

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
INFORMACION COMPLEMENTARIA

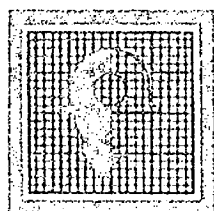
BECERREA

(99)(09-07)

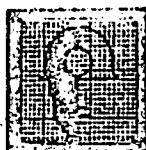


ESTUDIO PETROLOGICO Y GEOQUIMICO
DEL GRANITO DE ANCARES.

1.977



IMINSA



IMINSA

20099

ESTUDIO PETROLOGICO Y GEOQUIMICO
DEL GRANITO DE ANCARES
(ASTURIAS-LUGO, ESPAÑA)



I. INTRODUCCION

Al W de la Sierra de Ancares y al E del pueblo de Donís, aflora en el valle de Rao una mancha granítica, de forma alargada, con una extensión aproximada de 25 Km. (algo más de 7 Km de longitud N-S por una anchura media de 3,5), siendo en su parte Norte mucho mas estrecha que en la Central y Sur (fig. 1). Sobre él está asentado el pueblo de Suarbol.

Es citado por vez primera por Schultz (1858), en contacto con pizarras con quiastolita. Correa Fernández (1819), lo denomina granito común en la descripción del partido judicial de Becerreá. Mallada (1895), da a esta mancha granítica una extensión de aproximadamente solo 6 Km². Para Adaro y Junquera (1916) está "asomado en el valle de Rao" y "rellena una gran desgarradura anticlinal". Es citado también por Hernández Sampelayo (1931), en la descripción geológica de la zona. Recientemente Capdevila y Floor (1971), lo comparan con otros granitos del NW de la Península incluyendolo en el grupo G-3. Más recientemente han sido estudiados detalladamente los caracteres petrológicos y geoquímicos de estas rocas, por Suárez (1974), basandose en gran parte este informe en dicho estudio.

II. SITUACION GEOLOGICA Y ROCAS ENCAJANTES

Situado en la zona Astur-Leonesa, II de Lotze (1945) y Matte (1968), y en el denominado dominio del Navia Occidental por Marcos (1972), se dispone en un mismo arco, concordante con las estructuras hercínicas en general, que los granitos de Boal-El Pato, al Norte y Campo de Agua y Ponferrada, al Sur, Suárez (1976), desarrollando un extenso metamorfismo de contacto, con abundantes quiastolitas que se prolonga notablemente en el mismo sentido que el citado arco.



Esta masa granítica está emplazada dentro de una alternancia de cuarcitas y pizarras que Matte (1968), da como correspondientes al tránsito Ordovícico Superior-Silúrico y que en su parte oeste denomina serie Flyschoides. Según los estudios más recientes y detallados de la zona Marcos (1970, 1972) constituyen la denominada formación Agueira de carácter Flysch, cuya potencia es superior a los 1.500 m. Se trata de una serie rítmica constituida por grauwackas, pizarras negras ampelíticas con facies turbidíticas y cuarcitas, algunas de cierta potencia, cerca de la base. Esta formación está datada como Llandeilo? - Caradoc según el autor antes citado.

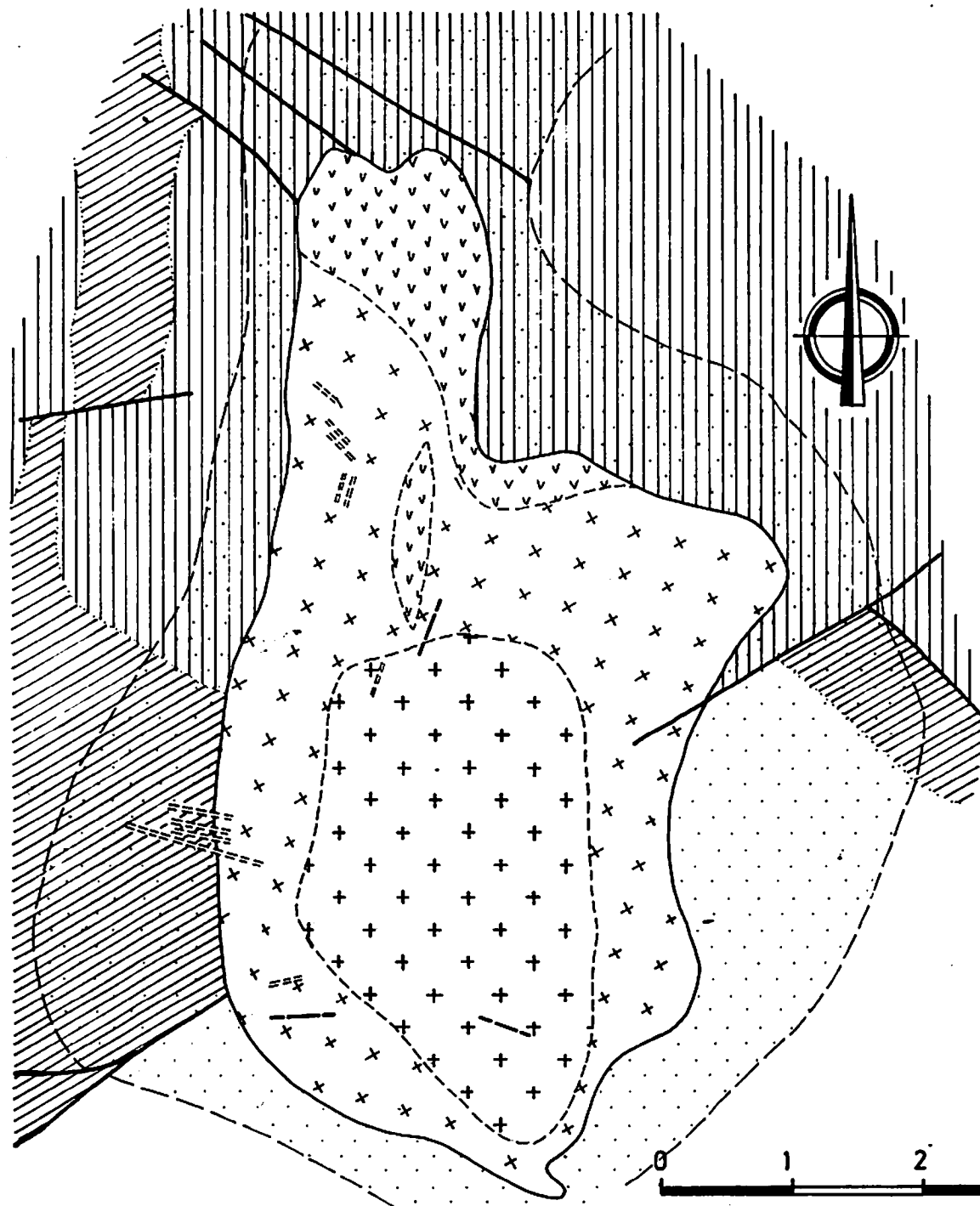
En su parte SE, el granito está en contacto con las pizarras de Luarca (Llanvîrn-Llandeilo) de color negro, bastante lustrosas y con algunas intercalaciones de areniscas. En el sur está en contacto con la Serie de los Cabos, pizarras y areniscas con intercalaciones de cuarcitas, que aparece fallada con las pizarras de Luarca al este y la formación Agueira al oeste.


La composición de las pizarras de Luarca es a base de micas: moscovita y biotita, sericita, clorita, cuarzo, con abundantes óxidos de Fe y turmalina frecuente como accesorios. Las pizarras de la Serie de los Cabos son mucho más arenosas y el tamaño de grano más grueso. En todas ellas hay presente una esquistosidad y crenulación muy marcadas correspondientes a la 1ª y 2ª fases hercínicas de Matte (1968), 1ª y 3ª de Marcos (1971) respectivamente.

III.- METAMORFISMO DE CONTACTO

Los materiales citados anteriormente, están afectados en la zona de contacto por un metamorfismo térmico sobreimpuesto al regional Hercínico, que en esta zona es de débil intensidad, correspondiente a la Apizona según Capdevila (1967). Creemos corresponda al tránsito a la mesozona debido a la existencia de biotita en zonas alejadas de la intrusión.

20099



-  Granito de dos micas con megacristales
-  Granito moscovítico de grano fino a medio
-  Aplita y granito aplítico
-  Diques de aplitas pegmatitas y pórfidos
-  Diques de cuarzo
-  Metamorfismo de contacto
-  Serie de los Cabos
-  Pizarras de Luarca
-  Formación Agüeira

0 1 2 3Km.



El metamorfismo de contacto se desarrolla más ampliamente en las pizarras empelíticas sobre todo hacia el norte. Existen cornubianitas en las zonas de mayor intensidad térmica pero son más abundantes las pizarras nodulosas y mosqueadas.

En la parte norte destaca la gran abundancia de quiastolita cuyos cristales alcanzan hasta 2 y 3 cm. de longitud. Su formación es posterior a la esquistosidad y crenulación a las que incluyen. Son similares a las de la zona de Boal, Suárez (1971), y las pizarras en que se desarrollan son muy ricas en aluminio.

Asociaciones frecuentes en la zona norte (pizarras, formación Agueira) son:

Biotita - Moscovita - Cuarzo - Andalucita - (Turmalina) -
-Oxidos de Fe.

Biotita - Cuarzo - Cordierita - Andalucita - (Plagioclasas)
Cuarzo - Biotita - Moscovita - Turmalina - Oxidos de Fe.

Al este, en la Serie de los Cabos, no se han encontrado silicatos aluminicos y las asociaciones mineralógicas más características son:

Cuarzo - Moscovita - (Serícita) - Clorita

Cuarzo - Biotita - Moscovita - Plagioclase - (Feldespatos K)

Al oeste en las pizarras de Lueca, son frecuentes las siguientes:

Andalucita - Cordierita - Biotita - Cuarzo

Cuarzo - Biotita - Clorita - Andalucita

Cuarzo - Clorita - Plagioclase

y Cuarzo - Biotita - Moscovita - (Clorita) - (Turmalina), en zonas mas alejadas del plutón.

La cordierita se presenta en grandes cristales xenomorfos con maclas de penetración típicas y con abundantes inclusiones poiquilíticas de biotita, cuarzo, opacos y materia carbonosa. La andalucita por el contrario es idiomórfica y sin inclusiones.



Todas las asociaciones citadas son típicas de la facies de las Corneanas Hornbléndicas. La aparición de silicatos de Al es claro indicio de esta facies desarrollandose sobre todo en rocas arcillosas pobres en feldespato potásico, Turner (1968). El feldespato K que aparece en algunas pizarras creemos tenga origen metasomático. Se presenta en cristales finos y con carácter claramente intersticial posterior al resto de minerales. Por otra parte dada la naturaleza leucocrática del granito y sus caracteres texturales, la temperatura no debía de ser alta y el nivel de intrusión relativamente poco profundo, condiciones no propicias para la formación de feldes K durante el metamorfismo térmico.

IV. GEOLOGIA DEL AFLORAMIENTO

El granito, de tonos muy claros casi blanco, está bastante alterado sobre todo en algunas zonas marginales. En otras se presenta tectonización, lo cual unido a algunos recubrimientos de morrenas y a la abundante vegetación existente en la zona dificultan su estudio.

Cartográficamente se distinguen, tres tipos de rocas graníticas.

- granito de micas, a veces con megacristales feldespáticos.
- granito moscovítico.
- granito aplítico.

El granito de dos micas aflora en la parte central del plutón que parece corresponder en parte a un nivel de erosión mas profundo. Tiene carácter porfiroide siendo muy abundantes en algunas zonas los megacristales de feldespato.

Los bordes del pultón son de granito moscovítico, que constituye una especie de aureola en torno al granito de dos micas, y en parte corresponde a zonas topográficamente más altas que este. Creemos que pueda contituir una zona de cúpula, lo cual no hemos podido comprobar con medidas de diaclasas por ser escasos los afloramientos de rocas frescas.

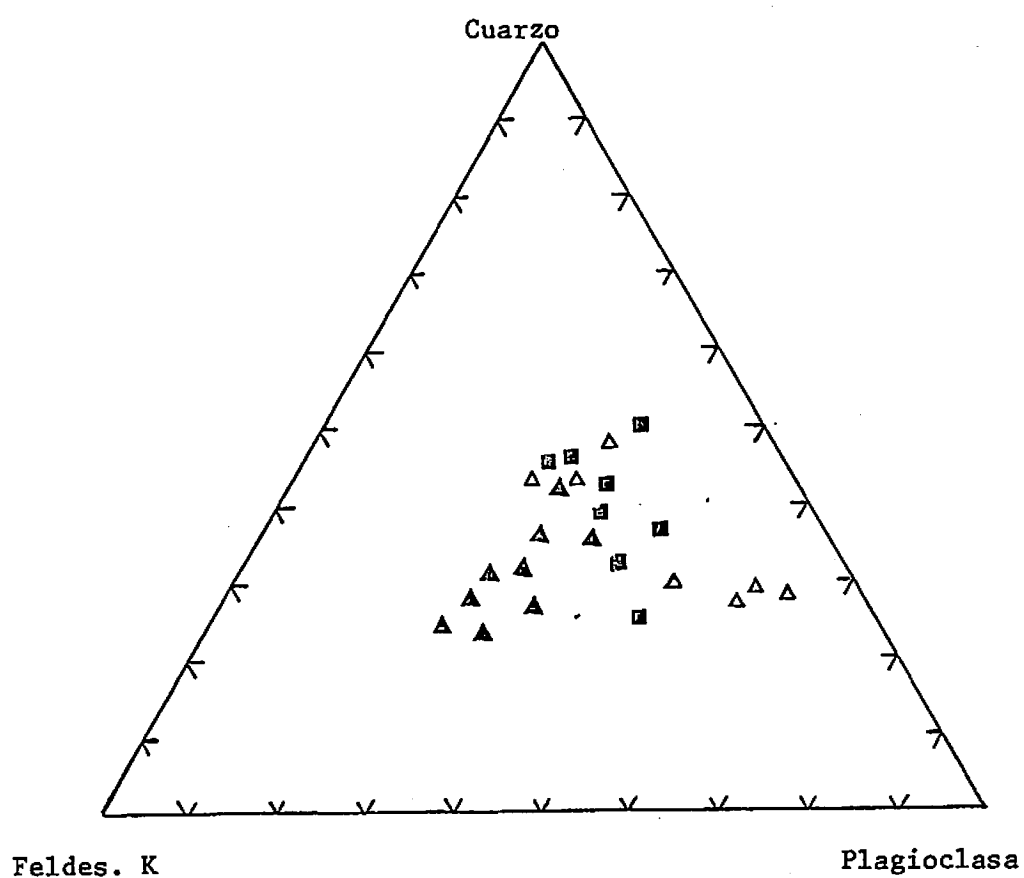
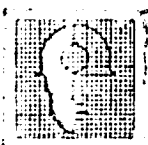


Fig. 2.

Representación de la composición modal de los granitos de Ancares. Facies de dos micas con megacrystales ■
Facies moscovítica ▲ . Aplitas y granitos aplíticos ▲

20099



Los granitos aplíticos aparecen como una diferenciación más marginal al norte del plutón y constituyen gran parte de su apófisis. Existen también algunos diques de aplitas, pegmatitas y pórfidos sobre todo dentro de la facies moscovítica, y también de cuarzo. Todos ellos suelen ser de escasa potencia, como máximo 2 ó 3 metros.

La tectonización que parece más notable en la parte central podría estar relacionada con la falla que afecta a la Serie de los Cabos, Pizarras de Luarca y Formación Agueira.

V. PETROGRAFIA

Se han establecido tres facies distintas basandose en diferencias de tamaño de grano y en la existencia de una o dos micas; aparecen cartografiadas en el esquema geológico adjunto (fig. 1) son:

- 1)- granito de dos micas
- 2)- granito moscovítico
- 3)- aplitas y granito aplítico

Todos ellos se caracterizan por ser rocas muy claras, hololeucocráticas, o casi. Su composición es la de granito normal, Streickeisen (1967), aunque algunos tipos moscovíticos son granodioríticos, especialmente el dique aplítico enclavado en la parte central mucho más rico en plagioclasas (Fig. 2).

GRANITO DE DOS MICAS

Constituye la facies común en la parte central del plutón. Es de grano grueso y frecuentemente porfídico con megacristales de feldespato K, de 1,5 a 2 cm. de longitud con maclas de Carlsbad que se notan a simple vista.

La textura es hipidiomórfica granular.

Los caracteres de los diferentes minerales son los siguientes:

Cuarzo. - En agrupaciones de cristales anhedrales o en formas redondeadas presenta extinción ondulante débil y escasas granu

ingeniería minero industrial, s. a. - madrid - oviedo



laciones. Incluye feldes K, micas, circón, agujas finas de rutilo y también apatito. Además también cuarzo en mirmequitas e incluido en feldes K en forma de gotas.

Feldespatos potásicos. - Aparece en dos formas:

- a) - en megacristales subidiomorfos se trata de microclina con maclas Albita-Periclina bastante difusas. Pertitas de forma irregular no abundantes pero si de gran tamaño y orientadas oblicuamente a las maclas. Incluye cuarzo, micas y plagioclasas, estas a veces de gran tamaño; con frecuencia orientadas paralelamente al alargamiento del cristal (Foto 1).
- b) - en cristales pequeños anhedrales sin macla de ningún tipo y muy poco pertítico muestra en superficie un aspecto turbio.

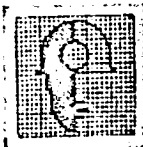
Plagioclasas. - Subidiomorfos, con maclas polisintéticas débiles, Albita N, Albita-Ala y Albita-Carlsbad. Su composición es la de una albita u oligoclasa muy ácida (12-16% An).

Son frecuentes las mirmequitas bien desarrolladas; en cristales incluidos en feldes K ocupan toda la plagioclasa y son de formas arborescentes. En este caso también suelen presentar coronas de decalcificación y bordes de corrosión (Foto 2).

Biotita. - En láminas de pequeño tamaño, a menudo agrupadas en masas. Muy pleocróica de castaño amarillento (N_{α}) a marrón (N_{β}) con abundantes inclusiones muy finas y halos pleocroicos. En parte está cloritizada apareciendo entonces asociada a minerales opacos, rutilo o feldespatos K. Marginalmente aparece algunas veces sustituida por moscovita.

Moscovita. - En láminas grandes asociada a biotita, es claramente posterior a ella. Presenta bordes simplectíticos con cuarzo y feldespatos sobre los que parece formarse en muchos casos.

Accesorios. - Existe turmalina de color verdoso en formas subhedrales con núcleo o manchas axulados. Aparecen pequeños cristales subhedrales de granate, muy fracturados y sustituidos en



parte por clorita verde. El apatito es frecuentemente anhedral de tamaño apreciable o bien enhedral pequeño. Por último también hay topacio en grandes cristales subrectangulares con abundantes y finas inclusiones y calcita secundaria.

GRANITO MOSCOVITICO

Constituye la parte externa del plutón formando una aureola en torno a la facies de dos micas. Entre los dos existe un paso gradual no muy marcado.

Es de grano medio, a veces casi fino, de tonos muy claros, blanquecinos o algo amarillentos, observandose a simple vista brillantes moscovitas de hasta 8 mm. y cuarzo en formas redondeadas dentro de una masa feldespática.

Microscópicamente tiene textura hipidiomórfica granular.

Resumimos a continuación sus caracteres mineralógicos.

Cuarzo.- Anhedral muy limpio, apenas contiene inclusiones, raramente presenta extinción ondulante y sus cristales aparecen agrupados en formas redondeadas o aislados con carácter intersticial.

Feldespato K.- De tamaños y formas variadas es a veces anhedral o grande o subhedral mas fino. Parece tratarse de microclina ya que en general presenta su típico maclado bastante difuso y raramente marcada y fino. Son abundantes las pertitas de forma irregular y muy desarrolladas con maclas Albita muy finas. Sustituye y corroe a las plagioclasas.

Plagioclasas.- Son de formas subhedrales con maclado fino y sin texturas zonales. El contenido en anortita es más bajo que en el granito de dos micas, 10 a 12%. Con frecuencia presentan sericitización muy fina y desarrollada de forma homogénea en todo el cristal.

Moscovita.- En agregados irregulares formados por láminas a veces de gran tamaño y alotriomórficas. Sin inclusiones. Aparece asociada a cuarzo y feldespatos.

Entre los accesorios aparecen apatito, granate y circón, este último muy escaso.

ingeniería minero industrial, s. a. - madrid - oviedo



GRANITOS APLITICOS Y APLITAS - PEGMATITAS

Constituyen el borde de la parte norte y algunos diques (generalmente) emplazados dentro del granito moscovítico. Las rocas pegmatíticas se encuentran en el centro de algunos diques o masas apliticas. Parecen constituir diferenciaciones en estas.

Son de color blanco, ligeramente rosados o amarillentos y ocasionalmente contienen feldespatos de 1 a 2 cm. de longitud y moscovita de 2 a 5 mm. como máximo.

Microscópicamente presentan textura alotriomórfica observándose en algunas muestras cierta tendencia porfídica. Son frecuentes las corrosiones en algunos minerales debido a la actividad de las fases volátiles postmagmáticas.

Presentan algunas diferencias mineralógicas, con relación a los otros tipos, que señalamos a continuación:

Cuarzo.- Anhedral, con bordes a veces ameboides, presenta extinción ondulante marcada y un carácter cataclástico acusado en la mayor parte de las muestras estudiadas.

Plagioclasas.- Menos idiomórficas, debido a veces a corrosiones por cuarzo y feldespato, son más abundantes que en los otros tipos. En muchos casos han sufrido tectonización que se manifiesta como pequeños curvamientos y desplazamientos de planos de macla y fracturas rellenas de sericita. No presentan zonamiento y están bastante sericitizadas. (Foto 3).

Feldespatos K.- Más escaso que en las otras facies y con carácter blástico se presenta en pequeños cristales anhedrales y ocasionalmente en fenocristales idiomorfos de escaso desarrollo. Se trata de microclina con maclado imperfecto. Incluye cuarzo, plagioclase y mica.

Biotita.- Muy escasa, es más verdosa con pleocroísmo de amarillento muy variado, claro a casi incolora (N_{α}) a castaño verdoso (N_{γ}) parece ser sustituida marginalmente por moscovita.

CUADRO I

Composición modal de los granitos de Ancares.

Minerales	Nº de muestras						
	344A	344B	3440	327	327C	332	09-07 IM-3500
Cuarzo	20,3	25	22,6	32,9	25,4	28,6	24,1
Microclina	52	36,2	44,1	27,4	34,7	35,7	39,6
Plagioclasa	23	34,8	28,9	29,2	29,4	25,6	28,0
Moscovita	3,3	1,7	2,5	7,0	5,1	3,0	5,8
Biotita (clorita)	1,1	1,8	2	3,5	2,3	5,9	2,5
Turmalina			0,3	0,1	0,1		
Topacio	0,3		0,2			0,3	
Calcita		0,4	0,4				
Otros	0,1						

GRANITO DE DOS MICAS

Minerales	Nº de muestras						
	A-44	A-77	336	337	341	342	09-07 IM-3538
Cuarzo	31,3	34	38	31,1	44,7	38,0	23,2
Microclina	15,3	25,5	26,9	23,6	12,7	25,0	20,0
Plagioclasas	39,3	33,1	31,0	27,8	33,8	25,0	43,0
Moscovita	13,7	7,2	4,1	7,5	11,8	11,8	14,8
Topacio		0,2					
Otros						0,2	

GRANITO MOSCOVITICO



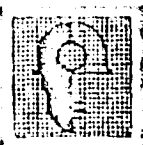
IMINSA

20099

10

Minerales	Nº de muestras						
	343	343A	331	331B	09-07 IM-3530	352	09-07 IM-3534
Cuarzo	37,7	38,2	26,9	27,4	37,7	30,0	26,0
Microclina	25,3	16,2	12,0	9,5	24,3	20,2	23,6
Plagioclasas	25,8	20,1	55,6	57,9	26,8	30,0	36,4
Moscovita	11,0	15,7	4,8	5,1	11,0	3,2	13,8
Clorita			0,6	0,4			
Topacio	0,8	0,6	0,1	0,1		0,1	0,1
Turmalina		0,2				7,5	0,1

APLITAS Y GRANITOS APLITICOS



Moscovita. - Es bastante anahedral y se presenta con formas y tamaños muy variados, algunas veces blástica con bordes sim- plectíticos y relacionada generalmente con feldespatos potásicos.

Topacio. - En cristales subhedrales o euhedrales de hábitos muy variados (rectangulares, rombicoides o hexagonales) presenta abundantes inclusiones. Está asociado frecuentemente con cuarzo moscovita o plagioclasa existiendo a veces una corrosión muy marcada entre los mismos. (Foto 4).

Casiterita. - Muy escasa de color rojo anaranjado muy intenso se presenta en forma de cristales euhedrales o subhedrales carentes de pleocroismo de hábito prismático o piramidal y frecuentemente zonados.

Turmalina. - En forma de cristales prismáticos de color verde azulado es bastante escasa en la mayoría de las muestras estudiadas. Solamente en algunos diques es más abundante: 7,5% (cuadro I) presentándose en cristales euhedrales o subhedrales zonados (núcleos más azulados). La textura de estas rocas es microporfídica y su composición granítica.

Las variaciones mineralógicas en los diferentes granitos son poco importantes como puede verse en el Cuadro I.



IMINSA

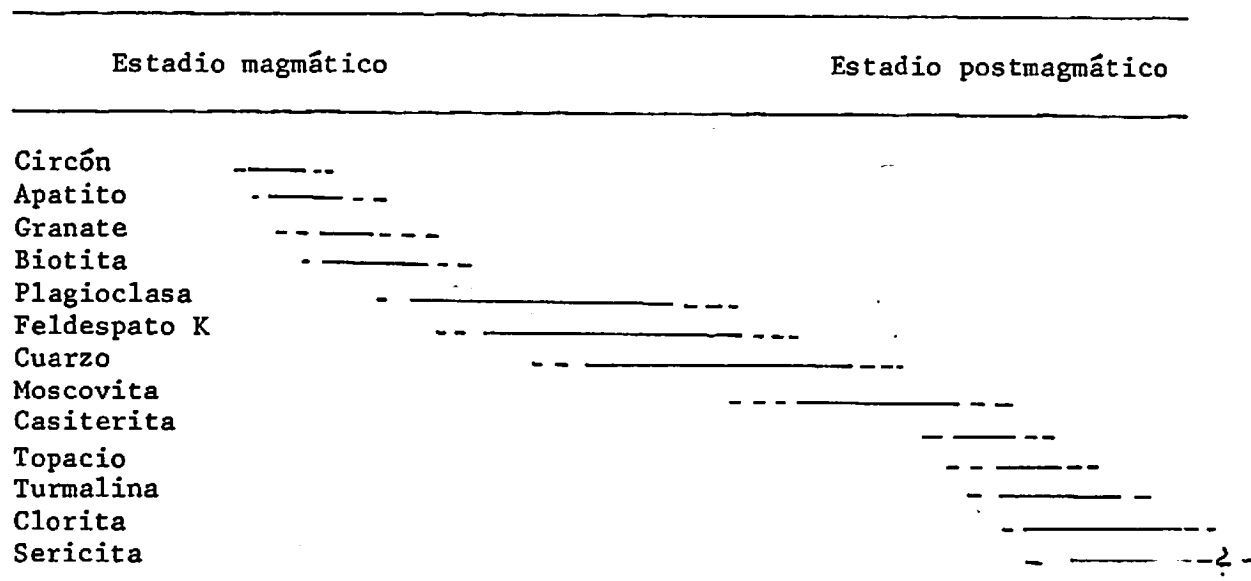
20099

SECUENCIA PARAGENETICA

Consideramos una paragenesis única para todos los granitos ya que las facies moscovíticas y aplíticas se originan debido a una mayor actividad de las fases volátiles.

En la etapa magmática la formación de circón, apatito y biotita tiene poca importancia y va seguida por la cristalización masiva de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo; estos dos últimos enlazan con la etapa postmagnética en la que el proceso más importante es la formación de moscovita en gran parte a expensas de feldespatos. La decalcificación de plagioclasas, turmalinización, cristalización de topacio y cloritización de la biotita son también fenómenos postmagnéticos importantes además de la feldespatización. Parece existir algo de metasomatismo potásico que sustituye a las plagioclasas. Por último existe una sericitización de las plagioclasas, a más baja temperatura, relacionada en parte con una acción tectónica posterior.

En el esquema adjunto se representa la posición relativa de los distintos minerales en la historia evolutiva de estos granitos,





IMINSA

20099

Análisis Químicos

Se han analizado cinco muestras correspondientes al granito de grano grueso con megacrístales (09-07-IM-3508 y 10-07-IM-3512), al granito moscovítico (09-07-IM-3532 y 09-07-IM-3521) y a la facies aplítica (09-07-IM-3507). Los datos de los correspondientes análisis que aparecen en el cuadro II, no muestran diferencias notables entre los distintos tipos. Se caracterizan por un bajo contenido en calcio ($\text{CaO} < 1\%$) y por ser ricos en alcalis con predominio del potasio sobre el sodio.

	09-07 IM-3532	09-07 IM-3521	09-07 IM-3507	09-07 IM-3508	10-07 IM-3512
SiO_2	75,26	73,92	74,91	75,46	72,96
TiO_2	0,09	0,13	0,03	0,11	0,47
Al_2O_3	14,26	14,07	13,88	13,91	14,42
Fe_2O_3	0,87	1,25	0,68	1,00	1,07
FeO	--	0,23	--	--	1,10
MgO	0,05	0,22	0,10	0,12	0,56
MnO	0,089	0,051	0,038	0,063	0,058
CaO	0,14	0,60	0,19	0,19	0,28
Na_2O	3,90	3,48	2,72	3,89	3,26
K_2O	3,98	4,47	6,56	3,55	4,48
P_2O_5	0,03	0,14	0,01	0,09	0,19
M.V.	0,96	1,33	1,04	1,11	1,08
Total	99,63	99,89	99,96	99,49	99,93
Li	392	120	82	201	99
Rb	757	288	415	582	280
Sr	3	38	23	2	24
Ba	29	260	286	35	348



IMINSA

20099

PETROGENESIS Y CONCLUSIONES

Consideraciones petrogenéticas

El granito de los Ancares es alóctono y epizonal. De forma alargada presenta alineación paralela respecto a las direcciones hercínicas encontrándose en el mismo arco que los plutones de Boal, El Pato, Campo de Agua y Ponferrada (Suárez, 1976) y desarrollando una aureola metamórfica, con abundante andalucita post-fase 2, que se prolonga notablemente en el mismo sentido. Dadas sus características, representa sin duda un equivalente alóctono de los leucogranitos (G_2) del NW de España, Capdevila y Floor (1970).

De origen anatéctico las condiciones físicas de esta anatexia han sido fijadas por Capdevila (1969), para las leucogranodioritas de Galicia, Nord-Oriental, en la base de la mesozona a temperaturas de 600-700°C y presiones de 6-7 Kbars. En el caso del granito estudiado la temperatura debió ser superior siempre y cuando la aloctonia se deba a sobrecalentamiento del sistema granítico, ya que si las condiciones de la anatexia no fueron totalmente de saturación de H_2O la curva "minimum" del granito se haría positiva, Fyfe, (1970) Brown & Fyfe (1970) y el sobrecalentamiento no sería entonces necesario. La textura de estas rocas indica temperaturas relativamente elevadas, siendo frecuentes las sinneusis en algunos minerales sobre todo en plagioclasas. Por otra parte la homogeneización de la mezcla granítica fué total ya que no existen estructuras anatécticas de ningún tipo, ni restos metamórficos sin digerir y no se han encontrado tampoco minerales índice de anatexia frecuentes en otros granitos de este grupo (silimanita en Forgoselo, silimanita y andalucita en Ponferrada).

El mecanismo de intrusión de esta masa granítica podría haber sido la inyección forzada pensamos que favorecida por compresión crustal dada su alineación paralela a las estructuras, que por otra parte pudiera explicarse en el caso de que en el momento de la intrusión el campo de tensión regional no



IMINSA

20099

estuviese todavía relajado. Su emplazamiento es posterior a la Fase 2 ya que los minerales de contactos la incluyen

Un hecho a resaltar es la distribución zonada de los granitos: moscovíticos y aplíticos en zonas de borde y techo y facies común de dos micas (a veces con megacristales) en la parte central. Como químicamente no existen diferencias entre ellos pensamos que las facies moscovíticas constituyen una diferenciación y se habrán formado por transformación isoquímica a partir del granito biotítico, bastante aluminico, como han propuesto Autran, Fonteilles y Guitard (1970) para otros granitos moscovíticos.

La causa de esta diferenciación podría ser una elevación de la presión de fluidos (P_{H_2O}) en el periodo final de la cristalización del magma, ya que el agua liberada durante la cristalización puede crear una sobrepresión local, Morey (1922). La concentración de estas fases volátiles por difusión se realizaría lógicamente en la parte superior de la cámara magmática, zona de menor presión.

A estas fases fluidas y gaseosas responsables de la diferenciación moscovítica se debe la abundancia de minerales ricos en H_2O y volátiles como moscovita, turmalina, topacio, berilo, etc., y la existencia de algunos fenómenos de corrosión entre diferentes minerales, substitución de plagioclasa por feldespato K, claramente postmagmático. Algo del carácter aplítico se debe a minerales blásticos cristalizados tardíamente en una masa granítica que podría estar relativamente consolidada. Son los mismos fenómenos descritos por Corretgé (1971) en la diferenciación aplítica de los granitos de cabeza Araya, creemos que con menor importancia en nuestro caso.

Se sabe que durante la cristalización los magmas graníticos ricos en agua y en otros volátiles tienden a concentrar silicatos alcalinos en la fase líquida, por otra parte la fase vapor contiene más sílice que el líquido y es también algo más rica en ortosa que en albita como muestran los datos experimentales de Tuttle & Bowen (1958) para temperaturas de 700-800°C



IMINSA

20099

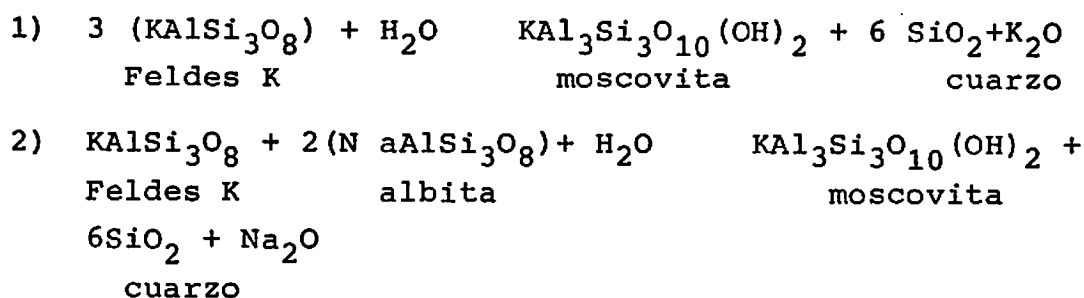
y P_{H_2O} de 1 a 3 Kbars. Orville (1959, 1960) ha encontrado también diferencias del mismo tipo entre los feldespatos disueltos en la mezcla fundida y en la fase vapor coexistentes.

Los granitos aplíticos y moscovíticos estudiados, son los mas ricos en cuarzo y plagioclasa, sin embargo el feldespato potásico abunda mas en la facies de dos micas menos diferenciada. La interpretación de este hecho no resulta nada fácil. Si admitimos que la diferenciación por difusión de volátiles comienza a tener importancia, cuando ya se ha liberado una cierta cantidad de agua, por cristalización de parte del magma granítico, (biotita, plagioclasa y feldes K) practicamente in situ y coincidiendo con un enfriamiento mas bien lento, y si las plagioclasas cristalizan antes que el feldespato K, los fluidos residuales tendrían que ser mas ricos en este, que en plagioclasas. Los procesos de moscovitización a que tuvieron lugar inmediatamente después de la etapa magmática a temperaturas de 500-600°C podrían ser en parte los causantes de esta anomalía.

En efecto la formación de moscovita a partir de feldespatos es un hecho conocido y demostrado experimentalmente, Hemley (1959) y Lagache (1964). Puede tener lugar tanto a partir de plagioclasas que sufren albitización y/o descalcificación como de feldespato K. Nosotros hemos encontrado una mayor preferencia por este último visible microscópicamente, pero también aparecen moscovitizadas las plagioclasas.

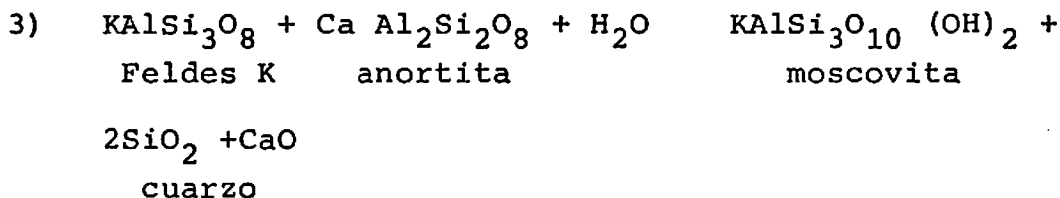
Lo mismo se ha observado en los granitos de Ponferrada, Boal, y El Pato, Suárez (1970, 1972).

Las reacciones podrian ser:





20089



A la (3) se debería la formación de algo de calcita por reacción del CaO con fluidos ricos en CaO, sin embargo la (1) creemos que tendría más importancia que esta y que la (2), por preferencia por el feldes K que hemos citado.

Según lo expuesto los granitos moscovíticos y aplíticos pueden interpretarse como el resultado de una diferenciación por difusión de volátiles a partir del granito de 2 micas y moscovitización postmagmática de feldespatos preferentemente del potásico debido también a la acción de las fases fluidas acuosas, mas o menos contemporánea a la cristalización de otros minerales ricos H₂O y volátiles como topacio, turmalina, berilo, casiterita, etc., que no existen en la facies de dos micas no diferenciada. Desde luego se trata de un granito muy rico en fluidos, lo que se manifiesta también en el importante cortejo filoniano de aplitas pegmatitas y diques de cuarzo, asociados tanto en el granito como en el encajante.

Posteriormente a las etapas magmáticas y postmagmáticas este macizo granítico ha sufrido una tectonización importante que se manifiesta en fenómenos de cataclásis en cuarzo, y feldespatos especialmente visibles en plagioclasas (flexiones de planos de macra y desplazamiento de los mismos) con neoformación de algo de sericita en las zonas de fractura. La Tectonización es más acusada en la parte estrecha que constituye la apofisis norte.



20699

BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. & JUNQUERA, G. (1916).- Criaderos de Asturias. Mem. Inst. Geol. España, Criaderos de hierro de España, T. II, pp.1-410. Madrid.
- AUTRAN, A. FONTEILLES? M. et GUITARD, G. (1970).- Relations entre les intrusions de granitoides, l'anatexie et le métamorphisme regional considérées principalement du point de vue du role de l'eau: cas de la Chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. Bull. Soc. geol. de France (7), 12, pp. 673-731.
- BROWN, G.C. and FYFE, W.S. (1970).- The production of Granitic melts during ultrametamorphism. Contr. Mineral and Petrol. 28, pp. 310-318.
- CAPDEVILA, R. (1967).- Extensión du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice nord orientale, Asturias, León). C.R. Som. Soc. Geol. France, 7, 277-279.
- CAPDEVILA, R. et FLOOR, P. (1970).- "Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord Ouest de l'Espagne". Bol. Geol. y Min. 81, 215-225.
- CORRETGE, L.G. (1971).- "Estudio Petrológico del Batolito de Cabeza Araya (Cáceres). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 457 ppgs.
- FYFE, W.S. (1970).- Some thoughts on granitic magmas. In Mechanism of Igneous Intrusion. Newall and Rast. (Edit.) Gallery Press. Liverpool. 201-216.



IMINSA

20099

- LAGACHE, M. (1964).- Sur les conditions de formation de la boehmite, de la kaolinite et de la moscovite par alteration de l'albite a 200° en presencia de CO₂. C.R. Acad. Sc. París, 238, 3515-3517.
- LAMEIRE, J. (1966).- Leucogranites et moscotitisation dans le Massif central francais. Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand, 29, 264 ppgs.
- MARCOS, A. (1973).- Las Series del Paleozoico Inferior y la Estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España). Trabajos de Geología 6, 113 ppgs.
- MATTE, Ph. (1968).- La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Geol. Alpine 44, 128 ppgs.
- ORVILLE, P.M. (1959).- Ion exchange reaction between synthetic alkali feldspars and alkali chloride solutions. Geol. Soc. Amer. Bull. 70, 1652-1653.
- STRECKEISEN, A.L. (1967).- Classification and nomenclature of Igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh. 107.
- SUAREZ, O. (1974).- Estudio Petrológico y geoquímico del granito de Ancares (Asturias-Lugo, España). Estudios Geol. vol. 30, pp. 167-178.
- SUAREZ, O. (1976).- Petrogénesis del Granito de Campo de Agua (zona Asturoccidental-Leonesa, España). Estudios Geol. 32, pp. 425-432.
- TURNER, F.J. (1968).- Metamorphyc Petrology. McGraw-Hill, New York. 403 ppgs.
- TUTTLE. O.F. and BOWEN, N.L. (1958).- Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si₃O₈ - K Al Si₃O₈ - SiO₂ - H₂O Geol. Soc. Am. Mem. 74, 153 ppgs.

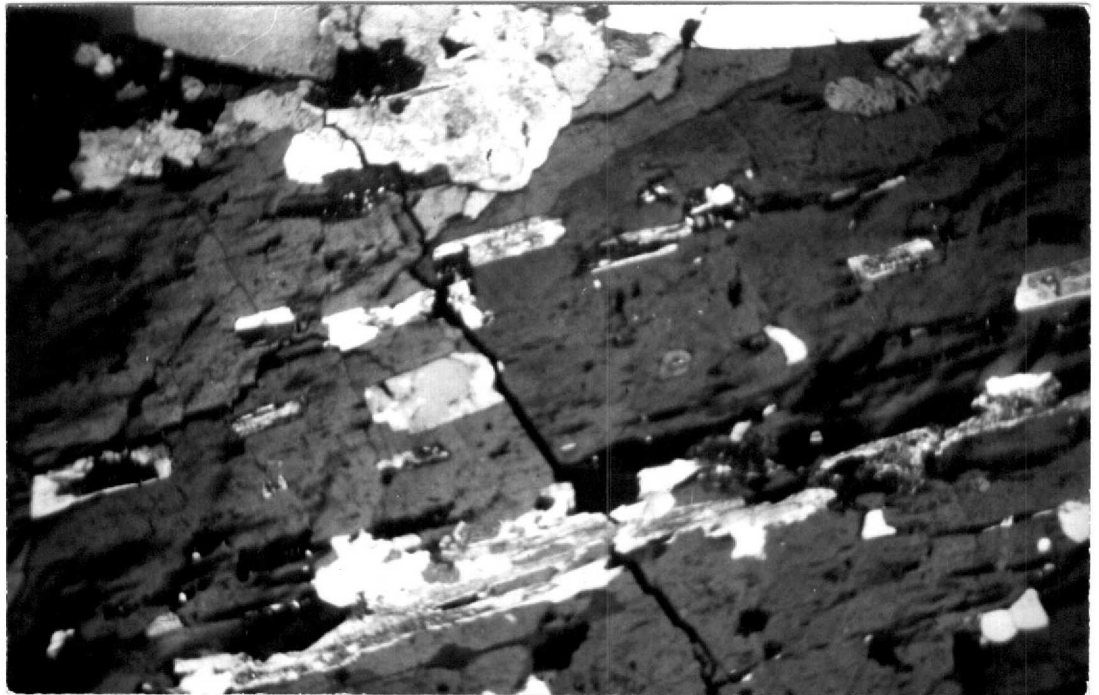


Foto 1.- Plagioclasas incluidas en feldespato potásico. N.C. (x 52).

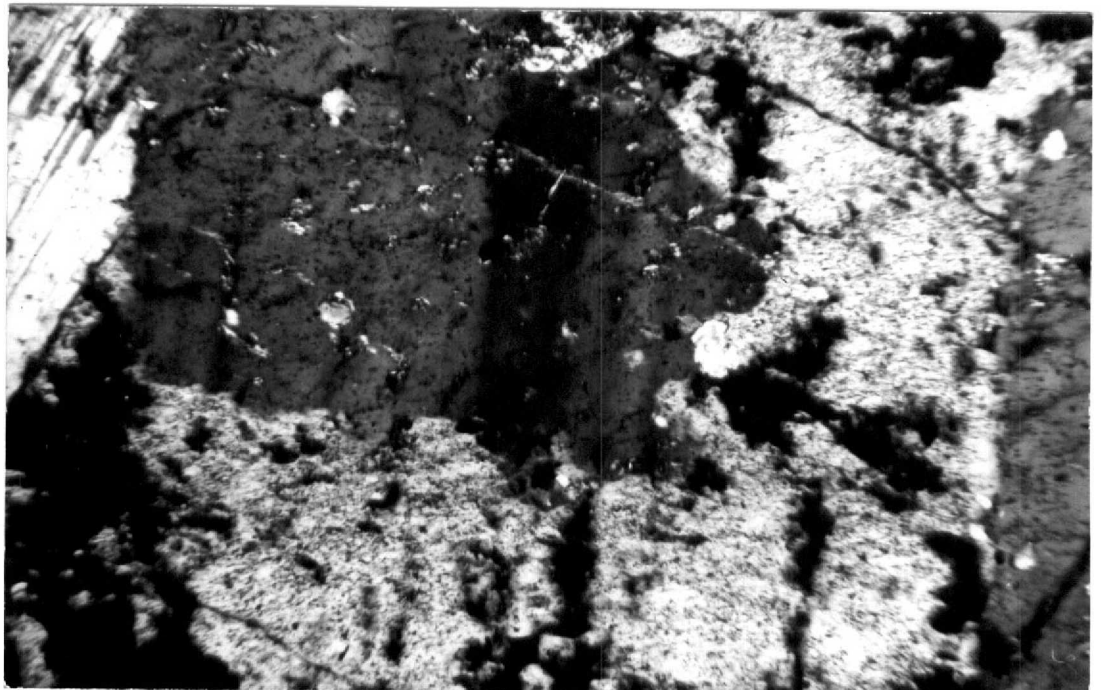


Foto 2.- Bordes de corrosión entre plagioclasea y feldespato potásico. N.C. (x 80).

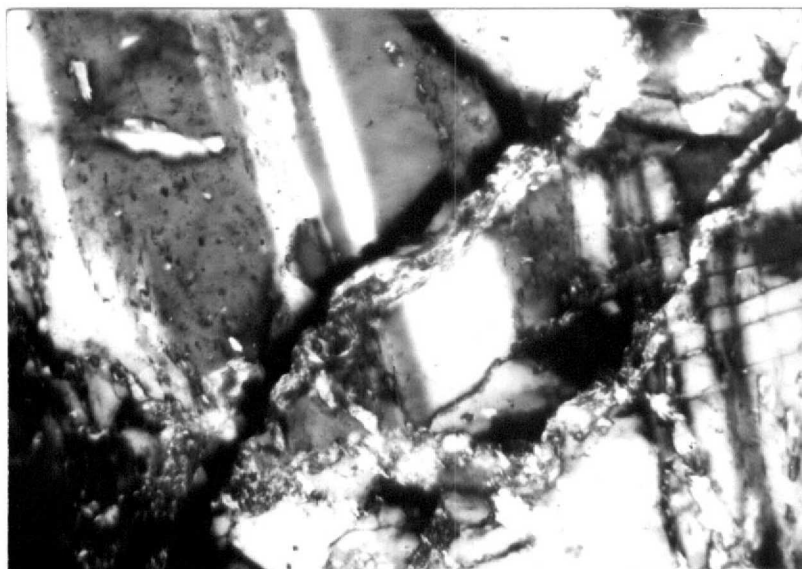


Foto 3.- Tectonización en plagioclasas con relleno de sericita.
N.C. (x 104).

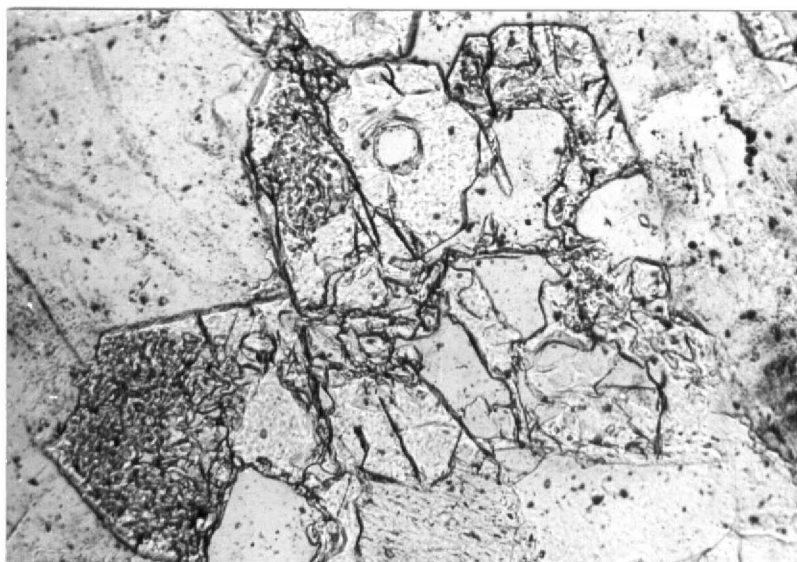


Foto 4.- Cristales de topacio asociadas a cuarzo. L.N. (x 104).

20099

Muestra:	09.07 IM3532	09.07 IM3521	09.07 IM3507	09.07 IM3508	10.07 IM3512					
SiO ₂	75,26	73,92	74,91	75,46	72,96					
TiO ₂	0,09	0,13	0,03	0,11	0,47					
Al ₂ O ₃	14,26	14,07	13,88	13,91	14,42					
Fe ₂ O ₃	0,87	1,25	0,68	1,00	1,07					
FeO	-	0,23	-	-	1,10					
MgO	0,05	0,22	0,10	0,12	0,56					
MnO	0,089	0,051	0,038	0,063	0,058					
CaO	0,14	0,60	0,19	0,19	0,28					
Na ₂ O	3,90	3,48	2,72	3,89	3,26					
K ₂ O	3,98	4,47	6,56	3,55	4,48					
P ₂ O ₅	0,03	0,14	0,01	0,09	0,19					
M. V.	0,96	1,33	1,04	1,11	1,08					
Total	99,63	99,89	99,96	99,49	99,93					
	392	120	82	201	99					
	757	288	415	582	280					
	3	38	23	2	24					
	29	260	286	35	348					

UNIVERSIDAD DE CORDOBA
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

Observaciones: