

UNIVERSIDAD DE BARCELONA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica

ASPECTOS GEOLOGICOS Y METALOGENETICOS
DEL BATOLITO DE RICOBAYO Y COMPLEJO DE
VILLASECO - PERERUELA Y SUS MINERALIZACIONES
ESTANNIFERAS ASOCIADAS (ZAMORA)

José Luis Fernández Turiel

1987

UNIVERSIDAD DE BARCELONA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Departamento de Geoquímica,
Petrología y Prospección Geológica

ASPECTOS GEOLOGICOS Y METALOGENETICOS
DEL BATOLITO DE RICOBAYO
Y COMPLEJO DE VILLASECO - PERERUELA
Y SUS MINERALIZACIONES ESTANNIFERAS ASOCIADAS
(ZAMORA)

Memoria presentada para optar al grado
de Doctor en Ciencias Geológicas por

José Luis FERNANDEZ TURIEL

Dirección:

Manuel VILADEVALL i SOLE

Julio SAAVEDRA ALONSO

Este trabajo ha sido realizado y financiado durante el disfrute de una Beca del Plan de Formación del Personal Investigador en la U.E.I. de Mineralogía y Geoquímica del Consejo Superior de Investigaciones Científicas en Salamanca.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer a mis directores de tesis, Julio SAAVEDRA ALONSO y Manuel VILADEVALL i SOLE, sus enseñanzas, orientación y paciente dedicación a lo largo de estos años, que hacen posible la presentación de esta Memoria.

A M^a Eulàlia DURAN por su incondicional ayuda científica y moral que me han motivado en todo momento.

A Antonio GARCIA SANCHEZ, por su colaboración en la parte analítica.

A Alfonso GRACIA, por la inestimable ayuda prestada en los apartados de prospección.

A Fernando BODEGA, Francisco GONZALO, Encarnación PELLITERO, Rólf BUCKHARDT, José NAVARRETE y José María MARTIN POZAS, por su ayuda y sugerencias.

A Chony, Pepe, el Colo, Luis, Pedro, M^a Eugenia, Andrés y Roberto, por su colaboración y cooperación.

A la Junta de Castilla y León, que gentilmente ha autorizado la utilización de datos inéditos en el capítulo de prospección.

Al Instituto Florián de Ocampo, por la concesión de una Ayuda a la Investigación para la realización de parte de este trabajo.

A mis amigos y compañeros del C.S.I.C. de Salamanca y del Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Universidad de Barcelona, por su acogida, apoyo y colaboración.

Y en fin, a TODOS aquellos que han hecho posible, de una u otra manera, la realización de este trabajo.

INTRODUCCION

La presente memoria se articula en torno a dos temas principales:

- Rasgos metalogenéticos del Batolito de Ricobayo y del Complejo de Villaseco - Pereruela (Provincia de Zamora) y sus mineralizaciones estanníferas asociadas, con especial énfasis en aquellos fenómenos que relacionan a unos y a otras.

- Desarrollo de una metodología de prospección a escala estratégica - táctica para las mineralizaciones de estaño consideradas.

Tales aspectos son desarrollados a través de tres capítulos principales en los que sucesivamente se hace hincapié en la prospección y reconocimiento de las mineralizaciones, descripción de éstas y estudio petrográfico, estructural y geoquímico de los granitos, aplitas y aplopegmatitas del Batolito de Ricobayo y del Complejo de Villaseco - Pereruela, para como corolario proponer un modelo genético que explique las características geológicas observadas.

I. GENERALIDADES	1
1. RASGOS GEOGRAFICOS	3
2. CONTEXTO GEOLOGICO	5
1. LA CADENA HERCINIANA EUROPEA	5
2. EL MACIZO IBERICO	7
3. CONTEXTO METALOGENETICO	11
4. DESCRIPCION GENERAL DEL SECTOR	13
1. ESTRATIGRAFIA	13
2. TECTONICA	18
3. METAMORFISMO	22
4. ROCAS IGNEAS	25
5. TRABAJOS PRECEDENTES	27
II. PROSPECCION Y RECONOCIMIENTO DE LAS MINERALIZACIONES DE ESTAÑO	31
1. INTRODUCCION	33
2. METODOLOGIA	35
1. MUESTREO Y PREPARACION DE LAS MUESTRAS	37
2. PROCEDIMIENTOS ANALITICOS	38
3. DETERMINACION DE ANOMALIAS	39
1. LA DISTRIBUCION LOGNORMAL	40
2. LOS GRAFICOS LOGPROBABILISTICOS	41
3. DETERMINACION DE ANOMALIAS EN POBLACIONES LOGNORMALES SIMPLES	42
4. ANALISIS DE MEZCLAS DE POBLACIONES LOGNORMALES	44
5. ANALISIS DE DISTRIBUCIONES CENSURADAS	46
6. EJEMPLO DE POBLACION LOGNORMAL SIMPLE	47
7. EJEMPLO DE MEZCLA DE POBLACIONES MUESTRALES LOGNORMALES	49
3. RESULTADOS	53
1. UMBRALES DE ANOMALIA	53
2. MAPAS DE ANOMALIAS	57
3. COMPARACION ENTRE DATOS GEOQUIMICOS Y MINERALOGICOS	70
4. INVENTARIO DE INDICIOS	75
III. DESCRIPCION DE LAS MINERALIZACIONES DE ESTAÑO	79
1. ZONA DE ARCILLERA	81
1. MINA SANTA ELISA	82
1. FILONES DE CUARZO	82
2. APEX LEUCOGRANITICO	84

2. ZONA DE CEREZAL DE ALISTE	85
1. MINA ROSARIO	85
1. FILONES DE CUARZO DE LOS TIPOS A Y B	87
2. FILONES DE CUARZO TIPO C	89
2. EL GRANJO	94
3. ZONA DE BRANDILANES	94
4. ZONA DE VILLADEPERA-CARBAJOSA	97
1. POZO ESPERANZA	97
1. DIQUES DE APLITA	100
2. FILONES DE CUARZO	103
2. POZO CARMEN	105
3. VALDEFEIDE	105
4. MINA SANTA BARBARA	106
5. MINA DORINDA-PENA DEL CUERVO-PENA BLANCA	114
1. DIQUES DE APLITA	114
2. FILONES DE CUARZO	119
5. ZONA DE ALMARAZ DE DUERO-LAS ERICAS	127
1. SECTOR DE ALMARAZ DE DUERO-PERERUELA	128
2. JUDIEZ	131
3. SECTOR DE LAS ERICAS	131
IV. EL BATOLITO DE RICOBAYO Y EL COMPLEJO DE VILLASECO - PERERUELA	133
1. MUESTREO	135
2. ASPECTOS PETROGRAFICOS	135
1. BATOLITO DE RICOBAYO	135
1. GRANITOS DE DOS MICAS	137
2. GRANITOS DE DOS MICAS-MOSCOVITICOS Y NETAMENTE MOSCOVITICOS	146
3. GRANITOS BIOTITICOS CON CORDIERITA	149
4. APLITAS	151
2. COMPLEJO DE VILLASECO-PERERUELA	155
3. DIORITA ANFIBOLICA DE MOVEROS	158
4. PROCESOS DEUTERICOS DE ALTERACION	159
5. TIPOS GRANITICOS DISTINGUIDOS Y SU CLASIFICACION EN EL TRIANGULO Q-A-P	161
3. ASPECTOS ESTRUCTURALES	165
1. FOLIACIONES DE LAS ROCAS GRANITICAS	167
2. EFECTOS DE LA DEFORMACION SOBRE LOS MINERALES GRANITICOS	175
3. DIACLASAS Y DIQUES	177
4. FILONES DE CUARZO MINERALIZADOS CON CASITERITA	182
5. INTERPRETACION DE LAS ESTRUCTURAS OBSERVADAS	183

4. ASPECTOS GEOQUIMICOS	187
1. PREPARACION Y ANALISIS DE LAS MUESTRAS	187
2. CLASIFICACION	189
3. RANGOS DE VARIACION	192
4. DISTRIBUCION ESPACIAL DE LOS CONTENIDOS GEOQUIMICOS EN EL BATOLITO DE RICOBAYO	199
5. CONTEXTO GEOTECTONICO	213
5. CONDICIONES DE CRISTALIZACION	217
1. DIAGRAMA Q-Ab-Or	217
2. DIAGRAMAS DE ESTABILIDAD	221
6. EVOLUCION PETROGENETICA	227
1. FUSION PARCIAL EN EQUILIBRIO	227
1. CONSIDERACIONES TEORICAS	227
2. ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS	229
2. DIFERENCIACION POR CRISTALIZACION FRACCIONADA	236
1. CONSIDERACIONES TEORICAS	236
2. BATOLITO DE RICOBAYO	237
3. LEUCOGRANITO DE VILLASECO	244
4. APLITAS Y APLOPEGMATITAS	247
3. OTROS PROCESOS DE DIFERENCIACION	249
1. DIFUSION TERMOGRAVITACIONAL	249
2. FRACCIONACION CONVECTIVA	253
3. EFECTOS PRODUCIDOS POR LOS PROCESOS DEUTERICOS ASOCIADOS A UNA FASE VOLATIL ALCALINA SOBRE LOS ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS	255
V. GENESIS DE LAS MINERALIZACIONES DE ESTAÑO ASOCIADAS AL BATOLITO DE RICOBAYO Y COMPLEJO DE VILLASECO - PERERUELA	267
1. TRANSPORTE DEL ESTAÑO	269
2. ORIGEN DE LAS MINERALIZACIONES DE CASITERITA ASOCIADAS A GRANITOS	271
3. MODELO GENETICO	275
VI. CONCLUSIONES	283
VII. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	289
ANEXO I. DATOS ANALITICOS DE LAS MUESTRAS UTILIZADAS EN LA MEMORIA	

CAPITULO I

GENERALIDADES

I.1. RASGOS GEOGRAFICOS

El sector estudiado se encuentra situado (Fig. 1) al Oeste de la ciudad de Zamora en las comarcas de Aliste, Alba y Sayago; tiene forma aproximadamente rectangular y su extensión no supera los 750 km² (50 km de largo por 15 de ancho).

El relieve es suave, con una altitud media de 800 m sobre el nivel del mar. Esta planicie es atravesada por las gargantas de los ríos Duero y Esla, dando cortes prácticamente verticales de hasta 200 m de altura. La red hidrográfica está evidentemente condicionada por estos dos grandes ríos y se compone de pequeños arroyos que cambian abruptamente de pendiente en las proximidades de los tajos.

La precipitación media anual es de 600 mm y la estación seca dura desde Junio a Septiembre. El clima es continental.

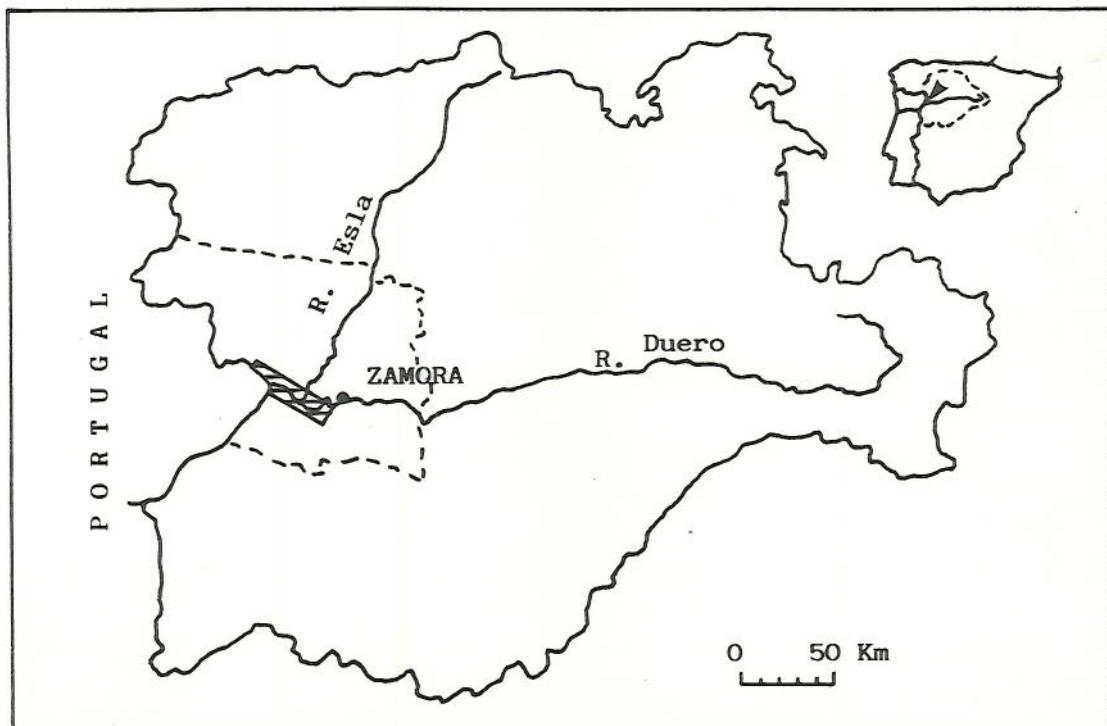


Fig. 1. Localización de la zona estudiada en Castilla y León

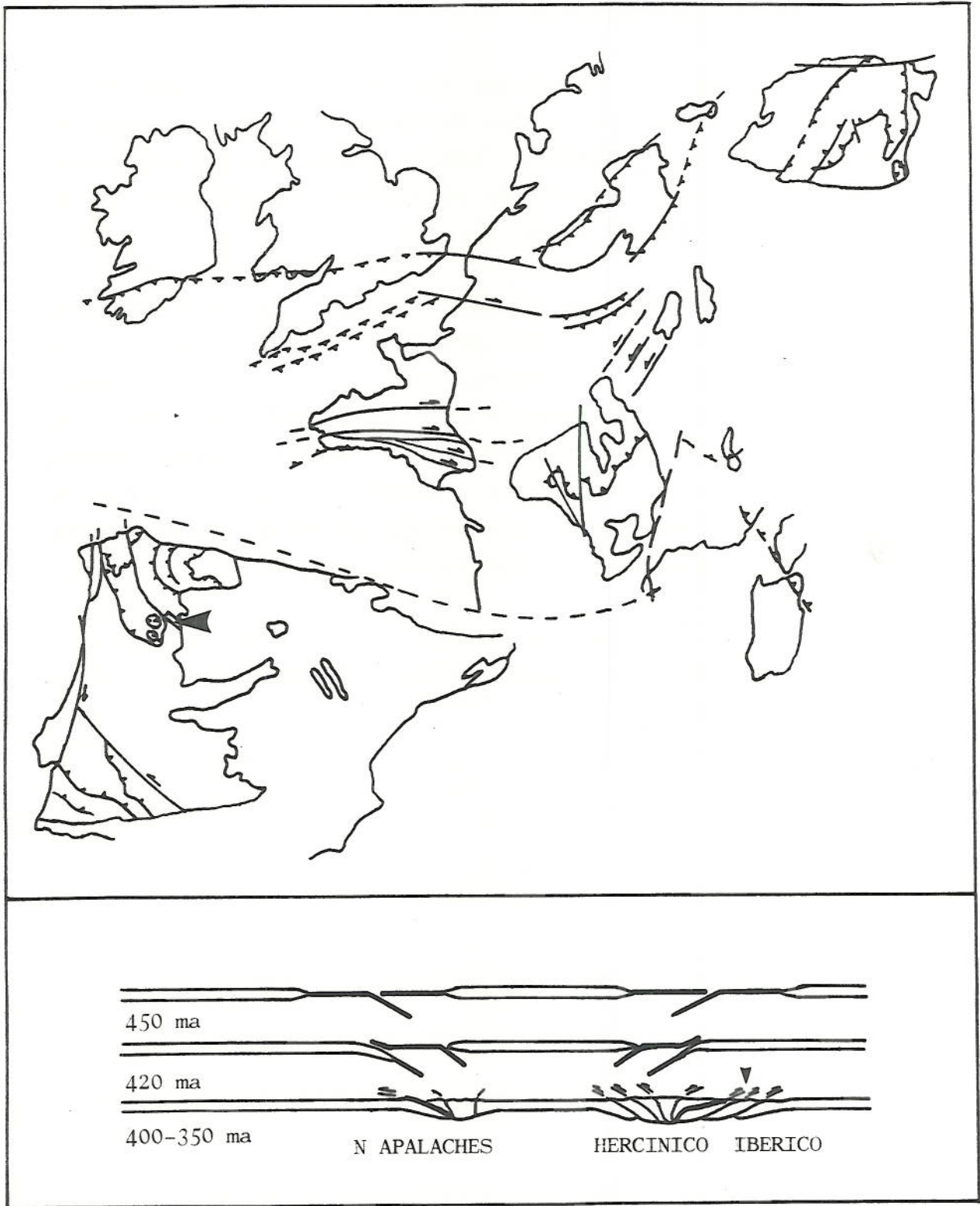


Fig. 2. Localización del sector estudiado en el contexto de la Cadena Herciniana Europea (esquema basado en MATTE, 1986).

I.2. CONTEXTO GEOLOGICO

I.2.1. LA CADENA HERCINIANA EUROPEA

En la cadena herciniana europea (Fig. 2), que se extiende desde el Sur de la Península Ibérica hasta la plataforma ruso-escandinava, con una anchura de 700 a 800 km, se han distinguido cinco zonas (BARD et al., 1980):

i/ Una Zona Central, relativamente estable que engloba el Barrandiense de Europa Central y las partes centrales de Bretaña y la Península Ibérica, en la que sobre los materiales precámbricos, por lo general epimetamórficos y localmente atravesados por granitoides cambro-ordovícicos, se disponen transgresivamente series paleozoicas poco deformadas.

ii/ Dos zonas móviles, situadas a ambos lados de la precedente, caracterizadas por una tectónica tangencial intensa, metamorfismo meso- y catazonal e intrusiones de granitoides sin-, tardi- y post-tectónicas de varios tipos:

a) La Zona Móvil Norte se extiende desde el Sur de gran Bretaña hasta la zona saxo-turingiense, sus estructuras son vergentes al Norte y/o Noroeste y en principio es correlacionable con los segmentos sudibéricos del Alentejo y Sierra Morena Meridional, cuya vergencia es W-SW y SW.

b) La Zona Móvil Sur se puede seguir desde la Sierra Morena Septentrional hasta el Macizo de Bohemia, pasando por Galicia, el Sur del Macizo Armoricano y el Macizo Central francés. En esta

zona las estructuras vergen hacia el corazón del arco ibero-armoricano.

iii/ Dos cuencas externas a las zonas móviles, con formaciones del Precámbrico al Carbonífero Superior molásico, anquimetamórficas y con una tectónica tangencial característica:

a) El "Variscan fore-deep" anglogermánico al Norte de la Zona Móvil Norte y su hipotéticamente correlacionable Culm de Huelva.

b) La Cuenca Asturo-Cantábrica en el corazón del arco ibero-armoricano.

Esta estructuración, así como la existencia de rocas de afinidad oceánica con una historia tectonomagmática compleja, al parecer relacionada con fenómenos de obducción, ha llevado a diversos autores (BARD et al., op. cit.; IGLESIAS, RIBEIRO y RIBEIRO, 1983; MATTE, 1986; etc.) a interpretar la Cadena Herciniana en términos de tectónica de placas: sería el resultado de una secuencia de fenómenos del tipo subducción, obducción y, por último, colisión continentales.

En este contexto geotectónico existen principalmente dos tipos de granitos (MATTE, 1986):

i/ Granitos de dos micas y leucogranitos

Estos granitos suelen ser peraluminicos y están relacionados con la deformación y el metamorfismo; generalmente están localizados en zonas de cizalla dúctil sinmetamórficas. Su relación isotópica inicial de Sr es alta (0.710-0.720) y su edad está comprendida entre 370 y 310 m.a.

ii/ Monzogranitos y granodioritas

Son granitoides subalcalinos o calcoalcalinos emplazados entre 360 y 280 m.a. que tienen bajas relaciones isotópicas iniciales de Sr (0.704-0.710).

I.2.2. EL MACIZO IBERICO

La Cadena Herciniana aflora ampliamente en el Oeste de la Península Ibérica, formando el Macizo Ibérico o Hespérico. Este Macizo muestra un bandeamiento en el que se distinguen cinco zonas alargadas paralelamente a las grandes estructuras hercinianas, cuyas direcciones son NW-SE, excepto en el Norte de la Península, donde dibujan un arco (arco ibero-armórico): Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona Centro-Ibérica, Zona de Ossa Morena y Zona Sur-Portuguesa (Fig. 3). Estas zonas tienen además de un sentido esencialmente paleogeográfico, características similares en cuanto a metamorfismo, magmatismo y metalogenia (JULIVERT et al., 1974; JULIVERT y MARTINEZ, 1983).

Recientemente, MARTINEZ GARCIA y GIL IBARGUCHI (1986) ha distinguido en el Macizo Ibérico los veinticinco "terrenos" diferentes que se señalan en la Fig. 4; un "terreno" es "un área caracterizada por una continuidad interna de la geología, que incluye estratigrafía, provincias faunísticas, estructura, metamorfismo, petrología ígnea, metalogenia y registro paleomagnético, que es distinta de los terrenos vecinos y no puede ser explicada por cambios de facies" (KEPPIE, 1985).

El sector estudiado se encuentra en el borde septentrional de la Zona Centro-Ibérica y entre los terrenos de Villadepera y Sanabria (Figs. 3 y 4).

Los principales tipos graníticos distinguidos en el Macizo Ibérico son los mismos que los señalados en el contexto general de la cadena. Una síntesis comparativa de los términos más usados en la bibliografía se da en la Tabla I.

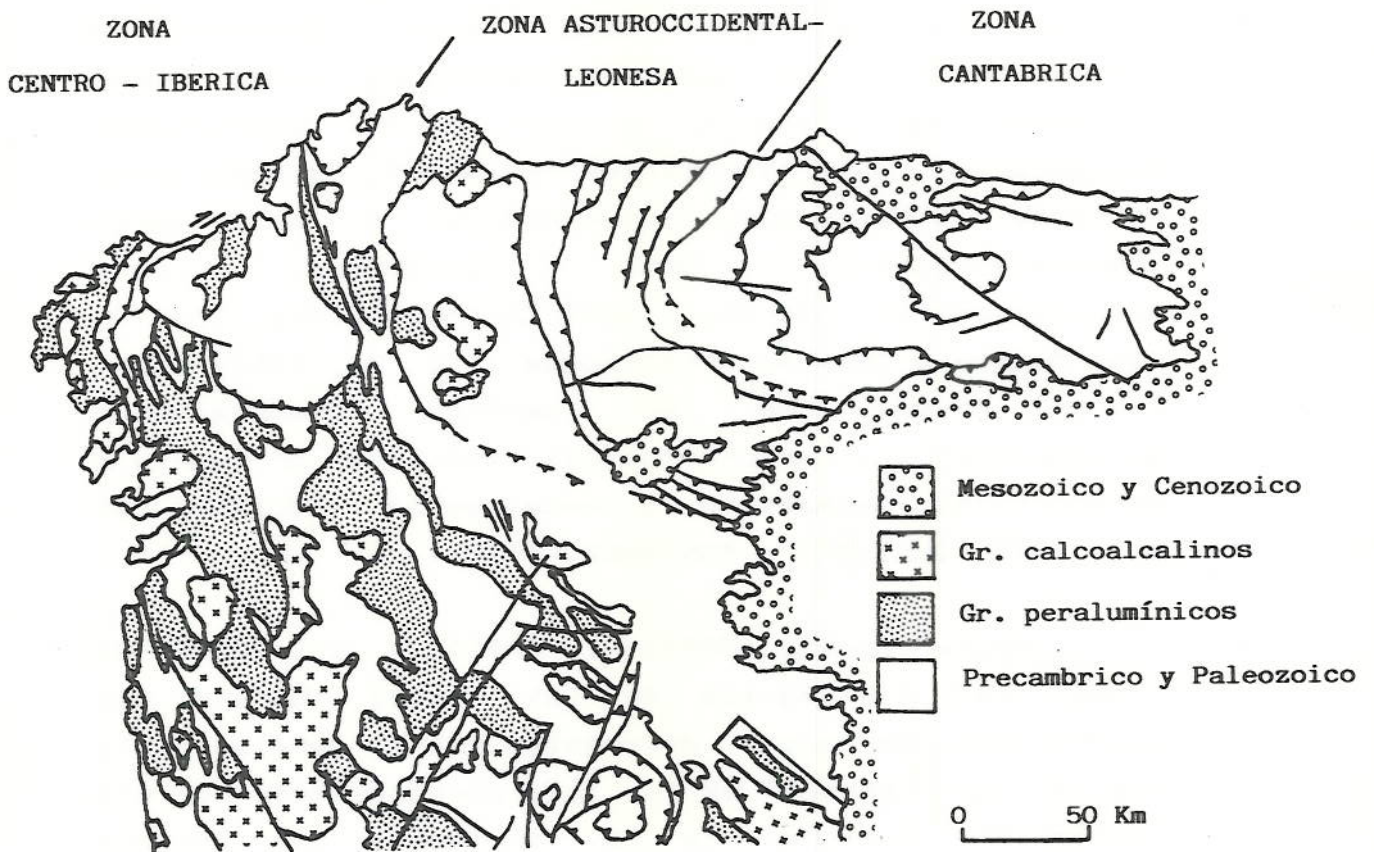


Fig. 3. Localización del sector estudiado en la parte septentrional del Macizo Ibérico o Hespérico (esquema basado en JULIVERT et al., 1977, y MATTE, 1986).

TECTONOSTRATIGRAPHIC TERRANES OF THE IBERIAN MASSIF (WESTERN IBERIAN PENINSULA)
 E. MARTINEZ GARCIA
 1986

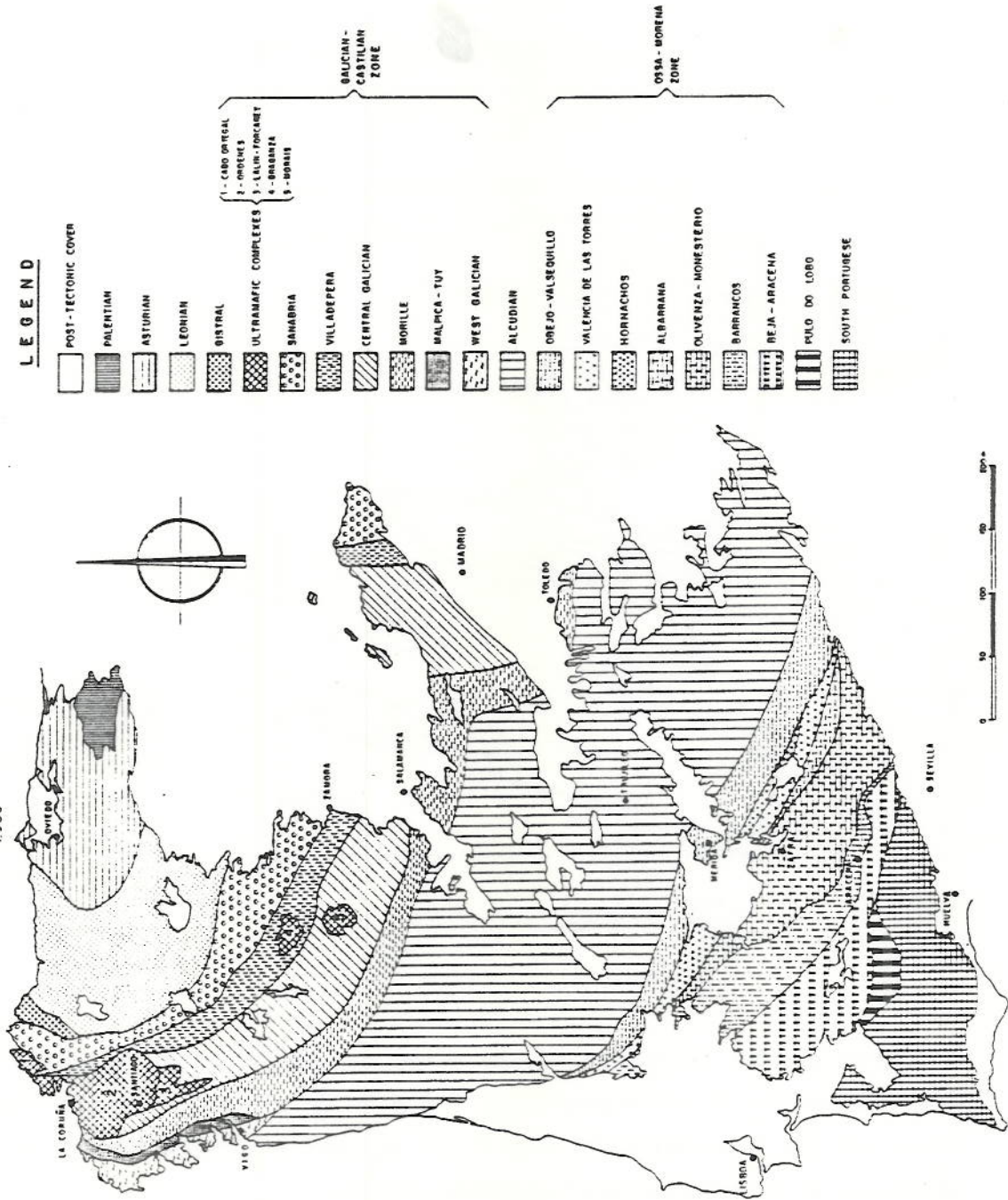


Fig. 4. División en "terrenos" del Macizo Ibérico (tomado de MARTINEZ GARCIA y GIL IBARGU-CHI, 1986).

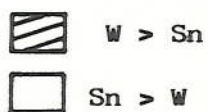
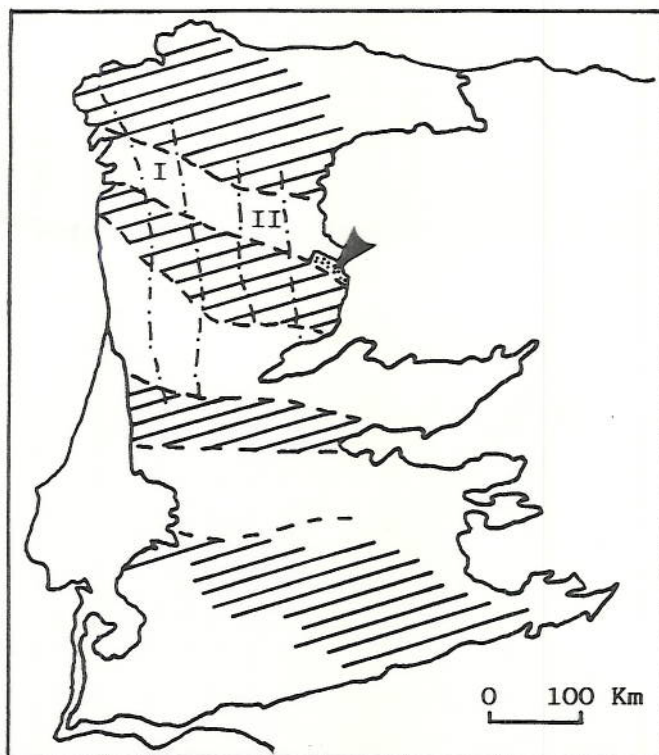


Fig. 5. Localización del sector estudiado sobre la distribución en bandas alternantes E - W y transversales N160E de Sn - W en el Macizo Ibérico; en las transversales I y II se agrupan el mayor número de yacimientos (esquema basado en DERRE, 1983).

I.3. CONTEXTO METALOGENETICO

Uno de los principales dominios estanníferos de Europa es el Macizo Ibérico y dentro de él la Zona Centro-Ibérica. En este Macizo, DERRE (1983) y DERRE y ROGER (1984) señalan, siguiendo las ideas de ROUTHIER (1980), la existencia de bandas alternantes sublatitudinales de Sn o W dominante, dentro de las cuales los yacimientos se agrupan principalmente sobre transversales aproximadamente perpendiculares a las bandas (Fig. 5). Estas bandas y transversales no son coincidentes con las grandes estructuras hercínicas y son posiblemente explicadas como resultado de "la historia estructural y evolución geoquímica".

DERRE y ROGER (op. cit.), tomando como base los resultados de BOISSAVY VINAU (1979) Y BOISSAVY VINAU y ROGER (1980), exponen un modelo genético que implica dos series graníticas sucesivas, cogenéticas, evolucionando a través de un proceso de cristalización fraccionada, según la ley de RAYLEIGH, en el que la segunda serie podría resultar de la fusión parcial de la primera y de sus acumulados sólidos. Esta evolución magmática produce una preconcentración poco importante y el contenido metálico esencial de las mineralizaciones se habría producido por lixiviación mediante procesos hidrotermales de estos granitos preconcentrados.

En el contexto del Noroeste de la Península Ibérica, otros autores (p. ej., NESEN, 1981; GOUANVIC, 1983; MARCONNET, 1985) han postulado que las mineralizaciones de Sn - W están relacionadas con grandes estructuras corticales profundas, que favorecieron el emplazamiento de los granitos espacial y genéticamente asociados a las mineralizaciones (Fig. 6)

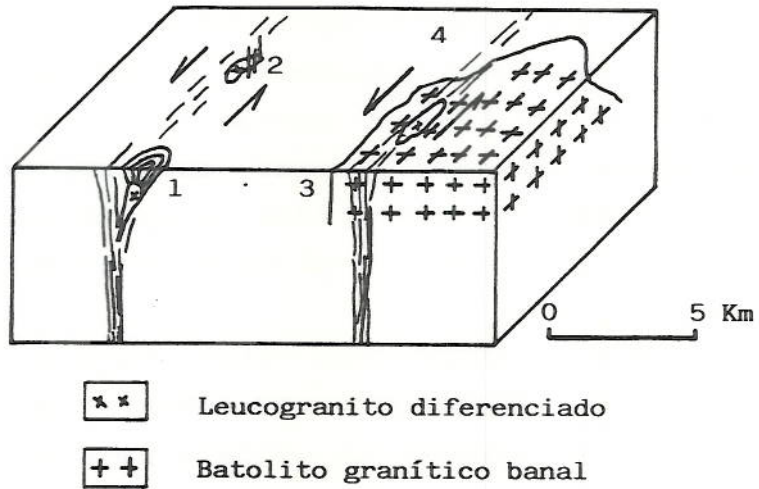


Fig. 6. Esquema sobre la relación de las mineralizaciones de Sn - (W) con grandes estructuras de cizallamiento corticales profundas; 1, ápex leucogranítico con desarrollo de filones de cuarzo tipo cone-sheet; 2, ápex leucogranítico aflorante con filones de cuarzo generados en una zona de cizallamiento senextro; 3 y 4, intrusión de leucogranitos diferenciados con mineralización asociada en el interior de un macizo granítico banal (tomado de MARCONNET, 1985).

I.4. DESCRIPCION GENERAL DEL SECTOR

El sector de referencia se sitúa al Norte del Batolito de Sayago (Fig. 7) y en él, de Sur a Norte, se distinguen dos grandes dominios estructurales orientados de NW a SE:

- i/ el antiforme de Villadepera, constituido por una potente serie preordovícica afectada por metamorfismo de grado medio, y
- ii/ el margen sur del sinforme de San Vitero, compuesto por materiales ordovícico-silúrico-devónicos afectados por metamorfismo de bajo grado.

Estos dominios están intruidos por el Batolito de Ricobayo y el Complejo de Villaseco-Pereruela.

I.4.1. ESTRATIGRAFIA

Sucintamente, la secuencia estratigráfica de la zona es la siguiente (Fig.8):

i/ Serie Metamórfica del Duero

Son los materiales más antiguos de la zona; se trata de una potente serie de más de 2000 m formada por micaesquistos, esquistos, materiales de afinidad vulcano-sedimentaria (predominantemente gneisses, grauwackas y areniscas feldespáticas) y, más localmente, niveles calcosilicatados y anfibolíticos, que afloran en una banda WNW-ESE aproximadamente coincidente con el trazado general del río Duero.

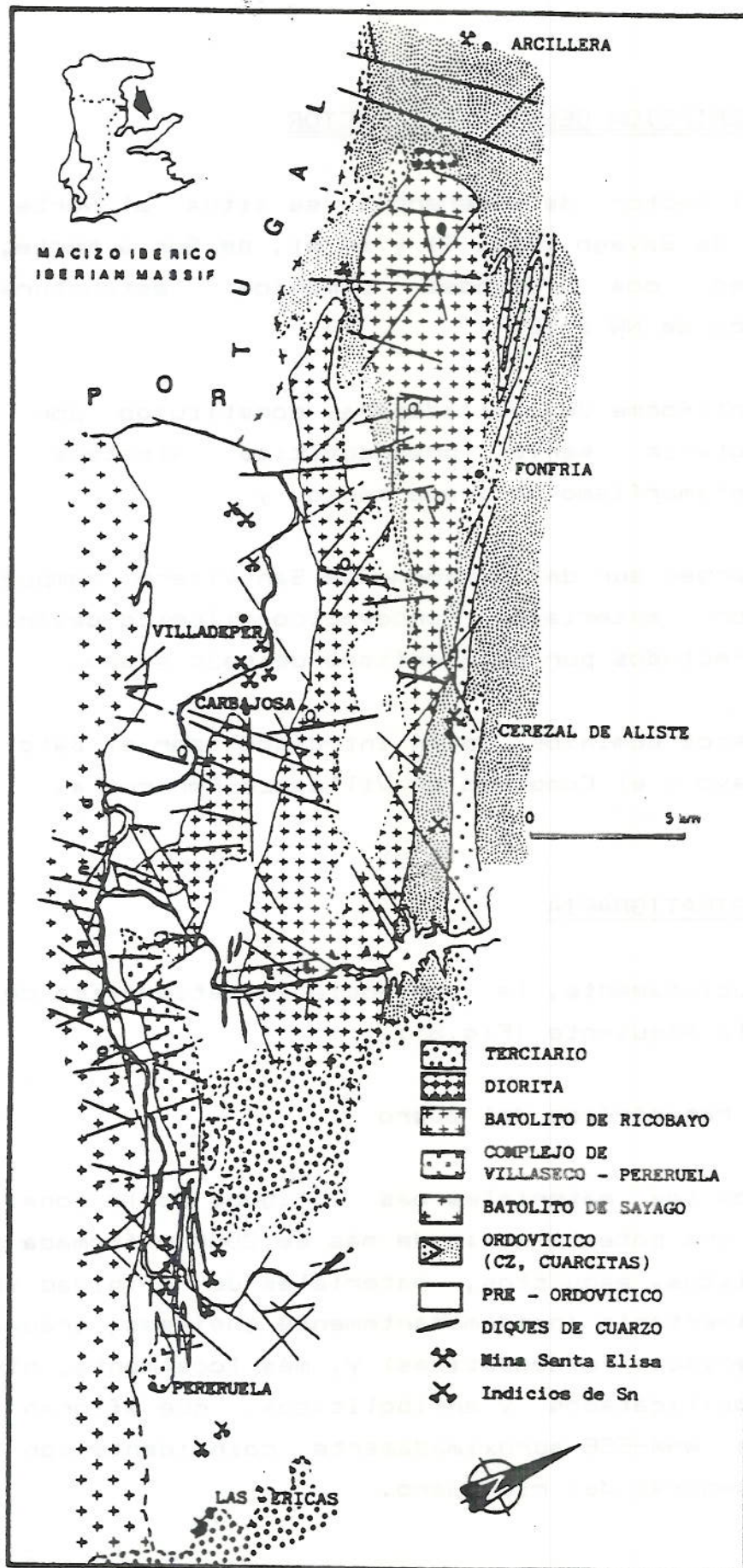


Fig. 7. Esquema geológico del sector estudiado.

Los micaesquistos y esquistos son por lo general de colores pardos, predominando los tonos oscuros, están compuestos por cuarzo, biotita, moscovita y, en menor grado, feldespato; como minerales accesorios aparecen granate, andalucita, estauroлита, sillimanita, turmalina, apatito, clorita y opacos. Estas paragénesis están evidentemente influidas por el metamorfismo.

Importantes intercalaciones de gneisses afloran al Norte de Villadepera, entre Carbajosa de Alba y la frontera portuguesa; forman niveles cuya potencia varía desde menos de 1 m a 150 m, con una extensión en el sentido de las estructuras (N120E) de hectométrica a kilométrica para los niveles más potentes; sus contactos son netos y fácilmente distinguibles sobre el terreno; son de colores claros, pardos y grises, muestran textura gneíssica y están constituidos por porfidoblastos de feldespato y cuarzo (a veces con golfos de corrosión), cuyo tamaño máximo no suele sobrepasar los 5 mm, en una matriz de cuarzo, feldespato, biotita y moscovita; como minerales accesorios se encuentran apatito, granate, clorita y opacos.

Es de destacar la abundancia de sulfuros (pirita y en menor proporción pirrotina) disseminados en toda la serie, pero con especial abundancia en los niveles gneíssicos, donde localmente están acompañados por scheelita y oro.

Las características de los niveles gneíssicos permiten atribuirles un origen vulcano-sedimentario, interpretación que concuerda con la precedentemente expuesta por otros autores (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981; QUIROGA, 1982). Esta interpretación genética no es exclusivamente aplicable a estos niveles y, en

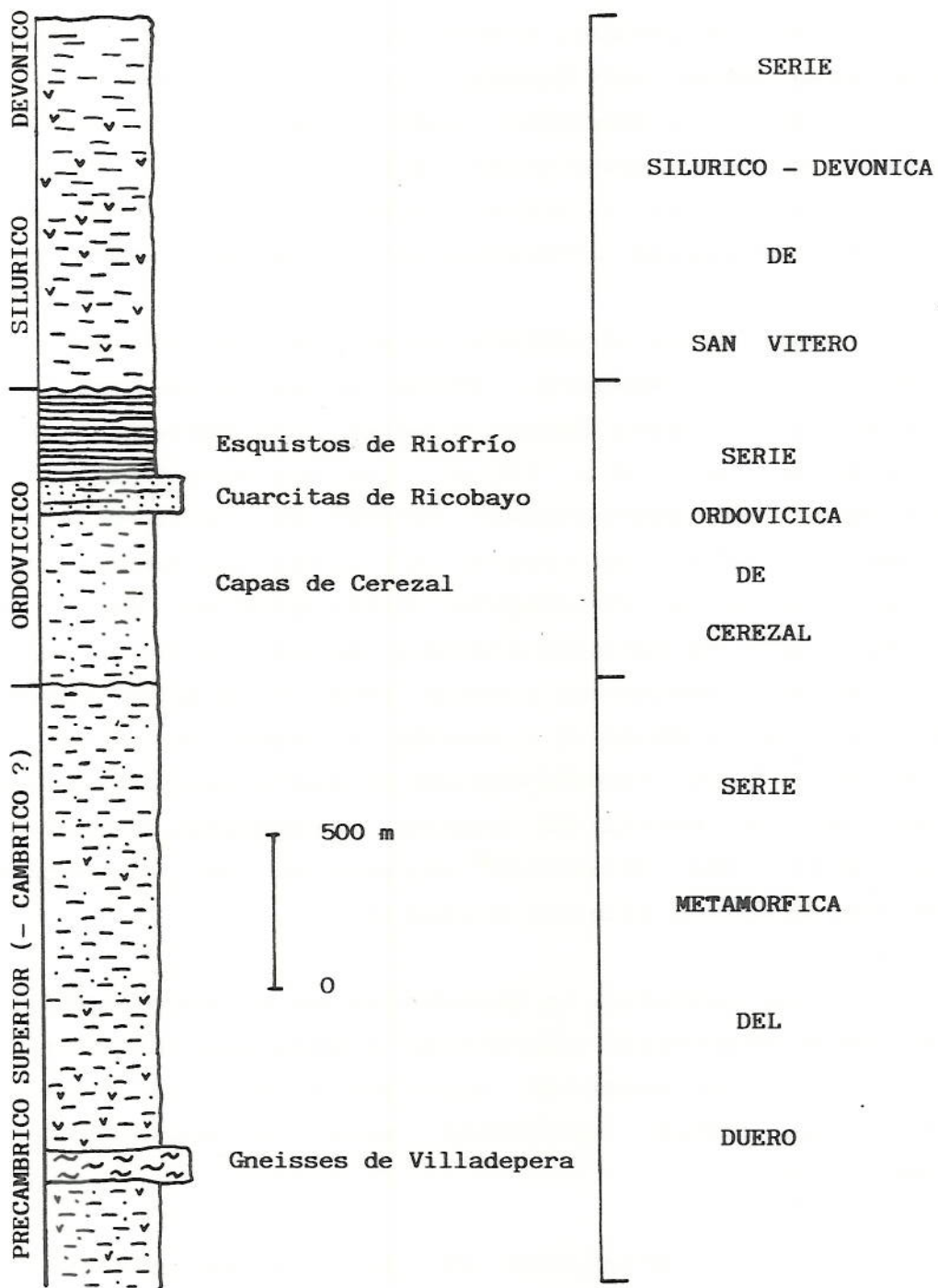


Fig. 8. Columna estratigráfica sintética (QUIROGA 1982, modificada)

principio, puede ser extendida a otros muchos tramos de la serie.

La Serie Metamórfica del Duero ha sido correlacionada con series de regiones vecinas: IGLESIAS y RI-BEIRO (op. cit.) con la Formación Olló de Sapo al Norte de la Sierra de la Culebra, asignándola al "Cámbrico (y Precámbrico Superior ?)"; MARTINEZ GARCIA y QUIROGA (1981) y QUIROGA (1982) con la Serie de Morille y parte de la Aldeatejada al Sur de Salamanca y le atribuyen una edad Precámbrico superior - Cámbrico inferior.

ii/ Serie Ordovícica de Cerezal de Aliste

Esta serie aflora fundamentalmente al Norte del Batolito de Ricobayo y está formada por tres tramos principales, que de abajo a arriba son (QUIROGA, op. cit.):

a) Capas de Cerezal. Alternancia de más de 500 m de potencia de esquistos y cuarcitas con intercalaciones de areniscas feldespáticas; hacia el techo se encuentran pistas bilobuladas y hoides. Localmente, en la base aparecen tramos conglomeráticos de hasta 100 m de potencia, si bien por lo general esta base no es observable debido a la intrusión del Batolito de Ricobayo. La edad de este tramo sería ordovícica inferior.

b) Cuarcitas de Ricobayo. En aparente continuidad con las capas anteriores, se encuentra un tramo de cuarcitas claras, tableadas, en capas de potencia variable, separadas por niveles de esquistos, en las que son abundantes los

icnofósiles (Cruzianas, Skolithus y Vexillum) que permiten datarlas como Arenig. Su potencia es de unos 100 m.

c) Esquistos de Riofrío. Serie monótona de más de 300 m de potencia, formada por esquistos satinados, con restos mal conservados de braquiópodos y trilobites, y pizarras azuladas. En la base aparecen localmente lechos de hierro sedimentario. Por correlación con áreas vecinas, esta serie se ha atribuido al Llandeilo.

iii/ Serie Silúrico-Devónica de San Vitero

Está situada al Norte del sector de referencia y forma la mayor parte del sinforme de San Vitero. Fue estudiada por MARTINEZ GARCIA (1973) y más detalladamente por QUIROGA (1981 a, 1982). Se trata de una serie de más de 1000 m de potencia de variada litología y con numerosos cambios de facies. Son frecuentes las intercalaciones de materiales vulcano-sedimentarios e incluso las intrusiones subvolcánicas de riolacitas y riolitas (p. ej., en Figueruela de Arriba); asociados a estos niveles se encuentran yacimientos de Ba (Vide de Alba, San Blas y Viñas) y Mn (Grisuela).

I.4.2. TECTONICA

Con carácter generalizado, tres fases de deformación pueden establecerse en el noroeste de la Península Ibérica (JULIVERT et al., 1980; GIL IBARGUCHI et al., 1983; MARTINEZ CATALAN, 1983):

i/ La primera es causante de grandes pliegues tumbados y del desarrollo de una primera esquistosidad

(S_1) puesta en evidencia por la presencia de estructuras relictas (inclusiones orientadas y arcos poligonales); no parece haber deformado ningún macizo granítico hercínico.

ii/ La segunda ha producido cabalgamientos y cizallas dúctiles subhorizontales y una segunda esquistosidad (S_2), formada por una alternancia de bandas micáceas y cuarcíticas, originada por crenulación de la primera, que puede dejarla prácticamente borrada.

iii/ La tercera ha dado lugar a pliegues de plano axial subvertical y zonas de cizalla también subverticales; ha generado una tercera esquistosidad (S_3) de crenulación típica y afectado a numerosos batolitos sincinemáticos.

Así mismo, indican que las dos primeras fases debieron ser de tipo tangencial, mientras que la tercera produjo estructuras de plano axial subvertical.

En la zona estudiada, IGLESIAS y RIBEIRO (1981) reconocen dos fases mayores de deformación: la primera fase produce pliegues tumbados isoclinales, de dirección N110E y vergencias al NE, acompañados de una esquistosidad o foliación de plano axial con estiramiento paralelo a los ejes de los pliegues; la segunda fase da lugar a pliegues homoaxiales con la primera, con plano axial al SW, acompañados por una esquistosidad de crenulación de plano axial.

QUIROGA (1981, 1982) infiere para esta misma zona tres fases de deformación análogas a las expuestas al principio del apartado:

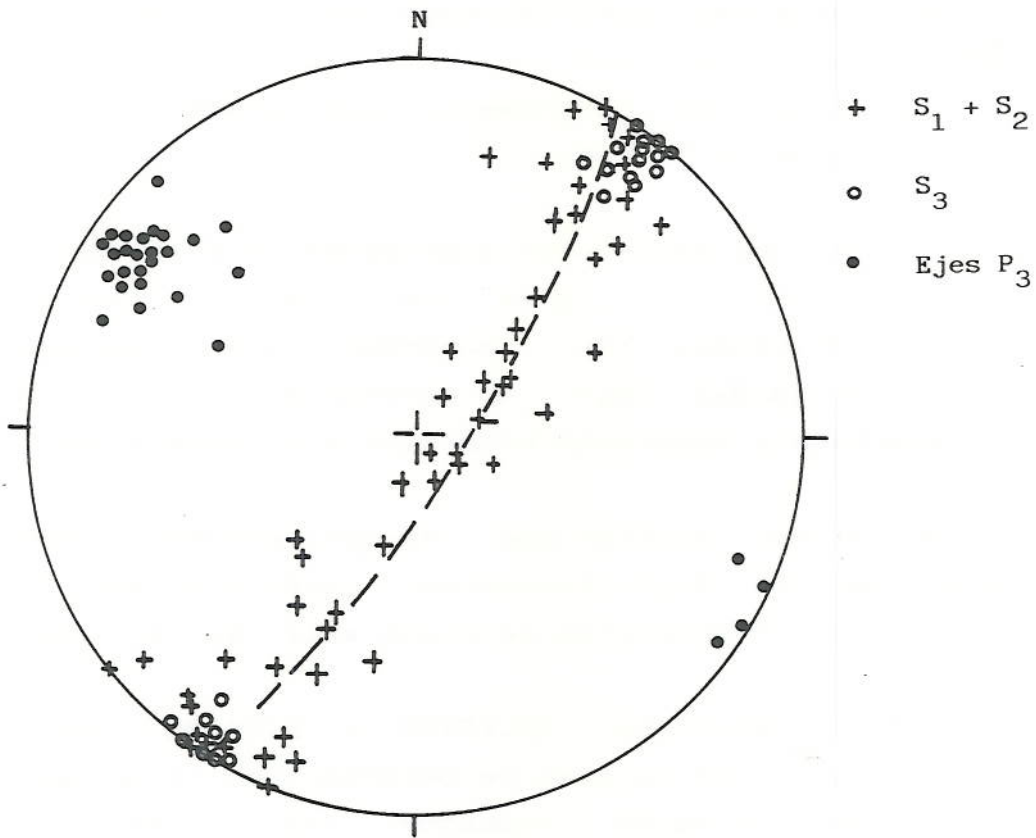


Fig. 9. Disposición de los planos de esquistosidad $S_1 + S_2$, S_3 y ejes de los pliegues (P_3) asociados a la tercera fase de deformación (fal_silla de Schmidt).

i/ La primera deformación es muy difícil de observar debido a que las estructuras en ella producidas han sido deformadas y aplastadas por las fases posteriores; habría dado lugar a pliegues de tipo paralelo a similar y esquistosidad de plano axial (S_1) del tipo "schistosity" a "slaty cleavage" de HOBBS et al. (1981).

ii/ La segunda deformación es casi tan penetrativa como la anterior y se asocia a un metamorfismo de presión intermedia, produce cabalgamientos y/o fallas inversas, pliegues similares y desarrolla una esquistosidad de plano axial (S_2) que en las zonas de mayor grado metamórfico se traduce en una verdadera "schistosity" producida por una recristalización importante que llega a obliterar la esquistosidad anterior. En el dominio epizonal sólo se presenta claramente en forma de esquistosidad de crenulación.

iii/ La tercera fase da lugar a estructuras de orden kilométrico, como el antiforme de Villadepera y el sinforme de San Vitero, y a pliegues de menor entidad; todas estas estructuras son homoaxiales con las de la primera fase, pero con planos axiales subverticales en la mesozona y fuertemente inclinados al SW en la catazona. Asociado a estos pliegues es frecuente, especialmente en la mesozona, el desarrollo de una esquistosidad de crenulación S_3 subvertical (Fig. 9; Fotos 1 y 2).

En el campo y al microscopio (Foto 1 y 2) son fácilmente distinguibles dos tipos de estructuras y probablemente las más antiguas son la suma de la

primera y segunda fases de QUIROGA, mientras que las más modernas coinciden con las señaladas por IGLESIAS y RIBEIRO (op. cit.) como de segunda fase y por QUIROGA (ops. cits.) como de tercera. La superposición entre las dos primeras explicaría la discrepancia en el número de fases de estos autores.

En relación con la segunda fase de IGLESIAS y RIBEIRO (op. cit.) y con la tercera de QUIROGA (ops. cits.), IGLESIAS y CHOUKROUNE (1980) y COURRIOUX et al. (1986) señalan el funcionamiento de varias zonas de cizallamiento dúctil en el Noroeste de la Península Ibérica, una de las cuales sería la banda de cizalla dextra que atraviesa la zona estudiada afectando tanto a los granitoides como a las rocas metamórficas encajantes.

Las fases tardías provocan un suave plegamiento de amplio radio y dirección subperpendicular (N050E) a las estructuras anteriores. Localmente se observan kink bands, pliegues asociados a fracturas y crenulaciones subhorizontales. Existe también una tectónica de fractura que origina fallas y diaclasas.

1.4.3. METAMORFISMO

Las series aflorantes en el área se hallan afectadas por un metamorfismo regional que, al menos, abarca desde las facies de esquistos verdes hasta las facies de las anfibolitas almandínicas (QUIROGA, 1982). El autor citado diferencia las isogradas de la clorita, biotita, granate, andalucita, sillimanita y estaurolita, mientras que TOROS (1981) distingue las isogradas de la biotita, andalucita y sillimanita.

El clímax metamórfico debió alcanzarse (QUIROGA, op. cit.) durante la segunda fase de deformación, iniciándose a continuación un retrometamorfismo que se manifiesta sobre todo en los porfiroblastos de granate y andalucita. La tercera fase de deformación es esencialmente post-metamórfica, aunque localmente perduró la blástesis de los porfiroblastos.

Nuestras observaciones coinciden prácticamente con las de QUIROGA (1981 y op. cit.), así las asociaciones estables que hemos encontrado han sido:

i/ Zona de la clorita

cuarzo + clorita + moscovita + plagioclasa (albitica)

ii/ Zona de la biotita

cuarzo + moscovita + biotita + clorita +
plagioclasa (albitica)

iii/ Zona de la andalucita

cuarzo + biotita + moscovita + andalucita + granate +
estauroлита + sillimanita + plagioclasa

Las asociaciones minerales al actual nivel de erosión, anteriormente expuestas, permiten determinar las condiciones máximas alcanzadas por el metamorfismo (Fig. 10) que no superan los 5 Kb y los 650 °C y por lo tanto no llegan a alcanzar la zona de la anatexia.

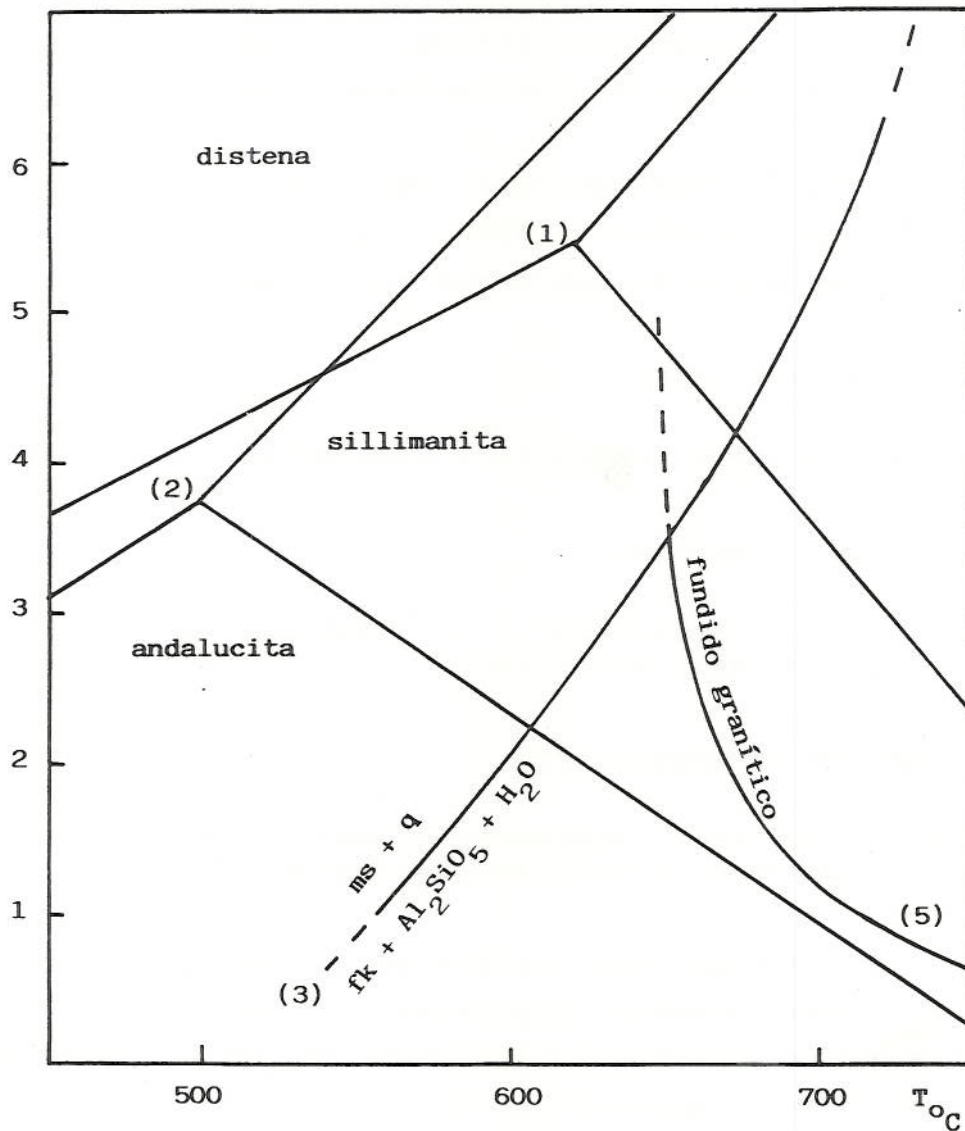


Fig. 10. Diagrama P-T de estabilidad. El punto triple (1) es de RICHARSON et al. (1969) y el (2) de HOLDAWAY (1971). La curva de estabilidad (3) de CHATTERJEE y JOHANNES (1974) y la de fusión de granito (5) de PIWINSKII (1968) (fk, feldespato potásico; ms, moscovita; q, cuarzo).

I.4.4. ROCAS IGNEAS

El límite Sur de la zona considerada es el borde Norte del Batolito de Sayago, constituido aquí por granodioritas orientadas con fenocristales de feldespato potásico de hasta 10 cm de dimensión máxima, con idiomorfismo acusado, y con enclaves de rocas básicas microgranudas. Todos estos elementos están fuertemente orientados en una dirección subparalela al contacto.

Más al Norte se encuentra el Batolito de Ricobayo, que presenta una forma muy alargada (45 km de largo por 8 de ancho) en el sentido de las grandes estructuras regionales. Comprende varias facies petrográficas de granitos de dos micas y moscovíticos y está notablemente afectado por fenómenos de deformación asociados a la segunda fase de deformación, que han originado una orientación generalizada de los minerales, así como las estructuras típicas de cizalla (planos C y S) precedentemente citadas. TOROS (1981, pp. 162-165) obtuvo una edad para estos granitos de 324 ± 12 m.a. por el método K-Ar y fijó provisionalmente la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en 0.71.

Otros afloramientos graníticos de menor entidad son los conocidos bajo el nombre de Complejo de Villaseco-Pereruela (LOPEZ PLAZA, 1982), conjunto de granitos leucocráticos que se prolongan en forma de diques de aplopegmatitas de anchura variable hasta más allá de Las Ericas, donde quedan cubiertos por los materiales terciarios de la Depresión del Duero.

También existen varios cuerpos intrusivos de dioritas anfibólicas en el extremo Noroeste del Batolito de Ricobayo, siendo el mayor de ellos el que se encuentra en las inmediaciones de Moveros.

Tabla I. Síntesis comparativa de los términos más usados en la clasificación de los granitoides hercínicos del Macizo Ibérico (PARGA PONDAL, 1935; CARLE, 1945; SCHMIDT-THOME, 1945; OEN, 1960, 1970; CAPDEVILA y FLOOR, 1970; CAPDEVILA et al, 1973; DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA DE LA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA, mapa 1983; CORRETEGE, 1983, 1986)

EDAD ABSOLUTA (m.a.)	C R O N O L O G I C A S														
	C	L	A	S	I	F	I	C	A	C	I	O	N	E	S
	PETROGRAFICO - GEOQUIMICAS										G E N E T I C A S				
270	- Granitoides peralcalinos y alcalinos tardi-hercínicos														
275 - 290	- Granitoides "younger"										- Granitoides híbridos				
	- Granitoides tardíos										biotíticos				
	- Rocas de feldespato calcoalcalino														
300 - 325	- Granitoides "older"										- Granitoides palingené-				
	- Rocas de feldespato alcalino										nicos y leucogranitos				
	- Granitoides alcalinos de dos micas										- Granitoides calcoalcalinos				
	- Rocas de feldespato alcalino										biotíticos				
350	- Granitoides "oldest" o "early"										- Rocas de feldespato calcoalcalino				
	- Granitoides precoces														

Según las clasificaciones generales de los granitoides del Macizo Ibérico, las granodioritas del Batolito de Ricobayo son granodioritas calcoalcalinas biotíticas "oldest" o precoces, mientras que los granitos del Batolito de Ricobayo y los leucogranitos de Villaseco son granitoides "older" de dos micas peraluminicos.

I.4.5. TRABAJOS PRECEDENTES

Los principales trabajos que hacen referencia a la geología y mineralizaciones estanníferas de la zona se han esquematizado en la Tabla II.

Tabla II. Trabajos precedentes.

AUTOR (-ES)	AÑO	OBSERVACIONES
EZQUERRA DEL BAYO	1844	Descripción de algunos yacimientos de Sn de la provincia de Zamora.
ESCOSURA	1846	Idem.
PUIG Y LARRAZ	1883	Descripción de la geología regional y de algunas de las mineralizaciones de Sn.
IGME	1943	Descripción de las labores y de los filones de la zona de Mina Dorinda - Peña del Cuervo - Peña Blanca.
IGME	1971a	Mapa geológico 1:200.000 (nº. 28).
IGME	1971b	Mapa metalogenético 1:200.000 (nº. 28)
IGME	1971c	Mapa geológico 1:200.000 (nº. 29).

Tabla. II. Trabajos precedentes (continuación).

AUTOR (-ES)	AÑO	OBSERVACIONES
IGME	1971d	Mapa metalogenético 1:200.000 (nº. 29).
IGME	1972	Prospección geoquímica y aluvionar en el sinforme de san Vitero y en el margen septentrional del Duero (muestreo no sistemático).
QUIROGA	1976	Primera sinopsis de la geología de la zona por este autor.
IGME	1977	Señalan la existencia de anomalías de Nb-Ta en concentrados de la Mina Sta. Elisa y en la Mina Rosario.
QUIROGA	1977	Compara los gneisses de Villadepera con la Formación Olló de Sapo.
IGME	1980a	Campaña de prospección geoquímica y aluvionar centrada en el sinforme de San Vitero y el margen septentrional del río Duero.
IGME	1980b	Mapa geológico 1:50.000 (nº. 396).
IGME	1980c	Mapa geológico 1:50.000 (nº. 397).
IGLESIAS y RIBEIRO	1981	Identifican los gneisses de Villadepera con la Formación Olló de Sapo.
IGME	1981a	Mapa geológico 1:50.000 (nº. 337-338).
IGME	1981b	Mapa geológico 1:50.000 (nº. 367).

Tabla. II. Trabajos precedentes (continuación).

AUTOR (-ES)	AÑO	OBSERVACIONES
MARCONNET et al.	1981	Estudio de teledetección espacial y autocorrelación óptica de las estructuras observadas en foto de satélite y su relación con las mineralizaciones de Sn.
PIERREL et al.	1981	Estudio estructural y hipótesis genética de los diques de aplita y filones de cuarzo de Mina Dorinda.
MARTINEZ GARCIA y QUIROGA	1981	Breve reseña sobre la posición estratigráfica de la Serie Metamórfica del Duero; equiparación con la Serie de Morille al Sur de Salamanca.
QUIROGA	1981a	Estudio de la geología regional del sinforme de San Vitero y antiforme de Villadepera.
QUIROGA	1981b	Estudia las características de la deformación en los materiales pre-ordovícicos de la Serie Metamórfica del Duero.
TOROS	1981	Estudio de geología regional del Batolito de Ricobayo y zonas circundantes con una breve reseña de las mineralizaciones de estaño.
BODEGA	1982	Resume los trabajos realizados y los resultados obtenidos por ENADIMSA en Cerezal de Aliste y Almaraz de Duero.
IGME	1982	Mapa geológico 1:50.000 (nº. 368).

Tabla. II. Trabajos precedentes (continuación).

AUTOR (-ES)	AÑO	OBSERVACIONES
LOPEZ PLAZA	1982	Estudio petrológico estructural del Batolito de Sayago.
MARCONNET y PIERREL	1982	Ponen de manifiesto los principales rasgos estructurales del Batolito de Ricobayo.
PNAMPM	1982	Investigación minera principalmente del Pozo Esperanza y de Mina Dorinda - Peña del Cuervo.
QUIROGA	1982	Síntesis sobre la geología regional del sinforme de San Vitero y el antiforme de Villadepera.
MARCONNET	1984	Identificación de cúpulas graníticas no aflorantes por teledetección espacial.
JUNTA DE CASTILLA Y LEON	1985	Situación y propuesta de actuación en el sector del estaño (provincia de Zamora).
JUNTA DE CASTILLA Y LEON	1985	Campaña de prospección geoquímica y aluvionar en el sector comprendido entre los batolitos de Ricobayo y Sayago.
MARCONNET	1985	Aplicación de las técnicas de teledetección espacial al estudio de grandes estructuras en relación con mineralizaciones de estaño.
MURCIEGO	1985	Estudia las características de la casiterita de la Mina Sta. Elisa.

CAPITULO II

**PROSPECCION Y RECONOCIMIENTO DE
LAS MINERALIZACIONES DE ESTAÑO**

II.1. INTRODUCCION

Una de las primeras etapas en el desarrollo del presente trabajo consistió en la prospección a escala estratégica, táctica y de reconocimiento de indicio, a fin de poner de manifiesto las mineralizaciones de estaño existentes en el área. Para ello se ha contado con la inestimable colaboración de la Consejería de Fomento de la Junta de Castilla y León a través de su Servicio de Política Energética e Investigación Minera. Un importante número de muestras tomado en campañas de prospección para Sn por esta Institución han sido usadas en la investigación aquí referida.

Algunas de las técnicas de prospección son tan antiguas como el conocimiento de los metales por el hombre. Recuérdese como por ejemplo griegos y romanos realizaban prospección aluvionar bateando los arroyos de un área en busca de oro. Sin embargo, no es hasta finales de la década de los años treinta que tiene lugar el origen propiamente dicho de la prospección o exploración geoquímica, principalmente en la Unión Soviética y los países escandinavos. Su posterior y espectacular desarrollo ha ido asociado al avance de las técnicas analíticas y, en los dos últimos decenios, también al progreso de la tecnología informática.

ROSE, HAWKES y WEBB (1979) señalan que "la prospección geoquímica para minerales",..., "incluye cualquier método de exploración mineral basado en la medida sistemática de una o más propiedades químicas de un material natural". Más recientemente, BOYLE (1984) define la prospección o exploración geoquímica como "la aplicación de datos y principios geoquímicos y biogeoquímicos en la búsqueda de depósitos económicos de minerales, petróleo y gases naturales".

Por otra parte, para GIGUES y DEVISMES (1969), la prospección aluvionar consiste en realizar muestreos sistemáticos de los aluviones a intervalos regulares a lo largo de la red hidrográfica de la zona a prospectar, con vistas a anotar en cada punto muestreado la composición mineralógica, ya sea cuantitativa, semicuantitativa o cualitativamente, y establecer mapas de distribución de minerales, principalmente aquellos de interés económico, con el objetivo de delimitar las zonas anómalas y localizar los depósitos primarios que los han originado.

En los siguientes apartados se presenta una metodología de prospección que combina la prospección geoquímica con la prospección aluvionar de redes de drenaje para la detección de mineralizaciones de Sn-W a escala estratégica o regional, usando análisis químicos de aguas y análisis químicos y mineralógicos de concentrados a la batea.

Los análisis químicos de concentrados a la batea se han usado con cierta frecuencia en exploración regional general y en la de Sn y W en particular, por ejemplo en el Norte de Inglaterra y Escocia (LEAKE & AUCOTT, 1973), Alaska (MARSH y CATHRALL, 1981), Groenlandia (STENDAL, 1980; HALLENSTEIN et al, 1981), etc. En cambio, pocos trabajos hacen referencia a la utilización de aguas en la prospección de Sn y W (BOYLE, 1984) y, al menos a nivel local, los resultados aquí presentados pueden considerarse como pioneros.

II.2. METODOLOGIA

El diseño de una metodología de prospección independientemente de la escala a que se trabaje, debe tener en cuenta el tiempo (duración) y el coste económico. Así pues, la solución debe buscarse combinando racionalmente ambos parámetros con la efectividad, a fin de minimizar costos y maximizar resultados.

Sin apartarnos del anterior principio y considerando las características fisiográfico-geológicas del área y los resultados de las prospecciones anteriormente llevadas a cabo en la zona (IGME, 1972 y 1980a) y en regiones vecinas (ZANTOP y NESPEREIRA, 1978, NESPEREIRA y ZANTOP, 1981, y NESPEREIRA, 1982, en la provincia de Orense; FORT, 1985, en la provincia de Salamanca; SANTOS OLIVEIRA, 1982, en Portugal; etc.) y los tres tipos de mineralizaciones conocidos en la zona estudiada (i/ filones de cuarzo y diques de aplita, aplopegmatita y leucogranito con casiterita, ii/ filones de cuarzo con arsenopirita y oro y iii/ niveles estratiformes con scheelita), el método más idóneo a escala estratégica para la localización de mineralizaciones de estaño sería la prospección geoquímico-mineralógica a la batea y el área donde ponerlo en práctica, dentro de la zona abarcada en el presente trabajo, la comprendida entre los batolitos de Ricobayo y Sayago. La filosofía de la metodología propuesta es análoga a la que utiliza sedimentos de la red de drenaje, pero en nuestro caso se realiza el que:

- i/ valora y se adecúa mejor a las características de la dispersión secundaria de las mineralizaciones de estaño, puesto que el principal mineral que

refleja la mineralización es precisamente el que tiene un posible interés económico (casiterita) y sus propiedades físicas (elevada densidad, resistencia a la alteración química y abrasión, etc.) lo hacen óptimo para la concentración a la batea; ii/ minimiza la influencia litológica, de los óxidos de hierro y manganeso y de la materia orgánica;

iii/ aunque no se determinan las concentraciones reales en el sedimento (principalmente debido a la pérdida de finos), es capaz de evidenciar las zonas anómalas correctamente (como muestran los resultados);

iv/ disminuye el límite de detección por el efecto de la concentración; y

v/ el análisis de los contenidos geoquímicos de los concentrados simplifica los problemas de identificación de especies minerales y de estimación de la abundancia relativa de estos, evitando su laboriosidad y lentitud.

Paralelamente se sugiere tener en consideración la dispersión que flúor, sodio y potasio presentan en las aguas de los arroyos, dado que estos elementos son prácticamente omnipresentes en las aureolas primarias de alteración de las mineralizaciones de estaño, son sumamente móviles en condiciones superficiales y fácilmente detectables en aguas.

El valor y la abscisa mejor a las características de la dispersión secundaria de las mineralizaciones de estaño, puesto que el principal mineral que

II.2.1. MUESTREO Y PREPARACION DE MUESTRAS

Un total de 299 muestras de concentrados a la batea y aguas fueron tomadas en el mes de Abril de 1985, en el que apenas se produjeron lluvias, por lo que las aguas tomadas derivan casi en su totalidad de aguas freáticas. La densidad media de muestreo ha sido de 2 muestras/km². Los arroyos tributarios de los ríos Duero y Esla se muestrearon de forma sistemática a lo largo de su curso y dicotómicamente en las confluencias. Los puntos de muestreo fueron determinados sobre fotografías aéreas a escala 1:18.000 y la pauta usada ha sido de 500 metros aproximadamente.

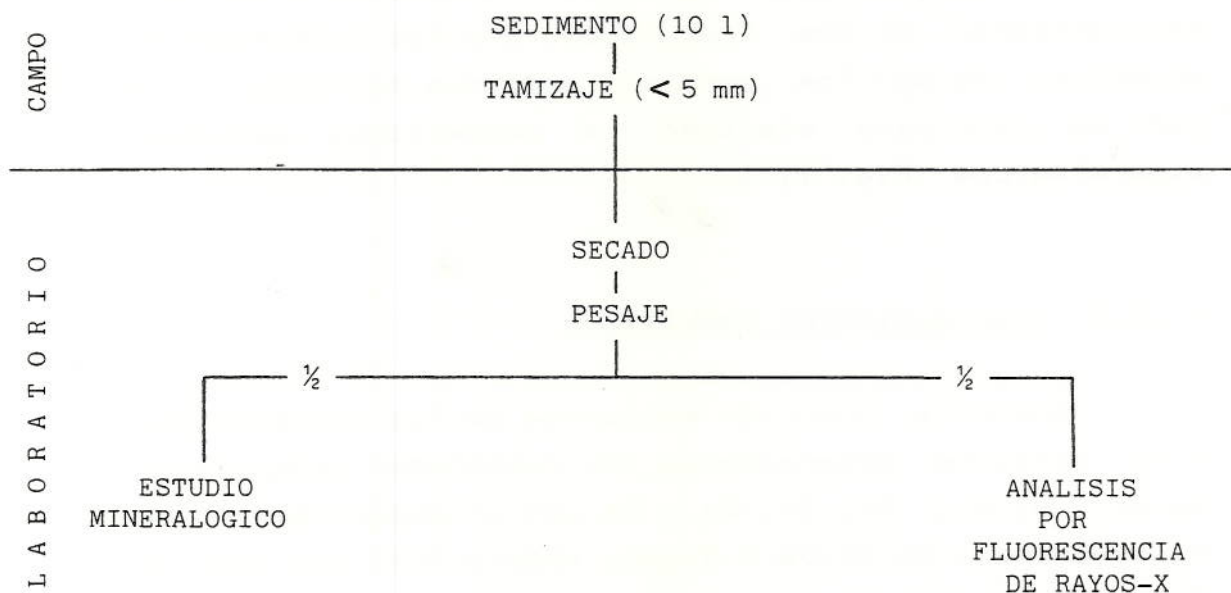


Fig.11. Tratamiento aplicado a los concentrados a la batea

II.2.1. MUESTREO Y PREPARACION DE MUESTRAS

Se muestrearon arroyos que drenan conocidos depósitos, excepto en el caso de la zona de Almaraz de Duero y proximidades de las minas Dorinda (Carbajosa) y del Pozo Esperanza (Villadepera), que se excluyeron por la ingente cantidad de pequeñas labores mineras existentes tanto sobre las mineralizaciones primarias como sobre los aluviones.

En cada punto de muestreo se tomaron 10 litros de sedimento en lecho vivo sobre un tramo del arroyo de aproximadamente 10 metros; in situ, se tamizó a 5 mm y se bateó hasta obtener un concentrado de 150 a 200 gramos con una batea de fondo plano (batea californiana). Además se recogieron de la parte central del cauce 100 ml de agua en botella de polietileno.

Los concentrados de batea se secaron a 35 °C y se cuartearon en dos fracciones, una fue molturada en el molino de anillos para el análisis químico, y la otra se dejó para efectuar los posteriores estudios mineralógicos (Fig. 11).

II.2.2. PROCEDIMIENTOS ANALITICOS

Sobre la fracción molturada de los concentrados a la batea se determinaron los contenidos geoquímicos de Sn, W, As, Pb, Zn, Cu y Ba con un espectrómetro de fluorescencia de Rayos-X Rigaku modelo 3015 con tubo de Mo a 50 Kv y 40 mA, con un tiempo de medida comprendido entre 10 y 40 segundos, utilizando como cristal analizador LiF(200), según la técnica descrita por GARCIA SANCHEZ y SAAVEDRA (1983). La precisión analítica ha sido del 5-10 % para Sn, Pb, Zn y Cu y 10-15 % para W, As y Ba al 95 % de nivel de confianza.

En las aguas, el F se determinó por medio de electrodos específicos con un aparato Orion Research modelo 801 A, mezclando muestras y patrones 1:1 con TISAB (Total Ion Strength Absortion Buffer), utilizando el procedimiento de calibración standard entre 0.1 y 10 ppm. Además se determinaron los contenidos en Na y K por espectrometría de absorción atómica con un aparato VARIAN de la serie AA 1475. La precisión analítica para F, Na y K está en el rango del 5 al 10 % al nivel del 95 % de confianza.

II.2.3. DETERMINACION DE ANOMALIAS

La Real Academia de la Lengua Española define "anomalía" como "irregularidad, discrepancia de una regla". En nuestro caso particular y a efectos prácticos, una anomalía puede considerarse como un enriquecimiento en algún (-os) elemento (-s) y/o mineral (-es) respecto al entorno regional.

Una implicación nefasta de lo anteriormente expuesto es que una anomalía no necesariamente es la respuesta a una (o varias) mineralización (-es), sino que puede deberse a procesos geológicos no relacionados con éstas. En el caso de que ello ocurra se habrá definido una "anomalía falsa".

Para la determinación de una anomalía es necesario separar en cada concentración geoquímica y/o contenido mineral la parte correspondiente al fondo regional, que es la respuesta a todos aquellos procesos que han tenido lugar en toda la zona estudiada, de la parte anómala, que es la manifestación de aquellos procesos que sólo han actuado localmente y que en

principio asociaremos a la existencia de mineralizaciones. En otras palabras, todo valor que se aparte del fondo regional será considerado anómalo.

Por las repercusiones que de ello pueden inferirse es muy importante dilucidar el valor de la concentración geoquímica o del contenido mineral a partir del cual una muestra puede considerarse anómala. A este valor se le conoce como "umbral de anomalía".

Varios métodos estadísticos se han usado para discriminar las muestras con contenidos anómalos, tanto univariantes (desde la discriminación gráfica sobre los grupos de valores de un histograma hasta el trazado de isolíneas de contenidos en un mapa), como multivariantes (regresión, análisis factorial, etc.). Entre los más utilizados y a la vez más simples, cabe destacar el de la representación de las frecuencias acumuladas de una población en un gráfico logprobabilístico. Este hecho se debe a que una de las distribuciones más frecuentes que presentan los elementos traza en la Naturaleza es la distribución lognormal o de Galton (AHRENS, 1954a, 1954b, 1957; DAVIS, 1986) y especialmente en el caso de los elementos prospectados en redes de drenaje (LEPELTIER, 1969; PARSLow, 1974, 1979; FERNANDEZ TURIEL, 1983; etc.). Sin embargo, no debe olvidarse que "the lognormal model is merely an adequate approximation of reality" (SINCLAIR, 1981).

II.2.3.1. LA DISTRIBUCION LOGNORMAL

De forma conceptual, decir que los valores " x_i " de una variable muestreada " X " presentan una distribución logarítmica normal o lognormal significa

que los logaritmos de estos valores dan lugar a una variable log-transformada "Y" que sigue una distribución normal o de Gauss. Ello implica que todas las propiedades de esta última son aplicables a una distribución lognormal, teniendo en cuenta evidentemente la transformación logarítmica.

La comprobación de que la distribución de una variable se ajusta a un modelo lognormal puede realizarse numéricamente a través de tests estadísticos (p. ej., test de chi-cuadrado) trabajando sobre los logaritmos de los valores de dicha variable, o bien gráficamente utilizando representaciones logprobabilísticas. Se recomienda la utilización de estas últimas, puesto que los tests únicamente van a indicar si no existen evidencias para rechazar la hipótesis de que una determinada distribución de frecuencias se ajusta a un modelo teórico, lo cual no implica que dicha hipótesis sea cierta, y porque además las representaciones logprobabilísticas van a permitir estimar los parámetros de la distribución lognormal de forma que no estén tan afectados por los valores extremos como en el cálculo numérico.

II.2.3.2. LOS GRAFICOS LOGPROBABILISTICOS

Los gráficos logprobabilísticos suelen llevar en abscisas una escala logarítmica en base 10 y en ordenadas una escala probabilística en porcentajes acumulados. Estos gráficos tienen la particularidad de que las frecuencias acumuladas de una variable distribuida lognormalmente dibujan sobre ellos una línea recta (recta de Henry).

Para representar las frecuencias acumuladas en un gráfico logprobabilístico, los valores de la variable son agrupados en clases teniendo en cuenta que el intervalo de clase expresado logarítmicamente es función del número de puntos necesario para construir una línea con rigurosidad (n) y del rango de la distribución de valores (R):

$$\text{Intervalo logarítmico} = \frac{\log R}{n}$$

LEPELTIER (1969) ha tratado este tema con bastante detalle y concluye que un intervalo logarítmico de 0.10 puede considerarse como óptimo para la mayor parte de distribuciones, pues da un razonable número de clases y una buena definición de la curva probabilística. En caso de una dispersión muy reducida alrededor de la media se puede usar 0.05 y si la dispersión es especialmente grande, 0.20 puede ser elegido.

En un gráfico logprobabilístico las frecuencias acumuladas pueden dibujar una línea recta (Fig. 12), si los datos estudiados forman parte de una población muestral lognormal simple, o una línea curva con uno (Fig. 13) o varios puntos de inflexión si pertenecen a la combinación de dos o más poblaciones muestrales lognormales.

II.2.3.3. DETERMINACION DE ANOMALIAS EN POBLACIONES MUESTRALES LOGNORMALES SIMPLES

La disposición en línea recta de las frecuencias acumuladas sugiere que el fondo regional y la distribución empírica son coincidentes. Sin embargo, es

prudente asumir que algunos valores altos son anómalos hasta que no se demuestre lo contrario. Esta es una precaución conveniente en casos donde los valores anómalos se presentan en muy baja proporción como para definir una segunda población (SINCLAIR, 1974).

Para la comprobación de que las frecuencias acumuladas de una variable se disponen siguiendo una línea recta, sin curvaturas significativas, WOODSWORTH (1972) sugiere la construcción de sus límites de confianza al 95%. A efectos prácticos, estos límites se pueden determinar gráficamente, en función del número de muestras y porcentaje acumulado (véase LEPELTIER, 1969, p. 542).

A fin de favorecer la visualización de las anomalías que definen las variables estudiadas, sobre las correspondientes representaciones cartográficas, se determinan el fondo regional y cuatro tipos de anomalías, cuyos umbrales se establecen en base a la media y su desviación (LEPELTIER, 1969; PARSLOW, 1974; MARCELLO et al, 1978; FERNANDEZ TURIEL, 1983; FONT et al., 1984, etc.):

i/ Anomalía negativa: concentraciones inferiores a x/g (x, media geométrica; g, desviación geométrica) o lo que es lo mismo, inferiores al valor correspondiente al 16 % de las frecuencias acumuladas sobre el gráfico logprobabilístico.

ii/ Fondo: concentraciones comprendidas entre x/g y $x.g$ o entre las frecuencias acumuladas del 16 y el 84 %.

iii/ Anomalía posible, donde las concentraciones están entre entre $x.g$ y $x.g^2$ (84 y 97.7 %).

iv/ Anomalía probable, donde las concentraciones están entre $x.g^2$ y $x.g^3$ (97.7 y 99.87 %).

v/ Anomalía cierta, donde las concentraciones son superiores a $x.g^3$ (más del 99.87 %).

II.2.3.4. ANALISIS DE MEZCLAS DE POBLACIONES MUESTRALES LOGNORMALES

Si los valores de una variable forman parte de más de una población, las frecuencias acumuladas dibujarán en un gráfico log-probabilístico una curva de tipo sigmoidal con uno o más puntos de inflexión, según haya dos o más poblaciones mezcladas. En cualquier caso, es fundamental, para no infravalorar o sobrevalorar las concentraciones anómalas, determinar el peso y representatividad de la población anómala mediante la descomposición de la curva sigmoidal en sus componentes lognormales integrantes (DIEZ, 1977; PARSLow, 1974; SINCLAIR, 1974).

El caso más frecuente es la curva sigmoidal con un punto de inflexión (Fig. 13), que se interpreta como la respuesta a la coexistencia de valores de una población muestral de fondo "F" y una población anómala "A", que se manifiestan con una frecuencia "f(F+A)" que no es la suma de su frecuencia en la población de fondo "f(F)" más la que presenta en la población anómala f(A), sino que

$$f(F+A) = \frac{x f(F) + y f(A)}{x + y} \quad (1)$$

donde "x" es el tamaño relativo de la población de fondo e "y" el de la población anómala.

En consecuencia con la ecuación (1) se sugiere emplear el siguiente procedimiento operativo (PARSLOW, 1974; SINCLAIR, 1974, 1981; AZCARATE, 1971, 1985; DIEZ, 1979):

i/ se determina el punto de inflexión, es decir, los tamaños relativos "x" e "y", cuya suma es 100;

ii/ se calculan los valores "f(F)" de la distribución de la población de fondo mediante la ecuación

$$f(F) = \frac{f(F + A)}{100} \cdot 100 \quad (2)$$

iii/ se calculan los valores "f(A)" de la distribución de la población anómala mediante

$$f(A) = \frac{100 f(F + A) - x f(F)}{y} \quad (3)$$

iv/ y por último, se comprueba que la mezcla de las dos poblaciones teóricas se ajusta a la distribución empírica mediante la ecuación (1).

Este procedimiento sería utilizable también para mezclas de varias poblaciones muestrales, teniendo en cuenta que:

$$f(A + \dots + N) = \frac{a f(A) + \dots + n f(N)}{a + \dots + n}$$

Pero normalmente resulta imposible aplicarlo para más de tres o cuatro poblaciones muestrales, pues es muy difícil determinar los puntos de inflexión, por lo que se recomienda la separación de los datos en unidades geoquímicas más homogéneas.

Para distribuciones con mezcla de poblaciones, los umbrales de anomalía se determinan en función de la media y su desviación, como en el caso de las poblaciones muestrales simples, pero tomando como referencia la distribución de la población muestral de fondo en vez de la anómala. Este método es más adecuado porque 1) no se dejan por determinar anomalías débiles, 2) la población de fondo representa la mayoría de los datos y 3) como la escala es logarítmica, pequeños cambios en la distribución anómala producen cambios relativamente importantes en los umbrales de anomalía (PARSLOW, 1974). Así, la distribución anómala únicamente se usa para comprobar que su adición a la distribución de fondo se adecúa correctamente a la distribución mezcla de ambas.

II.2.3.5. ANALISIS DE DISTRIBUCIONES CENSURADAS

Una distribución censurada es aquella en que a un lado de un valor dado se conocen las concentraciones en cada muestra y el número de éstas, mientras que en el otro sólo se conoce el número de muestras. Ejemplos comunes de distribuciones censuradas son aquellos grupos de muestras analizadas para un determinado elemento en las que las concentraciones de una parte de ellas son dadas como "mayor que..." o "menores que el límite de detección" (SINCLAIR, 1981). Se recomienda:

i/ ignorar las frecuencias acumuladas de las clases con valores inferiores al límite de detección, y

ii/ recalcular las frecuencias suponiendo que el porcentaje de valores inferiores a este límite han desaparecido.

A continuación se procede como en los casos anteriormente expuestos.

II.2.3.6. EJEMPLO DE POBLACION MUESTRAL LOGNORMAL SIMPLE

Como ejemplo de aplicación del método expuesto para una población lognormal simple se va a estudiar la distribución del Cu en los concentrados a la batea tomados entre los batolitos de Ricobayo y Sayago:

i/ Se construye la tabla de frecuencias acumuladas para cada clase (el intervalo logarítmico elegido ha sido de 0.10); por convenio, el límite superior de una clase pertenece a ella (Tabla III).

ii/ Construcción del gráfico logprobabilístico (Fig. 12): se representan los puntos correspondientes a las frecuencias acumuladas (ordenadas) y a los límites superiores de cada clase (abscisas).

iii/ Se comprueba si los puntos dibujan una línea recta, sin curvaturas significativas; para ello se construyen los límites de confianza al 95 % mediante el método de LEPELTIER (1969).

iv/ Se determinan los umbrales de anomalía.

Tabla. III. Frecuencias acumuladas para Cu en concentrados a la batea (299 muestras).

Intervalo (*)	Frecuencia	Frecuencia %	% acumulado
> 2.00	9	3.01	100.00
1.27 - 2.00	38	12.71	96.99
0.80 - 1.26	69	23.08	84.28
0.51 - 0.79	95	31.77	61.20
0.33 - 0.50	60	20.07	29.43
0.21 - 0.32	23	7.69	9.36
< 0.20	5	1.67	1.67

(*) valores en g/m^3 de Cu; se han tomado en base a un intervalo logarítmico de 0.10.

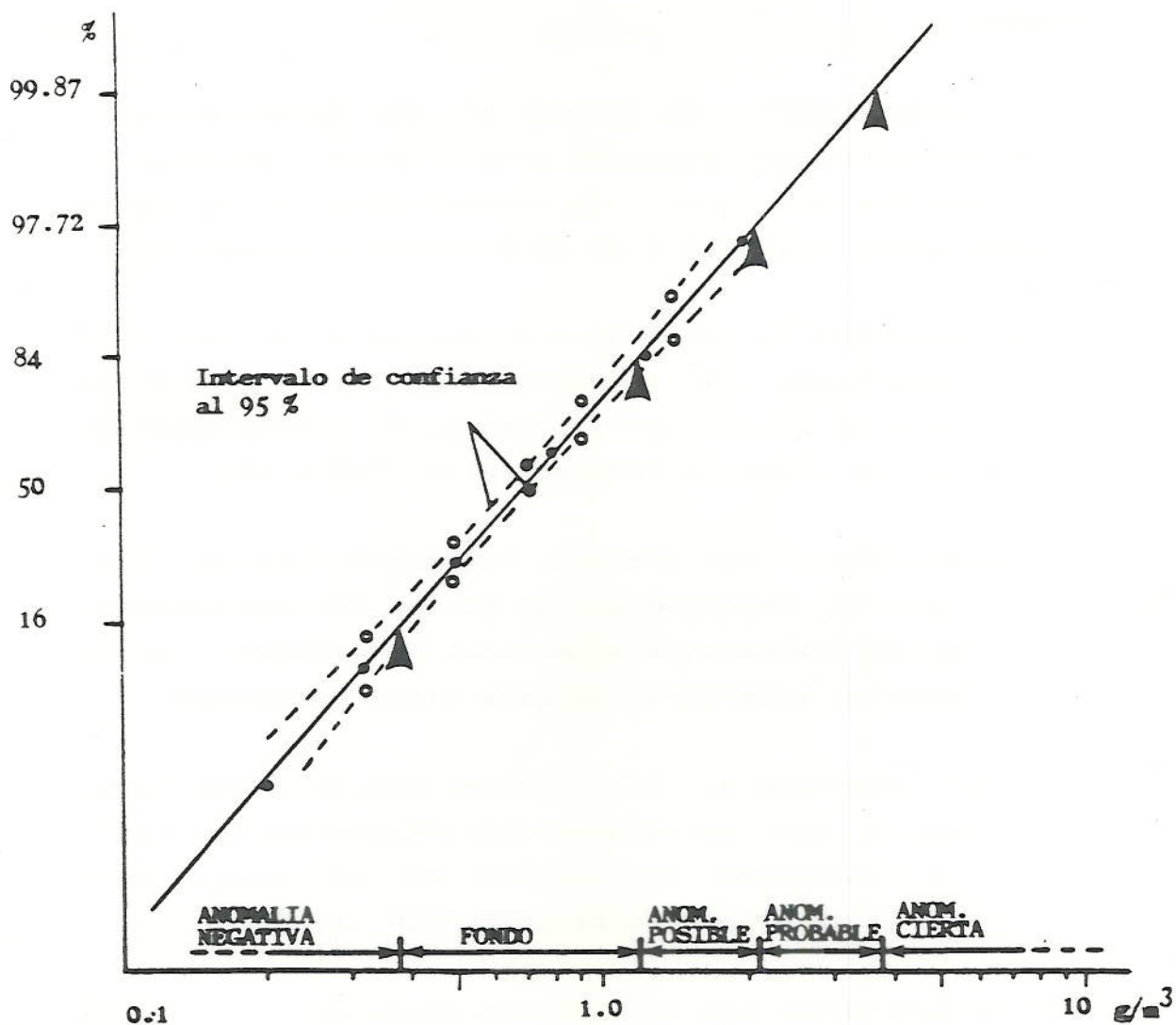


Fig 12. Gráfico logprobabilístico de una población muestral lognormal simple; Cu en concentrados a la batea de la zona prospectada.

II.2.3.7. EJEMPLO DE MEZCLA DE DOS POBLACIONES MUESTRALES LOGNORMALES

Como ejemplo representativo se ha elegido la distribución del S_n (*) sobre los concentrados considerados en el caso anterior, en la que además se presenta el problema adicional de tener la tercera parte de los valores por debajo del límite de detección. Para la determinación de los correspondientes umbrales de anomalía se procede como sigue:

i/ Se construye la tabla de frecuencias acumuladas como en el caso de una población muestral simple (columna (1) de la Tabla IV) y se recalculan suponiendo que los valores inferiores al límite de detección han desaparecido (columna (2)).

ii/ Se efectúa la representación probabilística (en la Fig. 13 se puede observar la distribución de valores antes y después de recalcular las frecuencias acumuladas).

iii/ Se determina el punto de inflexión de la curva sigmoideal que los puntos han dibujado, es decir, los tamaños relativos "x" e "y" de las poblaciones muestrales de fondo y anómala de la ecuación (1); en el presente caso el valor de "x" es 80 % y el de "y", 20 %.

(*) Los resultados analíticos de S_n son del proyecto "Estudios metodológicos de prospección de estaño en la Comunidad de Castilla y León" del Servicio de Política Energética e Investigación Minera de la Junta de Castilla y León, que gentilmente ha autorizado su utilización.

iv/ Se calcula la distribución teórica de la población muestral de fondo mediante la ecuación (2) (columna (3) de la Tabla IV y Fig. 13).

v/ Cálculo de la distribución teórica de la población muestral anómala mediante la ecuación (3) (columna (4) de la Tabla IV y Fig. 13).

vi/ Se comprueba que la suma o mezcla de las frecuencias acumuladas " $f(F+A)$ " de las distribuciones teóricas de las poblaciones muestrales de fondo " $f(F)$ " y anómala " $f(A)$ " se ajusta a la curva empírica mediante la ecuación (1) (Tabla V y Fig. 13); como datos de referencia se utilizan las frecuencias acumuladas correspondientes a una serie de contenidos elegidos arbitrariamente.

vii/ Se determinan los umbrales de anomalía sobre la población de fondo (Fig. 13).

iii) Se determina el punto de inflexión de la curva (simbolizado por los puntos x y y en la Fig. 13) de las poblaciones muestrales de fondo y anómala de la ecuación (1); en el presente caso el valor de " x " es 80 % y el de " y ", 20 %.

(*) Los resultados analíticos de SN son del proyecto "Estudios metodológicos de prospección de estaño en la Comunidad de Castilla y León" del Servicio de Política Energética e Investigación Minera de la Junta de Castilla y León, que gentilmente ha autorizado su utilización.

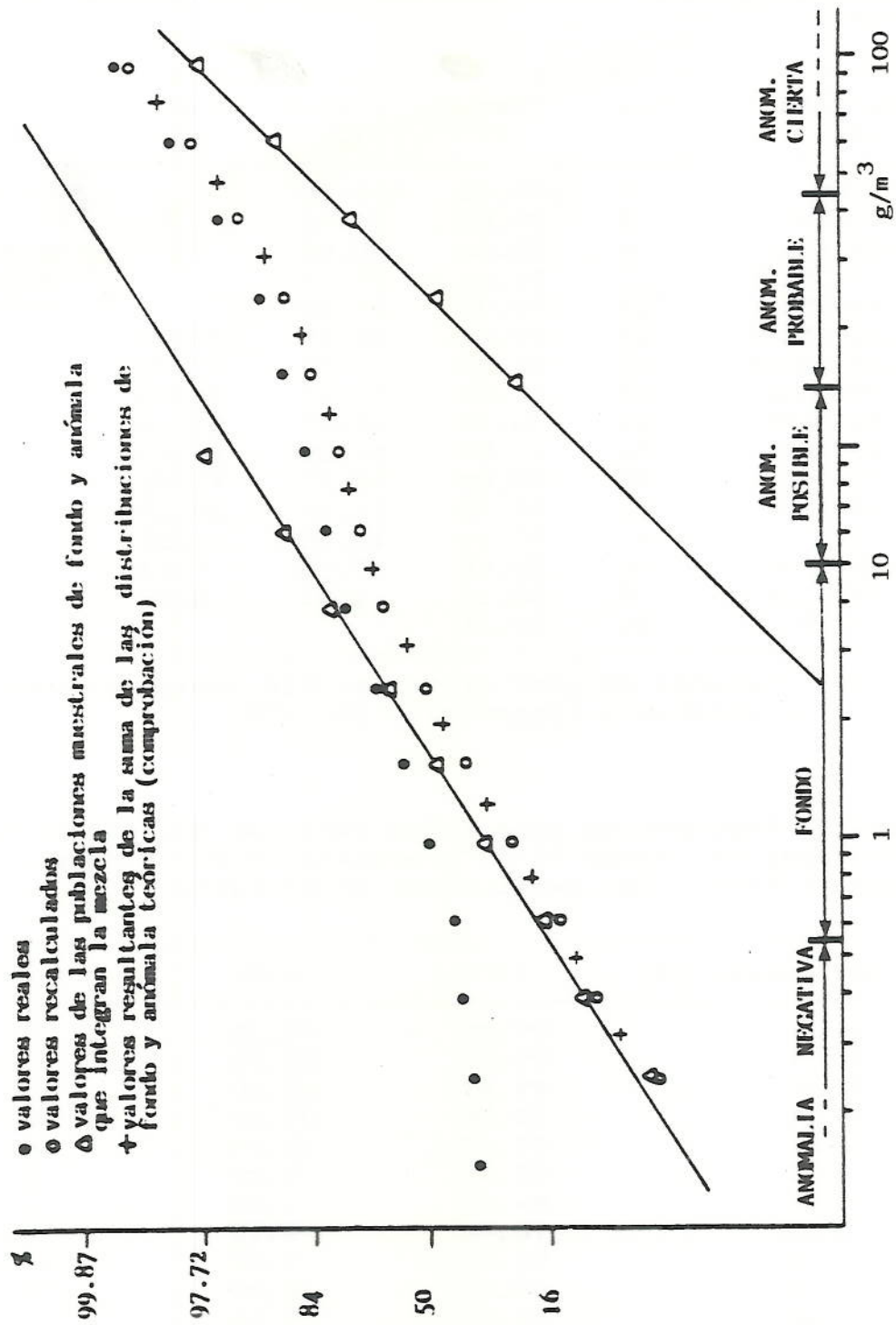


Fig. 13. Gráfica logprobabilística de la mezcla de dos poblaciones muestrales lognormales: Sn en concentrados a la batea de la zona prospectada.

Tabla IV. Frecuencias acumuladas para Sn en concentrados a la batea (299 muestras). Ver explicación en el texto.

Intervalo (*)	Frec.	Frec.% (1)	Frec.% (2)	Frec.% (3)	Frec.% (4)
> 100	1	100.00	100.00		100.00
63.11-100	3	99.65	99.50		97.65
39.81-63.10	6	98.66	98.02		90.10
25.11-39.80	11	96.66	95.01		75.05
15.91-25.10	10	92.98	89.48		47.40
10.01-15.90	13	89.63	84.45	100.00	22.25
6.32-10.00	12	85.28	77.92	97.40	
3.99-6.31	14	81.26	71.89	89.96	
2.52-3.98	27	76.57	64.85	81.06	
1.60-2.51	26	67.54	51.28	64.10	
1.01-1.59	28	58.85	38.21	47.76	
0.64-1.00	22	49.48	24.14	30.18	
0.41-0.63	11	42.12	13.08	16.35	
0.26-0.40	10	38.45	7.55	9.44	
0.15-0.25	5	35.11	2.52	3.15	
< 0.15	100	33.44			

(*) Valores en g/m^3 de Sn; se han tomado en base a un intervalo logarítmico de 0.20.

Tabla V. Frecuencias acumuladas para las distribuciones calculadas de fondo "f(F)", anómala "f(A)" y mezcla de ambas "f(F+A)". Ver explicación en el texto.

Concentración (*)	f(F)	f(A)	f(F+A)
80.00	99.98	95.25	99.03
50.00	99.92	83.50	96.64
32.00	99.65	63.00	92.32
20.00	98.90	37.00	86.52
12.50	97.00	15.00	80.60
8.00	92.70	5.00	75.16
5.00	84.00	1.00	67.40
3.20	72.00	0.15	57.63
2.00	56.00	0.02	44.80
1.25	39.00	0.00	31.20
0.80	24.00	0.00	19.20
0.50	13.00	0.00	10.40
0.32	6.20	0.00	4.96

(*) Valores en g/m^3 de Sn; estos valores se eligen arbitrariamente.

II.3. RESULTADOS

II.3.1. UMBRALES DE ANOMALIA

Las distribuciones de todos los elementos estudiados son lognormales. As, Cu y Na muestran unas distribuciones de valores que corresponden a poblaciones muestrales simples; Sn, W, Pb, F y K a la mezcla de dos poblaciones y Ba y Zn a la mezcla de tres (Figs. 15-17).

Los umbrales de anomalía y el fondo regional han sido determinados según el método expuesto en páginas precedentes a partir de las correspondientes representaciones logprobabilísticas de las poblaciones muestrales de fondo (Figs. 14, 16 y 18 y Tabla VI).

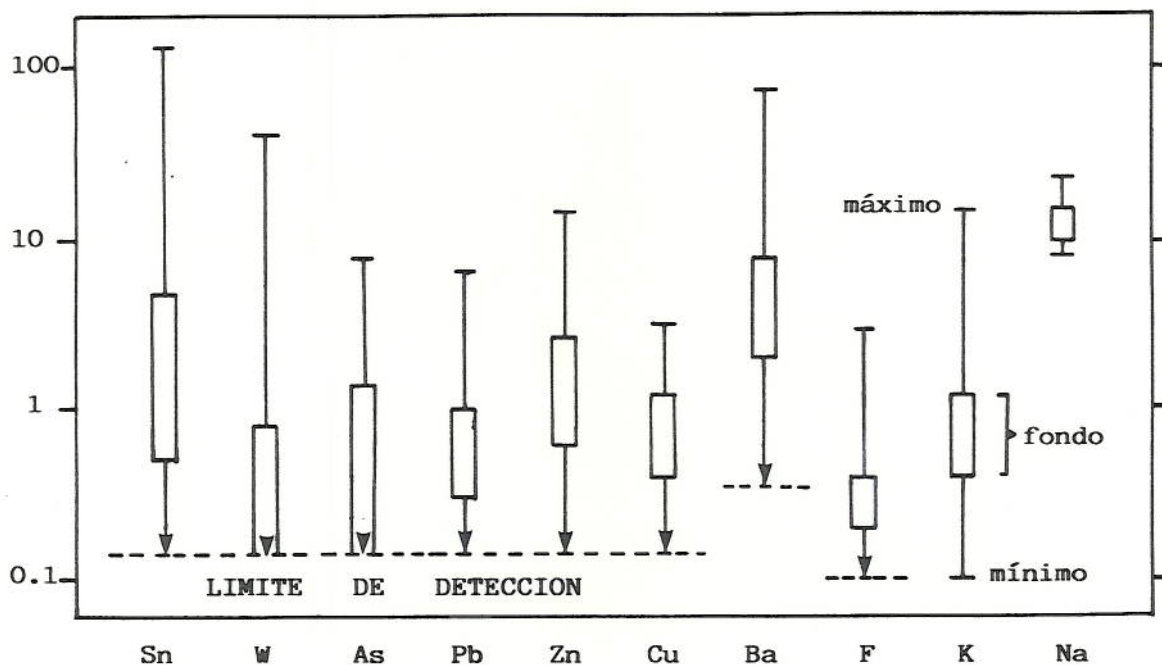


Fig. 14. Rango de variación de las variables geoquímicas consideradas (Sn, W, As, Pb, Zn, Cu y Ba en g/m^3 ; F, Na y K en ppm)

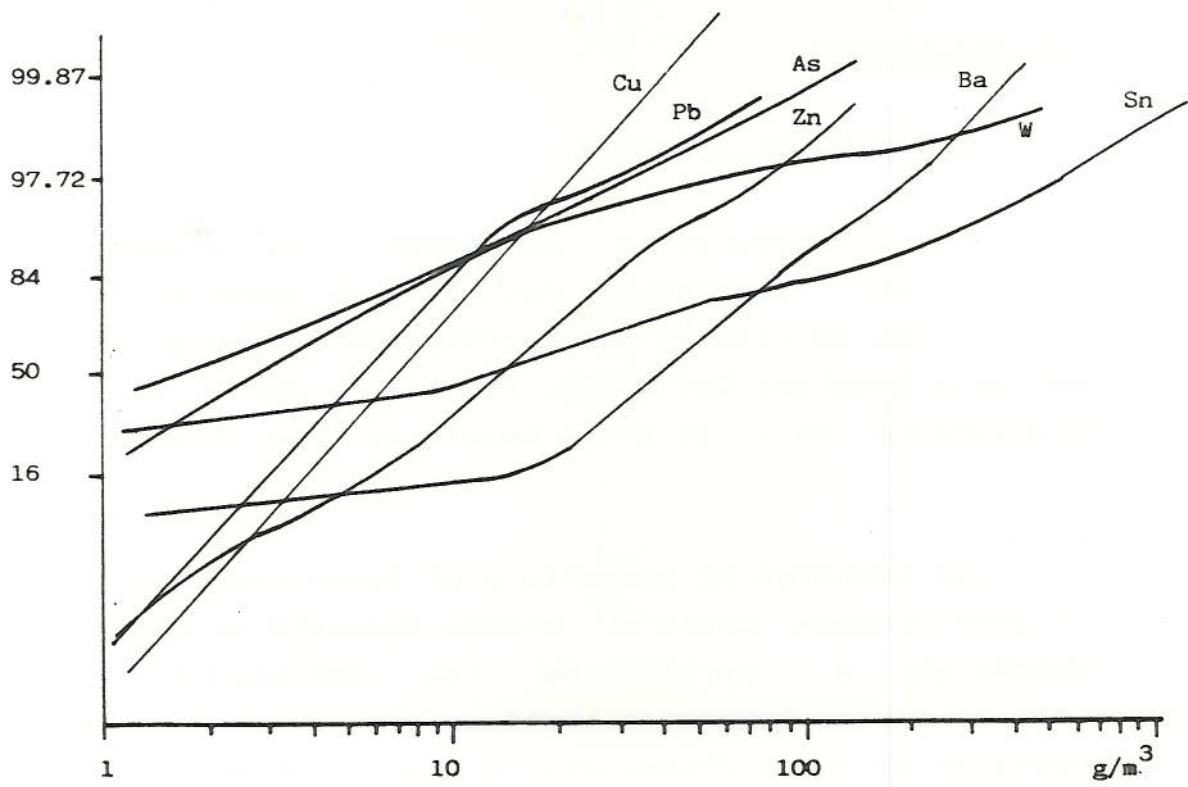


Fig. 15

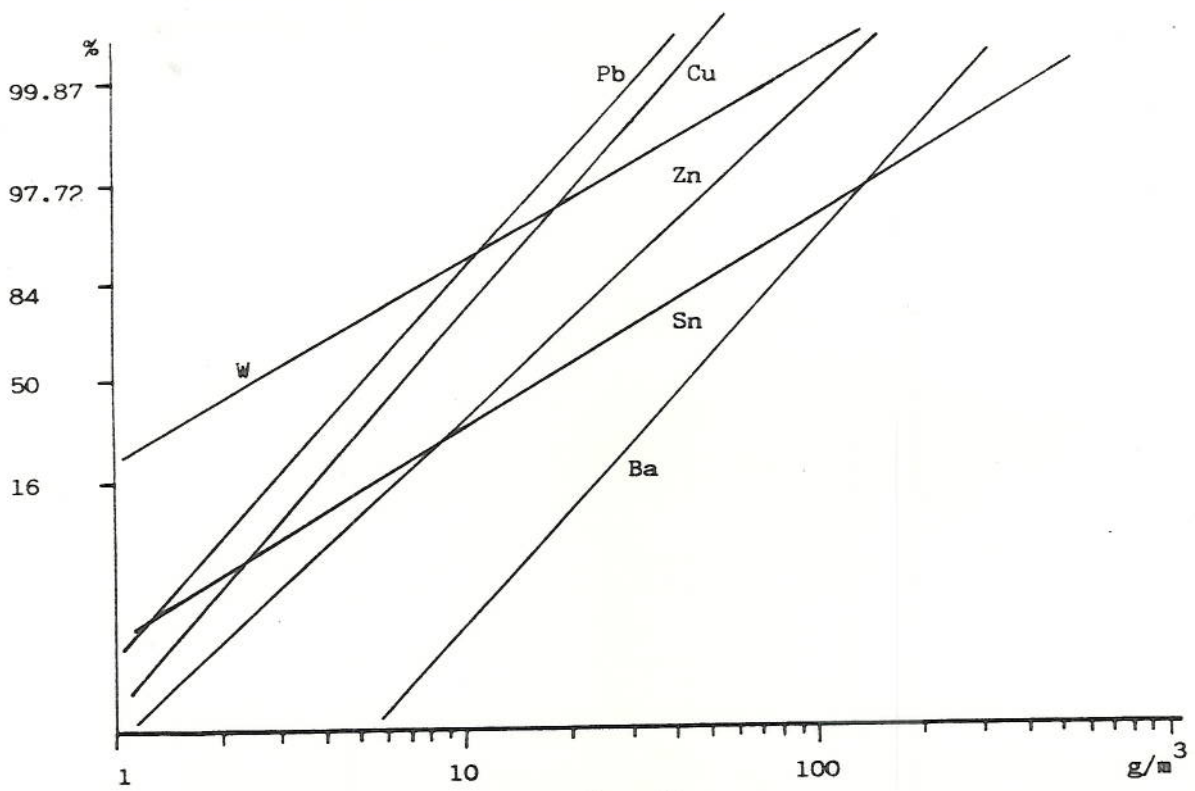


Fig. 16

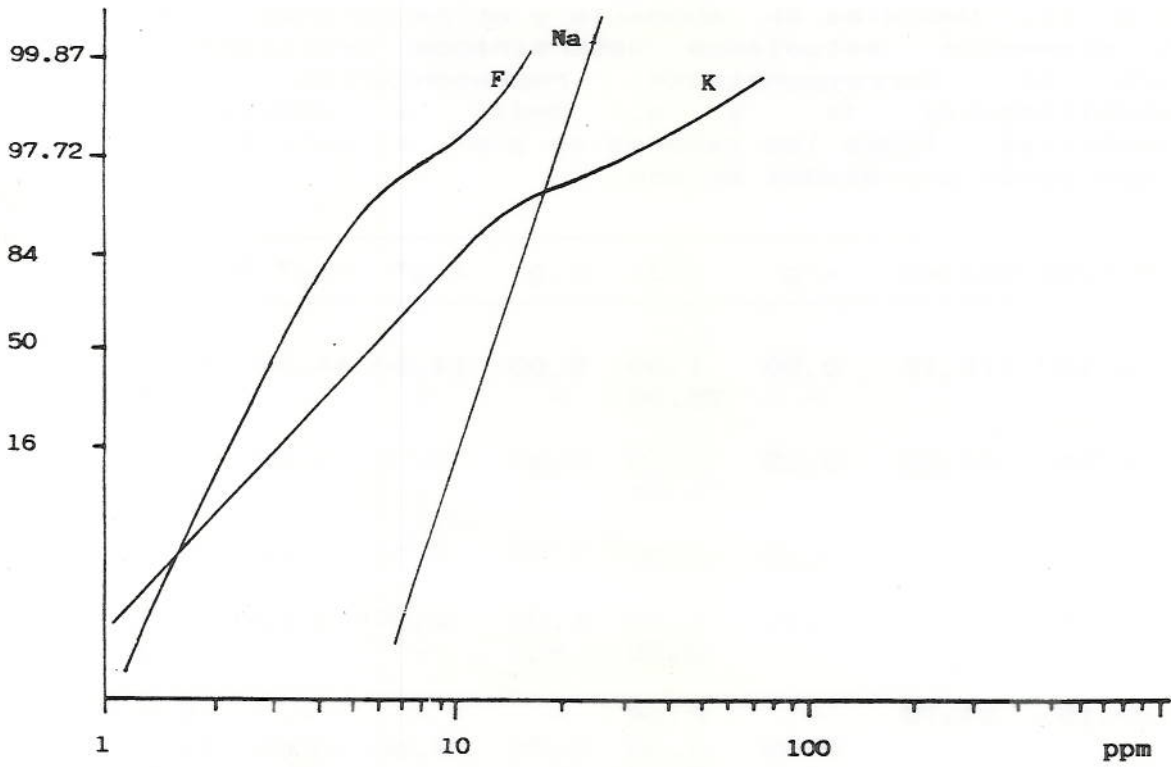


Fig. 17

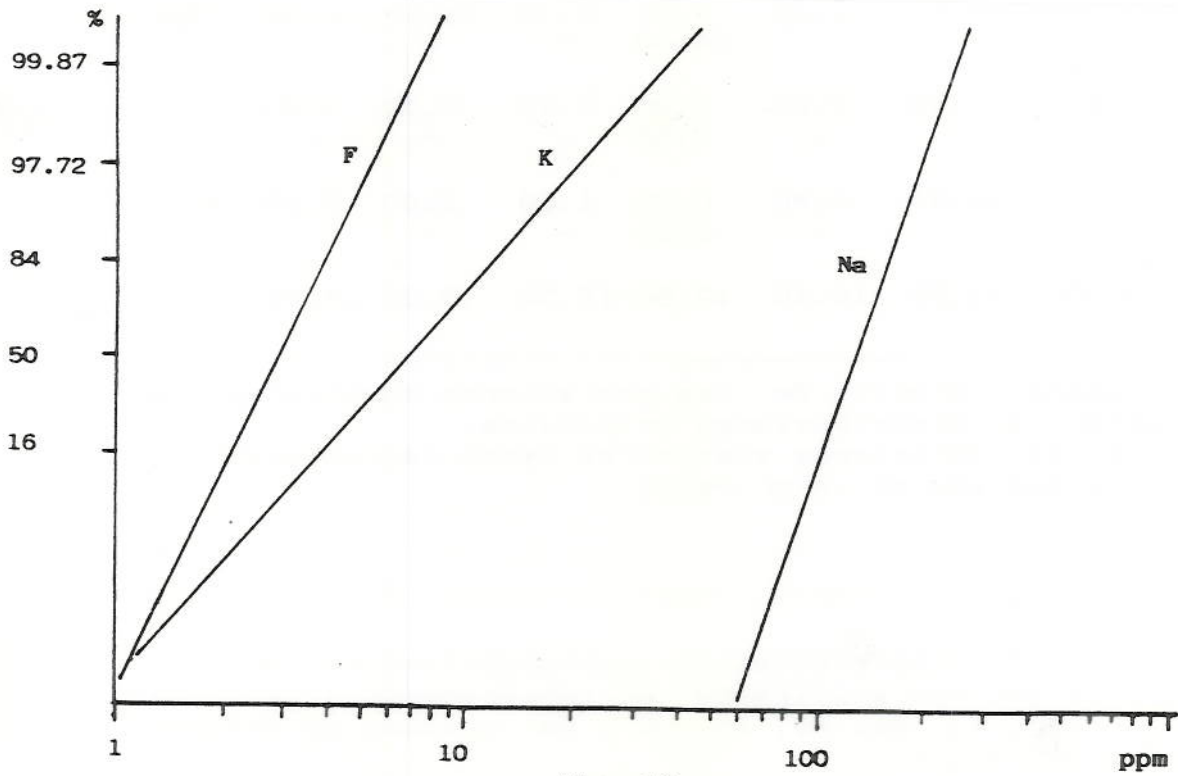


Fig. 18

Tabla. VI. Umbrales de anomalía y otros parámetros de los elementos estudiados determinados gráficamente sobre la correspondiente representación log-probabilística; (x y g , media y desviación geométricas). Todos los valores en g/m^3 , excepto F, K y Na que están expresados en ppm.

	mínimo	máximo	x/g	$x(2)$	$x.g$	$x.g^2$	$x.g^3$	P % (1)
Sn	<0.15	118.18	0.50	1.50	5.00	14.00	44.00	80.0 20.0
W	<0.15	44.10	0.15	0.25	0.80	2.50	7.50	97.0 3.0
As	<0.15	8.11	0.15	0.50	1.40	3.50	10.00	
Pb	<0.15	6.50	0.30	0.50	1.00	1.70	3.10	97.0 3.0
Zn	<0.15	14.78	0.60	0.18	2.70	5.60	12.00	92.5 2.5
Cu	<0.15	3.15	0.40	0.70	1.20	2.10	3.80	
Ba	<0.35	71.80	2.00	0.60	8.00	16.00	32.00	94.5 3.0
F	<0.10	3.00	0.20	0.30	0.40	0.50	0.70	97.0 3.0
K	0.10	16.40	0.40	0.70	1.20	2.00	3.60	95.0 5.0
Na	8.30	23.50	10.10	13.50	15.50	19.20	24.00	

(1) Tamaño relativo de las poblaciones muestrales que integran las distribuciones originales.

(2) De las poblaciones muestrales menos representativas sólo se expresa el valor medio.

Figs. 15-18. Representación logprobabilística de los elementos analizados en concentrados a la batea (Sn, W, As, Pb, Zn, Cu y Ba) y aguas de arroyos (F, Na, K).

II.3.2. MAPAS DE ANOMALIAS

La cartografía (Figs. 19-28) de los cinco grupos de valores determinados (anomalía negativa, fondo, anomalía probable, anomalía posible y anomalía cierta) muestra unas áreas anómalas bien definidas para el Sn, W, F y K y en menor grado para el resto de los elementos, que presentan por lo general poco contraste y los valores anómalos aparecen espacialmente dispersos.

En total las anomalías de Sn puestas de manifiesto definen cuatro áreas anómalas:

- i/ Area de Villaseco (prolongación de la conocida zona mineralizada de Almaraz de Duero); anomalías posibles, probables y ciertas en relación con las mineralizaciones de casiterita asociadas a los leucogranitos de Villaseco (diques leucograníticos y aplopegmatíticos con filones de cuarzo).
- ii/ Area del Esla: conjunto de anomalías posibles y probables dispersas originadas por mineralizaciones similares a las anteriores.
- iii/ Area de Carbajosa (en ambos márgenes del río Duero): anomalías posibles, probables y ciertas relacionadas directamente con las mineralizaciones filonianas de cuarzo con casiterita de Peña Blanca, Mina Dorinda y Peña del Cuervo o con prolongaciones de estas zonas de labores mineras.
- iv/ Area entre Villadepera y la frontera hispano-portuguesa: anomalías posibles, probables y

ciertas originadas por mineralizaciones filonianas de cuarzo y en una proporción muy inferior por mineralizaciones relacionadas con aplitas.

Las bajas concentraciones en As, Cu, Pb, Zn y Ba no son de extrañar, puesto que no se conocen indicios de los cuatro últimos y el mineral de As presente es la arsenopirita, que es muy inestable en el régimen local de alteración supergénica y se transforma rápidamente en escorodita.

Las anomalías de W, Pb, Zn, Cu y Ba se presentan siempre en relación con los materiales preordovícicos, excepción de los de W del sector de Villaseco, que se corresponden con la presencia de wolframita asociada a las anomalías de casiterita de los aluviones. En el resto de la zona, las mineralizaciones estratiformes de scheelita son la fuente de las anomalías de scheelita, pirrotina y W.

Las anomalías de As se concentran al Norte de Carbajosa y están en relación con las mineralizaciones de casiterita conocidas de Mina Dorinda y Peña del Cuervo, el resto aparece muy disperso al Oeste de Villadepera y probablemente tienen su origen en los abundantes filoncillos de cuarzo con arsenopirita como los conocidos al Oeste de Pino de Oro, ya fuera de la zona prospectada.

En cuanto a las muestras de aguas, las anomalías en F se corresponden con concentrados a la batea anómalos en Sn, muestran un buen contraste y se localizan en los extremos SE y NW del área prospectada. Los valores anómalos de Na (sólo el 10 % del total de muestras) están muy dispersos espacialmente y no

muestran correlaciones significativas con ninguno de los otros elementos. Las anomalías de K se localizan en arroyos que drenan las localidades de la zona, sugiriendo así un origen por contaminación doméstica.

Es destacable que las anomalías fuertes de Sn y F (valores superiores a 30 g/m³ y 0.60 ppm, respectivamente) se diluyen bruscamente en un tramo de 500 m (malla utilizada), pasando por lo general a valores altos de fondo (2-5 g/m³ y 0.30-0.40 ppm).

Un posible problema del método empleado, causado por la morfología local, es la detección de las mineralizaciones de estaño localizadas en las paredes de las gargantas de los grandes ríos (p., ej., al N de Carbajosa, Figs. 19 y 26). Esta dificultad, al menos en el presente caso, queda resuelta teniendo en cuenta que tales mineralizaciones están situadas en áreas anómalas. De todas formas su posible existencia debe tenerse en cuenta en las siguientes fases de la prospección.

En conclusión, todos los indicios conocidos de casiterita han quedado reflejados mediante las anomalías de Sn y F y los que no lo han sido es debido al deliberado salto en el muestreo de los arroyos que drenan estas mineralizaciones, previamente localizadas, con el fin de evitar los valores muy altos producidos por la contaminación realizada durante el laboreo minero.

Figs. 19 - 28. Mapas de anomalías de los elementos estudiados. Las localidades que figuran sobre estos mapas son: Castro de Alcañices (CA), Villadepera (VP), Carbajosa (CB) y Villaseco (VS).

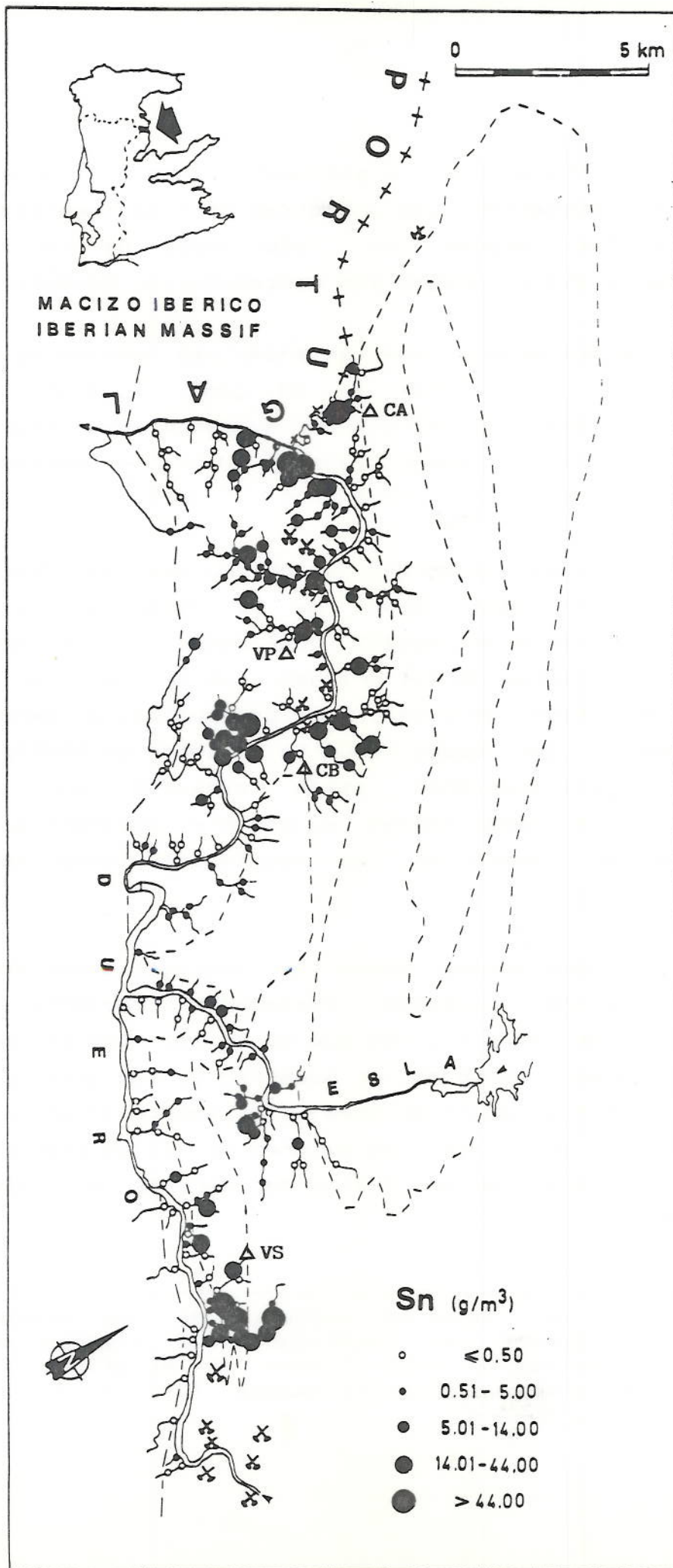


Fig. 19.

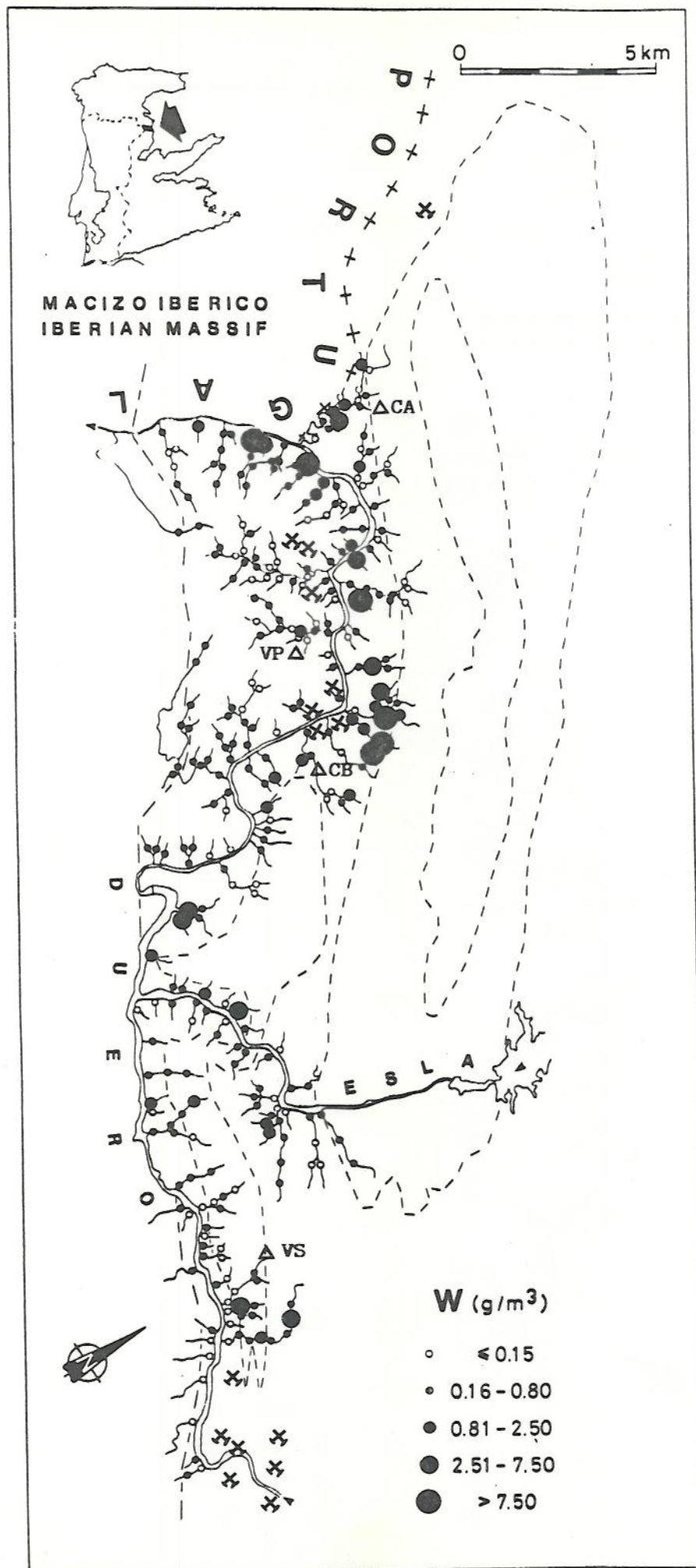


Fig. 20.

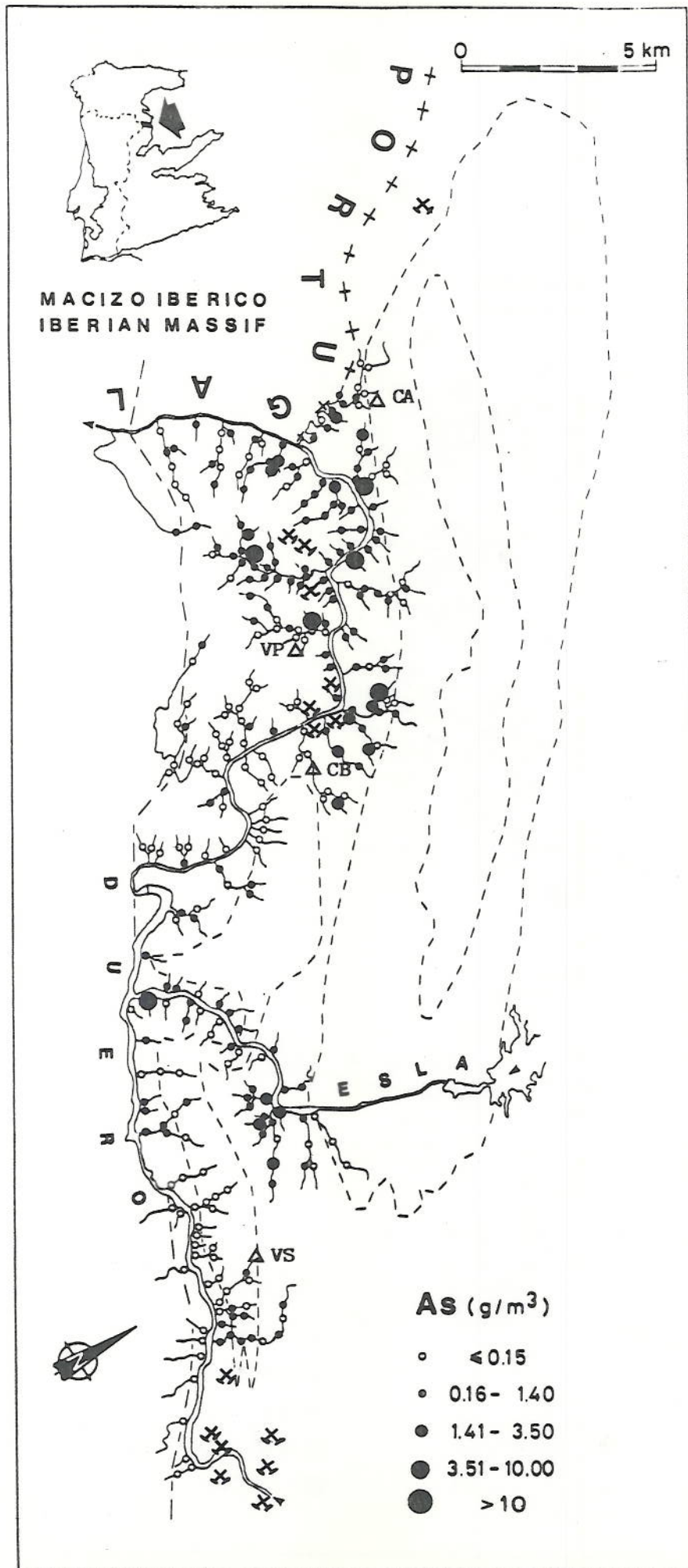


Fig. 21.

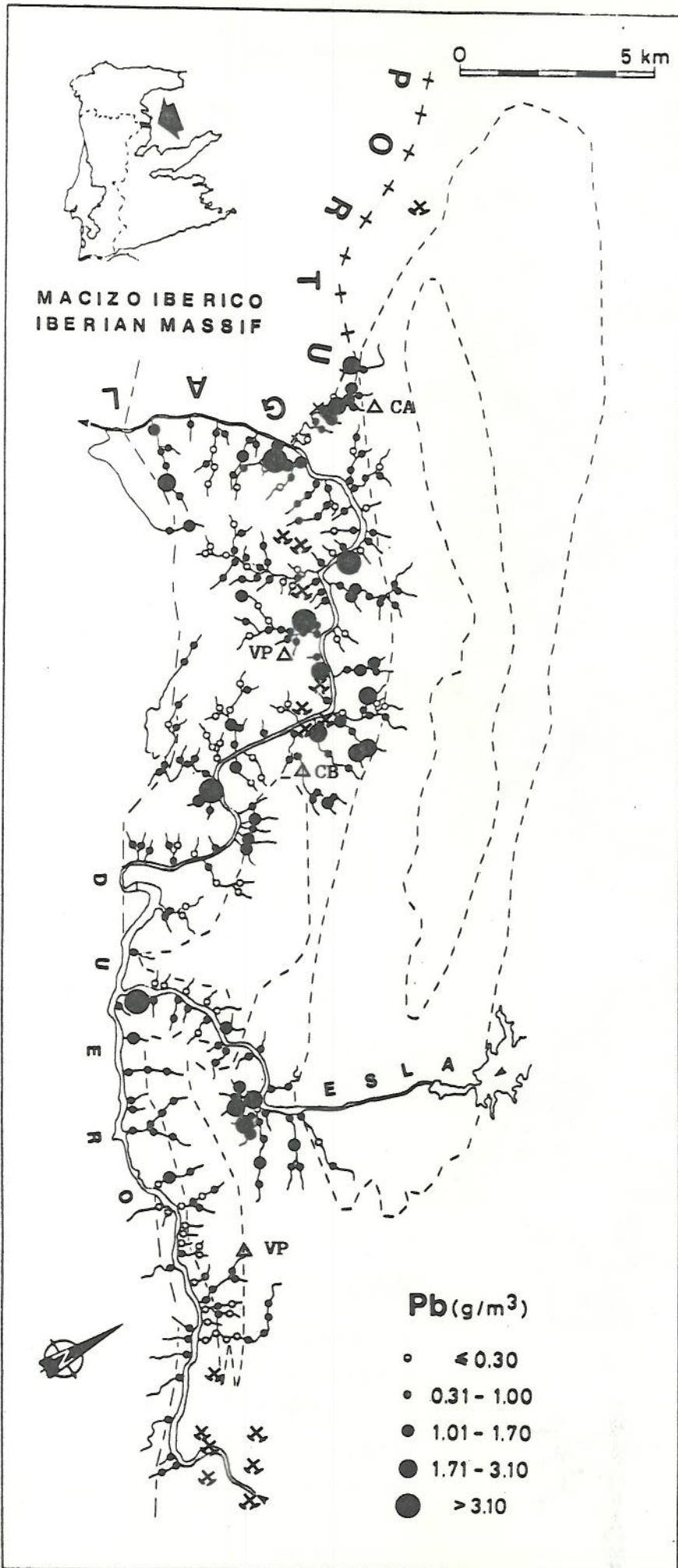


Fig. 22.

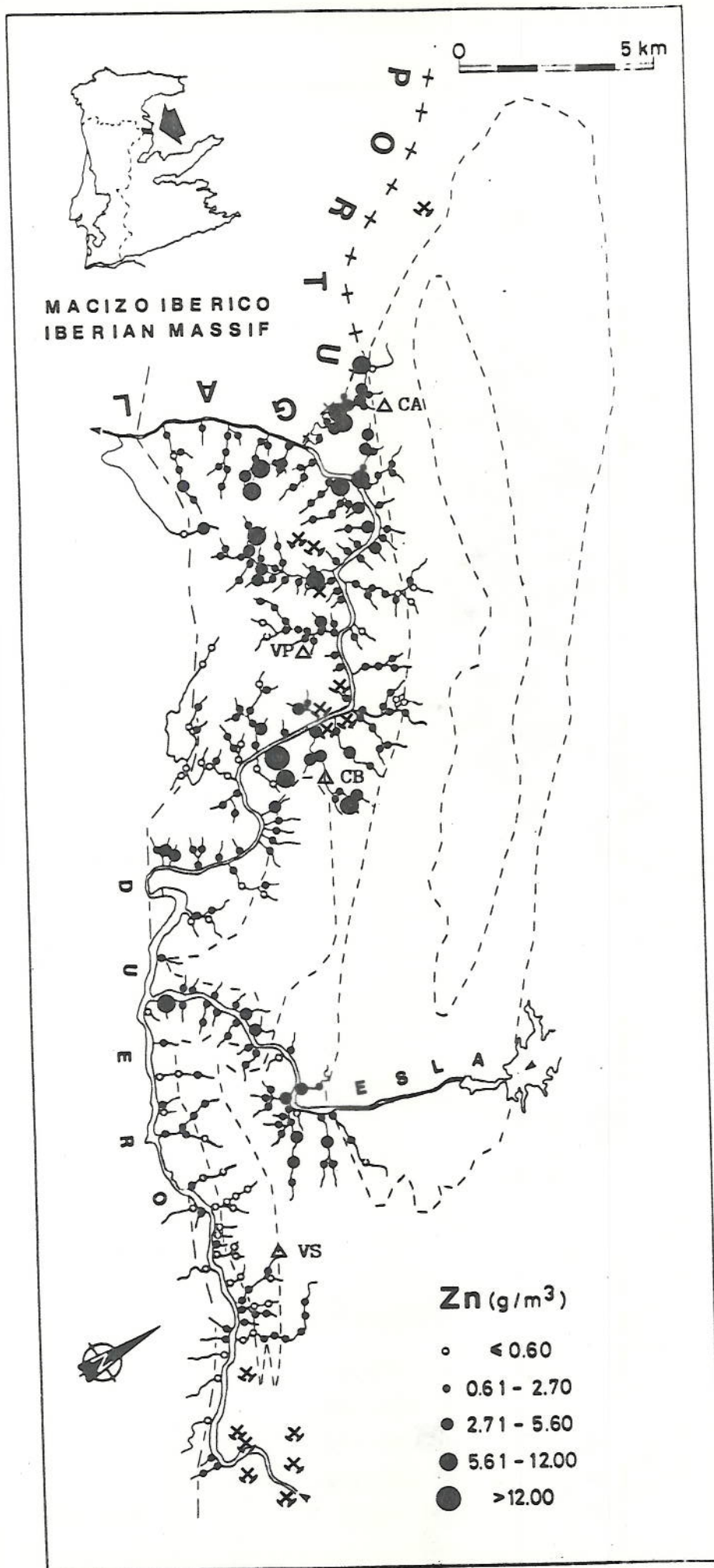


Fig. 23.

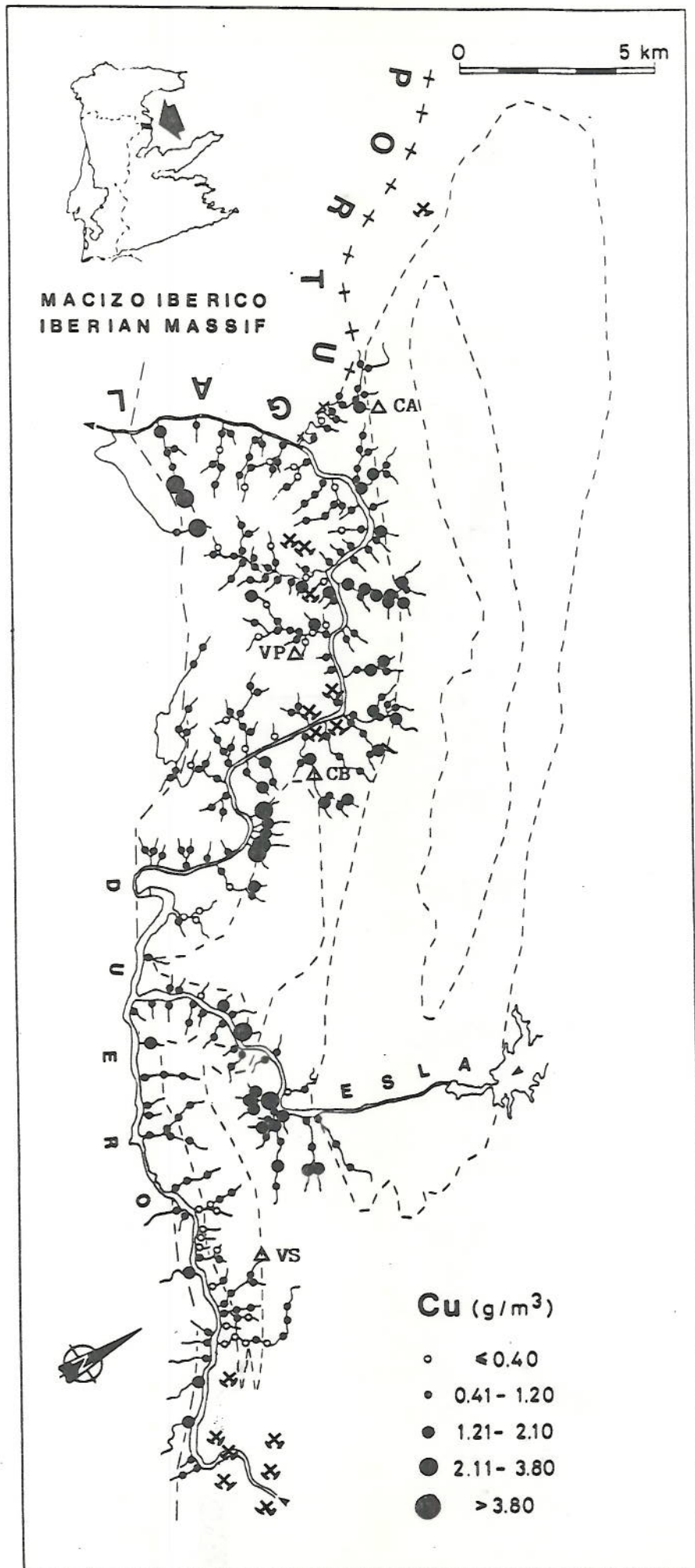


Fig. 24.

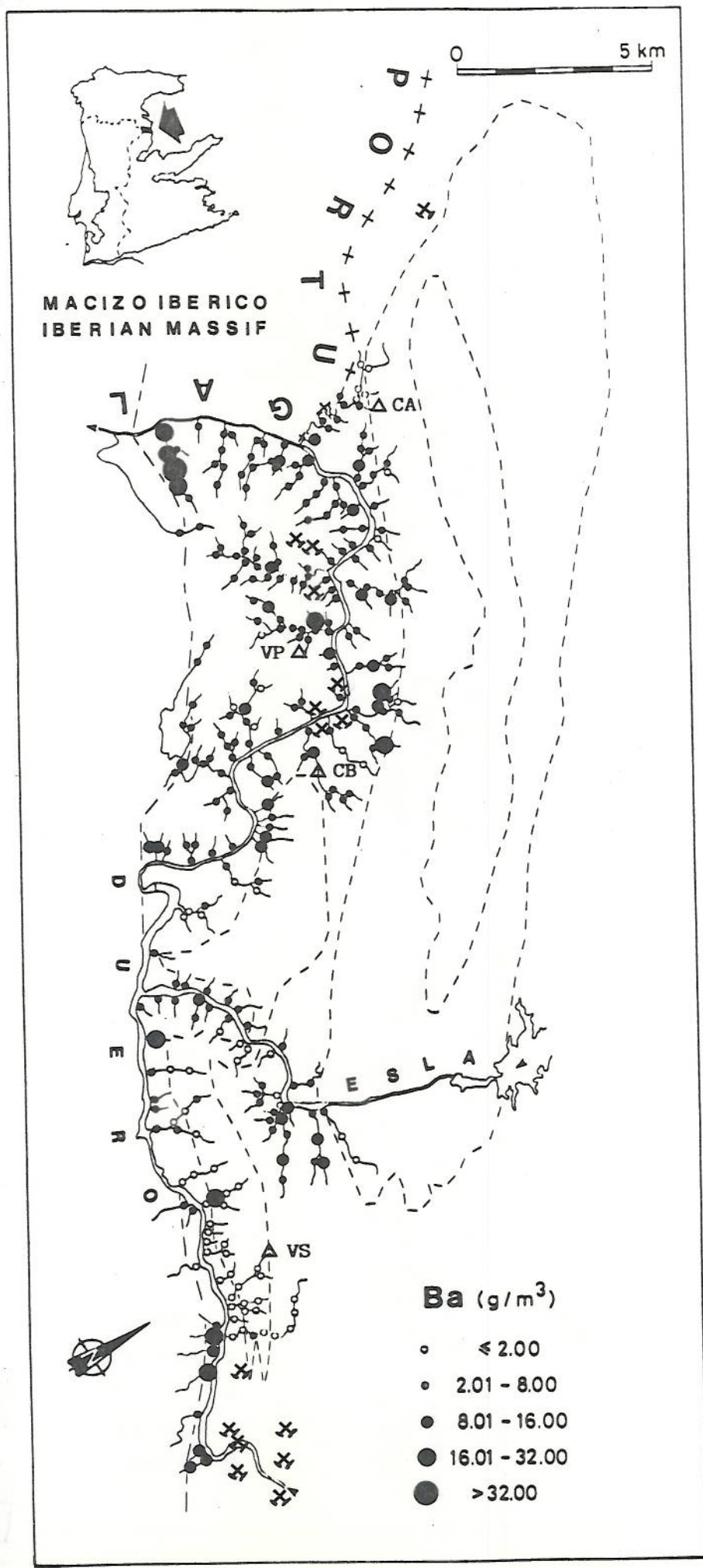


Fig. 25.

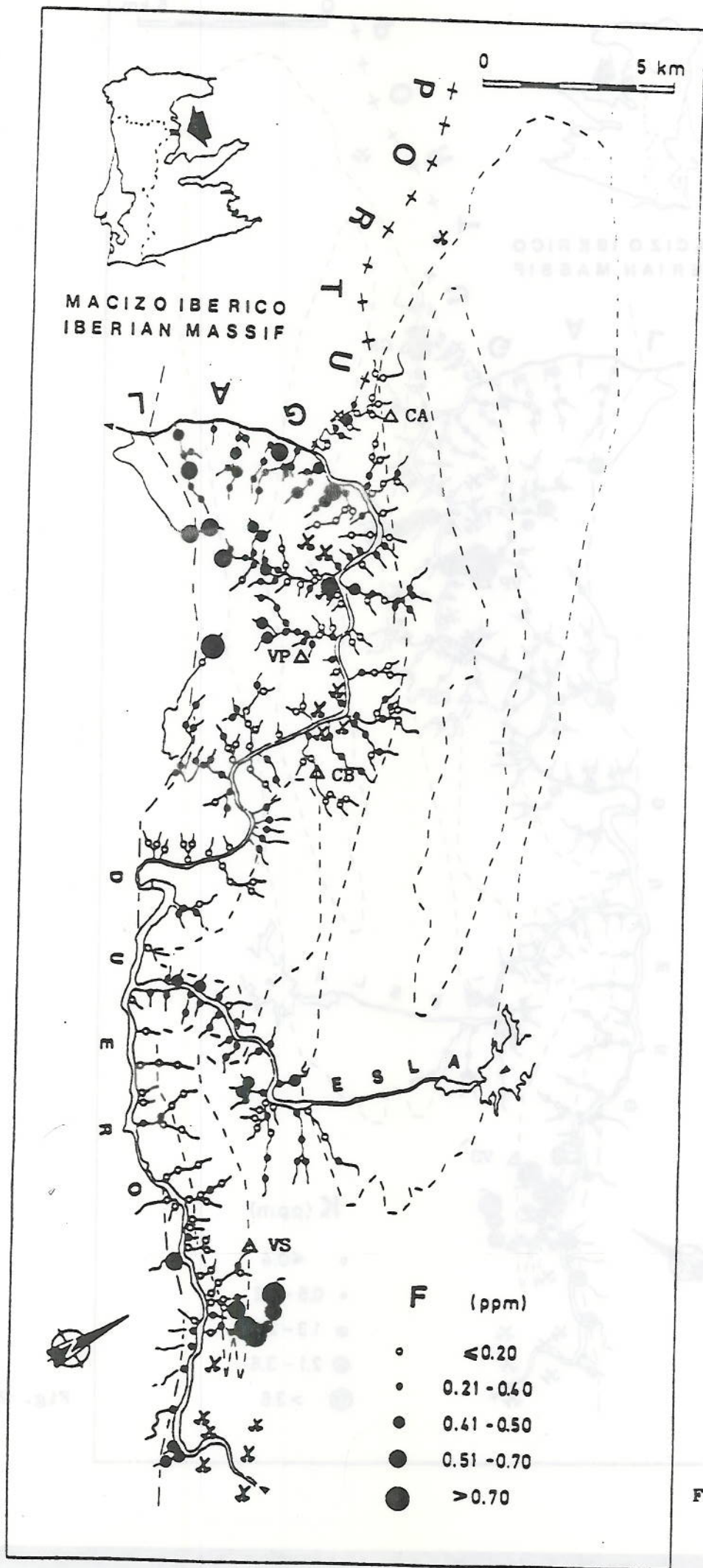


Fig. 26.

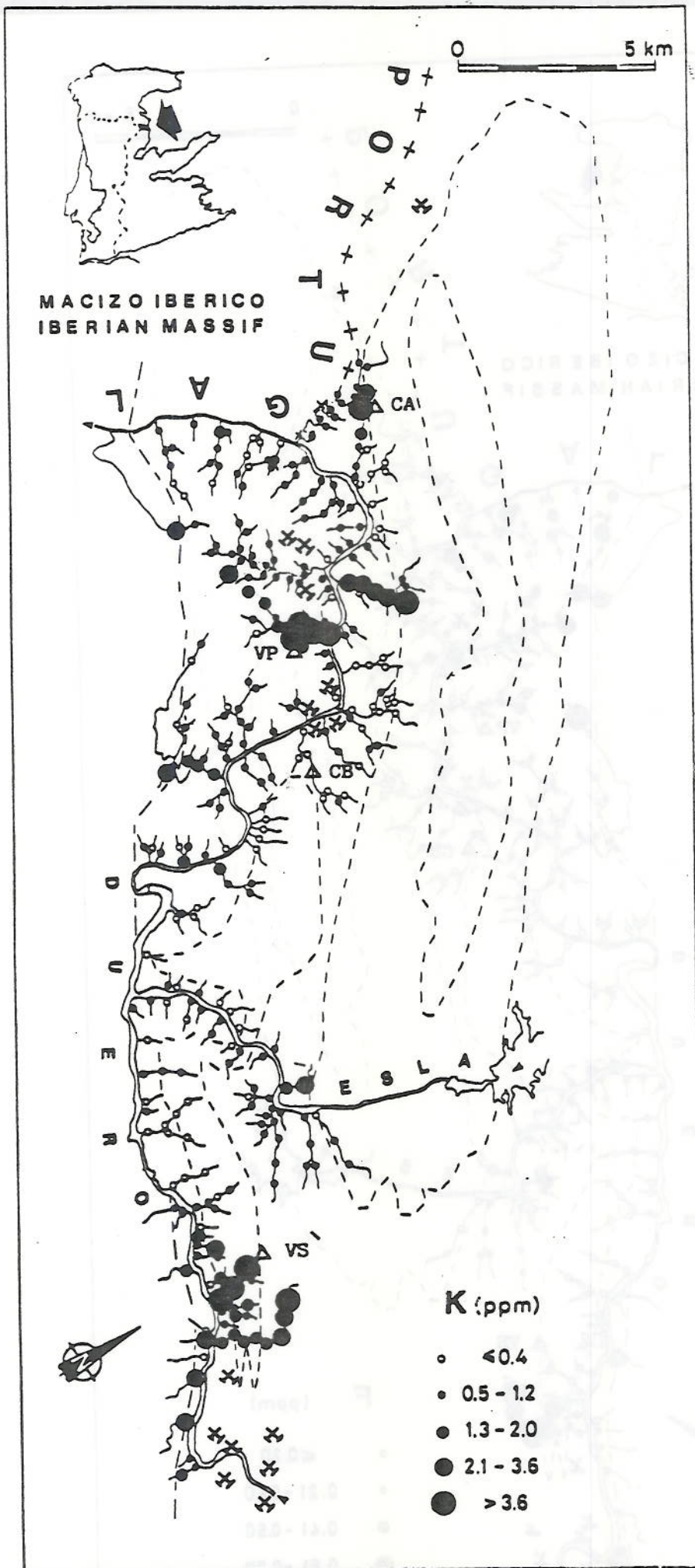


Fig. 27.

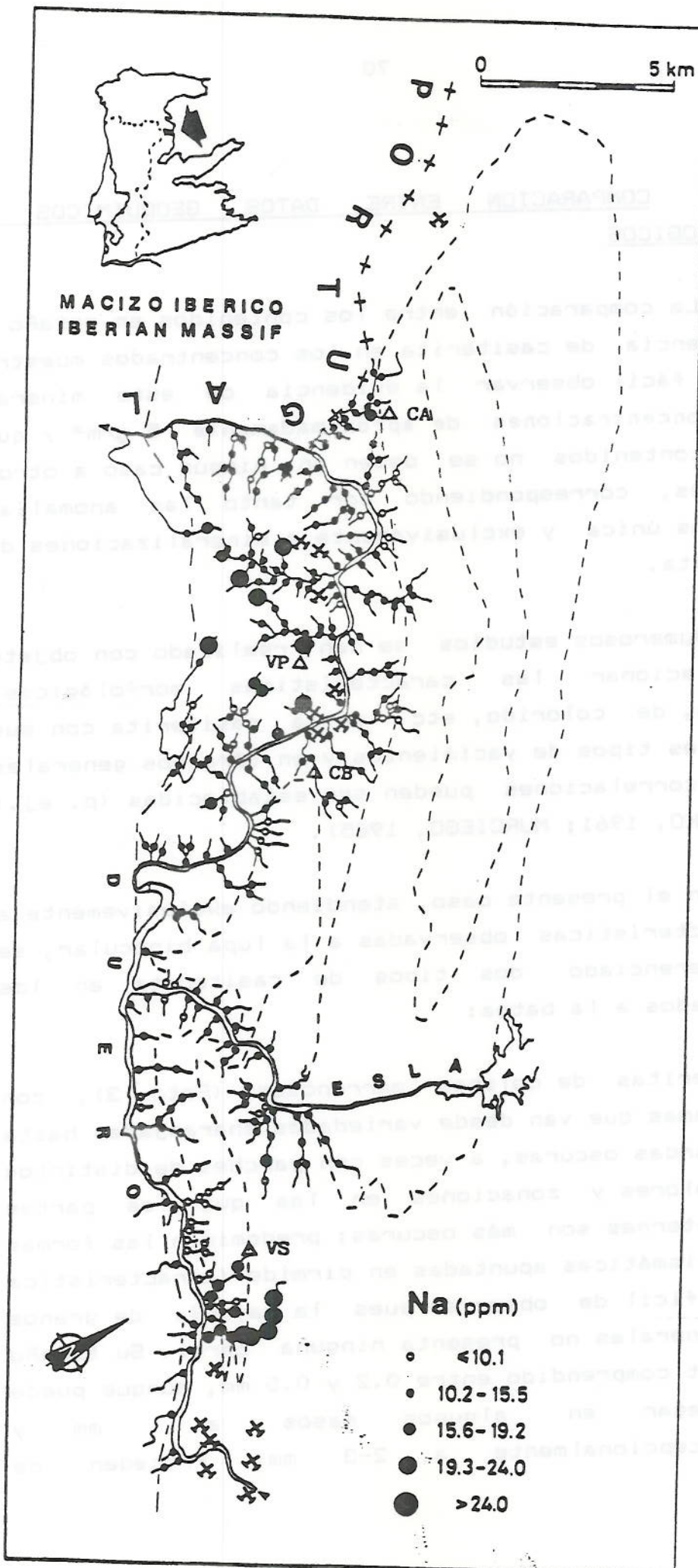


Fig. 28.

II.3.3. COMPARACION ENTRE DATOS GEOQUIMICOS Y MINERALOGICOS

La comparación entre los contenidos en estaño y la presencia de casiterita en los concentrados muestra que es fácil observar la evidencia de este mineral hasta concentraciones de aproximadamente 5 g/m³ y que dichos contenidos no se deben en ningún caso a otros minerales, correspondiendo por tanto las anomalías definidas única y exclusivamente a mineralizaciones de casiterita.

Numerosos estudios se han realizado con objeto de relacionar las características morfológicas, químicas, de colorido, etc. de la casiterita con sus diferentes tipos de yacimientos y en términos generales ciertas correlaciones pueden ser establecidas (p. ej.: KUKHARENKO, 1961; MURCIEGO, 1985).

En el presente caso, atendiendo exclusivamente a las características observadas a la lupa binocular, se han diferenciado dos tipos de casiterita en los concentrados a la batea:

- i/ Casiteritas de colores marronosos (Foto 3), con gamas que van desde variedades anaranjadas hasta pardas oscuras, a veces con parches de distintos colores y zonaciones en las que las partes internas son más oscuras; predominan las formas prismáticas apuntadas en pirámide (característica difícil de observar pues la mayoría de granos minerales no presenta ninguna cara). Su tamaño está comprendido entre 0.2 y 0.5 mm, aunque puede llegar en algunos casos a 1 mm y excepcionalmente a 2-3 mm. Proceden de

diseminaciones en aplitas y filones de cuarzo, no pudiéndose apreciar ninguna diferencia entre las de ambos orígenes.

iii/ Casiteritas de color negro azabache (Foto 4); sólo en un caso se ha observado su hábito cristalino, siendo prismático apuntado en pirámide. Su tamaño es sensiblemente mayor que el de las casiteritas marrones, siendo por lo general de 0.5 a 1 mm. Este tipo aparece en los concentrados de batea tomados en el extremo suroriental de la zona (sector de Villaseco), presentándose mezclado en similar proporción con casiteritas marrones y acompañando a veces por escasos granos de wolframita, característica singular en toda la zona. Un posible origen para estas casiteritas negras pueden ser las diferenciaciones pegmatíticas de los leucogranitos de Villaseco.

La pérdida inevitable de casiterita de las fracciones finas durante el bateo, preferentemente en las fracciones inferiores a 1 mm, no ha sido cuantificada, pero en modo alguno influye en la efectividad de la metodología utilizada, como lo demuestran los resultados obtenidos.

La correlación de anomalías de Sn y de F plantea el problema del origen de las segundas. Los minerales portadores de F observados en los concentrados a la batea son turmalina, apatito y micas, pero su distribución es más o menos homogénea por toda la zona y no muestran una especial coincidencia con las anomalías de Sn; además tales minerales son relativamente estables en el régimen local de alteración supergénica. Estos aspectos, junto con el

hecho de que las anomalías de F se localizan en las zonas de mineralizaciones de casiterita asociadas a aplitas, aplopegmatitas y leucogranitos, en las que la presencia de fluorita no ha sido observada, sugiere que el origen del F está relacionado con fosfatos ricos en este elemento relativamente inestables en las condiciones supergénicas locales (p. ej., triplita), tal y como ocurre en otras áreas vecinas (p. ej., en el Oeste de la provincia de Salamanca y en Tras os Montes en Portugal (ADAM y GAGNY, 1986)).

Por otra parte, se han comparado los resultados analíticos de W y los contenidos en scheelita de los concentrados a la batea, considerando la granulometría superior a 2 mm, la comprendida entre 2 y 1 mm, 1-0.5 mm, 0.5-0.3 mm, 0.3-0.2 mm, 0.2-0.1 mm y la inferior a 0.1 mm.

La mayor parte de los granos de scheelita presentan tamaños inferiores a 0.5 mm y prácticamente el 50 % de ellos están comprendidos entre 0.1 y 0.2 mm (Fig. 29). Otro hecho que refleja la Fig. 29 es la importante pérdida de granos de tamaño inferior a 0.1 mm durante el bateo.

El umbral de anomalía que separa el fondo regional de la anomalía posible en los valores analíticos de W (0.80 g/m³) coincide, en una representación número de granos de scheelita - concentración de W (g/m³), con una ruptura de pendiente de las tendencias generales mostradas por cada intervalo granulométrico (Fig. 30). Este gráfico también muestra la acumulación de granos de scheelita en la fracción 0.1-0.2 mm y su pérdida por bateo en la fracción inferior a 0.1 mm.

La scheelita se ha comprobado que está relacionada con la presencia de mineralizaciones de scheelita-sulfuros (pirita - pirrotina) en los niveles gneíssicos vulcano - sedimentarios de la Serie Metamórfica del Duero.

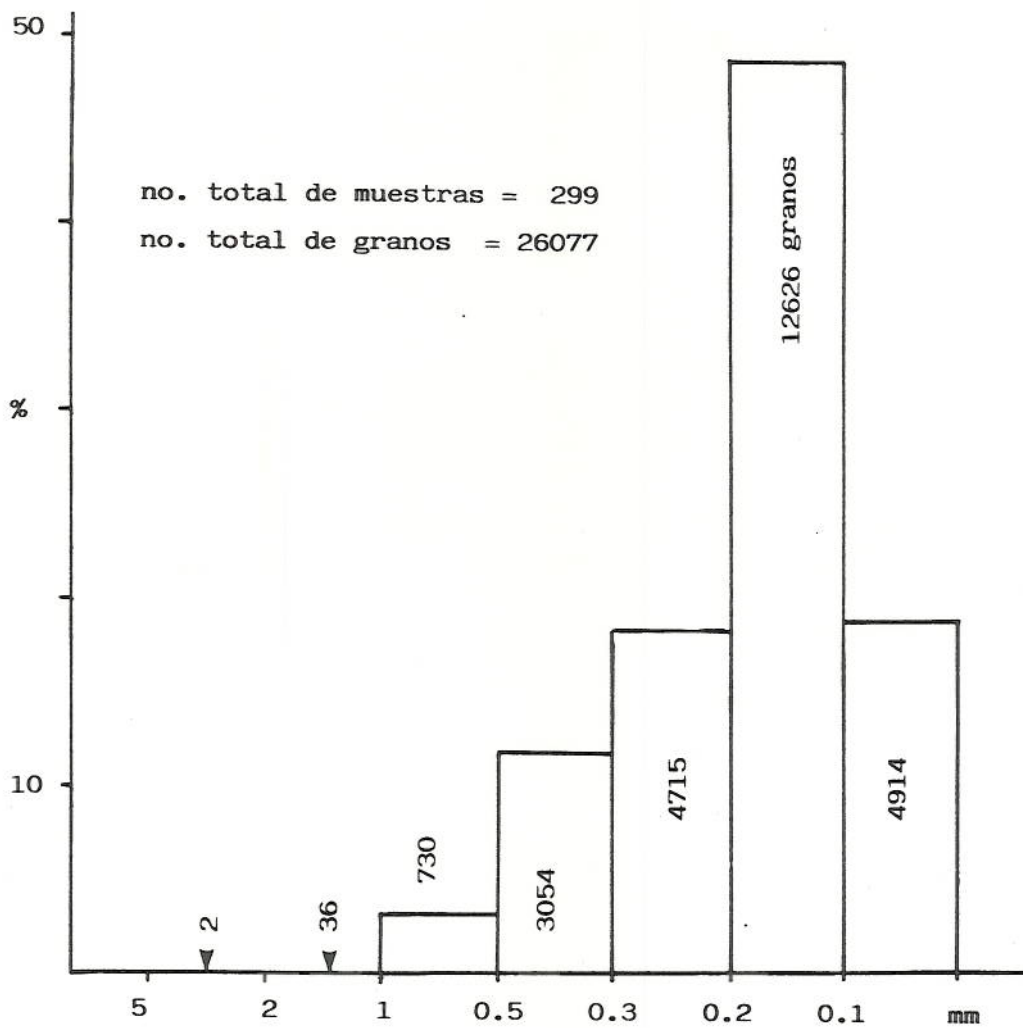


Fig. 29. Distribución de granos de scheelita por intervalos granulométricos en concentrados a la batea. En el interior de cada barra figura el número total de granos del intervalo.

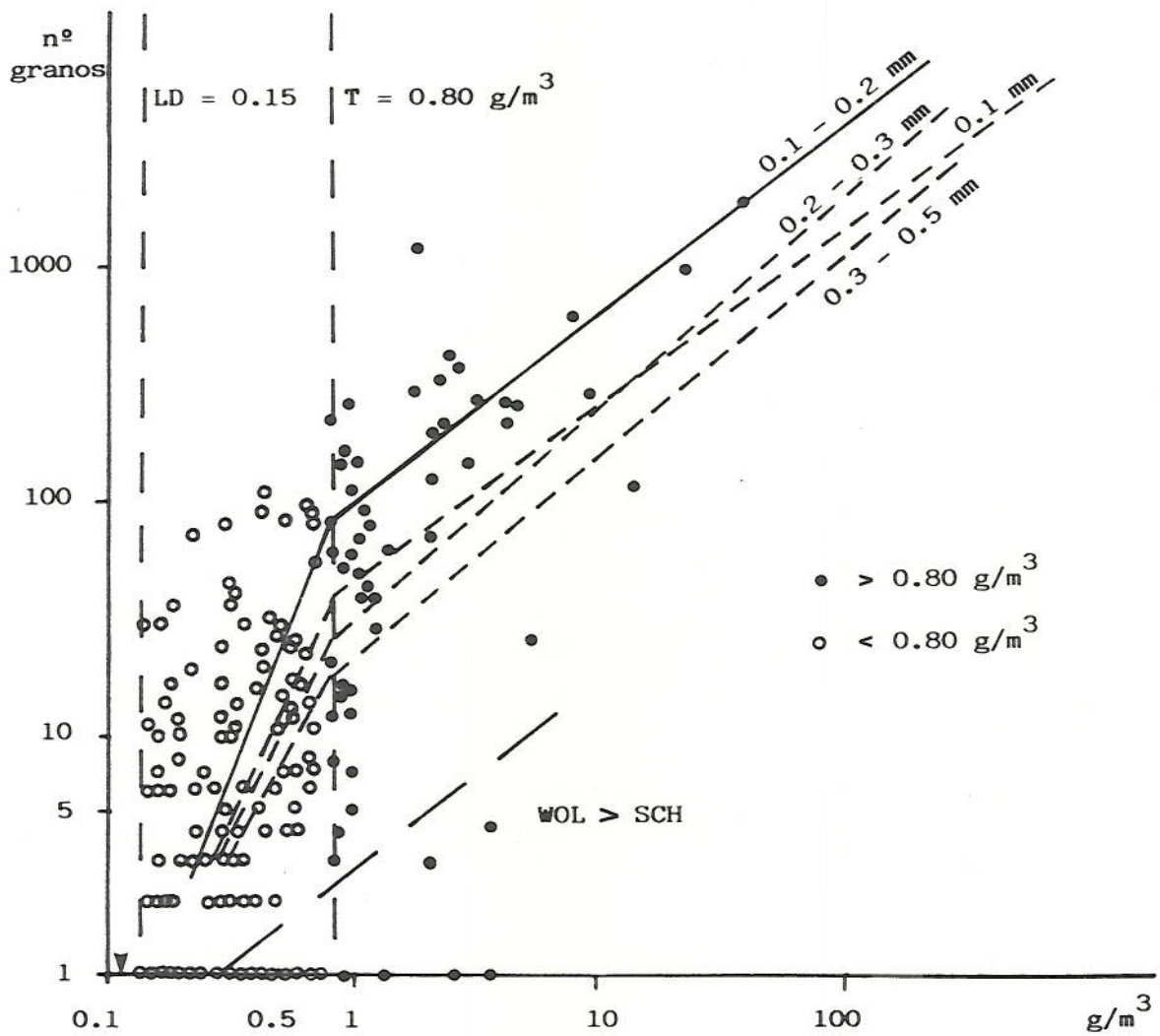


Fig. 30. Comparación entre el número de granos de scheelita y la concentración de wolframio correspondiente para los intervalos granulométricos con mayor porcentaje de granos. LD, límite de detección; T, umbral de anomalía para los valores analíticos de wolframio; WOL, wolframita; SCH, scheelita.

La wolframita detectada junto a casiteritas negras y marrones (ver párrafos precedentes) no está asociada a scheelita en ningún caso, por lo que su procedencia es posiblemente la misma que la indicada para dicha casiterita. Datos de calicatas realizadas sobre diques leucograníticos en el sector de Almaraz de Duero (BODEGA, 1982) señalan la presencia de importantes concentraciones de W en asociación con contenidos elevados de Sn.

II.4. INVENTARIO DE INDICIOS

Los estudios e indagaciones al respecto han permitido reconocer en la zona estudiada los indicios y minas de estaño relacionados en la Tabla VIII y localizados en la Fig. 31. En la actualidad sólo la Mina Santa Elisa de Arcillera está en actividad.

13.	
14.	
15.	
16.	
17.	
18.	
19.	
20.	
21.	
22.	Gurión
23.	Simón
24.	Mina La Envidiada
25.	Mina Pepita
26.	Mina de Judiz
27.	Navajazas
28.	

Fig. 31. Indicios y minas de estaño de la zona estudiada.

Tabla VII. Relación de los indicios y minas de estaño de la zona estudiada (ver Fig. 31).

Localidad	Indicios y minas	Hoja 1:50.000
ARCILLERA	1. Mina Santa Elisa	337-338
CEREZAL DE ALISTE	2. Mina Rosario	368
	3. El Granjo	368
BRANDILANES	4. La Mina	367
VILLADEPERA	5. Pozo Esperanza	368
	6. Pozo Carmen	368
	7. Valdefeide	368
	8. Mina Sta. Bárbara	368
	9. Peña Blanca	368
CARBAJOSA	10. Mina Dorinda	368
	11. Peña del Cuervo	368
ALMARAZ DE DUERO	12. Pozos de Tremolayo	396
	13.	396
	14.	396
	15.	396
	16.	396
	17.	396
	18.	396
	19.	396
	20.	396
	21.	396
	22. Quiñón	396
23. Simón	396	
PERERUELA	24. Mina La Envidiada	396
	25. Mina Pepita	396
	26. Mina de Judiez	396
	27. Navalazarza	397
LAS ERICAS	28.	397

Fig. 31. Indicios y minas de estaño de la zona estudiada.

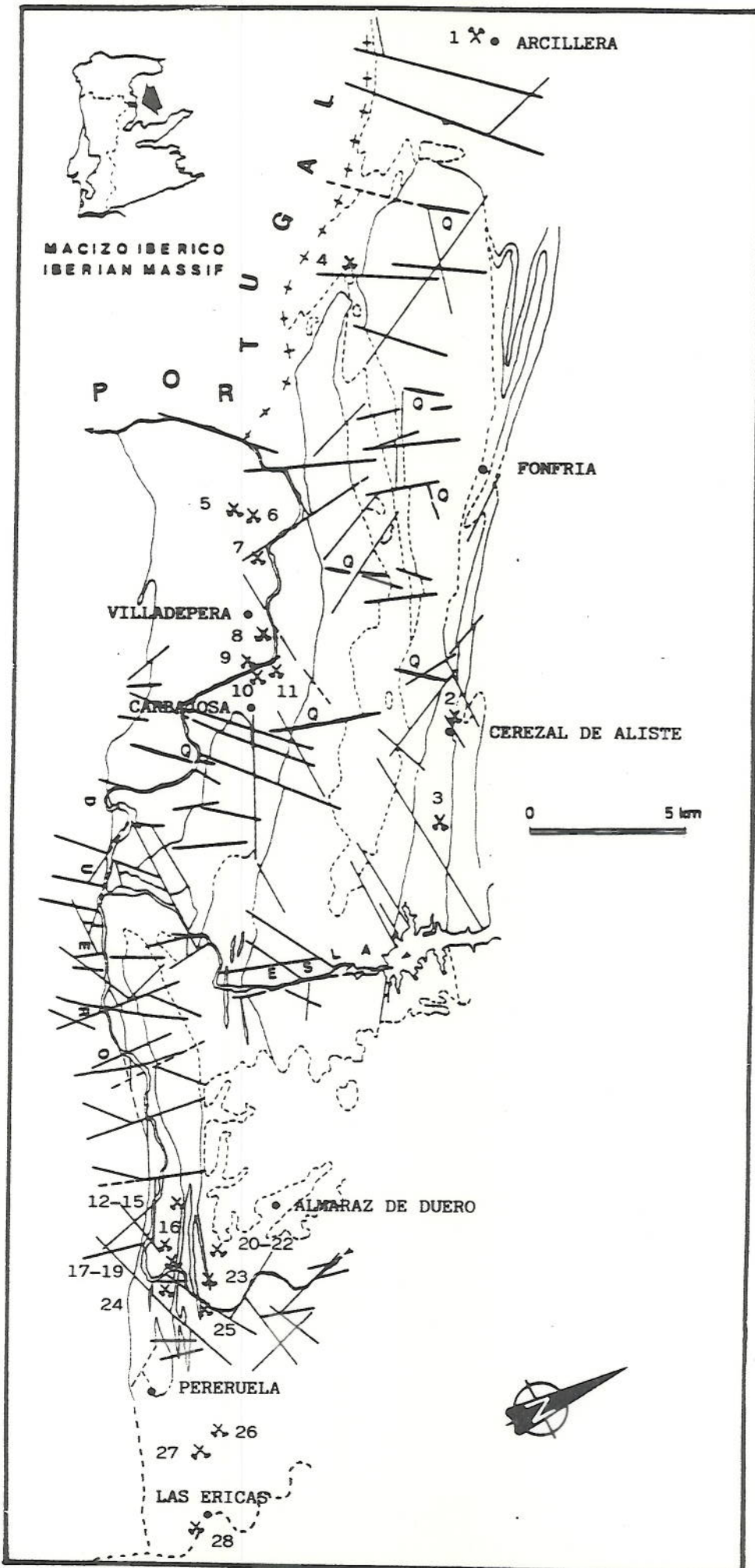


Fig. 31.

CAPITULO III

DESCRIPCION DE LAS
MINERALIZACIONES DE ESTAÑO

III.1. ZONA DE ARCILLERA

A una distancia de unos 500 m hacia el suroeste de Arcillera se encuentran las labores de la mina Santa Elisa (Fig. 32), actualmente la única en actividad de la zona estudiada. En el pasado las labores se centraron sobre los aluviones de la vaguada que discurre por la parte occidental de la mina hacia el pueblo de Arcillera, al mismo tiempo que se realizaron varios pozos y galerías siguiendo algunos filones de cuarzo, cuyos restos han desaparecido por la actual explotación.

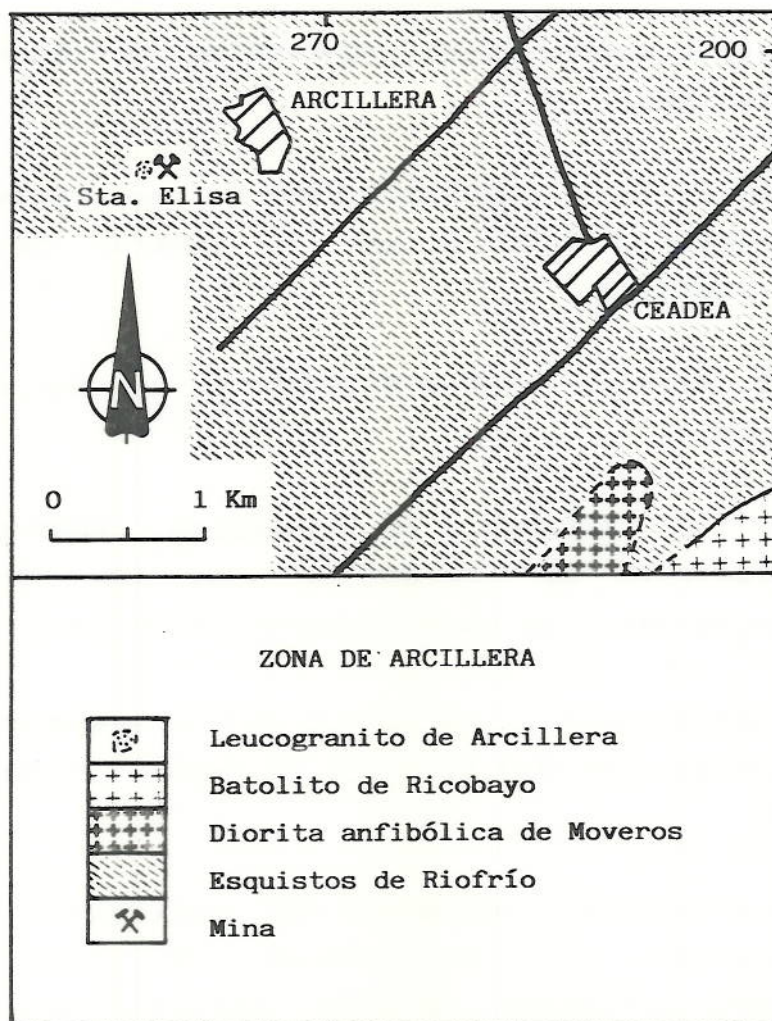


Fig. 32. Esquema geológico de los alrededores de la mina Santa Elisa en la zona de Arcillera.

III.1.1. MINA SANTA ELISA

A través de dos cortas principales a cielo abierto se explota la casiterita asociada a una compleja red filoniana encajada en materiales ordovícicos, en gran parte de origen vulcano-sedimentario, que presentan planos de esquistosidad en dirección N110-120E y buzamientos variables de 60 a 80° al N y un grado de alteración elevado. Están afectados por metamorfismo regional y de contacto.

III.1.1.1. FILONES DE CUARZO

Existen cuatro tipos principales de filones de cuarzo (Fig. 33):

- i/ Tipo A. Filones 030-040/70-85° N, su espesor es inferior a 2 cm y por lo general de orden milimétrico.
- ii/ Tipo B. Filones a 060-070/80-85° N, espesor de 2 a 10 cm.
- iii/ Tipo C. Filones de dirección N085-105E y buzamiento de 70-85° al N; son los más frecuentes y de mayor espesor (5-25 cm).
- iv/ Tipo D. Filones a 110-120/60-80° N, subparalelos a la esquistosidad $S_1 + S_2$; su espesor es de 2 a 5 cm.

La alteración deutérica más manifiesta es la moscovitización: en los filones del tipo A se desarrollaron salbandas de orden milimétrico con las láminas de moscovita dispuestas perpendicularmente a

las paredes, es frecuente que sea más abundante incluso que el cuarzo; en los otros tipos filonianos aparece tapizando las paredes de forma discontinua. En todos los casos la moscovita es de color dorado.

La casiterita es muy difícil de observar a simple vista puesto que su tamaño de grano suele ser inferior al milímetro, únicamente en raras ocasiones alcanza 1 cm y en estos casos suele presentar la macla en pico del estaño. Aparece en los filones más moscovitizados (tipo A) y en las zonas con más cantidad de moscovita de los otros tipos. Se encuentra por lo general en las salbandas acompañando a la moscovita.

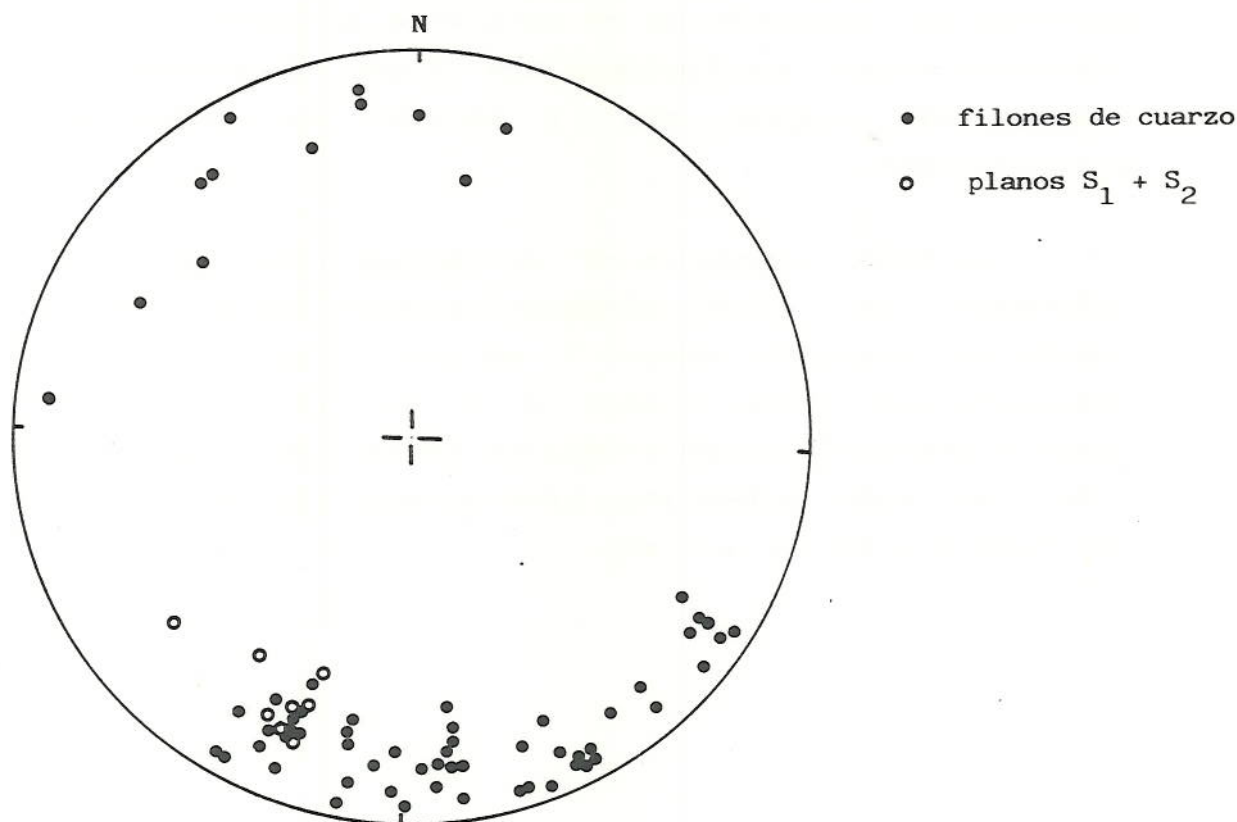


Fig. 33. Proyección estereográfica de filones de cuarzo y planos de esquistosidad $S_1 + S_2$ de la mina Santa Elisa (falsilla de Schmidt).

El grado de tectonización de todo el conjunto filoniano es importante: los filones de tipo A, B y C están muy fracturados, especialmente los dos primeros, y ligeramente plegados; los filones de tipo C y D están además aboudinados.

Los filones de tipo C cortan netamente a los de tipo A y B y el tipo D a los otros tres.

III.1.1.2. APEX LEUCOGRANITICO

Las labores mineras han hecho aflorar la parte más superior del ápex leucogranítico en la zona de la planta de tratamiento. En estos afloramientos aparece en relación compleja con el encajante metamórfico: los contactos están muy tectonizados y son numerosos los filones de cuarzo, que a menudo se presentan brechificados.

La roca intrusiva es un leucogranito aplítico deformado, de color blanquecino-amarillento, cuyo tamaño de grano no supera 1 mm con excepción de la moscovita que puede llegar a 5 mm, en ocasiones, muestra arsenopirita en cristales subidiomórficos de 1-5 mm, así como scheelita, pero en este caso su tamaño es siempre inferior a 1 mm.

III.2. ZONA DE CEREZAL DE ALISTE

III.2.1. MINA ROSARIO

En el pueblo de Cerezal de Aliste junto a la carretera que une la Nacional 122 con Videmala se encuentran las labores de Mina Rosario (Fig. 34).

En diversas ocasiones se ha trabajado sobre un haz de filones de dirección N120E. Los trabajos más

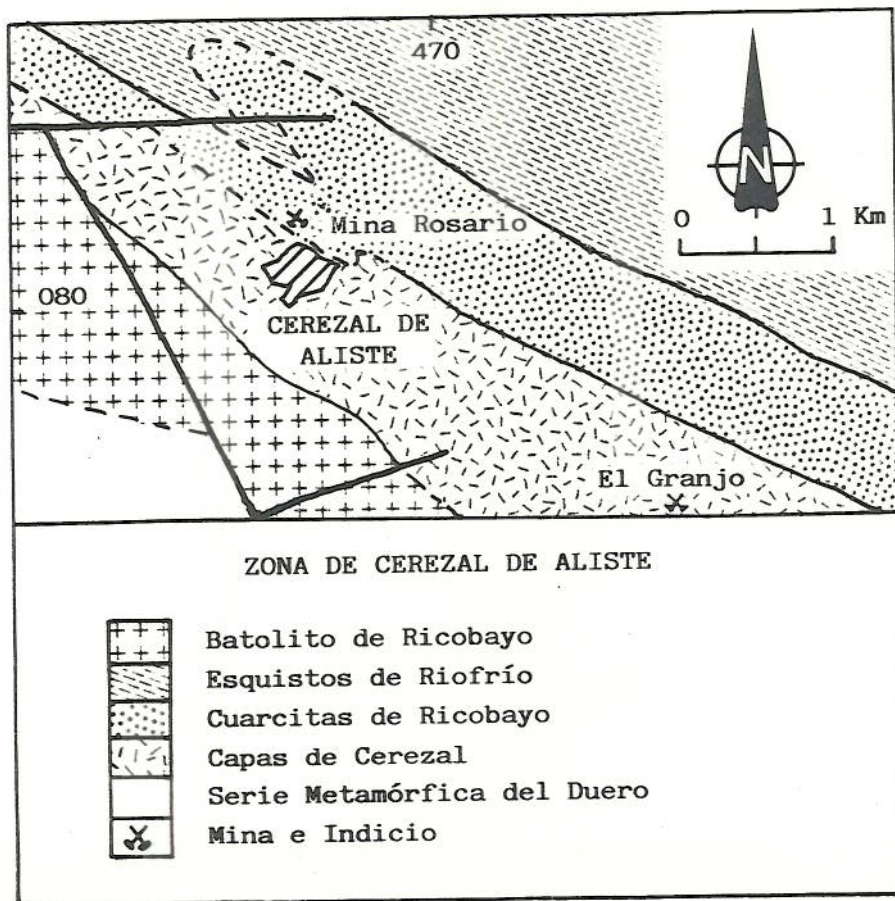


Fig. 34. Esquema geológico de la zona de Cerezal de Aliste.

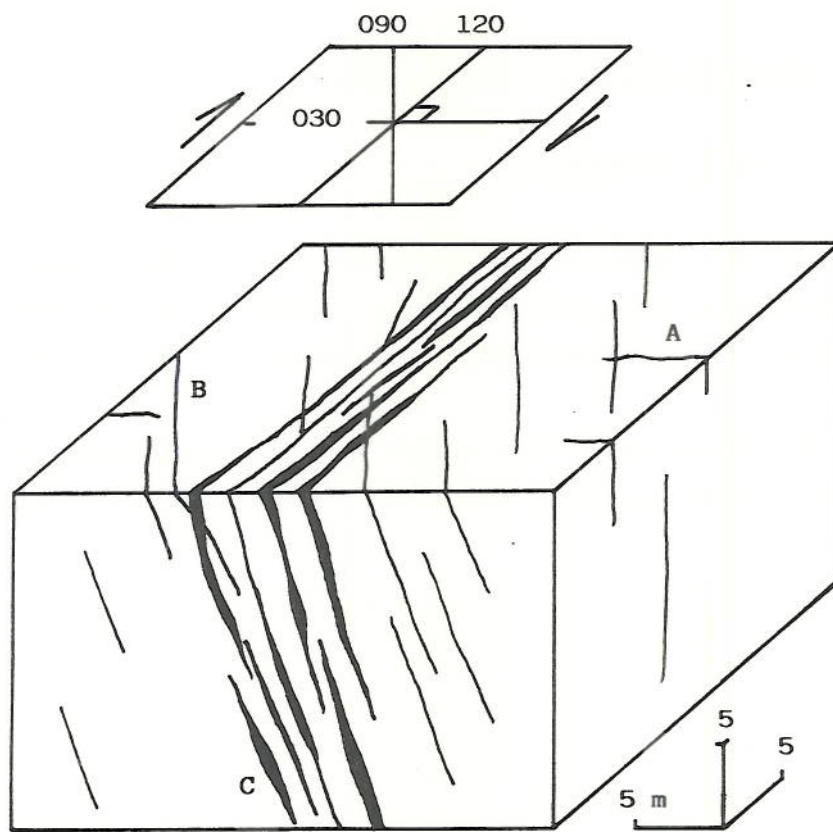


Fig. 35. Bloque diagrama idealizado de los filones de cuarzo de la mina Rosario.

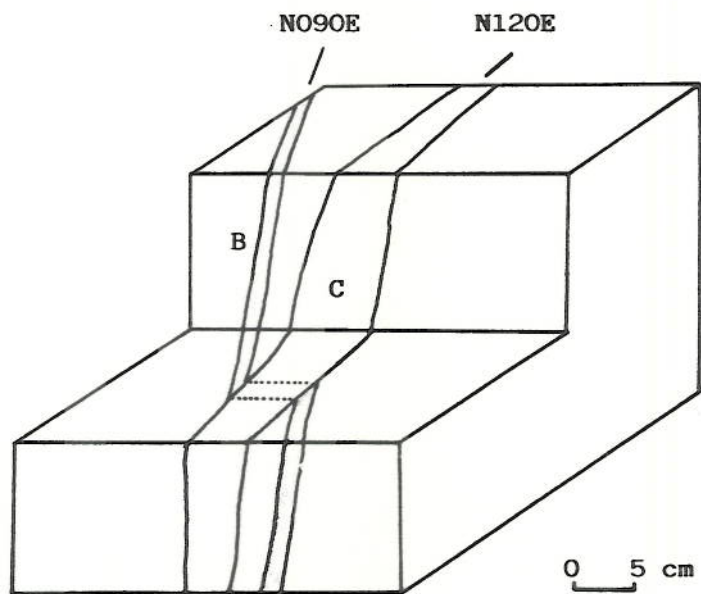


Fig. 36. Corte de un filón de cuarzo de tipo B por uno de tipo C.

antiguos consistieron en varios pozos de poca profundidad y galerías de escasa longitud. Hacia mediados de los setenta se abrió la actual corta a cielo abierto, pero la explotación duró pocos años. A principios de los ochenta (BODEGA, 1982) se realizaron trabajos de reconocimiento sobre la mineralización por parte de ENADIMSA: consistieron en la perforación de un pozo y una galería, así mismo, se realizó una campaña de calicatas, geofísica y sondeos.

El yacimiento consiste (Fig. 35) en numerosos filones de cuarzo, separados por distancias variables, pero por lo general de orden métrico, de dirección N080-100E (tipo B), en raras ocasiones N030-040E y buzamientos de 60-70° al N (tipo A), que son cortados (Fig. 36) por un haz de filones (filones de cuarzo tipo D) emplazados en una zona rectangular de 2 a 3 m de ancho por más de un centenar de largo y más de 30 m de profundidad; su dirección es N120E y el buzamiento de 70-80° al NNE. La explotación e investigaciones se han centrado sobre este haz.

III.2.1.1. FILONES DE CUARZO DE LOS TIPOS A Y B

Son filones de cuarzo gris translúcido de 1 a 2 cm de ancho, bien desarrollados, que presentan una salbanda de 2 a 5 mm de espesor de moscovita, (Fig. 37) con las láminas dispuestas perpendicularmente a los hastiales, a las que se encuentran asociados cristales muy fracturados de casiterita (Fig. 38) que tienen de 1 a 5 mm de tamaño en la dirección perpendicular al filón y hasta 2 cm paralelamente a ellos. Al microscopio se observa que la casiterita es pleocroica y que tiene microinclusiones de columbo-tantalita.

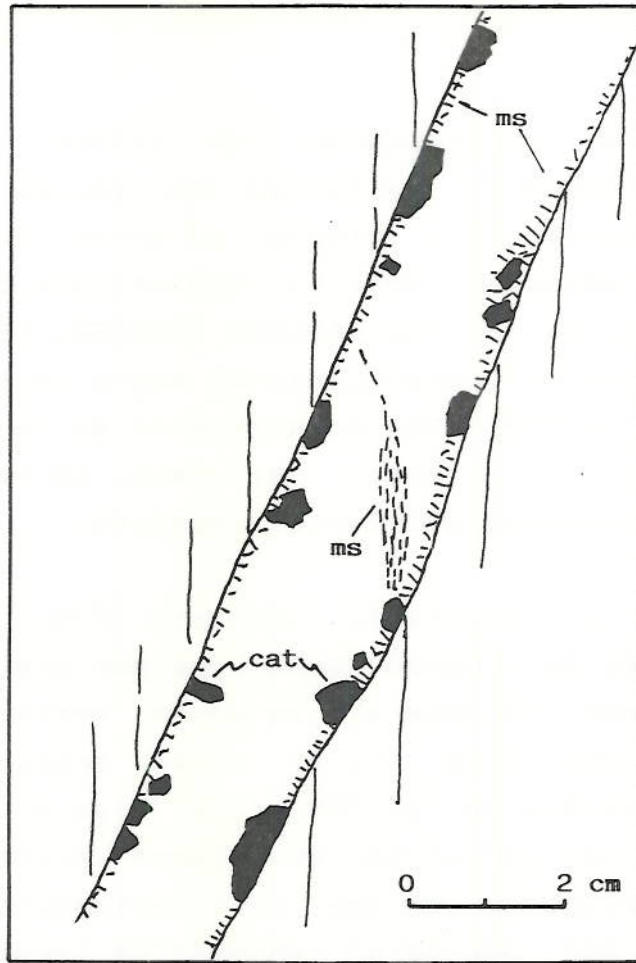


Fig. 37. Esquema de un filón de cuarzo de tipo B (cat, casiterita; ms, moscovita).

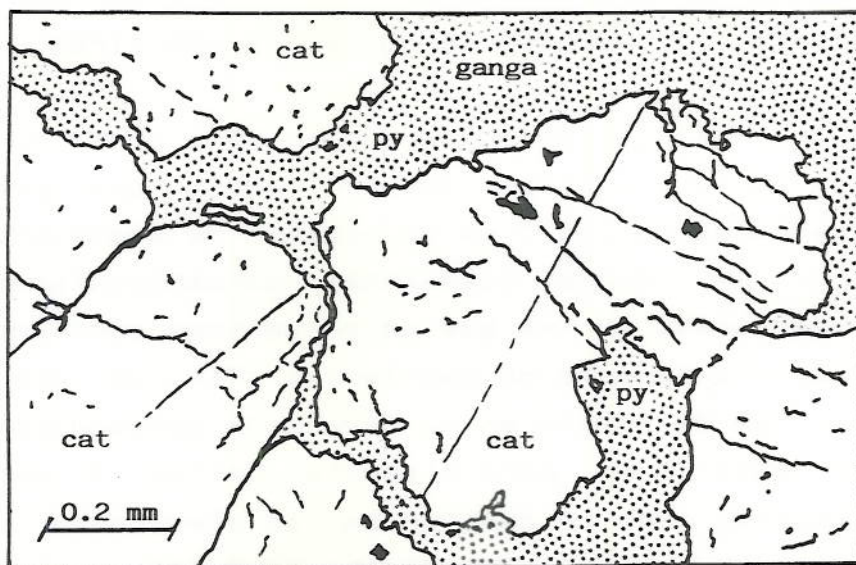


Fig. 38. Aspecto microscópico de la fracturación de la casiterita de un filón de tipo B (cat, casiterita; py, pirita).

III.2.1.2. FILONES DE CUARZO TIPO C

La franja en que estos filones se sitúan es subparalela a la foliación de las rocas encajantes (esquistos cuarcíticos y cuarcitas), N120E, si bien en algunos casos los filones llegan a cortarla aunque en ángulos nunca superiores a los 20 grados (Fig. 39 y 40). Están aboudinados y presentan mucha menos moscovita, cuyas láminas, fracturadas, se limitan a tapizar los hastiales, una excepción son las zonas de máximo estrechamiento donde puede incluso llegar a ser más abundante que el cuarzo (Fig. 41).

La casiterita aparece tanto adosada a la pared como en el interior del filón. El tamaño varía mucho, desde 1-2 mm en la parte más interna de los filones a 0.5-4 cm en los cristales adosados y más próximos a las paredes. Todas ellas tienen en común el estar muy fracturadas, a pesar de ello se pueden encontrar algunos cristales maclados prácticamente completos de hasta 1 cm de dimensión máxima. Al igual que la casiterita de los filones de los tipos A y B es pleocroica y contiene microinclusiones de columbo-tantalita (Tabla IX) en el interior y sobre todo pequeños cristales hacia el borde de la casiterita (Fig. 42). En cuanto a composición (Tabla VIII), presentan contenidos muy bajos de Nb, Ta y Fe, aunque en un caso (análisis nº 48) la proporción de Ti es bastante elevada (1).

En las zonas más brechificadas, el cuarzo puede presentarse cementado por óxidos e hidróxidos de hierro con estructuras coliformes (Tabla VIII y Fig. 43).

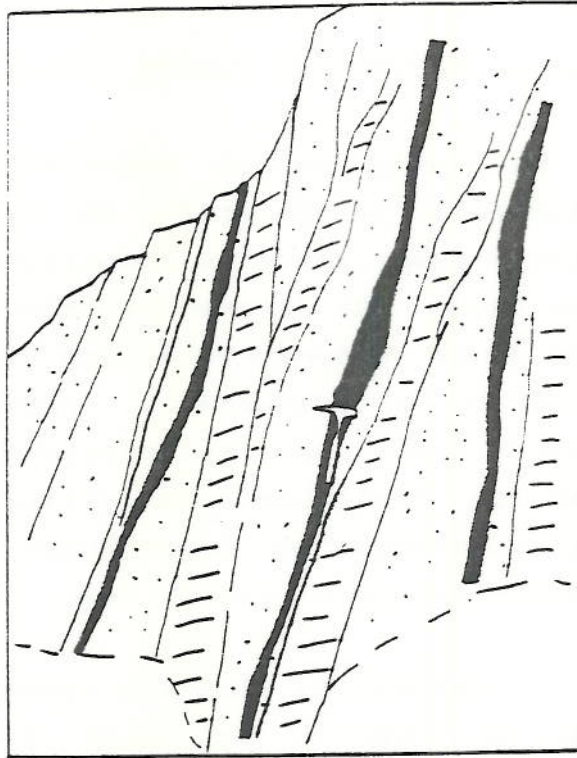


Fig. 39. Esquema del aspecto de los filones de tipo C (en negro) en una de las cortas.

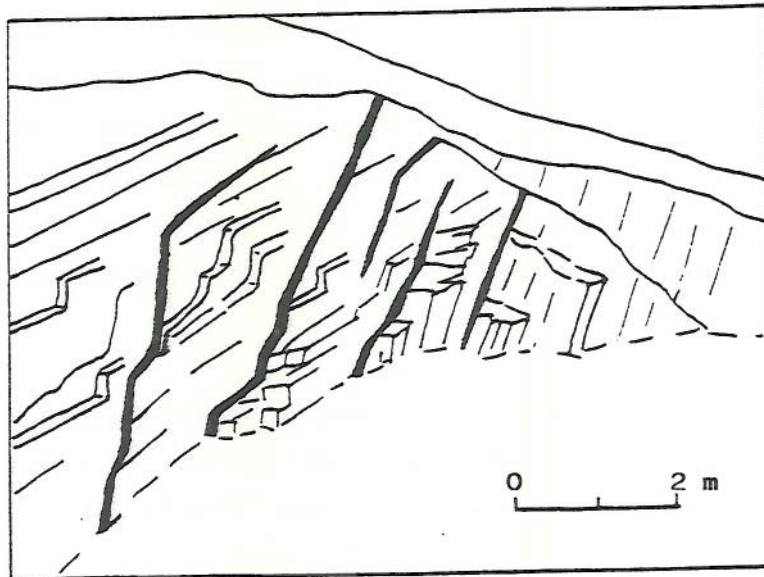


Fig. 40. Esquema de la disposición de los filones de tipo C (en negro) en una de las cortas.

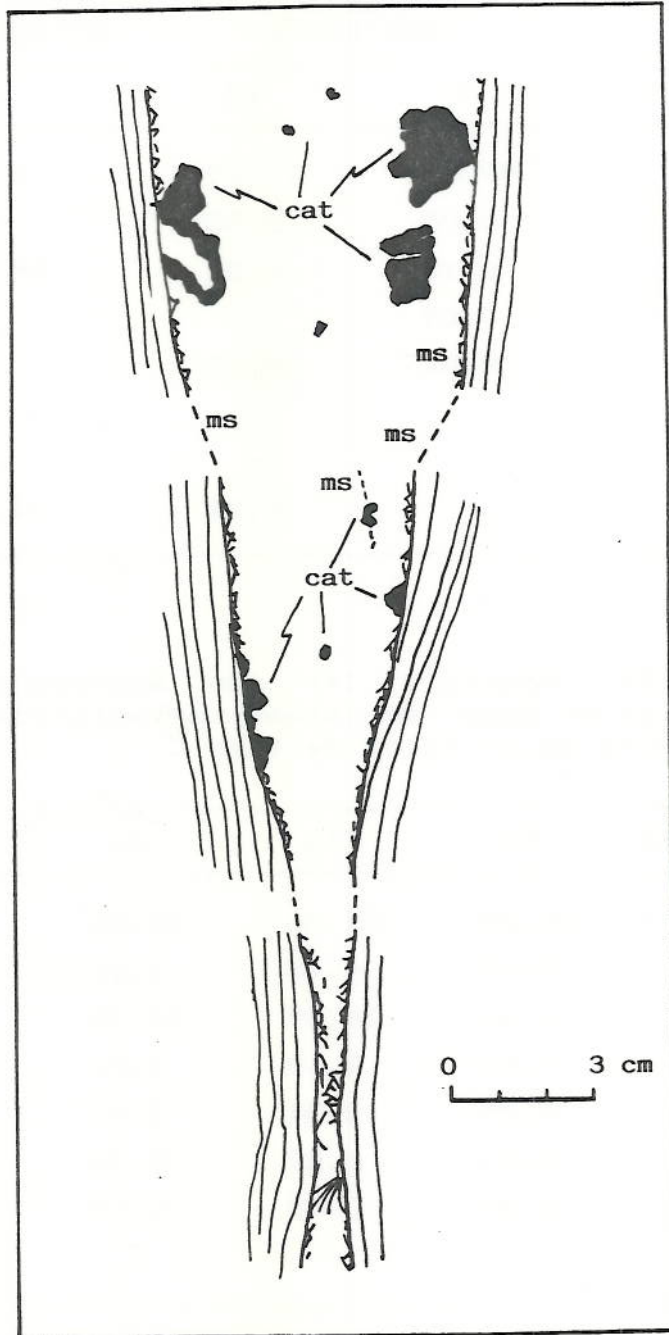


Fig. 41. Esquema de un filón de tipo C (cat, casiterita; ms, moscovita) (corte vertical).

Tabla. VIII. Análisis (*) con microsonda Camebax (% catiónico en peso) de casiterita y óxidos e hidróxidos de hierro de un filón de tipo C.

ANALISIS	CASITERITA		OXIDOS/HIDROXIDOS Fe	
	47	48	49	50
Sn	99.66	97.09	0.01	0.04
Ti	0.08	2.32	-	-
Fe	0.15	0.51	99.75	99.60
Nb	0.09	-	-	-
Ta	0.02	0.05	-	-
W	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-
Mn	-	0.02	0.23	0.37

Tabla IX. Análisis (*) con microsonda Camebax (% catiónico en peso) de columbita-tantalita asociada a la casiterita de un filón de tipo C.

ANALISIS	42	43	44	45	46
Nb	55.08	59.86	45.38	56.69	57.58
Ta	8.47	4.28	5.26	6.33	4.18
Fe	26.66	25.99	40.79	26.74	24.88
Mn	4.63	6.10	5.02	5.50	5.58
Ti	4.29	3.34	3.07	4.02	7.48
Sn	0.57	0.22	0.33	0.48	0.19
W	0.30	0.22	0.15	0.23	0.11
Cr	-	-	-	-	-

(*) Los análisis con la microsonada Camebax han sido realizados en el Servicio común de Microanálisis de Nancy - Becançon - Strasbourg por R. RUCK y A. MURCIEGO.

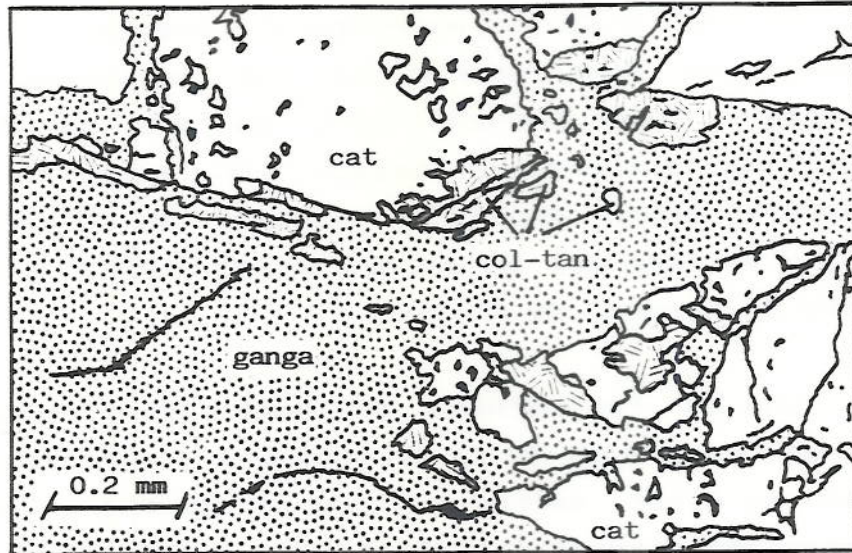


Fig. 42. Casiterita y pequeños cristales de columbo-tantalita en un filón de tipo C (cat, casiterita; col-tan, columbo-tantalita).

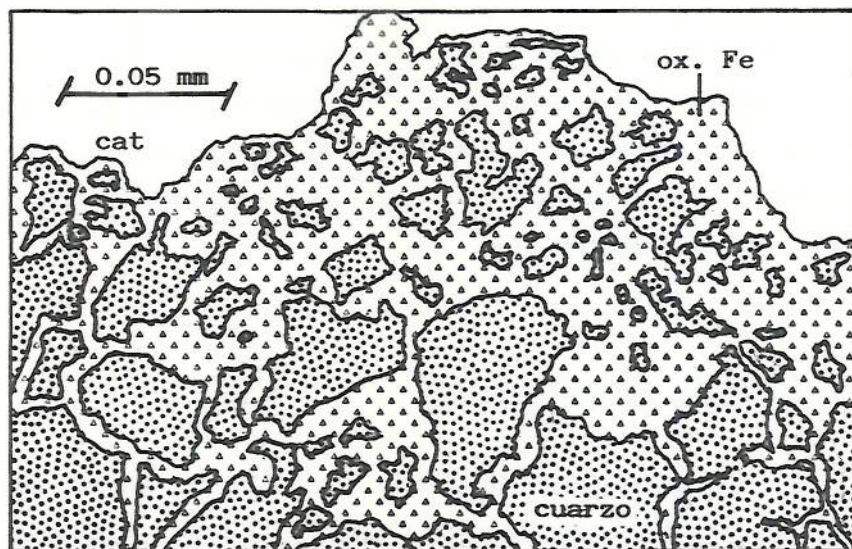


Fig. 43. Zona brechificada cementada por óxidos e hidróxidos de hierro en un filón de tipo C (cat, casiterita; óx. Fe, óxidos e hidróxidos de hierro).

III.2.2. EL GRANJO

En una posición estructural similar a la del yacimiento de Mina Rosario se han realizado varios socavones y un pequeño pozo de más de 4 m de profundidad (actualmente cegado con material de la escombrera) sobre esquistos moteados en el paraje del Granjo y al lado del arroyo del mismo nombre, 2.5 km al sureste de Cereza de Aliste.

Una de las paredes del pozo coincide con un filón de cuarzo de 30 cm de potencia y corrida visible de más de cinco metros y dirección N100E; en él no se ha observado mineralización alguna.

En la escombrera se han localizado fragmentos de cuarzo con casiterita, pegmatita y granito moscovítico deformado semejante al de la facies de borde del Batolito de Ricobayo.

La precariedad del afloramiento no ha podido permitir poner de manifiesto ninguna otra peculiaridad, salvo la existencia a muy poca profundidad de rocas graníticas similares a las del borde próximo del Batolito de Ricobayo.

III.3. ZONA DE BRANDILANES

En el borde meridional del Batolito de Ricobayo, 1.5 km al norte de Brandilanes, en el paraje de La Mina, existen varios pequeños socavones sobre algunos filones de cuarzo con casiterita a uno y otro lado del contacto entre esquistos cuarcíticos y micaesquistos y un apuntamiento granítico (Fig. 44).

Encajados en el granito discurren varios filones de cuarzo de 10 a 15 cm de potencia y orientación 040/85 SE. El granito es de dos micas y grano grueso y está fuertemente alterado por *C. descensum*. La mineralización se localiza en el interior de los filones y está formada por raros y pequeños granos de casiterita de bordes irregulares, menores de 2 mm por lo general, acompañados por pirita y calcopirita, de iguales dimensiones, o bien por moscovita en fracturas. No se ha observado adosada a los hastiales (Fig. 45) si bien estos están tapizados por láminas de moscovita.

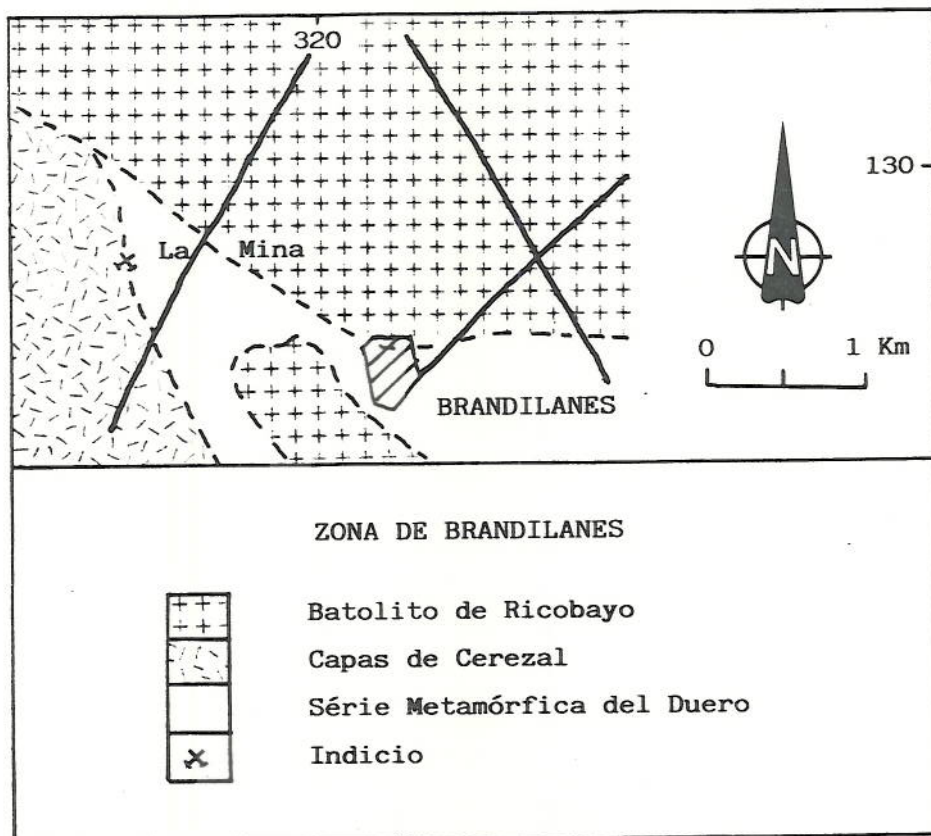


Fig. 44. Esquema geológico de la zona de Brandilanes.

En el encajante se observa una importante y generalizada turmalinización, pero sobre todo en las salbandas de los filones, con desarrollo de agujas de turmalina de 0.5 mm de ancho y casi 1 cm de largo que pueden disponerse siguiendo las zonas más micáceas o bien creciendo hacia el interior de los filones. La casiterita aparece acompañada por pequeños cristales de feldespato potásico, teniendo ambos minerales un tamaño inferior a 5 mm y bordes irregulares, o sola, pudiendo alcanzar 2 cm de dimensión máxima y presentar alguna cara.

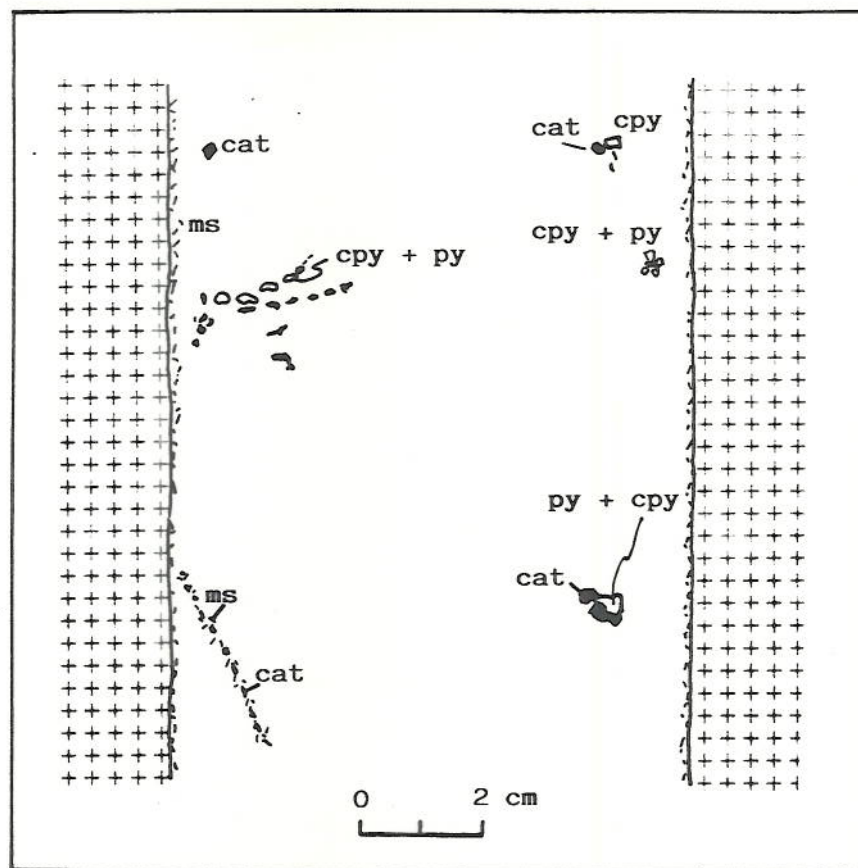


Fig. 45. Esquema de un filón de cuarzo encajado en granito de dos micas de grano grueso (cat, casiterita; ms, moscovita; cpy, calcopirita py, pirita).

III.4. ZONA DE VILLADEPERA - CARBAJOSA

En el sector comprendido entre los batolitos de Ricobayo y Sayago, al norte y sur respectivamente, y la localidad de Carbajosa de Alba y la frontera hispano-portuguesa, al este y oeste, existen numerosos diques de aplita y filones de cuarzo con casiterita, encajados en la Serie Metamórfica del Duero, algunos de los cuales han sido objeto de explotación mediante labores mineras de cierta importancia (Mina Dorinda y Pozo Esperanza).

Las principales mineralizaciones de casiterita presentes en la zona son (Fig. 46):

- Pozo Esperanza
- Pozo Carmen
- Valdefeide
- Mina Santa Barbara
- Peña Blanca
- Peña del Cuervo
- Mina Dorinda

III.4.1. POZO ESPERANZA

Estas labores se sitúan 2.5 km al oeste de Villadepera y se han realizado sobre un conjunto de diques de aplita y filones de cuarzo con casiterita. Su explotación probablemente ya comenzó en la época romana. Las labores antiguas que pueden observarse actualmente consisten en pozos, contrapozos y galerías de 1.70 de alto por 0.70 de ancho. En los años setenta, Minas de Villabona abrió las galerías modernas (2.5 x 2.5 m de sección), pero no llegó a iniciar una nueva explotación (Fig. 47 y Fig. 48).

III.4. ZONA DE VILLADEPERA - CARBAJOSA

El estado de las labores es muy peligroso, pues los diques están muy alterados y producen derrames con suma facilidad, además existen varias zonas muy fracturadas con peligro de derrumbe.

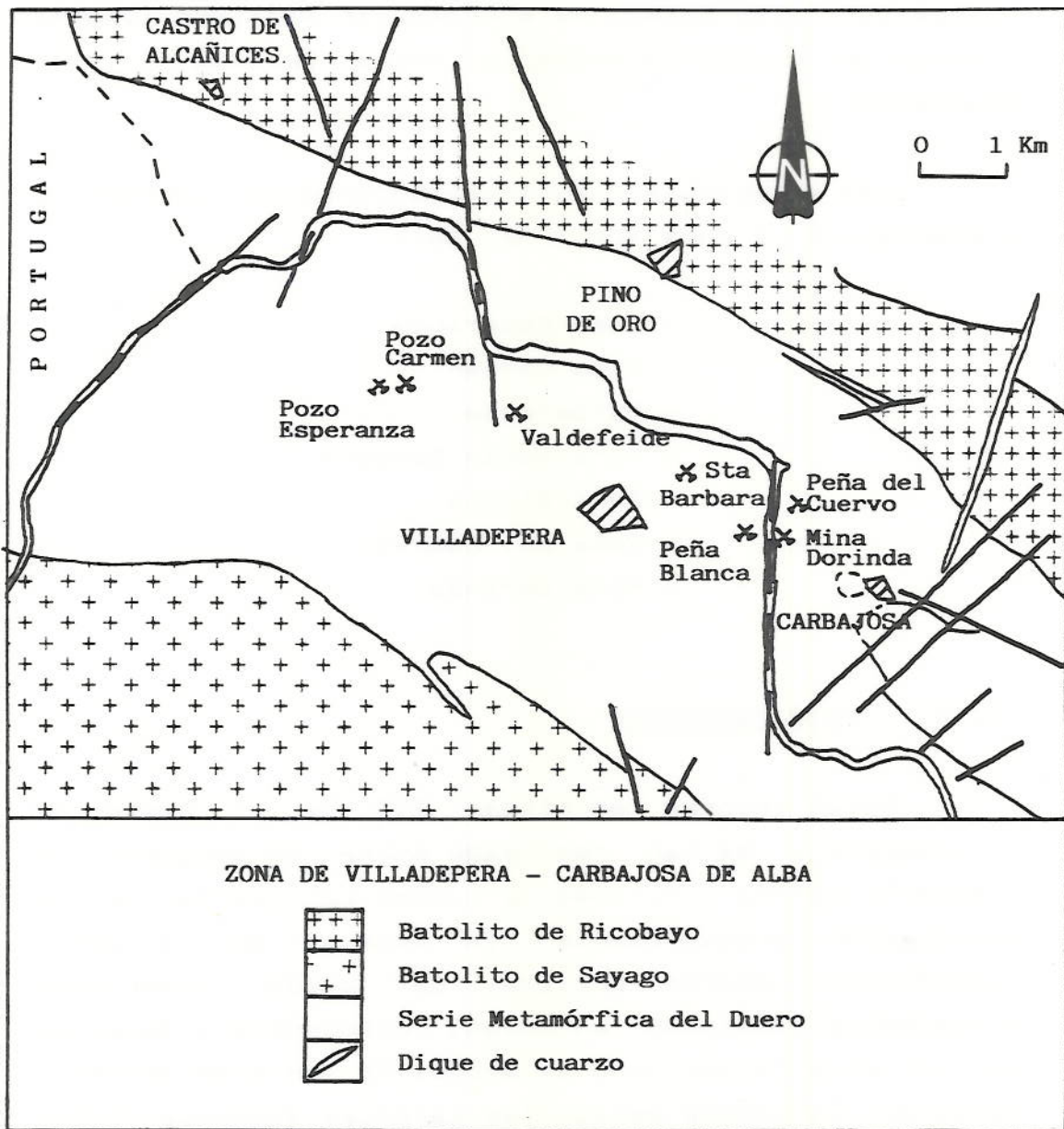


Fig. 46. Esquema geológico de la zona de Villadepera-Carvajosa.

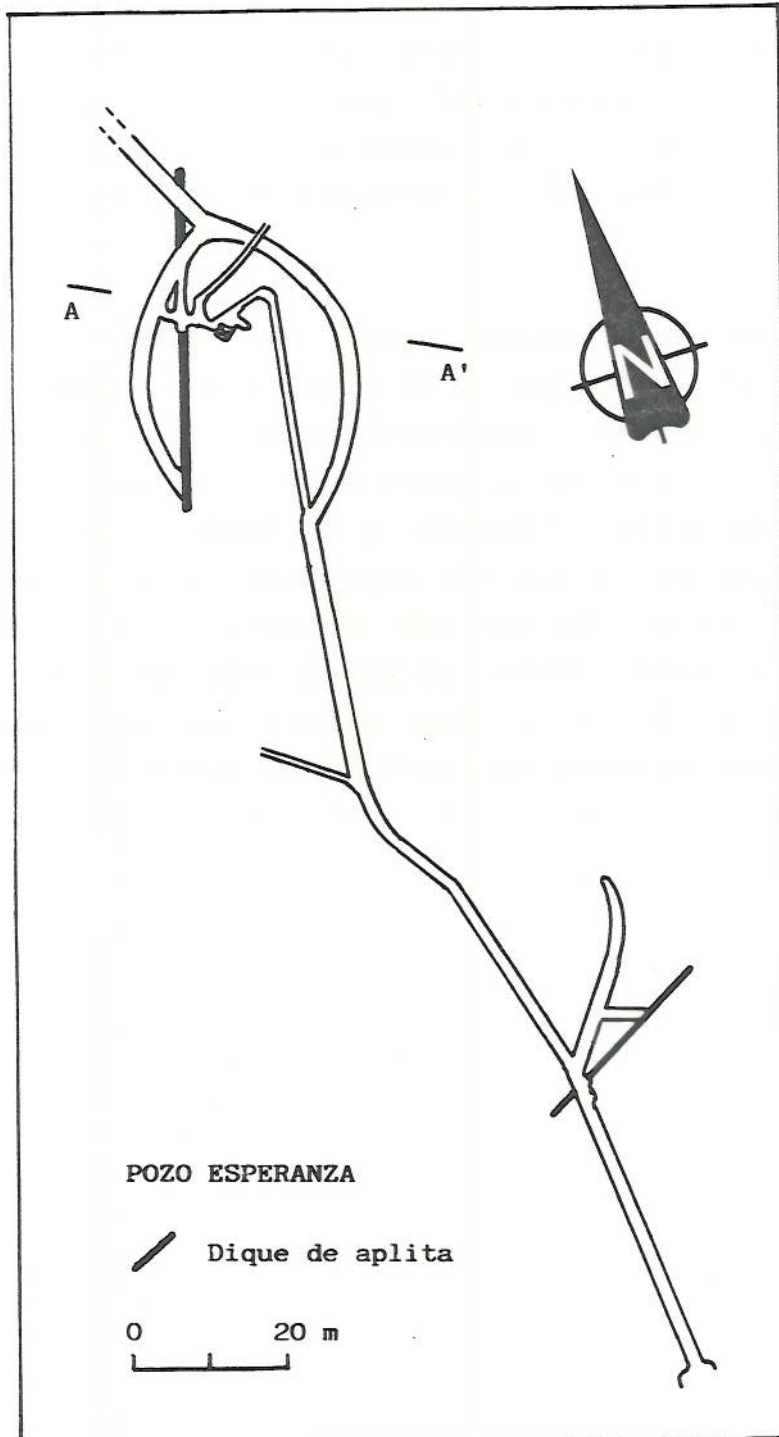


Fig. 47. Esquema planimétrico de las labores subterráneas accesibles del Pozo Esperanza.

III.4.1.1. DIQUES DE APLITA

En este sector existen numerosos diques de aplita, si bien no tantos como en la zona de mina Dorinda, cuyo espesor es por lo general inferior a 20 cm, difícilmente se aprecia su continuidad, su dirección es N20-25E y sus buzamientos subverticales al SE.

Los dos diques que han dado lugar a la explotación, situados a 40 y 160 m de la entrada de la galería principal respectivamente (Fig. 47), muestran en cambio, espesores siempre superiores a 50 cm, de 1 a 2 m normalmente, llegando a alcanzar un máximo de 4 m en el caso del dique más occidental a la altura de los antiguos pozos. Su corrida es difícil de establecer pero para este último se puede estimar una longitud superior a 50 m y una altura de más de 30 m, dimensiones mínimas de las labores sobre él efectuadas, así mismo, si bien en el detalle muestran contactos

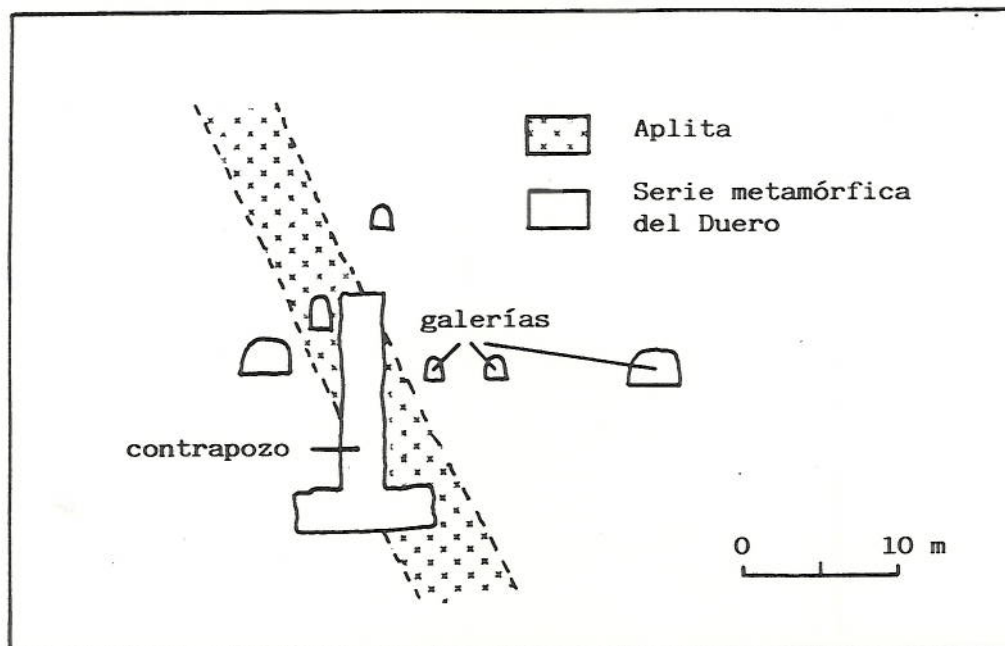


Fig. 48. Corte transversal A-A' de la fig. 47.

netos y trayectorias rectilíneas, el dique más occidental parece dibujar a la escala del yacimiento un trazado ligeramente arqueado; sobre éste se han centrado las labores de explotación.

En la parte más ancha del dique principal se ha observado que incluye masas de roca metamórficas de hasta varios metros cúbicos cuyas estructuras son paralelas a las del material encajante.

Las aplitas son rocas de colores claros, blanquecinos, en las que a simple vista solo se observa cuarzo, moscovita y feldespato y en muy raras ocasiones pirita oxidada y casiterita. Su tamaño de grano es muy homogéneo y no suele superar 1 mm.

Su dureza es muy variable: desde rocas deleznales con los dedos, hasta rocas muy compactas y sumamente difíciles de partir incluso con una maza. Esta variabilidad va ligada al grado de greisenización, que aumenta en el sentido de mayor dureza.

Al microscopio se observa que las aplitas menos alteradas muestran una textura equigranular y están formadas por plagioclasa albitica, no zonada, a veces con estructuras "chess-board", cuarzo, microclina y moscovita; como minerales accesorios aparecen apatito, opacos (generalmente pirita oxidada) y casiterita (rara) en cristales de formas irregulares, generalmente muy fracturados y asociados a moscovita secundaria.

Las aplitas más alteradas constituyen un greisen típico y están compuestas exclusivamente por cuarzo y moscovita como minerales esenciales y por feldespato potásico, casiterita, opacos (normalmente pirita oxidada) y turmalina azul. La casiterita es idéntica a

la de las aplitas menos alteradas, aunque es más frecuente. Parte de la moscovita secundaria procede de la alteración de biotitas, como atestiguan los óxidos de hierro presentes en los planos de exfoliación. Así mismo, estas aplitas están menos deformadas que las del caso anterior.

Los análisis químicos (Tabla X) reflejan igualmente que la mineralización está exclusivamente formada por casiterita. Las muestras menos greisenizadas son las que muestran menores contenidos en Sn.

En el contacto de las aplitas con las rocas encajantes, esquistos cuarzo-biotíticos fundamentalmente, se observa que la moscovitización de las

Tabla X. Composición de las aplitas del Pozo Esperanza (mayores en %; trazas en ppm; N.D., no determinado).

	202	203	304	305	306
SiO ₂	N.D.	N.D.	74.77	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	N.D.	N.D.	13.85	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	1.30	1.20	1.05	1.85	1.00
MgO	N.D.	N.D.	0.21	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	0.54	N.D.	N.D.
Na ₂ O	5.45	4.25	5.95	1.35	4.25
K ₂ O	2.15	2.75	2.42	1.95	2.45
TiO ₂	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P ₂ O ₅	N.D.	N.D.	0.31	N.D.	N.D.
MnO	0.20	0.93	0.02	0.03	0.02
PF	2.32	2.29	1.39	4.36	3.11
Rb	360	384	404	392	458
Sr	130	62	104	96	72
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	1775	420	325	1375	672
W	110	<15	40	58	63
Zr	26	26	27	20	20
Pb	53	58	23	44	39

primeras se incrementa al acercarse a las segundas y es general en ambas; en las aplitas se desarrollan moscovita y apatito y en los esquistos, opacos que disminuyen notablemente en abundancia a partir de 0.5 cm del contacto. La turmalinización del encajante es omnipresente, la turmalina es de color marrón, presenta formas idiomórficas y generalmente se desarrollan siguiendo las bandas micáceas.

III.4.1.2. FILONES DE CUARZO

Filones de cuarzo mineralizados únicamente se han observado en el interior o en el contacto de los diques de aplita. Son de dos tipos:

i/ Filones de cuarzo de 0.1 a 1 m paralelos a los diques y con casiterita abundante asociada a la moscovita y sericita de las salbandas (zona por lo general muy fracturada); los bordes son netos y rectilíneos (Fig. 49), el cuarzo es gris translúcido; la casiterita no suele superar 1 cm y por lo general es de tamaño inferior a 2 mm, mientras que las láminas de moscovita raramente son mayores de 2 mm. En la escombrera se han localizado algunas muestras que presentan arsenopirita cuyo tamaño no excede de unos pocos milímetros.

ii/ Filoncillos de cuarzo asociados a las zonas más greisenizadas; bordes irregulares y mal definidos (Fig. 50), su anchura puede alcanzar excepcionalmente los 15 cm, pero lo más frecuente es que no supere 1 cm. La casiterita es poco abundante y su tamaño nunca supera los 5 mm.

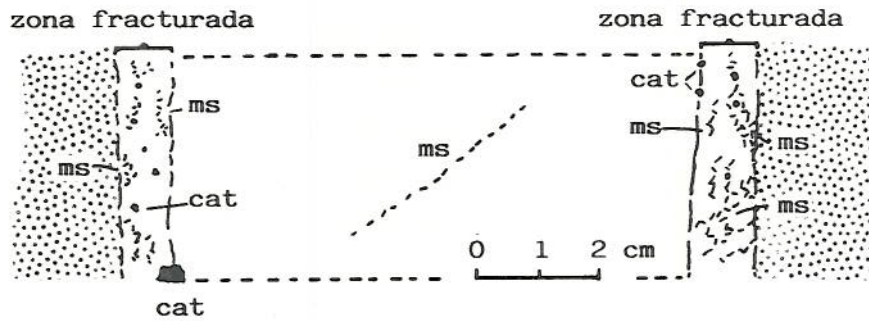


Fig. 49. Esquema de uno de los filones de cuarzo de bordes netos asociados a los diques de aplita (cat, casiterita; ms, moscovita).

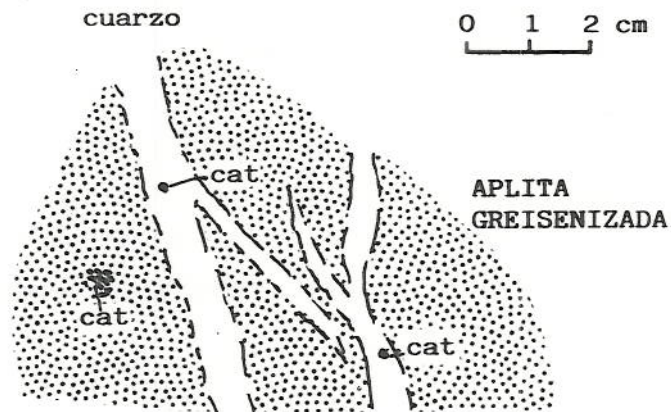


Fig. 50. Esquema de los filoncillos de cuarzo asociados a las zonas más greisenizadas de los diques de aplita (cat, casiterita).

III.4.2. POZO CARMEN

Se trata de un pozo de 35 m de profundidad del que parten cortas galerías en dirección N020-040E, inundadas en la actualidad y situadas a unos 200 m al este de la mina del Pozo Esperanza.

Por el material de la escombrera y las observaciones realizadas sobre las paredes del pozo, parece ser que se intentó explotar uno o más filones de cuarzo de dirección N40E encajados en micaesquistos y gneisses afectados en la proximidad del filón (< 2 cm) por moscovitización y turmalinización.

En cuanto a la mineralización se ha observado casiterita en el cuarzo pero fijada a las salbandas del filón y, en menor proporción, dentro del cuarzo, así mismo, dentro de éste se ha observado la presencia de arsenopirita, pirita y calcopirita. El tamaño de todos estos minerales no supera en ningún caso los 5 mm.

III.4.3. VALDEFEIDE

En este valle, situado a 1.5 km al NNW de Villadepera, se encuentran numerosos vestigios de antiguas labores mineras de escasa importancia (pequeños pozos, galerías de corto recorrido y socavones) sobre filones de cuarzo de dirección próxima a N40E encajados en micaesquistos. También existen algunos socavones sobre el aluvión del fondo del valle.

En las escombreras se ha encontrado que el cuarzo es portador de casiterita, arsenopirita y pirita y que la roca encajante está moscovitizada y turmalinizada en las salbandas.

III.4.4. MINA SANTA BARBARA

Un kilómetro al este de Villadepera se encuentra una zona con numerosos filones de cuarzo, cuya potencia varía de pocos centímetros a casi 2 m, siendo la anchura más corriente de orden decimétrico, y su dirección N025-035E con buzamientos de 70-80° al SE. Presentan contactos muy netos a través de los cuales se separan fácilmente del encajante, micaesquistos y algunos niveles cuarcíticos.

Los trabajos de investigación de TOLSA durante el año 1982 pusieron de manifiesto que el conjunto filoniano se encuentra partido en dos por una falla inversa, al norte de la cual se encuentran los filones explotados, no habiendo sido localizados al otro lado.

Sobre los más importantes se han practicado varios pozos de los que parten galerías siguiendo los filones. En la actualidad estas labores están totalmente inundadas y son por tanto impracticables, de ahí que las observaciones no se hayan podido realizar in situ y haya sido necesario recurrir exclusivamente al material de las escombreras.

La casiterita se presenta (Fig. 51):

i/ Acompañando a feldespatos potásicos. Tanto adosada a los hastiales como en el interior de los filones de cuarzo; sus cristales no superan los dos centímetros de dimensión máxima. El feldespato potásico aparece en cantidades muy variables, desde una proporción equivalente a la de la casiterita hasta representar prácticamente el 50% del material del filón, sus bordes son irregulares y por lo general la preservación de

las caras suele estar relacionada con el crecimiento sobre éstas de cristales de casiterita, que por lo general también tienen los bordes irregulares, aunque no es raro encontrar caras bien desarrolladas; son cristales de hasta 2 cm de tamaño perpendicularmente a la salbanda y 4 cm en paralelo a ella; al microscopio muestra numerosísimas microinclusiones de ilmenorutilo (Tabla XII y Figs. 52 a y b) y en cuanto a composición es destacable su alto contenido en Ti (Tabla XI) y la variabilidad de concentraciones que muestran los ilmenorutilos.

ii/ Sola o con moscovita, adosada a los hastiales y en el interior del filón; los bordes de los cristales son irregulares, siendo las caras bien definidas poco frecuentes y pequeñas; su tamaño por lo general no supera 2 cm. Sólo en raras ocasiones muestra microinclusiones de ilmenorutilo, si bien son muy frecuentes los pequeños granos (0.05-0.10 mm) de este mineral en la proximidad de los bordes de los cristales de casiterita (Figs. 53 a, b y c). Algunas casiteritas de este tipo presentan más altos contenidos en Ti que las del tipo anterior, mientras que otras son prácticamente puras (Tabla XIII). Los rangos y variabilidad de la composición de los ilmenorutilos son similares a los de las microinclusiones (Tabla XIV).

iii/ Acompañada por sulfuros (arsenopirita y raramente pirita); aparece siempre alejada de los hastiales en forma de pequeños cristales (tamaño inferior a 0.5 cm), sin caras y redondeadas por lo general.

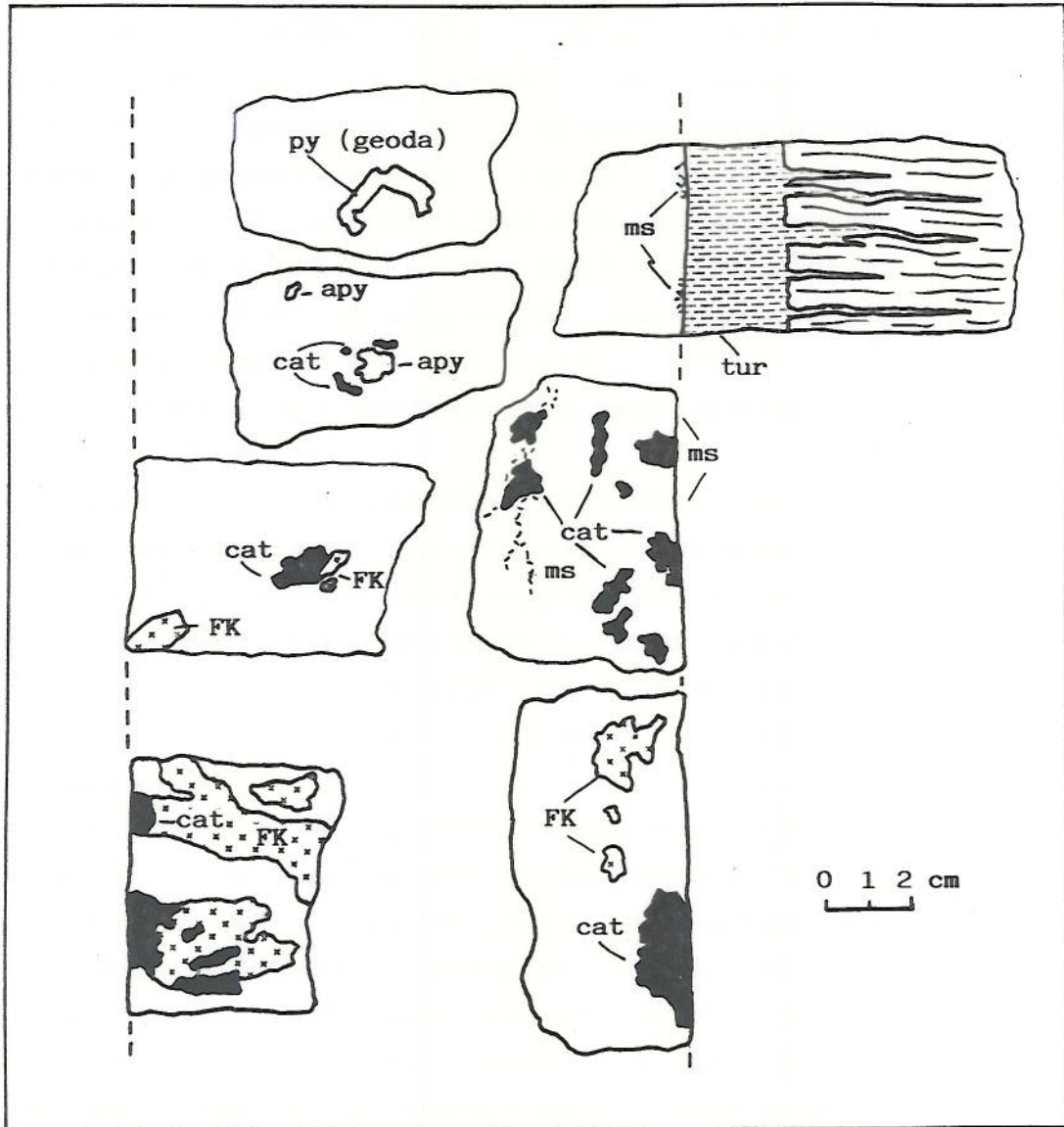


Fig. 51. Esquema de los fragmentos filonianos más representativos hallados en las escombreras de la mina Santa Bárbara (cat, casiterita; ms, moscovita; fk, feldespato potásico; apy, arsenopirita; py, pirita; tur, turmalinita).

En el sentido de i/ a iii/ la moscovita pasa de estar esencialmente situada en los hastiales (en la base de cristales de casiterita) a tapizar fracturas del interior de los filones; cambia de un color gris metálico a dorado. Así mismo, podría existir un incremento en el grado de turmalinización del encajante. En las zonas más afectadas se desarrolla una banda de hasta 2 cm de ancho de turmalina microcristalina paralela al filón, que se prolonga hasta el encajante siguiendo las zonas más micáceas.

No se conocen con certeza las relaciones entre los tipos descritos pero probablemente se trate de una zonación similar a la observada en Mina Dorinda-Peña del Cuervo.

Tabla XI. Análisis con microsonda Camebax (% catiónico en peso) de casiterita asociada a feldespatos potásicos.

ANALISIS	34	35	36	37	40
Sn	98.69	98.04	100.00	98.68	99.18
Ti	1.25	1.72	-	1.09	0.82
Nb	-	-	-	-	-
Fe	0.06	0.19	-	0.02	-
Ta	-	0.05	-	-	-
W	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	0.13	-

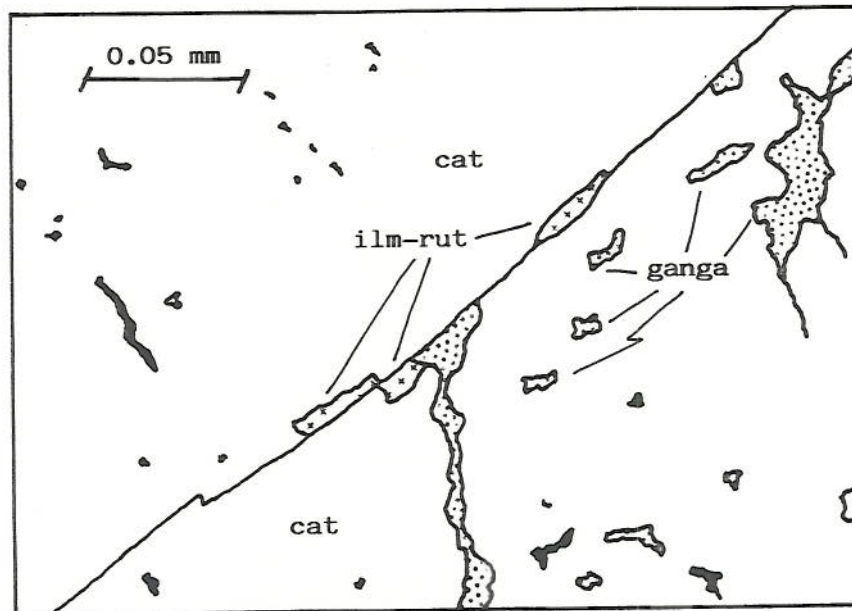
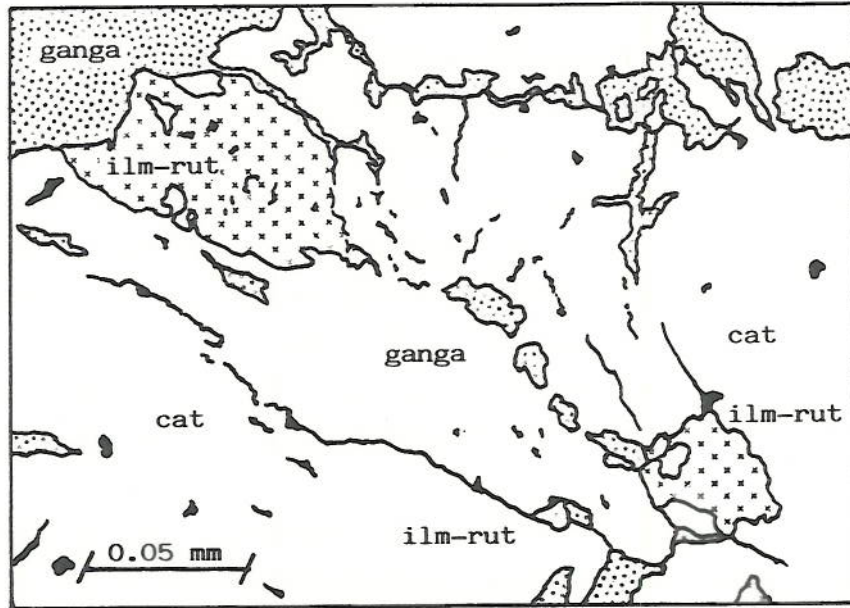


Fig. 52 (a y b). Microinclusiones de ilmenorutilo (ilm-rut) en la casiterita (cat) asociada al feldespato potásico.

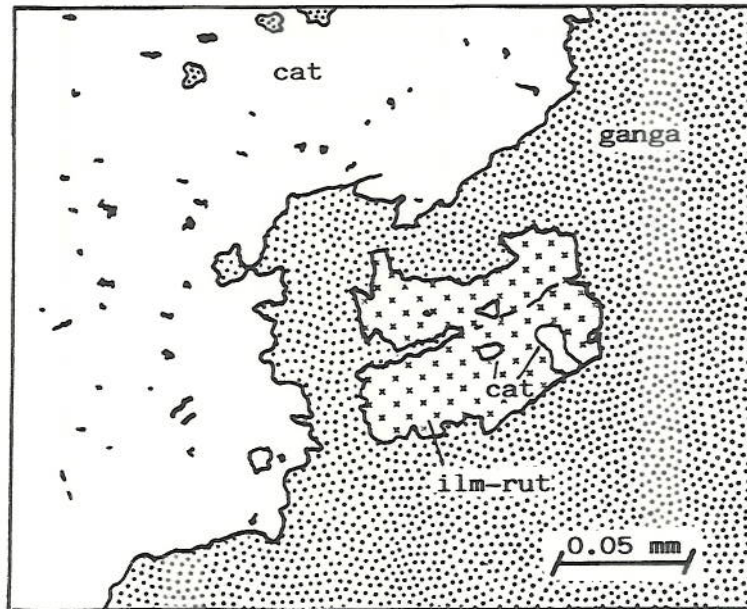
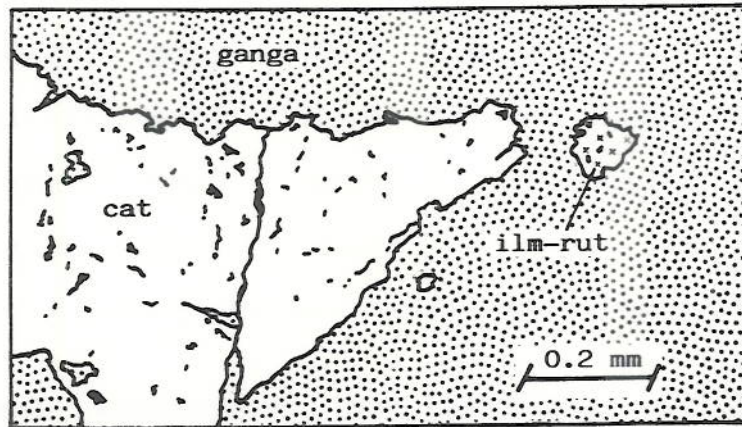
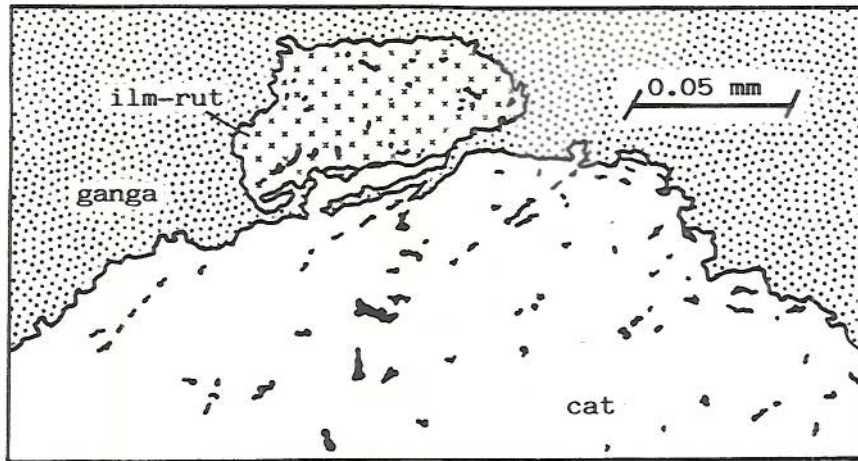


Fig. 53 (a,b y c). Ilmenorutiles (ilm-rut) situados en los bordes de cristales de casiterita (cat).

Tabla XII. Análisis con microsonda Camebax (% catiónico en peso) de las microinclusiones de ilmenorutilo de casiterita asociada a feldespatos potásico.

ANALISIS	31	32	33	38	39	41
Ti	77.50	83.31	89.20	90.33	90.89	92.98
Nb	10.48	7.74	5.86	4.48	4.27	2.48
Fe	6.95	5.13	3.59	2.87	2.76	2.57
Sn	2.41	1.53	0.84	1.59	1.57	1.51
Ta	2.40	2.29	0.44	0.58	0.46	0.38
W	0.12	-	0.01	0.06	0.02	0.05
Cr	0.14	-	0.04	0.07	0.02	0.03
Mn	-	-	0.01	0.02	0.01	-

Tabla XIII. Análisis con microsonda Camebax (% catiónico en peso) de casiterita que se presenta sola o acompañada por moscovita.

ANALISIS	6	7	8	9	10
Sn	96.17	97.55	98.62	99.94	99.56
Ti	3.62	2.32	1.16	0.06	0.44
Nb	-	0.03	0.22	-	-
Fe	0.15	0.04	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-
W	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-
Mn	0.06	0.06	-	-	-

TABLA XIII. Continuación.

ANALISIS	11	12	13	14	15
Sn	99.35	99.68	98.65	99.24	97.95
Ti	0.11	0.32	1.20	0.49	1.61
Nb	0.54	-	-	0.27	0.38
Fe	-	-	0.11	-	0.06
Ta	-	-	-	-	-
W	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-
Mn	-	-	0.04	-	-

TABLA XIV. Análisis con microsonda Camebax (% catiónico en peso) de ilmenorutilos asociados a las casiteritas de la Tabla XIII.

ANALISIS	1	2	3	4	5
Ti	89.93	87.76	84.90	93.60	93.84
Nb	4.09	5.55	8.47	3.50	3.22
Fe	3.50	4.18	5.06	1.74	1.73
Sn	0.97	1.03	1.08	1.00	1.10
Ta	1.48	1.46	0.30	-	0.04
W	-	-	0.16	0.09	0.05
Cr	-	-	-	0.03	-
Mn	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01

III.4.5. MINA DORINDA - PEÑA DEL CUERVO - PEÑA BLANCA

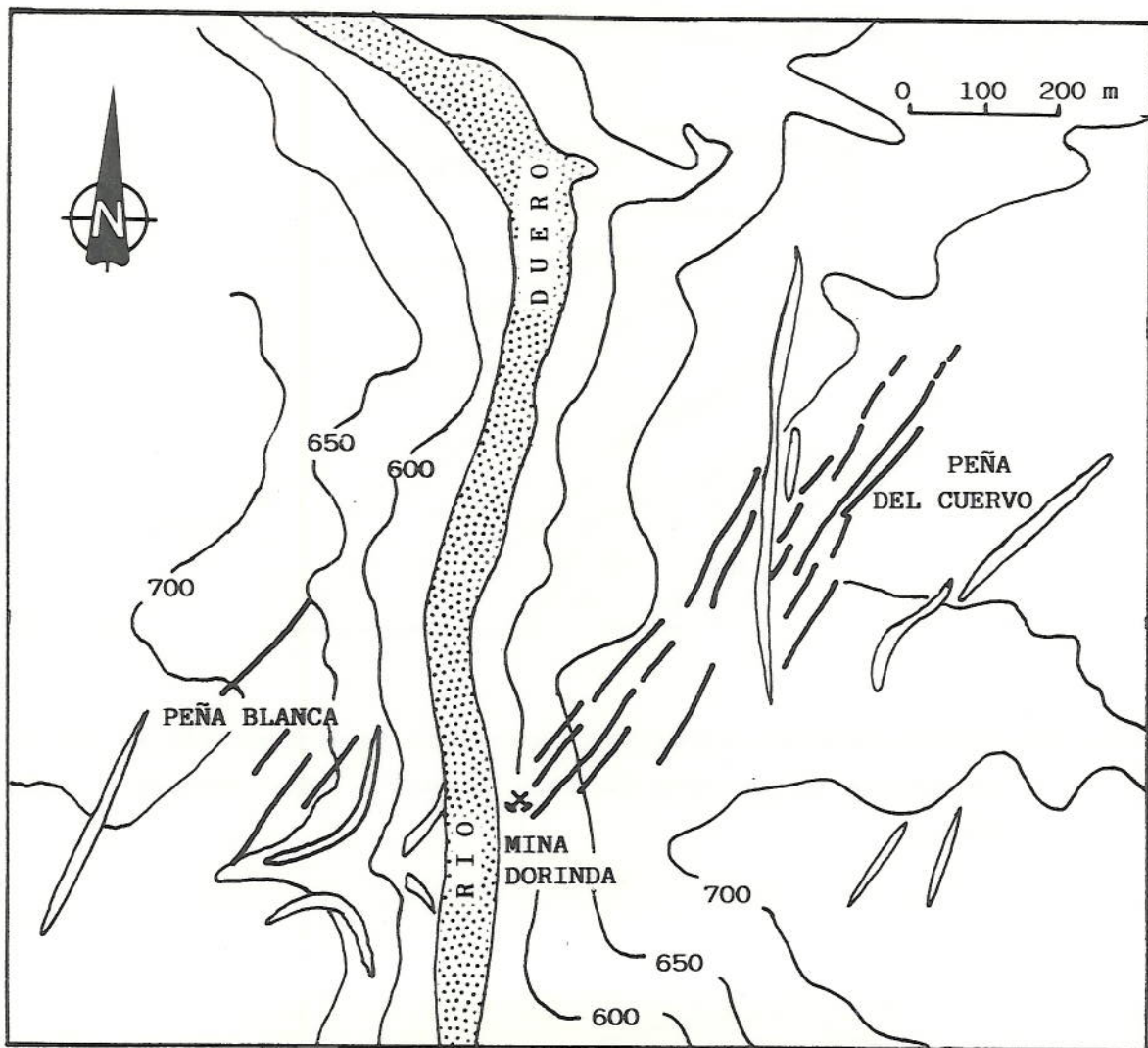
Prácticamente en las laderas del tajo del río Duero, a 1.5 km al noroeste de Carbajón y 2 km al este de Villadepera, se encuentra un haz filoniano de unos 200 metros de ancho y 1.5 km de largo, formado por dos a seis filones principales de cuarzo. Este haz se halla partido por una importante fractura que es aprovechada por el curso del río Duero y por una segunda, subparalela a la anterior, en la que se emplaza uno de los muchos diques de aplita que existen en este sector. Las tres zonas así definidas son conocidas con los nombres de Peña Blanca, Mina Dorinda y Peña del Cuervo (Fig. 54).

Las citadas fracturas producen un desplazamiento dextro de los bloques, así como una elevación de los occidentales, especialmente la fractura coincidente con el río.

III.4.5.1. DIQUES DE APLITA

Los numerosos diques de aplita que afloran en la zona aparecen básicamente de cuatro maneras (Fig. 55 y 56):

- i/ Subverticales (buzamientos superiores a 60°) de dirección N030-040E y espesores superiores a 0.5 metros por lo general e inferiores a 5 metros; son los más frecuentes.
- ii/ Subverticales (buzamientos superiores a 65°), dirección N060E y espesor superior a 0.5 metros; son muy raros.



MINA DORINDA - PEÑA DEL CUERVO - PEÑA BLANCA



-  Dique de aplita
-  Filón de cuarzo mineralizado

Fig. 54. Localización de los principales filones de cuarzo mineralizados y diques de aplita de la zona de Peña Blanca - Mina Dorinda - Peña del Cuervo.

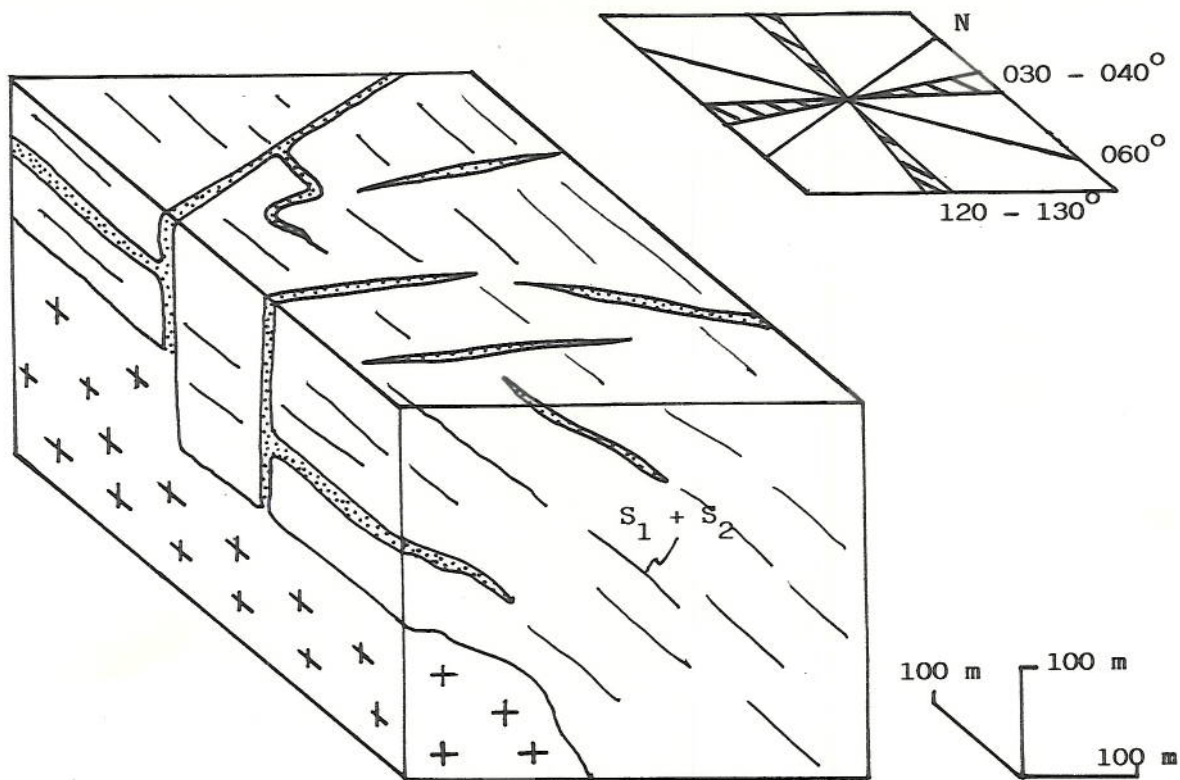


Fig. 55. Bloque-diagrama idealizado mostrando la disposición de los diques de aplita de la zona de Peña Blanca - Mina Dorinda - Peña del Cuervo.

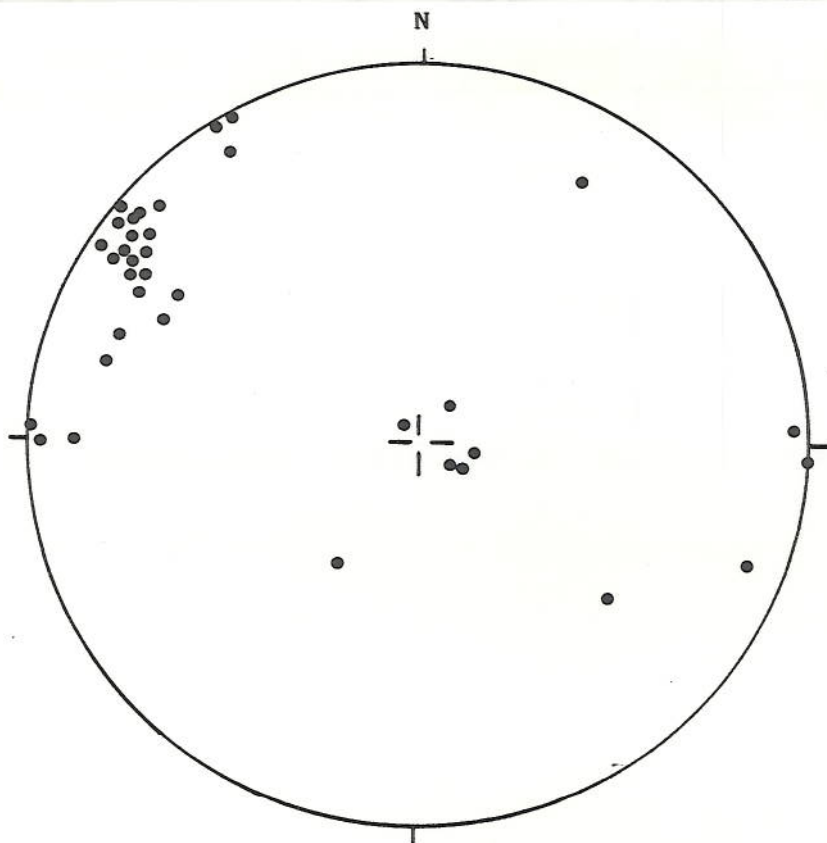


Fig. 56. Proyección estereográfica de diques de aplita de la zona de Peña Blanca - Mina Dorinda - Peña del Cuervo (falsilla de Schmidt).

- iii/ Subverticales (buzamientos superiores a 80°),
 dirección N-S y espesor plurimétrico (2 - 6 m).
- iv/ Subconcordantes con la esquistosidad principal S_1, s
 $+ S_2$ (N120E) y con buzamientos inferiores a los
 50° por lo general; su potencia varía de pocos
 centímetros a varios metros, siendo los más
 frecuentes los de poco espesor.

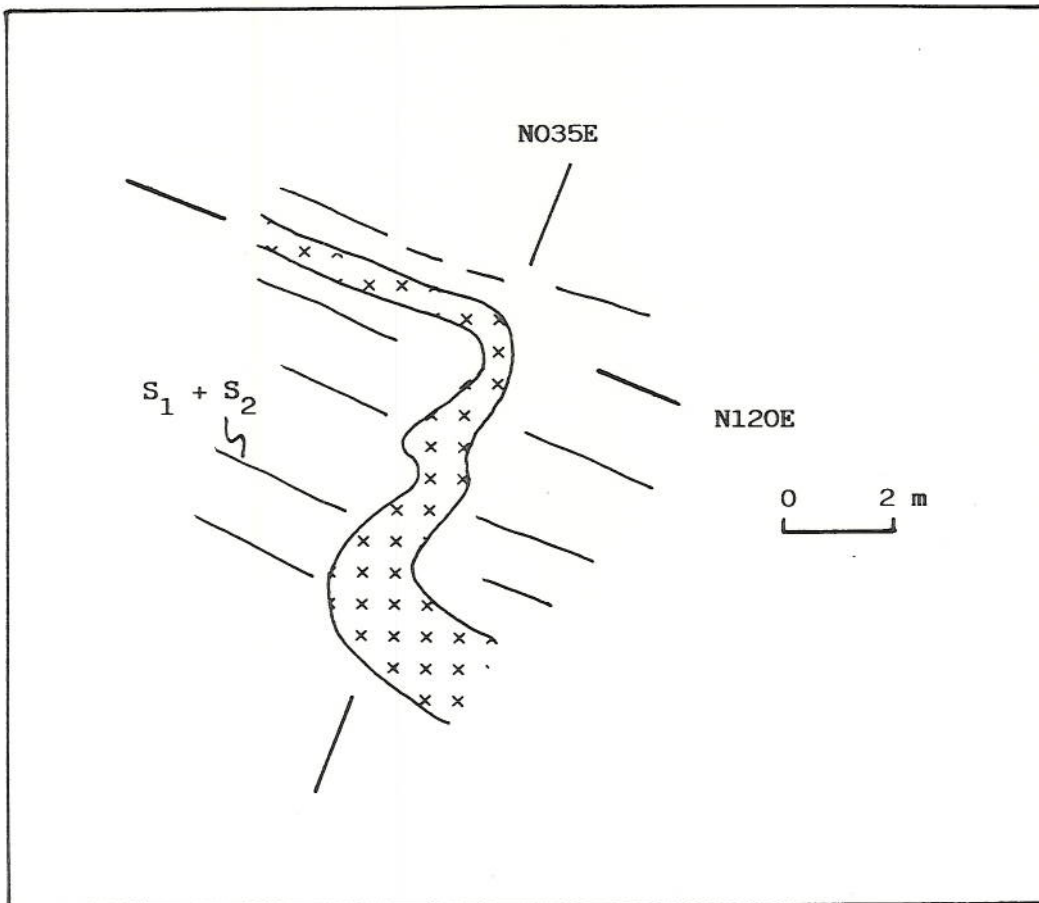


Fig. 57. Cambio de dirección en un dique de aplita.

Las cuatro direcciones son contemporáneas como lo demuestran las conexiones entre unas y otras (Fig. 57). Los contactos con el encajante son netos y no se observan alteraciones importantes por lo general, únicamente se aprecia moscovitizada la aplita y unos pocos centímetros del encajante a partir del contacto.

En profundidad se cortó (un centenar de metros aproximadamente por debajo de la altura de la boca de Mina Dorinda), a través de un sondeo (P.N.A.M.P.M., 1982), un granito moscovítico que probablemente representa la raíz de todos los diques aplíticos.

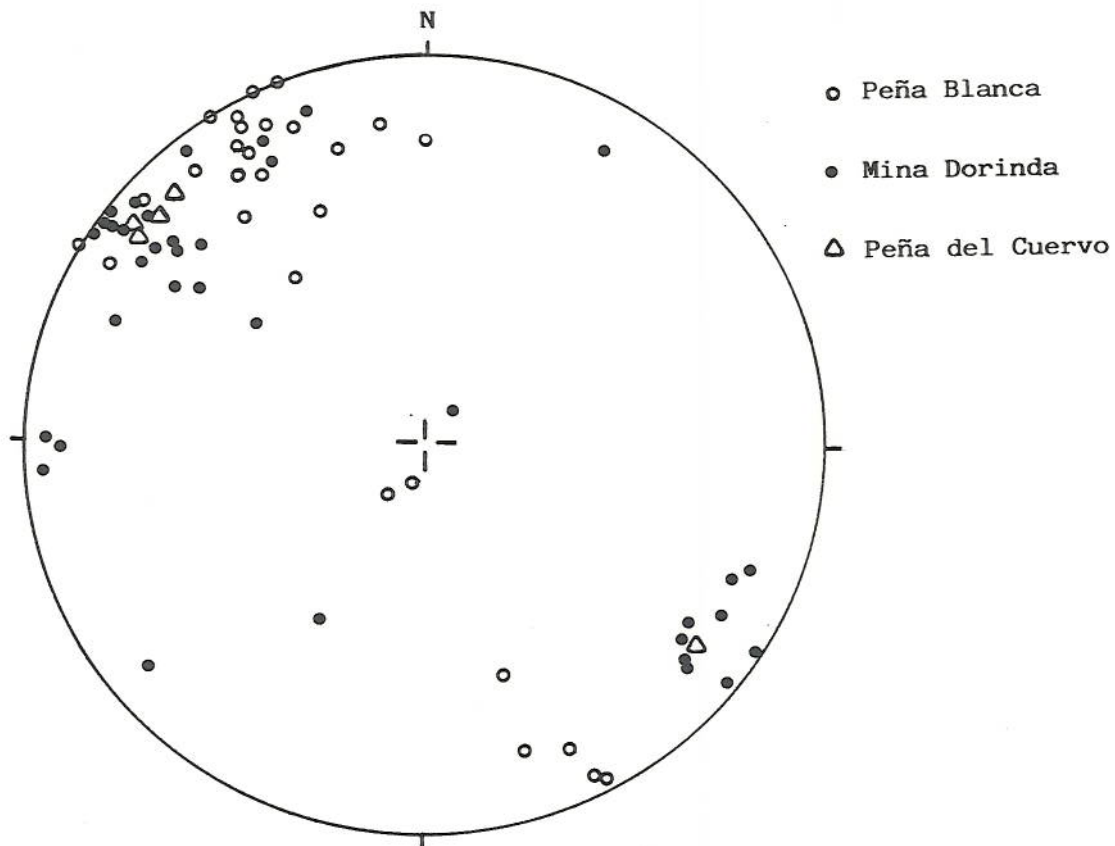


Fig. 58. Proyección estereográfica de filones de cuarzo mineralizados (falsilla de Schmidt).

Los aspectos petrográficos y geoquímicos de estos diques serán tratados con detalle en el Capítulo IV, únicamente resaltar aquí que en muy raras ocasiones presentan pequeños granos de casiterita de tamaño inferior a 0.2 mm.

III.4.5.2. FILONES DE CUARZO

Predominan dos direcciones: N030-045E y N060-070E; la primera domina en los sectores de Peña Blanca y Mina Dorinda y la segunda en Peña del Cuervo (Fig. 58). Estas direcciones están a veces conectadas (p. ej., Fig. 59).

La coincidencia de direcciones con los diques de aplita es evidente y su relación espacial es confirmada por la existencia de filones de cuarzo asociados a diques de aplita en la misma fractura, si bien, los filones de cuarzo cortan netamente a las aplitas en estos casos.

La potencia de los filones de cuarzo predominantes varía de pocos centímetros a 1.5 metros, pero la anchura media suele ser de 0.5 metros, manteniéndose bastante constante a lo largo de la corrida, que generalmente supera el centenar de metros.

Tres sistemas de fracturas cortan a los filones: i/ subparalelo a la dirección del filón, ii/ N080-100E y iii/ N150-165E. Los filones de direcciones N060E y N-S están más fracturados que el resto y, en ocasiones, intensamente (Fig. 60).

Los aspectos petrográficos y geoquímicos de estos tipos serán tratados con detalle en el Capítulo IV, únicamente resaltar aquí que en muy raras ocasiones

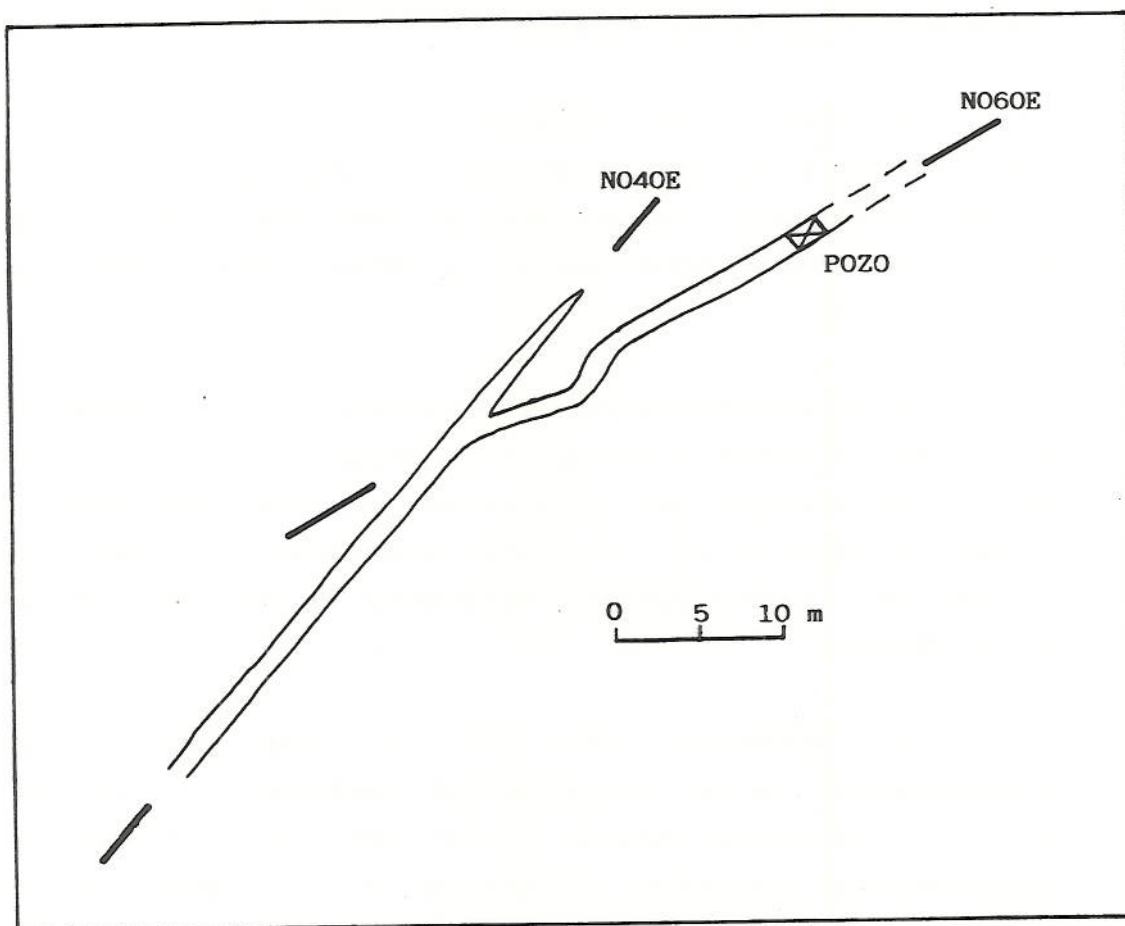


Fig. 59. Continuidad entre filones de diferentes direcciones en el área de Mina Dorinda.

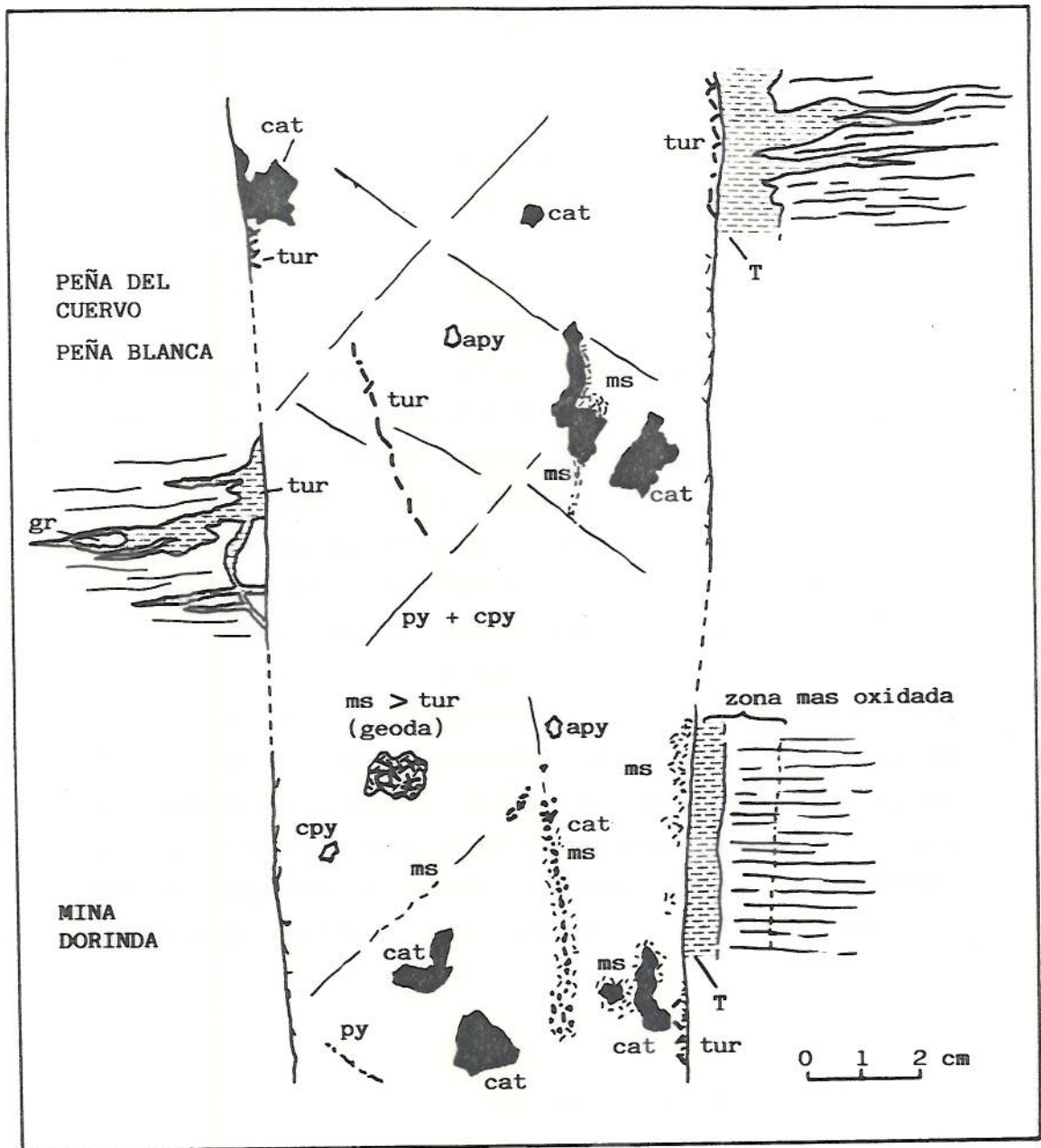


Fig. 60. Esquema de los filones de cuarzo mineralizados de Mina Dorinda, Peña del Cuervo y Peña Blanca (cat, casiterita; ms, moscovita; tur, turmalina; T, turmalinita; apy, arsenopirita; cpy, calcopirita; py, pirita; gr, granate).

III.4.5.2.1. Labores mineras

Esporádicamente se ha trabajado sobre estos filones, siendo la última explotación la correspondiente a Mina Dorinda que cerró a principios de 1984. En esta última etapa se trabajó siguiendo los filones a través de galerías.

Son curiosas las labores antiguas sobre algunos filones, que sencillamente han sido vaciados en corridas superiores a los 50 metros y profundidades de más de 20 metros. Estas antiguas labores ya llamaron la atención de EZQUERRA DEL BAYO (1844) y ESCOSURA (1846), citados por PUIG Y LARRAZ (1883); ESCOSURA (op. cit.) señala "que se reducen ni más ni menos a zanjias de 15, 20 y más varas" (1 vara = 835 mm) "de profundidad, que tienen las mismas dimensiones, dirección e inclinación del filón que sacaron completamente sin apartarse ni una línea del plano de separación del terreno con la masa del criadero. No teniendo por lo regular más que media vara de potencia, sólo viéndolo se puede concebir que un trabajo semejante haya podido ser ejecutado por hombres de talla regular, pues hay parajes en donde no podrían caber en ninguna de cuantas posiciones se imaginen".

III.4.5.2.2. Mineralización

La casiterita, único mineral explotado, se presenta (Fig. 60):

i/ en el interior de los filones de cuarzo, que es la situación más frecuente, en forma de cristales con tendencia idiomórfica y tamaño medio de 1 cm, que en ocasiones pueden alcanzar varios

centímetros, asociados a veces a escasa moscovita, e incluso aparecer en forma de masas de varios kilos de peso como en Peña del Cuervo (BODEGA, com. pers.).

- ii/ adosada a los hastiales, acompañada por moscovita y/o turmalina negra, en cristales de tamaño similar a los anteriores e igualmente con tendencia idiomórfica; y
- iii/ asociada a alguno de los sistemas de fracturas que afectan a los filones, en forma de pequeños cristales de 1-2 mm, siempre inferiores a 0.5 mm, acompañados por moscovita y/o turmalina.

Junto a la casiterita se encuentran arsenopirita, en cristales subidiomórficos con un tamaño de 0.5 a 1 cm en el interior del cuarzo, y piritita y calcopirita en forma de cristales muy pequeños (< 1 mm) en los sistemas de fracturas precedentemente citados.

Además, que en superficie no ha podido ser constatado, en el informe de P.N.A.M.P.M. (1982) se cita la presencia muy local de molibdenita, incluida o en los bordes de arsenopirita, y de berilo en forma de prismas alargados o de finas agujas de hasta 3 cm de longitud, de colores blanquecinos o ligeramente verdosos.

Al microscopio (Fig. 61), la casiterita aparece muy fracturada y acompañada por ilmenorutilo, ya sea en forma de microinclusiones irregulares o de pequeños cristales, sin formas bien definidas, en el borde de la casiterita.

Tabla XV. Análisis con microsonda Camebax (% catiónico en peso) de casiterita de Peña del Cuervo.

ANALISIS	26	27	28	29	30
Sn	98.52	97.88	98.41	99.06	99.20
Ti	1.46	1.04	0.90	0.78	0.25
Nb	-	1.01	0.67	0.05	0.56
Fe	0.02	-	0.02	0.11	-
Ta	-	-	-	-	-
W	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-
Mn	-	0.06	-	-	-

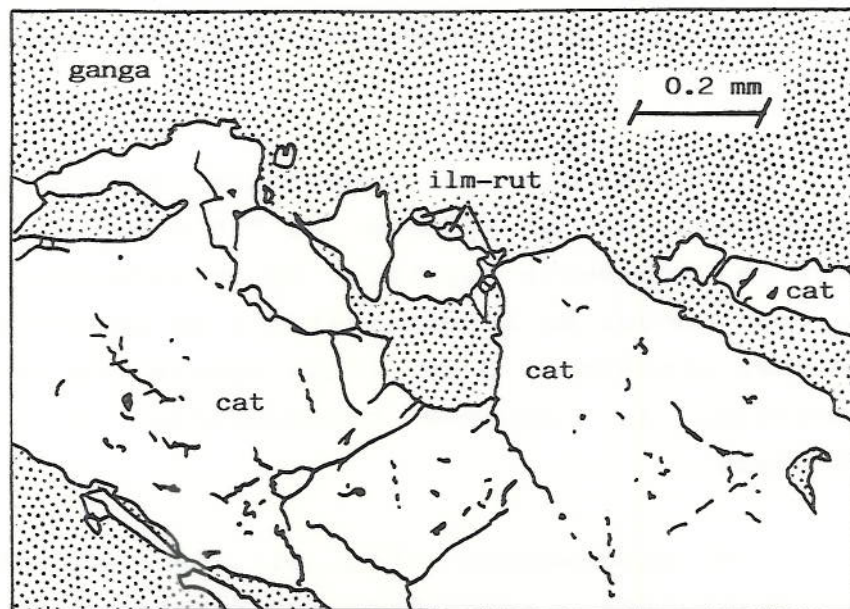


Fig. 61. Ilmenorutilo en el borde de casiterita muy fracturada de un filón de cuarzo de Peña del Cuervo.

En cuanto a composición, cabe señalar (Tablas XV y XVI) que las casiteritas presentan importantes cantidades de Ti y en algunos casos de Nb (Tabla XVI) y que los ilmenorutilos son más ricos en Nb que los de la mina Santa Bárbara.

III.4.5.2.3. Alteraciones deutéricas

Las dos alteraciones más manifiestas son:

i/ Moscovitización, que se refleja por la alteración de 3-4 cm de roca encajante a partir de la salbanda, que da lugar al desarrollo de moscovita y, en raras ocasiones, de sericita que tapizan los hastiales y las fracturas de los filones.

ii/ Turmalinización: se superpone a la moscovitización y produce también bandas de alteración paralelas a la dirección de los filones; el grado de turmalinización es muy variable: unas veces únicamente ha producido el desarrollo de prismas milimétricos de turmalina negra y otras ha transformado casi completamente la roca encajante en turmalinita (roca formada exclusivamente por turmalina).

Se observa que en mina Dorinda dominan los efectos de la moscovitización, mientras que en Peña Blanca y Peña del Cuervo lo hace la turmalinización y además de forma espectacular, así como que la moscovita de mina Dorinda es de color gris metálico a ligeramente dorado, mientras que la de Peña del Cuervo y Peña Blanca es totalmente dorada.

Tabla XVI. Análisis con microsonda Camebax (% catiónico en peso) de ilmenorutilos asociados a las casiteritas de la Tabla XV.

ANALISIS	16	17	18	19	20
Ti	81.21	80.23	93.11	92.47	81.68
Nb	10.97	11.17	4.06	4.20	10.85
Fe	6.46	6.43	2.39	2.83	6.14
Sn	1.09	1.19	0.34	0.43	1.08
Ta	0.13	0.20	-	-	0.21
W	0.09	0.01	0.04	-	-
Cr	-	0.14	0.07	0.07	0.03
Mn	0.05	0.02	-	-	-

Tabla XVI. Continuación.

ANALISIS	21	22	23	24	25
Ti	87.82	84.45	85.93	85.20	87.34
Nb	7.23	9.60	8.11	8.92	7.53
Fe	4.13	4.88	4.83	4.89	4.37
Sn	0.74	1.04	0.95	0.87	0.71
Ta	0.04	-	0.14	0.05	0.04
W	-	-	0.01	-	-
Cr	0.04	-	-	0.05	0.01
Mn	-	0.02	0.04	0.02	-

III.5. ZONA DE ALMARAZ DE DUERO - LAS ERICAS

En esta zona se encuentran numerosos indicios de casiterita, especialmente en el sector de Almaraz de Duero - Pereruela (Fig. 62) se encuentran asociados al Complejo de leucogranitos y aplopegmatitas de Villaseco-Pereruela, cuyo cuerpo principal se sitúa al sur y oeste de Villaseco. Las rocas encajantes pertenecen a la Serie Metamórfica del Duero, como en la zona de Villadepera-Carbajosa, pero aquí dominan los esquistos y son poco frecuentes las intercalaciones de gneises, que raramente superan los 15 m de potencia.

Estos leucogranitos serán tratados con detalle en el Capítulo IV, por lo que aquí la descripción se centrará en las mineralizaciones.

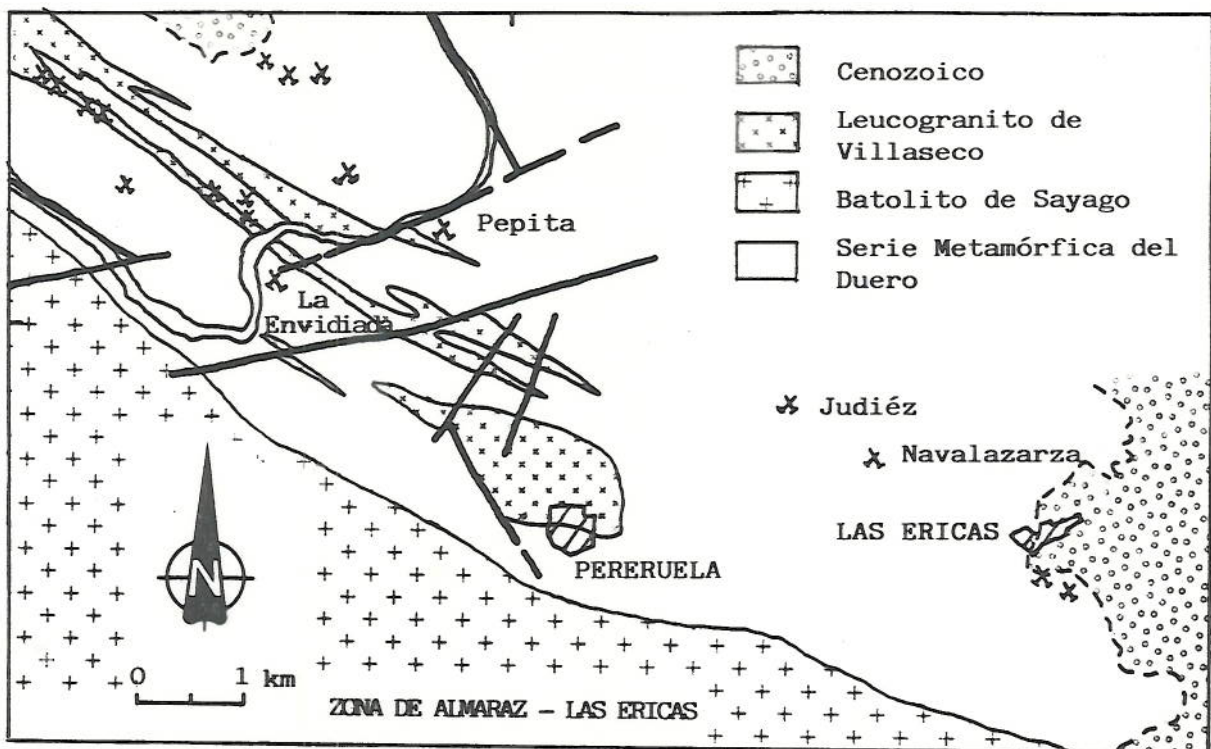


Fig. 62. Esquema geológico de la zona de Almaraz de Duero - Las Ericas.

Todas las labores de cierta importancia son bastante antiguas, por lo general del siglo pasado (PUIG y LARRAZ, 1883, ya hace referencia a ellas), aunque en el presente siglo se ha trabajado esporádicamente y con medios artesanales en algunas de ellas, sobre todo en pequeños aluviones.

III.5.1. SECTOR DE ALMARAZ DE DUERO - PERERUELA

En la Fig. 63 se han situado las pequeñas labores realizadas sobre mineralizaciones in situ. Se ha trabajado, excepto en los pozos de Tremolayo y minas Pepita y Envidiada, sobre diques fuertemente alterados, lo que facilitaba la explotación. Esta alteración se ha producido per descensum y está relacionada con procesos de edafización cenozoicos (depósitos cenozoicos se encuentran al norte del sector).

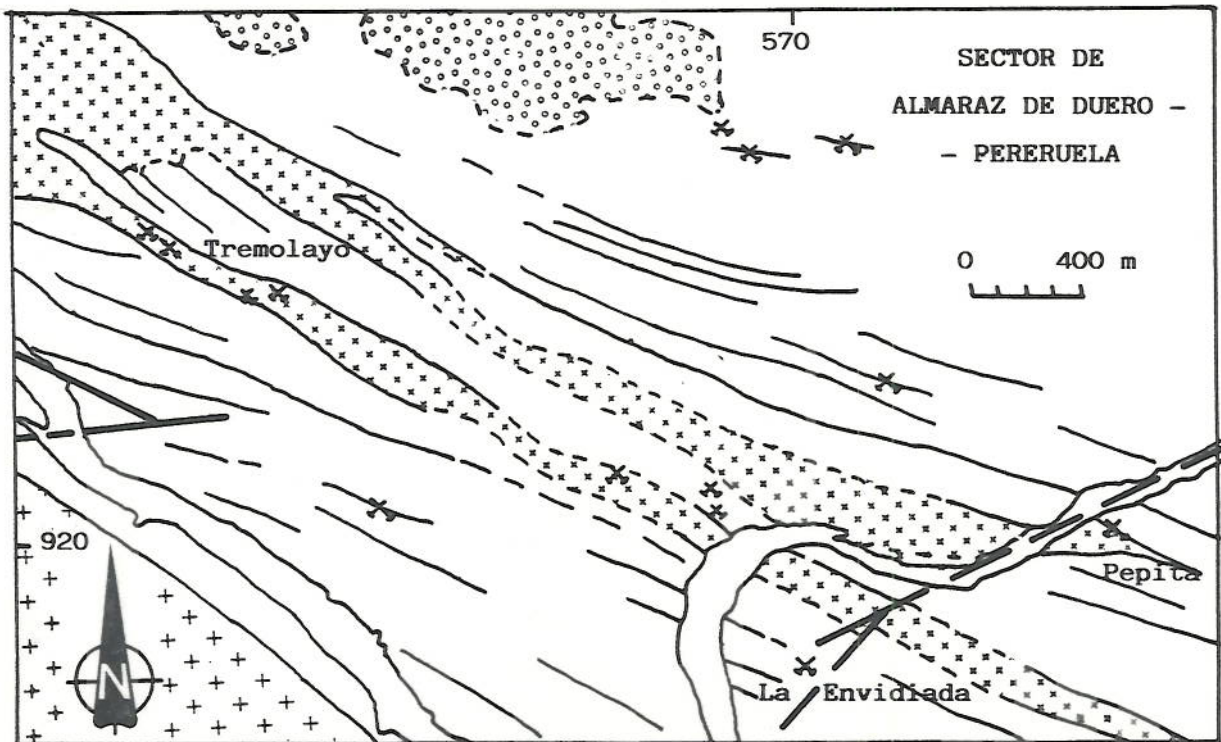


Fig. 63. Esquema geológico del sector de Almaraz de Duero - Pereruela (basado en BODEGA, 1982).

Los diques de leucogranito y/o aplopegmatita son subparalelos a la esquistosidad principal $S_1 + S_2$ de las rocas encajantes, micaesquistos generalmente, de dirección N100-130E y buzamientos de 50 a 80° al N. Su anchura es muy variable, desde 1 a 200 m, pero generalmente es de orden decamétrico. Encajados en ella o en su inmediata proximidad (Mina Pepita) se encuentran filones de cuarzo de 1 a 15 cm de espesor (Fig. 64), únicamente en los pozos de Tremolayo se trabajó sobre un filón de cuarzo de 2 a 4 m de espesor.

La casiterita aparece en estos filones asociada a las salbandas moscovitizadas o bien en su interior, pero siempre acompañada por moscovita; sólo en raras ocasiones se han observado también cristales de arsenopirita (< 5 mm). Los cristales de casiterita están muy fracturados y tampoco superan los 5 mm. También se presenta la casiterita en diseminación en los diques, como ya señalara PUIG y LARRAZ (op. cit., pp. 412-413): "aún cuando escasos, suelen contener además de turmalina, granos de la mena de estaño". El tamaño de estos granos no llega a 1 mm. Un caso especial son las diferenciaciones pegmatíticas del interior de algunos diques, en uno de ellos se han localizado escasos cristales de casiterita de color negro y de hasta 2 mm de tamaño (pista de acceso a Mina Pepita).

En ninguno de los afloramientos se ha detectado la presencia de wolframita, si bien la prospección aluvionar realizada por el IGME (1980) y la del presente estudio en la prolongación hacia el W de este sector (ver Capítulo II) muestran que acompaña a la casiterita en los aluviones. Por otra parte, calicatas realizadas sobre diques de leucogranito en la zona (BODEGA, 1982) han puesto de manifiesto importantes

concentraciones de W asociadas a elevados contenidos de Sn. A la lupa binocular las casiteritas de los diques son de color marrón más oscuro que las de los filones.

Las alteraciones deutéricas han dado lugar a un importante desarrollo de moscovita tanto en los diques como en las salbandas y fracturas de los filones de cuarzo. La turmalinización, discreta por lo general en los diques y apenas observable en relación con los filones de cuarzo encajados en ellos, se hace espectacular en las salbandas de los filones encajados en las rocas metamórficas, especialmente en las zonas de mayor fracturación, en las que la parte más próxima a los hastiales (1 - 4 cm) está formada exclusivamente por turmalina microcristalina.

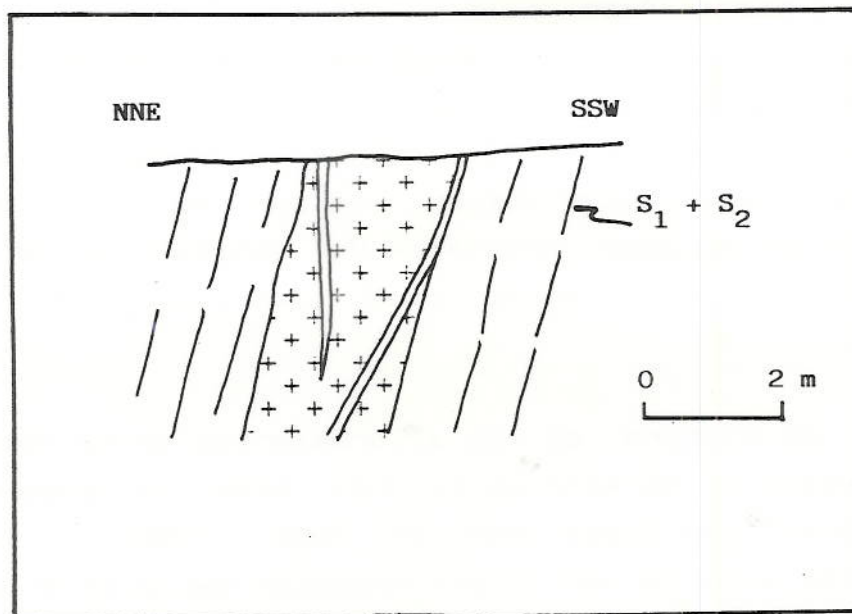


Fig. 64. Dique de leucogranito con filones de cuarzo encajados en él.
Sector de Almaraz de Duero - Pereruela.

III.5.2. JUDIEZ

En el paraje denominado Judiez, junto a la carretera que desde la comarcal 527 se dirige a San Román de los Infantes, se encuentran unas antiguas labores (un pozo inclinado y al menos una galería, de 10-15 m de largo, parcialmente hundida) siguiendo un dique de leucogranito, como los del sector de Almaraz de Duero - Fereruela, encajado en una serie de esquistos con una esquistosidad de dirección y buzamiento 115/75N y una posterior de crenulación a 110/30NW.

El dique presenta una dirección N110E y un buzamiento de 45° N, una anchura de 1 a 2 metros y diferenciaciones pegmatíticas en su parte central. Atravesándolo longitudinalmente, sin pasar al encajante, aparecen varios filones de cuarzo de 2 a 4 cm de espesor con moscovita en las salbandas y en fracturas. No se ha observado casiterita en los filones ni en el dique.

III.5.3. SECTOR DE LAS ERICAS

Trescientos metros al este de Las Ericas se realizaron varios socavones y calicatas en el decenio de los sesenta sobre filones de cuarzo de 10 a 15 cm de potencia encajados en esquistos. Este conjunto constituye el basamento de los materiales cenozoicos (areniscas, conglomerados y niveles lutíticos) del borde occidental de la Depresión del Duero y está fuertemente afectado por alteración supergénica.

La dirección de los filones es N070-085E y su buzamiento de 50-85° grados al N. La moscovitización desarrolla moscovita en los hastiales del filón, en fracturas dentro de él y en el encajante más próximo

hasta una distancia de 2 cm por lo general. Con posterioridad ha tenido lugar una espectacular turmalinización en algunas zonas, con transformación de los 2 o 3 cm del encajante, más próximos al filón en turmalina microcristalina y con presencia de prismas milimétricos de turmalina hasta más allá de 10 cm de los hastiales, mientras que en otras apenas si se observa la presencia de escasos prismas, cuya dimensión máxima no supera los cinco milímetros.

Estos filones son portadores de casiterita, aunque en muy escasa proporción, y arsenopirita, en una cantidad similar. Los cristales de ambos minerales aparecen en el interior del cuarzo y no llegan a alcanzar los 5 mm, siendo por lo general de 2 a 3 mm.

Por toda la zona son frecuentes los diques de leucogranito y aplopegmatita del tipo de los de Almaraz de Duero - Pereruela; tienen la misma dirección, pero su anchura no supera 1 m.

Filones de cuarzo similares en cuanto a dirección y grado de turmalinización a los anteriormente descritos, aunque sobre ellos no se ha observado la presencia de casiterita, han sido puestos al descubierto mediante pequeños socavones y calicatas al oeste de Las Ericas, en el Valle de Navalazarza (300 m al sur del km 12 de la carretera de Zamora a Pereruela).

CAPITULO IV

EL BATOLITO DE RICOBAYO
Y EL COMPLEJO DE VILLASECO - PERERUELA

IV.1. MUESTREO

Se han muestreado 220 puntos para el estudio petrográfico y geoquímico del Batolito de Ricobayo, su cortejo aplítico y el Complejo de Villaseco-Pereruela. En la Fig. 65 se señalan aquellos puntos que se encuentran sobre los cuerpos graníticos principales.

En cada punto muestreado se han tomado de 5 a 10 kg de roca para los análisis geoquímicos.

IV.2. ASPECTOS PETROGRAFICOS

IV.2.1. BATOLITO DE RICOBAYO

Atendiendo a criterios texturales y de abundancia relativa de minerales, tres unidades graníticas principales han sido distinguidas en el Batolito de Ricobayo, todas ellas orientadas y más o menos intensamente afectadas por la deformación. De mayor a menor extensión aflorante son (Fig. 66):

- i/ granitos de dos micas;
- ii/ granitos de dos micas - moscovíticos y netamente moscovíticos; y
- iii/ granitos biotíticos con cordierita.

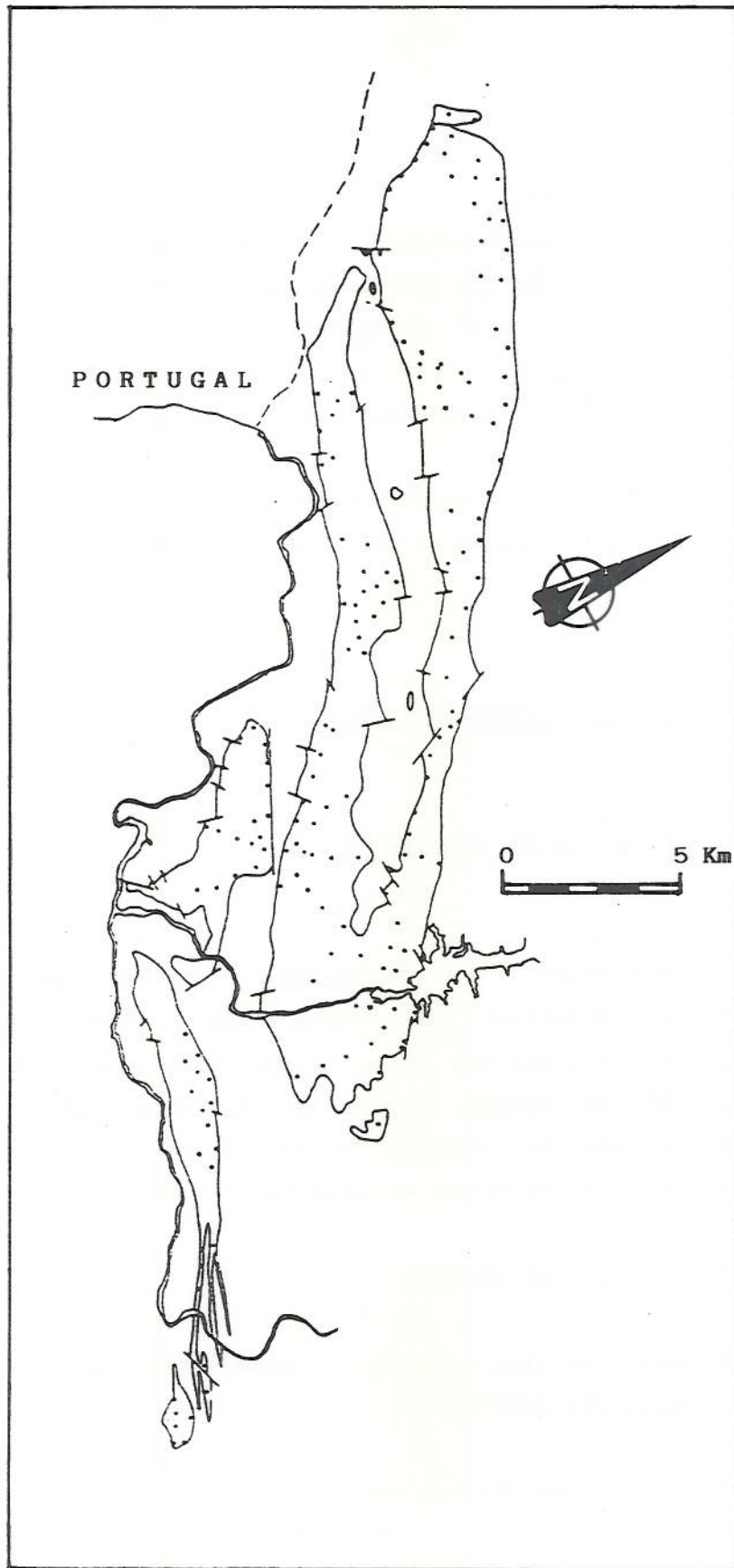


Fig. 65. Localización de los puntos de muestreo situados sobre los cuerpos graníticos principales.

IV.2.1.1. GRANITOS DE DOS MICAS

i/ localización

Ocupa la mayor extensión del batolito, en cuanto a superficie aflorante se refiere (Tipo 2 de la Fig. 66); aparece por lo general bastante alterado y únicamente en las canteras es posible recoger muestras totalmente frescas (p. ej., en las canteras de donde se extrajo el material para la construcción de las presas de Castro y Ricobayo).

ii/ caracteres macroscópicos

Bajo el término de granitos de dos micas se han agrupado rocas cuyo tamaño de grano varía de medio (1-3 mm) a grueso (3-5 mm) o muy grueso. El hecho que haya tránsitos graduales entre ambos extremos no permite definir un dominio neto para cada uno de ellos, pero por lo general los de grano grueso se sitúan más externamente que los de grano medio. En raras ocasiones se han observado contactos netos entre los dos términos. Ambos son de color blanco-amarillento en superficies alteradas y gris perla en superficies frescas.

iii/ características microscópicas

Son granitos inequigranulares con textura cataclástica a protomilonítica, según el grado de deformación sufrido. Como minerales esenciales presentan cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita o biotita cloritizada (siempre es mayor la proporción de moscovita que de biotita); como accesorios aparecen apatito, rutilo, turmalina, sillimanita y opacos.

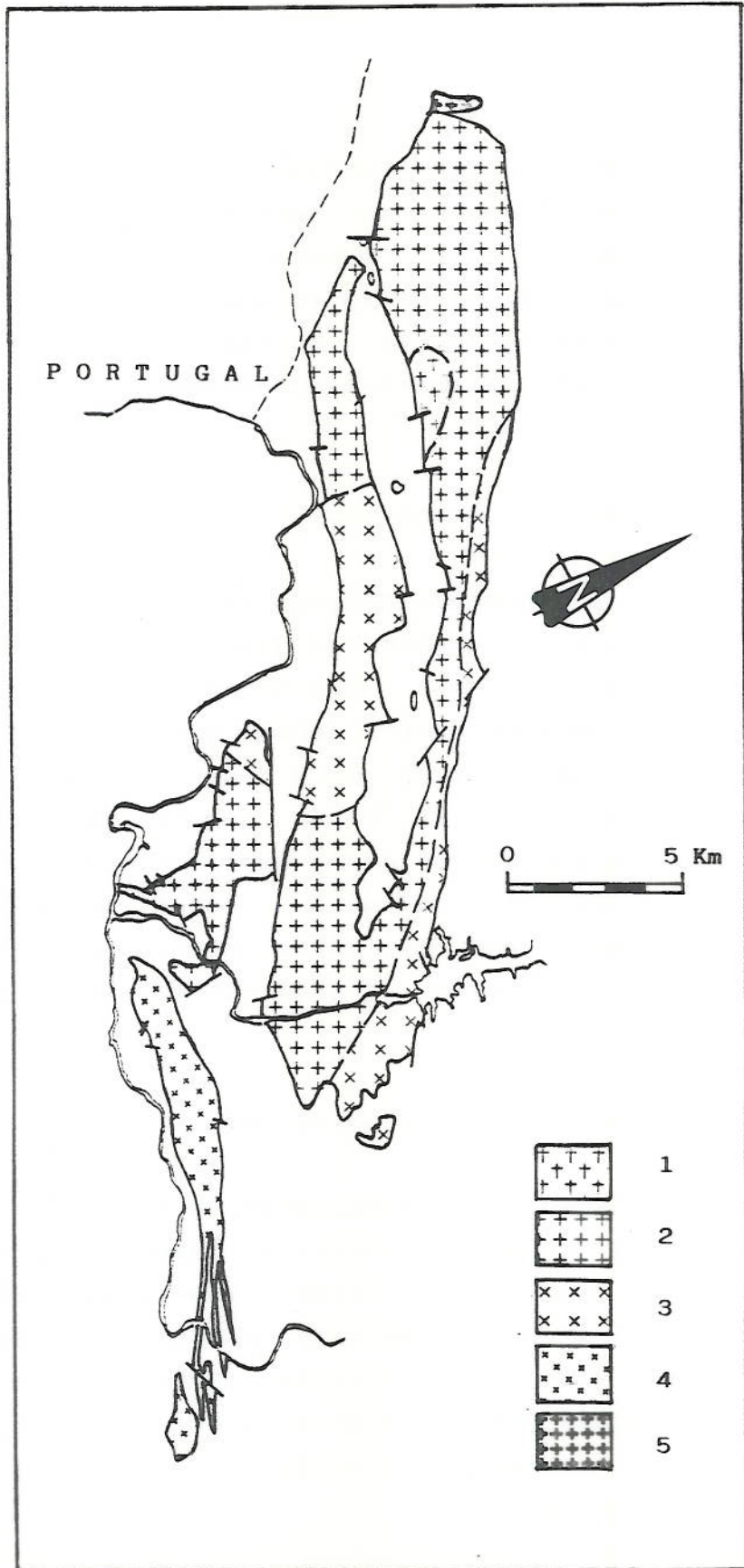


Fig. 66.

a) minerales esenciales

El cuarzo se presenta en forma de:

1) Cristales subidiomórficos, a veces con los bordes ligeramente redondeados, incluidos en plagioclasa, feldespato potásico y excepcionalmente en biotita.

2) Cristales grandes xenomorfos, en ocasiones con agujas incoloras de rutilo.

3) Cristales pequeños y muy pequeños con bordes de grano suturados, generalmente lobulados y raras veces serrados; son consecuencia de la recrystalización asociada a la deformación.

4) Bastones o glóbulos (vermicular) mirmequíticos.

5) Relleno de cavidades miarolíticas (muy raro), no está apenas deformado.

6) Relleno mono- o policristalino de pequeñas fracturas (grietas de tensión) producidas en feldespatos durante la deformación.

A menudo la deformación del cuarzo es intensa y su grado se refleja en la abundancia de granos del tipo 3), que incluso pueden llegar a estirarse y formar bandas cuarzosas o cuarzomíceas que definen planos de cizallamiento de tipo C-S.

Fig. 66. Batolito de Ricobayo (1, granito biotítico con cordierita; 2, granito de dos micas; 3, granitos de dos micas-moscovíticos y netamente moscovíticos), Complejo de Villaseco-Ferrieruela (4) y diorita anfibólica de moveros (5)

En cuanto a feldespatos potásicos pueden distinguirse:

1) Cristales no maclados con pertitas en bandas más o menos anchas muy regulares de bordes netos (pertitas "piel de tigre", Foto 5), resultado de la evolución de una mezcla feldespática inicialmente homogénea (condiciones hipersolvus). Son poco frecuentes.

2) Cristales de tamaño superior al medio de la roca, tendencia automorfa, que pueden llegar a tener hasta 1.5 cm de largo, generalmente maclados según la ley de Carlsbad y que frecuentemente incluyen pequeñas plagioclasas a veces con zonación normal y progresiva continua (núcleo más sericítico).

3) Cristales xenomorfos con varias generaciones de pertitas:

- pertitas "film", muy estrechas, longitud muy variable, bordes netos, muy regulares y bien definidas;

- pertitas en bandas con características similares a las anteriores pero más anchas y que a veces las cortan (Foto 6);

- pertitas de reemplazamiento parcial de un feldespato potásico por otro sódico en bandas y parches, de bordes corroidos, a veces con maclado polisintético más o menos difuso; por lo general las maclas de las pertitas de un mismo cristal son paralelas entre sí, por otra parte las bandas pertíticas suelen ser anastomosadas y sinuosas, bastante irregulares y a veces con

las ramificaciones, son posteriores a los tipos anteriores.

4) Cristales xenomorfos, generalmente más pequeños que los tipos anteriores, sin inclusiones de otros minerales con maclado en la "parrilla" (microclina cuadrangular típica), más o menos difuso según el menor o mayor grado de ortogonalidad entre los planos de macla de la albita y de la periclina. Se desarrolla especialmente sobre plagioclasas y feldespato primario del tipo no 2) y no muestra signos de alteración moscovítica.

5) Cristales xenomorfos sin maclar, sin pertitas y sin inclusiones de otros minerales, pueden incluir, aunque sólo en muy raras ocasiones, otros feldespatos potásicos iguales pero con tendencia automorfa y núcleo sericitizado. A veces se desarrollan a expensas de plagioclasa y feldespatos potásicos anteriores, es muy evidente sobre las microclinas cuadrangulares.

6) Feldespato potásico en el interior de clorita (Foto 12), tiene formas muy irregulares aunque generalmente siguiendo los planos de exfoliación de la mica y su origen puede ser explicado por la cloritización de biotita según la reacción de CHAYES (1955) con exolución de feldespato potásico en las microfracturas de la biotita.

También han sido observados varios tipos de plagioclasas:

1) Cristales pequeños automorfos, no maclados, pero si con zonación normal progresiva y continua, con el núcleo más sericitizado y en muy raras ocasiones con "patchy zoning"; están incluidos en feldespatos

potásicos del tipo 2) o en plagioclasas grandes del tipo 3). Son raros.

2) Cristales pequeños automorfos incluidos en plagioclasas del tipo 3) y feldespatos potásicos del tipo 2) con maclado polisintético y Carlsbad.

3) Cristales grandes automorfos, con maclado polisintético típico según la ley de la albita, a veces también con la macla de Carlsbad; su núcleo frecuentemente está más sericitizado. Son las más abundantes y en ocasiones tienden a presentarse agrupados varios individuos.

4) Cristales grandes con maclado polisintético difuso, generalmente muy sericitizados.

5) Pertitas en bandas "piel de tigre" y de los tipos "film" y en bandas más anchas (Fotos 5 y 6).

6) En relación con la sodificación tardi-postmagnética se producen albitas con características texturales netamente secundarias:

- Pertitas de reemplazamiento en bandas y parches (descritas al tratar de los feldespatos potásicos).

- Albita mirmequítica, se presenta bajo formas difusas y mal definidas hacia el borde de los cristales de plagioclasa de tipo 3) y en forma de lóbulos bien diferenciados en feldespato potásico de los tipos 2), 3), 4) y 5), cuya convexidad se dirige hacia el interior de los cristales de feldespato potásico.

- Pequeños cristales de albita subautomorfos con maclado polisintético generalmente combinado con el de Carlsbad.
 - Albita en damero ("chess board") sobre feldespatos potásicos especialmente de los tipos 2) y 3).
 - Albita con maclado polisintético con bordes irregulares que corroen a feldespatos potásicos de los tipos 2) y 3).
 - Albita intersticial mono y policristalina.
- Varios tipos de moscovita aparecen en los granitos de dos micas:
- 1) Pequeñas moscovitas primarias automorfas incluidas en plagioclasa del tipo 3) (Foto 7), feldespato potásico de los tipos 1) (muy raro), 2) y 3) y en apatito (muy raro también, Foto 8).
 - 2) Moscovitas grandes, sin restos de productos de alteración o transformación de otros minerales y sin inclusiones, salvo en ocasiones que pueden presentar finísimas agujas incoloras de rutilo. Algunas de ellas parecen haber crecido conjuntamente con biotita. Aunque resulta problemático atribuirle un origen primario a todas estas moscovitas, no es menos cierto que no hay razones de peso para asignarles un origen secundario.
 - 3) Productos de la alteración deutérica (moscovitización) de biotitas y feldespatos principalmente.
 - 4) Recristalización asociada a la deformación de placas de moscovita grandes de los tipos 2) y 3).

La moscovita de tipo 2) y la de alteración de biotita del 3) a menudo presenta formas aplastadas y estiradas, así como flexiones y estructuras similares a "kink bands".

La biotita se presenta en pequeñas placas automorfas incluídas en feldspatos, preferentemente plagioclasa del tipo 3), y en forma de placas grandes subautomorfas entre los otros minerales asociada a cristales grandes de apatito y opacos. Ambos tipos son similares y no es raro que incluyan pequeños cristales de circón y monacita con típicos halos metamórficos. Frecuentemente la biotita, especialmente la intergranular, presenta evidencias de transformación a moscovita y sobre todo a clorita verde; se pueden observar todos los tránsitos entre biotita y clorita y en todos ellos son prácticamente omnipresentes las inclusiones de agujas opacas de rutilo. Un segundo, posterior y raro tipo de clorita es la vermicular (ripidolita?), que parece estar asociada a zonas de fracturación. En cuanto a deformación, la biotita presenta las mismas características que la moscovita.

b) minerales accesorios

El apatito es el mineral accesorio más abundante, se presenta asociado normalmente a la biotita intergranular (en ocasiones aparecen varios individuos juntos) y también incluído en ella y en feldspatos potásicos de los tipos 2) y 3) y plagioclasas del tipo 3). Es automorfo y generalmente está muy fracturado.

Dos tipos de agujas de rutilo han sido observadas:

1) agujas opacas incluidas en biotita y, sobre todo, clorita y

2) agujas incoloras finísimas incluidas en cuarzo, moscovita y feldespato potásico del tipo 5) (raro).

La turmalina es bastante frecuente, por lo general xenomorfa, a veces con contactos netos con otros minerales, pero por lo general con bordes irregulares de corrosión. En ocasiones se presentan dos generaciones:

1) una precoz, más alterada (a biotita, clorita, moscovita y productos arcillosos) y de color verdoso-parduzco y/o azul (raro);

2) cristales pardo-verdosos, en algunos puntos azulados, y prácticamente sin alterar. El segundo tipo puede aparecer incluyendo al primero.

En algunas muestras se han observado andalucitas (Foto 10) con las mismas características petrográficas que las interpretadas por CLARKE et al. (1976) como de origen magmático (cristales pequeños libres de inclusiones con pleocroísmo de incoloro a rosa tenue).

Circones o monacitas son frecuentes asociados a biotitas y apatitos o bien incluidos en ellos. Algunos circones muestran un núcleo redondeado que está envuelto por un córtex idiomorfo a veces zonado.

La cordierita, muy rara, es alotriomorfa y se presenta totalmente alterada (moscovita y pinnita).

Sillimanita prismática (Foto 11) y fibrolítica se ha observado en algunas ocasiones asociada a moscovita.

IV.2.1.2. GRANITOS DE DOS MICAS-MOSCOVITICOS Y NETAMENTE MOSCOVITICOS

i/ localización
Estos granitos (Tipo 3 de la Fig. 66) afloran en una estrecha orla, que se ensancha hacia el Este, en el borde septentrional del batolito y también en la parte central situada entre Carbajosa y Pino de Oro. Los granitos netamente moscovíticos únicamente afloran en la orla septentrional. En este tipo se incluyen los leucogranitos del apuntamiento de Arcillera.

ii/ caracteres macroscópicos

Los granitos de dos micas-moscovíticos son por lo general de grano grueso (3-5 mm) o muy grueso, aunque localmente también pueden encontrarse de grano medio (1-3 mm). Su color es blanco amarillento en superficie alterada y gris-blanco en superficies frescas. Los granitos netamente moscovíticos son de grano grueso a muy grueso (3-7 mm), por lo general no tienen biotita y cuando se presenta se puede considerar como accesoria, si están alterados son de color blanco verdoso, el tono verdoso se acentúa en las no alteradas.

iii/ aspectos microscópicos

Texturalmente estos granitos son análogos a los de dos micas. Como minerales esenciales presentan cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita; como accesorios se han encontrado apatito, turmalina, rutilo, sillimanita, andalucita, espinela verde (hercinita ?), cordierita, circón, monacita, granate y opacos (principalmente pirita oxidada).

a) minerales esenciales

El cuarzo se presenta bajo las mismas formas que en los granitos de dos micas.

Los feldespatos potásicos también son idénticos a los observados en la unidad granítica anterior, únicamente resaltar que los potásicos que presentan pertitas "piel de tigre" (Foto 5) son aquí rarísimos o dudosos.

En cuanto a la moscovita, aparecen también los mismos tipos pero con la diferencia de que las moscovitas primarias pequeñas del tipo 1) son más raras, mientras que las grandes y sin inclusiones del tipo 2) son muchísimo más frecuentes.

b) minerales accesorios

La biotita aparece en cantidades variables, pudiendo incluso faltar. Frecuentemente está transformada en moscovita y/o clorita, siendo en este último caso frecuentes las agujas opacas de rutilo. La

clorita vermicular es muy rara y aparece, junto a productos arcillosos, asociada a fracturas.

Los apatitos, idénticos a los de los granitos de dos micas, suelen ser de menor tamaño y presentarse en menor cantidad.

La turmalina, muy frecuente, xenomorfa, con bordes irregulares, es de color pardo o pardo verdoso.

El rutilo únicamente aparece como agujas negras opacas en biotita-clorita.

La sillimanita, poco frecuente, prismática, se manifiesta incluida en moscovita. Normalmente se presentan numerosos individuos juntos, que en ocasiones se disponen formando espigas y en todo caso discordantes sobre los planos de exfoliación de la moscovita (Foto 11).

La andalucita, rara, en forma de cristales pequeños con pleocroísmo de incoloro a rosa tenue (Foto 10), aparece en ocasiones asociada a sillimanita y en muestras con espinela verde (hercinita ?) en moscovita (Foto 9).

Circones y monacitas, mucho menos abundantes que en los granitos de dos micas, aparecen incluidos en biotitas.

Granates, aunque poco frecuentes, se presentan en algunas muestras. Son cristales automorfos, pequeños (<0.3 mm), sin inclusiones y muy fracturados.

IV.2.1.3. GRANITOS BIOTITICOS CON CORDIERITA

Los granitos biotíticos con cordierita (Tipo 1 de la Fig. 66) afloran en la parte central del batolito y son cortados por la carretera que une la presa de Castro con la nacional 122 que de Zamora se dirige a Alcañices. En campo muestra un aspecto masivo y disyunción en bolos de hasta 25 m³ de volumen. Sus contactos con las rocas encajantes no han podido ser observados.

Los granitos biotíticos con cordierita (Tipo 1 de la Fig. 66) afloran en la parte central del batolito y son cortados por la carretera que une la presa de Castro con la nacional 122 que de Zamora se dirige a Alcañices. En campo muestra un aspecto masivo y disyunción en bolos de hasta 25 m³ de volumen. Sus contactos con las rocas encajantes no han podido ser observados.

iii/ características macroscópicas
Es una roca homogénea, pero con tendencia a mostrar una orientación de los minerales máficos paralela a la dirección de máximo alargamiento del batolito (N120E). Su color es gris oscuro en corte fresco y el tamaño de grano medio (1-3 mm). A simple vista se observan numerosas cordieritas en forma de cristales de menos de 2 mm de tamaño repartidas homogéneamente.

iii/ características microscópicas

Se trata de una roca de tendencia equigranular, aunque debido a la deformación puede transformarse en inequigranular cataclástica. Como minerales esenciales presenta cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cordierita y moscovita; como accesorios se encuentran apatito, sillimanita, rutilo, allanita, circón, monacita y opacos.

Se trata de una roca de tendencia equigranular, aunque debido a la deformación puede transformarse en inequigranular cataclástica. Como minerales esenciales presenta cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cordierita y moscovita; como accesorios se encuentran apatito, sillimanita, rutilo, allanita, circón, monacita y opacos.

Se trata de una roca de tendencia equigranular, aunque debido a la deformación puede transformarse en inequigranular cataclástica. Como minerales esenciales presenta cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cordierita y moscovita; como accesorios se encuentran apatito, sillimanita, rutilo, allanita, circón, monacita y opacos.

El cuarzo aparece en las mismas maneras que en los granitos de dos micas, con la salvedad de que en los aquí descritos no se ha observado relleno de cavidades miarolíticas.

Los tipos de feldespato son, también, prácticamente coincidentes, pero con la diferencia de que en los granitos biotíticos el feldespato potásico con perfitas "piel de tigre" (Foto 5) es bastante común y que las plagioclasas de tipo 1) se presentan aquí como un componente mayoritario más en forma de cristales grandes, automorfos, por lo general no maclados, con zonación normal progresiva y continua, con el núcleo más sericitizado (más cálcico) y en raras ocasiones con "patchy zoning". En cuanto a albitizaciones, la más frecuente y espectacular es la que conlleva el desarrollo de mirmequitas lobuladas sobre los feldespatos potásicos de todos los tipos.

La biotita, tanto la presente en el interior de los feldespatos como la que se encuentra entre los distintos granos minerales, un tiene características similares, únicamente difieren en que el primer tipo es más pequeño y su forma es subautomórfica. Está asociada a apatito, opacos xenomorfos y allanita y son frecuentes en su interior circones, monacitas (rodeados por halos metamórficos) y agujas opacas de rutilo. Localmente (Foto 13) hay una transformación masiva de biotita a sillimanita del tipo fibrolita, que a su vez pasa a sillimanita prismática, y una posterior de biotita a moscovita. La cloritización de biotitas es rara.

La cordierita (Fotos 14 y 15), en forma de cristales subautomorfos a xenomorfos, a veces maclados, muestra un grado de alteración relativamente bajo; se

altera a moscovita, pinnita y sillimanita y en algunas muestras es posterior al paso de fibrolita a sillimanita prismática.

La moscovita es escasa y secundaria, producto de la alteración de biotitas y cordieritas y no se ha observado sobre feldespatos.

El apatito aparece en forma de cristales muy fracturados subidiomórficos, ya sea aislados o en agrupaciones arracimadas de numerosos individuos asociados a biotita.

IV.2.1.4. APLITAS

i/ localización

Los diques de aplita se presentan sobre todo de forma extrabatolítica en la zona de Carbajosa-Villadepera, no siendo demasiado abundantes en el interior del batolito.

ii/ características macroscópicas

Son rocas de color blanquecino o gris en corte fresco y de tamaño de grano inferior a 1 mm.

En las aplitas intrabatolíticas se ha observado (p. ej. en la cantera donde se extrajo el material para la construcción de la presa de Castro) como los diques terminan pasando sin solución de continuidad al granito, disminuyendo progresivamente de potencia. El espesor de estos diques intrabatolíticos es pequeño, 10-20 cm por lo general, mientras que los

extrabatolíticos pueden llegar a tener varios metros de anchura (ver apartado III.4. ZONA DE VILLADEPERA - CARBAJOSA); en ambos tipos son raras las diferenciaciones pegmatíticas y cuando las hay se presentan en forma de bolsadas centimétricas aisladas en su parte más interna.

iii/ características microscópicas

En cuanto a características petrográficas, las aplitas extra- e intrabatolíticas son similares, salvo en el caso de algunas extrabatolíticas que han sido profundamente transformadas por procesos deutéricos, como por ejemplo los diques aplíticos greisenizados del Pozo Esperanza (ver apartado III.4.1. POZO ESPERANZA).

La textura es equigranular cataclástica a protomilonítica, con desarrollo incluso de estructuras de cizalla C-S. Esencialmente están formadas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita; como minerales accesorios se encuentran turmalina, granate, apatito, casiterita y opacos (generalmente pirita oxidada).

a) minerales esenciales

El cuarzo se presenta de tres maneras:

1) como cristales pequeños subautomorfos en el interior de las plagioclasas,

2) como cristales grandes xenomorfos intergranulares y

3) como cuarzo recristalizado asociado a la deformación.

El feldespato potásico es de dos tipos:

1) cristales con varias generaciones de pertitas, pertitas "film", en bandas y de reemplazamiento; y

2) microclina con o sin macla "en parrilla" que corroe plagioclasas y feldespatos potásicos pertíticos.

La plagioclasa aparece como:

1) Cristales grandes subautomorfos con maclado ancho difuso según la ley de la albita.

2) Cristales grandes automorfos o subautomorfos con el maclado polisintético bien definido.

3) Cristales pequeños subautomorfos con macla de Carlsbad.

4) En relación con el proceso deutérico de albitización se producen albitas con características secundarias:

- las pertitas de reemplazamiento ya citadas,

- albita con maclado polisintético corroyendo los feldespatos potásicos pertíticos, y

- albita intersticial mono o policristalina.

Dos tipos de moscovita se han reconocido:

1) moscovitas sin inclusiones ni evidencias de alteraciones y

2) moscovita procedente de la alteración de biotita y feldespatos. Los restos de biotita no moscovitizada (poco frecuente) están transformados prácticamente en su totalidad en clorita, no siendo en estos casos raras las agujas opacas de rutilo.

b) minerales accesorios

La turmalina es el mineral accesorio más abundante, predominan los cristales pequeños de color azul-verdoso, que están homogéneamente distribuidos y por lo general muy fracturados.

La turmalina es anterior a la génesis de los granates, muy frecuentes, que en ocasiones la engloban (Foto 16). Son automorfos o euhedrales, de mayor tamaño que la turmalina y aparecen también muy fracturados.

Los apatitos no son raros y aparecen incluidos en el interior de plagioclasas de los tipos 1) y 2) y sobre todo entre los distintos granos minerales. Asociados a algunas de las facies de las aplitas del Pozo Esperanza son muy abundantes, especialmente hacia el borde de los diques.

La casiterita, abundante en diseminación en la aplita greisenizada del Pozo Esperanza, es muy rara en las demás aplitas extrabatolíticas y no se ha encontrado en las intrabatolíticas.

Los opacos no son demasiado frecuentes, excepción hecha de la pirita, generalmente oxidada.

IV.2.2. COMPLEJO DE VILLASECO-PERERUELA

Bajo esta denominación se han agrupado los leucogranitos (Tipo 6) y aplopegmatitas (Tipo 7) que afloran entre el margen oriental del río Esla, en las proximidades de su confluencia con el Duero, y el borde occidental de la cuenca cenozoica del Duero, donde quedan cubiertos por los materiales que la rellenan (Fig. 31).

El cuerpo principal de este complejo se halla al oeste de Villaseco y está formado por leucogranitos s.s. Entre Villaseco y Almaraz de Duero este cuerpo se ramifica en numerosos diques que de forma más o menos continua se prolongan hasta la zona de Las Ericas, donde quedan cubiertos por los materiales cenozoicos citados. Estos diques normalmente son de leucogranito, si bien no son raras aplitas y aplopegmatitas.

i/ caracteres macroscópicos

La roca más abundante es un leucogranito de grano medio (1-3 mm) de color blanquecino en el que resaltan vivamente turmalinas y granates. Las aplitas y aplopegmatitas tienen un aspecto similar, estribando su diferencia únicamente en el tamaño de grano, inferior a 1 mm para las aplitas y de 5 a 20 mm en las pegmatitas.

ii/ caracteres microscópicos

La textura es inequigranular cataclástica a protomilonítica, con frecuentes planos de cizalla C-S. Como minerales esenciales presentan cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita; como accesorios: granate, apatito, biotita cloritizada,

opacos y casiterita. La cantidad de turmalina y granate es muy variable pudiendo en ocasiones figurar perfectamente como esenciales.

a) minerales esenciales

Cuarzo y plagioclasa aparecen bajo las mismas formas que en los granitos de dos micas, con la diferencia de que aquí no ha sido observado cuarzo rellenando cavidades miarolíticas y que la plagioclasa suele ser el feldespato más abundante.

El feldespato potásico se presenta en forma de:

- 1) cristales xenomorfos con varias generaciones de pertitas como las de los granitos de dos micas y
- 2) cristales xenomorfos de microclina con o sin maclado "en parrilla", a veces desarrollados a expensas de plagioclasa y de los feldespatos potásicos anteriores.

La moscovita se encuentra:

- 1) en forma de placas grandes xenomorfas, aunque en ocasiones también pueden ser subautomorfos, sin inclusiones ni evidencias de alteraciones;
- 2) como producto de recristalización de las placas anteriores, como consecuencia de la deformación, y
- 3) como producto de la alteración deutérica de feldespatos y de las raras biotitas.

b) minerales accesorios

Dos generaciones de turmalina se han observado: los cristales más antiguos son pequeños (0.1-0.5 mm de tamaño medio), de color azul-verdoso y tendencia automórfica; los segundos son más grandes (discernibles a simple vista), de colores pardos y a veces engloban a ejemplares del tipo anterior. En ocasiones están alterados en una asociación de biotita, moscovita, clorita y arcillas.

Los granates aparecen bajo tamaños muy variables (<0.1-5 mm), son muy abundantes, automorfos, están muy fracturados y en ocasiones engloban pequeñas turmalinas azul-verdosas (Foto 16).

La biotita, más o menos cloritizada, es poco frecuente y normalmente incluye pequeños cristales de circón y monacita y agujas opacas de rutilo.

Los apatitos son ricos en inclusiones y a su vez pueden encontrarse incluidos en turmalinas de las dos generaciones. También están muy fracturados.

Los opacos son muy poco frecuentes y suelen ser xenomorfos.

La casiterita, muy rara, se presenta en forma de pequeños cristales (<0.3 mm), muy fracturados, de color marrón rojizo oscuro.

IV.2.3. DIORITA ANFIBOLICA DE MOVEROS

i/ localización
Aflora a ambos lados de la carretera local que une la Nacional 122 de Zamora a Alcañices con la localidad de Moveros; este afloramiento tiene aproximadamente 1 Km² de extensión. También se han localizado pequeños manchones en la prolongación hacia el norte según el alargamiento máximo (N40E) del afloramiento principal. No han podido ser observados contactos con las rocas encajantes.

ii/ características macroscópicas.

Es una roca de color verde oscuro, por lo general muy masiva y difícil de partir, pero a veces con una marcada orientación en dirección N120E. Su tamaño de grano es inferior a 2 mm.

iii/ características microscópicas

Se trata de una roca de textura inequigranular, por lo general cataclástica y en ocasiones protomilonítica.

Está formada por plagioclasa y hornblenda como constituyentes mayoritarios y en menor proporción se presenta un mineral opaco de titanio, a veces con una corona que lo bordea de leucoxeno o esfena.

La plagioclasa aparece en forma de pequeños cristales (<0.2 mm) maclados polisintéticamente y ocasionalmente según la ley de Carlsbad. De este mismo

Existe una gran confusión en torno a la clasificación de las alteraciones deutéricas. Una simplificación muy útil puede hacerse usando términos acabando en "-ización" o "-ico(a)" que indiquen el producto de alteración más obvio o más abundante, tal y como señalan ROSE y BURT (1979).

La sucesión temporal de los procesos de alteración observados podría sintetizarse como sigue (Fig. 67):

i/ microclinización de plagioclasas y en menor grado de feldespatos potásicos;

ii/ cloritización de biotitas;

iii/ moscovitización de feldespatos, biotitas y cloritas;

iv/ albitización de feldespatos potásicos, y

v/ turmalinización (génesis de turmalinas).

Esta sucesión es evidentemente una visión simplista del problema, pues tales procesos pueden ser recurrentes en el tiempo, con la consiguiente superposición de sus efectos. A pesar de ello, parece ser que los procesos que implican una ganancia de K son esencialmente anteriores a aquellos que producen un enriquecimiento en Na en la composición global de la roca.

IV.2.5. TIPOS GRANITICOS DISTINGUIDOS Y SU CLASIFICACION EN EL TRIANGULO Q - A - P

El método más usual para la determinación de la composición modal es el contaje de minerales a través del contador de puntos. Este método es inaplicable en el presente caso dada la orientación de los minerales y su textura marcadamente inequigranular debido, por lo general, a la deformación.

Partiendo de que el objetivo es la determinación de la relación modal cuarzo - feldespato potásico - plagioclasa, necesaria para la clasificación y estudio de las condiciones de cristalización de los tipos graníticos distinguidos, y no el hallar sus porcentajes reales, se ha utilizado la técnica cuantitativa de difracción de Rayos-X de PAWLOSKI (1985). Este método permite obtener la citada relación con una aproximación relativamente fiable a partir de la relación entre las intensidades de los picos máximos que difractan los tres minerales en cuestión.

La relación porcentual entre los tres minerales ha sido establecida según la ecuación de PAWLOSKI (op. cit.):

$$\frac{X_{\text{mineral}}}{X_{\text{cuarzo}}} = K \frac{I_{\text{mineral}}}{I_{\text{cuarzo}}}$$

- siendo X_{mineral} = fracción en peso del mineral m
 X_{cuarzo} = fracción en peso del cuarzo
 I_{mineral} = altura del pico máximo del mineral m
 I_{cuarzo} = altura del pico máximo del cuarzo
 K = pendiente de la curva de calibración del mineral m (valor constante)

Cuando las fracciones en peso de los distintos minerales que se consideran son sumados a 100, la composición mineral se calcula según:

$$\sum_{m=1}^n X_m = 100$$

donde m = fracción en peso del mineral m

n = nº de componentes minerales

Las pendientes de calibración del feldespatopotásico y plagioclasa han sido tomados de DURAN et al. (en preparación), quienes las han determinado tomando como base mezclas artificiales de los tres minerales considerados.

La precisión de este método según el trabajo citado es aproximadamente del 10 % a un nivel de confianza del 95 %.

Tabla XVII. Composiciones modales medias (expresadas en % en peso). Tipos 1, 2 y 3, granitos biotíticos con cordierita, granitos de dos micas y granitos de dos micas-moscovíticos y netamente moscovíticos del Batolito de Ricobayo; Tipo 6, leucogranitos de Villaseco.

TIPO	1		2		3		6	
	x	s	x	s	x	s	x	s
Cuarzo	33	3	44	6	50	9	47	5
Feld. potásico	44	7	30	7	25	6	26	5
Plagioclasa	23	5	26	5	25	6	27	5
Nº muestras	5		31		23		13	

x, media aritmética; s, desviación standard.

Los resultados obtenidos para las muestras más frescas se dan en el Anexo I y sus composiciones medias en Tabla XVII. La proyección de las rocas graníticas en el triángulo Q - A - P (Fig. 68) muestra que la mayor parte se localizan en el área "3 b" correspondiente a los "monzogranitos" de la clasificación de STRECKEISEN (1976).

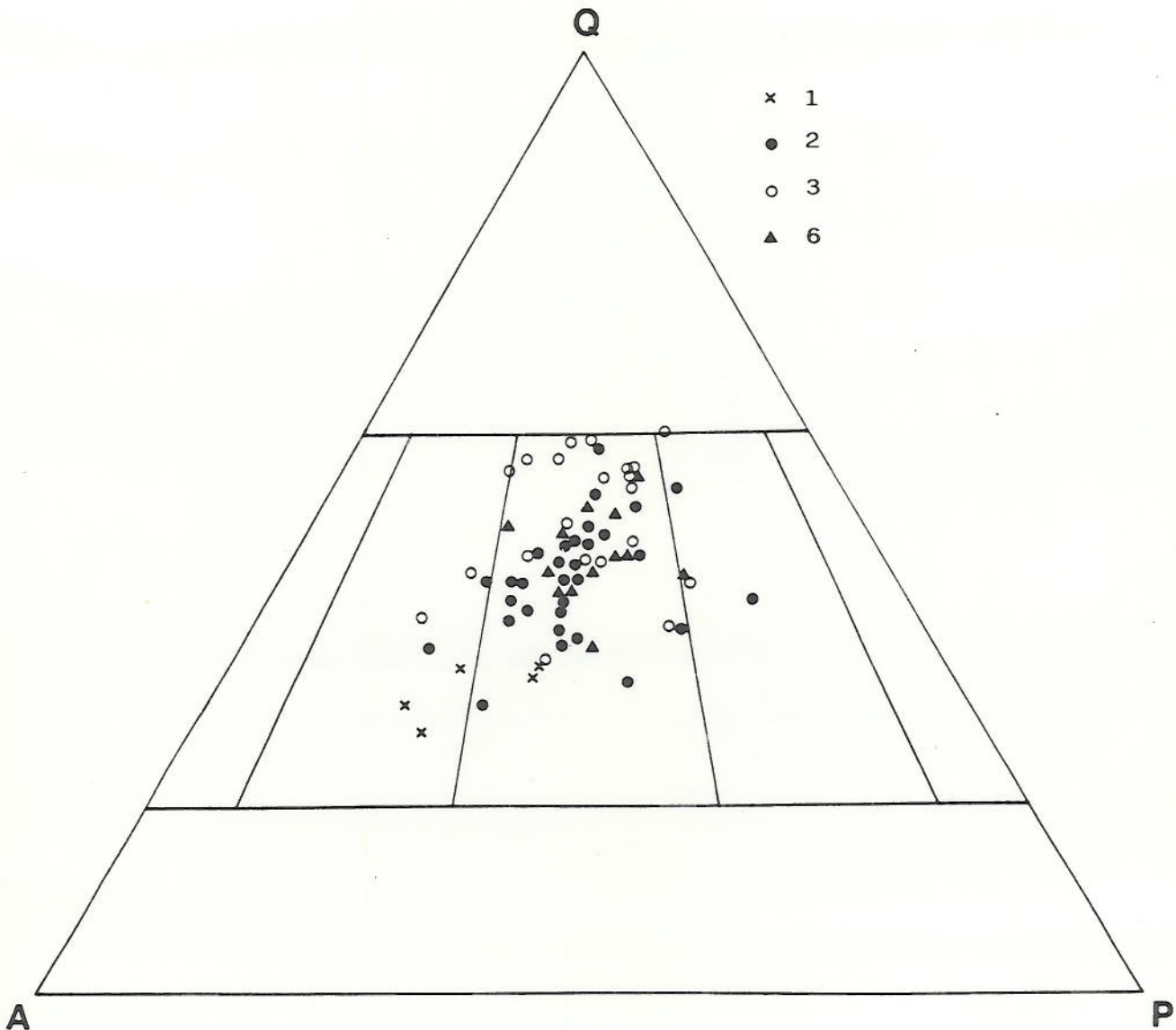


Fig. 68. Representación en el diagrama Q - A - P de las unidades graníticas distinguidas (Batolito de Ricobayo: 1, granitos biotíticos con cordierita; 2, granitos de dos micas; 3, granitos de dos micas - moscovíticos y netamente moscovíticos. Complejo de Villaseco - Pereruela: 6, leucogranitos).

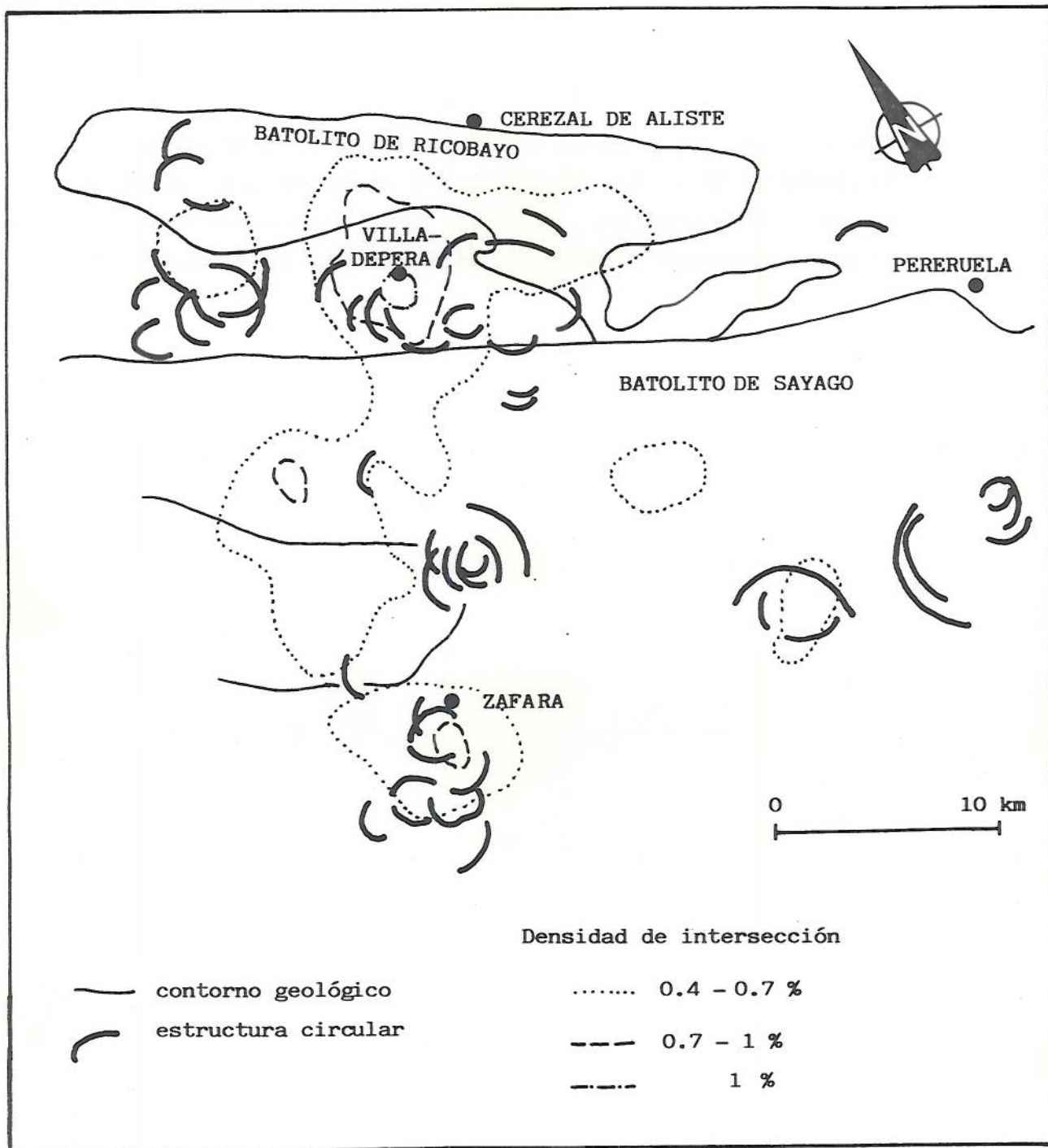


Fig. 69. Asociación espacial entre estructuras circulares, densidad de fracturación y situación de indicios de Sn (véase Fig. 31) y W (alrededores de Zafara). Aparentemente las mineralizaciones se sitúan en la intersección de estructuras de dirección N030 - 050E con otras de dirección N110 - 130E (tomado de MARCONNET, 1985). VP, Villadepera.

IV.3. ASPECTOS ESTRUCTURALES

Las principales características estructurales que a gran escala presenta la zona son:

- i/ Existencia de megaestructuras de tercera fase (antiforme de Villadepera y sinforme de San Vitero). Tanto el Batolito de Ricobayo como el cuerpo leucogranítico principal y diques del Complejo de Villaseco-Pereruela son subconcordantes con las estructuras producidas durante la tercera fase de deformación y cortan más o menos netamente a las de la segunda.

- ii/ Presencia de bandas de cizalla, paralelas a los planos axiales subverticales de los pliegues anteriores, estas bandas producen un desplazamiento horizontal dextro de orden kilométrico por comparación con otras bandas similares del NW de la Península Ibérica, como por ejemplo, la zona de cizallamiento de Puentedeume en Galicia (COURRIOUX, 1984).

- iii/ MARCONNET (1985) observa a partir de fotos de satélite que existe una asociación espacial entre estructuras circulares (consecuencia posible del emplazamiento de intrusiones magmáticas), densidad de fracturación (tomadas en función del número de intersecciones de fracturas) y situación de indicios de Sn y W (Fig. 69). Apparently las mineralizaciones se localizan en la intersección de estructuras de dirección N030-050E (dirección de máxima compresión durante la tercera fase de deformación) con estructuras paralelas a la dirección de máximo alargamiento de la cadena (N110-130E).

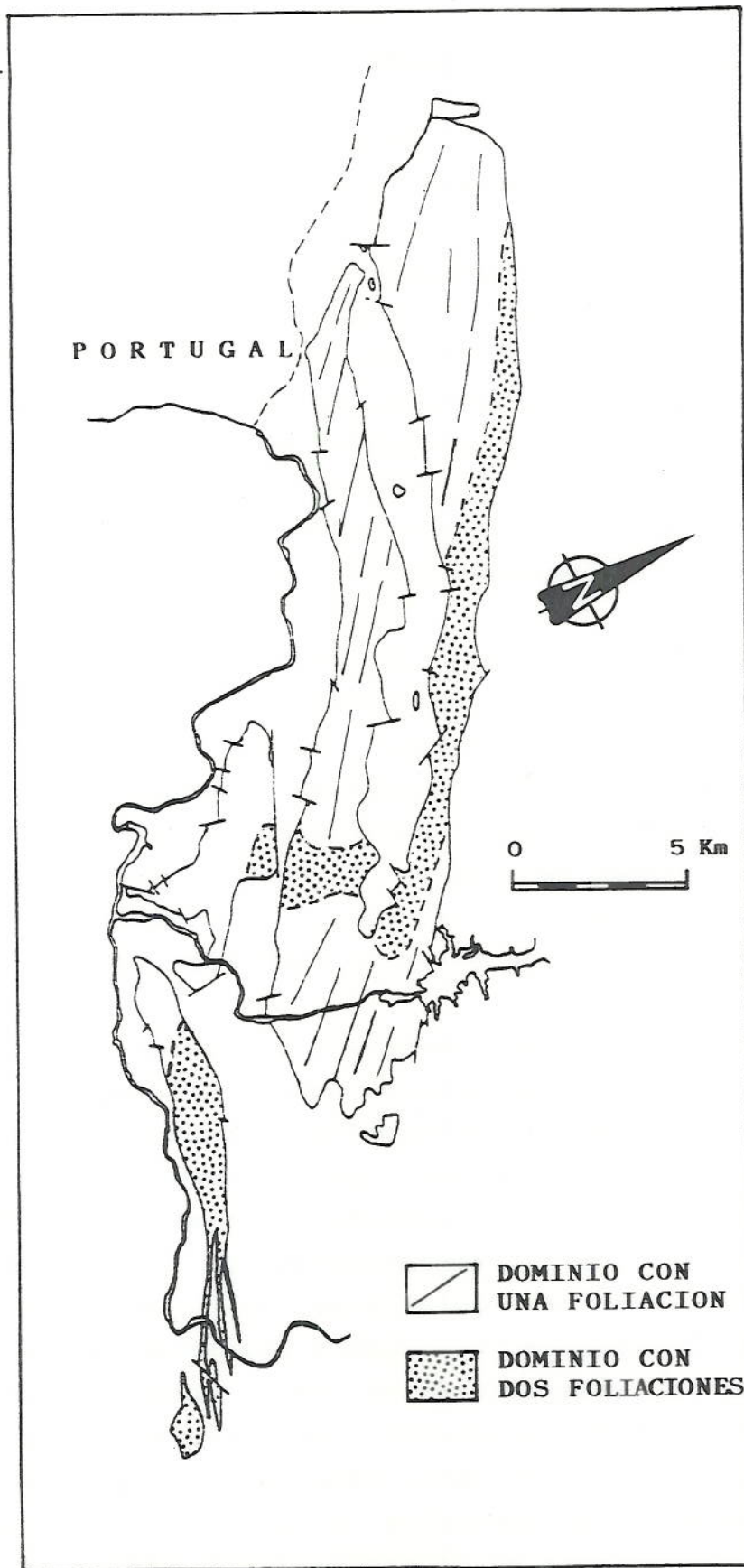


Fig. 70. Disposición de los dos dominios estructurales distinguidos.

La evidente asociación espacial entre granitoides y zonas de cizalla en el NW de la Península Ibérica (IGLESIAS y CHOUKROUNE, 1980), como por ejemplo ocurre en Monteneme (GOUANVIC, 1983), Puente deume (COURRIOUX, 1984), Sarria y Santa Eulalia de Pena (MARTINEZ CATALAN, 1983) y otras muchas partes del mundo (Pirineo Oriental, CARRERAS et al., 1980; Bretaña, JEGOUZO, 1980; Macizo Central, GAPAIS y BARBARIN, 1986; suroeste de Australia, VERNON et al., 1983; etc.) plantea el problema causa-efecto de su relación.

Trabajos al respecto (FLEITOUT y FROIDEVAUX, 1980; BRUN y COBBOLD, 1980) señalan que estas zonas y cizalla pueden producirse como consecuencia de un debilitamiento de las rocas en zonas de temperaturas elevadas tales como las áreas de fusión parcial; esto explicaría la asociación entre zonas de cizalla de granitos de dos micas y leucogranitos. Estos trabajos ponen así mismo de manifiesto que el calor producido en una zona de cizalla ("shear heating") es improbable que pueda dar lugar a fenómenos de fusión parcial como previamente había sido indicado por algunos autores (NICOLAS et al., 1977).

IV.3.1. FOLIACIONES DE LAS ROCAS GRANITICAS

Sobre los cuerpos graníticos estudiados pueden definirse dos dominios estructurales, con paso gradual de uno a otro, tomando como referencia las foliaciones que presentan (Fig. 70).

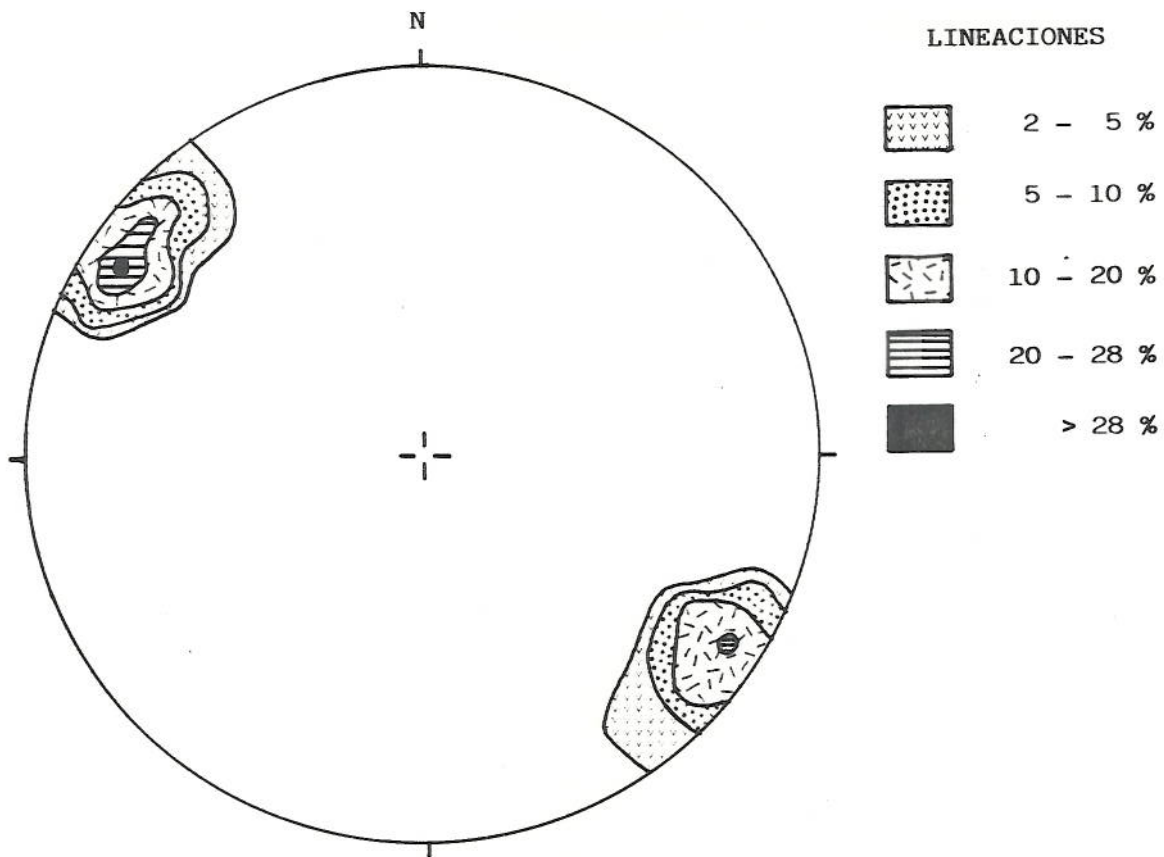
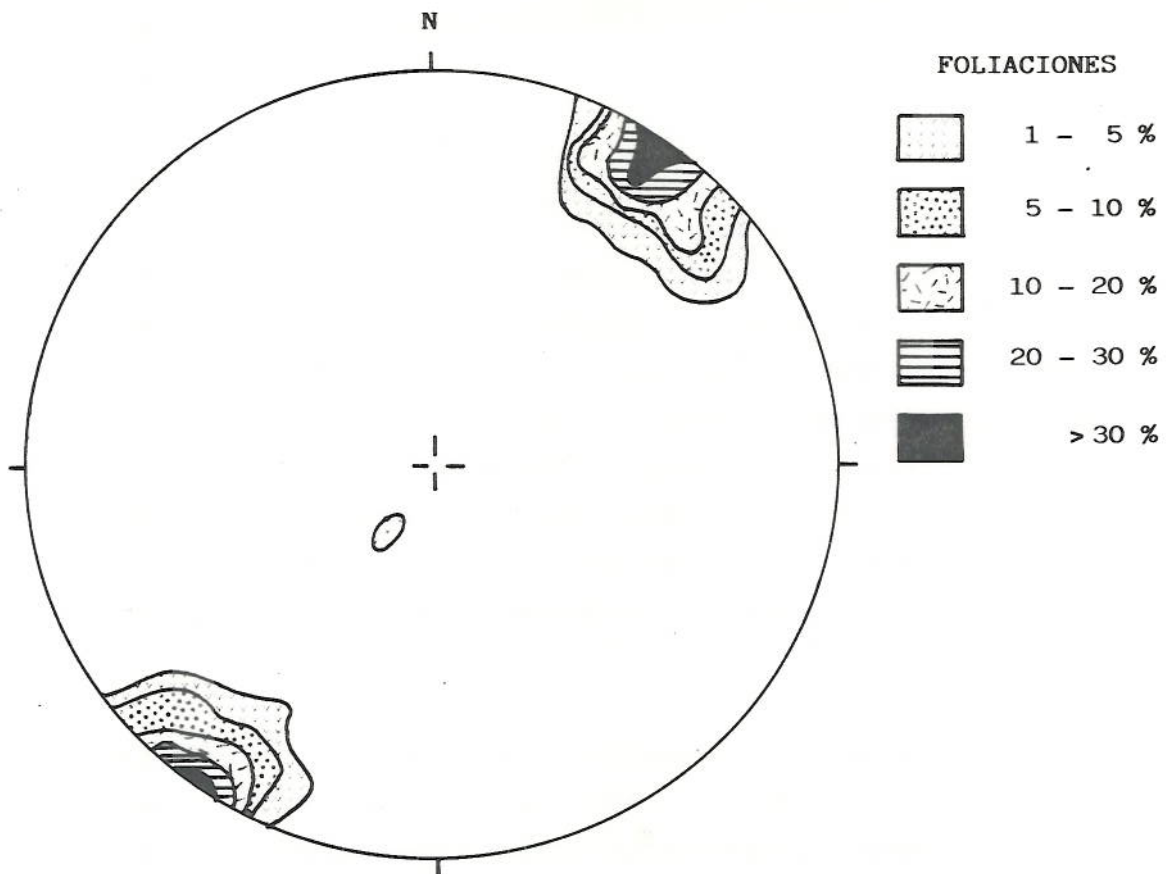


Fig. 71. Disposición de foliaciones (171 medidas) y lineaciones (73 medidas) en el dominio estructural de una foliación del Batolito de Ricobayo (falsilla de Schmidt).

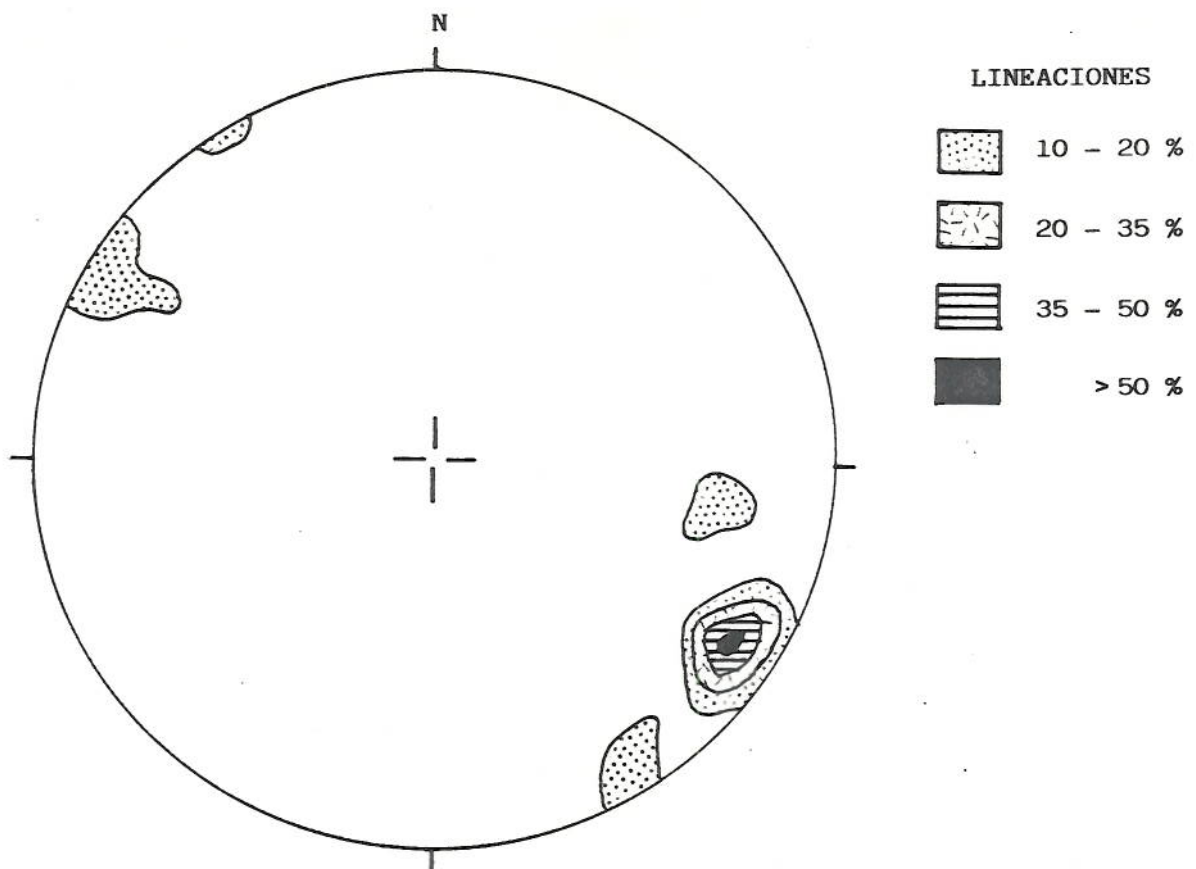
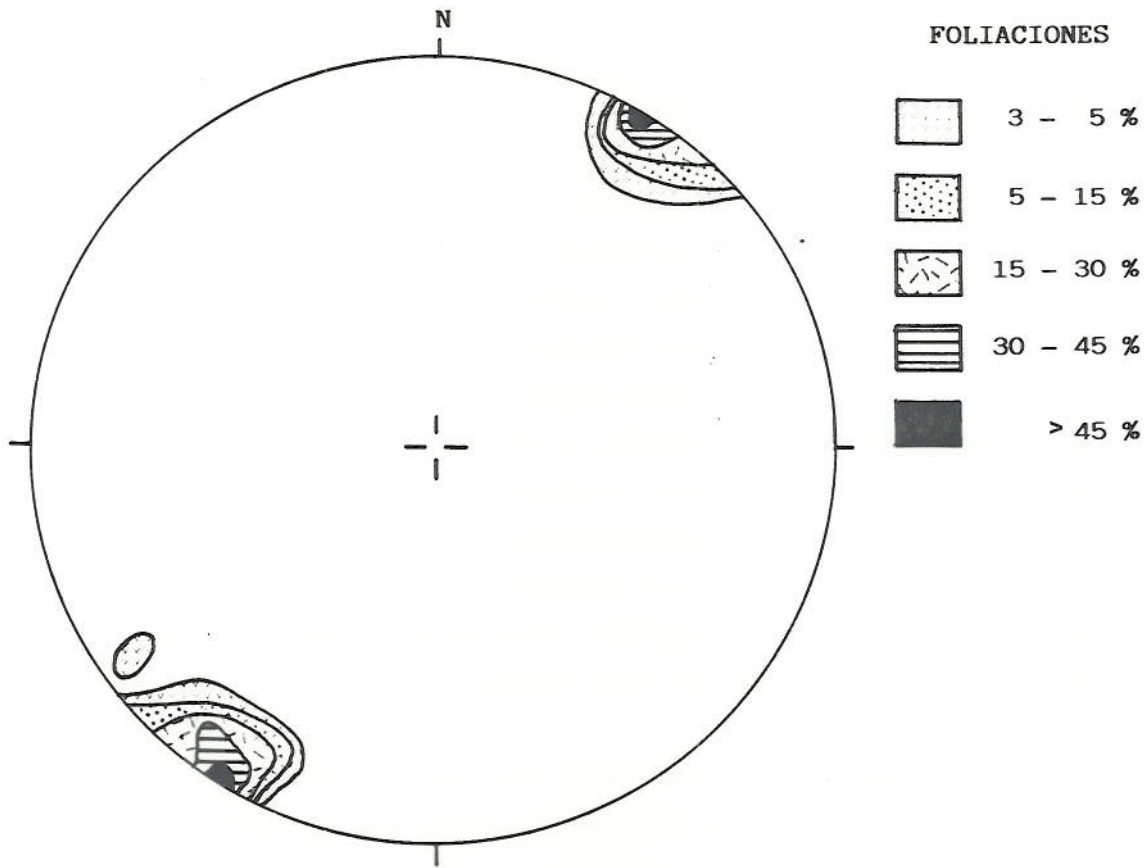


Fig. 72. Disposición de foliaciones (76 medidas) y lineaciones (39 medidas) en el dominio estructural de una foliación del Complejo de Villaseco - Pereruela (falsilla de Schmidt).

i/ dominio con una foliación

Es el que presenta una mayor extensión superficial, en él el granito muestra una foliación definida preferentemente por la orientación de feldespatos y sobre todo micas, a veces acompañada por la disposición lineal poco marcada de estos elementos. Aunque, al menos en parte, a estas estructuras se les puede atribuir un origen magmático, se ha pretendido usar un término sin connotaciones genéticas como el de foliación en vez de, por ejemplo, fluidaridad planar, debido a que en muchas ocasiones es imposible determinar con seguridad tal origen.

La disposición de esta foliación (Fig. 71 y 72) tanto en el Batolito de Ricobayo como en el Complejo de Villaseco-Pereruela es relativamente constante (N120E) y coincidente con los planos axiales de los pliegues asociados a la tercera fase de deformación, tal coincidencia es también manifiesta entre las lineaciones medidas sobre las foliaciones y los ejes de los planos citados (Figs. 71, 72 y 73); estas lineaciones en la parte occidental del Batolito de Ricobayo buzan suavemente al ENE (Fig. 71) mientras que en la oriental y en la de Villaseco-Pereruela lo hacen también suavemente pero en sentido opuesto (Fig. 72), lo cual posiblemente refleja la existencia de un gran pliegue radial perpendicular al antiforme de Villadepera, situado aproximadamente sobre esta localidad y sea la explicación de la estructura de dirección N030-050E sugerida en la Fig. 69, a lo largo de la cual se encuentran las áreas mineralizadas de Villadepera y Zafara.

En la Fig. 70 se observa como las foliaciones de este dominio presentan el mismo trazado a uno y otro

lado de la banda de rocas metamórficas que separa, al nivel estructural aflorante, el Batolito de Ricobayo en dos partes; es una prueba más de que tal banda no es un septa de rocas metamórficas intercalado entre dos lóbulos graníticos sino que se trata del techo del batolito. Similar interpretación ha sido señalada por MARCONNET (1985) a partir de técnicas de teledetección.

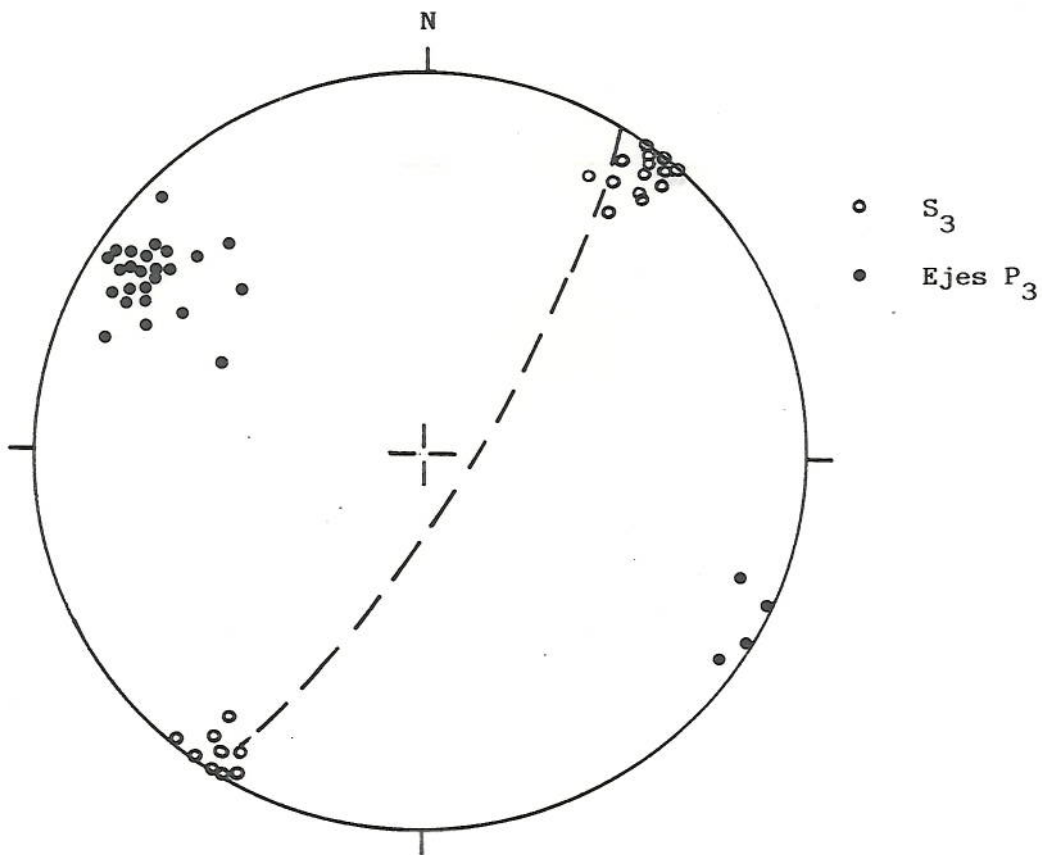


Fig. 73. Disposición de planos de esquistosidad S_3 y ejes de pliegue P_3 asociados a la tercera fase de deformación (falsilla de Schmidt).



Fig. 74. Disposición de planos C (83 medidas) y S (84 medidas) en el dominio estructural de dos foliaciones del Batolito de Ricobayo (falsilla de Schmidt).

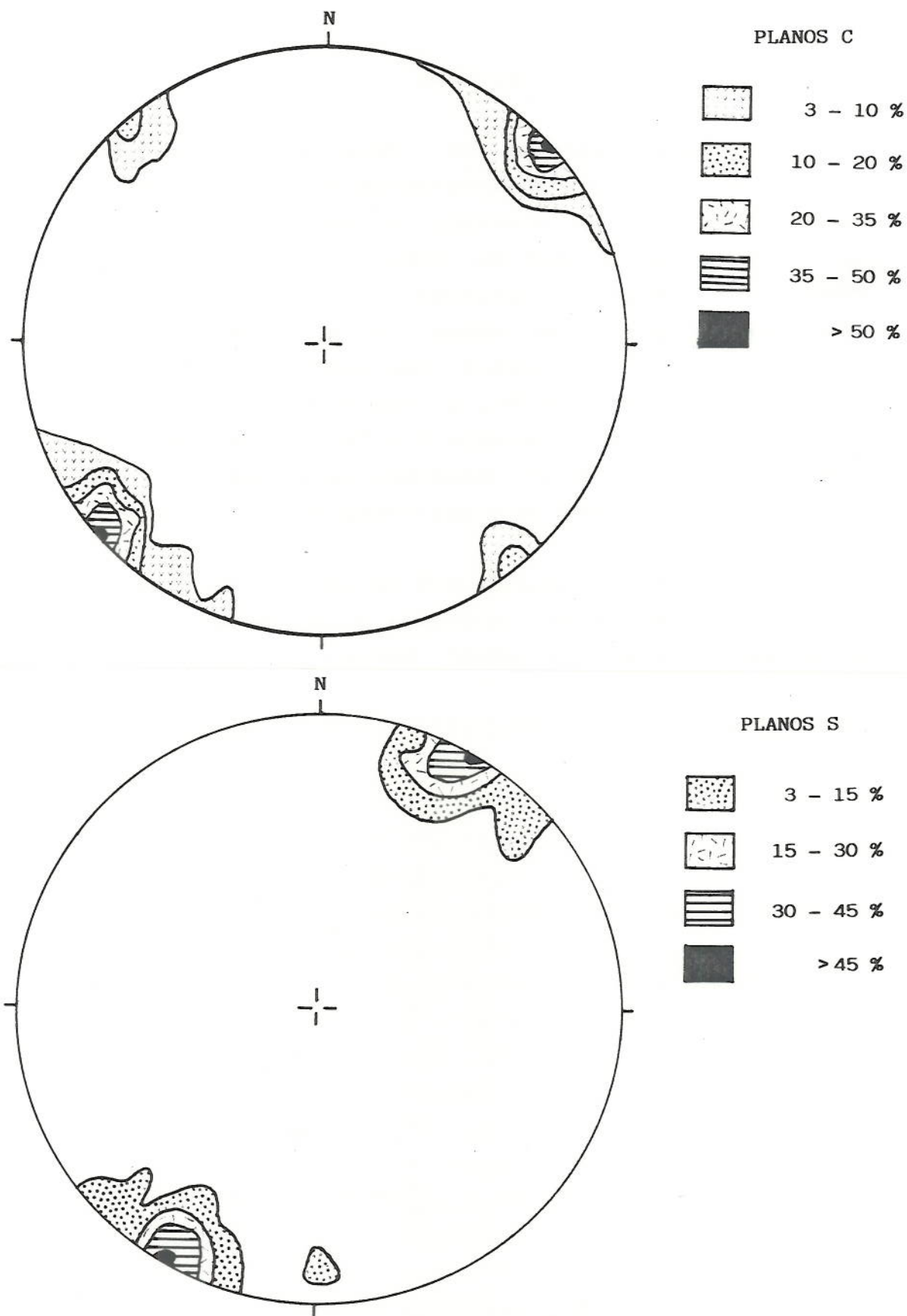


Fig. 75. Disposición de planos C (33 medidas) y S (33 medidas) en el dominio estructural de dos foliaciones del Complejo de Villaseco - Pereruela (falla silla de Schmidt).

ii/ Dominio con dos foliaciones

En este dominio se observa una foliación parecida a la descrita anteriormente, pero mucho más penetrativa, que es afectada a escala generalmente centimétrica por planos de cizalla dextra paralelos entre sí. Ambas foliaciones vienen principalmente determinadas por las micas y el cuarzo. Estas estructuras son idénticas a las descritas en Bretaña por BERTHE et al. (1979), a las que respectivamente denominaron planos S y planos C o las que VERNON et al. (1983) estudiaron en el Batolito de Wologorong en New South Wales en Australia y que llamaron S₁ y S₂.

Las rocas con planos C-S se concentran (Fig. 70) en una franja estrecha y alargada al Norte del Batolito de Ricobayo y en la mayor parte del Complejo de Villaseco-Pereruela; muy localmente dentro de este dominio se han observado también bandas miloníticas de hasta 2 m de potencia paralelas a los planos C. Fuera del dominio y de forma esporádica, aunque con las mismas direcciones, también se encuentran planos C-S, principalmente en las zonas de borde del Batolito de Ricobayo e incluso localmente sobre algunos diques de aplita encajados en la Serie Metamórfica del Duero, como el más occidental del Pozo Esperanza.

La dirección de los planos S (N120E), que son subverticales, es relativamente constante en todos los granitos de la zona (Figs. 74 y 75) y por tanto coincidente con la foliación descrita en el dominio anterior (Figs. 71 y 72) y con los planos axiales de pliegues de la tercera fase (Fig. 73); los planos C (Figs. 74 y 75), también subverticales, muestran en cambio direcciones más variables (entre N130E y N170E),

siendo las más frecuentes las de N140E. El ángulo medio entre ambos planos es por tanto de 20° , sin embargo se ha observado que decrece a medida que la intensidad de la deformación aumenta, de tal manera que ambos planos tienden a ser paralelos en la proximidad de las bandas miloníticas. Estas dos foliaciones están a veces también presentes en las rocas metamórficas encajantes (p. ej., al norte de Muelas del Pan).

Siguiendo la interpretación de VERNON et al. (op. cit.), la dirección de máxima compresión es perpendicular a los planos S, la de máximo estiramiento sería paralela a ellos y la de compresión intermedia vendría dada por la intersección de los planos C y S, que en el presente caso es vertical.

IV.3.2. EFECTOS DE LA DEFORMACION SOBRE LOS MINERALES GRANITICOS

En cuanto a los efectos de la deformación sobre los minerales esenciales de los granitos (Fotos 17 y 18) se observa que el cuarzo y las micas se comportan dúctilmente, mientras que los feldespatos se fracturan, de tal manera que progresivamente los primeros forman bandas de grano más fino que rodean a las segundas (las sombras de presión no son raras), resultando las foliaciones precedentemente descritas y una textura marcadamente inequigranular como la que se genera al deformarse un objeto rígido en una matriz dúctil (GAPPAIS y BARBARIN, 1986).

El cuarzo en los granitos menos deformados presenta extinción ondulante y a veces recristalización en los bordes de grano. A medida que el grado de deformación aumenta el tamaño de grano se reduce

drásticamente y se tienden a generar bandas casi exclusivamente compuestas por cuarzo, cuyos bordes de grano suelen ser suturados, si bien, también pueden aparecer formas poligonales. El tamaño de grano del cuarzo de estas bandas es relativamente uniforme y suele ser de 0.02-0.03 mm en las partes más deformadas. Estudios llevados a cabo sobre la orientación de los ejes cristalográficos del cuarzo en este contexto deformacional (GAPAIS y BARBARIN, op. cit.) sugieren que la transición entre áreas con una sola foliación y zonas con planos C-S (Foto 17) corresponde a cambios en el mecanismo de deformación del cuarzo que en el primer caso recrystalizaría por migración de los bordes de grano con orientación preferente de los ejes <c> en condiciones térmicas próximas al solidus granítico y en el segundo recrystalizaría dinamicamente por rotación y deslizamiento de los ejes <a> a temperaturas más bajas.

IV.3.2. EFECTOS DE LA DEFORMACION SOBRE LOS MINERALES

Los feldespatos muestran extinción ondulante y están por lo general fracturados, aunque en las zonas menos deformadas las plagioclasas pueden presentar además las maclas plegadas (Foto 18). El incremento de deformación se traduce en una marcada reducción del tamaño de grano, incorporándose pequeños fragmentos a la matriz. No es frecuente la recrystalización en los bordes de grano.

Las micas, tanto la moscovita como la biotita, se adaptan a las foliaciones de la roca, muestran pliegues aislados de tipo "kink band" o incluso estrechas bandas de deformación con recrystalización prácticamente total en el caso de la moscovita. Agregados de moscovita producidos por recrystalización y probablemente neocrystalización se observan frecuentemente en los extremos de las placas de moscovita.

Los minerales accesorios (apatito (Foto 8), turmalina, granate (Foto 16), esfena, etc.) se comportan por lo general de forma frágil, fracturándose en numerosos fragmentos que en ocasiones se presentan relativamente separados por cuarzo recristalizado.

Procesos y estructuras similares a las descritas han sido señalados sobre rocas graníticas a temperaturas comprendidas entre 350 y 650 °C (BERTHE et al., 1979; VERNON et al., 1983; DOBLAS et al., 1983; GAPAIS y BARBARIN, 1986). Este hecho apoya la tesis de que los granitos estudiados pueden considerarse sincinemáticos respecto a la tercera fase de deformación, habiéndose emplazado durante esta fase y antes de que finalizara, puesto que todos los tipos graníticos están más o menos deformados por ellas.

IV.3.3. DIACLASAS Y DIQUES

Es siempre difícil discernir si las diaclasas que afectan un macizo granítico son primarias, es decir, tienen relación directa con los procesos de emplazamiento, o son secundarias, posteriores a él.

Normalmente las diaclasas primarias son de cuatro tipos (MARRE, 1982):

- i/ diaclasas paralelas (misma orientación que la fluidaridad planar),
- ii/ diaclasas transversales (perpendiculares a la fluidaridad linear),

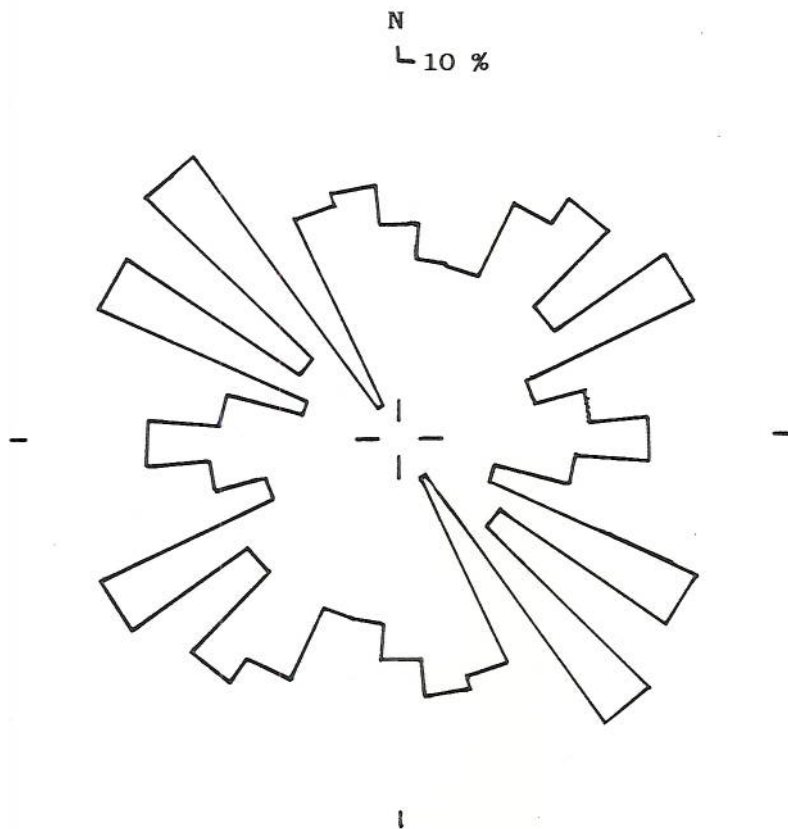
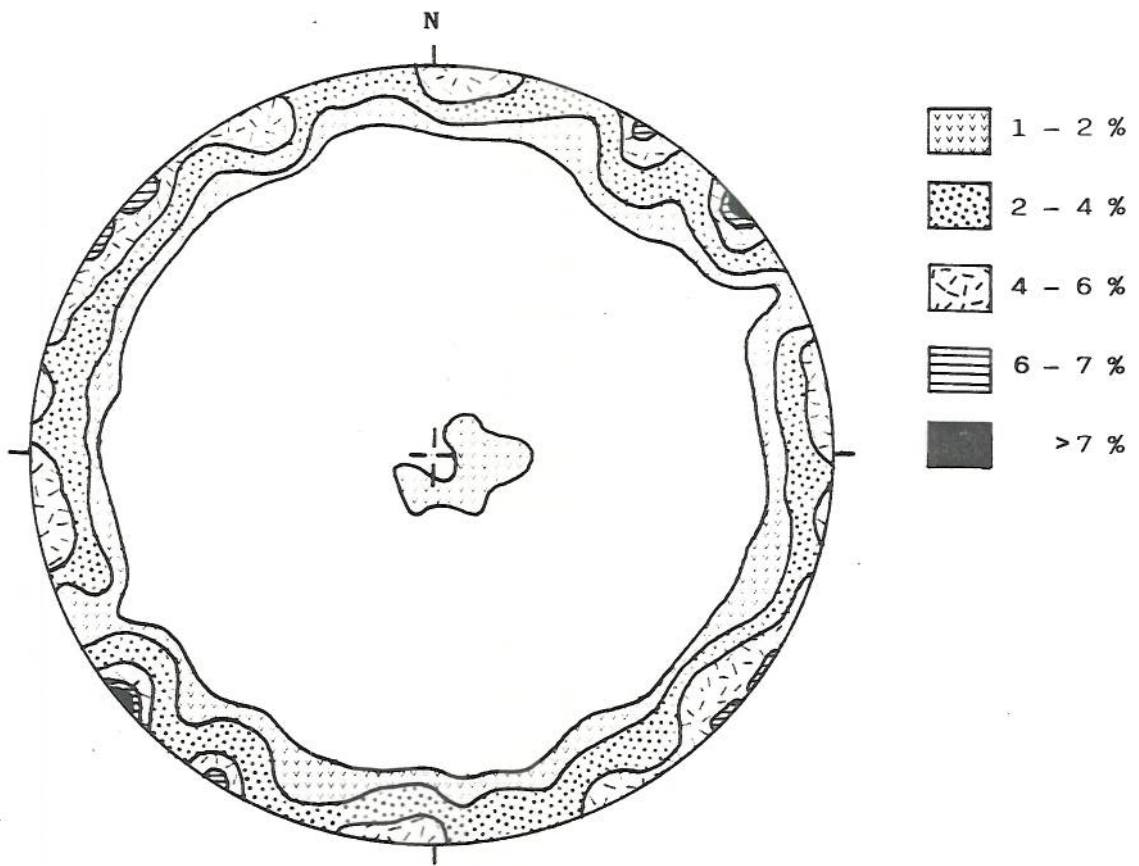


Fig. 76. Disposición de diaclasas en el Batolito de Ricobayo (1051 medidas).

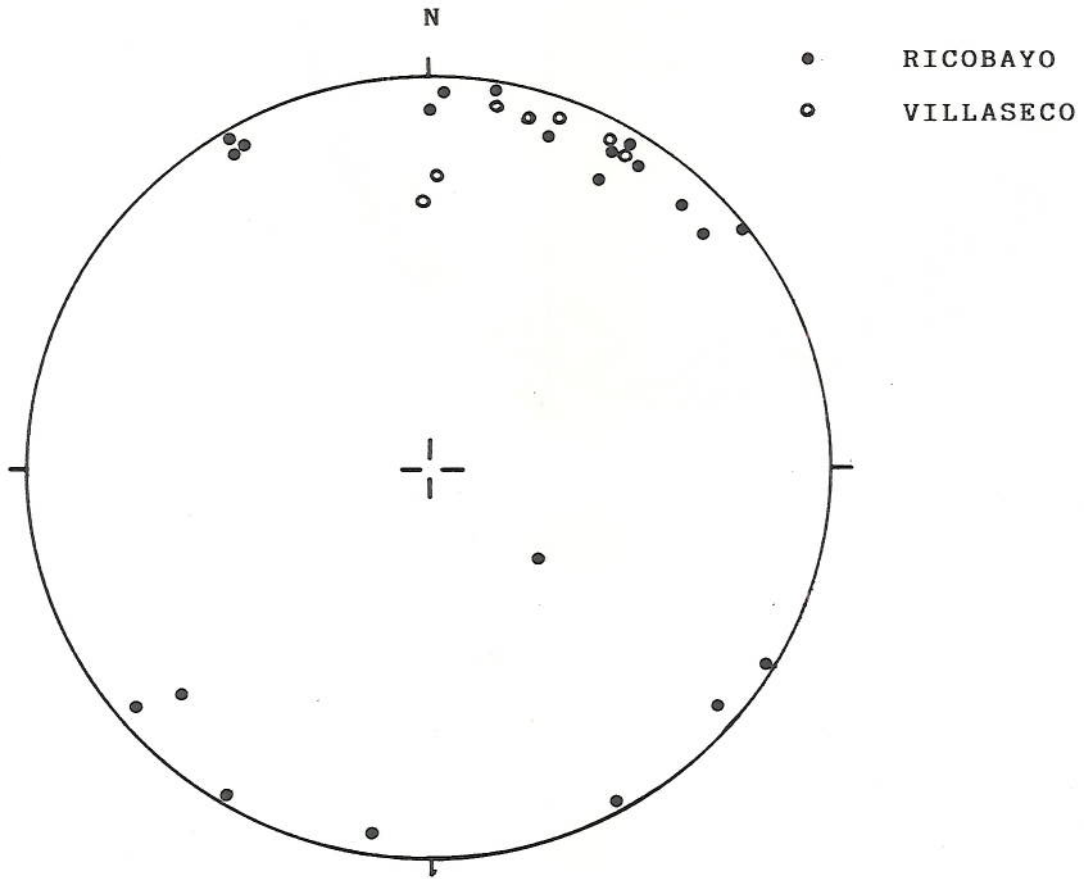


Fig. 78. Orientación de diques de aplita encajados en el Batolito de Ricobayo y de aplopegmatita en el cuerpo principal de los leucogranitos de Villaseco.

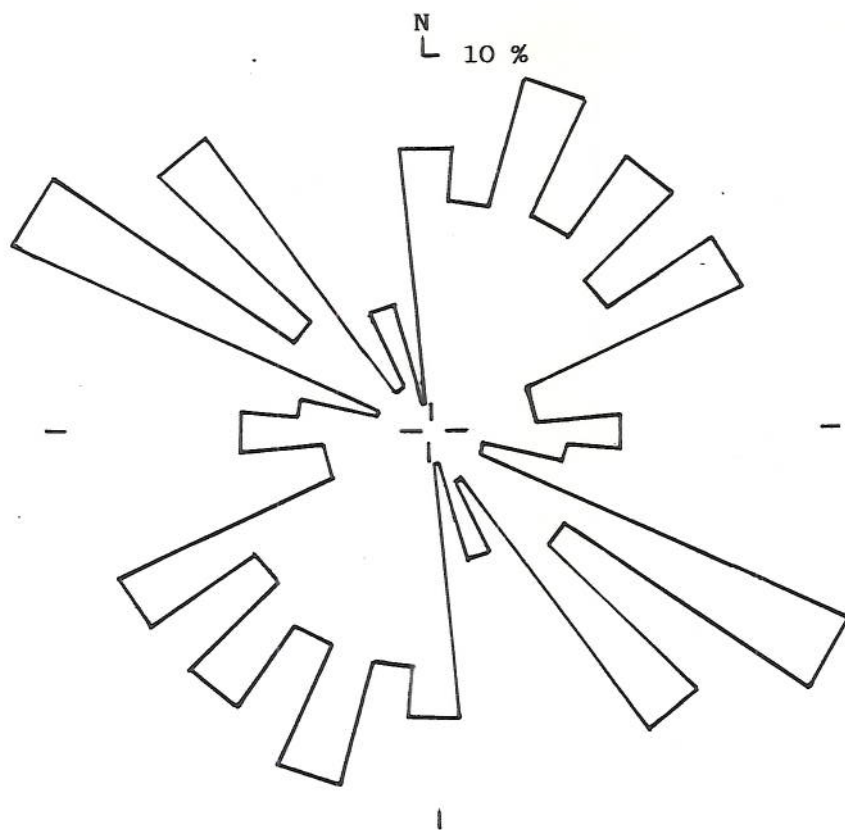
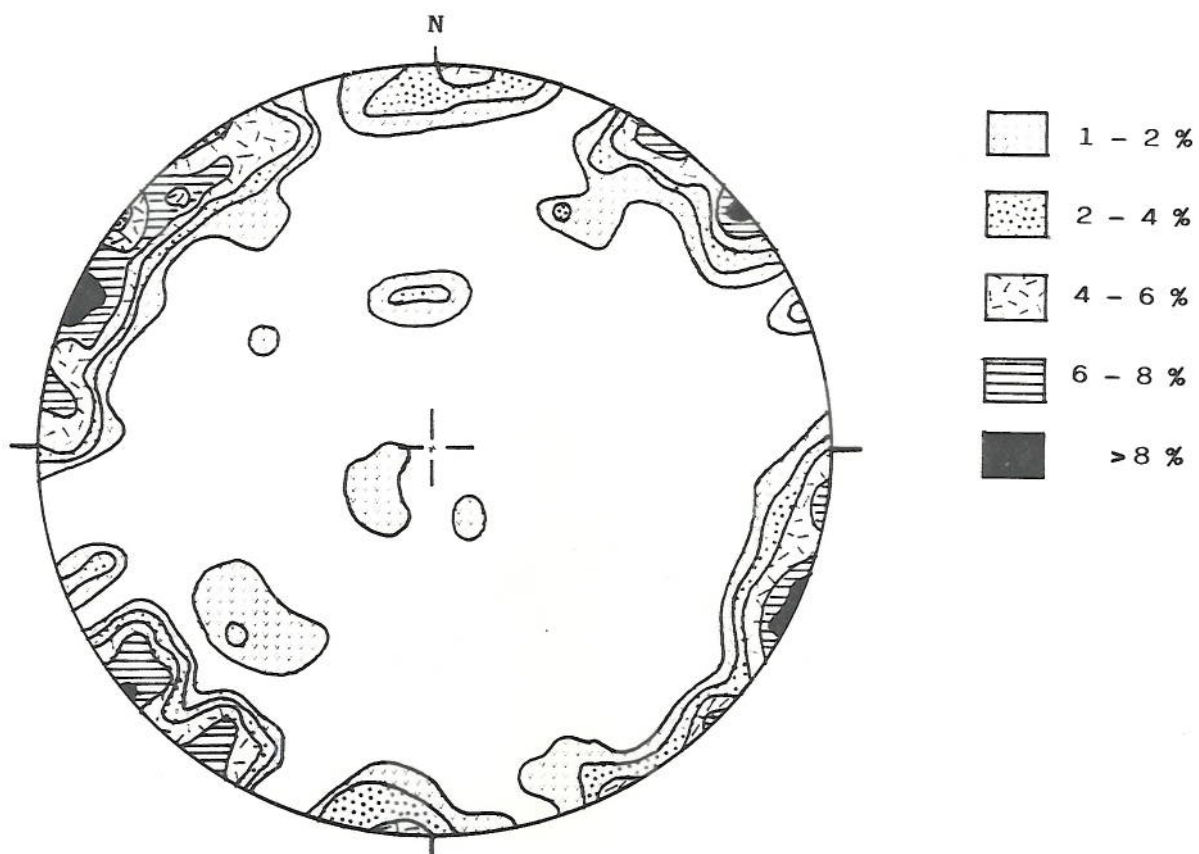


Fig. 77. Disposición de diaclasas en el Complejo de Villaseco - Pereruela (144 medidas).

iii/ diaclasas longitudinales (perpendiculares a la foliación planar a lo largo de las lineaciones), y

iv/ diaclasas diagonales (son verticales y se forman siguiendo dos direcciones conjugadas, a 45° de las líneas de fluidaridad, si bien este ángulo puede ser más abierto y su orientación más próxima a las diaclasas transversales; en ocasiones puede aparecer un solo sistema de este tipo).

Algunas de las direcciones con mayor número de diaclasas, tanto en el Batolito de Ricobayo como en el Complejo de Villaseco-Pereruela (Figs. 76 y 77), son coherentes con los tipos descritos y coincidentes con diques de aplita, evidencia según MARRE (op. cit.) de su carácter primario. Así, se presentan:

i/ diaclasas paralelas a la foliación general del granito (N120E);

ii/ diaclasas transversales a dicha dirección (N030-040E);

iii/ diaclasas longitudinales, aproximadamente horizontales; y

iv/ diaclasas longitudinales conjugadas orientadas a N060E y aproximadamente N-S.

Además de los tipos descritos se observan otras direcciones de diaclasado que posiblemente están relacionadas, como se verá más adelante en la interpretación, con fracturas de segundo orden de

dirección E-W y N150-160E, y con el funcionamiento de zonas de cizalla en una dirección común al Batolito de Ricobayo y al Complejo de Villaseco-Pereruela a N140E y otra más manifiesta en este último a N020E.

IV.3.4. FILONES DE CUARZO MINERALIZADOS CON CASITERITA

En síntesis, los principales tipos de filones de cuarzo mineralizados con casiterita, en cuanto a orientación se refiere, son:

- i/ Filones a N030-040E y fuertes buzamientos (70-90°) al NW o al SE (Mina Santa Elisa, Mina Rosario, Valdefeide, Mina Santa Bárbara, Mina Dorinda y Peña Blanca).
- ii/ Filones a N060-070E subverticales (Mina Santa Elisa, Mina Dorinda y Peña del Cuervo).
- iii/ Filones a N085-105E, también subverticales, (Mina Santa Elisa, Mina Rosario, Las Ericas y Navalazarza).
- iv/ Filones a N110-130E, buzamientos muy variables, subconcordantes generalmente con la esquistosidad principal S_1 + S_2 local (Mina Santa Elisa, Mina Rosario y zona de Almaraz-Pereruela).

Estos tipos son a grandes rasgos correlacionables con los tipos de filones estanno-wolframíferos establecidos por GONZALO y LOPEZ PLAZA (1983) en la penillanura salmantino - zamorana. Así:

- i/ los filones a N030-040E se corresponden con su tipo B ("filones resultantes de mecanismos tensionales");
- ii/ los filones N060-070E con el tipo E ("filones asociados a fallas al NE"), que asocian a una fracturación tardihercínica y que en nuestro caso evidentemente no tienen este origen y están relacionados con fracturas producidas durante la compresión NE-SW de la tercera fase de deformación hercínica (ver interpretación posterior);
- iii/ los filones N085-105E se corresponden con su tipo D ("filones en relación con una fracturación E-W de pequeña escala");
- iv/ los filones a N110-130E se corresponden con su tipo A ("filones asociados a zonas de cizalla dúctil").

IV.3.5. INTERPRETACION DE LAS ESTRUCTURAS OBSERVADAS

La interpretación cinemática de la disposición de las foliaciones sobre las rocas graníticas, diaclasas y otras fracturas, diques aplíticos y filones de cuarzo mineralizados con casiterita es coherente con la deducida a partir de las estructuras generadas durante la tercera fase de deformación hercínica en las rocas metamórficas regionales, es decir, con una compresión máxima en dirección N030-040E, mínima a N120-130E e intermedia vertical (Fig. 79).

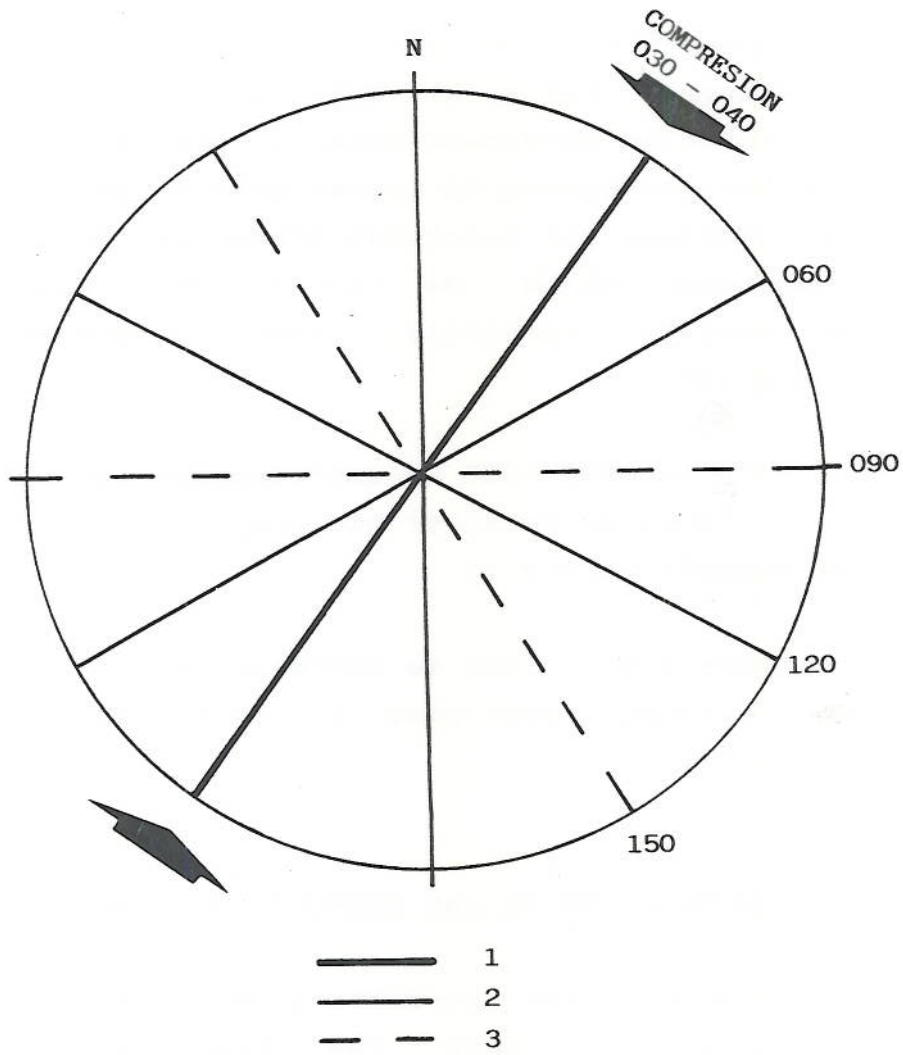


Fig. 79. Esquema recapitulativo de las fracturas asociadas a la 3ª fase de deformación (1, grietas de tensión; 2, fracturas de primer orden; 3, fracturas de segundo orden).

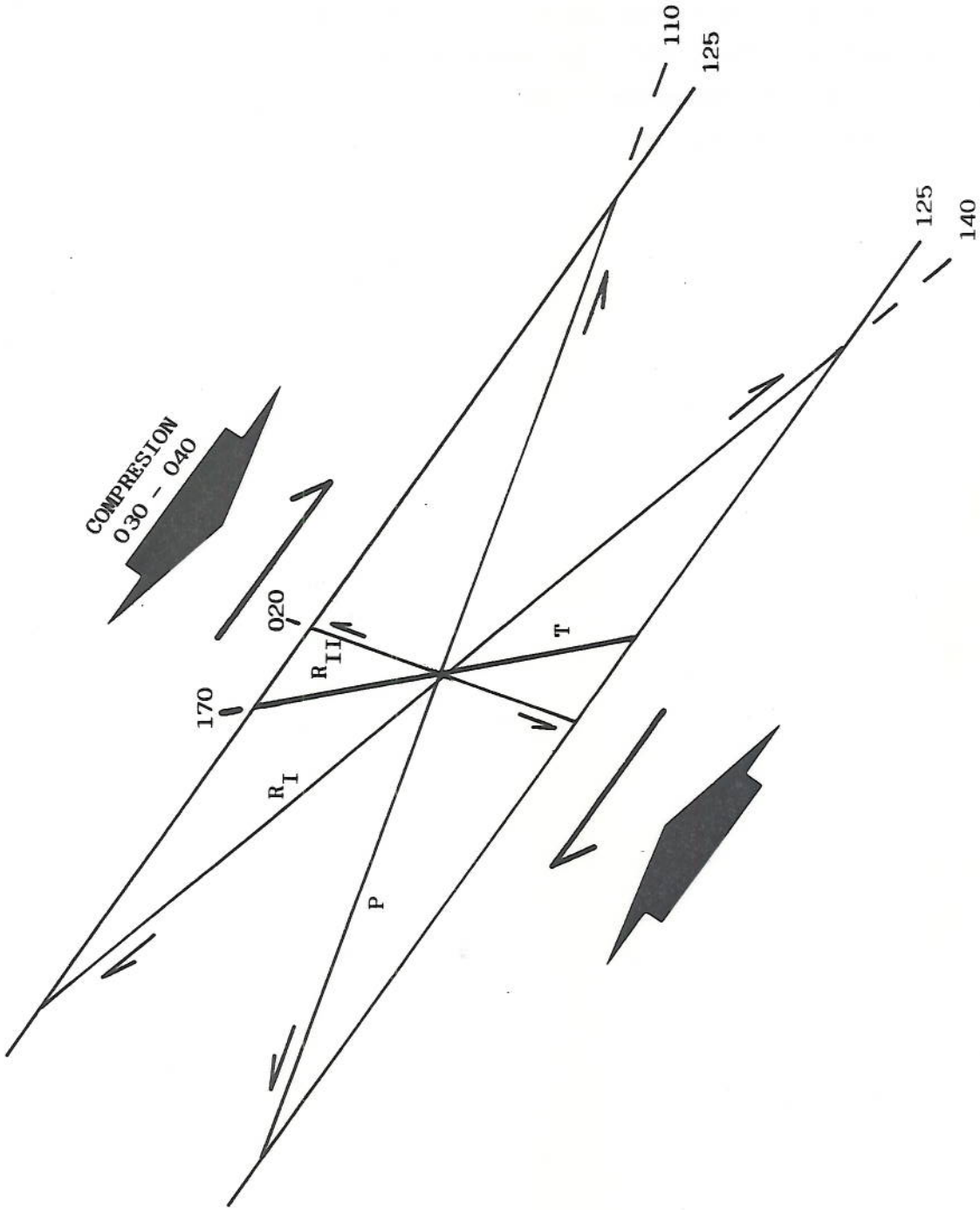


Fig. 80. Disposición de las fracturas de tipo RIEDEL en una zona de cizalla dextra (R_I , cizallamiento sintético; R_{II} , cizallamiento antitético; P , cizallamiento sintético simétrico de R_I ; T , grieta de tensión), basado en COURRIOUX et al. (1986).

Durante esta etapa compresiva se produjeron además zonas de cizalla esencialmente dúctiles en las que se desarrollaron estructuras compatibles con la disposición de fracturas de tipo RIEDEL en una zona de cizalla dextra (Fig. 80). En este modelo los planos de cizalla C se corresponden con los cizallamientos de RIEDEL sintéticos (R_1).

IV.4. ASPECTOS GEOQUIMICOS

IV.4.1. PREPARACION Y ANALISIS DE LAS MUESTRAS

Los 5 a 10 kg de roca recogidos en cada lugar muestreado se pasaron a través de una machacadora de mandíbulas y un molino de rodillos, que respectivamente redujeron el tamaño de grano por debajo de 1 cm y 2 mm, para posteriormente efectuar la molturación en un molino de anillos (TEMA) y quedar así preparados para su posterior análisis. Entre cada proceso de molienda la muestra fue convenientemente cuarteada.

Para la determinación de las concentraciones de elementos mayores y traza se han seguido los procedimientos analíticos detallados en los trabajos de GARCIA SANCHEZ y SAAVEDRA (1983) y SAAVEDRA y MEDINA (1983).

Los óxidos mayoritarios, excepto SiO_2 , P_2O_5 y TiO_2 , se han analizado por espectrometría de absorción atómica con un aparato VARIAN de la serie AA 1475, previa disgregación ácida (1.5 ml de HF más 0.5 ml de HCl) de 0.2 g de muestra y disolución bórico-lítica en frasco de plástico provisto de doble cierre hasta completar 100 g. El hierro total se da en forma en de Fe_2O_3 .

P_2O_5 y SiO_2 han sido determinados por colorimetría en un aparato Spectronic 20 de BAUSCH & LOMB, mediante la medida del complejo vanado-fosfomolibdico en el primer caso y del complejo sílico-molibdico en el segundo.

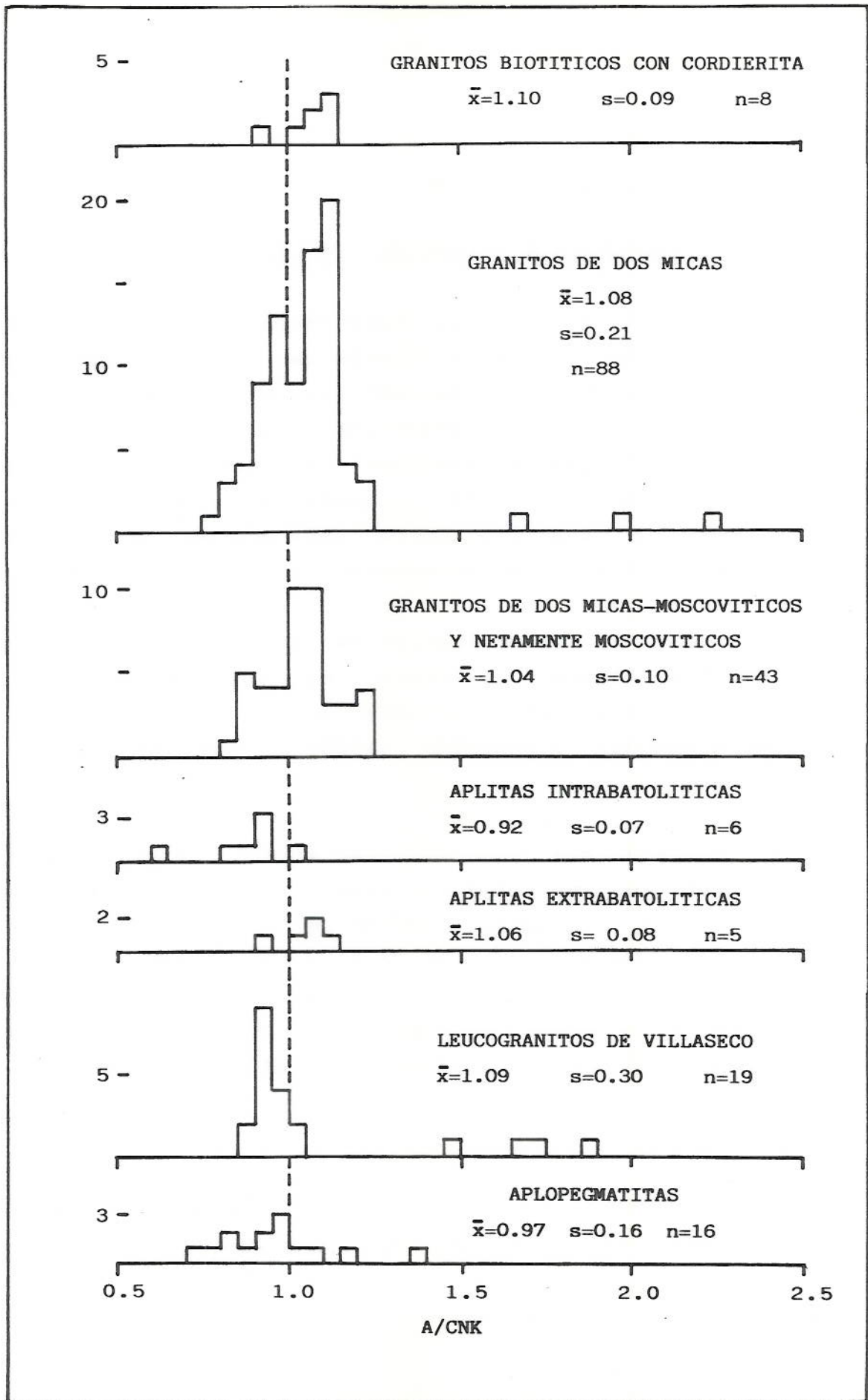


Fig. 81. Histogramas de la relación A/CNK.

TiO₂, Rb, Sr, Ba, Sn, W, Zr y Pb se han analizado por espectrometría de fluorescencia de Rayos-X, con un aparato RIGAKU modelo 3015 y utilizando tubos de Mo y Cr a 50 Kv y 40 mA y LiF(200) como cristal analizador. El tiempo de medida fue de 10 a 40 segundos, según el elemento.

La precisión analítica está comprendida en el rango del 5-10 %, al 95 % de confianza, para Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, MnO, Rb, Sr, Zr, Pb, Zn, Cu y Sn; entre 10-15 % para Al₂O₃, TiO₂, Ba y W y entre 15 y 20% para SiO₂ y P₂O₅.

Los volátiles han sido determinados por calcinación de 1 g de muestra en una mufla CARBOLITE A 1000 °C durante 45 minutos.

Todos los análisis se han efectuado, tomando como referencia patrones naturales, en los laboratorios del Centro de Edafología y Biología Aplicada del C.S.I.C. de Salamanca.

IV.2. CLASIFICACION

Atendiendo al grado de saturación en alúmina, SHAND (1927) propuso una clasificación de las rocas ígneas basada en que la relación molecular A/CNK (moles de Al₂O₃ / moles [CaO + Na₂O + K₂O]) es la unidad en los feldespatos. Distinguió:

- | | |
|-----------------------|--------------|
| - rocas peralcalinas | A < CNK |
| - rocas metalumínicas | CNK > A > NK |
| - rocas subalumínicas | A = CNK |
| - rocas peralumínicas | A > CNK |

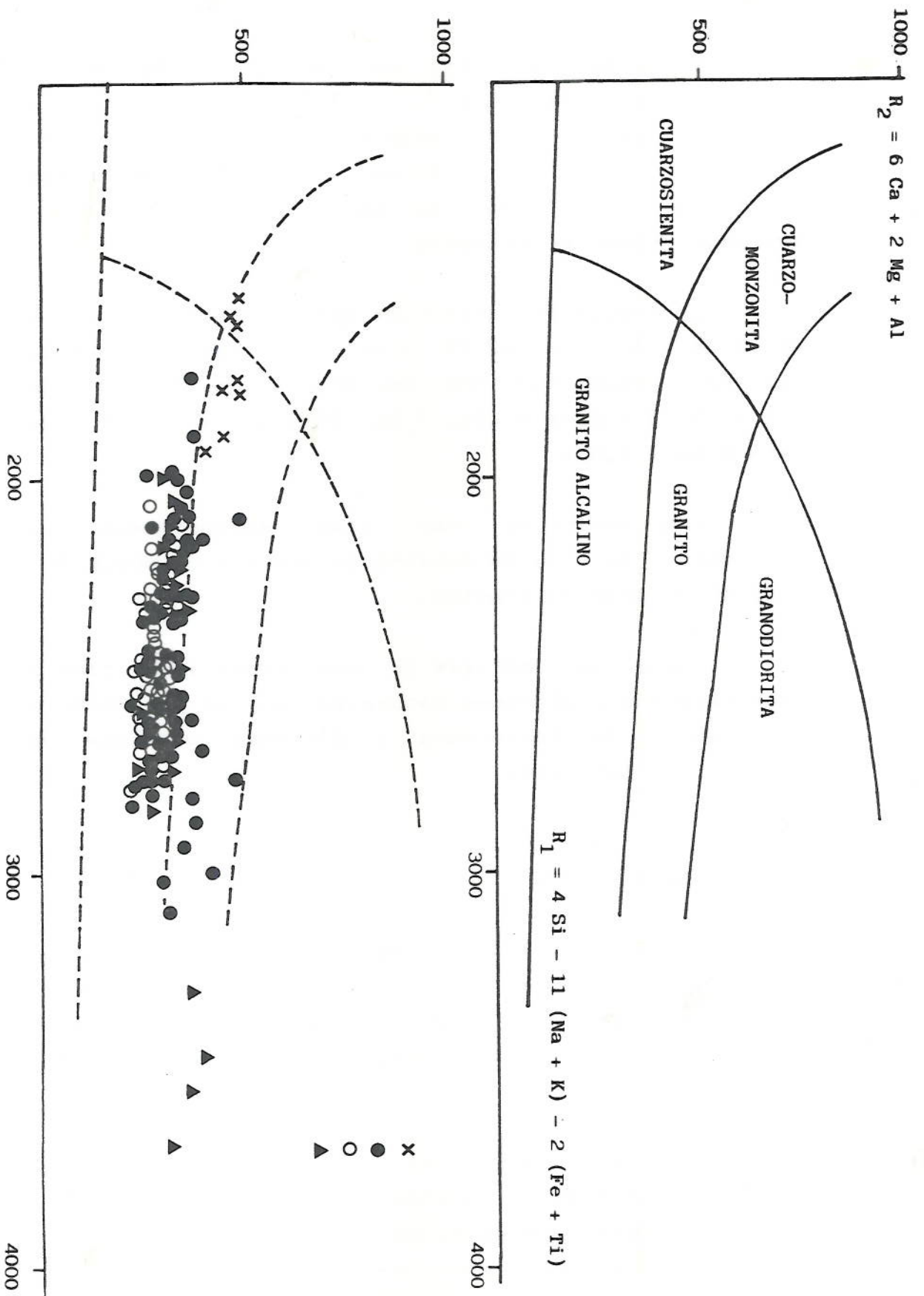


Fig. 82. Diagrama $R_1 - R_2$ de los tipos graníticos del Batolito de Ricobayo (1, 2 y 3) y del Complejo de Villa-seco - Pereruella (6). Mismos símbolos que en la Fig. 68.

La utilización de estos términos es recomendada por algunos autores (p. ej., CLARKE, 1981), puesto que no poseen implicaciones genéticas.

En la Fig. 81 se han representado los histogramas de la relación A/CNK de cada una de las unidades petrográficas distinguidas al tratar los aspectos petrográficos. Se observa que los tipos graníticos del Batolito de Ricobayo tienden a presentar un carácter peraluminico, mientras que los leucogranitos de Villaseco, a pesar de que su media aritmética es 1.09, presentan la mayor parte de valores por debajo de 1.00, si bien son relativamente próximos a este valor. Las aplitas y aplopegmatitas presentan una dispersión comparativamente más amplia de valores, aunque sus medias aritméticas son cercanas a 1.00.

Otro tipo de clasificaciones químicas son las realizadas con una base mineralógica y que tienen en cuenta la composición global de la roca. Este tipo de discriminación ha sido usada sobre todo por autores franceses. Entre los de uso más extendido cabe destacar el diagrama $R_1 - R_2$ de DE LA ROCHE et al. (1980). En este diagrama, derivado del tetraedro de YODER y TILLEY (1962), los parámetros R_1 y R_2 se calculan a partir de los porcentajes de los óxidos mayoritarios, previamente transformados en milicaciones:

$$R_1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R_2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

En este diagrama (Fig. 82), los tipos graníticos distinguidos se sitúan en los campos del granito y del granito alcalino.

IV.4.3. RANGOS DE VARIACION

Las composiciones medias de las siete unidades distinguidas en el apartado de aspectos petrográficos se presentan en la Tabla XVIII A LA XXIV y en la Fig. 83. La totalidad de los datos se encuentra en el Anexo I. En la Fig. 84 se han representado las composiciones de los óxidos mayoritarios más significativos mineralógicamente, tomando como referencia Fe_2O_3 , puesto que este óxido es sobre todo función del tipo de mica (principal característica utilizada en la discriminación de los tipos graníticos).

Los granitos biotíticos con cordierita (Tipo 1) presentan, respecto a los otros tipos graníticos, unas concentraciones significativamente diferentes en Fe_2O_3 , Ba, Sr, Zr, MgO y CaO. La composición de los granitos de dos micas (Tipo 2) y los granitos de dos micas-moscovíticos y netamente moscovíticos (Tipo 3) no es muy diferente de la de los leucogranitos de Villaseco (Tipo 6), exceptuando CaO y Rb. Otro hecho destacable es que los tipos 2 y 3, las aplitas intrabatolíticas y, en menor grado, las extrabatolíticas del Batolito de Ricobayo (tipos 4 y 5 respectivamente) presentan por lo general entre ellos una variación sistemática de sus composiciones medias.

Por parámetros, se observa una tendencia general, desde los tipos más biotíticos a los más moscovíticos, a incrementar las concentraciones de SiO_2 , Na_2O , MnO, Rb y Pb, mientras que disminuyen sus contenidos en Al_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , Fe_2O_3 , CaO, MgO, TiO_2 , Ba, Sr y Zr.

TiO₂, Ba, Sn y W aparecen generalmente en cantidades inferiores al límite de detección analítico (0.10 %, 50 ppm, 10 ppm y 15 ppm, respectivamente). En los cálculos en que los dos primeros parámetros intervienen, los valores inferiores al límite de detección han sido arbitrariamente sustituidos por un valor igual a la mitad del correspondiente límite.

Tabla XVIII. Granitos biotíticos con cordierita (Tipo 1) [8 muestras].

	media aritmética	desviación standard	mínimo	máximo
SiO ₂	67.36	1.17	66.41	70.01
Al ₂ O ₃	15.79	0.83	13.85	16.51
Fe ₂ O ₃	3.50	0.17	3.32	3.75
MgO	0.58	0.15	0.21	0.70
CaO	1.18	0.18	0.80	1.37
Na ₂ O	3.60	0.29	3.25	4.00
K ₂ O	5.89	0.25	5.45	6.29
TiO ₂	0.14	0.09	<0.10	0.25
P ₂ O ₅	0.33	0.08	0.25	0.46
MnO	0.02	0.01	0.01	0.04
Volat.	1.13	0.34	0.87	1.88
Rb	244	11	224	262
Sr	137	6	127	146
Ba	1111	139	938	1405
Sn	<10	-	<10	<10
W	-	-	<15	80
Zr	141	11	126	160
Pb	31	7	25	46

Fig. 83. Máximo, mínimo y media aritmética de algunos de los óxidos y elementos analizados en el Batolito de Ricobayo (1, granito biotítico con cordierita; 2, granito de dos micas; 3, granito de dos micas-moscovítico y netamente moscovítico; 4, aplitas intrabatolíticas; 5, aplitas extrabatolíticas) y complejo de Villaseco-Pereruela (6, leucogranitos; 7, aplopegmatitas).

Fig. 84. SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, CaO y K₂O versus Fe₂O₃ para los tipos petrográficos referidos en la Fig. 83.

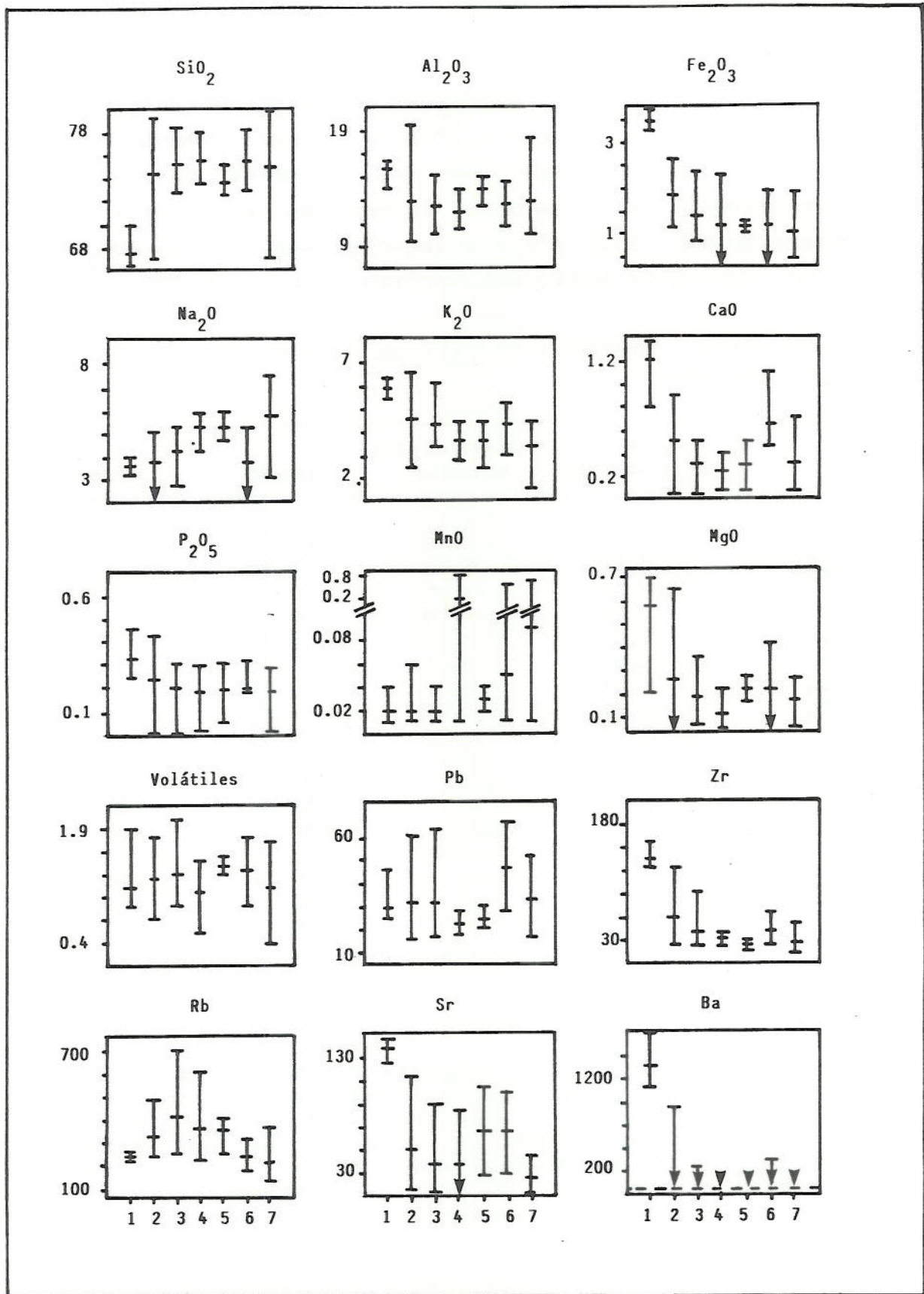


Fig. 83.

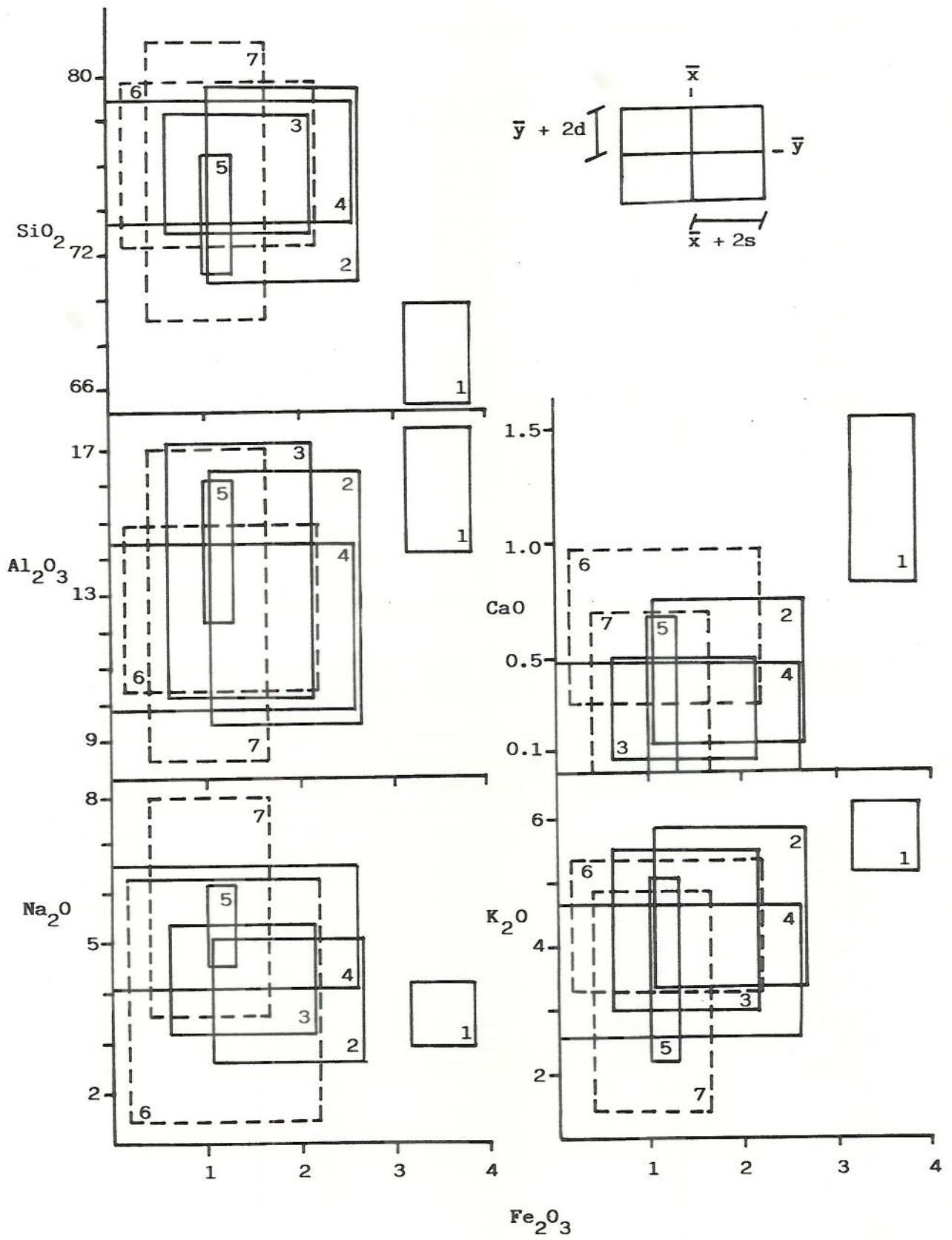


Fig. 84.

Tabla XIX. Granitos de dos micas (Tipo 2) [88 muestras]

	media aritmética	desviación standard	mínimo	máximo
SiO ₂	74.46	2.06	67.09	79.52
Al ₂ O ₃	12.94	1.70	9.48	19.67
Fe ₂ O ₃	1.85	0.40	1.15	2.65
MgO	0.27	0.15	0.01	0.65
CaO	0.45	0.15	0.01	0.89
Na ₂ O	3.80	0.59	1.85	5.10
K ₂ O	4.63	0.62	2.44	6.46
TiO ₂	<0.10	-	<0.10	0.31
P ₂ O ₅	0.24	0.07	0.01	0.43
MnO	0.02	0.01	0.01	0.06
Volat.	1.25	0.24	0.68	1.79
Rb	327	59	238	480
Sr	52	24	16	114
Ba	126	170	<50	748
Sn	<10	-	<10	125
W	<15	-	<15	79
Zr	62	26	27	124
Pb	32	8	16	61

Tabla XX. Granitos de dos micas-moscovíticos y netamente moscovíticos (Tipo 3) [43 muestras].

	media aritmética	desviación standard	mínimo	máximo
SiO ₂	75.41	1.32	72.73	78.54
Al ₂ O ₃	12.58	1.14	9.89	15.08
Fe ₂ O ₃	1.40	0.39	0.85	2.36
MgO	0.19	0.07	0.07	0.36
CaO	0.28	0.11	0.01	0.53
Na ₂ O	4.27	0.54	2.80	5.30
K ₂ O	4.29	0.61	3.46	6.06
TiO ₂	<0.10	-	<0.10	0.16
P ₂ O ₅	0.20	0.06	0.01	0.31
MnO	0.02	0.01	0.01	0.04
Volat.	1.30	0.25	0.90	2.01
Rb	410	100	257	702
Sr	37	19	14	91
Ba	<50	-	<50	262
Sn	<10	-	<10	66
W	<15	-	<15	44
Zr	44	14	25	87
Pb	32	9	17	64

Tabla XXI. Aplitas intrabatolíticas (Tipo 4) [6 muestras].

óxido	media aritmética	desviación standard	mínimo	máximo
SiO ₂	75.83	1.34	73.85	78.01
Al ₂ O ₃	12.08	1.13	10.48	13.71
Fe ₂ O ₃	1.20	0.71	0.10	2.30
MgO	0.12	0.06	0.05	0.22
CaO	0.23	0.13	0.06	0.39
Na ₂ O	5.35	0.62	4.25	5.90
K ₂ O	3.61	0.52	2.77	4.33
TiO ₂	<0.10	-	<0.10	<0.10
P ₂ O ₅	0.18	0.10	0.02	0.30
MnO	0.26	0.33	0.01	0.80
Volat.	1.08	0.37	0.54	1.50
Rb	360	131	224	610
Sr	37	29	<10	85
Ba	<50	-	<50	<50
Sn	<10	-	<10	32
W	<15	-	<15	34
Zr	33	6	24	40
Pb	23	4	18	27

Tabla XXII. Aplitas extrabatolíticas (Tipo 5) [5 muestras].

óxido	media aritmética	desviación standard	mínimo	máximo
SiO ₂	73.65	1.31	72.53	75.35
Al ₂ O ₃	14.16	0.96	12.61	14.95
Fe ₂ O ₃	1.15	0.08	1.05	1.25
MgO	0.23	0.04	0.17	0.28
CaO	0.30	0.19	0.09	0.58
Na ₂ O	5.38	0.41	4.85	5.95
K ₂ O	3.64	0.73	2.42	4.21
TiO ₂	<0.10	-	<0.10	<0.10
P ₂ O ₅	0.19	0.09	0.06	0.31
MnO	0.03	0.01	0.02	0.04
Volat.	1.43	0.08	1.31	1.51
Rb	349	58	254	404
Sr	66	33	28	104
Ba	<50	-	<50	<50
Sn	91	132	15	325
W	31	16	17	54
Zr	23	2	22	27
Pb	25	4	22	31

Tabla XXIII. Leucogranitos de Villaseco (Tipo 6) [19 muestras].

Elemento	media aritmética	desviación standard	mínimo	máximo
SiO ₂	75.81	1.76	72.85	75.79
Al ₂ O ₃	12.64	1.12	10.68	14.83
Fe ₂ O ₃	1.15	0.51	0.09	1.95
MgO	0.22	0.13	0.01	0.42
CaO	0.63	0.16	0.45	1.08
Na ₂ O	3.78	1.18	1.30	5.20
K ₂ O	4.35	0.51	3.04	5.15
TiO ₂	<0.10	-	<0.10	<0.10
P ₂ O ₅	0.19	0.08	0.07	0.32
MnO	0.05	0.12	0.01	0.55
Volat.	1.37	0.26	0.87	1.75
Rb	237	43	184	318
Sr	66	17	30	99
Ba	197	98	<50	295
Sn	<10	-	<10	49
W	<15	-	<15	49
Zr	45	13	23	66
Pb	47	10	29	67

Tabla XXIV. Aplopegmatitas del Complejo de Villaseco-Pereruela (Tipo 7) [16 muestras].

Elemento	media aritmética	desviación standard	mínimo	máximo
SiO ₂	75.20	3.07	66.98	79.72
Al ₂ O ₃	12.86	2.16	10.10	18.47
Fe ₂ O ₃	1.03	0.31	0.50	1.90
MgO	0.18	0.06	0.05	0.27
CaO	0.31	0.20	0.05	0.70
Na ₂ O	5.77	1.11	3.10	7.55
K ₂ O	3.17	0.86	1.60	4.45
TiO ₂	<0.10	-	<0.10	<0.10
P ₂ O ₅	0.19	0.07	0.02	0.29
MnO	0.09	0.17	0.01	0.70
Volat.	1.14	0.38	0.37	1.70
Rb	221	64	140	372
Sr	26	11	12	46
Ba	<50	-	<50	<50
Sn	-	-	<10	50
W	-	-	<15	30
Zr	27	9	15	51
Pb	34	10	17	51

IV.4.4. DISTRIBUCION ESPACIAL DE LOS CONTENIDOS GEOQUIMICOS EN EL BATOLITO DE RICOBAYO

En las figuras 88 a 96 se muestran las distribuciones espaciales de aquellos óxidos mayoritarios (SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO y MgO) y elementos traza (Rb, Sr y Zr) que presentan variaciones más significativas. Sn, W y Ba no han podido ser representados ya que la mayoría de sus valores son inferiores a los límites de detección. Los intervalos de valores para cada parámetro han sido inferidos a partir de las rupturas de pendiente que sus distribuciones presentan en los respectivos gráficos probabilísticos (Figs. 85 a 87). Las distribuciones de los óxidos mayoritarios sugieren que pertenecen a poblaciones muestrales normales, mientras que las de los elementos traza serían lognormales.

Un estudio similar no ha podido ser llevado a cabo sobre el Complejo de Villaseco-Pereruela debido a que en gran parte está formado por diques.

La comparación entre mapas de isocontenidos y el mapa de tipos graníticos (Fig. 66) permite observar que únicamente los granitos biotíticos con cordierita quedan netamente destacados en los mapas geoquímicos, evidenciando también así su contrastada composición respecto a los otros dos tipos graníticos del Batolito de Ricobayo (granitos de dos micas y granitos de dos micas-moscovíticos y netamente moscovíticos).

Es destacable que Zr, MgO y Fe_2O_3 tienen cierta tendencia a presentar sus valores más elevados hacia la parte central del batolito; estas zonas más enriquecidas no son por lo general superponibles. El

resto de parámetros no presentan variaciones sistemáticas, siendo sus distribuciones espaciales relativamente irregulares y erráticas a lo largo del batolito.

No se observa una relación generalizada y contrastada entre la localización de las mineralizaciones de Sn y los parámetros representados, salvo en el caso del CaO: las áreas graníticas próximas a zonas con indicios presentan contenidos en CaO inferiores al 0.30 %. La comprobación de esta particularidad en otros cuerpos graníticos regionales quizás aporte más luz acerca de si tal coincidencia puede ser generalizable.

Figs. 85-87. Gráficos probabilísticos de los contenidos geoquímicos en SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO , MgO , Rb , Sr y Zr en el Batolito de Ricobayo.

Figs. 88-96. Mapas de isocontenidos de SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO , MgO , Rb , Sr y Zr en el Batolito de Ricobayo.

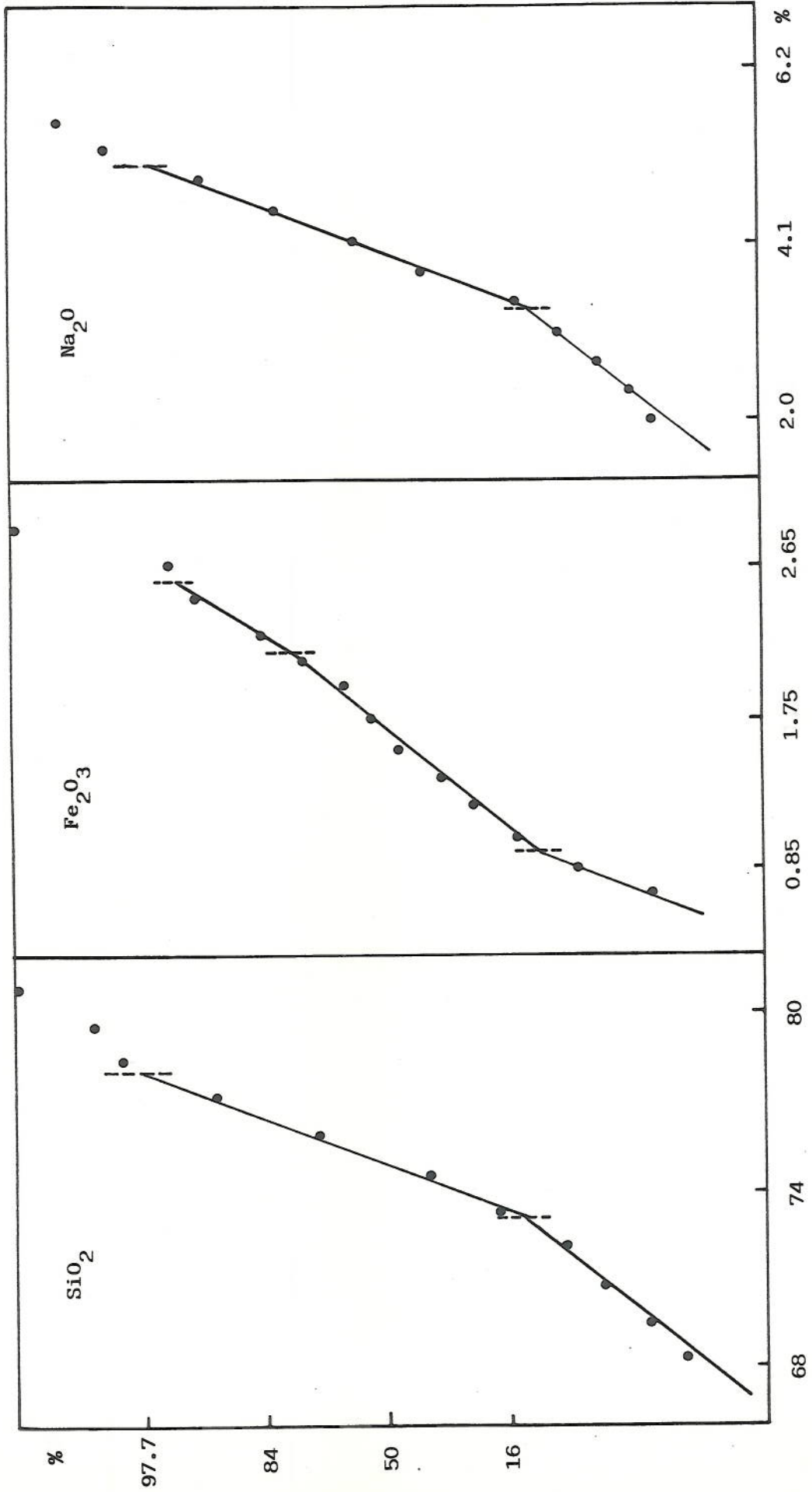


Fig. 85.

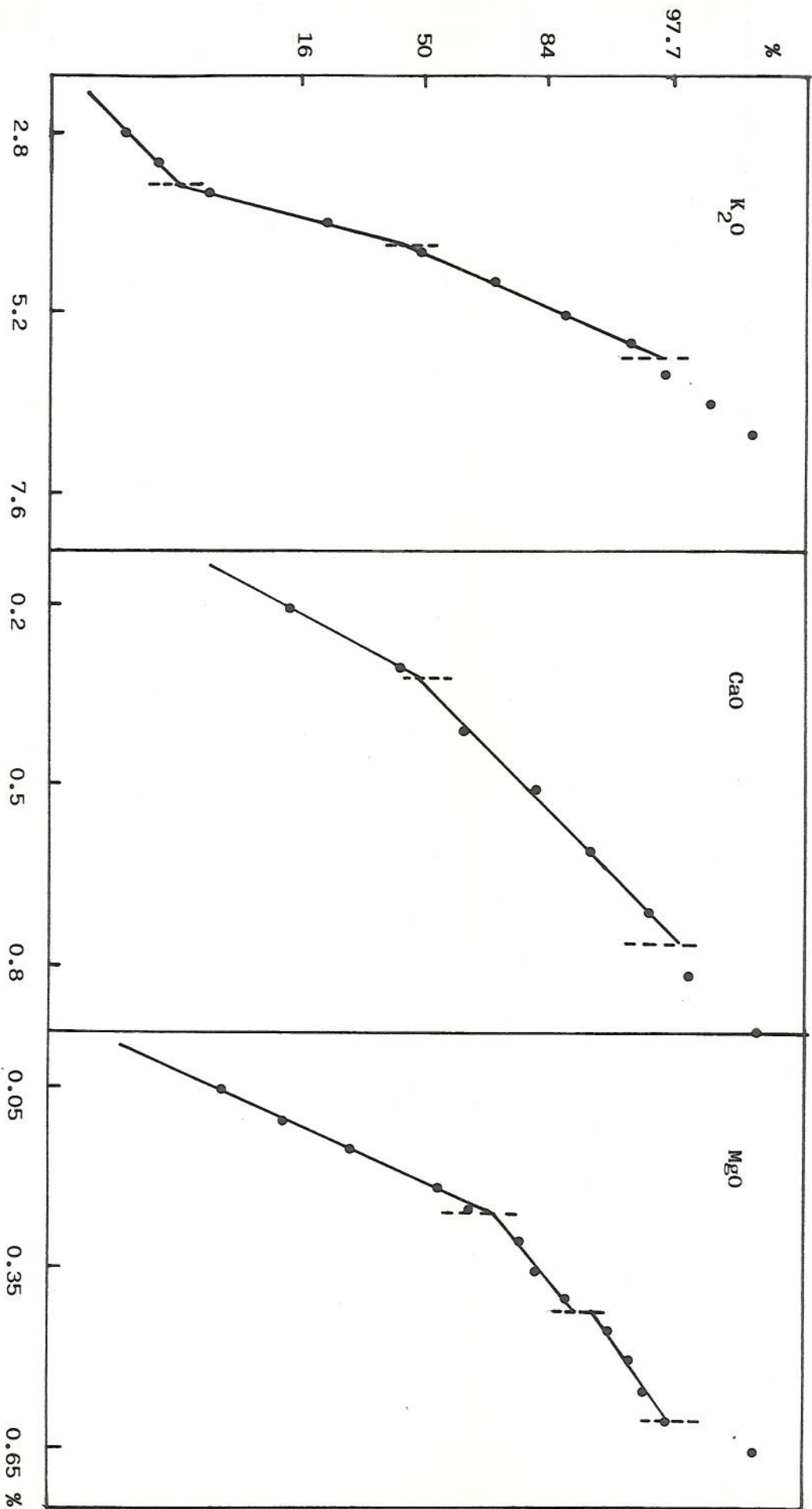


Fig. 86.

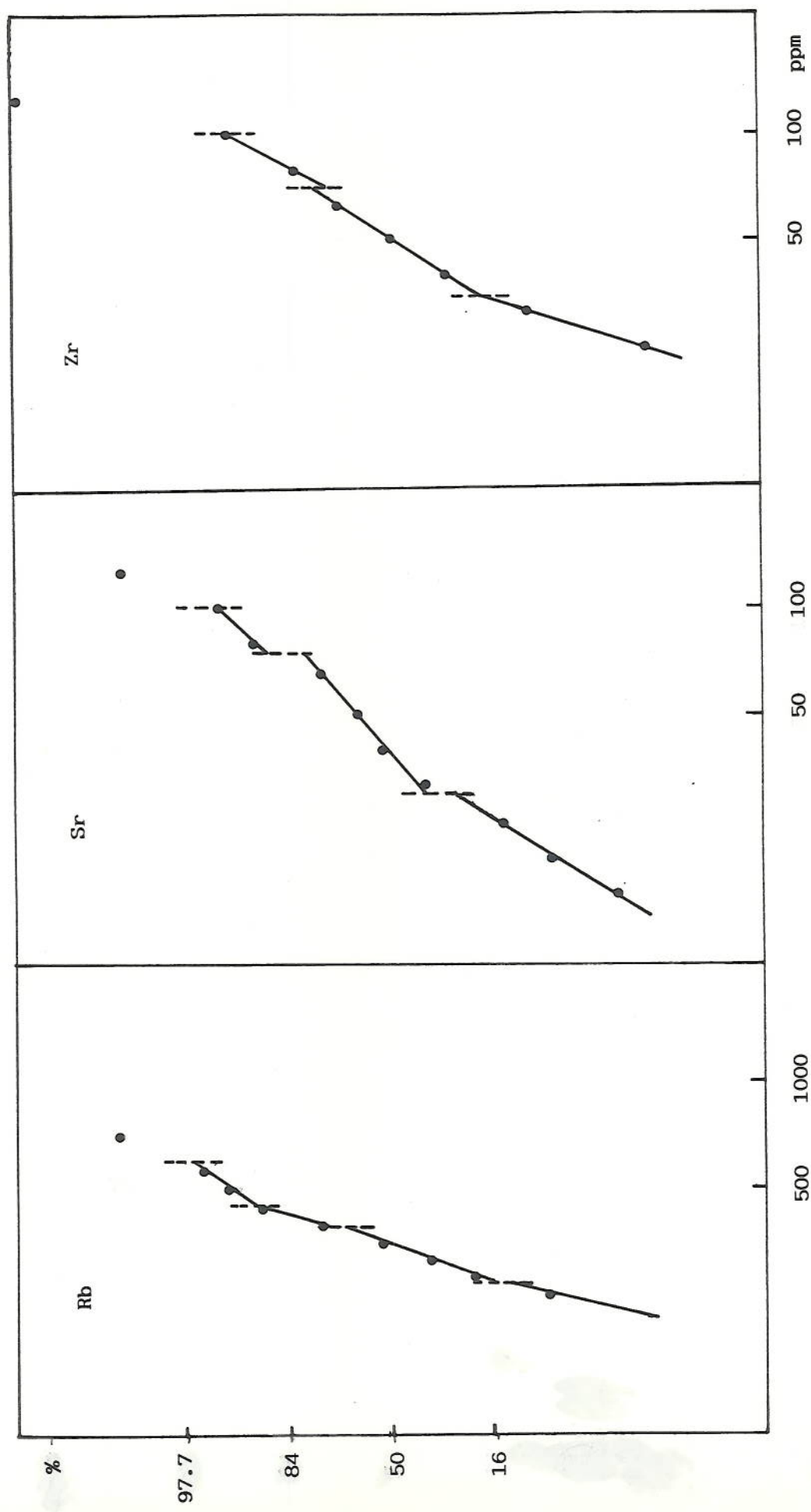


Fig. 87.

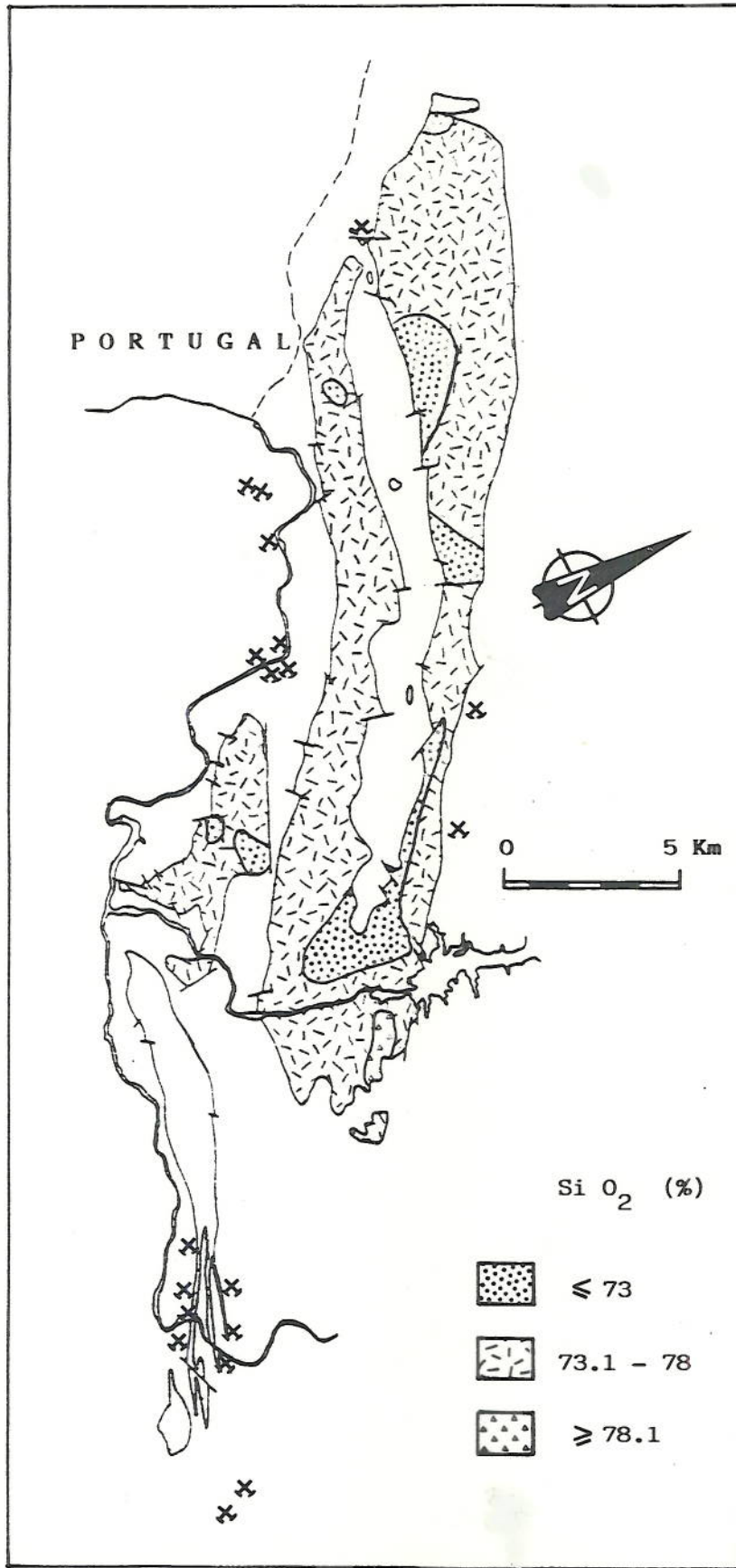


Fig. 88.

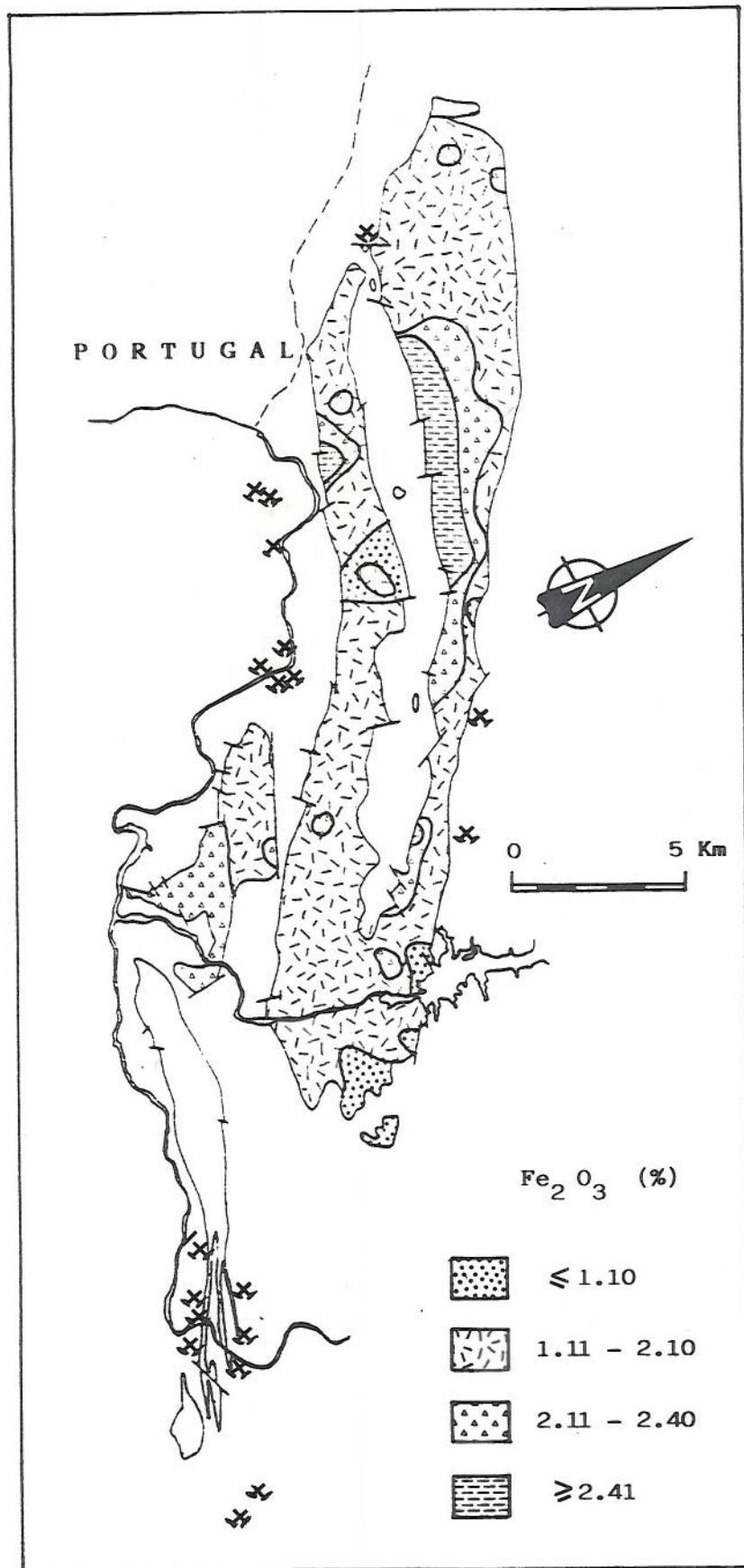


Fig. 89.

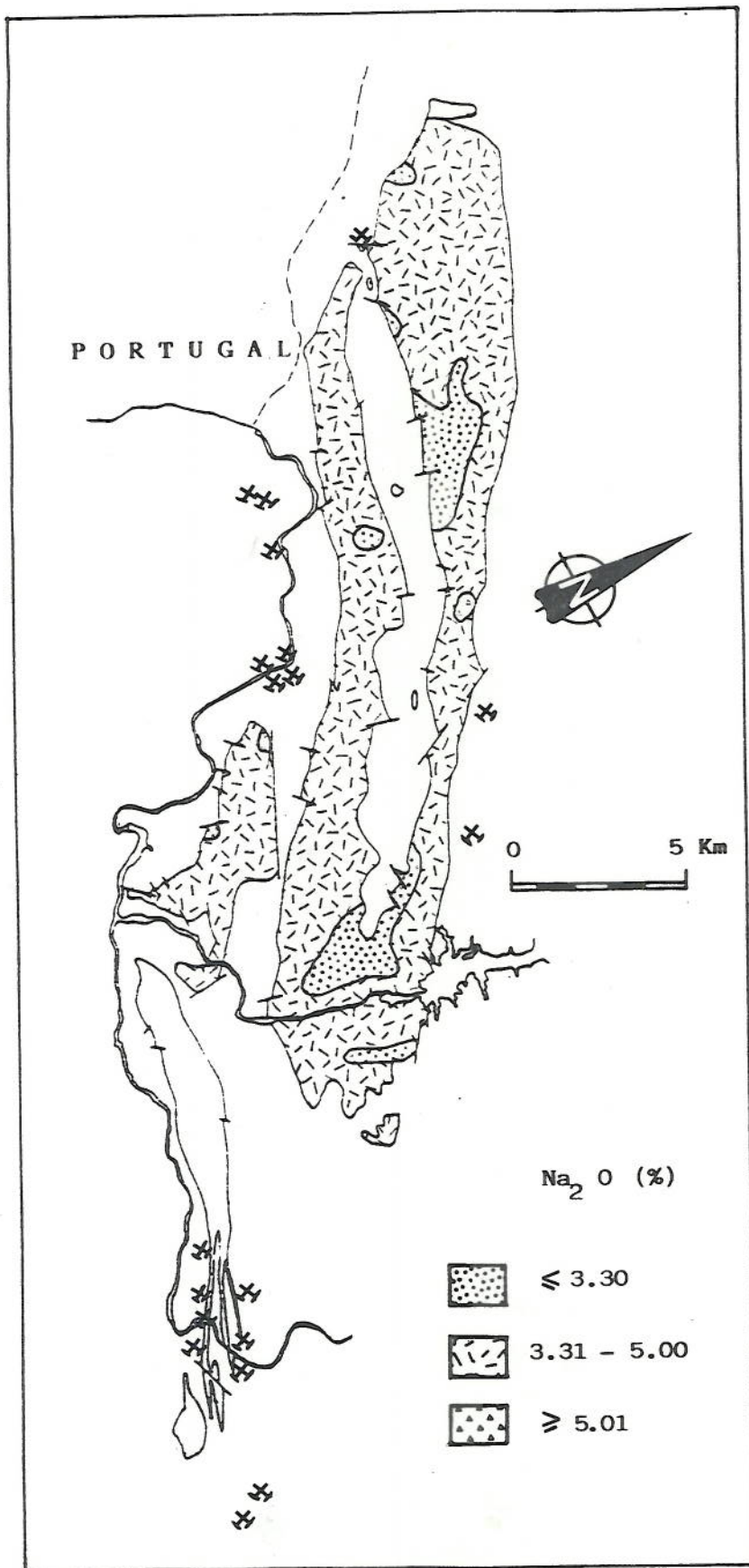


Fig. 90.

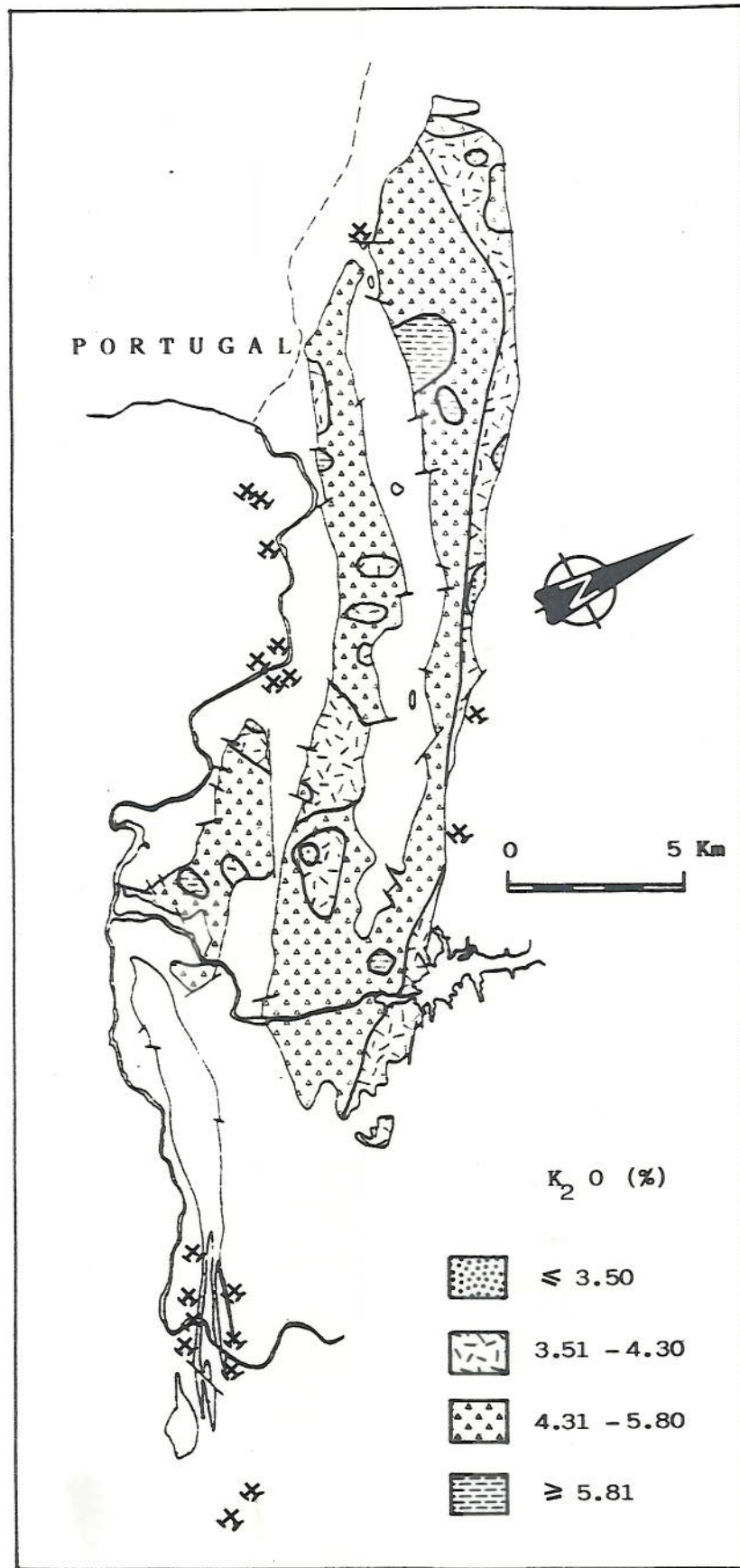


Fig. 91.

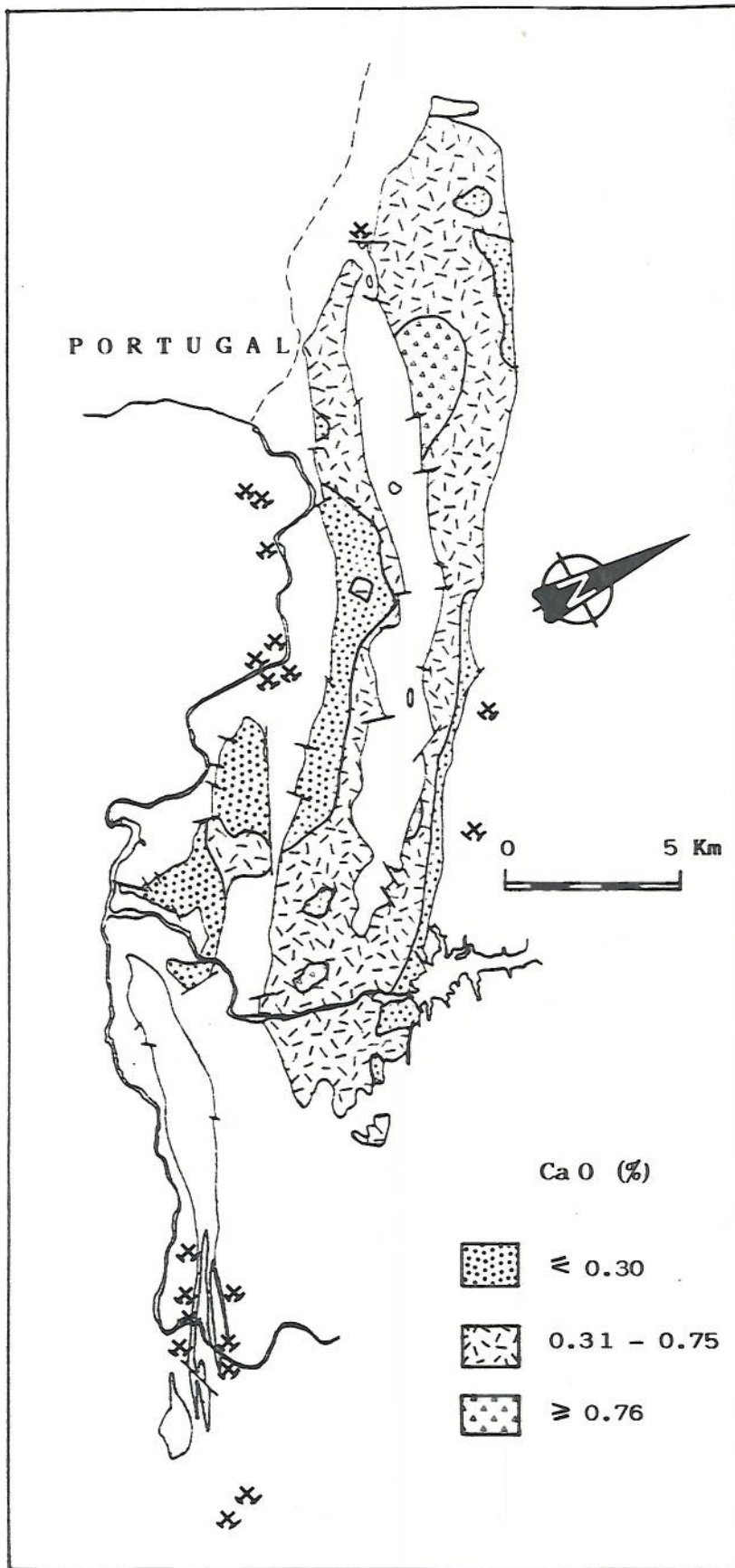


Fig. 92.

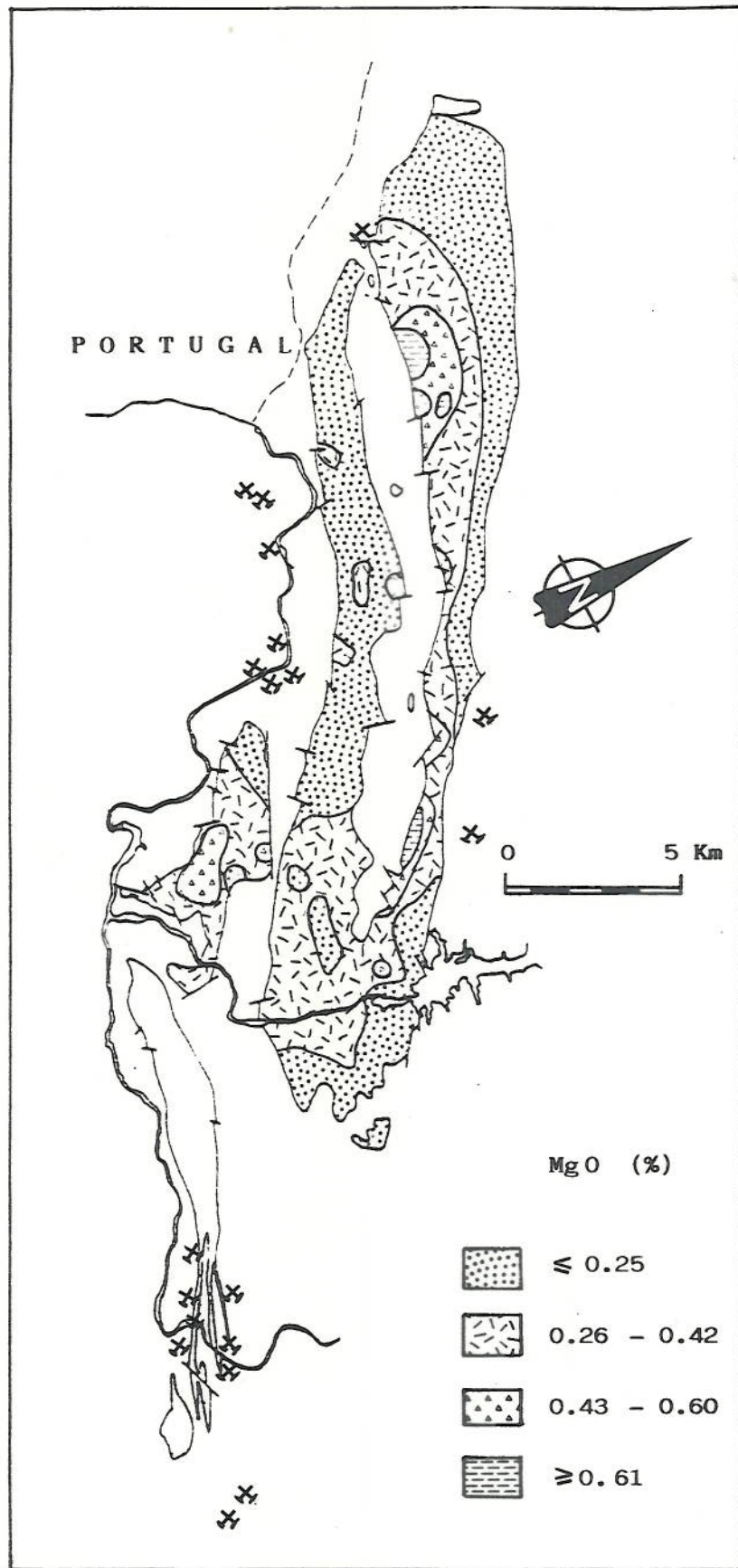


Fig. 93.

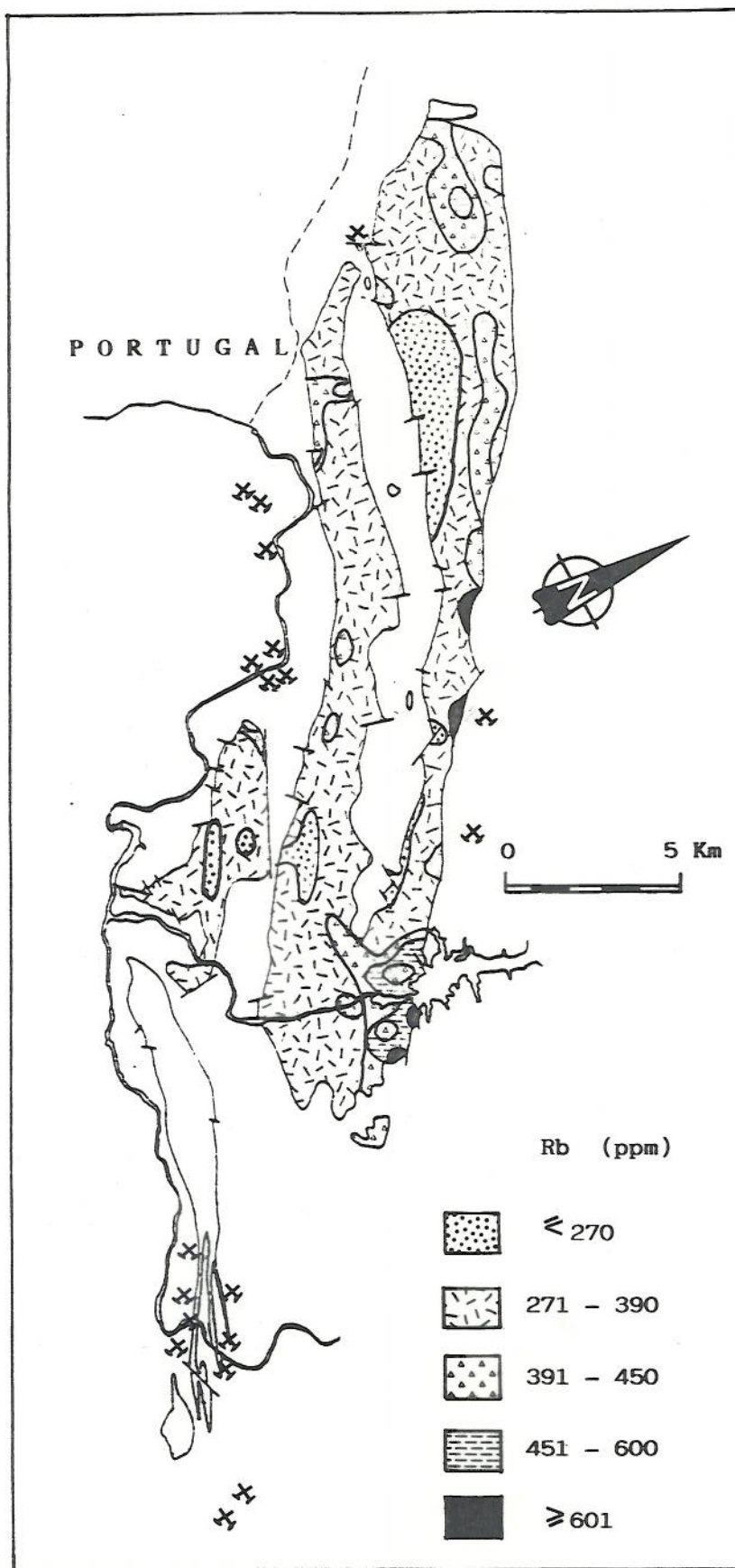


Fig. 94.

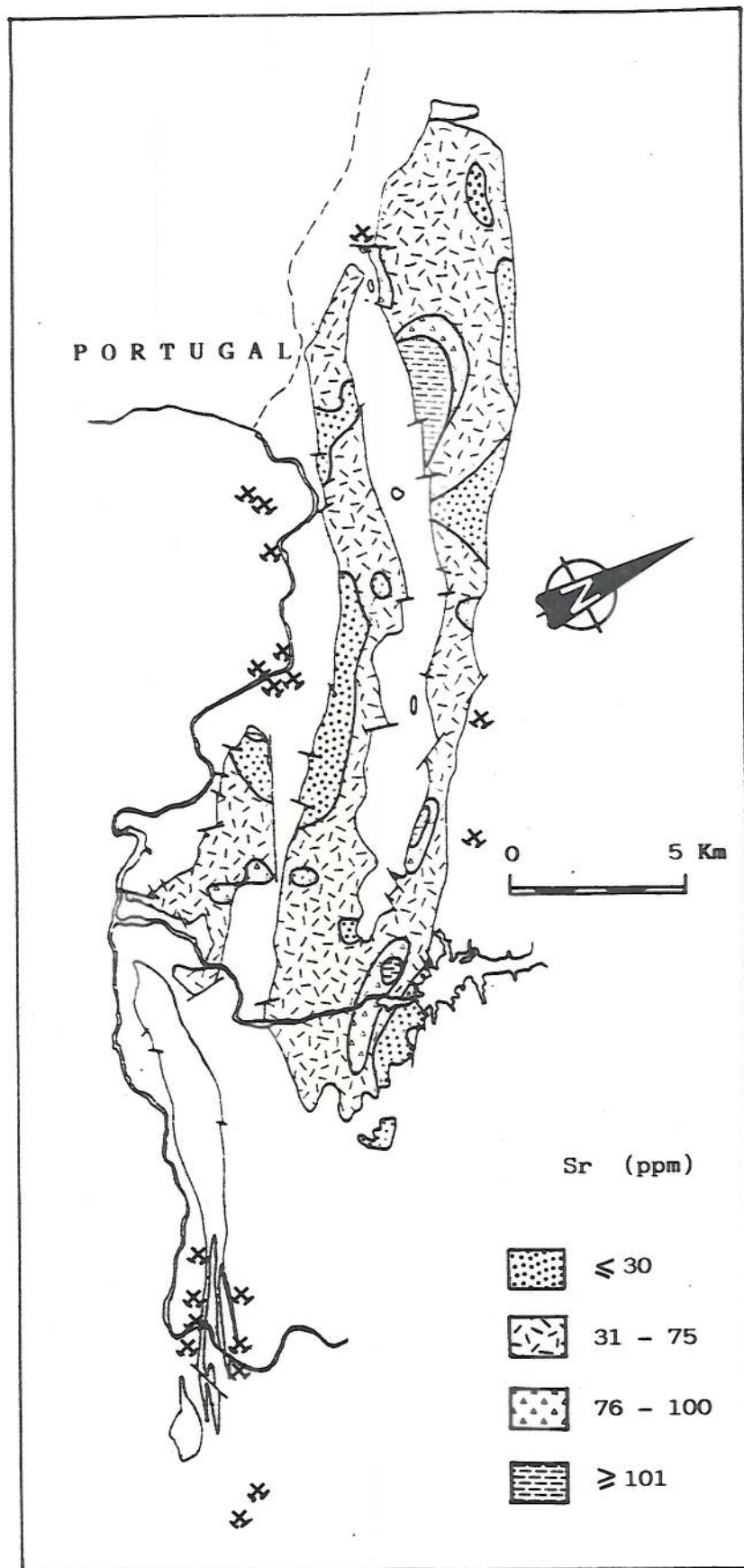


Fig. 95.

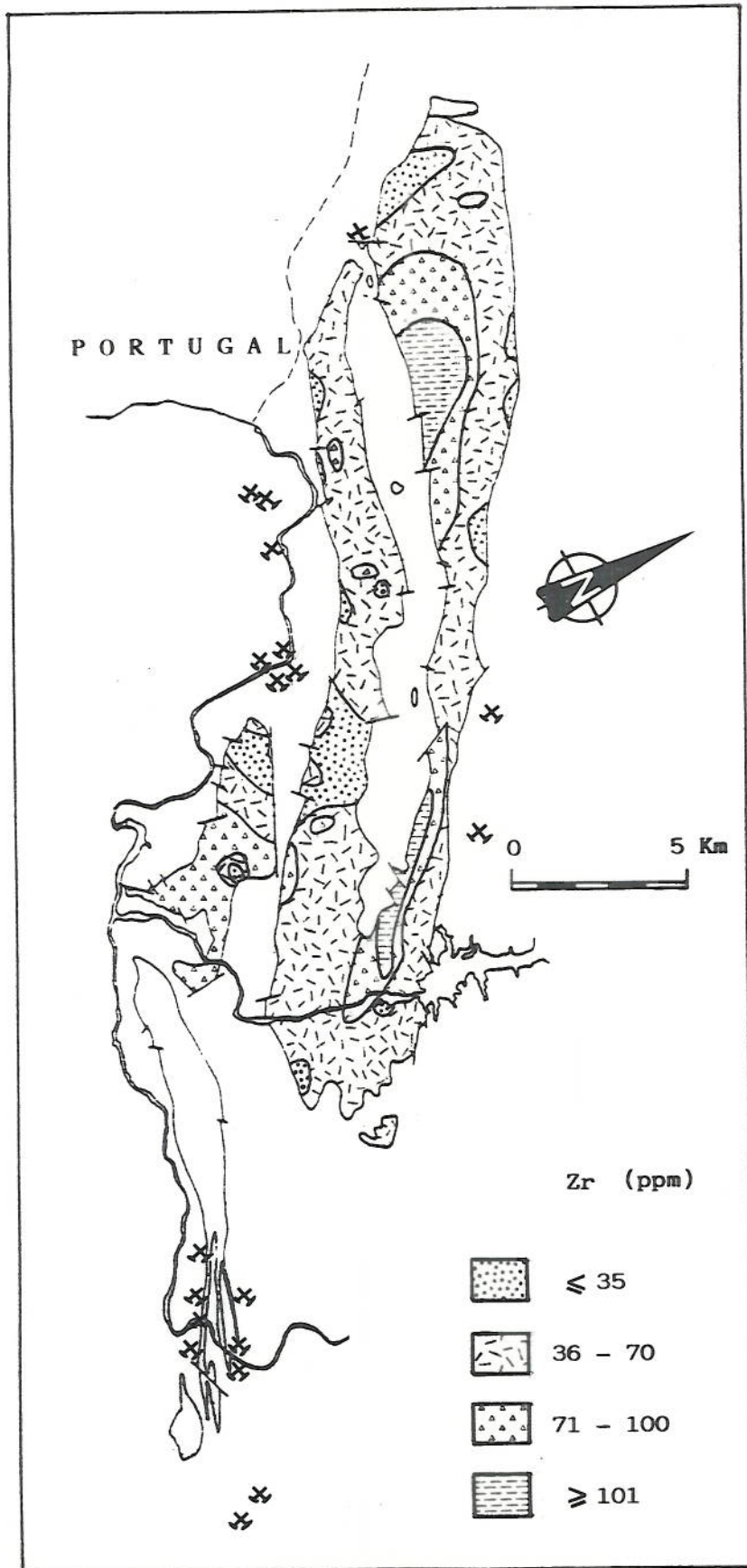


Fig. 96.

IV.4.5. CONTEXTO GEOTECTONICO

A ciertas clasificaciones ya clásicas, como las subdivisiones alumínicas de SHAND (1927) o las de álcalis-Ca de PEACOCK (1931), se les han asociado connotaciones geotectónicas, aunque por lo general de una manera simplista. Así, frecuentemente se ha asumido que los granitos calcoalcalinos son el producto del magmatismo de arcos volcánicos, que los magmas alcalinos y peralcalinos están asociados a contextos de intraplaca y que los granitos peralumínicos se han formado en episodios de colisión continental por la anatexia de rocas sedimentarias.

En el último decenio, varios trabajos han pretendido discriminar las rocas ígneas de acuerdo con su contexto geotectónico. LAMEYRE y BOWDEN (1982) y BOWDEN et al. (1984) han caracterizado varias series tipo utilizando el diagrama Q-A-P modal de STRECKEISEN (1976). En la Fig. 97 se representa este esquema y la proyección de las composiciones modales de los tipos graníticos del Batolito de Ricobayo y del Complejo de Villaseco-Pereruela. Como puede observarse, la clasificación de los granitos estudiados respecto a las series caracterizadas es bastante deficiente, pues si bien existe cierta tendencia de las muestras a situarse en el campo de los granitos corticales, es obvio que una gran mayoría de puntos están fuera de él. Similares resultados se deducen sobre este diagrama respecto al carácter I - S de CHAPPELL y WHITE (1974).

Una discriminación alternativa, ya sugerida por BOWDEN et al. (op. cit.), ha sido presentada por BATCHELOR y BOWDEN (1985). Estos autores definen sobre el diagrama multicatiónico $R_1 - R_2$ de DE LA ROCHE et al. (1980) varias zonas sobre las que identifican

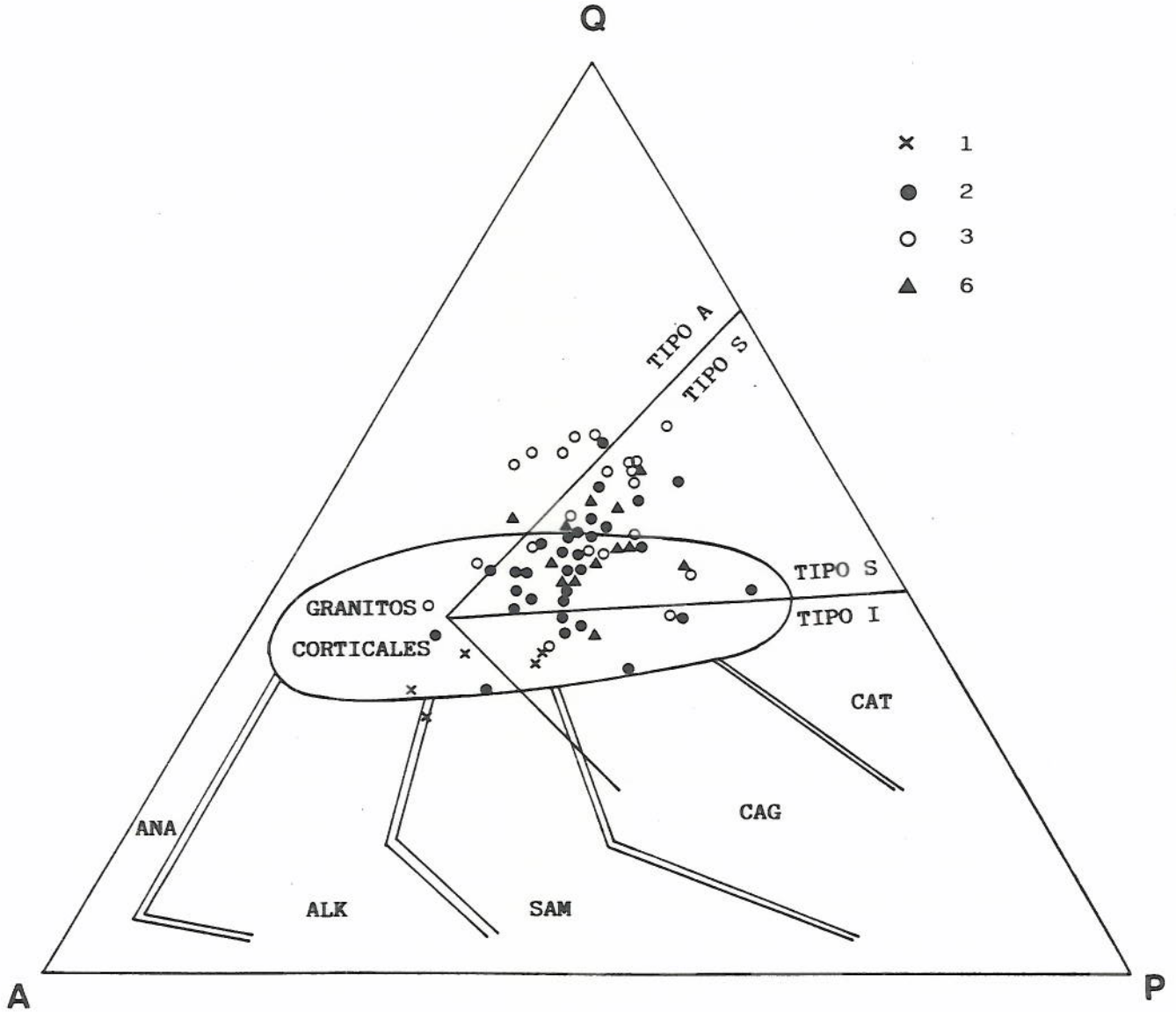


Fig. 97. Diagrama Q - A - P de los tipos graníticos estudiados (mismos símbolos que en la Fig. 68) con los campos distinguidos por BOWDEN et al. (1984): ANA, serie sódica alcalina; ALK, serie potásica aluminosa; SAM, serie monzonítica subalcalina; CAG, serie granodiorítica calcoalcalina; CAT, serie tonalítica calcoalcalina. También han sido señaladas las áreas de los granitos de tipo I, S y A.

diferentes asociaciones tectono-magmáticas. Si se comparan las composiciones de los cuatro tipos graníticos distinguidos con la situación de las zonas propuestas (Fig. 98), se observa que los granitos estudiados se encuentran en una situación intermedia entre el grupo de los granitos sin-colisión y los de los granitos tardi- y post-orogénicos.

Por otra parte, dentro de la clasificación que del magmatismo en zonas de colisión continental hacen HARRIS, PEARCE y TINDLE (1986), los granitos estudiados pueden considerarse como intrusiones peraluminicas sin-colisión, pues entre otras características presentan relaciones Rb/Zr superiores a 1.5 (ver Fig. 4 de estos autores).

En resumen y a pesar de las discrepancias observadas es posible afirmar que desde el punto de vista geoquímico los granitos aquí considerados son afines al contexto de sin-colisión continental, lo cual es coherente con el carácter sin-tectónico deducido al tratar los aspectos estructurales.

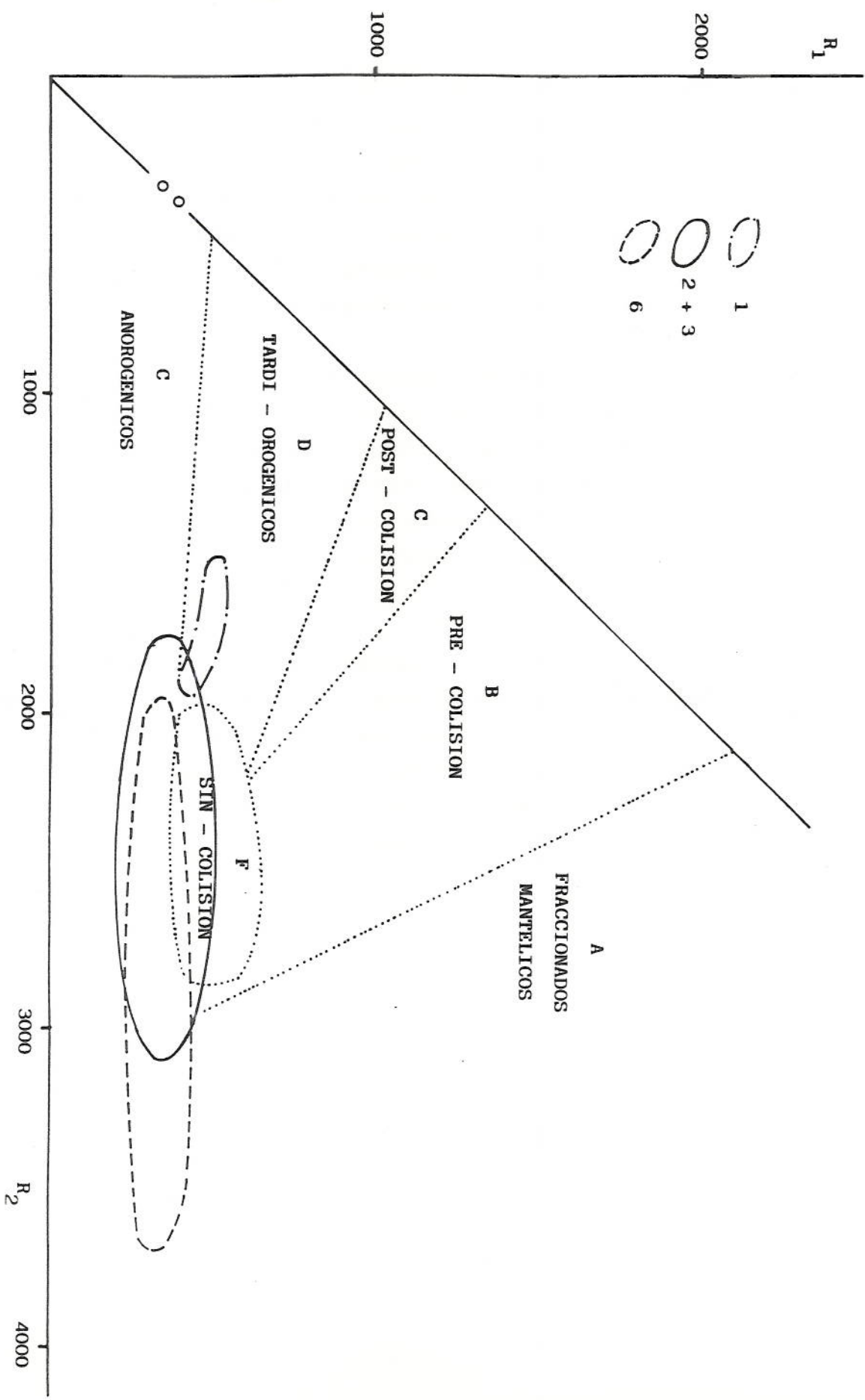


Fig. 98.

IV.5. CONDICIONES DE CRISTALIZACION

IV.5.1. DIAGRAMA Q - Ab - Or

La proyección del tetraedro An-Q-Ab-Or sobre el plano Q-Ab-Or se ha utilizado para determinar las condiciones de presión y temperatura mínimas de cristalización. Sobre el diagrama Q-Ab-Or se ha proyectado (Fig. 99) el sistema clásico Q-Ab-Or-H₂O teniendo en cuenta los datos de TUTTLE y BOWEN (1958), LUTH et AL. (1964), VON PLATTEN (1965), WINKLER (1974) y DAY y FENN (1982). También han sido consideradas las variaciones que del mínimo eutéctico a 1 Kb han mostrado los experimentos de MANNING (1981) en presencia de F y los de PICHAVANT (1981) en presencia de B. En el primer caso el mínimo eutéctico tiende a desplazarse hacia el vértice Ab, mientras que para el segundo el desplazamiento es hacia el vértice Q-Or; según estos últimos autores, es de destacar que mientras el F tiende a concentrarse en el fundido, el B aparece significativamente tanto en el fundido citado como en la fase volátil (coeficiente de partición = 1/3).

La representación (Fig. 100) de las composiciones modales de los granitos del Batolito de Ricobayo y del Complejo de Villaseco-Pereruela y sus correspondientes aplitas y aplopegmatitas muestra una gran dispersión de valores y su localización en zonas de presiones de cristalización de masiado bajas y temperaturas demasiado elevadas en relación con el sistema clásico Q-Ab-Or-H₂O, datos que no coinciden en absoluto con las observaciones realizadas. Los efectos de F y B, especialmente de este último, sugieren que las composiciones cuarzo-feldespáticas que actualmente se contemplan no concuerdan con los cambios que se

producen al variar las condiciones de presión y temperatura según un modelo teórico de cristalización fraccionada y que deben estar en gran manera afectadas por la fase volátil. Estas precisiones son coherentes con la frecuente presencia de turmalina tanto en las facies menos evolucionadas (biotíticas, con plagioclasa más cálcica, etc.) como en las de menor temperatura (pegmatíticas, leucocráticas), con caracteres precoces (temperatura más elevada) o tardíos.

proyectado (Fig. 99). Teniendo en cuenta los datos de TUTTLE y BOWEN (1958), LUTH et al. (1964), VON PLATTEN (1965), WINKLER (1974) y DAY y FENN (1982). También han sido consideradas las variaciones del mínimo eutéctico a 1 kb han mostrado los experimentos de MANNING (1981) en presencia de F y los de PICHAVANT (1981) en presencia de B. En el primer caso el mínimo eutéctico tiende a desplazarse hacia el vértice Ab, mientras que para el segundo el desplazamiento es hacia el vértice Q-Or; según estos últimos autores, es de destacar que mientras el F tiende a concentrarse en el fundido, el B aparece significativamente tanto en el fundido citado como en la fase volátil (coeficiente de partición $K_D < 1$).

Fig. 99. Proyección del sistema clásico Q-Ab-Or-H₂O en el diagrama Q-Ab-Or. (a): Las líneas cotécticas son de TUTTLE y BOWEN (1958) y LUTH et al. (1964) (in MEHNERT, 1971); las posiciones de los mínimos eutécticos a 0.5, 4, 5 y 10 kb son de WINKLER (1974), la de 2 kb de VON PLATTEN (1965) y las de 1 y 3 kb de DAY y FENN (1982). (b): variaciones del mínimo eutéctico a 1 kb en presencia de 1, 2 y 4 % de F (MANNING, 1981) y en condiciones de saturación en B₂O₃ (puntos negros) (PICHAVANT, 1981).

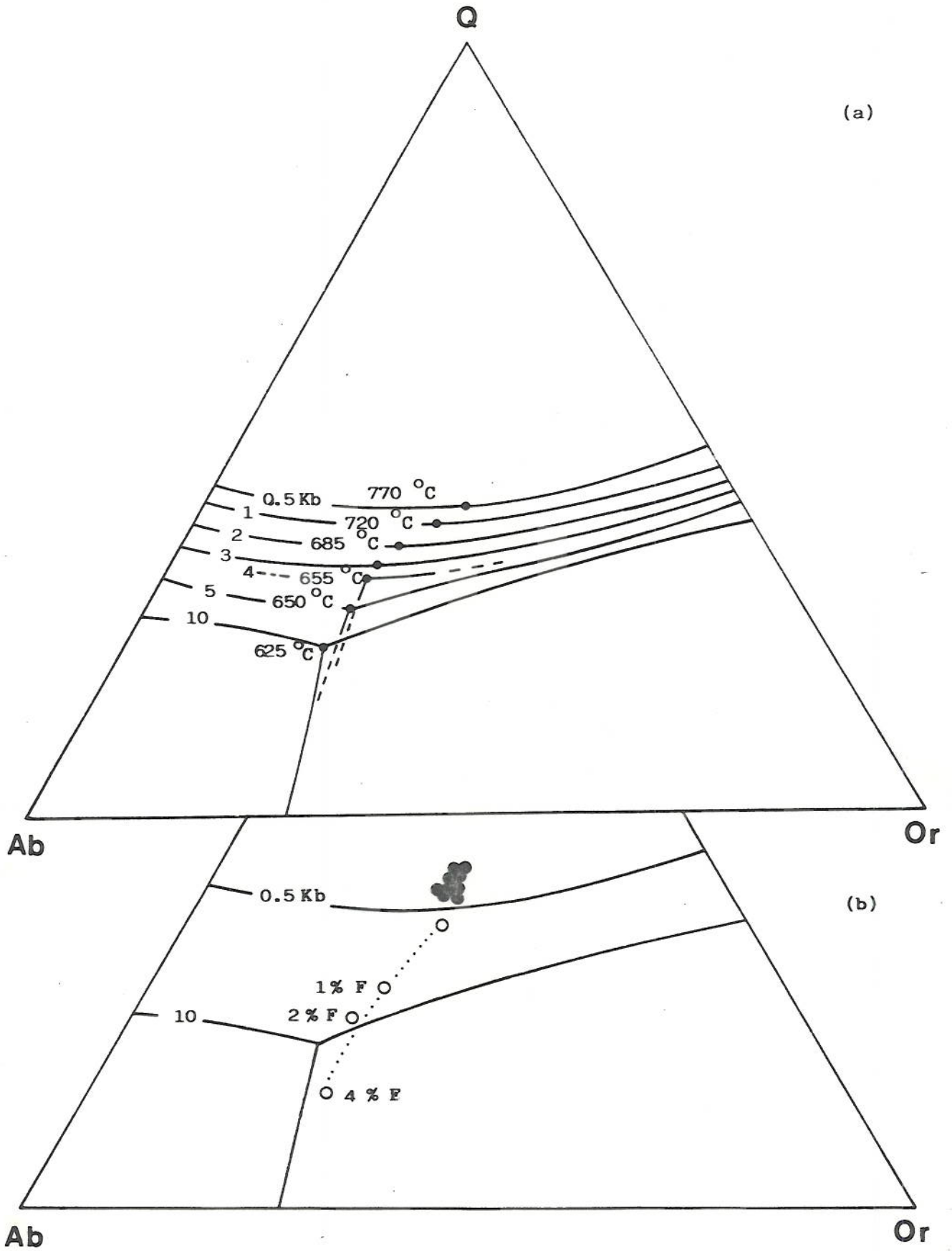


Fig. 99.

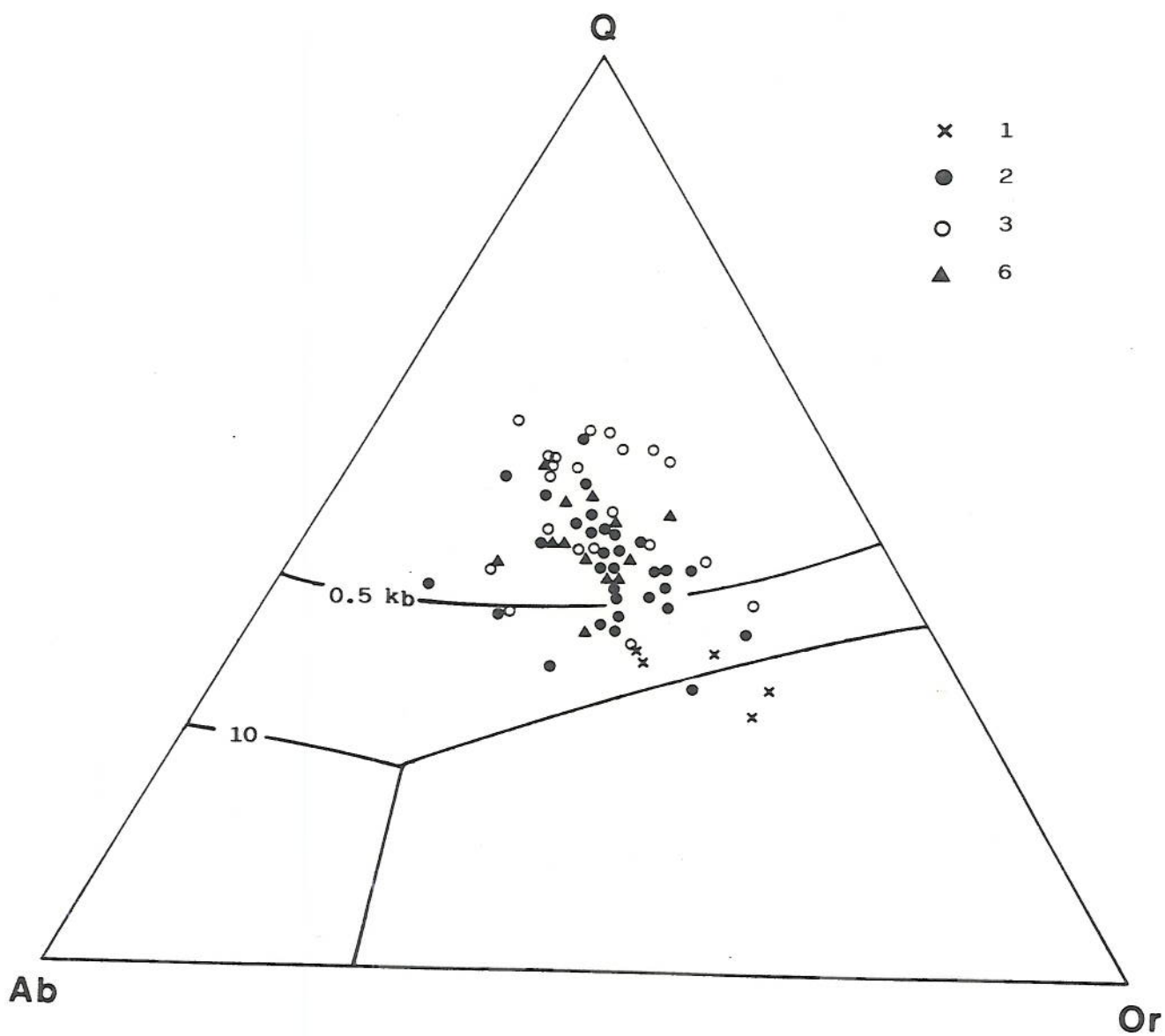


Fig. 100. Proyección en el diagrama Q - Ab - Or de los tipos graníticos del Batolito de Ricobayo (1, 2, 3) y del Complejo de Villaseco - Pereruela (6). Mismos símbolos que en la Fig. 68.

IV.5.2. DIAGRAMAS DE ESTABILIDAD

Para la determinación de las condiciones de cristalización a partir de las paragésis minerales observadas se han tomado en consideración las curvas de estabilidad de:

i/ Polimorfos Al_2SiO_5 (Fig. 102). Los estudios de SALJE (1986) muestran que mientras el diagrama de estabilidad de la sillimanita primática concuerda con los datos experimentales de HOLDAWAY (1971), el de la fibrolita es más próximo a los resultados de RICHARDSON et al. (1969). De esta manera la presencia de fibrolita debe de representar condiciones más elevadas de presión y temperatura que la sillimanita prismática; SALJE (op. cit.) concluye que ello es debido a la presencia de defectos en la red de la fibrolita.

ii/ Biotita y cordierita (Fig. 101), según los estudios experimentales sintetizados en CLEMENS y WALL (1981).

iii/ Moscovita (Fig. 102), según los trabajos experimentales de CHATTERJEE y JOHANNNES (1974) sobre las reacciones

moscovita + cuarzo \rightarrow feldespato potásico + $Al_2SiO_5 + H_2O$

y los experimentos de BARTON (1982), con la adición de flúor a este sistema, sobre la reacción:

moscovita + cuarzo ----> topacio + feldespato

potásico + Al_2SiO_5 + H_2O

que muestra como el campo de estabilidad de la moscovita se amplía ligeramente hacia temperaturas más elevadas (en cualquier caso, fenómeno mucho menos acusado que el de la variación de la curva de solubilidad granítica).

iv/ Espinela (Fig. 102). Se ha tomado como referencia el trabajo de RICHARDSON (1968) sobre espinelas ricas en hierro (hercinita). Trabajos recientes (MONTEL et al., 1986) señalan que la posición de la curva de estabilidad de la espinela varía significativamente con los contenidos en Zn (hacia temperaturas más bajas) y Mg (hacia presiones más elevadas) y fO_2 , aunque aún no hay datos para precisar en las condiciones aquí consideradas.

v/ Granate (Fig. 101), según los estudios de KEESMAN et al. (1971) acerca de las condiciones de estabilidad del almandino en condiciones de saturación en agua.

vi/ Línea crítica composicional de los feldespatos alcalinos (Fig. 102). Se han utilizado los resultados de WALDBAUM y THOMPSON (1969) para discriminar los campos subsolvus e hipersolvus para contenidos nulos de Ca. Para contenidos significativos en anortita ($An > 3\%$) su posición no es conocida con fiabilidad, pero si sabe que el campo subsolvus se desplaza hacia temperaturas más elevadas: JAMES y HAMILTON (1969) ya indican que a 1 Kb de P_{H_2O} los

fundidos graníticos con el 3 % de anortita normativa (en peso) precipitan dos feldespatos. Dado que en los granitos estudiados los contenidos en Ca son por lo general inferiores al 1 %, los datos de los autores citados serán tomados en una primera aproximación como referencia y las consideraciones subsiguientes serán análogas, referidas a temperaturas iniciales algo mayores.

vii/ Fusión de granito (Figs. 101 y 102), según los resultados experimentales obtenidos por PIWINSKII (1968) de un granito con la siguiente composición:

SiO ₂	75.40 %
Al ₂ O ₃	13.50 %
FeO	0.64 %
MgO	0.10 %
CaO	1.00 %
Na ₂ O	4.00 %
K ₂ O	4.60 %
TiO ₂	0.15 %
P ₂ O ₅	0.07 %
MnO	0.04 %
H ₂ O ⁺	0.35 %
H ₂ O ⁻	0.04 %
CO ₂	<0.05 %

viii/ Efecto de F y B sobre la curva de fusión de granito (Fig. 102). Se han utilizado los resultados de los trabajos experimentales de PICHAVANT (1981) y MANNING (1981) a 1 kb. Estos datos han sido extrapolados para cubrir los rangos de P-T comprendidos entre la curva de estabilidad de la moscovita y aproximadamente 0.5 kb. Tanto la adición de pequeñas cantidades de F como de B al sistema reduce significativamente la temperatura del solidus granítico.

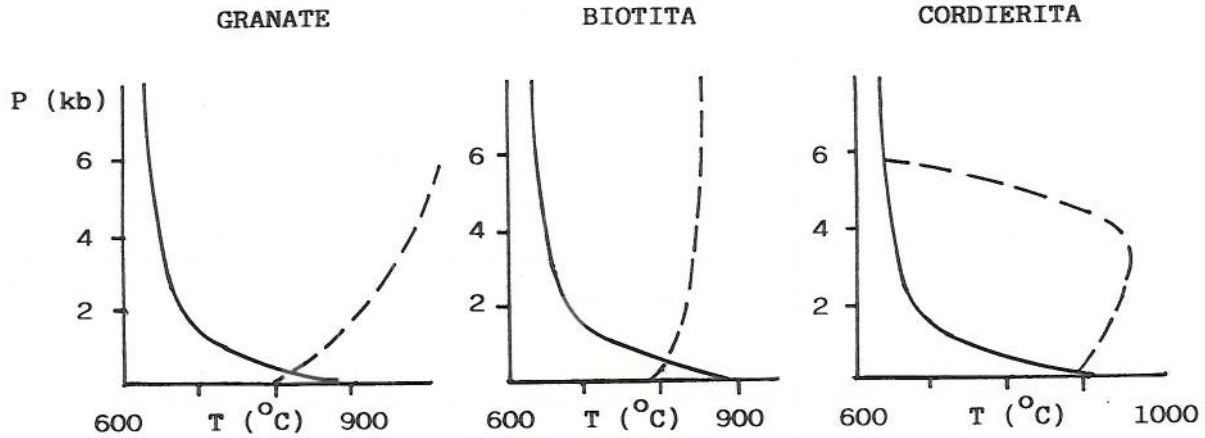


Fig. 101. Curvas de estabilidad de granate (KEESMAN et al., 1971), biotita y cordierita (CLEMENS y WALL, 1981). La curva de fusión granítica (en trazo continuo) es de PIWINSKII (1968).

Fig. 102. Diagrama P - T de estabilidad: la flecha de trazo más grueso señala la evolución de los granitos estudiados. El punto triple (1) es de RICHARDSON et al. (1969) y el (2) de HOLDAWAY (1971). La curva de estabilidad (3) es de CHATTERJEE y JOHANNES (1974), la (4) de BARTON (1982), la (5) de RICHARDSON (1968) y la (6) de WALDBAUM y THOMPSON (1969). La curva de fusión granítica ha sido tomada de PIWINSKII (1968) y los efectos sobre ella de B_2O_3 de PICHAVANT (1981) y de F de MANNING (1981) (fk, feldespatos potásico; ms, moscovita; q, cuarzo; tp, topacio).

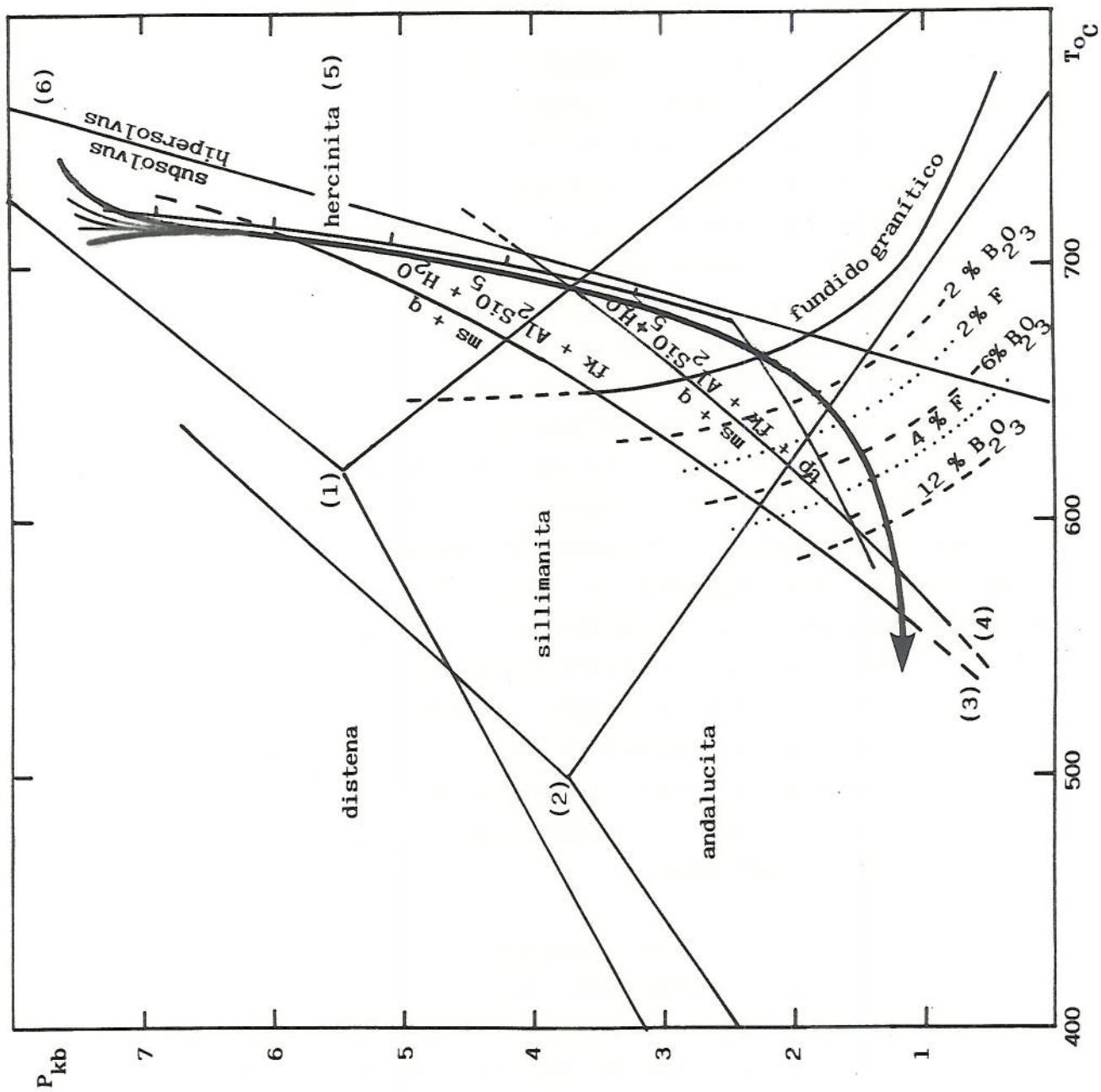


Fig. 102.

La tendencia evolutiva de las condiciones de cristalización de los granitos estudiados a partir de las paragénesis minerales observadas se ha representado sobre el diagrama de estabilidad de la Fig. 102.

Esta tendencia sugiere que el inicio de la cristalización debió producirse a presiones y temperaturas superiores a 700 °C (aún más elevadas si se tiene en cuenta la influencia del contenido en CaO citado precedentemente) y 6 kb y que posteriormente continuó en condiciones próximas al campo de estabilidad de la moscovita (de ahí la presencia esporádica de moscovita primaria) hacia la recta de estabilidad andalucita - sillimanita de RICHARDSON et al. (1969) en su proximidad con el campo hipersolvus (coexistencia de fibrolita con feldespatos con perfitas "piel de tigre"). El siguiente punto de referencia viene dado por la presencia escasa de andalucita magmática, que sugiere la existencia de importantes cantidades de F y B, próximas al 2 % del primero y/o 2-3 % del segundo; proporciones mucho más importantes de moscovita primaria pueden aparecer en los términos más evolucionados (pegmatoides, etc., con netos rasgos de emplazamiento más superficial y riqueza en volátiles), que cristalizan a temperaturas sensiblemente menores.

En síntesis, la tendencia evolutiva inferida indica un fuerte descenso de la presión con poca variación en la temperatura, situación coherente con el ascenso del magma, seguido por un fuerte descenso de la temperatura una vez emplazado en niveles someros.

IV.6. EVOLUCION PETROGENETICA

IV.6.1. FUSION PARCIAL EN EQUILIBRIO

IV.6.1.1. CONSIDERACIONES TEORICAS

Los magmas se generan por la fusión parcial de una asociación sólida multifásica. Los dos modelos de fusión parcial más comúnmente usados son el de fusión parcial en equilibrio ("equilibrium partial melting") y el de fusión fraccionada ("fractional melting").

Durante la fusión en equilibrio, los elementos traza lo están con el fundido y el sólido residual mientras dicha fusión tiene lugar y hasta que suficiente fundido se acumule y ascienda, separándose del material residual debido a su menor densidad, para formar un plutón o cuerpos hipoabisales o volcánicos (HANSON, 1978). En cambio, durante la fusión fraccionada, el líquido se separa del sólido residual "instantáneamente" de forma que sólo las superficies de las diferentes fases minerales están en equilibrio. Estos líquidos debido a su menor densidad ascenderán y se almacenarán en una cámara magmática (ALLEGRE y MINSTER, 1978).

HANSON (op.cit.) señala que la fusión parcial en equilibrio es el modelo más realista porque los primeros líquidos generados contendrán prácticamente todos los volátiles. La separación del fundido y volátiles acompañantes del residuo hace que el solidus de éste sea significativamente mayor que el del material original y por lo tanto sea necesaria la adición de calor o volátiles para continuar la fusión.

Las ecuaciones que describen el comportamiento de un determinado elemento durante la fusión parcial en equilibrio, único modelo aquí considerado, son (SHAW, 1970):

$$C^L = \frac{C^0}{D + f(1 - P)} \quad (1)$$

$$C^R = C^L \frac{D - fP}{1 - f} \quad (2)$$

donde: C^L , es la concentración del elemento en el líquido;

C^0 , la concentración del elemento en el sólido original;

C^R , la concentración del elemento en el sólido residual;

f , la proporción en peso del material fundido;

D , el coeficiente global de partición, para la asociación mineralógica inicial, que se calcula mediante

$$D = \sum_{i=1}^n X_i d_i$$

siendo X_i la proporción en peso del mineral i en el sólido inicial y d_i , el coeficiente de partición entre el líquido magmático y el mineral i del elemento considerado;

P , coeficiente de partición global para los minerales que entran en el líquido, que es dado por

$$P = \sum_{i=1}^n Y_i d_i$$

siendo Y_i la proporción en peso del mineral i que entra en el líquido y d_i , el coeficiente de partición sólido-líquido para la fase i .

IV.6.1.2. ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS

Una de las aplicaciones que BATCHELOR y BOWDEN (1985) proponen para el diagrama R_1-R_2 de DE LA ROCHE et al. (1980) es su utilización para explicar la generación de magmas graníticos. Estos autores señalan que los primeros líquidos que se separan de una fuente cortical félsica tienen composiciones equivalentes a feldespato alcalino, cuarzo y plagioclasa sódica. El contenido en anortita se incrementará con la temperatura (y con la disponibilidad de Ca, WINKLER, 1979). Una consecuencia de lo expuesto es que si se funden materiales metasedimentarios con una composición media determinada, el vector de fusión unirá las composiciones de fusión mínima con las composiciones menos félsicas de estos materiales (TUTLE y BOWEN, 1958).

La superposición (Fig. 103) de los campos composicionales de los granitos estudiados y de metasedimentos de tres series preordovícicas regionales elegidas por su desigual grado metamórfico:

i/ Serie epimetamórfica de los Montes de Toledo (datos de SAAVEDRA et al., no publicados);

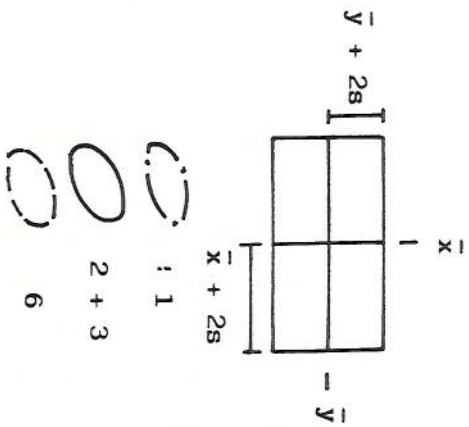
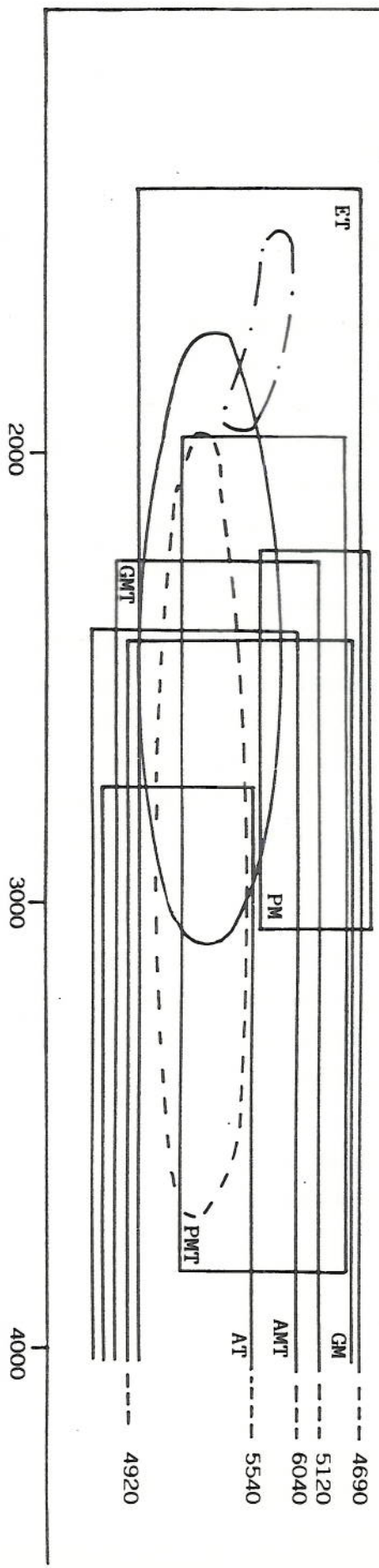


Fig. 103. Superposición de los campos composicionales en el diagrama R1 - R2 de rocas de desigual grado metamórfico (serie de Los Montes de Toledo: PMT, pizarras; GMT, grauwackas; AMT, areniscas; Serie de Terrubias: AT, areniscas, ET, esquistos, Serie de Morille: PM, pizarras; GM, grauwackas) y de los granitos estudiados (Batolito de Ricobayo: 1, granitos biotíticos con cordierita; 2 + 3, granitos de dos micas y moscovíticos; Complejo de Villaseco - Pereruela: 6, leucogranitos). (\bar{x} e \bar{y} , medias aritméticas; s, desviación standard)



ii/ Serie de grado metamórfico intermedio de Terrubias, provincia de Salamanca (datos de PELLITERO et al., 1985);

iii/ Serie de grado metamórfico más elevado de Morille, provincia de Salamanca (datos de PELLITERO, 1980);

en el diagrama $R_1 - R_2$, junto con su localización en la zona que BATCHELOR y BOWDEN (1985) identifican como de los granitos anatécnicos, sugiere que materiales de composiciones similares puedan haber sido el material fuente del magma que generó los granitos estudiados.

Sobre el diagrama $K/Rb - Rb$ se han representado las muestras de las unidades graníticas distinguidas (Fig. 104) y las composiciones medias de estas y de las rocas metasedimentarias pertenecientes a las series señaladas precedentemente (Tabla XXV y Fig. 105).

El líquido que se generaría por la fusión parcial de las rocas de la serie de Morille, las que contienen mayor cantidad de Rb, es el más próximo a las composiciones de los granitos estudiados, mientras que por el contrario, el líquido producido durante la fusión de las rocas de la serie de los Montes de Toledo, con menos Rb, sería el más alejado.

La conclusión es evidente. Si bien existe una superposición en cuanto a cierto rango de composiciones entre las rocas metasedimentarias con alto contenido en Rb y las rocas graníticas, especialmente los granitos de dos micas del Batolito de Ricobayo y leucogranitos de Villaseco, la tendencia general hacia un marcado enriquecimiento en Rb no es explicada por el

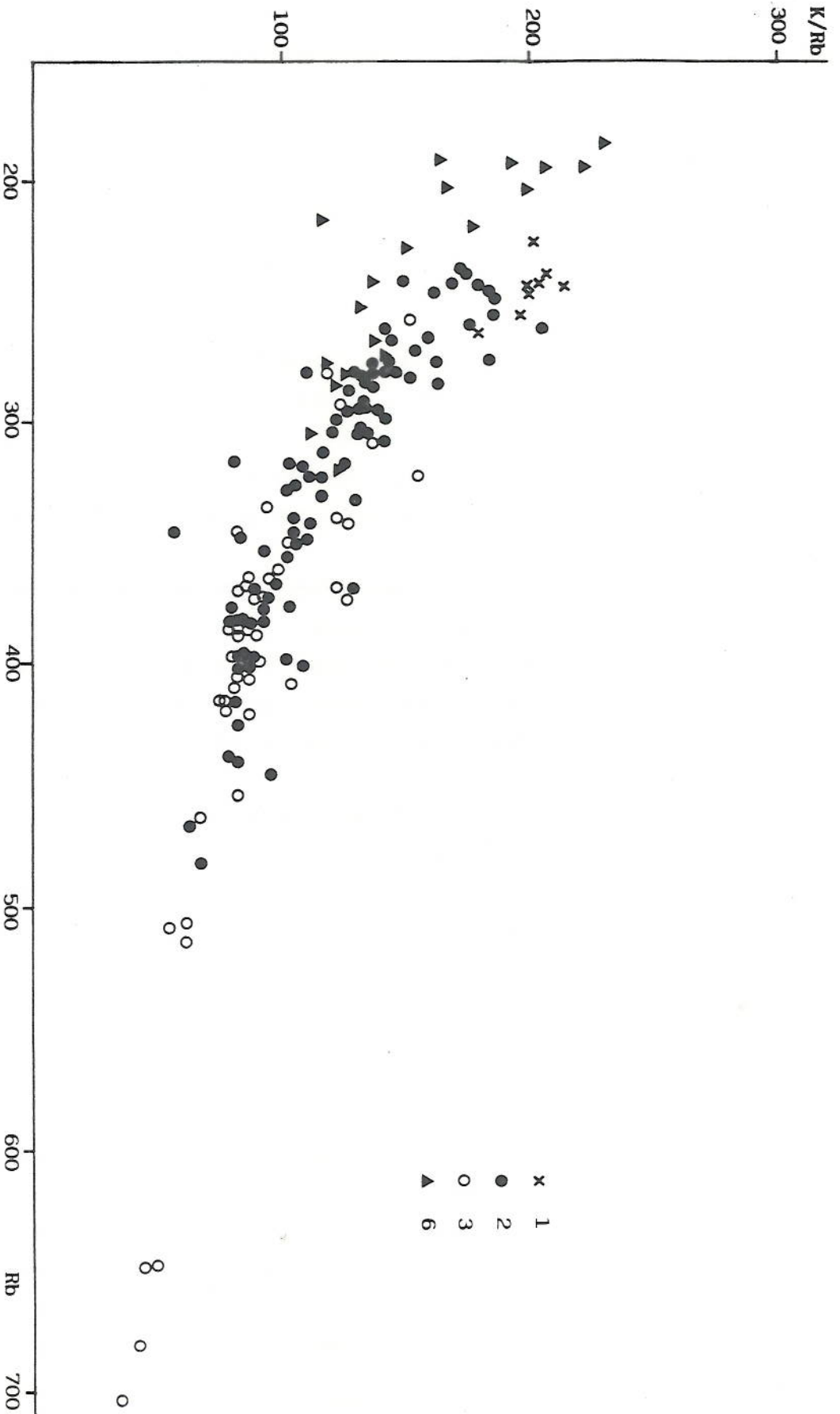


Fig. 104. Diagrama K/Rb - Rb de los tipos graníticos del Batolito de Ricobayo (1, 2 y 3) y del Complejo de Villaseco - Peruvuela (6). Mismos símbolos que la Fig. 68.

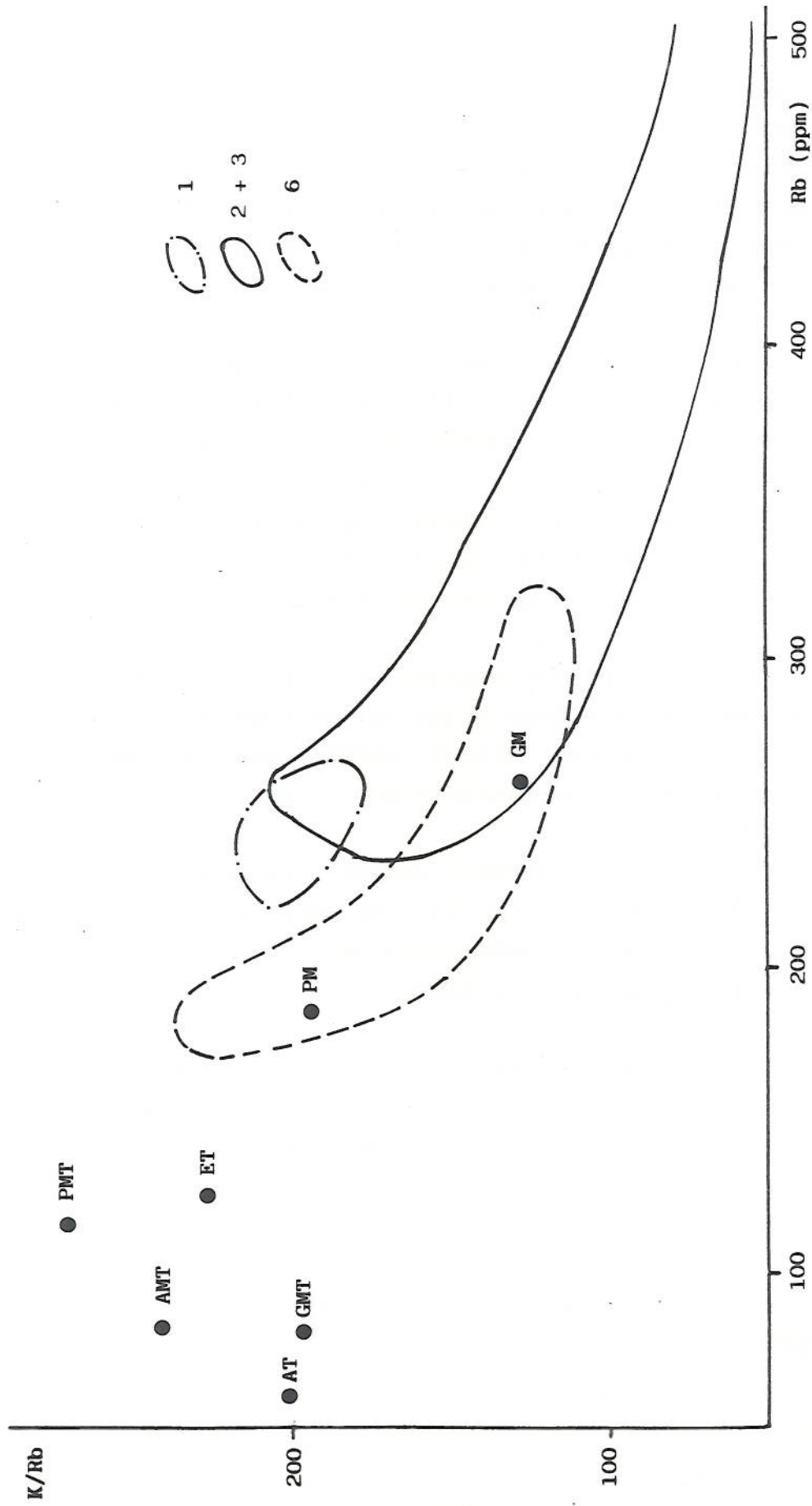


Fig. 105. Diagrama K/Rb - Rb con los campos composicionales de los tipos graníticos del Batolito de Ricobayo (1, 2 y 3) y leucogranitos de Villaseco (6) y composiciones medias de las rocas de las series de los Montes de Toledo, Terrubias y Morille (misma nomenclatura que en la Fig. 103).

mecanismo de fusión parcial (que produciría un empobrecimiento en Rb), es decir, el material parental que originó los granitos considerados pudo ser equiparable a las rocas de la serie de Morille, pero el mecanismo que produjo la tendencia geoquímica que muestran estos granitos no fue la fusión parcial.

Estas observaciones son coherentes con las conclusiones que MILLER (1985) ha puntualizado respecto al origen de las rocas ígneas peraluminicas:

- i/ muy pocas rocas ígneas de este tipo derivan completamente de fuentes pelíticas, en contra de lo afirmado en muchas ocasiones;
- ii/ la mayoría de los magmas peraluminicos derivan en gran parte o completamente de fuentes corticales continentales, probablemente por anatexia de materiales cuarzo-feldespáticos; y
- iii/ algunas rocas ígneas pueden generarse por la fusión parcial de fuentes máficas metaluminicas (corticales o subcorticales), pero en todo caso siempre serían una minoría.

El considerar que los granitos que aparecen asociados espacialmente a niveles del Precámbrico superior-Paleozoico inferior ibéricos proceden de la anatexia de materiales ricos en Al (pelíticos) es, pues, inviable: esto es probable precisamente en algunos términos, planteándose el problema del mecanismo del proceso si las series son, típicamente, alternantes y monótonas.

Tabla XXV. Composiciones medias (media aritmética) de rocas de tres series regionales de desigual grado metamórfico (cuarzo, albita y ortosa han sido recalculados a 100 % a partir de la catanorma).

	MONTES DE TOLEDO (1)			TERRUBIAS (2)		MORILLE (3)	
	P	G	A	A	E	P	G
Cuarzo	57	64	74	66	52	51	64
Albita	12	19	9	23	20	10	10
Ortosa	31	17	17	11	28	39	26
K/Rb	221	196	241	201	225	187	127
Rb	118	83	85	63	127	194	261
Nº muestras	72	41	23	62	36	32	12

A, areniscas; G, grauwackas; P, pizarras.

(1) Datos de SAAVEDRA et al., no publicados.

(2) Datos de PELLITERO et al. (1985).

(3) Datos de PELLITERO (1980).

IV.6.2. DIFERENCIACION POR CRISTALIZACION FRACCIONADA

IV.6.2.1. CONSIDERACIONES TEORICAS

La cristalización fraccionada explica la distribución de los elementos traza entre líquido y sólido durante la precipitación de un cúmulo sólido en una cámara magmática. En esta situación únicamente la superficie de los cristales está en equilibrio con el fundido, debido a que la baja difusión iónica en el estado sólido no permite el reequilibrio entre los sólidos previamente formados y el líquido cuya composición permanecerá más o menos homogénea (McCARTHY y HASTY, 1976; McCARTHY y ROBB, 1978; ALLEGRE y MINSTER, 1978; HANSON, 1978).

Cuando una asociación mineral determinada cristaliza, cierta cantidad de un elemento traza dado entra a formar parte del sólido generado. La concentración de dicho elemento en las fases fluida y sólida, para un coeficiente global de partición constante, cumple la ley de fraccionación de RAYLEIGH (RAYLEIGH, 1896; NEUMANN et al., 1954):

$$C^L = C^0 f^{D-1}$$

donde: C^L , es la concentración del elemento traza en el magma diferenciado,

C^0 , la concentración del elemento en el magma original,

f , la fracción en peso del magma no cristalizado, y

D , el coeficiente global de partición, que se calcula mediante la ecuación

$$D = \sum_{i=1}^n X_i d_i$$

siendo X_i la fracción en peso del mineral i y d_i , el coeficiente de partición del elemento traza en este mineral (relación de concentración entre el mineral y el magma).

La concentración del elemento traza en el sólido formado (C^s) es:

$$C^s = D C^L$$

Si en un diagrama de coordenadas logarítmicas se representan las concentraciones en los líquidos residuales o sólidos formados frente a las concentraciones de un segundo elemento, los puntos representativos de líquido y sólido dibujarán dos rectas paralelas.

IV.6.2.2. BATOLITO DE RICOBAYO

Para la modelización del proceso de diferenciación magmática por el proceso de cristalización fraccionada para los granitos del Batolito de Ricobayo se ha asumido que se parte de un magma inicial homogéneo con 430 ppm de Ba, 80 de Sr y 350 de Rb (valores inferidos en aproximaciones sucesivas) del que van cristalizando fases minerales en proporciones relativas constantes: 39 % de cuarzo, 23 % de feldespato potásico, 22 % de plagioclasa, 12 % de moscovita y 4 % de biotita. Estos porcentajes se han deducido de la composición modal media de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa de los granitos de dos micas y moscovíticos (Tipos 2 y 3; Tabla XVII) y de moscovita y

biotita de los análisis modales de los granitos de dos micas del Batolito de Ricobayo de TOROS (1981).

Los coeficientes de partición utilizados figuran en la Tabla XXVI y los coeficientes globales de partición calculados a partir de ellos en la Tabla XXVII.

Con las ecuaciones de la diferenciación por cristalización fraccionada se calculan los valores de Ba, Sr y Rb para el líquido y el sólido que cristaliza en diferentes etapas del proceso (Tabla XXVIII).

Las tendencias evolutivas teóricas y las que presentan las muestras tomadas en el Batolito de Ricobayo muestran ciertas coincidencias (Figs. 106 - 108):

- i/ fuertes pendientes en los gráficos Sr-Rb, Ba-Rb y Ba-Sr;
- ii/ enriquecimiento en Rb y empobrecimiento en Sr y Ba durante la diferenciación;
- iii/ amplios rangos de variación para Ba y Sr y pequeño para Rb; y
- iv/ ajuste aceptable hasta fracciones de magma cristalizado del 40 %.

En todos los gráficos, los granitos biotíticos con cordierita (Tipo 1) parecen formar parte, como términos menos evolucionados, de las tendencias generales, lo que probablemente es indicativo del origen cogenético de todos los términos graníticos diferenciados en el Batolito de Ricobayo.

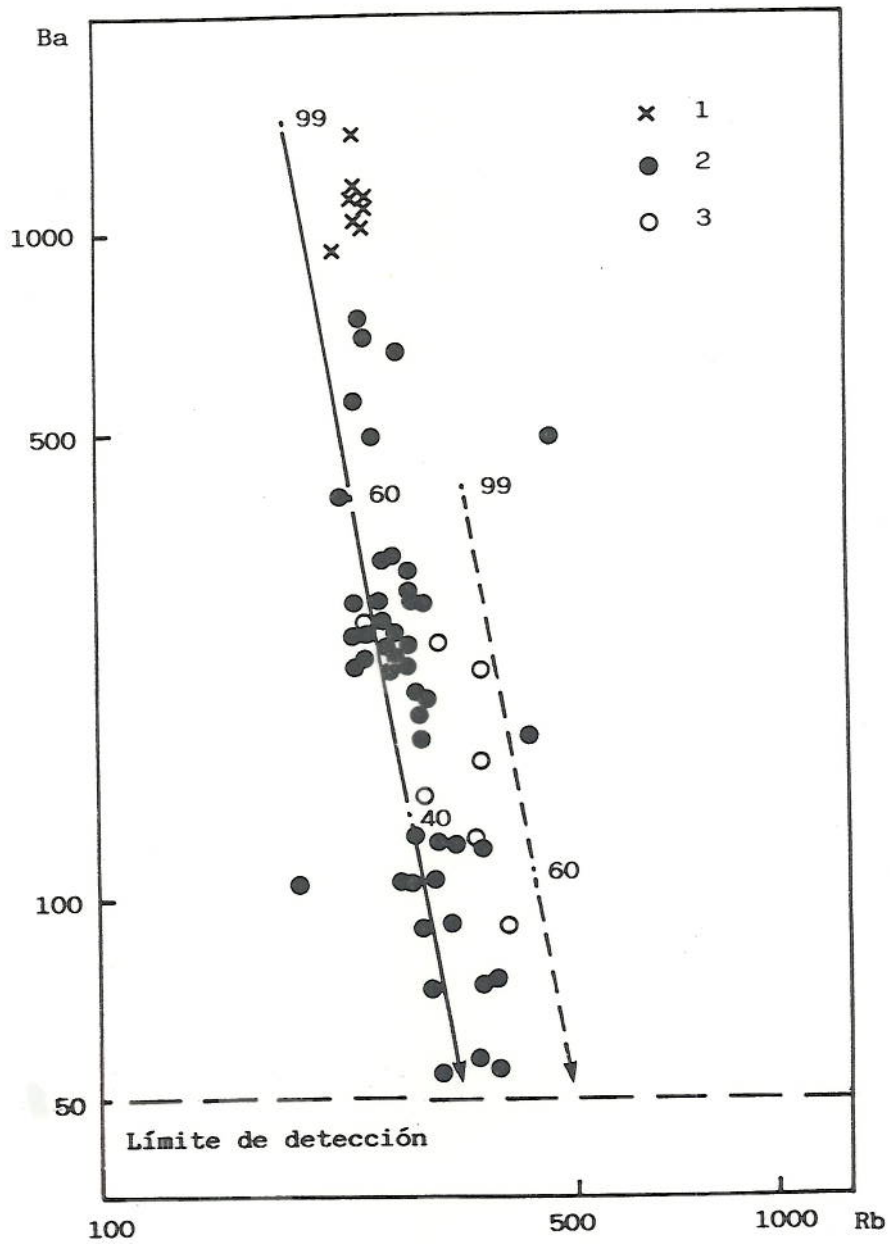


Fig. 106. Ba - Rb: modelo teórico de cristalización fraccionada para los granitos del Batolito de Ricobayo (1, granitos biotíticos con cordierita; 2, granitos de dos micas; 3, granitos de dos micas-moscovíticos y netamente moscovíticos). La evolución del líquido está indicada con trazo discontinuo y la del sólido con trazo continuo (en cada una de ellas se han señalado las proporciones en peso del material fundido).

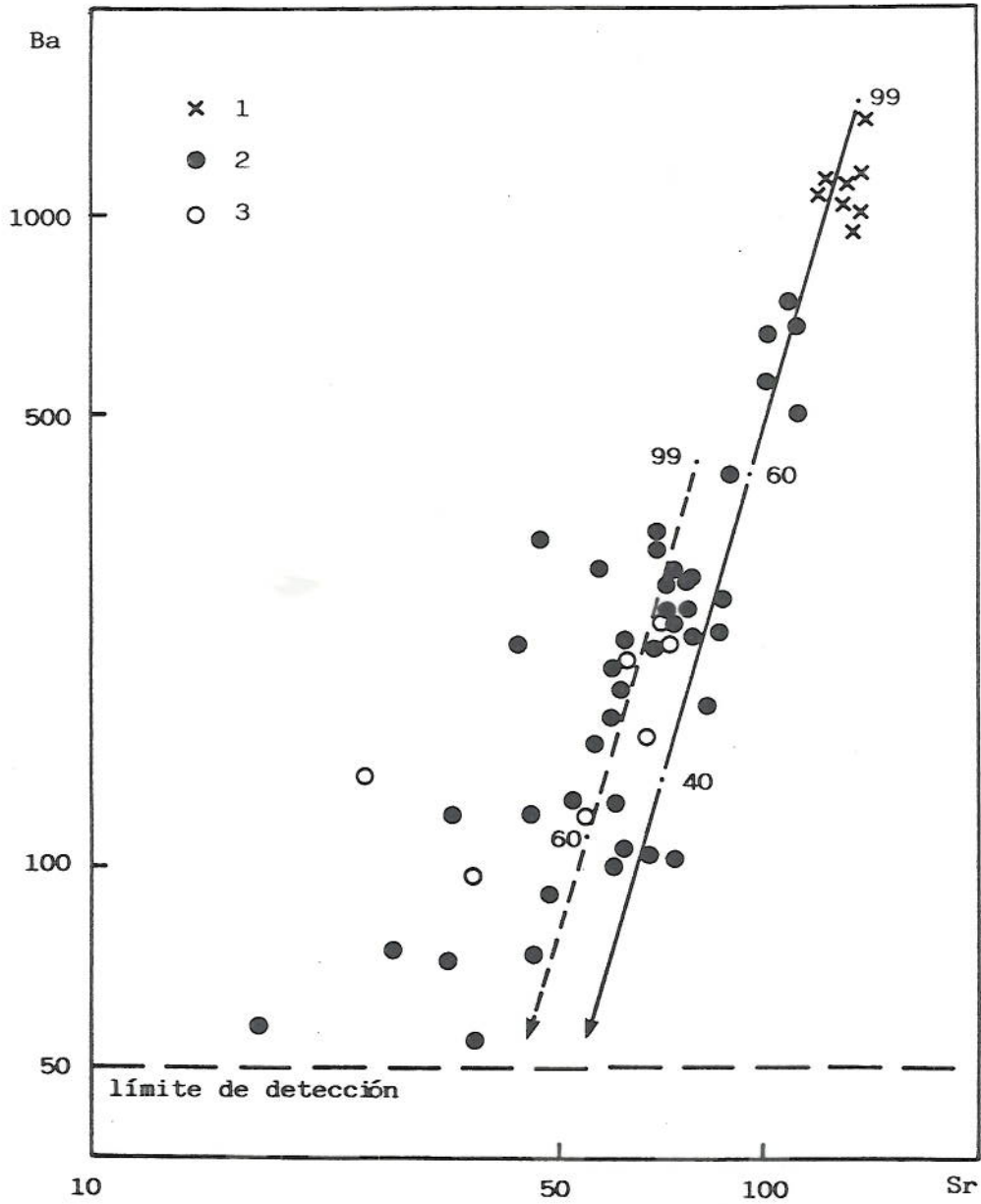


Fig. 107. Ba - Sr: modelo teórico de cristalización fraccionada para los granitos del Batolito de Ricobayo (misma simbología que la Fig. 106).

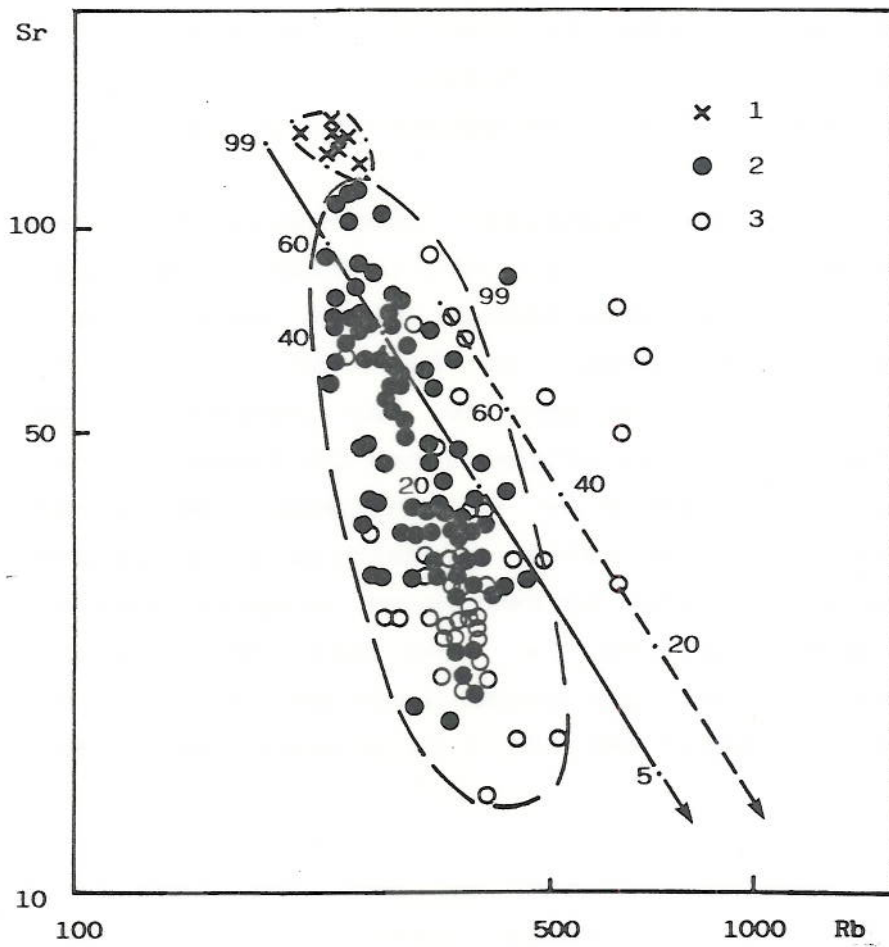


Fig. 108. Rb - Sr: modelo teórico de cristalización fraccionada para los granitos del Batolito de Ricobayo (misma simbología que la Fig. 106).

A pesar de las concordancias observadas entre los modelos teóricos calculados y las distribuciones observadas, el ajuste no puede ser calificado de muy satisfactorio. Es evidente que la composición de las muestras difiere sustancialmente del modelo teórico en el gráfico Sr-Rb, mientras que en las representaciones Ba-Sr y Ba-Rb, al menos aparentemente, existe una mayor coincidencia (debe tenerse en cuenta que sólo se han representado aquellas muestras con contenidos en Ba superiores al límite de detección, 50 ppm).

Las discrepancias observadas no pueden ser explicadas por la utilización de parámetros composicionales incorrectos en el cálculo del modelo. Otras composiciones en Ba, Sr y Rb únicamente cambiarían el origen de las tendencias teóricas, mientras que otras proporciones de fases minerales sólo producen un cambio en su pendiente. Se ha comprobado que para ajustar tales tendencias a las pendientes de las observaciones se requieren proporciones minerales muy apartadas de la realidad del granito local verosímil, como por ejemplo más del 30 % de feldespato potásico, menos del 15 % de plagioclasa y más de 20 % de micas.

Otra posibilidad es que los coeficientes de partición no permanezcan constantes a lo largo de la evolución granítica, lo cual contradice uno de los supuestos en que se basan las ecuaciones de diferenciación por cristalización fraccionada (ley de RAYLEIGH).

Otra circunstancia que debe señalarse es que la cristalización fraccionada parece que se produce desde los márgenes hacia el interior de la cámara magmática

(McCARTHY y ROBB, 1978; TINDLE y PEARCE, 1981), dando lugar a una zonación en la que los términos más evolucionados aparecerán en la parte central. Esta particularidad no coincide en absoluto con lo observado en el Batolito de Ricobayo (Figs. 66 y 88 - 96). Además hay que considerar todas las objeciones habituales de mecanismos que permitan la separación y agrupación de minerales constitutivos de las facies, ya discutidas y reflejadas en los trabajos citados.

Todas estas divergencias sugieren que las concentraciones observadas no se han generado por el mecanismo de cristalización fraccionada o al menos no sólo por éste.

Tabla. XXVI. Coeficientes de partición.

	cuarzo	feld. potásico	plagio-clasa	moscovita	biotita
Ba (1)	0.001	12.90	1.21	2.66	3.21
Sr (1)	0.001	3.55	4.12	0.104	0.08
Rb (2)	0.001	1.04	0.091	1.54	2.51

(1) Tomados de la recopilación de MITTLEHFDLT y MILLER (1983).

(2) Tomados de la recopilación de RAPELA y SHAW (1979).

Tabla XXVII. Coeficientes globales de partición (D). Modelo para los granitos del Batolito de Ricobayo.

D	
Ba	3.6812
Sr	1.7390
Rb	0.5448

Tabla. XXVIII. Composición de líquido y sólido, según el modelo de cristalización fraccionada, para diferentes proporciones en peso del material fundido (f).

f		1.00	0.99	0.60	0.40	0.20	0.05
Líquido	Ba	430	419	109	37	6	<1
	Sr	80	79	55	41	24	9
	Rb	350	352	442	531	728	1370
Sólido	Ba	-	1542	401	136	22	<1
	Sr	-	138	97	71	42	16
	Rb	-	192	241	289	397	750

IV.6.2.3. LEUCOGRANITOS DE VILLASECO

El modelo de diferenciación por cristalización fraccionada se ha calculado para los leucogranitos de Villaseco partiendo de un magma inicial homogéneo con 120 ppm de Ba, 400 de Rb y 60 de Sr. Las proporciones relativas constantes de las fases minerales que cristalizan son 42 % de cuarzo, 24 % de feldespato potásico, 24% de plagioclasa, 8 % de moscovita y 2% de biotita. Las proporciones cuarzo-feldespáticas son los valores medios de los análisis modales correspondientes (Tabla XVII); las de las micas y las concentraciones de los otros parámetros considerados han sido inferidas en aproximaciones sucesivas.

Los coeficientes globales de partición (Tabla XXIX) se han calculado utilizando los coeficientes de partición de la Tabla XXVI. Las composiciones de líquido y sólido durante el proceso figuran en la Tabla XXX y se han representado en la Fig. 109).

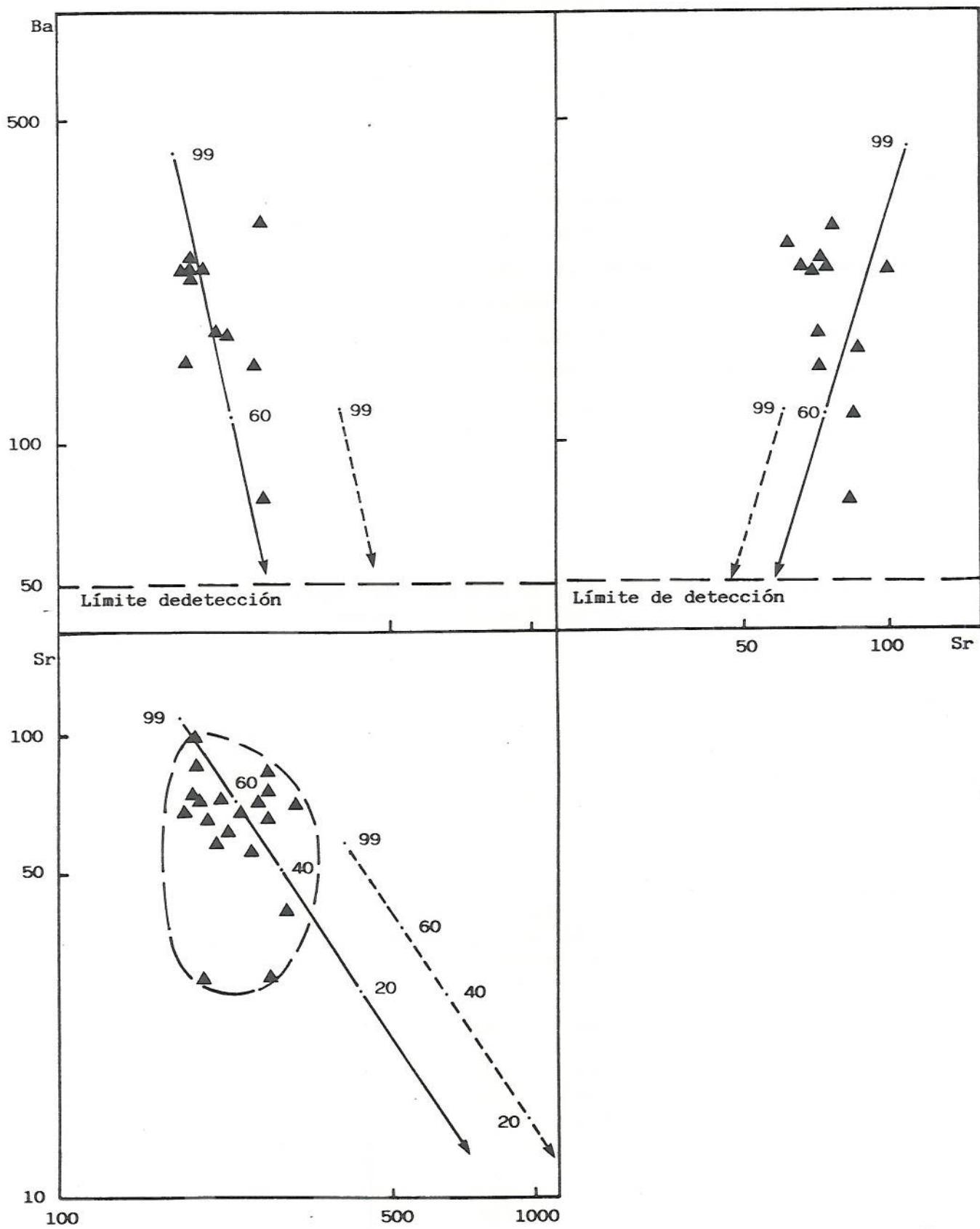


Fig. 109. Modelo teórico de cristalización fraccionada de Ba, Sr y Rb para los leucogranitos de Villaseco (misma simbología que en la Fig. 106).

Aunque el número de muestras es relativamente bajo (19) y 8 de ellas tienen menos de 50 ppm de Ba (límite de detección), los razonamientos previamente expuestos para los granitos del Batolito de Ricobayo son igualmente válidos para los leucogranitos de Villaseco. La diferencia más manifiesta es que es necesario partir de un magma mucho más evolucionado para dar estos. En síntesis, puede afirmarse también que el proceso de cristalización fraccionada por sí solo no explica la variabilidad de estas rocas en Ba, Sr y Rb.

Tabla XXIX. Coeficientes globales de partición (D). Modelo para los leucogranitos de Villaseco.

D	
Ba	3.6638
Sr	1.8511
Rb	0.4453

Tabla. XXX. Composición de líquido y sólido, según el modelo de cristalización fraccionada, para diferentes proporciones en peso del material fundido (f).

f		1.00	0.99	0.60	0.40	0.20	0.05
Líquido	Ba	120	117	31	10	2	<1
	Sr	60	59	39	28	15	5
	Rb	400	402	531	665	977	2108
Sólido	Ba	-	429	114	37	7	<1
	Sr	-	109	72	52	28	9
	Rb	-	179	236	296	435	940

IV.6.2.4. APLITAS Y APLOPEGMATITAS

Las aplitas del Batolito de Ricobayo y aplopegmatitas del Complejo de Villaseco-Pereruela muestran una gran dispersión en sus concentraciones de Sr y Rb. Es importante señalar además que las aplitas intra- y extrabatolíticas muestran rangos de variación similares en los parámetros aquí considerados.

En conjunto, si se comparan (Fig, 110) los modelos teóricos de diferenciación por cristalización fraccionada calculados, teniendo en cuenta especialmente la fracción en peso del magma, para los granitos genéticamente relacionados con las aplitas y aplopegmatitas se observa que tales modelos no se ajustan en absoluto a las tendencias mostradas por estos materiales.

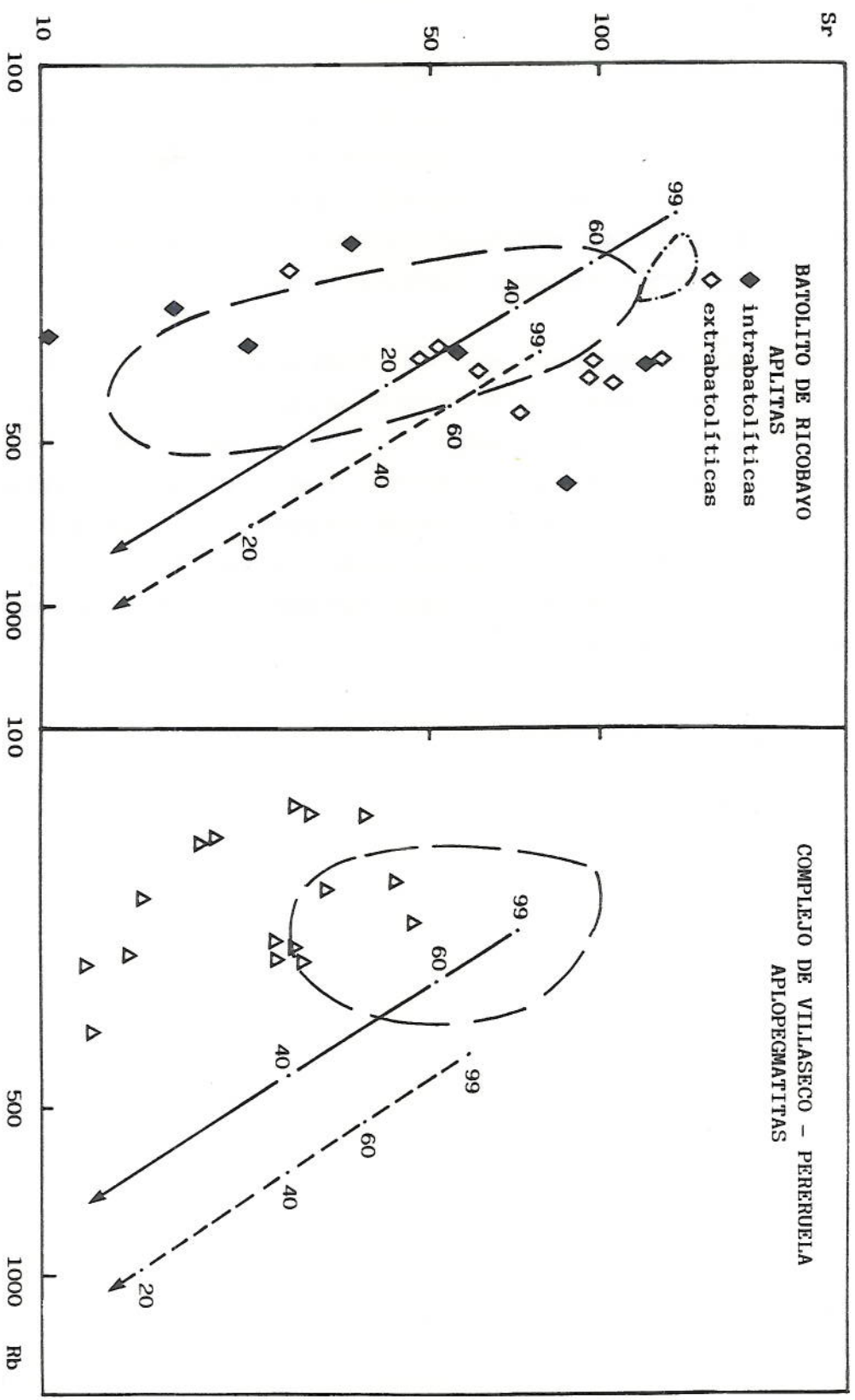


Fig. 110. Comparación de los modelos teóricos de cristalización fraccionada con la composición de las apatitas del Batolito de Ricobayo y aplopegmatitas del Complejo de Villaseco - Pereruela. (ver Figs. 108 y 109).

IV.6.3. OTROS PROCESOS DE DIFERENCIACION

IV.6.3.1. DIFUSION TERMOGRAVITACIONAL

Un gradiente térmico estable aplicado a una solución da lugar a la formación de un gradiente de concentración: es el efecto de termodifusión o efecto Soret (Soret, 1880). Las variaciones de concentración obtenidas de esta manera son muy poco importantes, pero si este fenómeno es combinado con movimientos de convección térmica se producirán variaciones considerables en la concentración: es el efecto termogravitacional descubierto por CLUSIUS y DICKEL (1939).

COSTESEQUE y SEMPERE, (1985) y COSTESEQUE (1986), por citar investigaciones recientes, a partir de experimentos sobre el efecto termogravitacional en medio poroso en soluciones electrolíticas, muestran que se pueden lograr grandes variaciones químicas e isotópicas en columnas termogravitacionales.

En líneas generales, todos los experimentos, tanto los realizados sobre líquidos silicatados como sobre soluciones acuosas, muestran que los componentes menos densos y los isótopos más ligeros se concentran difusivamente hacia la parte superior de los contenedores experimentales. HILDRETH (1981), a partir del exhaustivo estudio de los materiales volcánicos de Bischopp Tuff, postula un modelo en el que durante la diferenciación de los magmas silícicos tendría lugar algún tipo de interacción compleja entre la composición y la disponibilidad de espacio en líquidos silicatados zonados estructural y térmicamente que daría lugar a

una asociación composicional esencialmente producida por termodifusión en el estado líquido y complejos en la fase volátil. El resultado sería un fraccionamiento extremo, con acumulación del magma más silícico, enriquecido en elementos de gran radio iónico y empobrecido en Ba y Sr, en las paredes y, especialmente, en el techo de la cámara magnética.

La similitud es evidente entre los factores de enriquecimiento de los granitos de dos micas del Batolito de Ricobayo con la de los materiales volcánicos de Bishop Tuff de HILDRETH (op. cit.) y de otros batolitos del centro-oeste de España (SAAVEDRA et al., 1985), todos con rasgos muy semejantes y en los que es lógico un mecanismo esencialmente análogo.

Un factor de enriquecimiento es la relación que se obtiene al dividir la concentración de un elemento en los términos más evolucionados por la de los menos evolucionados (en el presente caso se han usado las medias aritméticas más/menos dos desviaciones standard, Tabla XIX).

La similitud observada probablemente indica que el (los) proceso(-s) genético(-s) debe(n) ser semejante(-s) y si se invoca la interpretación de HILDRETH (op. cit.), el modelo de difusión termogravitacional sería uno de los más aceptables para los granitos estudiados. Sin embargo, existe cierta controversia sobre tal modelo pues por una parte parece ser que la convección térmica sería débil en magmas graníticos (BRANDEIS y JAUPART, 1986) y por otra las tendencias geoquímicas de Bishop Tuff, así como la acumulación del material más silícico a techo de las cámaras magmáticas también pueden ser explicadas a través de procesos de diferenciación cristal-fundido.

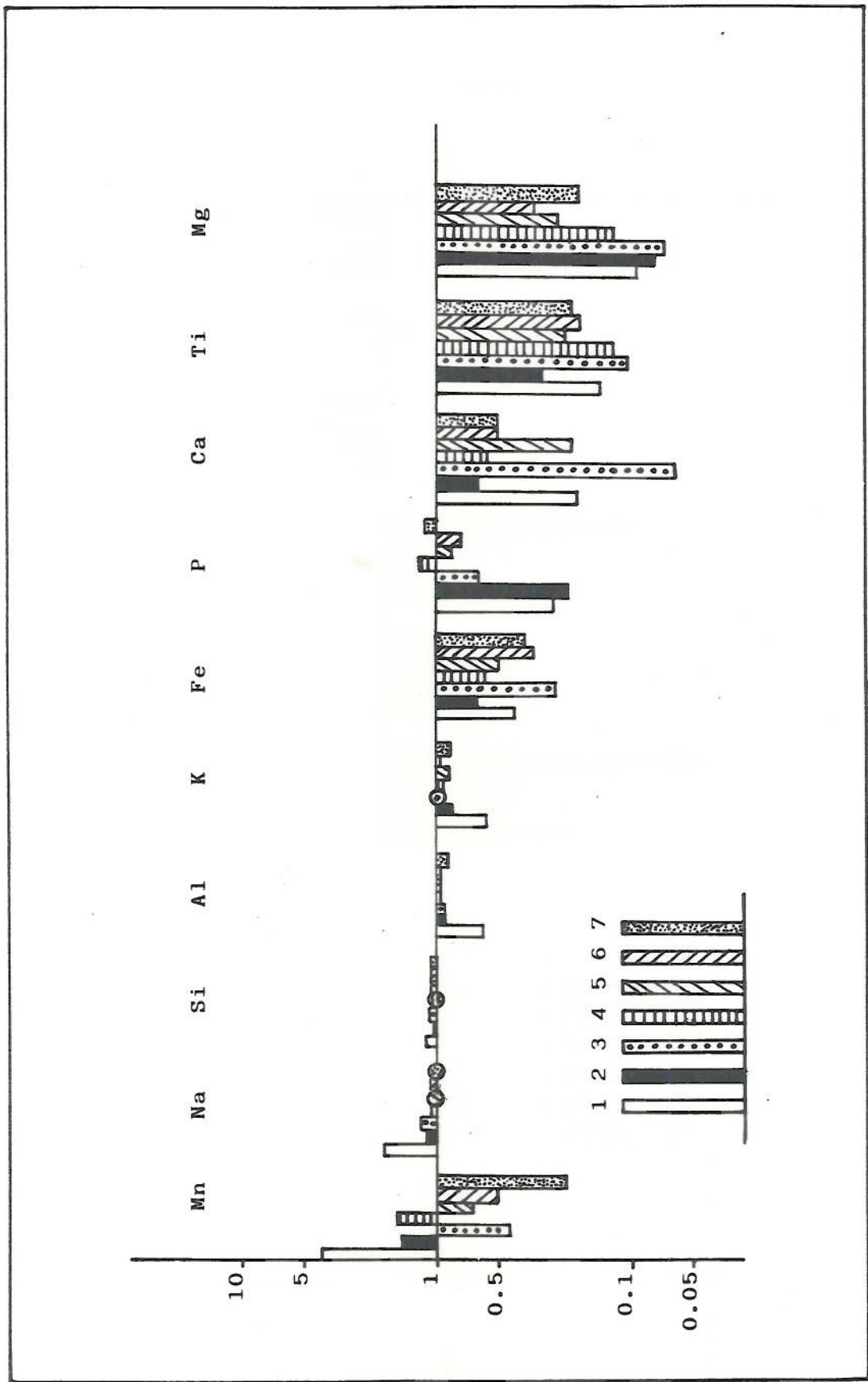


Fig. 111.



Fig. 112.

IV.6.3.2. FRACCIONACION CONVECTIVA

SPARKS et al. (1984) han definido el término de fraccionación convectiva, primero usado por RICE (1981), como cualquier proceso de fraccionación que involucra la convección de un fluido que se separa de unos cristales. Señalan que cuando los cristales crecen en un sistema cerrado, localmente empobrecen el fluido adyacente en sus composiciones más densas, de manera que el fluido menos denso resultante asciende convectivamente. Ponen énfasis en que sería particularmente efectivo en las paredes de la cámara magmática, donde el enfriamiento es más rápido, permitiría la fraccionación efectiva de grandes proporciones de cristales y daría lugar a cambios importantes en el fluido resultante. Este fluido podría acumularse en el techo de la cámara magmática, permaneciendo separado de ella debido a la baja difusividad de sus componentes químicos (TUACH et al., 1986).

Figs. 111 y 112. Factores de enriquecimiento: 1, Batolito de Ricobayo; 2, Bishop Tuff (HILDRETH, 1981); 3, Granito del Jálama (SAAVEDRA et al., 1977); 4, Granito de Trujillo (SAAVEDRA et al., 1975); 5, Sector oriental del Granito de Alburquerque (SAAVEDRA et al., datos no publicados); 6, Sector occidental del Granito de Alburquerque (SAAVEDRA et al., datos no publicados); 7, Batolito de Villar de Ciervo (SAAVEDRA et al., 1985)

En resumen, el modelo de SPARKS et al. (op. cit.) implica la generación de un magma de baja densidad, enriquecido en elementos de gran radio iónico y volátiles, que asciende por las áreas próximas a las paredes hacia las zonas de techo de la cámara magmática. En este sentido, el resultado final es similar al del modelo termogravitacional de HILDRETH (1981) y no conllevaría los problemas inherentes al fenómeno de difusión térmica. Ahora bien, como TUACH et al. (op. cit.) indican, respecto a granitoides asociados a mineralizaciones de Sn y Mo, es difícil creer que la única causa de los enriquecimientos en ciertos elementos cerca de las paredes de las cámaras magmáticas sean los procesos de diferenciación cristal-fundido, especialmente si tales procesos son acompañados por la pérdida de calor.

En el caso del Batolito de Ricobayo, la disposición de los términos graníticos menos evolucionados, junto con la de algunos elementos relativamente inmóviles como por ejemplo el Zr (Fig. 96), sugieren una fraccionación convectiva de las zonas internas hacia las externas, dominada por la cristalización de los feldespatos y acompañada por el transporte de la fase volátil hacia el techo del batolito. Esta fase volátil es probablemente en último extremo la que condiciona el quimismo de las rocas estudiadas.

IV.6.3.3. EFECTOS PRODUCIDOS POR LOS PROCESOS DEUTERICOS ASOCIADOS A UNA FASE VOLÁTIL ALCALINA SOBRE LOS ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS

Tal y como precedentemente ha sido expuesto, los procesos de diferenciación por difusión termogravitacional y fraccionación convectiva conducen al transporte de la fase volátil hacia las paredes y techo de las cámaras magmáticas y es preferentemente en estas zonas donde su influencia se manifestará con mayor intensidad, pero no exclusivamente.

La actividad de la fase volátil incide sobre las condiciones de cristalización y el quimismo de la roca, debido a que cambios en las condiciones de presión y temperatura producen complejos desequilibrios entre la fase volátil y su entorno, que consecuentemente tenderán a equilibrarse.

Los elementos de bajo potencial iónico ($<3 \text{ \AA}^{-1}$, p. ej., K, Na, Rb, Sr, Ba y Mg) y los de alto ($>12 \text{ \AA}^{-1}$, p. ej., B, P y S) son por lo general fácilmente movilizables en sistemas acuosos en forma de cationes hidratados y oxianiones complejos solubles, respectivamente. Por el contrario, los elementos de potencial iónico intermedio (p. ej., Zr, Ti y Ta) son los más resistentes a la alteración, si bien, en presencia de ligandos ácidos (p. ej., F^- y Cl^-) elementos tales como el Sn pueden ser también afectados (O'BRIEN et al., 1985).

Comparando las tendencias generales de los elementos más significativos frente a SiO_2 , Fe_2O_3 y Zr y las de los tipos graníticos frente a las de las aplitas y aplopegmatitas, es posible observar los

efectos producidos por los procesos deutéricos sobre las tendencias magmáticas.

Los granitos biotíticos con cordierita (Tipo 1) apenas muestran diferencias, lo cual es coherente con su menor grado de alteración. En los otros tipos petrográficos distinguidos en el Batolito de Ricobayo y el Complejo de Villaseco-Pereruela la mayor variabilidad es presentada por Na_2O , K_2O , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Rb, Sr y Ba.

Na_2O y Rb son los elementos que más parecen incrementarse con la actividad de la fase volátil, mientras que el Zr permanece relativamente estable y K_2O , CaO, Sr y Ba tienden a disminuir. Al_2O_3 , Fe_2O_3 y SiO_2 son también afectados pero de manera que se produce una dispersión de valores.

Estas variaciones producen disposiciones erráticas e irregulares de las concentraciones de los elementos más afectados, como puede observarse en los mapas de isocontenidos de las Figs. 88 - 96, especialmente en los mapas de K_2O , Rb, Sr y Mg.

Los cambios composicionales contemplados son perfectamente explicables por los cambios mineralógicos y de quimismo producidos durante la alteración deutérica (Tabla XXXI).

En relación, con los gráficos Sr-Rb y Ba-Sr (Figs. 107 y 109) y su interpretación por diferenciación mediante el proceso de cristalización fraccionada, cabe que si bien el empobrecimiento en Sr y Ba y enriquecimiento en Rb durante los procesos deutéricos han sido señalados por algunos autores (O'BRIEN et al., 1985; HIGGINS et al., 1985) como la

causa del desajuste entre el modelo teórico y las observaciones para disposiciones similares a las del Batolito de Ricobayo y Complejo de Villaseco-Pereruela, en estos casos no parece que la variabilidad observada (Figs. 112-119) sea explicación suficiente y sugiere que ha actuado un mecanismo de diferenciación diferente.

Tabla XXXI. Principales cambios mineralógicos y de quimismo introducidos por los procesos de alteración tardi-postmagmáticos.

	cambios en	
	mineralogía	quimismo
Microclinización	Pg → Fk	+ K ₂ O
Albitización	Fk → Ab (Pg → Ab)	+ Na ₂ O - K ₂ O
Moscovitización	Fk → Ms Pg → Ms Bt → Ms (Clor → Ms)	+ Rb - K ₂ O - Sr
Cloritización	Bt → Clor	+ K ₂ O
Turmalinización	Tur	+ B ₂ O ₃

Ab, albita; Bt, biotita; Clor, clorita;
Fk, feldespato potásica; Ms, moscovita;
Pg, plagioclasa; Tur, turmalina.

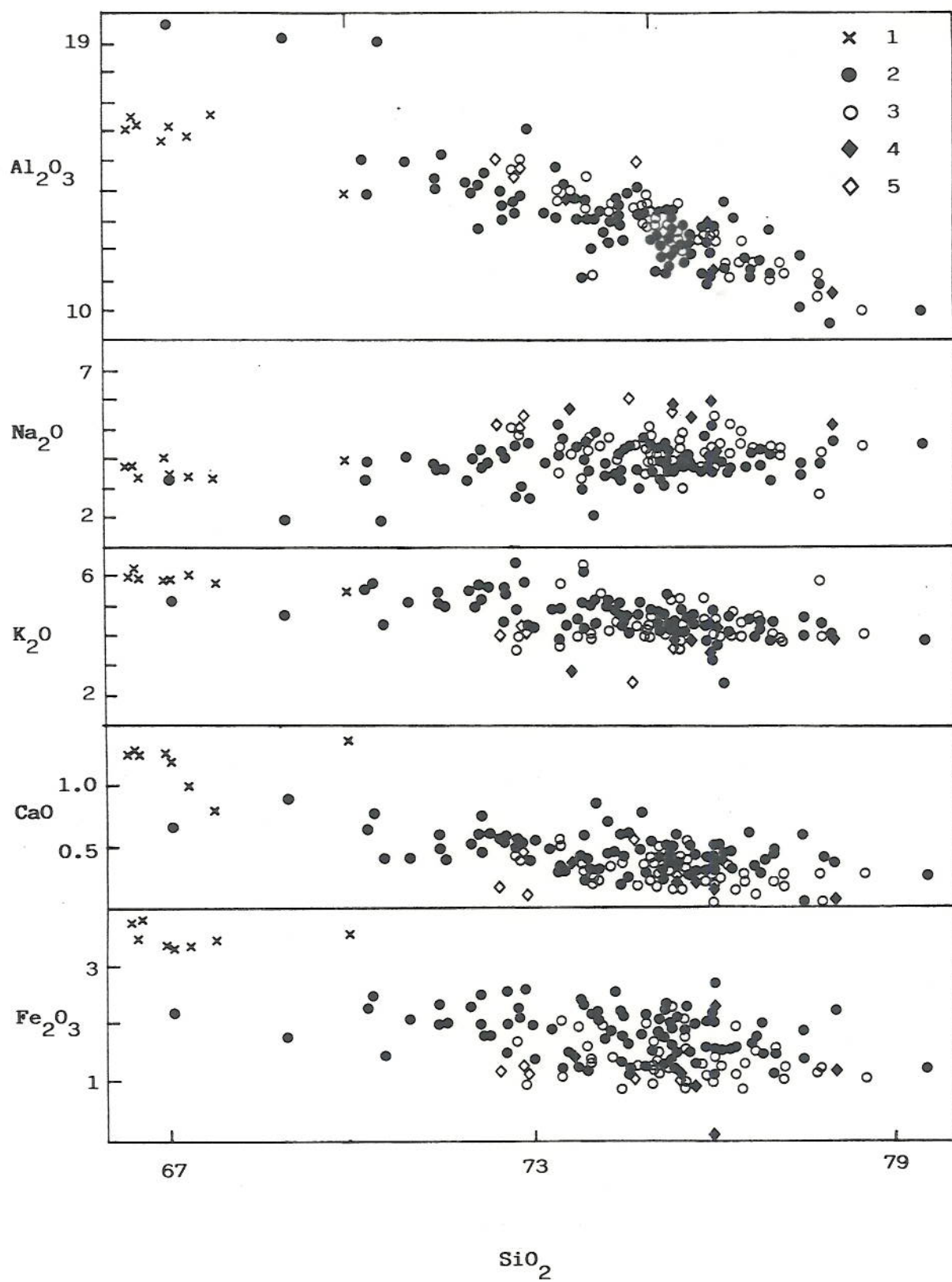


Fig. 113.

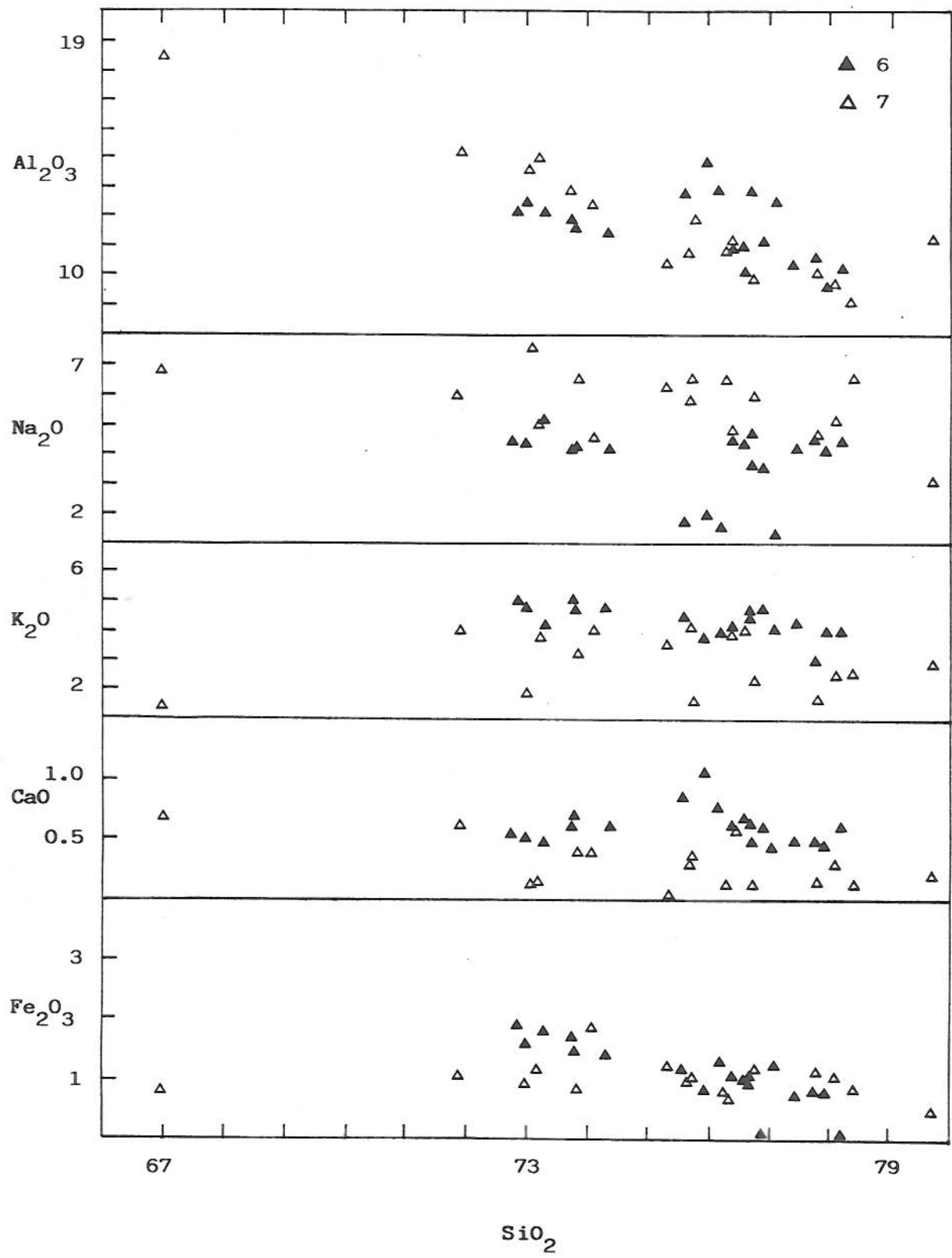


Fig. 114.

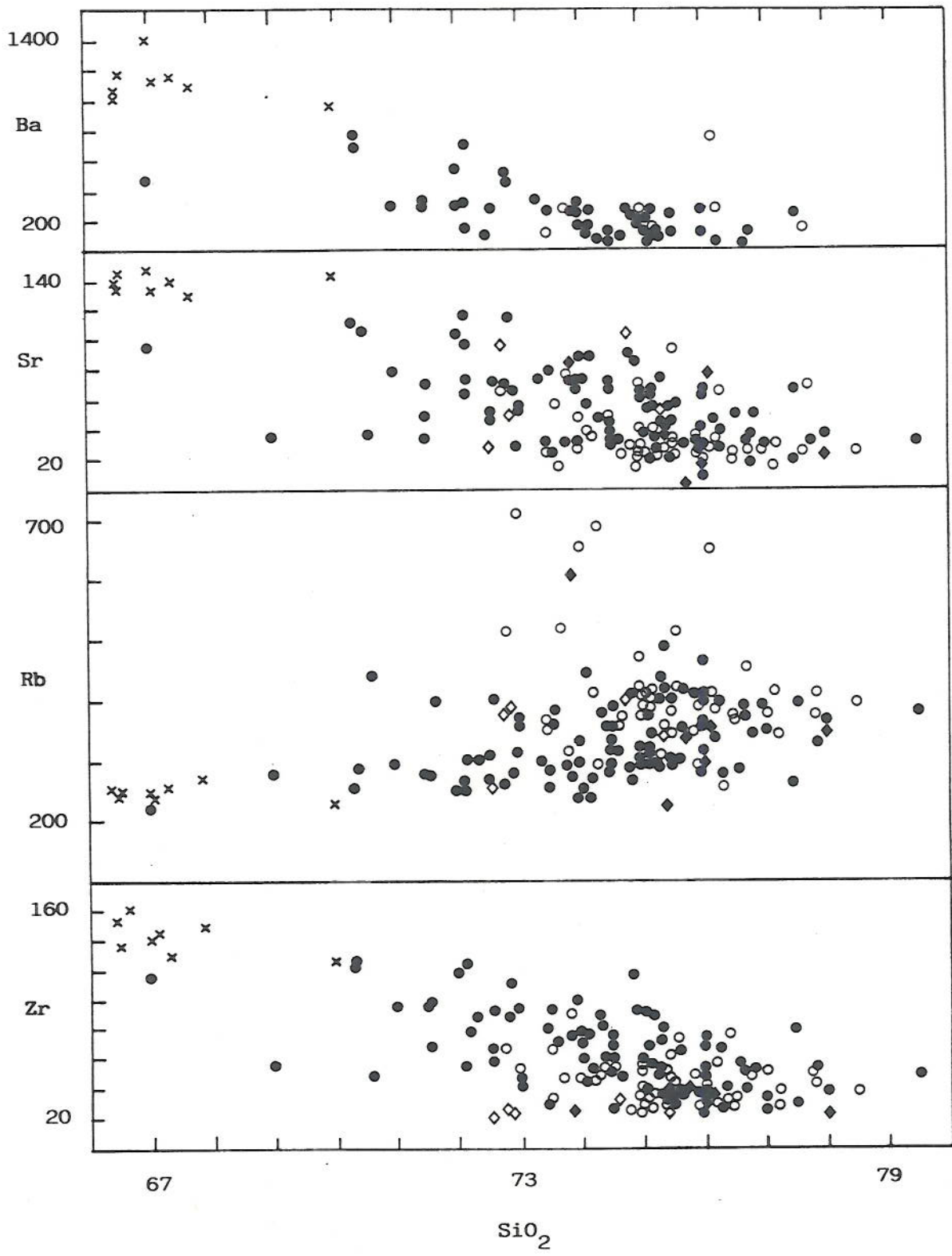


Fig. 115.

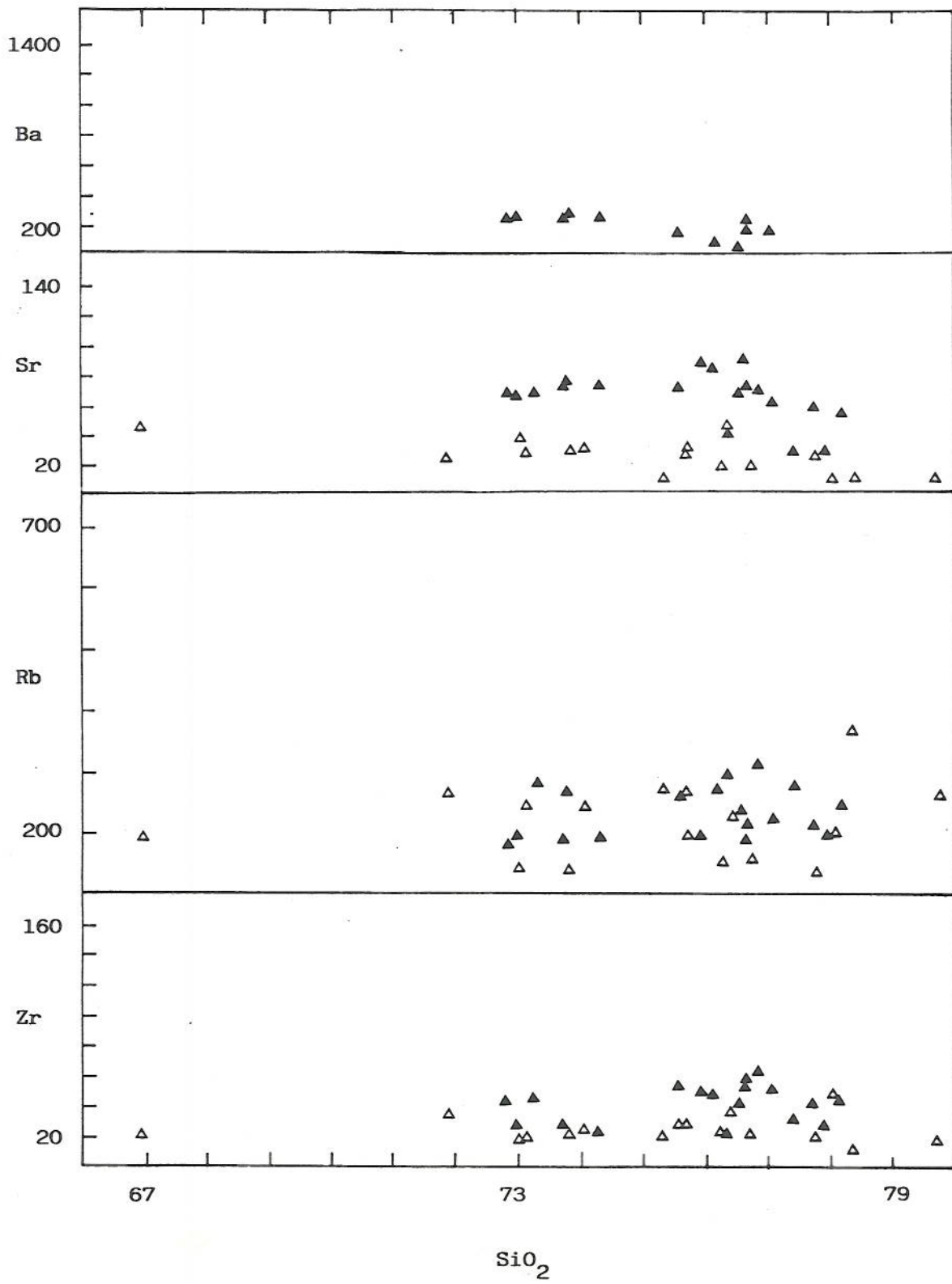


Fig. 116.

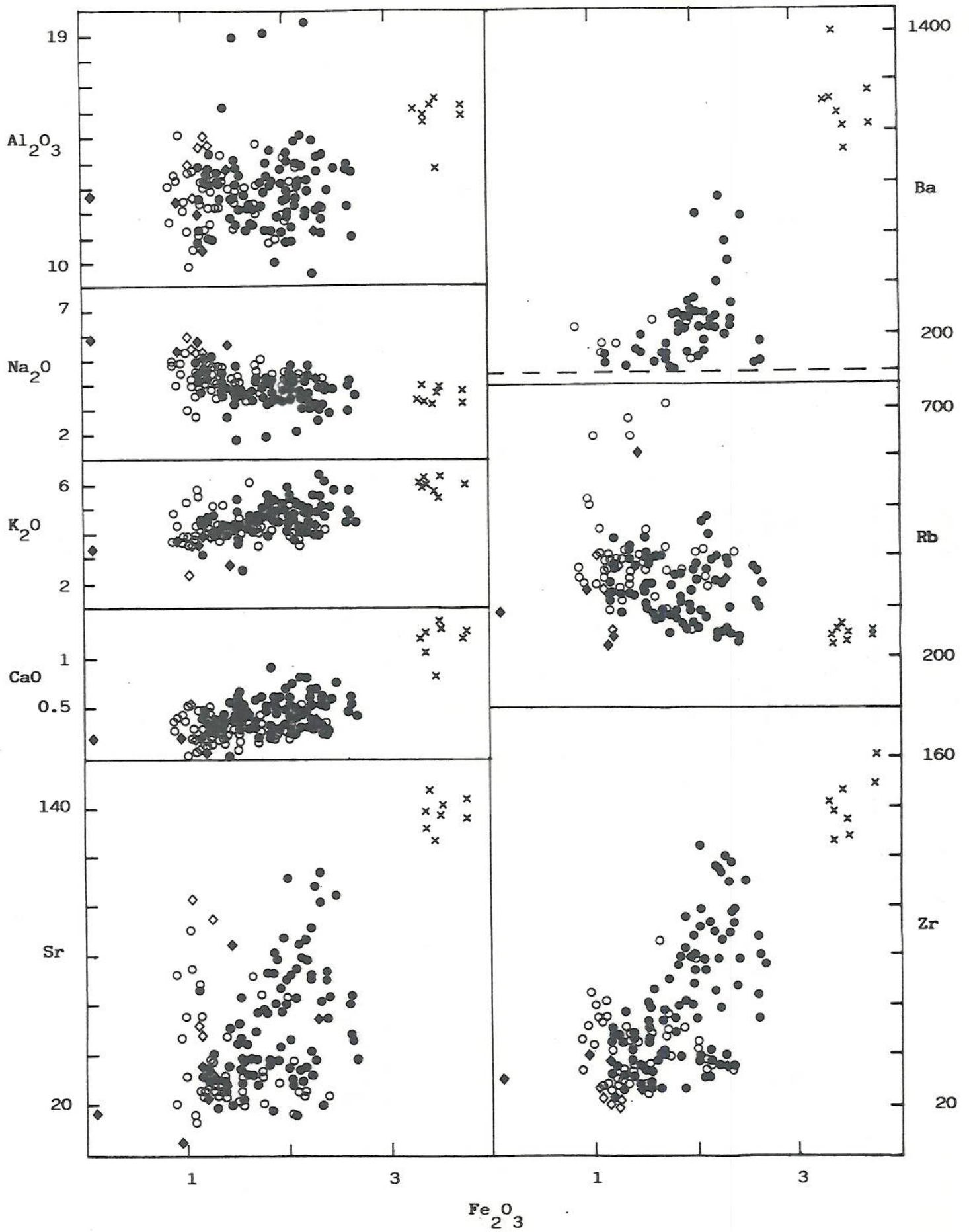


Fig. 117.

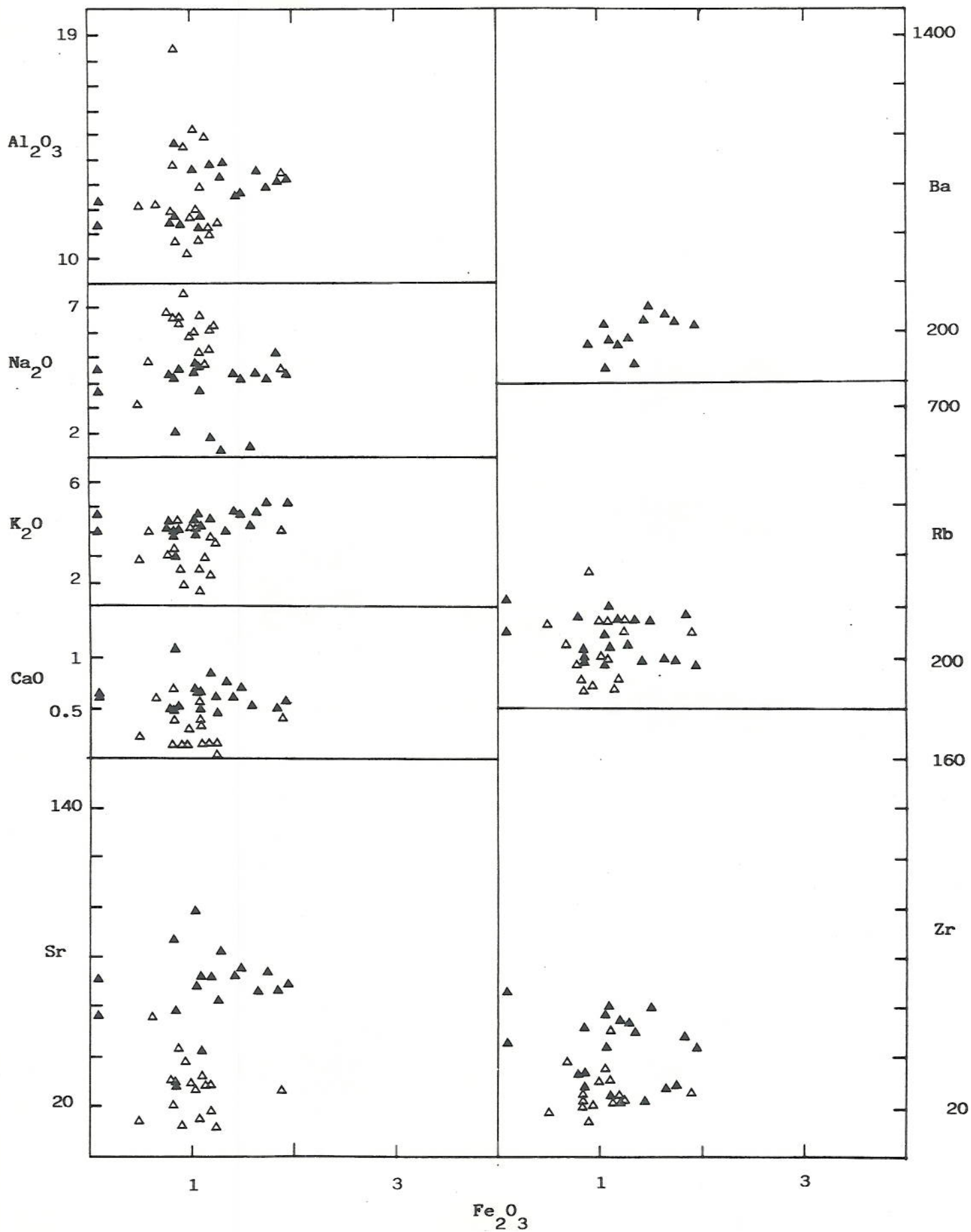


Fig. 118.

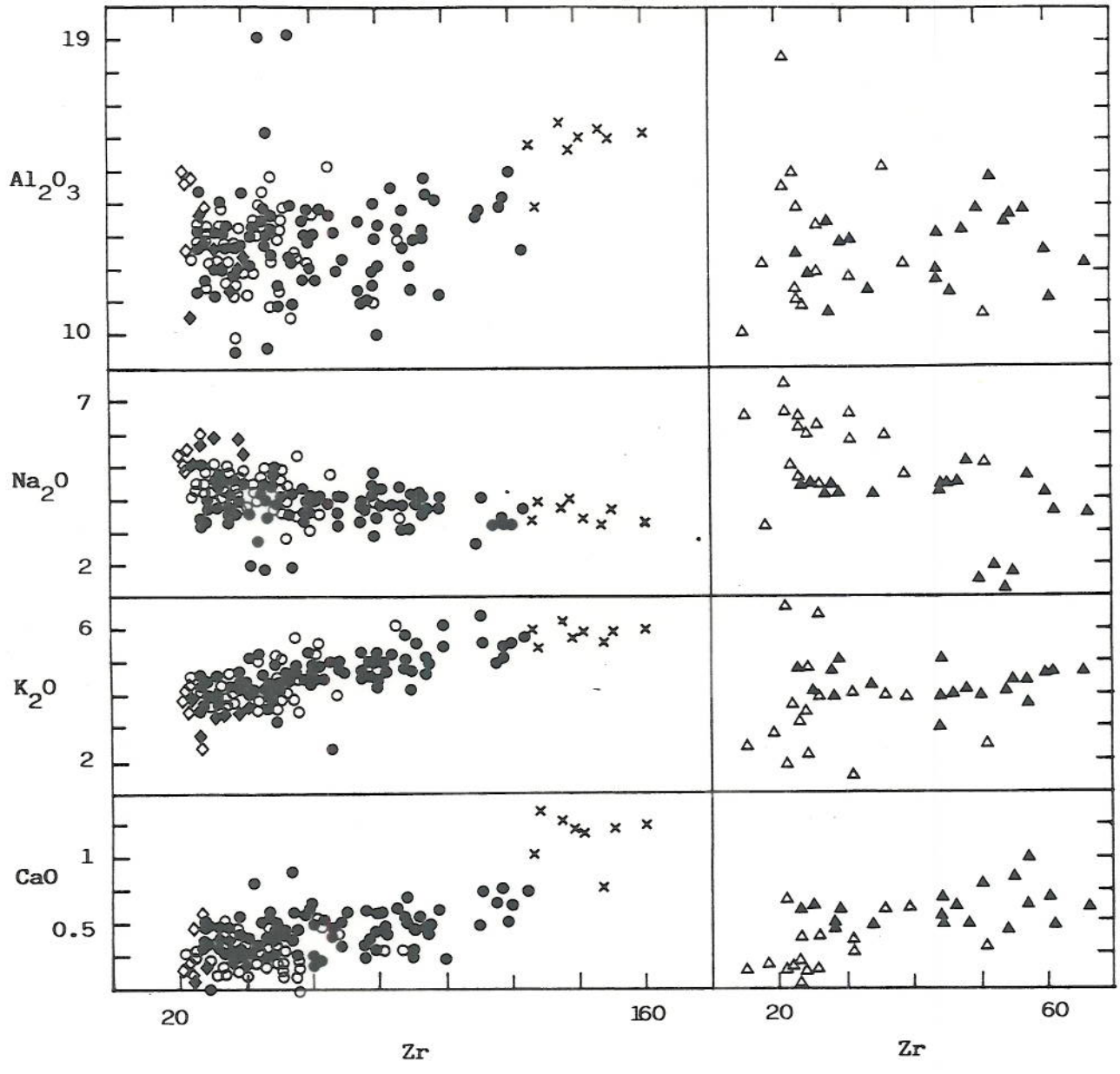


Fig. 119.

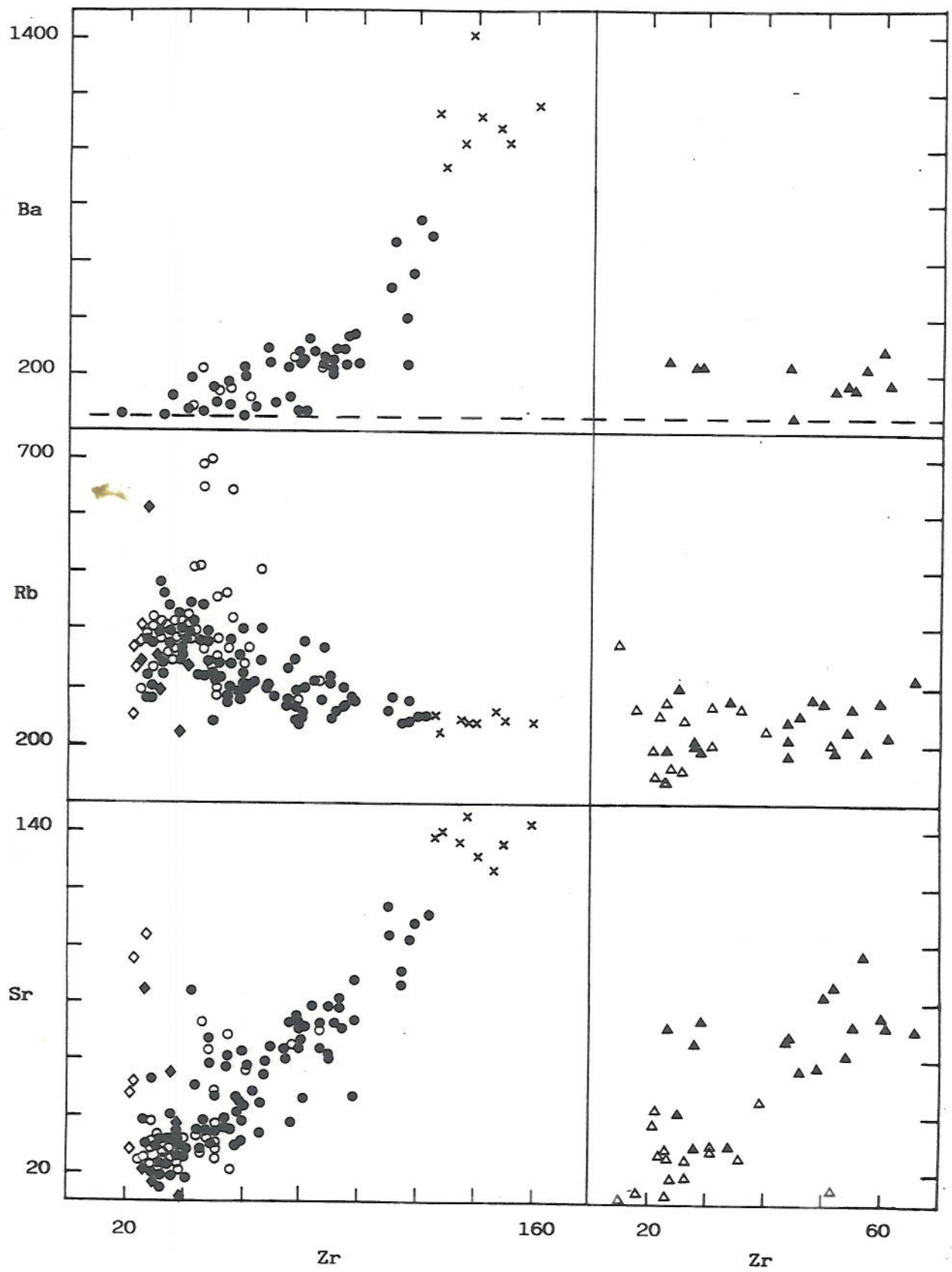


Fig. 120.

CAPITULO V

**GENESIS DE LAS MINERALIZACIONES DE ESTAÑO
ASOCIADAS AL BATOLITO DE RICOBAYO Y
COMPLEJO DE VILLASECO - PERERUELA**

V.1. TRANSPORTE DEL ESTAÑO

En los apartados precedentes se ha puesto de relieve la influencia decisiva de la naturaleza de la fase fluida, capaz de modificar fuertemente la evolución petrológica. En consecuencia, tal efecto será, en principio, mucho más acusado en los elementos en trazas.

Los trabajos más recientes sobre el transporte del estaño (JACKSON y HELGESON, 1985a; JACKSON y HELGESON, 1985b) indican que este elemento está presente en apreciables concentraciones en soluciones acuosas tanto en estado estannico como estannoso, dependiendo de la fugacidad de oxígeno en el sistema y el pH de la solución. Ambos forman complejos con ligandos muy comunes en las soluciones hidrotermales: Cl^- , OH^- y F^- .

Estos autores deducen que, en ausencia de concentraciones apreciables de flúor y cloro, las especies predominantes en las soluciones hasta 350 °C y pH entre 2 y 7.5 son $\text{Sn}(\text{OH})_2$ y $\text{Sn}(\text{OH})_4$, así como que los complejos de cloro del Sn^{+2} predominan en varios ordenes de magnitud sobre los fluoruros e hidróxidos en soluciones 1-3 molar de NaCl, excepto en concentraciones de flúor geológicamente improbables o pH superiores a 3.5 a 250 °C o 5.0 a 350 °C. A más altos valores de pH la mayor parte del estaño en solución se presenta en forma de hidróxidos incluso en concentraciones de NaCl tan altas como 3 molar.

En síntesis y como SAAVEDRA (1984) señala, tomando como base los experimentos con fase fluida coexistentes con fundido granítico de NEKRASOV et al. (1982) y BARSUKOV et al. (1983), "un valor de $f\text{O}_2$ que

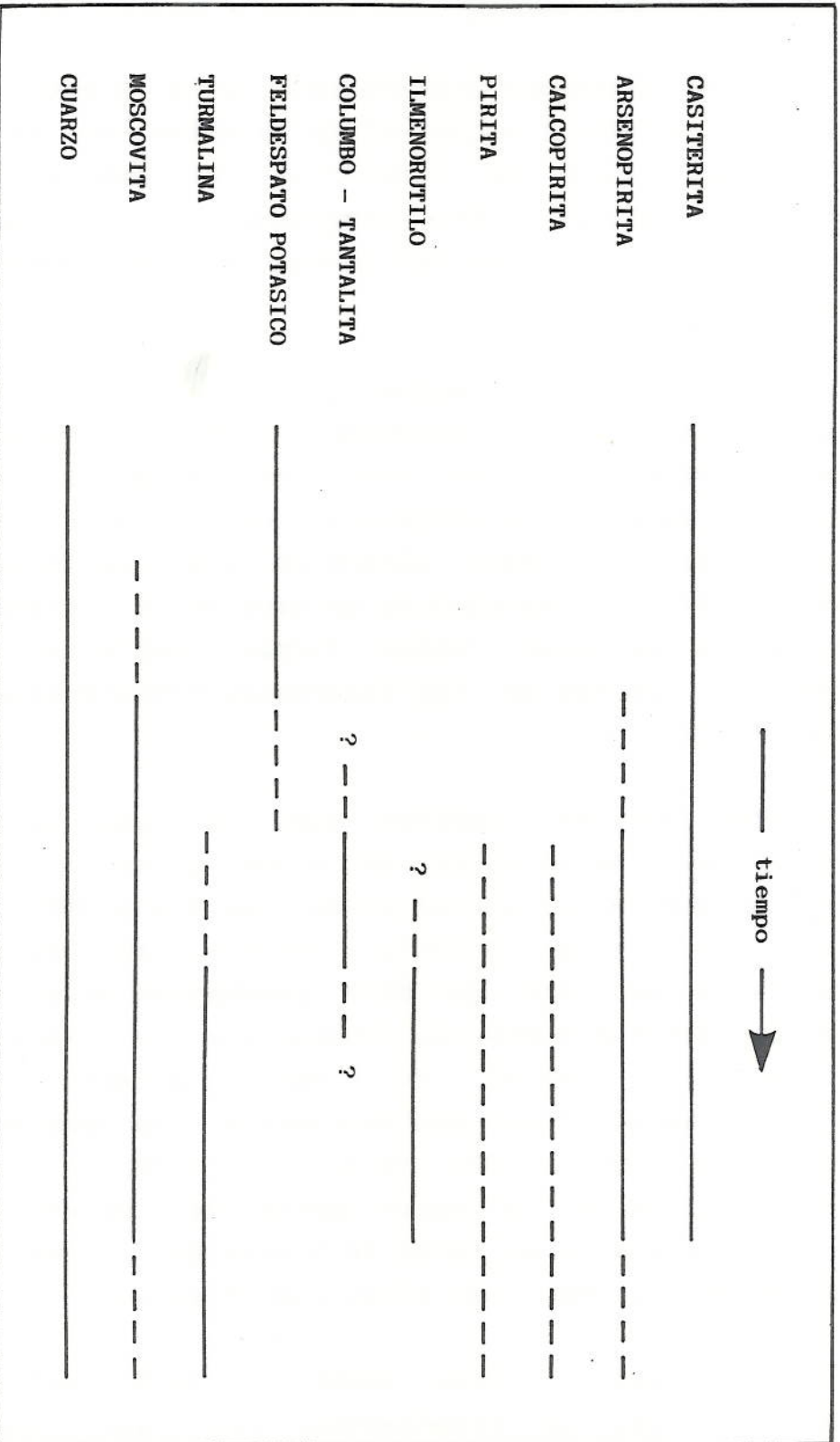


Fig. 121. Secuencia paragenética de las mineralizaciones filonianas de casiterita.

no permita la existencia más que de Sn^{4+} implica que este precipitará del magma granítico, al tiempo que se producen los procesos típicos (granitos greisenizados, etc., con casiterita dispersa), o bien pasará a la fase fluida, dando venas con minerales no típicos de medios muy reductores. Sin embargo, a menores valores de $f\text{O}_2$, para los que puede ser estable el Sn^{2+} , la solubilidad en el fundido es mucho mayor y no aparecerá casiterita en la intrusión, pero sí hay una fuerte concentración en la fase fluida que puede dar depósitos a más distancia, por ser factible una larga emigración".

La secuencia paragenética observada en las mineralizaciones de estaño de la zona (Fig. 121) y los datos proporcionados por las rocas graníticas, sugieren que la precipitación de la casiterita tuvo lugar a temperaturas superiores a 300 °C, presiones inferiores a 2 kb, fugacidad de oxígeno entre 10^{-25} y 10^{-35} b y pH ácido (entre 3 y 5), teniendo en cuenta los datos de NEIVA (1982); JACKSON y HELGESON (ops. cits.) y HENRICH y EADINGTON (1986).

V.2. ORIGEN DE LAS MINERALIZACIONES ASOCIADAS A GRANITOS

Básicamente existen dos líneas genéticas para explicar la formación de las mineralizaciones de casiterita asociadas a granitos. Estas mineralizaciones se pueden haber originado como consecuencia de

i/ una fase volátil generada durante la diferenciación magmática; y

ii/ el metasomatismo tardi-postmagmático de las rocas graníticas mediante su lixiviación por una fase volátil generada a partir de la diferenciación magmática con la posible participación de aguas de otro origen.

Aunque el mecanismo que conduce a la formación de la fase volátil durante la diferenciación es polémico, probablemente debido a que es la combinación de varios procesos, es indudable que esta fase juega un papel primordial en la concentración del estaño. En este sentido, DAUBREE (1849) sugirió que el estaño es transportado en forma de complejos fluorurados y clorurados en una fase vapor genéticamente asociada a una intrusión granítica. Estas ideas ya fueron aplicadas por PUIG y LARRAZ (1883) a las mineralizaciones zamoranas estudiadas.

Dentro de esta línea "magmatista" cabe destacar el modelo propuesto por GROVES y McCARTHY (1978) para la génesis de mineralizaciones estanníferas por diferenciación mediante cristalización fraccionada.

Esencialmente este modelo consiste en un magma inicial granítico subsaturado en agua, de cualquier composición y origen cortical, que se emplaza en un nivel estructural elevado. Este magma va evolucionando por cristalización fraccionada dando lugar a una secuencia de rocas progresivamente más diferenciadas, produciendo en el techo del batolito una fase residual saturada en agua, al mismo tiempo que cristalizan cúmulos miarolíticos. En los estadios más tardíos de la cristalización tiene lugar el enfriamiento de la fase saturada en agua, formándose aplitas, y la solidificación de vapores precoces pobres en estaño, que dan pegmatitas estériles. La cristalización

continuada del líquido intercumular concentra el estaño y otros elementos incompatibles con los elementos que están cristalizando, lo que causa un descenso en la temperatura de solidificación. Este vapor pierde finalmente el equilibrio con los minerales de alta temperatura de los cúmulos y comienza la greisenización. Dependiendo de la permeabilidad del techo pueden desarrollarse varios tipos de mineralizaciones: pipes, disseminaciones, filones,...

Este modelo ha sido postulado en diversas zonas: Tasmania (Batolito de Blue Tier) y Africa del Sur (GROVES y McARTHUR, 1978; McARTHUR y GROVES, 1979) y Francia y Portugal (BOISSAVY VINAU, 1979). Sin embargo, trabajos recientes (HIGGINS et al., 1985) indican que por ejemplo en el Batolito de Blue Tier (al que están asociadas mineralizaciones de Sn y fue utilizado como base para el modelo) las variaciones geoquímicas no son explicadas por el mecanismo de cristalización fraccionada y que éstas reflejan procesos de fraccionación cristal-líquido coherentes con el modelo de fraccionación convectiva de RICE (1981) en combinación con fenómenos de metasomatismo asociados a la actividad de volátiles.

Por su parte, POLLARD y TAYLOR (1986) proponen, tomando como referencia los yacimientos de Herberton Tin Field en Australia y Zaaplaats en Africa del Sur, que los fluidos responsables de las mineralizaciones de estaño y alteraciones deutéricas asociadas están contenidas en los intersticios de los minerales graníticos en los estadios tardíos de la cristalización magmática. La subsecuente transferencia de tales fluidos puede producirse vía microfracturas, bordes de grano, cavidades miarolíticas y a través de pulsaciones

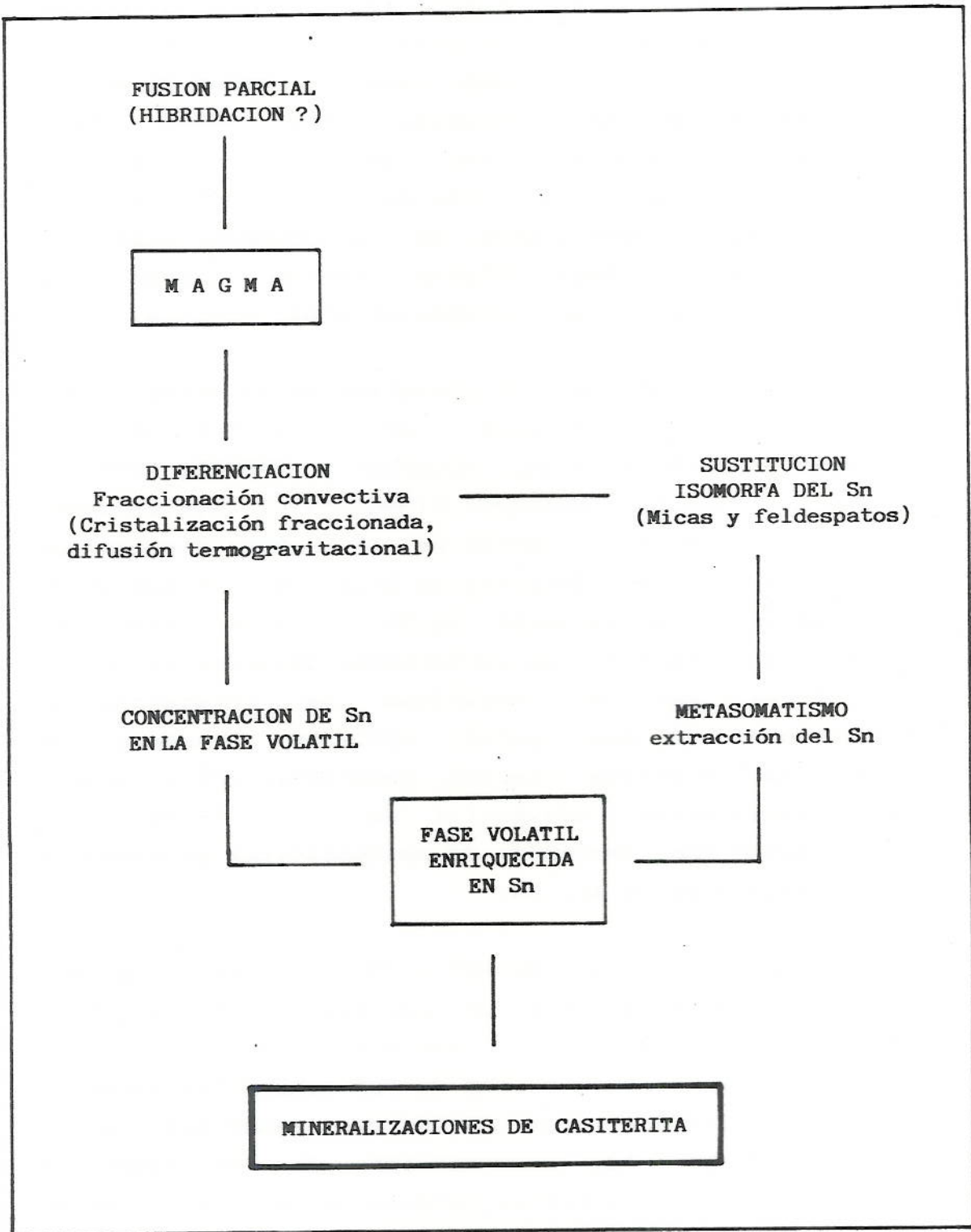


Fig. 122. Procesos que conducen a la génesis de mineralizaciones de casiterita.

asociadas a macrofracturaciones tardías. Las mineralizaciones así generadas aparecerán en forma de diseminaciones o bien de filones de cuarzo rellenando fracturas.

La línea genética metasomática tiene como origen los trabajos de BARSUKOV (1967) y BARSUKOV y VOLOSOV (1968), quienes propusieron que la lixiviación de estaño de biotitas y otros minerales puede dar lugar a la formación de mineralizaciones de estaño.

V.3. MODELO GENETICO

El hecho de que las rocas graníticas, aplitas y aplopegmatitas y las mineralizaciones de casiterita encajadas en ellas o situadas en su proximidad presenten las mismas tendencias geoquímicas, mineralógicas y texturales y estén todas ellas relacionadas con la tercera fase de deformación hercínica es indicativo de su origen cogenético y por tanto las mineralizaciones están relacionadas con la evolución magmática de los granitos del Batolito de Ricobayo y del Complejo de Villaseco-Pereruela.

Cabe señalar al respecto que, con el actual nivel de conocimientos, no parecen existir argumentos en contra para suponer que los granitos del Batolito de Ricobayo y del Complejo de Villaseco-Pereruela procedan del mismo fenómeno magmático, pudiendo representar diferentes pulsaciones del mismo magma parental.

El origen de este magma parental (Fig. 122) está relación con la fusión parcial de rocas con

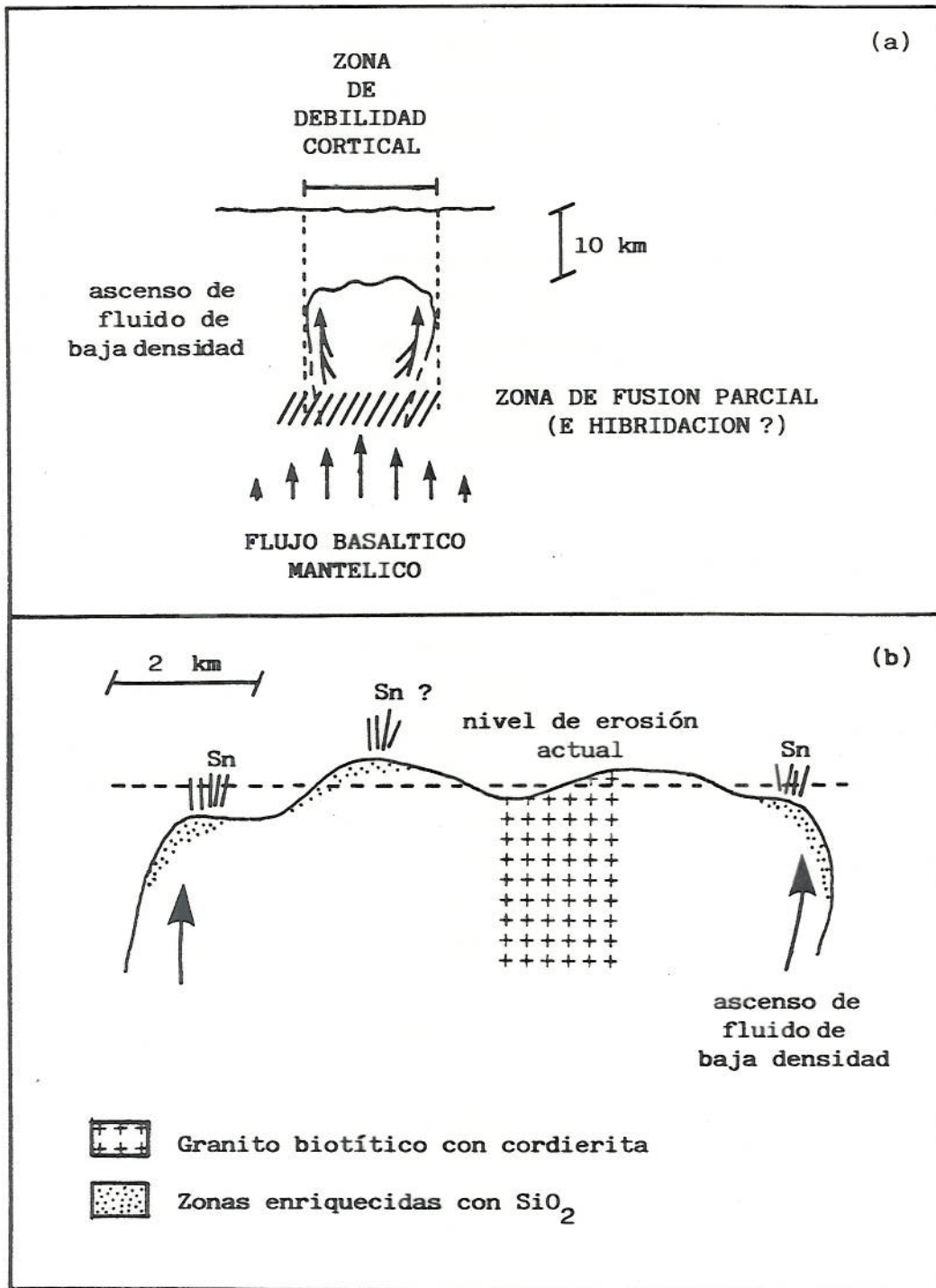


Fig. 123. Modelo esquemático de la evolución petrogenética (a) de las mineralizaciones de casiterita asociadas al batolito de Ricobayo (b) y al Complejo de Villaseco - Pereruela (explicación en el texto).

contenidos elevados en Rb (veáse apartado de fusión parcial) y probablemente, pero no necesariamente, en Sn, puesto que sus comportamientos geoquímicos son similares. Estas "preconcentraciones" podrían producirse como consecuencia del metamorfismo regional (obsérvese en la Tabla XXV como las concentraciones de Rb de las rocas de la serie de Morille, de grado metamórfico elevado, son significativamente superiores a las que presentan los materiales de la serie epimetamórfica de los Montes de Toledo).

No es descartable, por comparación con otros batolitos de granitos de dos micas regionales (p. ej., el de Villar de Ciervo, DURAN, 1984, SAAVEDRA et al., 1985) que hayan tenido lugar fenómenos de hibridación con el flujo basáltico mantélico que regionalmente parece haber inducido la fusión parcial; sin embargo, en el presente caso no se tienen evidencias tan directas de tal fenómeno, aunque la evolución es perfectamente comparable.

Una vez generado, el magma ascenderá por zonas de debilidad cortical a niveles estructurales relativamente someros (Fig. 123). Durante su emplazamiento es factible la diferenciación mediante un proceso de fraccionación convectiva como el sugerido por SPARKS et al. (1984), sin descartar que así mismo se hayan desarrollado fenómenos de difusión termogravitacional como los señalados en el modelo de HILDRETH (1981) o de cristalización fraccionada (especialmente al principio de la diferenciación).

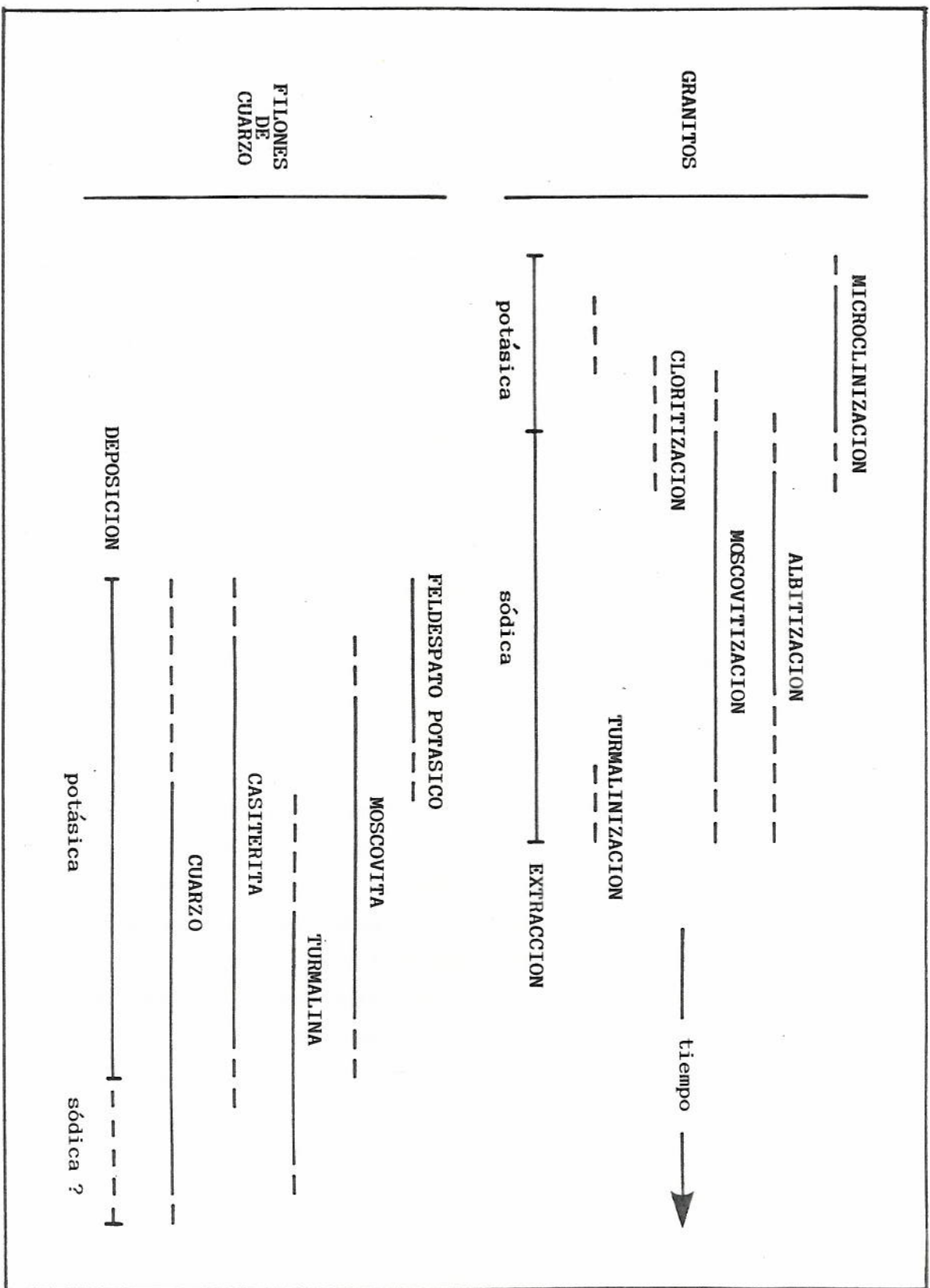


Fig. 124.

Los procesos de diferenciación provocan una diferenciación cristal-líquido y un ascenso de los fluidos menos densos, enriquecidos en volátiles, Na, K, Sn y Rb y empobrecidos en Ba y Sr, hacia las zonas de techo, fundamentalmente a través de las áreas próximas a las paredes de la cámara magmática y como consecuencia los términos menos evolucionados se situarán en la parte central del batolito.

En las zonas de techo estos fluidos muy diferenciados pueden estar contenidos de forma intersticial, como proponen POLLARD y TAYLOR (1986), dando lugar a procesos de alteración deutéricos que provocarán un metasomatismo esencialmente alcalino y la consiguiente lixiviación de elementos hacia la fase volátil (entre ellos el Sn); de esta manera la fase volátil ya de por sí enriquecida en Sn durante la diferenciación, verá de nuevo incrementar su concentración en este elemento.

Los procesos deutéricos de alteración básicamente se desarrollan en dos etapas (Fig. 124): una primera potásica, caracterizada por la microclinización de plagioclasas, cloritización de biotitas y desarrollo en ocasiones de turmalina de colores azulados, y una segunda sódica, probablemente más dilatada en el tiempo, durante la cual se producen fenómenos de albitización y moscovitización y en su fase final puede generarse también turmalina, pero esta vez de colores marronosos.

Fig. 124. Secuencia esquemática del desarrollo de los procesos deutéricos que actúan sobre las rocas graníticas en relación con la deposición de los minerales más frecuentes en los filones de cuarzo con casiterita.

La fracturación, no debe olvidarse que los acontecimientos descritos son esencialmente sintectónicos (lo que favorece la separación sólido-fluido por fenómenos de filtro-prensa), hace posible la migración de los fluidos precedentemente citados hacia las rocas encajantes, donde cambios en las condiciones de fugacidad de oxígeno, presión y sobre todo temperatura harán precipitar los componentes en ellos disueltos, generándose sucesivamente diques de aplita (en raras ocasiones en condiciones favorables para la formación de mineralizaciones de casiterita como en el Pozo Esperanza) y filones de cuarzo con paragénesis que evolucionarán progresivamente (Fig. 124) de cuarzo - feldespato potásico - casiterita \pm moscovita, como en la mina Santa Bárbara, a cuarzo - turmalina - casiterita \pm moscovita como en Las Ericas.

Las alteraciones deutéricas asociadas a la deposición de estos minerales se producen en una etapa que puede considerarse como esencialmente potásica, aunque a las temperaturas más bajas es posible que la relación K/Na se invierta y tenga lugar una etapa sódica.

Un planteamiento hipotético, pero que puede resultar de gran importancia para la localización de las zonas con mineralizaciones de Sn, sugerido principalmente por los resultados obtenidos mediante los estudios de teledetección (MARCONNET, 1985), es la localización de las mineralizaciones en una disposición que pudiera corresponder a la interferencia de grandes pliegues de los antiformes generados durante la tercera fase de deformación hercínica (de dirección N120-130E) con estructuras subperpendiculares que a falta de más

datos pueden corresponder a pliegues radiales respecto al arco ibero-armoricano.

Estas "zonas de interferencia" serían favorables a la acumulación de fluidos según el modelo propuesto y por tanto a la localización de las mineralizaciones que estos pudiesen generar.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES

Las mineralizaciones de estaño situadas en Aliste, Alba y Norte de Sayago (provincia de Zamora) se localizan alrededor del Batolito de Ricobayo y asociadas al Complejo de Villaseco-Pereruela.

La morfología de estos cuerpos graníticos está relacionada con un emplazamiento fuertemente condicionado por las estructuras regionales de dirección WNW - ESE, especialmente por el antiforme de Villadepera, e intruyen en una potente serie pre-orдовіска afectada por metamorfismo de grado medio, así como materiales ordovícicos epimetamórficos del margen meridional del sinforme de San Vitero

Tres tipos de mineralizaciones de estaño han sido localizados en la zona estudiada:

- i/ diseminaciones de casiterita en aplitas, aplopegmatitas y leucogranitos;
- ii/ filones de cuarzo con casiterita encajados en los materiales anteriormente citados; y
- iii/ filones de cuarzo con casiterita encajados en las series metasedimentarias regionales y excepcionalmente en granitos del borde del Batolito de Ricobayo.

Las diseminaciones son prácticamente una curiosidad, puesto que la presencia de casiterita es errática y en cantidades extremadamente bajas, a excepción de las aplitas del Pozo Esperanza (Villadepera), donde los contenidos geoquímicos pueden llegar a ser bastante elevados (Tabla X) y están en relación directa con el grado de greisenización.

El Batolito de Ricobayo está formado por granitos de dos micas, moscovíticos y biotíticos con cordierita y el Complejo de Villaseco-Pereruela por un cuerpo leucogranítico principal que se ramifica en diques de aplopegmatita y leucogranito.

Los aspectos petrográficos y geoquímicos sugieren que las rocas graníticas consideradas tienen un origen cogenético y representan distintas pulsaciones de un mismo magma parental. Su evolución petrogenética estuvo fuertemente condicionada por su ascenso y posterior emplazamiento. La cristalización debió comenzar a más de 7 kb y temperaturas superiores a 700 °C (Fig. 102).

El mecanismo de diferenciación por cristalización fraccionada no explica por sí solo la variabilidad geoquímica y mineralógica mostrada por el Batolito de Ricobayo y el Complejo de Villaseco-Pereruela. El proceso de fraccionación convectiva (SPARKS et al., 1984) es el que más se adecúa a las características observadas y explicaría sobre todo el que los términos menos diferenciados se encuentren en las partes internas del Batolito de Ricobayo, sin embargo, no es descartable que otros procesos (p. ej., difusión termogravitacional) hayan actuado contemporáneamente. Estos procesos produjeron el ascenso de fluidos menos densos enriquecidos en volátiles, álcalis y Sn hacia la zona de techo de la cámara magmática, especialmente a través de las áreas próximas a las paredes.

La actividad de los volátiles se manifiesta en forma de alteraciones deutéricas que posiblemente conllevaron el enriquecimiento de la fase volátil en

Sn, debido a los fenómenos metasomáticos que tienen lugar, que produjeron la dispersión espacial de los elementos más móviles (veáanse p. ej., los mapas de distribución de isocontenidos del Batolito de Ricobayo, Figs. 88-96). Este metasomatismo fue esencialmente potásico en un principio, para pasar más tarde a fundamentalmente sódico (Fig. 122).

Las paragénesis de los filones de cuarzo con casiterita señalan por su parte que se han generado a menos de 2 kb en una etapa esencialmente potásica, desarrollándose una secuencia del tipo: cuarzo - feldespato potásico - casiterita \pm moscovita, cuarzo - casiterita - sulfuros \pm turmalina y cuarzo - turmalina - casiterita \pm moscovita.

Los rasgos estructurales de los cuerpos graníticos y cortejo de diques de aplopegmatitas, aplitas y leucogranitos y filones de cuarzo mineralizados son coherentes con un origen sintectónico respecto a la tercera fase de deformación hercínica. Estos acontecimientos tienen lugar en un contexto geotectónico de colisión continental.

En síntesis, el presente trabajo pone de manifiesto la importancia de los procesos petrogenéticos en la formación de las mineralizaciones de casiterita, como consecuencia sobre todo de la actividad de una fase volátil tardi- y post-magmática enriquecida en álcalis, así como del trascendental papel que juega el control estructural.

Desde el punto de vista de la prospección estratégica de las mineralizaciones de casiterita aquí consideradas y a pesar de que los granitos y leucogranitos estudiados pueden considerarse a gran

escala como metalotectos litológicos, su estudio litogeoquímico no permite caracterizar las zonas favorables que puedan estar espacialmente asociadas a las mineralizaciones. En cambio, las áreas estanníferas son clara y correctamente definidas usando los contenidos geoquímicos en Sn de concentrados a la batea y F en aguas de arroyos, tomando muestras cada 500 m de la red de drenaje. Este método proporciona excelentes resultados a menor costo económico y con más rapidez que otros métodos empleados en exploración regional de mineralizaciones de casiterita.

desarrollándose una secuencia del tipo: cuarzo - feldspato potásico - casiterita + moscovita, cuarzo - casiterita - sulfuros + turmalina y cuarzo - turmalina - casiterita + moscovita.

Los rasgos estructurales de los cuerpos graníticos y cortejo de diques de adipsomatitas, apatitas y leucogranitos y filones de cuarzo mineralizados son coherentes con un origen sintectónico respecto a la tercera fase de deformación hercínica. Estos acontecimientos tienen lugar en un contexto geotectónico de colisión continental.

En síntesis, el presente trabajo pone de manifiesto la importancia de los procesos petrogenéticos en la formación de las mineralizaciones de casiterita, como consecuencia sobre todo de la actividad de una fase volátil tardía y post-magmática entendida en álcalis, así como del trascendental papel que juega el control estructural.

Desde el punto de vista de la prospección estratégica de las mineralizaciones de casiterita aquí consideradas y a pesar de que los granitos y leucogranitos estudiados pueden considerarse a gran

CAPITULO VII

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ADAM, D. y GAGNY, C., 1986. L'expression minéralogique du phosphore dans les leucogranites. Apport à la métallogénie de l'étain-tungstène. Cas de la Mine de Ribeira (Tras os Montes, Portugal). Bull. Minéral., 109: 441-460.
- AHRENS, L.H., 1954a. The log-normal distribution of the elements, I. Geochim. Cosmochim. Acta, 5: 49-73.
- AHRENS, L.H., 1954b. The lognormal distribution of the elements, II. Geochim. Cosmochim. Acta, 6: 121-131.
- AHRENS, L.H., 1957. Lognormal type distributions. Geochim. Cosmochim. Acta, 11: 205-212.
- ALLEGRE, C.J. y MINSTER, J.F., 1978. Quantitative models of trace elements behaviour in magmatic processes. Earth Planet. Sci. Lett., 38: 1-25.
- AZCARATE, J.E., 1971. Fundamentos geológico-matemáticos para la interpretación de prospecciones geoquímicas sobre sedimentos de redes de drenaje. I C.H.L.A.G.E., E-6-3: 31-50.
- AZCARATE, J.E., 1985. Introducción a la metodología de investigación minera. 594 pp. I.G.M.E.
- BARD, J.P.; BURG, J.P.; MATTE, P. y RIBEIRO, A., 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. Mém. B.R.G.M., 108: 233-246.
- BARSUKOV, V.L., 1967. Source of the ore substance of tin deposits. Trans. Inst. Min. Met., 76 B: 1-220.
- BARSUKOV, V.L., y VOLOSOV, A.G., 1968. New approach to geochemical prospecting for mineralization located deep below the surface. Geology of Ore Deposits, 10 (6): 3-9.
- BARSUKOV, V.L., DURASOVA, N.A., y RYABCHIKOV, I., 1983. The behaviour of tin in aluminosilicate melt liquation. Geochim. Internat., 20: 127-130.
- BARTON, M.D., 1982. The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications. Am. Mineral., 67: 956-974.

- BATCHELOR, R.A. y BOWDEN, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48: 43-55.
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P. y JEGOUZO, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1: 31-42.
- BODEGA BARAHONA, F., 1982. Fase previa de investigación en el P.I. "Santa Bárbara" nº 1355 (Zamora). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3: 481-494.
- BOISSAVY VINAU, M. y ROGER, G. 1980. The TiO_2/Ta ratio as an indicator of the degree of differentiation of tin granites. *Mineral. Deposita*, 15: 231-236.
- BOISSAVY VINAU, M., 1979. Processus géochimiques de concentrations liés à l'évolution de magmas granitiques. Application aux filons à Sn-W du Massif Central et du Nord de Portugal. Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI. 220 pp.
- BOWDEN, P., BATCHELOR, R.A., CHAPPELL, B.W., DIDIER, J., y LAMEYRE, J., 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35: 1-11.
- BOYLE, R.W., 1984. The prospect for geochemical exploration - predictable advances and new approaches. *J. Geochem. Explor.*, 21: 1-18.
- BRANDEIS, G. y JAUPART, C., 1986. On the interaction between convection and crystallization in cooling magma chambers. *Earth Planet. Sci. Lett.*: 345-361.
- BRUN, J.P., y COBBOLD, P.R., 1980. Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review. *J. Struct. Geol.*, 2: 149-158.
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P., 1970. Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min.*, 81: 215-225.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, P., 1973. Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 15: 209-228.

- CARLE, W., 1945. Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Grungebirge von Galicien (Nordspanien). Geotekt. Forsch., 6: 13-36.
- CARRERAS, J., JULIVERT, M. y SANTANACH, P., 1980. Hercynian mylonite belts in the western Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. J. Struct. Geol., 2: 5-9.
- CHAPPELL, B.W., y WHITE, D.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8: 173-174.
- CHATTERJEE, M.D., y JOHANNES, W., 1974. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$. Contrib. Mineral. Petrol., 48: 89-114.
- CHAYES, F., 1955. Potash feldspar as I-product biotite-chlorite transformation. J. Geol., 63: 75-82.
- CLARKE, D.B., MCKENZIE, C.B., MUECKE, G.K., y RICHARDSON, S.N., 1976. Magmatic andalusite from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. Contrib. Mineral. Petrol., 56: 279-287.
- CLARKE, D.B., 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. Can. Mineral., 19: 3-17.
- CLEMENS, J.D., y WALL, V.J., 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. Can. Mineral., 19: 111-131.
- CLUSIUS, K.Y., y DICKEL, G., 1939. The separating tube process for liquids. Naturwissenschaften, 27: 148-149.
- CORRETGE, L.G., 1983. Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico. In: Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, I: 569-592. I.G.M.E.
- CORRETGE, L.G., 1986. Summary of the characteristics of the granitic rocks in the iberian terranes. Abstract in: International Conference on Iberian terranes and their regional correlation. Oviedo.
- COSTESEQUE, P. y SEMPERE, R., 1985. Migrations sélectives de solutions de terres rares par effet thermogravitationnel en milieux poreux. Bull. Minéral., 108: 223-232.

- COSTESEQUE, P., 1986. Sur la migrations des éléments par thermodiffusion. Etat et perspectives d'un modèle géochimique. Bull. Minéral., 108: 305-324.
- COURRIOUX, G., 1984. Etude d'une evolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active: Exemple du linéament granitique hercynien de Puente deume (Galice, Espagne). Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 217 pp.
- COURRIOUX, G.; GAGNY, C., y GOUANVIC, Y., 1986. Analyse des structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne). Bol. Geol. Min., XCVII-VI: 737-756.
- DAVIS, J.C., 1986. Statistics and data analysis in Geology. Segunda edición. 646 pp. John Wiley & Sons.
- DAUBREE, A., 1849. Recherches sur la production artificielle de quelques espèces minérales cristallines, particulièrement du lóxyde de titane et du quartz. Observations sur l'origine des filons titanifères des Alpes. Comptes Rendues, 29: 227-232.
- DAY, H.W., y FENN, P.M., 1982. Estimating the P-T- X_{H_2O} conditions during crystallization of low calcium granites. J. Geol., 90: 485-507.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., y MARCHAL, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagrams and major element analysis, its relationships with current nomenclature. Chem. Geol., 29: 183-210.
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA DE LA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA, 1983. Síntesis geológica del basamento (Zona del Centro-Oeste Español). 1 mapa escala 1:200.000.
- DERRE, C., 1983. La province à Sn-W ouest-européenne. histoire de divers types de gisements du Massif central des Pyrenées et du Portugal. Distribution des gisements. Thèse de doctorat d'Etat. Univ. P. et M. Curie, Paris. 2 vol., 766 pp.

- DERRE, C., y ROGER, G., 1984. Filons à étain-tungstène dans le moitié nord du Portugal. Guides de recherche. Chron. Rech. Min., 475: 35-50.
- DIEZ, C., 1977. Influencia de la regionalización en el desmuestre de unidades geológicas (Aplicación de la geomatemática a la prospección geoquímica). Fundación Juan March (Beca España-1976). 96 pp.
- DIEZ, C., 1979. La economía y geomatemática en la prospección geoquímica. serie universitaria (Fundación Juan March), 83: 1-53 pp.
- DOBLAS, M., CAPOTE, R., Y CASQUET., C., 1983. Fenómenos de cizalla en los granitos de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). Stvd. Geol. Salm., XVIII: 27-38.
- ESCOSURA, L. de la, 1846. Descripción de las minas de la provincia de Zamora. 39 pp. y 2 lám. Imprenta de Corrales y Compañía.
- EZQUERRA DEL BAYO, J., 1844. Descripción geognóstica y minera de la provincia de Zamora. Bol. Of. Minas, 12 (15 de Octubre).
- FERNANDEZ TURIEL, J.L., 1983. Prospección estratégica de la cuenca hidrográfica del río Garona (Vall d'Aran, Lleida). Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 236 pp.
- FLEITOUT, L. y FROIDEVAUX, C., 1980. Thermal and mechanical evolution of shear zones. J. Struct. Geol., 2: 159-164.
- FONT, X., VILADEVALL, M., CASAS, A., y VAQUER, R., 1984. Geochemical exploration in the Montseny Mountains (NE Spain). Acta Geol. Hisp., 19: 193-197.
- FORT, R., 1985. Prospección de placentes estanníferos en las áreas de Fuentes de Oñoro y Golpejas (Provincia de Salamanca). Tesis Doctoral, Univ. Complut. Madrid.
- GAPAIS, D., y BARBARIN, B., 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). Tectonophysics, 125: 357-370.

- GARCIA SANCHEZ, A., y SAAVEDRA, J., 1983. Datos analíticos sobre cuatro patrones geoquímicos de Salamanca (granitos s.l.) y técnicas utilizadas. Anuario C.E.B.A.S.-I.O.A.T.O., IX: 321-333.
- GIL IBARGUCHI, I., JULIVERT, M., y MARTINEZ, F.J., 1983. Los rasgos estructurales generales de la parte NO de la Zona Centro-ibérica. In: Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, I: 612-630. I.G.M.E.
- GONZALO, F.J. y LOPEZ PLAZA, M., 1983. Tipificación estructural de los filones estanno-wolframíferos más representativos de la penillanura salmantino-zamorana. Stvd. Geol. Salm., XVIII: 159-170.
- GOUANVIC, Y., 1983. Métallogenèse à tugstène-étain et or dans le linéament granitique de Puente deume (Nord-Ouest Galice, Espagne): Un exemple d'évolution dans une zone de cisaillement ductile hercynienne. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 249 pp.
- GROVES, D.I., y MCCARTHY, T.S., 1978. Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. Miner. Deposita, 13: 11-26.
- GUIGUES, J., y DEVISMES, P., 1969. La prospección minière à la batée dans le Massif Armoricain. Mém. B.R.G.M., 71.
- HALLENSTEIN, C.P., PEDERSEN, J.L., y STENDAL, H., 1981. Exploration of scheelite in East Greenland. A case study. J. Geochem. Explor., 15: 381-392.
- HANSON, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth Planet. Sci. Lett., 38: 26-43.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A., y TINDLE, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P., y RIES, A.C. (eds.). Collision Tectonics. Geol. Soc., Spec. Vol., 19: 67-81.
- HEINRICH, C.A., y EADINGTON, P.J., 1986. Thermodynamic predictions of the hydrothermal chemistry of arsenic and their significance for the paragenetic sequence of some cassiterite-arsenopyrite base metal sulphide deposits. Econ. Geol., 81: 511-529.

- HIGGINS, N.C., SOLOMON, M., y VARNER, R., 1985. The genesis of the Blue Tier Batholith, northeastern Tasmania, Australia. *Lithos*, 18: 129-149.
- HILDRETH, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, 86 (B 11): 10153-10192.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., y WILLIAMS, P.F., 1981. *Geología estructural*. 518 pp. Edic. Omega. Barcelona.
- HOLDAWAY, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271: 97-131.
- IGLESIAS, M., y CHOUKROUNE, P., 1980. Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2: 63-68.
- IGLESIAS, M., y RIBEIRO, A., 1981. Position stratigraphique de la formation "Olló de Sapo" dans la région de Zamora (Espagne)-Miranda do Douro (Portugal). *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, 67: 141-146.
- IGLESIAS, M., RIBEIRO, M.L., y RIBEIRO, A., 1983. La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, I: 459-467. I.G.M.E.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA, 1943. Estudio acerca de los estudios, investigaciones y propuestas realizadas durante el año 1942 por la Comisión del Sn y W. Fondo Documental del I.G.M.E., Doc. 10.037.
- I.G.M.E., 1971a. Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja 28: Alcañices. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.
- I.G.M.E., 1971b. Mapa Metalogenético de España 1:200.000. Hoja 28: Alcañices. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.
- I.G.M.E., 1971c. Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja 29: Valladolid. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.

- I.G.M.E., 1971d. Mapa Metalogenético de España 1:200.000. Hoja 29: Valladolid. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.
- I.G.M.E., 1972. Estudios geoquímicos con posibilidades mineras. Red de drenaje en la zona del río Aliste. Zamora. Fondo Documental del I.G.M.E., Doc. 10.600.
- I.G.M.E., 1977. Prospección de minerales de elementos escasos. Fondo Documental del I.G.M.E., Doc. 10.589.
- I.G.M.E., 1980a. Investigación minera para estaño, manganeso y otros elementos en la reserva de Alcañices, al Oeste de Zamora (capital). Fondo Documental del I.G.M.E., Doc. 10.650.
- I.G.M.E., 1980b. Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 396 (12-16): Pereruela. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.
- I.G.M.E., 1980c. Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 397 (13-16): Zamora. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.
- I.G.M.E., 1981a. Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 337-338 (10/11-14): Latedo-Alcañices. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.
- I.G.M.E., 1981b. Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 367 (11-15): Castro de Alcañices. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.
- I.G.M.E., 1982. Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 368 (12-15): Carbajales de Alba. Mem. y 1 mapa pleg. f.t.
- JACKSON, K.J., y HELGESON, H.C., 1985a. Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin: I. Calculation of the solubility of cassiterite at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 1-22.
- JACKSON, K.J., y HELGESON, H.C., 1985b. Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin: II. Interpretation of phase relations in the Southeast Asian Tin Belt. *Econ. Geol.*, 80: 1365-1378.

- JAMES, R.S., y HAMILTON, D.L., 1969. Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 21: 111-141.
- JEGOUZO, P., 1980. The South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 2: 39-47.
- JULIVERT, J., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L.N., 1974. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Mem. explicativa (113 pp.) y 1 mapa pleg. f.t. I.G.M.E.
- JULIVERT, J., MARCOS, A., y PEREZ ESTAUN, A., 1977. Le structure de la chaîne hercynienne dans le secteur iberique et l'arc ibero-armoricaine. In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. Int. C.N.R.S., Rennes, 243: 429-440.
- JULIVERT, J., MARTINEZ, F.J., y RIBEIRO, A., 1980. The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. *Mém. B.R.G.M.*, 108: 132-158.
- JULIVERT, J., y MARTINEZ, F.J., 1983. Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. In: Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, I: 612-630. I.G.M.E.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEON, 1985. Ensayo metodológico de prospección del estaño en Castilla y León. Informe no publicado.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEON, 1985. Situación y propuesta de actuación en el sector del estaño (provincia de Zamora). Informe no publicado.
- KEESMANN, I., MATTHES, S., SCHREYER, W., y SEIFERT, F., 1971. Stability of almandine in the system $\text{FeO} - (\text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - (\text{H}_2\text{O})$ at elevated pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31: 132-144.
- KEPPIE, J.D., 1985. The appalachian collage. In: GEE, D.G., y STURT, B.A. (Eds.). *The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas*: 1217-1226. John Wiley & Sons Ltd.
- KUKHARENKO, A.A., 1961. Minéralogie des gisements alluvionnaires. Gosgeoltekhizdat. Moscou. Traductions B.R.G.M., 4453 y 5149 (2 t.).

- LAMEYRE, J., y BOWDEN, P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 169-186.
- LEAKE, R.C., y AUCOTT, J.W., 1973. Geochemical mapping and prospecting by use of rapid automatic X-ray fluorescence analysis of panned concentrates. In: M.J. Jones (Ed.): *Geochemical Exploration 1972. Proc. 4th Int. Geochem. Explor. Symp.*, Inst. Min. Metall., London: 389-400.
- LEPELTIER, C., 1969. A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Econ. Geol.*, 64: 538-550.
- LOPEZ PLAZA, M., 1982. Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca. 333 pp.
- LUTH, W.C., JAHNS, R.H., y TUTTLE, O.F., 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kb. *J. Geophys. Res.*, 69: 759-773.
- MANNING, D.A.C., 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 206-215.
- MARCELLO, A., PRETTI, S., y SALVADORI, I., 1978. Le prospezioni geominerarie in Sardegna: la prospezione geochemica strategica. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, XCIX: 277-310.
- MARCONNET, B., GAGNY, C., LEYMARIE, P., SANTIAGO, L., SERVAJEAN, G. y VALENCHON, F., 1981. Apport de la télédétection spatiale et de l'autocorrelation optique a l'étude de la distribution d'indices Sn-W de la province de Zamora. *Cuad. Geol. Ib.*, 7: 369-381.
- MARCONNET, B., y PIERREL, L., 1982. Etude structurale du granite de Muelas-Fonfría (Province de Zamora, Espagne). Caractérisation d'un linéament granitique hercynien. 107^e Congrès National des Sociétés Savantes, Brest, III: 411-421.
- MARCONNET, B., 1984. Utilisation de la télédétection spatiale pour la prospection minière d'indices liés à des apex leucogranitiques non affleurants. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 298 (II-6): 215-218.

- MARCONNET, B., 1985. La télédétection spatiale: une méthode pour la prospection minière stratégique et tactique. Application aux gisements stanno-wolframifères de l'Ouest de la Péninsule Ibérique. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 244 pp.
- MARRE, J., 1982. Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. Manuels et méthodes B.R.G.M., 3: 1-128.
- MARSH, S.P., y CATHRALL, J.B., 1981. Geochemical evidence for a Brooks Range Mineral Belt, Alaska. *J. Geochem. Explor.*, 15: 367-380.
- MARTINEZ CATALAN, J.R., 1983. Deformación heterogénea en los macizos graníticos de Sarria y Santa Eulalia de Pena (provincia de Lugo). *Stvd. Geol. Salm.*, XVIII: 39-64.
- MARTINEZ GARCIA, E., 1973. Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Stvd. Geol. Salm.*, V: 7-106.
- MARTINEZ GARCIA, E., y QUIROGA, J.L., 1981. Posición estratigráfica de la Serie Metamórfica del Duero. *Brev. Geol. Astur.*, XXV: 3-8.
- MARTINEZ GARCIA, E., y GIL IBARGUCHI, J.I., 1986. Geotraverse north (A-1). Excursion Guidebook. Int. Conf. Ib. Terranes, Oviedo. 124 + B-15 pp.
- MATTE, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- MCCARTHY, T.S., y HASTY, R.A., 1976. Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 40: 1351-1358.
- MCCARTHY, T.S., y ROBB, L.J., 1978. On the relationship between cumulus mineralogy and trace and alkali element chemistry in an Archean granite from the Barberton region, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 42: 21-26.
- MCCARTHY, T.S., y GROVES, D.I., 1979. The Blue Tier Batholith, Northeastern Tasmania. A cumulate-like product of fractional crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71: 193-209.

- MILLER, C.F., 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary magmas derived from pelitic sedimentary sources ?. *J. Geol.*, 93: 673-689.
- MONTEL, J.M., WEBER, C., y PICHAVANT, M., 1986. Biotite - sillimanite - spinel assemblages in high-grade metamorphic rocks: occurrences, chemographic analysis and thermobarometric interest. *Bull. Minéral.*, 109: 555-573.
- MURCIEGO, A., 1985. Estudio geoquímico y mineralógico de casiteritas españolas. Correlación con el tipo genético de yacimiento. Tesis de Licenciatura, Univ. de Salamanca. 196 pp.
- NEIVA, A.M.R., 1982. Geochemistry of muscovite and some physico-chemical conditions of the formation of some tin-tungsten deposits in Portugal. In: EVANS, A.M. (Ed.). *M.A.W.A.M.*: 243-259. John Wiley & Sons.
- NEKRASOV, I.Y., DADZE, T.P., VORONIKHIN, V.A., y RUDINITSKAYA, Y.S., 1978. New tin silicates in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{SnO}_2 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Dokl. Akad. Nauk. U.R.S.S.*, 232: 171-173.
- NESEN, G., 1981. Le modele exogranite-endogranite à stockscheider et la métallogénese Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice-Espagne). Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 354 pp.
- NESPEREIRA, J., 1982. Contribución al la prospección minera del área de Celanova (Orense). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 3: 513-532.
- NESPERERIRA, J., y ZANTOP, H., 1981. Estudio comparativo entre técnicas analíticas y mineralométricas para la prospección de Sn en la provincia de Orense. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2: 59-93.
- NEUMANN, H., VITALIAND, C.J., y MEAD, J., 1954. Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 6: 90-99.
- NICOLAS, A., BOCHEZ, J.L., BLAISE, J., y POIRIER, J.P., 1977. Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, 42: 55-73.

- O'BRIEN, C., PLANT, J.A., SIMPSON, P.R., y TARNEY, J., 1985. The geochemistry, metasomatism and petrogenesis of the granites of the English Lake District. *J. Geol. Soc. London*, 142: 1139-1157.
- OEN, I.S., 1960. The intrusion mechanism of the late-Hercynian post-tectonic granite plutons of the northern Portugal. *Geol. Mijl.*, 22: 257-296.
- OEN, I.S., 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min.*, LXXXI: 271-398.
- PARGA PONDAL, I., 1935. Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos. *An. Fac. Ciênc. Porto*, 20: 50-60.
- PARSLOW, G.R., 1974. Determination of background and threshold in exploration geochemistry. *J. Geochem. Explor.*, 3: 319-336.
- PARSLOW, G.R., 1979. Interpretation of some geochemical distributions in Key and Seahorse Lakes, Saskatchewan. *Bull. Can. Inst. Min. Met.*, April: 112-117.
- PAWLOSKI, G., 1985. Quantitative determination of mineral content of geological samples by X-ray diffraction. *Am. Min.*, 70: 663-667.
- PEACOCK, M.A., 1931. Classification of igneous rocks series. *J. Geol.*, 39: 65-67.
- PELLITERO, E., 1980. Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca. 300 pp.
- PELLITERO, E., SAAVEDRA, J., GARCIA SANCHEZ, A., y GONZALO, F., 1985. Caracterización de concentraciones estratiformes de Sn y W en la zona de San Pedro de Rozados - Martinamor (Salamanca). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 9: 177-186.
- PICHAVANT, M., 1981. An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapor pressure. *Geological applications. Contrib. Min. Petrol.*, 76: 430-439.

- PIERREL, L., GAGNY, C., HERMOSA, J.L., y SERVAJEAN, G., 1981. La "Mina Dorinda": un exemple de mineralisation filonienne en terrain metamorphique liée à un magmatisme leucogranitique (district metallifère de Villadepera, province de Zamora, Espagne). Cuad. Geol. Ib., 7: 383-389.
- PIWINSKII, A.J., 1968. Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California. J. Geol., 76: 548-570.
- PLAN NACIONAL DE ABASTECIMIENTO DE MATERIAS PRIMAS MINERALES, 1982. Investigación para Sn del área de Villadepera - Carbajosa (Zamora). Informe no publicado. 3 t., 148 pp.
- POLLARD, P.J., y TAYLOR, R.G., 1986. Progressive evolution of alteration and tin mineralization: controls by interstitial permeability and fracture-related tapping of magmatic fluid reservoirs in tin granites. Econ Geol., 81: 1795-1800.
- PUIG Y LARRAZ, G., 1883. Descripción física, geológica y minera de la provincia de Zamora. Mem. Com. Mapa Geol. España, 1: 1-480.
- QUIROGA, J.L., 1976. Bosquejo geológico de los alrededores de Zamora. Stvd. Geol. Salm., X: 97-102.
- QUIROGA, J.L., 1977. Sobre el "Ojlo de Sapo" de Villadepera (Zamora) y su relación con el de miranda do Douro. Stvd. Geol. Salm., XII: 161-167.
- QUIROGA, J.L., 1981a. Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo.
- QUIROGA, J.L., 1981b. Sobre la deformación hercínica de las series infraordovícicas del W de Zamora. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 2: 155-164.
- QUIROGA, J.L., 1982. Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora. Trab. Geol., 12: 205-226.
- RAYLEIGH, J.W.S., 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. Phil. Mag., 42: 77-107.

- RICE, A., 1981. Convective fractionation: a mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous processes. *J. Geophys. Res.*, 86: 405-417.
- RICHARDSON, S.W., 1968. Staurolite stability in a part of the system Fe - Al - Si - O - H. *J. Petrol.*, 9: 467-488.
- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C., y BELL, P.M., 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminum-silicate triple point. *Am. J. Sc.*, 276: 259-272.
- ROSE, A.W., y BURT, D.M., 1979. Hydrothermal alteration. In: BARNES, H.L. (Ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: 173-235. Segunda ed. John Wiley & Sons.
- ROSE, A.W., HAWKES, H.E., y WEBB, J.S., 1979. *Geochemistry in mineral exploration*. 657 pp., segunda ed. Academic Press. London.
- ROUTHIER, P., 1980. Où sont les métaux pour l'avenir? Les provinces métalliques. Essai de métallogénie globale. *Mém. B.R.G.M.*, 105: 1-410.
- SAAVEDRA, J., BLANCO, C.A., GARCIA, A., y RODRIGUES, S., 1975. Estudio del Granito de Trujillo (Cáceres). II Cong. Ib. Geol. Econ., Buenos Aires, IV: 315-340.
- SAAVEDRA, J., PELLITERO, E., GARCIA SANCHEZ, A., y NORONHA, F., 1977. Estudio del granito mineralizado del Jálama, Salamanca-Cáceres, España. *Bol. Geol. Min.*, LXXXVIII-IV: 333-344.
- SAAVEDRA, J. y MEDINA, M.E., 1983. Esquema para el análisis rápido de elementos mayores y menores en rocas. *Rev. Asoc. Arg. Min. Petr. Sed.*, 14: 7-14.
- SAAVEDRA, J., 1984. Procesos geoquímicos en las mineralizaciones estanno-wolframíferas asociadas a granitos. I Congr. Esp. Geol., V: 175-182.
- SALJE, B., 1986. Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite: The influence of fibrolitización on the phase diagram of the Al_2SiO_5 polymorphs. *Am. Mineral.*, 71: 1366-1371.

- SANTOS OLIVEIRA, J.M., 1982. Orientação geoquímica com vista à escolha da metodologia a seguir na prospecção de mineralizações de estanho e wolfrâmio. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 68: 171-178.
- SCHMIDT-THOME, M., 1945. Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge im Westlichen Zentralspanien (Province Salamanca und Cáceres). *Geotect. Forsch.*, 6: 37-77.
- SHAND, S.J., 1927. Eruptive rocks. Primera ed. John Wiley & Sons. New York.
- SHAW, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 237-243.
- SINCLAIR, A.J., 1974. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *J. Geochem. Explor.*, 3: 129-149.
- SINCLAIR, A.J., 1981. Applications of probability graphs in mineral exploration. *Assoc. Explor. Geochem., Spec. Vol.*, 4: 1-95.
- SORET, C., 1880. Influence de la température sur la distribution des sels dans leurs solutions. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 91: 289-291.
- SPARKS, R.S.J., HUPPERT, H.E., y TURNER, J.S., 1984. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 310: 511-534.
- STENDAL, H., 1980. Distribution of metals and heavy minerals in drainage sediments in late Precambrian rocks of Central East Greenland (72°-74° N). *N.G.U.*, 360: 99-111.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth - Sci. Rev.*, 12: 1-33.
- TINDLE, A.G., y PEARCE, J.A., 1981. Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch Doon pluton, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 196-207.
- TOROS, M., 1981. Les granitoïdes et les gîtes d'étain associés dans leur contexte lithostratigraphique et métamorphique à l'Ouest de Zamora (Massif Hespérique, Espagne). Thèse, Univ. de Lausanne, 216 pp.

- TUACH, J., DAVENPORT, P.H., DICKSON, W.L., y STRONG, D.F., 1986. Geochemical trends in the Ackley granite, southeast Newfoundland: their relevance to magmatic-metallogenic processes in high-silica granitoid systems. *Can. J. Earth Sci.*, 23: 747-765.
- TUTTLE, D.F., y BOWEN, N.L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 74: 1-153.
- VERNON, R.M., WILLIAMS, V.A., y D'ARCY, W.F., 1983. Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, 92: 123-145.
- VON PLATEN, H., 1965. Kristallisation granitischer schmelzen. *Contrib. Miner. Petrol.*, 11: 334-381.
- WALDBAUM, D.R. y THOMPSON, J.B., 1969. Mixing properties of sanidine crystalline solutions: IV. Phase diagrams from equations of state. *Amer. Min.*, 54: 1274-1298.
- WINKLER, H.G.F., 1974. Petrogenesis of metamorphic rocks. Cuarta ed. Springer Study Edition.
- WINKLER, H.G.F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. Quinta ed. Springer. New York.
- YODER, M.S., y TILLEY, C.E., 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3: 342-532.
- ZANTOP, H., y NESPEREIRA, J., 1978. Heavy mineral panning techniques in the exploration for tin and tungsten in Northwestern Spain. *Geochem. Explor.*, 1978: 329-336.

- TUACH, J., DAVENPORT, P.H., DICKSON, W.L., y STRONG, D.F., 1986. Geochemical trends in the Ackley granite, southeast Newfoundland: their relevance to magmatic-metallogenic processes in high-silica granitoid systems. *Can. J. Earth Sci.*, 23: 747-765.
- TUTTLE, D.F., y BOWEN, N.L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 74: 1-153.
- VERNON, R.M., WILLIAMS, V.A., y D'ARCY, W.F., 1983. Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, 92: 123-145.
- VON PLATEN, H., 1965. Kristallisation granitischer schmelzen. *Contrib. Miner. Petrol.*, 11: 334-381.
- WALDBAUM, D.R. y THOMPSON, J.B., 1969. Mixing properties of sanidine crystalline solutions: IV. Phase diagrams from equations of state. *Amer. Min.*, 54: 1274-1298.
- WINKLER, H.G.F., 1974. Petrogenesis of metamorphic rocks. Cuarta ed. Springer Study Edition.
- WINKLER, H.G.F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. Quinta ed. Springer. New York.
- YODER, M.S., y TILLEY, C.E., 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3: 342-532.
- ZANTOP, H., y NESPEREIRA, J., 1978. Heavy mineral panning techniques in the exploration for tin and tungsten in Northwestern Spain. *Geochem. Explor*, 1978: 329-336.

ANEXO I

DATOS ANALITICOS DE LAS
MUESTRAS UTILIZADAS EN LA MEMORIA

BATOLITO DE RICOBAYO

GRANITOS BIOTITICOS CON CORDIERITA

(mayores en % en peso, trazas en ppm)

	52	61	62	63	176
SiO2	70.01	67.07	67.77	66.41	66.60
Al2O3	13.85	15.65	16.27	15.98	16.22
Fe2O3	3.50	3.35	3.45	3.75	3.74
MgO	0.56	0.62	0.21	0.64	0.70
CaO	1.37	1.26	0.80	1.24	1.24
Na2O	3.95	4.00	3.25	3.75	3.35
K2O	5.45	5.83	5.70	5.92	5.94
TiO2	0.10	0.17	<0.10	<0.10	0.15
P2O5	0.29	0.27	0.34	0.29	0.25
MnO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04
PF	0.93	1.09	1.88	1.32	1.14
Rb	224	242	262	247	241
Sr	141	146	127	136	143
Ba	938	1405	1080	1030	1162
Sn	<10	<10	<10	<10	<10
W	<15	80	66	44	<15
Zr	128	138	147	150	160
Pb	46	28	26	25	27
R1	1896	1596	1940	1613	1760
R2	446	473	415	478	486
A/CNK	0.94	1.04	1.26	1.08	1.15
K/Rb	202	200	181	199	205
Q	35	35	-	28	-
A	44	37	-	51	-
P	21	28	-	21	-
	177	178	179		
SiO2	67.14	66.49	67.36		
Al2O3	16.09	16.51	15.77		
Fe2O3	3.32	3.51	3.36		
MgO	0.60	0.66	0.63		
CaO	1.21	1.28	1.05		
Na2O	3.41	3.72	3.39		
K2O	5.93	6.29	6.04		
TiO2	0.21	0.19	0.25		
P2O5	0.44	0.34	0.46		
MnO	0.02	0.03	0.03		
PF	0.93	0.90	0.87		
Rb	238	243	254		
Sr	132	137	138		
Ba	1120	1025	1130		
Sn	<10	<10	<10		
W	<15	<15	<15		
Zr	141	135	126		
Pb	33	31	29		
R1	1786	1545	1780		
R2	475	494	453		
A/CNK	1.14	1.09	1.13		
K/Rb	207	215	197		
Q	31	34	-		
A	51	38	-		
P	18	29	-		

BATOLITO DE RICOBAYO

GRANITOS DE DOS MICAS

	20	23	24	25	26
SiO2	75.37	72.61	76.17	76.79	75.59
Al2O3	12.99	13.81	12.66	12.59	12.72
Fe2O3	1.50	1.50	1.50	1.49	1.50
MgO	0.16	0.24	0.09	0.12	0.22
CaO	0.60	0.63	0.54	0.48	0.49
Na2O	3.50	4.00	3.95	3.25	3.65
K2O	4.34	5.37	3.62	3.82	4.46
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.21	0.34	0.20	0.41	0.32
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
PF	1.02	1.31	1.00	1.04	0.94
Rb	396	400	345	382	298
Sr	39	45	35	38	53
Ba	<50	<50	<50	<50	125
Sn	10	28	15	15	<10
W	<15	<15	<15	79	75
Zr	47	59	47	27	29
Pb	37	52	26	42	27
R1	2723	2121	2785	3028	2657
R2	327	350	311	304	313
A/CNK	1.13	1.02	1.11	1.22	1.09
K/Rb	91	111	87	83	124
Q	-	-	-	-	46
A	-	-	-	-	28
F	-	-	-	-	26
	28	29	30	31	32
SiO2	74.53	76.32	74.13	76.62	73.91
Al2O3	13.16	11.30	13.01	11.63	12.92
Fe2O3	1.85	1.60	2.10	1.65	2.40
MgO	0.11	0.19	0.36	0.10	0.28
CaO	0.57	0.44	0.83	0.60	0.59
Na2O	3.55	3.50	2.05	3.65	2.90
K2O	4.59	4.64	5.20	4.54	5.06
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.14	0.36	0.31	0.35	0.17
MnO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
PF	1.15	1.62	1.63	0.97	1.44
Rb	322	279	443	280	238
Sr	38	39	85	47	64
Ba	<50	<50	175	<50	<50
Sn	<10	<10	125	<10	<10
W	<15	30	<15	27	<15
Zr	27	27	42	58	79
Pb	36	32	57	34	30
R1	2582	2714	2938	2734	2648
R2	325	278	361	297	330
A/CNK	1.11	0.98	1.24	0.97	1.15
K/Rb	18	138	97	135	176
Q	46	-	-	-	-
A	30	-	-	-	-
F	24	-	-	-	-

	33	34	35	40	41
SiO2	74.81	72.91	74.98	75.31	75.36
Al2O3	13.13	13.80	13.42	13.21	12.60
Fe2O3	1.85	2.60	1.82	1.35	2.10
MgO	0.30	0.25	0.30	0.04	0.06
CaO	0.48	0.51	0.59	0.34	0.30
Na2O	3.55	3.05	3.30	3.75	3.75
K2O	4.67	5.78	5.05	4.14	4.06
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	0.10	<0.10
P2O5	0.15	0.16	0.18	0.21	0.16
MnO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
PF	1.18	0.94	1.07	1.49	1.48
Rb	265	368	279	414	480
Sr	82	64	73	36	30
Ba	225	<50	<50	<50	<50
Sn	<10	<10	<10	18	18
W	<15	40	<15	<15	<15
Zr	94	88	77	43	32
Pb	27	36	32	34	33
R1	2582	2355	2561	2680	2684
R2	324	338	341	297	282
A/CNK	1.12	1.13	1.12	1.17	1.14
K/Rb	146	130	150	83	70
Q	-	-	-	-	-
A	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-
	44	45	47	51	53
SiO2	75.24	75.90	75.71	77.55	75.20
Al2O3	12.19	12.59	11.81	10.00	11.87
Fe2O3	1.75	1.60	2.00	1.90	2.35
MgO	0.17	0.10	0.10	0.32	0.30
CaO	0.47	0.30	0.29	0.60	0.52
Na2O	3.95	3.55	3.85	3.50	3.25
K2O	4.68	4.22	4.73	4.52	4.73
TiO2	<0.10	0.10	<0.10	0.10	0.10
P2O5	0.43	0.35	0.21	0.37	0.38
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
PF	1.13	1.40	1.23	1.21	1.28
Rb	341	400	349	261	294
Sr	58	32	30	67	55
Ba	91	<50	<50	253	240
Sn	<10	24	22	<10	15
W	<15	<15	<15	53	<15
Zr	55	38	38	80	68
Pb	47	32	30	20	29
R1	2469	2765	2518	2815	2687
R2	298	284	268	276	303
A/CNK	0.98	1.15	0.99	0.85	1.04
K/Rb	114	88	112	144	134
Q	-	-	44	-	48
A	-	-	37	-	27
P	-	-	19	-	25

	55	65A	75	76	79
SiO2	75.98	75.20	72.19	72.59	74.57
Al2O3	12.10	13.12	13.87	13.75	12.27
Fe2O3	1.55	1.35	2.60	2.60	1.70
MgO	0.18	0.13	0.27	0.23	0.33
CaO	0.41	0.33	0.61	0.55	0.59
Na2O	3.85	4.15	4.00	4.15	4.10
K2O	4.15	4.12	4.93	4.48	4.66
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.31	0.22	0.17	0.20	0.30
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
PF	1.40	1.29	1.01	1.18	1.26
Rb	396	396	303	312	284
Sr	32	23	61	49	64
Ba	<50	55	172	90	105
Sn	20	<10	<10	<10	<10
W	<15	<15	<15	67	<15
Zr	34	32	55	64	70
Pb	31	23	61	49	29
R1	2683	2536	2169	2247	2377
R2	290	299	351	340	320
A/CNK	1.05	1.11	1.07	1.09	0.96
K/Rb	87	86	135	119	136
Q	-	37	44	50	44
A	-	34	30	25	35
P	-	29	26	25	21
	91	94	97	98	99
SiO2	74.28	72.80	75.30	71.97	70.36
Al2O3	12.57	13.60	12.36	14.20	14.96
Fe2O3	1.95	2.30	1.65	2.30	2.25
MgO	0.40	0.48	0.25	0.57	0.59
CaO	0.69	0.50	0.38	0.53	0.66
Na2O	3.75	2.60	3.60	3.25	3.25
K2O	5.12	6.46	4.66	5.49	5.58
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	0.17	<0.10
P2O5	0.21	0.26	0.25	0.23	0.18
MnO	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
PF	0.99	1.19	1.45	1.11	1.79
Rb	266	260	284	246	248
Sr	88	114	39	103	109
Ba	265	497	<50	560	748
Sn	<10	10	<10	<10	<10
W	<15	<15	15	23	21
Zr	88	110	54	118	120
Pb	36	34	34	29	25
R1	2368	2356	2605	2294	2170
R2	340	344	296	364	393
A/CNK	0.97	1.12	1.06	1.16	1.19
K/Rb	160	206	136	185	187
Q	-	-	-	42	31
A	-	-	-	36	44
P	-	-	-	22	25

	100	101B	103	106	107
SiO2	67.09	69.02	70.60	73.82	73.37
Al2O3	19.67	19.16	18.96	13.73	13.33
Fe2O3	2.20	1.80	1.50	1.25	1.95
MgO	0.63	0.34	0.26	0.21	0.41
CaO	0.67	0.89	0.40	0.38	0.49
Na2O	3.20	1.95	1.85	4.30	3.80
K2O	5.02	4.59	4.31	4.54	4.88
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.10
P2O5	0.29	0.19	0.23	0.28	0.21
MnO	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02
PF	0.93	1.51	1.74	1.42	1.29
Rb	238	275	438	288	294
Sr	92	36	29	30	71
Ba	405	<50	<50	<50	310
Sr	11	<10	<10	<10	<10
W	24	21	22	<15	<15
Zr	115	54	46	58	81
Pb	35	21	24	23	22
R1	2102	2785	2998	2296	2345
R2	489	488	428	320	334
A/CNK	1.66	1.97	2.25	1.80	1.08
K/Rb	175	139	82	131	138
Q	37	-	-	-	47
A	46	-	-	-	22
P	17	-	-	-	31
	110	114	115	117	127
SiO2	76.07	74.10	74.05	74.90	73.61
Al2O3	12.51	11.99	13.14	13.15	14.12
Fe2O3	1.15	2.20	1.95	1.25	1.50
MgO	0.24	0.39	0.39	0.23	0.21
CaO	0.48	0.30	0.32	0.27	0.30
Na2O	4.95	4.85	3.55	4.65	4.65
K2O	3.18	4.37	5.03	4.12	4.32
TiO2	0.14	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.22	0.26	0.18	0.23	0.18
MnO	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04
PF	1.26	1.51	1.26	1.15	0.98
Rb	315	242	295	326	377
Sr	67	71	58	19	23
Ba	105	220	290	<50	<50
Sn	<10	<10	<10	<10	<10
W	<15	<15	<15	26	<15
Zr	49	79	68	32	34
Pb	34	32	30	34	34
R1	2533	2135	2445	2341	2203
R2	309	287	311	298	319
A/CNK	1.01	0.91	1.11	1.05	1.10
K/Rb	84	150	142	105	95
Q	-	-	-	-	-
A	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-

	128	129	130	131	132
SiO2	75.50	74.53	75.65	73.90	73.55
Al2O3	11.98	12.81	11.59	11.18	13.07
Fe2O3	1.90	1.80	1.70	2.35	2.15
MgO	0.29	0.29	0.26	0.46	0.43
CaO	0.27	0.21	0.23	0.24	0.28
Na2O	3.95	4.10	4.25	4.00	4.10
K2O	4.86	4.73	4.50	6.16	4.83
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.14
P2O5	0.26	0.18	0.20	0.18	0.25
MnO	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
PF	0.98	1.30	1.58	1.46	1.22
Rb	293	330	303	275	247
Sr	44	38	58	74	79
Ba	222	55	<50	238	251
Sn	<10	<10	<10	<10	<10
W	<15	<15	<15	<15	<15
Zr	60	60	62	99	90
Pb	24	20	29	39	18
R1	2441	2356	2433	2002	2256
R2	278	288	265	268	308
A/CNK	0.98	1.05	0.94	0.82	1.05
K/Rb	138	119	123	186	162
Q	48	47	-	-	41
A	26	31	-	-	32
P	26	22	-	-	27
	133	134	135	136	137
SiO2	73.44	71.00	75.27	71.45	75.99
Al2O3	14.38	14.84	12.01	14.27	10.87
Fe2O3	1.25	2.10	2.30	2.35	2.05
MgO	0.24	0.42	0.42	0.55	0.40
CaO	0.32	0.43	0.26	0.49	0.26
Na2O	5.10	4.05	3.05	3.70	3.95
K2O	3.79	5.12	4.82	5.12	4.76
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.22	0.12	0.17	0.24	0.20
MnO	0.02	0.04	0.04	0.03	0.02
PF	1.17	1.63	1.59	1.63	1.46
Rb	280	298	317	270	275
Sr	30	79	62	71	64
Ba	<50	279	200	325	220
Sn	<10	<10	<10	<10	<10
W	53	<15	<15	34	<15
Zr	27	94	90	95	75
Pb	37	29	28	38	35
R1	2162	2040	2744	2188	2493
R2	328	358	284	360	261
A/CNK	1.10	1.15	1.12	1.14	0.90
K/Rb	112	143	126	157	144
Q	-	-	-	48	-
A	-	-	-	28	-
P	-	-	-	24	-

	138	139	140	141	142
SiO2	72.23	72.83	70.40	72.23	75.19
Al2O3	13.96	13.25	13.85	12.55	11.26
Fe2O3	1.80	2.20	2.45	2.00	1.85
MgO	0.40	0.45	0.65	0.61	0.42
CaO	0.45	0.54	0.76	0.76	0.47
Na2O	4.25	4.40	3.95	3.70	4.20
K2O	5.27	4.78	5.66	5.78	4.89
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.22	0.19	0.32	0.37	0.29
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
PF	1.24	1.07	1.64	1.73	1.30
Rb	243	279	284	256	305
Sr	73	73	105	112	61
Ba	279	248	670	688	205
Sn	<10	<10	14	<10	<10
W	68	31	<15	<15	<15
Zr	79	87	111	124	90
Pb	26	28	46	31	38
R1	2023	2114	1901	2094	2326
R2	342	340	385	358	292
A/CNK	1.04	0.99	0.99	0.92	0.86
K/Rb	180	142	165	187	133
Q	-	-	-	-	-
A	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-
	172	173	174	180	37
SiO2	71.48	72.61	75.32	74.78	74.24
Al2O3	14.06	12.87	11.25	13.91	12.97
Fe2O3	2.00	2.00	1.95	2.15	2.20
MgO	0.53	0.48	0.38	0.46	0.11
CaO	0.62	0.55	0.34	0.78	0.62
Na2O	3.75	4.15	3.85	3.07	3.45
K2O	5.43	5.58	5.29	5.16	4.49
TiO2	0.20	0.14	<0.10	0.31	<0.10
P2O5	0.21	0.28	0.27	0.21	0.21
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06
PF	1.45	1.19	1.29	0.68	1.21
Rb	276	260	332	280	354
Sr	47	73	61	87	42
Ba	325	278	122	230	<50
Sn	<10	<10	<10	<10	<10
W	<15	<15	<15	<15	<15
Zr	98	92	75	117	59
Pb	29	26	29	24	36
R1	2105	2004	2363	2622	2626
R2	368	335	276	379	325
A/CNK	1.07	0.97	0.89	1.16	1.11
K/Rb	163	178	132	153	105
Q	-	-	-	-	41
A	-	-	-	-	35
P	-	-	-	-	24

	38	39	42	43	46
SiO2	76.35	76.26	75.68	76.76	76.73
Al2O3	12.19	13.54	12.58	11.53	10.92
Fe2O3	1.65	1.55	1.35	1.50	2.00
MgO	0.02	0.11	0.05	0.21	0.13
CaO	0.31	0.47	0.42	0.38	0.28
Na2O	3.57	3.80	3.75	3.75	4.20
K2O	4.09	2.44	4.35	4.37	4.09
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	0.10	<0.10
P2O5	0.19	0.17	0.34	0.38	0.25
MnO	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02
PF	1.25	1.39	1.44	1.10	1.37
Rb	396	345	424	340	382
Sr	29	45	28	47	35
Ba	76	25	<50	122	<50
Sn	20	<10	35	<10	20
W	49	54	<15	<15	39
Zr	41	66	38	51	55
Pb	47	30	28	33	35
R1	2818	3118	2657	2719	2611
R2	273	321	294	277	250
A/CNK	1.12	1.39	1.08	1.00	0.92
K/Rb	86	59	85	107	89
Q	-	38	33	40	-
A	-	32	30	37	-
P	-	30	37	23	-
	48	49	50	54	60
SiO2	75.36	77.54	76.71	76.02	75.16
Al2O3	13.30	11.73	11.29	11.97	12.35
Fe2O3	1.20	1.40	1.80	2.20	2.10
MgO	0.01	0.01	0.03	0.15	0.15
CaO	0.36	0.01	0.33	0.36	0.43
Na2O	4.20	3.95	4.10	3.65	3.75
K2O	4.36	4.00	3.98	4.23	4.36
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.10
P2O5	0.22	0.01	0.21	0.29	0.24
MnO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
PF	0.88	1.30	1.44	1.09	1.26
Rb	438	381	368	400	372
Sr	41	21	18	32	35
Ba	<50	<50	58	<50	121
Sn	24	14	20	<10	<10
W	<15	<15	<15	<15	<15
Zr	36	29	40	36	38
Pb	28	21	18	43	35
R1	2477	2790	2676	2721	2599
R2	300	232	258	281	296
A/CNK	1.08	1.08	0.97	1.07	1.06
K/Rb	83	87	90	88	97
Q	-	39	39	42	-
A	-	33	22	31	-
P	-	28	39	27	-

	64	66	67A	67C	68
SiO2	71.62	73.05	75.87	74.35	75.91
Al2O3	15.04	14.31	12.01	12.10	11.00
Fe2O3	2.15	2.00	2.05	2.60	2.65
MgO	0.20	0.17	0.12	0.28	0.27
CaO	0.43	0.39	0.39	0.46	0.39
Na2O	3.55	4.45	4.70	4.25	3.70
K2O	5.02	4.35	3.71	4.80	4.51
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.14
P2O5	0.22	0.27	0.23	0.28	0.26
MnO	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
PF	1.60	1.14	0.79	0.74	1.31
Rb	398	364	466	377	349
Sr	35	28	16	47	39
Ba	<50	<50	<50	75	<50
Sn	<10	<10	11	<10	<10
W	40	15	<15	<15	<15
Zr	66	40	32	81	77
Pb	35	31	16	47	32
R1	2281	2217	2464	2254	2617
R2	351	331	284	300	371
A/CNK	1.25	1.13	0.97	0.93	0.94
K/Rb	105	99	66	106	107
Q	44	-	54	-	-
A	29	-	15	-	-
P	27	-	31	-	-
	69	81	86	87	89
SiO2	75.53	78.00	76.98	77.80	79.52
Al2O3	12.06	9.48	11.23	10.78	9.55
Fe2O3	2.30	2.25	1.15	1.15	1.20
MgO	0.14	0.15	0.15	0.20	0.13
CaO	0.27	0.35	0.45	0.42	0.26
Na2O	3.95	4.50	4.10	3.80	4.40
K2O	4.04	4.06	4.45	4.39	3.71
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.10
P2O5	0.20	0.24	0.30	0.32	0.23
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
PF	1.44	0.88	1.09	1.09	0.92
Rb	392	354	346	322	377
Sr	20	38	32	35	30
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	<10	11	<10	<10	<10
W	<15	35	15	<15	<15
Zr	36	38	32	51	48
Pb	20	34	24	27	43
R1	2624	2590	2601	2776	2833
R2	272	231	276	266	222
A/CNK	1.06	0.76	0.91	0.92	0.82
K/Rb	86	95	107	113	82
Q	49	-	-	-	41
A	24	-	-	-	14
P	27	-	-	-	45

	93	96	102	104	105
SiO2	74.98	72.28	73.09	74.64	74.24
Al2O3	12.96	14.50	16.17	13.84	13.18
Fe2O3	1.50	1.85	1.40	1.15	1.75
MgO	0.31	0.42	0.25	0.20	0.31
CaO	0.54	0.62	0.54	0.25	0.48
Na2O	3.55	3.80	2.70	4.20	3.45
K2O	4.88	5.32	4.25	4.03	4.99
TiO2	0.20	<0.10	<0.10	<0.10	0.27
P2O5	0.19	0.17	0.26	0.20	0.25
MnO	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
PF	1.11	1.13	1.13	1.45	1.10
Rb	304	308	318	317	242
Sr	63	79	51	35	58
Ba	190	282	<50	73	155
Sn	<10	10	<10	<10	<10
W	<15	<15	43	<15	48
Zr	60	84	44	46	49
Pb	29	39	26	27	39
R1	2550	2173	2879	2507	2502
R2	327	372	387	308	325
A/CNK	1.07	1.11	1.62	1.18	1.11
K/Rb	133	143	111	106	171
Q	53	44	-	58	52
A	23	34	-	20	28
F	24	22	-	22	20
	108B	109	141		
SiO2	74.55	73.89	75.33		
Al2O3	13.53	13.64	11.46		
Fe2O3	1.20	1.35	2.05		
MgO	0.23	0.26	0.36		
CaO	0.43	0.41	0.29		
Na2O	4.55	4.65	4.40		
K2O	4.37	4.20	4.55		
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10		
P2O5	0.20	0.24	0.30		
MnO	0.02	0.01	0.03		
PF	1.12	1.42	0.92		
Rb	382	326	294		
Sr	35	30	75		
Ba	<50	<50	105		
Sn	<10	<10	<10		
W	<15	<15	<15		
Zr	46	49	79		
Pb	36	33	30		
R1	2296	2253	2338		
R2	323	324	295		
A/CNK	1.04	1.06	0.88		
K/Rb	95	107	128		
Q	-	-	-		
A	-	-	-		
F	-	-	-		

BATOLITO DE RICOBAYO

GRANITOS DE DOS MICAS - MOSCOVITICOS
Y NETAMENTE MOSCOVITICOS

	72	74	112	116	119
SiO2	73.58	75.26	74.98	76.31	76.48
Al2O3	13.89	12.11	13.17	10.97	12.18
Fe2O3	2.10	2.36	1.20	1.95	1.35
MgO	0.14	0.14	0.18	0.36	0.17
CaO	0.52	0.33	0.36	0.30	0.21
Na2O	4.50	4.20	4.50	4.10	4.40
K2O	3.88	4.12	3.79	4.74	3.96
TiO2	<0.10	0.14	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.25	0.28	0.22	0.28	0.20
MnO	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
PF	0.93	1.17	1.47	0.98	1.02
Rb	364	405	384	257	368
Sr	24	24	39	64	24
Ba	<50	<50	<50	262	<50
Sn	<10	20	28	<10	14
W	44	<15	31	<15	<15
Zr	34	34	27	79	38
Pb	26	43	42	35	49
R1	2342	2495	2478	2468	2570
R2	335	280	306	265	270
A/CNK	1.11	1.01	1.09	0.88	1.02
K/Rb	88	84	82	153	89
Q	41	-	39	54	59
A	28	-	23	19	20
P	31	-	38	27	21
	120	121	122	123B	124
SiO2	74.70	74.94	76.04	76.36	76.13
Al2O3	13.28	13.27	12.56	11.47	12.14
Fe2O3	1.35	1.30	1.50	1.20	1.25
MgO	0.17	0.19	0.18	0.14	0.17
CaO	0.19	0.22	0.17	0.14	0.22
Na2O	4.40	4.75	4.13	5.10	4.65
K2O	4.25	3.99	4.14	3.99	3.95
TiO2	0.14	<0.10	<0.10	<0.10	0.10
P2O5	0.16	0.19	0.15	0.14	0.21
MnO	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04
PF	1.36	1.09	1.08	1.41	1.18
Rb	364	419	385	387	386
Sr	25	29	20	32	26
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	20	20	19	<10	32
W	31	<15	<15	<15	17
Zr	33	29	38	31	33
Pb	36	27	40	36	40
R1	2382	2338	2591	2310	2462
R2	289	293	273	247	270
A/CNK	1.09	1.06	1.09	0.89	0.99
K/Rb	97	79	89	86	85
Q	55	36	56	-	44
A	21	36	19	-	19
P	24	28	25	-	37

	125	126	151	70	71
SiO2	76.72	77.26	75.57	75.41	74.86
Al2O3	11.41	11.49	11.92	12.62	13.28
Fe2O3	1.50	1.25	1.70	2.10	2.05
MgO	0.20	0.16	0.21	0.13	0.17
CaO	0.11	0.22	0.27	0.40	0.35
Na2O	4.20	4.25	4.80	4.50	3.55
K2O	4.61	3.89	4.27	3.50	4.13
TiO2	<0.10	0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.10	0.13	0.22	0.18	0.22
MnO	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01
PF	1.08	1.23	0.99	0.98	1.53
Rb	453	335	372	346	410
Sr	32	30	32	26	26
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	20	<10	<10	20	11
W	<15	34	<15	<15	22
Zr	51	29	40	37	39
Pb	27	31	20	26	34
R1	2502	2694	2286	2552	2707
R2	246	257	273	297	304
A/CNK	0.94	0.99	0.92	1.06	1.22
K/Rb	84	96	95	84	84
Q	56	-	-	-	46
A	19	-	-	-	28
P	25	-	-	-	26
	77	113	118	142	143
SiO2	72.73	75.11	75.16	75.78	77.78
Al2O3	14.75	12.75	12.82	12.23	10.45
Fe2O3	1.70	1.50	1.45	1.33	1.10
MgO	0.07	0.16	0.18	0.23	0.18
CaO	0.40	0.25	0.27	0.23	0.09
Na2O	5.00	4.30	4.35	3.55	2.80
K2O	3.50	4.30	4.35	5.13	5.80
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.28	0.19	0.22	0.20	0.05
MnO	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01
PF	1.47	1.37	1.14	1.28	1.67
Rb	702	387	406	340	372
Sr	64	26	22	32	69
Ba	<50	<50	<50	<50	158
Sn	66	19	<10	<10	<10
W	<15	39	<15	<15	<15
Zr	49	27	29	49	55
Pb	64	31	28	33	22
R1	2206	2431	2406	2553	2801
R2	336	285	289	276	224
A/CNK	1.16	1.05	1.04	1.04	0.95
K/Rb	41	92	89	125	129
Q	54	-	-	57	-
A	12	-	-	27	-
P	34	-	-	16	-

	144	147	148	149	150
SiO2	73.85	76.99	75.37	75.51	74.36
Al2O3	12.93	10.82	12.87	12.27	13.14
Fe2O3	1.60	1.85	1.25	1.70	1.70
MgO	0.29	0.19	0.16	0.26	0.23
CaO	0.30	0.19	0.17	0.18	0.33
Na2O	3.40	4.40	3.70	3.60	4.60
K2O	6.06	4.11	5.17	4.53	4.05
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.23	0.17	0.15	0.17	0.26
MnO	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01
PF	1.28	1.23	1.10	1.74	1.28
Rb	322	372	308	420	280
Sr	72	29	26	21	35
Ba	240	<50	142	<50	<50
Sn	<10	<10	<10	<10	<10
W	26	<15	<15	28	<15
Zr	87	51	51	56	51
Pb	32	37	38	33	37
R1	2253	2557	2465	2648	2328
R2	300	242	279	273	304
A/CNK	1.02	0.90	1.07	1.10	1.05
K/Rb	156	92	139	90	120
Q	40	-	56	57	-
A	45	-	29	24	-
P	15	-	15	19	-
	153	154	155	156B	157B
SiO2	73.56	76.51	75.89	75.04	74.54
Al2O3	13.71	11.64	12.31	13.10	13.50
Fe2O3	1.10	0.85	1.15	0.85	0.90
MgO	0.28	0.16	0.25	0.24	0.30
CaO	0.50	0.29	0.23	0.36	0.39
Na2O	3.55	4.95	4.10	4.95	4.00
K2O	5.56	4.42	4.50	3.85	4.42
TiO2	<0.10	<0.10	0.16	<0.10	<0.10
P2O5	0.30	0.24	0.19	0.23	0.26
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
PF	1.30	0.90	1.23	1.28	1.60
Rb	368	360	294	370	350
Sr	56	21	26	73	47
Ba	122	<50	<50	222	<50
Sn	<10	<10	<10	<10	<10
W	<15	<15	<15	<15	<15
Zr	62	35	25	46	51
Pb	19	28	30	28	25
R1	2310	2282	2514	2317	2487
R2	336	267	278	307	321
A/CNK	1.08	0.87	1.02	1.01	1.12
K/Rb	125	102	127	86	105
Q	-	-	-	-	-
A	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-

	56	58	59	78	82
SiO2	73.94	75.49	73.70	76.15	77.25
Al2O3	14.41	13.47	14.02	12.44	11.20
Fe2O3	1.35	0.95	2.00	1.00	1.05
MgO	0.09	0.10	0.15	0.07	0.17
CaO	0.20	0.36	0.32	0.01	0.31
Na2O	4.25	4.50	4.20	5.30	4.45
K2O	3.92	3.62	3.92	3.46	3.93
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.15	0.25	0.31	0.01	0.25
MnO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
PF	1.63	1.18	1.39	1.50	1.34
Rb	648	508	512	646	414
Sr	29	32	17	76	14
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	340	27	11	20	<10
W	15	<15	44	<15	<15
Zr	46	45	45	56	38
Pb	29	32	17	38	28
R1	2464	2558	2449	2354	2618
R2	309	308	317	249	261
A/CNK	1.24	1.13	1.20	1.00	0.92
K/Rb	50	59	64	44	79
Q	-	-	-	-	59
A	-	-	-	-	22
P	-	-	-	-	19
	83	84	88	90	92
SiO2	78.54	75.60	77.77	75.24	74.93
Al2O3	9.89	12.07	11.17	13.11	13.78
Fe2O3	1.10	1.00	1.15	1.20	1.05
MgO	0.14	0.34	0.16	0.18	0.16
CaO	0.23	0.53	0.30	0.50	0.23
Na2O	4.55	3.00	4.10	4.00	4.01
K2O	4.05	5.29	3.90	4.32	3.92
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.22	0.25	0.18	0.20	0.20
MnO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
PF	1.27	1.71	1.16	1.00	1.69
Rb	396	340	414	396	462
Sr	26	91	24	39	17
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	<10	<10	<10	<10	18
W	<15	<15	<15	<15	<15
Zr	38	60	42	32	54
Pb	26	31	30	21	28
R1	2639	2707	2782	2549	2622
R2	226	310	259	320	303
A/CNK	0.81	1.04	0.97	1.08	1.23
K/Rb	85	129	78	91	70
Q	-	-	50	46	55
A	-	-	27	26	19
P	-	-	23	28	26

	95	140	175
SiO2	72.80	74.27	74.03
Al2O3	15.08	11.85	13.40
Fe2O3	0.95	2.00	1.35
MgO	0.13	0.27	0.23
CaO	0.39	0.23	0.20
Na2O	4.85	4.55	4.60
K2O	3.93	5.17	3.96
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.25	0.21	0.17
MnO	0.03	0.02	0.02
FF	1.50	1.42	2.01
Rb	504	406	680
Sr	56	38	49
Ba	<50	91	<50
Sn	<10	14	50
W	<15	<15	15
Zr	66	42	46
Pb	39	42	33
R1	2182	2071	2336
R2	344	270	296
A/CNK	1.17	0.88	1.10
K/Rb	65	106	48
Q	60	47	48
A	13	32	22
P	27	21	30

BATOLITO DE RICOBAYO

APLITAS INTRABATOLITICAS

(muestras 65B, 67B, 111, 116A, 128B, 130A)

APLITAS EXTRABATOLITICAS

(muestras 304, 308, 312, 222, 224)

	65B	67B	111C	116A	128B
SiO2	73.85	76.08	75.71	75.39	78.01
Al2O3	13.71	11.26	12.44	11.94	10.48
Fe2O3	1.45	2.30	0.95	1.15	1.20
MgO	0.05	0.22	0.10	0.11	0.14
CaO	0.39	0.39	0.19	0.20	0.06
Na2O	5.70	4.25	5.35	5.80	5.10
K2O	2.77	4.33	3.73	3.60	3.86
TiO2	0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.30	0.27	0.19	0.18	0.02
MnO	0.53	0.01	0.80	0.16	0.04
PF	1.16	0.81	0.54	1.45	1.01
Rb	610	354	335	224	346
Sr	85	55	<10	36	23
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	32	11	<10	<10	<10
W	<15	21	<15	<15	34
Zr	27	36	40	38	24
Pb	24	27	18	19	23
R1	2208	2487	2245	2090	2451
R2	313	274	269	261	219
A/CNK	1.05	0.91	0.94	0.87	0.83
K/Rb	38	102	92	133	93

130A

SiO2	75.97
Al2O3	12.63
Fe2O3	0.10
MgO	0.13
CaO	0.18
Na2O	5.90
K2O	3.37
TiO2	<0.10
P2O5	0.15
MnO	0.03
PF	1.50
Rb	294
Sr	17
Ba	<50
Sn	<10
W	<15
Zr	31
Pb	27
R1	2173
R2	273
A/CNK	0.92
K/Rb	95

	304	308	312	222	224
SiO2	74.77	75.35	72.85	72.75	72.53
Al2O3	13.85	12.61	14.65	14.72	14.95
Fe2O3	1.05	1.10	1.15	1.25	1.20
MgO	0.21	0.17	0.23	0.28	0.24
CaO	0.54	0.22	0.09	0.45	0.18
Na2O	5.95	5.55	5.40	4.85	5.15
K2O	2.42	3.52	4.09	4.21	3.95
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.31	0.17	0.06	0.24	0.16
MnO	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02
PF	1.39	1.51	1.46	1.47	1.31
Rb	404	340	370	376	254
Sr	104	52	48	96	28
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	325	46	15	50	20
W	40	17	24	54	20
Zr	27	23	22	23	22
Pb	23	24	25	22	31
R1	2273	2196	1948	2106	2047
R2	340	279	308	351	324
A/CNK	1.04	0.95	1.09	1.10	1.14
K/Rb	50	86	92	93	129

130A

SiO2	75.97
Al2O3	13.63
Fe2O3	0.10
MgO	0.13
CaO	0.18
Na2O	5.90
K2O	3.87
TiO2	<0.10
P2O5	0.18
MnO	0.03
PF	1.30
Rb	294
Sr	17
Ba	<50
Sn	<10
W	<15
Zr	31
Pb	27
R1	2173
R2	273
A/CNK	0.93
K/Rb	92

COMPLEJO DE VILLASECO - PERERUELA

LEUCOGRANITOS

	5	6	159	160	161
SiO2	75.59	76.70	73.75	72.85	73.10
Al2O3	13.80	11.19	12.92	13.22	13.48
Fe2O3	1.20	1.10	1.75	1.95	1.65
MgO	0.34	0.21	0.36	0.42	0.37
CaO	0.87	0.49	0.62	0.57	0.53
Na2O	1.80	2.70	4.20	4.40	4.45
K2O	4.50	4.70	5.15	5.10	4.80
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.14	0.32	0.19	0.18	0.20
MnO	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02
PF	1.75	1.47	1.22	1.48	1.58
Rb	266	218	193	184	202
Sr	72	72	74	69	66
Ba	145	170	235	231	235
Sn	<10	<10	<10	<10	<10
W	<15	<15	<15	<15	37
Zr	55	61	29	44	28
Pb	42	38	67	54	54
R1	3311	2667	2171	2047	2118
R2	381	282	338	341	339
A/CNK	1.47	0.93	0.95	0.96	1.00
K/Rb	140	179	221	230	197
Q	44	37	50	49	-
A	30	31	32	28	-
P	26	32	18	23	-

	162	165	168	1	2
SiO2	74.33	73.28	73.78	76.17	77.08
Al2O3	12.49	13.24	12.62	13.87	13.46
Fe2O3	1.43	1.85	1.50	1.35	1.28
MgO	0.37	0.23	0.34	0.33	0.27
CaO	0.62	0.50	0.73	0.79	0.45
Na2O	4.40	5.20	4.20	1.60	1.30
K2O	4.80	4.22	4.68	3.98	4.10
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.21	0.23	0.31	0.22	0.28
MnO	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
PF	1.64	1.29	1.75	1.45	1.64
Rb	193	284	272	275	227
Sr	72	67	76	83	62
Ba	248	<50	295	75	170
Sn	<10	<10	<10	20	<10
W	<15	<15	24	19	16
Zr	23	48	60	50	54
Pb	58	39	29	39	41
R1	2229	2000	2289	3539	3680
R2	330	325	343	374	326
A/CNK	0.92	0.95	0.95	1.67	1.83
K/Rb	206	123	143	120	150
Q	-	51	45	47	-
A	-	22	31	24	-
P	-	27	24	29	-

	3	10	12	14	4
SiO2	76.67	76.88	76.38	76.57	75.95
Al2O3	13.83	12.25	11.85	11.99	14.83
Fe2O3	1.05	0.10	1.10	1.05	0.85
MgO	0.16	0.20	0.07	0.09	0.17
CaO	0.65	0.62	0.65	0.70	1.08
Na2O	4.75	3.55	4.51	4.35	1.95
K2O	4.50	4.74	4.16	4.02	3.75
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.17	0.18	0.25	0.09	0.11
MnO	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02
PF	1.19	1.56	1.00	1.20	1.27
Rb	193	318	303	242	191
Sr	99	71	42	68	87
Ba	228	<50	<50	50	148
Sn	<10	14	49	<10	<10
W	<15	30	49	19	<15
Zr	57	66	25	44	52
Pb	34	45	50	65	40
R1	2340	2748	2484	2587	3466
R2	349	317	305	315	415
A/CNK	1.00	1.02	0.91	0.94	1.62
K/Rb	194	124	114	138	163
Q	-	52	43	55	-
A	-	24	30	18	-
P	-	24	27	27	-
	7	8	9	11	
SiO2	77.94	77.43	77.75	78.20	
Al2O3	10.68	11.38	11.73	11.28	
Fe2O3	0.85	0.80	0.85	0.09	
MgO	0.08	0.01	0.08	0.07	
CaO	0.47	0.50	0.49	0.65	
Na2O	4.20	4.25	4.50	4.50	
K2O	4.05	4.32	3.04	4.05	
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	
P2O5	0.12	0.08	0.10	0.24	
MnO	0.55	0.03	0.01	0.01	
PF	0.98	1.25	1.44	0.87	
Rb	202	280	215	252	
Sr	30	30	58	56	
Ba	<50	<50	<50	<50	
Sn	20	28	<10	11	
W	<15	<15	<15	<15	
Zr	28	34	44	46	
Pb	44	48	52	57	
R1	2730	2616	2847	2660	
R2	264	277	286	294	
A/CNK	0.88	0.91	1.02	0.87	
K/Rb	166	128	117	133	
Q	-	47	-	45	
A	-	23	-	27	
P	-	30	-	28	

COMPLEJO DE VILLASECO - PERERUELA

APLOPEGMATITAS

	232	19	224	229	18
SiO2	73.85	75.75	73.17	75.33	76.31
Al2O3	13.86	12.88	14.95	11.41	12.21
Fe2O3	0.85	1.10	1.20	1.25	0.68
MgO	0.20	0.05	0.24	0.14	0.20
CaO	0.41	0.38	0.18	0.05	0.63
Na2O	6.65	6.65	5.15	6.25	4.80
K2O	3.18	1.60	3.75	3.53	3.98
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.21	0.24	0.25	0.02	0.23
MnO	0.02	0.03	0.02	0.17	0.01
PF	0.98	1.44	1.31	1.20	0.96
Rb	144	201	252	274	229
Sr	30	32	28	12	46
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	15	42	20	14	<10
W	<15	<15	20	25	15
Zr	23	31	22	23	39
Pb	36	46	22	28	34
R1	1791	2280	2136	1940	2433
R2	326	296	324	236	317
A/CNK	0.92	0.97	1.16	0.80	0.92
K/Rb	183	66	124	107	144

	85A	85B	163	164	166
SiO2	78.36	79.72	78.10	74.09	75.68
Al2O3	10.10	12.23	10.74	13.43	11.78
Fe2O3	0.90	0.50	1.10	1.90	1.10
MgO	0.13	0.07	0.18	0.20	0.19
CaO	0.16	0.23	0.32	0.41	0.29
Na2O	6.60	3.10	5.20	4.55	5.80
K2O	2.55	2.90	2.48	4.06	4.10
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.14	0.22	0.29	0.22	0.26
MnO	0.23	0.04	0.04	0.02	0.03
PF	0.37	0.57	1.54	1.31	0.91
Rb	372	266	206	248	270
Sr	12	14	15	26	29
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	22	17	<10	<10	<10
W	24	<15	<15	18	16
Zr	15	18	51	26	31
Pb	25	33	39	44	34
R1	2255	3516	2746	2321	1996
R2	222	268	254	317	272
A/CNK	0.73	1.42	0.91	1.07	0.81
K/Rb	57	90	100	136	126

	167	225	230	231	236
SiO2	71.89	73.03	76.75	77.79	66.98
Al2O3	15.24	14.56	10.84	11.11	18.47
Fe2O3	1.05	0.95	1.20	1.15	0.83
MgO	0.21	0.25	0.14	0.19	0.27
CaO	0.62	0.15	0.14	0.16	0.70
Na2O	5.95	7.55	5.95	4.75	6.75
K2O	4.03	1.90	2.26	2.97	4.95
TiO2	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
P2O5	0.17	0.13	0.12	0.14	0.24
MnO	0.03	0.03	0.70	0.02	0.02
PF	0.95	1.20	1.69	1.70	1.35
Rb	268	146	162	140	193
Sr	26	38	19	28	43
Ba	<50	<50	<50	<50	<50
Sn	<10	50	<10	<10	21
W	<15	<15	30	28	<15
Zr	36	21	24	23	21
Pb	17	30	26	33	51
R1	1706	1714	2439	2769	1002
R2	376	314	235	244	451
A/CNK	1.00	0.99	0.87	0.98	1.08
K/Rb	125	108	116	176	191

239

	167	225	230	231	236
SiO2	76.28				
Al2O3	11.89				
Fe2O3	0.82				
MgO	0.16				
CaO	0.16				
Na2O	6.55				
K2O	3.01				
TiO2	<0.10				
P2O5	0.15				
MnO	0.05				
PF	0.80				
Rb	160				
Sr	20				
Ba	<50				
Sn	<10				
W	<15				
Zr	26				
Pb	49				
R1	2029				
R2	258				
A/CNK	0.83				
K/Rb	156				

CONCENTRADOS A LA BATEA

valores de W, As, Pb, Zn, Cu y Ba en g/m^3

valores de F, Na y K en ppm

	1	2	3	4	5	6	7
W	0.29	<0.15	0.66	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
As	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
Pb	0.33	0.53	0.66	0.56	0.68	0.34	0.51
Zn	0.90	1.25	1.30	0.18	0.20	0.74	1.00
Cu	0.80	0.83	0.93	1.25	1.48	0.85	1.20
Ba	12.61	10.97	10.58	7.25	24.71	12.02	20.00
F	0.45	0.48	0.43	0.26	0.33	0.32	0.33
Na	14.30	14.00	11.40	13.20	14.90	12.80	13.70
K	1.30	1.20	0.50	2.00	3.20	0.40	3.00

	8	9	10	11	12	13	14
W	0.35	5.71	0.26	0.53	2.15	0.20	0.39
As	0.41	<0.15	<0.15	<0.15	0.52	0.49	0.73
Pb	0.53	0.45	0.33	0.32	0.30	0.22	0.21
Zn	0.84	0.23	0.64	0.17	0.99	0.96	0.46
Cu	0.63	0.83	0.39	0.24	0.46	0.39	0.30
Ba	0.55	1.47	0.45	0.36	<0.35	2.28	<0.35
F	1.00	0.80	0.48	1.00	3.00	0.24	0.32
Na	23.50	19.00	19.60	19.20	19.20	18.30	18.50
K	4.30	2.50	2.00	1.70	1.90	1.70	1.80

	15	16	17	18	19	20	21
W	0.15	0.18	<0.15	0.51	0.43	0.29	3.59
As	0.22	<0.15	0.37	0.43	0.20	<0.15	0.32
Pb	0.19	0.38	0.16	0.30	0.66	0.30	0.73
Zn	0.46	0.88	1.16	0.40	0.96	0.53	0.50
Cu	0.18	0.68	0.31	0.34	0.65	0.63	0.91
Ba	0.79	6.39	1.89	<0.35	<0.35	<0.35	<0.35
F	<0.10	<0.10	<0.10	0.50	<0.10	0.34	<0.10
Na	17.60	12.60	9.70	18.30	13.20	15.80	10.70
K	1.70	0.30	1.10	0.80	1.30	1.50	1.00

	22	23	24	25	26	27	28
W	<0.15	0.86	0.62	<0.15	<0.15	<0.15	0.31
As	<0.15	0.88	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	0.15
Pb	0.19	0.56	0.45	0.61	0.38	0.35	0.26
Zn	0.66	0.75	0.39	0.63	0.70	0.38	0.37
Cu	0.46	0.55	0.57	0.74	0.67	0.43	0.29
Ba	1.02	<0.35	<0.35	<0.35	<0.35	<0.35	<0.35
F	<0.10	0.26	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
Na	11.40	18.00	13.60	17.00	16.70	9.00	9.00
K	1.10	16.40	1.60	14.10	14.60	1.40	0.90

	29	30	31	32	33	34	35
W	0.28	<0.15	<0.15	0.25	0.23	<0.15	0.26
As	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
Pb	0.70	0.35	0.31	0.29	0.26	0.27	0.25
Zn	0.20	0.42	0.47	0.35	0.74	0.51	0.39
Cu	1.41	0.54	1.51	0.40	0.37	0.25	0.24
Ba	16.63	<0.35	<0.35	0.52	<0.35	0.34	<0.35
F	0.54	<0.10	<0.10	<0.10	0.40	<0.10	<0.10
Na	12.50	8.90	9.20	9.00	8.60	8.40	8.30
K	1.90	1.00	0.90	2.00	0.60	1.70	0.50

	36	37	38	39	40	41	42
W	0.15	0.41	<0.15	0.41	0.15	0.15	0.16
As	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
Pb	0.39	0.28	0.32	0.33	0.14	0.36	0.27
Zn	0.24	0.41	0.62	0.22	0.23	0.63	0.19
Cu	0.42	0.50	0.38	0.28	0.23	0.46	0.74
Ba	<0.35	<0.35	<0.35	0.28	<0.35	4.04	7.97
F	<0.10	0.26	<0.10	<0.10	<0.10	0.13	<0.10
Na	9.50	9.20	9.30	9.10	9.00	12.00	13.00
K	0.70	0.40	0.50	0.60	0.50	0.50	0.50

	43	44	45	46	47	48	49
W	0.18	0.20	0.17	<0.15	0.22	0.99	0.45
As	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	0.18	0.30	<0.15
Pb	0.48	1.07	0.35	0.57	0.28	0.71	0.90
Zn	0.16	0.42	0.36	0.28	1.42	0.94	0.83
Cu	0.91	0.75	0.56	0.97	0.84	0.62	0.93
Ba	<0.35	<0.35	2.24	0.88	5.26	2.13	<0.35
F	0.11	0.10	0.13	0.10	0.19	0.16	0.11
Na	8.80	9.30	10.20	9.80	11.30	14.00	11.20
K	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.30	0.40

	50	51	52	53	54	55	56
W	0.74	0.16	<0.15	0.81	0.36	0.32	0.55
As	0.16	0.38	0.21	0.20	<0.15	<0.15	<0.15
Pb	0.67	0.48	0.58	0.96	0.45	0.46	0.64
Zn	1.08	0.78	0.51	0.77	0.98	0.54	0.43
Cu	0.50	0.75	1.17	1.02	0.61	0.99	0.69
Ba	1.71	2.60	6.09	2.60	<0.35	<0.35	2.10
F	0.26	0.25	0.20	0.16	0.18	0.17	0.19
Na	13.80	13.20	10.70	10.70	12.40	13.00	11.60
K	0.30	0.30	0.60	0.20	0.70	0.50	0.60

	57	58	59	60	61	62	63
W	1.32	<0.15	0.31	0.45	0.29	<0.15	<0.15
As	0.19	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	0.71
Pb	1.26	0.33	0.63	0.24	0.65	0.56	0.61
Zn	2.48	0.54	0.17	0.72	1.21	1.36	2.67
Cu	1.97	0.57	0.98	0.88	1.17	1.55	1.22
Ba	17.99	5.41	1.04	1.98	5.25	13.52	5.59
F	0.18	0.16	0.21	0.19	0.19	0.27	0.30
Na	12.20	12.30	14.00	11.90	11.40	13.60	14.60
K	0.20	0.50	0.50	0.50	0.40	0.10	0.90

	64	65	66	67	68	69	70
W	<0.15	0.19	<0.15	0.19	0.99	0.91	0.80
As	<0.15	0.35	0.77	1.11	3.11	0.67	0.72
Pb	1.17	0.50	0.90	0.51	1.28	0.89	1.02
Zn	3.32	2.28	2.52	1.83	3.07	3.10	2.41
Cu	1.02	0.63	1.80	0.92	0.32	1.14	1.10
Ba	8.75	5.75	14.56	2.80	8.70	7.96	2.61
F	0.28	0.27	0.20	0.34	0.30	<0.10	<0.10
Na	13.20	12.60	10.80	15.80	16.20	14.50	10.60
K	1.20	1.10	0.80	0.30	0.80	0.70	0.60

	71	72	73	74	75	76	77
W	0.97	<0.15	0.54	0.49	0.29	0.39	<0.15
As	1.73	0.43	1.22	0.76	0.28	0.69	1.50
Pb	2.02	0.65	0.98	1.94	0.57	1.25	1.92
Zn	1.59	1.67	2.61	1.15	2.02	1.61	3.22
Cu	1.29	1.56	1.14	1.71	1.27	1.25	2.23
Ba	3.08	13.34	2.73	7.58	2.26	4.50	71.80
F	<0.10	0.30	<0.10	0.36	0.40	0.48	0.25
Na	13.30	13.60	10.40	11.40	11.20	14.00	12.50
K	0.60	0.70	0.70	0.50	0.30	1.20	0.80

	78	79	80	81	82	83	84
W	0.50	0.73	<0.15	0.17	0.23	0.18	0.21
As	0.36	0.27	1.25	0.14	<0.15	<0.15	0.30
Pb	0.39	0.40	0.38	0.35	0.52	0.54	0.64
Zn	2.25	2.88	2.35	0.68	0.97	1.01	0.76
Cu	0.77	0.27	0.66	0.46	0.62	0.80	0.46
Ba	2.75	3.81	2.18	0.47	1.32	<0.35	1.32
F	0.50	0.40	0.22	0.28	0.34	0.35	0.27
Na	13.00	12.80	13.00	10.20	12.70	11.70	11.60
K	3.40	3.20	0.80	0.80	0.50	0.50	0.30

	85	86	87	88	89	90	91
W	0.38	2.57	0.16	<0.15	<0.15	0.22	0.88
As	1.10	0.38	<0.15	<0.15	0.58	<0.15	0.10
Pb	0.13	0.44	0.28	0.38	0.90	0.59	0.32
Zn	3.16	2.85	0.98	1.25	1.68	1.20	1.29
Cu	2.96	0.54	0.68	0.88	1.95	0.89	0.29
Ba	4.25	2.83	4.15	7.07	5.19	6.27	2.70
F	0.23	0.12	0.33	0.35	0.31	0.35	0.40
Na	11.20	11.80	11.50	11.30	11.00	11.70	12.70
K	0.40	0.40	0.70	0.70	0.20	0.50	0.70

	92	93	94	95	96	97	98
W	<0.15	0.20	0.20	0.22	0.18	<0.15	2.17
As	0.16	0.21	0.20	0.68	<0.15	6.23	0.33
Pb	0.40	0.48	0.31	0.50	0.35	6.50	0.42
Zn	1.50	1.54	1.47	1.66	1.40	6.02	2.51
Cu	0.76	0.89	0.84	0.89	0.73	0.44	0.61
Ba	5.72	8.13	2.61	5.05	4.35	3.38	2.26
F	0.37	0.37	0.45	0.33	0.23	0.25	0.10
Na	1.31	13.00	9.60	10.10	11.40	11.60	12.40
K	0.40	0.60	0.30	0.50	0.40	0.60	0.40

	99	100	101	102	103	104	105
W	2.65	1.12	0.21	2.76	0.35	0.99	0.30
As	<0.15	0.19	0.15	0.16	<0.15	<0.15	<0.15
Pb	0.60	0.28	0.24	0.75	0.45	0.66	0.45
Zn	1.50	0.49	1.06	0.19	0.58	1.14	2.43
Cu	0.45	0.21	0.27	0.30	0.78	1.06	0.61
Ba	1.48	2.13	1.81	1.47	10.95	11.13	6.04
F	0.34	0.22	1.05	0.25	0.20	0.14	0.20
Na	10.70	10.90	11.40	11.50	11.60	10.40	11.90
K	0.60	0.40	0.80	0.60	0.50	0.30	0.60

	106	107	108	109	110	111	112
W	1.07	0.24	1.05	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
As	<0.15	<0.15	0.27	<0.15	0.26	0.32	0.15
Pb	0.35	0.23	0.42	0.64	0.36	0.46	0.21
Zn	2.78	1.01	3.00	1.07	1.90	0.74	0.48
Cu	0.63	0.47	0.72	0.44	0.55	1.30	0.25
Ba	5.67	3.95	3.09	3.77	2.98	4.02	1.74
F	0.15	0.14	0.13	0.16	<0.10	<0.10	<0.10
Na	12.50	14.10	12.90	11.30	10.40	11.30	11.50
K	0.80	1.00	1.50	0.80	0.70	1.00	0.90

	113	114	115	116	117	118	119
W	0.31	<0.15	0.87	0.83	0.26	<0.15	2.19
As	0.24	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
Pb	0.44	0.60	1.09	1.58	0.89	1.08	0.94
Zn	1.34	1.06	1.35	1.85	1.41	0.84	4.27
Cu	1.02	0.55	2.21	2.41	1.32	1.62	2.19
Ba	2.64	3.14	11.69	10.57	7.78	4.37	12.66
F	0.15	0.18	0.24	0.25	0.25	0.22	0.28
Na	12.40	10.50	9.60	9.90	10.00	9.20	11.50
K	1.30	0.40	0.30	0.40	0.10	0.10	0.60

	120	121	122	123	124	125	126
W	<0.15	0.20	0.18	0.41	0.61	0.16	<0.15
As	0.17	0.15	0.20	0.53	<0.15	<0.15	<0.15
Pb	0.39	1.04	3.40	0.82	0.31	0.54	0.24
Zn	1.22	1.97	1.51	1.86	0.15	0.93	0.14
Cu	0.50	0.47	0.55	0.82	0.56	0.51	0.26
Ba	2.93	3.70	3.07	5.14	4.02	7.57	3.15
F	0.25	0.14	0.25	0.72	0.41	0.31	0.23
Na	10.70	17.20	15.50	23.00	11.10	9.90	11.20
K	0.70	1.20	1.00	0.50	0.10	0.50	0.30

	127	128	129	130	131	132	133
W	0.17	0.18	0.17	0.17	0.32	0.42	0.16
As	0.27	<0.15	0.15	<0.15	<0.15	0.15	<0.15
Pb	0.45	0.34	0.94	0.38	0.54	0.42	0.54
Zn	1.01	0.15	0.58	0.26	0.59	2.06	0.20
Cu	0.45	0.92	0.45	0.25	0.65	1.13	0.66
Ba	5.64	8.35	7.44	6.93	5.07	3.72	5.96
F	0.25	0.34	0.30	0.25	0.25	0.30	0.25
Na	11.10	11.10	12.50	11.40	11.00	12.00	11.30
K	0.50	0.50	3.10	1.80	1.70	0.50	1.70

	134	135	136	137	138	139	140
W	0.24	0.60	0.35	0.33	0.65	0.59	<0.15
As	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
Pb	0.52	0.49	0.71	0.68	0.18	2.16	0.27
Zn	1.75	1.25	0.74	1.69	3.69	2.84	0.55
Cu	0.39	0.45	0.51	0.49	1.41	0.70	0.49
Ba	2.63	3.11	3.66	3.46	9.16	4.36	3.03
F	0.24	0.20	0.14	0.16	0.18	0.20	0.23
Na	13.50	11.40	10.00	10.80	10.50	11.10	16.70
K	0.70	0.60	0.50	0.60	0.50	0.70	0.60

	141	142	143	144	145	146	147
W	0.15	<0.15	0.19	0.49	0.79	0.71	0.45
As	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	0.18	<0.15
Pb	0.40	0.47	0.93	0.54	1.01	0.46	0.52
Zn	0.81	0.99	1.82	2.57	2.26	3.26	1.67
Cu	0.69	1.06	0.62	0.35	0.65	0.46	0.38
Ba	1.90	8.09	3.81	1.72	3.97	<0.35	3.46
F	0.14	0.20	0.25	0.26	0.17	0.20	0.19
Na	17.20	15.50	11.10	14.20	13.00	10.20	12.80
K	1.20	1.00	0.30	0.80	0.90	0.90	1.00

	148	149	150	151	152	153	154
W	0.84	0.63	<0.15	<0.15	0.70	0.90	<0.15
As	<0.15	<0.15	0.27	<0.15	1.87	<0.15	<0.15
Pb	<0.15	<0.15	0.33	0.70	1.61	0.68	0.81
Zn	6.95	14.78	0.81	1.84	6.33	2.73	1.62
Cu	0.76	1.86	0.37	1.41	0.76	1.23	1.08
Ba	5.05	7.50	3.85	4.57	6.38	6.69	3.08
F	0.23	0.25	0.14	<0.10	<0.10	0.11	0.13
Na	10.60	11.30	16.00	12.00	15.00	11.10	12.30
K	0.60	0.50	0.80	0.30	0.50	0.10	0.20

	155	156	157	158	159	160	161
W	0.45	1.36	0.69	0.19	0.37	0.76	<0.15
As	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	0.66	1.65
Pb	0.40	0.96	0.49	0.55	0.38	0.82	0.91
Zn	3.13	3.47	4.78	3.41	1.96	1.94	3.32
Cu	1.41	0.67	1.11	0.61	0.53	1.18	0.53
Ba	8.62	3.96	5.42	3.82	3.77	5.61	1.27
F	0.15	0.18	0.27	0.14	0.14	0.22	0.28
Na	11.60	12.00	14.40	16.90	19.00	12.80	12.40
K	0.10	0.10	0.20	0.60	1.00	0.40	0.80

	162	163	164	165	166	167	168
W	0.44	25.53	41.15	1.07	1.26	1.94	33.01
As	0.66	2.71	<0.15	0.41	3.07	0.53	0.18
Pb	1.80	2.51	1.76	0.57	1.31	0.59	0.43
Zn	1.96	1.70	1.63	1.43	1.66	1.43	0.85
Cu	0.72	1.05	1.58	0.61	0.67	1.54	0.89
Ba	4.91	7.19	16.36	5.63	5.07	3.60	5.40
F	0.24	0.20	0.25	0.21	0.25	0.13	0.26
Na	11.60	11.00	11.40	11.10	11.20	9.80	9.90
K	0.80	0.50	0.50	0.40	0.60	0.20	0.30

	169	170	171	172	173	174	175
W	0.30	0.79	5.49	1.41	<0.15	0.35	1.08
As	<0.15	0.16	4.70	1.40	0.38	0.34	0.35
Pb	0.28	0.26	2.80	0.69	0.30	0.52	0.74
Zn	0.32	0.53	1.66	1.41	1.33	0.88	0.97
Cu	0.54	0.50	1.18	1.57	0.86	0.51	1.00
Ba	<0.35	4.77	18.32	12.72	6.91	5.86	6.64
F	0.15	0.33	0.27	0.12	0.28	0.26	0.14
Na	10.80	10.00	14.00	10.80	10.70	10.90	12.10
K	0.10	0.20	0.50	0.10	0.30	0.20	0.40

	176	177	178	179	180	181	182
W	1.94	4.44	0.17	0.57	<0.15	0.21	<0.15
As	0.63	<0.15	0.43	0.76	0.19	<0.15	0.35
Pb	1.31	1.69	0.36	1.85	0.69	0.17	0.44
Zn	1.64	1.01	0.79	1.20	2.11	0.16	0.38
Cu	2.06	1.42	0.66	1.18	0.69	0.37	0.65
Ba	3.13	9.89	4.89	3.40	8.01	1.08	4.83
F	0.11	0.11	0.36	0.20	0.25	0.43	0.44
Na	13.00	14.50	14.00	14.50	11.80	12.60	13.20
K	0.10	0.20	0.40	1.00	0.70	0.70	0.70

	183	184	185	186	187	188	189
W	0.37	0.57	0.16	0.36	<0.15	1.57	a
As	<0.15	0.43	0.41	<0.15	0.19	<0.15	<0.15
Pb	0.50	1.12	0.29	0.20	0.40	0.35	0.57
Zn	1.79	1.72	0.67	1.24	0.95	1.37	1.53
Cu	0.62	1.75	0.37	0.70	0.66	1.00	0.48
Ba	4.63	5.04	2.13	2.56	2.05	7.13	3.17
F	0.24	0.38	0.25	0.34	0.32	0.21	0.37
Na	13.50	19.20	11.50	13.40	13.60	14.90	21.10
K	1.60	1.80	1.50	1.00	1.60	6.00	16.40

	190	191	192	193	194	195	196
W	<0.15	0.58	<0.15	0.72	0.45	<0.15	0.27
As	<0.15	<0.15	3.72	0.41	<0.15	0.33	0.51
Pb	0.36	0.81	5.87	0.69	0.71	0.15	0.29
Zn	0.69	1.02	4.11	1.26	1.55	0.91	0.40
Cu	0.32	0.23	1.93	0.21	0.89	0.47	0.55
Ba	2.12	0.77	20.42	2.36	5.79	3.24	4.44
F	0.25	0.20	0.18	0.19	0.22	0.16	0.11
Na	13.60	15.00	11.30	11.00	15.70	11.60	10.90
K	3.00	7.70	1.20	0.50	7.40	0.60	0.50

	197	198	199	200	201	202	203
W	<0.15	0.68	<0.15	<0.15	<0.15	0.60	0.74
As	0.41	0.73	0.24	<0.15	0.15	<0.15	0.87
Pb	0.73	0.83	0.55	0.57	0.80	0.96	0.64
Zn	1.24	1.27	0.54	1.33	0.57	0.24	1.86
Cu	0.68	1.29	0.77	1.70	1.72	2.00	1.91
Ba	5.52	5.00	2.91	3.93	4.01	3.14	8.50
F	0.12	0.14	0.27	0.28	0.27	0.22	0.24
Na	10.20	11.10	10.40	11.00	13.00	11.00	14.40
K	0.30	0.50	0.70	0.80	4.50	1.90	3.30

	204	205	206	207	208	209	210
W	1.48	2.23	9.42	1.06	0.28	<0.15	0.74
As	0.51	0.91	0.84	<0.15	0.21	0.41	2.31
Pb	0.92	1.07	1.28	0.76	0.40	0.18	0.45
Zn	1.15	2.07	1.72	0.66	1.30	1.53	7.95
Cu	1.58	1.45	0.68	1.71	0.31	0.79	0.78
Ba	2.67	6.11	8.76	6.22	2.26	3.64	6.19
F	0.12	0.22	0.14	0.44	0.12	0.43	0.45
Na	11.20	11.40	14.20	11.30	11.00	14.00	21.10
K	2.20	2.00	0.70	2.00	0.60	0.50	0.90

	211	212	213	214	215	216	217
W	<0.15	0.30	0.18	<0.15	0.17	0.20	0.60
As	0.91	0.15	0.23	0.20	<0.15	0.89	8.11
Pb	0.41	0.24	0.25	0.25	0.43	0.40	0.45
Zn	2.88	0.77	1.03	0.92	1.31	1.78	2.37
Cu	0.69	0.63	0.39	0.65	0.67	0.64	0.64
Ba	4.10	2.57	2.18	3.08	4.17	4.06	4.92
F	0.22	0.50	0.31	0.25	0.13	0.39	0.33
Na	14.50	16.20	13.90	14.40	19.00	13.60	13.80
K	0.70	0.60	0.50	0.50	1.60	0.70	0.90

	218	219	220	221	222	223	224
W	0.33	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15
As	1.78	1.12	0.88	0.62	2.11	0.44	1.17
Pb	0.39	0.26	0.81	0.45	0.47	0.38	0.44
Zn	3.74	2.21	3.85	1.05	0.89	1.58	1.70
Cu	0.38	0.45	1.03	0.48	0.48	0.39	0.68
Ba	4.42	4.23	6.66	4.06	8.05	2.61	5.40
F	0.31	0.45	0.33	0.34	0.25	0.12	0.17
Na	12.90	13.80	13.50	13.30	12.70	13.80	12.80
K	0.80	0.80	0.60	0.70	0.50	0.90	0.70

925	225	226	227	228	229	230	231
W	0.15	0.23	<0.15	<0.15	0.23	0.32	0.20
As	0.28	0.50	0.30	0.83	0.59	0.27	0.20
Pb	0.34	0.26	0.17	0.54	0.28	0.38	0.25
Zn	0.99	1.43	0.21	6.50	2.88	0.39	0.56
Cu	0.45	0.57	1.30	0.14	0.83	0.39	0.83
Ba	2.53	2.58	2.10	5.51	2.02	2.30	2.68
F	0.15	0.50	0.28	0.52	0.14	0.26	0.40
Na	11.70	11.60	12.50	11.40	13.00	10.50	13.20
K	0.80	0.50	0.60	0.70	0.80	0.20	0.50

935	232	233	234	235	236	237	238
W	5.86	0.85	0.53	<0.15	0.25	0.29	0.31
As	4.31	0.48	0.62	1.16	0.48	0.50	0.21
Pb	4.86	0.55	0.30	0.39	0.25	0.41	0.60
Zn	1.82	1.58	3.77	0.77	2.20	2.94	0.96
Cu	0.59	0.82	0.84	0.77	0.17	0.85	1.30
Ba	6.93	6.08	6.27	0.76	2.68	3.91	2.06
F	0.14	0.25	0.36	0.28	0.17	0.19	0.12
Na	12.50	11.90	11.00	9.60	15.30	18.00	9.00
K	1.00	0.80	1.00	0.20	0.50	0.80	0.10

945	239	240	241	242	243	244	245
W	0.23	0.30	0.26	<0.15	0.37	<0.15	0.52
As	0.17	1.36	<0.15	<0.15	<0.15	3.86	1.47
Pb	0.19	0.68	0.51	0.23	0.54	0.70	0.84
Zn	0.87	5.54	0.67	1.18	0.95	1.90	2.83
Cu	0.96	0.72	1.15	1.07	1.86	1.63	0.88
Ba	<0.35	10.16	<0.35	2.17	4.70	3.96	3.88
F	0.14	0.30	<0.10	0.22	0.15	0.12	0.14
Na	10.00	8.70	8.40	9.20	9.10	9.20	15.40
K	0.20	1.10	0.10	0.40	0.30	0.40	1.50

955	246	247	248	249	250	251	252
W	<0.15	0.26	0.93	<0.15	<0.15	<0.15	0.19
As	<0.15	0.39	0.59	0.77	0.30	0.16	0.21
Pb	0.16	0.45	0.83	0.63	0.40	0.44	0.31
Zn	3.04	2.67	2.41	6.90	0.85	0.84	1.14
Cu	0.65	0.91	0.90	0.82	0.60	0.43	0.60
Ba	3.45	5.21	8.22	6.18	3.49	3.78	4.06
F	0.15	0.18	0.30	0.36	0.43	0.13	0.15
Na	10.50	10.10	12.60	12.50	12.40	13.30	13.00
K	0.70	0.30	0.80	0.90	0.50	0.50	0.60

152	253	254	255	256	257	258	259
W	<0.15	0.52	0.16	2.11	1.00	0.46	0.47
As	0.78	1.64	0.44	0.22	0.48	0.15	0.32
Pb	0.29	0.69	0.26	0.75	0.52	0.27	0.33
Zn	1.08	6.55	1.10	0.82	1.33	0.65	0.75
Cu	0.44	0.40	0.78	0.65	0.90	0.42	0.15
Ba	3.61	6.11	2.84	4.28	6.21	4.42	4.22
F	0.20	0.30	0.25	0.43	0.50	0.42	0.38
Na	12.80	12.50	12.90	12.60	12.70	12.40	12.30
K	0.50	0.60	0.50	0.70	0.70	0.50	0.80

153	260	261	262	263	264	265	266
W	0.67	8.93	<0.15	0.87	<0.15	0.23	<0.15
As	0.62	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	0.41
Pb	1.11	1.29	0.55	2.23	1.20	0.54	1.21
Zn	1.35	1.83	0.60	5.83	4.48	1.74	5.21
Cu	0.14	0.92	0.94	0.47	0.50	0.99	0.67
Ba	6.44	8.17	1.68	0.81	<0.35	<0.35	<0.35
F	0.28	0.40	0.13	0.11	0.15	0.13	0.12
Na	11.90	11.70	10.20	11.40	10.40	10.90	10.40
K	0.60	0.50	0.90	0.20	0.70	3.00	0.70

154	267	268	269	270	271	272	273
W	0.31	0.94	<0.15	0.92	3.02	0.78	0.67
As	<0.15	0.27	0.22	0.21	1.42	<0.15	0.23
Pb	0.95	1.83	0.17	1.14	1.58	0.55	0.54
Zn	1.71	3.95	1.83	7.81	11.62	2.49	3.56
Cu	1.36	0.60	0.76	0.49	0.47	0.32	0.42
Ba	2.98	2.01	7.28	1.36	3.30	2.27	3.63
F	0.14	0.14	0.22	0.44	0.14	0.30	0.22
Na	16.20	11.00	13.50	10.70	10.90	10.50	12.90
K	8.00	0.80	0.50	0.70	0.50	0.80	0.80

155	274	275	276	277	278	279	280
W	<0.15	0.49	0.52	0.17	0.54	0.23	0.33
As	0.18	1.32	0.52	0.62	0.18	1.99	1.37
Pb	0.24	0.62	0.51	0.29	0.20	3.92	1.34
Zn	1.50	5.96	11.35	2.24	2.30	0.95	2.44
Cu	0.78	0.28	0.45	0.22	0.43	0.54	0.64
Ba	9.70	3.48	2.60	3.62	2.78	8.19	4.40
F	0.12	0.35	0.35	0.38	0.25	0.23	0.38
Na	10.80	11.60	11.20	11.10	11.50	10.90	11.00
K	1.00	0.60	0.40	0.50	0.60	0.50	0.40

	281	282	283	284	285	286	287
W	0.54	0.41	15.55	4.83	0.28	0.77	0.24
As	0.15	<0.15	0.69	<0.15	0.16	<0.15	0.17
Pb	0.90	1.45	0.81	0.60	0.30	0.24	0.47
Zn	4.00	1.58	1.56	1.77	1.28	1.32	2.11
Cu	0.43	0.67	0.67	0.60	0.69	0.68	0.82
Ba	2.22	7.37	2.63	7.73	3.19	4.40	4.41
F	0.30	0.28	0.32	0.56	0.38	0.45	0.37
Na	9.40	9.90	9.70	10.90	12.90	12.80	12.30
K	0.50	0.20	0.30	0.40	0.40	0.50	0.90

	288	289	290	291	292	293	294
W	0.35	0.58	0.62	1.34	0.30	0.78	<0.15
As	<0.15	<0.15	0.17	0.21	<0.15	<0.15	<0.15
Pb	0.24	0.36	0.80	0.70	0.97	2.26	0.84
Zn	1.23	2.63	1.64	1.81	1.45	3.18	0.76
Cu	0.36	0.48	1.15	0.42	3.15	2.58	0.63
Ba	4.38	5.52	7.79	7.21	14.86	23.84	40.03
F	0.48	-	0.40	0.40	0.36	0.33	0.50
Na	12.00	-	10.50	10.40	11.00	11.80	12.10
K	0.60	-	1.20	0.50	0.40	0.40	0.60

	295	296	297	298	299
W	<0.15	<0.15	0.31	0.37	0.17
As	0.16	0.20	<0.15	0.72	0.27
Pb	0.71	0.70	1.31	1.21	0.58
Zn	0.61	0.48	0.96	4.75	0.46
Cu	0.43	0.57	1.57	2.37	1.10
Ba	14.93	18.84	23.54	3.62	6.68
F	0.38	0.34	0.47	0.50	0.50
Na	12.20	11.60	11.40	17.20	15.00
K	0.40	0.40	0.50	0.60	2.00