

20395

INFORMACION COMPLEMENTARIA

HOJA - 11 - 16

MUGA DE SAYAGO

ESTUDIOS PETROLOGICOS Y QUIMICOS

EPTISA-GEMAT

DICIEMBRE, 1.976

20395

HOJA 11.16 MUGA DE SAYAGO

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Estudios petrológicos y químicos realizados
por V. Sánchez Cela (DCG) sobre las formaciones
y temas siguientes:

	pag
1) GRANITOS DE MEGACRISTALES ($p\gamma^{22}$)	1 - 7
2) GRANITOS DE DOS MICAS ($c3-c4 \gamma^{22}$).....	8 - 13
3) ROCAS METAMORFICAS Y GRANITOIDES DE FACIES METAMORFICAS ($pc-ca, pc-ca\gamma, pc-ca\delta, pc-ca\epsilon$). 14 - 26	
4) METAMORFISMO PLUTONISMO Y TECTONICA.- EDAD DE LOS PROCESOS PETROGENETICOS	27 - 35
5) DATOS QUIMICOS DE GRANITOIDES	36 - 39

GRANITOS PORFÍDICOS (con megacristales) ($p\gamma^{22}$)

1).- Introducción.

Constituye una unidad petrológica cartográfica de amplia dispersión en esta hoja, sobre todo en la parte norte, NE y E., que con continuidad se prolongan hacia el E. en la contigua hoja de Pereruela.

El carácter más sobresaliente de estos granitos es la existencia de fenocristales de feldespato potásico que en algunos casos - pueden llegar a los 10 cm., siendo lo frecuente entre 2 y 5 cm. La proporción de fenocristales/resto de roca, así como su tamaño no parecen tener una representación areal, aunque sí podemos decir que aquellos disminuyen hacia los contactos con otras rocas, en especial con las rocas metamórficas, en donde además se aprecian no solo variaciones texturales sino composicionales.

2).- Petrografía.

En sentido del contacto con las rocas metamórficas es en donde podemos establecer los tipos petrográficos más significativos, y - que para nosotros son los siguientes:

- a) granitos porfídicos (con megacristales)
- b) granitos algo porfídicos.
- c) granitos poco porfídicos gneísicos.

Este último tipo pasa gradualmente a unas rocas definidas como leucogranitoides, que corresponden a la facies más externas de los granitos de megacristales y que en muchos casos engloban y aíslan rocas metamórficas. Estos leucogranitoides en la hoja de Pereruela, debido a su gran dispersión, constituyen una unidad cartográfica petrológica. En esta hoja no ha sido posible delimitarlos a causa de su poca abundancia y escasa dispersión.

El primer tipo con megacristales forma la masa principal de los afloramientos de estos granitos. Los megacristales se presentan

casi siempre con más o menos marcada anisotropía, lo que confiere al conjunto rocoso cierta orientación.

Estos granitos son casi siempre de tonos blanco-grisáceos, grano medio a grueso y con fenocristales de tamaños muy variables, siempre mayores de 1 cm.

La composición global de estos granitos equivale a tipos adamelíticos (Nockolds), es decir tanto por cientos análogos de feldespatos potásicos y plagioclasas; pero si sólo tenemos en cuenta la "pasta" de la roca, es decir eliminamos los fenocristales, nos resultan rocas granodioríticas.

Los análisis modales de algunas muestras de rocas se detallan en el cuadro I.

CUADRO I

Muestras (*)	3	95	114	118	132	159	161	165	134
Cuarzo	29	30	25	28	26	30	32	32	28
Feld k	41	43	49	47	28	29	31	38	31
Plag.	20	19	18	16	34	32	28	22	29
Biot.	6	4	4	6	8	5	6	6	8
Moscov.	3	3	3	2	3	3	2	1	3
Otros.	1	1	1	1-	1	1-	1-	1	1-

(*) Las referencias completas de estas muestras es 11.16/EP/RO/...

La textura global puede definirse como hipidiomorfa, en la que los fenocristales presentan un mayor idiomorfismo que el resto de los cristales que constituyen la roca. Una gran parte de estas rocas, además de su orientación de los fenocristales de "visu", presentan signos de deformación, a veces acusada, que le confieren a estas rocas cierta "ortogneisicidad".

Los componentes mineralógicos, siempre muy constantes, son los siguientes:

Minerales principales: Cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Minerales subordinos: Biotita y moscovita.

Minerales accesorios: Apatito y circón.

Minerales accidentales: Sillimanita, turmalina, opacos y allanita.

Minerales secundarios: Clorita, sericita.

El cuarzo no aparece nunca como fenocristal, formando en gran proporción la pasta de estas rocas, aunque aparece también como inclusiones dentro de otros minerales, en especial dentro de los megacristales. Es siempre alotriomorfo y generalmente muy deformado con extinciones ondulantes y a veces maclas mecánicas.

El feldespato potásico aparece en dos generaciones cristalinas. La mayor parte constituye los feno-megacristales de estas rocas. Son generalmente de idiomorfos a subidiomorfos, de tipo microclina de variable triclinicidad, que muestra casi siempre su enrejado característico. Esta más o menos micro-mesopertitizado, y maclado según Karlsbad. Presenta inclusiones de cuarzo, micas y plagioclasas, éstas, bastante frecuentes, se caracterizan por constituir cristales relativamente idiomorfos y algo zonados; además de aquellos - existen inclusiones-alteraciones de minerales sericíticos. Muchas veces las inclusiones se disponen en bandas paralelas a los bordes de los fenocristales parcialmente zonados. Todas estas inclusiones pertenecen a una primera generación cristalina.

En el resto de la roca "pasta" el feldespato potásico aparece en menor cantidad que las plagioclasas y cuarzo; así mismo es más alotriomorfo, y por sus caracteres ópticos parece ser una ortosa - algo triclinica, aunque se aprecia en muchos casos microclinas bien macladas.

Las plagioclasas aparecen formando en una gran proporción la pasta de las rocas (50-60%); aquí es subidiomorfa y siempre no zonada, pero sí con maclas polisintéticas. Su composición es sódica, - oscilando entre An_{10} y An_{23} . (Cuadro II)

CUADRO II. %An y Leyes de macla

Muestra	96	96	96	29	29	29	29	29	79	79	79	79	79
% An	2	5	13	23	22	21	21	25	14	7	14	9	9
Ley	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab

Como hemos ya citado existe otra generación de plagioclasas incluídas en los megacristales.

En muchos casos parecen observarse procesos de feldespatización en muchas plagioclasas, al estar éstas pseudomorfoseadas en los bordes por feldespato potásico.

De las micas, en general, domina la biotita sobre la moscovita, apareciendo aquella algo cloritizada y moscovitizada en algunos puntos. Este último proceso lo atribuímos a un origen tectónico, ya que ^{en} los tipos más deformados se aprecia una generación de moscovitas sucias, con óxidos de hierro, que en muchos casos se asocian a biotitas alteradas. En este proceso podría influir más o menos los fenómenos de feldespatización.

La moscovita y biotita, que con el cuarzo, plagioclase y feldespato potásico forma la pasta, aparecen en placas bien cristalizadas subidiomorfos. Se ha visto que su proporción relativa varía en el sentido del contacto del plutón, en especial con las rocas metamórficas. Así, en el contacto estos granitos, además de sufrir cambios texturales, son predominantemente moscovíticos (leucogranitos moscovíticos), pasando más o menos gradualmente a contener análogas cantidades de micas hacia el interior del plutón.

Los minerales secundarios sericíticos parecen proceder bien de la alteración parcial de feldespatos y/o de posibles silicatos de aluminio que son inestables en estos ambientes de granitización, como son la andalucita y la sillimanita. Esto parece deducirse del aspecto textural de estos minerales que son análogos a cuando aparecen aquellos minerales parcialmente alterados.

La sillimanita se presenta muy accidentalmente en formas inestables en algunas muestras cerca del borde del plutón y con texturas más deformadas.

El apatito, que se presenta casi siempre con un idiomorfismo elevado, es el mineral accesorio más frecuente, ya que aparece en la totalidad de estas rocas. En algunas facies de borde más deformadas se muestra como alterado-anubarrado, fenómeno que se podría atribuir a procesos póstumos, quizás hidrotermales.

Asociados a estos granitos con megacristales bien cristalizados aparecen otros, sobre todo hacia el borde del plutón en los que aquellos no se muestran tan netos, constituyendo feno-megacristales más o menos difusos solo observables mesoscópicamente y que al microscopio pasan muchas veces desapercibidos. Esto es consecuencia de la gran cantidad de inclusiones y entrecrecimientos cristalinos.

Los tipos b) (algo porfídicos) y c) (algo gneísicos), son consecuencia de la evolución petrográfica que se manifiesta del interior al borde del plutón. Así se observa una pérdida en el carácter porfídico al mismo tiempo que aumenta la estructuración gneísica de los mismos. Paralelamente se aprecia un incremento de la moscovita al mismo tiempo que decrece la biotita.

Además de la disminución del tamaño y proporción de los fenocristales, en los feldespatos potásicos parecen apreciarse ciertos cambios estructurales de su red pasando de microclinas a ortosas con triclinicidad variable.

Las plagioclasas se hacen aún más sódicas, siendo muy rara encontrar alguna zonada.

La sillimanita, aún siendo un mineral poco frecuente, aparece con mayor difusión, tanto en los tipos algo porfídicos como en los gneísicos.

En el contacto con las rocas metamórficas e incluidas dentro de estos tipos de rocas aparecen otras que pueden clasificarse como granitos aplíticos-moscovíticos y que parecen estar relacionadas petrogenéticamente. Estas rocas forman "diques" que cortan con unos 5 a 20° a la estructuración metamórfica principal.

3).- Geoquímica.

Se han realizado algunos análisis químicos de estas rocas, cuyos valores en óxidos son los siguientes:

Muestras	29	95	96
SiO ₂	69.40	70.70	70.00
Al ₂ O ₃	15.03	15.55	15.29
Fe ₂ O ₃	0.84	0.58	0.23
FeO	2.32	1.23	1.70
MnO	0.05	0.02	0.03
MgO	1.61	0.80	1.10
CaO	1.96	0.98	0.98
Na ₂ O	3.01	2.72	3.12
K ₂ O	4.43	5.78	5.58
TiO ₂	0.51	0.31	0.34
P ₂ O ₅	0.38	0.40	0.57
H ₂ O	0.63	0.93	0.85
Total	100.17	100.00	99.79

4).- Comparación con los granitos de megacristales de PERERUELA.

a) Análisis modales.

MUGA DE SAYAGO (11.16)				12.16 : PERERUELA		
Muestras	3	132	165	6	53	282
Cuarzo	29	26	32	31	29	26
Feld K	41	28	38	29	31	31
Plag.	20	34	22	32	30	33
Biot.	6	8	6	6	5	8
Moscov.	3	3	1	1	3	1
Otros	1	1	1	1	1	1-

b) Análisis químicos.

Hoja 11.16
MUGA DE SAYAGO

hoja 12.16.
PERERUELA

Muestras	29	95	6	190
SiO ₂	69.40	70.70	70.00	68.40
Al ₂ O ₃	15.03	15.55	15.04	15.55
Fe ₂ O ₃	0.84	0.58	0.71	0.30
FeO	2.32	1.23	1.50	2.73
MnO	0.05	0.02	0.02	0.05
MgO	1.61	0.80	0.70	1.61
CaO	1.96	0.98	1.96	1.82
Na ₂ O	3.01	2.72	3.06	3.56
K ₂ O	4.43	5.78	5.39	3.80
TiO ₂	0.51	0.31	0.38	0.51
P ₂ O ₅	0.38	0.40	0.50	0.38
H ₂ O	0.63	0.93	0.84	1.06
Total	100.17	100.00	100.10	99.97

GRANITOS DE DOS MICAS $(c_3 \gamma^{22}) + (c_4 \gamma^{22})$

1).- Introducción.

Esta unidad petrológica es de amplia dispersión dentro de la hoja, sobre todo en la parte sur, aunque su delimitación entraña suma dificultad a causa de la variabilidad textural y a que en muchos casos se presenta con contactos difusos-graduales con los granitos de megacristales a través de facies intermedias algo porfídicas.

Estos granitos tienen su máximo desarrollo en la hoja de - Fermoselle y también en la de Pereruela, localizadas al S. y E. de la presente hoja.

Estos granitos son en general de grano medio, tonos claros (blanco-amarillentos) y forman una continuidad morfológica - no ya sólo con los granitos de megacristales sino con algunas rocas metamórficas de composición análoga (gneises).

2).- Petrografía.

Los tipos principales que podrían definirse dentro de estos granitos son:

- a) Granitos de dos micas no orientados.
- b) Granitos de dos micas orientados.
- c) Granitos de dos micas microporfídicos.
- d) Leucogranitos de dos micas.

Los granitos de dos micas no orientados o muy débilmente orientados (a), constituyen el tipo petrográfico dominante dentro de esta unidad cartográfica petrológica. Son de textura granuda hipl-alotriomorfa, algo deformada y de grano grueso a medio. Como minerales principales contienen: Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita como minerales principales, y

apatito y circón accesorios. Con poca frecuencia aparecen restos de sillimanita inestables asociados a minerales sericíticos y a feldespatos potásicos.

El feldespato potásico que suele formar los cristales de mayor desarrollo, es siempre microclina más o menos pertitizada.

La plagioclasea es de tipo sódico (An 10) y maclada polisintéticamente. En algunas muestras existen algunos cristales más pequeños, a veces en forma de inclusiones, que están débilmente zonados.

Los granitos orientados (b), aunque están muy aleatoriamente distribuidos, se localizan principalmente hacia los contactos del complejo metamórfico gneísico, al cual en muchos puntos parecen pasar gradualmente, lo que podría ser interpretado como que ambas formaciones pudieran estar relacionadas petrogenéticamente. Este aparente paso gradual parece estar originado por el proceso de granitización (que dió origen a los granitos de megacristales y de dos micas), que migmatizó diferencialmente y metamorfozó a todas las formaciones encajantes: rocas metamórficas regionales entre las que se encuentran los gneises. Esta migmatización y los consiguientes procesos de estructuración y recristalización metamórfica han ocasionado que gran parte de las formaciones rocosas además de plurifaciales, sean poligénicas.

Estas facies más o menos orientadas (gneísicas) suelen ser también algo porfidoblásticas. La composición mineralógica es análoga a la ya descrita, quizás aquí aparezca con mayor frecuencia la sillimanita, siempre accesorio.

La variedad microporfídica (c), presenta también una dispersión aleatoria; es de textura porfidoblástica, con fenocristales de feldespato potásico de aproximadamente un cm., p. t. m., muchas veces difuso en una pasta de plagioclasea sódica, cuarzo y feldespato potásico como minerales principales; moscovita y biotita subordinadas, y apatito, circón y sillimanita, accesorios.

Los leucogranitoides (d) aparecen también muy dispersos, mal definidos en el campo en sus contactos, ya que siempre pasan gradualmente a otras facies de estos granitos de dos micas. Son más

ricos en moscovita que biotita, de tonos claros (blanco-carnoso), de textura hipidiomorfa y algo orientada. El aspecto de campo de "rocas poco consistentes", como si estuviesen algo alteradas, se deduce al microscopio como debido al "bajo nivel o etapa de recristalización" y que se traduce por la mayor o menor abundancia de minerales sericíticos asociados a moscovitas, que añadido al resto de la paragénesis: plagioclasas sódicas, microclina perfitica, clorita (de dudoso origen secundario) y teniendo en cuenta que estas rocas parecen corresponder a la parte superior o montera de los granitos de dos micas, hace que les consideremos como las manifestaciones más externas de la granitización que originó los granitos de megacristales.

En cuanto a la sillimanita, presente en estos gneises, la asociamos como originada en esta etapa de granitización y presente, en facies petrográficas de "granitización intermedia".

A efectos de cartografía se han distinguido dos tipos de granitos:

A) Granitos de grano medio a fino.

B) Granitos de grano grueso, algo porfídicos.

Algunos análisis modales de estos dos tipos de granitos de dos micas se detallan en el cuadro I.

CUADRO I

A) Granitos de dos micas, grano medio-fino. (C47²²)

Muestras	7	10	35	115	116
Cuarzo	31	31	33	35	35
Fel.K.	33	28	33	37	33
Plag.	28	30	26	20	24
Biot.	3	4	4	5	2
Mosc.	4	6	3	2	5
Otros	1-	1-	1-	1-	1-

8).- Granitos de dos micas, grano grueso. (C3 r²²)

Muestras	80	88	106	150	153	197
Cuarzo	31	32	27	32	35	26
Feld.K.	25	30	49	29	30	31
Plag.	36	29	16	28	26	33
Biot.	3	3	5	6	5	6
Moscov.	4	5	2	4	3	3
Otros	1-	1-	1	1	1	1

3).- Análisis químicos.

Se han realizado cuatro análisis químicos de muestras de estas rocas, cuyos valores en óxidos son los siguientes (Cuadro II).

CUADRO II

Muestras	3	8	35	89
SiO ₂	70.00	71.80	70.90	76.00
Al ₂ O ₃	14.78	15.29	14.02	12.49
Fe ₂ O ₃	0.21	0.15	0.41	0.21
FeO	2.17	1.26	2.92	1.13
MnO	0.02	0.02	0.04	0.01
MgO	0.81	0.71	1.51	1.00
CaO	1.26	0.84	1.12	0.70
Na ₂ O	2.29	3.10	2.69	1.88
K ₂ O	5.88	5.10	4.09	5.53
TiO ₂	0.45	0.13	0.47	0.15
P ₂ O ₅	0.59	0.44	0.40	0.11
H ₂ O	1.18	1.05	1.20	0.93
	99.64	99.89	99.77	100.14

REFERENCIAS

3 - (11.16/EP/RO/3)	Granito de dos micas.	gr. grueso, porfídico.
8 - (11.16/EP/RO/8)	"	" gr. medio.
35- (11.16/EP/RO/35)	"	" "
89- (11.16/EO/RO/89)	"	" gr. grueso, porfídico.

4).- Comparación con los granitos de dos micas de la hoja 12.16 "PERERUELA".

b) Análisis modales.

Hoja 12.16 PERERUELA				Hoja 11.16 MUGA		
Muestra	29	101	136	7	88	197
Cuarzo	31	33	29	31	32	26
Feld K	32	29	33	33	30	31
Plag.	29	30	31	28	29	33
Biot.	3	2	2	3	3	6
Moscov.	4	5	5	4	5	3
Otros.	1	1-	1-	1-	1-	1

b) Análisis químicos

Hoja 12.16 PERERUELA

Hoja 11,16 MUGA

Muestra	12	153	8	89
SiO ₂	73.50	73.80	70.90	76.00
Al ₂ O ₃	14.53	14.78	14.02	12.49
Fe ₂ O ₃	0.13	0.24	0.41	0.21
FeO	0.55	0.54	2.92	1.13
MnO	0.01	0.02	0.04	0.01
MgO	0.30	0.20	1.51	1.00
CaO	0.56	0.70	1.12	0.70
Na ₂ O	2.64	4.15	2.69	1.88
K ₂ O	5.78	4.14	4.09	5.53
TiO ₂	0.14	0.07	0.47	0.15
P ₂ O ₅	0.39	0.59	0.40	0.11
H ₂ O	1.29	0.82	1.20	0.93
Total	99.82	100.05	99.77	100.14

ROCAS METAMORFICAS Y GRANITOIDES DE FACIES METAMORFICAS

Introducción.

Las rocas metamórficas en la hoja de Muga aparecen localizadas en tres zonas, con características petrográficas y seguramente "entretigráficas" distintas, por lo que constituyen tres unidades cartográficas-petroológicas bien diferenciales, ya que aparecen claramente delimitadas de las rocas del contacto: granitos - en facies de megacristales de dos micas.

Estas tres series son las siguientes:

- 1.- Serie metamórfica de El Embarcadero.
- 2.- " " de Pinilla
- 3.- " gneílica 3a gneises p.d.
3b gneílica-granítica

Todas estas series además de plurifaciales son polimetamórficas en mayor o menor grado a causa de haber sufrido, por lo menos, dos procesos petrogenéticos ya que los estudios tanto en el terreno como petrográficos parecen deducir la existencia de rocas metamórficas regionales que durante el emplazamiento de los granitoides hercínicos sufrieron procesos de migmatización y metamorfismo de contacto que alteraron diferencialmente las facies preexistentes.

1) SERIE METAMORFICA DE EL EMBARCADERO. - (PC-CA)

Este pequeño enclave metamórfico se caracteriza por contener facies de rocas muy diversas, entre las que podemos definir,

a) Esquistos cloríticos (11.16/EP/RO/68).

Son de textura esquistosa, replegada y formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y clorita como minerales principales, y moscovita, sericita, apatito y óxidos de hierro, accesorios.

b) Esquistos micáceos. (11.16/EP/RO/75).

Son de textura esquistosa y constituidos por: cuarzo, biotita, moscovita y sericita como minerales principales, y feldespato potásico, plagioclase, apatito, circón y opacos, accesorios.

c) Esquistos feldespáticos. (11.16/EP/RO/72).

Son de textura esquistosa y compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclase y biotita como m. principales y moscovita, opacos, circón y apatito, accesorios.

d) Esquistos con fibrolita. (11.16/EP/RO/66)

Son de textura esquistosa y constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita y moscovita como m. principales, y fibrolita y opacos, accesorios.

e) Gneises graníticos. (11.16/EP/RO/71).

Son de textura intermedias entre gneísicas más o menos deformadas y granudas hipi-alotriomorfas, y compuestos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclase como m. principales, y biotita, clorita y moscovita, accesorios.

Los esquistos gneísicos, de facies petrográficas intermedias entre esquistos y gneises, se localizan más cerca de los granitoides. La característica principal de esta facies es que suelen presentar sillimanita (o fibrolita) muy frecuentemente. Este mineral por sus características texturales, asociaciones y evoluciones mineralógicas de estas rocas, lo atribuimos como originado durante esta segunda fase petrogenética que dió origen a los granitoides (granitos de megacristales y de dos micas).

Los gneises graníticos corresponden a la facies de "contacto" con los granitoides. Representan los miembros metamórficos más granitizados, en donde ya la sillimanita o fibrolita se hace inestable y es desplazada por el feldespato potásico.

Se ha realizado un análisis de estas rocas, cuyos valores en óxidos y normativos son los siguientes:

Oxidos	61	Norma	
SiO ₂	75.50	Q	38.35
Al ₂ O ₃	13.76	OR	25.47
Fe ₂ O ₃	0.09	AB	25.59
FeO	0.44	AN	2.17
MgO	0.30	HY	1.42
CaO	0.70	MT	.13
Na ₂ O	3.26	IL	.09
K ₂ O	4.31	AP	.46
MnO	0.01	C	2.94
TiO ₂	0.05		
P ₂ O ₅	0.20		
H ₂ O	0.88		
Total			99.50

(*) Referencia muestras 11.16/EP/RO/61

El estudio de la evolución mineralógica desde las rocas metamórficas hasta los granitos complementados, a veces, ^{indican} la existencia ^{por rasgos estructurales-texturales} de rocas metamórficas de bajo grado (pizarras-esquistos) que fueron metamorfizadas y granitizadas (migmatizadas) durante el emplazamiento de los granitoides.

Asociadas a esta serie aparecen, aisladamente, algún tipo rocoso diferente, como una cuarzomonzonita difusa y un dique de tendencias lamprofidicas.

En todas estas rocas, sobre todo en las de facies más feldespáticas, se reconocen casi siempre dos generaciones de cristales, a veces concordantes a dos estructuraciones visibles.

Independientemente de los diversos procesos petrogenéticos - se podrían establecer, teóricamente, varias zonas metamórficas - definidas cada una de ellas por la presencia de un mineral índice.

- Zona 1 (isograda + Cl) - esquistos cloríticos.
- " 2 (isograda + Bt) - " micáceos.
- " 3 (isograda + Sill)- " gneises micáceos.
- " 4 (isograda + Fk) - Gneises graníticos.

Aunque el feldespatos no parece indicar aquí una zonación metamórfica a causa de su amplia dispersión ya que se encuentra en casi toda la serie metamórfica distribuido aleatoriamente, lo que pudiera indicar que su origen está más relacionado con los procesos de granitización.

2).- SERIE METAMORFICA DE PINILLA DE FERMOSELLE. (PC-CA)

Esta serie, que corresponde a dos afloramientos localizados al Sur de la hoja de Muga, está constituida por una serie pelítica de esquistos-gneises que engloban lechos de rocas calcosilicatadas.

Estas series plurifaciales parecen ser polimetamórficas en las que las series de metamorfismo regional de bajo grado serían afectadas más tarde por procesos metamórficos de contacto durante el emplazamiento de los granitoides.

Las facies petrográficas definidas por su "grados metamórficos crecientes" son las siguientes:

A) Serie pelítica.

- A₁ - Esquistos micáceos - micacitas.
- A₂ - Esquistos con granate y sillimanita
- A₃ - Esquistos feldespatíticos.
- A₄ - Gneises con sillimanita.
- A₅ - Gneises graníticos porfídicos.

B) Serie calcárea.

- B₁ - Calizas cristalinas.
- B₂ - Gneis anfibólico.
- B₃ - Rocas de Skarn.

A₁.- Esquistos micáceos. (11.16/EP/RO/155)

Son de textura esquistosa replegada y compuestos por moscovita, biotita, sericita y óxidos de hierro como minerales principales, y clorita, cuarzo y circón, accesorios.

A₂.- Esquistos con granate y sillimanita. (11.16/EP/RO/136).

Son de textura esquistosa y compuestos por cuarzo, sillimanita, granate, feldespato potásico y biotita, como m. principales, y opacos y óxidos de hierro, accesorios.

A₃.- Esquistos feldespáticos. (11.16/EP/RO/146).

Son de textura esquistosa y compuestos por cuarzo, feldespato potásico, moscovita y sericita como m. principales, y biotita y granate, accesorios.

A₄.- Gneises con sillimanita. (11.16/EP/RO/149).

Son de textura gneílica-granuda, algo "porfiroide", y compuestos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, moscovita y biotita como m. principales, y sillimanita, apatito y circón, accesorios.

A₅.- Gneis granítico porfídico. (11.16/EP/RO/140).

Son de textura gneílica-granuda porfídica y compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, moscovita y biotita como m. principales, y apatito y circón, accesorios.

B₁.- Calizas cristalinas (11.16/EP/RO/130).

Son de textura granoblástica y compuestas por calcita (algo magnesiaca) como m. principales y cuarzo, moscovita, biotita, feldespato potásico y clorita, accesorios.

B₂.- Gneises anfibólicos. (11.16/EP/RO/139)

Son de textura gneílica y compuestos por plagioclase, feldespato potásico, anfíbol y biotita como m. principales, y cuarzo, esfena, opacos y apatito, accesorios.

Los esquistos--micacitas corresponden a las facies menos metamórficas de la serie pelítica. Son de texturas muy esquistosas y compuestos casi siempre por moscovita, biotita y sericita como m. principales, y clorita, cuarzo, óxidos de hierro y circón, - accesorios. Algunas de estas rocas pueden contener feldespatos accesorios y el cuarzo ser mineral principal.

Los esquistos-gneises están ampliamente representados en esta serie metamórfica. El carácter más acusado es la frecuente existencia de sillimanita y a veces granate. Las variaciones petrográficas vienen condicionadas por la proporción absoluta de feldespatos, los cuales aumentan en dirección al contacto con los granitoides; en general, domina el feldespato potásico sobre las plagioclasas. La sillimanita en algunas muestras puede llegar a ser mineral principal, y a veces hasta el granate, los cuales - desaparecen en las rocas de carácter más granitoide.

Los feldespatos de estas rocas (generalmente microclina y plagioclasas sódicas) son análogos a los de los granitoides por lo que añadido a las consecuencias obtenidas en los estudios evolutivos: estructurales-texturales-petrográficos, se deduce que se han formado, por lo menos en su mayoría, en una segunda etapa - metamórfica definida principalmente por una actividad migmatítica granitizante más o menos acusada.

La serie calcárea aparece representada por lechos de calizas cristalinas y rocas de Skarns que alternan o se intercalan en las anteriores.

Las calizas cristalinas pueden llegar a ser - monominerales, mientras que en algunas rocas de Skarn (silicatos de calcio), se pueden definir hasta diez minerales distintos estando en general éstas formadas por plagioclasas, diópsido, cuarzo, feldespato potásico, opacos, esfena y zoisita, como elementos más frecuentes.

Esporádicamente aparecen lechos de rocas de facies "calco-pelítica", representadas por gneises anfibólicos y anfibolitas, con clara esquistosidad.

En esta serie como la anterior (pelítica) también, aunque más difícilmente por su escasa representación, se pueden deducir dos etapas de cristalización metamórfica.

3-a).- Serie gneílica (PC-CA55 + PC-CA5)

Esta unidad petrológica-cartográfica aparece localizada al Este de la hoja, río Duero, prolongándose hacia el Este en la vecina Portugal, al Sur de Miranda do Douro .

Esta serie está compuesta por diversas facies petrográficas gneisoides hasta graníticas, pero que todas tienen de común su composición bastante alcalina y sus tonos claros-amarillentos.

Estos gneises, según opinión de muchos autores, parecen ocupar el núcleo metamorfozado de una antiforma más o menos erosionada y constituida por materiales preordovícicos.

Las facies petrográficas definidas en esta serie gneílica son las siguientes:

- a) Gneises glandulares.
- b) Gneises microporfídicos.
- c) Gneises listados.
- d) Gneises aplíticos.
- e) Gneises migmatíticos.

Los gneises glandulares aparecen localizados en el pueblo de Cozcurrita. Esta facies petrográfica ha sido citada como análoga y equivalente al "ollo de sapo"

De los demás gneises se diferencia por sus rasgos texturales: *grandes* fenocristales-megacristales, y también morfológicos, ya que constituye materiales más compactos, en general, que el resto de las rocas.

Presentan grandes fenoblastos de feldespato potásico de formas ovoides y tamaños que pueden llegar a los 6 cms. dentro de una masa lepidoblástica-granoblástica constituida por cuarzo, plagioclase, feldespato potásico, biotita y moscovita, y apatito, accesorios.

Los fenoblastos son siempre de microclina peritizada que presenta muchas veces abundantes inclusiones de otros minerales principalmente de una asociación moscovita-sericita. La plagioclase sódica (An5) se presenta en pequeños cristales poco maclados, nunca zonados.

En algunas muestras, en facies menos porfídicas, parecen observarse restos de sillimanita alterada a minerales micáceos.

Los gneises microporfídicos aparecen aleatoriamente distribuidos por toda la serie, aunque predominan hacia el N. y NE. de la misma.

Son una variedad de los glandulares, pero con fenoblastos más finos. Son de textura gneísica, no muy marcada a causa de la baja proporción de micas, porfidoblástica, con los fenoblastos intermedios entre ovoides y rectangulares, y compuestos por cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa como minerales principales; biotita y moscovitas, subordinadas, y apatito, circón y accidentalmente turmalina, accesorios.

El feldespatos potásico que aparece siempre en mayor cantidad que las plagioclasas es microclina más o menos perfitica. Las plagioclasas son sódicas; aparecen en cristales más pequeños, no zonadas y algo macladas.

Los gneises listados se caracterizan por su estructura laminada-listada, debido a la alternancia de capas cuarzo-feldespáticas muy claras (blanco-amarillentas) que alternan con otras que además contienen más o menos micas. La esquistosidad está pobremente desarrollada a causa de la relativa escasez de minerales micáceos. Son de grano medio a fino, no porfídicos y con una composición mineralógica análoga a los demás gneises.

Los gneises aplíticos corresponden a tipos muy poco estructurales (esquistados) a pequeña escala; son leucocráticos a causa de su baja proporción de biotita de grano medio a fino, y compuestos casi en su totalidad por microclina, cuarzo y plagioclasa sódica, con moscovita, biotita subordinadas-accesorias, y apatito y circón, accesorios.

Los gneises migmatíticos que se localizan principalmente al N. y NE. de la serie gneísica son rocas con caracteres texturales muy variables, pero que todas tienen en común el presentar caracteres de facies petrográficas típicas gneisoides con otras de aspecto de granitoides entremezcladas a todas las escalas.

Estas rocas aparecen como formando un "tránsito" entre los gneises más o menos glandulares y los granitos de megacristales.

El estudio de esta evolución tanto en el terreno como petrográficamente parece indicarnos que los gneises han sufrido un proceso de migmatización granitizante que alteró, diferencialmente, los rasgos principalmente texturales, creándose facies de caracteres intermedios entre los metamórficos y plutónicos.

Estos gneises migmatíticos podrían, como es el caso de otras zonas próximas, ser interpretados como miembros extremos de una serie metamórfica regional en donde la anatexia granítica y sus removilizaciones pudieran originar estas facies. En esta zona los gneises y sus variaciones migmatíticas no indican procesos de removilización de fundidos graníticos, entre otras causas por la evolución y paragénesis francamente "frías" de estas rocas, a lo que le debemos añadir dos observaciones más:

La primera que los gradientes de migmatización originados por el emplazamiento del granito de megacristales indica un carácter más metamórfico que ígneo, el cual queda corroborado por las manifestaciones de contacto y paragénesis mineralógicas, en donde debemos explicar el papel que representa la sillimanita, puesto que ésta aparece siempre como consecuencia de estos procesos de migmatización por todo lo cual abogamos aquí más por una migmatización granitizante metasomática, que por removilizados anatéticos, además debemos tener en cuenta que aquella puede originar removilizados no fundidos, que en ambiente hidrotermal son más activos que los fundidos graníticos.

En estas rocas, el "paleosoma" gneísico aparece más o menos replegado y con los fenoblastos diferencialmente deformados. El neosoma, que presenta una composición análoga, está menos deformado, es granudo, más o menos porfídico y con fenocristales más idiomorfos.

En algunas de estas rocas se encuentra sillimanita o fibrolita asociada a minerales moscovíticos-sericíticos, que atribuímos a este proceso de migmatización granitizante en rocas que alcanzaron un "grado medio" de granitización. En las rocas más migma-

tizadas que texturalmente son las menos migmatíticas, la sillimanita es inestable ocupando su lugar el fel.K. o/y moscovita.

Se han realizado análisis modales de algunos gneises, cuyos valores en óxidos son los siguientes:

Los estudios extructurales-texturales y sobre todo su evolución espacial petrográfica parecen indicar que gran parte de estos gneises han sufrido, sobre todo hacia las zonas de contacto con los granitoides (granitos de megacristales y de dos micas), procesos de migmatización granitizantes muy diferenciales, que en algunos casos parece que han ocasionado una removilización parcial de este "zócalo gneísico".

Esta migmatización granitizante originada por los granitoides se comprueba por el paso gradual con texturas y paragénesis mineralógicas intermedias, de las diversas facies de gneises a los granitoides y que definimos en muchos casos como tipos petrográficos migmatíticos. Estos procesos son para nosotros los que hacen aventurado definir un origen orto o paraderivado para los gneises y obtener consideraciones petrogenéticas distintas de las facies migmatíticas, sobre todo estudiadas aisladamente.

En favor de esta migmatización parece hablar la presencia de sillimanita en muchas muestras que nosotros relacionamos con el proceso granitizante.

3b).- Serie Gneísica-granítica. (PC-CAV)

Esta unidad cartográfica-petroológica aparece localizada entre la unidad gneísica y los granitos de fenocristales y de dos micas. Los caracteres petrográficos son intermedios entre los gneises y granitos. Este carácter puede ser debido a dos causas: 1ª) como correspondiente a una facies petrográfica originada durante la estructuración de la unidad gneísica en materiales de análoga edad, o,

2ª) ser debidos a procesos de granitización más tardíos en donde la migmatización granitizante fué la causa de esta transición gneis-granito, la cual se manifiesta diferencialmente desde la masa granítica (granitos de megacristales) a los gneises.

Esta unidad comprende diversas facies petrográficas cuyos extremos son los gneises biotíticos y granitos porfídicos.

- a) Gneises biotíticos.
- b) Gneises graníticos p.d.
- c) Granitos gneísicos.
- d) Granitos gneísicos porfídicos.

a) Gneises biotíticos. (11.16/EP/RO/103)

Son de textura gneísica y compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasea y biotita, como minerales principales, y moscovita, accesorios.

b) Gneises graníticos. (11.16/EP/RO/85)

Son de textura gneísica, poco orientada, algo porfidoblástica y compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasea y biotita como m. principales, moscovita subordinada, apatito, circón y óxidos de hierro, accesorios.

c) Granitos gneísicos. (11.16/EP/RO/91)

Son de textura granuda alotriomorfa algo orientada y compuestos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasea como m. principales, moscovita y biotita subordinadas, apatito, accesorios.

d) Granitos gneísicos algo porfídicos. (11.16/EP/RO/105)

Son de textura granuda hipidiomorfa, algo porfídica y algo orientada, compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasea y biotita como m. principales, y moscovita, apatito y circón, accesorios.

El feldespato potásico es siempre microclina más o menos peritizada. En los tipos porfídicos presenta inclusiones análogas a los de los megacristales.

Las plagioclases son siempre sódicas, no zonadas, con maclas polisintéticas y con muchas inclusiones de minerales sericíticos y moscovitas.

Muestra	103	103	194	194	194
% An	10	15	9	8	9
Ley	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab

Los análisis modales de algunas muestras de rocas, son los siguientes:

	85	91	98	105	158	170
Q	28	26	26	34	29	31
Feld K	34	38	31	43	40	24
Plag.	28	27	34	15	23	34
Biot.	6	5	5	5	4	6
Mosc.	3	3	3	2	3	4
Acc.	1-	1-	1-	1-	1-	1-

REFERENCIAS

85 (11.16/EP/RO/85)	Gneis granítico "listado".
91 (11.16/EP/RO/91)	" " algo porfídico.
98 (11.16/EP/RO/98)	" "
105 (11.16/EP/RO/105)	" " porfídico.
158 (11.16/EP/RO/158)	" " aplítico.
170 (11.16/EP/RO/170)	" " bandeado.

Se han realizado también algunos análisis químicos cuyos valores en óxidos son los siguientes:

Muestras	53	61	91	103	104
SiO ₂	72.20	75.50	70.40	74.50	74.00
Al ₂ O ₃	14.53	13.76	15.29	12.75	12.04
Fe ₂ O ₃	0.05	0.09	0.11	0.51	0.48
FeO	1.96	0.44	1.49	0.86	1.56
MnO	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
MgO	1.11	0.30	0.81	0.60	1.01
CaO	0.84	0.70	1.40	0.56	0.98
Na ₂ O	2.51	3.26	3.13	2.94	2.64
K ₂ O	5.01	4.31	5.44	5.73	5.73
TiO ₂	0.24	0.05	0.38	0.10	0.41
P ₂ O ₅	0.27	0.20	0.49	0.15	0.32
H ₂ O	1.02	0.88	0.78	0.96	0.86
Total	99.76	99.50	99.75	99.68	100.05

REFERENCIAS

- 53(11.16/EP/RO/53) Granito gnefsico.
 61(11.16/EP/RO/61) Leucogranito gnefsico.
 91 (11.16/EP/RO/61) Granito gnefsico.
 103(11.16/EP/RO/103) Gneis granfítico.
 104(11.16/EP/RO/104) Granito gnefsico.

METAMORFISMO, PLUTONISMO Y TECTONICA.- EDAD DE LOS PROCESOS PETROGENETICOS.

1.- Metamorfismo, Plutonismo y Tectónica

Tenemos que decir en primer lugar que muchas consideraciones sobre el metamorfismo y su relación con el plutonismo y la tectónica han sido obtenidas de los estudios realizados en la hoja adyacente de Pereruela.

Del estudio de las diferentes rocas metamórficas, así como su relación con episodios de emplazamiento de los granitoides y teniendo en cuenta los caracteres megameso- microtexturales, podemos decir que en esta hoja parecen deducirse tres procesos de recristalización-deformación.

El primer proceso que daría origen a los "gneises", cuya roca madre no queremos aquí discutir a causa de su diversa interpretación, debió realizarse en un ambiente poco dinámico pero con un foco térmico activo (masas graníticas profundas y con seguramente actividad química), se originarían rocas granitoides-gneísicas cuarzo-feldespatícas de bajo gradientes metamórficos (cuarzo + microclina + albita + micas mal cristalizadas). En esta fase no se originarían estructuras importantes, únicamente se formaría una incipiente esquistosidad de flujo no reconocible actualmente a causa de procesos posteriores.

Este proceso sería con toda posibilidad de edad prehercínica, quizás la geocronología isotópica de K/Ar obtenida en algunos feldespatos no afectados por otros procesos podría ser una indicación cronológica de este supuesto proceso petrogenético-tectónico.

El segundo proceso, con abundantes "credenciales" tanto estructurales, texturales como de recristalización, está patente regionalmente en las hojas adyacentes localizadas al N. y E. de esta.

En este segundo proceso los gradientes dinámicos han sido acusados, los cuales han actuado bajo un gradiente térmico más

o menos importante, inducido por los granitos en profundidad. En esta fase tiene lugar la recristalización-deformación (ambiente metamórfico regional) de las rocas sedimentarias existentes, originando facies metamórficas que podrían definirse como de - muy bajo grado a bajo grado, en general con gradientes crecientes hacia el SO.

Las rocas formadas durante este segundo proceso comprenden tipos que van desde las pizarras-esquistos cloríticos hasta los gneises microglandulares, con toda una gama de rocas intermedias.

En esta hoja no aparecen minerales metamórficos característicos, mientras en la adyacente de Pereruela y en puntos muy localizados existen rocas con incipientes cloritoides y otras con estauroлита además de granate. Estos minerales aparecen en fases de alteración a minerales arcillo-micáceos, lo que parece indicar su carácter metaestable.

La existencia de estos minerales que pudieran estar un poco en desacuerdo con el tipo de metamorfismo de esta segunda fase, la atribuimos a fenómenos muy locales en donde se producirían - sobrepresiones, que añadido a los caracteres químicos de la roca original facilitaron la incipiente cristalización de estos minerales.

En esta segunda fase metamórfica se desarrolla marcadamente una esquistosidad de flujo, originada por la alineación de los minerales micáceos. En muchas rocas el granate se presenta con caracteres texturales que indican etapas de cristalización pre-sincinemáticas, posiblemente a causa de su temprana cristalización.

En una tercera fase hercínica tiene lugar el emplazamiento de los granitos de megacristales que afectan más o menos a las rocas metamórficas originadas en la segunda fase, los cuales se manifiestan en los contactos en forma de diversas facies de granitoides, muy variables tanto textural como mineralógicamente. Estos granitoides aparecen emplazados con ángulos muy oblicuos ($5-15^\circ$), con relación a la estructuración primitiva (S_1), al mismo tiempo que producen procesos de recristalización de formación y neoformación en dichas rocas, debido en gran parte a los apor-

tes de cuarzo y álcalis principalmente procedentes del granito.

Este proceso origina nuevas facies polimetamórficas de poca amplitud espacial y que se localizan principalmente en el contacto con estos granitoides. Los nuevos minerales que se forman son: andalucita, sillimanita, y feldespato potásico, este de segunda generación, generalmente microclina.

El ambiente de estos nuevos minerales no parece ser el mismo, ya que la andalucita parece originarse en rocas de contacto en donde la granitización no es muy elevada, pero de indudable acción térmica.

La sillimanita se localiza en rocas de ambientes de granitización más acusados, en donde los aportes son más elevados y en donde la andalucita se hace inestable.

Por último el feldespato potásico, aunque parece abarcar un amplio ambiente físico-químico tiene su mayor desarrollo en las zonas de mayor intensidad de granitización, y en donde la sillimanita se hace ya inestable.

Este tercer proceso plutometamórfico parece originar una segunda esquistosidad de cizalla (S_2) muy débil que forma ángulos de 5 a 15° con la anterior.

Debido a que el grado de recristalización de muchas rocas metamórficas es bastante acusado, sobre todo cerca de los contactos con los granitoides, pudiera hacer que la sillimanita y el feldespato potásico fueran interpretados como minerales originados en la segunda fase, como sugieren algunos autores, y que nosotros atribuímos a la tercera fase, aunque no descartamos que esta fase sea una continuidad de la segunda en muchas zonas de los granitoides hercínicos.

2.- Edad de los procesos petrogenéticos.

a) Introducción: No se han realizado dataciones de edades absolutas en masas rocosas de esta hoja debido a que las mismas, además de ser muy laboriosas, requieren un tiempo, que sobrepasa el plazo previsto para la realización de la presente hoja.

Para salvar esta dificultad hemos intentado realizar estudios geocronológicos basados en:

1º) Datos bibliográficos sobre edades absolutas obtenidos en granitoides de esta zona.

2º) Relacionar petrogenéticamente estos granitoides con los de la presente hoja, y

3º) Obtener secuencias petrogenéticas basadas en la obtención de los "coeficientes de dispersión de las birrefrings" en las plagioclasas de los diferentes granitoides, con los cuales se obtienen datos de edades relativas, que relacionados con las absolutas existentes pueden darnos valores bastante - aproximados sobre la "antigüedad" y secuencias petrogenéticas - de los granitoides, los cuales pueden ser extensibles a las rocas metamórficas si tenemos en cuenta, además de estos datos, la existencia y orden de estructuraciones y sus relaciones con procesos de recristalización.

b).- Edades absolutas: Los datos bibliográficos sobre edades absolutas obtenidas en zonas próximas, son:

- MENDES, F. (1.968) por el método de Rb-Sr en granitos biotíticos de la región de Tras-Os-Montes, obtiene edades comprendidas entre 296 ± 13 m.a. y 312 m.a. En granitos de megacrístales, $307 \pm$ m. a y 312 ± 7 m.a.

-PENHA H.M. y ARRIBAS.A. (1.973) en los granitos de dos micas del Sur de Fermoselle (Sur de la hoja de Muga de Sayago), y sobre biotitas, dan edades de unos 311 ± 15 m. a, y $309 \pm$ m.a. - para la mocovita.

- PRIEM et al (1.967) en los granitos de dos micas de Troncoso (Portugal), obtiene edades de unos 310 m.a. En el Norte de Portugal, estos autores, en granitos de dos micas, obtienen edades medias de 298 ± 10 m.a.

c).- Método de edades relativas (Kd).-: Este método óptico está basado en los estudios de Kuznetsov (1.964) y Chibukham (1.963), perfeccionados más tarde, entre otros, por Piboule, Roques y Vachette (1.965), y Guimaraes (1.966).

En esencia consiste en la medida del Kd (coeficiente de dispersión de la birrefringencia).

$$Y \text{ según la relación: } Kd = 100 \frac{hr}{ha} \times \frac{Ra}{Rr}$$

en donde:

hr = longitud de onda del filtro 600 n m (± 15)

ha = " " " 440 "

Rr = retardo medido con luz monocromática de 600 n m (± 15)

Ra = " " " 440 "

Los retardos se han medido con compensador rotativo de cuarzo tipo "Ehringhaus" y son a continuación tabulados para la obtención del Kd.

El método se ha aplicado a las plagioclasas por dos razones:

1º) Por la constancia y abundancia de este mineral en todos los granitoides.

2º) Por ser el que mejor refleja la amplitud de las condiciones de cristalización.

La ventaja de este método radica en su rapidez y en que el número de Kd determinado para cada roca es lo suficientemente amplio para dar una idea completa del período de cristalización de una roca. Su inconveniente reside en que los datos obtenidos son relativos, siendo necesario su apoyo en determinaciones de edades absolutas.

Se han determinado determinaciones del Kd en 17 muestras - de rocas de granitoides (Cuadro I).

Las variaciones extremas de los Kd oscilan entre 146 (valores más modernos) y 153 (valores más antiguos).

d).- Consideraciones cronológicas.: En la distribución del Kd para los diferentes tipos de rocas analizadas se pueden deducir las siguientes observaciones:

Los granitos porfídicos (con megacrístales) presentan una media de cristalización de Kd = 152. Los valores de Kd mayores - (más antiguos en cristalización) corresponden a facies de borde

menos porfídicos, en tránsito a la serie metamórfica, por lo - que aquellos valores pueden ser inducidos por procesos de recristalización metamórfica, anteriores al emplazamiento de los granitos de megacristales.

Los granitos de dos micas asociados a los granitos de megacristales, a los que se pasa gradualmente, dan Kd (edades relativas) muy análogas, media Kd = 150, lo que está de acuerdo con las observaciones de campo.

Los gneises de la serie metamórfica dan Kd = 152. Esta medida que puede ser no representativa, pudiera ser consecuencia de la influencia próxima de los granitos anteriores.

Los gneises graníticos dan Kd muy variables y edades relativas más modernas con relación a los granitoides (Kd 146-149). Esto puede ser consecuencia de procesos de removilización tardíos que afectan a estas rocas.

El valor de Kd = 154, obtenido en una muestra, puede ser - más representativo.

Los gneises glandulares dan valores análogos a los granitos, Kd = 152.

CUADRO IVALORES DE Kd MEDIDOS EN PLAGIOCLASAS.HOJA 11.16. MUGA DE SAYAGO

<u>Muestra</u>	<u>Clasificación</u>	<u>Kd</u>
11.16/EP/RO/6	<u>Granito de dos micas</u>	150
11.16/EP/RO/8	<u>Granito de dos micas</u>	a) 150
"	"	b) 150
11.16/EP/RO/29	<u>Granito porfídico</u>	a) 149
"	"	b) 154
"	"	c) 149,6
11.16/EP/RO/79	<u>Granito porfídico</u>	a) 153
"	"	b) 153
11.16/EP/RO/96	<u>Granito porfídico</u>	a) 147,2
"	"	b) 150
"	"	c) 153,2
11.16/EP/RO/103	<u>Gneis granítico</u>	a) 146
"	"	b) 153
11.16/EP/RO/173	<u>Gneis glandular</u>	151,8
11.16 11.16/EP/RO194	<u>Gneis granítico</u>	a) 149
"	"	b) 149,2
"	"	c) 148,2

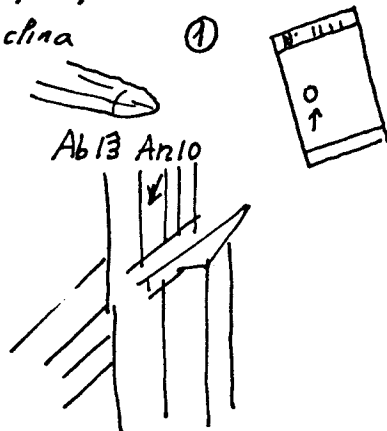
Hoja 11.16 Muga de Sayago

11.16/EP/RO/8

o 332 35i acina
Δ 56 10d

15'1 15'8 15'3 16
15'1 15'8 15'3 16
15'1 15'3 16
15'45 15'65

Kd 150



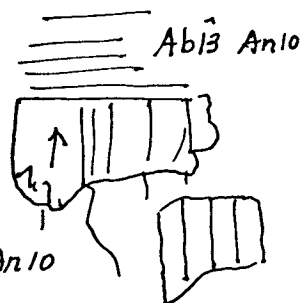
11.16/EP/RO/6

o 150 7i
Δ 245'5 20i

17'2 17'4 ... 17'1
17'2 17'4
17'3

Kd 150

otra Ab13 An10



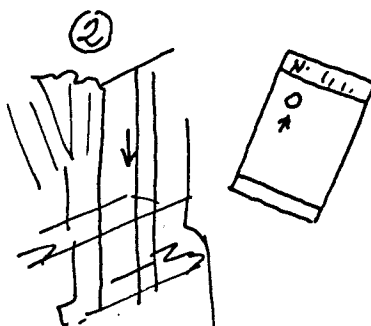
11.16/EP/RO/79

o 331 15d
Δ 64 8d

15'8 15'9 16 16'1
15'8 15'9 16
15'8 16

Ab 14 An 9

Kd 150



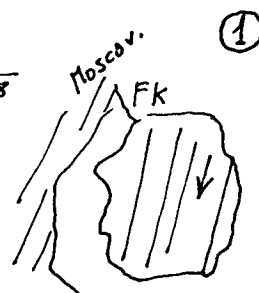
o 219-30 9d

Δ 315 28i

17'6 17'7 17'6 17'7
17'6 17'7 17'6 17'7
17'6 17'7 17'6 17'7
17'65 17'65

Kd 153'2

17'7 17'6 17'7
17'7 17'7

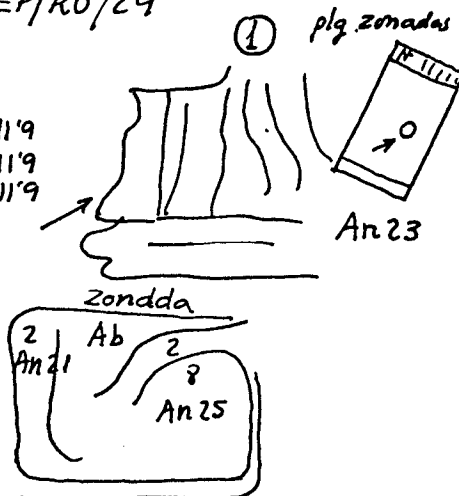


11.16/EP/RO/29

o 336 2i
Δ 66'5 16i

11'6 11'7 11'7 11'9
11'7 11'6 11'8 11'9
11'7 11'6 11'8 11'9
11'6 11'8

Kd 149

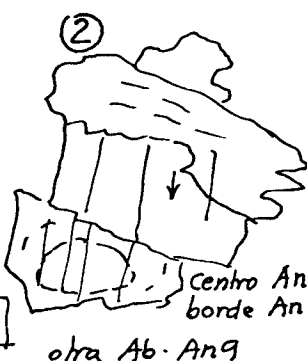


o 144 28i
Δ 231 6i

16 16'4 16'2 16'4 16'2
16'4 16'2 16'5 16'2
16'3 16 16'4 16'2
16'3 16'3 16'3
16'4 16'2
16'4-16'2 16'3

Kd 153'6

Centro An 9
borde An 14

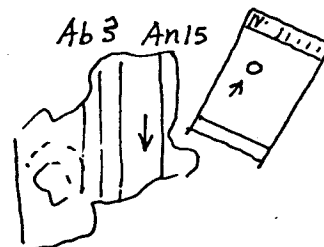


11.16/EP/RO/103

o 330 3d
Δ 58 26i

17'3 17 17'3 16'9
17'4 17 17'4 17
17'4 17'1 17'4 16'9
17'2 17'2

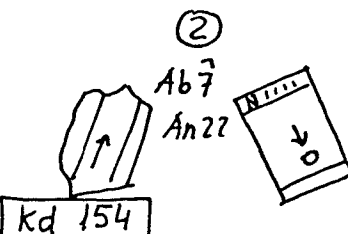
Kd 153'2



o 284 17d 5
Δ 10 5d

12'9 12'6 12'9 12'7
13 12'6 13 12'6
12'9 12'7 12'9 12'7
12'78 12'78

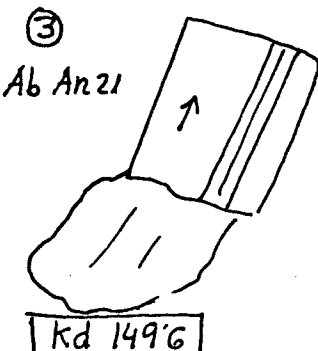
Kd 154



o 88'5 20d 10
Δ 174 10i

13'7 13'6 13'9 13'8
13'7 13'6 13'9 13'8
13'7 13'6 13'9 13'8
13'65 13'85

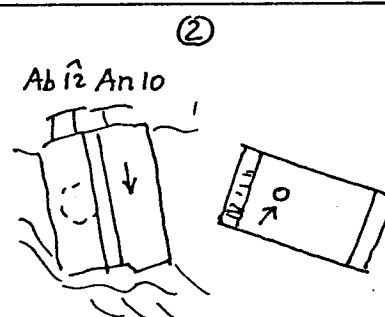
Kd 149'6



o 234 17'5i
Δ 327 9i

12'7 13 13'1 13'4
12'7 13 13'1 13'4
12'7 13 13'1 13'4
12'85 13'25

Kd 146



Hoja 11.16 Muga de Sayago

11.16/EP/RO/96

①

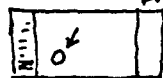
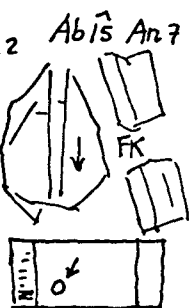
o 140 37i
A 240 13i

Ab 2i An 2 Ab 15 An 7

17'5 17'9 17'9 18'3
17'5 17'9 18'3
17'5 17'9 18'3 FK
17'7 18'11

Kd 147'2

Ab 10 An 12



11.16/EP/RO/194

①

o 184'5 25i
A 277'5 7i

7
25

15'9 15'9 16'2
16'2 15'9 16'4 16'5
16'2 15'9 16'4 16'4
15'9 16'4 16'5
16'2 16'4 16'4
15'9 16'5 16'4

15'9

16'2

Kd 149

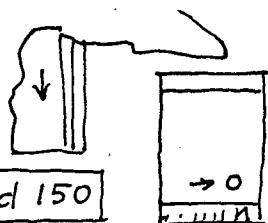
Ab 16 An 5

o 318 12d
A 48 0

15'7 16 15'7 15'7
15'7 15'7 15'7
15'7

15'5 15'9 15'7 16'1
15'5 15'9 15'7 16'1
15'7 15'9

Kd 150



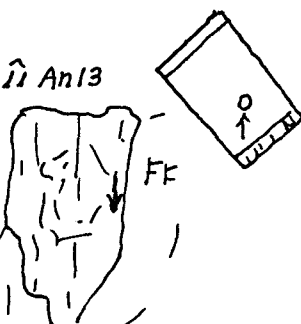
③

o 57 0
A 148 0

Ab 11 An 13

15'9 15'8 16'1
15'9 16'1 15'8 16'2
15'9 16'1 15'8 16'1
- 16'1 16'1
- 16' 16' FK

Kd 153'2



o 182 38i
A 279 10i

10
30

②

Plg. deform.

18'1
18'6 18'6 19
18'6 18'6 18'9
18'6 18'6 18'9
18'6 18'9
18'9

Kd 149'2



Ab 13
Max 13
An 9

③

o 114 28d
A 191 23i

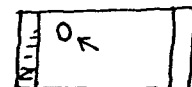
30
23

13'3 13'4 13'4 13'7
13'2 13'4 13'5 13'7
13'2 13'6 13'4 13'6
13'3 13'4 13'5 13'7
13'4 13'5 13'7
- 13'3 - 13'6

Kd 148'2



Ka Max
An 9 otra Ab An 8



11.16/EP/RO/173

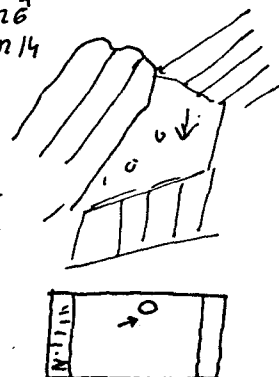
Ab An 6
An 14

o 116 27d
A 206 0

27

16'3 16'3 16'6 16'5
16'3 16'3 16'4 16'4
16'3 16'3 16'3 16'5
- 16'3 16'3 16'4
16'6
16'4 16'4
16'4

Kd 151'8



otra { borde 13 An 8
centro 4 An 17

REFERENCIAS DE LOS ANALISIS QUIMICOS

HOJA 11.16. MUGA DE SAYAGO

nº anals.	nº muestra	Clasificación	Laboratorio
24	11.16/EP/RO/29	Granito porfídico.	GEMAT
25	11.16/EP/RO/3	Granito dos micas algo porfid.	"
26	11.16/EP/RO/8	Granito dos micas.	"
27	11.16/EP/RO/35	Granito biotítico.	"
28	11.16/EP/RO/53	Granito gneísico.	"
29	11.16/EP/RO/61	Leucogranito.	"
30	11.16/EP/RO/89	Gneis granítico.	"
31	11.16/EP/RO/91	Granito gneísico.	"
32	11.16/EP/RO/95	Granito algo porfídico.	"
33	11.16/EP/RO/96	Granito porfídico.	"
34	11.16/EP/RO/103	Gneis	"
35	11.16/EP/RO/104	Granito	"

CUADRO I

11 16 EP 20	29	3	8	35	53	61
Oxidos	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	69'40	70'00	71'80	70'90	72'20	75'50
Al ₂ O ₃	15'03	14'78	15'29	14'02	14'53	13'76
Fe ₂ O ₃	0'84	0'21	0'15	0'41	0'05	0'09
FeO	2'32	2'17	1'26	2'92	1'96	0'44
MgO	1'61	0'81	0'71	1'51	1'11	0'30
CaO	1'96	1'26	0'84	1'12	0'84	0'70
Na ₂ O	3'01	2'29	3'10	2'69	2'51	3'26
MnO	0'05	0'02	0'02	0'04	0'02	0'01
TiO ₂	0'51	0'45	0'13	0'47	0'24	0'05
P ₂ O ₅	0'38	0'59	0'44	0'40	0'27	0'20
H ₂ O	0'63	1'18	1'05	1'20	1'02	0'88
K ₂ O	4'43	5'88	5'10	4'09	5'01	4'31
Q	28'12	30'52	31'71	34'11	34'27	38'35
OR	26'18	34'75	30'14	24'17	29'61	25'47
AB	25'47	19'38	26'23	22'76	21'24	27'59
AN	7'24	2'40	1'30	2'95	2'41	2'17
HY	6'83	5'12	3'78	8'08	5'96	1'42
MT	1'22	0'30	0'22	0'59	0'07	0'13
IL	0'97	0'85	0'25	0'89	0'46	0'09
AP	0'88	1'37	1'02	0'93	0'63	0'46
C	2'63	3'77	4'20	4'09	4'10	2'94
TT-INDEX	79'78	84'64	88'09	81'04	85'12	91'41
FEMG	0'35	0'54	0'46	0'47	0'47	0'41
WODI	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00
A	60'93	71'92	79'46	58'35	70'68	90'12
F	25'88	20'95	13'66	28'66	18'89	6'31
M	13'19	7'13	6'88	12'99	10'43	3'57

CUADRO II

Oxidos	89 30	91 31	95 32	96 33	103 34	104 35
SiO ₂	76'00	70'40	70'70	70'00	74'50	74'00
Al ₂ O ₃	12'49	15'29	15'55	15'29	12'75	12'04
Fe ₂ O ₃	0'21	0'11	0'58	0'23	0'51	0'48
FeO	1'13	1'49	1'23	1'70	0'86	1'56
MgO	1'00	0'81	0'80	1'10	0'60	1'01
CaO	0'70	1'40	0'98	0'98	0'56	0'98
Na ₂ O	1'88	3'13	2'72	3'12	2'94	2'64
K ₂ O	5'53	5'44	5'78	5'58	5'73	5'73
MnO	0'01	0'03	0'02	0'03	0'02	0'02
TiO ₂	0'15	0'38	0'31	0'34	0'10	0'41
P ₂ O ₅	0'11	0'49	0'40	0'57	0'15	0'32
H ₂ O	0'93	0'78	0'93	0'85	0'96	0'86
Q	40'46	27'60	30'00	27'26	33'33	33'18
OR	32'68	32'15	34'16	32'98	33'86	33'86
AB	15'91	26'49	23'02	26'40	24'88	22'34
AN	2'75	3'75	2'25	1'14	1'80	2'77
HY	4'16	4'09	3'30	5'17	2'52	4'34
MT	0'30	0'16	0'84	0'33	0'74	0'70
IL	0'28	0'72	0'59	0'65	0'19	0'78
AP	0'25	1'14	0'93	1'32	0'35	0'74
C	2'40	2'88	3'99	3'70	1'05	0'48
TT-INDEX	89'05	86'24	87'17	86'63	92'07	89'38
FEMG	0'34	0'44	0'33	0'40	0'34	0'36
WODI	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00	0'00
A	76'00	78'05	76'51	74'17	81'48	73'29
F	13'74	14'57	16'29	16'45	12'88	17'86
M	10'26	7'38	7'20	9'38	5'64	8'84

Fig 1

Diagrama AFM

Granitoides de la hoja
11.16 Muga de Sayago

20395

