

پترولوژی توده نفوذی ونارج قم

نوشته: عزت اسلامی زاده *

چکیده

توده نفوذی ونارج قم در کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر در ۱۹ کیلومتری قم مجاور معدن منگنز ونارج در ناحیه باختری ایران مرکزی قرار دارد. این توده در محل تغییر جهت گسله بیدهند به سبب زون کششی ایجاد شده، بالا آمده و دارای ترکیب سنگ شناسی به صورت کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، سینیت کوارتزار، مونزونیت و مونزودیوریت می باشد. دایکها و رگه های تزریقی در قسمت های مختلف توده دیده می شود و در بخش های مرکزی حاوی آنکلاوهای ریوداسیتی است. بافت سنگ ها، به طور عمده گرانولار و پورفیریکی با زمینه میکرو گرانولار بوده و کانی های موجود در زمینه گاهی به صورت بافت های جهت یافته ظاهر شده اند که حاکی از مکانیسم جریان طی جایگزینی ماگما می باشد. بافت کاناکلاستیک ناشی از تأثیرات نکتونیک بعد از انجماد ماگما در توده ونارج دیده می شود. توده نفوذی ونارج یک توده کالکوآلکالن بوده که در آن نسبت سدیم خیلی بیشتر از پتاسیم ($Na > K$) و از نظر تیپ سنگ شناسی پرآلومینوس است. این توده نفوذی به گمان از طریق ذوب یک سرچشمه زیر پوسته ای (Intracrustal) از سنگ های ماگمایی تا حدودی دگرمان شده کالکوآلکالن که بوسیله صفحات زیر رونده (Underplating) گرم شده اند منشأ گرفته است (نگاه کنید به Chappell and Stephen 1988 and D'Amico et al. 1990). توده ونارج سنگ های آتشفشانی انوسن و آهک های الیگومبوسن قم را قطع نموده و دارای سنی بعد از میوسن آغازی می باشد.

مقدمه

توده نفوذی ونارج در ۱۹ کیلومتری جنوب قم و مجاور معدن منگنز ونارج که یکی از معادن عمده منگنز ایران است، جای دارد. این توده دارای سطح توپوگرافی بالاتری نسبت به اطراف بوده و به سبب داشتن رنگ ظاهری روشن تر از سایر سنگ های گستره، کاملاً شاخص می باشد.

توده نفوذی ونارج در امتداد گسل طولی شمال باختری- جنوب خاوری بیدهند بالا آمده و به صورت توده باریک و طولی است که به سوی جنوب خاور از ستبرای آن کاسته شده و حالت گوه مانند به خود گرفته است، در حالی که در بخش های میانی دارای بیشترین گسترش می باشد.

توده نفوذی ونارج از دیدگاه پتروگرافی و پتروژنز دارای ویژگی های قابل توجهی است و بدین سبب از سایر توده های گرانیتیوئیدی گستره متمایز می باشد.

پترولوژی توده نفوذی سدیم دار ونارج قم در این نوشتار مورد

مطالعه و بررسی قرار گرفته است و در این راستا مسائل ژنتیکی و پدیده های موجود، مورد توجه بوده است.

۱- جایگاه زمین شناسی

ناحیه ونارج در زون آتشفشانی ارومیه- دختر واقع شده است، این کمربند ماگمایی در حاشیه باختری ایران مرکزی قرار داشته و به نام تبریز- یزمان (Nogol 1978) نیز نامیده شده است. کمربند مذکور از آذربایجان تا سیستان امتداد داشته و به موازات زون سنندج- سیرجان و کمربند چین خورده زاگرس قرار دارد.

Forster (1974) ضمن دسته بندی انواع سنگ های آتشفشانی ارومیه- دختر سری های متعلق به الیگومبوسن و پلیوپلیستوسن را از انواع کالکوآلکالی و سری متعلق به پلیستوسن عهد حاضر را (سرشار از K_2O) آلکالی می داند.

از دیدگاه Pourhosseini (1981) و Alavi (1994) توده های نفوذی زون ارومیه- دختر، ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه عربستان



Petrology of the Venarj Plutonic Body

By: E. Eslami Zadeh *

Abstract

The Venarj plutonic body is part of Urumieh- Dokhtar Belt and crops out about twelve square kilometres. This body is composed of the following lithotypes:

Quartzdiorites, Granodiorites in part porphyritic, Quartz Monzodiorites, Syenites Quartz- bearing and Monzonite.

Monzodioritic dikes are present in some parts of the plutonic body. Rhyodacite enclaves are present in the granodiorites. The body shows a number of textural types, like porphyritic, coarse to medium- grained and clastic. Some of the rocks are oriented as a result of syn- intrusive flow. The Venarj plutonic body is calcalkaline in character with $Na > K$, and all the lithotypes are peraluminous.

Geochemical data indicate that continental collision had occurred.

The Venarj body suite may be interpreted as a I- granite suite, generated from calcalkaline magmatites subjected to heating by underplating.

This body is cutting the Eocene volcanic rocks and the Oligo- Miocene limestone of the Qom Formation, thus it is post- Miocene in age.

به زیر پوسته ایران مرکزی، می باشد.

پسزوهشگران دیگری چون (Takin 1972)، (Berberian and King 1981)، آتشفشان‌های ایران مرکزی (زون ارومیه- دختر) را از نوع فشاری می‌پندارند و براین باورند که فرورانش پوسته اقیانوسی تنیس به زیر ایران مرکزی موجب ذوب بخشی پوسته زیر رانده شده و در نتیجه فعالیت‌های آتشفشانی بوقوع پیوسته است.

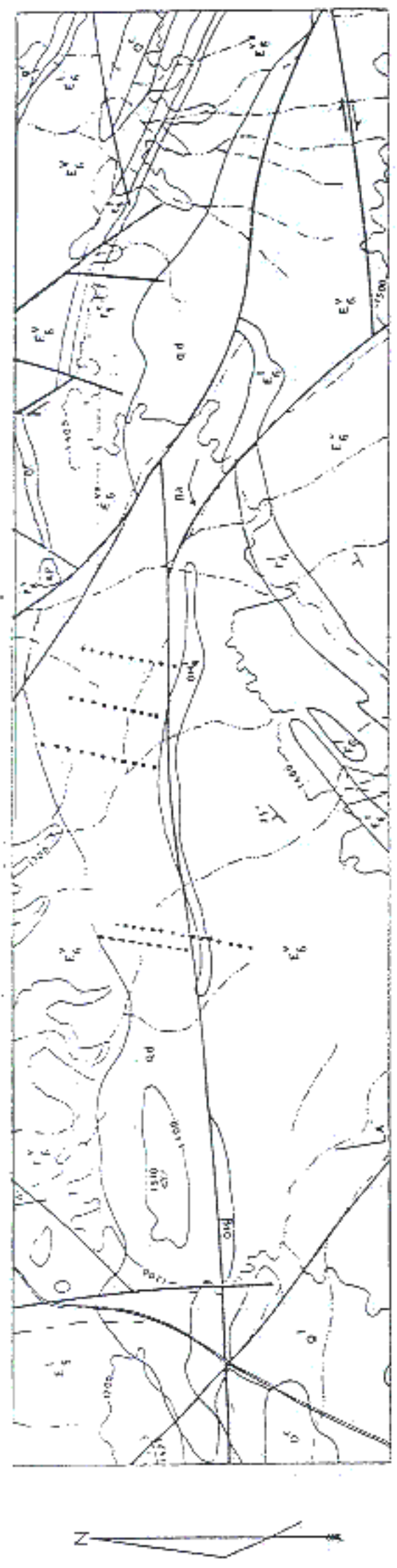
در ارتباط با نحوه پیدایش سنگ‌های پلوتونیک و وجود گدازه‌های آلکالن و کالکوآلکالن زون ارومیه- دختر که بدون نظم و ترتیب کنار و یا روی هم قرار دارند عده‌ای از جمله (Emami 1981) خروج ماگمای آلکالن را در رابطه با بازشدگی‌های ریتمیگ زون ریفتی، در انوسن می‌دانند.

توده نفوذی ونارج در راستای گسله بیدهند تزریق شده است. این گسله به صورت یک گسله راستگرد، کم و بیش سرتاسر گستره را دربر گرفته است و درازای آن حداقل ۷۰ کیلومتر می‌باشد که با توجه به تغییر امتداد صفحه این گسله به سوی شمال باختری می‌توان

دگرشکلی کم و بیش پیچیده گستره را به خوبی استنباط نمود. فعالیت‌های آتشفشانی انوسن بالایی به صورت یک نوار تیره رنگ با روند کلی شمال باختری- جنوب خاوری در گستره گسترش یافته است. این سنگ‌های آتشفشانی دارای تنوع فراوان هستند و از انواع قاره‌ای تا زیردریایی متغیر بوده و دارای ترکیب‌های مختلف اسیدی، میانه و بازیگ می‌باشند. سری آتشفشانی یاد شده در همبری با توده نفوذی ونارج قرار دارد (شکل ۱).

سنگ‌های آتشفشانی در محل همبری با توده تا حدودی اپیدوتی و کلریتی شده و دارای ترکیب آندزیت پورفیری با رنگ خاکستری تیره حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز با اندازه چند میلیمتر می‌باشند. بخش دیگری که در مجاورت با توده ونارج قرار دارد، سری آتشفشانی- رسوبی منگنزدار می‌باشد که متشکل از توف، گدازه‌های آندزیت پورفیری زیردریایی با ساخت بالشی، گدازه‌های اسپیلیتی با ساخت بادامکی، شیل‌های توفی و آندزیت پورفیری می‌باشد که سنی معادل انوسن میانی- بالایی را نشان می‌دهد (فردوست ۱۳۷۱ و شیوایی ۱۳۷۲). بر روی این سنگ‌های آتشفشانی رسوبات سازند

شکل ۱ - نقشه زمین شناسی نوده ففودی کوارتر دیوریتی سدیم دار و تاراج



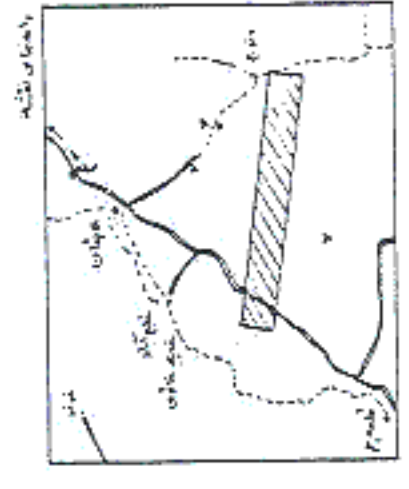
Scale : 1:50000
0 750 500 750 1000m

L E G E N D

- Terraces:**
- OH₁: Cream argano-detrilic limestone
 - O¹: red conglomerate
 - E₆¹: Grey and red sandy nonmullitic finegrate
 - E₆²: Dark green-andesitic-basaltic lava, volcanic breccia, hyaloclastite, with intercalations of tuff and nummulitic limestone
 - E₆³: Dark green, spilitic pillow lava
 - E₆⁴: Green alternation of sandstone, conglomerate
 - E₆⁵: Light green-grey alternation of tuff and shale
- Intrusive Rocks:**
- d¹: Diabasic dykes
 - ap: Aplitic
 - qd: Sodic quartz diorite

S y m b o l e

- Major fault
- Concealed fault
- Formation boundary
- Dykes
- Drainage
- Isometric lines
- First class road
- Elevation in meter
- Measured dip
- Geological section



تیپ اصلی و فرعی تقسیم شده‌اند که عبارت‌اند از:
 ۱- تیپ‌های اصلی که در برگیرنده بخش‌های حاشیه‌ای و مرکزی بوده و شامل رخساره‌های سنگ شناختی زیر می‌باشد:

- کوارتز دیوریت و کوارتز مونوزودیوریت در بخش‌های حاشیه‌ای
- مونوزودیوریت، مونزونیت و سینیت و انواع کوارتزدار آنها به صورت کوارتز مونوزودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز سینیت
- پورفیری تیک گرانودیوریت و مونوزودیوریت پورفیری در بخش‌های مرکزی

- ۲- تیپ‌های فرعی که شامل موارد زیر می‌باشد:
- دایک‌ها و رگه‌های تزریق شده در توده ونارج، دایک‌ها بیشتر دارای ترکیب دیاباز و رگه‌ها، فلدسپاتیک هستند
- آنکلاوهای ریوداسیتی
- سنگ‌های آتشفشانی مجاور توده ونارج که دارای ترکیب آندزیت بازالتی، لاتیت و کوارتزلاتیت می‌باشند
- بخش‌های مختلف توده ونارج براساس درصد مودال کانی‌ها در روی نمودار ۱ نمایش داده شده است. جدول ۱ درصد قطب‌های این نمودار را نشان می‌دهد

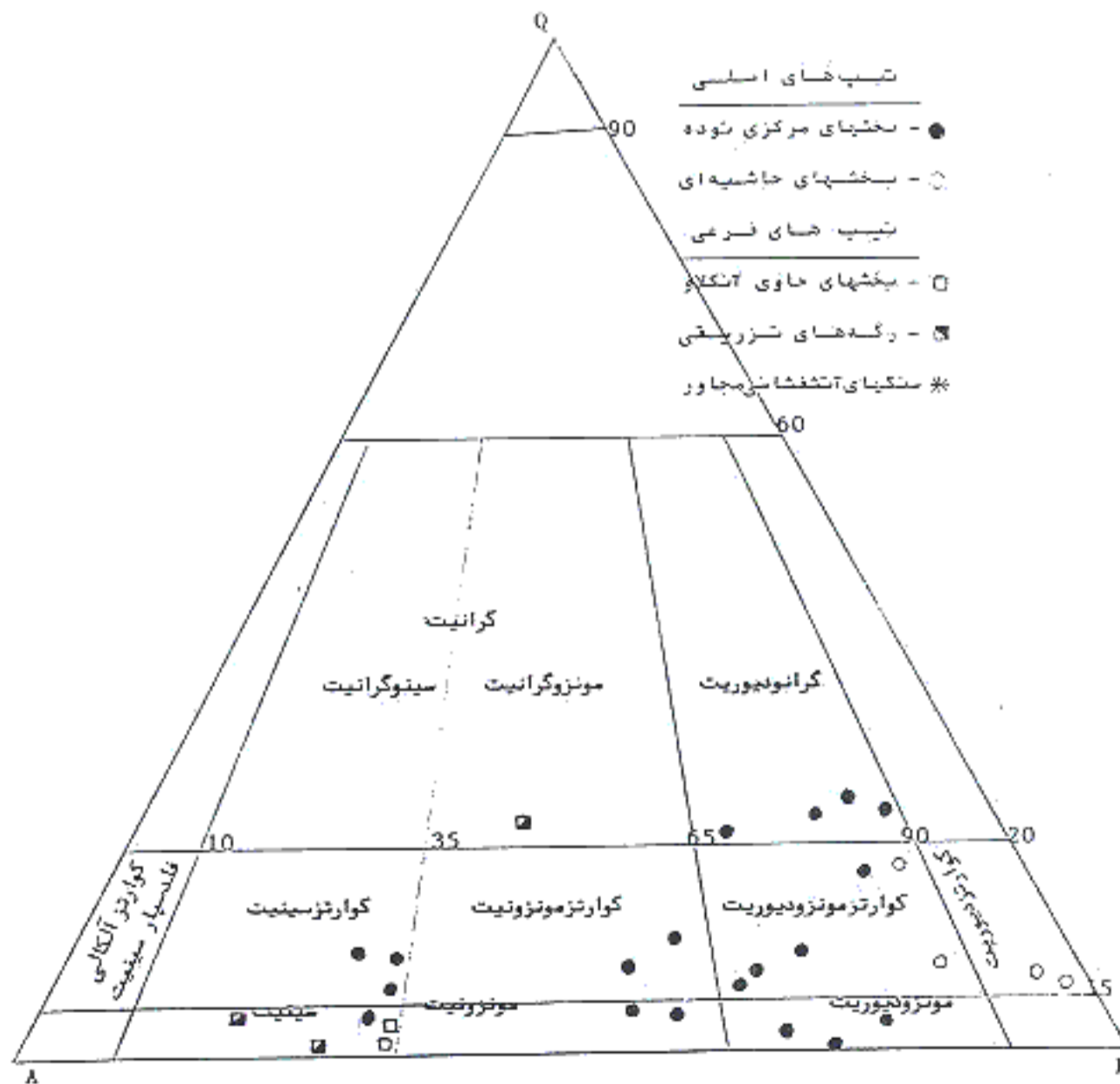
قرمز زیرین با یک قاعده کنگلومرای پلی ژنتیک قرار می‌گیرد که سن آن انوسن بالایی - الیگوسن می‌باشد

توده نفوذی ونارج، به روشنی واحدهای رسوبی - آتشفشانی انوسن پایانی را قطع و دگرگون نموده است. همچنین در کناره جاده قم - نیزار در امتداد توده به سمت خاور بزوزدهای پراکنده‌ای از سازندهای قرمز زیرین و قم وجود دارد که به نظر می‌رسد توده بر روی آنها نیز اثر کرده است. بهر حال از آنجا که زمان آخرین فعالیت گسله بیدهند بعد از میوسن بوده (زیرا این گسله رسوبات سازند قم را جابجا نموده است) و جای گیری توده در ارتباط با این فعالیت است، می‌توان زمان نفوذ توده ونارج را بعد از میوسن آغازی تعیین نمود. دو سیستم دایک در امتداد E 30- 40 N آن را قطع نموده که یکی از دایک‌ها از نظر ترکیب ظاهراً شبیه توده اصلی و دیگری به شدت اپیدوتی شده و سبز رنگ می‌باشد.

یک سری رگه‌های فلدسپاتی روشن با روند کم و بیش خاوری - باختری W 70 تا N 60 در امتداد شکستگی‌ها وجود دارد.

۲- پتروگرافی

در بررسی پتروگرافی توده ونارج سنگ‌های این توده، به دو



نمودار ۱- نمایش بخش‌های مختلف توده ونارج بر روی نمودار اشتربکایزن (Le Maître 1988, Shelly 1992) براساس درصد مودال کانی‌ها.

جدول ۱- آنالیز مودال و درصد قطب‌های نمودار اشتراک‌یازن

شماره	ch1	ch2	26	E9	3	8	6	4	44	23	19	52	41	42	17	31
A	3.75	7.04	11.9	15.02	23.8	31.1	41.7	17.1	36.5	41.1	66.6	21.1	66.6	68.08	27.46	54.5
P	90	87	79.8	71.09	72.6	66.6	46.04	58.5	53.6	54.28	21.8	55.5	33.3	27.6	72.5	21.2
Q	6.25	5.6	8.3	13.87	3.5	2.2	12.2	24.3	9.7	4.57	11.5	23.3	-	4.2	-	24.2

۲-۱- بافت توده و نارچ

بافت توده و نارچ به‌طور کلی به صورت گرانولار درشت دانه (Coarse grained) تا متوسط دانه (Medium grained) در بخش‌های مرکزی و پورفیریتهیک با زمینه میکروگرانولار در بخش‌های حاشیه‌ای می‌باشد.

تغییر نسبت فنوکریست‌ها یا میکرو فنوکریست‌ها نسبت به زمینه باعث ایجاد بافت‌های نیمه پورفیریتهیک تا کاملاً پورفیریتهیک شده است.

شکل بلورها در زیر میکروسکوپ براساس چگونگی رشد بیشتر به صورت نیمه شکل (Hypidiomorphic) تا بی‌شکل (Xenomorphic) بوده و کمتر به صورت شکل دار (Idiomorphic) ظاهر شده‌اند.

از نظر ارتباط بین بلورها دیده می‌شود که این بلورها اغلب نابرابر (Inequigranular) بوده و گاهی به صورت ترتیبی (Seriata) ظاهر شده‌اند (عکس ۱).

افزون بر بافت‌های یاد شده بافت‌های افیتییک و اینترگرانولار نیز در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود.

بلورهای پلاژیوکلاز به صورت پهن و تخت‌های (Tabular) بوسیله بلورهای تیفه‌ای شکل (Lath Shaped) محاصره شده‌اند.

کوارتز و فلدسپات‌های تاخیری نیز به همراه این بلورها، زمینه‌ای میکروگرانولار ایجاد کرده‌اند. کانی‌های موجود در زمینه گاهی به صورت بافت‌های جهت‌دار نظیر تراکیتی ظاهر شده‌اند که ممکن است به سبب مکانیسم جریان طی جای‌گیری و استقرار توده بوده باشد.

یکی دیگر از بافت‌های موجود در سنگ‌های آذرین توده و نارچ بافت کاتاکلاستیک است که در آن بلورهای شکسته شده فلدسپات مشاهده می‌شود. علاوه بر درزها و شکستگی‌های موجود توسط کلسیت و کوارتز پر شده است. این نوع بافت ناشی از تغییر شکل‌های تکتونیکی بعد از انجماد سنگ‌ها می‌باشد. به این ترتیب در توده و نارچ علاوه بر جهت یافتگی ضمن جایگزینی ماگما، تأثیرات تکتونیکی بعد از نفوذ نیز وجود داشته است.

۲-۲- کانی‌شناسی سنگ‌های آذرین و نارچ

در توصیف کانی‌شناسی سنگ‌های و نارچ می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

فلدسپات: فلدسپات به عنوان عمده‌ترین ترکیب سنگ‌شناسی توده

و نارچ می‌باشد که گاهی بیش از ۸۰٪ سنگ را شامل می‌شود و شامل پلاژیوکلاز سدیک با ترکیب آلپیت، آلپیت-آلبیت-آلبیگولاز تا آندزین است.

به سبب کمبود شدید پتاسیم در این توده، فلدسپات آلکالن از نوع ارتوز تشکیل نشده و تنها در انواع تفریق یافته بلورهای کوچکی از میکروکلین یافت می‌شود.

پلاژیوکلازهای موجود در توده و نارچ به طور غیرمعمول از آنورتیت فقیر بوده و اغلب به صورت آلپیت خالص با % An 0-5 متبلور شده‌اند (Emami, 1981).

(D'Amico 1990) در بررسی کمپلکس درونی سی‌تونیا (Sithonia) در شمال یونان وجود پلاژیوکلازهای سدیک و فقیر از آنورتیت را در توده گرانودیوریتی این کمپلکس، در ارتباط با حضور اپیدوت با منشأ اولیه می‌داند.

در توده آذرین و نارچ وجود اپیدوت فراوان چون پیستاسیت، زونیزیت و آلانیت با توجه به ترکیب پلاژیوکلازها و نیز سایر مشاهدات میکروسکوپی احتمالاً بخشی از آن‌ها ممکن است دارای منشأ اولیه باشد (عکس ۲).

آمفیبول

بلورهای آمفیبول از نوع هورنبلند و آمفیبول سدیک (ادنیت با فرمول شیمیایی $(OH)_2 [Si_7 AlO_{22}] (Mg, Fe)_5 Na Ca_2$ است؛ Emami 1981 و تحت تأثیر دگرسانی به ترمولیت، اکتینولیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده است (عکس ۳).

در گرانودیوریت مجموعه سیتونیا آمفیبول از نوع منیزو هورنبلند گاهی با تمایل ادنیتییک بوده و با توجه به درصد آلومینیوم تبلور آن ممکن است در فشار بیش از ۲ کیلو بار و کمتر از ۵ کیلو بار صورت گرفته باشد (Zen and Hammarstrom 1986).

ژنوبارومتر هورنبلند بوسیله Hollister et al (1987) فشار تبلور را بین ۵ و ۶ کیلو بار بیان داشته است.

کوارتز

کوارتز هم به صورت بلورهای اولیه بی‌شکل و پراکنده در زمینه دیده می‌شود و هم به‌طور ثانوی به همراه کلسیت، درزها و شکستگی‌های موجود در بعضی از نمونه‌ها را پر کرده است. کانی‌های

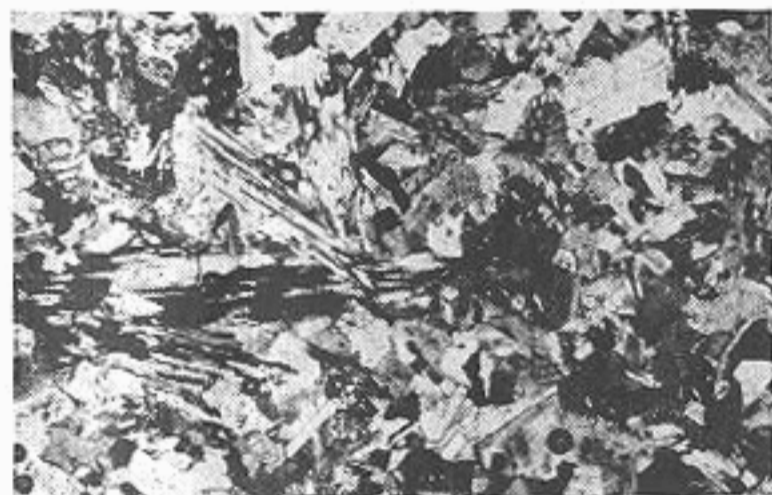


میانگین اکسیدهای عناصر اصلی به همراه کانی‌های نورماتیو تشکیل دهنده توده ونارج در جدول‌های شماره ۲ و ۳ آورده شده است.

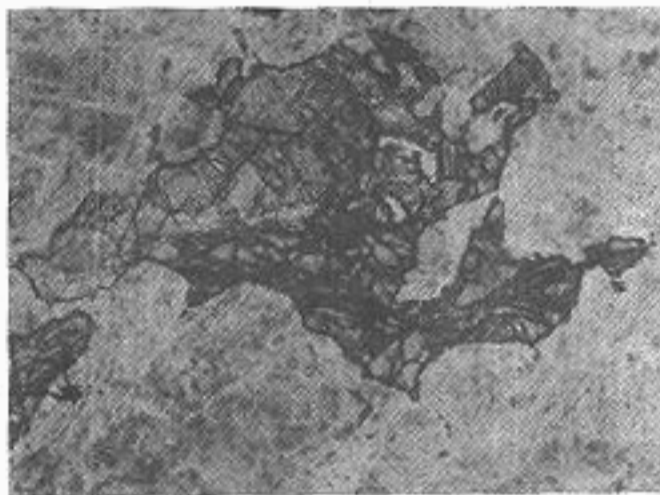
فرعی شامل اسفن و آپاتیت و کانی‌های اویاک شامل مگنتیت و گاهی هماتیت می‌باشند.



عکس ۱- بلورهای پلاژیوکلاز به صورت غیر هم بعد (inequigranular) در حالی که به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند، دیده می‌شوند.



عکس ۳- بلورهای آمفیبول کلریتیزه شده.



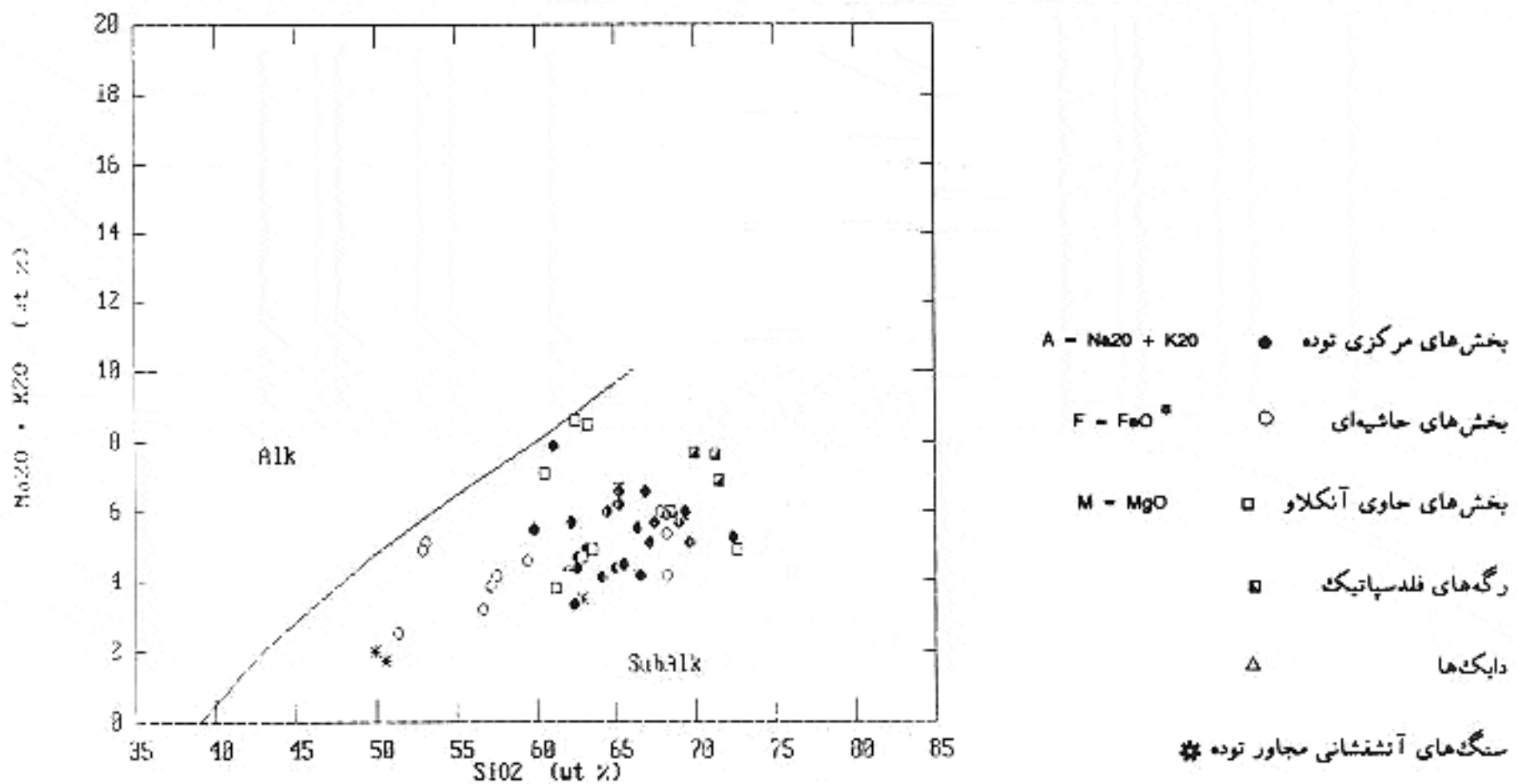
عکس ۲- کانی آلانیت در میان بلورهای پلاژیوکلاز.

اکسیدهای عناصر اصلی	بافت اصلی			بافت خاکیه‌ای			بافت آنکلاوهار			رگه‌های تزیین‌شده با یک‌ها			سنگ‌های ولکانیک مجاور		
	میانگین حداکثر حداقل	میانگین	بافت اصلی	میانگین حداکثر حداقل	میانگین	بافت خاکیه‌ای	میانگین حداکثر حداقل	میانگین	بافت آنکلاوهار	میانگین حداکثر حداقل	میانگین	رگه‌های تزیین‌شده با یک‌ها	میانگین حداکثر حداقل	میانگین	سنگ‌های ولکانیک مجاور
SiO ₂	59.9	72.3	65.94	51.4	68.1	59.23	60.5	72.6	64.42	60.7	68.3	62.66	49.9	66.4	57.43
Al ₂ O ₃	16.1	20.4	17.3	15.8	20.4	17.73	14.2	21.4	17.84	17.35	20.85	18.72	17.2	18.8	17.98
Fe ₂ O ₃	0.5	2.33	1.86	1.81	2.58	2.11	0.37	2.28	1.73	1.22	1.64	1.42	1.61	3.2	2.47
FeO	0.0	3.9	1.75	1.83	6.44	4.18	0.0	4.52	2.06	0.25	2.26	1.18	2.19	8.88	4.73
MgO	0.58	3.2	1.54	0.86	5.2	2.68	0.24	2.2	1.25	0.85	1.05	0.95	1.3	4.2	2.8
CaO	1.1	8.4	3.66	1.7	10.1	5.75	1.6	9.4	3.47	2.22	9.85	4.37	3.4	11.5	7.78
P ₂ O ₅	0.07	0.33	0.2	0.13	0.61	0.25	0.05	0.62	0.21	0.1	0.2	0.15	0.14	0.16	0.15
Na ₂ O	2.8	7.5	5.27	2.4	5.9	4.24	3.7	8.6	5.97	4.4	8.25	6.17	1.6	4.1	2.75
K ₂ O	0.1	2.1	0.67	0.1	0.54	0.153	0.1	0.55	0.33	0.1	1.1	0.6	0.1	0.1	0.1
TiO ₂	0.12	0.76	0.36	0.21	0.89	0.47	0.13	0.62	0.32	0.28	0.56	0.41	0.21	1.4	0.8
MnO	0.01	0.31	0.072	0.02	0.15	0.05	0.01	0.1	0.042	0.04	0.18	0.09	0.04	0.4	0.19

جدول ۲- میانگین اکسیدهای عناصر اصلی تشکیل دهنده توده ونارج.

جدول ۳- میانگین درصد نورماتیو کانی‌های تشکیل دهنده توده ونارج

کانی‌های نورماتیو	بخش اصلی			بخش حاشیه‌ای			بخش آنکلاوهار			رگه‌های نوزیرو دایکها			مذگهای ولکانیک مجاور		
	میانگین	حداکثر	حداقل	میانگین	حداکثر	حداقل	میانگین	حداکثر	حداقل	میانگین	حداکثر	حداقل	میانگین	حداکثر	حداقل
کوارتز	3.79	37.39	24.89	2.43	24.14	17.14	3.79	39.38	20.05	0.0	26.26	17.5	8.87	33.27	20.0
آرتوز	0.6	12.73	3.48	0.6	3.29	0.94	0.6	3.3	0.91	0.6	12.73	2.63	0.61	0.61	0.61
آلمپت	24.44	64.27	45.35	21.4	50.29	38.95	32.42	73.05	51.7	30.02	67.85	49.8	13.93	35.65	23.92
آنورتیت	5.22	14.43	11.30	8.62	39.52	24.28	7.58	22.19	13.06	12.5	17.2	16.09	16.46	43.97	32.06
فلکسین	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.72	2.28	0.0	4.91	0.0
کروندم	0.53	5.75	3.21	0.0	4.82	2.04	0.0	10.92	3.26	0.0	2.95	2.53	0.0	0.0	1.97
سکلنیت	0.0	3.11	1.93	2.68	3.82	3.16	0.0	3.34	1.88	0.01	2.2	0.97	2.71	4.65	3.68
هماتیت	0.0	2.32	0.57	0.0	0.0	0.0	0.0	1.93	0.43	0.0	3.95	0.7	0.0	0.0	0.0
اپوپسید	0.0	14.43	1.3	0.0	11.1	3.1	0.0	1.41	0.29	0.0	0.0	0.82	0.0	11.36	5.52
ولاستونیت	0.0	0.77	0.029	0.0	0.0	0.0	0.0	12.1	1.35	0.0	10.87	2.29	0.0	0.0	0.0
هیبرمتن	0.0	10.52	5.14	3.95	15.92	10.9	0.0	11.31	5.55	0.0	0.66	3.01	5.65	12.25	10.32
آپاشیت	0.16	0.73	0.44	0.29	1.41	0.56	0.12	1.37	0.47	0.36	1.24	0.42	0.31	0.38	0.34
ایلمنیت	0.0	1.49	0.54	0.41	1.74	0.92	0.02	1.19	0.41	0.34	0.0	0.66	0.41	2.73	1.57
TiO2	0.0	0.76	0.05	0.0	0.0	0.0	0.0	0.29	0.032	0.0	0.46	0.24	0.0	0.0	0.0
آلیومین	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1	1.05	0.0	0.0	0.0



نمودار ۲- جایگاه توده نفوذی ونارج در نمودار $Na_2O + K_2O / SiO_2$ (Irvine and Barager 1971)



۳- تفسیرهای پتروشیمیایی

دو نمونه‌ای که در این جا در محدوده توله‌ایستی واقع شده، متعلق به سنگ‌های آتشفشانی مجاور توده ونارج می‌باشد.

نمودار ۴ بر پایه درصد وزنی K_2O نسبت به سیلیس رسم شده است و بخش‌های مختلف توده ونارج در روی این نمودار در محدوده LOW-K یا کم پتاسیم واقع می‌شوند و به این ترتیب این توده، توده‌ای سدیک معرفی می‌شود که میزان پتاسیم در غالب قسمت‌ها کمتر از ۱ درصد می‌باشد.

نمودار ۵ بر پایه نسبت مولکولی آلومینیوم به آلکالی‌ها بر آلومینیوم به مجموع $(CaO + Na_2O + K_2O)$ رسم شده است و درجه اشباع شدگی از آلومینیوم یا اندیس شاندر (Shand Index) را نشان می‌دهد.

در محدوده پراکسینوس که سنگ‌های ونارج قرار می‌گیرد؛ $(Na_2O + K_2O + CaO) > Al_2O_3$ می‌باشد و تعداد محدودی از نمونه‌های متعلق به بخش‌های حاشیه‌ای و آنکلاودار در محدوده متاآلومینوس قرار دارند.

نمودارهای ۶ و ۷، درصد اکسیدهای کلسیم و منیزیم را نسبت به ضریب تفریق (ID) نشان می‌دهند.

به طوری که در این نمودارها مشاهده می‌شود با افزایش ضریب تفریق از میزان اکسیدهای کلسیم و منیزیم کاسته شده و یک تفریق از حاشیه به طرف مرکز توده، دیده می‌شود.

از طریق بررسی شیمیایی سنگ‌ها و ترسیم نمودارهای مختلف می‌توان به خاستگاه ماگمایی و روند تکاملی وابسته دست یافت.

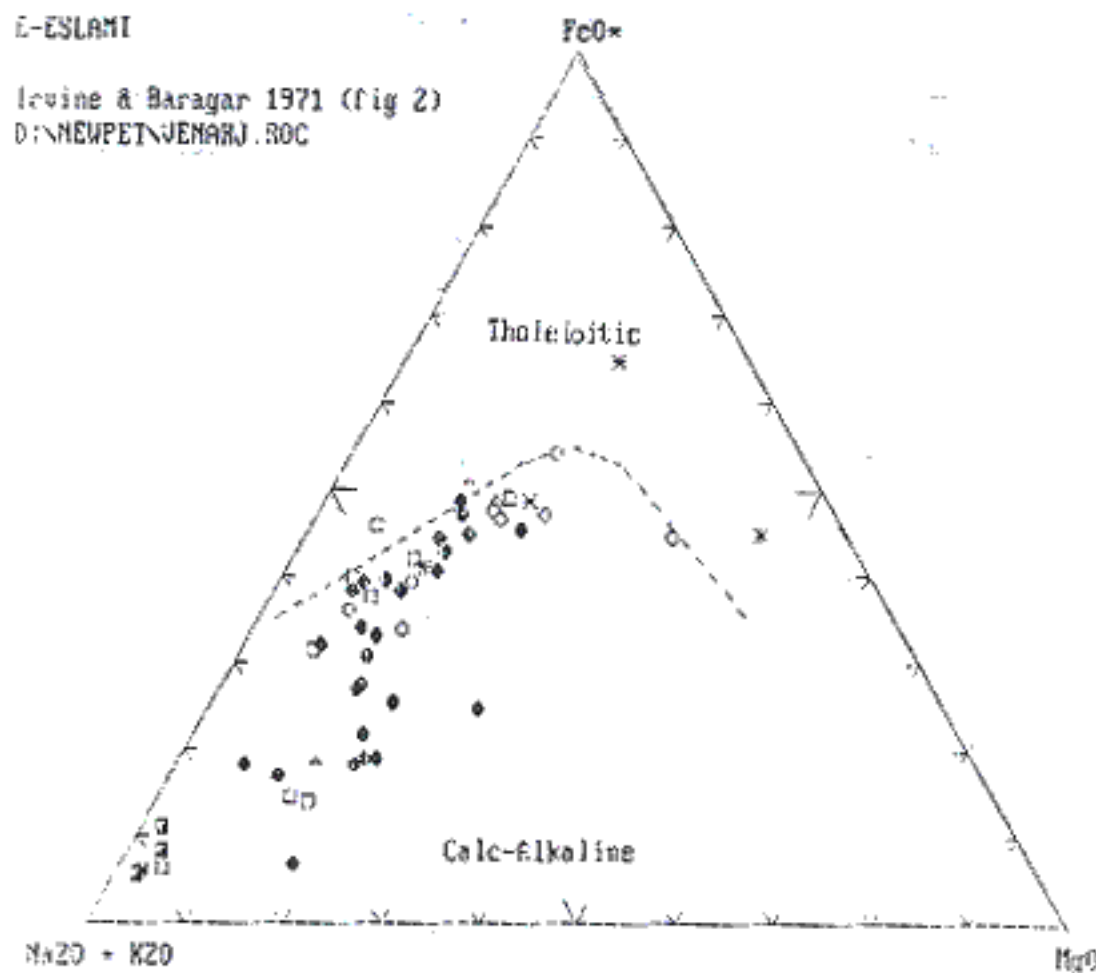
به منظور تعیین قلمروهای ماگمایی از نمودارهای مختلفی استفاده می‌شود. پاره‌ای از این نمودارها که نمونه‌های منطقه ونارج بر روی آنها ترسیم شده است به شرح زیر می‌باشد:

نمودار ۲ که بر اساس سیلیس-آلکالی رسم شده است سنگ‌های آذرین را به دو محدوده آلکالن و ساب آلکالن تقسیم می‌کند و سنگ‌های آذرین ونارج در این نمودار در محدوده ساب آلکالن واقع شده‌اند.

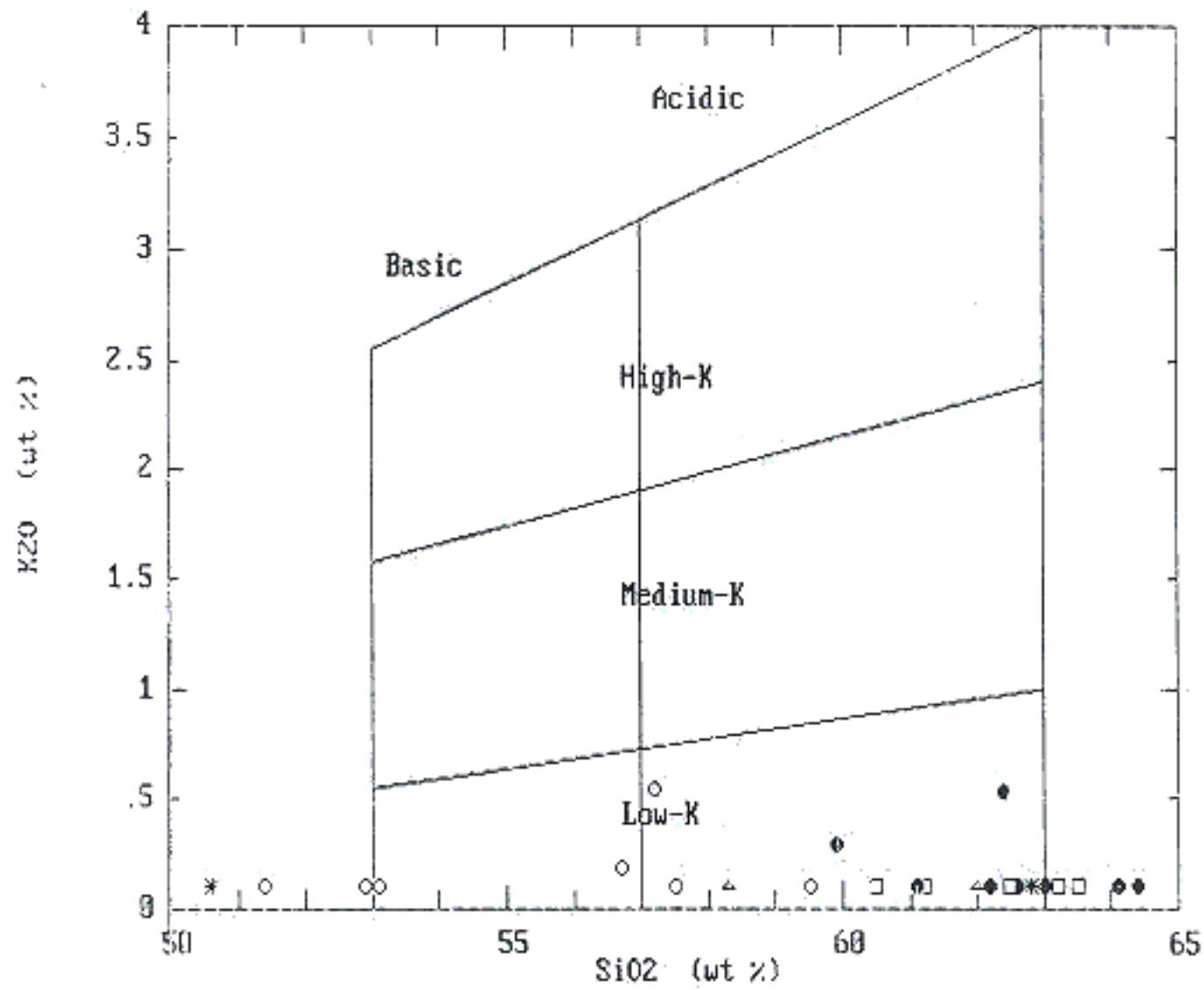
جهت بررسی سنگ‌های ساب آلکالن از نمودار AFM استفاده می‌شود (نمودار ۳).

این نمودار بر اساس درصدهای وزنی آلکالی‌ها $(Na_2O + K_2O)$ و اکسیدهای آهن $(FeO + Fe_2O_3)$ و MgO رسم شده است و سنگ‌های ونارج را در محدوده کالکو آلکالن نشان می‌دهد و بطوری که در نمودار دیده می‌شود از مرکز مثلث به طرف قطب آلکالی، سنگ‌ها دارای سیلیس بیشتری هستند و بخش‌های حاشیه‌ای توده در مرکز و رگه‌های تزریقی در نزدیکی قطب آلکالی قرار گرفته‌اند.

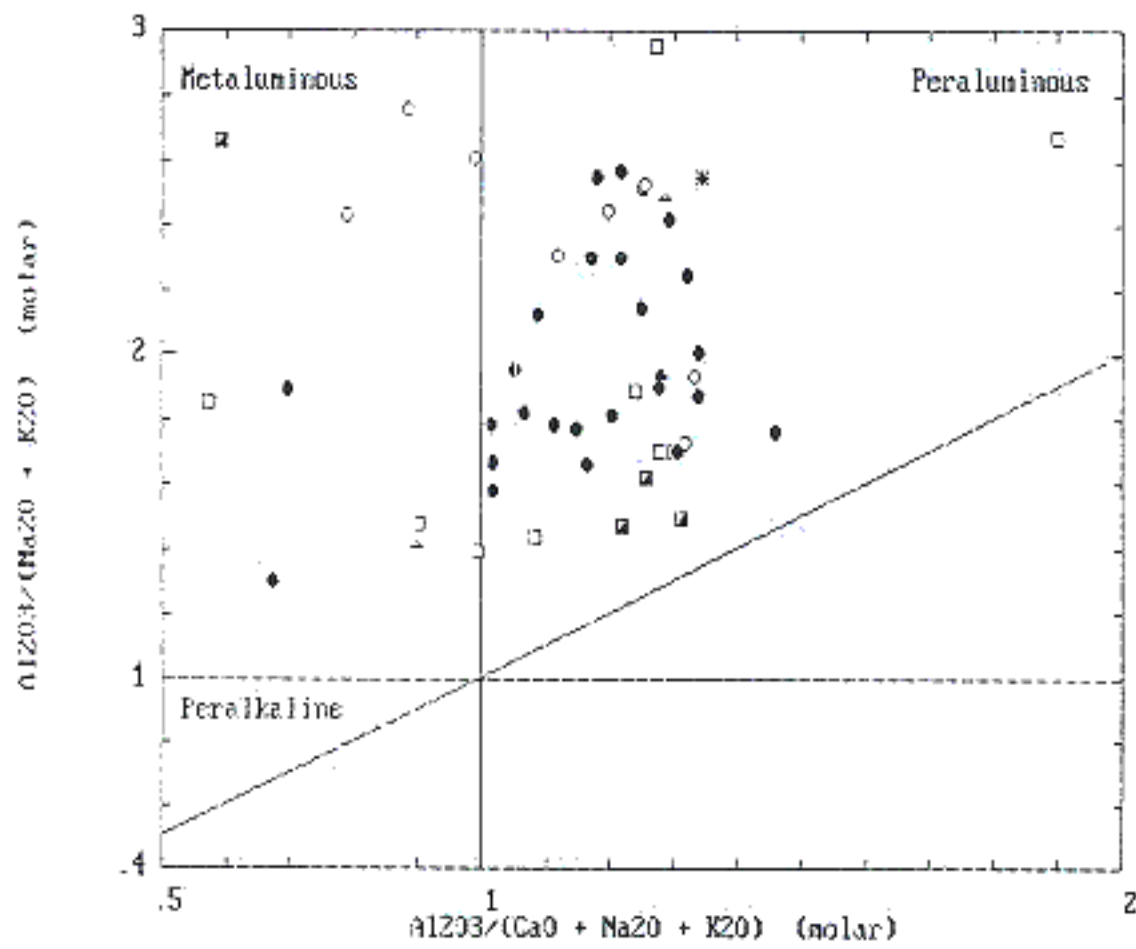
سنگ‌های کالکو آلکالن به طور عمده دارای ترکیب کانی‌شناسی به صورت کلینوپیروکسن، هورنبلند، فلدسپات و کوارتز هستند و در نمودار AFM در وسط، به صورت سرتاسری دیده می‌شوند.



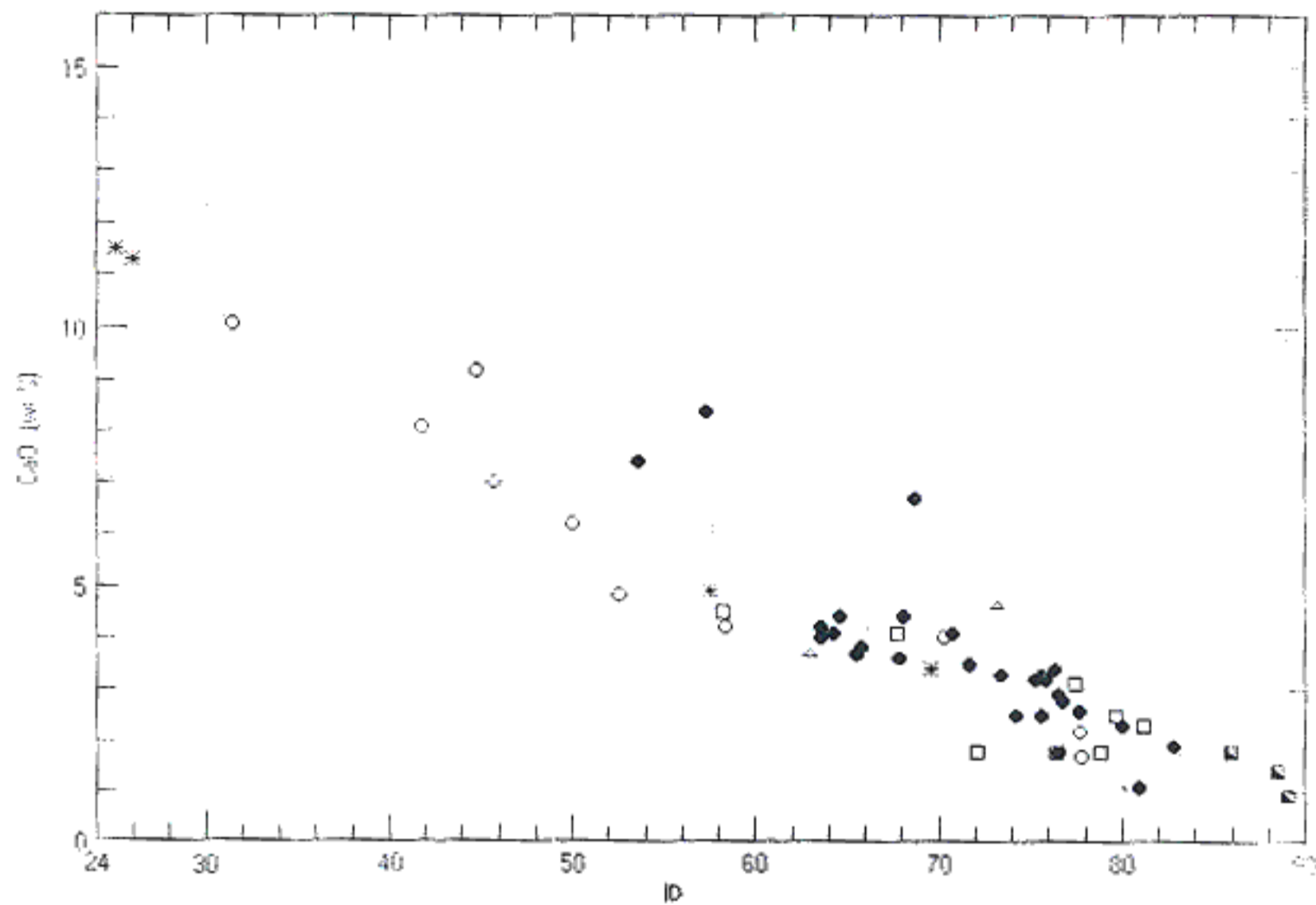
نمودار ۳- جایگاه توده نفوذی ونارج در نمودار $Na_2O + K_2O - FeO - MgO$ (Irvine and Baragar 1971) که توده ونارج را در محدوده کالکوآلکالن نشان می‌دهد.



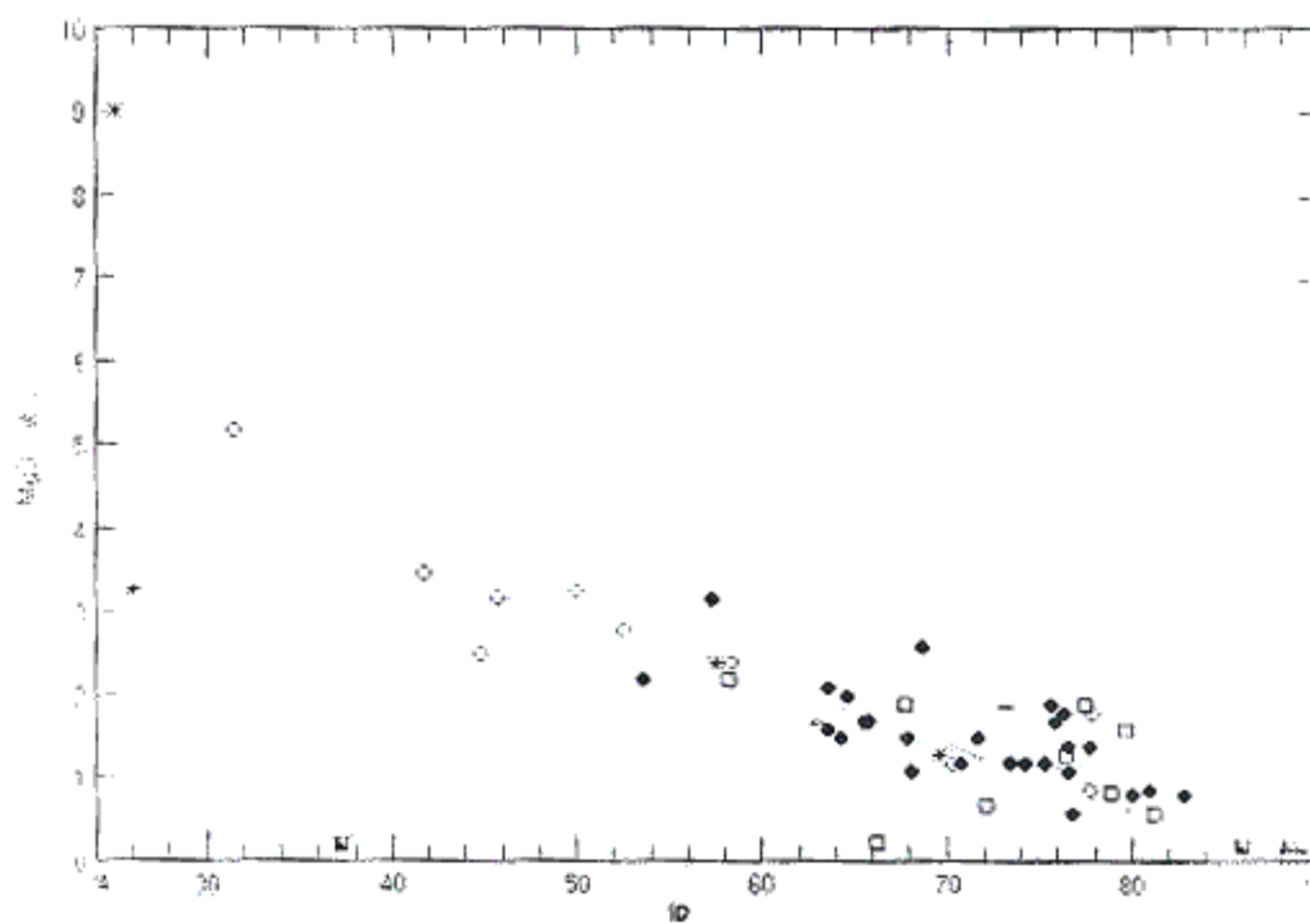
نمودار ۴- جایگاه توده نفوذی ونارج در نمودار K_2O / SiO_2 (Gill 1981) که توده ونارج را در محدوده Low K (کم پتاسیم) نشان می‌دهد



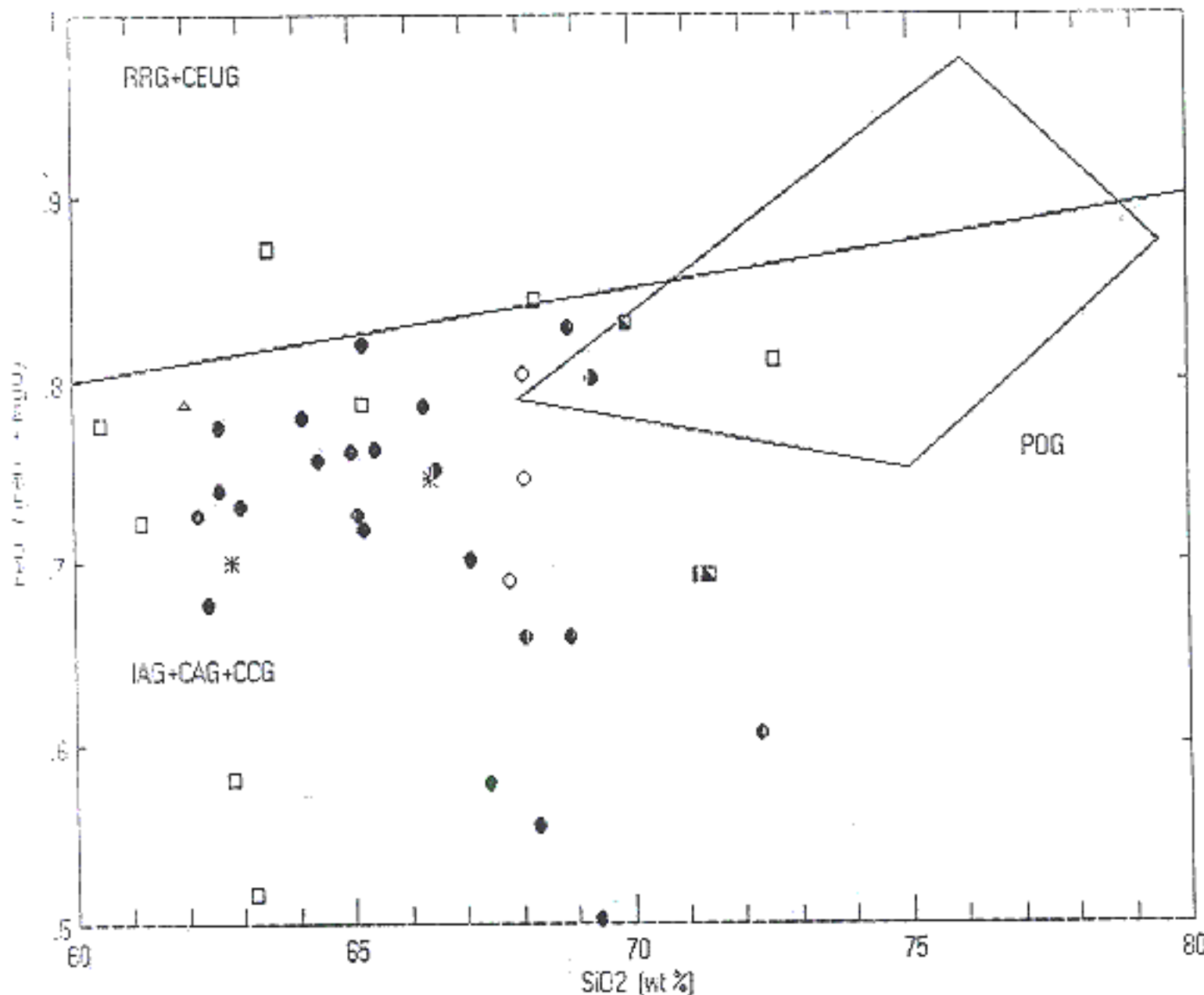
نمودار ۵- جایگاه توده نفوذی ونارج در نمودار $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3 (CaO + Na_2O + K_2O)$ (Maniar and Piccoli 1989) که در این نمودار اغلب نمونه‌های ونارج در محدوده پرآلومینی واقع شده‌اند



نمودار ۶- درصد وزنی اکسید کلسیم به ضریب تفریق در بخش‌های مختلف توده نفوذی ونارج.



نمودار ۷- درصد وزنی اکسید منیزیم به ضریب تفریق در بخش‌های مختلف توده نفوذی ونارج.



نمودار ۸- جایگاه توده نفوذی ونارج در نمودار $FeO / (FeO + MgO) / SiO_2$ (Maniar and Piccoli 1988)

۴- جایگاه تکتونیکی توده آذرین ونارج

در بررسی جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی گستره کمپک که توده نفوذی ونارج را نیز در بردارد قلمقاش (۱۳۷۴) به کوهزایی بودن این سنگ‌ها اشاره داشته و اضافه می‌کند که در تفکیک گرانیتوئیدهای کوهزایی به نتایج قابل اعتمادی دست نیافته است.

بخش‌های مختلف توده ونارج در نمودار R2/R1 (Batchelor and Bowden 1985) به طور عمده در بین محدوده قبل از تصادم و همزمان با تصادم قرار گرفته و به طور کلی وضعیت مشخصی را نشان نمی‌دهد.

در نمودار ۸ بیشتر نمونه‌های ونارج در محدوده (IAG + CAG + CCG) یعنی گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (Island Arc Granitoids = IAG) همراه با گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (Continental Arc Granitoids = CAG) و گرانیتوئیدهای تصادم قاره‌ای (Continental Collision Granitoid = CCG) که مربوط به

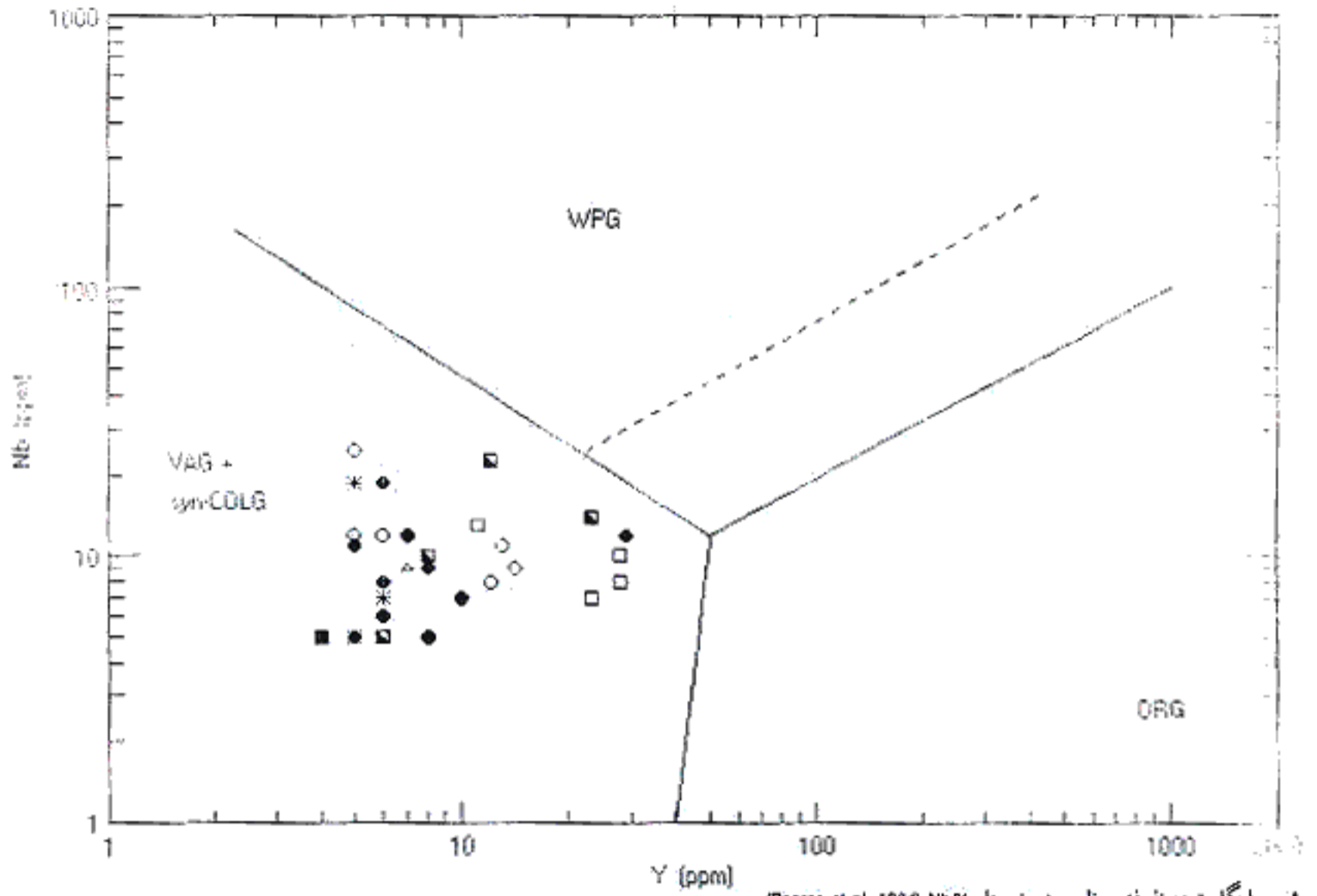
گرانیتوئیدهای کوهزایی هستند، قرار می‌گیرند برای تفکیک اعضای سه گانه این گروه می‌توان از نسبت مولکولی $CaO + Na_2O + K_2O / Al_2O_3$ استفاده کرد چنانچه این نسبت کمتر از ۱/۰۵ باشد در محدوده IAG + CAG و اگر بیش از ۱/۱۵ باشد توده گرانیتوئیدی از نوع CCG خواهد بود. در مورد توده ونارج این نسبت بیش از یک بوده و می‌توان آن را از نوع گرانیتوئیدهای تصادم قاره‌ای در نظر گرفت.

در نمودار ۹ که براساس نسبت Nb/Y (Pearce et al. 1984) رسم شده است، توده ونارج در محدوده قوس‌های آتشفشانی همراه با تصادم (VAG + Syn-Collision) قرار می‌گیرد.

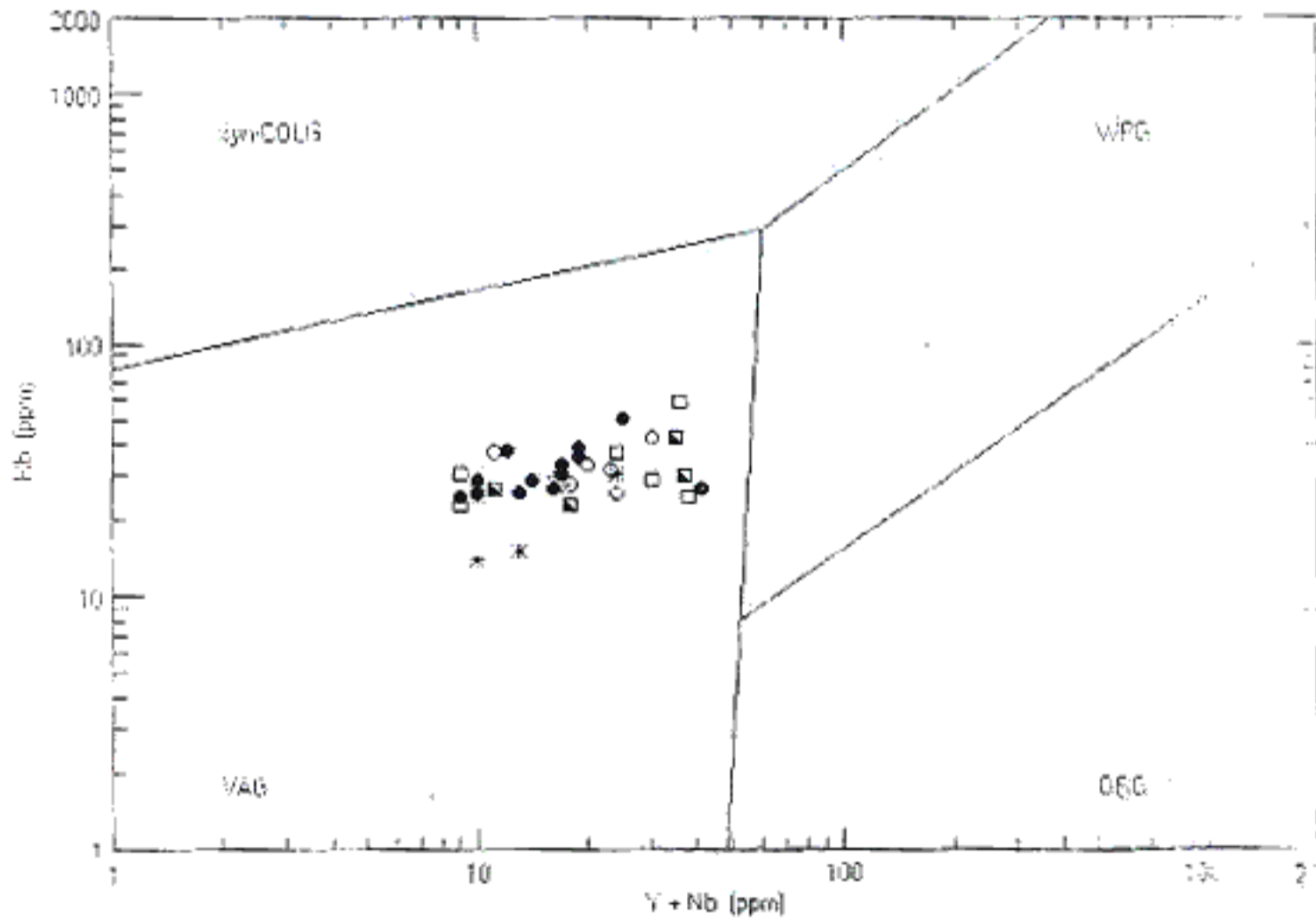
اصولاً در تعایز تکتونیکی گرانیت‌ها بر مبنای عناصر کمیاب یکی از رده‌بندی‌ها به گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی اختصاص دارد که از نوع M یا A هستند.

نمودار ۱۰ براساس $Rb / Y + Nb$ رسم شده و توده ونارج را در محدوده گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) نشان می‌دهد.





نمودار ۹- جایگاه توده نفوذی ونارج در نمودار Nb/Y (Pearce et al. 1984).



نمودار ۱۰- جایگاه توده نفوذی ونارج در نمودار Nb/(Y + Nb) (Pearce et al. 1984).



۵- تفسیرهای ژئوشیمیایی

بنابراین یک مجموعه از سنگ‌های ماگماتیک کالکوآلکان با یک دگرسانی متوسط (هوازگی و یا هیدروترمالیسم) که گرما از طریق صفحات زیررونده برای آنها فراهم شده است را می‌توان به عنوان خاستگاه توده ونارج و به احتمالی برای سایر توده‌های گرانیتوئیدی این گستره در نظر گرفت.

ترکیب متفاوت سنگ‌های خاستگاه، درجات متفاوت دگرسانی (Alteration) و نیز ذوب غیر یکنواخت می‌تواند سبب تنوع سنگ‌شناسی در منطقه شده باشد.

در هر صورت شناخت ماهیت دقیق سنگ‌های خاستگاه کالکوآلکان به طور عموم به صورت یک فرضیه بوده و چنانچه میزان Sr اولیه به نسبت پایین و حداکثر 0.7072 باشد، نشان دهنده این است که سنگ‌های خاستگاه ماگمای گرانیت تیپ ۱ یک سری ولکانیکی نسبتاً جوان است (D'Amico et al. 1990, Christofides et al. 1990).

در ماگمای ونارج وجود پلاژیوکلازهایی اسیدی و پایین بودن درصد An در هسته‌های پلاژیوکلازها شاخص می‌باشد که این امر می‌تواند با وجود اپیدوت‌های فراوان که قسمتی از آنها از نظر بافتی و شیمیایی مربوط به کریستالیزاسیون اولیه هستند، توجیه شود.

بر پایه بررسی‌های (Vance (1987), Zen and Hammarstrom (1984) و Evans and Evans and (1987) ترکیب ماگماتیک اپیدوت با فشار نسبتاً بالای تبلور مطابقت دارد و کریستالیزاسیون اولیه اپیدوت می‌تواند در فشار بالای اکسیژن $P(O_2)$ و $P(H_2O)$ و احتمالاً $P(H_2O) < 5 \text{ Kbar}$ در مراحل اولیه تبلور صورت گیرد (Tulloch 1986) و یا حداقل در نیمه ابتدایی مراحل تبلور انجام پذیرد (Evans and Vance 1987). در همین شرایط فشار بخار آب است که آلپیت می‌تواند به طور مستقل در نمودار آلپیت-سیلیس-ارتوز متبلور شود (نمودار ۱۱). این وضعیت فشار در مورد تشکیل هورنبلند نیز صدق می‌کند و تجمع این کانی‌ها در توده ونارج، این فکر را پیش می‌آورد که کریستالیزاسیون مستقیم اپیدوت در توده نفوذی ونارج می‌توانسته صورت بگیرد. مشاهدات میکروسکوپی نیز بلورهای پلاژیوکلاز کاملاً سالمی را نشان می‌دهد که دربرگیرنده بلورهای اپیدوت هستند (عکس ۴).

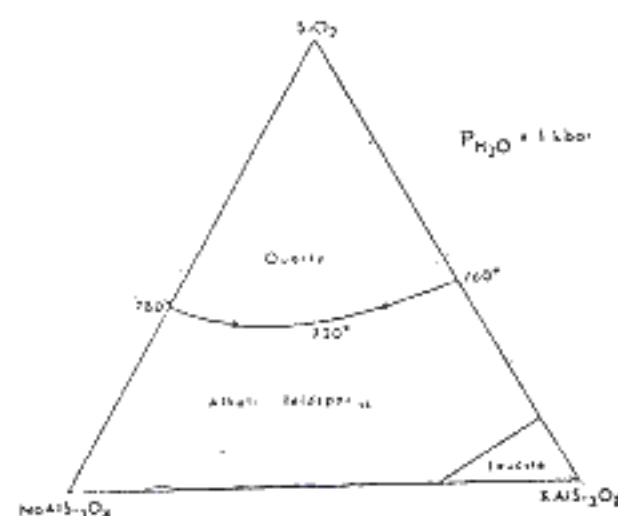
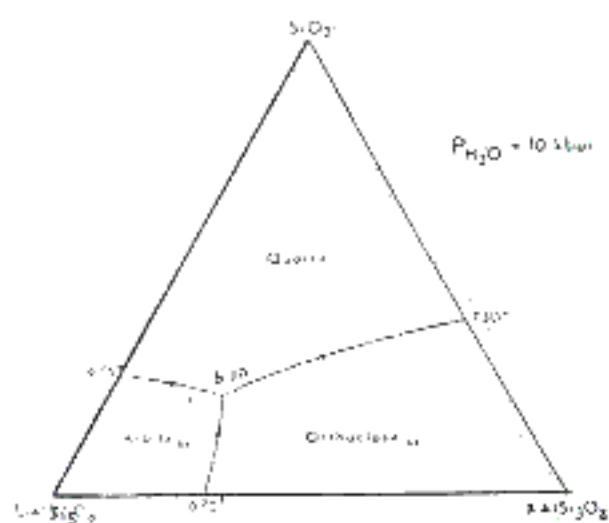
توده آذرین ونارج به عنوان یک توده کالکوآلکان با نسبت بالای Na/K معرفی می‌شود این توده در نمودار Rb/γ+Nb (Pearce et al. 1984) در محدوده گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرد که در رده‌بندی گرانیت‌ها به تیپ ۱ نسبت داده می‌شوند.

در نمودار $FeO / (FeO + MgO) / SiO_2$ نمونه‌های ونارج در محدوده تصادم قاره‌ای یا Continental Collision (CCG) قرار می‌گیرند. در رده‌بندی تیپ‌های مختلف گرانیت‌ها (Hine et al. 1978, Chappell and Stephens 1988) و موقعیت آنها، اغلب گرانیتوئیدهای تیپ ۱ به صورت محصول ذوب بخشی سنگ‌های آذرین قدیمی قسمت‌های زیرین پوسته (infracrustal) در نظر گرفته می‌شوند. اگرچه گروهی از گرانیت‌های تیپ ۱ ممکن است بوسیله تفریق از ماگمای بازیک اولیه ناشی شوند (D'Amico et al. 1990). مورد اخیر در ارتباط با ماگمای ونارج با توجه به عدم وجود سنگ‌های گابرویی و انواع انباشتی‌تر آن مثل ملاگابرو در جوار توده، بعید بنظر می‌رسد و به گمان ماگمای ونارج از ذوب سنگ‌ها در قسمت‌های ژرف پوسته در اثر عمل صفحات زیر رونده ایجاد گردیده است.

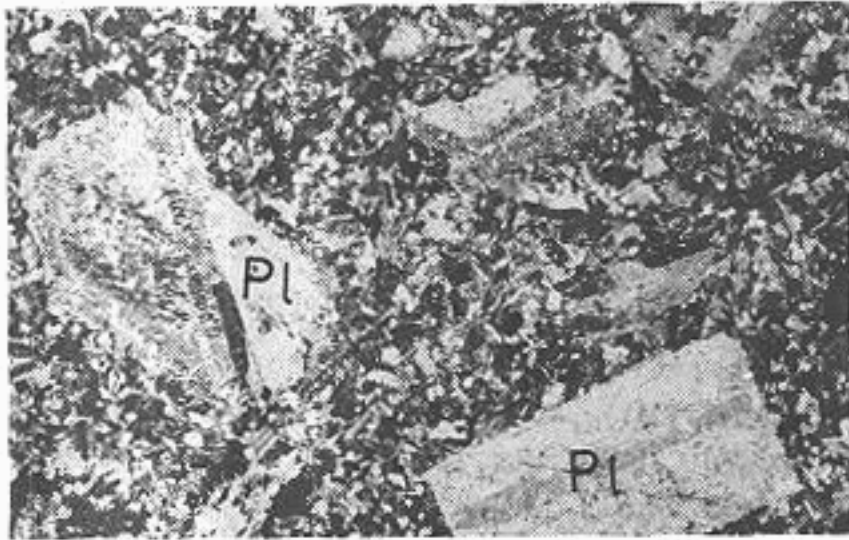
یک نکته بارز در تفسیر گرانیت‌های تیپ ۱ این فرض است که سنگ‌های زیرین پوسته قدیمی متاآلومینوس هستند و تحت شرایط هوازگی مهمی قرار نگرفته‌اند در نتیجه گرانیت‌های تیپ ۱ مشتق شده از آنها، به جز سنگ‌های خیلی اسیدی، متاآلومینوس هستند این استثناً در مورد سنگ‌های ونارج وجود دارد زیرا این سنگ‌ها از نوع اسیدی بوده لذا پرآلومینوس می‌باشند.

در نتیجه بنظر می‌رسد، خاستگاه سنگ‌های ماگمای ونارج، سنگ‌های آذرین یا آذرین دگرگون شده‌ای بوده‌اند که از طریق هوازگی یا محلول‌های هیدروترمال دچار دگرسانی شده‌اند و به این ترتیب به طرف یک اشباع شدگی از آلومینیم با ترکیب پرآلومینوس متمایل شده‌اند.

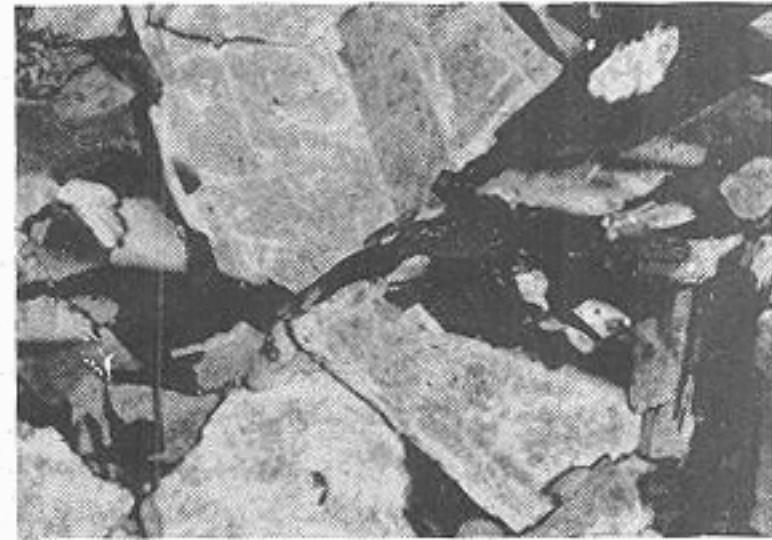
البته چنین تمایل آلومینومی در مواردی که ماگما از سنگ‌های پلیتی دگرگون شده مشتق می‌شود نیز با درجه پایین‌تر صورت می‌گیرد.



نمودار ۱۱- سیستم آلپیت - ارتوز- سیلیس - آب، در دو فشار مختلف بخار آب (معین وزیری، ۱۳۷۰ Luth, Jahns and Tuttle, 1984).



عکس ۵- بافت موجود در قسمت حاشیه‌ای توده.



عکس ۴- وجود کانی‌های اپیدوت در میان بلورهای پلاژیوکلاز سالم، نشانگر این است که ممکن است بلورهای اپیدوت به صورت اولیه ایجاد شده باشند.

می‌شود.

۳- این توده به گمان مربوط به یک مجموعه گرانیت تیپ ۱ می‌باشد که از طریق ذوب یک منشأ زیر پوسته‌ای بوسیله صفحات زیر رانده، شبیه مدل ارائه شده توسط (Chappell and Stephens (1988), D' Amico et al. (1990) ایجاد شده است.

این صفحات بایستی دارای یک ویژگی کالکوآلکانن بوده باشند که در توده و نارچ ظاهر شده است و نیز تحت تأثیر درجانی از دگرسانی بوسیله هیدروترمالیسم یک ترکیب ثانوی پر آلومینوس یافته‌اند که به این ترتیب ژنر پر آلومینوس توده و نارچ قابل توصیف می‌باشد.

۴- از نظر محیط تک‌تونیکی توده آذرین و نارچ متعلق به گرانیتوئیدهای کوهزایی بوده و بیشتر در محدوده تصادم قاره‌ای (CCG) قرار می‌گیرد.

این توده با توجه به عناصر کمیاب در محدوده گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) واقع می‌شود.

۵- کریستالیزاسیون ماگما به گمان در ژرفا شروع شده و باعث تفریق و جدایی هورنبلند، اپیدوت و پلاژیوکلاز گردیده است، سپس این ماگمای دارای بلور به طرف بالا آمده و در سطوح کم‌ژرف پوسته چای گرفته است و مذاب اینترگرانولار باقی مانده در بخش‌های حاشیه‌ای به نسبت سریع‌تر از بخش‌های مرکزی به صورت زمینه میکروگرانولار- گرانوفیریک سرد شده است.

وجود بافت‌های پورفیریک با زمینه میکروگرانولار و جهت مؤید این وضعیت است و با توجه به این ویژگی‌ها توده آذرین و نارچ در مجموع یک توده نفوذی کم‌ژرف می‌باشد.

۶- این توده با توجه به این که ولکانیک‌های انوسن مجاور و آهک‌های الیگومیوسن قم را قطع نموده است از نظر سنی جوان‌تر از آن‌ها بوده و متعلق به بعد از میوسن آغازی می‌باشد (حدود ۲۰ میلیون سال یا کمتر).

به گمان نفوذ در سطحی قرار داشته که بتواند فشاری حدود ۵ Kbar را متحمل شود و تبلور ماگما در این ژرفا صورت گرفته است که با حضور و شکل‌گیری بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند و مقداری اپیدوت مشخص می‌شود. ماگمای دارای بلور به سطوح بالاتر پوسته رسیده و در آنجا تبلور بصورت ایجاد زمینه میکروگرانولار صورت گرفته است. وجود جهت‌های جریانی در زمینه نیز مؤید این مطلب است و سرد شدن سریع بخش‌های حاشیه‌ای سبب ایجاد بافت‌های میکروگرانولار- گرانوفیریک گردیده است (عکس ۵).

به این ترتیب تبلور در توده و نارچ در ژرفای پایین‌تر از استقرار نهایی صورت گرفته است و پذیرش آن بصورت یک توده اتوکتون (برجایز) قابل قبول نمی‌باشد. در مورد غنی‌شدگی از Na و کمبود میزان K بایستی بیان داشت این نوع غنی‌شدگی در مورد آلکالی‌ها به طور لزوم مربوط به تبلور بخشی نبوده و فرآیندهای دیگری از جمله تفریق بوسیله فیلتراسیون، حمل گازی و مهاجرت به سمت بالا می‌تواند سبب ایجاد چنین وضعیتی گردد و این که کدامیک از آلکالی‌ها، مستعد غنی‌شدن هستند به فاکتورهای زیادی بستگی دارد که به آسانی قابل پیش‌بینی نمی‌باشد. در هر صورت این تغییرات می‌تواند در طی بالا رفتن ماگما صورت گیرد (Sorensen 1979).

۶- نتیجه‌گیری

۱- توده آذرین و نارچ یک توده پلوتونیک کالکوآلکانن است که در آن $Na > K$ می‌باشد و به طور عمده شامل سنگ‌های گرانودیوریتی، کوارتز مونزودیوریتی و کوارتز سینیتی است که به صورت پر آلومینیومی بوده و در بعضی از قسمت‌ها با آنکلاوهای ریوداسیتی آرایش یافته است.

۲- بخش‌های مختلف آن از نظر ژنر دارای یک منشأ بوده و تغییرات جزئی در ترکیب آن مربوط به تفریق کریستالی می‌باشد که در محل صورت گرفته و از حاشیه به طرف بخش‌های مرکزی دیده

کتاب نگاری

- امامی، محمد هاشم (۱۳۷۰) - شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش قم، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰. سازمان زمین شناسی کشور.
- امامی، محمد هاشم (۱۳۷۰) - ماگماتیسیم و اکتشاف مواد معدنی. فصلنامه علمی علوم زمین سال اول شماره ۱، صفحه ۵۶-۵۹.
- امامی، محمد هاشم، ایران نژادی، محمدرضا (۱۳۷۲) - مطالعه پترولوژی و ولکانولوژی آتشفشان دماوند، فصلنامه علمی علوم زمین سال دوم شماره ۷ صفحه ۱۹-۳.
- خلیلی، هدایت (۱۳۵۸) - پترولوژی سنگ های آذرین، انتشارات دانشگاه مشهد.
- خلعتبری، مرتضی (۱۳۷۱) - پلوتونیسیم ترشیری منطقه اردستان (ایران مرکزی) در محدوده ورقه ۱:۱۰۰،۰۰۰ اردستان، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی.
- درویش زاده، علی، آسیابان ها، عباس (۱۳۷۰) - ماگماها و سنگ های ماگمایی، مبانی پترولوژی آذرین، انتشارات دانشگاه تهران.
- درویش زاده، علی (۱۳۶۷) - پترولوژی تجربی و کاربردهای آن، انتشارات دانشگاه تهران.
- سپاهی گرو، علی اصغر (۱۳۷۱) - پترولوژی گرانیتوئیدهای منطقه تکنار - سربرج (شمال غرب کاشمر)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه اصفهان.
- شیوایی، علیرضا (۱۳۷۲) - اکتشاف ناحیه ای و تفضیلی کانشار منگنز ونارج، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی امیرکبیر.
- فردوست، فرج الله (۱۳۷۱) - مطالعه کانی شناسی و تعیین ژنر کاتسار منگنز ونارج قم، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تربیت معلم.
- قاسمی، عباس (۱۳۷۱) - بررسی زمین شناسی ساختمانی، ساختاری و ارائه یک الگوی تکتونیک در منطقه زرنده کرمان، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی.
- قلمقاش، جلیل (۱۳۷۴) - مطالعه پلوتونیسیم ترشیری در منطقه جنوب قم محدود به ورقه ۱:۱۰۰،۰۰۰ کپک، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه شهید بهشتی.
- معین وزیری، حسین (۱۳۷۲) - پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم.

سیاس گزاری

در تهیه و تدوین این مقاله از راهنمایی های ارزنده اساتید محترم آقای دکتر امامی و آقای مهندس باباخانی برخوردار بوده ام که بدین وسیله از زحمات بی دریغشان تشکر می شود.

References

- Alavi, M. 1994. Tectonic of orogenic Zagros Belt (IRAN): New data and interpretation. *Tectonophysics* 229, pp. 211- 238.
- Batchelor, R. A., and Bowden, p., 1985- Petrogenetic Interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters chemical Geology, Vol. 48, pp. 43- 55.
- Best Myron G., 1982-Igneous and Metamorphic petrology.
- Chappell, B. W., White A. J. R. and Wyborn D. 1987. The Importance of Residual Source Material (Restite) in Granite petrogenesis *Jour. petrol.* 28, 6, 1111-1138.
- Chappell, B. W., and Stephens W. E., 1988- Origin of intracrustal (I- Type) granite magmas- In: The origin of Granites. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences.* 79, 71- 86.
- Christofides, G., D' Amico C., Del Moro A., Eleftheriadis G. and Kyriakopoulos C. 1986 A Rb/ Sr study on the granitoids of the Sithonia Peninsula (Northern Greece) *Terra Cognita.* 6 (2), 142.
- Christofides, G., D' Amico C., Del Moro A., Eleftheriadis G. and Kyriakopoulos C. 1990- Rb/Sr geochronology and geochemical of the Sithonia plutonic complex (Greece) *Eur. J. Mineral.* 2 (1), 79- 87.



- Conrad, W. K., 1987- A Fortran program for simulating major and trace element Variations during rayleigh fractionation with melt replenishment or assimilation. *Computers and Geosciences*, vol. 13, No. 1, pp. 1-12.
- Cornelis, K., Cornelius S., Hurlbut Jr., 1977- (after James D. Dana) *Manual of Mineralogy*, John Wiley & Sons.
- Cox, K. G., Bell J. D., and Pankhurst R. J., 1979- 1989- *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen and Unwin, London.
- D'Amico, C., Rottura A., Bargossi G. M. and Nannetti M. C., 1982b- Magmatic genesis of andalusite in peraluminous granites. Example from Eisgarn type granites in Moldanubikum- *Rend. Soc. It. Miner. Petrol*, 38 (1), 15- 25.
- D, Amico, C. et al. 1990- The Sithonia Plutonic Complex, Chalkidiki, Greece. *Miner. Petrogr. Acta*, vol. xxxiii, pp. 144- 177.
- Debon, F., and Le Fort P., 1983- A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations.
- Emami, M. H., 1981- *Geologie de la region de Qom- Aran, Iran. Contribution a l'etude dynamique et geochimique du volcanisme tertiaire de l'Iran central*, These doctorat Etat Grenoble, 489p.
- Evans, B. W., and Vance J. A., 1987- Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder country, Colorado *Contrib. Mineral. Petrol*, 96, 178- 189.
- Henderson, C. M. B. Pendlebury, K., and Foland, K. A., 1988- Mineralogy and petrology of Red Hill Alkaline Igneous Complex New Hampshire U. S. A. *Journal of petrology* vol. 30 Part 3 pp. 627- 666.
- Hergt, J. M. Chappell, B. W. and Culloch, M.T. Mc, 1989- Geochemical and Isotopic Constraints on The Origin of the Jurassic Dolerites of Tasmania. *Journal of Petrology* vol. 30 part 4pp. 841- 833.
- Huahes, C. J. 1982- "Igneous petrology". Elsevier Amsterdam.
- Irvine, T. N. and Barager W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks *Canadian Journal of Earth Sciences* Vol. 8. pp. 523- 548.
- Jensen, L. S. 1975- A new cation plot for classifying sybalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous paper 66.
- Le Maitre R. W. (Editor), 1989- *A classification of Igneous Rocks and Glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological sciences subcommission of the systematics of Igneous Rocks*. Black Well Scientific Publications.
- Mackenzie, W. S., and Guilford., 1980- 1984- *Atlas of rock- Forming minerals in thin section*.
- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H., and Guilford, C. 1984- *Atlas of igneous rocks and thier textures*,
- Manlar, P. D. and Piccoil P. M., 1969- Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, Vol, 101, pp. 635- 643.
- Nogole- Sadate, M. A. A. 1985- *Les Zones de décrochement et les Virgations Structurales en Iran. Consequences des resultats de lanalyse Structurale de la regions de Qom*.
- Pourhoseini, Fatemeh, 1983- *Petrogenesis of Iranian plutons. A study of the Natanz and Bazman Intrusive Complexes*, P. h. D. thesis Cambridge U. K. .
- Shelley, D., 1992- "Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope".
- Sorensen, H., 1979- "the Alkaline Rocks".
- Streckeisen, A., 1976- To each plutonic rock its proper name, *Earth- Science Reviews*, Vol. 12, pp. 1-33.
- Wilson, M., 1989- "Igneous Petrogenesis". Unwin, Hyman, London.

* سازمان زمین شناسی کشور.

* Geological Survey of Iran.