچار اکسیداسیون گردند. در منطقه مورد مطالعه طبق شواهد موجود دگرسانی از نوع هیپوژن کم عمق می‌باشد.

پتروگرافی

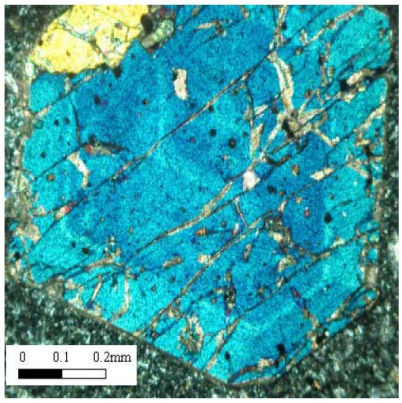
در مطالعات صحرایی سنگ‌هایی که در آنها بلور لوسیت وجود دارد توپوگرافی ملایمی دارند و در این توده ها بلورهای درشت لوسیت با رنگ سفید در زمینه تیره به سادگی قابل تشخیص هستند.

سنگ‌های منطقه را به دو دسته تقسیم می کنیم: دسته اول فاقد لوسیت هستند و دسته دوم انواعی را شامل است که حاوی لوسیت می‌باشند.

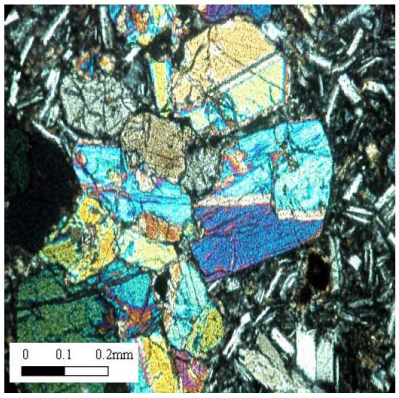
انواعی که لوسیت در آنها وجود ندارد شامل بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکیت و داسیت می‌باشد.

سنگ‌های لوسیت دار را می‌توان به سه گروه لوسیتیت، تفریت و تفریت فنولیتی دسته بندی کرد.

بازالتهای برداشت شده از منطقه دارای رنگ بسیار تیره بوده و اغلب سیاه رنگ هستند. در برخی از این سنگها آثاری از انکلاو دیده می‌شود. از نظر مشخصات میکروسکوپی در بازالتها بافت اصلی پورفیری بوده و در برخی از نمونه‌ها نیز به صورت فرعی بافت گلومروپورفیری و بافت Seriate قابل تشخیص است. در این سنگها کانیهای اصلی پلاژیوکلاز کلسیک و کلینو پیروکسن اوژیت (شکل ۱ و ۲) است. آثاری از مقادیر بسیار کم الیوین در این سنگها وجود دارد.

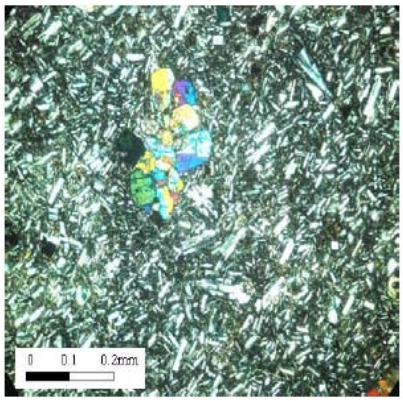


شکل۱- زونینگ در مقطع عرضی بلور درشت و شکلدار کلینوپیروکسن اوژیتی که در زمینه سنگ بازالتی قرار دارد.نمونه مربوط به نزدیکی روستای جبدرق است. نور XPL.

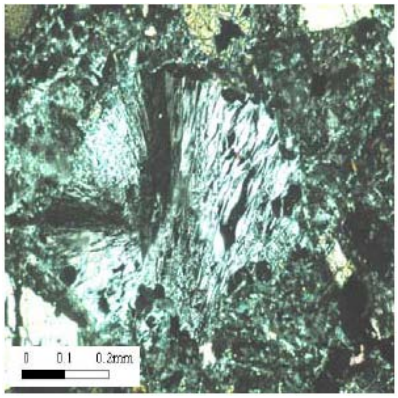


شکل۲- بلورهای ماکلدار پیروکسن(اوژیت)که بافت گلومروپورفیری را در نمونه بازالت در نزدیکی روستای جبدرق تشکیل داده اند-نور XPL.

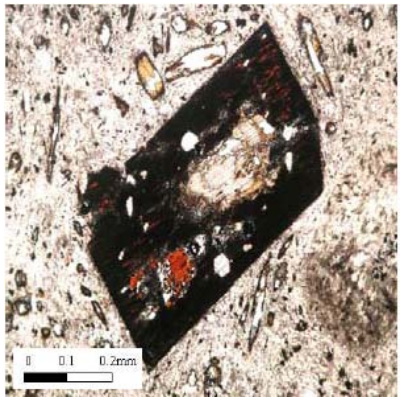
آندزیت‌های بازالتی که بسیار نزدیک به بازالت هستند در نمونه دستی به رنگ‌های سبز تیره و سیاه و بطور کلی بسیار تیره دیده می‌شوند. بسیار صخره ساز بوده و در سطح تازه که دچار دگرسانی و هوازدگی نشده است، بلورهای درشت کلینوپیروکسن با رنگ سیاه و منشورهای هشت وجهی آنها به خوبی قابل تشخیص می‌باشد. در همه این سنگها بافت پورفیری بافت اصلی بوده و در برخی از نمونه‌ها نیز به صورت فرعی بافت گلومروپورفیری قابل تشخیص است(شکل ۳).کانی‌های اصلی این سنگها پلاژیوکلاز، پیروکسن اوژیتی میباشد که این دو کانی فنوکریستهای زمینه را نیز تشکیل می‌دهند. کانیهای ثانویه حاصل از تجزیه شامل انواع زئولیت‌ها (شکل ۴)، اپیدوت‌های بسیار ریز و کلسیت و کانیهای اپک، اکسید آهن می‌باشد آثاری از بیوتیت هایی که محصول تجزیه آمفیبولها می‌باشند نیز در این سنگها دیده می‌شود (شکل۵). آندزیت‌ها که گروه سوم سنگ‌های بدون لوسیت را تشکیل می‌دهنددر روی زمین رنگ تیره، سبز تیره تا سیاه دارندپلاژیوکلازبا چشم غیر مسلح به سادگی قابل تشخیص است اندازه آنها گاهی به حدود ۵ سانتی متر می‌رسد. بافت غالب پورفیری می‌باشد، گاهی بافت گلومروپورفیری به عنوان بافت ثانوی شکل گرفته است. اصلی ترین و فراوان ترین کانی (بیشتر از ۶۰٪) در این سنگها پلاژیوکلازهای آندزین تا لابرادور می‌باشند (شکل ۶). کلینوپیروکسنها از نوع اوژیت هستند مقدار بسیار کمی آمفیبول از نوع هورنبلند وجود دارد که این کانی اغلب سوخته و حاشیه آن اکسید و داخل آن بیوتیت تشکیل شده است (شکل ۷).



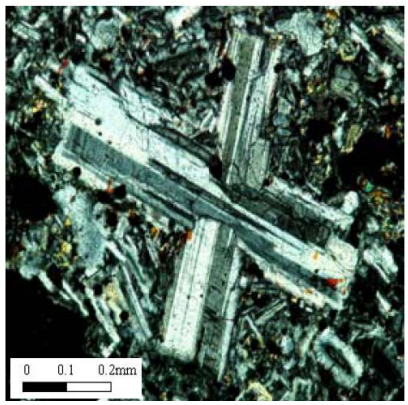
شکل ۳- بافت گلومروپورفیری در آندزیت بازالتی نزدیکی روستای دوست بیگلو- نور XPL.



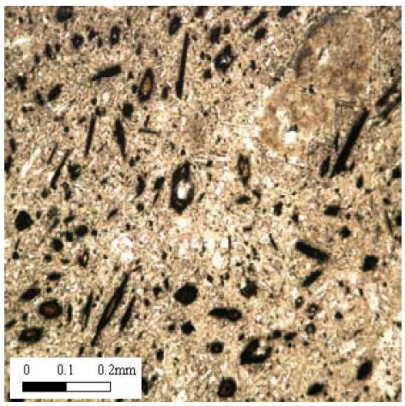
شکل ۴- بلور زئولیت (ناترولیت)محصول دگرسانی که در نمونه سنگی آندزیت بازالتی در نزدیکی روستای دوست بیگلو شکل گرفته است. نور XPL .



شکل۵- بلورهای بیوتیت حاصل از تجزیه آمفیبول‌ها در نمونه آندزیت بازالتی-نور NPL.



شکل۶- ماکل صلیبی پلاژیوکلاز در آندزیت نزدیکی روستای کوجنـق-نـور XPL.

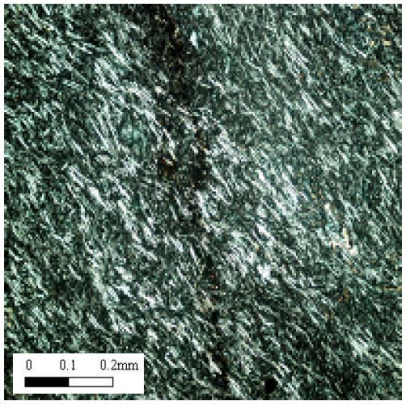


شکل۷- سوزنهای سوخته آمفیبول در آندزیت نزدیکی روستای کوجنق. نور NPL.

تراکیتهای منطقه اغلب بصورت نِک‌های کاملاً محدود برونزد دارند (شکل ۸). آلتراسیون کمی را تحمل کرده‌اند ارتفاعات منطقه را مخصوصاً در غرب صاحب دیوان ساخته‌اند درون بسیاری از این تراکیت‌ها انکلاوهایی دیده می‌شود که قطر آنها بین ۱۰تا ۱۵ سانتیمتر می‌باشد. جنس انکلاوها با خود سنگ یکسان است و رنگ انکلاوها به دلیل مقدار بیشتر اکسید آهن با رنگ زمینه تفاوت داشته و رنگ قرمز تیره‌ای دارند.

شکل ۸-نِک تراکیتی در نزدیکی روستای صاحب دیوان.

بافت غالب این سنگها بافت جریانی می‌باشد (شکل۹) که در درجه دوم بافت Seriate را می‌توان بـه ایـن سـنگها نـسبت داد در برخـی از تراکیت‌ها که بافت پورفیری شکل گرفتـه اسـت. کـانی اصـلی در ایـن سنگها پلاژیوکلازهای آلبیت تا الیگوکلاز است. کانیهـای ثـانوی شـامل اکسید آهن و مقدار کمی کلسیت و اپیدوت است.

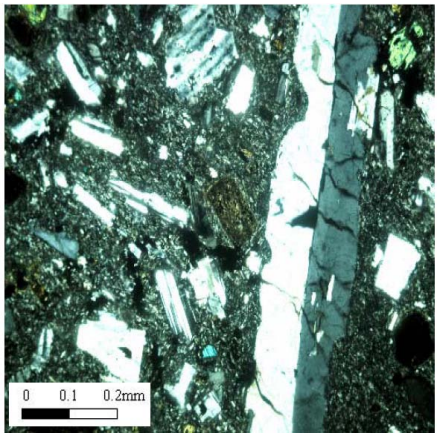


شکل۹- نمونه تراکیت دارای بافت جریـانی در نزدیکـی روسـتای صـاحب دیوان- نورXPL .

داسیت‌های منطقه در مشاهدات صحرایی -که برونزد بسیار محدودی دارند- با رنگ روشن قابل تشخیص می‌باشند (شکل۱۰)، دگرسانی باعث شده که سطح آنها روشن تر از رنگ واقعی آنها باشد و در کل رنگ اصلی آنها از خاکستری تا کرم متغیر می‌باشد. با چشم غیر مسلح در این سنگها فلدسپاتها کاملا قابل تشخیص می‌باشند.

شکل ۱۰- منظره ای ازداسیت های منطقه که آلتره نیز شده اند. - اطراف روستای مشیران.

بافت اصلی در این سنگها پورفیری است که در آنها پورفیرها را فلدسپاتها تشکیل می‌دهند. زمینه کاملاً شیشه‌ای نیست و حداکثر شیشه ۳۰٪ می‌باشد و بقیه زمینه را میکرولیتهای پلاژیوکلاز که از الیگوکلاز تا آندزین متغیر می‌باشند، تشکیل داده‌اند. کانیهای اصلی در این سنگها پلاژیوکلاز و بیوتیت می‌باشد، که علاوه بر اینها کوارتز بسیار ریز بلور و فلدسپات سانیدین درشت بلور نیز (شکل ۱۱) در برخی مقاطع قابل تشخیص است.



شکل ۱۱- نمونه داسیت دارای بافت پورفیری و درشت بلور سانیدین- نور XPL.

کانیهای فرعی را اپیدوت، بیوتیت، آمفیبول در حال تجزیه به بیوتیت و کانیهای اپک که اکسید آهن می‌باشد، تشکیل می‌دهند. اعضای گروه دوم یعنی سنگ‌هایی که دارای لوسیت هستند، لوسیتیت‌ها و تفریت ها و تفریت‌های فنولیتی می‌باشند. لوسیتیت‌ها توپوگرافی خیلی مرتفع و صخره ساز ندارند (شکل ۱۲) و بلورهای درشت لوسیت را می‌توان در آنها تشخیص داد که دارای رنگ سفید بوده و در زمینه بسیار تیره این سنگها با اندازه بسیار بزرگ - در حد ۴تا ۵ سانتی متر- نمایان است (شکل ۱۳). دگرسانی در این نوع سنگها آنقدر شدید عمل کرده است که با دگرسانی شدید زمینه بلورهای درشت لوسیت در واریزه‌های ایجاد شده به صورت ایزوله و کاملاً شکلدار پراکنده‌اند (شکلهای ۱۴و۱۵). بافت غالب در این سنگها پورفیری می‌باشد، بافت پوئی کیلیتیک (قرارگیری بلورهای ریز پلاژیوکلاز -با دو نوع نظم رادیال و بی نظم- در زمینه بلور درشت لوسیت) (شکل ۱۶) و بافت Seriate به عنوان بافت ثانوی شکل گرفته است.نظم رادیالی که در لوسیت‌ها شکل می‌گیرد به دلیل گیر افتادن بلورهای ریز پلاژیوکلاز در حلقه‌های رشد لوسیت می‌باشد که بلورهای درشت پلاژیوکلاز توانسته اند از آن فرار کنند و گیر نیافتاده‌اند (Dana 1971). اصلی ترین و فراوانترین کانی (بیشتر از ۶۰٪) در این سنگها لوسیت می‌باشد. شیمی پلاژیوکلازها از آندزین تا لابرادور متغیر می‌باشد. کلینوپیروکسنها از نوع اوژیت هستند و مقدار بسیار کمی آمفیبول از نوع هورنبلند وجود دارد که این کانی اغلب تجزیه شده و حاشیه آن اکسید شده و داخل بلور بیوتیت تشکیل شده است.

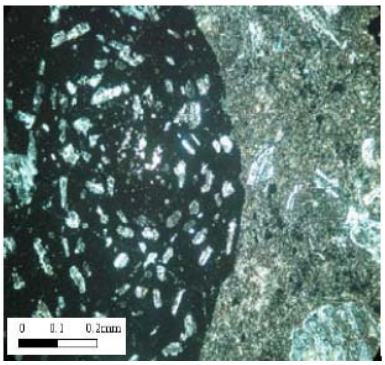
تفریت‌های لوسیت دار در روی زمین رنگ خاکستری تیره دارند که در آن بلورهای ریز لوسیت و بلورهای تیره پیروکسن با چشم غیر مسلح دیده می‌شوند این سنگها در سطح زمین مورفولوژی ملایمی داشته و صخره های نوک تیزی را تشکیل نمی‌دهند. آثار دگرسانی در این سنگها نیز مشاهده می‌شود.

شکل ۱۲- توپوگرافی نیمه مرتفع لوسیتیت ها - روستای یوسف خانکندی.

شکل۱۳- بلورهای درشت و سفید لوسیت در سنگ لوسیتیت.

شکل ۱۴- بلورهای ایزوله درشت لوسیت.

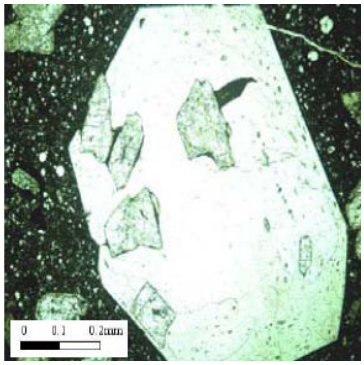
شکل ۱۵- بلورهای درشت، ایزوله و شکلدار لوسیت.



شکل۱۶-ادخالهای رادیال دربلور لوسیت-نور XPL.

بافت غالب پورفیری می‌باشد، گاهی بافت گلومروپورفیری (تجمع بلورهای کلینوپیروکسن در کنار یکدیگر در زمینه سنگ) به عنوان بافت ثانوی شکل گرفته است. غیر از لوسیت‌های درشت بلور فنوکریست بعدی که فراوانی زیادی نیز دارد کلینوپیروکسنهایی هستند که دارای ماکل،زونینگ و نیز پلئوکروئیسم می باشند.

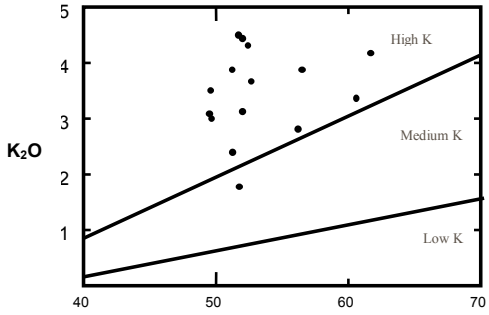
در تفریت‌های فنولیتی بلورهای سفید و بسیار ریز لوسیت را می‌توان با چشم غیر مسلح به سادگی تشخیص داد. به دلیل فراوانی پیروکسن رنگ تیره از خاکستری تا سیاه دارند بافت غالب پورفیری می‌باشد، گاهی بافت گلومروپورفیری به عنوان بافت ثانوی شکل گرفته است. بلورهای اصلی پلاژیوکلازها هستند کلینوپیروکسن کانی اصلی دیگر در این سنگها می‌باشد که دارای زونینگ می‌باشند. ماکل دوتایی در اغلب این پیروکسن‌های شکل‌دار دیده می‌شود. بلورهای لوسیت غالباً شکل دار بوده (شکل ۱۷) و در برخی بلورها آثار بسیار ضعیفی از ماکل پریکلین دیده می‌شود. کانیهای ثانویه شامل کلسیت و اپیدوت و زئولیت است که از تجزیه سایرکانیها به وجودآمده‌اند.



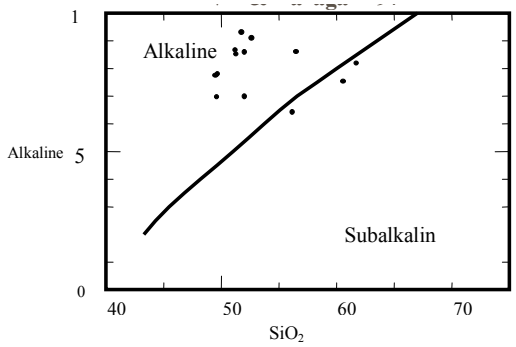
شکل ۱۷- اندازه بسیار متفاوت بلورهای لوسیت در نمونه تفریت فنولیتی- این تفاوت زیاد در اندازه در سایر کانیهای سنگ نیز دیده می‌شود- نور NPL.

ژئوشیمی

سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که دارای ماهیت آلکالن هستند (شکل ۱۸)، در دسته سنگ‌های بازیک تا اولترابازیک قرار می گیرند. با صرفنظر از سه نمونه‌ای که در محدوده مرز ساب آلکالن و آلکالن قرار گرفته‌اند، تقریباً می‌توان گفت که سنگ‌های منطقه آلکالن محسوب می‌شوند. در شکل (۱۹) مشاهده می‌شود که تمام نمونه‌ها در روی این شکل در محدوده High Potassic قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۸- نمودار مجموع آلکالن در برابر سیلیس برای تعیین سری ماگمایی- (Irvin & Baragar 1971).



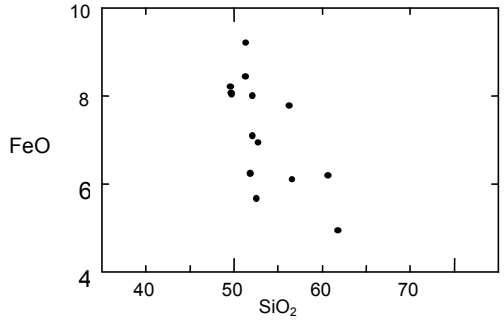
شکل ۱۹- نمودار پتاسیم در برابر سیلیس برای سنجش پتاسیک بودن سنگها-(LeMaitre *et al.* 1989).

اگر سنگی دارای مقدار K_2O بیشتر از ۳ درصد وزنی باشد، مقدار منیزیم بیشتر از ۳درصد وزنی و مقدار کروم و نیکل نیز به اندازه سنگ‌های بازیک بالا باشد، می‌توانیم آن سنگ را پتاسیک بدانیم (Foley *et al.* 1987, Foley *et al.* 1992).

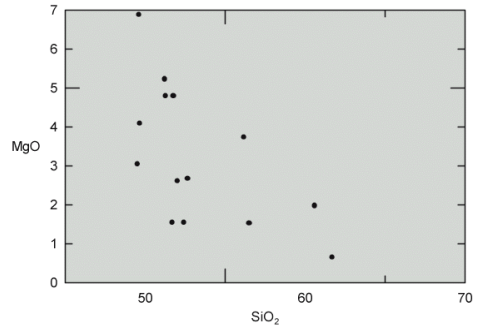
مطالعه نمودارهای هارکر

با پلات مقدار FeO_t در برابر سیلیس شکل (۲۰) نظم کاهش آهن با افزایش سیلیس به خوبی مشخص است. کانی فرومنیزینی که در ابتدا داخل این سنگها شکیل شده الیوین و بعد کلینوپیروکسن و در درجه دوم هورنبلند است که این مقدار آهن را مصرف کرده‌اند و سیر نزولی را برای آهن ساخته‌اند.

در نمودار منیزیم که در شکل (۲۱) نشان داده شده است، چون منیزیم از عناصری است که در همان ابتدای تفریق وارد شبکه کانیهای حرارت بالایی مثل الیوین و پیروکسن می شود، بنابراین در تبلور تفریقی نسبت MgO به SiO_2 روند نزولی در تمام سنگ‌های منطقه قابل تشخیص است.

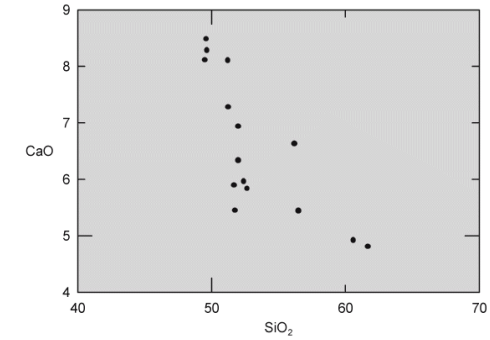


شکل ۲۰- **نمودار هارکر آهن (Fe total) (بر حسب درصد وزنی)در برابر سیلیس.**



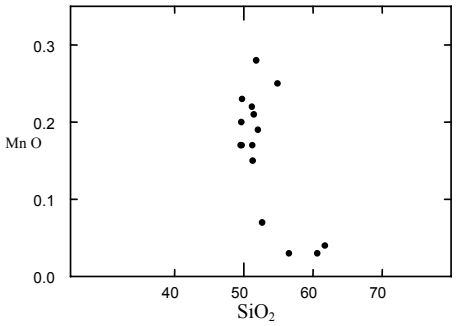
شکل ۲۱- **نمودار هارکر منیزیم (بر حسب درصد وزنی) در برابر سیلیس.**

روند نزولی در نمودار کلسیم در برابر سیلیس (شکل ۲۲) به این دلیل است که، کلسیم عنصری است که وارد شبکه کلینوپیروکسنها و هورنبلند کلسیک و پلاژیوکلازها و مخصوصا پلاژیوکلازهای کلسیک (که مقدار کلسیم نسبت به سدیم در ترکیب آنها بیشتر باشد) می‌شود و در نتیجه با افزایش مقدار SiO_2 و پیشرفت روند تفریق مقدار آن نیز در ماگما کم می‌شود و روند نزولی می یابد.



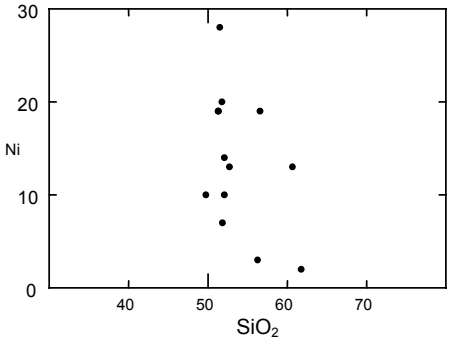
شکل ۲۲- **نمودار هارکر کلسیم(بر حسب درصد وزنی)در برابر سیلیس.**

منگنز بطور کلی وارد شبکه کانیهای فرومنیزین مثل پیروکسن و الیوین شده و به صورت پذیرفته شده (به دلیل شعاع یونی بزرگتر منگنز نسبت به آهن دو ظرفیتی) تمرکز می‌یابد (مور و میسون، ۱۳۷۶). این عنصر جانشین آهن دو ظرفیتی می‌شود، اما یک افزایش نسبی، در نسبت منگنز به آهن (Mn/Fe^{2+}) در مایعات تفریق یافته مشاهده می‌گردد. در نمودار $MnO\text{-}SiO_2$ (شکل ۲۳) همانطور که مشاهده می‌شود در ابتدای شروع تبلور مقدار منگنز به سرعت کم شده وبا کم شدن نسبی تبلور کانیهای فرومنیزین مقدار منگنز باقیمانده با سرعت بسیار کمتری وارد شبکه کانیها شده است.



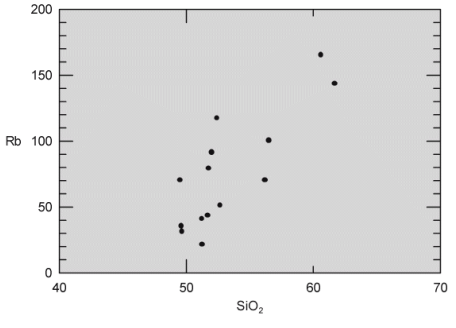
شکل ۲۳- **نمودار هارکر منگنز(بر حسب درصد وزنی)در برابر سیلیس.**

بیشترین مقدار نسبت Ni/SiO_2 در کانیهای حرارت بالا و مخصوصاً الیوین دیده می‌شود و به تدریج با پیشرفت تفریق مقدار نیکل کم شده و شکل نیکل در برابر سیلیس پس از پایان تبلور این کانیهای حرارت بالا به شدت روند نزولی پیدا می‌کند (شکل ۲۴).



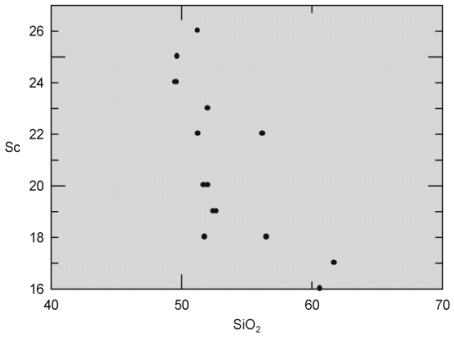
شکل ۲۴- **نمودار هارکر نیکل(بر حسب درصد وزنی)در برابر سیلیس.**

روبیدیم به صورت پذیرفته شده جانشین پتاسیم می‌شود و علت پذیرفته شده بودن آن شعاع یونی آن است که نسبت به پتاسیم کمی بزرگتر است و انتظار می‌رود که در طی مراحل آخر تفریق نسبت Rb/K افزایش یابد که شکل۲۵ کاملاً گویای این مطلب است.



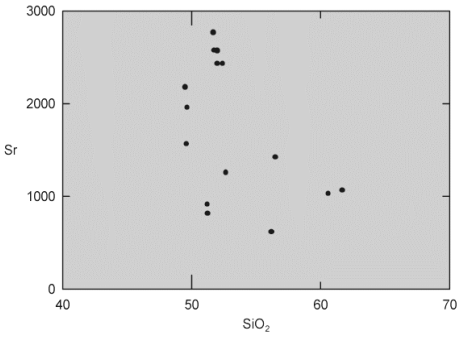
شکل ۲۵- **نمودار هارکر روبیدیم(بر حسبppm)در برابر سیلیس.**

اسکاندیم عنصری است که از نظر شعاع یونی قرابت بسیاری با آهن فرو دارد و در کانیهای فرومنیزین بصورت اسیر شده (به علت بار یونی بیشتر) حضور می‌یابد. در نمودار مربوطه (شکل ۲۶) کاملاً واضح است که با افزایش مقدار سیلیس و پیشرفت روند تفریق در ابتدا با سرعت بسیار زیاد وارد شبکه کانیهای حرارت بالایی مثل پیروکسن شده و در ادامه با توجه به کم بودن مقدار بیوتیت و هورنبلند در نمونه‌های مطالعه شده با روند بسیار آرامتری این کاهش را ادامه داده است.



شکل ۲۶- **نمودار هارکر اسکاندیم(بر حسب ppm)در برابر سیلیس.**

استرانسیم از جمله عناصری است که معمولاً در شبکه کانیهای حاوی پتاسیم مثل فلدسپاتهای پتاسیک، به صورت تصرف شده (به علت دارا بودن بار بیشتر) جانشین پتاسیم شده و در ساختمان این بلورها تجمع می‌یابد. این یون در کانیهای حاوی کلسیم به صورت پذیرفته شده (به علت داشتن شعاع یونی بزرگتر) تجمع می‌یابد. در بین کانیهای کلسیک فلدسپات پلاژیوکلاز مناسب ترین کانی برای تمرکز استرانسیم می‌باشد. در فلدسپاتهای پتاسیک و پلاژیوکلازها در مراحل آخر تبلور نسبت استرانسیم بیشتری جذب می‌شود.



شکل ۲۷- **نمودار هارکر استرانسیم(بر حسب ppm)در برابر سیلیس.**

در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت خاصی بین مقدار سیلیس و مقدار استرانسیم وجود ندارد (شکل۲۷) که این امر را باید با آلایش پوسته‌ای ماگما توجیه کرد. اما بطور کلی در سنگ‌های این منطقه به علت عدم حضور فلدسپات پتاسیک بیشترین تمرکز استرانسیم را در ساختمان پلاژیوکلازها داشته و جانشین یون کلسیم شده است.

بطور کلی سنگ‌های پتاسیک به چهار دسته قابل تقسیم‌اند:

۱-لامپروفیرها ۲- کامفوژیت‌ها ۳-گروه سنگ‌های TRANS ۴- پلاژیولوسیتیت ها

در ذیل خصوصیات کلی چهار گروه سنگی در جدول (۱) آمده است.

جدول ۱- مشخصات کلی گروههای اصلی سنگهای پتاسیک- Foley 1992.

	گروه I **لامپروئیت ها**	***گروه II*** **کامفوژیت ها**	***گروه III*** **پلاژیولوسیتیت ها**
عناصر اصلی	مقدار کم Al_2O_3, CaO , Na_2O مقدار زیاد K_2O/Al_2O_3 (معمولا بیشتر از ۰/۷) مقدار TiO_2متغیر و نسبت بی نهایت بالا K/Na	مقدارکمAl_2O_3وNa_2O و مقدار زیاد CaO مقدار کم SiO_2 (wt.%۴۵>)و مقدار متغیرK2O/Al_2O_3	مقدار زیاد Al_2O_3 مقدار کم TiO_2 مقدار کم K_2O/Al_2O_3
عناصر کمیاب	بی نهایت غنی از عناصر ناسازگار و غنی از عناصر LREE مقدار متغیر Nb , Ta , Zr معمولا دارای آنومالی منفی از Sr	در عناصر ناسازگار نسبتا فاقد آنومالی خاص اند مقدار زیاد Nb , Ta , Zr معمولا آنومالی منفی از Sr وجود ندارد	دارای آنومالی منفی Nb , Ta , Zr , Ba , Ti
سیالات	مقدار زیاد H_2O و مقدار کم CO_2 بیشترین حد F (۲/۰-۰/۶ درصد وزنی)	مقدار زیاد H_2O و CO_2 مقدار زیاد یا متوسط F	مقدار متوسطH_2O مقدار کم یا متوسط CO_2و مقدار متوسط F
جایگاه تکتونیکی	مناطق کشش درون قاره ای (کشش با مقدار کم)	ریفت قاره‌ای	مناطق برخورد
گزنولیتهای اولترا مافیک	انواع تهی شده (دونیت، هارزبورژیت) بیشتر از انواع غنی شده (اسپینل لرزولیت)	پیروکسنیت و گزنولیتهای میکا دار بیشتر از لرزولیت و هارزبورژیت	بطور غالب پیروکسنیت و انواع میکادار
خصوصیات ماگمای اولیه	مقدار زیاد K/Al و مقدار کم Ca , Al , Na Mg –number اغلب بالاست (غالبا بین ۷۰-۸۵) مقدار متغیر SiO_2(حدودا بین ۴۳-۵۳ درصد وزنی) احتمالا منشا احیا	مقدار کم SiO_2 مقدار زیاد Ca /Al احتمالا منشا اکسیده دارد	مقدار زیاد Al_2O_3 مقدارنه چندان بالایMg-number (کمتر یا برابر با ۷۰)

با استفاده از نتایج آنالیز ۱۵ نمونه (جداول ضمیمه ۱ و ۲) و انجام مطالعات ژئوشیمیایی و طبق تعریف فولی سنگ‌های این منطقه جزو گروه پلاژیولوسیتیت ها هستند. چرا که مقدار پلاژیوکلاز و لوسیت در این سنگها از هر کانی دیگری بیشتر است. در ثانی مقدار Na_2O, Al_2O_3, CaO در آنها بالا بوده و نسبت $K2O/Al_2O_3$ در آنها بین ۰/۳ تا ۰/۵ قرار دارد (Conticelli & Peccerillo 1992) و (Foley *et al.* 1992).

پلاژیولوسیتیت‌ها به دو دسته High-Ti و Low-Ti تقسیم می‌شوند. اگر در سنگی مقدار تیتانیم بیشتر از ۱درصد وزنی باشد آن را پر تیتانیم و اگر کمتر از ۱ درصد وزنی باشد آن را در گروه کم تیتانیم قرار می دهند و با این توصیف سنگ‌های این منطقه جزو گروه کم تیتانیم خواهند بود که بطور قطع در ارتباط با پدیده فرورانش هستند (Roger 1992).

کلیه سنگ‌های پتاسیک این منطقه از عناصر LILE (Large Ion Lithophile Elements) غنی شدگی و از عناصر HFSE (High Field Strength Elements) تهی شدگی نسبی نشان می‌دهند. این حالت که در کلیه سنگ‌های پلاژیولوسیتیت قابل اندازه‌گیری است، ارتباط نزدیکی با پدیده فرورانش دارد و این امر را به صورت زیر می‌توان توجیه کرد:

عناصر HFSE دارای بار الکتریکی بالا بوده و شعاع اتمی آنها نیز کوچک است لذا تمایل چندانی برای ورود به فاز مایع ندارند. حال آنکه عناصر LILE چون دارای شعاع اتمی بزرگ هستند به سادگی در طی آبزدایی (Dehydration) وارد فاز مایع می‌شوند. پس وقتی پوسته اقیانوسی فرورونده دچار آبزدایی شود سیالی تولید می‌شود که غنی از عناصرLILE بوده و لذا این مایع می‌تواند موجب متاسوماتیسم گوشته‌ای شود که در زیر این پوسته قرار گرفته است و عناصر HFSE هم که وارد فاز مایع نشده‌اند در همان نهشته ها باقیمانده تجمع می‌کنند.

گروه سنگ‌های پلاژیولوسیتیت خود به چهار گروه زیر قابل تقسیم است (Foley 1992)

۱-گروه سنگ‌های پتاسیک از تراکیت تا تراکی بازالت

۲-گروه اولتراپتاسیک‌ها که از لوسیت تفریت تا لوسیت فنولیت را شامل می‌شود.

۳- گروه سوم اولترا پتاسیکهای ملیلیت، کالسیلیت ولوسیت دار است.

۴- گروه چهارم شامل منیت می‌باشد. که انواع سنگ‌های بدون لوسیت را که قبلاً در بخش پتروگرافی معرفی نمودیم، در گروه ۱و انواع لوسیت دار در گروه ۲ و خود لوسیتیت‌ها در گروه ۳ جای می‌گیرند.

پتروژنز

با دقت در نتایج آنالیز سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌توان دریافت که این سنگها در گروه پلاژیولوسیتیت‌ها قرار می‌گیرند و به همین دلیل لازم است خصوصیات این گروه به تفصیل بررسی شود.

سنگ‌های این گروه دارای K_2O/Al_2O_3 بین۰/۳-۰/۵ می‌باشند (Foley & Peccerillo 1992) که البته در منطقه مورد مطالعه این مقدار به دلیل اثر شدید دگرسانی و تغییرات مقدار پتاسیم –کاهش پتاسیم و افزایش مقدار سدیم- از این حد کمتر می‌باشد. مقدار CaO, Al_2O_3, Na_2O در آنها بالا بوده مقدار آلومینیوم بیشتر از 12%wt می‌باشد. این سنگها از نظر مقدار TiO_2 به دو گروه کم تیتانیم (TiO_2<1%wt) و تیتانیم بالا (TiO_2>1%wt) تقسیم پذیرند سنگ‌های گروه کم تیتانیم از ذوب گوشته غنی از فلوگوپیت و پیروکسن ایجاد می‌شوند، اما سنگ‌های گروه پر تیتانیم از گوشته فلوگوپیت دار منشا می‌گیرند، ولی درصد ذوب در این گوشته خیلی کم است. و چون هر دوی اینها منشا گوشته فلوگوپیت دار دارند باید در عمق کمتر از ۲۵۰ کیلومتری که فلوگوپیت پایدار است تشکیل شوند.

مشابهت عناصر کمیاب در سنگ‌های کم تیتانیم این گروه به ماگماهایی که ارتباط آنها با فرورانش محرز می‌باشد، باعث شده که بسیاری از دانشمندان بر تاثیر فرورانش و دخالت رسوبات اقیانوسی فرورانده شده به درون گوشته، اعتقاد داشته باشند و بیان کرده‌اند که حدود ۳٪ از این رسوبات در ژنز این ماگماها دخیل بوده اند (Roger 1992).

طبق آنچه که در بخش ژئوشیمی عنوان شده است، می‌توانیم همه انواع سنگ‌های منطقه شمالغرب مشکین شهر (دارای لوسیت و فاقد لوسیت) را به یک منشا ژنتیک مشترک نسبت بدهیم.

موقعیت تکتونیکی بروز این نوع ماگماتیسم

طبق نظر تامپسون (Tompson 1984) و فولی (Foley 1992) بطور کلی سه موقعیت ژئودینامیکی برای ظهور محصولات ماگماتیسم پتاسیک مناسب و شناخته شده است:

۱-ماگماهای اولتراپتاسیکی که در طی یا بعد از تصادم قاره‌ای (Postcollosion) رخ می‌دهد، که به دنبال بسته شدن حوضه اقیانوسی اتفاق می‌افتد. بین بسته شدن حوضه اقیانوسی و فاز شروع مرحله ولکانیسم آلکالن داخل صفحه‌ای امکان دارد دهها تا میلیونها سال فاصله بیافتد که این زمان فرصت مناسبی برای رخداد ماگماهای پتاسیک می‌باشد. در این موقعیت تکتونیکی سنگ‌های پتاسیک معمولاً مقدار عناصر Ce , Zr, Sr بسیار بالا است.

۲-ماگماتیسم پتاسیک بندرت در برخی مناطق سابداکشن فعال مثل

جزیره سوندا در اندونزی دیده شده است. در این مناطق معمولاً همراهی نزدیکی با ماگماهای کالکوآلکالن و شوشونیتی نیز وجود دارد.
۳- ماگماتیسم آلکالن پتاسیک و اولترا پتاسیک بصورت بسیار نادر در مناطق در حال کشش درون قاره‌ای گزارش شده است، که مشخصه سنگ‌های پتاسیک این مناطق داشتن غلظت بالایی از عناصر LILE (Rb, Sr, Ba), LREE (La, Ce, Sm) می‌باشد. مقدار منیزیم بیشتر از ۶/۳ درصد وزنی است و TiO_2 بیشتر از ۴ درصد وزنی می‌باشد و از عناصر گوشته (Co>59 ppm, Cr>1158 ppm) غنی هستند.

معروفترین منطقه‌ای که چنین موقعیت ژئودینامیکی دارد و سنگ‌های پتاسیک در آن شناخته شده اند، ریفت شرق آفریقاست که در جنوب غرب اوگاندا این نوع ماگماتیسم مطالعه شده است.

در میان سه موقعیتی که ذکر گردید و کلیه خصوصیات دیگری که عنوان گردید باید منطقه مورد مطالعه را در موقعیت تکتونیکی اول قرار داد چرا که با فرورانش صفه عربستان به زیر ایران و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس این موقعیت شکل گرفته و با تصادم صفحات ایران و عربستان این ولکانیسم در منطقه شکل گرفته است.

این نظریه توسط نتایج آنالیزی که در مورد دو گروه که یکی مربوط به منطقه ریفتی و دیگری مربوط به منطقه فرورانش است و مقایسه آن با نتایج آنالیز سنگ‌های منطقه مورد مطالعه روشن کننده این مطلب است که ترکیب نمونه‌های منطقه شمال غرب مشکین شهر بیشتر به ترکیب سنگ‌های مناطق فرورانش نزدیک است.

ذوب زیر ۵٪ گوشته فلوگوپیت دار در عمق کمتر از ۲۵۰ کیلومتر (عمقی که فلوگوپیت می تواند در آن پایدار باشد) می‌تواند ماگمایی غنی از پتاسیم تولید کند که غنی شدگی مناسبی نیز از عناصر ناسازگار داشته باشد. علت اینکه در آنالیزهای منطقه شمالغرب مشکین شهر مقدار منیزیم خیلی زیاد نیست، منشا دو رگه‌ای است که باید برای این ماگما در نظر بگیریم. یعنی اگر بخش اعظم ماگمای اولیه حاصل ذوب گوشته پریدوتیتی می‌بود مقدار عناصر گوشته‌ای نیز بالا می‌رفت، در حالیکه چون در تشکیل این ماگما سهم زیادی به ذوب پوسته فرورونده اختصاص داشته است مقدار این عناصر کمتر می‌باشد.
این نظریه از بسیاری جهات قابل تایید می‌باشد چرا که فلوگوپیت کانی است که می‌تواند در ساختمان خود مقدار بسیار زیادی عناصر کمیاب را متمرکز کند و نیز آثار حضور این کانی در انکلاوهای برخی مناطق که حاوی سنگ‌های پتاسیک هستند مشاهده شده است. البته در مطالعاتی که راجرز روی ایزوتوپهای استرانسیم انجام داده است مشخص گردید که منشا پتاسیم موجود در این سنگها رسوبی است و این رسوبات همان رسوباتی هستند که توسط ورقه فرورونده وارد گوشته شده‌اند. کم بودن مقدار تیتانیم و نیز کم بودن مقدار Nb خود موید این است که بخشی از عناصر این ماگما محصول ذوب رسوبات پوسته اقیانوسی فرورونده هستند.

سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نیز از ذوب گوشته غنی از فلوگوپیت و پیروکسن ایجاد شده‌اند، در واقع در ایران در تریاس بالایی اقیانوس پالئوتتیس که به حداکثر وسعت خود می رسد. از این زمان به بعد این صفحه اقیانوسی شروع به فرورانش کرده و در کرتاسه بالایی و یا شاید دیرتر کاملاً بسته می‌شود. البته از این زمان –یعنی کرتاسه بالایی- به بعد به سبب شکسته شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس عمل فرورانش متوقف شده و نظم کلاسیک آن بهم خورده است. شکسته شدن پوسته اقیانوسی و توقف آن موجب می‌شود تا ایزوترم های دور گرفته از سطح بالایی پوسته اقیانوسی کم کم به حالت عادی برگردند و دوباره تعادل حرارتی در گوشته و در پوسته اقیانوسی متوقف شده برقرار گردد (معین وزیری ۱۳۸۳).

گوشته‌ای که در اثر فرورانش صفحه اقیانوسی به زیر صفحه ایران دچار متاسوماتیسم شده و در آن فلوگوپیت تشکیل شده که این فلوگوپیت در خود مقدار بسیار زیادی از پتاسیم و عناصر کمیاب را متمرکز می‌کند و پس از ذوب می‌تواند مایعی را با خصوصیات ماگمای مولد نمونه سنگ‌های مورد مطالعه ایجاد کند. چون ماگمای تولید شده باید در مسیر رسیدن به سطح از لایه ضخیمی از پوسته عبور کند بنابراین آغشتگی در آن غیر قابل اجتناب بوده و بالا بودن مقدار عنصر استرانسیم بارزترین مشخصه این پدیده می‌باشد.

نتیجه گیری

با نگاهی به کلیه این مطالب می‌توان به این نتیجه رسید که سنگ‌های منطقه شمال غرب مشکین شهر دارای ماهیت آلکالن، و ترکیب شیمیایی بازیک تا اولترا بازیک می‌باشند. خصوصیات پتروگرافی و ژئوشیمیایی آنها را در گروه سنگ‌های پتاسیک قرار می‌دهد. این سنگها در طبیعت بسیار کم برونزد دارند و محدود به مناطقی هستند که از نظر تکتونوماگمایی خصوصیات خاصی دارند. در منطقه مورد مطالعه این سنگها بصورت خروجی ظهور یافته‌اند و در فاصله‌ای دورتر (در نزدیکی شهر کلیبر) بصورت توده‌های نفوذی نفلین سیینیت و در فاصله بیشتری (نزدیکی دریاچه ارومیه) در جزیره سارای به صورت خروجی حضور دارند. علیرغم مطالعات کمی که روی این گروه سنگی انجام گرفته است، لیکن با شواهدی که از مطالعات سایر کشورها وجود دارد می‌توان پدیده فرورانش را در این منطقه پدیده‌ای نزدیک به واقعیت دانست. چنانکه با فرورفتن صفحه عربستان به زیر صفحه ایران و ورود آن به داخل گوشته سیالات و مخصوصاً آب از آن جدا می‌شود، این سیالات موجب متاسوماتیزاسیون گوشته مجاور شده و گوشته‌ای غنی از فلوگوپیت را ایجاد می‌کنند. چون فلوگوپیت کانی است که

می‌تواند مقادیر بسیار زیادی از عناصر ناسازگار را در خود جمع کند، بنابراین با ذوب این گوشته غنی از فلوگوپیت، ماگمایی تولید شده که غنی از پتاسیم، اشباع تا تحت اشباع از سیلیس و حاوی مقادیر بسیار زیاد از عناصر LILE می‌باشد که این ماگما پس از سرد شدن سنگ‌های پتاسیک را در منطقه ایجاد کرده‌اند.

منابع

خلیلی مرندی ش. ۱۳۷۰: چینه شناسی، پتروگرافی و پترولوژی آتشفشان آلکالن پتاسیک سارای. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران. ۱۶۰ص.

باباخانی ع. ۱۳۶۰: پتروگرافی و ژئوشیمی نفلین سینیت های شمال آذربایجان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. ۱۳۵ ص.

درویش زاده ع. ۱۳۷۰: زمین شناسی ایران. انتشارات امیر کبیر.۹۰۱ ص.

کریم پور م. ۱۳۸۰: زمین شناسی اقتصادی کاربردی. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد. ۵۳۶ ص.

معین وزیری ح. ۱۳۷۵: دیباچه ای بر ماگماتیسم ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم. ۴۴۰ ص.

معین وزیری ح. ۱۳۸۳: چند نقطه عطف در تاریخچه تکتونو ماگمایی ایران. فصلنامه علوم زمین ، شماره ۴۹ و ۵۰، بهار ۱۳۸۳. ص ۴۰-۳۲.

مور ک، میسون ب. ۱۳۷۶: اصول ژئوشیمی. انتشارات دانشگاه شیراز. ترجمه مُر ف. و شرفی ع. ۵۱۰ ص.

Conticelli S., Peccerillo A. 1992: Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy. *Lithos.* **28:** 221-240.

Dana J.D. 1971: Manual of mineralogy. John Wiley and sons. New York.

Foley S. 1992: Petrologic characterization of the source comments of potassic magmas, geochemical and experimental constrains. *Lithos.* **28:** 187-204.

Foley S., Peccerillo A. 1992: Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos* . **28:** 181-186.

Foley S., Venturelli G., Green D.H., Toscani L. 1987: ultrapotassic rocks: characteristics classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Reviews.* **24**: 81-134.

Irvin T.N., Baragar W.R.A. 1971: a guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Earth science.**8**:523-548

LeMaitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyer Le Bas Mj., Sabine Pn., Schmid R., Sorensen, Streckeisen A., Wooly AR.,Zanettin B. 1989: A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell and Oxford.

Roger N.W. 1992: Potassic magmatism as a key to trace element enrichment processes in the upper mantle. *Volcanology and geothermal research*: 50: 85-99.

Thompson R.N. 1984: Source of Ugandan ultrapotassic magmas. *Geol.* **93:** 549-590.

ضمائم

جدول ضمیمه۱- نتایج آنالیز عناصر اصلی سنگهای منطقه شمال غرب مشکین شهر.

Number	Sample Name	SiO_2	Na_2O	K_2O	MgO	FeO_t	FeO	Fe_2O_3	CaO	P_2O_5	MnO	Al_2O_3	TiO_2	L.O.I	Total
۱	S-82/A1	۶۰/۶۴	۴/۱۶	۳/۳۵	۱/۹۶	۶/۲۰	۳/۲۲	۲/۹۸	۴/۹۱	۰/۲۲	۰/۰۲	۱۶/۳۸	۰/۵۱۴	۲/۱۳۹	۹۷/۸۵
۲	S-82/A11	۶۱/۷۵	۴/۰۱	۴/۱۶	۰/۶۴	۴/۹۵	۲/۴۸	۲/۴۷	۴/۸۰	۰/۳۶	۰/۰۴	۱۶/۷۲	۰/۷۶۰	۲/۲۷۰	۹۷/۴۳
۳	S-82/A12	۴۹/۷۳	۴/۸۱	۲/۹۸	۴/۰۷	۸/۰۴	۴/۶۵	۳/۵۵	۸/۲۷	۰/۶۴	۰/۱۷	۱۷/۶۲	۰/۷۲۸	۳/۲۸۹	۹۶/۳۴
۴	S-82/A13	۴۹/۶۶	۳/۴۵	۳/۴۹	۶/۸۷	۸/۰۷	۴/۶۸	۳/۳۹	۸/۴۷	۰/۸۳	۰/۲۰	۱۵/۵۸	۰/۹۲۲	۳/۰۳۹	۹۶/۶۱
۵	S-82/A3	۴۹/۵۶	۴/۶۶	۳/۰۷	۳/۰۳	۸/۲۱	۴/۶۸	۳/۵۳	۸/۱۰	۰/۶۴	۰/۱۷	۱۸/۷۶	۰/۷۴۷	۳/۴۶۹	۹۶/۲۰
۶	S-82/AG8	۵۲/۰۷	۳/۸۶	۳/۱۱	۲/۶۰	۸/۰۱	۴/۴۹	۳/۵۲	۶/۳۲	۰/۴۰	۰/۱۹	۱۷/۳۸	۰/۶۹۸	۶/۰۵۰	۹۳/۹۴
۷	S-82/M10	۵۲/۰۷	۴/۱۵	۴/۴۲	۲/۵۹	۷/۱۰	۳/۸۳	۳/۲۴	۶/۹۲	۰/۵۸	۰/۲۳	۱۸/۱۵	۰/۹۲۴	۴/۴۶۹	۹۶/۲۰
۸	S-82/M14	۵۶/۲۴	۳/۶۰	۲/۸۰	۳/۷۲	۷/۷۹	۴/۳۶	۳/۴۳	۶/۶۲	۰/۲۷	۰/۲۵	۱۶/۷۵	۰/۷۰۳	۲/۰۷۰	۹۸/۰۴
۹	S-82/M22	۵۲/۷۰	۵/۴۳	۳/۶۵	۲/۶۵	۶/۹۵	۳/۶۵	۳/۳	۵/۸۲	۰/۴۷	۰/۰۷	۱۹/۱۸	۰/۶۲۴	۲/۸۱۰	۹۶/۹۰
۱۰	S-82/M4	۵۱/۲۷	۴/۷۹	۳/۸۶	۵/۲۱	۸/۴۴	۴/۵۶	۳/۸۸	۸/۰۹	۰/۳۸	۰/۱۷	۱۴/۳۲	۰/۴۱۴	۴/۱۷۹	۹۶/۵۳
۱۱	S-82/M5	۵۱/۳۲	۶/۱۱	۲/۳۸	۴/۷۸	۹/۲۲	۵/۰۳	۴/۱۹	۷/۲۷	۰/۳۹	۰/۱۵	۱۵/۳۲	۰/۴۲۸	۳/۴۰۹	۹۶/۹۳
۱۲	S-82/M7	۵۱/۷۶	۶/۸۰	۴/۴۸	۱/۵۳	۵/۶۷	۲/۷۲	۲/۹۵	۵/۸۸	۰/۳۷	۰/۲۲	۱۹/۶۹	۰/۳۹۰	۴/۰۱۹	۹۶/۴۲
۱۳	S-82/M9	۵۱/۸۲	۷/۵۳	۱/۷۶	۱/۷۹	۶/۲۴	۳/۱۸	۳/۰۶	۵/۴۴	۰/۳۸	۰/۲۸	۱۹/۴۷	۰/۴۵۴	۵/۰۴۹	۹۴/۷۰
۱۴	S-82/ND	۵۲/۴۸	۵/۹۲	۴/۲۹	۱/۶۶	۵/۲۱	۲/۵۵	۲/۶۶	۵/۹۵	۰/۳۶	۰/۲۱	۱۹/۷۴	۰/۳۴۲	۴/۲۷۰	۹۵/۸۲
۱۵	S-82/Y5	۵۶/۵۶	۴/۷۳	۳/۸۶	۱/۵۱	۶/۱۱	۳/۱۲	۲/۹۹	۵/۴۳	۰/۴۱	۰/۰۳	۱۸/۴۰	۰/۶۱۸	۳/۵۱۰	۹۷/۰۲

جدول ضمیمه۲- نتایج آنالیز عناصر کمیاب سنگهای منطقه شمال غرب مشکین شهر.

Number	Sample Name	Rb	Sc	Sm	Sr	Tb	Y	Yb	Ta	Ba	Ce	Cr	Cs	Eu	Hf	La	Nb	Zr	Ni
۱	S-82/A1	۱۶۵	۱۶	۷	۱۰۲۴	۰	۳۸	۲	۴	۹۱۶	۷۵	۴۸	۰	۱	۵	۶۲	۴۰	۲۶۱	۱۳
۲	S-82/A11	۱۴۳	۱۷	-	۱۰۶۰	-	۲۱	۵	-	-	۲۵۹	۳۹	-	۰	-	۷۷	-	۳۲۴	۲
۳	S-82/A12	۳۱	۲۵	۱۱	۱۹۴۹	۱	۲۷	۲	۱۱	۱۳۲۴	۱۰۱	۳۱	۱	۳	۶	۹۷	۳۸	۳۸۴	۱۰
۴	S-82/A13	۳۵	۲۴	۱۰	۱۵۶۰	۱	۲۵	۲	۵	۴۹۹۲	۲۸۰	۲۴۸	۱	۳	۷	۹۵	۴۱	۳۹۴	۵۲
۵	S-82/A3	۷۰	۲۴	۸	۲۱۷۰	۱	۳۳	۲	۶	۱۱۵۷	۹۵	۸	۰	۳	۶	۱۰۷	۳۲	۴۰۱	۰
۶	S-82/AG8	۹۱	۲۰	۹	۲۵۶۳	۱	۳۳	۲	۳	۱۳۷۵	۱۰۰	۵	۱	۳	۷	۸۲	۲۵	۴۰۴	۱۴
۷	S-82/M10	۹۱	۲۳	۱	۲۴۲۳	۱	۳۲	۲	۹	۱۳۶۱	۹۴	۱۷	۰	۳	۷	۵۱	۷	۳۴۸	۱۰
۸	S-82/M14	۷۰	۲۲	۵	۶۰۹	۱	۲۹	۲	۲	۷۶۶	۶۴	۲۹	۲	۴	۴	۶۲	۲۰	۲۲۱	۳
۹	S-82/M22	۵۱	۱۹	۷	۱۲۵۰	۱	۲۹	۲	۶	۸۰۷	۷۳	۱۰	۰	۲	۶	۹۳	۴۴	۳۴۷	۱۳
۱۰	S-82/M4	۴۱	۲۶	۴	۹۰۵	۱	۲۱	۲	۱۹	۱۶۲۳	۱۰۶	۱۰۵	۰	۳	۴	۱۷	۰	۱۴۸	۱۹
۱۱	S-82/M5	۲۱	۲۲	۴	۸۰۸	۱	۲۲	۲	۸	۱۳۳۹	۹۱	۵۲	۰	۳	۳	۲۸	۳	۱۵۳	۱۹
۱۲	S-82/M7	۴۳	۲۰	۲	۲۷۶۰	۰	۲۵	۲	۱۰	۱۷۵۴	۱۱۲	۱۵	۱	۳	۸	۵۱	۸	۳۹۳	۲۰
۱۳	S-82/M9	۷۹	۱۸	۳	۲۵۷۰	۱	۳۱	۲	۷	۱۷۳۳	۱۲۲	۷	۱	۴	۶	۵۸	۱۴	۳۸۵	۷
۱۴	S-82/ND	۱۱۷	۱۹	۹	۲۴۲۱	۰	۳۳	۲	۱۱	۱۶۹۸	۱۱۶	۱۵	۰	۳	۷	۴۹	۱۲	۳۶۰	۲۸
۱۵	S-82/Y5	۱۰۰	۱۸	۵	۱۴۱۶	۰	۳۵	۲	۰	۱۳۲۶	۹۸	۱۲	۱	۱	۶	۹۲	۴۷	۳۳۶	۱۹