

## پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی اوچ پلنگ (شمال خاور کاشمر)

داریوش اسماعیلی\* محمد رضا رازقی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران  
 \*مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: [esmaili@khayam.ut.ac.ir](mailto:esmaili@khayam.ut.ac.ir)  
 (دریافت: ۸۶/۸/۱۲؛ پذیرش: ۸۷/۲/۲۸)

### چکیده

توده نفوذی اوچ پلنگ با سن تشریری در شمال خاور شهرستان کاشمر قرار گرفته و از لحاظ تکتونیکی بخشی از خاور ایران مرکزی محسوب می‌شود. این توده نفوذی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع نموده و بر اساس مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیای دارای ترکیبی حدواسط و شامل مونزونیت، کوارتز-مونزونیت، گرانودیوریت و به میزان کمتر گرانیت می‌باشد. بافت غالب آنها گرانولار و پرفیروئیدی با دانه بندی متوسط بوده و گهگاهی بافت میرمیکیتی از خود نشان می‌دهند. طیف تغییرات  $SiO_2$  در نمونه‌های مورد مطالعه نسبتاً کوتاه و از ۶۲ تا ۷۰ درصد متغیر بوده و در نمودارهای هارکر با تغییرات اکسیدهای  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$  و  $P_2O_5$  و عناصر Cr, Nd, Pb, Ni, Co, V رابطه منفی و با تغییرات  $K_2O$  و عناصر Yb, Th, Y, Zr, U رابطه مثبت و در مقابل  $Na_2O$  و عناصر Rb, Cs, Ba روند خاصی را نشان نمی‌دهند. تغییرات منظم در نمودارهای هارکر را می‌توان با تفریق بلورین و پراکندگی‌ها با آرایش ماگمای در ارتباط دانست. ماگمای تشکیل دهنده این توده گرانیتوئیدی از نوع کالک‌آلکان و غنی از پتاسیم است و از نظر درجه اشباع از آلومینیم در محدوده‌ی مت‌آلومین تا کمی پ‌آلومین قرار می‌گیرد که ایده آل گرانیت‌های نوع I می‌باشد. همچنین تپه‌ی شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر Sr, Ti, Nb, P و غنی‌شدگی آنها از عناصر Rb, K, Th و LREE و قرار گرفتن آنها در محدود VAG نشان می‌دهد که توده‌ی گرانیتوئیدی اوچ پلنگ در یک محیط تکتونوماگمای قوس آتشفشانی و به گمان در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی تشکیل شده است.

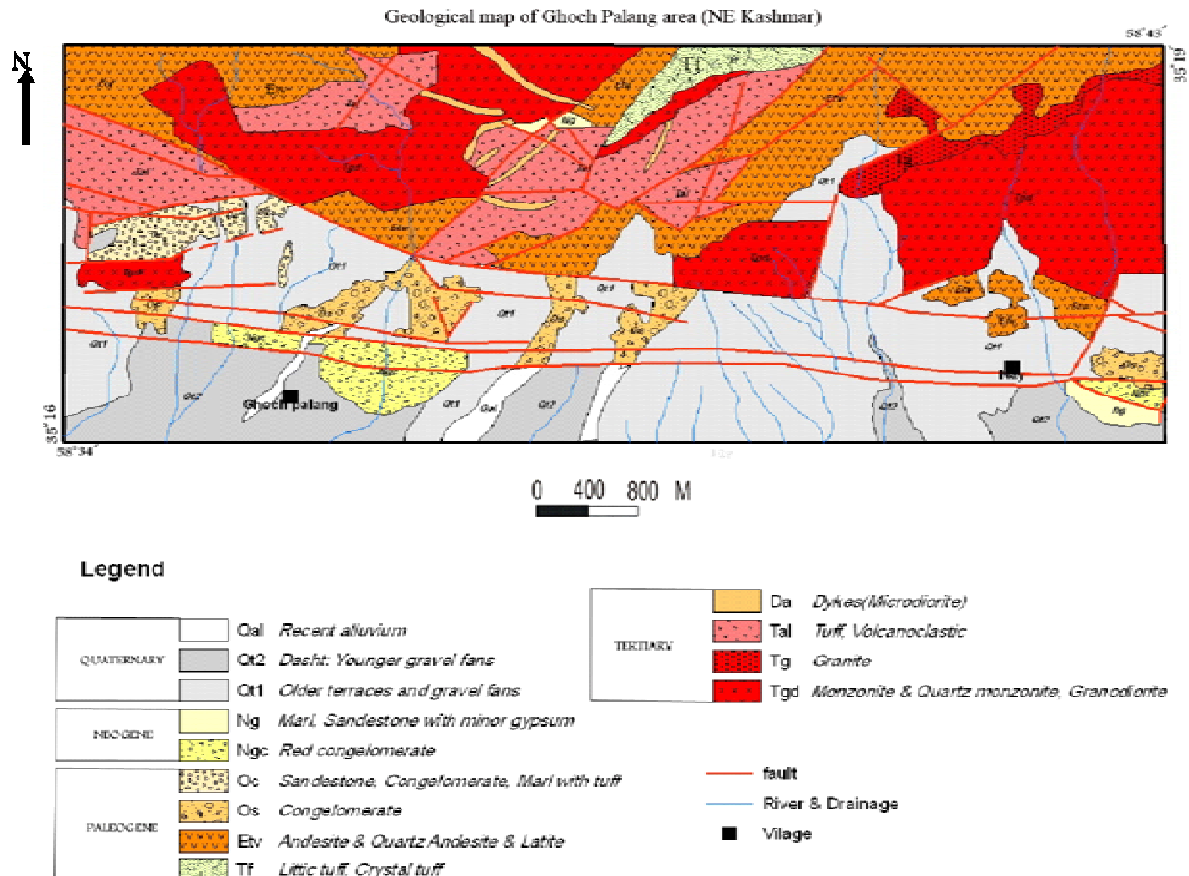
واژه‌های کلیدی: اوچ پلنگ، گرانیت، نوع I، قوس آتشفشانی، ایران مرکزی

### ۱- مقدمه

همکاران تهیه شده است؛ فاضل ولی پور در سال ۱۳۷۱ در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و ارتباط آن با کانه زائی مس در ناحیه سید مرتضی کاشمر پرداخته است؛ کریم پور و مظلومی در سال ۱۳۷۷ مطالعه‌ای را در زمینه پتانسیل کانه زای طلا در منطقه انجام داده است. شریفی مقدم در سال ۱۳۷۹ توده‌های گرانیتوئیدی ازغند را از نظر پترولوژی و پتروژنز مورد مطالعه قرار داده است و سلطانی (Soltani 2000) نیز به بررسی سنگهای گرانیتوئیدی شمال خاوری ایران مرکزی پرداخته است. سرانجام طرح اکتشافات ژئوشیمی مس در سال ۱۳۸۴ توسط شرکت زمین تدبیر و به کارفرمایی شرکت صنایع ملی مس ایران انجام شده است.

در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط، آندزیت، کوارتز آندزیت و لاتیت و همچنین سنگ‌های پیروکلاستیک از نوع توف‌های ریز بلور و کریستال-توف با سن ائوسن رخنمون دارند که توسط توده‌های نفوذی با ترکیب مونزونیت، کوارتز مونزونیت و گرانیت-گرانودیوریت قطع شده‌اند (شکل ۱). بررسی ژئوشیمیای عناصر اصلی و کمیاب و مطالعه پترولوژی این توده نفوذی به منظور تعیین منشاء و محیط تکتونیکی آنها موضوع این مقاله می‌باشد. همچنین

منطقه اوچ پلنگ با مختصات جغرافیای  $34^{\circ}58' - 35^{\circ}41'$  -  $35^{\circ}16' - 35^{\circ}18'$  عرض شمالی در ۲۰ کیلومتری شمال خاور شهرستان کاشمر واقع است. منطقه مورد مطالعه در شمال گسل درونه و در نقشه زمین شناسی ۱۰۰/۰۰۰ : ۱ فیض آباد قرار گرفته و از لحاظ تکتونیکی بخشی از منطقه خاور ایران مرکزی محسوب می‌شود. تا کنون مطالعات مختلفی در منطقه فیض آباد صورت گرفته است. اولین بار در فاصله سال‌های ۱۹۹۲ تا ۱۹۹۵ اکتشافات ژئوشیمیای رسوبات آبراهه‌ای ناحیه‌ای توسط شرکت چینی جیانگ چنگ (Jiang Cheng) و با همکاری سازمان زمین‌شناسی کشور در محدوده‌ای شامل ۲۶ برگه ۱۰۰/۰۰۰ : ۱ از گرمسار تا تربت حیدریه انجام گردید. نتیجه این پروژه اکتشافی، شناسای بیش از ۵۰ زون آنومالی از عناصر مختلف و ۶ آنومالی قابل توجه از عنصر طلا و معرفی منطقه‌ای به طول بیش از ۲۰۰ کیلومتر در شمال گسل درونه به عنوان کمربند طلا بوده است. شانی (۱۳۶۶) به پی‌جوی فسفات در مناطق ازبکوه و کاشمر پرداخته است. نقشه ۱۰۰/۰۰۰ : ۱ فیض آباد در سال ۱۳۶۶ توسط بهروزی و نقشه ۱۰۰/۰۰۰ : ۲۵۰ : ۱ تربت حیدریه در سال ۱۳۷۰ توسط واعظی پور و



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه اوچ پلنگ.

ناحیه کاشمر قابل تشخیص است. زون تکنار که میزبان توده نفوذی اوچ پلنگ می‌باشد، بوسیله دو گسل اصلی درون در جنوب و گسل ریوش (تکنار) در شمال که هر دو دارای روند تقریباً خاوری - باختری و با فعالیت تکتونیکی امتداد لغز می‌باشند، محدود شده است. گسل ریوش در باختر روستای درون با گسل درون ممزوج می‌شود و حد باختری زون تکنار را مشخص می‌کند. گسترش خاوری زون تکنار مشخص نیست ولی دست کم تا جنوب باختری تربت جام ادامه می‌آید. شدیدترین جنبش‌های جانبی بین زون تکنار و سرزمین‌های مجاور تا زمان پالئوژن، احتمالاً در طول گسل ریوش که در حال حاضر غیر فعال است، اتفاق افتاده است (بهروزی ۱۳۶۶) و پس از آن، گسل درون موجب تغییر مکان چندی شده است. جنبش تکتونیکی در طول سنوزوئیک، موجب در هم ریختگی سیستم گسلی ریوش (در قسمت خاوری) گردیده و به همین دلیل حد خاوری زون تکنار توام با ابهام است اما حد باختری آن با پنجره فرسایشی تکنار مشخص می‌شود.

### ۳- پتروگرافی

#### ۳-۱- سنگ‌های آتشفشانی

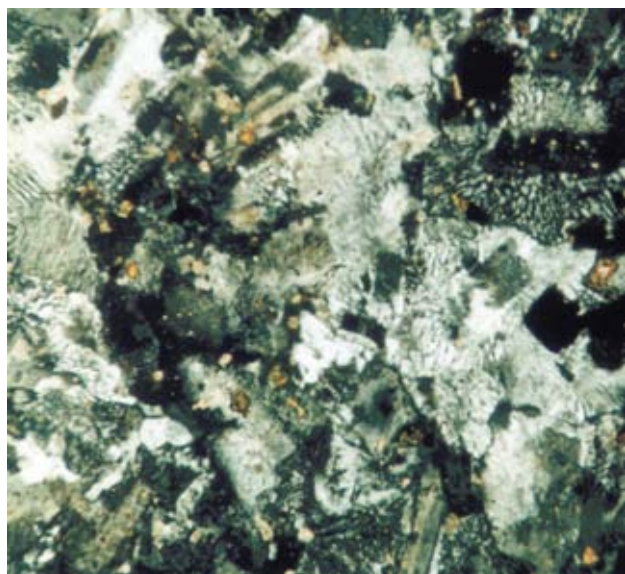
توده نفوذی اوچ پلنگ با سن ترشیری در شمال و شمال خاوری روستای اوچ پلنگ، مجموعه سنگ‌های آتشفشانی از نوع آندزیت،

تغییرات ژئوشیمیایی در نمونه‌های حاوی بافت میرمیکیتی نیز مورد توجه خاص قرار خواهند گرفت. برای این منظور علاوه بر مطالعات صحرای و پتروگرافی از نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب ۱۲ نمونه سنگ‌کل که در کشور کانادا انجام شده است، نیز استفاده گردیده است.

#### ۳-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های آتشفشانی (ریولیت) و شیست‌های سازند تکنار با سن پرکامبرین (بهروزی ۱۳۶۶) می‌باشند که در شمال باختری کاشمر (خارج از محدوده مورد مطالعه) رخنمون دارند. در روی این تشکیلات، سازندهای دولومیت سلطانی، ماسه سنگ لالون و شیل و کوارتزیت‌های اردوویسین گروه ازبک‌کوه و آهک و دولومیت سازند جمال قرار گرفته‌اند. در دوره تریاس نبود چینه‌شناسی و از دوره ژوراسیک سازند شمشک رخنمون دارد. همچنین سنگ آهک‌ها، مارن‌ها، ماسه‌سنگ‌ها، آمیزه‌های رنگین و سنگ‌های الترابازیک و رسوبات رادیولاریت دار همراه با سنگ‌های آتشفشانی از نوع توف آندزیتی و پیروکلاستیک‌های با سن کرتاسه رخنمون دارند. به اعتقاد Lindenberg & Jacobshagen (1983) سه واحد تکتونیکی بلوک لوت، زون تکنار و زون سبزوار در

دیده می‌شوند. کوارتز عموماً بی‌شکل و در اندازه‌های ۰/۲۵ تا ۱ میلی‌متر و به صورت پراکنده فضای بین دیگر کانی‌ها را پر می‌کند. آمفیبول و بیوتیت کانی‌های فرومنیزین این سنگ‌ها هستند. بلورهای آمفیبول عمدتاً به صورت ایدیومورف و در اندازه‌های ۰/۲ تا ۱ میلی‌متری بوده و ترکیب آنها با توجه به خصوصیات نوری در حد هورنبلند تعیین شده است. در بعضی مقاطع بلورهای آمفیبول به صورت گرد شده است که به عقیده ساتکلیف (Stuliffe et al., 1990) این بافت می‌تواند ناشی از اختلاط ماگمای باشد. بیوتیت به صورت ایدیومورف با پلئوکروئیسیم قهوه‌ای تیره تا روشن دیده می‌شود. این کانی در اندازه‌های ۰/۳ تا ۱/۶ میلی‌متری و در بعضی موارد حاوی انکلوزیونهای روتیل و آپاتیت می‌باشد. در بعضی مقاطع بیوتیت بوسیله کلریت جایگزین شده که حاصل این تبدیل آزاد شدن Ti و تشکیل اسفن همراه با اکسیدهای آهن است. زیرکن، آپاتیت و اسفن کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اپیدوت و سریسیت که از تجزیه پلاژیوکلازها حاصل شده‌اند و کلریت که از تجزیه کانی‌های فرومنیزین بوجود آمده است مهمترین کانی‌های دگرسانی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند.



شکل ۲: بافت میرمیکیتی حاصل هم‌رشدی کرمی شکل کوارتز در حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز در مونزونیت‌های منطقه مورد مطالعه (XPL, 10X).

### ۳-۲-۲- گرانیت - گرانودیوریت

بافت این سنگ‌ها دانه‌ای و گهگاهی گرانوفیری و پرتیتی است و دارای اندیس رنگی لوکوکرات می‌باشند. در این سنگ‌های پلاژیوکلاز به صورت ایدیومورف و ساب ایدیومورف و در اندازه ۰/۳ تا ۳ میلی‌متر با ماکل تکراری بوده و در بعضی از مقاطع در حال دگرسانی به سریسیت و اپیدوت می‌باشد. دگرسانی انتخابی که طی آن پلاژیوکلازهای شدیداً

کوارتز آندزیت و لاتیت و سنگ‌های پیروکلاستیک را مورد هجوم قرار داده است (شکل ۱). آثار حرارتی این توده و همچنین محلول‌های گرمایی مشتق شده از آن با دگرسانی شدیدی در سنگ‌های آتشفشانی و پیروکلاستیکی میزبان همراه گردیده است. آندزیت و کوارتز-آندزیت‌ها دارای بافت پرفیری بوده و کانی اصلی آنها فنوکریست‌های پلاژیوکلاز خود شکل و نیمه شکل‌دار و همچنین میکرولیتهای است که در خمیره سنگ دیده می‌شوند. بافت غالب تراکی آندزیت و کوارتز تراکی آندزیت‌ها، پرفیری و میکرولیتی پرفیری است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها پلاژیوکلاز و سانیدین می‌باشند. آلکالی فلدسپارها که به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار سانیدین با ماکل کارلسباد و در اندازه‌های ۰/۳ تا ۳ میلی‌متری حضور دارند، اکثراً به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. کوارتز، زیرکن و آپاتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌های را تشکیل می‌دهند. داسیت‌ها به صورت دایک‌های روشن رنگ در داخل توده‌های نفوذی و زون‌های آتره شده با روند خاوری - باختری دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز ایدیومورف در اندازه ۱ تا ۳ میلی‌متر و بلورهای ایدیومورف و ساب ایدیومورف آلکالی فلدسپار و بلورهای کوارتز در اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند. سرانجام سنگ‌های پیروکلاستیک شامل انواع توف‌ها و ایگنیمبریت‌ها می‌باشند. توف‌ها در نمونه دستی سفید رنگ بوده و در آنها بلورهای کوارتز به راحتی قابل تشخیص است. کانیهای کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانیهای این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

### ۳-۲-۲- سنگ‌های درونی

#### ۳-۲-۱- مونزونیت - کوارتز مونزونیت

این سنگ‌ها در نمونه دستی هولوکریستالین با اندیس رنگی لوکوکرات هستند و بافت غالب آنها گرانولار، پرفیروئیدی با دانه‌بندی متوسط بوده و گهگاهی دارای بافت میرمیکیتی می‌باشند (شکل ۲). کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار کانی‌های اصلی و آمفیبول و بیوتیت کانی‌های فرومنیزین آنها را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلاز به صورت خود شکل و نیمه شکل‌دار و دارای ماکل پلی‌سنتتیک می‌باشد و اندازه بلورها از ۰/۴ تا ۴ میلی‌متر در تغییر است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها با توجه به اندازه‌گیری‌های به عمل آمده با استفاده از روش میشل لوی در حد الیگوکلاز تا آندزین تعیین شده است. در بعضی از مقاطع این کانی در حال تجزیه به سریسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی و کربنات می‌باشد و گاهی اوقات حاشیه آن خوردگی داشته و حالت مضرسی را نشان می‌دهد که حاکی از عدم تعادل مینرالوژیکی با ماگمای در حال انجماد می‌باشد. آلکالی فلدسپار به صورت خود شکل تا بی‌شکل و با ماکل کارلسباد در اندازه‌های ۰/۴ تا ۲ میلی‌متر حضور دارد و در جاهای که به کانی‌های رسی تجزیه شده است به صورت تیره و کدر

فرومنیزین و آپاتیت، زیرکن، آلانیت و اسفن کانیهی فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

**۴- ژئوشیمی**

به منظور بررسی ژئوشیمیای توده نفوذی مورد مطالعه، تعداد ۱۲ نمونه شامل ۱۰ نمونه با کمترین میزان آلتراسیون و دو نمونه با بافت میرمیکیتی انتخاب و به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا مورد آنالیز قرار گرفتند که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است.

دگرسان شده در کنار پلاژیوکلازهای کمتر دگرسان شده حضور دارند نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند و این امر ممکن است به دو دلیل به وجود آید: ۱- وجود نسلهای مختلف پلاژیوکلاز در کنار هم و ۲- به دلیل وجود محلول جامد کامل بین سری پلاژیوکلازها، قطب غنی از آنورتیت نسبت به قطب غنی از آلبیت زودتر و بیشتر آتره می‌شود. آلکالی فلدسپار به صورت بلورهای ساب ایدیومورف و در اندازه‌های ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متری و دارای ماکل کارلسباد دیده می‌شود. آلکالی فلدسپارها غالباً در حال دگرسانی به کانی‌های رسی هستند. کوارتز هم به صورت بی شکل و در اندازه‌های ۰/۵ تا ۱ میلی‌متری دیده می‌شود. آمفیبول و بیوتیت که در حال دگرسانی به کلریت می‌باشند، کانی‌های

جدول ۱: نتایج آنالیز ژئوشیمیای ۱۲ نمونه از سنگ‌های توده نفوذی منطقه اوج پلنگ که به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا مورد

آنالیز قرار گرفته اند.

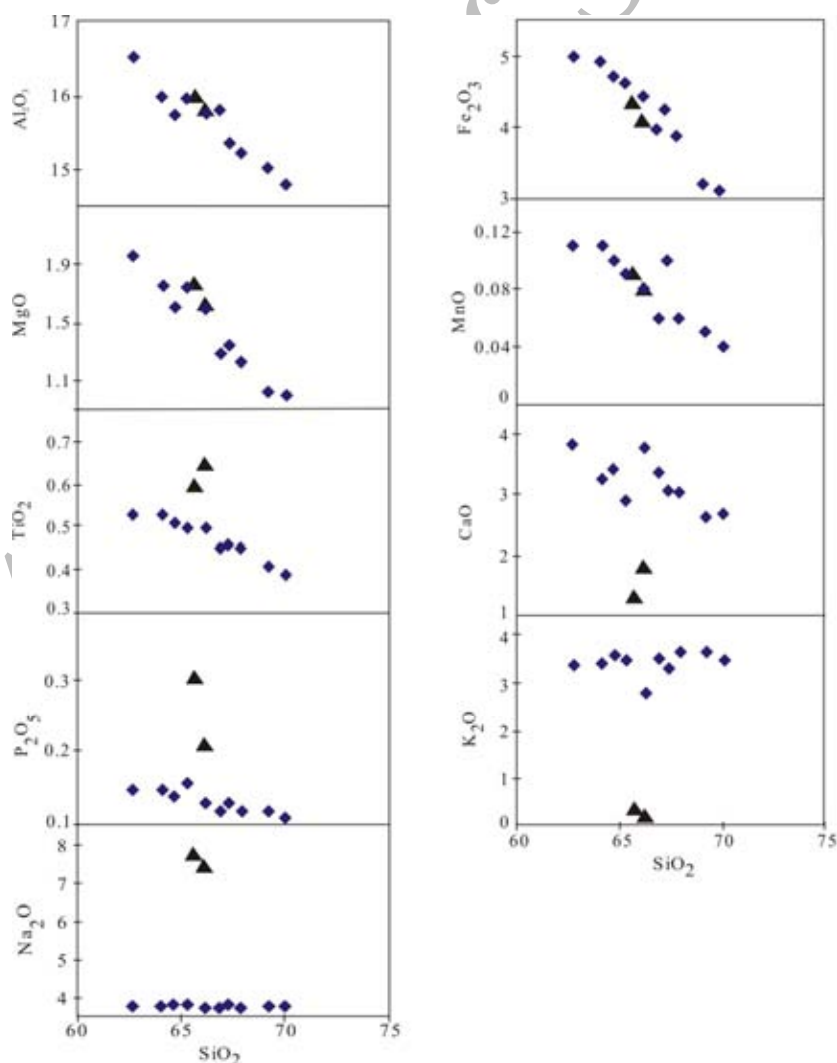
sample	Ka521	Ka.22	Ka.23	Ka604	Ka.05	Ka630	Ka602	Ka607	Ka603	Ka.04	Ka.05	Ka.06
SiO <sub>2</sub>	66.2	65.71	62.7	64.1	64.7	65.3	66.2	66.9	67.31	67.9	69.2	70.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.8	15.98	16.52	15.98	15.72	15.95	15.75	15.8	15.35	15.21	15.01	14.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.09	4.35	4.98	4.92	4.71	4.63	4.43	3.98	4.24	3.87	3.2	3.12
CaO	1.81	1.31	3.83	3.27	3.41	2.91	3.77	3.37	3.06	3.05	2.63	2.68
MgO	1.6	1.76	1.95	1.75	1.6	1.74	1.59	1.28	1.34	1.22	1.01	0.99
Na <sub>2</sub> O	7.39	7.68	3.76	3.77	3.79	3.79	3.73	3.7	3.79	3.72	3.75	3.78
K <sub>2</sub> O	0.16	0.32	3.41	3.44	3.62	3.52	2.81	3.56	3.32	3.69	3.7	3.52
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.59	0.53	0.53	0.51	0.5	0.5	0.45	0.46	0.45	0.41	0.39
MnO	0.08	0.09	0.11	0.11	0.1	0.09	0.08	0.06	0.1	0.06	0.05	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.31	0.15	0.15	0.14	0.16	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12	0.11
LOI	1.3	1.85	1.85	1.94	1.7	1.47	0.92	0.84	0.95	0.84	0.87	0.78
Tot.	99.28	99.95	99.79	99.96	100	100.06	99.91	100.06	100.05	100.13	99.95	100.24
Ba	26.1	35	587	561	532	532	640	577	537	545	621	611
Ce	65.9	73	57	47.7	55	55.8	52	52.1	50.3	51	50.1	51
Co	7.2	6.3	9.1	8.8	8.4	6.4	8.4	6.4	7.5	6.9	7.2	5.1
Cr	10	12	20	20	25	20	20	10	20	18	15	20
Cs	0.38	1.2	4.41	4.43	4.43	4.45	3.14	3.82	0.62	3.72	3.69	3.95
Cu	62	78	17	14	14	6	4.5	7	18	7	5	7
Dy	6.02	6.71	3.59	3.61	3.65	3.68	3.84	3.84	3.62	3.87	3.85	3.88
Er	3.73	3.66	2.23	2.23	2.26	2.35	2.45	2.51	2.3	2.4	2.3	2.53
Eu	1.46	1.41	1.03	1.03	1.04	1.04	1.06	0.94	0.99	1.01	1.01	1.03
Ga	16.3	16.3	16.3	16.2	16.4	16.4	16.3	16	16.2	16.1	16.3	16.2
Gd	6.67	6.59	4.1	3.93	4.28	4.29	4.29	4.3	4.12	4.13	4.14	4.13
Hf	6.3	6.8	4.9	4.7	5.1	5.3	4.7	5.7	5.05	5.04	5.3	4.8
Ho	1.28	1.25	0.75	0.75	0.77	0.78	0.82	0.79	0.78	0.81	0.79	0.79
La	30	31	24.3	23.9	29.1	28.8	26	26.3	25.4	25.5	24.9	25
Lu	0.54	0.54	0.37	0.38	0.37	0.37	0.38	0.39	0.38	0.39	0.4	0.39
Mo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Nb	13.4	13.1	8.7	8.7	8.9	8.7	8.6	9.2	8.8	8.8	8.6	9
Nd	34.1	36.2	24.1	20.8	23.5	23.2	22.5	22.1	21.5	21.5	20.9	20.11
Ni	4.5	5.1	9	8	9	8	7	6	7	6	4	5
Pb	4.5	14.9	16	15	13	10	6	9	7	7	6	5
Pr	8.85	9.1	6.72	5.72	6.7	6.63	6.24	6.24	5.95	5.49	5.35	4.92
Rb	3.8	7.2	78	89.2	91	86.2	59	85.2	80	89	86	77
Sm	7.19	8.21	4.22	4.24	4.38	4.48	4.55	4.6	4.16	4.62	4.69	4.59
Sn	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3
Sr	1725	1692	361	350	350	341	315	290	316	285	305	268
Ta	0.9	0.9	0.08	0.7	0.07	0.7	0.7	0.8	0.7	0.07	0.08	0.07
Tb	1.01	0.98	0.63	0.61	0.65	0.62	0.68	0.66	0.62	0.63	0.66	0.63
Th	9.55	9.85	8.8	8.99	9.11	9.82	9.65	12.65	9.64	9.64	10.35	11.25
Tm	0.56	0.61	0.37	0.36	0.38	0.36	0.38	0.38	0.36	0.36	0.38	0.37
U	2.15	1.99	1.82	1.74	1.71	1.62	1.8	2.42	1.86	2.35	2.11	2.41
V	79	81	98	98	95	93	93	71	81	69	62	5
W	2	2	4	5	4	2	6	9	7	8	8	9
Y	25.2	22	21	21.5	22	22	23.2	23.5	22	24	24.5	25
Yb	3.64	3.35	2.3	2.31	2.35	2.42	2.73	2.6	2.32	2.35	2.61	2.76
Zn	36	39	75	72	46	39	30	32	44	32	28	26
Zr	240	261	169	175	175	199	179.5	200	211	211	220	221

می‌باشد. توجه به تغییرات دو نمونه با بافت میرمیکیتی در این نمودارها نشان می‌دهد که در طی فرایند میرمیکیت‌زایی، از مقادیر  $K_2O$  و  $CaO$  کاسته شده و به مقادیر  $P_2O_5$ ،  $TiO_2$  و  $Na_2O$  افزوده شده است، در حالی که اکسیدهای  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$  و  $Al_2O_3$  بدون تغییر باقی مانده‌اند. به عبارت دیگر در طی تشکیل بافت میرمیکیتی عناصر پتاسیم و کلسیم از سنگ اصلی شسته شده و در عوض عناصر تیتانیوم، فسفر و سدیم به آن افزوده شده‌اند.

مطابق نمودار  $A/CNK$  در برابر  $A/NK$  (Maniar & Piccoli 1989) توده‌ی گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده‌ی متآلومین تا کمی پراآلومین قرار گرفته (شکل ۴) و در نمودار  $AFM$  کونو (Kuno 1986) روند کالکوالکالن (شکل ۵) از خود نشان می‌دهد. بعلاوه این نمونه‌ها به جز دو نمونه‌ای که میرمیکیت‌زائی در آنها صورت گرفته در نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Rickwood 1989) در محدوده سری کالکوالکالن پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶).

#### ۴-۱- عناصر اصلی

$SiO_2$  نمونه‌های مورد مطالعه دارای تغییرات کمی بوده و از حدود ۶۲ تا ۷۰ درصد در تغییر است. تغییرات عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$  (شکل ۳) نشان می‌دهند که با افزایش  $SiO_2$  مقادیر اکسیدهای  $Al_2O_3$ ،  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $MnO$ ،  $P_2O_5$  و  $TiO_2$  کاهش، مقدار  $K_2O$  تا حدودی افزایش نشان می‌دهند و  $Na_2O$  بدون روند مشخص می‌باشد. کاهش اکسیدهای  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $MnO$ ،  $TiO_2$  می‌تواند به علت جایگیری آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما و کاهش اکسیدهای  $CaO$ ،  $Al_2O_3$  و  $P_2O_5$  نیز احتمالاً به خاطر تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت بیشتر به سمت آلبیت بیشتر و تشکیل و تبلور تفریقی آپاتیت در مراحل اولیه تبلور می‌باشد. افزایش مقدار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  نیز بعلت حضور آن در ساختمان آلکالی فلدسپارها بوده و نشان دهنده روند تفریق است. عدم تغییر قابل توجه  $Na_2O$  نیز احتمالاً بدلیل آلودگی ماگما و یا فرایندهای بعدی متاسوماتیسم



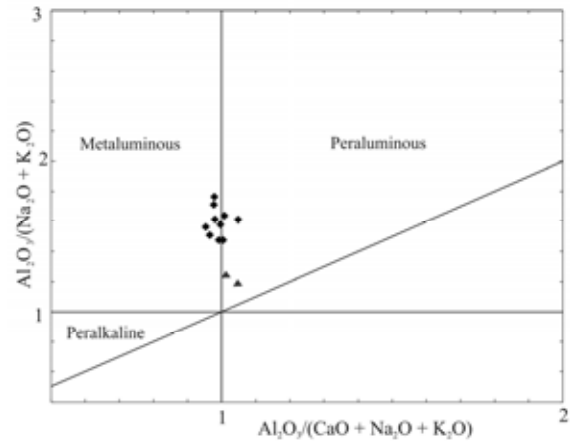
شکل ۳- تغییرات عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$ . علائم:  $\blacklozenge$  نمونه‌های سالم با کمترین دگرسانی،  $\blacksquare$  نمونه‌های دگرسان شده با افت میرمیکیتی

روندی افزایشی داشته و رفتار سازگار از خود بروز می‌دهند و Rb, Cs و Ba نیز روند خاصی را نشان نمی‌دهند. این تغییر روندها را می‌توان به فرایندهای تفریق بلوری و پراکندگی عناصر (Ba, Rb, Cs) در نمودارها را می‌توان ناشی از آرایش ماگمایی نسبت داد. همچنین در نمونه‌های با بافت میرمیکیتی، عناصر Sr, Zr, Ce, Nd و Yb افزایش و عناصر Ba, Rb و Cs به شدت کاهش یافته و سایر عناصر در طی تغییرات متاسوماتیسم که منجر به بافت میرمیکیتی شده است، تغییرات چندانی نشان نمی‌دهند. مطابق نمودار کوشیری و همکاران (Cocherie 1986) تغییرات عنصر کاملاً ناسازگار Y در مقابل عنصر کاملاً سازگار Ni (شکل ۸) نیز نشان می‌دهد که از میان دو فرایند تبلور بخشی و ذوب بخشی فرایند تبلور بخشی مسئول اصلی تحولات ماگمای در منطقه مورد مطالعه بوده است.

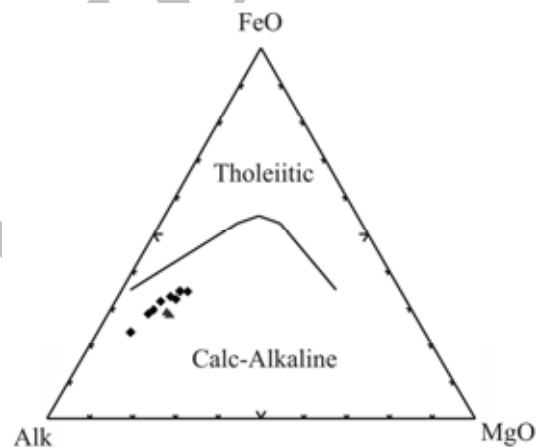
عناصر انتقالی (Ni, Cr, Co, V) دارای مقادیر پائینی می‌باشند، به عنوان مثال مقدار Ni حداکثر به ۲۵ ppm می‌رسد. کاهش V با افزایش  $SiO_2$  شاهدهی از تفریق اکسیدهای آهن و تیتانیم است. مقادیر Ba به جز برای دو نمونه با بافت میرمیکیتی که دارای مقادیر پائین بین ۲۵ تا ۳۵ ppm می‌باشند دارای مقادیر بسیار بالایی بین ۵۲۲ تا ۶۲۱ ppm می‌باشد. برعکس مقادیر Sr در نمونه‌های با بافت میرمیکیتی با مقادیر بین ۱۶۹۲ تا ۱۷۲۵ ppm نسبت به نمونه‌های سالم با مقادیر ۲۶۸ تا ۳۶۱ ppm دارای مقادیر بالای می‌باشند. Rb در نمونه‌های سالم دارای مقادیر متوسط (۷۷ تا ۹۱ ppm) است ولی مقدار آن در نمونه‌های با بافت میرمیکیتی بسیار پائین (۳/۸ تا ۷/۲ ppm) می‌باشد. Zr در نمونه‌های سالم دارای مقادیر زیاده‌تری است (۱۶۹ تا ۲۲۱ ppm) که مقدار آن در نمونه‌های با بافت میرمیکیتی از آن هم بالاتر رفته و به ۲۶۱ ppm می‌رسد. مقادیر عناصر گروه HFS کاملاً پائین می‌باشند به طوری که مقدار Nb حداکثر به ۹ ppm (و برای نمونه‌های میرمیکیتی ۱۳/۴ ppm) و حداکثر مقدار Y به ۲۵ ppm می‌رسد. غنی‌شدگی Pb، Th می‌تواند نشانه آلودگی پوسته‌ای ماگما باشد. بعلاوه غنی‌شدگی خاص Pb و Th ممکن است نشانه هیدراته شدن پوسته اقیانوسی فرورانده شده باشد که نقش مهمی در تشکیل ماگما داشته است (Pearce 1984).

#### ۴-۳- عناصر نادر خاکی (REE)

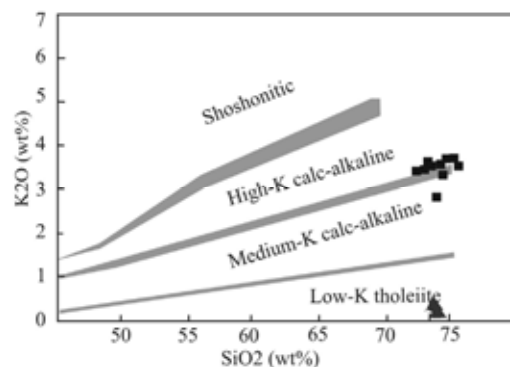
عناصر REE به دلیل دارا بودن یون‌های پایدار  $3^+$  با اندازه‌های مشابه، خصوصیات فیزیکوشیمیایی مشابهی دارند. این عناصر دارای اختلافات کوچکی در رفتارهای شیمیایی خود هستند که دلیل آن کاهش یکنواخت اندازه‌ی یونی با افزایش عدد اتمی است. این رفتار در بین عناصر نادر خاکی باعث می‌شود که توسط برخی فرایندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک شوند.



شکل ۴: نمودار تفکیک گرانیته‌ها براساس شاخص اشباع از آلومینیوم (مانیبار و پیکولی ۱۹۸۹). علائم مشابه شکل ۳ می‌باشند.



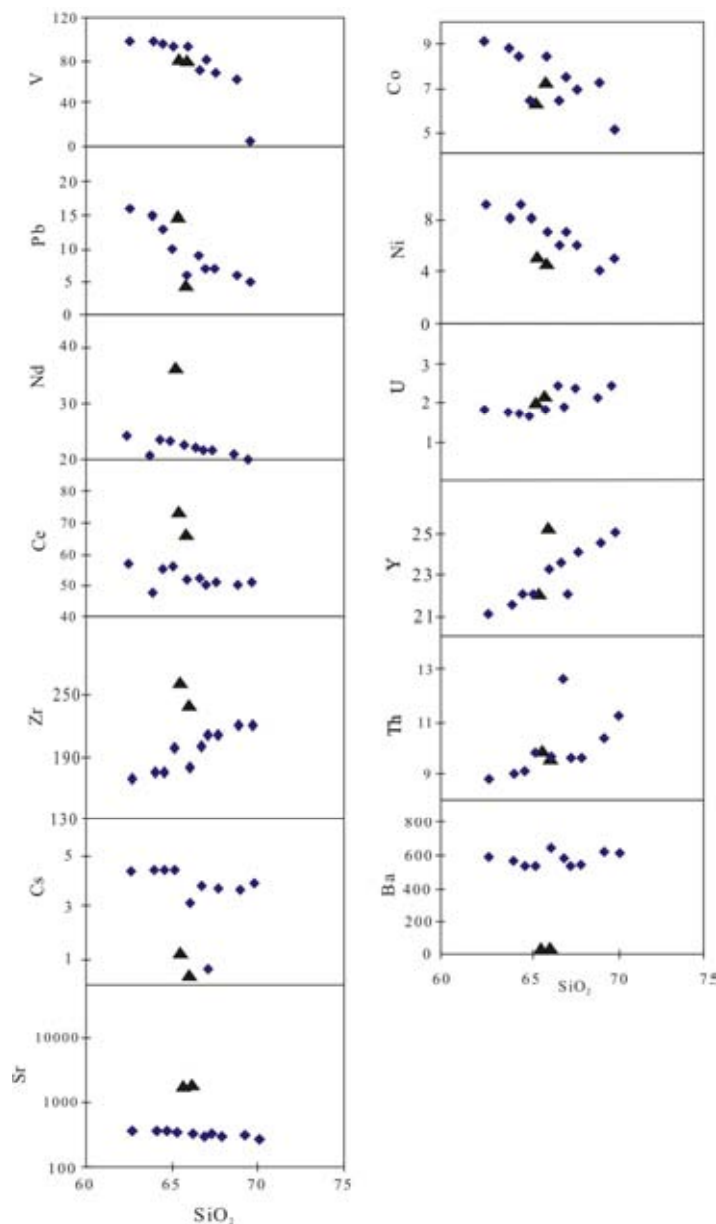
شکل ۵: نمودار مثلثی AFM جهت تفکیک سری‌های تولییتی از کالک‌آلکالن (کونو ۱۹۶۸). علائم مشابه شکل ۳ می‌باشند.



شکل ۶: نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  اقتباس از ریک‌وود (۱۹۸۹). علائم مشابه شکل ۳ می‌باشند.

#### ۴-۲- عناصر کمیاب

تغییرات عناصر کمیاب در مقابل  $SiO_2$  در شکل ۷ نشان داده شده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود با افزایش  $SiO_2$  مقادیر Cr, Nd, Pb, Ni و Co, V و تا حدودی Sr و Ce کاهش می‌یابند و در واقع رفتار عناصر سازگار را از خود نشان می‌دهند. در حالیکه عناصر Yb, Th, Y, Zr, U



شکل ۷: تغییرات عناصر کمیاب در مقابل  $\text{SiO}_2$ . علایم مشابه شکل ۳ می‌باشند.

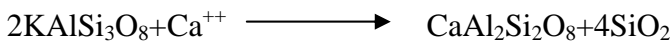
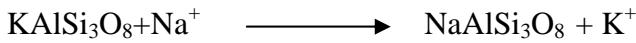
#### ۵- میرمیکیت زایی

در مورد نحوه تشکیل میرمیکیت تا کنون نظریه‌های زیادی توسط زمین‌شناسان مختلف ارائه شده است. کاکس و همکاران (Cox *et al.*, 1979) میرمیکیت را حاصل اکسولوشن می‌دانند و میسون (Mason & Moore 1982) میرمیکیت را نتیجه تحلیل موضعی پلاژیوکلاز و تبلور مجدد آن با کوارتز می‌داند، به این صورت که محلولهای گرمایی پلاژیوکلاز را مورد تهاجم قرار داده و هسته آنرا دگرسان کرده و پلاژیوکلاز سدیک‌تر به همراه کوارتز، تشکیل میرمیکیت دهد. کولینز (Collins 1988) در یک مطالعه دقیق از انواع مختلف سنگ‌های میرمیکیت‌دار شش تئوری را برای تشکیل میرمیکیت معرفی نمود که عبارتند از: ۱- متبلور شدن مستقیم از ماگما ۲- جایگزین شدن آلکالی

مقادیر کلی REE از ۰/۳۶ (برای Tm) تا ۵۷ppm و برای نمونه‌های میرمیکیتی تا ۷۳ppm (برای Ce) متغیر است (جدول ۱). الگوهای REE عادی شده نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت برای نمونه‌های مورد مطالعه در شکل‌های ۹ و ۱۰ نشان داده شده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود ترکیبات مختلف دارای الگوهای مشابه بوده و به طور کلی عناصر HREE الگوی تفریق نیافته‌ای را نشان می‌دهند. همچنین آنومالی منفی عنصر Eu به وضوح دیده می‌شود که دلیل آن احتمالاً ناشی از تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تبلور ماگما و یا ذوب‌شدگی تحت شرایط  $a_{\text{H}_2\text{O}}$  پایین می‌باشد (Tepper *et al.*, 1993). بعلاوه نمونه‌های با بافت میرمیکیتی به طور کلی از REE‌ها و به خصوص HREE غنی‌تر می‌باشند.

فلدسپار به وسیله پلاژیوکلاز ۳- جایگزینی پلاژیوکلاز به وسیله آلکالی  
فلدسپار ۴- جایگزینی پلاژیوکلاز به وسیله کوارتز ۵- انحلال  
پلاژیوکلاز به وسیله آلکالی فلدسپار دمای بالا ۶- ترکیبی از فرایندهای  
فوق.

به نظر بک (Becke 1981) محلولهای سدیم و کلسیم دار به صورت زیر  
با فلدسپات پتاسیم واکنش می‌کنند:

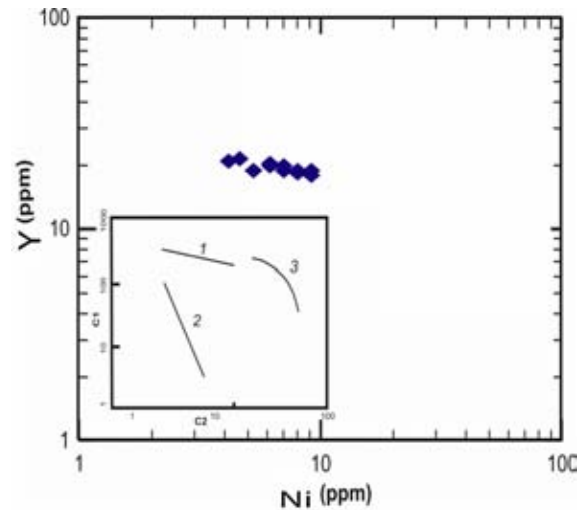


در این فرایند احتمالاً k آزاد شده در ساختن مسکوویت ثانویه  
(سریسیت) شرکت می‌کند. متفاوت بودن نسبت Al/Si در پتاسیم  
فلدسپار و پلاژیوکلازها، باعث آزاد شدن سیلیس می‌شود و به علت  
تحرك ناپذیری نسبی آلومینیم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپات یک هم  
رشدی میکروسکوپی تشکیل می‌دهد که با مقدار آنورتیت رابطه  
مستقیم دارد. با توجه به شواهد میکروسکوپی به نظر می‌رسد که  
میرمکیت‌های نمونه‌های مورد مطالعه در اثر جایگزینی پلاژیوکلاز به  
وسیله کوارتز و همچنین فلدسپارهای پتاسیک تشکیل شده باشند.

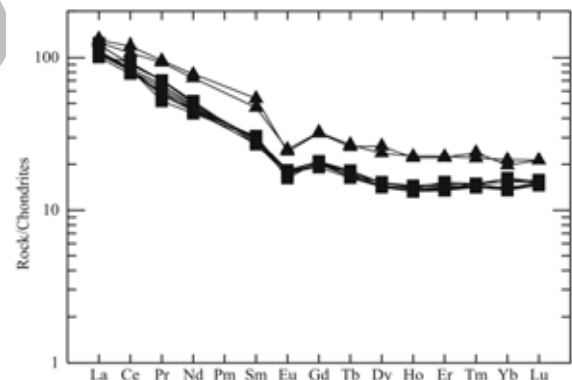
#### ۶- منشاء و محیط تکتونیکی

اگر چه رده‌بندی‌های متنوعی برای گرانیت‌ها ارائه شده است (به عنوان  
مثال: Chappell & White 1974, Takahashi *et al.*, 1980, Didier *et al.*,  
1982, Castro *et al.*, 1991, Chappell & White 2001  
معتبرترین آنها رده‌بندی چاپل و وایت (Chappell & White 1974,  
Chappell & White 1992) می‌باشد. مطابق این رده بندی توده  
گرانیتی اوچ پلنگ با داشتن ویژگی‌های زیر در گروه گرانیت‌ها نوع I  
قرار می‌گیرد. ترکیب سنگ شناسی این توده از گرانودیوریت تا  
مونزونیت متغیر است و علاوه بر بیوتیت، آمفیبول نیز از فراوانی قابل  
توجهی برخوردار بوده و بوسیله اسفن همراهی می‌شود. از نظر درجه  
اشباعیت آلومین، نمونه‌های مورد مطالعه از نوع مت‌آلومین بوده (شکل  
۴) و تغییرات شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب آن از روند گرانیت‌های  
نوع I پیروی می‌کند. به عنوان مثال تغییرات  $P_2O_5$  در مقابل  $SiO_2$  یک  
روند کاهنده نشان می‌دهد (شکل ۳) که خاص گرانیتوئیدهای نوع I  
می‌باشد (Chaple & White 1992) و در نمودار  $K_2O - Na_2O$  (White  
& Chaple 1983)، و کلینز و همکاران (Collins *et al.*, 1982)  
نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی I واقع شده‌اند (شکل ۱۱). رفتار  
ناسازگار Th و انطباق مثبت آن با تغییرات  $SiO_2$  (شکل ۷) نیز که در  
اثر تفریق کانی موزانیت حاصل می‌شود نیز از نشانه‌های دیگر  
گرانیت‌های نوع I می‌باشد (Chaple & White 1992).

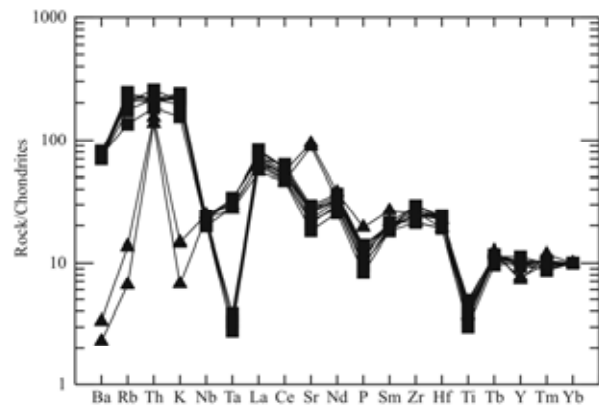
مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با نمودارهای پیرس و همکاران  
(Pearce *et al.*, 1984) نشان می‌دهد که توده نفوذی اوچ پلنگ در رده  
گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). از



شکل ۸- نمودار لگاریتمی عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار برای  
نمونه‌های مورد مطالعه (LogNi-LogY). همانطور که مشاهده می‌شود روند  
تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه مشابه منحنی شماره ۱ می‌باشد که گویای  
این امر است که تبلور بخشی نقش موثری در تشکیل توده نفوذی اوچ پلنگ  
داشته است؛ نمودار کوشیری (۱۹۸۶): منحنی شماره ۱ نشان دهنده تبلور  
بخشی، منحنی شماره ۲ نشان دهنده ذوب بخشی و منحنی شماره ۳ نشان  
دهنده اختلاط ماگمای می‌باشند.



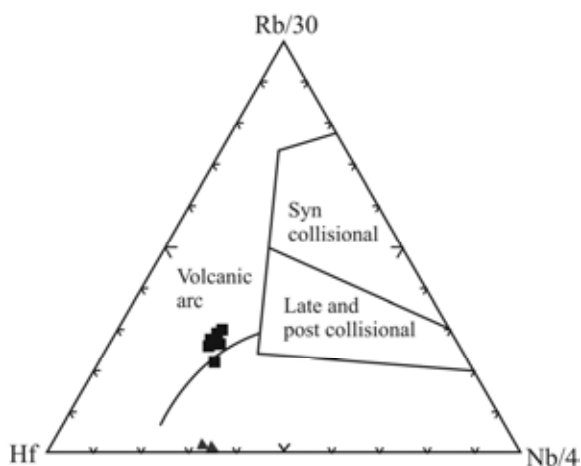
شکل ۹- نمودار عناصر نادر خاکی (REE) نمونه‌های مورد مطالعه نسبت  
کندریت (Sun & McDonough 1989). علائم مشابه شکل ۳ می‌باشند.



شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت  
(Thompson, 1982). علائم مشابه شکل ۳ می‌باشند.



طرف دیگر در نمودارهای عنکبوتی عناصر LILE نظیر Cs, K, Rb, U, Th نسبت به عناصر HFSE بویژه Nb و Ti غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۰) که نشانگر محیط تکتونوماگمای قوس آتشفشانی می‌باشد (Floyd & Winchester 1975). همچنین این نمونه‌ها در رده بندی هریس و همکاران (Harris *et al.*, 1986) که بر پایه سه عنصر Rb, Hf و Ta استوار است نیز در محیط قوسهای آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۳).

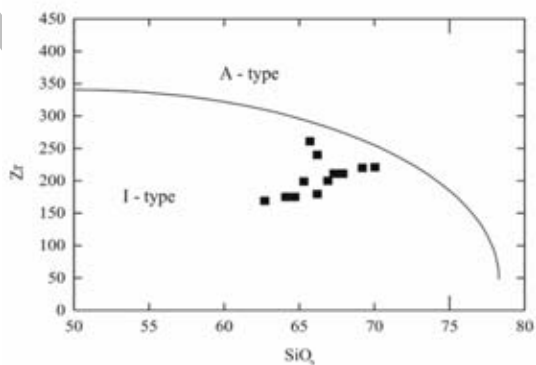
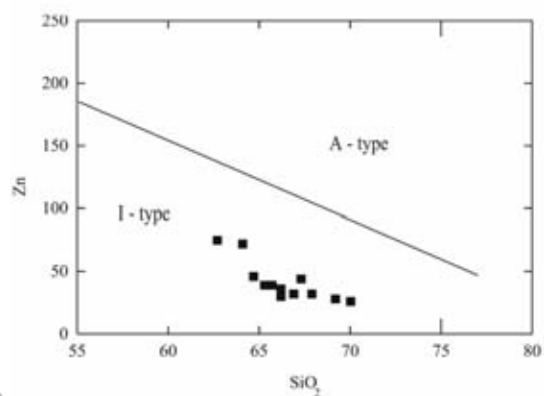
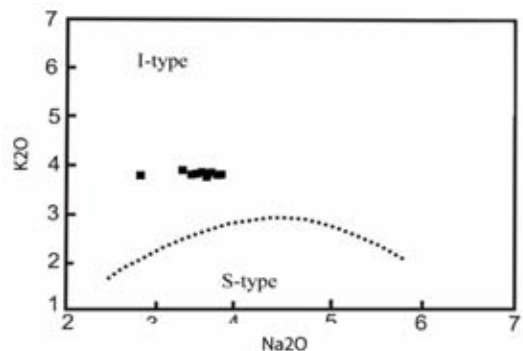


شکل ۱۳- نمودار تفکیک کننده محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها و موقعیت نمونه های مورد مطالعه (هریس و همکاران، ۱۹۸۶). علایم مشابه شکل ۳ می‌باشند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده VAG واقع می‌شوند.

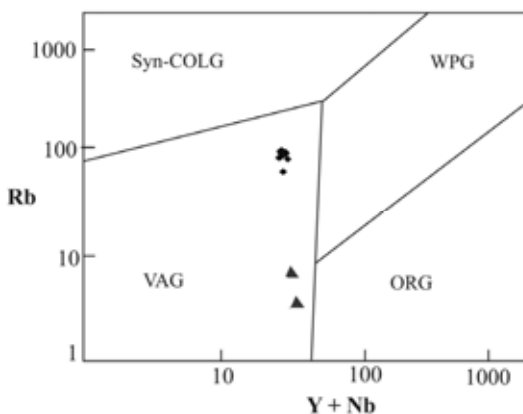
بعلاوه تغییرات عناصر کمیاب (شامل عناصر نادر خاکی) که نسبت به کندریت عادی شده‌اند (شکل ۱۰) نیز نشان دهنده آنومالی منفی عناصر Rb, K, Th, P و Nb, Ba, Sr, Ti و LILE غنی‌شدگی عناصر (La, Ce, Nd) LREE نسبت به عناصر HFSE (Nb, Ta, Hf, Zr, ) می‌باشد که این ویژگی نیز خاص گرانیتوئیدهای کالکوالکال قوسی قاره‌ای است. بدین ترتیب به نظر می‌رسد که این توده از نوع کالکوالکال پتاسیم بالا بوده و در طی فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره ای تشکیل شده است.

از میان مدل‌های پتروژنتیکی ارائه شده برای منشأ ماگماهای فلسیک در زون فرورانش به نظر می‌رسد که ماگمای سازنده توده نفوذی اوچ پلنگ از ذوب بخشی سنگ‌های قاعده پوسته قاره‌ای واقع در بالای زون فرورانش حاصل شده است. این فرض با غنی‌شدگی عناصر ناسازگار (K, Th, Rb, La, Ce, Nd) و آنومالی منفی (Ti, P, Ta, Nb, Eu, Ba) در این توده، (شکل‌های ۹ و ۱۰) نیز سازگار می‌باشد (Chaple & White 1992, Harris *et al.*, 1986). همچنین روبرتز و کلمنز (Roberts & Clemens 1993) بر اساس نتایج تجربی حاصل از ذوب بخشی سنگ های پوسته‌ای بیان نمودند که ماگماهای گرانیتوئیدی کالکوالکال پتاسیم بالا نوع I می‌توانند از ذوب بخشی سنگ های

( )



شکل ۱۱- نمودار  $K_2O - Na_2O$  (وایت و چاپل، ۱۹۸۳)،  $Zn-SiO_2$  و  $Zr-SiO_2$  (کلینز و همکاران ۱۹۸۲). نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدی نوع I واقع می‌شوند.



شکل ۱۲- نمودار تفکیک کننده محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن (پیرس و همکاران ۱۹۸۴). علایم مشابه شکل ۳ می‌باشند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده VAG واقع می‌شوند.

کوارتز مونزونیت و مونزونیت تشکیل گردیده است که حجم غالب آنرا گرانودیریت تشکیل می‌دهد. فرایند غالب در تکامل این توه نفوذی تبلور تفریقی بوده است ولی آرایش ماگمایی نیز در آن نقش به سزای بازی نموده است. این توده از نوع I، کالک آلکالن و غنی از پتاسیم (پتاسیک) است و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) متآلومین تا کمی پرآلومین می‌باشد. براساس نمودارهای تفکیک محیط‌های تکتونیکی متکی بر ژئوشیمی عناصر کمیاب و داده‌های زمین شناسی منطقه‌ای، توده‌ی گرانیتوئیدی مورد مطالعه در یک محیط قوس آتشفشانی (VAG) و احتمالاً در اثر فرورانش نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی تشکیل شده باشد.

دگرگونی مافیک تا حدواسط آبدار در پوسته بوجود آید. در این شرایط آب لازم برای ماگماهای تحت اشباع از آب، می‌تواند از شکسته شدن میکاها و آمفیبول‌ها مشتق شود. بنابراین بنظر می‌رسد که توده‌ی گرانیتوئیدی مورد مطالعه در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای با نسبت‌های متنوعی از آمفیبول و پلاژیوکلاز تحت شرایط مقدار متغیر  $H_2O$  بوجود آمده باشد و تبلور تفریقی مذابها در سطوح بالاتر پوسته، طیف انواع سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی را سبب گردیده و احتمالاً آرایش پوسته فوقانی نیز نقش مهمی در تشکیل آن داشته است.

## ۷- نتیجه‌گیری

توده نفوذی اوچ پلنگ از نظر سنگ شناسی از گرانیت، گرانودیریت،

## منابع:

- بهروزی ا. ۱۳۶۶: نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی فیض آباد. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. شانی ج. ۱۳۶۶: پی جوی فسفات در مناطق ازبکوه و کاشمر. گزارش سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کل کشور. شریفی مقدم ص. ۱۳۷۹. پترولوژی سنگ‌های آذرین و پتروژنز گرانیتوئیدهای ازغند (شمال خاور کاشمر)، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه شهید بهشتی. کریم پور م.ج.، مظلومی ع.ر. ۱۳۷۷: خاستگاه و پتانسیل طلا در منطقه اکتشافی کوه زر. فصلنامه علوم زمین. شماره ۲۸-۲۷: ۱۳-۲. واعظی پور م.ج.، علوی تهرانی ن. ۱۳۷۰: نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ تربت حیدریه. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. فاضل ولی پور ا. ۱۳۷۱: بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و ارتباط آن با کانه‌زای مس در ناحیه سید مرتضی کاشمر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه شهید بهشتی.
- Becke F. 1981: Über myrmekit. Mineralogie und Petrographie Mitteilungen. **27**: 377-390.
- Castro A., Moreno-Ventas I., De La Roza J.O. 1991: H type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite type classification and nomenclature. *Earth Science Reviews*. **31**: 237-253.
- Chappell B.W., White A.J.R. 1992: I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* **83**: 1-26.
- Chappell B.W., White A.J.R. 1974: Two contrasting granite types. *Pacific Geology*. **8**: 173-174.
- Chappell B.W. Withe A.J.R. 2001: Two contrasting granite types. 25 years late. *Australian journal of Earth Science*. **48**: 489- 499.
- Cocherie A. 1986: Systematic use of trace element distribution pattern in Log-Log diagrams for plutonic suite. *Geochemical and cosmochemica Acta*. **50**: 2517-2522.
- Collins L.G. 1988: Hydrothermal Differentiation and Myrmekite – A Clue to Many Geologic Puzzles. Theophrastus Publications. S. A., Athens. 382 pp.
- Collins. W.J., Beams. S.D., White. A.J.R., Chappel B.W. 1982: Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and petrology*. **80**: 180-200.
- Cox K.G., Bell J. D., Pandhurst R.G. 1979: The interpretation of igneous rocks. London, George Allen & Unwin. 450pp.
- Didier G., Duthou J.L., Lameyre J. 1982: Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volc. Geotherm. Res.* **14**: 125-132.
- Floyd P.A. Winchester J.A. 1975: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*. **27**: 211-218.
- Harker A. 1909: The natural history of igneous rocks. Methuen and Co. London. 384.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986: Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics. Geological Society London*. **19**: 67-81.
- Kuno H. 1968: Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H.H. and Poldervaart, A. (eds), *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. Vol. 2. Interscience, New York. 623-688.
- Lindenberg H.G., Jacobshagen V. 1983: Post – Paleozoic geology of Taknar zone and adjacent areas. *GSI. rep.* **51**: 145- 163 .
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. **101**: 635-643.
- Mason B., Moore C.B. 1982. Principles of Geochemistry. John Wiley & Sons. New York. 344 pp.
- Pearce J.A., Harris, N.B.W. Tindle A.G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**: 956-983.
- Rickwood P.C. 1989: Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos*. **22**: 247-263.
- Roberts M.P., Clemens J.D. 1993: Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*. **21**: 825-828.
- Soltani A. 2000: Geochemistry and geochronology of I type granitoid rocks in the northeastern central Iran. PhD Thesis. School of geosciences, University of Wollongong, Australia.

- Sutcliffe R.H., Smith A.R., Doherty W., Barnett R.L. 1990: Mantle derivation of Archaean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contrib. Min. Pet.* **105**: 255-274.
- Takahashi M., Aramaki S.H., Ishihara S. 1980: Magnetite –Series/ ilmenite – Series vs. I- type/ S –type granitoids. *Mining Geology*. **8**: 13- 28.
- Tepper J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J. 1993: Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. **113**: 333-351.
- White A.J.R., Chappel B.W. 1983: Granitoid types and their distribution in the Lachlen Fold Belt, southeastern Australia. In: Roddick, J.A., (ed.). Circum-Pacific plutonic terrances. *Geological Society of America*. **159**: 21-34.

Archive of SID