

بررسی پتروشیمی دماوند و مقایسه آن با مرکز فعالیت آتشفشانی ماسیف سانترال

دکتر حسین مهدیزاده

مجتمع آموزش عالی شاهرود

چکیده

دماوند استراتوولکانی در بین مناطق چین خورده آلپ- هیمالایا به سن کواترنر جوان است که از نظر شیمیایی شباهت به آتشفشانهای مناطق قاره‌ای داشته و دو سری از سنگهای آتشفشانی، یکی سری اشباع از سیلیس و دیگری سری غیر اشباع از سیلیس در آن بوجود آمده است. گدازه‌های آن آکالی و از نوع سد یک و تفریق کاملی را متحمل شده به نحوی که انواع قدیم‌تر از انواع بازیک و انواع جدیدتر از انواع تراکیتی و بعضاً داسیتی است بر اساس مقایسه‌ای که با آتشفشانهای ماسیف سانترال فرانسه (ناحیه مون- دور) انجام داده‌ایم شباهت زیادی بین آنها مشاهده کرده‌ایم.

J. of Sci. Univ. Tehran, Vol 20 (1991), no2, p. 109- 124

PETROCHEMISTRY STUDIES OF DEMAVAND AND ITS COMPARATION WITH VOLCANIC CENTRE OF CENTRAL MASSIF OF FRANCE

Fram: Dr.H.MEHDIZADEH

High Education Complex of Shahroud.

Abstract

Demavand is a strato-volcan among folded areas of Alp-Himalaya aged young quaternary wich is chemically similar to continental volcanoes, and two types of volcanic rocks; one saturated of silice, and the other undersaturated with silice, have been developed in it.

Its lavas is alkali from sodic type and have tolerated a complete differentiation in

way that earlier types are basic, never ones TRACHYT, and some are DACITIC.

According to a comparative study which have been made between Demavand and central massif, France (Mont-Dore), I noticed a great deal of similarity between them.

مقدمه

دماوند را باید یکی از آتشفشانهای فعال مناطق کوهزایی دنیا در حال حاضر به حساب آورد آتشفشانهای دماوند به کرتاسه زیرین و حتی قبل از آن نسبت داده می شود ولی آنچه که امروزه به آن کوه دماوند می گوئیم حاصل فعالیت های آتشفشانی کوتاه تر است از نظر سنی بعضی از فورانهای آن را معادل تراسهای لار می دانند که با روش کربن ۱۴ قدمت آنها را ۳۸۵۰۰ سال تعیین نموده اند (آلن باخ ۱۹۶۶).

بطور کلی در البرز مرکزی و منطقه دماوند و بخصوص ارتباط با فوران آتشفشانی مطالعاتی انجام شده است از آنجمله: تسی تسیز (۱۸۷۶-۱۸۸۶)، آریویر (۱۹۳۲-۱۹۳۰) و شرودر (۱۹۴۴) که چینه شناسی منطقه را مطالعه نموده اند.

ک. آسرتو در سالهای ۱۹۶۲ و ۱۹۶۳ و ۱۹۶۴ و ۱۹۶۵ بعضی از مقاطع تیپ البرز مرکزی را معرفی نموده و به فعالیت آتشفشانهای دماوند اشاره کرده است.

توفیت های سازند کرج که ضخامت زیادی در البرز به خود اختصاص داده توسط ک. لورنس (۱۹۶۴) و ذ دوال (۱۹۶۷) و درویش زاده (۱۳۶۰) مطالعه شده است.

آلن باخ (۱۹۶۶) زمین شناسی و سنگ شناسی دماوند و اطراف آنرا مورد مطالعه قرار داد.

اشتایگر (۱۹۶۶) چینه شناسی و سنگ شناسی ناحیه شرق دماوند را بررسی کرده است.

دلنباخ (۱۹۶۴) در مورد زمین شناسی مشرق تهران مطالبی ارائه نمود و زمین شناسی البرز و کوهپایه های آنرا از نظر ساختار زمین شناسی به زونهای مختلف تقسیم نمود و چینه شناسی منطقه را نیز مطالعه کرده است.

آنگالان (۱۹۶۷) به مطالعات ژئومورفولوژی و تیدروژئولوژی کوههای سه پایه و جاجرود پرداخته است، ولی مطالعاتی که به دماوند اختصاص داشته باشد محدود است. گرچه علاوه بر آلن باخ، گانسر (۱۹۶۶) بروس و دیگران (۱۹۷۷)، درویش زاده (۱۳۵۷) بوت و دیگران (۱۹۶۱) به زمین شناسی و پتروولوژی، ماگماتولوژی و ژئومورفولوژی دماوند از

دیدگاههای مختلف مواردی ذکر نموده اند.

آنچه که ما در اینجا به آن توجه داریم بررسی پتروشیمیایی سنگهای آتشفشانی دماوند در ارتباط با یک منطقه آتشفشانی معروف دنیا نظیر مون- دور در ماسیف سانترال است که بحثهای زیادی بخود اختصاص داده است، مخروط دماوند منظم بوده و روی کوههای فرسایش یافته ای که در حدود ۴۰۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد واقع است، ارتفاع قله آن از سطح دریا ۵۶۷۰ متر و از زمینهای اطراف ۲۰۰ تا ۱۶۰۰ متر است و از جریان گدازه های متعدد که از قله ویا از مخروط های فرعی سرازیر شده اند پوشیده شده است (درویش زاده ۱۳۶۸). گدازه های دماوند وسعتی در حدود ۴۰۰ کیلومترمربع را پوشانده اند، بعلاوه جدیدترین گدازه ها در دامنه غربی مخروط قرار گرفته اند و روی همین دامنه است که بطور محلی مخروط هایی از خاکستر وجود دارد.

قله دماوند نسبتاً پهن می باشد. در ضلع جنوبی در ارتفاع ۵۱۰۰ متری آن گازها و فومرولها نمایان هستند این محل متعلق به یک دهانه قدیمی است که بوسیله مخروطی فعلی مستور گردیده است گانسر (۱۹۶۶).

دهانه آتشفشان دماوند در حدود ۴۰۰ متر قطر دارد قسمت مرکزی دهانه بوسیله دریاچه ای از یخ پوشیده شده است و در حاشیه سنگی آنها فومرولهایی وجود دارند که قطعات جدا از هم گدازه ها و لاپیلی و خاکسترها را برنگ زرد در آورده اند. این تغییر رنگ از فاصله دور نیز قابل تشخیص است (گانسر ۱۹۶۶، بوت و دیگران ۱۹۶۱).

در ضلع شمالی مخروط هم اثری از یک کالدرای قدیمی دیده می شود (آلن باخ ۱۹۶۶) که فعلاً رودخانه تونال در آن جریان دارد.

به سمت شمال غربی و شمال آن هنوز یک دایره عریض وجود دارد و می توان گفت که جریانی از گدازه تا ۶ کیلومتر از مرکز کالدرای ادامه پیدا کرده است. قطر این کالدرای قدیمی در حدود ۹ کیلومتر است (درویش زاده ۱۳۶۸).

آخرین حرکت کمپرسیونی که فلات ایران را تحت تاثیر

ب: هاوایت‌های پتاسیک

این سنگها دارای D.I. بین ۴۳/۵ تا ۴۷/۵ بوده و از نظر Al_2O_3 بطور محسوسی فقیر می‌باشند و مقدار $FeO + Fe_2O_3$ نیز نسبت به نمونه‌های مون- دور کمتر هستند، مقدار MgO آنها زیاد بوده و Na_2O آن بین ۲/۹۴٪ تا ۵٪ و K_2O آن بین ۱/۹٪ تا ۳/۳٪ می‌باشد.

در دیاگرام بارث (شکل ۴) پراکنندگی زیاد داشته و مقدار نفیلین نور ماتیف آنها بین ۷/۷٪ تا ۹/۸٪ می‌باشد این نمونه‌ها قبلاً تحت عنوان تراکی بازالت الیوین دار (دماوند کوچک)، تراکی بازالت آندزیت هورنبلندار (۳/۵ کیلومتر شمال شرقی نوا) توسط آلن باخ (۱۹۶۶)، آبساروکیت (نمونه ۱۰۱) توسط بروس و دیگران (۱۹۷۷) معرفی شده‌اند.

ج: موژاریت‌های پتاسیک

براساس طبقه‌بندی پرسنل و شامپل (۱۹۷۵) و موری (۱۹۷۶) این سنگها دارای D.I. بین ۵۷/۵ تا ۶۴ بوده و مقدار Al_2O_3 آنها متغیر می‌باشند (۱۹/۷٪ - ۱۶/۲٪) و بعضی از آنها نمونه‌های مشابه خود در مون- دور غنی تر از Al_2O_3 می‌باشند. مقدار MgO در آنها زیاد می‌باشد و در مقایسه با نمونه‌های مون- دور غنی ترند و از CaO ، TiO_2 فقیر می‌باشند مقدار K_2O نیز در آنها کم می‌باشد (نسبت به نمونه‌های مون- دور)، این سنگها تقریباً خنثی می‌باشند (حدود ۳٪ نفیلین تا ۱/۵٪ کوارتز نور ماتیف) و قبلاً تحت عنوان تراکی بازالت الیوین دار (پل ورکوه) نمونه ۹۵، تراکی آندزیت، بیوتیت، اوژیت، هورنبلندار توسط بروس و سایرین (۱۹۷۷) معرفی شده‌اند.

ناگفته نماند که نمونه (۱۰۴) و نمونه (۴) دارای ترکیب شیمیایی یکسان می‌باشند.

د: بن مورثیت‌های پتاسیک

این سنگها دارای D.I. بین ۶۷٪ تا ۷۳/۵٪ می‌باشند و از نظر Fe_2O_3 و TiO_2 فقیر و از نظر MgO غنی می‌باشند (در مقایسه با نمونه‌های مون- دور)، در هیچکدام نفیلین نور ماتیف مشاهده نمی‌شود و مقدار کوارتز نور ماتیف آنها از صفر تا ۱۱٪ متغیر است این سنگها قبلاً تحت عنوان تراکیتها و تراکی آندزیت‌های مختلف معرفی شده‌اند آلن باخ (۱۹۶۶) و درویش‌زاده (۱۳۶۸) و براساس کانیهای تشکیل دهنده نیز تقسیم‌بندی شده‌اند.

قرارداده و سبب چین خوردگی، بالازدگی و جمع شدن پوسته قاره‌ای ایران گردید محل تاشدگی البرز را هم تحت فشار قرار داد. این فشار موجب فعال شدن شکستگیهای عمیق و خروج مواد مذاب گردید. (گانسر ۱۹۶۶، درویش‌زاده ۱۳۶۷)

گدازه‌های مهم دماوند به شرح زیر طبقه بندی شده‌اند:

(گانسر ۱۹۶۶، آلن باخ ۱۹۶۶، درویش‌زاده ۱۳۶۷)

- ۱) تراکی آندزیت هورنبلند دار که حاوی بیوتیت و اوژیت است
- ۲) تراکی آندزیت الیوین، بیوتیت، اوژیت دار
- ۳) تراکیت هیپرستن، بیوتیت، اوژیت دار
- ۴) تراکیت هورنبلند، پیروکسن، پلاژیوکلازدار

آنکلاوهای همئوژن که اجتماع کانیهای مختلف است و بنام کومولیت خوانده می‌شوند در آنها دیده می‌شود و توسط درویش‌زاده ۱۳۵۷ مطالعه شده‌است. بالاخره بروس و دیگران (۱۹۷۷) با توجه به ترکیب شیمیایی گدازه‌های دماوند آنرا آتشفشانی دیررس و دور از زاگرس می‌دانند و آنرا حاصل سابد اکشن و از نوع خاص و ذوب پوسته اقیانوسی میدانند ما در اینجا ابتدا بر اساس دیاگرام‌های جدید انواع نمونه‌های دماوند را نامگذاری کرده و سپس به تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی پرداخته‌ایم.

طبقه‌بندی پتروشیمیایی سنگهای خروجی دماوند

بر اساس تجزیه شیمیایی نمونه‌هایی که دسترسی به آنها بوده‌است می‌توان آنها را مطابق طبقه‌بندی پیشنهادی بر اساس D.I. مختلف سنگها توسط پرسنل و شامپل (۱۹۷۵) موری (۱۹۷۶) یا براساس دیاگرام‌های پکسیلور و تایلور (۱۹۷۲) طبقه‌بندی نمود، بدین ترتیب در دماوند سنگهای خروجی از انواع زیر هستند:

الف: بازالت‌های آکالین پتاسیک

این سنگها دارای D.I. بین ۳۳/۵ تا ۳۵ بوده و از نظر Al_2O_3 و $FeO + Fe_2O_3$ بطور واضح فقیر می‌باشند. از نظر MgO بطور محسوس غنی می‌باشند و مقدار SiO_2 آنها نیز در مقایسه با نمونه‌های دیگر زیادتر است. این نمونه‌ها قبلاً تحت عنوان تراکی بازالت (آلن باخ ۱۹۶۶) معرفی شده‌اند ولی در دیاگرام پکسیلور و تایلور (۱۹۷۲) در قلمرو شوشو نیت قرار می‌گیرند (بروس و دیگران ۱۹۷۷) در حالیکه مقدار نفیلین نور ماتیف این سنگها از ۴/۵ تا ۱۵/۶ درصد متغیر است.

۸: سنگهای دارای D.I. بیشتر از ۸۰

این سنگها که در دماوند تنوع خیلی کمی دارند بصورت زیر معرفی می شوند:

(۱) داسیت: این سنگ دارای $D.I. = 80$ و MgO و SiO_2

زیاد می باشد و مقدار K_2O ، TiO_2 و FeO خیلی کم می باشد (در مقایسه با نمونه های مون - دور) دارای ۱۸٪ کوارتز نورماتیف می باشد و مقدار آنورتیت نورماتیف آن قابل مقایسه با بن مورثیت ها می باشد و در دیاگرام بارث (شکل ۴) نیز این موضوع مشهود است، ضمناً در دیاگرام بارث در محدوده تراکیتها قرار می گیرند.

(۲) میکروسینیت: این سنگ توسط تجزیه و به این نام خوانده شده است دارای $D.I. = 89/3$ می باشد و از نظر Na_2O ، TiO_2 و SiO_2 ، CaO غنی و از نظر Al_2O_3 ، $Fe_2O_3 + FeO$ فقیر است دارای حدود ۹/۸٪ نفلین نورماتیف می باشد. بنظر اینجانب این نمونه نیز از کلیه جهات شیمیایی با گدازه های دماوند همخوانی نشان می دهد.

مقایسه اکسیدهای اصلی

در مقایسه اکسیدهای اصلی دماوند با ماسیف مون - دور اختلافات و تشابهات زیر قابل استنباط است:

بررسیهایی که در ناحیه مون - دور بوسیله محققین مختلف انجام شده ثابت نموده اند که سری های آتشفشانی این ناحیه اولاً از نظر سنی به اواخر ترسیر و کواترنر تعلق داشته و از نظر شیمیایی در خروج مواد مذاب تابع نظم و ترتیب خاصی بوده است.

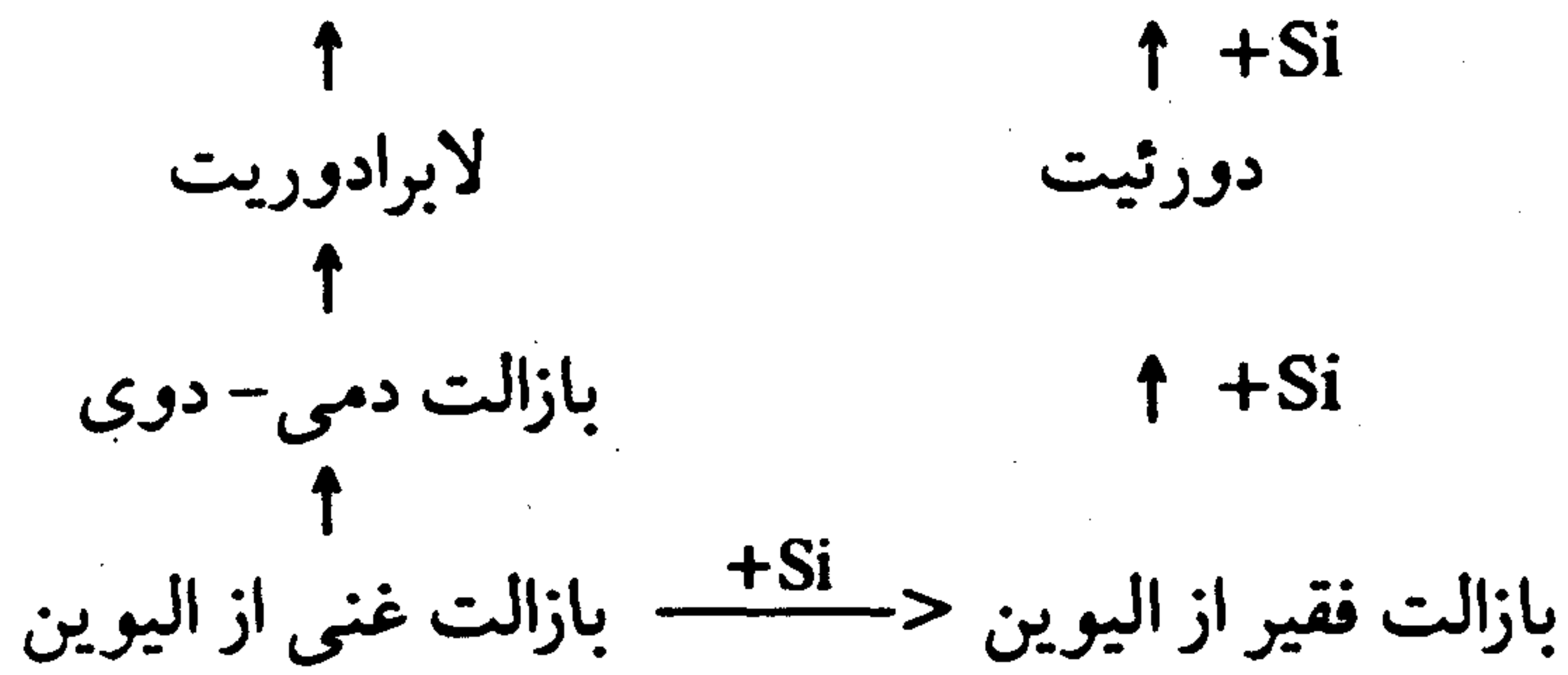
ثانیاً تفریق در سری آتشفشانی کامل بوده و دو سری کاملاً متمایز اشباعی و غیر اشباعی (شکل ۱) وجود دارد که علت ظهور آن چنین تفسیر شده است:

بروس (۱۹۶۰) اعتقاد دارد که در نتیجه آلودگی ماگما و انحلال سیلیس در آشیانه های ماگمایی مون - دور، باعث بوجود آمدن دو سری تحت اشباع شده است (شکل ۱)

سری تحت اشباع

ریولیت
↑
سانسیت

فوئلیت
↑
اوردانشیت



شکل ۱: روند تفریق و احتمال آلودگی با سیلیس در سریهای مون - دور (بروس ۱۹۶۰)

موری (۱۹۷۶) تبلور آمفیبول و فلوگوپیت را عامل اصلی بوجود آمدن دو سری اشباع و تحت اشباع در مون - دور می داند.

ح. مهدیزاده (۱۳۶۳) تبلور فنوکریستالهای هائوئین را عامل تفریق ماگمای اشباع از یک ماگمای تحت اشباع در این منطقه اعلام می نماید.

بجز سنگهای بازالتی (دارای $D.I.$ کمتر از ۳۵) مقدار FeO قابل تطابق با سنگهای مون - دور می باشد این مقدار برای میکروسی نیت زیادتر از محدوده سنگهای مشابه در مون - دور است و در نمونه های بازالت و هاوائیت (دارای $D.I. < 50$) کاهش نشان می دهد. (شکل ۲a)

مقادیر Na_2O نمونه های دماوند قابل تطابق با مقادیر نمونه های مون - دور می باشند. شکل (۲b)

مقادیر CaO ، K_2O ، SiO_2 برای نمونه های دو منطقه قابل تطابق می باشند و فقط کمی ناهماهنگی نشان می دهد. شکل (۲c)، (۲g) و (۲d)

کلاً مقادیر MgO نمونه های دماوند بیشتر از نمونه های مون - دور می باشد که می تواند نشانگر عمق زیادتر تولید ماگمای دماوند نسبت به مون - دور باشد. شکل (۲d)

مقدار Al_2O_3 (برای $D.I. < 50$) در نمونه های دماوند بطور فاحشی کمتر از نمونه های مون - دور می باشد که خود تأیید کننده عمق بیشتر تولید ماگمایی دماوند نسبت به ماگمای مون - دور است و یا اینکه حداقل عدم آلودگی ماگمای دماوند توسط مواد سیال را به اثبات می رساند. (شکل ۲e)

مقدار TiO_2 (برای $D.I. < 50$) در نمونه های دماوند قابل تطابق با نمونه های مون - دور بوده ولی با افزایش ضریب تفریق ماگمایی یعنی وقتی که $D.I. > 50$ باشد مقدار TiO_2

۲- در انواعی که دارای D.I. بیش از ۵۷/۵ درصد باشد تدریجاً ابتدا کوارتز ظاهر می‌شود و سپس بر مقدار آن با افزایش D.I. افزوده می‌شود چنانکه در $D.I.=63/5$ مقدار کوارتز در نورم ۱۲٪ و در $D.I.=80$ مقدار آن به ۱۸ درصد می‌رسد.

در مقایسه انواع نمونه‌های دماوند با مون- دور ملاحظه می‌کنیم که: ۱- چنین نظم و ترتیبی که در دماوند مشاهده می‌شود در نمونه‌های مون- دور دیده نمی‌شود با وجود آنکه دامنه تغییرات کوارتز و نفلین در نورم در دو منطقه تطابق دارد در منطقه مون- دور این نظم وجود ندارد و تقریباً در تمام D.I. مختلف در بعضی نمونه‌ها کوارتز و در بعضی نفلین بصورت نورماتیف وجود دارد در هر صورت تغییرات منظم دماوند نیز در محدوده تغییرات کوارتز و نفلین مون- دور قرار دارد.

۲- علیرغم وجود آنکلاوها در دماوند (درویش‌زاده ۱۳۵۷) بخصوص انواع آنالوژن آن امکان آغستگی به خلاف مون- دور کم یا هیچ است.

بحث در دیاگرام بارث (۱۹۴۵a)

در این دیاگرام از یک طرف درصد نورم کوارتز یا نفلین سنگها و از طرف دیگر $\frac{Ab \times 100}{Ab + Or}$ یا $\frac{An \times 100}{An + Ab}$ بصورت نورماتیف آنها را روی محورهای مختصات می‌آوریم.

در اینجا نیز سنگهای مختلف دماوند نشانگر افزایش اسیدیت سنگها بموازات افزایش $\frac{Ab \times 100}{Ab + An}$ کلی سنگها می‌باشد که می‌توان تفریق عادی ماگما را از آن استنباط نمود. (درویش‌زاده ۱۳۵۷) بر اساس مطالعه آنکلاوهای موجود در سنگهای تراکیتی و یا بصورت بمب، وجود تفریق طولانی ماگما را در آشیانه‌های زیرزمینی ذکر نموده و اقسام آنکلاوهای هم‌ژن نظیر پیروکسنولیت، آنورتوزیت، آمفیبولیت را ناشی از همین امر دانسته است ما توانسته‌ایم این مسئله را بطریق شیمیایی نیز به اثبات برسانیم (با توجه به شکل‌های مقاله مانند ۲i و ۲g شکل ۳، ۴، شکل شماره ۶) ناگفته نماند که در انواع $D.I. < 50$ پراکندگی شدید نقاط در دیاگرام (شکل شماره ۴) مربوطه مشاهده می‌شود که احتمالاً تبلور فلدسپاتها مانند پلاژیوکلازها و آنورتوکلاز می‌تواند عامل آن باشد.

کمتر بوده و نشان دهنده ورود TiO_2 در کانیهای مانند پیروکسن‌ها که در مقاطع میکروسکوپی برنگ بنفش متمایلند یا در آمفیبولها می‌باشد. (شکل ۲h)

قابل ذکر است که در غالب نمونه‌های دماوند در $D.I. > 65$ موقع تبلور فوگاسیته اکسیژن کمتر از مون- دور بوده و در $D.I. < 65$ نیز توقف ماگما در آشیانه‌های ماگمایی باعث جدا شدن کانیهای سنگین آهن‌دار شده‌است زیرا:

مقدار Fe_2O_3 برای اکثر نمونه‌های دماوند (برای $D.I. < 65$) کمتر از نمونه‌های مون- دور بوده‌است.

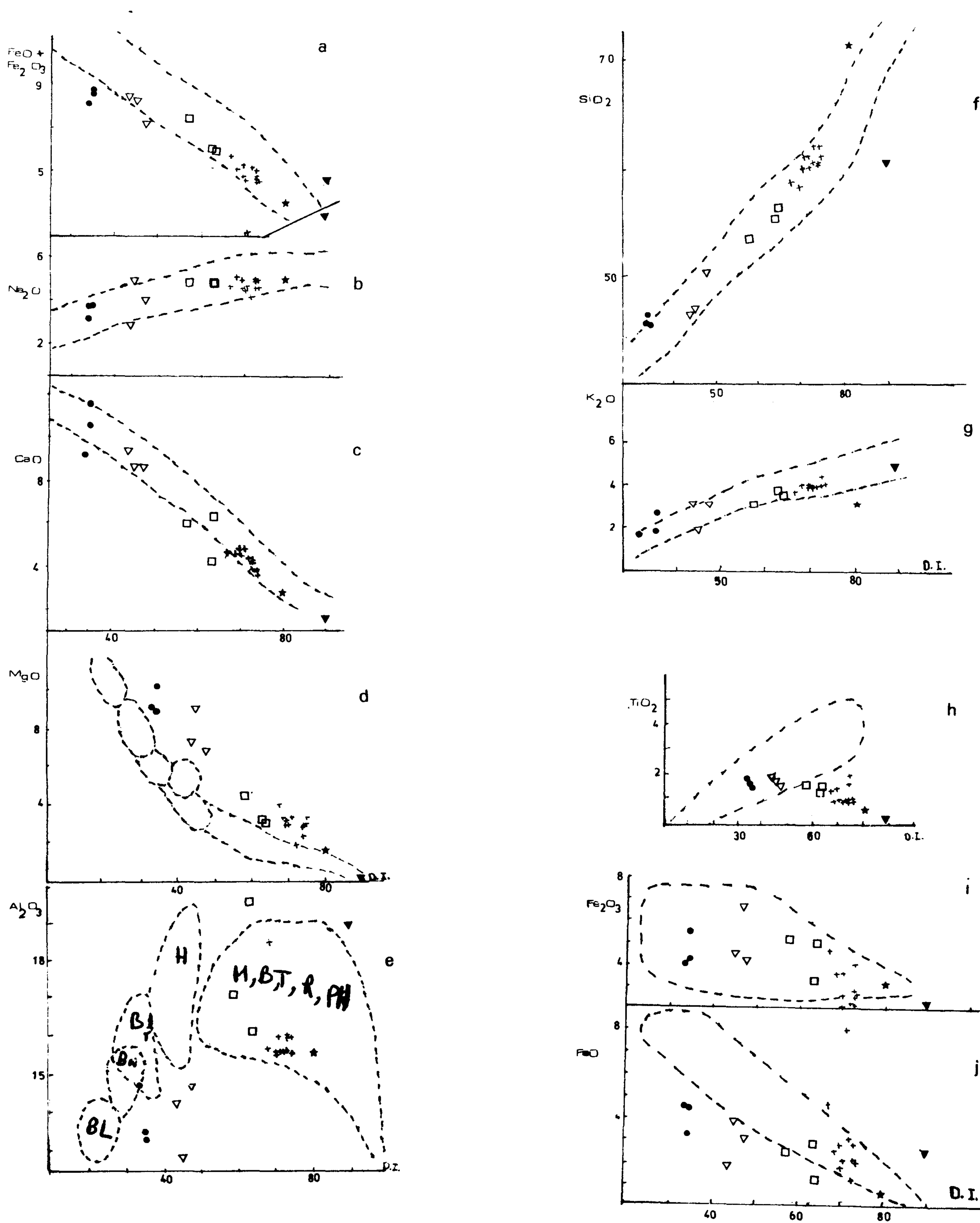
شکل (۲i) که نشانگر درجه اکسیداسیون کمتر نمونه‌های دماوند نسبت به مون- دور بوده یعنی فشار اکسیژن در ماگمای در حال تبلور و بخصوص در هنگام خروج مواد مذاب در دماوند به مراتب کمتر از مون- دور بوده است.

مقدار FeO (براین نمونه‌های دارای $D.I. < 65$) در منطقه دماوند از نمونه‌های مشابه در مون- دور کمتر است که احتمال دارد حاصل جدا شدن FeO بصورت اسپینل‌ها باشد که در اثر وزن مخصوص زیاد از ماگما جدا شده‌است.

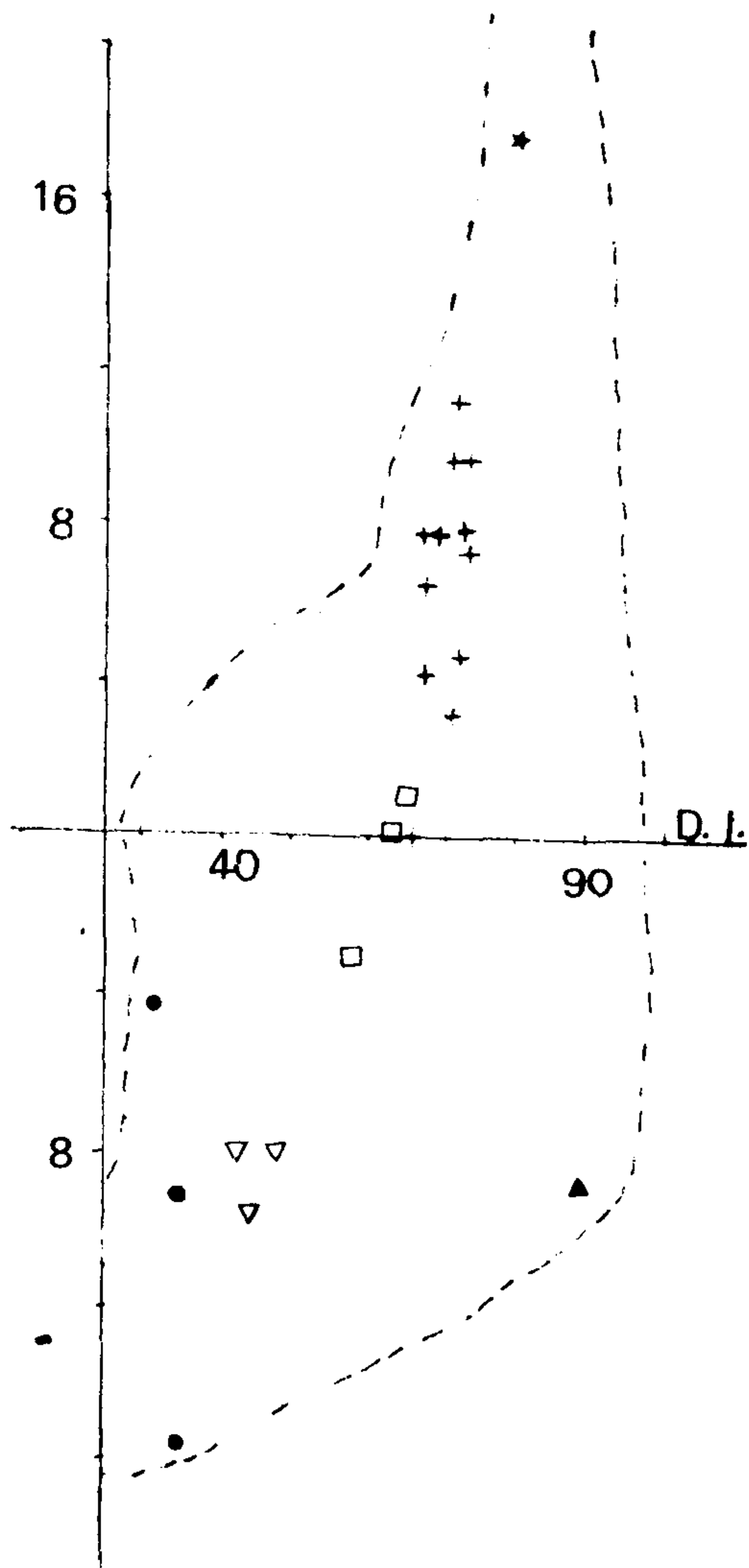
تغییرات کوارتز، نفلین، نورماتیف نسبت به D.I. در انواعی که $D.I.$ کمتر از ۵۷/۵ داشته باشد همه جا نفلین در نورم حضور دارد و فاقد کوارتز نورماتیف می‌باشد مقدار نفلین نورماتیف در $D.I. < 35$ حتی به ۱۵/۶ درصد هم می‌رسد و تدریجاً با افزایش D.I. از مقدار آن کم می‌شود و در ۵۷/۵ به ۳٪ می‌رسد از $D.I. > 63/5$ کوارتز نورماتیف در تمام نمونه‌ها مشاهده می‌شود که در $D.I.=63/5$ مقدار آن به ۱۲٪ و در $D.I.=80$ مقدار آن به ۱۸٪ می‌رسد. شکل (۳)

بنابراین نمونه‌های دماوند را می‌توان بدو دسته تقسیم کرد: ۱- انواعی که مقدار D.I. آنها کمتر از ۵۷/۵ می‌باشد این دسته فاقد کوارتز در نورم می‌باشد ولی همیشه نفلین نورماتیف دارند در عین حال خاطر نشان می‌شود که هر قدر مقدار D.I. کوچکتر باشد مقدار نفلین بیشتر است بطوریکه در انواع دارای $D.I.$ کمتر از ۳۵ مقدار نفلین به ۱۵/۶٪ می‌رسد و این مقدار با افزایش D.I. کاهش می‌یابد بصورتیکه در نمونه ۹۵ (پل ورکوه) که $D.I.=57/5$ است مقدار نفلین در نورم به ۳٪ می‌رسد.

شکل (۲) تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به D.I. در نمونه‌های دماوند، محدوده مون- دور بصورت خط چین مشخص شده است.



H=هاوایت M=موژاریت PH=فنولیت
 B_۱=بازالت دمی دودی B=بن مورثیت
 Bw=بازالت آمفیبول دار T=تراکیت
 BL'=بازالت الیوین دار R=ریولیت

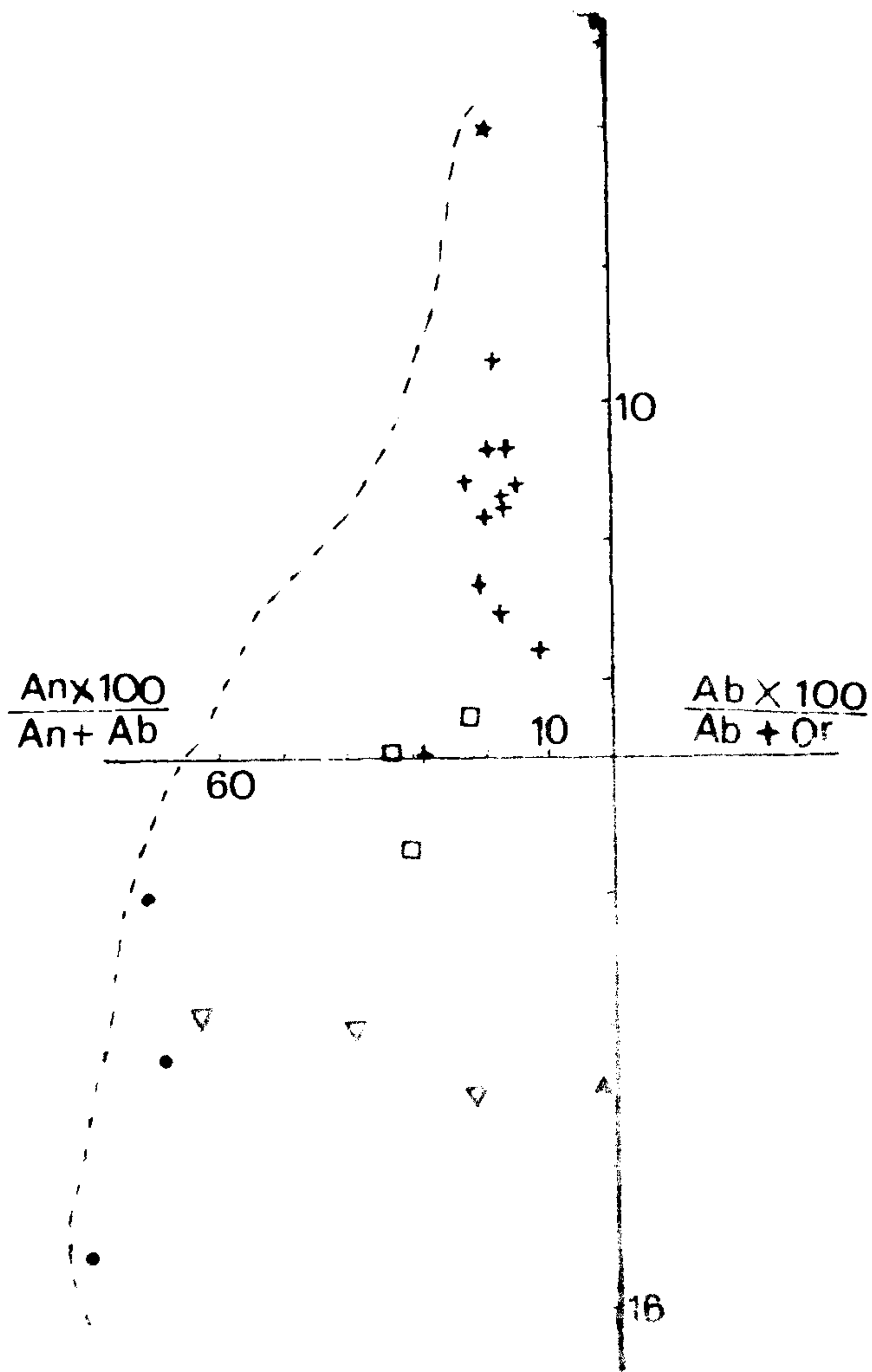


شکل شماره ۳

تغییرات کوارتز و نفلین نمونه‌های دماوند نسبت به D.I. محدوده تغییرات کوارتز و نفلین مون- دور بصورت خط مقطع مشخص شده است.

بازالت‌های دماوند بجای پتاسیک بودن بیشتر گرایش سدیک دارند و هاوائیتهای دماوند بعضی گرایش سدیک و بعضی گرایش سری پتاسیک دارند مطابق شکل (۵) انطباق نمونه‌های دماوند و مون- دور نشانگر تشابه آنها می‌باشد.

بحث در دیاگرام تاییلی و مویر (۱۹۶۷) $\frac{MgO}{FeO+Fe_2O_3}$ در این دیاگرام بن مورثیت پتاسیک و موژ آریت پتاسیک افزایش MgO نسبت به FeO+Fe₂O₃ حالت عادی و یا شیب کم دارند ولی در بازالتها و هاوائیت پتاسیک افزایش غیر عادی و شدید است و دارای شیب زیاد می‌باشند و کلاً نمونه‌های دماوند در این دیاگرام در سری کالک آلکالن قرار می‌گیرند که احتمالاً جدا شدن اسپینل‌های آهن‌دار مانند کمپلکس‌های مگنتیت یولواسپینل و هماتیت- ایلمنیت باعث کم شدن آهن در مجموعه تفریقی شده‌است این کمپلکس‌ها می‌توانند



شکل شماره ۴

نمونه‌های دماوند در دیاگرام بارث محدوده نمونه‌های مون- دور بصورت خط مقطع مشخص شده است.

بحث در دیاگرام کونو (۱۹۶۸) $\frac{Na_2O+K_2O}{SiO_2}$

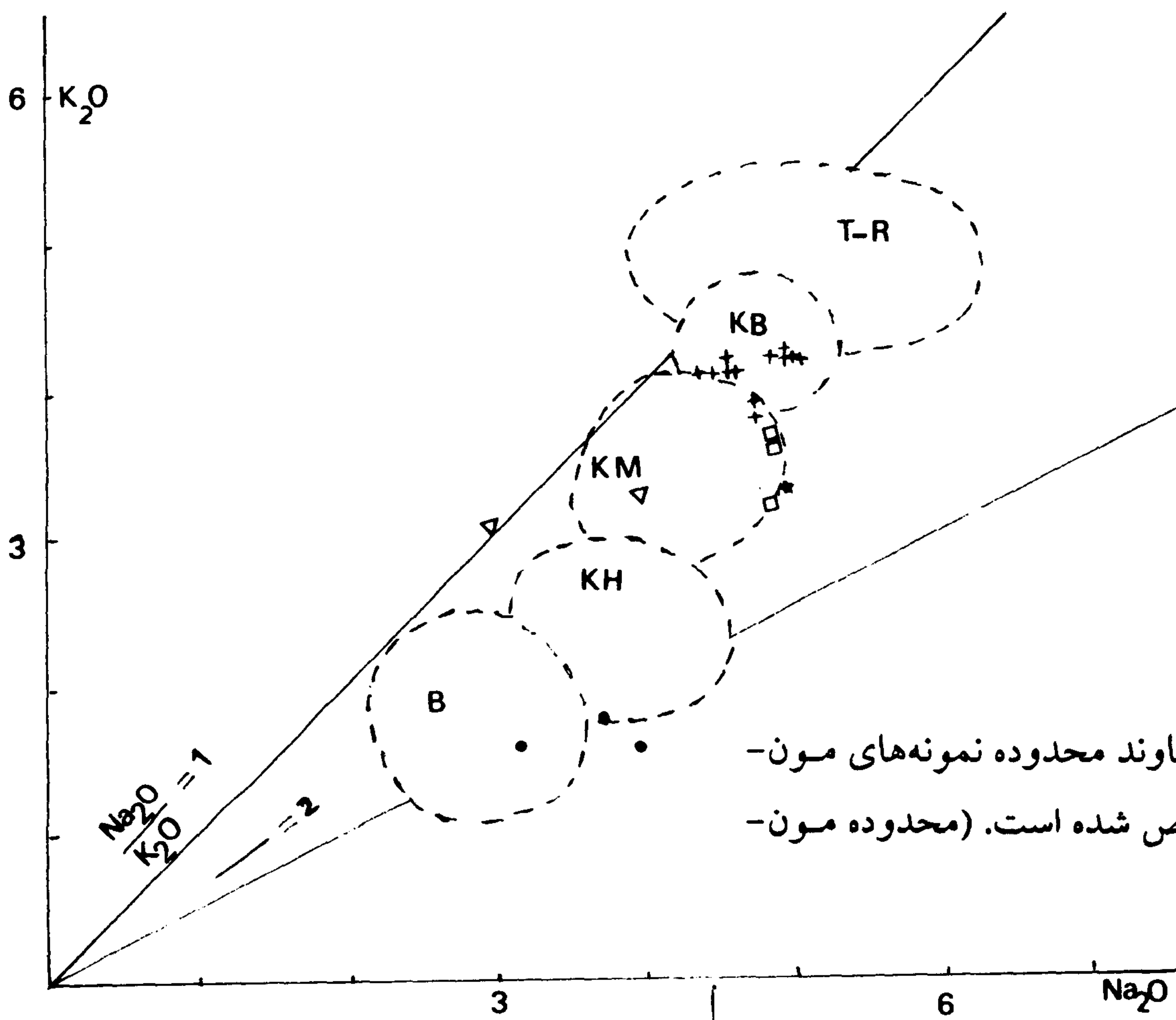
گدازه‌های دماوند از انواع سریهای آلکالن است چه در دیاگرام کونو نمونه‌های این سری آلکان را نشان می‌دهد کلاً چه در SiO₂ کم و چه زیاد مقدار Na₂O+K₂O بالا می‌باشد و در مجموع شیب یکنواخت افزایش نسبت به SiO₂ مشاهده می‌شود در اینجا افزایش تدریجی Na₂O+K₂O بر حسب SiO₂ دلیل تفریق جالب توجهی است که شیب دامنه تغییرات آنها با شیب انواع قاره‌ای تطبیق دارد. (شکل ۷)

محل نمونه‌ها در دیاگرام $\frac{K_2O}{Na_2O}$

در این دیاگرام همانطوریکه در شکل شماره ۵ فقط یک نمونه از هاوائیتهای پتاسیک به حد $\frac{K_2O}{Na_2O} = 1$ می‌رسد و برای بقیه نمونه‌های دماوند $\frac{K_2O}{Na_2O} < 1$ می‌باشد و حتی در بازالتها و هاوائیتهای پتاسیک (شکل ۷) $\frac{Na_2O}{K_2O} < 2$ می‌باشد،

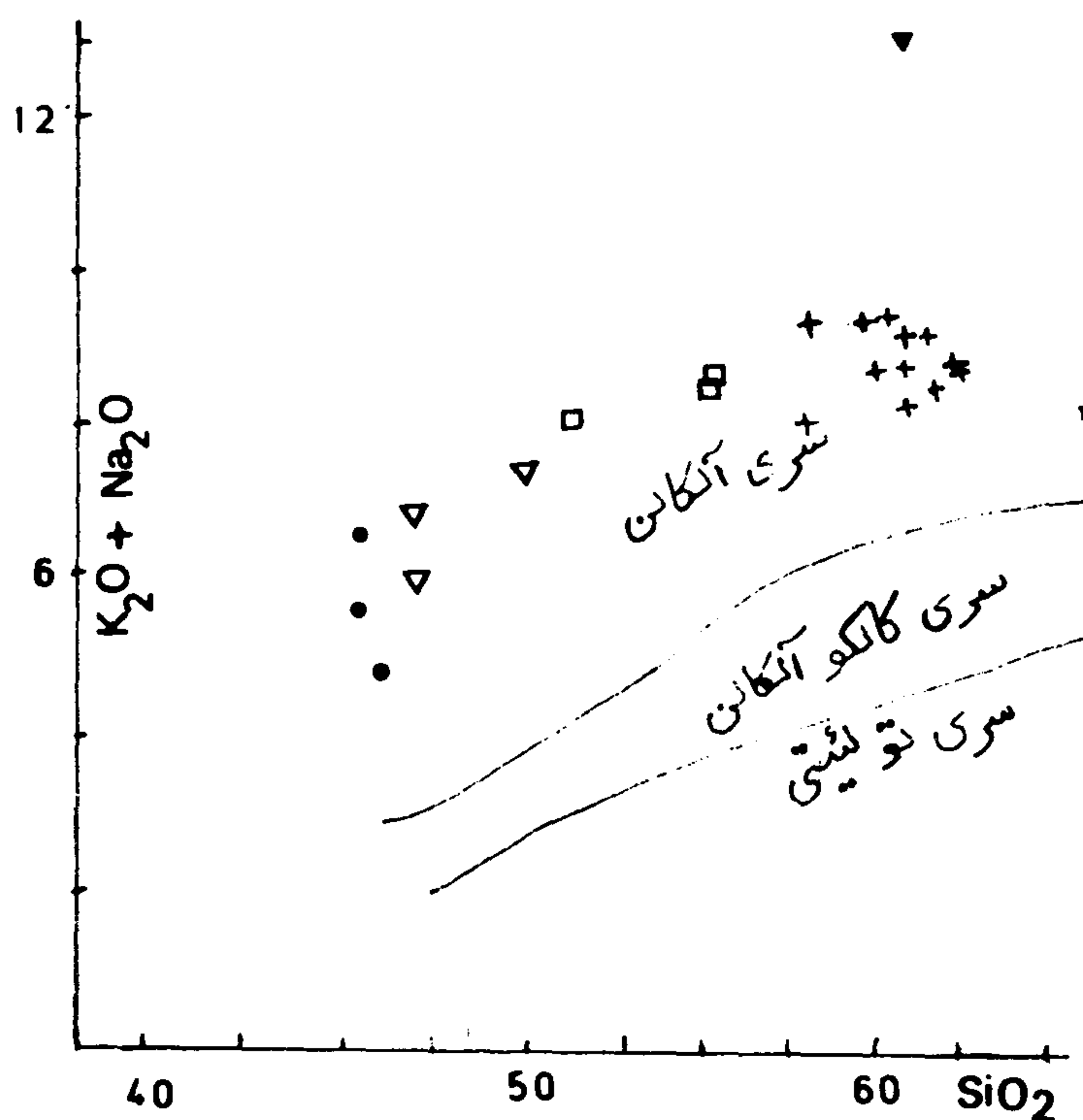
(بودینگتون و لیندسلی - ۱۹۶۴) و یا دمای بین ۶۰۰ تا ۹۵۰ در محیط اکسیداسیونی (جی. دی. دانا - ۱۹۸۵) می تواند باشد. شکل (شماره ۶)

بصورت $Mt_{90}Usp_{10}$ تا $Mt_{20}Usp_{80}$ و $Hem_{15}ILm_{85}$ تا $Hem_{3}ILm_{97}$ تحت تأثیر دما و فوگاسیته اکسیژن تشکیل شوند، دمای بین ۶۰۰ تا ۸۰۰ و فوگاسیته اکسیژن ۱۳/۵ - ۱۸/۵



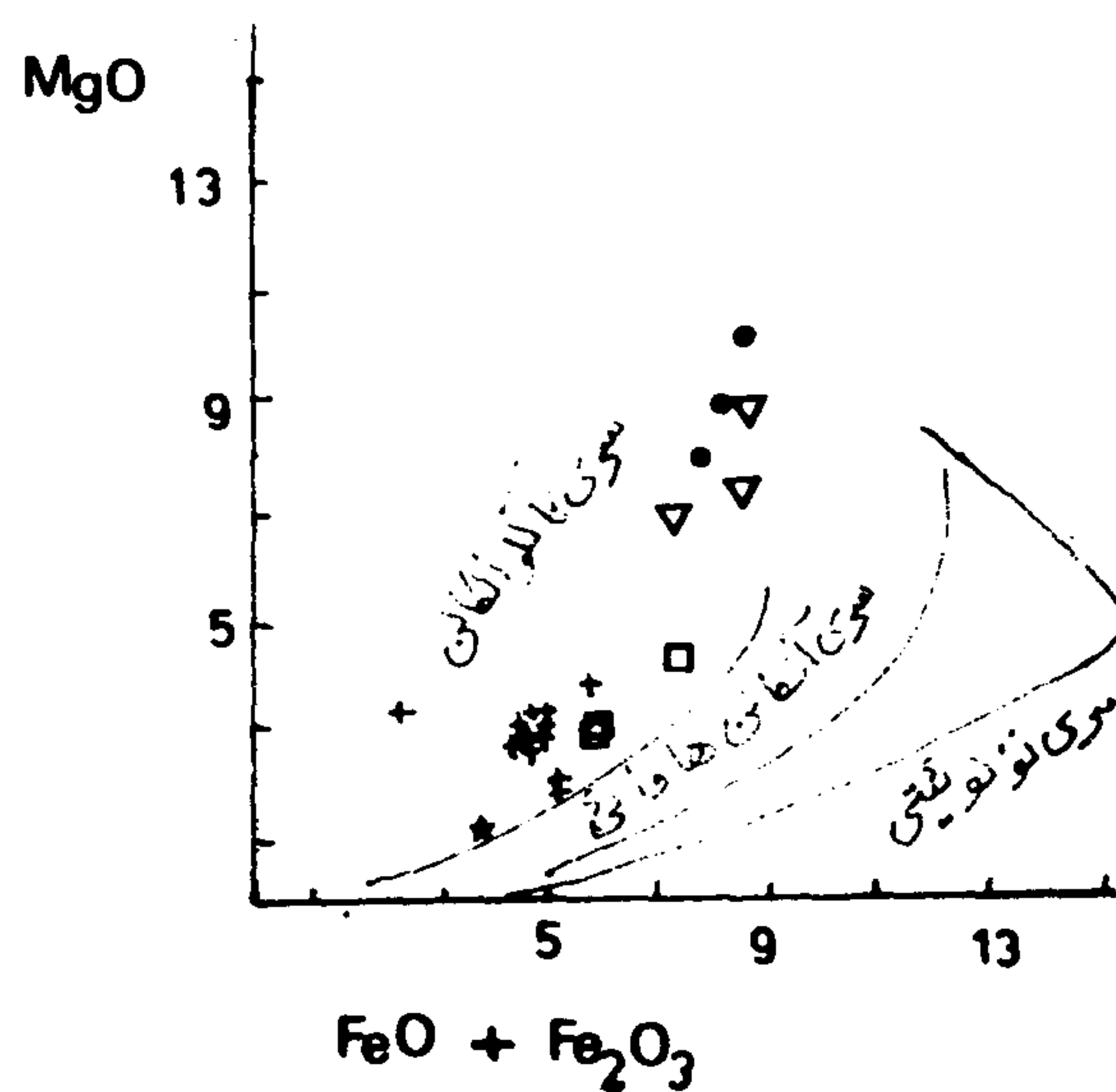
شکل شماره (۵)

نسبت $\frac{K_2O}{Na_2O}$ در نمونه های دماوند محدوده نمونه های مون- دور بصورت خط مقطع مشخص شده است. (محدوده مون- دور از موری ۱۹۷۶)



شکل شماره (۶)

نمونه های دماوند در دیاگرام تایلری و مویر (۱۹۶۷)



شکل شماره (۷)

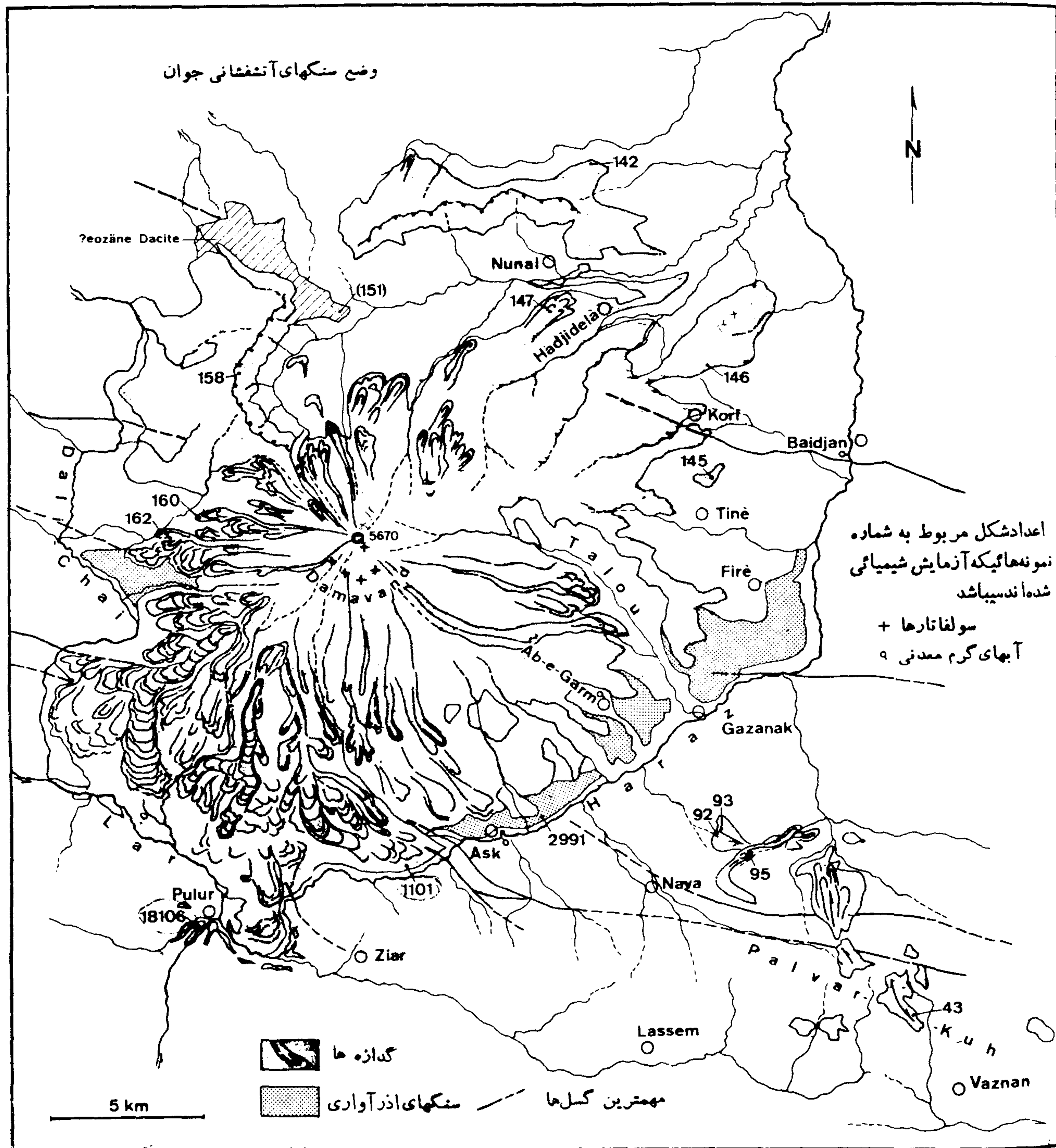
تغییرات $K_2O + Na_2O$ نسبت به SiO_2 برای نمونه های دماوند

- = بازالت
- ▽ = هاوائیتهای پتاسیک
- = موزاریتهای پتاسیک
- + = بن مورثیتهای
- ★ = داسیت
- ▼ = میکروسی نیت

نتیجه:

- ۵- در منحنی $(\frac{Na_2O+K_2O}{SiO_2})$: کلیه نمونه‌های دماوند در محدوده سری آلکالن قرار دارد و نشانگر Na_2O+K_2O بیش از حد معمولی نسبت به افزایش SiO_2 می‌باشد و گذشته از آن انطباق کامل با سری مون- دور دارد.
- ۶- وجود MgO زیاد و آلکالن فراوان و کمبود سیلیس و آلومین نشان دهنده عمق زیاد منطقه تولید ماگمای این منطقه است.
- ۷- کمبود آهن می‌تواند احتمالاً حاصل تفریق کانیهای سنگین آهن‌دار مانند کمپلکس‌های فرو- تیتان یا هماتیت- ایلمنیت و مگنتیت یولو اسپینل باشد.
- ۸- کمبود TiO_2 مسئله فوق را تأیید می‌نماید این تفریق وزنی و در اثر فشار بخشی اکسیژن بالا و توقف کافی ماگما در آشیانه‌های ماگمایی این منطقه احتمال وجود پیدا می‌کند. همین‌طور می‌تواند مقداری از بخصوص در $D.I. > 50$ در کانیهای مانند پروکسن‌ها که در مقاطع میکروسکوپی به رنگ بنفش متمایلند یا در آمفیبول‌ها وارد شده باشد.
- ۹- در منحنی $\frac{K_2O}{Na_2O}$: کلیه نمونه‌های دماوند در محدوده $\frac{K_2O}{Na_2O} < 1$ قرار دارند. در منحنی $\frac{MgO}{FeO+Fe_2O_3}$ نمونه‌های دماوند در محدوده سری کالک آلکالن قرار می‌گیرند که بدلیل کم شدن مقدار $FeO+Fe_2O_3$ در اثر تفریق کانیهای سنگین در آشیانه‌های ماگمایی در محدوده الکان قرار نمی‌گیرند.

- ۱- دماوند استراتوتولکانی است که در آن لایه‌های گدازه با ترکیب‌های مختلف از قطب بازیگ به اسید اولیم قرار گرفته‌اند، ضمناً در بین این لایه‌ها قطعات اسکوری، خاکستر، پونس و بخصوص لاپیلی (بصورت پوکه معدنی استخراج می‌شوند) فراوان است این موضوع نشان دهنده فعالیت آرام (بیرون‌ریزی گدازه‌ها) و انفجاری (بیرون‌ریزی مواد پرتابی) یعنی آتشفشانی از نوع استرومبولی حد واسط است.
- ۲- وجود سنگهای بازالتی، هاوائیت، موژاریت، بن مورثیت و راسیت نشان‌دهنده تفریقی که وجود آنکلاوهای هم‌وزن دلیل بارز آنست ضمناً تفریق مزبور بطور پیوسته و تدریجی انجام شده است.
- ۳- وجود قطعات انفجاری خاکستر و لاپیلی و حضور کانیهای آبدار نظیر بیوتیت و آمفیبول نشان‌دهنده افزایش فشار بخار آب در نتیجه پیشرفت تفریق می‌باشد.
- ۴- سنگهای خروجی دماوند از نوع آلکالن و از نوع قاره‌ای می‌باشند که در داخل منطقه چین‌خورده ناشی از کوهزایی آلپی پایانی و در کنار گسل‌های مهم زلزله‌زای البرز مرکزی بیرون‌زده است ضمناً زلزله فروردین‌ماه ۱۳۶۲ که کانون آن در عمق کم (۱۰ کیلومتر) در همین محل و در مجاور گسل بایجان وجود داشته است. (حسن زاده ۱۳۶۵)



نقشه شماره ۱ نقشه آتشفشان دماوند (آلن باخ، ۱۹۶۶)، محل نمونه‌ها روی نقشه با شماره مشخص شده است.

۱- بازالت‌های دماوند

شماره نمونه	محل نمونه برداری	شخص یا مرکز تجزیه کننده
۱۸۱۰۶	نزدیکی جنوب پلور	P.Thommen
۹۳	۲/۵ کیلومتری شمال شرق نوا	
۹۲	۲/۵ کیلومتری شمال شرق نوا	

۲- هاوایت‌های دماوند

شماره	محل نمونه برداری	شخص یا مرکز تجزیه کننده
۱۰۱	—	مرکز Orsay فرانسه
۳۰	دماوند کوچک	P.Thommen
۴۳	۳/۵ کیلومتری شمال شرقی نوا	

موزاریت‌های دماوند

شماره	محل نمونه برداری	شخص یا مرکز تجزیه کننده
۹۵	پل ورکوه	P.Thommen
۴	لار	آزمایشگاه دانشکده علوم کلرمون فران
۱۰۲	—	مرکز Orsay فرانسه
۱۴۵	۲ کیلومتری جنوب، جنوب شرقی کرف	P.Thommen
۱۴۲	۳/۵ کیلومتری شمال تونال	P.Thommen
۳	جاده گرنا- آب گرم	آزمایشگاه دانشکده علوم کلرمون فران
۱۰۳	—	مرکز Orsay فرانسه
۱۵۸	خط الرأس کوه هاره	P.Thommen
۱۴۷	۲/۵ کیلومتری غرب حاجی دلا	P.Thommen
۲۹۹۱	توف با ساخت ستونی ۲ کیلومتری شمال شرقی اسک	P.Thommen
۱	قله دماوند	F.Raoult
۱۴۶	۲ کیلومتری شمال کرف	M.Weibel
۱۶۲	۳/۵ کیلومتری شرق محل اتصال لارودلیچای	P.Thommen
۱۰۴	—	Orsay
۱۱۰۱	۳/۵ کیلومتری مغرب، جنوب غرب اسک	P.Thommen
۱۶۰	۵ کیلومتری مشرق محل اتصال لارودلیچای	P.Thommen

میکروسینیت و داسیت دماوند

شماره	محل نمونه برداری	شخص یا مرکز تجزیه کننده
۲	دماوند	F.Raoult
۱۵۱	دامنه شرقی کوه هاره- ۹ کیلومتری مغرب حاجی دلا	P.Thommen

	۱۸۱۰۶	۹۳	۹۲		۱۰۱	۳۰	۴۳		۹۵	۴	۴۰۲	۱۴۵
SiO ₂	۴۶/۳	۴۶	۴۵/۷		۴۶/۵۹	۴۷	۵۰/۴		۵۳/۵	۵۵/۹	۵۵/۹	۵۶/۴
TiO ₂	۱/۸۲	۱/۵	۱/۵۵		۱/۹۵	۱/۷	۱/۴		۱/۵۳	۱	۱	۱/۲۵
Ag ₂ O ₃	۱۴/۸	۱۳/۲	۱۳/۶		۱۴/۳۸	۱۲/۹	۱۴/۸		۱۷/۱	۱۹/۷	۱۹/۷	۱۶/۲
Fe ₂ O ₃	۳/۷	۵/۵	۴/۲		۶/۷	۴/۵	۴/۲		۵/۱	۳/۲۰	۳/۲۰	۵
FeO	۴/۵	۳/۲	۴/۴		۱/۸۱	۳/۹	۳		۲/۴	۲/۸	۲/۸	۱/۱
MnO	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۵		۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۱		۰/۱			۰/۱
MgO	۹/۲	۱۰/۳	۹		۷/۴۳	۹/۱	۶/۹		۴/۴	۳/۲۵	۳/۲۵	۳/۱
CaO	۹/۲	۱۰/۶	۱۱/۶		۹/۵۳	۸/۷	۸/۷		۶	۴/۲۵	۴/۲۵	۶/۳
Na ₂ O	۳/۲	۳/۸	۳/۸		۲/۹۴	۵	۴/۱		۴/۹	۴/۹۰	۴/۹۰	۴/۹
K ₂ O	۱/۶	۲/۷	۱/۸		۳/۱۲	۱/۹	۳/۳		۳/۲	۳/۷۰	۳/۷۰	۳/۶
P ₂ O ₅	۱/۳۵	۱/۸۵	۱/۹		۰/۷۵	۱/۲۸	۱/۳		۱/۱۷	۰/۵	۰/۵	۰/۹۵
H ₂ O ⁺	۳/۸	۰/۸	۱/۸		۳/۵۷	۳	۱/۵		۰/۵	۱/۳۵	۱/۳۵	۰/۹۰
H ₂ O ⁻												
CO ₂												
P.F.												
Total	۹۹/۶	۹۹/۶	۹۹/۵۰		۹۹	۹۹/۱	۹۹/۷		۱۰۰/۱	۱۰۰/۵۵	۱۰۰/۵۵	۹۹/۸
Q										۰/۱۲	۰/۱۲	۱/۵
or	۹/۵	۱۶/۲	۱۰/۶		۱۸/۳	۱۱	۱۹/۵		۱۹	۲۲	۲۲	۲۱
ab	۱۹/۵	۳	۱۵/۲		۱۰/۵	۲۴	۲۰		۳۵/۵	۴۱/۵	۴۱/۵	۴۱/۵
an	۲۱	۱۱	۳۱/۷		۱۷	۷/۳	۱۲		۱۵	۱۸/۶	۱۸/۶	۱۱/۵
ne	۴/۵	۱۵/۶	۹/۱		۷/۷	۹/۸	۸		۳			
le												
co										۰/۸	۰/۸	
ac												
di:wo	۹/۴	۱۳	۶/۳		۱۱	۱۲	۱۰		۳/۵			
di:en	۷/۳	۲۵/۷	۰/۴		۱۹	۱۰	۱۷		۱۱	۸/۱	۸/۱	۶
di:fs	۰/۸		۱/۶			۰/۲				۰/۹	۰/۹	۷/۷
en	۳/۸											
fs	۰/۴											
fo	۹		۱۵/۴			۸/۹						
fa	۰/۷		۰/۴			۰/۳						
mt	۵	۵/۸	۶			۶/۵	۵/۵		۳/۵	۴/۶	۴/۶	
he		۱/۵			۶/۷		۰/۳		۳			۵
il	۳/۵	۲/۹	۲/۹		۳/۶	۳/۲	۲/۶		۳	۱/۵	۱/۵	۲/۳
ap	۳	۴/۴	۴/۴		۱/۷	۳	۳		۲/۵	۱	۱	۲
cc												
S.l.												
D.l.	۳۳/۵	۳۴/۸	۳۴/۹		۴۳/۵	۴۴/۸	۴۷/۵		۵۷/۵	۶۳/۶	۶۳/۶	۶۴

جدول ۱ تجزیه شیمیایی: بازالت‌های (نمونه‌های ۹۲، ۹۳، ۱۰۶ و ۱۸)، هاوایتها (نمونه‌های ۴۳، ۳۰ و ۱۰۱ و موزاریتها (نمونه‌های ۱۴۵، ۱۰۲، ۴ و ۹۵) در دماوند.

	۱۴۲	۳	۱۰۳	۱۵۸	۱۴۷	۲۹۹۱	۱	۱۴۶	۱۶۲	۱۰۴	۱۱۰۱	۱۶۰
SiO ₂	۵۸/۶	۵۸/۱	۵۹/۱۳	۶۱	۶۱	۵۹/۹	۶۱/۵۲	۶۰/۴	۶/۸	۶۲/۱۰	۶۱/۳	۶۲/۱
TiO ₂	۱/۱	۰/۸	۱/۱۳	۰/۹	۰/۸۵	۰/۹۵	۱/۴۲	۱	۰/۹۵	۱/۹۰	۰/۸۵	۰/۹
Ag ₂ O ₃	۱۵/۷	۱۸/۶	۱۵/۶۳	۱۵/۷	۱۶	۱۵/۵	۱۵/۶۳	۱۶/۱	۱۶/۲	۱۵/۷۰	۱۶	۱۵/۶۰
Fe ₂ O ₃	۴/۶	۳/۷	۳/۷۱	۲/۱	۲/۶	۱	۲/۲	۴	۲/۵	۲/۱۰	۲/۸	۲/۶
FeO	۱/۱	۱/۴۵	۱/۶۴	۲/۷	۲	۱/۲	۲/۹۹	۱/۱۵	۲	۲/۷۰	۱/۹	۱/۹
MnO	۰/۱	۰/۱	۰/۰۲	۰/۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱	۰/۰۸	۰/۱	۰/۱	۰/۰۵	۰/۱
MgO	۴	۳/۱۵	۳	۲/۸	۲/۸	۳/۳	۱/۹۸	۲/۳	۲/۸	۲/۸	۲/۹	۳/۱
CaO	۴/۶	۴/۶	۴/۹۷	۴/۲	۴/۸	۳/۸	۴/۵	۴/۳	۳/۹	۴/۲۰	۳/۸	۳/۶
Na ₂ O	۴/۸	۵/۱۵	۴/۹۷	۴/۶	۴/۵	۴/۸	۴/۴۲	۵	۵	۴/۶۰	۴/۹	۴/۶
K ₂ O	۳/۸	۴/۲۰	۴/۱۹	۴/۱	۴/۱	۳/۹	۴/۰۹	۴/۵	۴/۱	۴/۱۰	۴/۲	۴/۲
P ₂ O ₅	۰/۹	۰/۵۵	۰/۳۵	۰/۶	۰/۷	۰/۴۶	۰/۶	۰/۶۵	۰/۶	۰/۶	۰/۵۵	۰/۶
H ₂ O ⁺	۰/۶	۰/۴۵	۰/۸۸		۰/۹	۴/۵	۰/۶۷	۰/۳	۰/۶	۱/۵	۰/۷	۰/۳
H ₂ O ⁻												
CO ₂												
P.F.												
Total	۹۹/۹۰	۹۹/۸۵	۹۹/۶۲	۱۰۰/۳	۱۰۰/۲	۹۹/۶۰	۹۹/۹۸	۹۹/۷۵	۹۹/۶۰	۱۰۲/۴	۹۹/۹۵	۹۹/۶۰
Q	۴/۵		۲/۹	۶/۵	۷/۸	۷/۲	۱۱	۴	۷	۹/۵	۷	۹/۵
or	۲۲/۲	۲۵	۲۵	۲۴/۵	۲۴/۵	۲۳	۲۳/۹	۲۷	۲۴	۲۴/۵	۲۵	۲۵
ab	۴۰/۵	۴۳/۵	۴۲	۳۹	۳۸	۴۰/۵	۳۷/۲	۴۲	۴۲	۳۹	۴۱/۵	۳۹
an	۱۰/۵	۱۵	۵/۸	۱۰	۱۱/۱	۸	۸	۸/۵	۱۰	۱۰	۹/۲	۹/۵
ne												
le												
co												
ac												
di:wo	۲/۹		۹/۶	۴/۵	۴	۲/۳	۴/۹	۴	۲/۲	۳/۲	۲/۷	۲
di:en	۱۰/۱	۱/۹	۷/۵	۷	۷	۸/۲	۳/۹	۵/۸	۷	۷	۷/۲	۷/۷
di:fs		۷/۹		۱/۷			۱/۲					
en												
fs					۱/۳							
fo												
fa												
mt		۲/۳	۵/۳	۳	۴	۱/۴	۳/۲۵	۰/۹	۳/۷	۳	۴	۴
he	۴/۶	۲						۳/۵				
il	۲/۱	۱/۵	۲/۱	۱/۷	۱/۶	۲	۲/۷۵	۱/۸	۲	۳/۶	۱/۵	۱/۶
ap	۲	۱/۳	۰/۶۷	۱/۵	۱/۵	۲	۱	۱/۵	۱/۷	۱/۴	۱/۵	۱/۵
cc												
S.l.												
D.l.	۶۷	۶۸/۵	۶۹/۹	۷۰	۷۰/۲	۷۰/۷	۷۲/۱	۷۳	۷۳	۷۳	۷۳/۵	۷۳/۵

جدول ۲ تجزیه شیمیایی بن مورثیهای دماوند

	۲				۱۵۱					
SiO ₂	۶۰/۴۸				۶۶/۸					
TiO ₂	۰/۱۵				۰/۶					
Ag ₂ O ₃	۱۸/۹۳				۱۵/۷					
Fe ₂ O ₃	۲/۲۱				۳/۱					
FeO	۲/۴۶				۰/۵					
MnO	۰/۱۶				۰/۰۵					
MgO	۰/۰۹				۱/۴					
CaO	۱/۰۶				۲/۸					
Na ₂ O	۸/۱۱				۵					
K ₂ O	۴/۹۳				۳/۳					
P ₂ O ₅					۰/۳					
H ₂ O ⁺	۱/۴۹				۰/۷					
H ₂ O ⁻										
CO ₂										
P.F.										
Total	۱۰۰/۱۶				۱۰۰/۲۵					
Q					۱۸					
or	۲۹				۱۹/۵					
ab	۵۰/۵				۴۲/۵					
an	۰/۸				۱۰/۵					
ne	۹/۸									
le										
co										
ac										
wo	۲				۰/۷					
di{en	۰/۲				۳/۵					
fs	۲/۴									
en										
fs										
fo										
fa										
mt	۳/۵									
he					۳					
il	۰/۳				۱					
ap					۰/۷					
cc										
S.I.										
D.I.	۸۹/۳				۸۰					

جدول ۳ تجزیه شیمیایی داسیت نمونه (۱۵۱) و میکروسی نیت نمونه (۲)

Bibliographie

- 1) Assereto, R. Fantini- Sestini, N. (1962)
Nuovi Dati sul paleozoico dell'Alta valle del Djadgerud (Elburg centrale, Iran) Acad Naz, dei lincei, rend, Sc Fic, Mat e nat, ser- VIII 32/3
- 2) Assereto, R. (1963)
The paleozoic formations in central Elburg (Iran) (Preliminary). Riv, Ital, Paleont, e Strat, Volume 69/4.
- 3) Assereto, R. Ippolito, I. (1964)
Osservazioni preliminari sul cretaceo della bassa valle del Lar (Elburz central Iran.)
Riv. Ital . Paleont- e Strat. Vol 70/4.
- 4) Assereto, R. and Gaetani, M. (1964)
Nuovi Dati sul Devonico della Catena dell Imamzadeh. Hashim (Elburz central Iran.)
Riv. Ital . Paleont- e Strat. Vol 70/4.
- 5) Assereto, R. (1965)
Sui caratteri stratigrafici e tettonici, Del Mesozoico e del terziario nei dintorni di Garmabdar (Elburz central, Iran). Riv. Ital, Paleont. e Strat, Vol 71/1.
- 6) Barth. T. F. W. (1945a)
Studies on the igneous Rock Complex of oslo region II. Systematic petrographie of the plutonic Rocks. Skr marske vidensk. Akad, asla, I Mat- natur V.KL. 1944, No9, 104pp.
- 7) Boot, P.-Derruau, M.-Dresch, J.-Peguy, Ch. P. (1961):
Observations de Geographie Physique en Iran Septentrional. Expedition. C.N.R.S., Tome VIII 101P.
- 8) Brause, R. (1953)
Caractere petrographiques et Chimiques des, Trachyandesites du Mont- Dore. C.R. Acad. SC.
- 9) Brousse, R. (1961)
Mineralogie et petrographie des roches volcaniques du massif du Mont- Dore (Auvergne).
Bull. Soc, Fr. Min. Crist, V84, P. 132-186 et P245-259.
- 10) Brousse, Christian -Lefevre, Rene, C. Maury, Hossein- Moine Vaziri et Ebrahim Amin Sobhani. (11 Juillet, 1977).
Le Damavand: Un Volcan Shoshonitique de l'Afghanistan. C.R. Acad. Sc. Paris, t, 285 (Seri D 131)
- 11) Buddington and Lindesley (1964), e
Q. re petrology Stanton 1972, Mc Graui, Hill. P: 381.
- 12) Danq, D. (1985)
Manual of mineralogy John wiley and sons inc
- 13) Glangeaud, L. (1943)
Evolution des magmas du massif volcanique de Mont- Dore, Essai d' Interpretation geophysique.
Bull, Soc. Geol. France (51, 3, 419-440)
- 14) Kuno, H (1968)
Differentiation of Basaltic Magma, in Hess, H. H. ET Poldervaart, A., Edit, Basalts, 2, 623-688 Interscience pul New- York
- 15) Lacroix, A. (1890)
Sur les enclaves de la phonolite du Mont Dore
Bull, Soc, Geol, Fr (3)t. 18, PP872-873.
- 16) Lacroix, A (1917)
Les laves hautes d Auvergne (Tahitites) et Leurs enclaves hom ogenes: Importance Theorique de ces derniere C.R. Ac. Sc. t 164 P369.
- 17) Lorenz, C. (1964)
Die Geologie des obren Karag- Tales (Zentral Elburz) Iran Diss. Zurich

- 18) Maury, R. (1976)
Contamination (par Lencaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, Continentales (Massif Central Français).
- 19) Mehdizadeh, H. Brousse, R. Wilhelm (1978)
Quelques nouvelles Observations Sur les Megacrists des feldspaths sodi potassique des Trachytes du Mont Dore. R.A.S.T. (1978) Orsay P271
- 20) Mehdizade, H. (1979)
Contribution à la connaissance de la Géologie du flanc sud-ouest du Massif du Mont-Dore, Etude de la série sous saturée Montdorienne.
- 21) Menard, J.J. Mehdizade, H. Brousse, R. Musingie, M., Bellon, H. 1976: Age du versant sud-ouest du Massif volcanique du Mont-Dore 6e R.A.S.T. Orsay P.272
- 22) Mervoyer. B. (1972)
Contribution à la carte géologique du Massif du Mont-Dore: Lavalée de chaude four.
- 23) Pri ce et chappel (1975)
- 24) Rivere, A. (1934)
Contribution à l'étude géologique de L'Elbourz (perse) Rev geogr. phys. et geol. Dyn 7.
- 25) Rivere, A. (1936)
Contribution à l'étude géologique de L'anti-Elbourz. Bull. Soc geol. France, Ser5, Vol6
- 26) Schroeder (1944)
Essai sur la Structure de l'Iran. Ecl geol, Helv, 37/1.
- 27) Schroeder (1945)
Sur l'âge des couches vertes de l'Elbourz (Iran) C.R. Soc phys. et Hist, Nat, Geneve 62/1
- 28) Tietze, E. (1878)
Der vulkan Demavend in Jahrb. D.K.K. Geol. Reichsanst 28
- 29) Tietze, E. (1881) Ueber einige Bildungen der jun geren Epochen in Nord persien "Jahrb.d.K.K.geol Reichsanst, 31.
- ۳۰) آلن باخ (۱۹۶۶): زمین شناسی و سنگ شناسی دماوند و اطراف آن (البرز مرکزی) - ایران.
- ۳۱) درویش زاده (۱۳۵۷): آنکلاوهای سنگهای آتش فشانی دماوند، نشریه دانشکده علوم جلد دهم شماره یک بهار ۱۳۵۷.
- ۳۲) درویش زاده (۱۳۶۸): اصول آتش فشان شناسی (چاپ سوم)، انتشارات دانشگاه تهران، شماره ۱۷۹۳.
- ۳۳) مهدیزاده (۱۳۶۳): تفریق ماگمایی، نشریه تحقیقاتی فیزیک زمین و فضا سال سیزدهم و چهاردهم شماره ۱ و ۲، ۱۳۶۳، ۱۳۶۴.