فصلنامه علمی پژوهشی زمین شناسی محیط زیست
سال نهم، شماره۳۱، تابستان۱۳۹۴

# بررسی شیمی کانی‌ها و مروری بر پترولوژی توده نفوذی منطقه مبارک‌آباد

**علی اصغر پرچگانی[۱]، محمد علی آرین[۲] و محمد فودازی[۳]**

۱-دانش آموخته‌ی کارشناسی ارشد زمین شناسی گرایش پترولوژی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال. Ali 85@ yahoo.com
۲-استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال
۳-استادیارگروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی اسلامشهر

**چکیده**

**در ۷۵ کیلومتری شمال شرق تهران و در منطقه مبارک‌آباد، یک دایک بزرگ با ابعاد ۶ کیلومتر در ۵۰۰ متر با راستای غرب - شمال غربی، شرق - جنوب شرقی به داخل یکی از انشعابات گسل مشا - فشم تزریق شده است.این توده به درون سازند کرج (ائوسن میانی) تزریق شده لذا سنی جوان تر از ائوسن میانی را دارد و از نظر سنگ شناسی شامل الیوین گابرو، گابرو، دیوریت و سینودیوریت می‌باشد. الیوین گابروها ملانوکرات است و کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آنها شامل اوژیت، بیتوونیت($An_{76}$)، لابرادوریت($An_{50}$)، هیالوسیدریت(الیوین) و بیوتیت و کانی‌های فرعی اورالیت و اوپک می‌باشد. در ملاگابرو به ندرت آثار تجزیه شدگی دیده می‌شود و کانی‌های ثانویه در این سنگ کلریت، سرپانتین و سوسوریت است. گابروها لوکوکرات هستند و آثار تجزیه شدگی شدید در آنها به چشم می‌خورد، اوژیت و لابرادوریت بخش اعظم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. دیوریت‌ها در این منطقه پلاژیوکلاز از نوع آندزین، هورنبلند و اوژیت به عنوان کانی‌های اصلی و فلدسپار آلکالن و مگنتیت به عنوان کانی‌های فرعی تشکیل شده‌اند. ماگماتیسم این منطقه از نوع کالکوآلکالن سدیک بوده، که دارای ماهیتی متاآلومین تا پرآلومین می باشد. تغییر و تحولات عناصر اصلی نشان دهنده‌ی وجود یک ارتباط زایشی و ژنیتیکی بین انواع مختلف ترم‌های سنگ های نفوذی در منطقه است.**

**واژگان کلیدی: پترولوژی، مبارک آباد، سازند کرج، کالکوآلکالن.**

**مقدمه**

منطقه مورد مطالعه در بین طول های شرقی ′۴۶ °۵۱ تا°۵۲ و عرض‌های شمالی ′۴۶ °۳۵ تا′۴۸ °۳۵ در جنوب رشته کوه البرز مرکزی واقع شده است راه دسترسی به این منطقه بزرگراه تهران - پردیس و در ادامه، جاده هراز است. محدوده مورد مطالعه از نظر ساختار زمین شناسی بخشی از زون البرز مرکزی به شمار می‌رود. در این منطقه تعدادی توده بازیک که تحت عملکرد نیروهای تکتونیکی خرد شده هستند، در کنار جاده هراز، روستای آردینه و جعفرآباد رخنمون دارند.

توده نفوذی مبارک آباد که بزرگترین توده این منطقه به شمار می آید، دربین روستای آردینه و مبارک آباد، به داخل یکی ازانشعابات گسل مشا - فشم، تزریق شده که بصورت یک دایک بزرگ باابعاد۶ کیلومتر در۵۰۰ متربا راستای غرب- شمال‌غرب ،شرق - جنوب شرق در نظر گرفت که در دامنه‌ی کوه‌های قراول و لار، نمایان شده است. بیشترین عرض دایک در سمت مغرب (۸۰۰ متر) و کمترین عرض آن در سمت مشرق (۲۰۰ متر)رخنمون دارد.

توده‌ی نفوذی مبارک آباد به درون سازند کرج (ائوسن میانی) تزریق شده لذا سنی جوان‌تر از ائوسن میانی را دارد، اما در بخش شمالی و غربی، با رسوبات پالئوزوئیک مرز مشترک دارد.

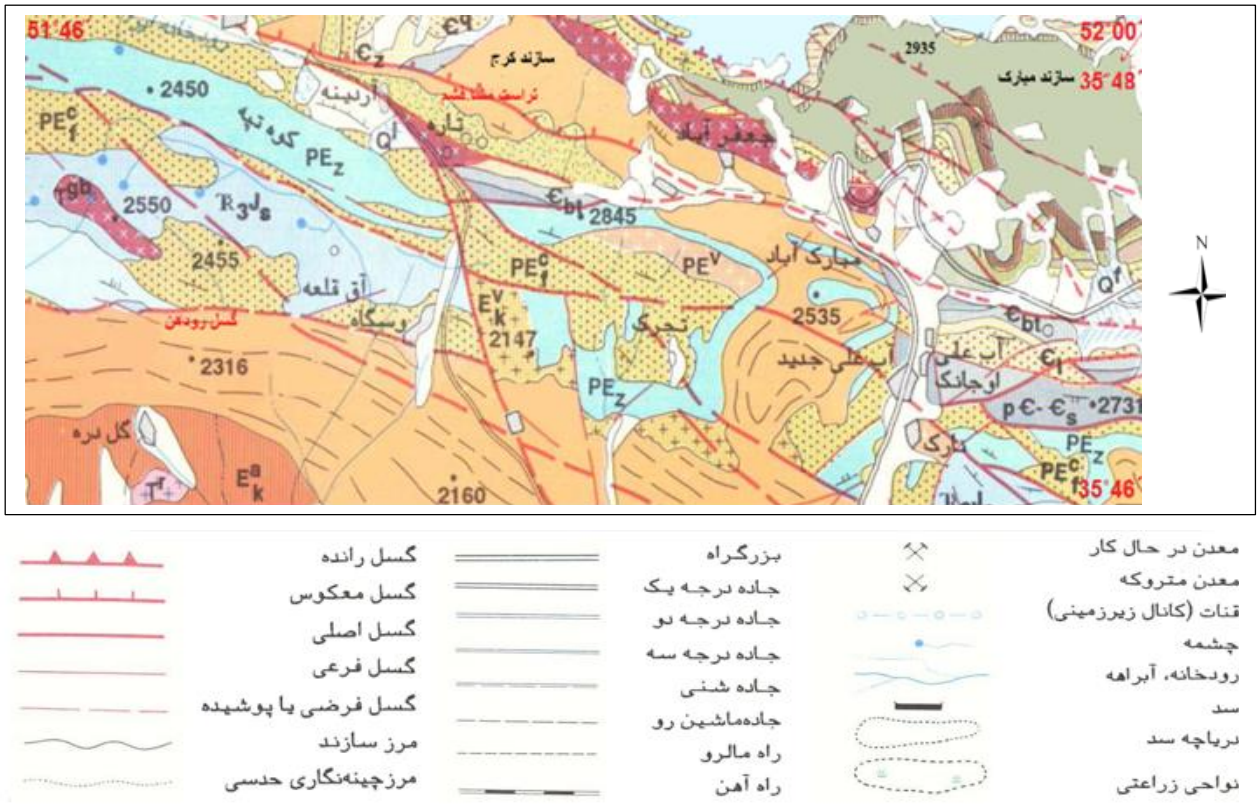
به شدت خرد و تجزیه شده است. با وجود این در منطقه قلوه‌های سالم ملاگابرو را بصورت هسته‌های باقیمانده از آلتراسیون پوست پیازی، می‌توان یافت. در این مقاله سعی شده است تا با تکیه بر اطلاعات صحرایی، بررسی های سنگ شناختی و نیز نتایج آنالیزهای XRF و الکترون میکروپروب سنگ‌های نفوذی رخنمون یافته، ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و سنگ‌زایی این توده‌ها مورد بررسی قرار گیرد.

## روش مطالعه

پس از انجام بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری از سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی مورد مطالعه ۶۰ نمونه از سالم‌ترین سنگ‌ها (با کمترین میزان دگرسانی) جهت مطالعات پتروگرافی

سازند ائوسن میانی در این منطقه، شامل گدازه، ذرات پیروکلاستیک، سنگ‌های آهکی

فسیلدار، دولومیت و سنگ‌های تبخیری است. این منطقه به شدت تکتونیزه است، بطوری که بخشی از گابروی ملانوکرات برداشته شد که از آنها مقطع نازک تهیه شد و بعد از مطالعات میکروسکوپی ۵ نمونه از سنگ‌ها جهت تجزیه شیمیایی XRF و ۱۵ نمونه از کانی‌های موجود در این مقاطع نازک شامل کانی‌های الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز جهت آنالیز میکروپروب انتخاب و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت (جدول ۱و۲). قابل ذکر است که نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی نمونه های مربوط به مطالعات انجام شده‌ی قبلی توسط (شایگانفر ،۱۳۶۶) و (سلیمانی ،۱۳۶۸) نیز در این جداول جهت مقایسه آورده شده است. ژوراسیک پیشین، سازند فجن مربوط به پالئوسن- ائوسن پیشین و سازند کرج با سن ائوسن میانی، می‌باشد (شکل ۱).




**شکل۱ – نقشه زمین‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی واقع در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران، فرهاد وحدتی ۱۳۷۶( سازمان زمین شناسی)**

جدول ۱ – نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آذرین نفوذی مبارک آباد به روش XRF

| Sample | P- 37 % | P-45 % | Sh -2 % | S - 8 % | P-56 % | S - 7 % | Sh-3 % | P- 63 % | S - 9 % | Sh-1 % | S - 21 % | P- 40 % | S - 40 % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45.65 | 47.35 | 47.8 | 48.77 | 50.62 | 50.80 | 51.2 | 51.23 | 52.77 | 53.5 | 56.40 | 64.70 | 65.42 |
| $Al_2O_3$ | 14.50 | 15.10 | 21.32 | 10.02 | 21.52 | 24.80 | 19.8 | 23.47 | 16.88 | 16.4 | 20.35 | 17.99 | 17.15 |
| $Fe_2O_3$ | 10.35 | 11.64 | 8.21 | 9.50 | 7.03 | 5.20 | 9.2 | 4.43 | 9.34 | 9.15 | 3.68 | 2.87 | 2.34 |
| CaO | 13.96 | 8.44 | 7.6 | 11.99 | 10.32 | 9.02 | 7 | 11.90 | 6.66 | 6.6 | 7.70 | 3.80 | 5.51 |
| $Na_2O$ | 1.20 | 2.99 | 4.27 | 1.17 | 2.99 | 2.85 | 2.6 | 3.11 | 3.99 | 2.7 | 4.50 | 6.39 | 5.03 |
| $K_2O$ | 0.54 | 1.76 | 0.36 | 0.79 | 1.36 | 1.85 | 2.5 | 1.25 | 0.14 | 1.5 | 0.90 | 0.87 | 0.49 |
| MgO | 13.09 | 11.63 | 9.02 | 16.87 | 5.37 | 4.63 | 5.6 | 3.08 | 8.95 | 8.9 | 4.80 | 2.09 | 3.31 |
| $TiO_2$ | 0.453 | 0.581 | 0.87 | 0.87 | 0.588 | 0.44 | 1.1 | 0.380 | 0.80 | 0.8 | 1.25 | 0.868 | 0.84 |
| MnO | 0.170 | 0.382 | 0.27 | 0.25 | 0.096 | 0.20 | 0.6 | 0.060 | 0.12 | 0.6 | 0.20 | 0.052 | 0.16 |
| $P_2O_5$ | 0.086 | 0.129 | 0.27 | 0.16 | 0.110 | 0.21 | 0.2 | 0.099 | 0.24 | 0.13 | 0.22 | 0.374 | 0.11 |
| Total | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |

جدول ۲ – نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین توده نفوذی منطقه مبارک آباد، که به روش XRF اندازه گیری

| Sample | P - 37 ppm | P - 45 ppm | P - 56 ppm | P - 63 ppm | P - 40 ppm |
|---|---|---|---|---|---|
| CL | 347 | 123 | 434 | 244 | 152 |
| Ba | 33 | 174 | 82 | 40 | 226 |
| Sr | 442 | 271 | 899 | 1052 | 660 |
| Cu | 27 | 10 | 35 | 11 | 81 |
| Zn | 51 | 206 | 34 | 23 | 33 |
| Pb | 13 | 8 | 18 | 9 | 16 |
| Ni | 258 | 151 | 138 | 92 | 38 |
| Cr | 777 | 337 | 199 | 102 | 7 |
| V | 113 | 144 | 143 | 97 | 141 |
| Ce | 9 | 3 | 2 | 25 | 65 |
| La | 4 | 1 | 1 | 13 | 31 |
| W | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Mo | 1 | 1 | 1 | 3 | 2 |
| Ga | 12 | 15 | 18 | 18 | 23 |
| Nb | 9 | 8 | 2 | 7 | 3 |
| Zr | 82 | 83 | 136 | 157 | 239 |
| Y | 10 | 16 | 15 | 20 | 46 |
| Rb | 19 | 44 | 49 | 59 | 28 |
| Co | 1 | 1 | 2 | 2 | 3 |
| As | 2 | 14 | 3 | 38 | 36 |
| U | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Th | 2 | 6 | 8 | 5 | 4 |

توده‌های نفوذی حاضر از نوع بازیک تا حدواسط بوده و شامل سنگ‌های‌گابرو(ملاگابرو و لوکوگابرو)، دیوریت و سینودیوریت است. کرنواستراتیگرافی، سازندهای حاضر در محدوده مورد مطالعه که با توده‌های نفوذی منطقه کنتاکت مشترک دارند، شامل سازند مبارک با سن کربونیفر زیرین، سازند شمشک با سن زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه به جهت قرار گرفتن در بین گسل‌های مشا- فشم و رودهن، تحت تاثیرعملکردنیروهای تکتونیکی می‌باشد. براساس تقسیم بندیXRF اندازه گیری شده‌اند.

**طبقه‌بندی شیمیایی** : جهت رده‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه از روش شیمیایی بر اساس نمودار آلکالی- سیلیس استفاده شده است. بر اساس این نمودار سنگ‌های منطقه شامل گابرو، گابرودیوریت وگرانودیوریت یا تونالیت می‌باشند (شکل ۳ و۲) که به شرح آن می‌پردازیم.

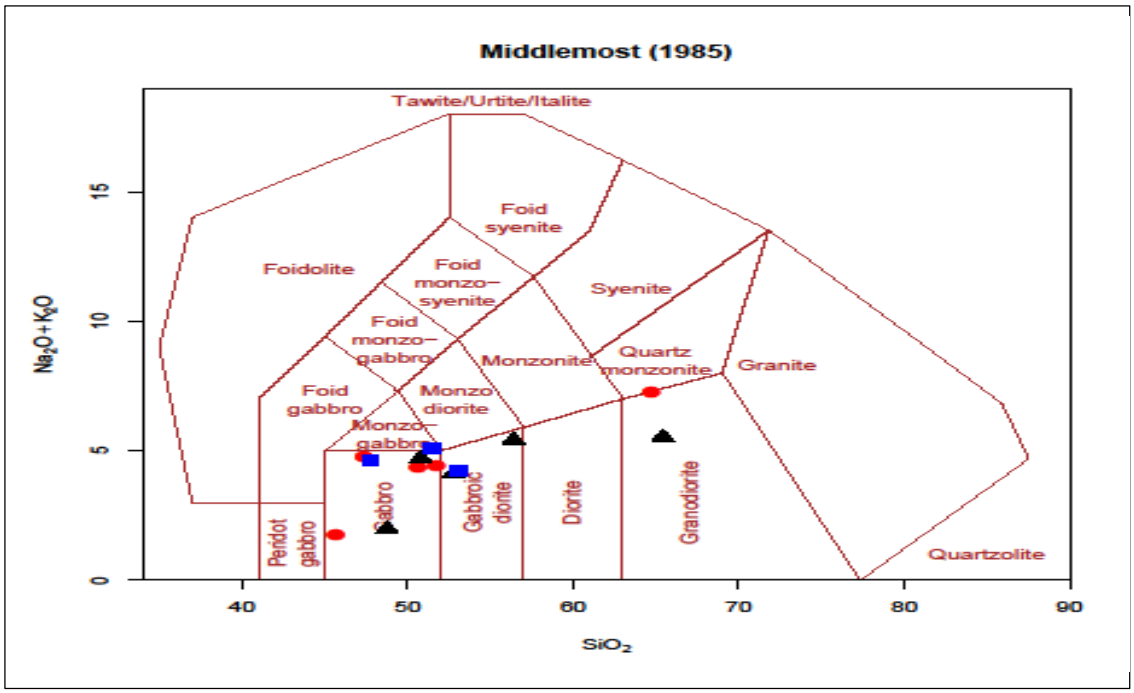
**پتروگرافی**: با توجه به کانی‌های موجود در سنگ‌ها و درصد فراوانی آنها سنگ‌های توده مبارک‌آباد شامل ملاگابرو، لوکوگابرو، دیوریت و سینودیوریت می‌باشند.

**ملاگابرو**

در نمونه دستی به رنگ تیره دیده می‌شود و تجزیه شدگی به مقدار کم مشاهده می‌شود. دارای بافت اینترگرانولار و گرانولار است و کانی‌های تشکیل دهنده آنها شامل کلینوپیروکسن از نوع اوژیت، پلاژیوکلاز از نوع بیتونیت و لابرادوریت، الیوین از نوع هیالوسیدریت و بیوتیت می‌باشد. آپاتیت، اورالیت و اکسید آهن کانی‌های فرعی این سنگ‌ها است (شکل ۵). سرپانتینی‌زاسیون الیوین، اورالیتی‌زاسیون اوژیت، سوسوریتی‌زاسیون پلاژیوکلاز و کلریتی‌زاسیون بیوتیت در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

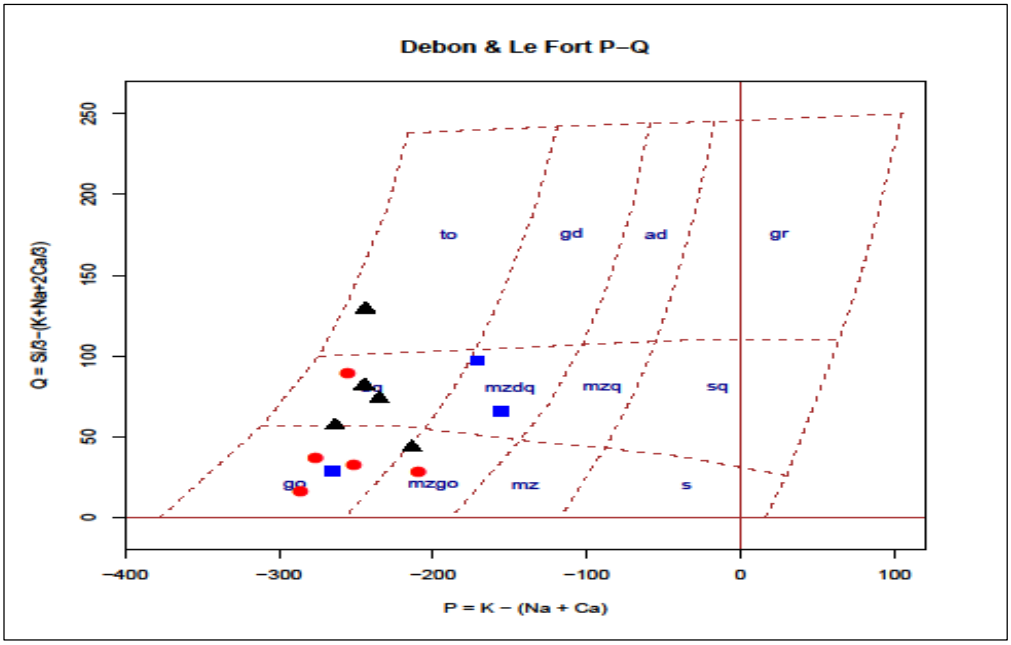
**لوکوگابرو**

در نمونه دستی دارای رنگ هوازده خاکستری روشن و در سطوح شکسته دارای رنگ خاکستری تیره می‌باشد. لوکوگابرو دارای بافت گرانولار و حاوی فنوکریست‌های پیروکسن از نوع اوژیت و پلاژیوکلاز از نوع لابرادوریت می‌باشد. آثار تجزیه‌شدگی در این سنگ ها به فراوانی به چشم می‌خورد (شکل ۵).

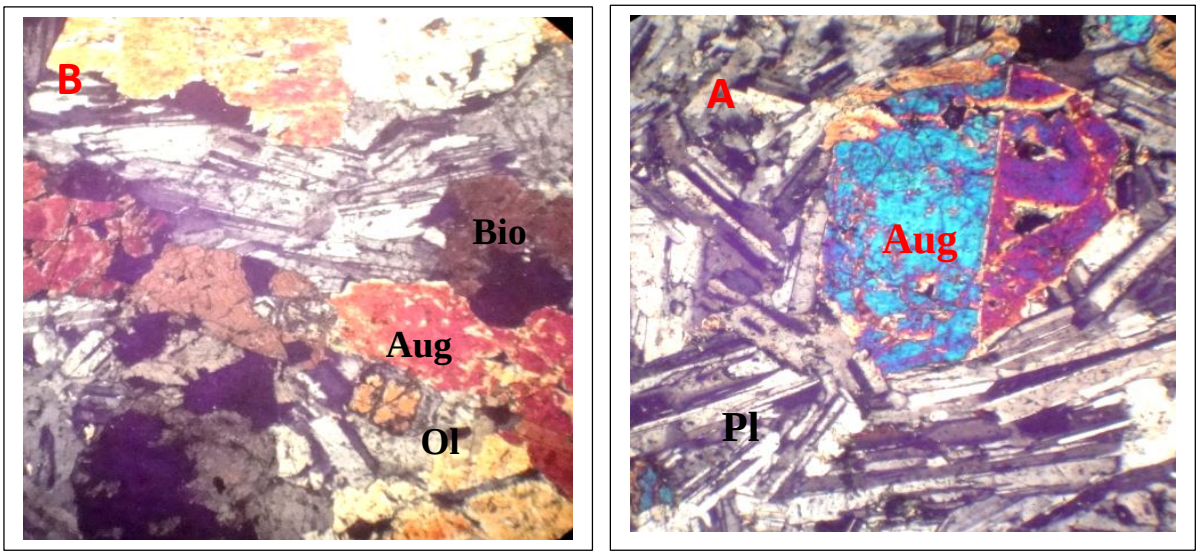



**شکل ۲ – نمودار $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$ جهت طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین نفوذی ( میدل موست ۱۹۸۵ ).**

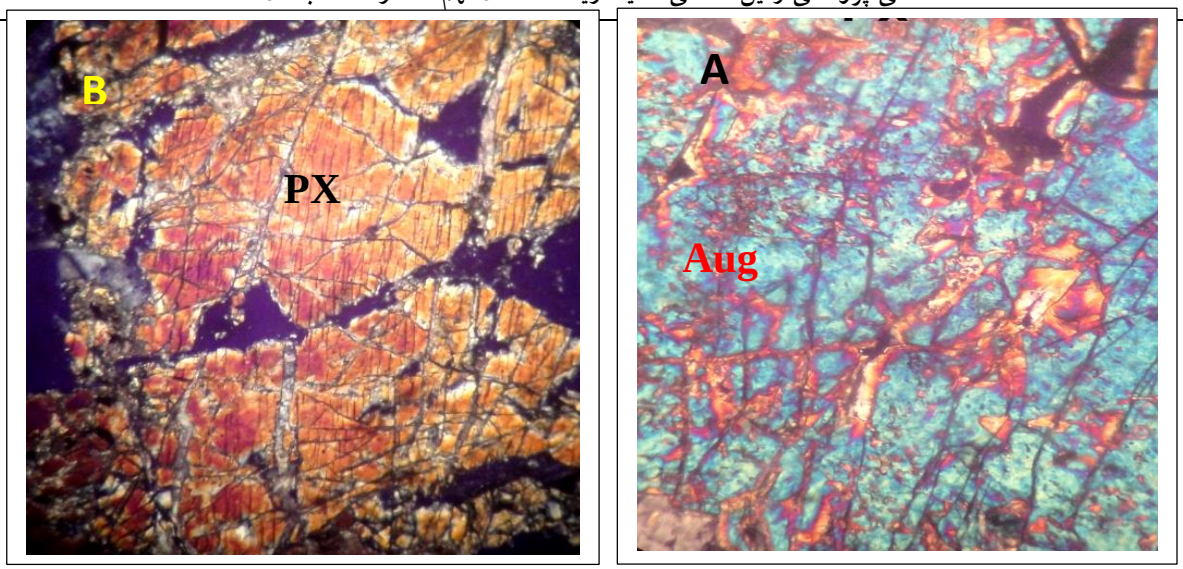
**بر اساس این نمودار سنگ‌های نفوذی منطقه در محدوده گابرو، گابرودیوریت و گرانودیوریت جای گرفته‌اند.**



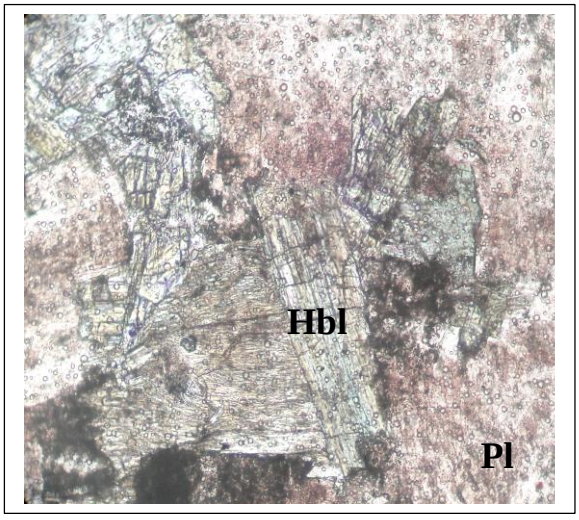

شکل ۳ – نمودار **Q/P** دبون و لفورت (۱۹۸۳) جهت طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه به روش کاتیونی. بر اساس این نمودار نمونه سنگ‌های منطقه در محدوده‌های گابرو، مونزوگابرو، کوارتز دیوریت، کوارتزمونزودیوریت و تونالیت جای گرفته‌اند.



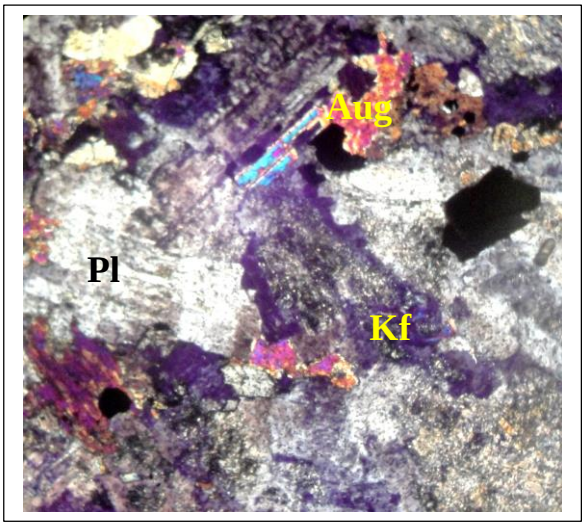

شکل ۴ – **A** بافت اینترگرانولار در ملاگابرو با حضور بلورهای پلاژیوکلاز و اوژیت و **B** بافت گرانولار در ملاگابرو و کانی های اوژیت، پلاژیوکلاز، الیوین و بیوتیت دیده می‌شود. **Field length: 1.2mm, 100X.XPL**




**شکل ۵ – A بافت گرانولار در لوکوگابرو با حضور بلورهای اوژیت و B بافت گرانولار در لوکوگابرو و درشت بلور اوژیت دیده می‌شود، همانطور که در تصویر مقطع میکروسکوپی از سنگ‌های لوکوگابرو مشاهده می‌شود، این بلورها در حال تجزیه شدن می‌باشند. Field length: 1.2mm, 100X.XPL**



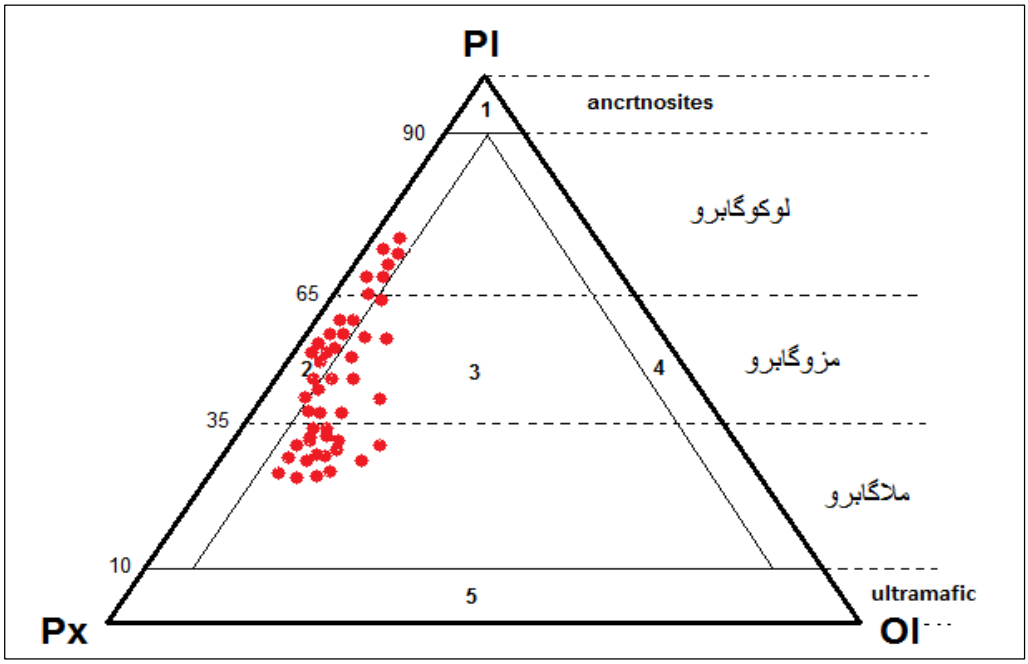

**شکل ۶– بافت گرانولار در دیوریت با حضور بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود.**
**Field length: 1.2mm, 100X.XPL**




**شکل ۷– بافت گرانولار در سینودیوریت با حضور بلورهای اوژیت، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود.**
**Field length: 1.2mm, 100X.XPL**

**دیوریت:** در نمونه دستی دارای رنگ هوازده خاکستری روشن و در سطوح شکسته به رنگ خاکستری دیده می‌شود. بلورهای تشکیل دهنده‌ی آن شامل آندزین (بر اساس زاویه خاموشی به روش میشل‌لووی)، هورنبلند، اوژیت و به طور فرعی فلدسپار آلکالن می‌باشد (شکل ۶).

**سینودیوریت:** در نمونه دستی به رنگ هوازده خاکستری روشن و در سطوح شکسته‌ی آن دارای رنگ خاکستری می‌باشد. فنوکریست‌های این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند و آلکالی فلدسپار است ( شکل ۷).




**شکل ۸ – نمودار Pl-Px-Ol اشتریکایزن جهت رده‌بندی سنگ‌های منطقه به روش کانی‌شناسی.**

**الکترون میکروپروب**: جهت تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه مورد تحقیق، کانی‌های الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز مورد آنالیز EPMA قرار گرفت. از آنجا که آنالیزور نتایج حاصل را به صورت اکسید نمایش می‌دهد، لازم است مقدار درصد فراوانی هر عنصر دقیقاً محاسبه شود، از این‌رو از عدد جرمی عناصر و جرم مولی اکسیدها استفاده می‌شود.

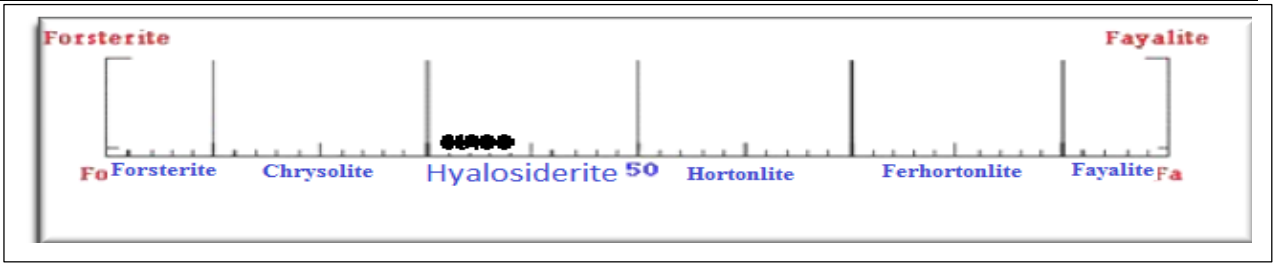
**الیوین**: با شکل گرفتن فاز فورستریت– فایالیت و با توجه به درصد عناصر آهن و منیزیم در می‌یابیم الیوین دارای ۶۷/۸ درصد منیزیم از نوع هیالوسیدریت می‌باشد و از نظر ترکیب شیمیایی در مرز کریزولیت قرار گرفته است (شکل ۱۰).

**پیروکسن**: پیروکسن‌ها غنی از منیزیم می‌باشند و با توجه به فراوانی درصدهای عناصر اصلی از قبیل FeO، CaO و MgO، از نوع اوژیت می‌باشند ( شکل ۱۱ ).

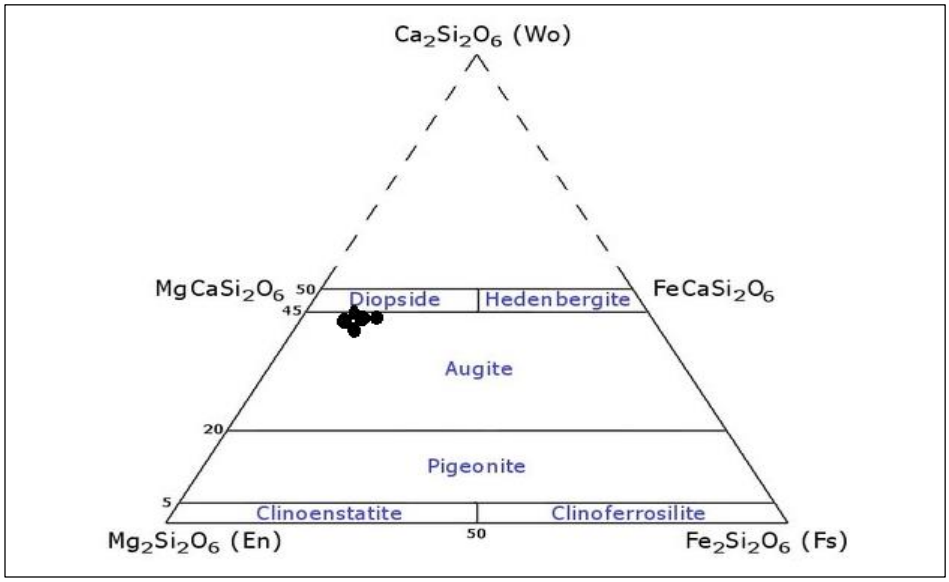
**پلاژیوکلاز**: با توجه به درصد وزنی اکسیدها، پلاژیوکلازها در محدوده‌های مربوط به بیتونیت و لابرادوریت جای می‌گیرند(شکل ۱۲ ).

**ژئوشیمی**: مقدار اکسیدهای اصلی نسبت به سیلیس با استفاده از تجزیه شیمیایی مورد بررسی قرار می‌گیرد(شکل ۱۳).

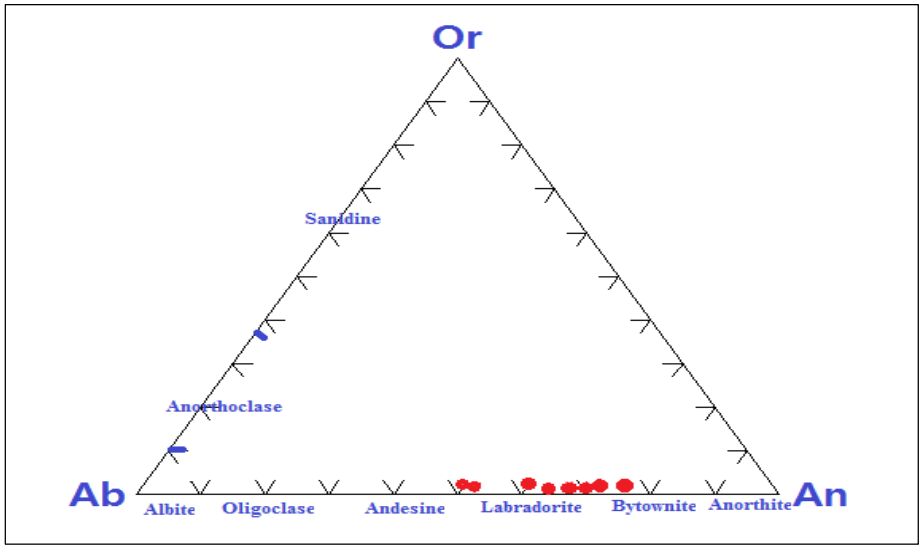
مقدار اکسید $Al_2O_3$ در سنگ‌های منطقه از حدود ۱۰ درصد در گابروها تا ۲۵ درصد در دیوریت در حال تغییر است، مقدار فراوانی این اکسید از ترم‌های بازیک به سمت ترم‌های حدواسط روند رو به افزایشی دارد و در ادامه به سمت ترم‌های اسیدی مقدار $Al_2O_3$ رو به کاهش می‌گذارد. در ترم‌های حدواسط و دیوریت‌ها با افزایش درصد پلاژیوکلازها، مقدار فراوانی آلومینیوم نیز افزایش می یابد که علت این امر حضور $Al_2O_3$ در ساختمان پلاژیوکلازها می‌باشد.



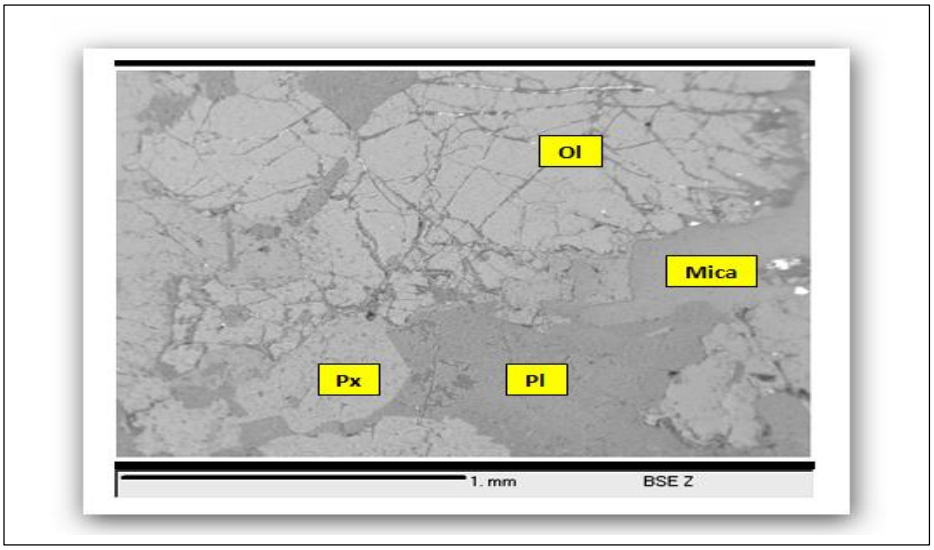

شکل ۹- نمودار تفکیکی فورستریت – فایالیت، این نمودار بر اساس درصد فراوانی منیزیم در مقابل آهن رسم شده است. همانطور که در نمودار مشخص است نمونه های الیوین در بخش هیالوسیدریت قرار می‌گیرند



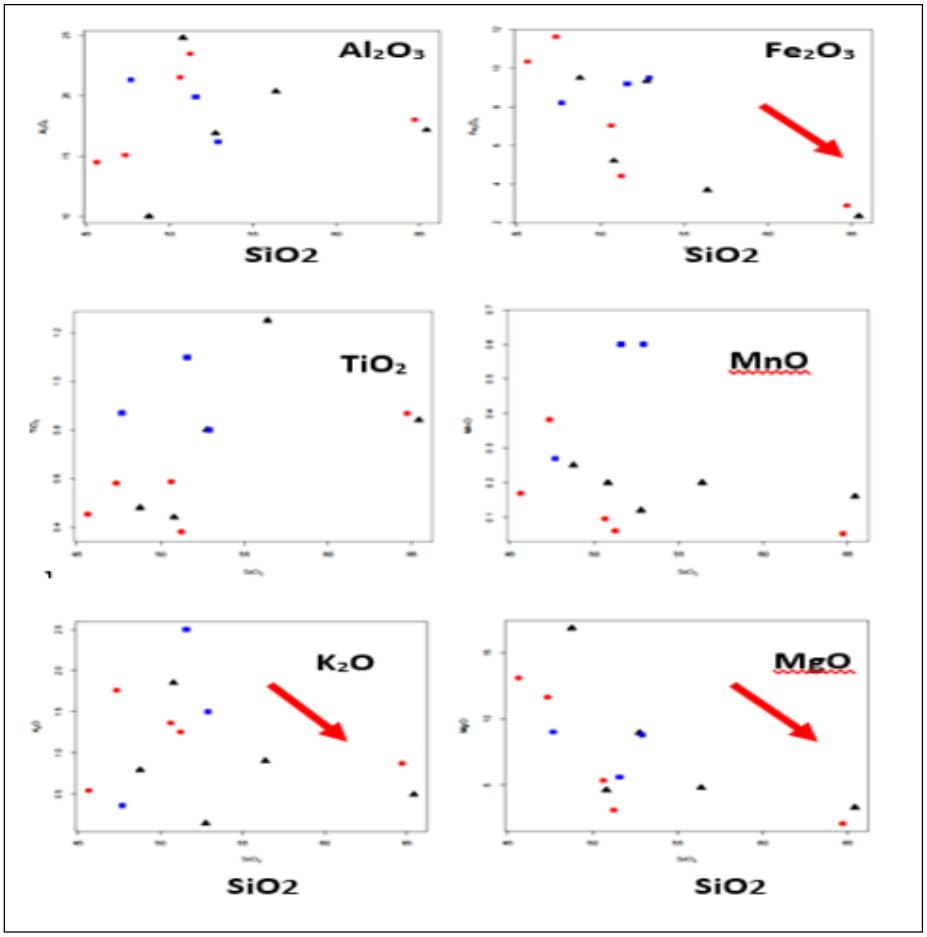

شکل ۱۰- نمودار تفکیکی پیروکسن، بر اساس این نمودار نمونه پیروکسن‌های منطقه در ناحیه مربوط به اوژیت غنی از منیزیم قرار می‌گیرند.




شکل ۱۱- نمودار **Or-Ab-An**، بر اساس این نمودار نمونه‌های پلاژیوکلاز از نوع بیتونیت و لابرادوریت می‌باشند.




شکل ۱۲- تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) کانی‌های موجود در نمونه.




شکل ۱۳- نمودارهای تغییرات شیمیایی اکسیدهای اصلی نسبت به سیلیس در سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه مبارک‌آباد.

مقدار اکسید $Fe_2O_3$ در سنگ‌های منطقه از حدود ۲/۲ درصد در سینودیوریت‌ها تا ۱۱/۸درصد در گابروها در حال تغییر است، فراوانی این عنصر از ترم‌های بازی به سمت ترم‌های اسیدی یک روند نزولی را دنبال می‌کند و با شیب تندی به سمت صفر نزدیک می‌شود. تمرکز آهن در کانی‌های فرومنیزین الیوین و اوژیت علت اصلی این امر به شمار می‌آید البته آهن در ساختمان مگنتیت نیز وجود دارد و همین درصد اندک موجود در ترم‌های اسیدی مربوط به مگنتیت می‌باشد. مقدار درصد وزنی اکسید $CaO$ از حدود ۳ درصد در سینودیوریت‌ها تا ۱۴ درصد در گابروها و ترم‌های بازیک درحال تغییر است، منحنی مقدار درصدی این اکسید از ترم‌های بازی به سمت ترم‌های اسیدی با یک روند نزولی منظم رو به کاهش است. علت اصلی این کاهش شرکت $Ca$ در ساختمان اوژیت و پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم می‌باشد که در مراحل اولیه تبلور تشکیل شده‌اند، بدین ترتیب ماگمای باقیمانده از کلسیم فقیر می‌شود. مقدار فراوانی اکسید $Na_2O$ از حدود ۱/۲درصد در گابرو و ترم‌های بازیک تا ۶/۴ درصد در سینودیوریت‌ها و ترم‌های اسیدی‌تر در حال تغییر است و منحنی این نمودار با شیب مثبت از سمت ترم‌های بازیک به سمت ترم‌های اسیدی دارای روند صعودی است.

این روند نشان دهنده‌ی آن است که در مراحل اولیه تبلور ماگما مقدار این اکسید کم بوده اما با تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک در ماگما مقدار فراوانی آن افزایش یافته است. نکته قابل توجه این است که مقدار این اکسید در لوکوگابروها تا ۳ برابر ملاگابروها افزایش می‌یابد.

مقدار فراوانی اکسید $K_2O$ از حدود ۱/. درصد در ملاگابروها تا ۲/۵ درصد دردیوریت درحال تغییر است. همانطور که در شکل شماره ۱۳ مشاهده می‌شود روند منحنی به صورت نامنظمی می‌باشد ودر ترم‌های حدواسط به بیشترین مقدار خود می‌رسد.

مقدار فراوانی اکسید $MgO$ از حدود ۲ درصد در سینودیوریت تا ۱۷ درصد در ملاگابروها در حال تغییر است. این عنصر نیز مانند آهن در ساختمان کانی‌های الیوین و اوژیت شرکت می‌کند در نتیجه مقدار آن در ترم‌های بازیک بسیار بیشتر از ترم‌های اسیدی‌تر می‌باشد و منحنی این نمودار به صورت نزولی است.

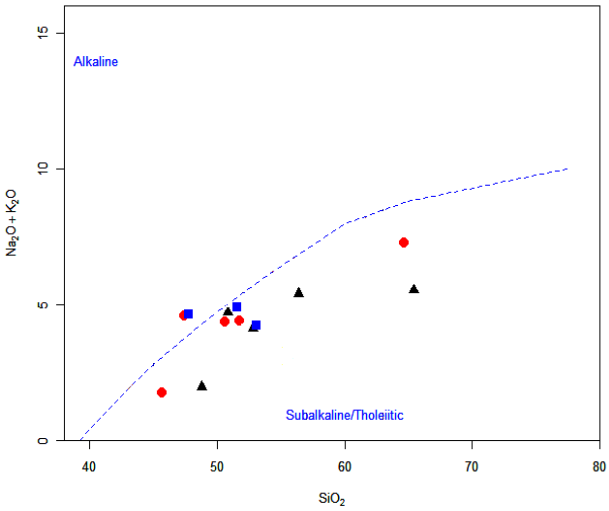
تقلیل تدریجی منیزیم از سنگ‌های بازی به اسیدی می‌تواند ناشی از تبلور و تفریق الیوین و اوژیت از ماگما باشد مقدار فراوانی اکسید $TiO_2$ از حدود ۰/۳ تا ۱/۳درصد در سنگ‌های منطقه ثبت شده است و مقدار آن با یک بی‌نظمی مشاهده می‌شود.

این اکسید در ساختمان اوژیت شرکت می‌کند و باعث وجود یک رنگ بنفش در این کانی‌ها می‌شود. اوژیت های این منطقه غنی از تیتان می‌باشند . درصد فراوانی اکسید $MnO$ از حدود ۰/۰۵ درصد تا حدود ۰/۶ به صورت نامنظمی در حال تغییر است و یک بی‌نظمی شدید را از خود نشان می‌دهد. علت این بی‌نظمی می‌تواند ناشی از فعالیت‌های هیدروترمالی باشد که باعث ورود و خروج منگنز از بعضی از سنگ‌ها شده است بنابراین مقداراکسید منگنز موجود در سنگ‌ها چندان تابع تحولات ماگمایی نیست.

**تعیین سری ماگمایی**

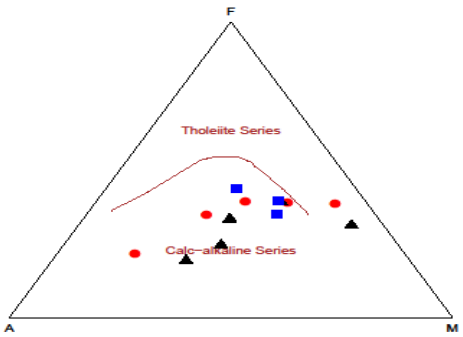
سنگ‌های آذرین در تفریق از ماگمای مادر مجموعه‌های ویژه‌ای را می‌سازند که بعنوان سری‌های ماگمایی شناخته می‌شوند. سری‌های ماگمایی را با توجه به ترکیب شیمیایی و نیز از نظر ترکیب کانی‌شناسی می توان از یکدیگر جدا کرد. نمودار ایروین و بارگار ( ۱۹۷۱ ) و نیز نمودار میاشیرو (۱۹۷۴) در تفکیک سری ساب‌آلکالن از آلکالن مفید است. نمودار مثلثی AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱) را می‌توان جهت مشخص کردن غنی‌شدگی آهن و تفکیک انواع تولهایتی و کالکوآلکالن نمونه‌های ساب آلکالن استفاده نمود. با توجه به این نمودارها ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن و از نوع کالکوآلکالن می‌باشد (شکل ۱۵ و۱۴).

Irvin and Baragar (1971)



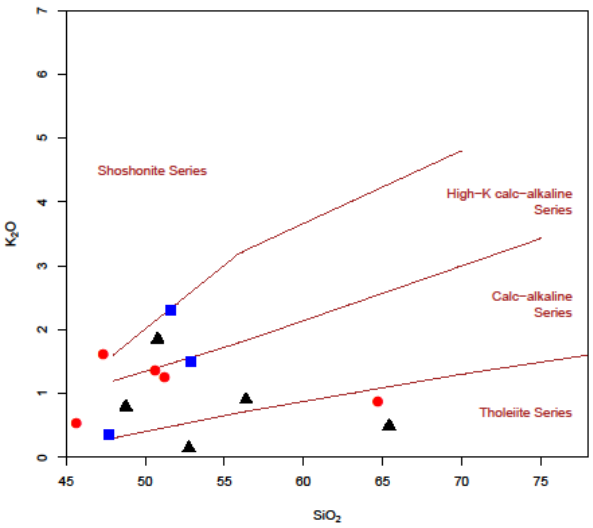

**شکل ۱۴ – همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود با افزایش مقدار درصد وزنی سیلیس در نمونه‌ها مقدار آلکالن‌ها نیز افزایش می‌یابد و نمونه‌ها از یک روند نسبتاً هماهنگی پیروی می‌کنند و نمونه سنگ‌های آذرین منطقه در محدوده‌ی ساب‌آلکالن قرار گرفته‌اند.**

**AFM plot (Irvine and Baragar 1971)**



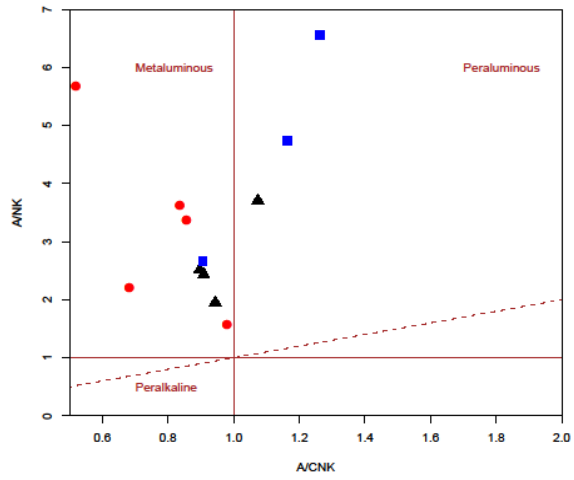

**شکل ۱۵ – این نمودار که توسط ایروین و براگار ارائه شد شامل دو محدوده تولهایتی و کالکوآلکالن است. این نمودارباساس سه پارامتر AFM می باشد که $F = FeO\ total$ و $M = MgO$ و $A = Na_2O + K_2O$ است. بر اساس این نمودار نمونه سنگ‌های آذرین منطقه در محدوده‌ی مربوط به کالکوآلکالن جای گرفته‌اند.** در تعیین سری ماگمایی علاوه بر نمودارهای فوق، از نمودار پکسریلو و تایلور،۱۹۷۶ ( شکل ۱۶) جهت تعیین ماهیت سنگ‌های منطقه مورد مطالعه استفاده شد.این نمودار توسط پکسریلو و تیلور در سال ۱۹۷۶ برای تعیین سری‌های ماگمایی ارائه شد که بر اساس درصد $K_2O$ نسبت به $SiO_2$ می‌باشد. طبق این طبقه بندی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در سه بخش تولهایتی، کالکوآلکالن و کالکوآلکالن غنی از پتاسیم قرار می‌گیرند.

**$SiO_2$–$K_2O$ plot (Peccerillo and Taylor 1976)**




**شکل ۱۶ – موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه بروی نمودار پکسریلو و تیلور ( ۱۹۷۶ ) مشاهده می‌شود.**

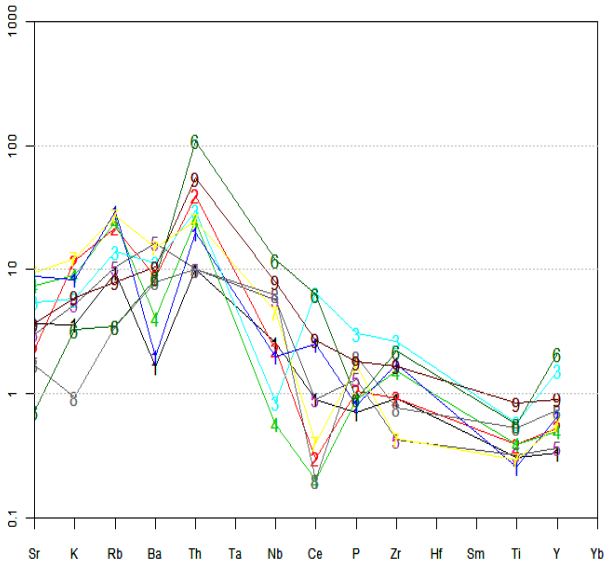
**A/CNK–A/NK plot (Shand 1943)**



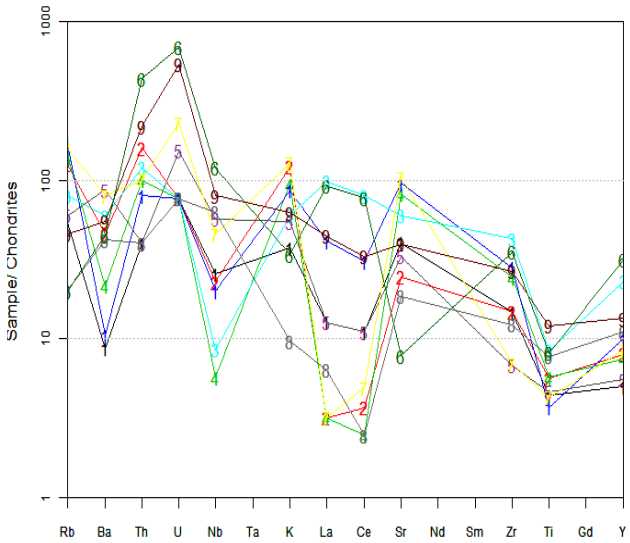

**شکل ۱۷– موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه بروی نمودار شند ( ۱۹۴۳ ) مشاهده می‌شود.**

### نمودارهای عنکبوتی

با تفسیر نمودارهای عنکبوتی نمونه سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نسبت به پوسته‌ی اقیانوسی به این نتیجه می‌رسیم که عناصر کمیابی نظیر Th ، K ، Ba ، Sr و Rb دارای غنی‌شدگی می‌باشند که گاهی این غنی شدگی تا ۱۰۰ برابر می‌رسد و در مقابل عناصری نظیر Y و Ti تهی‌شدگی از خود نشان می‌دهند. همچنین عناصر نظیر Nb , Zr و Ce در تعدادی از نمونه‌ها غنی‌شدگی و در تعدادی دیگر تهی‌شدی از خود نشان می‌دهند (شکل ۱۸).



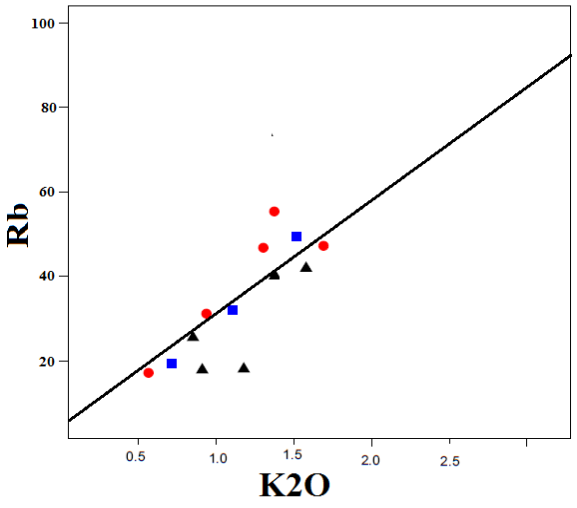

**شکل ۱۸ – نمودار عنکبوتی نسبت به پوسته اقیانوسی (Wood et al. 1979)**



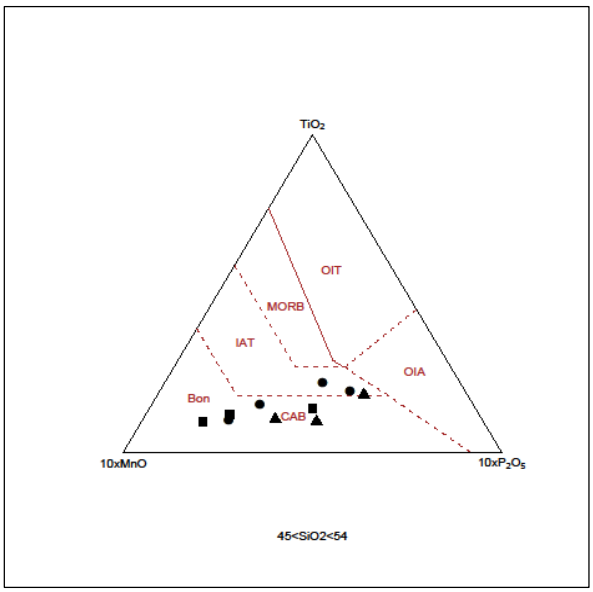

**شکل ۱۹ – نمودار عنکبوتی نسبت به کندریت (تامپسون ۱۹۸۲)**

در نمودار عنکبوتی بر اساس کندریت‌ها غنی‌شدگی تا بیش از ۸۰۰ برابر برای عناصر اورانیوم و توریم مشاهده می‌شود و تمامی عناصر نسبت به نمودار نرمالیزه شده کندریت از خود غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۹).

در مورد عنصر پتاسیم، این عنصر در مقایسه با انواعMORB از خود غنی‌شدگی و در مقایسه با پوسته قاره‌ای از خود تهی‌شدگی نشان می‌دهد. استرانسیوم نیز در بیشتر نمودارهای عنکبوتی از خود غنی‌شدگی نشان می‌دهد به جز نمونه سینودیوریت، به نظر می‌رسد وارد شدن Sr در ساختمان کانی پلاژیوکلاز در دیوریت‌ها سبب پایین آمدن درصد این عنصر در ترم های اسیدی‌تر شده است. در نمودارهای عنکبوتی بیشتر نمونه‌ها، عناصر لیتوفیل نظیر Rb، K ، Ba و Sr نسبت به مقادیر نرمالیزه شده از خود غنی‌شدگی نشان می‌دهند، تحرک این عناصر بسیار زیاد است و در پوسته قاره‌ای تمرکز می‌یابند و غلظت آنها در ماگما می‌تواند نشان دهنده‌ی آلایش ماگما با پوسته قاره‌ای به شمار آید.




**شکل ۲۰– نمودار انتخابی توزیع Rb در برابر $K_2O$ برای نمونه‌های توده ی نفوذی مبارک‌آباد. تغییر هماهنگ Rb و K2O به دلیل نزدیکی پتانسیل یونی Rb و K در نمودار به خوبی مشخص است.**




**شکل ۲۱ – نمودار مثلثی مولن ($TiO_2$ - $P_2O_5$ - MnO)**

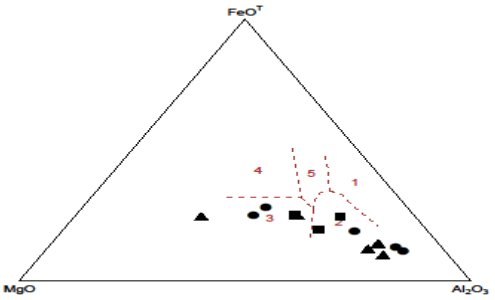
**IAT** : **تولهایت جزایر قوسی،**

**MORB** : **بازالت ریفت قارهای،**

**OIT** : **تولهایت جزایر قوسی،**

**OIA** : **آلکالن جزایر قوسی،**

**CAB** : **بازالت کالکوآلکالن**




**شکل ۲۲ – نمودار مثلثی ریکوود (FeO+ Ti) –Mg - Al**

**۱ : زون گسترش جزایر،**

**۲ : جزایر قوسی و زون حاشیه قارهای،**

**۳ : زون گسترش،**

**۴ : جزایر اقیانوسی،**

**۵ : قارهای**

## الگوهای تکتونوماگمایی

برای تعیین محیط تکتونوماگمایی از نمودار مثلثی مولنبر اساس $TiO_2$ - $P_2O_5$ - MnO بدون دخالت آلکالیها (شکل ۲۱) و نمودار مثلثی ریکوود (شکل ۲۲) بر اساس(FeO+ Ti ) - Al - Mg استفاده شده است.

با رسم نمودار مثلثی مولن بر اساس به این نتیجه رسیدیم که ماگما از نوع بازالت کالکوآلکالن (CAB) و تولهایت جزایر قوسی ( IAT ) است. و بارسم نمودار مثلثی ریکوود، دانستیم ماگما از نوع جزایر قوسی و زون حاشیه ای قارهها بعلاوه زون گسترش میباشد.در ملاگابروها نسبت ( Mg × 100 ) / ( Mg + Fe ) برابر با ۷۶ میباشد این نسبت در بازالتهای اولیه بین ۶۸ تا ۷۳ و در پریدوتیتهای گوشته، ۸۸ تا ۸۹ میباشد (روئدر و امسلی، ۱۹۷۰). بنابراین ملاگابرو، اگر یک ماگمای اولیه محسوب شود، نمی تواند حاصل ذوب بخشی گوشته با نرخ ضعیف باشد، زیرا این نسبت در مذابهای ابتدائی با نرخ کمتر از ۲۵ درصد، از ۷۳ درصد تجاوز نمیکند، مگر اینکه بخش قابل توجهی از پریدوتیت در مذاب شرکت کرده باشد. در حالت اخیر بایستی ماگما طبیعت تولهایتی پیدا کرده و ترمهای تفریق یافته آن خط تحول سری تولهایتی را تعقیب نماید، حال آنکه ماگماهای بازیک مبارک آباد به سری کالکوآلکالن نزدیکتر هستند تا تولهایتی. به نظر میرسد بالا بودن نسبت فوق در ملاگابرو، ناشی از سگرگاسیون و تراکم بلورهای الیوین در این بخش از تودهی نفوذی باشد (معین وزیری، ۱۳۶۸). در این صورت لوکوگابرو حاصل فلوتاسیون و جدایش پلاژیوکلاز از کانیهای مافیک میتواند به حساب آید و ماگمای سبک باقی مانده نیز در بخش فوقانی توده، موجب تشکیل دیوریت در حاشیه شمالی و سینودیوریت در بخشهای مرتفع تر توده شده است. با توجه به مطالب فوق، ماگمای اولیه قبل از تفریق دارای ترکیبی حدواسط بین لوکوگابرو و ملاگابرو بوده و از ذوب بخشی پریدوتیتی متاسوماتیزه، حاصل شده است. وجود کانیهای آبدار نظیر

آمفیبول (۰/۴ درصد) و بیوتیت (۱ تا ۵/۴ درصد) در سنگ‌های بازیک مبارک‌آباد، گواه بر پر آب بودن ماگمای مادر است. همچنین پر آب بودن ماگمای مادر را نیز از آنجا می‌توان فهمید که ماگما قبل از رسیدن به سطح زمین منحنی سولیدوس خود را قطع کرده است. فراوانی عناصر هیگروماگمافیل در سنگ‌های تفریق یافته، می‌تواند نشانه‌ی غنی بودن گوشته‌ی مولد این ماگماها از این نوع عناصر باشد (معین وزیری،۱۳۶۸). درخصوص منطقه‌ی البرز، عدم مشاهده یک زنجیره افیولیتی ممتد در این مسیر، مانع از آن است که یک پالئوسابداکشن بین پوسته‌ی اقیانوسی پالئوتتیس و ایران مرکزی را که گالپرین ( ۱۹۶۲ ) و کاندی (۱۹۸۲) به آن اشاره نموده‌اند باور کنیم. بهرحال وجود یک کانون داغ در البرز مرکزی، پس از ولکانیسم شدید ائوسن در این منطقه، محتمل است و این کانون حرارتی می‌تواند دنباله‌ی همان فرآیندی باشد که در طول ترشیر ولکانسیم البرز مرکزی را فراهم کرده است.

## نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و آنالیز الکترون میکروپروب، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی ملاگابروهای منطقه از نوع اوژیت، پلاژیوکلاز از نوع بیتونیت و لابرادوریت، الیوین از نوع هیالوسیدریت (در حال تجزیه به سرپانتین)، و بیوتیت می‌باشد. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی لوکوگابروها شامل اوژیت و لابرادوریت می‌باشند. همچنین دیوریت‌ها از آندزین، هورنبلند و اوژیت تشکیل شده‌اند و کانی‌های اصلی سازنده‌ی سینودیوریت‌ها شامل آندزین، اوژیت، هورنبلند و ارتوز می‌باشند. نمودارهای هارکر روند کاهشی منظمی را برای اکسیدهای آهن، منیزیم و کلسیم با افزایش درصد وزنی سیلیس نشان می‌دهند که حاکی از تفریق ماگمایی در این سنگ‌ها است. اکسید سدیم با افزایش سیلیس افزایش می‌یابد و نمودارهای اکسیدهای آلومنیوم، پتاسیم، تیتانیوم و منگنز روند خاصی را دنبال نمی‌کنند، بیشترین درصد فراوانی اکسیدهای یاد شده در ترم‌های کمتر بازیک و در دیوریت‌ها می‌باشد.

در نمودارهای عنکبوتی REE نرمالیزه شده با کندریت هیچ‌گونه تهی شدگی مشاهده نمی شود. و در نمودار عنکبوتی نسبت به مورب عناصر کمیاب به سه دسته تقسیم می‌شوند: گروه اول عناصر کمیابی نظیر Th ، K ، Ba ، Sr و Rb دارای غنی‌شدگی می‌باشند که گاهی این غنی‌شدگی تا ۱۰۰ برابر می‌رسد. گروه دوم عناصری نظیر Y و Ti که تهی‌شدگی از خود نشان می‌دهند.و در نهایت گروهی از عناصر نظیر Nb , Zr و Ce که در تعدادی از نمونه‌ها غنی‌شدگی و در تعدادی دیگر تهی‌شدی از خود به نمایش می‌گذارند.

نمودار مثلثی مولن ( ۱۹۸۳ ) نشان داد که ماگما از نوع بازالت کالکوآلکالن (CAB ) و توله‌ایت جزایر قوسی (IAT) است. و با رسم نمودار مثلثی ریکوود (۱۹۸۹) ، دانستیم که نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از نوع جزایر قوسی و زون حاشیه‌ای قاره‌ها بعلاوه زون گسترش می‌باشد.ماگمای کالکوآلکالن بازیک دچار تفریق ثقلی کانی‌های الیوین شده و سنگ‌هایی با عنوان گابرو را تشکیل داده است. گابروها در این بخش شامل گابروهای الیوین دار با رنگ تیره با عنوان ملاگابرو و گابروهای بدون الیوین و با رنگ روشن و درصد بالاتر اوژیت با نام لوکوگابرو شده است. با فلوتاسیون پلاژیوکلازها ترم جدیدی از سنگ‌ها با عنوان دیوریت تشکیل شده است. مصرف آهن ومنیزیم در الیوین و کلینوپیروکسن سبب فقیر شدن ماگما از این عناصر شده و با شرکت کلسیم در پلاژیوکلازها همراه گشته در نتیجه ماگمای باقی مانده غنی از سیلیس و آلکالن ها شده و گروه دیگری از سنگ‌ها به نام سینودیوریت را می‌سازد و برای اولین بار فلدسپار آلکالن نمایان می‌شود. پس از ائوسن میانی و فعالیت کوهزایی آلپ – هیمالیا، یک کانون داغ در زون البرز مرکزی وجود داشته است که می‌توان فعالیت‌های ماگماتیسم موجود در البرز مرکزی، از جمله کوه آتشفشانی دماوند و توده‌های نفوذی شامل گرانودیوریت قصرفیروزه، نفلین سینیت لواسان، مونزونیت– گابرو سد کرج و گابروی مبارک‌آباد را به آن نسبت داد. وجود

گسل‌های تراستی و امتداد لغز، با روند شرقی – غربی در البرز که توسط گسل‌های مورب قطع شده‌اند را نیز نمی‌توان نادیده گرفت. حرکت این گسل‌ها می‌تواند از یک طرف موجب هورست شدن زمین‌ها و ایجاد پدیده‌ی آدیاباتیک در گوشته، و از طرف دیگر باعث کشش‌های محلی بشود که در هر دو حال امکان ذوب گوشته و تولید ماگماهای بازیک را فراهم آورد (معین وزیری،۱۳۶۸). در منطقه مبارک‌آباد وجود گسل های فراوان و فعالیت‌های تکتونیکی باعث شده است که اولاً سنگ‌های موجود در گوشته با کاهش فشار در دمای ثابت دچار ذوب بخشی شده و کاهش چگالی نسبت به سنگ‌های اطراف سبب شده است که ماگما به سطح زمین نزدیک شود و ثانیاً این گسل‌ها بستری را فراهم کردند که این ماگمای تشکیل شده بتواند به سطح زمین راه یابد. برطبق مشاهدات و مطالعات انجام شده به این نتیجه رسیدیم که این ماگما یک ماگمای کالکوآلکالن پرآب است (براساس نمودارهای ایروین و باراگار،۱۹۷۱) که غنی از آلومنیوم می‌باشد. البته عبور این ماگما و بالا آمدن آن در لایه‌های آهکی، و درجه حرارت بالای ماگماهای بازالتی می‌تواند با هضم این سنگ‌ها همراه باشد و خصوصیات شیمیایی آنرا دستخوش تغییر کرده است، بالا بودن برخی از عناصر کمیاب می‌تواند دلیلی بر این ادعا باشد. تشکیل ماگمای بازیک کالکوآلکالن غنی از آب و عناصر هیگروماگمافیل از یک گوشته ی معمولی امکان پذیر نیست، مگر اینکه گوشته بطور محلی و یا منطقه‌ای از سیالات غنی شده باشد. معمولاً عامل اصلی غنی‌شدگی از آب و عناصر کمیاب، یا سوزن‌ها و تیغه‌های حرارتی درون گوشته می‌باشد (کاکس ۱۹۷۹).

## منابع


– **آسیابان‌ها، عباس(۱۳۸۶)**. نمودارهای پترولوژی و ژئوشیمی. انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره).

– **آسیابان‌ها، عباس(۱۳۸۶)**. بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، تالیف شلی، دیوید، ترجمه. انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره).

– **بختیاری، سعید**. اطلس گیتاشناسی استان‌های ایران، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی واحد پژوهش و تالیف.

– **حقی‌پور،** ع.، تراز، ه. و وحدتی دانشمند، ف(۱۳۶۵). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران. سازمان زمین‌شناسی کشور.

– **خسروتهرانی، خسرو (۱۳۸۴)**. زمین شناسی ایران. انتشارات کلیدر.

– **درویش زاده، علی (۱۳۷۰)**. زمین شناسی ایران . موسسه انتشارات امیرکبیر.

– **درویش زاده، علی (۱۳۷۳)**. پترولوژی. انتشارات دانشگاه پیام نور

– **سلیمانی، ب (۱۳۶۸)**. بررسی توده‌های نفوذی شمال شرق تهران، رساله کارشناسی، دانشگاه تربیت معلم.

– **شایگان‌فر، فروهر(۱۳۶۶)**. بررسی پترولوژی و سنگ‌شناسی پاره‌ای از توده‌های نفوذی شرق تهران. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

– **فرقانی، عبالحسین (۱۳۸۲)**. کانی‌شناسی سیلیکات‌ها. انتشارات دانشگاه تهران.

– **مر، فرید. و مدبری، سروش**. کاربرد داده های زمین‌شناسی، رولینسون، هیو آر، ترجمه. انتشارات مرکز نشر دانشگاهی.

– **مر، فرید. و شرفی ، علی اصغر (۱۳۷۱)**. اصول ژئوشیمی ، تالیف ب–میلسون و ک.ب– مر، ترجمه . انتشارات دانشگاه شیراز.

– **معین وزیری، حسین.و احمدی، علی، (۱۳۷۱)**. پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین. انتشارات دانشگاه تربیت معلم.

– معین وزیری، حسین (۱۳۷۷). دیباچه ای بر ماگماتیسم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم.

- **Fredrick D. Atward, (1997)** - Rocks & Minerals: A Portrait of the Natural World, Smith mark Publishers.

- Irvin, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian. Jour. Eart. Sci., No. 8, P. 523-548.

– **Mackenzie W.S & Adams A.E. (1995)-** A Color Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section. Manson Publishing.

**- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989**- Tectonic discrimination of granitoids, Geo. Soc. Am. Bull., V. 101. P. 635-643.

**- Middlemost, E. A. K. (1994).** Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science reviews.

**- Midelemost, E. A. K., 1985-** Naming materials in the magma/igneous rock System Longman Groun u. k., pp.73-86.

**- Roeder & Emslie, 1970 -** petrology and geochemical data. Evolution, presentation, Interpretation, Longman scientific and Technical, U.

**- Stocklinn, J., 1974,** a-Northern Iran: Alborz mountains. Mesozoic – Cenozoic orogenic Belt, data for orogenic studies, Geol. Soc, London, Sp. Pub4, P. 213-234(Collec. Ed. A. M. Spenncer, Scottish Academic press).

**- Wilson, A.L., (1996),** Igneous petrogenesis, Unmin, **Hym.**

# Mineral chemistry research and a review of petrology of intrusive mass in Mobarak Abad region

**Ali Asghar Parchegani[1], Mohammad Ali Arian[2] and Mohammad Fodazi[3]**

1. M.SC Geology, Petrology, Islamic Azad University, North Tehran branch, Tehran, Iran
2. Department of geology, Islamic Azad University, North Tehran branch, Tehran, Iran
3. Department of geology, Islamic Azad University, Eslamshar branch, Tehran, Iran

## Abstract

In 75 km of the North-East of Tehran, and in Mobarak Abad region, there is a big dike which is 6km to 500m in the direction West -Northwest and East-Southeast, injected into one of the branches of Mosha-Fasham thrust. This mass is injected into Karaj formation (middle Eocene) so is younger than middle Eocene. From petrography point of view, the rocks are olivine gabbro, gabbro, diorite and Granodiorite. After electron microprobe analyze (EPMA) of the olivine, pyroxene and plagioclase samples of the area we concluded that olivine with 67.8% *Mg* is Hyalosiderite, pyroxene is Augite and plagioclase in center is Bytownite and the around is Labradorite. The magma type in this masse is sodic calc-alkaline that has quality metaluminous to peraluminous. Changes of main elements show that the formation elements have a creating relation between terms of plutonic rocks of the region.

**Keywords:** petrology, Mobarak Abad, Karaj formation, calc alkaline.