

MAGMATISMO ACIDO CALCOALCALINO EN LA ZONA DE LA CALERA, SIERRA CHICA DE CORDOBA. CONSIDERACIONES PETROLOGICAS Y GEOQUIMICAS.

Recibido 19/Feb./97

Gustavo A. Toselli.

Unidad Ejecutora: Cátedra de Petrología, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca. Maximio Victoria 55. 4700 Catamarca. E-mail: gtoselli@tecno.unca.edu.ar

Palabras claves: Magmatismo calcoalcalino. La Calera, Sierra Chica de Córdoba. Petrología. Geoquímica.

Key Word: Calc-alkaline magmatism. La Calera, Sierra Chica de Córdoba. Petrology. Geochemistry.

RESUMEN

En la zona de La Calera, en la Sierra Chica de Córdoba, el basamento metamórfico está constituido por gneises, migmatitas, granulitas, mármoles y anfibolitas de edad proterozoica a paleozoica inferior. En él hacen intrusividad rocas filonianas de composición trondhjemíticas, de color gris claro y grano fino, compuestas por cuarzo, plagioclasa y biotita; con afinidad calcoalcalina, sódicas y variables entre metaluminosas y peraluminosas, son de tipo continental y de alta alúmina. Diques tonalíticos compuestos por cuarzo, plagioclasa y biotita, que se caracterizan por ser de naturaleza calcoalcalina, peraluminosas, variando sus álcalis entre suavemente sódicas y suavemente potásica, correspondiendo a un magmatismo de arco volcánico. Y el stock granítico de Loma Ancha, que presenta dos facies petrográficas: granito foliado y granito macizo, su composición petrográfica varía entre monzogranito y granodiorita; de naturaleza calcoalcalina, con una afinidad netamente potásica y peraluminosa. El emplazamiento final se habría producido en condiciones de epizona y características tectomagmáticas de arco-volcánico.

SUMMARY

In the zone of La Calera, in the Sierra Chica de Córdoba, the metamorphic basement is formed by gneiss, migmatites, granulites, marbles and amphibolites of proterozoic age or inferior paleozoic. In this basement dikes of trondhjemites composition, tonalitic and the granitic stock of Loma Ancha have been intruded. The trondhjemites are light grey with thin grane, formed by quartz, plagioclase and biotite. They're calc-alkalines with sodic composition and variable characteristics between metaluminous and peraluminous; they're of continental type and high-alumina trondhjemites. The tonalites are formed by quartz, plagioclase and biotite; the magmatism which gave the origin is of calc-alkaline nature, peraluminous. Their alkalis vary between softly sodic and softly potasic and are product of volcanic-arc magmatism. The granitic stock of Loma Ancha, presents two facies: foliate granite and massive granite; their petrographic composition varies between monzogranite and granodiorite. They're calc-alkalines, with potassic affinity and peraluminous, with a final emplacement in condition of epizone and tectomagmatic characteristic of volcanic-arc.

INTRODUCCION

En el presente trabajo se hace un estudio petrológico y geoquímico de petrotipos de naturaleza magmática, en una zona perteneciente al cordón orográfico de la Sierra Chica de Córdoba, en ambiente geológico de Sierras Pampeanas. Dicha zona se sitúa 1,5 km al oeste de la localidad cordobesa de La Calera, distante unos 14 km de la ciudad de Córdoba. Se accede por la ruta que une La Calera con el dique San Roque, bordeando la quebrada del río Suquía.

Las coordenadas geográficas de la zona estudiada son: 64°21' a 64°23'Oeste y 31°20' a 31°22'Sur (fig. 1).

Los estudios relacionados con el magmatismo de este sector de la Sierra Chica de Córdoba, son escasos, pudiendo mencionarse los realizados por Gordillo (1958), Gordillo y Lencinas (1977). Aspectos relacionados con la edad fueron abordados por Linares y Cordani (1975), Cingolani y Varela (1975), Linares y Latorre (1978).

Metodología

El trabajo de campo consistió en la realización de un muestreo geológico de los cuerpos de naturaleza magmáticas y obtención de datos de los afloramientos, como yacencia, espesor, estructura, etc., utilizándose como mapa geológico de la zona, el realizado por Gordillo y Lencinas (1977), (Fig. 1). Para las descripciones petrográficas se realizaron unas 150 secciones delgadas, efectuándose 38 análisis modales por medio de contador eléctrico de puntos. Las muestras más representativas, fueron tratadas mecánicamente por medio de chancadora, luego reducidas granulométricamente en forma manual con masa sobre planchuela de hierro, para luego pasarlas por molino de barras y finalmente porfirizadas con mortero de ágata.

Los análisis químicos fueron realizados en Canadá, habiendo sido determinados

los componentes mayores y menores por fluorescencia de rayos X, mientras que los elementos trazas por espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS fusión). Las Tierras Raras fueron normalizadas a condrito según los valores propuestos por Wood et al. (1979) y Sun (1980).

GEOLOGIA DE LA ZONA

Gordillo y Lencinas (op. cit.) reconocen en la zona un basamento metamórfico integrado por gneises tonalíticos-biotíticos, de colores grises y grano mediano a grueso; constituido por oligoclasa, cuarzo, biotita, granate almandínico y sillimanita como accesorios frecuentes.

Gneises y migmatitas cordieríticas (diatexitas cordieríticas), rocas de grano grueso, con feldespato potásico rojizo y abundante granate. Nódulos o granos de cordierita, sillimanita en prismas gruesos, biotita y ocasionalmente andalucita. Ambas tipologías reconocen protolitos de origen sedimentario, de naturaleza grauváquica, para los primeros y pelítica para estos últimos.

Estas litologías, junto con mármoles y anfibolitas, se encuentran principalmente al este de la zona de fallamiento dúctil de La Estanzuela, constituyendo el denominado Grupo La Calera (Baldo et al., 1996). En este sector se encuentra emplazado el stock granítico de Loma Ancha.

Al oeste de la citada falla, predominan gneises hipersténicos (Gordillo y Lencinas, op. cit.), denominados metabasitas hipersténicas e incluidas en el Grupo El Diquecito (Baldo et al., op. cit.). Aquí fue detectada la presencia de trondhjemitas. Prosiguiendo hacia el oeste se encuentran ortogneises tonalíticos, constituyendo el Grupo San Roque. Las filonianas tonalíticas son frecuentes en toda la zona.

RESULTADOS

a) Petrografía:

- Trondhjemitas

En la zona estudiada han sido reconocidas petrográficamente rocas de composición trondhjemítica, las mismas aparecen como cuerpos intrusivos con una potencia inferior al metro, en general de rumbo norte-sur, subverticales, emplazados en gneises y granulitas.

Son rocas de color gris claro a blanco grisáceo, de grano fino pudiendo ser la estructura maciza o fluidal y la textura granular o porfírica.

Bajo observación microscópica, presentan cuarzo abundante, xenomorfos, límpidos, con ocasionales inclusiones de biotita; marcada deformación y desarrollo de agregados microgranoblásticos entre los cristales mayores de plagioclasa. El tamaño de los cristales es variable entre 0,09 mm para los más pequeños y 1,8 mm para los de mayor desarrollo cristalino. Los caracteres texturales intercristalinos sugieren una cristalización posterior a la plagioclasa.

La plagioclasa es el único feldespato, muestra un desarrollo cristalino mayor que el cuarzo; anhedral, poco elongado; el maclado no está muy bien desarrollado, reconociéndose maclas según ley de Albita, Carlsbad y algunas según Periclino. Presenta esporádicas inclusiones de biotita y ocasionalmente epidoto idiomorfo (primario). La alteración sericitica-caolínica es incipiente en algunos cristales y desarrollo de suave zonación.

Los mafitos están representados por la biotita, en láminas pequeñas, con pleocroísmo X' = pardo amarillento, Z' = pardo oscuro, en ocasiones con incipiente alteración clorítica.

La moscovita es variable en volumen, en algunas muestras está ausente, mientras que en otras posee escaso desarrollo cristalino, generalmente asociado a biotita. A veces se hace abundante, con cristales grandes, muy

cribosa con intercalaciones de cuarzo, aparentemente secundaria. Los minerales opacos son escasos.

Cuando la textura es porfírica, los fenocristales son de plagioclasa, de subhedros a anhedral, con gran variación en el tamaño de los fenocristales (porfírica seriada); los mayores alcanzan 2,7 mm de longitud. Presentan bordes irregulares, leve zonación y maclado, también hay orientación de sus ejes mayores.

En la matriz se visualiza la estructura fluidal, con la orientación de laminillas de biotita; agregados granoblásticos de cuarzo a veces de formas poligonales o elongadas a modo de venillas. La plagioclasa es anhedral, granular, con incipiente alteración argilácea. También constituyen la matriz cristales de apatita y escaso circón y opacos.

Los análisis modales de las trondhjemitas (Tabla 1), muestran una composición promedio de 34,4% de cuarzo, 58,7% de plagioclasa y 5,6% de biotita (fig. 2).

- Tonalitas

En la zona son frecuentes rocas filonianas de composición tonalítica que hacen intrusividad en el basamento metamórfico. Son cuerpos tabulares de pocos decímetros a varios metros de potencia, generalmente subverticales y concordantes con el dominio tectónico D2 (N330°), correspondiente a la primera fase de reactivación del cinturón móvil pampeano, (Dalla Salda, 1984).

Son rocas de grano fino a medio, con estructura de maciza a fluidal y tonalidad gris clara. La textura es porfírica seriada, presentándose la plagioclasa como fenocristales de tamaño variable, leve estructura zonal y tendencia idiomórfica. Es común el maclado según ley de Carlsbad a veces combinada con ley de Albita; las inclusiones de biotita y cuarzo, como así también la alteración epidótica. La composición es variable de An60 en los fenocristales y An30 para las plagioclasas de la matriz.

La biotita se presenta de pequeño tamaño y algunas están parcialmente cloritizadas. Se encuentran algunos cristales de hornblenda verde de cristalización temprana (pre-plagioclasa 1).

El cuarzo es de tamaño variable, presenta algunos fenocristales anhédros, muy deformados y elongados a configuraciones lentiformes. También forma parte de la matriz a modo de mortero rodeando a los fenocristales de plagioclasa, con límites poligonales o suturados.

El microclino pertítico, es en general de escaso desarrollo cristalino y anhédro. Entre los accesorios se encuentra titanita, apatita y epidoto.

La matriz es escasa en relación con el volumen ocupado por los fenocristales y constituida por cuarzo, biotita y epidoto.

El orden de cristalización de los minerales sería el siguiente: apatita-circón-titanita-opacos-hornblenda-plag.1-biotita-cuarzo 1-plag.2-microclino-cuarzo 2.

En la etapa hidrotermal se habrían formado: sericita-caolinita-epidoto-calcita.

En ocasiones la biotita es reemplazada por epidoto y éste a su vez por calcita.

Los análisis modales, ubican petrográficamente a estas rocas en el campo de las tonalitas, (fig. 2); con un promedio de 47,5% de plagioclasa, 29,6% de cuarzo y 17% de biotita (Tabla 1).

- Granitos

El stock granítico de Loma Ancha es un pequeño cuerpo cuyo afloramiento es algo elongado en dirección norte-sur, de unos 350 m de ancho por unos 500 m de largo y se encuentra emplazado en rocas metamórficas de variada composición (fig. 1).

Se han reconocido dos variedades litológicas en base a caracteres estructurales.

1) **Granito foliado**: cuyos afloramientos se ubican preferentemente en la porción

Oeste del stock. Es un granito moscovítico de tonalidad gris blanquecino a rosa pálido de grano medio, granular, con marcada deformación dúctil.

Microscópicamente se observa que los cristales de plagioclasa se han desarrollado en dos generaciones: plagioclasa 1, en cristales pequeños, subhedros, con delgadas maclas según ley de la Albita. Plagioclasa 2, con mayor desarrollo cristalino, subhedros a anhédros, con frecuente maclado según ley de Albita y menor Carlsbad, la alteración sericítico-caolínica es moderada, siendo más intensa en algunos cristales en la porción central de los mismos. Los cristales mayores alcanzan unos 5 mm de longitud, variando su composición entre An30-37, algunos presentan microclinización y maclas deformadas por stress orogénico. Ocasionalmente en el contacto con microclino desarrollo de intercrecimientos mirmequíticos.

La moscovita en láminas de tamaño variable, las mayores alcanzan unos 7 mm de largo; en general se presentan muy deformadas y flexionadas, algunas con desarrollo de pliegues tipo kink. Es de origen secundario, formada a partir de la biotita, quedando restos de magnetita y bandas de hematita. Se observan escasas inclusiones de circón, conservándose en forma incipiente los halos pleocroicos y también apatita.

El cuarzo se presenta en varias generaciones: inclusiones pequeñas en plagioclasa; cristales grandes hasta de 4,5 mm de largo, xenomorfos, elongados, con marcada deformación del retículo cristalino, cruzado por fracturas; y por último agregados granulares más finos inferiores a 0,9 mm con bordes suturados y que rodean parcialmente a los feldspatos y cuarzos mayores a modo de mortero.

El microclino en cristales xenomorfos de hasta 7 mm de largo, el maclado generalmente no está bien desarrollado y con intercrecimientos pertíticos en delgadas venillas (tipo flama). A diferencia de la plagioclasa, muestra una alteración argilácea incipiente.

Son comunes las inclusiones y penetraciones de los otros minerales componentes, indicando una cristalización tardía del feldespato potásico.

En la roca es frecuente el desarrollo de planos de cizalla con abundante concentración de un mortero cuarzoso de grano fino como así también, de un fino agregado muscovítico muy contorsionado y con exolución de Fe (opacos), que delimitan formas lenticulares esencialmente cuarzo feldespáticas.

2) Granito macizo: constituye la porción Este del plutón. El granito predominante es de grano mediano, gris blanquecino a rosada pálido, con textura granular y macizo. El carácter macizo es sólo una característica macroscópica, ya que bajo observación microscópica, también presenta efectos de deformación cataclástica.

Las plagioclasas subhedras frecuentemente se presentan fragmentadas y/o flexuramiento de sus maclas, con alteración argilácea moderada; desarrollos esporádicos de mirmequitas en el contacto con microclino.

La moscovita deriva de la biotita y constituye láminas de tamaño mediano, excepcionalmente alcanzan 9 mm de largo, deformadas y frecuente desarrollo de pliegues kink, inclusiones de apatita y epidoto. Este último en prismas cortos y de naturaleza primaria. Es común también en agregados granulares, asociado a las micas.

La biotita es escasa con inclusiones de circón y el desarrollo de halos pleocroicos.

El cuarzo se presenta, constituyendo cristales xenomorfos de tamaño similar a los feldespatos, con marcada deformación del retículo cristalino (a veces desarrollo de láminas de Boehm) y cristales pequeños granoblásticos formando un mortero policristalino con contactos triples, producidos por granulación de cristales mayores.

El microclino no siempre presenta maclado bien definido, es pertítico en forma de delgadas venillas (tipo flama) y con escasa alteración hidrotermal.

En ocasiones se desarrollan planos de cizalla a lo largo de los cuales hay una mayor concentración de grano fino de moscovita, cuarzo, epidoto y biotita; granate escaso y xenomorfo.

Los análisis modales y su proyección en el triángulo QAP (fig. 2), señalan composiciones que varían entre monzogranito y granodiorita, con un valor promedio de 31,7% de cuarzo, 21% de feldespato potásico y 37% de plagioclasa. Estas cifras muestran una buena coincidencia con los minerales normativos C.I.P.W. (Tabla 2).

Los enclaves en el granito de L.A. son escasos, se ha identificado uno de aproximadamente 50 cm de largo, de forma lenticular, con rumbo casi meridional (N5° E). Se trata de una roca de grano fino de tonalidad gris clara con estructura maciza. Compuesta por un agregado granoblástico de cuarzo muy abundante, de grano fino desde 0,03 a 0,55 mm para unos pocos megablastos policristalinos. Es frecuente que presenten una textura poligonal. Los xenoblastos de plagioclasa de similar tamaño que la plagioclasa, están parcialmente epidotizadas. Además se observa moscovita en laminillas muy delgadas, mientras que la biotita aparece con mayor desarrollo cristalino. El microclino, xenomorfo, límpido, está exento de alteración. Se presentan unos pocos megablastos de plagioclasa de 1 mm de longitud y 0,5 mm de ancho totalmente alterados en moscovita y epidoto.

Se trataría de un enclave de naturaleza metasedimentaria cuyo protolito correspondió a depósitos psamíticos de composición equivalente a grauvacas (Moore y Dennen, 1970), (Pettijohn et al., 1973).

La asociación mineral cuarzo-albita-microclino-biotita-moscovita-epidoto, correspondiente a esquistos cuarzo-feldespáticos define la subfacies cuarzo-Ab-epidoto-biotita dentro de la facies de los Esquistos Verdes (Turner y Verhoogen, 1963) o Grado Bajo (Winkler, 1971).

b) Características Químicas

Las trondhjemitas estudiadas, poseen en promedio 71,5% de SiO_2 , presentando al igual que las tonalitas, caracteres subalcalinos y dentro de éstos calco-alcalinos. Las tonalitas en promedio, son las más ricas en FeO y los granitos en álcalis (fig. 3).

La comparación entre sus álcalis muestra características sódicas para las trondhjemitas, con valores que oscilan entre 5,4 y 6,6% de Na_2O ; las tonalitas varían entre suavemente sódicas y suavemente potásicas, con valores en el contenido de K_2O de 1,50 a 2,30% y una relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$. Mientras que los granitos son potásicos, con una relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ (Le Maitre et al., 1982) (fig. 4); como así también de potasio alto en relación a la sílice (Peccerillo y Taylor, 1976).

El diagrama de Shand (1927), señala para las trondhjemitas, caracteres variables de metaluminosas a peraluminosas, mientras que tonalitas y granitos son peraluminosos (fig. 5).

Las diferencias composicionales y tendencias evolutivas entre los distintos tipos petrográficos se visualizan claramente en los diagramas Ab-An-Or (Barker, 1979; O'Connor, 1965) (fig. 6) y $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Barker y Arth, 1976) (fig. 7). En donde el granito de L.A. se ubica en el extremo de una línea de evolución de naturaleza calco-alcalina, mientras que tonalitas y trondhjemitas se proyectan sobre una línea de evolución trondhjemítica.

Las trondhjemitas estudiadas, se caracterizan como de tipo Continental (Coleman y Peterman, 1975) (fig. 8); presentando un contenido en Al_2O_3 que varía entre 14,57 y 14,81% correspondiendo a Trondhjemitas de Baja Alúmina (Barker et al. 1976), (Sarvothaman, 1993). Ahora bien los análisis de sus elementos trazas y T.R., muestran las siguientes características geoquímicas: alto contenido en Sr (de 371 a 1148 p.p.m.). Relaciones muy bajas Rb/Sr, de 0,015 a 0,027. Enriquecimiento en T.R. Livianas, bajo en T.R. Pesadas, $(\text{La}/\text{Lu}) = 5-35$. No presenta

anomalía en Eu, solamente una suave tendencia positiva, con un valor promedio $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,24$ (Taylor y McLennan, 1985). Bajo contenido en Y (de 6 a 9 p.p.m.). Moderada a alta relación K/Rb (741 a 838). Bajo contenido en Nb (1,3 a 4 p.p.m.). Todas estas características, excepto K/Rb, son propias de las Trondhjemitas de Alta Alúmina (Drummond y Defant, 1990). Es decir que las trondhjemitas de La Calera, presentan una pequeña anomalía negativa en Al_2O_3 y enriquecimiento en K_2O .

El modelo de tierras raras (T.R.) para las tonalitas, muestra una tendencia decreciente para las T.R. Livianas, haciéndose más suave y deprimida para las T.R. Pesadas, con una leve anomalía negativa en $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,84$ (Taylor y McLennan, 1985) (fig. 12).

- DISCUSION

Según Barker y Arth (1976) las trondhjemitas, a diferencia de otros granitoides más ricos en potasio, son rocas cuyo origen predominante tendría un definido parentesco basáltico. El vínculo pasaría a través de la fusión parcial de protolitos máficos o del fraccionamiento de hornblenda-biotita-plagioclasa de magmas basálticos, con contenido bajo a moderado en potasio.

Algunos cuerpos anfibólicos aflorantes en la zona, muestran características texturales y mineralógicas que hacen suponer un protolito básico de origen ígneo. Esto permitiría plantear la hipótesis que las trondhjemitas podrían estar genéticamente relacionadas a este magmatismo básico o anatexis de aquellas metamorfitas.

Las trondhjemitas de L. C., tienen gran similitud con las descritas en Sierra de Cachi por Galliski y Miller (1989), Galliski et al. (1990). El diseño de las curvas de T.R., con enriquecimiento en T.R. Livianas en relación a T.R. Pesadas, es coherente con márgenes continentales o arcos de islas maduros, al igual que el contenido en Al_2O_3 , superior a 14,5%, indi-

can un ambiente continental (Arth 1979, Cullers y Graf, 1985) en Galliski y Miller (1989), coincidente con Coleman y Peterman, (1975) (fig. 8).

Los diagramas de T.R. (figs. 12 y 14), ubicaría a las tonalitas y trondhjemitas de L.C. en ambiente tectónico correspondiente a arco volcánico relacionado a un margen continental activo. La posibilidad que ellas formen parte de un arco de islas debe ser descartado debido a la ausencia de cantidades significativas de rocas volcánicas en la pila metasedimentaria que ellas intruyen. Las relaciones Rb/Sr vs. Y y Nb usado por Brown et al. (1984), como un indicador del incremento de la madurez de arco, corresponden valores a arcos primitivos (valores <1). Estos sugiere que las tonalitas y trondhjemitas de L.C. se habrían formado cerca de una zona de subducción activa.

Las tonalitas presentan evidencias texturales que indican que la secuencia de cristalización se inició con la incipiente separación de hornblenda, seguida de plagioclasa, luego biotita, cuarzo y finalmente escaso feldespato potásico. Visualizando esta secuencia en un diagrama de P-T de estabilidad mineral para una roca tonalítica, con la presencia de 15% de H₂O, sugiere que la cristalización de la hornblenda y plagioclasa debió iniciarse a aproximadamente entre 950 y 975°C con una presión entre 2,5 y 1,5 Kb (profundidad entre 9 y 5 km). Mientras que la roca quedó totalmente cristalizada entre 700 y 775°C y una presión entre 1 y 1,5 Kb.

Este magmatismo estaría genéticamente relacionados con la evolución tectónica de los márgenes de placa entre el Cratón Río de la Plata y terreno Pampia (Ramos y Vujovich, 1993). Con una edad de 575 + 30 m.a. (Precámbrico-Cámbrico), el emplazamiento de estas filonianas tonalíticas, se correspondería con la denominada etapa de Reactivación (600-550 m.a.) (Kraemer et al. 1995).

La sobresaturación en alúmina muestra una buena correlación con la evolución magmática, tanto en las rocas tonalíticas como

en las graníticas. El diagrama de Shand-Sorensen (fig. 5), muestra claramente que las rocas del stock granítico y los intrusivos tonalíticos y trondhjemiticos siguen tendencias evolutivas diferentes con falta de colinearidad entre ellos. Esto demuestra que los diferentes tipos petrográficos no forman parte de una única evolución, es decir no son comagmáticos en sentido estricto. Igual conclusión se obtiene visualizando el diagrama triangular Na₂O-K₂O-CaO, en el cual las rocas graníticas y tonalíticas siguen líneas de evolución magmática diferentes (Barker y Arth, 1976) (fig. 7).

Las T.R. tienen un espectro muy semejante en tonalitas y trondhjemitas, la ligera anomalía positiva en estas últimas sería consecuencia de sus altos contenidos en plagioclasa (fig. 12 y 14). Tonalitas y trondhjemitas se sitúan en los mismos campos en los diagramas de Pearce et al. (1984), aunque pertenecen a series magmáticas distintas (figs. 9 y 10).

Cuando se comparan los valores normativos Q-Or-Ab de los granitos de L.A. con los datos experimentales en el sistema NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-Si₄O₈-H₂O (Winkler, 1971); los puntos composicionales se proyectan mayoritariamente en el campo comprendido entre las líneas cotécticas correspondientes a los 1 y 3 Kb; con un valor promedio de Q=35,04%, Or=30,14% y Ab=34,82% (fig. 11). Esto apunta a que las condiciones físicas de emplazamiento final del granito de Loma Ancha, deben haber sido aquellas correspondientes a las de epizona.

Los altos valores de Índice de Diferenciación (Thornton y Tuttle, 1960), de 85 a 92 y contenido en SiO₂, caracterizan al granito de L.A. como muy evolucionado.

En el stock, se ha detectado la presencia de granate, con escaso desarrollo cristalino (Rocas 700, 705). Miller y Stoddard (1981), manifiestan que para la formación de granate se requiere una composición adecuada del magma granítico, en donde la relación molar Mn/Fe+Mg debe ser mayor o igual a 0,04. En el granito de L.A. esta relación es de 0,01, por

lo tanto debe pensarse en un origen restítico para este granate o producto de asimilación como resultado de la reacción entre el magma y las rocas de caja ricas en Al y Mn en relación al fundido.

Las dataciones radimétricas K/Ar disponibles le asignan al granito de L.A. una edad de 442 ± 15 m.a. (Ordovícico-Silúrico), (Linares, 1981), pudiendo asignarse tentativamente a la fase Oclóyica de la Orogenia Famatiniana.

Los contactos netos y discordantes del granito respecto a las metamorfitas encajantes, sugieren un emplazamiento de naturaleza tardío a pos-tectónica. Las características mineralógicas de granitos peraluminosos con moscovita-biotita y epidoto magmático, con facies monzograníticas-granodioríticas; el relativamente bajo contenido en Rb respecto a Y+Nb e Yb+Ta (Pearce et al., 1984), proyectándose en el campo de los granitos de arco-volcánico (fig. 9 y 10), sugieren una similitud con los granitos orogénicos Famatinianos tardío-D2 (Rapela et al., 1990).

El diagrama de Masuda-Coryell (Masuda, 1962; Coryell et al., 1963), de Tierras Raras (fig. 16), muestra en el granito una tendencia decreciente más acentuada para las T.R. Livianas y menor para las T.R. Pesadas. Presenta una anomalía negativa de Eu con un valor promedio de 0,63, según la propuesta de Taylor y McLennan (1985), usando los valores de estos mismos autores para la normalización a condrito. Esta anomalía negativa puede ser atribuida a la remoción de feldespato potásico y plagioclasa de un fundido félsico por cristalización fraccionada o a la fusión parcial de una roca en el cual el feldespato es retenido en el origen, produciendo una anomalía negativa de Eu en el fundido.

En este modelo de T.R., pudo haber influido también, la separación de cristales de circón del líquido magmático, que aún en pequeña cantidad, puede producir la depresión de las T.R. pesadas.

La presencia de corindón normativo en todas las muestras, indicaría una importante

participación de material cortical en el origen del granito. Esto es confirmado por el comportamiento de los elementos trazas en donde la implicancia cortical más evidente, en la génesis de los diferentes tipos petrográficos, la posee el granito de L.A., visualizándose en los diagramas araña, con los valores más altos para los elementos litófilos, menor en las tonalitas y los más bajos en trondhjemitas (figs. 13, 15 y 17).

CONCLUSIONES:

En la zona de La Calera, se tiene representado el magmatismo ácido por:

Filonianas trondhjemitas, de color gris claro y grano fino, compuestas en promedio por: 34,4% de cuarzo, 58,7% de plagioclasa y 5,6% de biotita. Poseen afinidad calcoalcalina con características sódicas y variables entre metaluminosas y peraluminosas. Son trondhjemitas continentales de alta alúmina, presentando una pequeña anomalía negativa en Al_2O_3 . Su génesis podría estar relacionada al magmatismo básico de las ortoanfibolitas o anatexis de estas rocas.

Filonianas tonalíticas cuya composición promedio es 29,6% de cuarzo, 47,5% de plagioclasa y 17% de biotita. Son rocas calcoalcalinas, peraluminosas, variando sus álcalis entre suavemente sódicas y suavemente potásica y con una relación $K_2O/Na_2O < 1$; con características tecto-magmáticas de arco volcánico.

El stock granítico de Loma Ancha, presenta dos facies petrográficas: granito foliado y granito macizo; en el primero es más acentuada la deformación dúctil, con abundante moscovita, sin biotita y sin epidoto. Mientras que en el granito macizo la deformación cataclástica es menor con la presencia de minerales accesorios como moscovita, biotita y epidoto. La composición petrográfica varía entre monzogranito y granodiorita, con un valor promedio de 32% de cuarzo, 21% de

feldespato potásico y 37% de plagioclasa. Es de naturaleza subalcalina y calcoalcalina, con una afinidad netamente potásica y peraluminosa, no teniendo relación genética alguna con las filonias tonalíticas y trondhjemíticas.

La naturaleza de los enclaves y las características mineralógicas y químicas, indican una importante participación de material cortical en la génesis granítica con un emplazamiento final en condiciones de epizona y características tectomagmáticas de arco-volcánico similares a los granitos Famatinianos tardío-cinemáticos (Tardío-D2)

- Agradecimientos

Se desea expresar el reconocimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, por el apoyo económico brindado. A la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Catamarca y Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas por la infraestructura proporcionada.

- LEYENDAS DE LAS FIGURAS

Fig. 1.- Mapa geológico de la zona estudiada, con ubicación de las muestras analizadas.

Fig. 2.- Relaciones modales Q=cuarzo, A=feld. K, P=plagioclasa. Límites clasificatorios de rocas plutónicas según la I.U.G.S., Teruggi (1980). a: monzogranito. b: granodiorita. c: tonalita. Símbolos: x = diques tonalíticos. o = trondhjemitas. ● = granitos Loma Ancha.

Fig. 3.- Diagrama AFM. A= $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F=FeO; M=MgO. Definición de los campos tholeítico y calco-alcalino, propuesto por Irvine y Baragar (1971). Símbolos ídem fig. 2.

Fig. 4.- Diagrama $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ y carácter de las tipologías de acuerdo con los límites propuestos por Le Maitre et al. (1982). Símbolos ídem fig. 2.

Fig. 5.- Caracterización de los granitos, tonalitas y trondhjemitas, de acuerdo a los índices de Shand (1927) versus índice agpaítico Sorensen (1974). Símbolos ídem fig. 2.

Fig. 6.- Diagrama Ab-An-Or, con límites de clasificación de rocas según Barker (1979) (líneas gruesas). Los campos originales propuestos por O'Connor (1965) se muestran en líneas finas.

Fig. 7.- Diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$, con las trazas de las líneas de evolución magmática calcoalcalina y trondhjemítica (Barker y Arth, 1976).

Fig. 8.- Diagrama semilogarítmico de SiO_2 vs. K_2O , ilustrando las diferencias en K_2O entre las trondhjemitas continentales, comparadas con otros tipos rocosos continentales y oceánicos (Coleman y Peterman, 1975).

Fig. 9.- Diagrama Rb-(Y+Nb), (Pearce et al., 1984). COLG: Granitos de colisión. VAG: Granitos de arco volcánico. WPG: Granitos de intraplaca. ORG: Granitos de dorsales oceánicas.

Fig. 10.- Diagrama Rb-(Yb+Ta), (Pearce et al., 1984). Discriminación de granitoides igual fig. 9.

Fig. 11.- Proyección de las líneas cotécticas isobáricas y eutécticas para 0.5, 1, 2, 3, 5 y 10 kb, sobre el plano Q-Ab-Or del sistema Q-Ab-Or-An- H_2O . (Winkler, 1976).

Fig. 12.- Rango de variación de elementos de Tierras Raras, en tonalitas, normalizadas a condrito, valores propuestos por Wood et al. (1979); Sun (1980).

Fig. 15.- Diagrama araña de concentración de elementos trazas, de trondhjemitas, normalizados a condrito, valores propuestos por Wood et al. (1979); Sun (1980). Referencias igual fig. 14.

Fig. 13.- Diagrama araña de concentración máxima y mínima de elementos trazas, para tonalitas, normalizados a condrito, valores propuestos por Wood et al. (1979); Sun (1980), (en Rollinson, 1993).

Fig. 16.- Rango de variación máxima y mínima de Tierras Raras, en granitos de Loma Ancha, normalizadas a condrito, valores propuestos por Wood et al. (1979); Sun (1980). (en Rollinson, 1993).

Fig. 14.- Diagrama de variación de elementos de Tierras Raras, en trondhjemitas, normalizadas a condrito, valores propuestos por Wood et al. (1979); Sun (1980). Referencias: o = roca 718. ● = roca 707. + = roca 720.

Fig. 17.- Diagrama araña de concentración de elementos trazas, de granitos de L.A., normalizados a condrito, valores propuestos por Wood et al. (1979); Sun (1980).

- BIBLIOGRAFIA

- Baldo, E.G., C. Casquet y C. Galindo, 1996. El metamorfismo de la Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas). Argentina. *Geogaceta*, 19:51-54. España.
- Barker, F. and J.G. Arth, 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*. 14:596-600.
- Barker, F., 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. ed., *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Brown, G.C., R.S. Thorpe and P.C. Webb, 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 413-426.
- Cingolani, C.A. y R. Varela, 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. *Segundo Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, Buenos Aires., I:9-35.
- Cleman, R.G. and Z.E. Peterman, 1975. Oceanic Plagiogranite. *Journal of Geophysical Research*, vol. 80-8:1099-1108.
- Coryell, C.G., J.W. Chase and J.W. Winchester, 1963. A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. *Journal of Geophysical Research*, 68:559-566.
- Dalla Salda, L.H., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2):38-51.
- Drummond, M.S. and M.J. Defant, 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95:21.503-21.521.
- Galliski, M.A. y C.F. Miller, 1989. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: condicionamientos impuestos por elementos de tierras raras e implicancias tectónicas. *Reunión*

Geotransectas América del Sur, Mar del Plata. 58-62.

- **Galliski, M.A., A.J. Toselli y J. Saavedra**, 1990. Petrology and geochemistry of the Cachi high-alumina trondhjemites, northwestern Argentina. Geological Society of America, Special Publication, 241:91-100.

- **Gordillo, C.E.**, 1958. Estudio químico-petrográfico de las rocas intrusivas de la Quebrada del Río Primero, Córdoba (Argentina). Boletín Academia de Ciencias. 40:141-170. Córdoba.

- **Gordillo, C.E. y A.N. Lencinas**, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, I:577-650.

- **Irvine, T.N. and W.R. Baragar**, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8: 523-548.

- **Kraemer, P.E., M.P. Escayola y R.D. Martino**, 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32°40'), Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina. 50 (1-4):47-59.

- **Le Maitre, R.W., G. Bellieni, M.J. Le Bas, R. Schmid, A. Streckeisen, E. Zanettin, E.M. Piccirillo and E. Justin-Visent**, 1982. A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Subcommission Systematic Igneous Rocks. (IUGS). Cir. 36 N° 100.

- **Linares, E. y U.G. Cordani**, 1975. Edades K/Ar de anfibolitas de la Provincia de Córdoba. Sexto Congreso Geológico Argentino I:501-509. Buenos Aires.

- **Linares, E. y C.O. La Torre**, 1978. Geocronología K/Ar de rocas metamórficas del sector meridional de la Sierra Chica de Córdoba, Rep. Argentina. Séptimo Congreso Geológico Argentino I:787-794. Buenos Aires.

- **Linares, E.**, 1981. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina, III. Años 1977-78; IV, Años 1979-80. Asociación Geológica Argentina, Serie B, N°6. Buenos Aires.

- **Masuda, A.**, 1962. Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals. Journal Earth Science, Nagoya Univ., 10:173-187.

- **Miller, C.F. and E.F. Stoddard**, 1981. The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the old woman pinte range, California. Journal Geology, 89:233-246.

- **Moore, B.R. and W.H. Dennen**, 1970. A geochemical trend in silicon-aluminium-iron-ration and the classification of clastic sediments. Journal of Sedimentology and Petrology, 40:1147-1152. Tulsa.

- **O'Connor, J.T.**, 1965. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 525B, B79-B84.

- **Pearce, J.A., N.B.W. Harris and A.G. Tindle**, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25:956-983.

- **Peccerillo, R. and S.R. Taylor**, 1976. Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contribution to Mineralogy and Petrology, 58:63-81.

- **Pettijohn, F.J., P.E. Potter and R. Siever**, 1973. Sand and sandstone. 618 p., Springer, New York.

- **Piwinskii, A.J.**, 1968. Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California. Journal of Geology, 76: 548-570.

- **Ramos, V.A. and A.G. Vujovich**, 1993. Laurentia-Gondwana connection: a Southamerican perspective. Abstract with Programs Geological Society of America, Boston.

- **Rapela, C.W., A. Toselli, L. Heaman and J. Saavedra**, 1990. Granite plutonism of the

Sierras Pampeanas: An inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. In Kay, S. and Rapela, C. (Eds), Plutonism from Antarctic to Alaska: Geological Society of America Special Paper, 241:77-90.

- **Rollinson, H.R.**, 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, 352 p., New York.

- **Sarvothaman, H.**, 1993. The molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ratios as discriminant constraint for oceanic plagiogranites and continental trondhjemites. Journal Geological Society of India, 42:513-522.

- **Shand, S.J.**, 1927. Eruptive rocks. 1 Ed., John Wiley & Sons, New York.

- **Sorensen, H.**, 1974. Alkali syenites, feldspathoidal syenites and related lavas. In the Alkali Rocks. John Wiley & Sons, London.

- **Sun, S.S.**, 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Phil. Trans. R. Soc., A297:409-445.

- **Taylor, S.R. and S.M. McLennan**, 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.

- **Teruggi, M.E.**- 1980. Clasificación de las rocas ígneas. I.U.G.S., Ediciones Científicas Argentinas Librart, Buenos Aires.

- **Thornton, C.P. and O.F. Tuttle**, 1960. Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index.- American Science, 58:664-684.

- **Turner F.J. y J. Verhoogen**, 1963. Petrología Ignea y Metamórfica. Omega. Barcelona.

- **Winkler, H.G.**, 1976. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag New York Inc.

- **Wood D.A., J.L. Joron and M. Treuil**, 1979. A re-appraisal of the use of trace elements classify and discriminate, between magma series erupted in different tectonic setting. Earth and Planetary Science Letters, 45:326-336.

TABLA 1

TRONDHJEMITAS

TONALITAS

ANALISIS MODALES (% en volumen)

Roca	707	718	720	711	712	713	724	788	789	793	796	800	807
Cz	36.8	32.2	34.1	34.2	24.6	32.0	20.4	30.6	29.8	24.6	25.9	32.2	29.0
F.K.	0.0	0.0	0.0	1.8	0.1	3.7	0.0	1.2	1.6	3.6	0.3	2.8	4.8
Pl.	52.1	60.9	63.0	39.9	54.9	46.1	58.2	46.5	44.6	57.2	52.5	44.5	41.2
Mu.	1.2	0.0	1.3	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Bi.	9.0	6.6	1.3	20.2	19.6	16.9	19.8	15.9	20.5	13.3	17.5	16.3	20.3
Ep.	0.2	0.1	0.0	3.0	0.6	1.1	1.2	4.6	2.4	1.1	2.4	2.0	3.7
Se.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.6	1.4	0.4
Op.	0.2	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0
Tl.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0	0.3	0.1	0.4
Cl.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ho.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0

ANALISIS QUIMICOS (% en peso)

	7197	7055	7283	6957	6938	6824	6651	6992	6774	6981	678	679	7184
SiO2	0.11	0.18	0.21	0.14	0.11	0.11	0.18	0.48	0.47	0.47	0.56	0.56	0.29
Al2O3	14.76	14.81	14.57	15.62	15.23	16.31	15.97	14.99	15.36	14.85	15.95	15.98	15.96
Fe2O3	1.97	1.52	0.93	4.48	4.17	3.50	4.39	4.60	5.06	3.92	4.73	4.89	4.65
MnO	0.01	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03
MgO	0.92	0.96	0.59	1.33	1.17	1.29	1.33	1.54	1.23	1.10	1.78	1.69	0.63
CaO	2.38	2.95	1.69	2.78	3.06	3.00	3.56	3.52	3.32	3.24	3.44	3.48	1.94
Na2O	5.40	6.60	5.90	3.60	4.10	3.60	3.90	3.70	3.65	3.70	3.70	3.60	3.80
K2O	1.00	1.50	1.00	2.00	1.50	2.00	2.30	1.60	1.60	1.85	1.60	1.80	2.50
P2O5	0.52	0.06	0.16	0.22	0.14	0.20	0.30	0.18	0.16	0.18	0.22	0.20	0.14
H2O+	0.23	0.33	0.18	0.47	0.46	0.70	0.57	0.19	0.74	0.29	0.23	0.08	0.24
Total	99.27	99.50	98.10	100.24	99.36	98.99	99.06	100.74	99.37	99.45	100.05	100.23	102.02

ELEMENTOS TRAZAS (en p.p.m.)

Roca	707	718	720	711	712	713	724	788	789	793	796	800	807
Rb	11	17	10	69	60	75	58	58	55	68	61	70	94
Sr	676	1148	371	184	192	197	208	166	177	168	195	183	141
Y	6	6	9	18	16	19	17	17	13	16	17	20	16
Zr	173	199	50	254	269	254	260	257	222	239	246	243	207
Nb	1.3	3.9	4	10.1	11.1	11.3	12.3	9.6	8	11.2	11.2	10.9	12.6
Ba	158	157	196	296	298	377	281	263	321	335	301	287	441
La	20.3	27.3	8.1	40.8	39.9	34.4	42.3	34.5	39	39.9	35.9	39	51.2
Ce	41.9	55.1	17.1	85.6	84.6	84.6	90.5	74.6	81.6	83.5	77.9	83.3	104.5
Pr	4.26	5.5	1.8	8.41	8.34	7.65	9.12	7.51	8.11	8.13	7.7	8.28	9.9
Nd	16.2	20.5	7.1	31.2	30.8	28.8	33.9	28.5	29.6	29.7	28.4	31.2	33.7
Sm	2.7	3.3	1.6	5.8	5.6	5.5	6.4	5.4	5.2	5.1	5.3	5.8	5.4
Eu	0.91	0.92	0.64	1.3	1.28	1.29	1.42	1.35	1.28	1.16	1.3	1.29	1.11
Gd	1.8	1.8	1.4	3.9	3.8	4	4.4	4.1	3.6	3.5	4	4.2	3.7
Tb	0.2	0.2	0.3	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.7	0.6
Dy	1	1	1.4	3	2.9	3.2	3.1	2.9	2.3	2.8	3	3.2	2.7
Ho	0.2	0.2	0.3	0.6	0.6	0.7	0.6	0.5	0.4	0.6	0.6	0.7	0.5
Er	0.5	0.6	1	1.7	1.6	1.9	1.6	1.5	1.3	1.6	1.7	1.9	1.5
Tm	0.07	0.08	0.15	0.26	0.2	0.27	0.22	0.23	0.19	0.24	0.23	0.28	0.23
Yb	0.4	0.5	1.1	1.5	1.4	1.8	1.4	1.4	1.1	1.5	1.5	1.6	1.5
Lu	0.07	0.08	0.16	0.22	0.2	0.25	0.18	0.21	0.17	0.23	0.2	0.26	0.21
Hf	4.3	5	1.8	6.3	6.8	6.3	6.6	6.6	5.6	6.2	6.1	5.8	5.5
Ta	<0.05	0.2	0.5	0.78	0.8	0.84	0.84	0.6	0.49	0.92	0.86	0.84	1.17

NORMA C.I.P.W. (% en peso)

	31.03	20.11	30.42	31.91	30.24	30.49	24.56	31.41	30.14	31.86	29.20	29.04	33.77
or	5.92	8.87	5.92	11.83	8.87	11.83	13.60	9.46	9.46	10.94	9.46	10.65	14.79
ab	45.64	55.78	49.86	30.42	34.65	30.42	32.96	31.27	30.85	31.27	31.27	30.42	32.12
an	8.43	6.34	7.34	12.36	14.27	13.59	15.72	16.30	15.44	14.91	15.64	15.97	8.71
c	1.70	0.00	1.08	2.99	1.62	3.23	1.29	1.19	1.95	1.28	2.39	2.24	3.80
hy	4.27	3.28	2.39	6.33	6.65	6.58	7.26	7.67	7.01	5.79	8.48	8.31	4.96
mt	0.86	0.67	0.41	1.94	1.81	1.52	1.91	2.00	2.20	1.71	2.06	2.13	2.02
il	0.21	0.34	0.40	0.27	0.21	0.21	0.34	0.91	0.89	0.89	1.06	1.06	0.55
ap	1.23	0.14	0.38	0.52	0.33	0.47	0.71	0.43	0.38	0.43	0.52	0.47	0.33
dl	0.00	6.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pl.An.	15.59	9.56	12.83	28.89	29.17	30.88	32.29	34.26	33.35	32.29	33.34	34.42	21.33
I.D.	82.59	84.76	86.2	74.16	73.76	72.74	71.12	71.14	70.45	74.07	69.93	70.11	80.68
an/ab	0.18	0.11	0.15	0.41	0.41	0.45	0.48	0.52	0.5	0.48	0.5	0.52	0.27

TABLA 2

GRANITOS LOMA ANCHA

ANALISIS MODALES (% en volumen)

Roca	692	693	694	702	704	728	732	733	696	697	698	699	700	701	705	722	723	725	730	731	735	736
Cz	30.4	32.5	34.8	28.1	31.7	25.5	29.0	31.8	30.7	34.8	21.6	42.3	21.1	26.4	31.9	31.8	29.6	31.5	33.0	42.9	42.3	30.6
F.K	17.4	14.0	18.7	20.5	24.9	17.0	22.5	23.0	24.7	19.8	18.0	18.2	32.2	17.5	23.6	26.6	30.3	19.4	15.2	10.4	21.7	17.4
Pl.	41.4	35.8	38.8	46.0	30.5	48.4	42.4	33.2	34.7	40.2	39.1	30.3	36.5	45.7	31.2	34.7	28.7	29.1	42.7	32.3	27.5	41.3
Mu.	4.5	15.7	6.3	2.9	6.5	5.4	5.0	10.0	5.0	0.8	12.8	3.3	4.7	6.8	9.7	2.7	7.8	18.2	6.1	11.1	4.7	8.0
Bi.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	0.9	1.9	0.1	0.7	1.1	0.8	0.7	0.9	0.1	0.4	1.4	1.3	1.5
Ap.	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
Se.	5.6	1.2	1.2	2.3	5.9	3.5	0.6	1.9	0.0	2.3	4.9	4.7	3.6	1.9	1.6	2.4	1.2	1.3	1.8	0.8	1.0	0.5
Ep.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	1.1	1.2	0.5	0.9	0.4	0.8	0.7	1.0	0.2	0.5	0.8	0.6	0.5	0.5
Gt.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ti.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Op.	0.0	0.4	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

ANALISIS QUIMICOS (% en peso)

Roca	694	702	732	696	697	699	701	722	730	735	695
SiO2	74.32	73.84	72.78	73.61	73.93	72.84	72.77	74.29	72.28	73.28	71.50
TiO2	0.14	0.11	0.11	0.14	0.11	0.21	0.14	0.14	0.21	0.25	0.37
Al2O3	13.61	13.99	15.19	14.22	13.90	14.11	14.06	13.50	14.24	13.29	13.25
Fe2O3	0.57	0.73	0.70	0.62	0.75	0.90	0.83	0.76	1.01	0.94	4.92
MnO	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
MgO	0.58	0.50	0.54	0.63	0.67	5.00	0.54	0.67	0.63	0.50	0.73
CaO	0.74	0.96	1.13	0.95	1.02	1.02	1.18	1.13	1.30	1.35	1.99
Na2O	3.90	3.60	3.60	3.95	3.80	3.70	3.95	3.60	3.20	3.70	3.65
K2O	4.35	4.30	5.00	4.40	4.30	5.00	4.50	4.50	5.00	4.50	1.70
P2O5	0.16	0.14	0.12	0.20	0.18	0.20	0.22	0.20	0.14	0.14	0.16
H2O+	0.67	0.63	0.53	0.65	0.98	0.49	0.74	0.68	0.48	0.40	1.05
Total	99.07	98.81	99.73	99.39	99.66	98.99	98.96	99.50	98.53	98.39	99.36

ELEMENTOS TRAZAS (en p.p.m.)

Roca	694	702	732	696	697	699	701	722	730	735	695
Rb	162	158	184	196	167	168	177	159	161	154	95
Sr	59	54	68	81	74	84	60	65	89	66	133
Y	14	14	14	17	14	15	13	15	14	14	16
Zr	44	36	32	45	45	43	36	46	46	40	198
Nb	16.5	10.6	13.4	15.1	13.1	12.8	14.3	14.3	11.2	13.2	10.6
Ba	189	156	191	207	191	224	147	158	268	176	337
La	11.7	13.8	7.9	10.6	15.2	12.3	11.7	9.8	9.7	11.4	40.2
Ce	23.5	28.1	15.4	21.9	33.5	24.3	23.9	20	20.1	23	70.9
Pr	2.28	2.67	1.55	2.13	3.08	2.28	2.3	1.98	1.97	2.29	7.53
Nd	7.9	9.3	5.6	7.5	10.6	8.1	8.2	7.2	6.7	8.2	26.6
Sm	2.1	2.2	1.6	2.1	2.5	2.1	2.1	1.8	1.8	2	4.7
Eu	0.43	0.39	0.39	0.47	0.49	0.43	0.43	0.43	0.43	0.44	0.92
Gd	2.2	2.1	1.8	2.4	2.6	2.3	2.1	2.1	2	2.1	3.4
Tb	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5
Dy	2.4	2.3	2.2	2.7	2.5	2.4	2.3	2.4	2.1	2.4	2.4
Ho	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
Er	1.3	1.2	1.1	1.5	1.3	1.3	1.1	1.3	1.2	1.3	1.5
Tm	0.19	0.17	0.2	0.24	0.19	0.18	0.19	0.2	0.19	0.19	0.21
Yb	1.3	1.1	1.2	1.5	1.2	1.2	1.2	1.3	1.2	1.2	1.4
Lu	0.16	0.15	0.15	0.19	0.17	0.15	0.15	0.17	0.16	0.16	0.23
Hf	1.7	1.4	1.4	1.8	1.9	1.6	1.6	1.8	1.9	1.7	5.1
Ta	2.24	1.64	2.65	2.24	2.14	2.02	2.45	2.66	1.86	2.14	1.01

(695: enclave metasedimentario en granito).

NORMA C.I.P.W. (% en peso)

qz	32.92	33.92	29.68	31.30	32.55	29.70	29.71	33.14	31.03	31.19
or	25.73	25.43	29.57	26.03	25.43	29.57	26.62	26.62	29.57	26.62
ab	32.96	30.42	30.42	33.38	32.12	31.27	33.38	30.42	27.04	31.27
an	2.63	3.85	4.83	3.41	3.89	3.76	4.42	4.31	5.53	5.78
c	1.51	1.99	2.07	1.69	1.56	1.22	1.06	1.11	1.52	0.20
hy	1.65	1.56	1.34	1.79	2.03	1.54	1.73	2.00	1.98	1.53
rmt	0.27	0.21	0.21	0.27	0.21	0.40	0.27	0.43	0.58	0.55
il	0.33	0.42	0.28	0.36	0.43	0.52	0.48	0.27	0.40	0.47
ap	0.38	0.33	0.41	0.47	0.43	0.47	0.52	0.47	0.33	0.33
Fl.An.	7.39	11.23	13.70	9.27	10.80	10.73	11.69	12.41	16.98	15.60
I.D.	91.61	89.77	89.67	90.71	90.10	90.54	89.71	90.18	87.64	89.08
an/ab	0.08	0.13	0.16	0.10	0.12	0.12	0.13	0.14	0.20	0.18

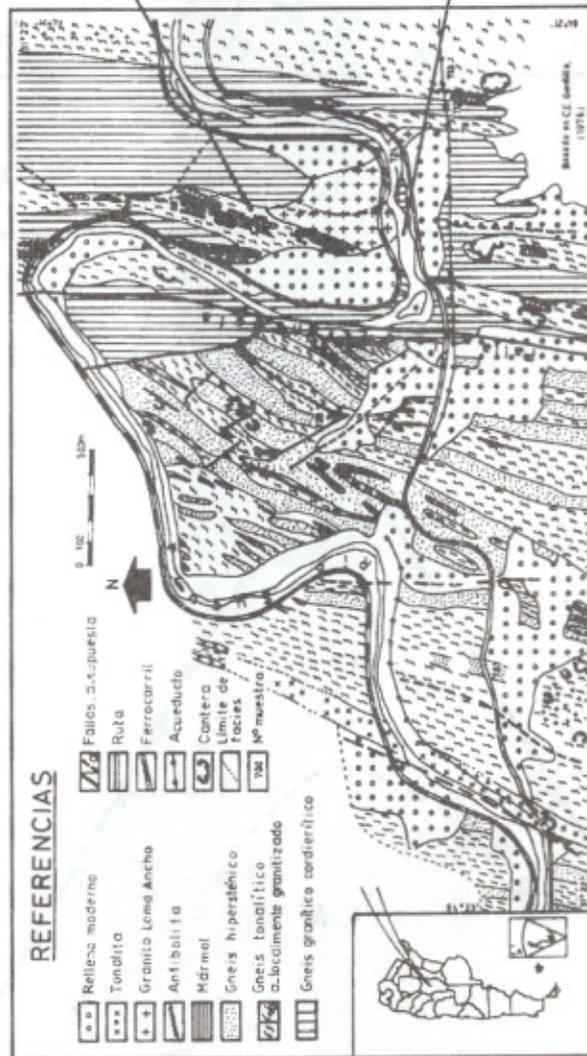
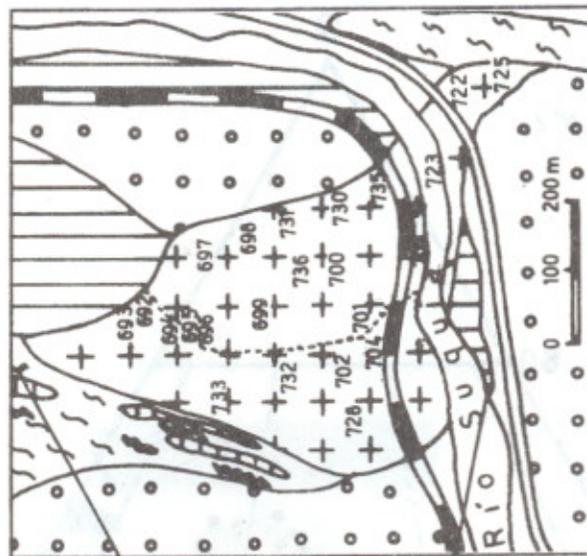


Fig. Nº 1

Fig. N° 2

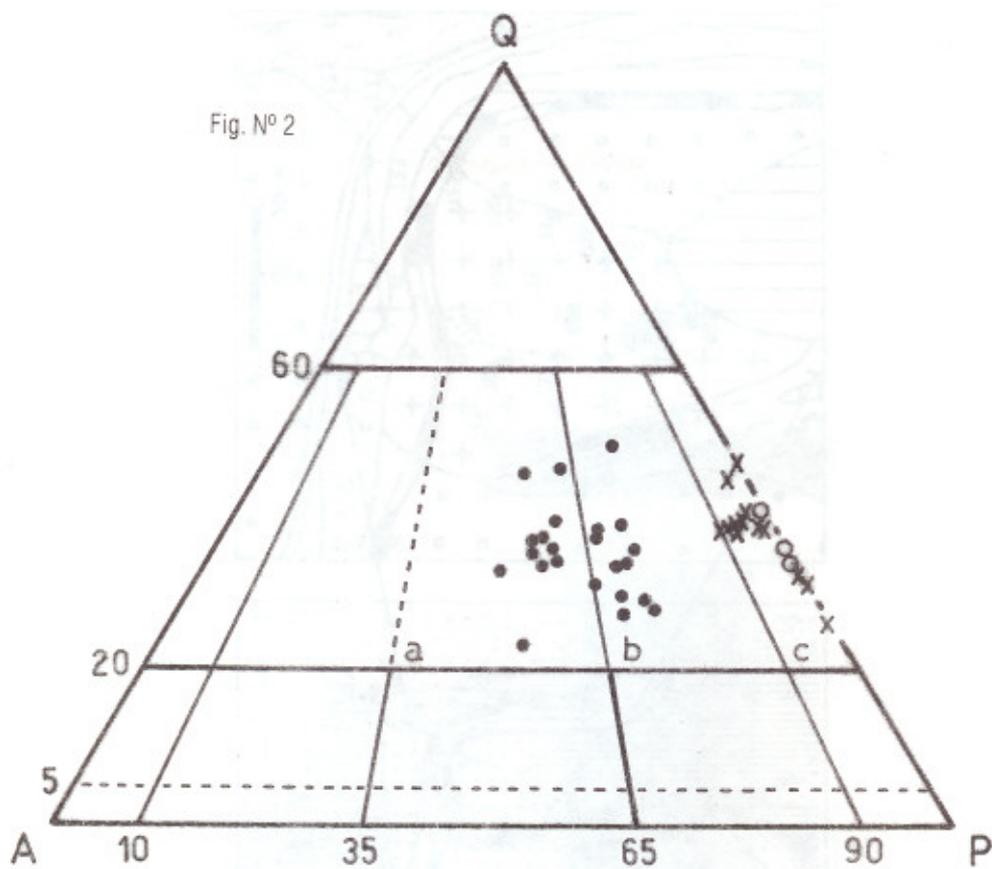
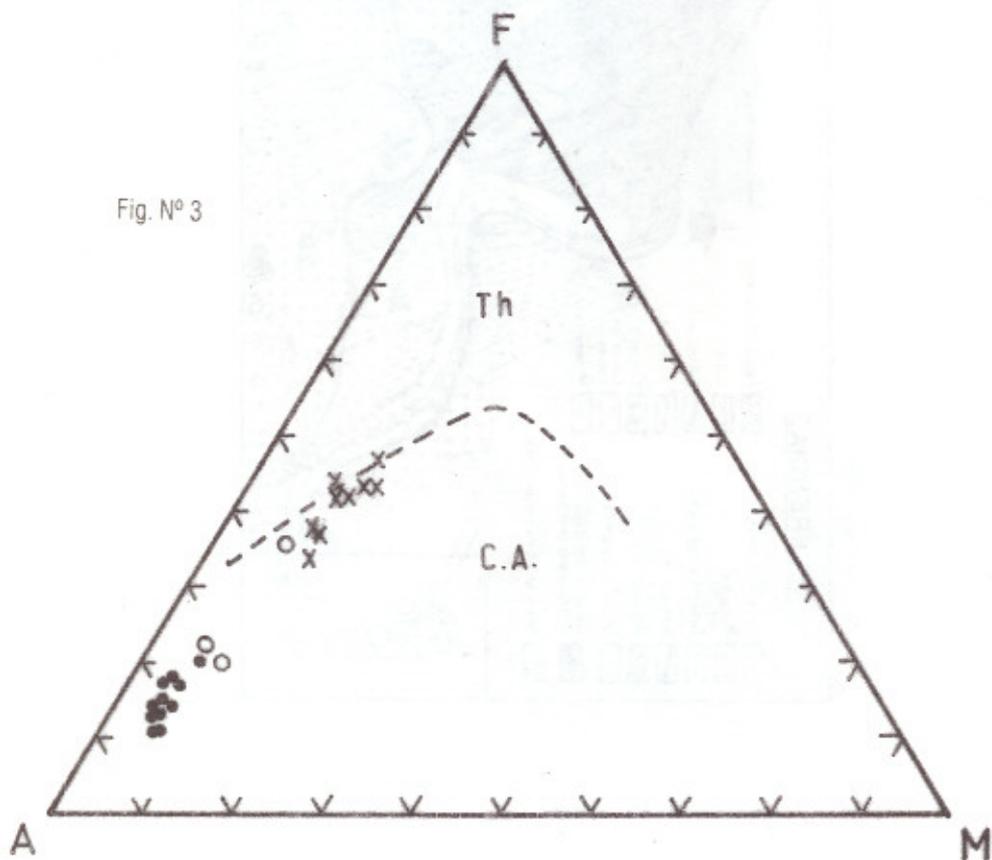


Fig. N° 3



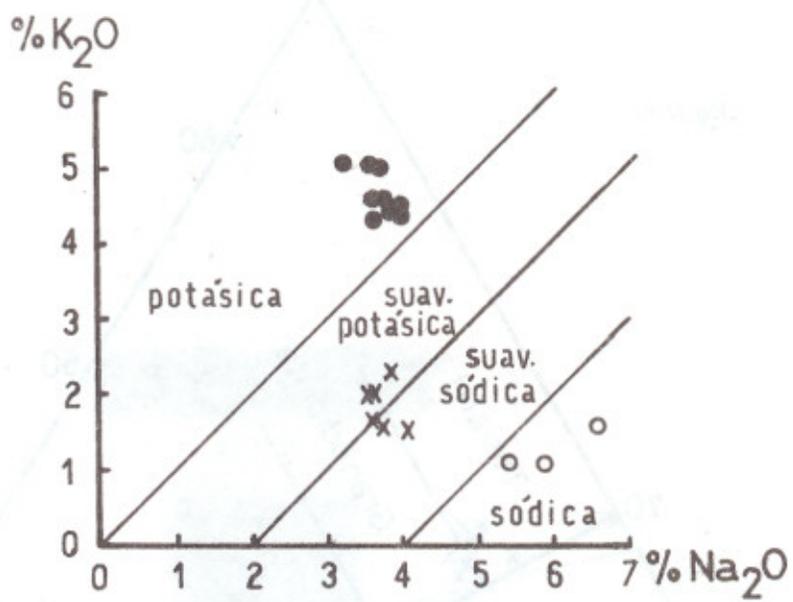


Fig. Nº 4

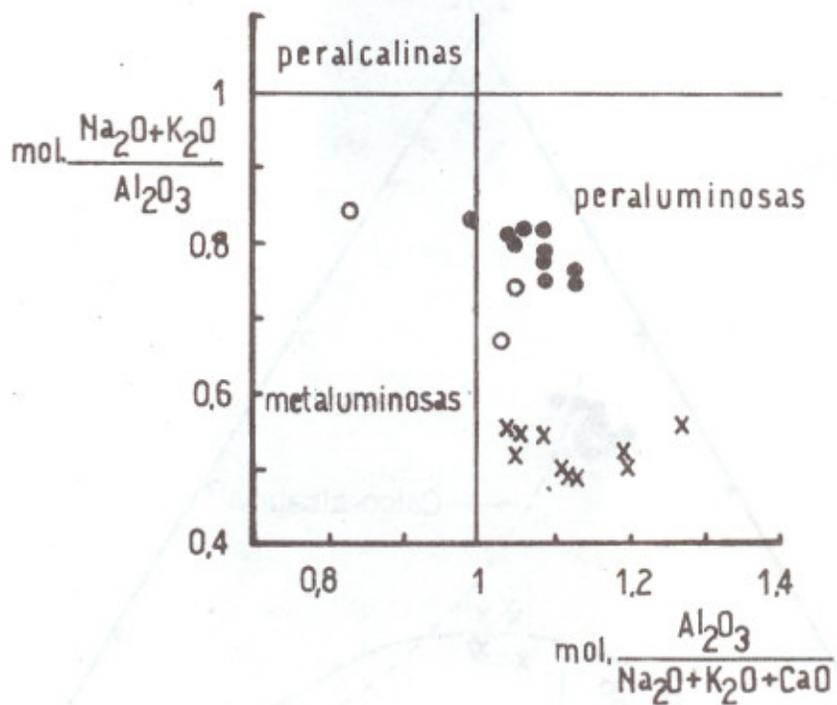


Fig. Nº 5

Fig. N° 6

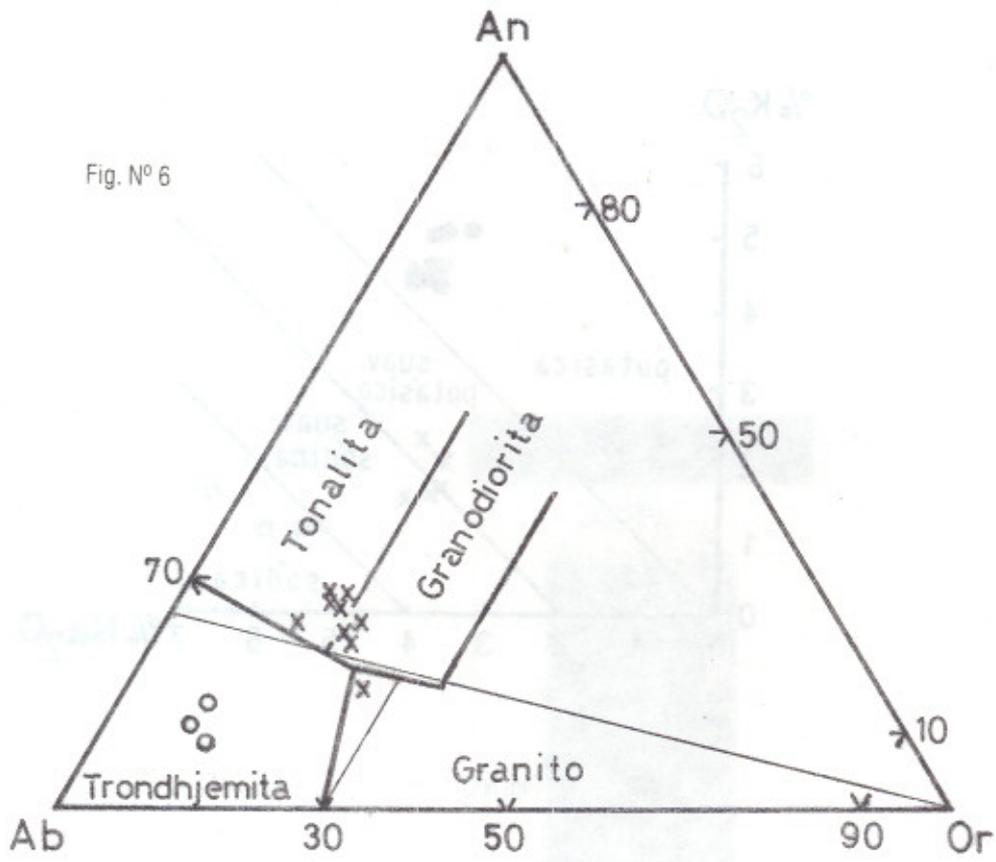
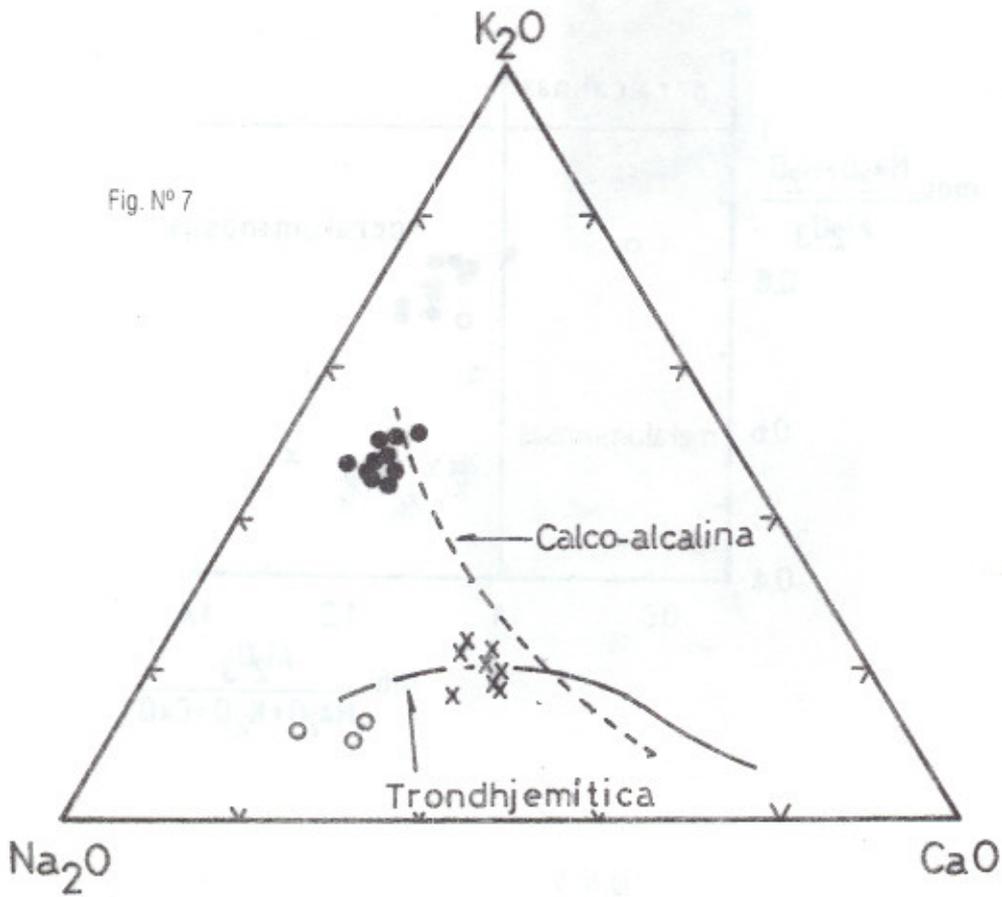
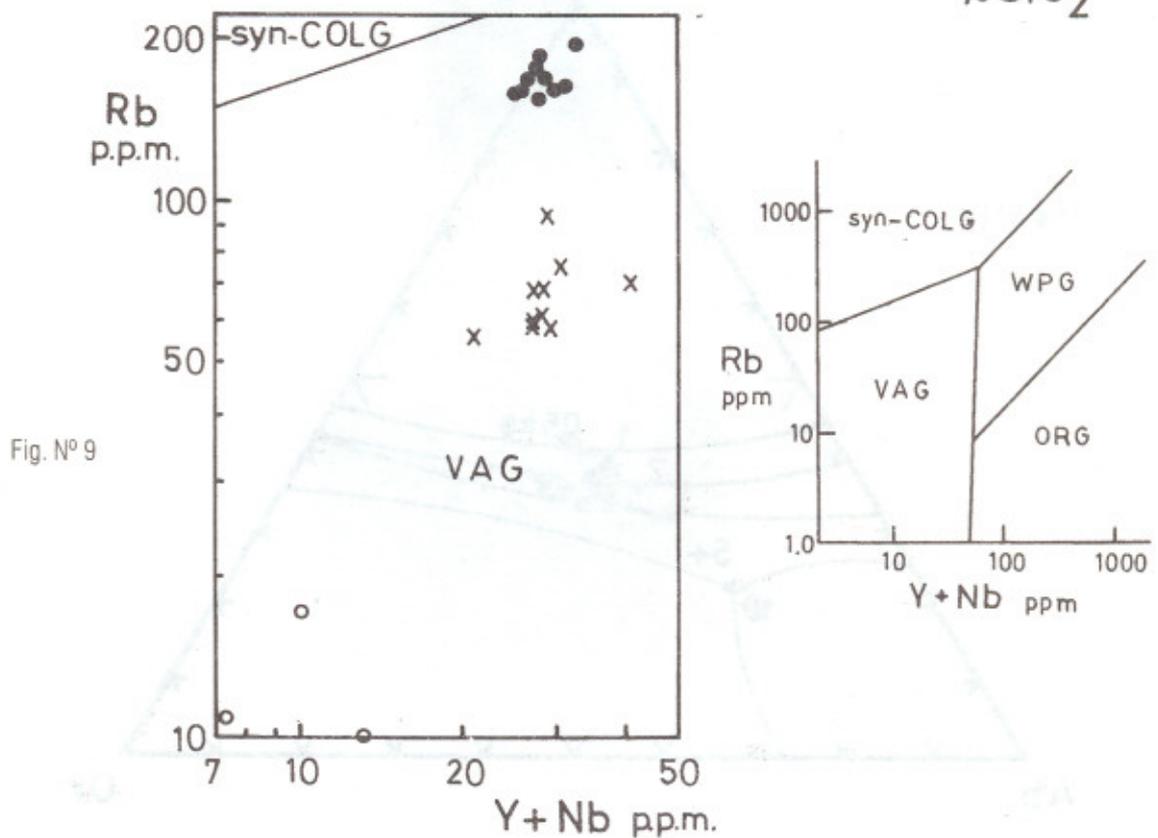
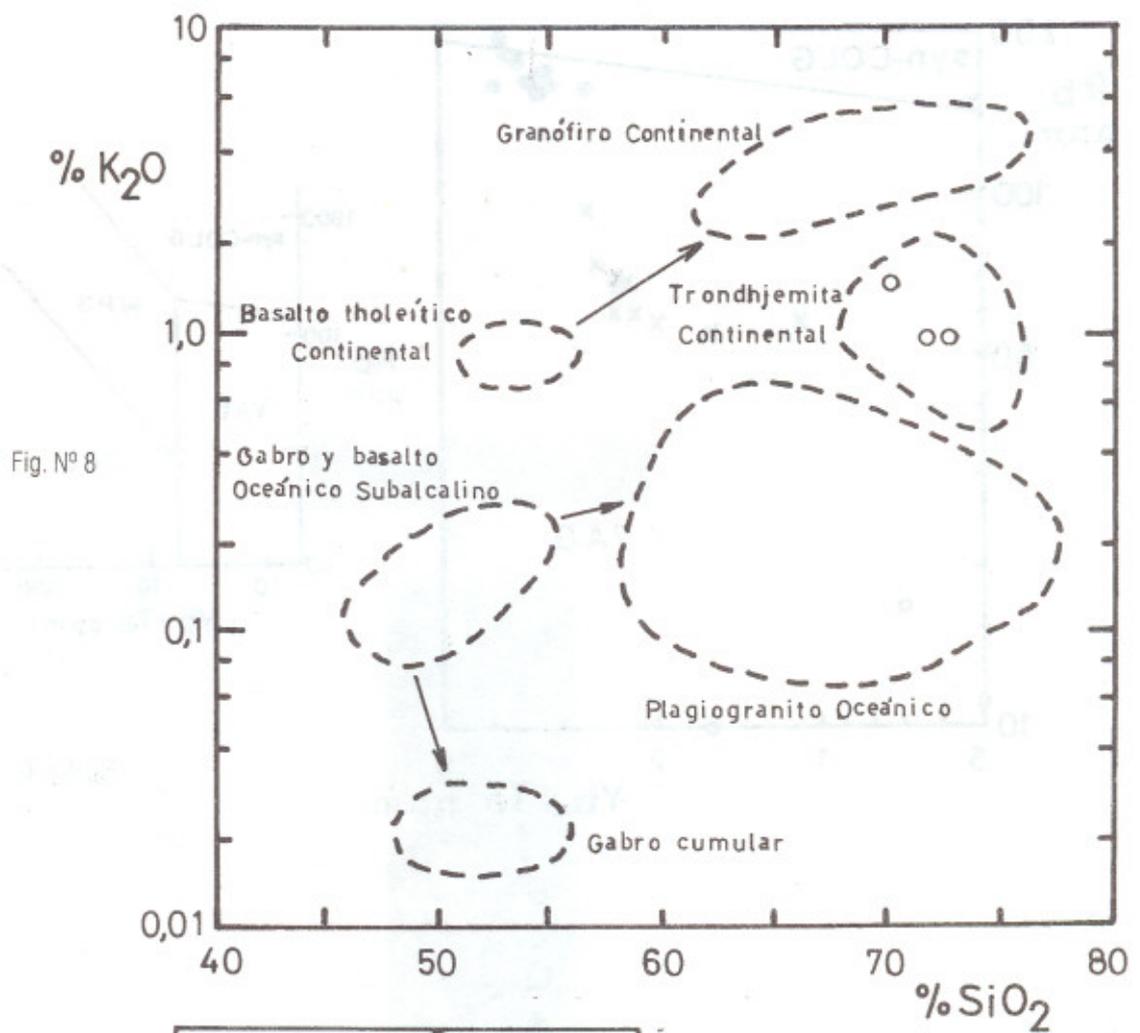


Fig. N° 7





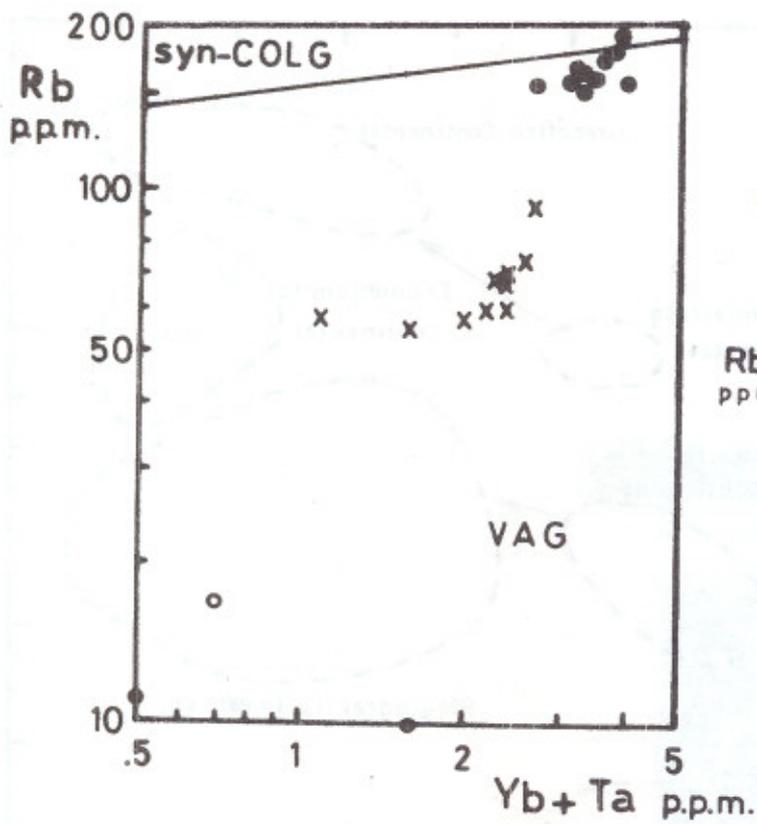


Fig. N° 10

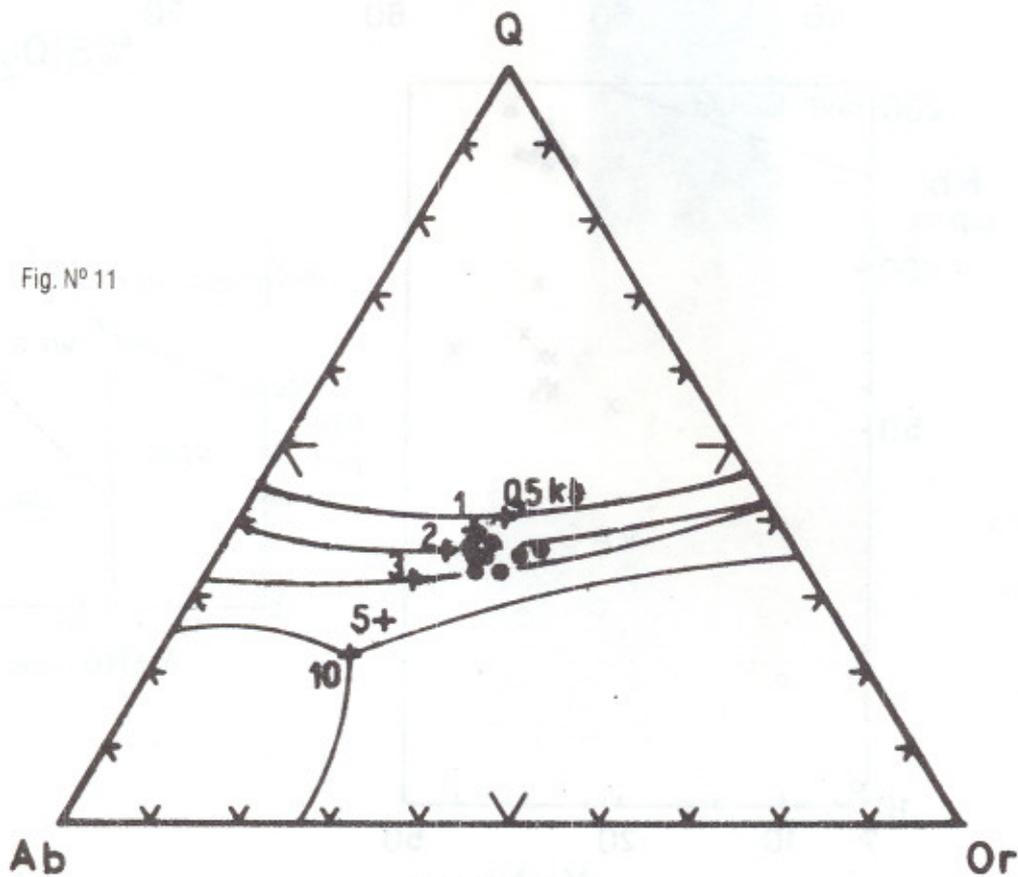


Fig. N° 11

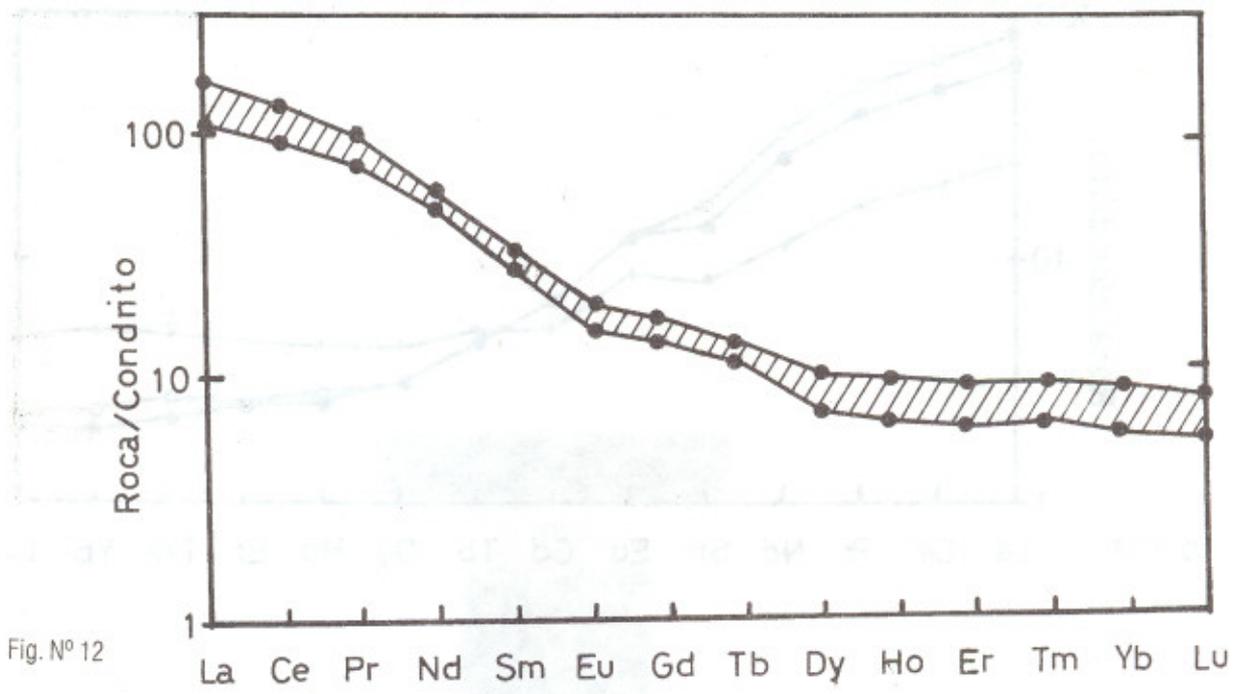


Fig. Nº 12

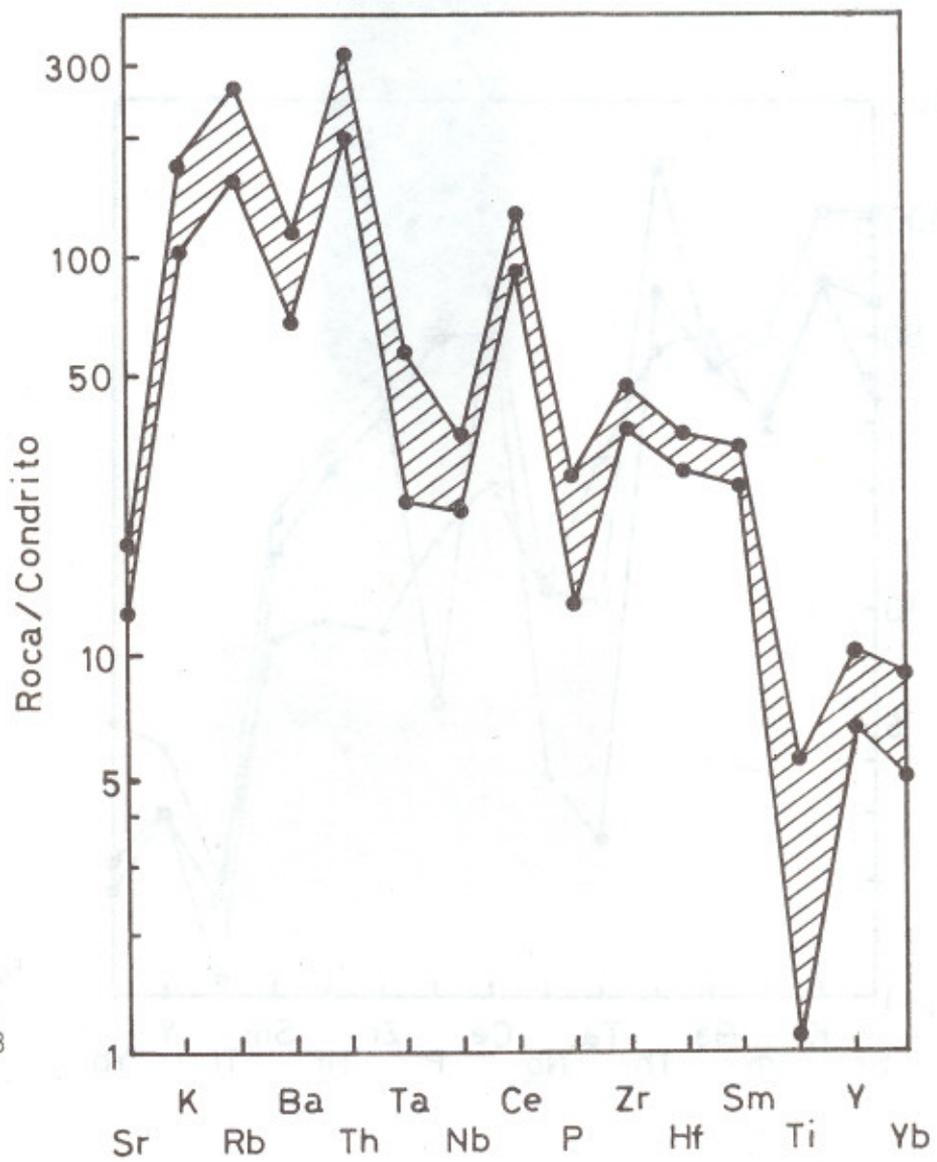


Fig. Nº 13

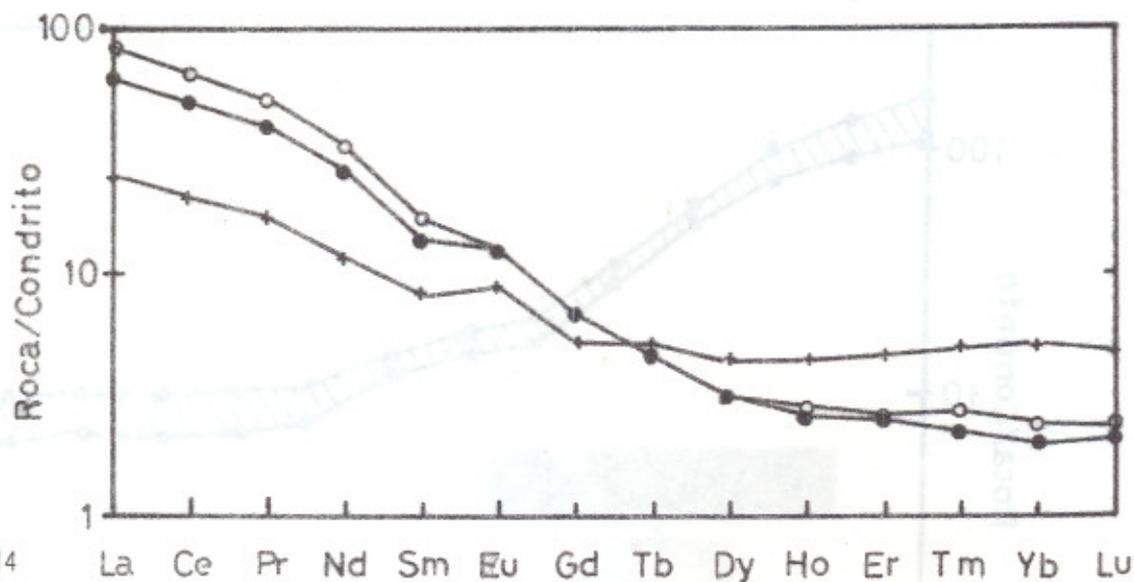


Fig. Nº 14

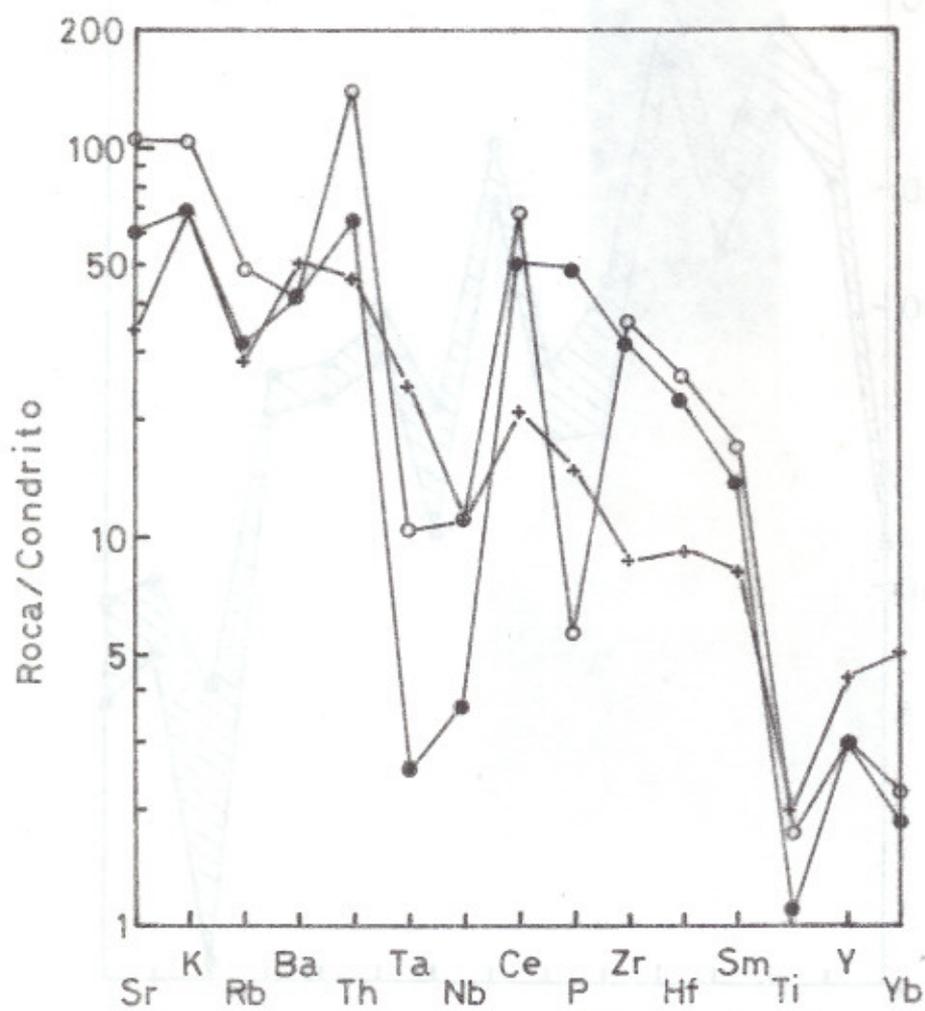


Fig. Nº 15

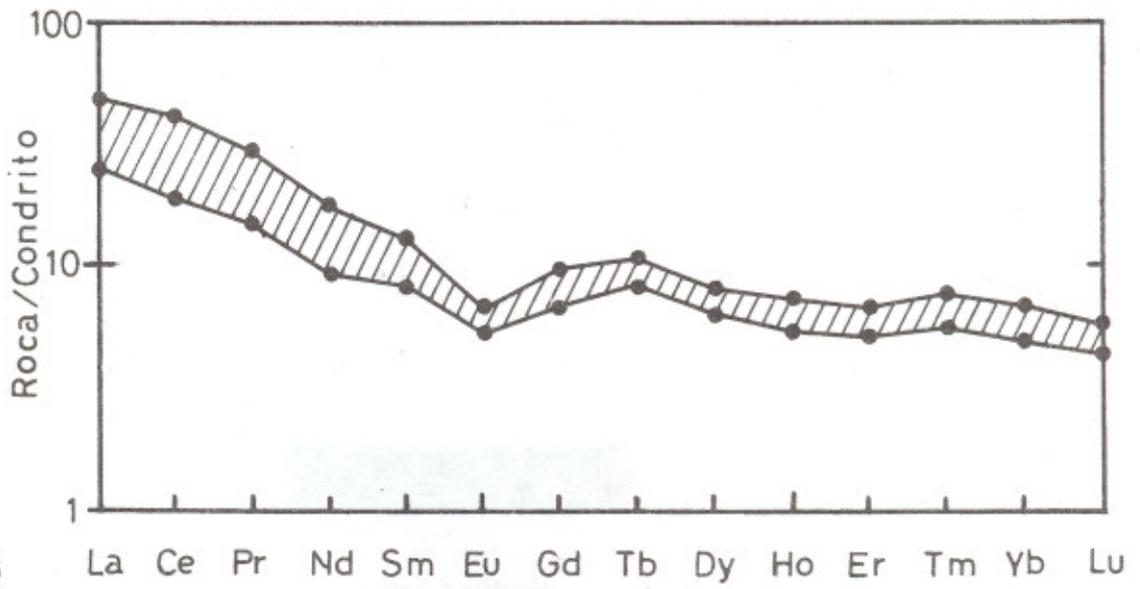


Fig. N° 16

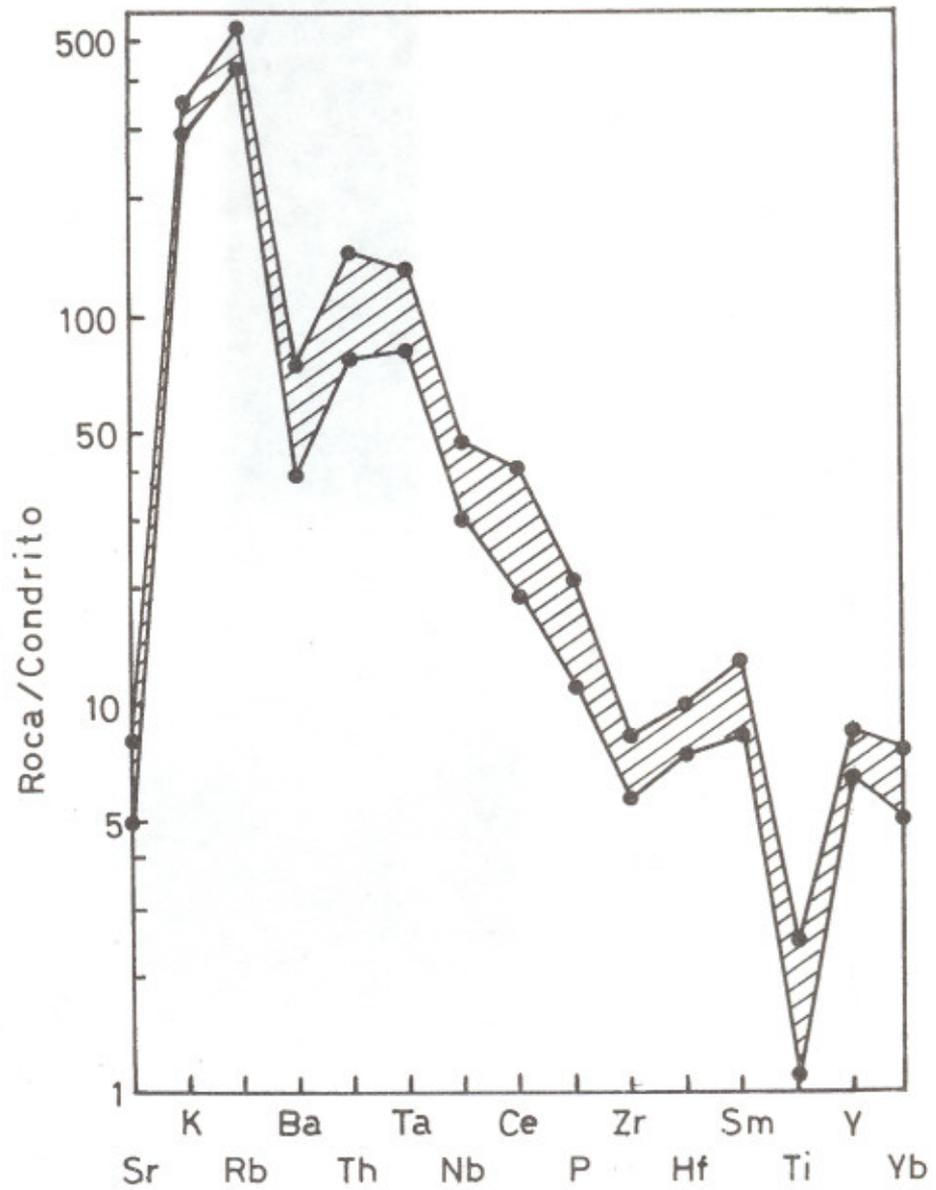


Fig. N° 17