

Universidad de Huelva

Departamento de Geología



Petrología y geoquímica de rocas granitoides y enclaves asociados del batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico)

**Memoria para optar al grado de doctor
presentada por:**

Teodosio Donaire Romero

Fecha de lectura: febrero de 1995

Bajo la dirección del doctor:

Emilio Pascual Martínez

Huelva, 2009

ISBN: 978-84-92679-77-5

D.L.: H 253-2009

Memoria que se presenta en la Facultad de Ciencias Experimentales de la
Universidad de Huelva para optar al grado de Doctor en Geología

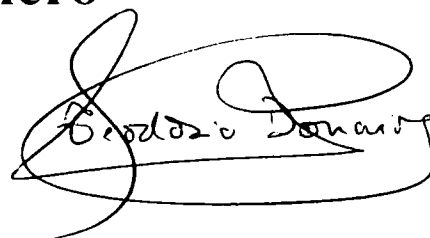
TESIS
UHU
1995
3

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS GRANITOIDES Y ENCLAVES ASOCIADOS DEL BATOLITO DE LOS PEDROCHES (MACIZO IBÉRICO)

Teodosio Donaire Romero



Fdo. : Emilio Pascual Martínez
Director de la Tesis



**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
UNIVERSIDAD DE HUELVA
1995**

R. 1528

RESUMEN

El batolito de Los Pedroches es una importante alineación magmática tardihercínica situada en el sector meridional del Terreno Autóctono Ibérico (Macizo Ibérico). Está formado por dos importantes conjuntos plutónicos epizonales: uno, constituido fundamentalmente por el plutón granodiorítico de La Serena-Los Pedroches y otro compuesto por una serie de plutones mayoritariamente monzograníticos alineados según una dirección ligeramente oblicua al anterior. Los litotipos plutónicos dominantes en cada uno de estos conjuntos son, respectivamente, la granodiorita biotítica $\pm$ anfibol ($Gdbt \pm anf$) y el monzogranito biotítico $\pm$ cordierita porfidico de grano grueso a medio ($Mzbt \pm cd$). Además existen otras rocas ígneas, menos abundantes, relacionadas genéticamente con uno u otro de los litotipos anteriores.

Las marcadas diferencias petrográficas, mineralógicas y químicas entre ambas facies plutónicas contrastan con la similitud de sus razones isotópicas iniciales, tanto en Rb-Sr como en Sm-Nd, cuyos valores corresponden a una corteza inferior. Por esta razón, el batolito plantea tres problemas petrogenéticos mayores: 1) la interpretación genética del conjunto por diferenciación a partir de dos magmas parentales diferentes (en vista del contraste petrográfico, mineralógico y geoquímico), o de uno solo (en razón de la homogeneidad isotópica); 2) La influencia de rocas subcorticales en la generación de los granitoides, y 3) Los caracteres del área fuente de los granitoides y la naturaleza de los procesos de generación de magma(s).

La estrecha relación espacial y temporal de los dos litotipos, la existencia de facies "transicionales" (*i.e.* las adamellitas biotíticas porfidicas), las variaciones continuas de determinados elementos en los diagramas de Harker y la similitud en las razones isotópicas iniciales (sistemas Rb-Sr y Sm-Nd), sugiere *a priori* que tales conjuntos de granitoides están relacionados mediante un proceso de cristalización fraccionada en el que los monzogranitos representan los términos más evolucionados de una única serie magmática. Sin embargo, la variación de otros elementos químicos y razones elementales muestra claramente *una discontinuidad evolutiva, situada sistemáticamente entre adamellitas y monzogranitos*. Esa discontinuidad, que en todos los casos corresponde con un mismo contenido en SiO_2 , es especialmente clara en los casos de MgO, CaO, Sr, Zr, ΣREE , $Mg/(Fe+Mg)$, Mg/Ti y Eu/Eu^* .

Puesto que las rocas del batolito forman dos grupos discontinuos, con diferencias químicas netas entre ambos, no es posible explicarlo en conjunto por procesos simples en sistema abierto, es decir, por asimilación diferencial de materiales corticales o por mezcla de magmas a partir de dos composiciones extremas. Además, Las adamellitas no pueden considerarse como facies intermedias entre granodioritas y monzogranitos, puesto que sus caracteres mineralógicos y químicos indican una significativa afinidad con las primeras; sin embargo, sólo la modelización geoquímica y el cálculo de balance de masas han permitido descartar totalmente un proceso continuo de cristalización fraccionada.

En efecto, la evolución desde granodioritas a adamellitas puede ser modelizada por un proceso de cristalización fraccionada mediante la extracción de una asociación compuesta por magnesio-hornblenda + plagioclasa (An_{50}) + biotita (+ ortopiroxeno) con una disminución progresiva del porcentaje en anfibol y un aumento de plagioclasa y biotita en los fraccionados posteriores. De igual forma, la secuencia formada por los monzogranitos puede ser modelizada mediante un proceso de cristalización fraccionada con extracción de plagioclasa + feldespato potásico + biotita + cuarzo. Sin embargo, la modelización del tramo desde adamellitas a

behavior required for Zr, Σ REE and other elements, impossible to concile with the observed stability of zircon and apatite in adamellites, and markedly different from the behavior found for the same elements in both the preceeding and the following evolutive sequences. It is therefore concluded that the two sequences well modelled by fractional crystallization were derived from two different parental magmas.

Given that these two magmas must derive from a similar protolith (in view of the isotopic homogeneity) the possibility of a crustal source area, having the required age and isotopic character, is discussed. From the isotopic and age data available for the deepest crustal rocks in the Iberian Massif, it is *hypothetically inferred* that such a protholith could probably have acquired its isotopic composition by a large-scale MASH process (melting, assimilation, storage and homogeneization), occurring *before the generation of the granitoid magmas under study*. However, the possibility of other lower crustal, meta-igneous protolith cannot be completely discarded. In any case, any adequate protolith should be High-K, calc-alkaline.

A later, progressive partial melting is suggested to explain the two evolutive sequences found. Monzogranites should have been generated from the same protolith as granodiorites, but at a lower partial melting degree, related to a lower melting temperature. This process could account for the similar Zr contents found in both sequences for the more primitive melts, as the presence of zircon in the residua buffers the Zr content in any liquid in equilibrium with it. In addition, the lower CaO, Sr and Eu/Eu* in primitive monzogranites, with regard to primitive granodiorites, could be interpreted in terms of a Plag-richer residuum during the generation of monzogranites, which is in good agreement with the available experimental data. It is also suggested that partial melting in the Los Pedroches area could have been triggered by a rise of isotherms, related in turn to a transtensional geodynamic environment.

It is also concluded from the above data and interpretations that microgranitoid enclaves hosted by granodiorites and monzogranites are *not* related to first-order magmatic hybridization processes, but to the late, crustal evolution of the granitoid magmas. Chemical data show a clear parallelism between the behavior of each of the enclave-host rock associations (*i.e.*, EMGbt±anf – Gdbt±anf and EMMbt±cd – Mzbt±cd), suggesting that, in each of the rock groups, enclaves were generated by similar processes and from melts very similar to those originating their respective hosts. This chemical, mineralogical and isotopic evenness of hosts and enclaves suggests that most of these latter are to be interpreted as autoliths.

RÉSUMÉ

Le Batholithe de Los Pedroches constitue une importante alinéation magmatique tardi-hercynienne dans la zone méridionale du Terrain Autochtone Ibérique (Massif Ibérique, Espagne). Il est formé principalement par deux unités magmatiques epizonales majeures: le pluton granodioritique de La Serena-Los Pedroches et un ensemble de plutons monzogranitiques suivant une alinéation légèrement oblique au premier. Les roches dominantes à chacune des dites unités sont des granodiorites biotitiques $\pm$ amphibole ($Gdbt \pm anf$) et des monzogranites biotitiques-cordiéritiques grenus, à mégacristsaux de feldspath alcalin ($Mzbt \pm cd$). On reconnaît aussi dans le batholithe d'autres roches ignées, beaucoup moins abondants, liées du point de vue génétique à l'un ou l'autre des groupes principaux.

Malgré les nettes différences pétrographiques, minéralogiques et géochimiques entre les deux grands groupes distingués, on a constaté aussi clairement une étroite similarité des rapports isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd entre ces deux ensembles majeurs, avec des valeurs propres d'une croûte inférieure dans tous les cas. Par conséquent, l'étude du batholithe pose trois problèmes pétrogénétiques majeurs: 1) le rôle des processus de différenciation magmatique, bien à partir de deux magmas initiaux (compte tenue du contraste minéralogique, pétrographique et chimique entre les deux groupes), bien d'un seul magma (comme il est bien indiqué par l'homogénéité isotopique); 2) l'influence de roches ou de magmas subcrustaux dans la genèse des granitoïdes, suggérée par les valeurs des rapports isotopiques initiaux, et 3) les caractères de la source des roches granitoïdes et la nature des processus de génération des magmas.

Un processus d'évolution par crystallization fractionnée, continu pour l'essentiel, pourrait rendre compte de l'étroite relation spatio-temporelle entre les deux unités majeures du batholithe, de quelques-unes des variations chimiques observées, elles aussi apparemment continues, et des rapports isotopiques initiaux homogènes. Les monzogranites seraient donc les termes les plus évolués d'une série magmatique unique. Cependant, beaucoup d'autres données chimiques montrent clairement une discontinuité majeure entre les deux groupes de roches, placée systématiquement entre adaméllites et monzogranites. Cette discontinuité, très claire pour MgO, CaO, Sr, Zr, ΣREE , $Mg/(Mg+Fe)$, Mg/Ti et Eu/Eu^* , a lieu dans tous les cas pour une teneur constante en SiO_2 .

Tout en tenant compte de cette discontinuité, il n'est pas possible d'interpréter l'ensemble du batholithe par des processus simples en système ouvert, tels qu'une assimilation différentielle de matériaux crustaux ou une hybridation de premier ordre entre deux composants ayant les compositions extrêmes d'un ensemble unique. Les adaméllites, d'ailleurs, ne peuvent pas être simplement des roches intermédiaires entre granodiorites et monzogranites, étant donnée son affinité chimique et minéralogique avec les premières. Par contre, il est plus difficile d'écarter complètement la possibilité d'un processus continu de différenciation magmatique, lui même comprenant plusieurs stages dans des conditions physiques différentes. En fait, un tel processus n'a pu être écarté qu'après un étude combiné de balance de masses et modélisation géochimique.

En effet, on peut réussir une modélisation chimique de l'évolution des granodiorites jusqu'aux adaméllites, par l'extraction conjointe de Mg-hornblende + plagioclase ($An 50\%$) + biotite + orthopyroxène, avec une diminution progressive de l'abondance d'amphibole et une augmentation parallèle de celle de biotite et plagioclase lors de l'avance du processus. Il est également possible de modéliser la séquence des monzogranites par crystallization fractionnée,

par l'extraction couplée de Plag + AlkFd + Bi + Q. Par contre, la modélisation du passage adamellite-monzogranite par cristallisation amène à des conclusions très improbables. On trouve là plusieurs problèmes: a) la mauvaise concordance de la balance de masses avec les teneurs chimiques des roches; b) la nécessité d'invoquer dans tout cas un haut degré d'accumulation de phases solides à ce moment (plus du 38%), et c) le comportement incompatible du Zr, les terres rares et d'autres éléments, contraire à l'observé aux processus de différenciation précédant et suivant ce passage, et en outre impossible d'expliquer, dû à la stabilité du zircon et de l'apatite dans les adamellites. On déduit en conclusion que chacune des séquences bien modélisées par cristallisation fractionnée dérive d'un magma initial différent.

Conséquemment, et compte tenue de l'homogénéité isotopique, on discute les possibilités d'une dérivation des deux magmas à partir d'un protolithe homogène, ayant en même temps l'âge et les caractères isotopiques appropriés. À partir de l'âge et des données isotopiques existants pour les roches crustales appropriées dans le Massif Ibérique, on *infère à titre d'hypothèse* qu'un tel protolithe pourrait avoir acquis sa composition isotopique par un processus *MASH (melting, assimilation, storage and homogenization)* antérieur à la génération des magmas granitoïdes étudiés. Cependant, on ne peut pas éliminer totalement la possibilité d'un autre type de protolithe crustal d'une origine ignée. Un tel protolithe devrait être en tout cas calco-alcalin haut en potassium.

Pour expliquer les deux séquences évolutives on propose une fusion partielle progressive. Les monzogranites auraient été générés du même protolith que les granodiorites, mais à un plus faible degré de fusion partielle, lié à une température de fusion inférieure. Ce processus pourrait expliquer les teneurs similaires en Zr constatées aux termes plus primitives de chacun des deux groupes de roches, parce que les teneurs en Zr sont fixées pour tout liquide contenant du zircon au résidu. On pourrait aussi expliquer le plus faible teneur en CaO, Sr et Eu/Eu* des monzogranites moins évolués, par rapport aux granodiorites, car le résidu de la génération des monzogranites serait plus riche en plagioclase, ce qui est en concordance avec les données expérimentales. On suggère finalement que la fusion partielle de la croûte lors de la génération du batholithe serait liée à un ascende des isothermes, qu'on devrait associer à ce moment là à une tectonique de transpression.

D'après les données et les interprétations exposées, on conclue aussi que les enclaves microgranitoïdes hôtés par les granodiorites et les monzogranites *ne* sont pas liés à un processus d'hybridation de premier ordre, mais à l'évolution crustale tardive des magmas. Les données chimiques montrent bien le parallélisme entre le comportement de chacune des associations enclave-hôte (*i.e.*, EMGbt±anf – Gdbt±anf and EMMbt±cd – Mzbt±cd), suggérant que les enclaves ont été générés dans chaque groupe lors de processus très similaires, et à partir de magmas très semblables à ceux qui ont originé ses hôtes. Cette égalité chimique, minéralogique et isotopique suggère que, pour la plupart, les enclaves peuvent être considérés comme des autolithes.

INDICE

Resumen
Abstract
Résumé

I. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

I.1. Contexto geodinámico hercínico en Europa occidental	1
I.2. El Macizo Ibérico	3
I.2.1. Deformación y metamorfismo	
I.2.2. Magmatismo	9
I.2.2.1. Principales clasificaciones e hipótesis petrogenéticas de los granitoides	11
I.2.3. Evolución geodinámica	12
I.3. El batolito de Los Pedroches	15
I.3.1. Antecedentes	15
I.3.2. Rasgos geológicos generales	25
I.4. Enclaves microgranitoides como herramientas en la petrogénesis de granitoides	27
I.5. Objetivos	34
I.6. Metodología	35
I.6.1. Trabajo de campo	35
I.6.2. Petrografía	36
I.6.3. Geoquímica	37
I.6.3.1. Química de fases minerales	37
I.6.3.2. Química de roca total	37
I.6.3.3. Química isotópica de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd	38
I.6.4. Tratamiento informático de datos	

II. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

II.Descripción petrográfica	39
II.1. Gabro hornbléndico de Zalamea	39
II.2. Tonalita con ortopiroxeno	41
II.3. Granodiorita biotítica $\pm$ anfíbol	46
II.3.2. Enclaves microgranitoides	52
II.3.2.1. Enclaves microgranitoides tonalíticos-cuarzodioríticos máficos	53
II.3.2.2. Enclaves microgranitoides granodioríticos	62
II.3.2.3. Enclaves microgranitoides tonalíticos félsicos	64
II.3.3. Agregados de anfíbol-biotita	65
II.3.4. Xenolitos	65
II.3.5. Acumulados de anfíbol	66
II.4. Adamellita biotítica porfídica	69
II.5. Monzogranito biotítico $\pm$ cordierita porfídico de grano grueso a medio	73
II.5.2. Enclaves microgranitoides	81
II.5.3. Monzogranito biotítico porfídico de grano fino	84
II.6. Leucogranitos	86
II.7. Diques	91
II.8. Conclusiones generales	97

III. QUÍMICA MINERAL

III.1. Piroxeno	102
III.2. Anfíbol	104
III.3. Biotita	106
III.4. Moscovita	109
III.5. Plagioclasa	111

III.6 Feldespato potásico	112
III.7 Conclusiones generales	112
IV. QUÍMICA DE ROCA TOTAL	
IV.1. Introducción	114
IV.2. Caracterización y tipificación geoquímica	115
IV.2.1. Gabro hornbléndico de Zalamea	115
IV.2.2. Tonalita con ortopiroxeno	116
IV.2.3. Granodiorita biotítica $\pm$ anfíbol	119
IV.2.3.1. Enclaves microgranitoides granodioríticos	120
IV.2.3.2. Enclaves microgranitoides tonalíticos félsicos	121
IV.2.3.3. Enclaves microgranitoides tonalíticos-cuarzodioríticos máficos	122
IV.2.3.4. Agregados de anfíbol-biotita	122
IV.2.4. Adamellita biotítica porfídica	123
IV.2.5. Monzogranito biotítico $\pm$ cordierita porfídico de grano grueso a medio	123
IV.2.5.1. Enclaves microgranitoides granodioríticos con biotita $\pm$ cordierita	124
IV.2.6. Monzogranito biotítico porfídico de grano fino	124
IV.2.7. Leucogranito biotítico $\pm$ cordierita	124
IV.3. Diagramas de variación	124
IV.3.1. Elementos mayores	125
IV.3.1.1. Granitoides mayoritarios	125
IV.3.1.2. Enclaves microgranitoides-roca huésped	130
IV.3.2. Elementos trazas	132
IV.3.2.1. Granitoides mayoritarios	132
IV.3.2.2. Enclaves microgranitoides-roca huésped	134
IV.3.3. Razones elementales	136
IV.3.3.1. Granitoides mayoritarios	136
IV.3.3.2. Enclaves microgranitoides-roca huésped	138
IV.4 Tierras Raras	138
IV.4.1. Introducción	138
IV.4.2. Contenidos, distribución y comportamiento de las Tierras Raras	139
IV.5. Diagramas de discriminación geotectónica	141
IV.6. Geoquímica isotópica	141
IV.6.1. Trabajos previos	141
IV.6.2. Sistema Rb-Sr	142
IV.6.2.1. Geocronología	142
IV.6.2.2. Razones isotópicas iniciales	144
IV.6.3. Sistema Sm-Nd	144
IV.6.3.1. Razones isotópicas iniciales	145
IV.7. Conclusiones del estudio de química de roca total	145
V. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	
V.1. Planteamiento del problema a partir de los nuevos datos.	149
V.2. Diferenciación de un magma granodiorítico por cristalización fraccionada	152
V.3. Petrogénesis a partir de dos magmas parentales	158
V.4. Interpretación de los enclaves microgranitoides en el modelo propuesto	165
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	181
ANEXOS	191

I. INTRODUCCIÓN

I.1. Contexto geodinámico hercínico en Europa occidental

El cinturón hercínico del oeste de Europa forma parte de la extensa cadena paleozoica que se extiende desde el sureste de EEUU y Los Mauritánides en el noroeste de África hasta el Macizo de Bohemia (República Checa y Polonia). Este cinturón se formó como resultado de la convergencia y colisión de dos importantes masas continentales: Laurentia-Báltica, al noroeste, y Gondwana, al sureste, durante el transcurso del Cámbrico Superior al Pérmico Superior (500 a 250 m.a.) (Matte, 1986, 1991) (Fig.1).

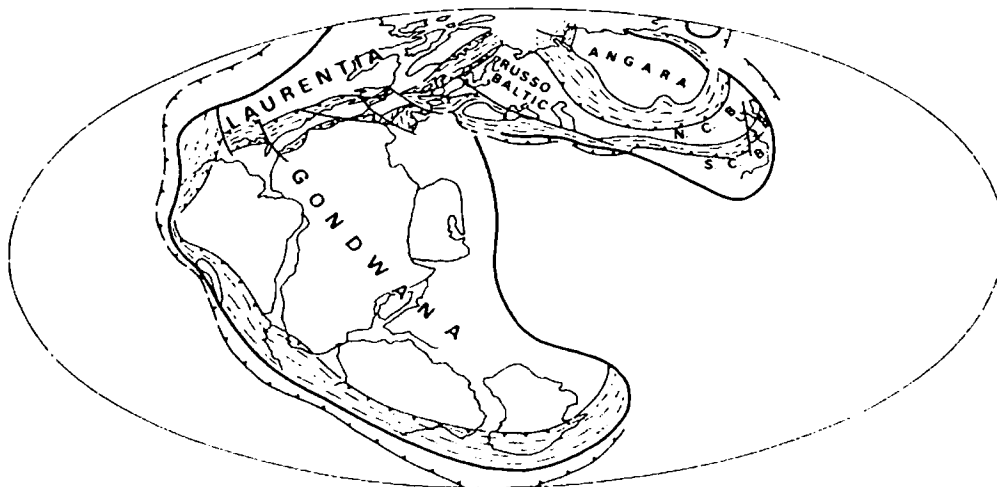


Fig 1.- Distribución de los continentes y cinturones Paleozoicos durante el Pérmico. N.C.B. y S.C.B.=North y South China Block. (según Olivet, en Matte, 1991).

Los rasgos tectónicos del hercínico de Europa occidental son considerados por Matte (1991) como característicos de cinturones de obducción-colisión. Este autor distingue dos grandes periodos con diferentes caracteres tectónicos, metamórficos y magmáticos: un periodo inicial precolisional y un periodo colisional.

El periodo precolisional (*convergencia*) comprende: 1) una etapa inicial de *formación oceánica* (Cámbrico Superior a Ordovícico Inferior) en la que se forman, al menos, dos cuencas importantes: Rheic, al norte, y Galicia-Macizo Central, al sur, 2) una etapa de *subducción* (probablemente activa durante el Devónico), en la que se produce el cierre progresivo de estas cuencas con subducciones intraoceánicas hacia el sur y hacia el norte,

respectivamente, y 3) una etapa final de *obducción*, muy evidente hacia el sur de la sutura correspondiente a la cuenca oceánica Galicia-Macizo Central (*i.e.* CCS-MCS: *Coimbra-Córdoba suture-Massif Central suture*). Durante este periodo precolisional no existen evidencias significativas de formación de granitoides, tan sólo cabe destacar el desarrollo de un magmatismo bimodal durante la fase extensional inicial y un escaso vulcanismo basáltico de arco oceánico asociado a la fase de subducción, que sugiere (junto con la inexistencia de depósitos molásicos significativos) una colisión de tipo arco-continente, con subducción parcial del margen continental pasivo (Pin y Duthou, 1990).

El periodo colisional comenzó aproximadamente en el Devónico Superior (380 m.a.) y se pone de manifiesto por un metamorfismo de tipo *Barrow* y una importante anatexia de la corteza continental. Ambos procesos se originaron inicialmente en sectores próximos a la sutura más meridional (CCS-MCS) como resultado de la compleja tectónica de mantos, con cabalgamientos hacia el sur y hacia el norte a partir de dicha sutura. No obstante, según Matte (*op. cit.*), es probable que durante esta fase inicial existieran aún algunas cuencas oceánicas residuales más septentrionales con una subducción oceánica hacia el sur, como sugiere el vulcanismo andesítico calcoalcalino observado al NE del Macizo Central Francés y en el sur de la Península Ibérica.

El aspecto divergente del cinturón y la migración progresiva de la deformación y el metamorfismo hacia el norte y sur de las suturas desde los 380 m.a. hasta 300 m.a. sugiere a Matte (*op. cit.*) que el principal mecanismo de orogénesis es una *subducción litosférica intracontinental opuesta*. Esta subducción originó un engrosamiento cortical, "*decollements*" a diferentes niveles y una anatexia de la corteza media e inferior que produjo numerosos granitoides de tipo S. La mayoría de los granitoides se emplazaron entre 350-280 m.a. y no están, por consiguiente, relacionados directamente con la subducción de la litosfera oceánica.

La forma curvilínea de este cinturón hercínico es atribuida a la irregularidad de los continentes que colisionaron. Así, el arco Ibero-Armoricano podría ser el resultado de una intrusión hacia el noroeste de un saliente del continente Gondwana en Laurentia-Báltica. Sobre los dos flancos de este arco se desarrollaron fallas de salto en dirección con sentidos opuestos, con una expulsión simultánea de bloques litosféricos. Durante el Carbonífero tardío al Pérmico Inferior se produce el cese de la colisión y un colapso de la corteza, con la creación de fallas normales de bajo ángulo y numerosas cuencas intracontinentales.

A diferencia de otros cinturones de colisión, como el alpino europeo o el caledoniano escandinavo, el hercínico en Europa occidental se caracteriza por una gran abundancia en granitoides. Este rasgo ha sido atribuido a una existencia inusual de materiales fértiles en la corteza pre-Carbonífera, combinada con procesos térmicos eficientes durante la orogénesis (Pin y Duthou, 1990). Según estos autores, la orogénesis hercínica fue un evento fundamentalmente intracortical que formó una nueva corteza continental mediante la diferenciación de una corteza superior granítica y una corteza inferior granulítica. Los

protolitos involucrados en este proceso fueron principalmente sedimentos reciclados de una fuente cortical antigua, enriquecidos en elementos productores de calor, y rocas ígneas derivadas del manto. Estos protolitos se originaron en una amplia zona móvil que separaba las masas continentales de Gondwana y Laurentia.

1.2. El Macizo Ibérico

El Macizo Ibérico representa el afloramiento más suroccidental y el de mayores dimensiones del cinturón hercínico europeo. Considerado inicialmente como una unidad tectónica coherente (Staub, 1926; en Ribeiro *et al.*, 1990), el Macizo Ibérico ha sido subdividido con posterioridad en diversas unidades o "zonas" en función de sus caracteres litológicos, estructurales y/o metamórficos. Las subdivisiones realizadas por Lotze (1945) fueron ligeramente modificadas por Julivert *et al.* (1974) y Robardet (1976). Recientemente, la aplicación de la teoría de análisis de terrenos tectonoestratigráficos a la evolución del Macizo Ibérico ha resultado en la distinción de diversos terrenos (Ribeiro *et al.*, 1990; Quesada, 1991; Quesada *et al.*, 1994). Quesada (1991) diferencia en el Macizo Ibérico los siguientes terrenos:

1) Terreno Autóctono Ibérico (*Iberian Autochthon Terrane*)

Es el de mayor extensión (ocupa más del 85% del área del macizo) y está compuesto por elementos relativamente parautoctonos y elementos imbricados hacia el interior. Comprende la zonas Cantábrica, Astur-Occidental Leonesa, Ossa-Morena (ZOM) y la mayor parte de la Zona Centroibérica (ZCI) de la subdivisión de Julivert *et al.* (1974). El sector de estudio se halla localizado dentro del área meridional del Terreno Autóctono Ibérico y ha sido considerado en numerosos trabajos como límite entre las zonas de Ossa-Morena y Centroibérica (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974).

El Terreno Autóctono Ibérico posee un complejo zócalo precámbrico (Proterozoico Superior) con evidencias de una actividad tectonotérmica finiprecámbrica correspondiente a la orogenia Cadomiense o Panafricana (Ribeiro *et al.*, 1990). Este zócalo muestra diferencias litoestratigráficas significativas entre las áreas situadas a ambos lados de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (ZCBC): la Zona de Ossa-Morena (ZOM), al sur, y la Zona Centroibérica (ZCI), al norte, según la subdivisión de Robardet (1976).

El batolito de Los Pedroches se halla en contacto en su extremo más noroccidental con materiales pertenecientes al Precámbrico, concretamente con depósitos sinorogénicos finiprecámbricos (Quesada, 1987), constituidos por dos conjuntos con relaciones de cambio de facies entre ambos: 1) un *complejo vulcanosedimentario* de carácter calcoalcalino formado principalmente por andesitas y riolitas, junto con rocas epiclásticas y otros sedimentos y 2) un *complejo flyschoide* (Complejo Esquisto Grauváquico o Alcudiense de la Zona Centro Ibérica), predominante en el sector estudiado, constituido por una serie monótona y potente de rocas detríticas (alternancia de grauvacas y lutitas con caracteres de capas turbidíticas) con algunas intercalaciones de carbonatos y rocas volcánicas.

Sobre estos materiales, y con disposición sinclinal, se sitúa discordantemente el Ordovícico inferior (Bouyx, 1970; en Saupe, 1973) representado fundamentalmente por la formación Cuarcita Armoricana, en cuyo muro aparece localmente una serie de esquistos y areniscas de tonos rojizo-violáceos (serie "*lie de vin*" en Tamain, 1972). Esta serie paleozoica continúa durante el Ordovícico medio-superior con el depósito de términos más pelíticos ("*Schistes à Calymene*", Saupe, 1973) con frecuentes intercalaciones cuarcíticas ("*Quartzite canteras*" en Saupe, *op. cit.*).

El Silúrico (Tamain, 1972; Saupe, 1973) presenta hacia la base un nivel cuarcítico (Cuarcita de Criadero) seguido hacia techo por niveles de ampelitas con graptolitos y una alternancia de pelitas y areniscas con intercalaciones de rocas volcánicas básicas. El Devónico inferior-medio, en discordancia erosiva sobre las series infrayacentes, está formado principalmente por series cuarcíticas con intercalaciones de pizarras y calizas. El Devónico superior, que también aparece discordantemente, está formado por unas series esencialmente cuarcíticas con intercalaciones de pizarras, areniscas, calizas y conglomerados (Quesada, 1987).

El Carbonífero inferior (Tournaisiense superior a Namuriense basal), encajante de los granitoides en la mayor parte del sector de estudio, se muestra en ligera discordancia o mediante un hiato sedimentario sobre la serie infrayacente (Quesada, 1987). Esta serie carbonífera ha sido descrita por diversos autores, principalmente al Sur del batolito de Los Pedroches (Pérez Lorente, 1979; Quesada, 1983; Gabaldon *et al.*, 1985), que diferencian los siguientes tramos:

a) Un tramo inferior caracterizado por materiales volcánicos y volcanoclásticos. Las vulcanitas iniciales son de composición basáltica, con estructuras de "*pillow lavas*" y con rocas piroclásticas de similar composición entre éstas. Existen cambios laterales de estas facies a "polvos de hematites". Sobre estos términos se encuentran tobas, tobas soldadas y cenizas de composición ácida (Pérez Lorente, *op. cit.*). Existen, además, en este tramo intercalaciones de pizarras verdes y calizas (estas últimas hacia la parte alta de la serie).

b) Un tramo superior, de sedimentación más arenosa, considerado inicialmente por Pérez Lorente (1979) como producto de sedimentación turbidítica de abanicos submarinos profundos, que posteriormente es atribuido por Gabaldon *et al.* (1985) como correspondiente a una sedimentación en plataforma somera, por encima del nivel máximo del oleaje, donde las tormentas constituyen el mecanismo principal de aporte de los sedimentos (presencia de estructuras "*hummocky*"). Este medio ambiente también es coherente con el carácter turbidítico de la mayor parte de las capas arenosas. Gabaldon *et al.* (*op. cit.*) distinguen cinco asociaciones de facies principales en este tramo superior. Rodríguez Pevida *et al.* (en prensa; en García Casco, 1986) distinguen en el borde norte del batolito un Carbonífero inferior, aparentemente en concordancia con el Devónico, dos series: 1) calizas arrecifales y pizarras (Viseense superior) y 2) pizarras y grauvacas en facies Culm (Viseense Superior a Namuriense A).

Todos estos materiales aparecen como constituyentes de una cuenca carbonífera en la que existieron, al menos, dos alineaciones volcánicas importantes, que controlaron los cambios de facies observados. Al sur de la cuenca se hallaba la alineación magmática Villaviciosa-La Coronada, mientras que más al norte se encontraba la alineación volcánica Varas-Guadalbarbo (Gabaldon *et al.*, 1985).

El espesor de los materiales carboníferos en la cuenca de Pedroches es muy variable. Pérez Lorente (*op. cit.*) señala para las "turbiditas" una potencia mínima de 700 metros, mientras que en áreas más subsidentes de esta cuenca se han estimado espesores de unos 3000 metros (Quesada, 1987).

Estos materiales del Carbonífero inferior constituyen el nivel paleozoico más moderno sobre el que intruyen los granitoides del batolito. Posteriormente, durante el Carbonífero superior, se instauran condiciones continentales representadas por el relleno de cuencas intramontañosas (fosas tectónicas alargadas y estrechas). Son depósitos esencialmente fluviales y lacustres de diferentes edades (Cuenca de Peñarroya-Bélmez-Espiel, cuenca de Puertollano, etc.). Los materiales más recientes que constituyen el sector, cuyos depósitos son los únicos posteriores a la secuencia del paleozoico, pertenecen al Neógeno y Cuaternario y están representados, principalmente, por materiales continentales.

2) Terreno Ofiolítico del noroeste (*Northwest Ophiolite Terrane*)

Está formado por un *klippe* situado estructuralmente sobre el Terreno Autóctono Ibérico, que ha sido interpretado como resto de un manto ofiolítico previo (Ribeiro *et al.*, 1987). Este terreno tan sólo muestra evidencias de un único proceso de deformación y metamorfismo, relacionado probablemente con su acreción al Terreno Autóctono Ibérico durante el Paleozoico tardío (Dallmeyer y Gil Ibarguchi, 1990).

3) Terrenos Polimetamórficos del noroeste (*Northwest Polymetamorphic Terranes*)

Están representados por los mantos alóctonos superiores de los complejos de Cabo Ortegal, Ordenes, Bragança y Morais. Estos mantos se sitúan estructuralmente sobre el Terreno Ofiolítico del noroeste y están formados por rocas del Precámbrico y del Paleozoico inferior. Muestran una historia tectonotérmica policíclica muy compleja y diferente de la observada en otras unidades (Ribeiro *et al.*, 1987).

4) Terrenos Oceánicos del suroeste (*Southwest Oceanic Terranes*)

Forman un cinturón casi continuo que bordea el margen sur y suroeste del Autóctono Ibérico. Está compuesto de dos terrenos: **la Ofiolita de Beja-Acebuches** (Munhà *et al.*, 1986) y el **Terreno Acrecionado de Pulo do Lobo** (Silva, 1989). La ofiolita de Beja-Acebuches posee rasgos característicos de litosfera oceánica joven, en un ambiente de cuenca marginal (intra o tras-arco) con influencias significativas de componentes relacionados con subducción, mientras que la unidad Pulo do Lobo es principalmente metasedimentaria, con una presencia minoritaria de *melanges* con participación ofiolítica y rocas volcánicas (ambos con quimismos típicos de ambientes oceánicos puros) (Quesada *et al.*, 1994). La existencia de secuencias discordantes del Devónico Superior sobre estas series oceánicas y la Zona de Ossa-Morena data claramente el final de la acreción.

5) Terreno Sud-Portugués (*South Portuguese Terrane*)

Esta unidad continental ocupa la zona más suroccidental de la Península Ibérica y está separada del Autóctono Ibérico por el cinturón de rocas oceánicas anterior. Esta formado únicamente por rocas del Paleozoico Superior (secuencias de plataforma Devónica, *flysch* y rocas volcánicas carboníferas). Esto impide su correlación con el Terreno Polimetamórfico del noroeste a pesar de su similar situación, con ofiolitas intermedias con el Terreno Autóctono Ibérico.

I.2.1. Deformación y metamorfismo

Quesada (1991) distingue siete dominios estructurales en el Macizo Ibérico. El área donde se emplaza el batolito de Los Pedroches en el Terreno Autóctono Ibérico es denominado, en función de su rasgo estructural más significativo, **Dominio de Pliegues Verticales** (*Subvertical Fold Domain*) (Díez *et al.*, 1990). Este dominio ocupa la mayor parte del Autóctono Ibérico y se caracteriza por la presencia de estrechos sinclinales que resaltan con la Cuarcita Armoricana y anchos anticlinales donde afloran rocas pre-ordovícicas. Los sinclinales son continuos y muy regulares en la zona noroeste de este Terreno; mientras que en el sector suroriental, donde afloran las rocas que constituyen el batolito de Los Pedroches,

los sinclinales son más irregulares y digitados. Este último sector también se caracteriza por la existencia de estructuras originadas por interferencias en el plegamiento (domos y cubetas) (Julivert *et al.*, 1983).

La deformación pre-hercínica se pone de manifiesto en los núcleos de diversos anticlinales mediante la aparición de dos disconformidades angulares visibles a escala de afloramiento y cartográfica. La más antigua separa unidades estratigráficas del Proterozoico Superior (anticlinales de Tirteafuera, Alcudia y Esteras, al norte del batolito de Los Pedroches, Ortega *et al.*, 1988); mientras que la más reciente se sitúa entre sedimentos del Proterozoico Superior o Cámbrico Inferior y sedimentos del Ordovício Inferior (anticlinal de Alcudia en Richter, 1967).

La evolución estructural del Dominio de Pliegues Verticales incluye tres fases principales de deformación consecutivas y algunas fases tardías debidas a fallas o zonas de cizalla subverticales (Díez *et al.*, 1990). . Estas fases son:

1) *Primera Fase de Deformación (D_1).*- Durante la que se producen pliegues subverticales de gran longitud de onda (varios km), cuya dirección predominante es NW-SE (por ejemplo, los sinclinales de Cáceres y Almadén y los anticlinales de Alcudia y Esteras). Estos pliegues poseen comúnmente una foliación asociada (S_1) vertical y paralela a los planos axiales. Esta foliación es la estructura planar más evidente en la mayoría de los afloramientos de este dominio. No obstante, la foliación y las trazas axiales de los pliegues pueden mostrar en diversos sectores direcciones variables debidas a cizallas tardías de desplazamiento sinistro.

2) *Segunda Fase de Deformación (D_2).*- La segunda fase de deformación es reconocible tan sólo en algunos sectores septentrionales del dominio y se caracteriza por la generación de anchas zonas de cizalla subhorizontales que afloran fundamentalmente en el núcleo de los antiformes de los pliegues de tercera fase. En estas áreas, que muestran un metamorfismo de grado medio a alto, la deformación provoca pequeños pliegues fuertemente asimétricos y pliegues en vaina que afectan a la foliación S_1 y desarrollan una nueva foliación subhorizontal: S_2 . Las rocas graníticas afectadas por esta deformación son pre-hercínicas o inicialmente hercínicas y desarrollaron una visible foliación subhorizontal y una lineación de estiramiento. En áreas epizonales, la deformación debida a D_2 es insignificante y la débil foliación de crenulación subhorizontal S_2 es considerada de carácter extensional, relacionada a la extensión producida por encima de una zona de cizalla en un régimen convergente (Díez *et al.*, 1990).

3) *Tercera Fase de Deformación (D_3).*- Esta fase de deformación produce pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud que afectan a la esquistosidad S_2 . Estos pliegues tienen una dirección N100E a N120E y un plano axial subvertical. Están acompañados por pliegues pequeños y una débil foliación de crenulación S_3 asociada con una dirección N110E y un

buzamiento subvertical que puede ser bien observada en las zonas donde está bien desarrollada la S_2 .

Debido a que en las áreas metamórficas de grado bajo la foliación S_2 no aparece y también a la coincidencia de orientación entre S_1 y el plano de aplastamiento de D_3 en sectores extensivos, la foliación S_3 no se desarrolla en éstas. Únicamente en las áreas donde S_1 es desviada de su orientación regional NW-SE es posible observar una crenulación de la primera foliación. Esta desviación, como se puso de manifiesto inicialmente, está relacionada con la existencia de zonas de cizalla dúctiles subverticales.

Según Díez *et al.* (*op. cit.*) el sistema dominante de estas bandas de cizalla tiene una dirección N70E a N130E y sentido de desplazamiento sinistro y rotan los pliegues D_1 y la foliación S_1 , produciendo a menudo importantes deformaciones en las rocas. Estas zonas de cizalla subverticales complican la estructura de este dominio en áreas próximas al batolito de Los Pedroches. Algunas zonas de cizalla subverticales de sentido dextro han sido también consideradas como responsables del plegamiento de la S_1 observado en Extremadura Central (Castro, 1986; en Díez *et al.*, *op. cit.*). Díez Balda *et al.* (*op. cit.*) consideran que durante la fase de deformación D_3 la ZCI ha sido acortada en la dirección NNE-SSW y que este acortamiento fue acomodado por el desarrollo de las zonas de cizalla dúctiles subverticales.

Finalmente hay un desarrollo de zonas de cizalla tardías y fallas en dirección "*with wrench movements*" o como accidentes normales relacionadas a una etapa de adelgazamiento cortical tardi a post-orogénico.

Respecto al metamorfismo, en la rama norte del Macizo Ibérico se observa un gradiente E-W desde rocas anquimetamórficas a esquistos verdes de grado bajo en el "*Cantabrian Foreland Thrust and Fold Domain*", a través de facies de esquistos verdes a anfíbolitas en el "*Recumbent Fold and Thrust Domain*" hasta facies de anfíbolitas en el "*Nappe Domain*". También se observa una evolución en el régimen termobárico: desde una alta presión inicial, a través de un régimen de presión intermedia a condiciones de baja presión y alta temperatura en las etapas finales que resultan en migmatización (Quesada, 1991). Esta evolución según este autor es típica de medios colisionales que conllevan imbricaciones corticales de gran escala.

El metamorfismo regional es de grado bajo a muy bajo en la mayor parte del dominio de Pliegues Verticales, tan sólo existen rocas de grado alto a intermedio en el núcleo de algunos antiformes de la tercera fase de deformación (D_3). Estos núcleos pueden mostrar dos gradientes metamórficos: el primero, de presión intermedia y el segundo de menor presión, pero de alta temperatura (Gil Ibarguchi y Martínez, 1982). Este dominio también se caracteriza por poseer importantes aureolas de contacto alrededor de los plutones.

La rama sur del Macizo Ibérico se caracteriza por mostrar un gradiente metamórfico hacia la sutura en la ZOM y en el Terreno Sur-Portugués. Los rasgos más característicos de esta rama son: 1) la ausencia de asociaciones minerales de alta presión y 2) la rara aparición de anfibolitas o rocas metamórficas de mayor grado, que aparecen tan sólo en los márgenes de la ZOM. Ambos rasgos son considerados como indicadores de una colisión continental limitada, produciéndose la acreción de los terrenos exóticos por procesos de salto en dirección (Quesada, 1991). La imbricación observada en este área es mucho menor a la mostrada por la rama norte y habría sido desarrollada fundamentalmente durante el periodo de convergencia predominante (Viseense tardío a Westphaliense).

1.2.2. Magmatismo

Según Quesada (1991), se distinguen tres grupos genéticos principales, cuya representación volumétrica es muy irregular:

1) Rocas ígneas relacionadas con subducción

Estas rocas están representadas en escasos afloramientos en la ZOM (Terreno Autóctono Ibérico). Son andesitas calcoalcalinas y basaltos del Carbonífero Inferior y pequeños plutones de cuarzodioritas y granodioritas. El magmatismo relacionado a una zona de subducción está también representado en el complejo ofiolítico de Beja-Acebuches por una secuencia volcánica calcoalcalina (basalto a riolita, P. Castro, en Quesada *et al.*, 1994). *La polaridad magmática (dentro de ZOM) implica una subducción hacia el norte (coordenadas actuales) debajo del Autóctono Ibérico* (Ribeiro *et al.*, 1990).

2) Series bimodales transtensionales

Son rocas volcánicas y plutónicas cuyos rangos composicionales forman dos máximos, próximos a los polos granítico (rocas peraluminicas, Pascual, 1981; Sánchez Carretero *et al.*, 1990) y gabroico (asociaciones extensionales alcalinas, Sánchez Carretero *et al.*, *op. cit.*) que se hallan en la ZOM y en la zona norte del Terreno Sur-Portugués (Quesada, 1991). La participación de áreas fuentes corticales y mantélicas en la génesis de estos litotipos y la relaciones geométricas entre los miembros volcánicos y el relleno sedimentario de cuencas "pull-apart" terrestres y marinas (Faja Pirítica del Terreno Sur-Portugués y la cuenca carbonífera del norte de la ZOM, Silva *et al.*, 1990, Gabaldón *et al.*, 1985) une el origen de estas rocas con el periodo de fallas de salto en dirección que caracteriza la acreción del Terreno Sur-Portugués al Autóctono Ibérico según Quesada (1991).

Según Bard (1992), los complejos calcoalcalinos (rocas gabroicas, dioríticas y granodioríticas) aflorantes en la zona de cizalla Sur-Ibérica (ZCSI) y en el cinturón metamórfico de Aracena de LP/HT *no pueden explicarse en términos de paleomárgenes andinos*. Este autor considera como posibilidad que puedan ser originados por un proceso de "*subducción continental*" favorecido por una reactivación hercínica de un área de debilidad litosférica correspondiente a un *paleorift* Cámbrico, transformado en cuenca oceánica durante el Silúrico (los gabros y basaltos con afinidades N-MORB emplazadas durante este periodo se transforman en las anfibolitas de Acebuches durante el metamorfismo hercínico). Esta reactivación, que se produce en un contexto transpresivo, originó un cabalgamiento con movimientos sinistros de la Zona de Ossa-Morena sobre la área norte de la placa Surportuguesa. Bard (*op. cit.*) sugiere que en este contexto, las superficies isotérmicas se dispondrían en *sinforme* en la ZCSI y en *antiforme* en el segmento subducido (ZSP) originando un ascenso de la temperatura hasta los 1000°C aproximadamente a una profundidad de 80 km. Bard (*op. cit.*) supone además que la flexura de la litosfera subducida ha podido activar por descompresión la migración hacia arriba de volátiles (H₂O y CO₂), lo que unido al aumento de temperatura pudo provocar una fusión mantélica en condiciones húmedas que daría lugar a los términos máficos de los complejos calcoalcalinos. El ascenso de estos fundidos básicos originó una anatexia en la corteza inferior que dió lugar a los magmas dioríticos-granodioríticos. El emplazamiento de estos fundidos se realiza en la ZCSI y en áreas próximas.

3) Granitoides peralumínicos colisionales

Este grupo aparece, según Quesada (*op. cit.*), en plutones de dimensiones significativas localizados principalmente en las zonas internas de la rama norte y oeste del Terreno Autóctono Ibérico. Poseen un rango composicional muy restringido ($65\% \leq \text{SiO}_2 \leq 75\%$) y son rocas principalmente peralumínicas, lo cual es un rasgo típico de granitoides colisionales derivados de la corteza. La génesis de la enorme cantidad de fundido representado por estos granitoides sólo por colapso tectónico y descompresión de la corteza previamente engrosada es muy improbable, y sugiere la existencia de una fuente de calor adicional, aunque ésta sea aún desconocida (Quesada, 1991).

El batolito de Los Pedroches es considerado según Quesada (*op. cit.*) como perteneciente a este grupo de rocas. No obstante, Bard (1992) sugiere que el origen de los complejos calcoalcalinos tardihercínicos (Viseense Superior) del sur del Macizo Ibérico (entre los que cita al batolito de Los Pedroches) está también relacionado con un proceso de "*subducción continental*" favorecido por la reactivación hercínica, en un contexto transpresivo, en este caso de una paleosutura precámbrica (ZCBC). En este contexto tiene lugar un cabalgamiento con movimientos sinistros de la placa Ibero-Armoricana sobre la área norte de la ZSP y una configuración termo-tectónica similar al modelo expuesto para la ZCSI. Así, las

superficies isotérmicas se dispondrían en *sinforme* en la ZCBC y en *antiforme* en el segmento subducido (ZSP). La temperatura asciende, por consiguiente, en dicho segmento a una profundidad de 70-80 km hasta los 1000°C aproximadamente. Bard (*op. cit.*) supone además que la flexura de la litosfera subducida ha podido activar por descompresión la migración hacia arriba de volátiles (H_2O y CO_2), lo que unido al aumento de temperatura pudo provocar una fusión mantélica en condiciones húmedas que daría lugar a los términos máficos de los complejos calcoalcalinos. El ascenso de estos fundidos básicos originó una anatexia en la corteza inferior que dió lugar a los magmas dioríticos-granodioríticos originados en torno a la ZCBC.

II.2.2.1. Principales clasificaciones de los granitoides hercínicos ibéricos.

La primera clasificación de los granitoides hercínicos del Macizo Ibérico fue realizada por Capdevila, Corretge y Floor (1973) tomando como referencia la realizada en el noroeste del macizo por Capdevila y Floor (1970). Capdevila *et al.* (*op. cit.*) distinguen dos grandes series de granitoides: 1) serie de granitoides palingenéticos o de origen mesocrustal (serie de los granitos alcalinos de dos micas de Capdevila y Floor, *op. cit.*) y 2) la serie de granitoides híbridos o de origen infra o basicrustal (serie de las granodioritas calcoalcalinas con biotita dominante de Capdevila y Floor, *op. cit.*). Esta última serie la subdividieron cronológicamente en dos subtipos con caracteres comunes (bajas razones isotópicas iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$, $CaO > 1\%$, presencia de enclaves microgranitoides, asociados con rocas básicas): 2.1) la serie de granodioritas y adamellitas precoces (post- D_1 , pre-Viseense, y pre- D_2 , pre-Westfaliense Superior) y 2.2) la serie de granodioritas y adamellitas tardías (post- D_2). Estos autores sugieren una génesis de la serie de granitoides híbridos por fusión en condiciones secas de la base de la corteza durante el metamorfismo regional y una mezcla con productos básicos infracrustales.

Posteriormente, los componentes del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca (D.P.U.S.) (1980) diferencian tres series de rocas plutónicas desconectadas genéticamente: 1) serie "appinitica", de origen mantélico (Franco, 1980; Franco y García de Figuerola, 1986) que comprende los precursores básicos de otros autores (Capdevila, 1973), 2) granitoides de feldespato alcalino y 3) granitoides de feldespato calcoalcalino. En la "*Mesa Redonda sobre tipología de granitoides del Macizo Ibérico*" (1988), se realizó una clasificación de los granitoides basada en caracteres petrológico-geoquímicos y se distinguieron tres grandes grupos: 1) rocas básicas hercínicas, 2) granitoides de feldespato calcoalcalino (anteriores y posteriores a la fase de deformación III) y 3) leucogranitos peraluminicos, en los que diferencian: 3.1) granitos paraderivados y 3.2) términos evolucionados de las series toleíticas, calcoalcalinas y alcalinas.

1) Las rocas básicas hercínicas (rocas básicas, rocas ultrabásicas y términos básicos evolucionados) son las primeras rocas intrusivas del ciclo hercínico y aparecen con

posterioridad al episodio principal de deformación y metamorfismo y son, además, pre-D₂. Estas rocas definen comúnmente una tendencia calcoalcalina de tipo andesítica evolucionando en algunos casos a términos potásicos y en otros a sódicos (Conclusiones Mesa Redonda-Coloquio sobre "Tipología de los granitoides del Macizo Hespérico", 1986). Esta serie calcoalcalina es comparable a la serie calcoalcalina diferenciada en Francia. Según Franco y García de Figuerola (*op. cit.*) los fundidos básicos serían el motor para la generación de los granitoides calcoalcalinos.

2) Los granitoides de feldespato calcoalcalino son principalmente granodioritas y monzogranitos peralumínicos (I.S.A. comúnmente superior a 1,1) y ricos en potasio. *Los datos isotópicos indican un componente mantélico en la génesis de estos granitoides.* Se han diferenciado dos generaciones: anteriores y posteriores a la fase de deformación D₃ hercínica.

Los granitoides pre-D₃ son intrusivos en las rocas básicas y son intruidos por leucogranitos peralumínicos paraderivados. Se disponen comúnmente en láminas subhorizontales de carácter subautóctono. Son químicamente equivalentes a sus migmatitas asociadas, conservándose las mismas relaciones anómalas del encajante (elevados contenidos en Cr y Ni aprox. 200 ppm, más que las rocas básicas). Definen una serie adamellítica peralumínica de tipo "S" sin que exista transición gradual con la serie calcoalcalina andesítica, aunque sí fenómenos de hibridación y contaminación muy variables según las zonas (Conclusiones Mesa Redonda-Coloquio sobre "Tipología de los granitoides del Macizo Hespérico", 1986).

Los granitoides post-D₃ son epizonales, con un metamorfismo de contacto hasta facies de corneanas piroxénicas. Dominan los términos graníticos biotíticos o de dos micas. Son muy similares a los granitos y granodioritas precoces. Dentro de este grupo de granitoides se incluyen los litotipos plutónicos estudiados.

3) Los leucogranitos peralumínicos, a diferencia del grupo anterior, poseen plagioclasa albítica u oligoclasa ácida. Se han diferenciado dos subgrupos: los granitos paraderivados y los términos evolucionados sódicos o potásicos. Los granitos paraderivados son rocas peralumínicas autóctonas o alóctonas, químicamente muy homogéneas (ricas en K y con débil contenido en CaO) y estructuralmente heterogéneas. Son rocas pre-sin-tardi D₂ que se disponen en bandas con planos subverticales de direcciones hercínicas. El segundo grupo de leucogranitos peralumínicos está formado por los términos diferenciados de las series toleíticas, calcoalcalinas y alcalina, tanto sódicas como potásicas. Los datos isotópicos sobre estos granitoides son insuficientes y no permiten realizar una correlación entre su edad y su naturaleza geoquímica.

I.2.3. Evolución geodinámica

Robardet (*op. cit.*) sugirió, a partir de criterios paleontológicos, diferentes posiciones paleobiográficas para la Zona de Ossa-Morena y la Zona Centro-Ibérica (dentro del Terreno Autóctono Ibérico) durante el Paleozoico. Este rasgo y el reconocimiento de la ZCBC han servido de referencia a aquellas interpretaciones que consideran la existencia de dos grandes bloques continentales en el Macizo Ibérico: uno, con afinidades armoricanas situado al norte y, otro, con caracteres similares a la placa de Gondwana, al sur (Matte, 1986, 1991). La sutura intermedia es considerada, según estas hipótesis, de edad carbonífera y ha sido localizada dentro de la ZCBC y, por tanto, la Zona de Ossa-Morena es considerada como una zona adosada al Autóctono Ibérico durante el Paleozoico.

No obstante, las afinidades litológicas y estructurales entre los diversos sectores que lo componen y las placas que convergieron y colisionaron durante el Paleozoico no están aún claramente establecidas. Así, la hipótesis de Matte (*op. cit.*), contrasta, según Quesada (1991) con los datos estratigráficos, estructurales y geocronológicos más recientes. Estos datos sugieren una posición marginal (¿distal?) de la Zona de Ossa Morena dentro del Autóctono Ibérico durante el Paleozoico. Quesada (*op. cit.*) sugiere que el zócalo de la ZOM representa un terreno de arco continental que se adosó a un terreno continental paraautóctono Precámbrico (Grupo Sierra Albarrana y Complejo Esquisto-Grauváquico) que constituye la mayor parte del zócalo de la ZCI. Este proceso de acreción fue originado por una subducción hacia el sur, por debajo del terreno de arco de la ZOM, de la corteza oceánica existente entre ambos *terrenos precámbricos* (vulcanismo andesítico finiprecámbrico en ZOM). Esta situación de la ZOM difiere de lo expuesto por Matte (1986, 1991) quien considera que el zócalo de la ZOM está separado del de la ZCI por una cuenca oceánica (Galicia-Macizo Central) durante la mayor parte del Paleozoico, representando la ZCBC una paleosutura esencialmente hercínica.

Según Quesada (1991), los principales eventos tecno-magmáticos observados en el Macizo Ibérico durante el Paleozoico son:

- 1) Proceso de apertura oceánica ("*rifting*") durante el Paleozoico Inferior que se caracteriza por un magmatismo bimodal alcalino a toleítico cuyo eje de máxima extensión aparece al sur de la ZOM (Terreno Autóctono Ibérico).
- 2) Etapa de margen pasivo ("*continental drift*") caracterizada por el depósito sobre el nuevo margen continental formado de secuencias de plataforma continental que se solapan hacia el continente. Este margen persiste durante el Ordovícico, el cual se caracteriza por secuencias clásticas marinas someras (facies Armoricana). El Ordovícico tardío destaca por la presencia de depósitos glacio-marinos similares a los del Macizo Armoricano Francés.
- 3) Nuevo proceso de "*rifting*" durante el Silúrico en la zona NO del Macizo Ibérico caracterizado también por un magmatismo bimodal con intercalaciones de secuencias

clásticas. No está claro si existe una relación diacrónica de este evento con el "rifting" inicial o que este proceso más reciente represente la apertura de un nuevo océano. Durante el Silúrico Superior (Quesada *et al.*, 1994) el margen continental estaría limitado por cuencas oceánicas al sur y al oeste (coordenadas actuales). Al sur de la primera cuenca se hallaría una zona continental, mientras que al noreste de la segunda cuenca se hallaría otra zona continental conectada a través del Arco Ibero-Armoricano con otros segmentos hercínicos europeos.

4) Subducción hacia el norte (coordenadas actuales) puesta de manifiesto por un vulcanismo calcoalcalino (basaltos a andesitas). Esta subducción que sería oblicua en el margen sur del terreno Autóctono Ibérico, daría lugar a: 1) la aparición de un arco en la ZOM; 2) una extensión tras-arco que originaría una cuenca oceánica joven próxima a la zona de subducción (BAOC); 3) cierre de esta cuenca que conduce a la obducción de la BAOB sobre el Autóctono Ibérico y la tectónica de escamas. Durante este periodo pre-colisional, el Terreno Acrecionario de Pulo do Lobo (PLAT) representaría, según Quesada *et al.* (1994), el relleno progresivo de la principal fosa oceánica con materiales fundamentalmente sedimentarios y rocas ígneas de caracteres oceánicos puros mediante cabalgamientos secuenciales hacia el norte, formando un prisma de acreción. Este periodo de subducción se desarrolló durante el Devónico inicial y no fue completado con certeza hasta el Tournaisiense/Viseense inicial.

5) La colisión continental tiene lugar inicialmente entre un promontorio (extremo NW del Terreno Autóctono Ibérico) y una placa continental al NW de éste (Baltica?, N-America?, Quesada, 1991) representada ahora por los terrenos exóticos continentales. Las evidencias más antiguas de dicha colisión se observan en el Terreno Surportugués durante el Devónico tardío/Carbonífero inicial, por un colapso transtensional del margen pasivo preexistente, acompañado por la erupción de las rocas volcánicas de la Faja Pirítica. Esta edad prueba la existencia de una superposición en el tiempo del proceso colisional con la subducción y, por consiguiente, una oblicuidad en la convergencia. En la ZOM los primeros eventos colisionales han sido datados como mínimo a 340 m.a. (Viseense inicial) (Dallmeyer *et al.*, en Quesada *et al.*, 1994).

Quesada *et al.* (1994) distinguen dos subestadios durante esta etapa colisional: I) una fase inicial dominada por un tectónica de salto en dirección sinistral (colisión oblicua **antes** del cierre de la cuenca) y II) una fase final con un componente mayor de imbricación cortical (colisión oblicua **después** del cierre de la cuenca). En ambos casos, existen notables diferencias entre la evolución tectonotérmica interna de las placa superior (ZOM y terrenos oceánicos acrecionados) e inferior (Terreno Surportugués).

La evolución de la placa superior durante la fase inicial de colisión se caracteriza por un periodo de intensificación de la deformación transpresional (D_2) con dos cinturones

donde esta deformación se acentúa: la ZCBC, al norte, y la zona de sutura al sur. La placa inferior se caracteriza por un colapso progresivo hacia el sur (coordenadas actuales) en condiciones transtensionales de la plataforma Surportuguesa (margen pasivo) con un relleno progresivo de las cuencas "pull-apart" de sedimentos terrígenos y rocas volcánicas bimodales. Los rasgos geoquímicos de estas rocas volcánicas son de series de intra-placa continentales, sin rasgos orogénicos (Munhà, 1983).

Durante el Viseense tardío se consume completamente la cuenca oceánica por una completa subducción, aunque continua la subducción del margen continental Surportugués bajo la ZOM. Las condiciones oblicuas continúan desarrollando una deformación de salto en dirección, pero el rasgo estructural más significativo de esta fase de colisión tardía es la intensificación de los procesos de imbricación cortical (D_3). A gran escala, la ZOM es obducida progresivamente hacia el Sur, sobre la ZSP y empujada, a la vez, contra el Autóctono Ibérico Central, originando un cabalgamiento hacia el norte sobre este último terreno. La placa Surportuguesa se caracteriza durante esta fase de colisión tardía por el desarrollo de un dominio de cabalgamientos y pliegues hacia el antepais "*foreland fold and thrust domain*". La obducción de la ZOM y los terrenos oceánicos acrecidos conducen a la formación de cuencas "*foredeep*" que son rellenas posteriormente por sucesiones de tipo flysch extraídas del frente de mantos que avanza. Estas sucesiones migran hacia el sur con el frente del cinturón de pliegues y mantos de "*thin-skinned*" que avanzan y desarrollado sobre un despegue basal localizado dentro de la sucesión de cobertera Paleozoica localizado en la ZSP.

El final de la colisión entre ZSP con ZOM después de la subducción completa del océano PLAT puede ser determinada a partir del relleno de las cuencas de antepais desarrolladas en ambas caras de la ZOM. Las sucesiones de flysch en las cuencas "*foredeeps*" de la ZSP culminan en el Westphaliense inicial en el suroeste de Portugal (Oliveira, 1990). El cabalgamiento norte de la ZOM sobre el resto del Terreno Autóctono Ibérico da lugar a la formación de otra más modesta y efímera cuenca de antepais (la cuenca de Los Pedroches, Gabaldon *et al.*, 1985). El relleno de esta última cuenca tiene lugar Viseense tardío/Namuriense basal).

1.3. El batolito de Los Pedroches

1.3.1. Antecedentes

Los primeros trabajos realizados en el batolito de Los Pedroches datan de mediados del siglo XIX (Le Play, 1834; Casiano Del Prado, 1855; Mallada, 1880, 1895; en Pérez Lorente, 1979). En estos trabajos, además de realizarse los primeros intentos de delimitación de esta megaestructura, se describen de forma sucinta algunas facies de granitoides que la

integran. Así, Le Play (*op. cit.*) describe mineralógicamente algunos afloramientos (Hinojosa del Duque, Belalcázar, Río Cuzna, etc.) y manifiesta que el granito presenta caracteres muy diferentes de unos lugares a otros. A este autor se debe la primera cartografía de facies graníticas realizada en la zona. Casiano Del Prado (*op. cit.*) realiza algunas correcciones del trabajo de Le Play (*op. cit.*) y describe algunos tipos de texturas dentro de los granitos. Mallada (*op. cit.*) establece los límites del batolito desde el río Zújar (Badajoz) hasta el noroeste de la provincia de Jaén. Distingue diversos tipos graníticos y realiza descripciones petrográficas detalladas.

Desde principios del presente siglo y, prácticamente, hasta finales de la década de los sesenta, los trabajos que aparecen en relación con el batolito están basados, en su mayor parte, en las mineralizaciones asociadas a los granitoides (Carbonell, 1916 y sig., en Fernández, 1987; Arribas, 1964; Márquez Triguero, 1966, etc.). Se realizan, también, durante este periodo las hojas geológicas de Don Benito y Villanueva de La Serena (Hojas nº 778 y nº 779, respectivamente) (Roso De Luna y Hernández Pacheco, 1951, 1956), donde destaca el *granito porfídico* de La Haba-Campanario. Arribas (*op. cit.*) realiza un estudio de los yacimientos de uranio en el sector de Cardeña (al este del batolito) y describe el *granito adamellítico* encajante y las variedades que presenta. Márquez Triguero (*op. cit.*), realiza una síntesis metalogenética del sector cordobés del batolito y distingue diversos tipos de granitoides: *granitos silíceos de biotita (con enclaves)*, *granito de dos micas (porfídico)* y *granito de dos micas más silíceo*.

Cabanas (1968) y Hernández Pacheco y Cabanas (1968) distinguen dos facies de granitoides en el sector cordobés del batolito: una *facies granodiorítica* y otra *adamellítica*, además de un cortejo filoniano importante, y hacen mención a la orientación observada en los enclaves (NO-SE). En la hoja geológica de El Viso (Hoja 858), aunque no diferencian ambas facies en la cartografía, sí representan las zonas donde el anfíbol está presente en la granodiorita.

Sánchez Cela y Aparicio (1969) realizan un estudio petrológico de los afloramientos graníticos localizados al Norte de la provincia de Jaén (Zonas de Santa Elena y Linares, sector oriental del batolito de Los Pedroches. Los afloramientos están constituidos, según estos autores, por adamellitas, granodioritas y tonalitas biotíticas de grano grueso a medio y destacan como característico de estas rocas la presencia de abundantes "diferenciaciones microcristalinas más básicas (gabarros)". En relación con el metamorfismo de contacto, no lo consideran producido por la intrusión granítica, sino por las inyecciones filonianas metalíferas posteriores a la consolidación e intrusión del granito.

Defalque *et al.* (1971) realizan un estudio petrológico y de las mineralizaciones existentes en un sector comprendido entre Pozoblanco y Cardeña. Diferencian diversos tipos de granitoides (granito con enclaves de Pozoblanco, granito de Cerro Gordo, granito porfiroide de Castillo, etc.), y describen también algunas rocas dioríticas en el área de Venta

de Azuel. Atribuyen a los enclaves un origen debido a procesos de asimilación de rocas básicas preexistentes.

Ramírez (1972) en la memoria explicativa de la hoja de Castuera distingue las diversas rocas ígneas del sector occidental del batolito y diferencia: granitos y adamellitas de La Haba-Magacela (porfídicos y con diversas facies según el tamaño de grano), granodioritas de Quintana (con enclaves) y pórfidos tonalíticos.

Tamain (1972) distingue tres facies graníticas en la zona oriental del batolito, que en orden de intrusión son las siguientes:

- 1) Facies de borde, constituida por granodioritas biotíticas con fenocristales de plagioclasa y ortosa. Uno de los rasgos más característicos de esta granodiorita es la presencia de enclaves, productos, según este autor, de asimilación de material encajante.
- 2) Granito biotítico, que divide en dos subfacies: un granito porfiroide de grano grueso a medio con fenocristales de ortosa y un granito ligeramente porfiroide de grano fino que pasa gradualmente a los granitos de dos micas.
- 3) Granito de dos micas que se caracteriza por no ser porfídico y por mostrar moscovita abundante.

Este autor considera que existen transiciones graduales entre las facies de borde y los granitos biotíticos.

Saupé (1973) hace mención de las unidades existentes entre Alcaracejos y Santa Eufemia y diferencia:

- 1) una granodiorita (facies central) similar a la descrita por el mismo autor en Fontanosas y muy homogénea en relación con su aspecto desde Venta Azuel a Alcaracejos (Córdoba).
- 2) y un granito pegmatítico de Santa Eufemia.

Los enclaves existentes en la granodiorita tienen un gran parecido con los que halla en el stock de Fontanosas y menciona la existencia de un enclave complejo: "*dans une enclave porphyroïde banale avec phénocristaux de feldspath, se trouve une enclave homogène plus sombre*" (Se trataría probablemente de un enclave doble).

Martín Ramos y Rodríguez Gallego (1975) realizan un estudio de la granodiorita biotítica cerca de Venta de Azuel (Córdoba), y observan cómo las biotitas y los enclaves

"enalógenos" aparecen según planos y líneas de flujo. Para estos autores, la intrusión de esta granodiorita tuvo lugar después de la fase principal de plegamiento hercínico, con una temperatura de intrusión superior a 700°C, lo que produce un metamorfismo de contacto en facies corneanas hornbléndicas. La interpretación de los rasgos texturales de estos enclaves viene condicionada por la génesis que les atribuyen (asimilación de material encajante). Así consideran a los fenocristales de plagioclasa como "fenoblastos", observan cómo alrededor del "xenolito" se forma una aureola de reacción ácida procedente de él y una capa más externa de melanocratos cuyo origen asocian a un empuje mecánico del "frente ácido" de los cristales de biotita que flotaban en la masa magmática. Dentro del "xenolito" se forman, según los autores, melanocratos (biotita y anfíbol) de acuerdo con su primitiva composición química.

Saavedra *et al.* (1974) caracterizan geoquímicamente el sector oriental del batolito de Los Pedroches como de tendencia silicopotásica, desde un extremo de carácter granodiorítico hasta otro granítico, y diferencian dos subgrupos de diferente basicidad y con relaciones transicionales:

Subgrupo I: de carácter más básico (granodiorítico), con mayor cantidad de ferromagnesianos (biotita) y anortita. Posee una disposición hacia el centro del batolito.

Subgrupo II: de carácter menos básico (adamellititas y granitos), con descenso de los minerales antes citados y aumento de feldespato potásico. Se disponen hacia el borde.

Observan hacia el borde una microclinización de la plagioclasa y desarrollo de moscovita a expensas de biotita, concentración de feldespato y aparición de cordierita como evidencia de asimilación de la roca encajante.

Sánchez Cela y Gabaldón (1977 y 1978) realizan las hojas geológicas de Zalamea de la Serena y Monterrubio de la Serena (Hojas nº831 y nº832, respectivamente). En relación con el batolito de Los Pedroches describen, como tipos mayoritarios, las granodioritas y adamellititas que presenta en el sector. Asociados a éstas aparecen, en la hoja de Monterrubio de La Serena, pequeños afloramientos, muy discontinuos, de aplitas, pegmatitas, brechas silíceas y aplitas turmaliníferas. Observan, también, unas granodioritas-cuarzodioritas anfibólicas en los bordes del batolito que interpretan como "*xenolitos en vías de transformación*". En la hoja de Zalamea de La Serena distinguen, además, algunas rocas básicas. Como característica importante de los granitos *s.l.* señalan la presencia de una aureola de contacto que se manifiesta de forma diferente según la litología del encajante y su edad. En relación con la edad del emplazamiento, la consideran post-Carbonífero Inferior, ya que afectan a materiales de esa edad.

Pérez Lorente (1979) realiza una descripción microscópica de la granodiorita en el contacto sur del batolito, y señala la presencia de **hornblenda**. La biotita la considera, a

veces, producto de reacción del anfíbol. Hace referencia, además, a las zonaciones complejas que muestran las plagioclasas. En cuanto a las rocas producto de metamorfismo de contacto las considera pertenecientes a las facies de corneanas hornbléndicas.

Desde inicios de la década de los ochenta y hasta la actualidad, los trabajos que se han realizado relacionados con los granitoides han intentado establecer las relaciones existentes entre los diversos grupos que conforman el batolito. Durante este periodo se han desarrollado dos hipótesis petrogenéticas diferentes que intentan explicar dichas relaciones.

Hertrich (1980) diferencia en el sector de Venta Azuel-Conquista (Córdoba) dos facies graníticas principales:

1) La granodiorita de Venta de Azuel que se presenta como una roca bastante homogénea petrográfica y geoquímicamente. Señala que es similar a la descrita en los *stocks* granodioríticos de Santa Elena (facies con biotita), de Fontanosas y de Garlitos y con la granodiorita de Quintana. Dentro de estas facies distingue otras dos de menor importancia: la granodiorita de la Marijuana, de mayor contenido en biotita, y la microgranodiorita del norte de Conquista, similar a la granodiorita, pero más alterada que ésta. Atribuye a los enclaves un origen restítico debido a los restos de esquistosidad y estratificación que se manifiestan por la orientación de los minerales.

2) El granito porfídico de La Piedra de La Troje es petrográfica y geoquímicamente menos homogéneo que la granodiorita. Presenta una textura masiva y está compuesto por cuarzo, feldespato y biotita. Constituye la facies principal del sector oriental del batolito.

Estas dos facies aparecen cortadas por numerosos diques riolíticos y riodacíticos. La composición química de las riodacitas es muy similar a la que presenta la granodiorita de Venta-Azuel, con un contenido ligeramente superior en SiO_2 , Na_2O , K_2O , Ba y Sr.

Prost-Dame (1980) distingue en la región de Castuera tres formaciones graníticas, que en orden de intrusión son las siguientes:

1) La *granodiorita leucocrática de Las Cabezas*, cuya edad radiométrica, en base a dataciones K/Ar efectuadas por Bellon *et al.* (1979), es de 330 ± 17 m.a. Esta facies aparece en tránsito gradual con su roca huésped, la granodiorita de Quintana, y es más leucocrática y de grano más fino que ésta. Otro de los rasgos macroscópicos que la diferencia es la ausencia de enclaves.

2) La *granodiorita de Quintana*, de gran homogeneidad químico-mineralógica, se caracteriza por mostrar numerosos enclaves básicos de pequeño tamaño (10 cm.) en el centro del batolito, aunque éste aumenta hacia la periferia, donde pueden llegar a

alcanzar los 60 cm. Presentan éstos una forma ovoide, y estan alargados según la dirección general de orientación de los minerales (N110°E-N120°E). Observa, aunque muy raramente, algunos *schlieren*. Posteriormente añade: "*Au lieu dit La Parte se trouve un petit massif microgrenu porphyrique de couleur grise foncée, de composition granodioritique à tonalitique, se présentant comme une grosse enclave dans la granodiorite de Quintana. Il mesure environ 1400 m de longueur, 700 m de largeur et présente une forme assez contournée...*" "*...on retrouve de petites enclaves du massif microgranodioritique dans son encaissant, à quelques mètres du contact.*". Atribuye a este pequeño macizo un origen anterior a la roca huésped.

Esta autora realiza un detallado estudio de las plagioclasas de esta granodiorita. Distingue en esta fase mineral tres zonas bien diferenciadas: 1) un núcleo de composición anortítica variable (An_{45} - An_{35}) y con zonaciones complejas. 2) una corona más sódica (An_{35} - An_{20}) y con una zonación normal sin oscilaciones y 3) una aureola reaccional en contacto con el feldespato alcalino con formación de texturas mirmequíticas. Sobre el origen de la zonación oscilatoria de estas plagioclasas, acepta como hipótesis más plausible la de Harloff (1927) y Hills (1936) que atribuyen estas zonaciones a la *alternancia de sobresaturaciones y déficits de anortita producidas alrededor del cristal de plagioclasa durante su crecimiento*.

3) El granito monzonítico de Campanario, que constituye la tercera de las facies graníticas diferenciada, es más leucocrático que la granodiorita de Las Cabezas, posee megacristales de feldespato potásico (hasta 10 cm.) y no muestra enclaves.

A partir del estudio geoquímico de estas facies, Prost-Dame (1980) llega a la conclusión, aunque con reservas, de que las granodioritas se sitúan en una misma línea evolutiva, y señala que podrían derivar de un mismo magma que sufrió durante su evolución una cierta transformación por procesos de contaminación cortical. El monzogranito se apartaría de esta línea y procedería de un magma más pobre en Ba, Sr y V y más rico en Rb. Considera a la granodiorita de Quintana como tardi a post-F I y al monzogranito de Campanario como post-tectónico.

Eraso (1980), Eraso y Garrote (1984) y Garrote *et al.* (1985) diferencian en el área comprendida entre Cardena y Villanueva de Córdoba tres tipos de granitoides esenciales, que de más antiguos a más recientes son:

1) una granodiorita biotítica con numerosos enclaves microgranudos, similar a las descritas anteriormente por otros autores. Los enclaves microgranudos corresponden a tonalitas y cuarzodioritas.

2) un granito biotítico porfídico o granito con fenocristales de feldespato potásico de autores previos, en el que diferencian dos subtipos en función del tamaño de estos

fenocristales (de grano grueso y de grano fino) con relaciones transicionales entre ambos. Aunque manifiestan la existencia de un contacto intrusivo en relación con la granodiorita, al sur de Cardeña observan también contactos gradacionales de la facies de grano grueso con la granodiorita.

3) un granitode dos micas, que aparece asociado, esencialmente, con el granito biotítico porfídico de grano fino. Distinguen también dos subfacies en función del tamaño de grano (de grano fino y de grano medio) con transiciones entre ambas.

Además de estos tres tipos fundamentales diferencian diversas manifestaciones filonianas (rocas porfídicas ácidas, aplitas, pegmatitas y lamprófidos).

A partir del estudio geoquímico de elementos mayores (en enclaves y en granitoides) *admiten la existencia de una tendencia de diferenciación continua para todo el magmatismo, y sugieren una secuencia de intrusiones sucesivas desde términos básicos hasta otros más ácidos, siendo estos últimos constituyentes centrales de un batolito zonado.* Señalan que el contacto entre el granito de dos micas y el granito biotítico porfídico es neto, lo que sugiere para los autores un episodio claramente diferenciable, mientras que el contacto entre el granito biotítico porfídico y granodiorita es, al menos en el sector sur, gradual en algunos puntos. Consideran un metamorfismo de contacto en relación con estos granitoides en facies corneanas hornbléndicas.

Arriola *et al.* (1985) estudian el batolito en el área de Esparragosa de La Serena (Badajoz), y distinguen diversos tipos de rocas plutónicas, desde gabros y dioritas, en cuerpos de extensión reducida y, según los autores, distribuidos irregularmente a modo de enclaves dentro de la granodiorita (Granodiorita de Zalamea), hasta granitos. Las dioritas tienen como componentes esenciales anfíbol marrón, plagioclasa y piroxeno; mientras que los gabros poseen piroxeno augítico (con texturas de desmezcla) y plagioclasas muy cálcicas.

Describen, además de las facies características del batolito y citadas por autores previos, una granodiorita con ortopiroxeno (hiperstena) parcialmente transformado a anfíbol y unas "zonas de mezcla" con estructura "agmatítica" constituida por apófisis de granodiorita porfídica en la granodiorita de Zalamea. En relación con el metamorfismo de contacto, la paragénesis que observan indica condiciones de grado medio.

Pascual (1984) distingue en el sector de Hinojosa del Duque-Santa Eufemia dos tipos de rocas plutónicas: una granodiorita, uniforme composicionalmente, similar a la descrita en otras áreas (Granodiorita de Los Pedroches) y un *stock* más septentrional (Santa Eufemia) de granodiorita con megacristales de feldespato alcalino (de cristalización precoz).

En la secuencia de cristalización de la granodiorita de Los Pedroches, localmente incluye a anfíbol. Atribuye a los enclaves presentes un origen ligado al metamorfismo de

contacto de bloques de encajante, y observa en algunas zonas enclaves constituidos por fibras de sillimanita, fibrolita, biotita, andalucita y hercinita que podrían estar relacionados con la zona de generación del magma (restitas).

Sitúa el metamorfismo de contacto relacionado con la granodiorita de Los Pedroches en condiciones de grado medio (facies de corneanas hornbléndicas), y señala que la paragénesis metamórfica original ha sido retrogradada en los contactos debido a la circulación de fluidos tardíos (presencia de micas blancas en la aureola interna del batolito). Este metamorfismo es posterior a la esquistosidad S1, ya que los cristales de cordierita aparecen rotados durante la fase de crenulación (pre-S2).

García Casco (1986), García Casco y Pascual (1987), García Casco *et al.* (1987) y García Casco *et al.* (1989) realizan un estudio petrográfico, estructural y geoquímico del plutón monzogranítico peraluminico de Santa Eufemia y desarrollan posteriormente un intento de caracterización de las unidades plutónicas integrantes del batolito.

En el plutón de Santa Eufemia diferencian, esencialmente, dos grupos de rocas plutónicas:

Grupo I: monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos.

Grupo II: leucogranitos cordieríticos de tendencia aplítica.

Las rocas del grupo I presentan tres tipos de facies de variación: una facies común (con megacristales de feldespato potásico y de grano grueso), una facies de borde (con una matriz de tamaño de grano más fino que la facies común) y una facies intermedia o porfídica de grano medio-fino con pocos fenocristales.

Las rocas del grupo II aparecen en pequeñas masas y diques con contactos intrusivos y gradacionales con el monzogranito.

Sólo las rocas del grupo I presentan enclaves, siendo los tipos porfídicos ácidos y biotíticos (biotita-plagioclasa-cordierita) los más abundantes. Señalan que estas rocas no tienen ninguna relación textural y mineralógica con las granodioritas de Los Pedroches.

Basándose en datos geoquímicos de los enclaves biotíticos y los monzogranitos, sugieren un origen restítico para estos enclaves.

Consideran al plutón como resultante de la evolución de un magma monzogranítico producto de fusión parcial de una fuente metasedimentaria (pelítica con ausencia de moscovita) con heterogeneidades composicionales derivadas de la mezcla de un fundido no mínimo y material restítico reequilibrado (cordierita-biotita) durante la evolución del mismo.

Los leucogranitos son interpretados como segregados del monzogranito que han sufrido un sobreenfriamiento (textura aplítica) por pérdida de fluidos. La circulación de éstos es responsable de los procesos tardimagmáticos de removilización de elementos incompatibles y cristalización de fases tardimagmáticas como moscovita e influye en la formación de venas periplutónicas de cuarzo-wolframio-arsenopirita (García Casco et al., 1988).

Establecen, para todo el batolito, la existencia de dos asociaciones o series magmáticas dominantes (según Debon y Le Fort, 1982), entre las que existe una falta de relación geoquímica. Estas asociaciones son:

- 1) Asociación alúmino cafémica o serie post-colisional de tipo I caledoniano (granodioritas biotíticas + anfíbol).
- 2) Asociación alumínica o serie tardiorogénica de tipo S (monzogranitos biotíticos y leucogranitos).

Sánchez Pérez (1986), Sánchez Pérez *et al.* (1987) y Sánchez Perez *et al.* (1989) realizan un estudio de una transversal SW-NE que pasa por Pozoblanco. Estos autores distinguen dos unidades litológicas esenciales: la granodiorita de Los Pedroches y los granitos del plutón de El Guijo y hacen alusión al cortejo filoniano asociado a ambos.

En la granodiorita diferencia tres unidades: una común de mayor extensión, una variedad de grano fino y otra orientada, localizada hacia los bordes, producto del emplazamiento forzado en zonas de borde.

En los granitos del plutón de El Guijo distinguen dos tipos de tendencia porfídica, uno de grano grueso y otro de grano fino, con megacristales de feldespatos alcalinos.

A partir del estudio geoquímico consideran a ambas unidades como producto de una evolución magmática continua desde granodioritas a monzogranitos. Estos últimos son derivados de procesos de diferenciación. El conjunto constituye una asociación cafémica de tipo calcoalcalino.

Los datos geotermométricos realizados señalan una temperatura de cristalización de 850 a 650°C para la granodiorita y de 600 a 500°C para el granito de grano grueso.

Fernández (1987) distingue en el sector de El Guijo diversas facies constituyentes del batolito: la granodiorita de Los Pedroches y, en el plutón de El Guijo, diferencia un granito biotítico porfídico de grano medio-grueso, un granito biotítico porfídico de grano fino y un leucogranito cordierítico de tendencia aplítica. Considera a la granodiorita de Los Pedroches como de posible origen híbrido I-S (por desviaciones importantes en la relación $Al/(Na+K+Ca/2)$ hacia valores típicos de granitos S y por la presencia de corindón

normativo). Ésta sería producto de la mezcla de un magma diorítico-gabroico con refundidos de diferentes rocas corticales a niveles más altos. El magma intermedio originado evolucionaría según mecanismos de cristalización fraccionada. Con respecto al plutón de El Guijo lo considera como un granito tipo S generado por procesos de fusión de materiales derivados de una corteza metasedimentaria. Señala finalmente la inexistencia de mezcla entre ambas unidades, puesto que no se observan bordes híbridos entre éstas, ni "trends" de variación continuos.

Larrea *et al.* (1988) estudia la parte más oriental del batolito (Virgen de La Cabeza-Jaén) y describe varias unidades principales de rocas ígneas: granodiorita de El Humilladero, un granito biotítico con dos facies: una de grano grueso-medio y otra de grano fino (con cordierita y andalucita) y leucogranitos moscovíticos y de dos micas, junto a los diques existentes en el sector. El grupo de granitos porfídicos y leucogranitos presentan caracteres geoquímicos afines, que, junto con las relaciones de campo, indicarían un origen a partir de un magma único. La granodiorita, en menor cantidad en el área, posee un "gap" composicional con el conjunto granítico. Manifiesta que con los datos de campo y geoquímicos *no es posible atribuir un origen comagmático para ambas unidades, aunque es más probable la existencia de dos familias de magmas con diferentes orígenes en el área estudiada.*

Carracedo *et al.* (1989) a partir de diversas muestras del sector centrooriental del batolito realiza análisis de Tierras Raras y ponen de manifiesto un enriquecimiento progresivo de éstas desde las granodioritas hasta los granitos porfídicos que evidenciaría, según los autores, un proceso de cristalización fraccionada progresiva a partir de un magma único de composición granodiorítica. La existencia de "gaps" composicionales y contactos netos indicaría que la fraccionación ha sido previa al emplazamiento de los granitos; mientras que en las zonas con contactos graduales el proceso de fraccionación se produciría en un nivel muy próximo al del emplazamiento.

Castro (1990) es el único autor que, hasta el momento, ha realizado un estudio específico de los enclaves microgranulares asociados a la facies granodiorítica dominante del batolito de Los Pedroches, en el sector occidental del mismo (plutón de Quintana). Agrupa los enclaves en tres grupos principales que presentan caracteres transicionales. Dos de estos grupos son, por tanto, términos extremos y el tercero es un tipo intermedio entre ambos. Dichos tipos son:

- 1) E. tonalíticos porfídicos de grano fino (PT). Es una variedad extrema que está compuesta por fenocristales de plagioclasa y biotita y algunos agregados de hornblenda, dentro de una matriz de grano fino. Presentan contactos netos con la granodiorita huésped.

2) E. ricos en agregados de hornblenda, con menor contenido en plagioclasa y biotita (HP). Es el otro término extremo. Presentan contactos difusos con la granodiorita.

3) E. transicionales (ET). Constituido por las variedades intermedias. Muestran fenocristales de plagioclasa y agregados de hornblenda en una matriz idéntica a la de los enclaves PT.

Del estudio petrográfico deduce, entre otras, las siguientes interpretaciones: a) la transición desde tonalitas a tipos ricos en hornblenda puede ser debida a procesos de diferenciación magmática a partir de un magma máfico, b) la matriz de los enclaves porfídicos presenta rasgos texturales indicativos de un origen por enfriamiento brusco. c) la cristalización en los enclaves PT y TR ocurre en varias etapas. d) diversas fases (plagioclasa, biotita y hornblenda) pueden tener un origen común en enclaves y granodiorita huésped. En los diagramas de variación de los elementos mayores frente a la sílice realizados para enclaves y granodioritas, observa buenas correlaciones rectilíneas.

A partir de los datos petrográficos y geoquímicos sugiere que la mezcla ("mingling") de cristales (y, probablemente, una mezcla química difusiva o "mixing") entre un magma félsico y un magma máfico diferenciado, es el proceso implicado en la génesis de la granodiorita de Quintana.

I.3.2. Rasgos geológicos generales del Batolito de Los Pedroches.

El batolito de los Pedroches es una importante alineación magmática hercínica que se extiende a través de 200 Km., con unos 15 Km. medios de anchura, desde las proximidades de Linares (Jaén) hasta la comarca de La Serena (Badajoz) (Fig. 2).

De los diversos trabajos referidos anteriormente, los tipos litológicos mayoritarios en el batolito de Los Pedroches, en orden de intrusión, lo constituyen, salvo algunas excepciones y como señalan García Casco *et al.* (1987):

Granodioritas biotíticas $\pm$ anfíbol de grano medio.

Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos de grano medio a grueso.

Leucogranitos cordieríticos de tendencia aplítica.

Además de estas rocas existen otras de naturaleza más básica (gabros, dioritas, granodioritas con ortopiroxeno, etc.) (Arriola *et al.*, 1985) o más ácida (granodiorita de las Cabezas) (Prost-Dame, 1980), pero, en ambos casos, muy poco representadas. Junto con estas rocas, aparece un conjunto de pórfidos (ácidos a intermedios), aplitas y diabasas.

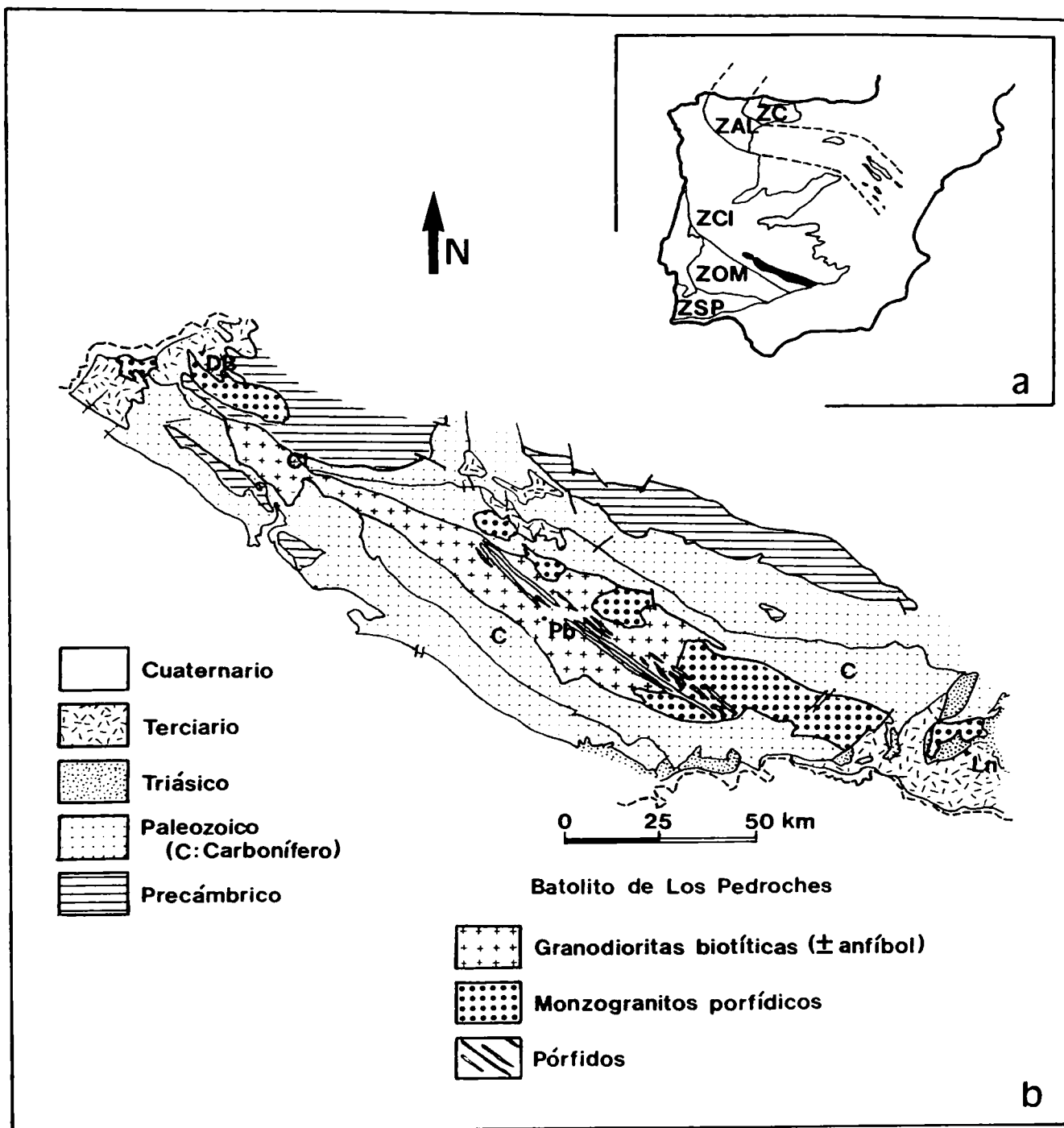


Fig 2.

El encajante de estas rocas en la zona de estudio lo constituye los materiales del Carbonífero inferior, aunque hacia el noroeste atraviesa toda la serie paleozoica infrayacente al Carbonífero, encajando, también, en materiales pertenecientes al Precámbrico (Complejo Esquisto-grauváquico, principalmente). Estos materiales presentan un metamorfismo de bajo grado relacionado con la primera fase de la Orogenia Hercínica.

En relación con las fases de deformación regionales, las granodioritas y monzogranitos son posteriores a la primera fase de deformación, ya que ambas rocas cortan la estructura regional y fosilizan la foliación que se origina durante esta fase. Respecto a la segunda fase de deformación, la facies granodiorítica es anterior a la misma y los monzogranitos son contemporáneos, ya que, según Pascual (1984), la cordierita I, producto del metamorfismo de contacto de la granodiorita, crece en condiciones estáticas post S1 y pre-S2; mientras que la cordierita II, relacionada con los monzogranitos, crece sobre la cordierita I en condiciones dinámicas, encontrándose ambas rotadas. Castro (1989) basándose en la orientación de los constituyentes de la granodiorita del plutón de Quintana (borde NW del batolito de Los Pedroches), señala que ésta es sincinemática con la segunda fase de deformación regional.

El metamorfismo de contacto originado por la granodiorita y el monzogranito alcanza el grado de corneanas hornbléndicas (Martin Ramos y Rodríguez Gallego, 1975; Prost-Dame, 1980; Pascual, 1984), aunque en algunas zonas han sido descritas asociaciones de mayor grado con feldespato potásico-cordierita (Prost-Dame, 1980; García Casco, 1986). La profundidad de intrusión de estos materiales no debe de ser superior a los 4 Km. como manifiesta Pascual (1984).

Las determinaciones radiométricas efectuadas hasta el presente mediante análisis K/Ar (Penha y Arribas, 1974; Bellon *et al.*, 1979) son escasas y, como señalan García Casco (1986) y Serrano Pinto *et al.* (1987), contradictorias con los datos geológicos regionales, ya sean éstos referentes a las edades de intrusión como a la secuencia temporal de intrusiones. Estas edades comprenden desde 295 ± 15 m.a. hasta 342 ± 17 m.a. para la granodiorita biotítica y desde 291 ± 15 m.a. hasta 305 ± 10 m.a. para el monzogranito (datos recalculados). La granodiorita de Las Cabezas posee una edad según Bellon *et al.* (1979) de 342 ± 17 m.a.

Como se deduce de lo anteriormente expuesto, en los últimos años el problema se ha centrado en determinar las relaciones existentes entre las facies ígneas principales. Mientras que algunos autores (Eraso y Garrote, 1984; Sanchez Perez, 1986; Carracedo *et al.*, 1989) consideran una única serie de variación continua desde términos granodioríticos hasta graníticos mediante un proceso de cristalización fraccionada, otros (Prost-Dame, 1980; García Casco, 1986) admiten la existencia de una desconexión genética entre las granodioritas (serie alumino-cafémica) y los términos graníticos (serie aluminica).

La granodiorita biotítica de Los Pedroches, a diferencia de los otros grupos ígneos mayoritarios en la zona, ha sido considerada más escuetamente en los diversos trabajos

citados con anterioridad, aunque, recientemente, ha sido tratada con mayor amplitud (Sanchez Perez, 1986; Fernandez, 1987). En relación con los enclaves que presenta esta granodiorita, la mayoría de autores han manifestado un origen por asimilación del encajante, sin diferenciar los diversos tipos de enclaves que pueden hallarse. En la actualidad sólo existe un único trabajo específico relacionado con el grupo de enclaves mayoritario en el sector (los enclaves microgranitoides) (Castro, 1990), sin que se haya realizado hasta el momento una clasificación de los diversos grupos existentes.

Con respecto a los enclaves microgranitoides la tendencia mundial es aceptar un origen ígneo de los mismos en contraposición al origen restítico que proponen diversos autores. El único trabajo específico relacionado con éstos considera como probable causa del origen de los mismos la existencia de una mezcla ("mixing") entre un magma básico diferenciado y un magma félsico (Castro, 1990).

I.4. Enclaves microgranitoides como herramientas en la petrogénesis de granitoides: tipología y principales hipótesis genéticas.

El término "*enclave*" (Lacroix, 1890; en Didier, 1973) se utiliza para designar a todos los cuerpos materiales incluidos dentro de una roca ígnea y que difieren de ésta en determinados rasgos (Didier, 1973). Desde el punto de vista genético se han diferenciado cuatro grandes grupos de enclaves: 1) **enclaves xenolíticos** o fragmentos de materiales derivados del encajante en las proximidades del nivel de emplazamiento ("*epixenolith*", Goodspeed, 1947; en Didier, 1973) o procedentes de niveles más profundos, pero no relacionados con el área de generación de los granitoides ("*hypoxenolith*", Goodspeed, 1947; en Didier, 1973), 2) **enclaves restíticos** o residuos de la fusión de protolitos corticales, 3) **enclaves acumulados** o fragmentos procedentes de la ruptura de los productos de un proceso de cristalización fraccionada y 4) **enclaves microgranitoides** (en sent. de Vernon, 1983) de origen ígneo (*no restítico*), coetáneos con su roca huésped (*no xenolítico*), pero sin una clara textura acumulada (*no acumulado*). El estudio de todos estos tipos de enclaves es utilizado actualmente como una de las principales herramientas para conocer la génesis y evolución de los granitoides huéspedes (**Granites and their enclaves**, Didier y Barbarin Eds., 1991). Existen numerosos trabajos monográficos y recopilatorios sobre los diversos tipos de enclaves (Didier, 1973, 1987; Vernon, 1983, 1984; Barbarin y Didier, 1991), se describen seguidamente aquellos rasgos más significativos de cada uno de los tipos anteriores.

I.4.1. Enclaves xenolíticos ("*enclaves enallogènes*" según Lacroix, 1893; "*xenoliths*" según Sollas, 1894; en Didier, 1973)

Aunque los caracteres de estos enclaves pueden diferir según su procedencia y naturaleza, se pueden citar una serie de rasgos comunes a todos ellos: 1) se hallan

comúnmente concentrados hacia los márgenes del plutón, 2) poseen una morfología angular, 3) tienen una textura granoblástica y, en algunas ocasiones, pueden mostrar un bandeo, aunque este último rasgo es más común en aquellos xenolitos derivados de rocas meta-sedimentarias, 4) las asociaciones minerales y la composición química que presentan son diferentes a las que posee el granitoide huésped. Así, los xenolitos que proceden de niveles más profundos pueden poseer minerales relictos de alta presión y pueden presentar evidencias de reacción con el magma que los incluye y 5) el circón posee una forma irregular y redondeada (Didier, 1973).

La presencia de xenolitos indica que el granitoide huésped cristalizó a partir de un magma caliente inyectado en la corteza media a superior (Barbarin y Didier, 1991). La presencia de xenolitos en varios estados de digestión y la existencia de "*isotopic mixing curves*" en determinadas áreas graníticas han llevado a sugerir la posibilidad de contaminación del granitoide por asimilación parcial de los xenolitos (Wall *et al.*, *op. cit.*).

I.4.2. Enclaves restíticos

Los enclaves restíticos representan el residuo de fusión de rocas corticales, por lo que su presencia sugiere la participación de un protolito cortical en la génesis de los granitoides huéspedes. No obstante, aunque son muy comunes en diversos tipos de granitos (principalmente en granitoides anatócticos autóctonos) su escasa o prácticamente nula presencia en granitoides calcoalcalinos epizonales no implica que pueda descartarse una contribución cortical en la génesis de estos últimos (Vernon, 1983). Los rasgos mineralógicos y texturales de estos enclaves están en relación con aquellos que presenten las rocas del área fuente (áreas metamórficas de alto grado). Wall *et al.* (1987) señalan como caracteres más importantes: a) textura granoblástica, b) fábricas foliadas, c) asociaciones de minerales refractarios de alta temperatura y, relativamente, anhídros, d) paragénesis de presiones superiores a las del nivel de emplazamiento, e) composiciones pobres en sílice y álcalis y f) un cierto grado de compatibilidad química con el granito que los incluye. Algunos rasgos mineralógicos y texturales pueden sufrir un reajuste debido a las menores temperaturas y presiones y al mayor contenido en agua existentes en zonas próximas al nivel de emplazamiento.

Los enclaves restíticos derivados de metasedimentos estarían compuestos, principalmente, por: cuarzo, granate, cordierita, biotita, distena, sillimanita, hercinita, plagioclasa cálcica y feldespato potásico. La hiperstena se hallaría en las variedades menos aluminicas y el corindón en rocas pobres en sílice.

Las variaciones químicas controladas por restitas de un mismo área fuente serían similares a las halladas para mezcla de magmas y originarían, por tanto, patrones lineales. Las variaciones isotópicas también serían coherentes entre restitas y granitoides huéspedes, siempre que se consideren a éstas procedentes del mismo área fuente.

I.4.3. Enclaves acumulados

Estos enclaves resultan de la ruptura de productos de fraccionamiento (Platevoet y Bonin, 1991).

I.4.4. Enclaves microgranitoides ("enclaves microgrenues", "mafic inclusions")

El estudio de los enclaves microgranitoides (*sensu* Vernon, 1983) es utilizado actualmente como una de las principales herramientas para conocer la génesis y evolución de los granitoides huéspedes (*Granites and their enclaves*, Didier y Barbarin Eds., 1991). Su presencia es considerada comúnmente como indicadora de procesos de hibridación de magmas derivados del manto y fundidos más ácidos inducidos por la inyección de los primeros en dominios corticales (Dorais *et al.*, 1990; Castro *et al.*, 1990; Poli y Tomasini, 1991; Barbarin y Didier, 1991). Según esta hipótesis, los enclaves microgranitoides representarían glóbulos híbridos de tales fundidos que posteriormente son sobreenfriados al entrar en contacto con el fundido más ácido (Vernon, 1983, 1984).

Han sido descritos comúnmente en plutones granitoides epizonales metalumínicos y peralumínicos (Vernon, 1983, 1984) y no han sido observados en granitos anatócticos, asociados a migmatitas, donde los enclaves son generalmente de origen restítico (Fershtater y Borodina, 1977, 1991).

Sin embargo, a pesar de que sus rasgos texturales y geoquímicos son básicamente similares en todas las áreas estudiadas (Vernon, 1991), no existe un consenso general sobre su génesis. Los rasgos petrográficos y composicionales que poseen los enclaves microgranitoides (EM) son básicamente similares en todas las áreas.:

- a) Son más oscuros y de grano más fino que el granitoide que lo incluye (Phillips, 1880; Didier, 1973; Vernon, 1983).
- b) Poseen la misma composición mineralógica que el granitoide huésped, pero en proporciones diferentes (Barbarin y Didier, 1991).
- c) Muestran una textura típica de rocas ígneas de grano medio a fino (Vernon, 1983, 1984).

La existencia de dicha textura ígnea es utilizada como argumento en contra de un origen restítico de estos enclaves, tal y como sugieren White y Chappell (1977).

La textura ígnea de los enclaves microgranitoides (EM) fue, sin duda, el rasgo más importante utilizado por de Vernon (*op. cit.*) *versus* un origen restítico ("*Restite Hypothesis*") propugnado, entre otros, por White y Chappell (1977) para este tipo de enclaves.

No obstante, la evaluación de otras posibilidades que expliquen dicha naturaleza ígnea y permitan, al mismo tiempo, superar las limitaciones de los dos modelos anteriores es poco frecuente, aunque existen en la literatura: acumulaciones derivadas de los márgenes parcialmente enfriados y cristalizados de un granitoide (Didier, 1973; Phillips *et al.*, 1981), segregaciones de minerales precoces (Fershtater y Borodina, 1976), fundidos corticales más profundos intruidos con posterioridad en el granitoide huésped (Eberz *et al.*, 1990), etc. a pesar de mostrar en numerosas ocasiones poco contraste isotópico con su roca huésped (Pin *et al.* 1990).

Vernon (1983, 1984) realiza una detallada descripción de los caracteres macroscópicos y microscópicos más comunes que presentan estos enclaves. De estos rasgos destacamos, como más significativos, los siguientes:

- 1) Constituyen el grupo más numeroso de enclaves existente en granitoides epizonales ("I" y "S").
- 2) No aparecen representados en el encajante del granitoide y su abundancia no se relaciona con la cercanía al contacto con éste. A veces aparecen densamente concentrados en alineaciones ("*swarms*") de enclaves dentro de la facies huésped.
- 3) Presentan, generalmente, una forma redondeada a ovoide que se hace más alargada hacia los márgenes del plutón, donde el granitoide huésped muestra una importante foliación de flujo. Estos enclaves no poseen evidencias de deformación y recrystalización, por lo que la extensión de los mismos se efectuó en condiciones magmáticas.
- 4) Son de grano más fino y más oscuros que el granitoide huésped y poseen una textura variable, aunque lo más frecuente es hallar fenocristales idiomorfos de plagioclasa (con zonaciones complejas) y, rara vez, de biotita, hornblenda y cuarzo incluidos en una matriz de biotita, plagioclasa y hornblenda con cuarzo y feldespato alcalino como fases intersticiales. Algunos enclaves pueden mostrar un borde con un tamaño de grano más fino y más rico en fases máficas (biotita y anfíbol) (borde frío). En la matriz también existe abundante apatito acicular que caracteriza un enfriamiento brusco del medio (Wyllie *et al.*, 1962).
- 5) Las asociaciones minerales son similares a las que muestra el granitoide huésped, aunque las proporciones y composiciones que presentan estas fases difieren de un medio a otro.

6) Se han hallado numerosas evidencias estructurales y texturales que sugieren un flujo en condiciones magmáticas (alineación de flujo de cristales de hornblenda o plagioclasa, "*wispy protrusions*", etc.)

Existen numerosas interpretaciones en relación con el origen de estos cuerpos, aunque actualmente se admite, en función, principalmente, de rasgos texturales y estructurales que éstos poseen una génesis ígnea (Vernon, 1983, 1984). Sin embargo, diversos autores (White y Chappell, 1977; Chappell *et al.*, 1987), en el marco de la hipótesis restítica, consideran estos enclaves como de origen restítico.

El modelo restítico (White y Chappell, 1977, Chappell *et al.*, 1987) interpreta las variaciones mineralógicas y geoquímicas observadas en series de granitoides como productos de la desmezcla ("*unmixing*") progresiva de restitas y "fundido mínimo" félsico del área fuente. Esta hipótesis se basa, principalmente, en las siguientes consideraciones: a) las variaciones de elementos mayores y trazas, observadas en diagramas de Harker, para series de granitoides individuales, definen, generalmente, patrones lineales. Estos "*trends*" son interpretados por estos autores como el resultado de desmezcla de restitas pobres en SiO_2 y fracciones fundidas ricas en SiO_2 , b) los enclaves contienen asociaciones minerales que son comunes al granitoide huésped.

Vernon (1983); Wall, Clemens y Clarke (1987) y Clemens (1989), entre otros, realizan una discusión de este modelo y señalan, como uno de los principales argumentos en contra del mismo, la textura ígnea que muestran estos enclaves, claramente diferente de la que presentaría un enclave de origen restítico. El apatito acicular también difiere del apatito que se halla en las rocas metamórficas.

Las variaciones rectilíneas en los diagramas de Harker no son observadas en todas las series de granitoides y cuando aparecen pueden, también, ser explicadas por mezcla de dos magmas ("*magma mixing*") y, en ciertas circunstancias, por procesos de fraccionamiento Rayleigh puro (Wall *et al.*, 1987).

De las diversas hipótesis que consideran un origen ígneo para estos enclaves señalamos, a continuación, las más importantes:

- 1) Segregaciones ("*Ségrégations*") de minerales de cristalización precoz (Fershtater y Borodina, 1976)
- 2) Acumulaciones derivadas de los márgenes enfriados y parcialmente cristalizados de un granitoide (Phillips *et al.*, 1981)

3) Productos de diversos procesos de "*mingling*" de una variedad de magmas más máficos (¿híbridos?) intruidos en el granitoide o fortuitamente encontrados por éste (Vernon, 1984).

4) Productos de "*mixing*" (mezcla que implica la homogenización de dos fundidos y la transformación de cristales pre-existentes en minerales estables en el fundido híbrido o su recubrimiento por fases estables) de un magma máfico y un magma félsico (Vernon, 1983; Reid *et al.*, 1983; Cantagrel, 1984; Furman y Spera, 1985; Didier, 1987; Eberz y Nicholls, 1988, 1990).

Las hipótesis (3) y (4) parten de la interpretación que Vernon (1983, 1984) hace de estos cuerpos, que es la que más se acepta en la actualidad.

Vernon (1983, 1984), a partir de los caracteres señalados anteriormente, sugiere que los enclaves microgranitoides podrían representar glóbulos de magma (¿híbrido?) enfriados en un medio plutónico, subvolcánico o volcánico mediante un proceso de "*mingling*" (interpenetración de dos fundidos sin mezcla generalizada de los mismos). El magma "más máfico" sufriría, según esta hipótesis, un enfriamiento brusco al entrar en contacto con un magma félsico y, por tanto, más frío. El enfriamiento produciría los rasgos que se observan en los enclaves (tamaño de grano fino, cristalización de apatito acicular, aparición de un borde frío, etc.). Este magma más máfico cristalizaría más rápidamente porque pequeñas diferencias en la temperatura de ambos magmas (que pueden ser composicionalmente similares) pueden originar fuertes incrementos en la tasa de nucleación y un decrecimiento, también, importante en la tasa de crecimiento.

Como señala Vernon (1984), el fundido que origina estos enclaves podría estar relacionado con el granitoide huésped (ser diferenciados de éste o ser tandas magmáticas de magma (¿híbrido?) del mismo área fuente o de otra isotópicamente similar) o no estarlo. En ambos casos la mezcla ("*mixing*") sería posible si pequeños volúmenes de magma félsico son incluidos en grandes volúmenes de magma máfico y si existiera un fuerte flujo en la cámara magmática. Este autor, finalmente, se inclina por la mezcla ("*mixing*") de dos magmas.

La mezcla ("*mixing*") de dos magmas se basa en una serie de observaciones petrográficas y geoquímicas. Señalamos, seguidamente, las más significativas: a) diagramas de variación con patrones rectilíneos de elementos mayores y trazas, b) existencia de megacristales de feldespato potásico y de plagioclasa, similares a los hallados en la roca huésped, incluidos en los enclaves microgranitoides. Estos cristales representan, según estos autores, fenocristales de un magma ácido que posteriormente se han introducido en un magma más básico dando lugar a la reabsorción de los mismos y a la precipitación posterior de una banda de plagioclasa dendrítica (que será más cálcica si el xenocristal es de plagioclasa). Estas texturas se denominan manteadas ("*mantled textures*" en Hibbard, 1980) y el ejemplo más clásico lo constituye la textura "*rapakiwi*", c) presencia en los enclaves microgranitoides

de cristales de cuarzo (xenocristales) redondeados y con finas bandas de fases máficas alrededor (cuarzo ocelar) (Vernon, 1983, 1984; Eberz y Nicholls, 1988).

La coexistencia común de enclaves de composiciones variables y la evidencia de hibridación sugieren para Vernon (1983, 1984) que la variedad composicional de estos enclaves fue producida lejos del lugar donde se exponen actualmente relacionados por "*mingling*".

Paralelamente al desarrollo de esta hipótesis se han realizado multitud de trabajos experimentales y teóricos sobre la mezcla de magmas (Campbell y Turner, 1985, 1986; Furman y Spera, 1985; Kouchi y Sunagawa, 1985; Sparks y Marshall, 1986).

Didier (1987), basado en todos esos trabajos previos y en aportaciones originales, distingue los siguientes tipos de granitoides en función de la naturaleza de los enclaves que presenta:

- 1) Granito C (de origen cortical): presenta sólo enclaves "*surmicaceous*" (restitas).
- 2) Granito M (de origen mixto): presenta enclaves microgranulares y enclaves "*surmicaceous*".
- 3) Granito M (de origen mantélico): presenta sólo enclaves microgranulares.

En el Macizo Ibérico existen pocos trabajos específicos sobre este tipo de enclaves. Aunque en la mayoría de los estudios recientes se admite un origen ígneo de estos cuerpos, no existe un común acuerdo sobre la procedencia de los fundidos que los originan.

Barrera *et al.* (1981) realizan un estudio de los enclaves microgranitoides de los granitoides tardihercínicos del Sistema Central Español y señalan que proceden de un fundido de composición intermedia que pertenece a la serie plutónica calcoalcalina de los granitoides de la serie I continental. Este fundido que se va diferenciando, según estos autores, a líquidos más tonalíticos sufre un enfriamiento brusco al entrar en contacto con líquidos graníticos de menor temperatura.

Corretgé *et al.* (1983) y Gallastegui *et al.* (1983) en un trabajo sobre enclaves microgranitoides de Cangas de Morrazo y Moaña (Pontevedra), atribuyen un posible origen de éstos por doble diferenciación y mezcla de dos magmas y señalan que el magma más básico procede de la fusión parcial de la corteza inferior (área fuente pirigamítica o granulítica).

De La Rosa (1988) en un estudio realizado al Sur del Macizo de Gerena (Zona Sur-Portuguesa) observa una zona de interacción entre dos magmas

(monzogranítico-granodiorítico y cuarzodiorítico). En dicha zona se produce la inyección del magma cuarzodiorítico en la granodiorita dando lugar a la aparición de diversos cuerpos: glóbulos, masas y diques sinplutónicos. El flujo turbulento existente en la zona provoca la ruptura de algunos de tales cuerpos y origina, si el magma no está totalmente consolidado, un magma híbrido producto de la mezcla de los dos magmas anteriormente citados.

Castro (1990) en un estudio de los enclaves microgranitoides existentes en la granodiorita de Quintana (Batolito de Los Pedroches) llega a la conclusión de que la granodiorita procede de la mezcla entre un magma félsico y un magma máfico. Los enclaves son interpretados en este trabajo como fundidos no hibridados de magma tonalítico resultante del proceso de diferenciación del magma máfico. Aunque la hipótesis más aceptada actualmente es la mezcla de magmas ("*magma mixing*"), en el presente trabajo no se ha descartado ninguna otra hipótesis que implique un origen ígneo de estos cuerpos.

La génesis de los enclaves microgranitoides es la que actualmente aparece más dudosa. Su presencia es considerada comúnmente como indicadora de procesos de hibridación de magmas derivados del manto y fundidos más ácidos originados por la inyección de los primeros en dominios corticales (Dorais *et al.*, 1990; Castro *et al.*, 1990; Poli y Tomasini, 1991; Barbarin y Didier, 1991). Según esta hipótesis, los enclaves microgranitoides representarían glóbulos híbridos de tales fundidos que posteriormente son sobreenfriados al entrar en contacto con el fundido más ácido (Vernon, 1983, 1984).

1.5. Objetivos

De toda la exposición anterior se deduce que en el área estudiada siguen planteándose varios problemas en relación con las rocas granitoides. Fundamentalmente, la incertidumbre se refiere a la discriminación de granitoides *generados en diferentes condiciones* frente a granitoides *evolucionados en forma diferente a partir de un mismo magma parental*. Por otra parte, los trabajos más recientes han puesto de manifiesto la variedad de tipos de enclave que aparecen en los granitoides, pero sobre todo apuntan la importancia que el estudio de los enclaves puede tener en la interpretación petrogenética de conjunto.

Además, en el batolito de Los Pedroches existe una amplia variedad de mineralizaciones hidrotermales de filiación granítica, cuya prospección y evaluación requiere en primer lugar un mejor conocimiento de las rocas ígneas a las que están asociadas tanto espacial como temporalmente. Varios de los trabajos recientes de interés han sido financiados por su relevancia en la investigación de recursos minerales (Pascual, 1984; García Casco *et al.*, 1987), y el presente estudio surge también de un acuerdo de colaboración entre la Consejería de Fomento de la Junta de Andalucía y la Universidad de Sevilla, concluido ahora en la Universidad de Huelva. Este acuerdo, iniciado en 1986, tomó sucesivamente las formas

de un *protocolo de actuación conjunta* Universidad-Consejería de Fomento y de un *contrato de investigación*, y tiene básicamente dos objetivos:

- 1) Establecer las relaciones petrogenéticas existentes entre los dos principales litotipos plutónicos aflorantes en el batolito de Los Pedroches.
- 2) Estudiar la génesis de los enclaves de naturaleza ígnea asociados a ambos litotipos plutónicos

El presente trabajo asume los dos objetivos planteados.

I.6. Metodología

I.6.1. Métodos de campo

El trabajo de campo realizado ha consistido fundamentalmente en:

- 1) Observación macroscópica y estudio de las relaciones de campo existentes entre los principales litotipos plutónicos aflorantes en el batolito de Los Pedroches y entre éstos y su población de enclaves. Este estudio petrográfico se ha llevado a cabo en todo el batolito de Los Pedroches, aunque se ha centrado principalmente en el sector centro-oriental, puesto que en esta zona afloran en contacto la mayoría de las facies principales y es donde únicamente han sido descritas las Adh (Carracedo *et al.*, 1990; Larrea *et al.*, 1992). En este área se han realizado diversos cortes perpendiculares al contacto de tales rocas. Destaca también la zona noroccidental (comarca de La Serena) donde afloran los Gbhb , las Tnpx y los términos más máficos de las $\text{Gdbt} \pm \text{anf}$.
- 2) Muestreo representativo de las principales facies plutónicas y sus poblaciones de enclaves. En el caso de las muestras utilizadas para análisis químicos, se seleccionaron aquellos afloramientos que permitían obtener una cantidad significativa con el menor grado de meteorización posible. La cantidad de muestra recogida ha oscilado en torno a los 10 Kg. para las facies monzograníticas de grano grueso y los 2 Kg. para determinados enclaves microgranitoides de pequeño tamaño. La abundancia de canteras de granodioritas en el batolito ha facilitado la obtención de muestras de esta roca y sus enclaves con los requisitos anteriores. Sin embargo, esta labor ha sido más dificultosa en el caso de los monzogranitos, puesto que comúnmente aparecen muy meteorizados y las explotaciones de estas rocas son muy escasas. El muestreo realizado ha permitido obtener unas 475 muestras que comprenden los diversos grupos ígneos objeto de estudio.

La cartografía geológica utilizada como base de este trabajo de campo ha sido la que ha realizado el I.T.G.E. recientemente en el sector, que comprende las siguientes Hojas del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 2ª *serie Magna*:

Hoja nº 859: Pozoblanco (Fernández *et al.*, *en prensa*)

Hoja nº 881: Villanueva de Córdoba (Larrea *et al.*, *en prensa*)

Hoja nº 882: Cardeña (Fernández *et al.*, *en prensa*)

Hoja nº 883: Virgen de La Cabeza (Larrea *et al.*, *en prensa*)

Hoja nº 904: Andújar (Larrea *et al.*, *en prensa*)

I.6.2. Métodos de laboratorio

I.6.2.1. Petrografía

La metodología utilizada con posterioridad al trabajo de campo, comprende:

1º) el **estudio petrográfico** al microscopio de unas 425 láminas delgadas de todas las facies. Se han efectuado además análisis modales de diversas muestras, utilizándose, para tal efecto, un contador de puntos SWIFT. El contaje efectuado en todos los casos ha sido de 1500 puntos. Debido al pequeño índice granulométrico de Chayes estimado en los monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso, los análisis modales de esta facies se han realizado sobre dos láminas delgadas de 2800 mm² y se ha calculado la media. Los errores analíticos obtenidos de esta forma son $\leq 2\%$ (Roubault *et al.*, 1963).

Señalar, también, que los análisis modales de los enclaves microgranitoides se ha realizado en dos etapas:

a) Análisis modal, mediante fotografía, de la superficie de estos enclaves. Se ha estimado en este caso el porcentaje de fenocristales de plagioclasa y biotita, así como el de agregados de fases máficas (biotita y anfíbol).

b) Análisis modal de la matriz microgranuda, que presenta un I.C. adecuado como para que el análisis modal de una sola lámina sea suficientemente representativo. Los porcentajes obtenidos en este caso son posteriormente recalculados al tener en cuenta el análisis modal previo.

En la realización de este estudio petrográfico también se ha utilizado la platina universal para hacer determinaciones del contenido en anortita de las plagioclasas y medidas del ángulo 2V (feldespatos alcalinos y anfíboles) y ZC.

I.6.2.2. Química de fases minerales

Se han efectuado numerosos análisis químicos mediante microsonda electrónica de diversas fases minerales: piroxenos, anfíboles, biotitas, feldespatos, moscovitas y cordierita. Estos análisis han sido realizados en el Museo de Ciencias Naturales de París y en las Universidades Paul Sabatier (Toulouse), Blaise Pascal (Clermont-Ferrand) y de Granada. En todos casos, el modelo de microsondas utilizado es CAMEBAX de CAMECA. Las condiciones de trabajo y los patrones utilizados son estándar: 1) Corriente de imagen: 10 nA; 2) energía de activación: 15Kv; 3) tiempo de integración: 10 s.

I.6.2.3. Química de roca total

Un estudio geoquímico de 111 muestras (Tabla I.1), de las que se han analizado 65 elementos. Estos análisis se han llevado a cabo en X-Ray Assay Laboratories (XRAL) de Canadá. En la Tabla 1 se presentan los elementos analizados, el método utilizado en cada caso y el límite de detección.

I.6.2.4. Método Rb-Sr y Sm-Nd

Los análisis isotópicos fueron realizados en la Unité de Recherche Associée (URA) nº 10 (CNRS) de la Universidad Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, Francia), bajo la dirección del Dr. Ch PIN. Aunque los detalles analíticos se pueden encontrar descritos por ese mismo autor (Pin, 198), se resume aquí brevemente la metodología.

Los contenidos en Rb, Sr, Sm y Nd fueron inicialmente medidos mediante espectrometría de masas por dilución isotópica. Las muestras de roca total fueron posteriormente tratadas con un trazador ^{87}Rb - ^{84}Sr y disueltas, con HF y HClO_4 en cápsulas cerradas de Teflon. Rb y K fueron aislados como percloratos y el Rb se obtuvo en filamento de Ta. El Sr fue separado por intercambio catiónico en HCl (con un blanco total de 2 ng) y analizado automáticamente sobre un espectrómetro de masas VG 54E en el modo de doble detección con una normalización de las razones isotópicas a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$.

Los análisis de Sm y Nd fueron realizados por separado, sobre polvo molido a tamaño más fino. Después de tratamiento con un trazador mixto $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$, las muestras fueron atacadas a presión, con 48% HF, en bombas de Teflon PTFE a 190 °C durante una semana, para asegurar una disolución completa de minerales refractarios ricos en REE, que potencialmente fraccionan de forma significativa la razón Sm/Nd. Después de la evaporación con HClO_4 , las REE fueron aisladas por intercambio catiónico con HCl y HNO_3 . Sm y Nd fueron posteriormente separados sobre columnas de intercambio aniónico a temperatura controlada, (O'Nions *et al.*, 1977), con blancos totales de 0,1 ng y menos de 0,03 ng,

TABLA 1.- Lista de elementos analizados en el presente estudio (WRMAJ: elementos mayores comunes y WRMIN: Rb y Ba). Al lado de cada elemento se especifica la unidad utilizada, seguido del método empleado para la determinación (FADCP: Ensayo a fuego con corriente de plasma directa, WET: Vía húmeda, ICP: Plasma acoplado inductivamente, DCP: Plasma de corriente directa, XRF: Fluorescencia de Rayos-X, NA: Activación neutrónica, AA: Absorción atómica, ICPMS: Espectrometría de masas/plasma acoplado inductivamente) y, por último, se señala el límite de detección.

	METHOD	DETECTION LIMIT		METHOD	DETECTION LIMIT
AU PPM	FADCP	1.	CO PPM	AA	0.2
H ₂ O %	WET	0.1	IN PPM	AA	0.5
H ₂ O %	WET	0.1	SN PPM	XRF	2.
LI PPM	ICP	1.	SB PPM	NA	0.2
BE PPM	DCP	1.	CS PPM	NA	1.
B PPM	DCP	10.	LA PPM	ICPMS	0.1
WRMAJ %	WR	0.01	CE PPM	ICPMS	0.1
S PPM	XRF	50.	PR PPM	ICPMS	0.1
SC PPM	ICP	0.05	MO PPM	ICPMS	0.1
V PPM	DCP	2.	SN PPM	ICPMS	0.1
WRMIN PPM	WR	10.	EU PPM	ICPMS	0.05
CR PPM	NA	2.	GD PPM	ICPMS	0.1
MN PPM	ICP	2.	TB PPM	ICPMS	0.1
FeO %	WET	0.1	DT PPM	ICPMS	0.1
CO PPM	ICP	1.	MO PPM	ICPMS	0.05
NI PPM	ICP	1.	ER PPM	ICPMS	0.1
CU PPM	ICP	0.5	TM PPM	ICPMS	0.1
ZN PPM	ICP	0.5	TB PPM	ICPMS	0.1
GA PPM	ICP	0.1	LU PPM	ICPMS	0.05
GE PPM	DCP	10.	HF PPM	NA	0.5
AS PPM	NA	0.1	TA PPM	NA	1.
SE PPM	GFAA	0.5	V PPM	NA	1.
SR PPM	ICP	1.	HG PPM	WET	5.
Y PPM	ICP	1.	TL PPM	ICPMS	0.1
ZR PPM	XRF	1.	PB PPM	ICP	2.
WB PPM	XRF	2.	BI PPM	ICPMS	0.1
MO PPM	ICP	1.	TH PPM	NA	0.5
AG PPM	AA	0.5	U PPM	NA	0.1

respectivamente. El Sm se obtuvo de filamento de Ta en el modo de detección simple, mientras que el Nd fue analizado como metal con triple asociación de filamento Ta-Re-Ta, en el modo de doble detección, con normalización a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$.

I.6.3. Tratamiento informático de los datos

Los cálculos normativos y el estudio de los diagramas de variación se han realizado con el programa *GPP* (de Geist, Baker y McBirtney, 1985). Con objeto de modelizar el comportamiento de numerosos elementos trazas durante un proceso de cristalización fraccionada y evaluar los parámetros de dicho proceso, se ha utilizado el programa *TRAZAS* desarrollado por Cebriá y López Ruiz (1990). Las fórmulas estructurales de las diversas fases minerales analizadas han sido calculadas con la hoja de cálculo *EXCEL*.

II. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

Se describen a continuación los rasgos petrográficos macroscópicos y microscópicos más significativos de los principales litotipos plutónicos (*i.e.* Gdbt±anf y Mzbt±cd) y sus enclaves (EMG y EMM, respectivamente). El estudio de las relaciones petrogenéticas entre estas rocas se completa con la descripción de diversas facies ígneas relacionadas petrográficamente con aquellas, como las Tnpx, Adbt, Mzbt(f) y Lcbt±cd, entre otras, que clarifica sustancialmente el conocimiento de tales aspectos.

Este estudio petrográfico se ha llevado a cabo en todo el batolito de Los Pedroches, aunque se ha centrado principalmente en el sector centro-oriental, puesto que en esta zona afloran en contacto la mayoría de las facies arriba citadas y es donde únicamente han sido descritas las Adbt (Carracedo *et al.*, 1990; Larrea *et al.*, 1992). Destaca también la zona noroccidental (comarca de La Serena) donde afloran los Gbhb, las Tnpx y los términos más máficos de las Gdbt±anf.

II.1. GABRO HORNBLÉNDICO

Los gabros y dioritas que aparecen en los trabajos realizados por Eguiguren (1983) y Arriola *et al.* (1983) en la transversal de Esparragosa de La Serena (Badajoz) son las rocas ígneas de composición más básica descritas en el batolito de Los Pedroches. Se han observado únicamente en pequeños afloramientos en el sector noroccidental del batolito, al SO de Zalamea de La Serena (Badajoz) (Fig. 2.1), encajados en rocas metasedimentarias paleozoicas.

Estas rocas son de color negro verdoso y poseen una estructura masiva, sin indicios importantes de deformación. Están compuestas por una serie de fases ígneas relictas (diópsido, hornblenda, labradorita, ilmenita y apatito) englobadas en una matriz con textura granoblástica, de tamaño de grano muy fino a fino, formada esencialmente por hornblenda y andesina (Lam. II.1., Fig.1). Como fases secundarias poseen epidota, sericita y clorita. La composición química global (suponiendo que el metamorfismo ha actuado como un proceso cuasi-isoquímico) permite clasificar estas rocas como gabros.

II.1.1. Descripción microscópica de las principales fases minerales

Diópsido.- Es el único tipo de piroxeno observado en estas rocas. Estos cristales son muy escasos y aparecen como fase relictas, de grano muy fino, parcialmente reemplazado por fenocristales de hornblenda. Sus rasgos petrográficos y composicionales difieren notablemente de los clinopiroxenos de otros litotipos plutónicos del batolito (Lam. II.2., Fig. 1).

Plagioclasa.- Los cristales de plagioclasa y anfíbol son los componentes esenciales de esta roca. La plagioclasa aparece como:

a) fenocristales ígneos relictos, subidiomorfos a xenomorfos, de tamaño de grano medio, con un contenido en anortita uniforme, aunque variable de unos individuos a otros (hasta An_{70}). Estos fenocristales poseen abundantes inclusiones de apatito acicular y hornblenda que se disponen principalmente hacia el borde y, en ocasiones, se hallan orientadas a través de los planos de exfoliación de la plagioclasa. A menudo se observa una zonación en parches ("*patchy zoning*") alrededor de las inclusiones de hornblenda, con un ligero enriquecimiento en anortita en torno a éstas, lo que sugiere un reequilibrado subsolidus posterior debido probablemente al metamorfismo de contacto. Estos fenocristales de plagioclasa aparecen incluidos en hornblenda en las muestras más evolucionadas de estos gabros.

b) cristales granoblásticos resultantes de la transformación de los cristales de plagioclasa ígnea previos. Los fenocristales de plagioclasa están frecuentemente transformados a un agregado policristalino granoblástico de andesina (An_{25-40}). Las inclusiones de anfíbol cortan los límites intergranulares de este agregado y se disponen a lo largo de una dirección preferente que podría corresponder a un plano de exfoliación previo del fenocristal de plagioclasa. Los cristales plagioclasa con textura granoblástica son de tamaño muy fino a fino y forman, junto con la hornblenda, la matriz de esta roca.

Hornblenda.- Es el constituyente mayoritario de estas rocas. Sus rasgos petrográficos difieren marcadamente de la hornblenda que se observa en las tonalitas con ortopiroxeno, las granodioritas biotíticas y los enclaves microgranitoides de éstas. Se han distinguen también dos tipos petrográficos:

a) fenocristales ígneos relictos de tamaño de grano medio que a menudo se hallan reemplazando a diópsido. Estos cristales pueden aparecer aislados o formando agregados (Lam. II.2., Fig.2).

b) cristales de grano muy fino a fino que forman agregados policristalinos (Lam.II.2., Fig.2) con textura granoblástica alrededor de las fases ígneas previas, principalmente la hornblenda e ilmenita. Estos agregados difieren notablemente de aquellos que se observan en las granodioritas biotíticas ($\pm$ anfíbol) y en los enclaves microgranitoides asociados a éstas.

Ilmenita.- Muy frecuente en agregados policristalinos intercrecidos e incluidos en agregados de hornblenda.

Apatito.- Aparecen comúnmente incluidos en los cristales de plagioclasa y poseen un hábito acicular alargado.

II.2. TONALITA CON ORTOPIROXENO

Esta roca fue cartografiada y descrita por Eguiguren (1983) como *granodiorita con ortopiroxeno* en la transversal de Esparragosa de La Serena (sector occidental del batolito de Los Pedroches). Este autor la consideró como una de las facies granodioríticas que afloran en el área (la "*granodiorita de los Pedroches*" o la "*granodiorita porfídica*"), aunque transformada por procesos de asimilación-difusión en un medio de rocas encajantes ricas en alumina, tal como sugería Barrera (1974) para la granodiorita del plutón de Garlitos, al norte del batolito de Los Pedroches. La denominación de tonalita, en vez de granodiorita, ha sido utilizada *sensu* Streckeisen (1976) (Fig. 2.2.).

Los afloramientos de estas rocas son escasos y de pequeñas dimensiones (aproximadamente 1-2 km²). Se hallan en el extremo occidental del batolito y se disponen en torno al contacto sur de la granodiorita biotítica $\pm$ anfíbol con el encajante metasedimentario (Fig. 2.1). El tipo de contacto entre estas tonalitas y las Gdb $\pm$ anf no ha podido determinarse debido a las malas condiciones de afloramiento.

Son rocas de color negro, de tamaño de grano medio a fino, compuestas esencialmente por fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa incluidos en una matriz de grano fino formada por plagioclasa, biotita, cuarzo, ortopiroxeno, feldespato potásico y clinopiroxeno (Lam.II.1, Fig.2). Las variedades más leucocráticas de estas rocas son de tamaño de grano medio, poseen menos cristales de ortopiroxeno y tienen, además, abundantes fenocristales de cuarzo. Todas las tonalitas muestran una textura granoblástica, especialmente bien visible en los minerales de la matriz. Dicha textura indica que su emplazamiento precedió al de la tanda principal de fundidos granodioríticos en el batolito de Los Pedroches.

Las tonalitas con ortopiroxeno más leucocráticas poseen *enclaves microgranitoides* en una proporción aproximada del 1% en volumen del afloramiento. Estos enclaves, que aparecen aislados y dispuestos de forma irregular, son de pequeño tamaño (en torno a los 10 centímetros), redondeados a subredondeados y de morfologías lenticulares. Poseen una textura hipidiomórfica inequigranular porfídica/glomeroporfídica de grano medio a muy fino. Están compuestos por fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno y agregados policristalinos de estas fases incluidos en una matriz de tamaño de grano muy fino compuesta por plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, ilmenita, biotita, apatito y circón. Estas tonalitas se caracterizan

también por presentar lentejones más leucocráticos de composición tonalítica, de dimensiones centimétricas y de tamaño de grano mayor que la roca huésped, con la que muestra contactos transicionales.

Los rasgos petrográficos y composicionales de las tonalitas con ortopiroxeno difieren notablemente de los mostrados por los Gbhb y muestran semejanzas significativas con las granodioritas biotíticas $\pm$ anfíbol (Gdbt $\pm$ anf).

II.2.1. Descripción microscópica

II.2.1.1. Rasgos texturales

Dentro de cada una de estas rocas pueden diferenciarse dos tipos texturales diferentes:

1º) Una textura ígnea relictas: hipidiomorfa, inequigranular seriada-porfídica, con fenocristales de tamaño de grano medio incluidos en una matriz de grano fino a muy fino.

2º) Una textura granoblástica superpuesta que es más evidente en la matriz de la roca.

II.2.1.2. Composición mineralógica

Minerales esenciales: plagioclasa (labradorita-oligoclasa), hiperstena, cuarzo y biotita.

Minerales accesorios: magnesio hornblenda, augita, feldespato potásico, apatito, circón e ilmenita.

Minerales secundarios: actinolita, biotita, sericita, clorita.

II.2.1.3. Descripción y relaciones mutuas de las fases minerales

Plagioclasa.- Se distinguen dos subtipos texturales:

Fenocristales

Cristales aislados idiomorfos-subidiomorfos, de morfología tabular y tamaño de grano medio. Poseen una zonación compuesta (*sensu* Homma, 1932) en la que se distingue claramente un núcleo idiomorfo a subidiomorfo, composicionalmente muy homogéneo (An₇₆),

rodeado por una zona marginal algo menos cálcica (An_{65-24}) con zonación, generalmente, oscilatoria normal uniforme (*sensu* Homma, *op. cit.*). Estas zonas están separadas por un límite neto (Lam.II.2. Fig.3). Este cambio del contenido en anortita podría ser debido a una co-precipitación de augita u hornblenda (las inclusiones de estos minerales ferromagnesianos en los fenocristales de plagioclasa se observan siempre en la zona marginal). Una zonación en parches ("patchy zoning"), que se desarrolla principalmente en las zonas más internas del cristal, se superpone al modelo de zonación anterior. Algunos fenocristales muestran una banda algo más cálcica próxima al borde.

Las múltiples bandas de la zona marginal se disponen paralelas a la morfología externa del núcleo. Los límites entre bandas adyacentes son rectos o irregulares. En el segundo caso son pequeñas reabsorciones de la banda precedente. La zona más externa es poiquilítica/poiquiloblástica e incluye pequeños cristales de cuarzo de la matriz.

En las zonas más internas de estos cristales se observan finas laminillas de desmezcla que cortan, además, los planos de macla de la albita.

Poseen inclusiones de hiperstena, ilmenita y biotita en áreas centrales; mientras que en la zona marginal se observan, además, inclusiones de augita, hornblenda y apatito. Estas inclusiones están relacionadas en ocasiones con una zonación en parches.

Matriz

En cristales tabulares idiomorfos-subidiomorfos, de tamaño de grano fino, con zonación continua normal (An_{60} a An_{20}). Poseen también una zonación en parches superpuesta al modelo de zonación anterior.

Hiperstena.- Aparece en cristales subidiomorfos, aislados o en agregados policristalinos (junto con plagioclasa) y tienen un tamaño de grano medio a fino. Los cristales de grano fino, que forman parte de la matriz de la roca, son menos frecuentes. Esta fase máfica muestra comúnmente una *zonación composicional continua*.

Uno de los rasgos texturales más significativos de esta roca es el desarrollo de una *textura coronítica de reacción* alrededor de los fenocristales de ortopiroxeno. Estos fenocristales están rodeados comúnmente por una banda fina e irregular de clinopiroxeno (augita) (Lam.II.2., Fig.4), que en muchos casos está parcial o totalmente reemplazada por otra banda de mayor grosor de magnesio-hornblenda (Lam.II.2., Fig.5). Sobre todas estas fases ferromagnesianas previas se disponen indistintamente los cristales de biotita que constituyen el margen externo de la corona. El desarrollo de esta textura suele ser desigual, incluso en una misma lámina. Así, es frecuente observar también agregados policristalinos de

anfíbol (magnesio-hornblenda a hornblenda actinolítica) con una corona biotítica en los que tan sólo se observan escasos relictos de ortopiroxeno.

La biotita que aparece en la corona es poiquilítica/poiquiloblástica hacia su borde externo e incluye cristales de ilmenita de tamaño de grano fino a muy fino, apatito acicular y granos de cuarzo de la matriz de la roca. Esta textura poiquilítica es también visible, aunque menos frecuente, en los cristales de clinopiroxeno y anfíbol. El ortopiroxeno también posee inclusiones de tamaño de grano muy fino de ilmenita, principalmente hacia el borde.

La textura coronítica y la presencia común de reabsorciones en los fenocristales de ortopiroxeno ponen de manifiesto la inestabilidad de esta fase al avanzar el proceso de cristalización. Tanto la desestabilización de ortopiroxeno como la cristalización sucesiva de clinopiroxeno y hornblenda concuerdan con la secuencia de cristalización experimental obtenida por Naney (1983) en sistemas graníticos/granodioríticos. La presencia de restos de ortopiroxeno en granitoides, que es calificada por Naney (*op.cit.*) de excepcional, se explica por el rápido enfriamiento de los *stocks* tonalíticos, que se manifiesta también en otros rasgos texturales (texturas porfídicas).

Los fenocristales de ortopiroxeno poseen finas exoluciones de clinopiroxeno, con morfología variable, concentradas principalmente hacia el núcleo del cristal y con una disposición paralela a los planos de exfoliación.

Los ortopiroxenos forman también agregados policristalinos de tamaño variable (en torno a 1 cm de diámetro) compuestos por cristales subidiomorfos de tamaño de grano medio de esta fase y, en menor cantidad, de plagioclasa. Los ortopiroxenos son idénticos a los descritos anteriormente (zonación, exoluciones, textura coronítica, etc.). No obstante, presentan un mayor grado de reabsorción, con abundantes inclusiones de plagioclasa, clinopiroxeno, cuarzo, apatito y biotita. El anfíbol puede estar presente también en estos agregados como una fase reaccional, principalmente en el contacto entre piroxeno y plagioclasa.

Magnesio-hornblenda a hornblenda actinolítica.- Como se ha descrito previamente estas fases aparecen comúnmente en agregados policristalinos con relictos de ortopiroxeno e inclusiones de plagioclasa o como componentes de la matriz, en cristales de tamaño de grano fino. Los agregados de anfíbol poseen una textura granoblástica y son similares a los observados en las Gdb_{1±2} y en numerosos enclaves microgranitoides asociados a éstas. No obstante, en estas últimas rocas no se observan relictos de ortopiroxeno.

Augita.- Esta fase además de hallarse en las texturas coroníticas descritas previamente, aparecen en cristales subidiomorfos aislados, de grano medio (hasta 3 mm) y comúnmente maclados. Estos cristales son más abundantes en las variedades leucocráticas de estas tonalitas, donde muestran inclusiones marginales de plagioclasa que rellenan cavidades lobuladas producidas por recristalización subsolidus. La augita también es un componente accesorio en la matriz de estas rocas.

Biotita.- Esta fase, que ha sido descrita previamente como componente del margen externo de las texturas coroníticas, aparece también como constituyente de la matriz de estas tonalitas en cristales xenomorfos, aislados, poiquilíticos/poiquiloblásticos que engloban a cuarzo, plagioclasa, anfíbol, orto y clinopiroxeno, apatito, circón e ilmenita. Los escasos fenocristales de biotita, más frecuentes en las variedades tonalíticas más evolucionadas, son subidiomorfos a xenomorfos, de tamaño de grano medio y poseen inclusiones de circón, apatito, ortopiroxeno e ilmenita. Existe además una biotita secundaria alrededor de algunos cristales de actinolita. Se observan también algunos agregados policristalinos de biotita con textura decusada e inclusiones de ilmenita.

Cuarzo.- Los cristales de cuarzo son componentes comunes de la matriz de esta roca en todas las variedades, aunque son más abundantes en las rocas de grano más grueso y más leucocráticas, donde aparecen además como fenocristales. Estos últimos son xenomorfos, de tamaño de grano medio (<2mm) y no suelen mostrar inclusiones.

Minerales accesorios.- El **feldespato potásico** es una fase intersticial tardía que aparece en cristales xenomorfos de grano fino. Posee textura peritítica. La **ilmenita** es la fase mineral opaca más abundante, aunque también se ha observado pirita e intercrecimientos de pirrotina y pentlandita. La ilmenita se halla en cristales subidiomorfos-xenomorfos de tamaño de grano muy fino incluida en todas las fases minerales descritas previamente. El **apatito** es otra fase accesorio que puede presentarse según dos hábitos: en cristales aciculares de grano muy fino, incluidos comúnmente en biotita, o como cristales subidiomorfos prismáticos de tamaño de grano mayor en la matriz de estas rocas. El **circón** aparece comúnmente en inclusiones en los cristales de biotita y cristaliza posteriormente a los fenocristales de ortopiroxeno.

La secuencia de cristalización de estas tonalitas concuerda con la obtenida por Naney (1983) para fundidos sintéticos de composición granodiorítica a 2Kb y con un contenido en H₂O superior a 4% (presencia de hornblenda). Tan sólo el clinopiroxeno, restringido a los productos experimentales obtenidos con los fundidos de composición granítica (Naney, *op. cit.*), no aparece en dicha secuencia cristalización experimental. Este autor sugiere que la presencia de hornblenda o augita es función de la composición química global del fundido

(granodiorítico o granítico, respectivamente). Sin embargo, este dato no concuerda con las observaciones realizadas en nuestro caso, puesto que tonalitas químicamente similares pueden mostrar indistintamente clinopiroxeno u hornblenda.

II.3. GRANODIORITA BIOTÍTICA ($\pm$ ANFIBOL)

La granodiorita biotítica ($\pm$ anfíbol) o granodiorita de Los Pedroches es el tipo de roca mayoritario en el sector centro-occidental del batolito de Los Pedroches, donde es considerada por algunos autores como constituyente esencial del plutón granodiorítico de La Serena-Los Pedroches. Este plutón lineal, de dirección N120-130E, posee una longitud de 140 Km aproximadamente y una anchura variable, entre 2 y 30 Km. También han sido cartografiadas pequeñas masas granodioríticas en áreas más orientales, como la granodiorita de El Humilladero, al norte de Andújar (Ovtracht y Tamain, 1973; Larrea *et al.*, en prensa) y la granodiorita de La Fernandina, en Linares (Larrea *et al.*, 1992) (Fig. 2.1).

El estudio de esta facies granodiorítica se ha realizado fundamentalmente en el sector oriental del plutón granodiorítico, donde aparece en contacto con los principales tipos de granitoides diferenciados en el batolito de Los Pedroches. No obstante, dicho estudio se ha ampliado también a la zona noroccidental del plutón con objeto de establecer posibles relaciones con los litotipos más básicos descritos en la zona (gabros de Zalamea y tonalitas con ortopiroxeno).

Las Gdbt $\pm$ anf son rocas comúnmente de color grisáceo, inequigranulares y de tamaño de grano medio a grueso cuyos componentes minerales esenciales son: plagioclasa (andesina-oligoclasa), biotita, cuarzo y feldespato potásico. No obstante, tanto los rasgos texturales como mineralógicos difieren ligeramente de unas zonas a otras. Así, es frecuente observar agregados policristalinos de anfíbol en numerosos sectores, principalmente al norte y noroeste del plutón granodiorítico de La Serena-Los Pedroches. De igual forma, el carácter inequigranular está más acentuado en el sector central del plutón granodiorítico donde la granodiorita se caracteriza por mostrar fenocristales fundamentalmente de plagioclasa y *clots* de anfíbol incluidos en una matriz de tamaño de grano más fino que la facies común.

Respecto a la fábrica, aunque comúnmente isótropa, en las proximidades del contacto norte con el encajante metasedentario posee una fábrica plano-lineal subvertical paralela a dicho contacto. Esta foliación la ponen de manifiesto generalmente los cristales de biotita y, menos frecuentemente, los de plagioclasa. Los enclaves microgranitoides también aparecen alineados paralelos al contacto, sin evidencias de deformación en estado sólido, lo que ha sido atribuido a flujo en condiciones magmáticas (Vernon, 1983). Esta granodiorita orientada, de aspecto gneísico ha sido considerada por algunos autores como una subfacies (Sánchez Pérez, 1986).

Los enclaves son prácticamente omnipresentes en la granodiorita a escala del afloramiento. De ellos, los más abundantes son los de naturaleza ígnea (enclaves microgranitoides, *sensu* Vernon, 1983), aunque también hay xenolitos, que son más abundantes hacia las zonas de borde. La presencia de enclaves en estas rocas ha sido aludida en algunas denominaciones previas (granito con enclaves de Pozoblanco, Defalque *et al.*, 1971; Lalieux, 1983). Localmente se han observado otras estructuras, como laminaciones, "*schlieren*", etc..

Las variedades granodioríticas más evolucionadas químicamente son de tamaño de grano más grueso y más leucocráticas. El contenido en enclaves microgranitoides de estas rocas es escaso o nulo, lo que hace que sean explotadas habitualmente como rocas ornamentales.

Esta granodiorita posee localmente nódulos compuestos por feldespato + cuarzo + turmalina. Estos nódulos tienen una morfología irregular a redondeada y su tamaño oscila entre 2-10cm. Las fases leucocráticas se disponen hacia el borde del nódulo, mientras que los cristales de turmalina se localizan en el centro. Los contactos con la roca huésped suelen ser generalmente netos.

Los contactos entre la granodiorita biotítica y el monzogranito biotítico son siempre intrusivos (contactos del plutón granodiorítico con los plutones monzograníticos de El Guijo y Mogábar, Fernández *et al.*, 1990; Carracedo *et al.*, 1990). Recientemente se ha descrito un contacto gradual entre la granodiorita y una adamellita biotítica porfídica en la zona meridional del contacto entre el plutón granodiorítico de La Serena-Los Pedroches y el plutón monzogranítico de Cardeña-Virgen de La Cabeza (Carracedo *et al.*, 1990). Esta adamellita ha sido considerada por diversos autores como una roca transicional entre granodioritas y monzogranitos (Carracedo *et al.*, 1990).

II.3.1. Descripción microscópica

II.3.1.1. Rasgos texturales

La facies común posee una textura hipidiomorfa, inequigranular, porfídica (a veces glomeroporfídica) con fenocristales de tamaño de grano grueso de plagioclase, biotita y cuarzo ($\pm$ anfíbol) incluidos en una matriz con cristales de grano medio a fino compuesta por las mismas fases minerales, además de feldespato alcalino intersticial (Lam.II.3., Fig.1).

II.3.1.2. Composición mineralógica

Minerales esenciales: plagioclasa (oligoclasa-andesina, en algunas ocasiones labradorita), biotita, cuarzo y feldespato potásico.

Minerales accesorios: anfíbol (hornblenda actinolítica-actinolita), apatito, circón, allanita, turmalina e ilmenita.

Minerales secundarios: clorita, epidota, esfena, turmalina, moscovita, calcita y pirita.

Las diversas muestras representadas en el diagrama de Streckeisen (1976) se agrupan en el campo de las granodioritas (Fig. 2.2). No obstante, existen algunos términos en los campos de tonalitas y monzogranitos.

II.3.1.3. Descripción y relaciones mutuas de las fases minerales

Plagioclasa.- Es el componente mayoritario de la granodiorita, con contenidos en volumen que oscilan entre 57% y 34% (Ver análisis modales en anexo II.1). Se diferencian básicamente dos tipos fundamentales en función de diversos rasgos (morfología, tamaño, porcentaje en anortita, modelo de zonación, orden en la secuencia de cristalización, etc.). Estos tipos son:

1) Fenocristales de plagioclasa con modelos de zonaciones complejos (Lam.II.2., Fig.6)

Estos fenocristales aparecen aislados o en agregados, con hábitos idiomorfos a subidiomorfos y de tamaño de grano grueso a medio. Poseen comúnmente un modelo de zonación complejo de estructura compuesta o múltiple (*sensu* Homma, 1932, en Smith, 1974) en el que se distinguen una región central con zonación oscilatoria normal u oscilatoria uniforme y una región marginal con una zonación continua normal u oscilatoria normal. Ambas regiones están separadas por una importante superficie de reabsorción.

El contenido en anortita del núcleo oscila entre An_{45-50} (hasta An_{60}), según las muestras. Las microoscilaciones posteriores al núcleo poseen contenidos máximos en anortita algo inferiores (An_{40-45}) y los saltos composicionales entre éstas pueden llegar a alcanzar hasta un 15% en anortita. Estas microoscilaciones poseen espesores variables y están limitadas por superficies de reabsorción rectas o irregulares (Lam.II.2., Fig.6).

El contenido en anortita de la zona marginal puede variar desde An_{50-45} , en la banda más próxima a la zona central, hasta An_{20-15} en el borde del fenocristal. Esta banda cálcica está precedida de una importante reabsorción de la zona descrita previamente. Los huecos

producidos durante la reabsorción pueden ser rellenados por plagioclasa con una zonación continua normal hacia el interior y por cristales de grano muy fino de apatito y biotita si existe aporte de fundido exterior. Estos fenocristales poseen también una zonación en parches ("*patchy zoning*") tardía, principalmente en la zona central, con una composición en torno a An_{20} . Las inclusiones de biotita, apatito, cuarzo y feldespato son comunes en la zona marginal de los fenocristales; mientras que la biotita también puede estar presente en zonas más internas.

En contacto con cristales de feldespato potásico, los fenocristales de plagioclasa suelen presentar texturas mirmequíticas. Las maclas observadas más frecuentemente son: albita, albita-Carlsbad, albita-periclina y Baveno. Debido al elevado contenido en anortita de estas plagioclasas, suelen presentarse alteradas (sericitización), principalmente en los núcleos.

2) Plagioclasa con zonaciones oscilatorias o continuas normales

En cristales subidiomorfos aislados, de tamaño de grano medio-fino, con zonación oscilatoria normal, continua normal o composicionalmente uniformes. El contenido en anortita de estas plagioclasas varía desde An_{45-18} (hasta An_{52}). Muestran, como en el caso anterior, una zonación en parches central y texturas mirmequíticas en el contacto con el feldespato potásico.

Biotita.- Es el componente máfico mayoritario de estas rocas (aproximadamente el 15%), Aparecen fundamentalmente como fenocristales aislados, en agregados policristalinos y como componentes esenciales de la matriz.

Los fenocristales son idiomorfos-subidiomorfos, de tamaño de grano medio (hasta 5 mm.). Poseen inclusiones, principalmente, de apatito y circón (Lam.II.2., Fig.7), aunque también pueden incluir ilmenita y plagioclasa.

Los cristales de biotita de la matriz son subidiomorfos y de grano fino a muy fino. Muestran también inclusiones de apatito y circón. Aparecen en algunas ocasiones rellenando algunos huecos producidos por la reabsorción de los fenocristales de plagioclasa.

Los agregados policristalinos de biotita son poco frecuentes. Poseen un tamaño en torno a 5mm y se caracterizan por presentar una textura granoblástica decusada. Las escasas inclusiones de apatito y circón en estos agregados se concentran principalmente hacia el borde de éstos.

Todas estas biotitas muestran un pleocroismo característico desde tonos marrones a amarillos. Este pleocroismo es similar al que poseen los cristales de biotita de los enclaves

microgranitoides. No obstante, existen diferencias petrográficas significativas con el que muestran las biotitas de los Mzbt±cd, donde el número de inclusiones de circón es además muy superior (Véase Lam.II.2., Fig.7 y Lam.II.2., Fig.8).

Cuarzo.- El cuarzo es un componente esencial de la matriz de esta roca, donde aparece en cristales subidiomorfos a xenomorfos de tamaño de grano medio a fino o como una fase intersticial. Posee escasas inclusiones de todas las fases ígneas que constituyen la granodiorita. Además de componente de la matriz, se observan algunos fenocristales compuestos por agregados policristalinos de cuarzo con textura consertal. Los análisis modales realizados muestran porcentajes en esta fase comprendidos entre 18% y 31% del volumen total de la roca.

Feldespato potásico.- Esta fase se encuentra habitualmente en la matriz de estas rocas en cristales xenomorfos intersticiales de tamaño de grano medio y poiquilíticos, con abundantes inclusiones de todas las fases ígneas. El feldespato potásico es, por tanto, una fase tardía en la secuencia de cristalización. Son frecuentes las maclas en enrejado, típicas de la microclina; mientras que las maclas de Carlsbad son escasas. Muestran texturas peritéticas, fundamentalmente de tipo "*band o ribbon*" (Alling, 1938; en Spry, 1969). Las texturas mirmequíticas también son frecuentes, especialmente en el contacto con cristales de plagioclasa. Los fenocristales de feldespato potásico son escasos y se observan únicamente en las zonas próximas a las Adbt.

Minerales accesorios.-

Hornblenda-actinolita.- Son componentes máficos accesorios (<1%) en la mayor parte de las granodioritas. Se hallan generalmente en agregados policristalinos ("*clots*") y como constituyentes de la matriz de la roca. Los fenocristales de anfíbol no son frecuentes.

Los agregados policristalinos (Lam.II.4., Fig.1,2) poseen un tamaño medio de 5mm. Están compuestos esencialmente por cristales de tamaño de grano muy fino de anfíbol (hornblenda a actinolita) y muestran escasas inclusiones de plagioclasa, biotita, apatito, circón y cuarzo hacia zonas marginales del agregado. Estos agregados poseen una textura granoblástica con frecuentes intercrecimientos de los cristales de anfíbol (textura decusada). Muestran comúnmente una corona de biotita. Su morfología es muy variable, desde formas irregulares hasta prismáticas, aunque comúnmente son redondeados y tienden a ser lenticulares en la granodiorita deformada que aflora próxima al contacto norte con el encajante. No se han hallado relictos de fases minerales previas.

Los cristales de anfíbol de la matriz muy poco abundantes, de tamaño de grano fino a muy fino, idiomorfos a subidiomorfos y están incluidos generalmente en cuarzo y en las reabsorciones que muestran algunas plagioclasas.

Apatito.- Aparece en pequeños cristales de hábito prismático corto o acicular, aunque, en este último caso, menos alargado que en los enclaves microgranitoides. Se encuentra, esencialmente, como inclusiones dentro de cristales de biotita, aunque también se han observado algunos agregados de esta fase incluidos en cuarzo, en la plagioclase con zonación continua normal y en las zonas más anortíticas que aparecen con posterioridad a las reabsorciones de los fenocristales de plagioclase.

Circón.- Aparece incluido, principalmente, en los fenocristales de biotita y, esporádicamente, en algunos cristales de cuarzo. Las inclusiones de circón en los cristales de biotita poseen aureolas metamórficas y son de mayor tamaño hacia los bordes del cristal de biotita. Estas inclusiones de circón son más abundantes en la granodiorita biotítica con matriz de grano fino del sector central del plutón granodiorítico. Las inclusiones en los granos de cuarzo son de mayor tamaño y aparecen, en numerosas ocasiones, zonados.

Turmalina.- Puede presentarse como fase tardía en la secuencia de cristalización magmática. Aparecen en pequeños individuos xenomorfos con pleocroismo verdoso a azulado, característico de variedades más aluminicas, que se hallan en intersticios tardíos.

Allanita.- En cristales idiomorfos a subidiomorfos de tamaño fino. Aparece muy alterada y posee numerosas inclusiones de plagioclase. En algunos casos se aprecia una zonación oscilatoria (Lam.II.4., Fig.3).

Ilmenita.- Aunque poco frecuentes, algunas inclusiones de ilmenita pueden observarse, principalmente, en la biotita.

Minerales secundarios.- Los cristales de *clorita* son abundantes y están asociados a la alteración de la biotita. Esta alteración progresa, principalmente, a través de los bordes y planos de exfoliación de la biotita. Los cristales de *esfena* son también comunes y están relacionados con la alteración de biotita. La *zoisita* y *clinozoisita* son producto de alteración de los cristales de plagioclase y biotita. Estas epidotas están, comúnmente, asociadas con las cloritas durante el proceso de alteración de las biotitas. Los cristales de *turmalina* pueden aparecer también

sustituyendo a biotita, en cuyo caso presenta un pleocroismo en tonos más rojizos, similar al que posee la biotita, y suelen mostrar las mismas inclusiones que esta fase. Las exfoliaciones de los fenocristales de biotita se manifiestan como estriaciones en estas turmalinas. La *moscovita* puede proceder de alteración de las zonas más cálcicas de la plagioclasa, junto con epidota, pero también puede hallarse sustituyendo a la biotita. Son poco abundantes en relación con otras facies de granitoides del batolito. Los *carbonatos* son productos de alteración de las plagioclasas, aunque no suelen ser muy frecuentes.

La secuencia de cristalización magmática de esta granodiorita aparece reflejada en la figura 2.3.

II.3.2. Enclaves microgranitoides asociados a la $Gdbt \pm anf$ (EMG)

Estos enclaves se caracterizan por mostrar una textura típica de rocas ígneas de grano fino a medio que difiere notablemente de la manifiesta textura metamórfica que poseen los xenolitos, el otro gran grupo de enclaves frecuente en los afloramientos, aunque más escasos (Véase Lam. II.6 vs. Lam. II.7).

Los EMG más comunes son rocas de composición tonalítica-cuarzodiorítica, como se muestra en el diagrama de Streckeisen (1976) (Fig. 2.2), con biotita $\pm$ anfíbol ($EMG_{bt \pm anf}$) como *únicas* fases máficas. Son de color más oscuro y de tamaño de grano mucho más fino que su roca huésped. Sus caracteres petrográficos y composicionales son *grosso modo* similares a los descritos en otras áreas (Didier, 1973; Vernon, 1983), aunque poseen algunas peculiaridades petrográficas y químicas que serán resaltadas en la siguiente descripción.

Además de los $EMG_{bt \pm anf}$, se han diferenciado dos subtipos más de EMG muy escasos, pero con rasgos petrográficos y composicionales diferentes. Estos subtipos son:

2) Enclaves microgranitoides granodioríticos ($EMG_{bt(Gd)}$). Este subtipo difiere en la composición global granodiorítica similar a la de la roca huésped *versus* la composición tonalítica-cuarzodiorítica más común del resto de EMG.

3) Enclaves microgranitoides tonalíticos leucocráticos ($EMG_{bt(lc)}$). Aunque muestran una composición global tonalítica, poseen un color y un tamaño de grano semejante a la granodiorita huésped.

A continuación se realizará una descripción petrográfica de estos tres tipos principales de EMG. Se hará mayor énfasis en aquellos rasgos que son peculiares de estos enclaves respecto a otras áreas graníticas y se discutirán algunas interpretaciones texturales previas en función de estos rasgos y de las observaciones realizadas en otras rocas subvolcánicas.

II.3.2.1. Enclaves microgranitoides máficos tonalíticos-cuarzodioríticos con biotita $\pm$ anfíbol (EMGbt $\pm$ anf)

Los EMGbt $\pm$ anf constituyen el tipo de enclave microgranitoide más común en los afloramientos de las granodioritas, donde representan habitualmente el 1-2% del volumen de éstos. No obstante, su contenido difiere notablemente entre algunas áreas del plutón granodiorítico y está relacionado a menudo con la composición de la granodiorita huésped. Así, mientras que en algunas zonas, principalmente las próximas al contacto norte del plutón con el encajante, donde la granodiorita huésped es de composición más básica y presenta anfíbol como una fase accesorio, puede llegar a constituir aproximadamente el 5% del volumen de un afloramiento (Lam.II.5, Fig.1), en otras están prácticamente ausentes. Estas últimas corresponden a diversos afloramientos dispersos a lo largo de dicho plutón donde la granodiorita huésped es de composición más ácida. No obstante, existen numerosas excepciones en cuanto a esta distribución de EMG (granodioritas ácidas, con anfíbol y sin EMG, o granodioritas con biotita como única fase máfica y con un elevado contenido en EMG).

La composición mineralógica de estos enclaves está también estrechamente relacionada con la que posee la granodiorita huésped. Así, las granodioritas biotíticas con anfíbol muestran comúnmente enclaves microgranitoides tonalíticos a cuarzodioríticos con biotita y anfíbol como fases máficas esenciales (EMGbt+anf); mientras que las granodioritas biotíticas poseen enclaves microgranitoides esencialmente tonalíticos con biotita como única fase máfica esencial (EMGbt) y, en algunas ocasiones, con anfíbol accesorio. Aunque existen algunas diferencias entre ambos tipos de enclaves, presentan numerosos caracteres petrográficos comunes que hacen que sean considerados conjuntamente en este apartado.

Estos enclaves se hallan generalmente aislados y dispuestos de manera irregular en cada zona. Ocasionalmente pueden incluir de forma parcial o total a un xenolito o a otro enclave microgranitoide (Lam.II.5., Fig.2). Este rasgo, denominado *enclave doble* (Didier, 1973), es comúnmente interpretado como una incorporación de un cuerpo en estado sólido (xenolito o enclave microgranitoide) a un enclave microgranitoide en estado fundido. El enclave incluido es generalmente más oscuro, de tamaño de grano más fino, más máfico y menos porfídico, que el enclave receptor. A veces, procesos de hibridación ("*mingling*") locales entre un enclave y su granodiorita huésped producen estructuras similares a enclaves dobles.

Las concentraciones de enclaves en pasillos ("*swarms*") son poco frecuentes y de escasa magnitud (hasta 10 metros de longitud por 1 metro de potencia). *La roca que engloba a los enclaves microgranitoides en estos pasillos es más leucocrática que la granodiorita*

huésped del afloramiento y los contactos entre ambas son irregulares (Lam.II.5, Fig.3). En estas alineaciones de enclaves son frecuentes los enclaves dobles.

El tamaño de estos enclaves es muy variado, desde escasos milímetros a varios metros. Comúnmente poseen tamaños que oscilan en torno a 20 cm. Enclaves con tamaños diferentes coexisten en un mismo afloramiento (Lam.II.5., Fig.4)

La morfología también muestra variación. Generalmente poseen una morfología redondeada: enclaves esféricos, lenticulares, masas irregulares, etc.; pero también hay enclaves microgranitoides con formas subangulosas y angulosas (Lam.II.5., Fig.5). Las formas lenticulares y elipsoidales son características de los enclaves microgranitoides próximos al contacto norte del plutón granodiorítico con las rocas encajantes y están relacionadas con la foliación de flujo que posee la granodiorita en tales áreas (Lam.II.5., Fig.1). Los salientes finos ("*wispy protrusions*") que tienen los enclaves microgranitoides en esta zona son atribuidos a procesos de flujo en la cámara magmática (Vernon, 1989).

Los contactos con la roca huésped son comúnmente netos, pero pueden observarse, aunque con menor frecuencia, contactos graduales. En determinadas ocasiones un enclave microgranitoide puede mostrar ambos tipos de contactos (Lam.II.5., Fig. 6).

Estos EMG no suelen mostrar márgenes de tamaño de grano más fino y con mayor contenido en máficos respecto de la matriz. Estos márgenes, considerados comúnmente como "bordes fríos" (Didier, 1973), son habituales en los escasos diques simplutónicos hallados en estas rocas y son interpretados como resultado del sobreenfriamiento que sufre el fundido a mayor temperatura del dique al entrar en contacto con la roca huésped más fría (Didier, 1973; Vernon, 1983). En escasas ocasiones un enclave microgranitoide puede mostrar conjuntamente un "borde frío" y un contacto gradual con la roca huésped. Estos enclaves podrían ser el producto de la rotura de la zona marginal de un dique simplutónico unido a "*mingling*" con la roca huésped. La granodiorita huésped también puede mostrar un "borde frío" en el contacto con algunos EMG (Lam.II.8., Fig.1), lo que sugiere que el enclave se hallaba en este caso a menor temperatura que dicha roca.

Algunos enclaves muestran también un *halo félsico* externo compuesto por plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Alrededor de esta banda, de espesor variable, suele producirse un aumento del contenido en biotita en la granodiorita huésped. En otras ocasiones se observa un aumento del tamaño de grano de la granodiorita huésped hacia el enclave. Estas bandas, que también se observan en otros tipos de EMG son consideradas como producto de intercambios químicos desde el EMG hacia su roca huésped. Además de este halo leucocrático, los enclaves suelen mostrar en su interior finas laminillas de composición similar a dicho halo.

Algunos fenocristales de plagioclasa y biotita de la granodiorita huésped y xenolitos se hallan parcial o totalmente incluidos en los EMG_{bt±anf}. Los cristales de plagioclasa y biotita son similares a los que posee la granodiorita en esa zona, lo que sugiere la existencia de hibridación a nivel de emplazamiento. *Los enclaves con morfologías angulosas no presentan estos xenocristales.*

II.3.2.1.1. Textura y composición mineralógica

Estos enclaves poseen una textura ígnea formada por una matriz de cristales de tamaño de grano muy fino a fino que engloba comúnmente a diversos fenocristales, xenocristales y agregados policristalinos. Esta textura es típica de rocas ígneas de grano fino a medio (Vernon, 1983) (Lam.II.6, Figs. 1, 2, 3, 4, 5 y 6; Lam.II.8., Fig.2).

La matriz de los EMG_{bt±anf} posee una textura subofítica y está formada por cristales idiomorfos a subidiomorfos de plagioclasa y biotita (±anfíbol) orientados aleatoriamente e incluidos de forma parcial o total en cristales intersticiales de cuarzo (±feldespato potásico). Esta matriz muestra variaciones de abundancia mineral y de tamaño de grano según la muestra considerada.

El subtipo de EMG_{bt+anf} muestra una textura hipidiomorfa inequigranular, con fenocristales de plagioclasa y biotita, raramente de cuarzo, y agregados ("clots") de anfíbol y biotita incluidos en una matriz compuesta por plagioclasa, biotita, anfíbol y cuarzo, como principal fase intersticial (Lam.II.6., Fig.1). Se observan también algunas plagioclasas intersticiales en la matriz, con contenidos en anortita más bajos.

La microestructura observada en los enclaves alargados, próximos al contacto norte del plutón granodiorítico, no muestra señales evidentes de deformación o recrystalización de los granos minerales, por lo que la extensión de estos enclaves parece haber sido acompañada por un movimiento relativo de cristales y fundido (Vernon *et al.*, 1988).

II.3.2.1.2. Composición mineralógica:

Minerales esenciales: plagioclasa, cuarzo y biotita (+anfíbol: EMG_{bt+anf}).

Minerales accesorios: anfíbol, feldespato potásico, apatito, circón, esfena e ilmenita.

Minerales secundarios: clorita, epidota, moscovita, opacos, calcita y sericita.

II.3.2.1.3. Descripción y relaciones mutuas de las fases minerales

Plagioclasa.- Tal y como ocurre con la facies huésped granodiorítica, es la fase mineral mayoritaria en estos tipos de enclaves, donde puede estar presente como componente esencial de la matriz, como fenocristales y como xenocristales procedentes de la roca huésped.

Fenocristales de plagioclasa.- Son subidiomorfos, de tamaño de grano medio y aparecen generalmente aislados. Están maclados según las leyes de albita, albita-periclina, albita-Carlsbad y, más raramente, según Baveno.

Poseen modelos de zonación complejos de estructura compuesta (sensu Homma, 1932; en Smith, 1974b), similares a los descritos en la granodiorita huésped, en los que se puede diferenciar *grosso modo* una zona interna con zonación oscilaroria y una zona externa con zonación continua normal (Lam.II.4., Fig.4). Ambas zonas están separadas por una importante superficie de reabsorción (Lam.II.4., Fig.5).

El contenido en anortita del núcleo de la zona interna difiere según el tipo de enclave microgranitoide. Generalmente, las plagioclasas de los EMG_{bt+anf} poseen núcleos cuyos contenidos en anortita son superiores a los de los EMG_{bt} (An_{65} y An_{55-50} , respectivamente). Las microoscilaciones que se superponen a dicho núcleo son de espesores variables y poseen modelos de zonación oscilatoria normal u oscilatoria uniforme según las regiones. Los saltos composicionales entre oscilaciones pueden llegar a alcanzar hasta un 20% en anortita, pero las zonas más cálcicas no superan generalmente el contenido en anortita del núcleo. Estas microoscilaciones están separadas por superficies de reabsorción rectas o irregulares.

La zona externa de estos fenocristales posee una zonación continua normal posterior a una importante reabsorción de la zona interna. Algunos fenocristales también muestran reabsorciones similares en etapas previas de su crecimiento. En las zonas donde esta reabsorción es más intensa, los cristales de plagioclasa muestran una "textura en tamiz" (*sieve texture*) similar a la que se describe en diversos trabajos (Nelson y Montana, 1992). El contenido en anortita de esta zona externa alcanza valores similares al núcleo de la plagioclasa (andesina cálcica a labradorita) en las zonas próximas a la reabsorción, mientras que hacia el borde decrece dicho contenido hasta composiciones de oligoclasa sódica. Un rasgo característico de esta zona externa es la presencia de abundantes inclusiones de apatito de hábito acicular, biotita y anfíbol de tamaño de grano muy fino.

Los fenocristales de plagioclasa de los EMG_{bt+anf} poseen una reabsorción más intensa de la zona interna y muestran abundantes inclusiones de apatito acicular, biotita y anfíbol de tamaño de grano muy fino.

Estos fenocristales muestran, aunque con menor frecuencia que en la roca huésped, una zonación en parches que se desarrolla principalmente en la zona interna, a través de los planos de exfoliación. Esta zonación, que corta a las microoscilaciones previas, es de composición oligoclasa sódica, similar a la que posee el fenocristal en su margen más externo.

Plagioclasa de la matriz

Idiomorfa, de hábito tabular y de grano muy fino a fino. Su contenido en anortita también difiere según el tipo de EMG. Generalmente poseen un modelo de zonación continua normal, con un núcleo de composición andesina cálcica a labradorita y un borde de oligoclasa sódica (EMGbt+anf: An_{60-55} a An_{20} ; EMGbt: An_{55-50} a An_{20}). Poseen abundantes inclusiones de apatito acicular y biotita ($\pm$ anfíbol) de tamaño de grano muy fino.

Biotita.- La biotita es el componente máfico mayoritario en todos los subtipos de EMG donde puede aparecer como fenocristales/xenocristales, agregados policristalinos y como constituyente de la matriz.

Fenocristales de biotita

Los fenocristales de biotita (Lam.II.8, Fig.2), menos frecuentes que los de plagioclasa, son idiomorfos a subidiomorfos, de tamaño de grano medio a grueso y poseen abundantes inclusiones de apatito y circón. Poseen, por consiguiente, rasgos petrográficos similares a los descritos previamente en la roca huésped.

Estos fenocristales pueden mostrar reabsorciones en las zonas de borde de grano y a través de las exfoliaciones. Los huecos producidos por dichas reabsorciones son rellenados por plagioclasa y apatito acicular. Sobre estos fenocristales se produce también una nucleación heterogénea de pequeños cristales de biotita (Lam.II.8, Fig.2). Ambos rasgos sugieren la existencia de un proceso de sobreenfriamiento inmediatamente posterior al de reabsorción. Estos fenocristales han sido interpretados por algunos autores como xenocristales procedentes del fundido huésped granodiorítico que al incorporarse a un fundido más caliente, que en este caso sería el EMG se reabsorberían. No obstante, este caso no explicaría por qué se produce un sobreenfriamiento subsecuente en el enclave. Sugiero que un ascenso adiabático del fundido que originó el enclave y un sobreenfriamiento brusco del mismo al hallarse en un nivel más superficial serían los responsables de la reabsorción y la nucleación heterogénea posterior, respectivamente, de estos fenocristales.

Estas reabsorciones se hallan también en EMGbt(Gd) de composición química similar a la granodiorita huésped. Por consiguiente, de interpretarlos como xenocristales, habría que

considerar que se incorporaron en las condiciones como para presentar dicha composición, hecho éste que parece bastante improbable.

Agregados policristalinos de biotita

Aparecen en la mayoría de los tipos de EMG y forman uno de los rasgos petrográficos más significativos (Lam.II.6, Fig.2; Lam.II.4., Fig.6). Están compuestos por cristales de biotita idiomorfos de tamaño de grano muy fino con textura decusada. Estos cristales no suelen mostrar inclusiones de apatito y circón. No obstante, éstas puede observarse hacia los bordes de algunos agregados, aunque en proporciones inferiores a las observadas en los fenocristales. Los agregados policristalinos de biotita son más abundantes que en la facies huésped granodiorítica y son característicos en los EMG_{bt}. Las reabsorciones también son comunes en estos agregados.

Biotita de la matriz

Es componente máfico esencial de la matriz de todos los subtipos de EMG_{bt±anf} (Lam.II.6, Fig.3). Aparece en cristales idiomorfos-subidiomorfos, de tamaño de grano fino con abundantes inclusiones de apatito acicular. Algunos EMG_{bt±anf} poseen cristales de biotita con una disposición radial, incluidos en cristales de cuarzo. La biotita en este caso posee un hábito planar alargado que difiere del descrito previamente. La biotita también puede presentarse en forma de pequeños cristales, incluidos en agregados de cuarzo, que aumentan de tamaño hacia el borde de estos agregados. Estas texturas podrían ser interpretadas como cavidades miarolíticas producidas por la vesiculación que tiene lugar por el enfriamiento brusco que sufre el EMG (Eichelberger, 1980).

La biotita es la principal fase máfica de la matriz de los EMG_{bt+anf} donde aparece en mayor proporción que el anfíbol, pero los agregados máficos son predominantemente anfibólicos. Los fenocristales de biotita son menos comunes que en los EMG_{bt}. No obstante, los rasgos de estas biotitas son similares a los descritos con anterioridad.

Cuarzo.- El cuarzo es una fase tardía en la secuencia de cristalización de estos enclaves y se halla comúnmente rellenando los intersticios de la matriz. No obstante, también existen algunos fenocristales cuyo origen plantea las mismas dudas que los fenocristales previos.

Cuarzo de la matriz

Aparece comúnmente en cristales xenomorfos intersticiales y de tamaño de grano medio. Las inclusiones son escasas y cuando existen se disponen generalmente hacia los bordes del cristal y corroidas, a excepción de los cristales de biotita y apatito acicular que suelen ser idiomorfos.

Fenocristales de cuarzo

Los fenocristales de cuarzo se encuentran generalmente en cristales xenomorfos de tamaño de grano medio y con escasas inclusiones de fases máficas que se disponen comúnmente a través de fracturas. Los agregados de esta fase con textura consertal son frecuentes en los EMG próximos al contacto de la granodiorita con el encajante. El cuarzo está en menor proporción en los EMG_{bt+anf} que en los EMG_{bt} donde son también más abundantes los fenocristales de esta fase.

Los "*ocelos*" de cuarzo (Vernon, 1983, 1990) son poco frecuentes en estos EMG. Poseen una morfología redondeada y están rodeados por un borde de tamaño de grano muy fino compuesto por biotita y anfíbol (Lam.II.8., Fig.2). Estas fases máficas están, a su vez, incluidas en cuarzo intersticial que extingue en común con el cuarzo que constituye el "ocelo". Texturas similares han sido descritas en rocas cuyo origen ha sido atribuido a procesos de hibridación de magmas (Harker, 1909; Wager, 1965; en Vernon, 1991). Según estos autores, se formaron como consecuencia de la inestabilidad de cristales de cuarzo procedentes de un magma ácido que son incluidos en el magma básico. Esta inestabilidad origina la disolución de los extremos del xenocristal, lo que produce una extracción del calor latente de cristalización del fundido adyacente. Esta pérdida de calor incrementa el grado de sobreenfriamiento y, por consiguiente, la tasa de nucleación, lo que produce la cristalización de los agregados de grano fino de los minerales en los cuales el magma está saturado. Este proceso ocurre en los enclaves durante el desarrollo de la etapa de sobreenfriamiento; mientras que en la etapa de cristalización lenta, el cuarzo puede precipitar del fundido evolucionado y/o modificado, formando sobrecrecimientos que incluyen los granos de la banda máfica (Vernon, 1991).

"Ocelos" similares a los descritos en los EMG aparecen en los bordes fríos de los diques granodioríticos del sector central del batolito de Los Pedroches (Lam.II.4, Fig.7). Por consiguiente, sería posible explicar el desarrollo de esta textura por un proceso similar al que tiene lugar en tales bordes fríos.

Finalmente se observan en algunos EMG agregados formados por cuarzo, plagioclasa y, en menor proporción por biotita. La plagioclasa en estos se caracteriza por no presentar

zonaciones y por ser más albítica que la que se encuentra en la matriz del enclave. En los bordes de estos agregados se incluye apatito acicular. Pueden ser interpretados como posibles cavidades miarolíticas.

Anfíbol.- Los cristales de anfíbol son componentes esenciales en los EMG_{bt+anf} y accesorios en algunos EMG_{bt}. Son actinolitas a hornblendas actinolíticas que aparecen comúnmente como componentes de la matriz en ambos tipos de enclaves o formando agregados policristalinos que son muy abundantes en el primero de los subtipos y escasos o inexistentes en el segundo. La relación agregados de anfíbol/agregados de biotita es también superior en los EMG_{bt+anf}. Los fenocristales de esta fase son muy escasos.

Los agregados policristalinos de anfíbol ("clots" de anfíbol) están formados comúnmente por cristales de tamaño de grano muy fino a fino de actinolita/hornblenda actinolítica con textura granoblástica decusada (Lam.II.6, Fig.1). Estos agregados no poseen inclusiones y muestran habitualmente una corona de biotita con textura granoblástica. La biotita también puede hallarse en el interior de estos agregados, pero, en este caso está reemplazando claramente al anfíbol, ya que se dispone a través de los planos de exfoliación de esta fase. Estos agregados policristalinos pueden estar formados en ocasiones por intercrecimientos de cristales de tamaño de grano medio de esta misma fase y con distinta orientación.

La geometría de estos "clots" es variada. Pueden mostrar formas redondeadas, alargadas, subangulares, etc. que sugieren reemplazamiento de una fase previa aislada o en agregados (textura glomeroporfídica), aunque no se ha hallado relicto alguno.

El anfíbol de la matriz puede aparecer en pequeños cristales idiomorfos a subidiomorfos con inclusiones de apatito o en cristales xenomorfos intersticiales. Son frecuentes las inclusiones de pequeños cristales de anfíbol en cuarzo intersticial y en algunas ocasiones se observa una formación de este anfíbol como reacción entre biotita y cuarzo. Esta fase se estabiliza, en ocasiones, por lo tanto, tardíamente en la secuencia de cristalización.

Minerales accesorios.-

Apatito.- Aparece comúnmente en cristales idiomorfos de hábito acicular incluidos principalmente en las fases que componen la matriz de los EMG. Los fenocristales de plagioclasa también muestran inclusiones de apatito acicular, sobre todo en la zona externa. Estas inclusiones son menos frecuentes en los fenocristales de fases máficas (biotita y anfíbol) y están ausentes en los agregados policristalinos de éstas. Los cristales de apatito también pueden hallarse concentrados hacia los bordes de las cavidades miarolíticas.

Existe un segundo tipo de apatito de hábito equidimensional, prismático corto y de mayor tamaño que el anterior. Este segundo tipo es menos frecuente y forma parte principalmente de la matriz de los enclaves. A veces poseen una zonación composicional. Los datos experimentales demuestran que el hábito acicular de los cristales de apatito puede ser producto de un sobreenfriamiento del fundido (Wyllie *et al.*, 1962).

Circón.- Esta fase se halla en pequeños cristales de hábito prismático incluidos principalmente en los cristales de biotita de la matriz, donde muestran halos pleocroicos. Se observan, además, cristales prismáticos de mayor tamaño que los anteriores en la matriz. Estos últimos suelen mostrar una zonación composicional. El circón es una fase precoz en la secuencia de cristalización.

Esfena.- Aparece también en casi todas las muestras como cristales subidiomorfos a xenomorfos, a veces de gran tamaño. A veces se halla como una fase tardía e intersticial en algunos enclaves.

II.3.2.1.4. Secuencia de cristalización

La secuencia de cristalización de este grupo de enclaves es básicamente similar en todos los tipos que se diferencian a continuación, con algunas matizaciones que serán especificadas en cada caso. Dicha secuencia comprende a grandes rasgos las siguientes etapas:

1º) Cristalización inicial de plagioclasa y anfíbol (piroxeno?). Las fases accesorias (circón, allanita, ilmenita y apatito) precipitan posteriormente sobre los cristales previos y son utilizados como núcleo para la cristalización de la biotita. Los cristales de cuarzo también precipitan durante esta etapa, pero son muy escasos. Todas estas fases previas, a excepción de los accesorios, constituirán con posterioridad los fenocristales observados en estos cuerpos.

2º) Reabsorción parcial de las fases cristalizadas previamente y nucleación heterogénea subsiguiente de las mismas probablemente debida a un proceso de ascenso adiabático y sobreenfriamiento inmediato posterior. Durante esta etapa, el apatito adquiere un hábito acicular característico de este enfriamiento. La plagioclasa, además de continuar su crecimiento como fenocristal, cristaliza de forma heterogénea dando lugar a individuos idiomorfos de pequeño tamaño y con zonación continua normal que junto a la biotita y el cuarzo (y anfíbol en variedades más máficas) constituyen el entramado, de grano fino a muy fino, que forma la matriz de estos cuerpos. La fase máfica cristalizada se transformará posteriormente en agregados ("clots") de anfíbol con una corona de biotita como producto de reacción de éstos con el fundido.

3º) Cristalización intersticial de cuarzo y, en algunas variedades, de feldespato alcalino. Durante esta fase puede continuar el crecimiento de los fenocristales de plagioclasa. El anfíbol y la esfena también cristalizan intersticialmente y la primera de estas fases puede ser producto de reacción entre biotita y cuarzo.

II.3.2.2. Enclaves microgranitoides granodioríticos (EMGbt(Gd))

Los afloramientos de estos enclaves son muy escasos respecto al grupo de enclaves anterior y se han localizado principalmente próximos al contacto sur de la granodiorita con el encajante (sur de Pozoblanco, Córdoba). Su composición mineralógica (y química) es similar a la de la granodiorita huésped, pero los rasgos petrográficos son característicos de los enclaves microgranitoides.

Aparecen comúnmente en masas irregulares de gran tamaño (1m a >10m) (Lam.II.5, Fig.7) y poseen contactos netos con la granodiorita huésped. La roca huésped granodiorítica muestra en ocasiones un halo félsico de espesor variable (hasta 5cm) en torno al enclave. Este halo posee una textura hipidiomórfica equigranular/inequigranular de tamaño de grano medio a grueso y está formado esencialmente por cristales de cuarzo y feldespatos. Estos enclaves poseen también inclusiones de otros EMG, xenolitos y agregados compuestos esencialmente por biotita y anfíbol.

II.3.2.2.1. Rasgos texturales

Poseen una textura hipidiomórfica inequigranular porfídica de tamaño de grano fino a grueso, con fenocristales de plagioclasa y biotita incluidos en una matriz de grano fino compuesta por plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico. La existencia de feldespato potásico y la distribución homogénea de los fenocristales de plagioclasa son rasgos distintivos respecto al resto de enclaves microgranitoides. Algunos EMGbt(Gd) son equigranulares de tamaño de grano medio y muestran una significativa textura fluidal, con una orientación de los cristales idiomorfos de plagioclasa (Lam.II.6, Fig.5).

Las texturas miarolíticas son comunes también en este tipo de enclaves. Están formadas por cavidades de forma redondeada compuestas esencialmente por cuarzo y feldespato potásico. Los cristales de plagioclasa (An_{25-20}), biotita y apatito (acicular o prismático de grano más grueso) son componentes accesorios de estos huecos. La biotita se dispone a veces de forma radial en estas cavidades.

II.3.2.2.2. Composición mineralógica

Minerales esenciales: plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico.

Minerales accesorios: apatito, circón y opacos.

Minerales secundarios: clorita y sericita.

II.3.2.2.3. Descripción y relaciones mutuas entre las fases minerales

Plagioclasa.- Esta fase en las variedades inequigranulares es muy similar en los rasgos petrográficos y composicionales a la que posee la granodiorita huésped. Se halla en fenocristales o como componente de la matriz del enclave. Los fenocristales de plagioclasa poseen modelos de zonación complejos de estructura compuesta o múltiple y el contenido en anortita del núcleo es similar al de la roca huésped (An_{55}). La plagioclasa de la matriz es subidiomorfa a xenomorfa y posee una zonación continua normal ($An_{50}-An_{20}$).

Biotita.- Puede aparecer en forma de fenocristales o como constituyente de la matriz. Los agregados policristalinos de biotita son muy escasos. Los fenocristales de biotita, menos abundantes que los de plagioclasa, poseen inclusiones de apatito prismático y circón. Estos fenocristales están comúnmente reabsorbidos y los huecos producidos por dichas reabsorciones son rellenados por plagioclasa y apatito acicular. Sobre estos fenocristales se produce también una nucleación heterogénea de pequeños cristales de biotita.

Cuarzo.- Aparece en cristales xenomorfos aislados o en agregados con una textura consertal. Posee en ambos casos una extinción ondulante. Las inclusiones son escasas.

Feldespato potásico.- Es un componente de la matriz de estos enclaves, donde aparece como una fase intersticial tardía. Engloba a todas las fases anteriores, incluso al cuarzo, y presenta textura pertítica. Posee bandas de reacción mirmequíticas en las zonas en las que está en contacto con cristales de plagioclasa.

Apatito.- El de hábito acicular es más escaso que en otras variedades de enclaves.

La secuencia de cristalización de esta variedad de enclave es similar a la descrita anteriormente para el conjunto de enclaves microgranitoides.

II.3.2.3. Enclaves microgranitoides tonalíticos leucocráticos (EMG_{bt(lc)})

Estos enclaves son muy escasos respecto al resto de EMG. He observado tan solo dos ejemplos en áreas muy distantes (VA-8 en las proximidades de Azuel, Córdoba, y TD-70 al oeste de Alcaracejos, Córdoba). A pesar de la distancia, estos enclaves poseen una serie de rasgos petrográficos y químicos muy similares y diferentes a otros tipos de EMG por lo que se consideran como un grupo aparte.

Poseen un tamaño en torno a 50cm y su morfología es comúnmente irregular redondeada. Muestran una borde biotítico de espesor variable (hasta 2cm) en el contacto con la roca huésped granodiorítica. La biotita de este borde posee un tamaño de grano medio a fino, similar a la del resto del enclave.

Estos enclaves son leucocráticos y las fases minerales que lo componen poseen tamaño de grano medio y, por consiguiente, superior al resto de los EMG.

II.3.2.3.1. Rasgos texturales

Poseen una textura hipidiomórfica equigranular de tamaño de grano medio con plagioclasa y biotita en cristales de tamaño de grano medio incluidos en una matriz compuesta esencialmente por cuarzo. Como en otros tipos de enclaves, la plagioclasa es el constituyente mayoritario. No son frecuentes los fenocristales de ninguna de estas fases y los agregados policristalinos de biotita son escasos (Lam.II.6, Fig.6).

II.3.2.3.2. Composición mineralógica

Minerales esenciales: plagioclasa, biotita y cuarzo.

Minerales accesorios: apatito, circón y opacos ($\pm$ anfíbol, VA-8)

Minerales secundarios: sericita, clorita y opacos.

II.3.2.3.3. Descripción y relaciones mutuas entre las fases minerales

Plagioclasa.- Aparece en pequeños cristales idiomorfos a subidiomorfos con zonación continua normal (An_{50} - An_{22}). Estos cristales pueden presentar un "*patchy zoning*" tardío con valores variables desde An_{27} hasta An_{23} . Muestran inclusiones, principalmente, de apatito y, en algunas ocasiones, de biotita.

Biotita.- Se diferencia de la existente en otros grupos de enclaves por ser tardía e intersticial. Presenta numerosas inclusiones de cristales de plagioclasa, así como de apatito y circón de la matriz, aunque éstas en menor proporción que en el resto de los enclaves.

Cuarzo.- Aparece en cristales xenomorfos e intersticiales, incluye a todas las fases previamente citadas.

Apatito.- Se halla en cristales prismáticos aciculares de tamaños variables.

La secuencia de cristalización de este tipo de enclaves difiere de la de otras variedades en el momento de aparición de la biotita, que en este tipo de enclaves es tardía e intersticial.

II.3.3. Agregados biotítico-anfibólicos

Estos agregados presentan rasgos muy similares a los "*clots*" de anfíbol de los EMGbt±anf, pero han sido considerados aparte debido al hecho de que pueden ser hallados sin relación alguna con estos enclaves y en cuerpos de mayor tamaño.

Están compuestos esencialmente por una zona central de anfíbol (actinolita a hornblenda) y biotita verde. Las fases accesorias son cuarzo, apatito, circón y opacos. Muestran, en todos los casos, un borde reaccional de biotita.

Presentan una textura decusada y en algunas ocasiones se observa una orientación de sus constituyentes minerales (la orientación que poseen las fases que constituyen la muestra CL-15 forma cierto ángulo con el borde del agregado).

El anfíbol aparece en la zona central de estos cuerpos en agregados en torno a los cuales se dispone la biotita verde. Las características de este anfíbol son similares a las que posee esta fase en otras rocas citadas con anterioridad.

La biotita de la zona central tiene un pleocroismo en tonos verdes y posee, como en el caso de los enclaves descritos con anterioridad, algunas inclusiones de apatito y circón, aunque éstas son menos comunes que en otras rocas.

II.3.4. Xenolitos

Los xenolitos son menos abundantes que los enclaves microgranitoides y se hallan distribuidos de forma irregular, aunque principalmente hacia las zonas de borde del plutón granodiorítico de Los Pedroches.

Los xenolitos procedentes de zonas más superficiales, próximas al nivel de emplazamiento, son angulosos a subangulosos, en tanto que el único xenolito que consideramos procedente de una zona más profunda es redondeado. Todos ellos muestran contactos netos con la roca huésped y en algunas ocasiones pueden estar incluidos en los EMG formando un enclave doble, como es el caso del xenolito profundo, que está incluido en un EMG_{bt}(Gd).

El tamaño de este tipo de enclaves es variable, desde escasos milímetros hasta bloques de dimensiones métricas, aunque el tamaño medio es de unos 10cm (Lam.II.5, Fig.8).

La textura de los xenolitos procedentes de niveles más superficiales es granoblástica y éstos, a menudo, muestran algunas bandas de la granodiorita huésped que penetran a través de los planos de foliación y fractura (Lam.II.7, Fig.1). El xenolito que consideramos procedente de un nivel más profundo posee una textura granolepidoblástica, donde se observa una alternancia de zonas con diferente composición mineralógica que sugieren bandeados de segregación metamórfica (Lam.II.7, Fig.2). Este último xenolito posee un tamaño de grano superior a los anteriores.

La composición mineralógica que muestra el xenolito profundo es de biotita + plagioclasa ($An_{25}-An_{20}$) + opacos + sillimanita + corindón + moscovita + circón. La **biotita** de este xenolito es diferente a la que se halla en la granodiorita y en los EMG. Se caracteriza por mostrar un pleocroismo rojizo mucho más intenso que ambos tipos de rocas. La **sillimanita** aparece en abundantes prismas alargados o como fibrolita. Se concentra, junto a plagioclasa, en bandas pobres en biotita en las que aparecen desorientadas y con inclusiones de **opacos** granoblásticos; aunque localmente esta biotita puede estar relacionada con biotita, no se han hallado relictos de estas últimas fases en estas bandas. El **corindón** se forma por destrucción de la biotita. Aparece en cristales de mayor tamaño que los hallados en los xenolitos. Los cristales de corindón y sillimanita se hallan parcialmente reemplazados por **moscovita**.

Los xenolitos de origen más superficial poseen una composición variable que depende del encajante más próximo a la granodiorita. Presentan, generalmente, biotita, plagioclasa y cuarzo como constituyentes principales, aunque también se observan moscovita, opacos, sillimanita, granate, corindón y hercinita.

El **corindón** se halla reemplazando a biotita y aparece en pequeños cristales de intenso relieve y con un pleocroismo muy característico desde azul-violeta a verde. A veces se halla maclado. La red de la biotita también se destruye a opacos y hercinita. La **hercinita** aparece en pequeños cristales isótropos con tonos verdes oscuros y suelen hallarse en equilibrio con pseudomorfos posiblemente de cordierita constituidos por agregados micáceos. No se observa

en ningún punto cordierita y corindón en contacto. La moscovita se halla reemplazando parcialmente al corindón y a las biotitas.

Existen algunos minerales opacos que aparecen incluidos en la biotita, mientras que otros pueden derivar de la destrucción de la red de la biotita durante el metamorfismo de contacto.

II.3.5. Acumulado de anfíbol

Esta roca con textura acumulada se ha observado tan sólo en un afloramiento del sector noroccidental del plutón granodiorítico de Los Pedroches, próximo a la localidad de La Guarda (Badajoz). Se halla en una masa irregular, con un tamaño aproximado de 2m², incluida en una Gdbt+anf (LG-4). Está compuesta esencialmente por agregados policristalinos de anfíbol ("clots") y fenocristales de plagioclasa (*cumulus*) englobados en una matriz leucocrática formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita (*intercumulus*). Se observan también algunos fenocristales de feldespato potásico poiquilíticos y microclinizados. Los contactos entre esta roca y la granodiorita huésped son definidos.

Los fenocristales de plagioclasa son muy similares en los modelos de zonación y en su composición a los que poseen las Tnpx y algunas Gdbt+anf. Son comúnmente idiomorfos a subidiomorfos, de tamaño de grano grueso a medio y aparecen aislados o en agregados. Los modelos de zonación son complejos, de estructura compuesta (Homma, 1932) en la que se distingue un núcleo idiomorfo composicionalmente homogéneo (labradorita, An₆₅) rodeado por una zona marginal más sódica con zonación, generalmente, oscilatoria normal uniforme (Homma, op. cit.). Una zonación en parches ("patchy zoning"), que se desarrolla principalmente en las zonas más internas del cristal, se superpone al modelo de zonación anterior.

Los agregados de anfíbol son también similares a los descritos en los EMGbt+anf y Gdbt+anf. Muestran morfologías irregulares y elipsoidales y se disponen de forma uniforme en esta roca, aunque con algunas concentraciones hacia los contactos con la roca huésped granodiorítica. En ocasiones, se observan agregados formados exclusivamente por estos "*clots*".

El tamaño de los "*clots*" de anfíbol es variable, aunque generalmente no son superiores a 1cm de diámetro del eje mayor. No obstante, este tamaño es superior al mostrado por los que posee la roca huésped. Su textura es granoblástica y la composición del anfíbol en los mismos es actinolítica a hornblenda actinolítica. Muestran comúnmente una corona formada por un agregado policristalino de biotita con textura decusada. Aunque no se han hallado

relictos en estos "*clots*", la morfología de los mismos sugiere que representen pseudomorfos de una fase máfica previa (anfíbol o piroxeno).

Los agregados de biotita que constituyen la corona poseen un mayor número de inclusiones de circón, allanita e ilmenita que los anfíboles del "*clot*", lo que indica una cristalización posterior a éste de tales fases accesorias. Los "*clots*" de anfíbol son posteriores en la secuencia de cristalización a los fenocristales de plagioclasa.

Esta roca se caracteriza por la presencia de abundantes microenclaves, especialmente en las zonas próximas al contacto con la roca huésped granodiorítica. Estos enclaves son xenolitos y pueden distinguirse dos subtipos principales:

1) **microxenolitos de origen ígneo**, angulosos a subangulosos, con textura alotriomórfica, equigranulares y de tamaño de grano fino a muy fino. Están orientados paralelamente al margen de esta roca y se hallan distribuidos uniformemente en la misma. Los componentes minerales esenciales son biotita, feldespatos y cuarzo. Algunos de estos cuerpos pueden mostrar "*clots*" de anfíbol hacia los bordes, pero estos agregados proceden claramente de la roca huésped, ya que intersectan el contacto entre ambos tipos de rocas. Este proceso de "*mingling*" indicaría, por lo tanto, que el microxenolito se hallaba en estado parcialmente fundido. No obstante, a diferencia de los enclaves microgranitoides, no son más máficos que su roca huésped y no se aprecia una clara textura secuencial. Además, existen indicios de procesos locales de fusión parcial. Estos rasgos sugieren que este microenclave pudo haber sufrido un metamorfismo intenso.

2) **microxenolitos de procedencia metamórfica**, de morfología angulosa y distribuidos principalmente próximos al contacto de esta roca con la granodiorita encajante.

Esta roca está relacionada con un dique simplitónico compuesto por abundantes enclaves microgranitoides y algunos xenolitos similares a los anteriores que están incluidos en una roca leucocrática con escasos "*clots*" de anfíbol. Los enclaves microgranitoides de este dique son esencialmente similares a los descritos previamente en la granodiorita biotítica $\pm$ anfíbol. Se pueden distinguir dos subtipos:

1) **enclaves microgranitoides subredondeados**, de tamaño medio en torno a 10 cm y con contactos netos con la roca encajante. Poseen una textura hipidiomórfica, equigranulares, de tamaño de grano fino y están compuestos esencialmente por plagioclasa, biotita, anfíbol y cuarzo. No obstante, poseen algunos fenocristales de plagioclasa muy similares a los descritos en los EMGbt+anf. Los "*clots*" de anfíbol son

muy escasos. Como fases accesorias destacan apatito, circón e ilmenita, incluidos principalmente en la biotita.

2) **enclaves microgranitoides subredondeados a redondeados**, de tamaño algo inferior al anterior y con contactos ligeramente más transicionales con la roca huésped. Poseen una textura hipidiomórfica, inequigranular, de tamaño de grano medio a muy fino y están compuestos por abundantes "clots" de anfíbol y fenocristales de plagioclasa (An_{70}) incluidos en una matriz leucocrática formada esencialmente por plagioclasa, cuarzo y biotita. Los accesorios son similares al subtipo anterior.

II.4. ADAMELLITA BIOTÍTICA PORFÍDICA DE GRANO GRUESO (Adbt)

La adamellita biotítica porfídica de grano grueso no fue diferenciada inicialmente del grupo de los monzogranitos biotíticos $\pm$ cordierita debido a una gran similitud textural y composicional con éstos (Eraso, 1980; Eraso y Garrote, 1984). La distinción cartográfica de esta roca ha sido realizada recientemente por Fernández *et al.* (en prensa) y Larrea *et al.* (en prensa) en las hojas de la 2ª serie (*Magna*) del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, nº 881 (Villanueva de Córdoba) y nº 882 (Cardeña), respectivamente. Estas rocas son consideradas por estos autores como facies plutónicas transicionales entre las granodioritas biotíticas ($\pm$ anfíbol) y los monzogranitos biotíticos $\pm$ cordierita (Carracedo *et al.*, 1989, 1990; Larrea *et al.*, 1992).

Las adamellitas afloran principalmente en el contacto suroeste y noroeste del plutón monzogranítico de Cardeña-Virgen de la Cabeza con el plutón granodiorítico de Los Pedroches. Son rocas de color grisáceo, de aspecto homogéneo y de textura inequigranular porfídica, con un tamaño de grano medio a grueso. Están compuestas por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico poiquilítico, en proporciones variables según las muestras, incluidos en una matriz de grano medio a fino formada esencialmente por plagioclasa, biotita, cuarzo y feldespato potásico (Lam.II.10, Fig.1).

Los fenocristales de feldespato potásico son subidiomorfos y de tamaño de grano grueso (hasta 5cm). Poseen numerosas inclusiones principalmente de biotita que se disponen a menudo concéntricamente. La presencia de estas inclusiones los diferencia claramente de los fenocristales de feldespato potásico del monzogranito. Aparecen comúnmente aislados, aunque se han observado algunas concentraciones de fenocristales de mayor tamaño de grano.

Los fenocristales de cuarzo son de menor tamaño (hasta 2cm), poseen un hábito xenomorfo redondeado y muestran también inclusiones de biotita, aunque más escasas. La matriz de esta roca es de grano medio a fino y posee una composición mineralógica semejante a la granodiorita biotítica.

Poseen escasos enclaves microgranitoides (Lam.II.10, Fig.2) cuyos rasgos petrográficos son muy similares a los EMG_{bt} y que serán descritos posteriormente. Muestran además algunos diferenciados pegmatoides de tamaño en torno a los 10 cm que están compuestos por turmalina, cuarzo y feldespato potásico.

Los contactos de esta roca con los dos litotipos plutónicos dominantes en el batolito de Los Pedroches (Gdbt_{±anf} y Mzbt_{±cd}) han sido representados como transicionales en la cartografía realizada por el I.T.G.E (Fernández *et al.*, en prensa; Larrea *et al.*, en prensa; Larrea *et al.*, 1992). El contacto gradual entre la Adbt y la Gdbt_{±anf} se observa bastante bien en diversos sectores (*e.g.*, corte realizado a través de las trincheras de la línea del A.V.E. (Tren de Alta Velocidad Español). No obstante, no he observado el contacto entre Adbt y Mzbt_{±cd} debido a las pésimas condiciones de afloramiento en la zona.

La Adbt muestra un aumento progresivo en el contenido en feldespato potásico y cuarzo respecto a la Gdbt_{±anf}; mientras que decrece el contenido modal en plagioclasa y biotita. Mineralógicamente, se diferencia además de esta última roca en la inexistencia de anfíbol.

II.4.1. Descripción microscópica

II.4.1.1. Rasgos texturales

Posee una textura hipidiomórfica inequigranular porfídica y un tamaño de grano grueso a fino. Está formada por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico incluidos en una matriz compuesta por plagioclasa, biotita, cuarzo y feldespato potásico (Lam.II.3, Fig.2). La relación entre las fases que forman los fenocristales es variable de unas muestras a otras.

Son frecuentes también las texturas de intercrecimientos, como las micropegmatíticas y las texturas mirmequíticas en los contactos entre feldespatos potásicos y plagioclasas.

II.4.1.2. Composición mineralógica

Minerales esenciales: plagioclasa, biotita, cuarzo y feldespato potásico.

Minerales accesorios: circón, apatito e ilmenita (no he observado cordierita, Larrea *et al.*, 1992).

Minerales secundarios: sericita, clorita, moscovita, carbonatos y epidota.

II.4.1.3. Descripción y relaciones mutuas de las fases minerales

Plagioclasa.- Es la fase mineral más abundante. Aparece en fenocristales y como componente esencial de la matriz de la roca.

Fenocristales de plagioclasa

Son idiomorfos a subidiomorfos, de morfología tabular y de tamaño de grano medio a grueso (hasta 1cm). Aparecen generalmente aislados, aunque en algunas ocasiones se hallan en agregados de pocos individuos. Muestran modelos de zonación complejos de estructura múltiple o compuesta (en sent. Homma, 1932; en Smith, 1974) similares a los descritos en las plagioclasas de la $Gdb_{15} \pm an_{85}$ (Lam.II.11, Fig.1). Poseen una región central en la que se distinguen diversos sectores con modelos de zonación oscilatoria normal u oscilatoria uniforme y una región marginal con una zonación continua normal u oscilatoria normal. Ambas regiones están separadas por una superficie de reabsorción.

El contenido en anortita del núcleo es también semejante a las plagioclasas de la $Gdb_{15} \pm an_{85}$ oscila en torno a An_{45-46} . Las microoscilaciones posteriores al núcleo poseen contenidos máximos en anortita similares a éste y están limitadas por superficies de reabsorción rectas o irregulares. La región marginal posee una variación en el contenido en anortita de An_{45} a An_{15} .

Estos fenocristales no suelen presentar zonación en "parches" ("*patchy zoning*") tan frecuentemente como en las $Gdb_{15} \pm an_{85}$. Tienen algunas inclusiones de biotita de grano fino. Las maclas más comunes son las de albita y albita-Carlsbad.

Plagioclasa de la matriz

Aparece en cristales subidiomorfos aislados, de tamaño de grano medio-fino, con zonación oscilatoria normal o continua normal. El contenido en anortita de estas plagioclasas varía desde An_{40} a An_{15} . En algunas ocasiones se observa concentraciones de estas plagioclasas sobre los megacristales de feldespato potásico.

Feldespato potásico.- El feldespato potásico también aparece como fenocristales (megacristales) o como constituyente de la matriz de la roca. En el primer caso, son idiomorfos-subidiomorfos, de forma tabular y de tamaño de grano grueso a muy grueso. Son poiquilíticos, muestran abundantes inclusiones de plagioclasa, biotita y, en menor cantidad,

de cuarzo hacia las zonas marginales (Lam.II.3, Fig.2). Son comunes las texturas rapakiwi (*s.l.*) en estos feldespatos.

Los cristales de la matriz son subidiomorfos-xenomorfos, de grano medio y poiquilíticos, con numerosas inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo. La cristalización del cuarzo es simultánea, en muchos casos, a la del feldespato y se pueden observar texturas micrográficas.

Los cristales de esta fase son peritéticos en ambos casos. Se observan dos tipos de perititas: unas finas, rectas y muy penetrativas en todo el cristal y otras gruesas, más irregulares, que cortan a las anteriores. Se forman mirnequitas en los contactos entre cristales de plagioclasa y feldespato potásico.

Biotita.- Esta fase aparece en cristales idiomorfos-subidiomorfos de grano medio a fino. Sus rasgos petrográficos son similares a los que muestran las biotitas de la Gdbt±anf (Lam.II.11, Fig.3). Así, posee un pleocroismo en tonos marrones a pardos y un contenido moderado en inclusiones de apatito y circón respecto al que muestran las biotitas del Mzb±cd. Estos cristales están comúnmente aislados, aunque en ocasiones se disponen en agregados ("*clots*") con textura decusada. La alteración más común de estas biotitas es a clorita y epidota.

Cuarzo.- El cuarzo también aparece en fenocristales de tamaño de grano grueso, subidiomorfos-xenomorfos, redondeados que pueden estar compuestos de un solo individuo o de un grupo de cristales con textura consertal. No poseen apenas inclusiones, tan solo algunas inclusiones de biotita de grano fino han sido observadas. Puede aparecer también como constituyente de la matriz, en cristales xenomorfos de grano medio-fino poiquilíticos. Algunas inclusiones de cuarzo en los megacristales de feldespato potásico se deben a relleno de microfracturas.

Minerales accesorios.-

Apatito.- Los cristales de apatito incluidos en esta biotita muestran halos pleocroicos. Estos apatitos son aciculares y de pequeño tamaño. Los apatitos de mayor tamaño poseen una morfología redondeada y no están incluidos en la biotita.

Circón.- Aparece principalmente en inclusiones de grano muy fino en los cristales de biotita, aunque también se hallan en la matriz de la roca donde pueden mostrar zonaciones.

II.5. MONZOGRANITO BIOTÍTICO ($\pm$ CORDIERÍTICO) PORFÍDICO DE GRANO MEDIO A GRUESO ($Mzbt\pm cd$)

El monzogranito biotítico ($\pm$ cordierítico) porfídico de grano medio a grueso ($Mzbt\pm cd$) es el litotipo ígneo dominante en una serie de plutones alineados en dirección ligeramente cblicua (N120E) al plutón granodiorítico de Los Pedroches. Éstos son de NO a SE los siguientes: Valdetorres-Gamita, La Haba-Campanario, Santa Eufemia, El Guijo, Cerro Mogábar, Cardeña-Virgen de La Cabeza, Linares y Arquillos (Fig. 2.1). Los rasgos petrográficos y composicionales de este monzogranito son básicamente similares en tales plutones.

Los plutones graníticos de El Guijo, Cerro Mogábar y Cardeña-Virgen de La Cabeza son los únicos que están en contacto con el plutón granodiorítico de Los Pedroches, con el que muestran comúnmente relaciones intrusivas. La existencia de xenolitos granodioríticos en la facies común monzogranítica del plutón de Santa Eufemia confirma también dicha relación (García-Casco, 1986). No obstante, han sido descritos *posibles* contactos transicionales entre el $Mzbt\pm cd$ y la $Gdbt\pm anf$. Estos contactos están representados por la $Adbt$ y se hallan en el sector occidental del plutón granítico de Cardeña-Virgen de La Cabeza (Carracedo *et al.*, 1989, 1990).

La posible existencia de tránsitos graduales entre los $Mzbt\pm cd$ y las $Gdbt\pm anf$ constituiría un aspecto fundamental para conocer las relaciones entre ambos litotipos plutónicos. Por esta razón, he centrado el estudio petrográfico y geoquímico de esta facies monzogranítica en el plutón de Cardeña-Virgen de La Cabeza. No obstante, dada la similitud textural y composicional existente entre los $Mzbt\pm cd$ de los diversos plutones, he considerado interesante incluir también en este apartado algunos caracteres petrográficos significativos aflorantes en otros sectores.

El plutón de Cardeña-Virgen de La Cabeza, con una extensión aproximada de 600 Km², es el plutón granítico de mayores dimensiones en el batolito de Los Pedroches. Está compuesto, según Larrea *et al.* (1992), por diversos tipos litológicos principales, que en orden de intrusión son:

- 1) Adamellitas biotíticas porfídicas de grano grueso ($Adbt$)
- 2) Microadamellitas porfídicas
- 3) Granitos biotíticos porfídicos $\pm$ cordierita ($Mzbt\pm cd$)
- 4) Granito biotítico porfídico fino ($Mzbt(f)$)
- 5) Leucogranitos $\pm$ cordierita ($Lcbt\pm cd$)

Además, existe un importante complejo filoniano, que intruye con posterioridad, formado por diques riódacíticos de dirección NO-SE, lamprófidos, aplitas, pegmatitas y filones mineralizados de cuarzo.

El Mzb $\pm$ cd es una roca de textura hipidiomórfica, inequigranular porfídica y de tamaño de grano medio a muy grueso. Posee un color blanco en corte fresco a amarillento en zonas más alteradas. Entre los rasgos petrográficos más notables destaca la presencia de abundantes megacristales de feldespato potásico con un tamaño en torno a los 5 cm (hasta 10 cm) y fenocristales, menos abundantes, de cuarzo y plagioclasa ($\pm$ cordierita). Todos estos fenocristales se hallan englobados por una matriz de tamaño de grano medio a grueso compuesta por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita ($\pm$ cordierita) (Lam.II.10, Fig. 3).

Los fenocristales de feldespato potásico son subidiomorfos a xenomorfos y muestran inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo. No obstante, el contenido en inclusiones de biotitas es sensiblemente inferior al que muestran los fenocristales de esta misma fase en la Adbi.

Los cristales de cordierita son idiomorfos, de grano medio a grueso y poiquilíticos, poseen inclusiones de biotita. Muestran un color azul en corte fresco que pasa a verde por alteración a pinnita.

Esta roca muestra comúnmente una *estructura masiva y una fábrica isotropa*. Estos rasgos son comunes al resto de los plutones graníticos. No obstante, al igual que en éstos, localmente es posible observar variaciones estructurales y texturales.

En ocasiones se observan concentraciones de megacristales de feldespato potásico (zonas holofeldespáticas) con contactos transicionales con el monzogranito huésped. Estas zonas poseen una morfología redondeada irregular y un tamaño que oscila en torno a 1 metro de diámetro. Localmente también es posible observar texturas equigranulares de grano grueso, con escasos fenocristales de feldespato.

Las *estructuras bandeadas* son poco frecuentes. Estas bandas poseen una fábrica plano-linear y una variación mineralógica desde la base hacia el techo. La base de las bandas son melanocráticas, con una mayor abundancia de biotita, mientras que las zonas superiores son leucocráticas, con menor contenido en biotita y con un aumento del contenido en cristales de cordierita. En ambas zonas, que son transicionales, se observan los fenocristales de feldespato potásico orientados. Los límites entre estas bandas suelen ser rectos, aunque en ocasiones son irregulares y cortan a la banda inferior (Lam.II.10, Fig.4).

Esta roca también muestra fábricas plano-lineales determinadas principalmente por los fenocristales de feldespato potásico. Las orientaciones de los fenocristales son principalmente N120-140E en el plutón de Cardeña/Virgen de La Cabeza y en diversos plutones graníticos. García-Casco (1986) atribuye estas orientaciones en el plutón de Santa Eufemia a fenómenos de flujo poco importantes en la cámara magmática.

También se observan nódulos y zonas irregulares cuarzofeldespáticas $\pm$ moscovita $\pm$ turmalina de carácter pegmatoide de morfología redondeadas o irregulares, centimétricos a decimétricos y con contactos netos a gradacionales con el monzogranito. Están formados por cristales de tamaño de grano muy grueso de feldespato potásico, cuarzo $\pm$ moscovitas y agregados de turmalina.

En el plutón La Haba-Campanario la facies común monzogranítica muestra mayor contenido en fenocristales de cordierita en relación con otras áreas del batolito. En la cantera situada próxima a Campanario se observa la existencia de diversas subfacies más evolucionadas del monzogranito. Esta subfacies la compone un monzogranito con menor contenido en biotita y cordierita en el que los fenocristales de feldespato potásico son más pequeños y están orientados. El contacto con la roca huésped está marcado por una banda de color verde y muy silícea.

II.5.1. Descripción microscópica

II.5.1.1. Rasgos texturales

Textura hipidiomórfica, inequigranular porfídica de tamaño de grano medio a muy grueso (facies común). Posee megacristales de feldespato potásico y fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo ($\pm$ cordierita) incluidos en una matriz de grano medio compuesta por las mismas fases además de biotita (Lam.II.12, Fig.1).

II.5.1.2. Composición mineralógica

M. esenciales: feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa (oligoclasa cálcica a sódica), biotita ($\pm$ cordierita).

M. accesorios: cordierita, apatito, circón, opacos (ilmenita) y andalucita.

M. secundarios: moscovita, biotita verde, clorita, ilmenita, pinnita y sericita.

II.5.1.3. Descripción y relaciones mutuas de las fases minerales

Feldespatos potásicos.- Es la fase mineral más abundante en esta roca donde aparece en fenocristales y como componente de la matriz.

Fenocristales de feldespato potásico

Los fenocristales de feldespato potásico son tabulares, idiomorfos a subidiomorfos y de grano grueso a muy grueso (en megacristales, hasta de 10 cm). Están maclados comúnmente según la ley de Carlsbad. Aparecen generalmente en individuos aislados, aunque como se ha descrito previamente, también se observan concentraciones de éstos (Lam.II.11, Fig. 4).

Poseen inclusiones de plagioclasa, biotita, cuarzo y apatito. Las inclusiones de plagioclasa son las más abundantes y se disponen comúnmente según las superficies (010), paralelas a las caras del fenocristal de feldespato potásico. Estas inclusiones están habitualmente orientadas (disposición "Frasl") y se concentran principalmente hacia áreas marginales, aunque también se han observado en dominios internos del fenocristal. Muestran contactos reaccionales con el feldespato huésped (zonaciones truncadas, contactos irregulares, etc.) y están parcialmente reemplazadas por una plagioclasa más sódica. Este reemplazamiento se realiza por zonas paralelas a los bordes irregulares de la inclusión de plagioclasa y con contenidos en anortita decrecientes hacia dicho borde, de composición esencialmente albítica. En las zonas del feldespato donde ha progresado la "corrosión" de la plagioclasa se observan abundantes cristales de apatito acicular, probablemente inclusiones previas en los cristales de plagioclasa, ya que son más abundantes en éstas y aparecen "a caballo" entre los cristales de plagioclasa y los del feldespato huésped. El feldespato en las zonas próximas a las inclusiones de plagioclasa, y generalmente en las zonas marginales, no posee perfitas y pueden mostrar una zonación alrededor de estas inclusiones.

Las inclusiones de cuarzo que aparecen en zonas internas del fenocristal de feldespato son probablemente debidas a rellenos de microfracturas o huecos producto de reabsorción de la fase huésped. Hacia las zonas externas de algunos fenocristales se observan inclusiones de cuarzo xenomorfos redondeados con una disposición epitáctica.

Las inclusiones de biotita son escasas, pueden aparecer distribuidas en todo el cristal y son menos abundantes que en la adamellita biotítica porfídica.

En la mayoría de los fenocristales de feldespato potásico se desarrollan dominios de micropertitas y macropertitas. Las micropertitas son de exolución de tipo "veins" y "films" y predominan hacia zonas más internas del fenocristal. Las macropertitas son alargadas y muestran contactos irregulares con el feldespato huésped. Aparecen en venas o en parches

conectados por éstas. Poseen continuidad óptica y pueden cortar el plano de macla de Carlsbad. Estas macropertitas no se observan en todas las muestras y la distribución de estos dominios en el megacristal no es uniforme. Poseen pequeñas inclusiones de cuarzo en gotas y aparecen macladas según las leyes de albita-periclina. Son más abundantes en las zonas internas del fenocristal, mientras que hacia el borde y en las proximidades de las inclusiones "corroidas" de plagioclasa de la matriz suele ser menos frecuente.

Algunos fenocristales muestran una zonación en la que se distingue una zona interna con menor número de inclusiones de plagioclasa y un predominio de macropertitas y una zona marginal, separada por una superficie neta, donde las inclusiones de plagioclasa, que se disponen paralelas al límite entre las zonas, son más abundantes y existe un menor desarrollo de macropertitas.

Se han observado megacristales de feldespato potásico con una corona monocristalina y/o policristalina de plagioclasa que podría considerarse como textura rapakivi (*sensu lato*). Esta corona tiene un desarrollo diferente cuando se observa en dos megacristales de una misma muestra. Generalmente posee un espesor milimétrico casi constante para cada individuo e independiente de las fases minerales que están en contacto con el borde externo del megacristal (*i.e.* la banda posee el mismo grosor cuando está en contacto con un cristal de plagioclasa de la matriz que cuando lo está con un cristal de cuarzo), aunque en algunas ocasiones también se han observado coronas discontinuas. Estos megacristales son generalmente subidiomorfos, aunque en aquellos donde existe un mayor desarrollo de dicha textura pueden llegar a ser ovalados.

Tanto la corona de plagioclasa monocristalina, que posee una orientación cristalográfica controlada por la red del feldespato alcalino, como la corona policristalina, compuesta por numerosos cristales de plagioclasa de grano fino, con zonación continua normal y con orientación cristalográfica también controlada por el feldespato potásico, están en numerosas ocasiones en continuidad óptica con los dominios pertíticos, lo que sugiere como más probable una génesis subsolidus.

Feldespato potásico de la matriz

Es subidiomorfo a xenomorfo, de grano fino a medio. Posee inclusiones de biotita, plagioclasa, cuarzo y cordierita. Pueden estar incluidos en los fenocristales. Las maclas según Carlsbad son menos frecuentes y presentan menos pertitas. La escasa alteración es generalmente a mica blanca.

Plagioclasa.- Los cristales de esta fase muestran una gran variabilidad morfológica y composicional. Algunos tipos han sido descritos previamente junto con los feldespatos

potásicos, dado que muestran una significativa relación con determinados rasgos texturales observados en estas últimas fases minerales y no serán incluidos en este apartado. Esta fase aparece comúnmente en fenocristales y como constituyente de la matriz de estas rocas.

Fenocristales de plagioclasa

Son de hábito tabular, idiomorfos a subidiomorfos y de grano grueso a medio. Están maclados comúnmente según las leyes de macla de la albita y albita-Carlsbad, rara vez, según las leyes de la albita-periclina. Aparecen generalmente en cristales aislados, los agregados son muy escasos.

Poseen modelos de zonación generalmente complejos, de estructura múltiple y compuesta, aunque también se observan fenocristales con zonación continua normal e, incluso, composicionalmente uniformes. Todos estos tipos pueden coexistir en una misma muestra, aunque generalmente se observa el predominio de uno de ellos sobre los demás. Los fenocristales suelen mostrar, además, diferencias en el número de oscilaciones identificables ópticamente y en el espesor secuencial de las mismas, lo que sugiere, unido a las leves diferencias composicionales entre ellos, una cristalización de éstos en diferentes condiciones físico-químicas en el fundido monzogranítico. En general, estos modelos de zonación muestran menor complejidad que los observados en los fenocristales de plagioclasa de la granodiorita y la adamellita porfídica.

Los fenocristales con zonación compleja muestran un núcleo cuyo valor varía generalmente entre An_{25} y An_{30} (hasta An_{35}) sobre el que se superponen una serie de oscilaciones con una distribución secuencial algo compleja, con saltos composicionales comprendidos entre el 1% y 5% en anortita y cuyas diferencias composicionales con el núcleo no suelen sobrepasar el 10% en anortita (An_{28-26} a An_{23-17}). Estas zonas suelen estar separadas por superficies de reabsorción netas o irregulares. La zona más externa suele mostrar una zonación continua normal u oscilatoria normal (An_{28-17} a An_{22-13} , contenidos extremos medidos en fenocristales diferentes). Frecuentemente, estos fenocristales poseen en las zonas más internas una zonación en parches superpuesta al modelo de zonación previo y de composición similar a la banda externa. Esta zonación en parches posee un desarrollo menor que en los fenocristales de plagioclasa de la granodiorita (Lam.II.11, Fig.4).

Estos fenocristales suelen mostrar en contacto con los cristales de feldespato potásico una banda de composición albitica. Poseen frecuentemente en las zonas marginales inclusiones de plagioclasa en fenocristales o pertenecientes a la matriz, biotita, cuarzo, feldespato potásico, apatito y cordierita, según las muestras. La alteración sericitica suele ser importante en las zonas más cálcicas.

Plagioclasa de la matriz

Los cristales de plagioclasa de la matriz son subidiomorfos a xenomorfos, a veces intersticiales, y de grano muy fino a fino. Se hallan aislados o en agregados policristalinos. El contenido en anortita oscila entre An_{20} y An_{30} , para el núcleo hasta An_{12-18} en zonas periféricas. Poseen inclusiones de biotita y cuarzo. Aparecen incluidos en fenocristales de feldespato alcalino, donde han sido previamente descritas.

Todos los tipos de plagioclasa desarrollan texturas mirmequitas en contacto con los cristales de feldespato potásico.

Cuarzo.- Esta fase aparece esencialmente en fenocristales y como componente de la matriz de la roca. Los fenocristales son subidiomorfos a xenomorfos redondeados, a menudo con morfologías "*embayed*", y de tamaño de grano medio a grueso. Frecuentemente, estos fenocristales están constituidos por un agregado policristalino con textura "consertal". Las inclusiones son muy poco frecuentes, cuando existen son fundamentalmente de biotita, plagioclasa, apatito, circón y opacos de tamaño de grano muy fino.

Los cristales de cuarzo que constituyen la matriz del monzogranito son subidiomorfos a xenomorfos, a menudo intersticiales y poseen un tamaño de grano muy fino a fino. Aparecen aislados o formando agregados con textura "consertal". Incluyen al resto de las fases que componen la matriz; no obstante, sus relaciones texturales con los feldespatos indican frecuentemente una etapa de cristalización coetánea con éstos. Así, son comunes las inclusiones marginales en los fenocristales de feldespato potásico y de plagioclasa, donde muestran habitualmente un hábito xenomorfo redondeado y una disposición epitáctica.

Tanto fenocristales como componentes de la matriz muestran a menudo una extinción ondulante. El cuarzo también es una fase esencial en los nódulos y zonas irregulares con turmalina descritos previamente.

Biotita.- Los cristales de esta fase son subidiomorfos a xenomorfos y de tamaño de grano fino a medio. Poseen un pleocroismo en tonos rojizos oscuros que difiere notablemente del observado en las $Gd_{bi} \pm an_{bi}$ y Ad_{bi} (Lam.II.2, Fig.8). Muestra, además, un elevado contenido en inclusiones de circón, apatito y, en menor medida, ilmenita respecto a las biotitas de tales litotipos plutónicos. Los escasos fenocristales de biotita están en algunas ocasiones reabsorbidos.

Los agregados policristalinos de esta fase mineral son menos frecuentes que en otras facies graníticas de Los Pedroches. Muestran una morfología irregular y están compuestos por numerosos cristales de biotita de grano muy fino con textura granoblástica.

Los cristales de biotitas están incluidos en los fenocristales de plagioclasa hacia zonas marginales; mientras que en el resto de las facies (feldespato potásico, cordierita y cuarzo) se disponen de forma irregular en todo el grano.

Las alteraciones más frecuentes de estas biotitas son a clorita, moscovitas y opacos. Los cristales de apatito incluidos en la biotita también muestran aureolas metamórficas. Asociada con cordierita, a veces incluida en ésta.

Esta fase aparece en ocasiones alterada a clorita, micas blancas y opacos.

Minerales accesorios.-

Cordierita.- Es una fase accesorio del $Mz_{b1\pm c}d$ pero su presencia no es común en todos los afloramientos de esta roca. Aparece habitualmente en fenocristales aislados (Lam.II.11, Fig.5) o como componente de la matriz del monzogranito. Los fenocristales son idiomorfos a subidiomorfos, de tamaño de grano medio a grueso y poseen inclusiones de circón, apatito y biotita de grano muy fino y xenomorfas redondeadas. Los cristales de cordierita de la matriz son subidiomorfos a xenomorfos intersticiales y de tamaño de grano muy fino a fino. En ambos casos, la cordierita se distribuye de forma uniforme en los sectores del monzogranito donde se encuentra. Los cristales de esta fase están habitualmente alterados a pinnita, serpentina, moscovita y clorita. Las maclas son observables en los individuos no alterados.

Circón son idiomorfos (prismáticos) a subidiomorfos, de grano muy fino y están incluidos comúnmente en las biotitas, donde se disponen de forma epitáctica aumentando de tamaño habitualmente hacia las zonas marginales de dicha fase huésped. El contenido en inclusiones de circón en estas biotitas es sensiblemente superior al hallado en las biotitas de la $Gdb_{1\pm an}f$ constituye uno de los rasgos petrográficos diferenciadores de ambos tipos de biotitas, tal y como se expuso previamente. Los cristales de circón no incluidos en biotita son de mayor tamaño y suelen mostrar zonaciones.

Apatito.- Es idiomorfo, acicular y de grano muy fino a fino. Aparecen también incluidos en los cristales de biotita con una disposición epitáctica.

Andalucita.- Los cristales de esta fase son muy escasos. Muestran comúnmente una morfología subidiomorfa y un tamaño de grano fino.

Ilmenita.- Algunas inclusiones de ilmenita de tamaño de grano muy fino han sido observadas también en los cristales de biotita.

Turmalina.- Los cristales de esta fase mineral están comúnmente presentes en nódulos asociados con feldespatos, cuarzo y moscovita, donde muestran un hábito subidiomorfo a xenomorfo.

Minerales secundarios.- Los cristales de **moscovita** son comunes en este tipo de granitos. Muestran normalmente un hábito subidiomorfo a xenomorfo y un tamaño de grano fino a medio. Mayoritariamente aparecen en agregados policristalinos productos de alteración de feldespatos, cordierita y biotita; no obstante, existen algunos individuos cuyos rasgos sugieren una cristalización ígnea. El resto de los minerales accesorios han sido descritos previamente, junto a las fases que alteran.

La secuencia de cristalización de la facies común del $Mzbt\pm cd$ aparece reflejada en la figura 2.5.

II.5.2. Enclaves microgranitoides en el monzogranito biotítico ($\pm$ cordierita) ($EMM_{bt\pm cd}$)

Este tipo de enclaves es *poco frecuente* hallarlo en los afloramientos de $Mzbt\pm cd$ en relación con lo observado en las $Gdbt\pm anf$. No obstante, hay que hacer notar que en algunos casos estos $Mzbt\pm cd$ poseen concentraciones locales de hasta un 2% en volumen de enclaves microgranitoides (EMM), lo que contrasta con la inexistencia de este tipo de enclaves en las variedades más diferenciadas de las $Gdbt\pm anf$. Esta mayor densidad local de EMM coincide comúnmente con una roca huésped más leucocrática y no tiene relación alguna con la proximidad al contacto de los $Mzbt\pm cd$ con otros litotipos.

Los rasgos petrográficos de estos enclaves son básicamente similares a los que muestran los enclaves microgranitoides descritos previamente en otras facies plutónicas del batolito de Los Pedroches. No obstante, poseen algunos caracteres particulares, esencialmente composicionales, que difieren de aquellos enclaves.

Su **tamaño** es variable, pero la media es algo superior a la mostrada por los $EMG_{bt\pm anf}$, en torno a los 50 cm (Lam.II.10, Fig.3, 5, 6 y 7). Su **morfología** es comúnmente redondeada, con algunas formas subangulosas e irregulares. Los **contactos con la roca huésped** son netos, aunque también se observan ejemplos de hibridación de fases minerales ("*mingling*") local con dicha roca: fenocristales de feldespato potásico que cortan el límite

enclave microgranitoide-roca huésped y tránsitos graduales muy puntuales entre ambos tipos de rocas.

Los EMM también poseen una **textura ígnea**: hipidiomórfica inequigranular porfídica de grano muy fino a grueso. Están compuestos por una matriz de grano fino a muy fino de plagioclasa, biotita y cuarzo ($\pm$ cordierita y feldespato potásico) (Lam.II.11, Fig.6). El cuarzo y, con menor frecuencia, el feldespato potásico son fases intersticiales en esta matriz. Todas estas fases también pueden aparecer como fenocristales. Se observan también agregados policristalinos de biotita, pero con menor frecuencia que en otros litotipos y de menor tamaño.

Varios rasgos petrográficos muy comunes en otros tipos de enclaves, como la existencia de "enclaves dobles" (Didier, 1973), los "bordes fríos", etc., no han sido observados en estos enclaves microgranitoides.

II.5.2.1. Rasgos texturales

Poseen comúnmente una textura hipidiomórfica equigranular a inequigranular porfídica, con un tamaño de grano medio a fino.

II.5.2.2. Composición mineralógica

Minerales esenciales: plagioclasa (oligoclasa cálcica), biotita, cuarzo y feldespato potásico.

Minerales accesorios: cordierita, circón, ilmenita y apatito.

Minerales secundarios: moscovita, serpentina, pinnita, serpentina y clorita.

II.5.2.3. Descripción y relaciones mutuas de las fases minerales

Plagioclasa.- Es la fase mineral mayoritaria en los estos enclaves, donde aparece comúnmente como componente esencial de la matriz y como fenocristal. Debido a la similitud petrográfica y composicional de algunos de los fenocristales de plagioclasa con los que posee la roca huésped monzogranítica, éstos podrían considerarse, en principio, como posibles xenocristales.

Fenocristales de plagioclasa

Son subidiomorfos, de tamaño de grano medio y aparecen generalmente aislados. Poseen modelos de zonación complejos, muy similares a los descritos en el monzogranito huésped. Estos fenocristales muestran, como en el caso de las plagioclasas de los EMGbt $\pm$ anf,

una zona interna con una débil zonación oscilaroria normal y una zona externa con una zonación continua normal. Ambas zonas están separadas por una superficie de reabsorción. La plagioclasa que precipita con posterioridad a dicha superficie posee un contenido en anortita similar a la del núcleo. Estos contenidos se hallan generalmente en el rango de la oligoclasa cálcica.

Estos fenocristales muestran también una zonación en parches que se desarrolla principalmente en la zona interna, a través de los planos de exfoliación. Esta zonación, que corta a las microoscilaciones previas, es de composición albítica, similar a la que posee el fenocristal en su margen más externo.

Las inclusiones de biotita de grano fino y plagioclasa de la matriz son comunes en estos fenocristales. Se ha observado también inclusiones de cordierita en los fenocristales de plagioclasa de varias muestras. Estas inclusiones poseen rasgos petrográficos muy similares a las cordieritas halladas en la matriz de estos enclaves, pero notablemente diferentes de aquellas cordieritas que aparecen en la roca huésped monzogranítica. Este rasgo sugiere que, al menos, tales fenocristales de plagioclasa no son xenocristales procedentes de la roca huésped monzogranítica.

La plagioclasa de la matriz es idiomorfa, de hábito tabular y de grano fino a muy fino. Comúnmente poseen un modelo de zonación continua normal (oligoclasa cálcica a albita). Están frecuentemente alteradas a sericita.

Biotita.- Aparece como componente esencial de la matriz de estas rocas y como fenocristales/xenocristales.

La biotita de la matriz es subidiomorfa-xenomorfa de grano fino a muy fino. Poseen un pleocroismo muy similar al de la biotita de la roca huésped y muestran, al igual que ésta, abundantes inclusiones de circón y apatito. La ilmenita también puede estar incluida en esta fase mineral.

Los fenocristales de biotita son de tamaño de grano medio y poseen un hábito subidiomorfo-xenomorfo. Poseen una gran similitud con los cristales de biotita del monzogranito huésped (Lam.II.11, Fig.7). Muestran abundantes inclusiones de circón y apatito.

Cordierita.- Es, sin duda, la fase mineral más característica de estos enclaves microgranitoides. Aunque su presencia es accesoria y puede estar ausente en algunas

muestras. Se encuentra exclusivamente en este grupo de enclaves respecto a los enclaves microgranitoides descritos en otros litotipos plutónicos del batolito de Los Pedroches.

Poseen comúnmente un hábito idiomorfo a subidiomorfo y el tamaño de grano, que varía desde medio a fino, es inferior al que posee su roca huésped monzogranítica. No obstante, su contenido modal suele ser superior a dicha roca. Aparecen frecuentemente alteradas a pinnita, moscovitas, serpentinas y cloritas.

Poseen inclusiones de biotita, plagioclasa, apatito y circón. Las inclusiones de biotita son muy similares en su hábito a las que existen en la matriz del enclave.

Cuarzo.- Es una fase esencialmente intersticial que incluye a los minerales descritos previamente. Los contactos entre los granos de cuarzo suelen mostrar una textura consertal.

Feldespato potásico.- Es un componente intersticial minoritario en la matriz de estos enclaves donde son xenomorfos, peritítico e incluye a cuarzo, biotita, circón y apatito.

No obstante, también se han observado algunos fenocristales cuyos rasgos son similares a los que muestra la roca huésped, aunque son de menor tamaño. Determinados cristales de feldespato potásico de tamaño de grano grueso a muy grueso cortan el contacto enclave microgranitoide-roca huésped. Estos cristales poseen caracteres petrográficos similares a los de la roca huésped (tamaño de grano, inclusiones, etc), por lo que pueden ser considerados como xenocristales de esta fase mineral en los enclaves.

Circón.- Aparece en cristales subidiomorfos de grano muy fino incluidos comúnmente en la biotita donde desarrolla los típicos halos pleocroicos. Estas inclusiones de circón en la biotita son tan abundantes como en la biotita de la roca huésped.

Ilmenita.- Cristales idiomorfos-subidiomorfos de tamaño de grano muy fino incluidos principalmente en la biotita.

II.5.3. Monzogranito biotítico porfídico de grano fino (Mzbt(f))

Este litotipo es considerado comúnmente como una subfacies de grano fino del Mzbt±cd (Larrea, 1987), del que difiere básicamente en el menor tamaño de grano y en el contenido en fenocristales de feldespato potásico. Los contactos entre ambos tipos de rocas

son intrusivos y transicionales. Facies similares a este monzogranito porfídico de grano fino han sido descritas en otros plutones granodioríticos. Así, García-Casco (1986) diferencia en el plutón de Santa Eufemia una "**facies intermedia**" entre las facies monzograníticas comunes de grano grueso y los leucogranitos. Dicha facies es porfídica, con escasos fenocristales de tamaño de grano medio a grueso de cuarzo y feldespato y algunos megacristales de feldespato potásico incluidos en una matriz de tamaño de grano fino a medio. Fernández (1987) distingue también en el plutón de El Guijo una **facies porfídica de grano fino** que posee contactos graduales con la facies común monzogranítica, de la que se diferencia en el tamaño de grano más fino de la matriz y de los megacristales, que son menos frecuentes.

El monzogranito biotítico porfídico de grano fino es una roca con textura inequigranular porfídica, de tamaño de grano fino a grueso, compuesta esencialmente por fenocristales de feldespato potásico y, en ocasiones, de cuarzo incluidos en una matriz de grano fino formada por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita (Lam.II.10, Fig.8). La relación fenocristales matriz es variable y se observan también variedades equigranulares. La matriz es menos biotítica que la facies porfídica gruesa. Muestra comúnmente una estructura heterogénea, con una disposición irregular de los fenocristales de feldespato potásico, y una fábrica isótropa.

II.5.3.1. Composición mineralógica

M. esenciales: feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita.

M. accesorios: circón, apatito y opacos.

M. secundarios: moscovita, rutilo, clorita, sericita y epidota.

II.5.3.2. Descripción y relaciones mutuas de las fases minerales

Feldespato potásico.- Los cristales de feldespato potásico pueden aparecer en fenocristales o como componentes de la matriz de la roca.

Los fenocristales de feldespato potásico son subidiomorfos a xenomorfos, de tamaño de grano medio a grueso y aparecen comúnmente aislados. Poseen inclusiones de plagioclasa y biotita. Las inclusiones de cuarzo están relacionadas con rellenos intersticiales tardíos. Muestran pertitas *compuestas*, formadas por unas pertitas en bandas muy finas y regulares que son cortadas por pertitas de mayor tamaño en parches conectados por bandas irregulares.

Los cristales de feldespato potásico de la matriz son xenomorfos y muestran caracteres similares a los fenocristales. En algunos casos he observado coronas de plagioclasa (rapakiwi, s.l.) en continuidad óptica con las pertitas de estos cristales.

Plagioclasa.- Los cristales de plagioclasa son subidiomorfos, de grano fino a medio y muestran modelos de zonación continua normal (An_{25-15}). Poseen texturas mirmequíticas en el contacto con los cristales de feldespato potásico.

Biotita.- Los cristales de biotita son xenomorfos de grano muy fino y muestran las mismas características petrográficas que las biotitas del monzogranito: pleocroismo en tonos rojizos y abundantes inclusiones de circón y apatito. Se observan a menudo algunos "*clots*" de biotita con textura granoblástica decusada. Estos clots poseen también inclusiones de circón.

Cuarzo.- Los cristales de cuarzo son xenomorfos, de grano fino y pueden aparecer aislados o en agregados con textura "consertal".

II.6. LEUCOGRANITOS BIOTÍTICOS ($\pm$ CORDIERITA) DE GRANO FINO

Según Johannsen (1932) (en Crawford and Windley, 1990), un leucogranito es una roca compuesta fundamentalmente por cuarzo y feldespatos, con una relación ortosa/oligoclasa-andesina que varía entre 5/95 y 50/50 y con un contenido en minerales máficos menor del 5%. De acuerdo con estos criterios mineralógicos se puede distinguir en el batolito de Los Pedroches un grupo de rocas comúnmente equigranulares y de tamaño de grano fino que intruyen en pequeños plutones y diques en la mayoría de los litotipos descritos previamente: los leucogranitos biotíticos ($\pm$ cordierita) de grano fino ($Lcb\pm cd$).

Estas rocas poseen comúnmente una textura hipidiomórfica, equigranular, de tamaño de grano medio o fino y están compuestas por cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa (oligoclasa-albita) (Lam.II.12, Fig.2; Lam.II.10, Fig.8). La biotita es una fase máfica común en la mayoría de estos leucogranitos, aunque accesoria. Además de biotita, los cristales de moscovita también son frecuentes, por lo que estas rocas han sido consideradas en diversas denominaciones previas como granitos de dos micas (Eraso, 1980) o granitos moscovíticos (Tijero, 1983). No obstante, los $Lcb\pm cd$ pueden mostrar diferencias petrográficas (tamaño relativo de grano) y composicionales (relación biotita/moscovita o presencia de ciertas fases minerales como cordierita y andalucita) incluso a pequeña escala.

Afloran comúnmente en pequeños plutones y en diques. Los plutones de este litotipo poseen una morfología irregular a circular, a menudo alargada, y están incluidos habitualmente en los plutones monzograníticos (muy ocasionalmente en el plutón granodiorítico de Los Pedroches). Estos leucogranitos poseen contactos intrusivos con los

litotipos mayoritarios de granitoides. Tan sólo muestran contactos transicionales con una facies monzogranítica porfídica de grano medio a fino.

Los diques de $Lcb\pm cd$ se hallan en la mayoría de los granitoides descritos en apartados precedentes, a excepción de los $Lcb\pm cd$ que afloran en forma de masas, con los que forman una única entidad. Estos diques pueden ser cortados, a su vez, por diques de composición granítica-adamellítica y filones de cuarzo. Los casos de diques anastomosados son también frecuentes. De las relaciones de campo se supone que la intrusión de las distintas familias de diques y de las masas de leucogranitos son penecontemporáneas.

Las diferencias petrográficas más significativas entre los leucogranitos en masas y los observados en diques radican principalmente en el tamaño de grano, inferior en estos últimos, y en la existencia de fenocristales aislados de feldespato potásico y cuarzo en los leucogranitos en masas. Éstos, además, muestran una relación biotita/moscovita superior.

Esta facies ígnea se diferencia del resto de las descritas previamente en la inexistencia de enclaves microgranitoides.

La mayoría de los trabajos previos coinciden en considerar a estas rocas como una facies diferenciada de los $Mzb\pm cd$ (García-Casco *et al.*, 1987; Carracedo *et al.*, 1989, 1990).

Existen nódulos y zonas irregulares de feldespato potásico + cuarzo $\pm$ moscovita $\pm$ turmalina esporádicamente, tanto en las masas como en los diques de leucogranitos. Su aspecto es similar a los encontrados en los monzogranitos porfídicos.

II.6.1. Rasgos texturales

Las variaciones texturales de estas rocas se observan incluso a escala de una muestra y se ponen de manifiesto, generalmente, en cambios del tamaño de grano y en la presencia o no de fenocristales. Los diques leucograníticos poseen comúnmente una textura hipidiomorfa equigranular de grano fino a muy fino; mientras que los leucogranitos que afloran en masas pueden mostrar en determinados sectores una textura hipidiomorfa inequigranular porfídica de grano medio a fino.

Los intercrecimientos entre ciertas fases minerales, generalmente cuarzo y feldespatos, son muy frecuentes. Estas fases desarrollan ciertas variedades de texturas micrográficas, como las *texturas micropegmatíticas* y las texturas granofídicas. También son frecuentes intercrecimientos entre plagioclasa y feldespatos alcalinos.

Las texturas mirmequíticas también son observadas en los contactos entre feldespatos, generalmente entre plagioclasa y feldespato alcalino, pero son menos frecuentes que en los Mzbt±cd

II.6.2. Composición mineralógica

Minerales esenciales: Cuarzo, ortosa y plagioclasa (oligoclasa-albita).

Minerales accesorios: Biotita, moscovita, apatito, circón, turmalina y opacos (±cordierita, ±topacio, ±andalucita)

Minerales secundarios: Moscovita, clorita, sericita, pinnita, epidota, opacos y feldespato potásico.

II.6.3. Descripción y relaciones mutuas de las fases minerales

Cuarzo.- Se halla generalmente en cristales de hábito xenomorfo y de tamaño de grano medio a fino. Es una fase intersticial y suele poseer inclusiones de biotita, plagioclasa y feldespato potásico. No obstante, las frecuentes texturas de intercrecimiento de cuarzo con albita o con feldespato potásico pueden sugerir una co-cristalización de estas fases en una etapa tardimagmática.

Los fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico poseen en numerosas ocasiones inclusiones de cuarzo redondeado de pequeño tamaño hacia el borde de dicho fenocristal.

Los fenocristales de cuarzo son menos frecuentes y aparecen generalmente aislados. Están compuestos comúnmente por un agregado policristalino con textura consertal. Poseen un hábito subidiomorfo-xenomorfo y un tamaño de grano grueso a medio. Estos fenocristales muestran escasas inclusiones de biotita y plagioclasa.

Feldespato potásico (ortosa).- Esta fase aparece en cristales xenomorfos de tamaño de grano fino a medio y comúnmente poiquilíticos, con escasas inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita (±cordierita, ±andalucita). Suelen mostrar texturas pertíticas, pero posee menor contenido en pertitas que los feldespatos del monzogranito. Maclado según microclina. Las texturas mirmequíticas son frecuentes en los contactos con los cristales de plagioclasa.

Los fenocristales de esta fase mineral son escasos y aparecen de forma dispersa en aquellos Lcbt±cd que afloran en forma de masas. Muestran un hábito subidiomorfo-xenomorfo, con maclas de Carlsbad y microclina y son de tamaño de grano medio a grueso (hasta 1cm

en lámina CD-16). Las inclusiones que poseen son comúnmente de plagioclasa y cuarzo; aunque también engloban algunos cristales de biotita y, rara vez, de moscovita. Las inclusiones de cuarzo se hallan principalmente hacia el borde de estos fenocritales con una disposición epitáxica. Las inclusiones de plagioclasa son las más abundantes y están corroídas y parcialmente reemplazadas por albita hacia el borde. Estos feldespatos también poseen texturas peritéticas principalmente en parches (0.4mm).

Plagioclasa.-

1. Fenocristales de plagioclasa

Los fenocristales de plagioclasa son idiomorfos a subidiomorfos y de tamaño de grano medio a grueso. Son composicionalmente uniformes o muestran una zonación continua normal con algunas microoscilaciones. El contenido en anortita varía en función del grado de diferenciación de estas facies. Así, los núcleos de las plagioclases pertenecientes a los $Lc_{bi\pm cd}$ menos evolucionados poseen una composición de andesina sódica (hasta An_{32}); mientras que los $Lc_{bi\pm cd}$ más diferenciados muestran núcleos de composición esencialmente oligoclasa sódica (hasta An_{19}). Los bordes de estos fenocritales suelen ser siempre albiticos.

Se observan algunas inclusiones de biotita hacia el núcleo de estos cristales; mientras que hacia zonas marginales son más comunes las inclusiones de cuarzo redondeado dispuestos de forma epitáxica.

2. Plagioclasa de la matriz

Cristales subidiomorfos a xenomorfos y de tamaño de grano fino. Son comúnmente albiticos y no poseen zonación. Muestran inclusiones de cuarzo.

Biotita.- Es el componente máfico más frecuente en la mayoría de las variedades de leucogranitos. Sus rasgos petrográficos son muy similares a los que poseen las biotitas de los $Mz_{bi\pm cd}$. (Lam.II.11, Fig.8). Aparece en cristales subidiomorfos a xenomorfos de tamaño de grano medio a muy fino, muestran un pleocroismo de marrón a marrón rojizo y son abundantes las inclusiones de circón y opacos. No obstante, las inclusiones de apatito, tan frecuentes en los litotipos descritos previamente, son menos comunes en estas biotitas.

Los porcentajes de esta fase son muy variables de unas rocas a otras. Generalmente, decrece con la disminución del tamaño de grano estos leucogranitos. La relación biotita/moscovita oscila entre 0 y 1. Frecuentemente están alteradas a cloritas, moscovitas y opacos. Algunas ocasiones se observan microagregados.

Moscovita.-**Moscovita I (potencialmente magmática):**

Los criterios texturales utilizados para considerar a una moscovita como perteneciente a este tipo son los propuestos por Speer (1984). Estos rasgos son básicamente comparables a los utilizados en la petrografía para decidir si cualquier mineral es una fase ígnea. No obstante, la utilización única de éstos es muy ambigua y deben considerarse, por tanto, otros criterios que permitan discernir dicha naturaleza.

Los cristales aislados, idiomorfos-subidiomorfos, de tamaño de grano muy similar al que poseen otros minerales ígneos y sin relaciones de reacción aparentes con otras fases ígneas (principalmente feldespatos y biotitas) se han incluido en este grupo de moscovitas. No poseen inclusiones de circón ni de opacos, lo que sugiere, en principio que no procede de desestabilización de la biotita.

Moscovita II (claramente secundaria):

Estas moscovitas muestran claramente relaciones de reacción con la biotita y los feldespatos.

Cordierita.- Es una fase accesoria en algunos leucogranitos, donde aparece en cristales subidiomorfos de tamaño de grano medio a fino. Está comúnmente alterada a pinnita, serpentina y moscovita y no suele mostrar inclusiones.

Andalucita.- No es una fase accesoria en todos los leucogranitos. Aparecen comúnmente como inclusiones de tamaño de grano fino en los fenocristales de feldespatos y plagioclasa, donde están parcialmente transformadas a moscovita.

Turmalina.- Aparece en cristales subidiomorfos-xenomorfos de grano fino. Está relacionada con feldespatos, biotitas y cordierita con relaciones tardías de alteración. Asociada a placas de moscovita tardimagmática.

Topacio no ha sido identificado al microscopio, pero ha sido descrito en trabajos previos (García-Casco, 1986). Aparece en algunas muestras con un hábito idiomorfo de grano fino, aunque su cristalización es considerada tardía.

Circón.- Se encuentra esencialmente como inclusiones en los cristales de biotita donde desarrollan las aureolas pleocroicas característicos.

Las relaciones texturales sugieren una secuencia de cristalización como sigue:

1. El circón y determinados opacos son las fases minerales más precoces en la secuencia de cristalización de este fundido. No obstante, habría que considerar, además, la posibilidad de un origen restítico de parte de tales minerales.
2. Estas fases precoces son utilizadas posteriormente como núcleo para precipitación de la escasa biotita. Durante esta etapa, probablemente, también se inicia la cristalización de la cordierita. El comienzo de la cristalización de los fenocristales de plagioclasa es más incierto. Las inclusiones de biotita son frecuentes en algunos núcleos de estos fenocristales, lo que sugiere una cristalización algo posterior de éstos.
3. Posteriormente, forman parte de los fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. Probable cristalización primaria de la moscovita.
4. Las relaciones texturales en estos *Lcbtcd* sugieren una importante co-cristalización tardía de la mayor parte de las fases minerales esenciales, con la formación del entramado granular de estas rocas.
5. Transformaciones subsolidus posteriores engloban la cristalización de moscovita secundaria, cloritización de la biotita y sericitización de las plagioclasas.

II.7. DIQUES

El batolito de Los Pedroches muestra un importante complejo de diques localizado principalmente en el sector central del mismo (Fig. 2.1). Carracedo *et al.* (1993) han diferenciado tres grandes tipos en función de rasgos petrográficos-geoquímicos. Éstos son, en orden de intrusión:

- Tipo 1 (DM-QM): diques de composición monzonítica-cuarzomonzonítica (traquiandesíticos).
- Tipo 2 (DG-A): diques de composición granodiorítica-adamellítica (dacíticos-riodacíticos).
- Tipo 3 (DG): diques de composición granítica-adamellítica (riolíticos).

Además de estos litotipos subvolcánicos mayoritarios, estos autores también diferencian en el batolito de Los Pedroches otros grupos de diques, pero de menor importancia cartográfica. Éstos últimos son:

- Tipo 4: Aplitas, aplopegmatitas y pegmatitas.

-Tipo 5: Diques de cuarzo.

-Tipo 6: Diques básicos (diabasas y lamprófidos), tardíos y no relacionados con el plutonismo batolítico.

A continuación se describen los tres litotipos mayoritarios previos de rocas subvolcánicas. Los rasgos cartográficos y diversos aspectos petrográficos expuestos en el trabajo de Carracedo *et al.* (1993) y a la cartografía realizada por Fernández *et al.* (en prensa) y Larrea *et al.* (en prensa) sirven de base en la siguiente descripción.

La similitud textural de los enclaves microgranitoides con determinadas rocas ígneas de grano medio a fino, fundamentalmente rocas subvolcánicas, fue manifestada por Harker y Marr (1891; en Vernon, 1991). Este aspecto es utilizado comúnmente para expresar el origen magmático de este tipo de enclaves (Vernon, 1983, 1984). Puesto que el batolito de Los Pedroches muestra un importante complejo filoniano, se ha realizado un estudio de diversos diques de composición granodiorítica-adamellítica (DG-A) que son considerados cogenéticos con la Gdbt±anf (Carracedo *et al.*, 1993). La finalidad de este estudio fue comparar ambos conjuntos de rocas. Los resultados obtenidos muestran una notoria semejanza textural y química entre los EMG y los **bordes fríos** de estos DG-A.

II.7.1. Diques monzoníticos-cuarzomonzoníticos (DM-QM)

Los DM-QM y los DG-A intruyen en el plutón granodiorítico de Los Pedroches donde cortan a las Gdbt±anf y a las Adbt. No han sido observados cortando a los Mzbt±cd (Larrea *et al.*, en prensa; Carracedo *et al.*, 1993). Carracedo *et al.* (*op.cit.*) han diferenciado tres alineaciones principales con direcciones ligeramente variables (alineación del Cerro Gordo, N150-160E; alineación Pozoblanco-Pedroche, N170-180E; alineación Conquista-Cortijo de Torrubia (N-S). Estos diques poseen una potencia que oscila entre 0.5-20 m, buzamientos subverticales y una longitud que varía entre unos cientos de metros y varios kilómetros (hasta 10 Km).

Ambos tipos de diques poseen algunas variaciones laterales y transversales en el tamaño de grano y en la relación fenocristales/matriz, aunque éstas son muy poco frecuentes y muestran algunos enclaves microgranitoides similares a los observados en la granodiorita. Carracedo *et al.* (*op.cit.*) consideran que los DM-QM pueden tener un carácter simplutónico con las Gdbt±anf, ya que son cortados por éstas y se hallan también como enclaves dentro de las mismas.

Los DM-QM son rocas de color negro y de gran dureza. Muestran una textura hipidiomórfica e inequigranular porfídica de tamaño de grano muy fino a medio. Están

compuestos esencialmente por microfenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo incluidos en una matriz formada por plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. Son frecuentes también los agregados policristalinos de anfíbol ("clots" de anfíbol). Los minerales accesorios son circón, apatito y opacos. Estas rocas poseen diversos rasgos texturales similares a los observados en algunos tipos de enclaves microgranitoides de la granodiorita.

II.7.1.1. Descripción mineralógica

Plagioclasa.- Los cristales de plagioclasa pueden aparecer en fenocristales o como componentes de la matriz. Los fenocristales poseen modelos de zonación compleja, de estructura múltiple, similares a los descritos en las plagioclasas de la granodiorita. No obstante, difieren de éstos en la existencia de una importante zona de alteración próxima al borde del cristal que coincide con una importante reabsorción y aumento del contenido en anortita en la plagioclasa (An_{65}) respecto al contenido observado en el núcleo (An_{55-40}). Las zonaciones internas están a menudo muy distorsionadas.

Cuarzo.- El cuarzo aparece en microfenocristales xenomorfos redondeados. Poseen una textura ocelar, rodeados por un borde de composición esencialmente anfibólica. Muestran frecuentemente morfologías "embayed".

Biotita.- La biotita es muy similar, tanto en el pleocroismo como en el contenido en inclusiones de apatito y circón, a la observada en la $Gdbt \pm anf$.

Anfíbol.- El anfíbol es una fase común en la matriz de estas rocas y en agregados policristalinos. Son actinolitas a hornblendas actinolíticas. Los agregados poseen morfologías subidiomorfás que sugieren pseudomorfosis de una fase máfica previa, aunque no se ha hallado relicto alguno de ésta.

II.7.2. Diques de composición granodiorítica-adamellítica (dacíticos-riodacíticos)

La disposición cartográfica, así como diversos rasgos petrográficos y estructurales han sido expuestas en el apartado previo. En la cartografía de la figura 2.1 no se distinguen de los DM-QM; no obstante, los DG-A son más abundantes y de mayor longitud y potencia que éstos.

Estos diques cortan a los DM-QM aunque en ocasiones forman diques compuestos, donde los DG-A engloban como enclaves angulosos y de aspecto brechoide a los primeros.

Uno de los rasgos estructurales más significativos de estos tipos de diques es la existencia de **bordes fríos**.

Los DG-A son rocas de color grisáceo, de textura hipidiomórfica inequigranular porfídica y de tamaño de grano fino a grueso. Están compuestas por fenocristales de plagioclasa (los más abundantes), biotita y cuarzo incluidos en una matriz formada por plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico. Las texturas de intercrecimiento de fases que componen la matriz son muy frecuentes (texturas micrográficas y granofídicas).

Algunas variedades están compuestas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y "clots" de anfíbol incluidos en una matriz afanítica microcristalina formada fundamentalmente por plagioclasa y anfíbol (la biotita es más escasa). Como fases accesorias poseen apatito, circón y opacos.

II.7.2.1. Descripción mineralógica

Plagioclasa.- Los fenocristales de plagioclasa son idiomorfos a subidiomorfos y de tamaño de grano medio a grueso. Muestran modelos de zonación complejos, con reabsorciones entre las zonas y con composiciones similares a las plagioclasas de la $Gdbt \pm anf$. Los núcleos poseen contenidos en torno a An_{50-45} . Estos núcleos se encuentran a menudo muy reabsorbidos y muestran numerosas inclusiones de biotita. Las reabsorciones en áreas marginales de estos fenocristales son muy escasas.

Los fenocristales de plagioclasa del segundo tipo de diques muestran una reabsorción hacia el borde con un aumento mayor en el contenido en anortita (An_{60-55}).

Cuarzo.- Los fenocristales de cuarzo son xenomorfos redondeados, con morfologías "embayed" y de tamaño de grano grueso.

Biotita.- Los fenocristales de biotita son escasos y muestran rasgos microscópicos similares a la biotita de la $Gdbt \pm anf$.

"Clots" de anfíbol.- Poseen una morfología subidiomorfa que sugiere una pseudomorfosis de una fase máfica previa. Los cristales que componen dicho agregado son de grano muy fino y su textura es granoblástica, como el resto de los "clots" de anfíbol descritos. No obstante, éstos difieren en la zonación mineralógica que poseen, con un núcleo compuesto por microcristales de actinolita y "opacos", y un borde externo compuesto por microcristales de hornblenda y actinolita.

Se ha analizado en este trabajo un **borde frío** (TAV-24) correspondiente a un DG-A (TAV-25). Este borde lo forma una roca oscura y muy compacta, petrográficamente muy

similar a los DM-QM Posee una textura hipidiomórfica, inequigranular porfídica, de tamaño de grano muy fino a grueso y está compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita incluidos en una matriz formada por plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y escaso feldespato potásico. Como fases accesorias se observa circón, apatito y opacos (ilmenita) y como minerales secundarios destacan rutilo, clorita, epidota y sericita.

Respecto a la roca granodiorítica que compone el dique, este borde frío se diferencia en la presencia de hornblenda y por el menor contenido en feldespato potásico. El contenido en fases accesorias como circón y apatito también es notablemente superior en el borde frío. La matriz de esta roca muestra también texturas micrográficas y granofídicas.

Los **fenocristales de plagioclasa** de este borde frío son subidiomorfos y de menor tamaño que los observados en la roca granodiorítica del dique. Aparecen en individuos aislados o en agregados. Se caracterizan por la presencia de una importante superficie de reabsorción seguida de un aumento del contenido en anortita en las zonas marginales de los fenocristales, similar al que posee el núcleo ($An_{60.55}$). La zona reabsorbida suele mostrar una textura mirmequítica, con pequeñas inclusiones de cuarzo que extinguen en común con el cristal de cuarzo de la matriz en contacto con el fenocristal de plagioclasa. Esta banda cálcica está marcada por una importante alteración. Las inclusiones de biotita son frecuentes en estos fenocristales.

Los **fenocristales de cuarzo** son xenomorfos redondeados, de grano medio a grueso y muestran texturas "embayed". Las inclusiones son muy poco frecuentes, aunque se observan algunas de biotita.

Los **fenocristales de biotita** son idiomorfos a subidiomorfos, de grano fino a medio y muestran caracteres petrográficos similares a las biotitas de la $Gd\text{Bt} \pm \text{Anf}$ (pleocroismo, número de inclusiones, etc.).

La **matriz** de este borde frío está compuesta por cristales de grano muy fino a fino de anfíbol (hornblenda, biotita acicular, plagioclasa, cuarzo intersticial y escaso feldespato potásico).

II.7.3 Diques de composición granítica-adamellítica (riolíticos)

Forman la alineación de diques dominante en el sector central del batolito de Los Pedroches. Cortan a todos los litotipos plutónicos y subvolcánicos aflorantes en dicha área, excepto a los leucogranitos del plutón del Cerro Mogábar (Carracedo *et al.*, 1993).

Estos diques poseen una disposición anastomosada y están orientados mayoritariamente según una dirección N120-130E. Son comúnmente subverticales, su potencia oscila entre 0.5-150m y pueden llegar a alcanzar una longitud de 20Km.

Carracedo *et al.* (*op.cit.*) diferencian dos alineaciones de diques: una alineación central, desde el E de Villanueva de Córdoba hasta el W de El Viso, cuya dirección predominante es N120-130E, y una alineación septentrional, desde el SW de Conquista hasta el NE de Pedroches, paralela a la anterior. Esta última alineación está interrumpida por los afloramientos del plutón del Cerro Mogábar y del plutón Cardaña-Virgen de La Cabeza en los que apenas penetran.

Estos litotipos muestran variaciones texturales importantes referentes, principalmente, a la relación fenocristales/matriz. Tales variaciones pueden observarse dentro de un mismo dique en sentidos transversales y longitudinales. Los fenocristales de feldespato potásico están frecuentemente orientados.

Muestran una textura hipidiomórfica equigranular-inequigranular porfídica y de tamaño de grano fino a muy grueso. La matriz puede mostrar texturas micrográficas y granofídicas. Están compuestos esencialmente por fenocristales de feldespato potásico (hasta 5mm), cuarzo y plagioclasa (los fenocristales de biotita son más escasos) incluidos en una matriz formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita de tamaño de grano fino a medio. Como accesorios se observan circón, apatito y "opacos" y como fases secundarias destacan clorita, sericita, moscovita y carbonatos.

II.7.3.1. Descripción mineralógica

Feldespato potásico.- Los fenocristales de feldespato potásico son idiomorfos a subidiomorfos y de tamaño de grano grueso a muy grueso. Poseen inclusiones de plagioclasa (hacia el núcleo y los bordes), cuarzo y biotita, aunque estas dos últimas fases muy escasas.

Plagioclasa.- Los fenocristales de plagioclasa muestran modelos de zonación similares a las de los Mzbitcd. Se alteran comúnmente a carbonatos.

Cuarzo.- Los fenocristales de cuarzo son subidiomorfos y algunos cristales de cuarzo de la matriz están "corroidos".

Biotita.- Los fenocristales de biotita son similares a los del monzogranito en sus rasgos petrográficos (pleocroismo, número de inclusiones, etc.)

II.8. CONCLUSIONES GENERALES

La cartografía realizada recientemente por el I.T.G.E. (Instituto Tecnológico y Geominero de España) (Fernández *et al.*, en prensa; Larrea *et al.*, en prensa) ha puesto de manifiesto la existencia de una facies plutónica cartográfica y petrográficamente intermedia entre Gdbt±anf y Mzb±cd, la adamellita biotítica porfídica de grano grueso (Adbt). Esta Adbt, cuyos contactos en dicha cartografía son representados como graduales con los dos principales grupos de granitoides, es considerada por Carracedo *et al.* (1989, 1990) y Larrea *et al.* (1992) como una de las principales evidencias a favor de la existencia de una única serie de diferenciación continua en el batolito de Los Pedroches.

Las observaciones realizadas a lo largo del contacto suroeste del plutón monzogranítico de Cardena-Virgen de La Cabeza con el plutón granodiorítico de Los Pedroches muestran claramente una gradualidad textural y mineralógica entre Gdbt±anf y Adbt con un aumento progresivo del contenido en fenocristales de cuarzo y feldespato potásico unido a una disminución de biotita y plagioclasa hacia estas últimas variedades. El contenido en enclaves microgranitoides también disminuye hacia las Adbt, aunque también se observan granodioritas sin enclaves.

A diferencia de las relaciones de campo anteriores, no se ha podido observar un contacto gradual entre Adbt y Mzb±cd. Los Mzb±cd muestran mayor contenido en fenocristales de feldespato potásico y cuarzo y un menor porcentaje en biotita y plagioclasa modal que las Adbt pero ambas facies plutónicas difieren en los sectores estudiados en diversos rasgos petrográficos y mineralógicos. No obstante, la no observación de un contacto gradual en los cortes realizados no implica necesariamente que este no exista en otras áreas, por lo que este argumento debe utilizarse prudentemente en la discusión siguiente.

La similitud textural entre Adbt y Mzb±cd se ha puesto de manifiesto previamente. Prueba de dicha similitud es también el hecho de que ambas facies no fueron diferenciadas en las cartografías previas, donde se consideraban como granitos biotíticos porfídicos (Eraso, 1980; Eraso y Garrote, 1984). La distinción cartográfica de la Adbt ha sido realizada recientemente por Fernández *et al.* (en prensa) y Larrea *et al.* (en prensa) en las hojas de la 2ª serie (*Magna*) del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, nº 881 (Villanueva de Córdoba) y nº 882 (Cardena), respectivamente.

Además de los rasgos texturales, los componentes minerales esenciales de Adbt y Mzb±cd son semejantes, aunque con contenidos modales diferentes. No obstante, estas fases muestran diferencias en determinados rasgos petrográficos y composicionales.

Los fenocristales de feldespato potásico de la Adbt contienen abundantes inclusiones de biotita, a diferencia de lo observado en los Mzb±cd donde las inclusiones de esta fase son

muy escasas. En el primer caso, el feldespato potásico muestra un carácter tardío en la secuencia de cristalización; mientras que los del $Mzbt \pm cd$ son fases claramente precoces en dicha secuencia.

Respecto a las plagioclasas, el contenido en anortita en los núcleos de los fenocristales de esta fase mineral en la $Adbt(An_{45-40})$ es ligeramente inferior al observado en $Gdbt \pm anf(An_{50-45})$, pero sensiblemente superior al observado en los del $Mzbt \pm cd(An_{30-25})$. Los cristales de biotita en las $Adbt$ también difieren de los de los $Mzbt \pm cd$ y son semejantes a los de la $Tnpx$ y $Gdbt \pm anf$.

Las $Adbt$ son comúnmente consideradas como ligadas al plutón monzogranítico de Cardeña-Virgen de La Cabeza, en el que la facies plutónica dominante es el $Mzbt \pm cd$. No obstante, los datos cartográficos recientes muestran una clara alineación entre los afloramientos de estos últimos monzogranitos, sin tener en cuenta los de $Adbt$ con los otros plutones monzograníticos que aparecen en contacto con su encajante (plutones de Mogábar, El Guijo, Santa Eufemia, La Haba-Campanario y Valdetorres-Gamita) (Fig. 2.1). Estos afloramientos de monzogranitos se alinean perfectamente con una orientación ligeramente oblicua al plutón granodiorítico de La Serena-Los Pedroches. Por tanto, si se considera esta disposición cartográfica y el claro contacto gradual existente entre $Gdbt \pm anf$ y $Adbt$ parece más razonable incluir a estas últimas rocas como litotipos componentes del plutón granodiorítico; mientras que el plutón de Cardeña-Virgen de La Cabeza estaría así formado esencialmente por $Mzbt \pm cd$ y diversos subtipos texturales de monzogranitos cuyos contactos son graduales con la facies plutónica dominante, de manera similar a lo observado en el resto de los plutones monzograníticos. Tan sólo los $Lcbt \pm cd$ muestran contactos netos con el resto de los granitoides que componen los plutones monzograníticos.

El emplazamiento de las $Gdbt \pm anf$ en el sector noroccidental del batolito de Los Pedroches fue precedido por la intrusión de pequeños *stocks* de $Tnpx$. Las variedades más leucocráticas de estas rocas muestran una similitud petrográfica y composicional con las granodioritas, pero no ha sido posible determinar el tipo de contacto entre ambos litotipos ígneos debido a las malas condiciones de afloramiento. Se argumentará, pues, con los datos petrográficos y químicos.

Respecto a las rocas básicas, éstas son muy escasas en el batolito de Los Pedroches. Tan sólo han sido observadas en pequeños afloramientos en el sector noroccidental del mismo. Estas rocas son básicamente gabros ($Gbnb$) cuyos contactos con la $Gdbt \pm anf$ no han podido observarse debido a las malas condiciones de afloramiento. No obstante, estas rocas muestran una significativa desconexión petrográfica y composicional con éstos. Su textura granoblástica es probablemente resultante del metamorfismo de contacto producido por los granitoides mayoritarios, lo que indica un emplazamiento previo a éstos.

Los rasgos petrográficos de los **enclaves microgranitoides** asociados a los litotipos plutónicos son básicamente similares a los descritos en otras áreas graníticas (Didier, 1973; Vernon, 1983, 1991), y ponen claramente de manifiesto su naturaleza ígnea: textura similar a la observada en rocas ígneas de grano fino a medio, presencia de abundante apatito acicular, alineaciones de flujo de determinadas fases minerales, etc.

Que enclave microgranitoide y roca huésped coexistieron en estado fundido es una conclusión apoyada en numerosos rasgos estructurales y texturales: deformaciones de los enclaves microgranitoides ("*wyspy protrusions*"), inexistencia de texturas de recristalización en estado sólido de los enclaves deformados próximos al encajante, etc. No obstante, los contactos netos entre EM y su roca huésped sugieren que los enclaves se incorporaron a dicha roca como fundidos con una viscosidad muy elevada, permitiendo tan sólo procesos de hibridación muy locales. Además, la existencia de un número de enclaves microgranitoides con formas angulares a subangulares sugiere que en algunos casos tuvieron una viscosidad muy elevada en el momento de ser incorporados a la roca huésped. Estas diferencias morfológicas no se traducen en diferencia textural, mineralógica o química alguna.

La existencia de ese número - no desdeñable - de enclaves con bordes angulares no es el único rasgo diferencial de los enclaves del área de Los Pedroches en relación con las descripciones usuales en la literatura petrológica reciente. De hecho, muchos rasgos comunes de este tipo de enclaves, al ser estudiados en detalle, han revelado también peculiaridades. Se resumen éstas a continuación, con referencia al nombre genérico con el que cada uno de esos rasgos es descrito usualmente en la literatura.

Los "*ocelos*" de cuarzo (Vernon, 1983, 1990) son poco frecuentes en los EMG. Texturas similares pueden ser observadas en los bordes fríos de los diques granodioríticos del sector central del batolito de Los Pedroches.

Los *megacristales* de feldespato potásico (EMM) y plagioclasa (EMG y EMM) observados en los enclaves microgranitoides poseen caracteres texturales y composicionales similares a los de su roca huésped, por lo que han sido considerados como xenocristales procedentes de ésta. Esta incorporación de minerales de la roca huésped al enclave microgranitoide demuestra que éste se comportó como un fundido cuando estuvo en contacto con aquélla. Por otra parte, los rasgos estructurales de los enclaves microgranitoides indican que éstos se comportaron como fundidos incluso a niveles de emplazamiento.

No obstante lo anterior, existen también fenocristales que se formaron en equilibrio con el fundido que originó los enclaves desde las primeras etapas de su cristalización. Este es el caso de los cristales de plagioclasa cuyos núcleos poseen contenidos en anortita similares a las reabsorciones posteriores. Consecuentemente, de la historia de las plagioclasas estudiadas se deduce que de la mera existencia de una banda de reabsorción (a veces son varias) en un

cristal no se infiere que éste sea un xenocristal reabsorbido al penetrar en un medio a mayor temperatura, y que, al menos en los casos descritos, otros fenómenos, como la pérdida de presión en un ascenso rápido, deben ser responsables de la formación de esas bandas. Además, el caso ha de ser más frecuente de lo que se observa simplemente en lámina delgada, porque los cristales no son siempre cortados por su núcleo.

Los "*clots*" de anfíbol observados en los EMG y en la $Gdbt+anf$ del área de Quintana son considerados por Castro y Stephens (1992) como producto de una reacción compleja entre un piroxeno y un magma metaalumínico en el que precipita anfíbol cálcico. Los "*clots*" de anfíbol de la $Tnpx$ son muy similares a los observados en los litotipos ígneos anteriores. No obstante, en este último caso se observan relictos de ortopiroxeno. Los fenocristales de ortopiroxeno aparecen comúnmente como fenocristales subidiomorfos con una significativa zonación composicional y rodeados por clinopiroxeno. Sobre ambas fases minerales cristalizan ilmenita, biotita y plagioclasa. Esta disposición de fases minerales origina una textura en corona característica. El clinopiroxeno en la textura coronítica está totalmente reemplazado en algunas muestras por un agregado policristalino de anfíbol (magnesio-hornblenda a actinolita) con textura granoblástica. Por tanto, si las $Tnpx$ están relacionadas con las $Gdbt+anf$ por un proceso de cristalización fraccionada, los agregados policristalinos de anfíbol observados en los EMG y $Gdbt+anf$ representarían pseudomorfos de piroxeno.

Por tanto, sin negar que existen xenocristales en los enclaves, sostenemos que ni su abundancia es tan grande como se ha postulado, ni tienen la importancia genética que comúnmente se les atribuye. Concretamente, pensamos que estos megacristales, al menos en parte, son fenocristales precipitados en el magma que formó los enclaves, con lo cual basta para concluir que no prueban una hibridación particularmente extensa al nivel de emplazamiento. Por lo demás, los verdaderos xenocristales parecen haber atravesado los bordes de los enclaves durante etapas muy tardías de la cristalización magmática, en las que las evidencias de "mingling" son claras, pero una hibridación extensa no parece probable.

Por el contrario, la forma más correcta de interpretar la zonación y distribución de plagioclasas, tanto en enclaves microgranitoides como en sus granitoides huéspedes, es asumir que la evolución de la plagioclasa en los dos medios es similar durante toda su historia, con uno o varios episodios de reabsorción probablemente producidos por pérdida de presión durante el ascenso: las plagioclasas son similares, tanto en composición como texturalmente, y reflejan una historia similar porque precipitan de magmas similares.

Finalmente, es conveniente resaltar que muchas de las texturas de los enclaves son semejantes a las que se observan en bordes fríos de diques granodioríticos (**DG-A**) del área estudiada. En efecto, los **DG-A** muestran en ocasiones un borde microcristalino en el contacto con el granitoide encajante, similar a los **EM** en los siguientes aspectos:

1. Muestra una textura hipidiomórfica, inequigranular porfídica de tamaño de grano medio (fenocristales) a muy fino. Dicho tamaño es muy inferior al del granitoide que compone esencialmente el dique. El tamaño de grano del borde frío de estos diques también es inferior al que muestra la matriz de los **EM**.
2. Está compuesto comúnmente por fenocristales de plagioclasa, fases máficas (anfíbol, biotita, etc.) y cuarzo incluidos en una matriz formada por las mismas fases minerales. Se observan también agregados policristalinos de anfíbol que son probablemente pseudomorfos de un fenocristal previo. Los cristales de plagioclasa, biotita y anfíbol de la matriz poseen un hábito alargado y son comunes también los cristales de apatito acicular.
3. Los fenocristales de plagioclasa poseen un modelo de zonación y un contenido en anortita similares a los que muestran los cristales de esta fase mineral en la roca que compone el dique. No obstante, los primeros poseen una superficie de reabsorción significativa hacia zonas marginales del fenocristal. Esta reabsorción, que puede repetirse durante el crecimiento de esta fase mineral, es muy similar a la observada en los fenocristales de plagioclasa de los **EM**.
4. Los fenocristales de cuarzo poseen una morfología redondeada y, en algunas muestras, están rodeados por un borde de tamaño de grano muy fino compuesto por biotita y anfíbol. Estas fases máficas están, a su vez, incluidas en cuarzo que extingue en común con el fenocristal (Fig.X). Este rasgo textural es muy similar al observado en algunos **EM** y comúnmente denominado *cuarzo ocelar*. Estos cuarzos ocelares no se hallan en la roca huésped.

Esta semejanza textural y mineralógica entre bordes fríos de diques granodioríticos y EM sugiere la posibilidad de una génesis similar para ambos grupos de rocas. No obstante, y en vista de que en general se concede una importancia limitada (v., por ejemplo, Didier y Barbarin, 1991) a la generación de los **EM** como autolitos - pues no otra es la hipótesis que surge - parece claro que tal hipótesis alternativa precisa comprobación. Se argumentará, pues, con los datos químicos de roca total, discutiendo la adecuación de cada alternativa al conjunto de los datos.

15

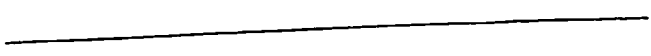
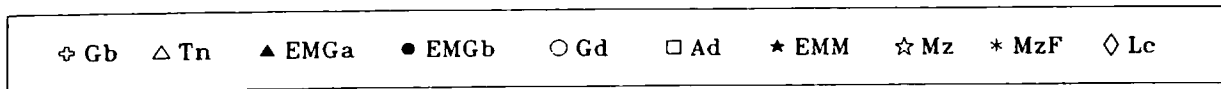
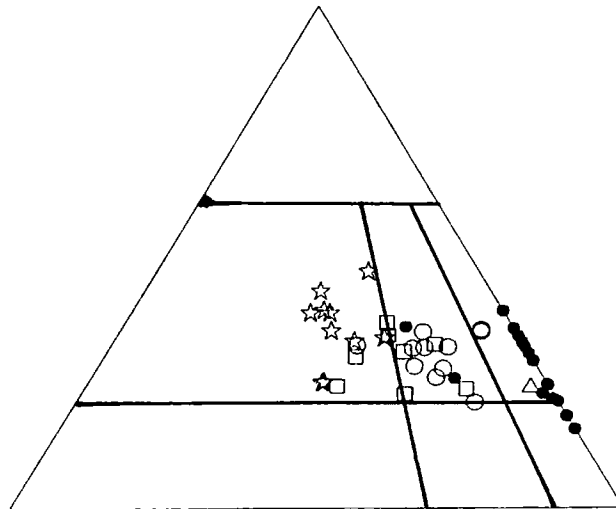


FIG. 2.2



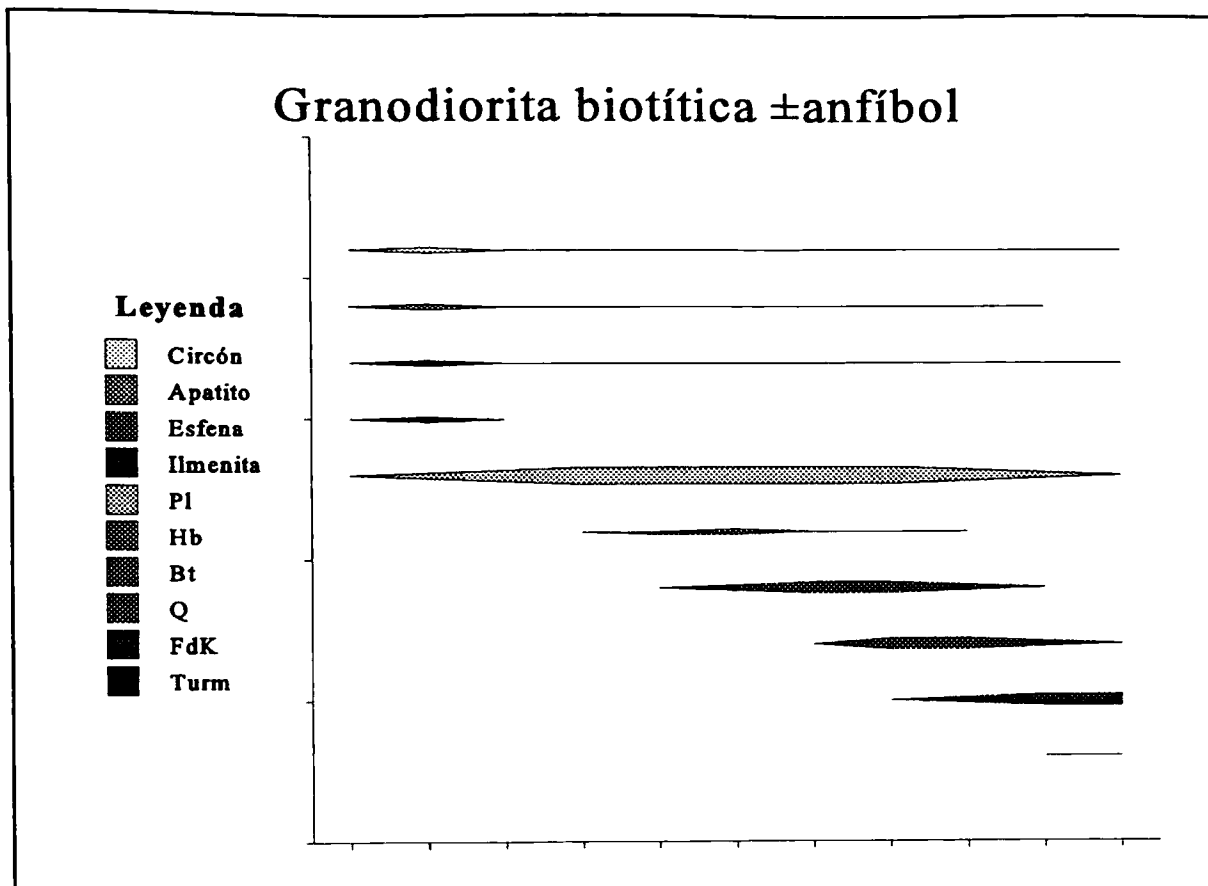


Fig.X.- Secuencia de cristalización magmática de las granodioritas biotíticas ±anfíbol

FIG. 2.3

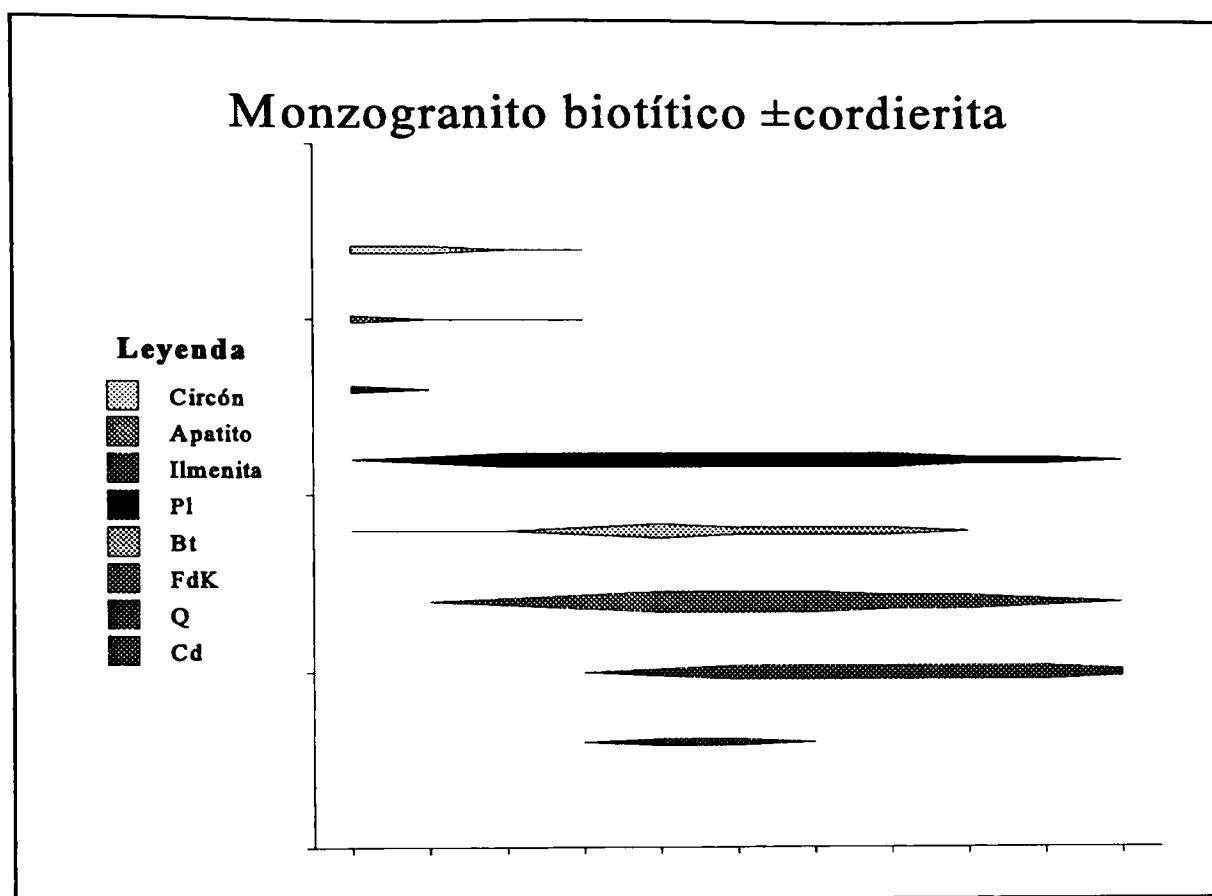


Fig.X.- Secuencia de cristalización magmática de los monzogranitos biotíticos $\pm$ cordierita porfídicos de grano grueso

FIG. 2.4

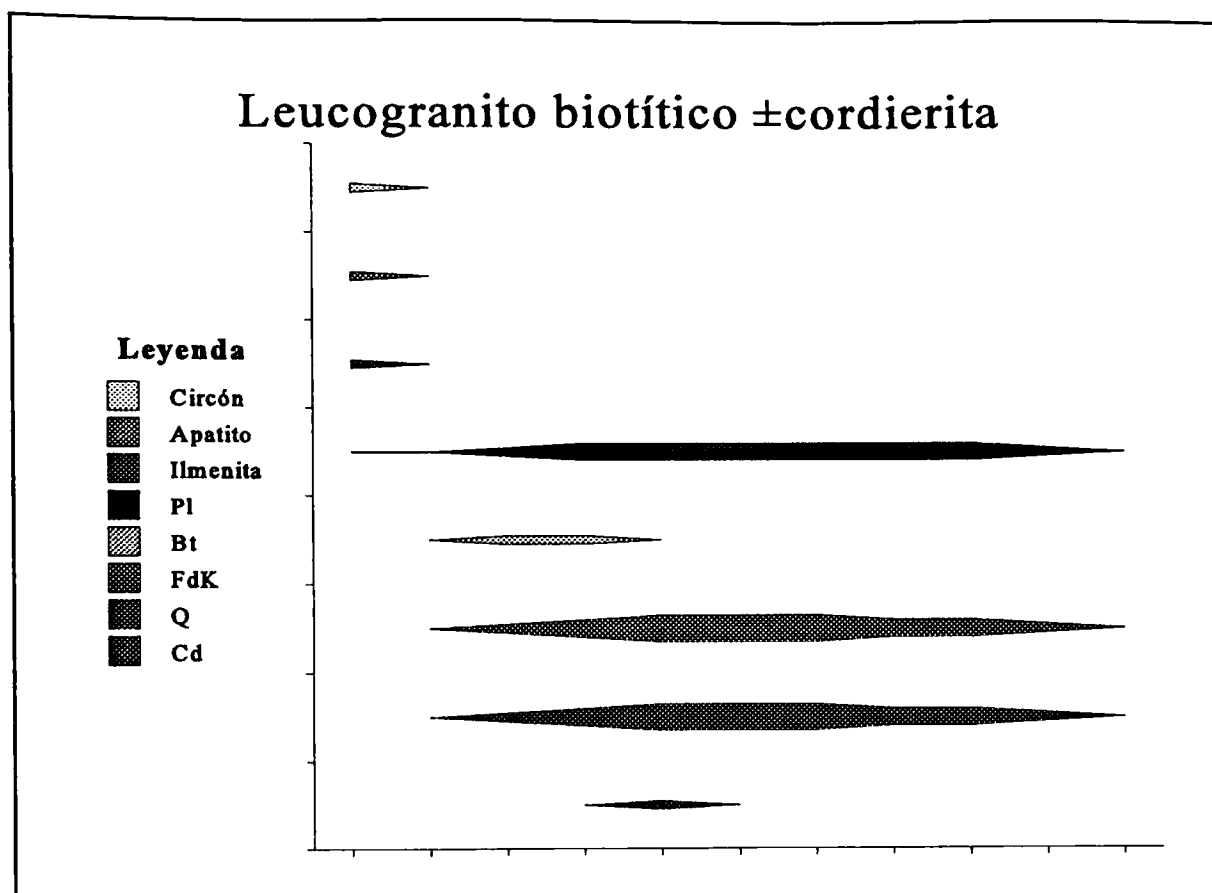
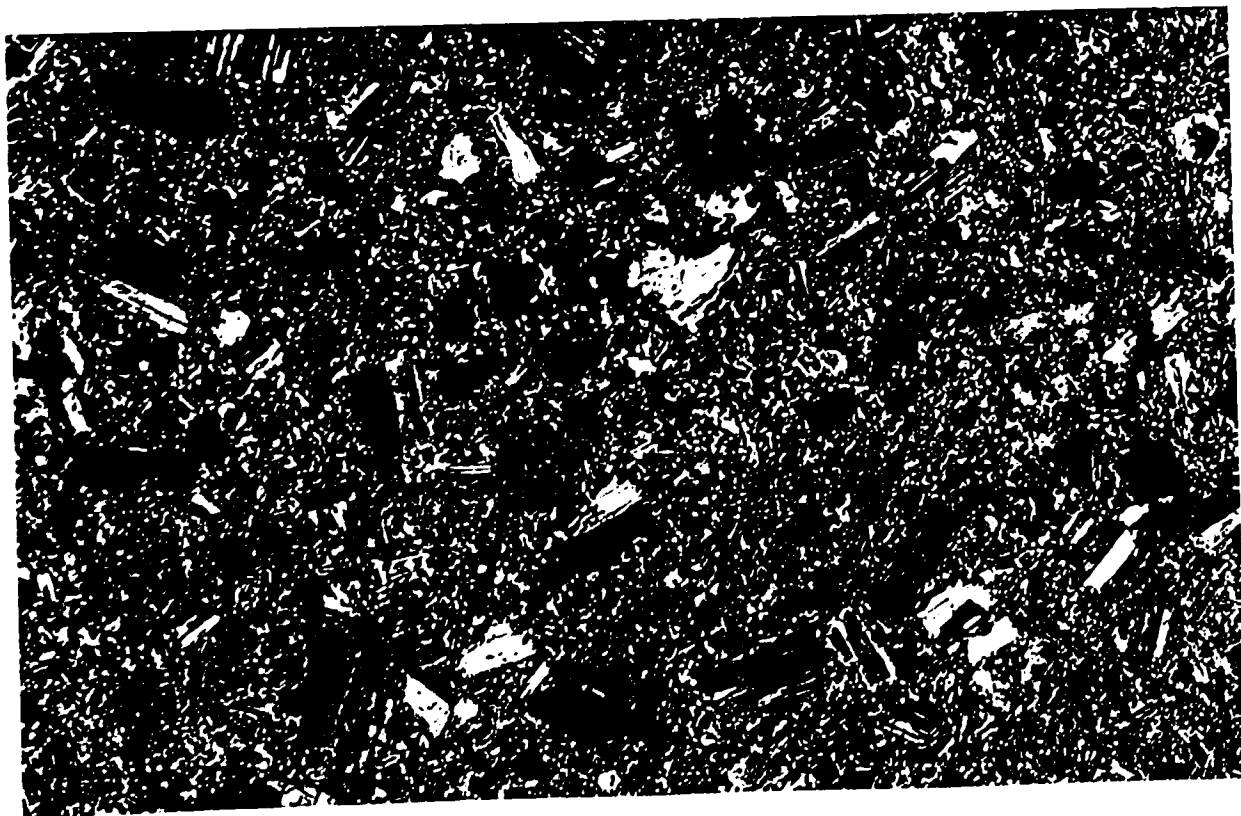
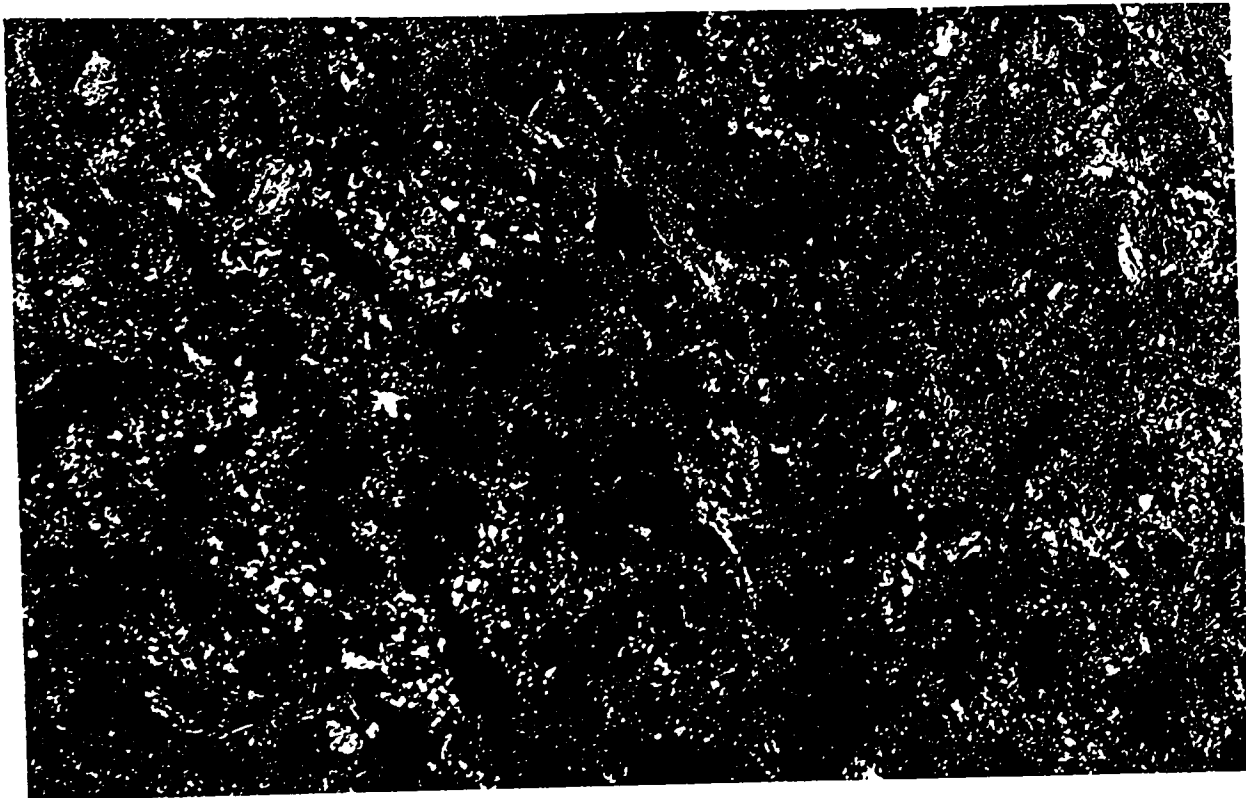


Fig.X.- Secuencia de cristalización magmática de los leucogranitos biotíticos $\pm$ cordierita

FIG. 2.5

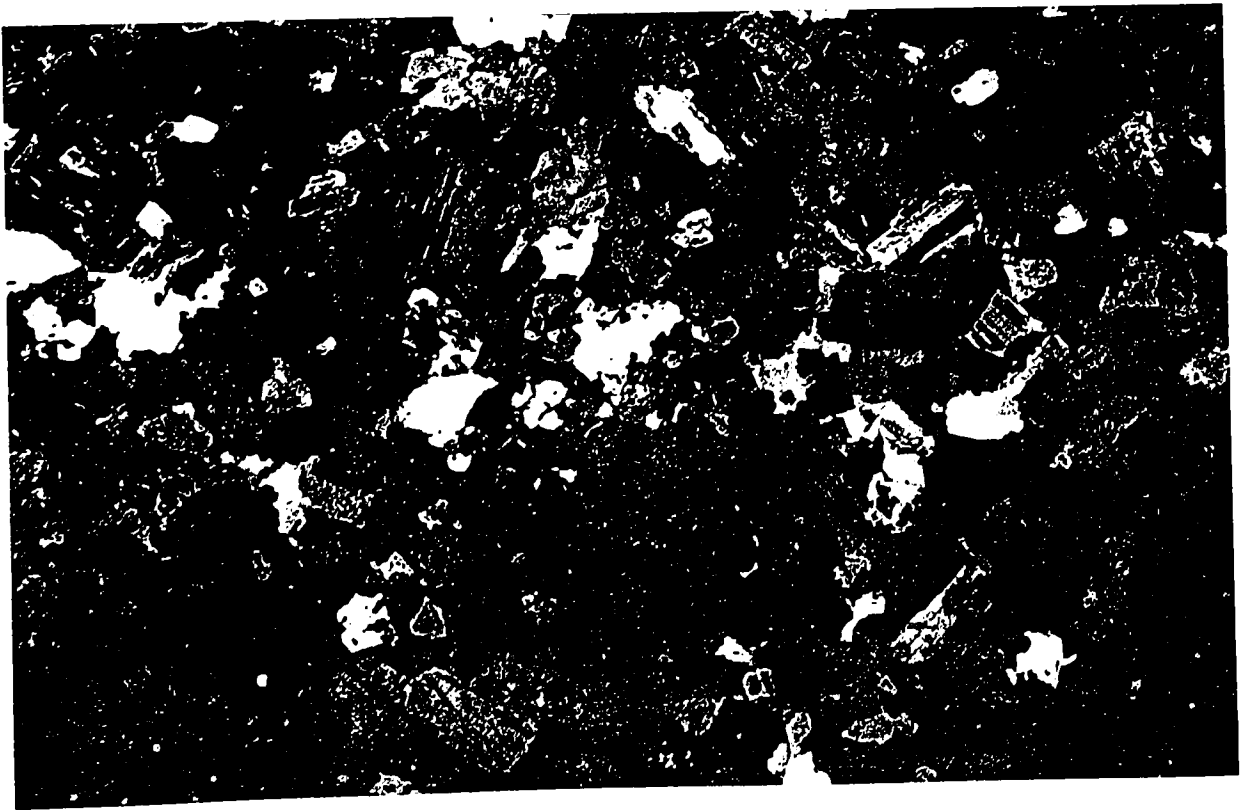
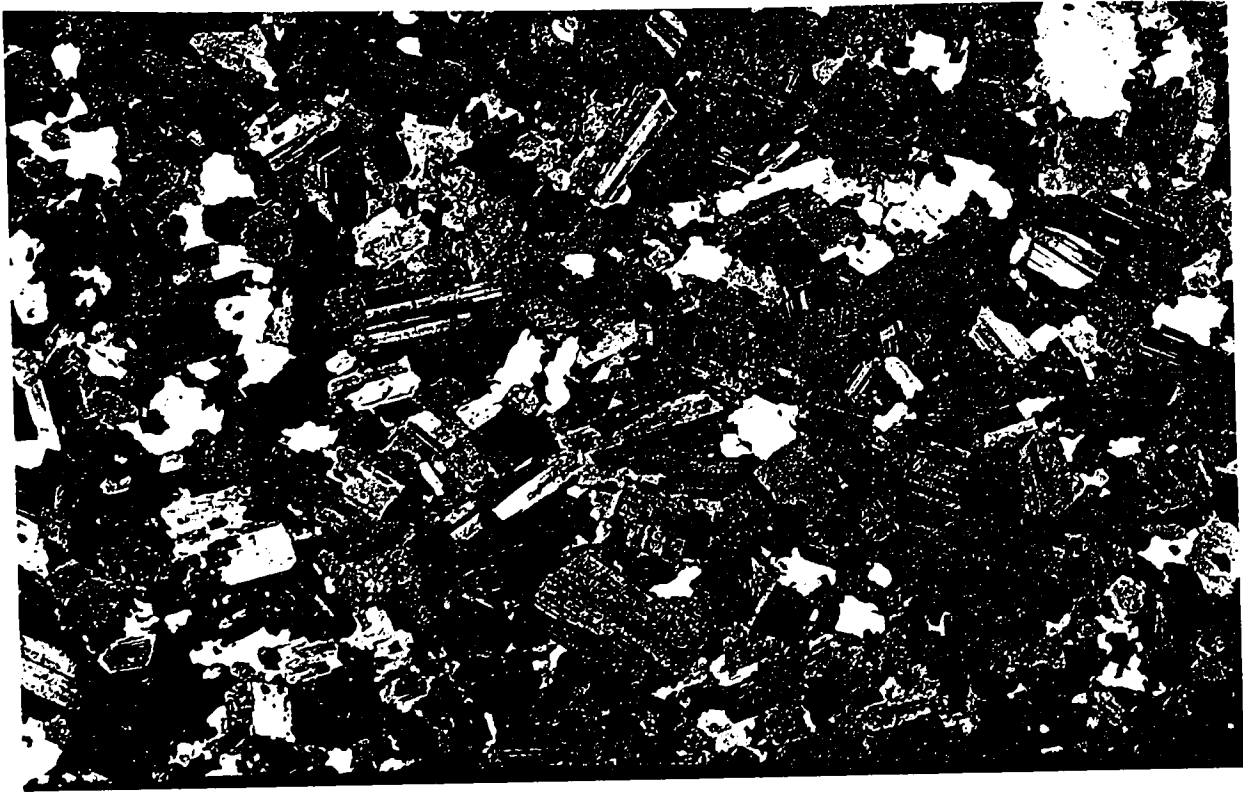
Lám. III, 1

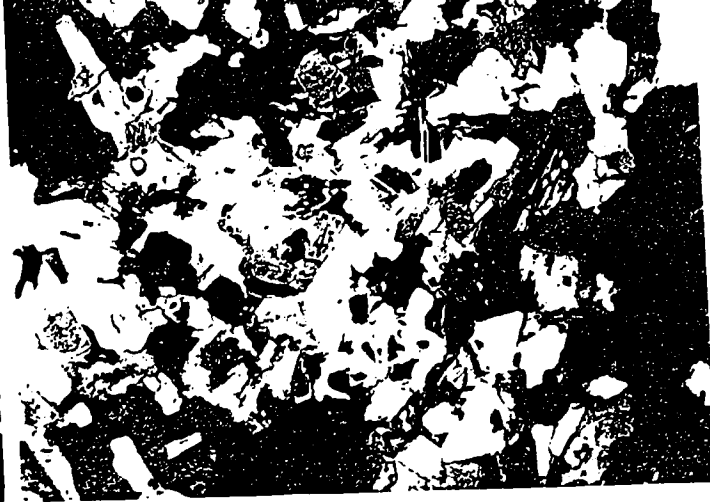
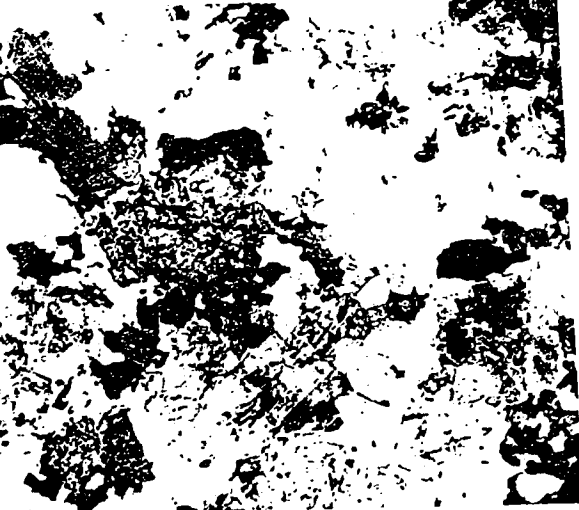


Lam II.2

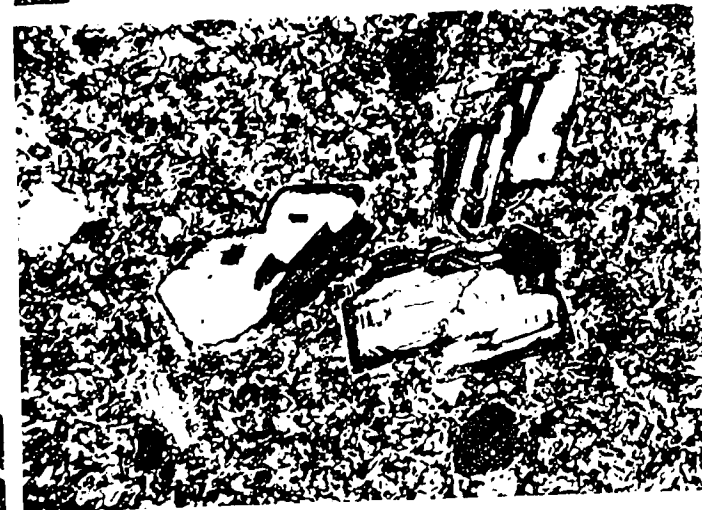
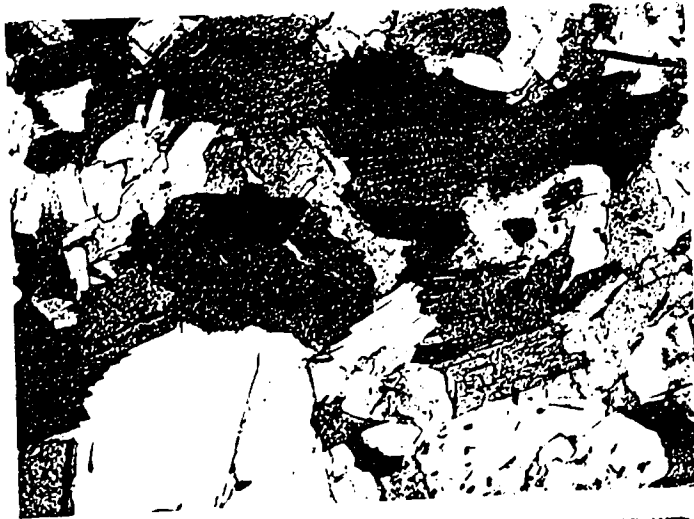


Lám. II. 3

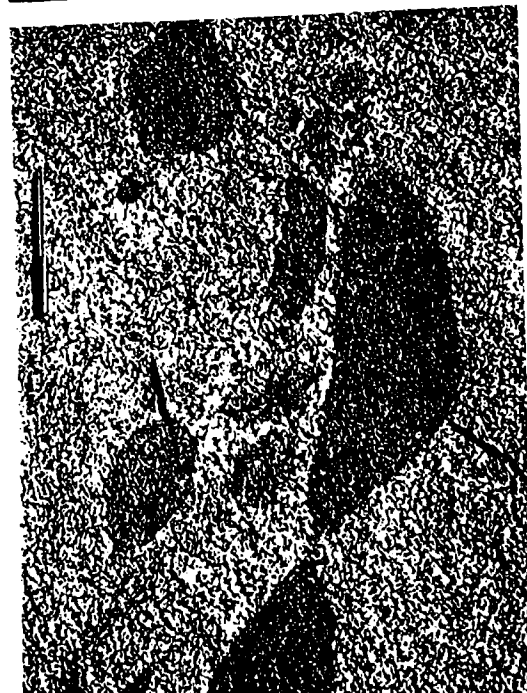
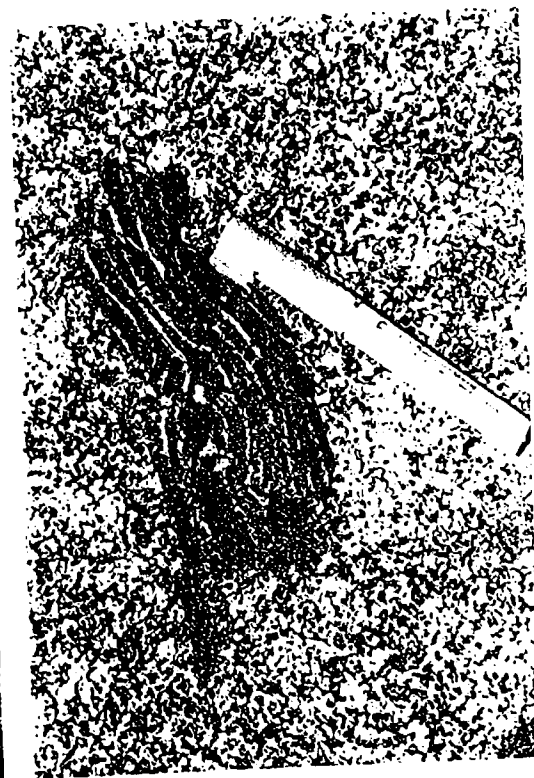




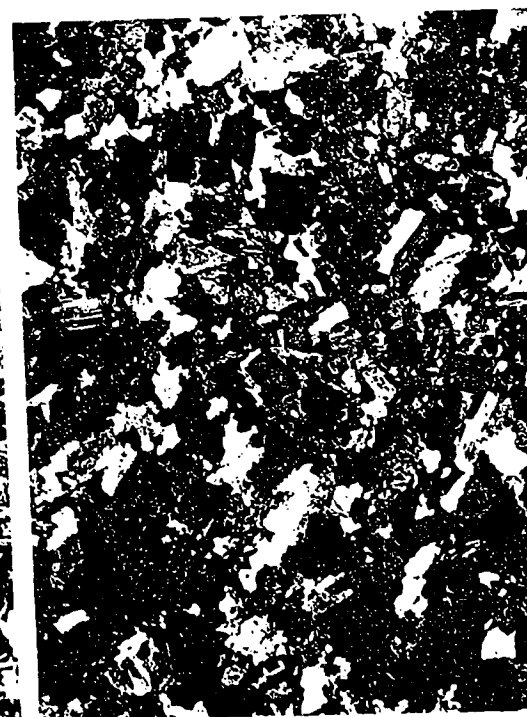
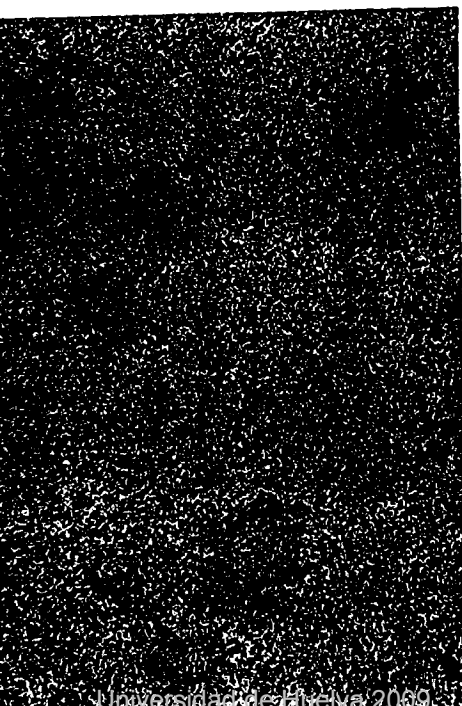
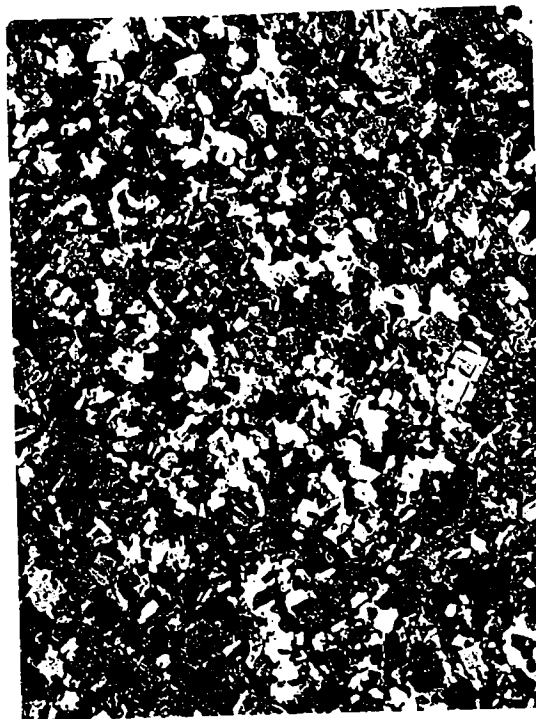
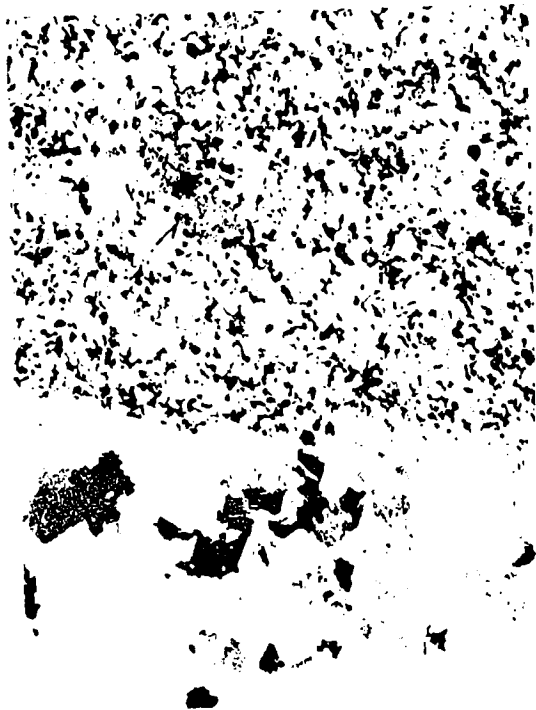
Lam 11.4

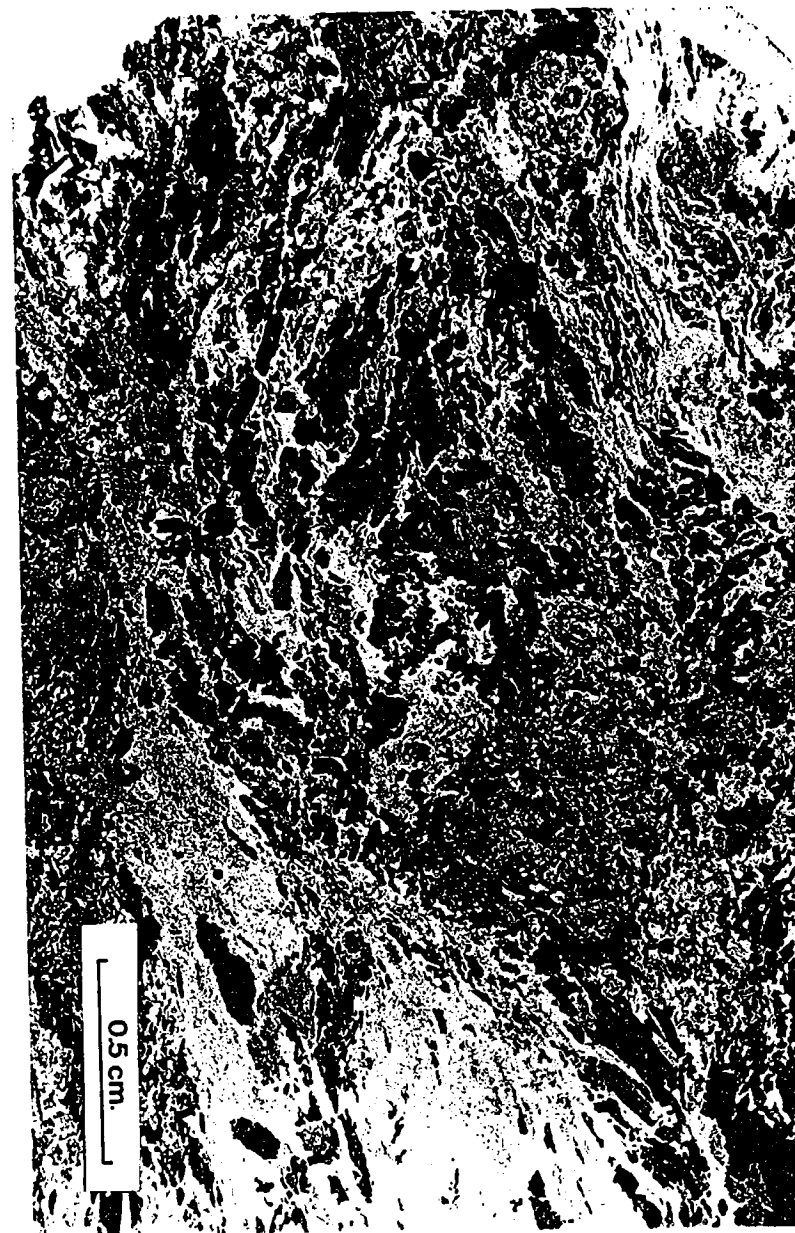
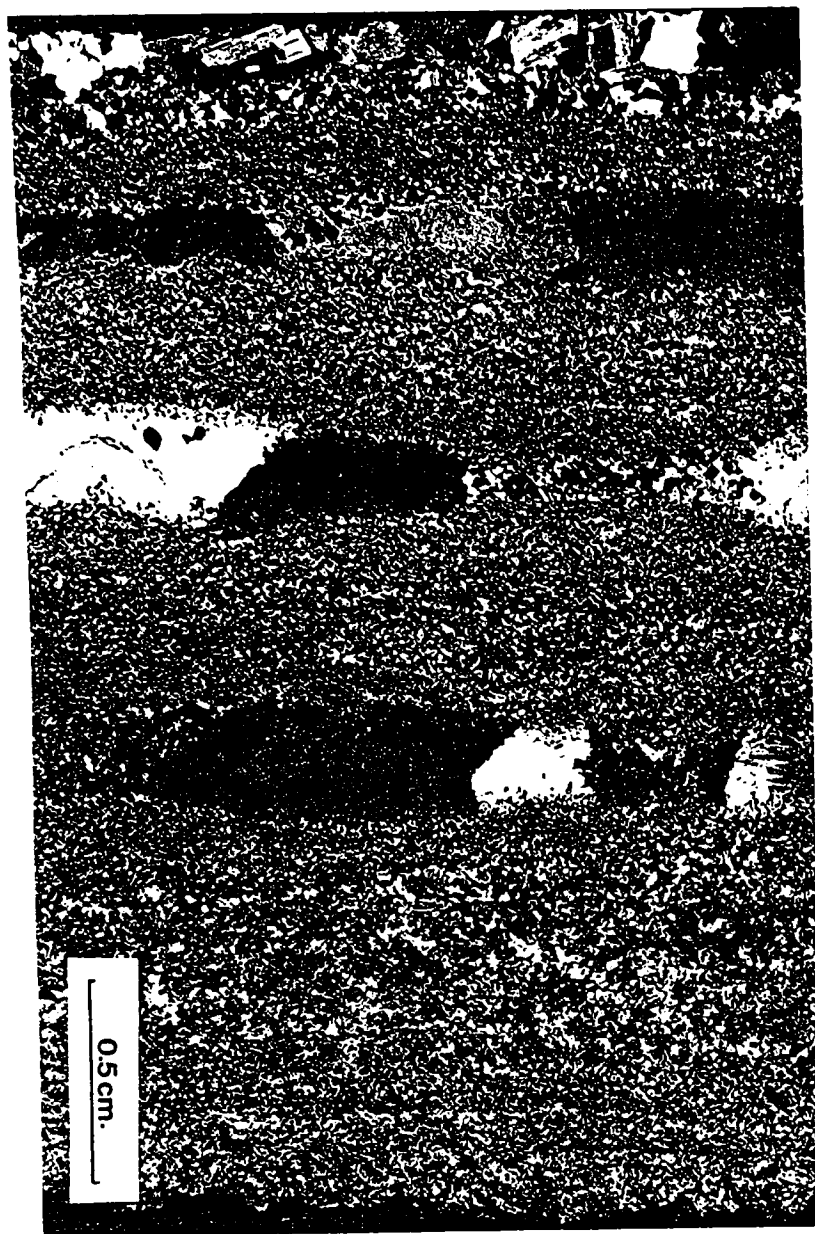


Lave II. 5



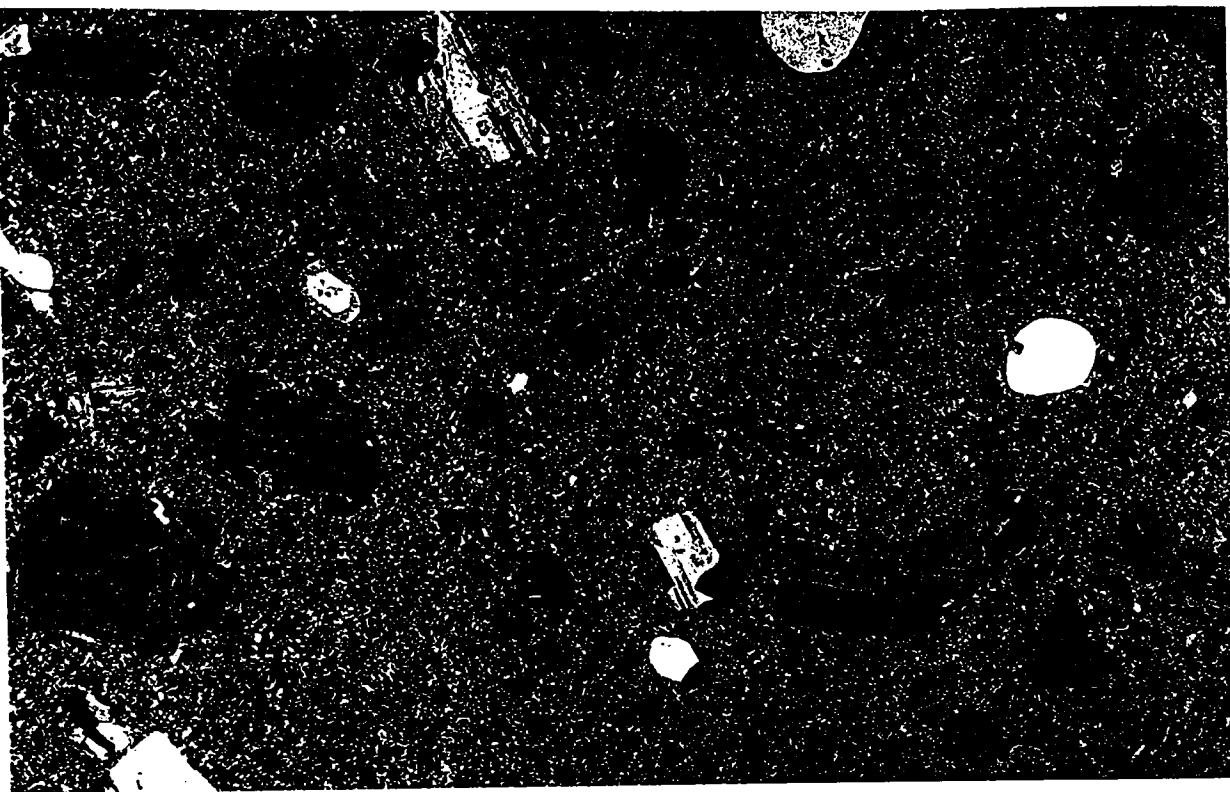
Lâm II. 6

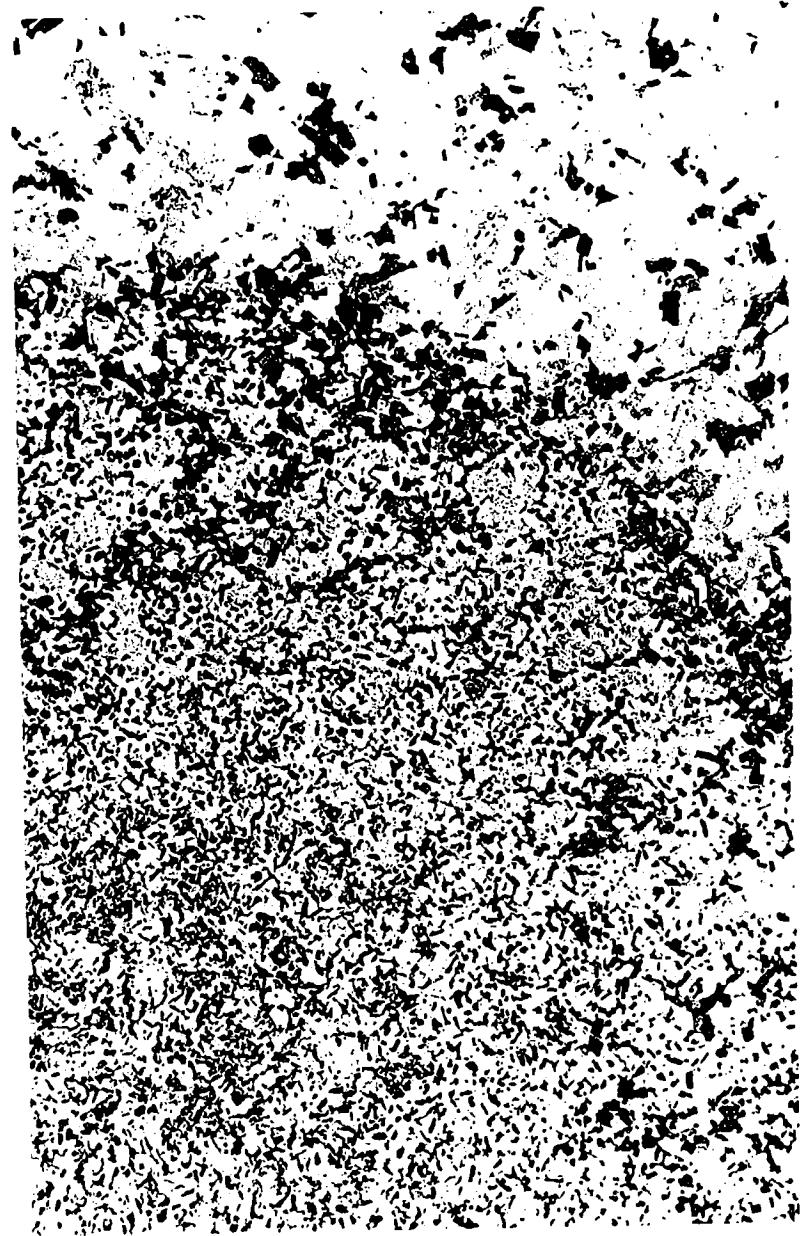
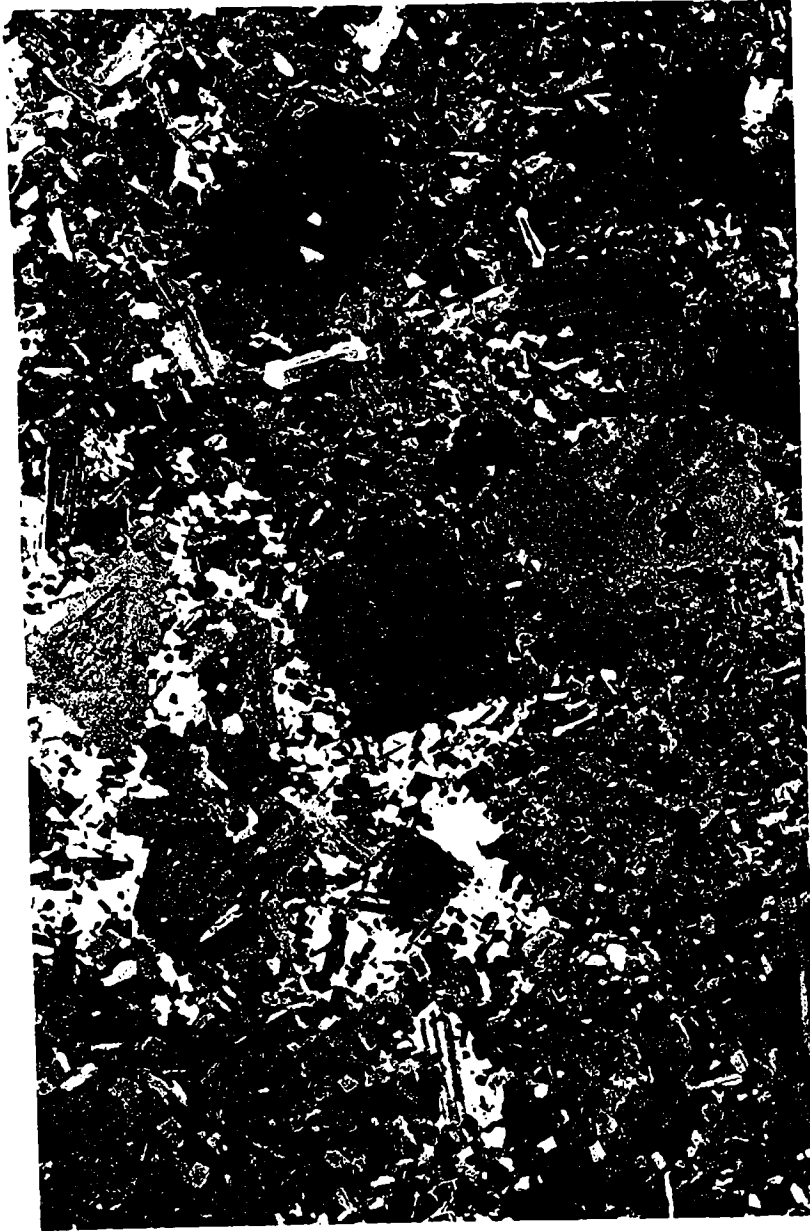




lamin II, 78

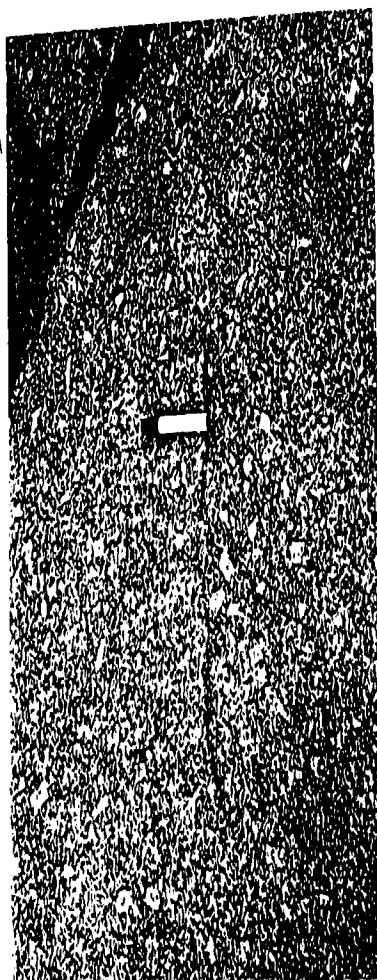
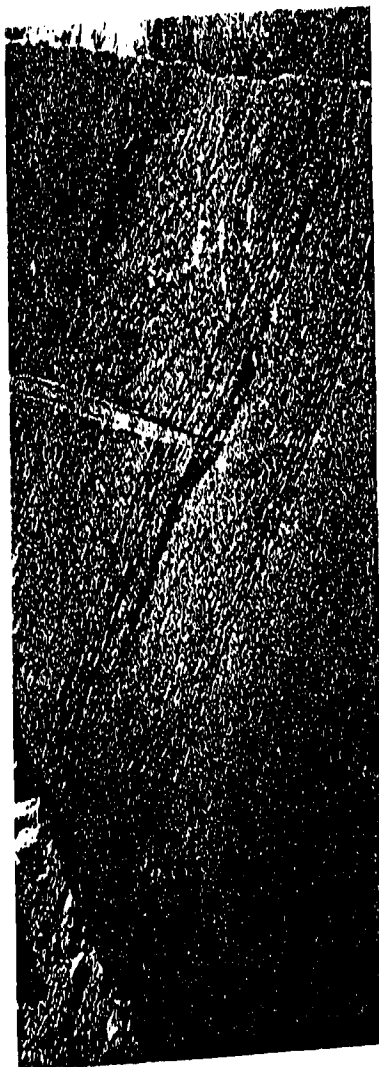
Lain II. 8

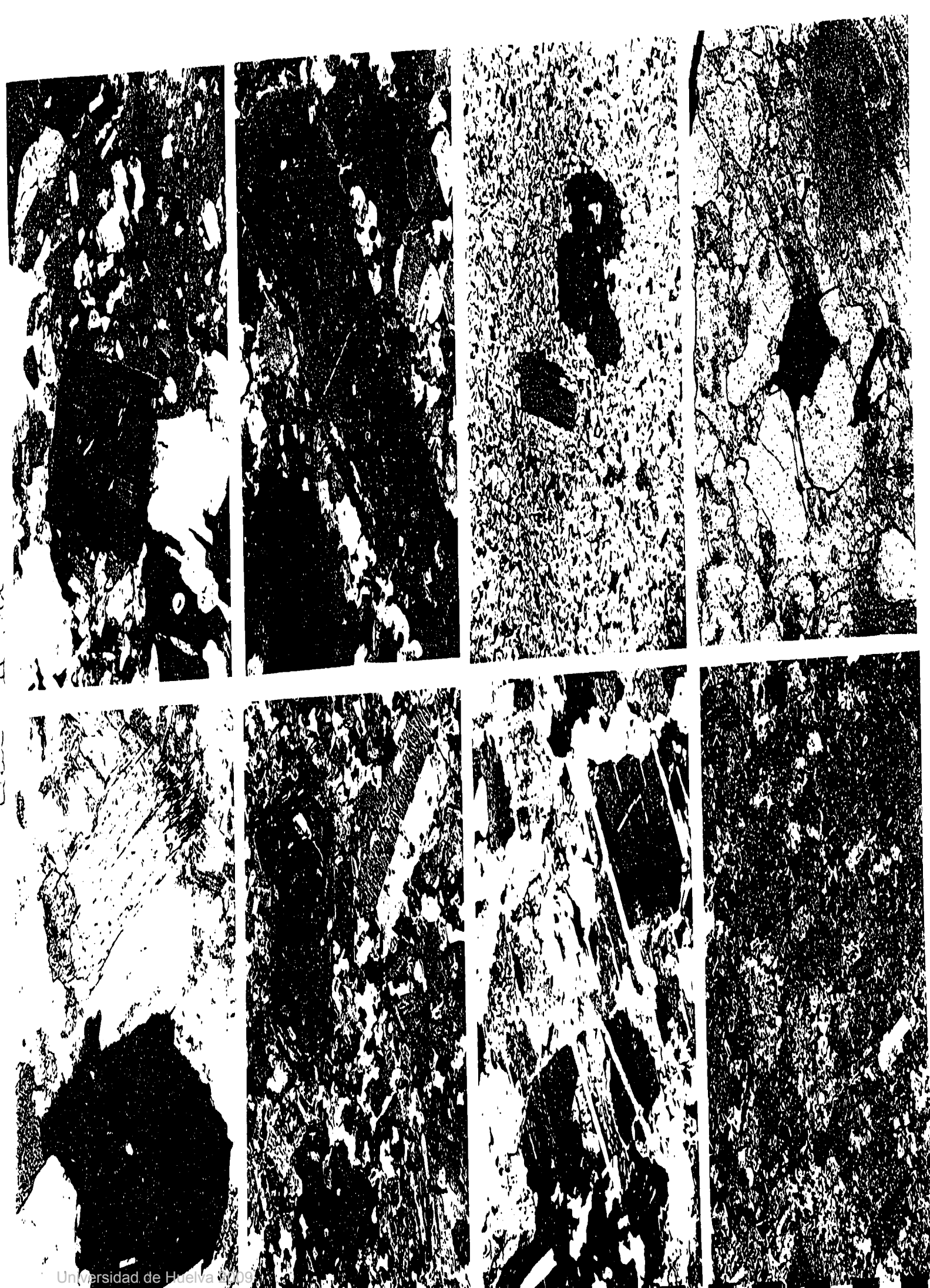




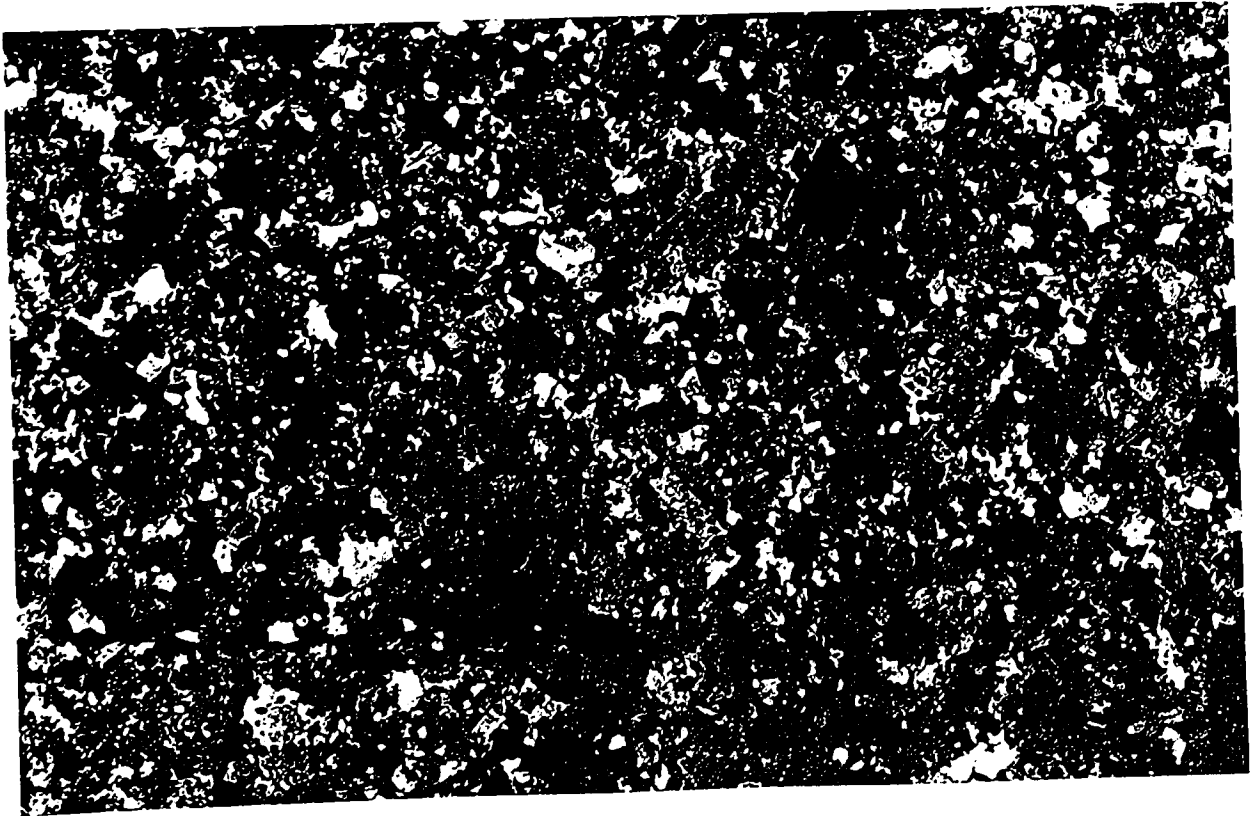
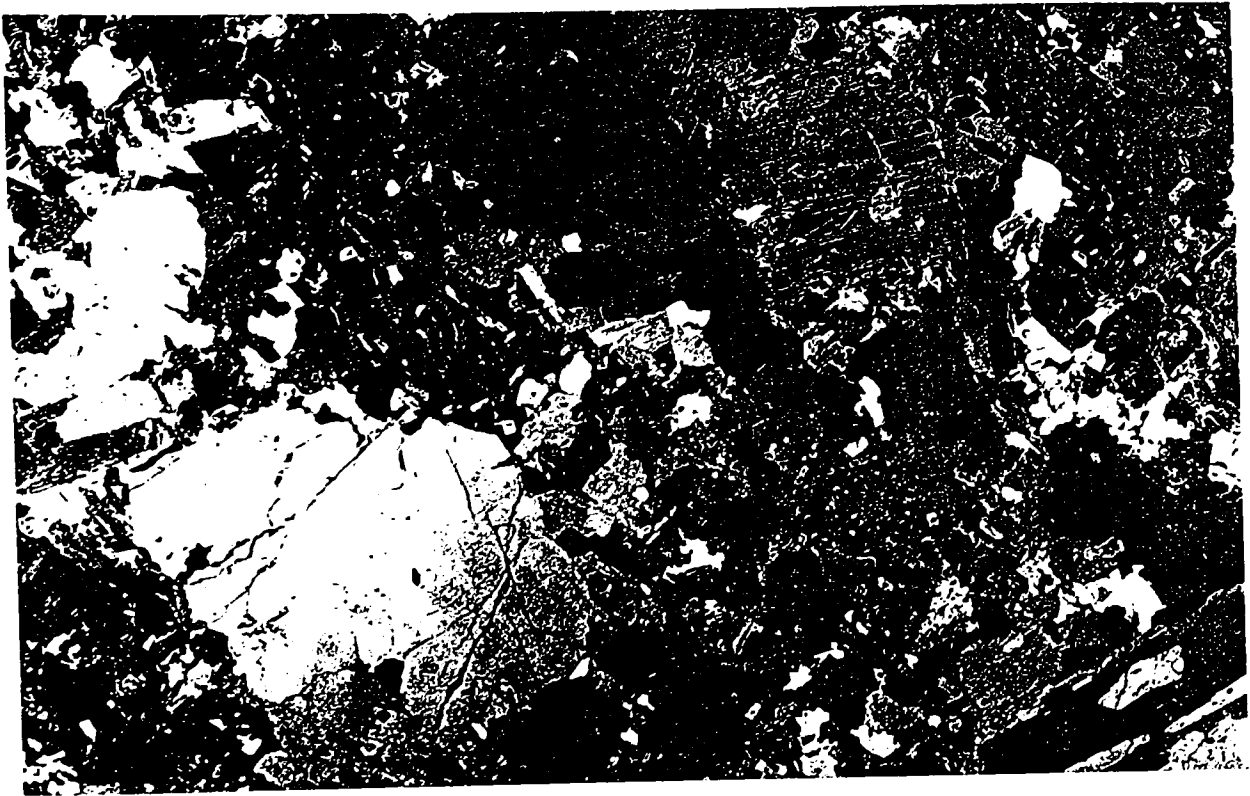
Lam II. 9

Volcan II. 40





Lamin II. 12



III. QUÍMICA MINERAL

III.1. INTRODUCCIÓN

Se describen a continuación diversas fases minerales analizadas mediante microsonda electrónica. Este estudio se ha centrado principalmente en aquellas fases comunes a los principales granitoides del batolito y sus enclaves. No obstante, también se han analizado otros minerales de litotipos ígneos minoritarios que pueden aportar una valiosa información sobre determinadas condiciones físicas de la cristalización de los granitoides.

III.2. PIROXENOS

Los piroxenos se hallan únicamente en los gabros hornbléndicos (Gbhb), las tonalitas con ortopiroxeno (Tnopx) y en los enclaves microgranitoides incluidos en las variedades más evolucionadas de este último litotipo. Estos tres grupos de rocas han sufrido los efectos de un metamorfismo de contacto.

Los Gbhb poseen relictos de clinopiroxeno englobados en fenocristales de hornblenda. Las Tnopx y los EMT tienen ortopiroxeno como fase mineral esencial y clinopiroxeno accesorio. Los ortopiroxenos aparecen habitualmente en fenocristales subidiomorfos, de tamaño de grano medio, aislados o en agregados policristalinos y con una significativa zonación composicional. El clinopiroxeno de estas dos últimas rocas se dispone comúnmente alrededor del ortopiroxeno y ambos piroxenos están rodeados a su vez por ilmenita, circón y biotita. Esta disposición de fases minerales origina una textura en corona característica. No obstante, se puede observar también en otras muestras de tonalitas, químicamente idénticas, cristales de magnesio-hornblenda sustituyendo al clinopiroxeno que se halla tan sólo en pequeños relictos.

Los análisis realizados de estas facies se exponen en el anexo III.1 y comprenden:

- 4 análisis de clinopiroxenos en Gbhb.
- 8 análisis de núcleos de ortopiroxenos en Tnopx
- 6 análisis de zonas de borde de ortopiroxenos en Tnopx
- 2 análisis de ortopiroxenos en agregados policristalinos en Tnopx
- 6 análisis de clinopiroxenos de la textura coronítica en Tnopx
- 2 análisis de ortopiroxenos relictos en agregados de anfíbol en Tnopx
- 5 análisis de clinopiroxenos en EMT
- 7 análisis de ortopiroxenos en EMT

Estos análisis son el resultado de una selección previa, con eliminación de todos aquellos datos en los que la suma total de óxidos no estaba comprendida entre 99% y 101%. Se han eliminado también los piroxenos cuyo cálculo resulta en un contenido en Si p.f.u. superior a 2.

La fórmula estructural de los piroxenos ha sido calculada sobre la base de seis átomos de oxígeno y cuatro cationes. Para la localización de los diversos cationes en la fórmula se ha procedido según las recomendaciones de Morimoto *et al.* (1989). La estimación de la concentración de Fe^{3+} ha sido realizada a partir de criterios estequiométricos, mediante la aplicación de la ecuación propuesta por Droop (1987). Se asume, por tanto, que el hierro es el único elemento presente con un estado de oxidación variable, que el oxígeno es el único anión y que no hay vacantes en la red del piroxeno. El número de Fe^{3+} iones para X oxígenos (6 en el caso de piroxenos) en la fórmula mineral, F , viene dado por la ecuación:

$$F = 2X (1-T/S)$$

donde T es el número ideal de cationes por fórmula (4 en el caso de piroxenos) y S el total de cationes observados para X oxígenos considerando Fe^{2+} como hierro total.

Todos los piroxenos analizados pertenecen al grupo de piroxenos ricos en Ca-Mg-Fe (Quad) del diagrama Q-J de Morimoto *et al.* (1989) (Fig. 3.1). Estos piroxenos han sido representados en el diagrama cuadrilateral $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (En), $\text{Fe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Fs), $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (Di) y $\text{CaFe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Hd) de Morimoto *et al.* (*op.cit.*) (Fig 3.2). Los relictos de clinopiroxeno de los Gbhb corresponden a diópsidos químicamente muy similares. Esta similitud química es también evidente en el caso de los clinopiroxenos de la Tnpx que aparecen agrupados en el campo de las augitas, muy próximos al límite con el campo de los diópsidos. Los clinopiroxenos de los EMT se disponen en torno al límite diópsido-augita. El mayor rango de variación composicional en este diagrama se observa en los ortopiroxenos de las Tnpx y EMT que son esencialmente enstatitas (En_{69} a En_{50}), a excepción de dos análisis que se hallan en el campo de la ferrosilita (En_{48}).

Los piroxenos de los EMT, pese al menor contenido en SiO_2 de éstos, muestran contenidos en En inferiores (En_{57} a En_{53}) a los hallados en los núcleos de diversos ortopiroxenos de otras tonalitas más ácidas (hasta En_{69}). Por consiguiente, la composición de los ortopiroxenos no sugiere un carácter más básico de los enclaves.

Los ortopiroxenos muestran una zonación normal, con un aumento progresivo del contenido en En desde el núcleo hacia el borde del mineral. La figura 3.3 muestra la variación en XFe ($=\text{Fe}^{\text{I}}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{I}})$) en diversos cristales de ortopiroxeno de las Tnpx.

Los contenidos más bajos en enstatita, en torno al límite enstatita-ferrosilita o dentro del campo de la ferrosilita, corresponden a los ortopiroxenos que aparecen rodeados de agregados reaccionales de anfíbol ("clots" de anfíbol).

Los clinopiroxenos de los diversos tipos de rocas muestran una homogeneidad química en el diagrama cuadrilateral de Morimoto. Las sustituciones acopladas en estos clinopiroxenos son muy poco significativas. Cabe destacar, tan sólo algunas sustituciones de tipo jadeíta.

La composición química de los ortopiroxenos de la tonalita corresponde a ortopiroxenos de rocas metaalumínicas (MAI ortopiroxenos): $\%Al_2O_3 < 1$ y $\%CaO > 0.5$, en el diagrama Al-Ca (Maeda *et al.*, 1991) (Fig. 3.4). Los ortopiroxenos de la tonalita poseen un contenido en Al p.f.u. $> 2Ca$ p.f.u.. Además, la coexistencia de estas enstatitas con augitas ricas en Ca es también característico en rocas ígneas metaalumínicas.

La temperatura estimada para el par enstatita-augita mediante la aplicación del geotermómetro propuesto por Lindsley (1983) oscila entre 700 y 800°C (Fig. 3.5). Este rango de temperaturas es muy inferior al de otros litotipos plutónicos mineralógicamente similares (Maeda *et al.*, *op.cit.*), lo que sugiere que las dos fases minerales se han reequilibrado durante el metamorfismo de contacto sufrido por la tonalita. De esta forma, Los núcleos de los ortopiroxenos, con contenidos en Ca p.f.u. mayores, indicarían temperaturas comprendidas entre 800 y 1000°C, aunque estos valores deben tomarse con precaución, puesto que es frecuente hallar en dichos núcleos finas lamelas de exolución. En este caso, dichas temperaturas indicarían el intervalo correspondiente a esos procesos de exolución. Los diópsidos de los metagabros se reequilibraron a temperaturas inferiores a 600°C.

III.2. ANFÍBOLES

Los anfíboles son abundantes en los gabros hornbléndicos y en numerosos enclaves microgranitoides incluidos en las Gdbt±anf. Son también accesorios comunes en estas últimas y en las Tnpx.

La fórmula estructural de los anfíboles se ha calculado sobre la base de 23 átomos de oxígeno y suponiendo un total de 15 cationes. Se considera más probable, por tanto, que el escaso contenido en Na que poseen estos anfíboles por fórmula unidad está confinado únicamente en las posiciones A. Los resultados obtenidos de esta forma son acordes con las observaciones petrográficas (la mayoría de los anfíboles son actinolitas) y permiten obtener fórmulas estructurales más perfectas (inexistencia de vacantes en posiciones M4). El contenido en Fe^{3+} ha sido estimado aplicando la ecuación propuesta por Droop (1987), que para 15 cationes es:

$$\text{Fe}^{3+} = 46 (1-15/\psi)$$

donde $\psi = \sum(\text{Si}, \text{Ti}, \text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca})$. Los valores obtenidos se muestran en el anexo III.2.).

Todos los anfíboles analizados pertenecen al grupo de anfíboles cálcicos $((\text{Ca}+\text{Na})_{\text{M4}} \geq 1.34)$, con contenidos en $\text{Ti} < 0.5$ y con una relación $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) > 5$ (Leake, 1978). No obstante, existen diferencias en el contenido de $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$ entre los anfíboles de los metagabros de Zalamea y los hallados en las tonalitas con ortopiroxeno, los enclaves microgranitoides y la roca huésped granodiorítica de estos últimos.

Los anfíboles de los gabros son esencialmente hornblendas edeníticas, con alguna muestra que aparece representada en el campo de la edenita (Fig. 3.6). La composición de los anfíboles en las tonalitas con ortopiroxenos, granodioritas y EMG varían desde magnesio-hornblenda a actinolita, sin discontinuidad composicional y sin que exista una diferencia significativa entre los anfíboles de estas tres facies ígneas (Fig. 3.7). En el caso de los anfíboles de los EMG esta variación composicional es similar para los fenocristales de anfíbol, el anfíbol de la matriz y el que se encuentra en los agregados policristalinos con textura granoblástica (Fig. 3.8).

El contenido en Si p.f.u. de los anfíboles pertenecientes a las tonalitas con ortopiroxeno, EMG y granodioritas oscila entre 7.2 y 7.8. Los contenidos más bajos han sido obtenidos en los agregados policristalinos, tanto en las tonalitas con ortopiroxeno, como en los EMG de la granodiorita biotítica. La mayor parte de los análisis poseen un valor de Si p.f.u. > 7.3 , que es el límite máximo de composición de anfíboles magmáticos establecido por Leake (1978).

Las variaciones composicionales que se observan en estos anfíboles son el resultado de intercambios catiónicos simples $((\text{Mg}=\text{Fe})_{\text{M1-3}}, (\text{Ca}=\text{Fe}^{2+})_{\text{M4}}, \text{etc.})$ y de sustituciones acopladas. La importante correlación positiva observada en el diagrama Al^{IV} vs. $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$ (Fig. 3.9) señala que la sustitución acoplada tipo edenita $(\square + \text{Si} = (\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} + \text{Al}^{\text{IV}})$ juega un papel importante en la variación composicional de estos anfíboles.

La importancia de esta sustitución es corroborada además en el diagrama triangular $\square\text{A}-\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{VI}}$ (Fig. 3.10), donde los vectores dominantes de los diversos grupos de anfíboles son paralelos e intermedios a las variaciones Ed-Tr y Pg-Hb, equivalentes a dicha sustitución. No obstante, la razón $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}:\text{Al}^{\text{IV}}$ es muy próxima a 1:2 (Fig. 3.9), lo que indica que la introducción de Al en posiciones tetraédricas debe de ser equilibrada con la entrada de otros cationes en la estructura del anfíbol. Además de la sustitución tipo edenita, las sustituciones tipo tschermakita $(\text{Mg}+\text{Si}=\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Al}^{\text{IV}})$, Ti-tschermakita $(\text{Mg}+2\text{Si}=\text{Ti}^{4+}+2\text{Al}^{\text{IV}})$ y

ferritschermaquita ($Mg+Si=Fe^{3+}+Al^{IV}$) han actuado conjuntamente en la variación composicional observada en todos los grupos de anfíboles analizados, como se muestra en el diagrama de la figura 3.11.

La figura 3.11 muestra una fuerte correlación positiva, muy próxima a la unidad, entre en contenido de Al^{IV} y $(Na+K)_A + Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti$. En resumen, tal y como ocurre con otros anfíboles cálcicos (Robinson *et al.*, 1982; Gilbert *et al.*, 1982; Blundy y Holland, 1990), las sustituciones acopladas dominantes en estos anfíboles son una combinación de los tipos pargasita (edenita + tschermaquita), Ti-tschermaquita y ferritschermaquita.

A las presiones de emplazamiento estimadas para la granodiorita a partir de datos petrográficos (1Kb: Pascual, 1984) no son aplicables los geobarómetros basados en el contenido en Al^T de la hornblenda propuestos por diversos autores para magmas calcoalcalinos emplazados a presiones mínimas de 2Kb (Hammarstrom y Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson y Rutherford, 1989; Schmidt, 1992). En cualquier caso, el contenido en Al^T en los anfíboles pertenecientes a las tonalitas con ortopiroxeno, granodioritas biotíticas y enclaves microgranitoides incluidos en estas últimas es, en la mayoría de los casos, inferior al que cabría esperar si estos fundidos se hubiesen emplazado a 1Kb ($Al^T=1.02$: Hollister *et al.*, 1987; $Al^T=1.05$: Johnson & Rutherford, 1989). Merzbacher y Eggler (1984) indican que la hornblenda ígnea es inestable a presiones inferiores a 1.5 Kb debido a que hace falta un contenido mínimo en H_2O en el fundido (5% H_2O) para estabilizarla y el solidus riolítico (saturado en agua) incrementa rápidamente con el decrecimiento de la presión por debajo de 1.5 Kb. Además, tal y como sugieren Hollister *et al.* (1987), por debajo de los 2 Kb el contenido en Al de la hornblenda puede variar muy sensiblemente con la temperatura, además de con la presión.

III.3. BIOTITAS

La biotita es la única fase máfica esencial que aparece en todos los litotipos plutónicos del batolito de Los Pedroches, con la sola excepción de los gabros hornbléndicos. Se han analizado, por tanto, por microsonda las biotitas pertenecientes a las Tnpx, Gdbt±anf, EMG, XPG, Adbt, Mzbt±cd, EMM, Gdbt(Cbz), Gdbt(f) y Lcbt±cd. Los datos aparecen en el anexo III.3.

Las fórmulas estructurales correspondientes se han calculado en este caso sobre la base de 22 átomos de oxígeno, y el hierro se ha expresado como FeOt, puesto que la microsonda no permite determinar el estado de oxidación. Aunque se han propuesto diversos métodos para resolver esta limitación analítica, recalculando teóricamente el contenido en Fe^{3+} (Czmanske y Wones, 1973; Dymek, 1983; Bruijn, 1983), los resultados de cualquiera de estas rutinas de cálculo difieren notablemente de los datos directos de espectrometría Mössbauer (Guidotti y

Dyar, 1991). Los datos obtenidos se han usado, por tanto, para comparar series de rocas, pero no para cálculos termobarométricos.

El diagrama Fe^* ($Fet/(Fet+Mg)$) vs. Al^{IV} p.f.u. (Deer *et al.*, 1962) (Fig. 3.12) discrimina claramente las biotitas pertenecientes al grupo de $Tnpx$ $Gdbt \pm anf$ y $Adbt$ de aquellas que corresponden a los $Mzbt \pm cd$ y $Lcbt \pm cd$. Dicha relación es muy similar en el primer caso, con valores medios de 0,46 en la razón Fe^* . Los valores más bajos corresponden con las $Tnpx$ (0,43), mientras que las $Adbt$ poseen una relación media algo superior a éstos (0,47). Entre este grupo de biotitas y las biotitas pertenecientes a los $Mzbt \pm cd$ existe un importante hueco composicional. Estas últimas poseen valores medios en dicha relación de 0,70. Los valores más bajos (0,62-0,65) corresponden a las biotitas de la muestra LN-3 de $Mzbt \pm cd$ cuyo contenido en SiO_2 es muy similar al que poseen las $Adbt$. La relación Fe^* aumenta hacia los términos más evolucionados de los $Mzbt \pm cd$ con valores muy próximos a los que tienen los $Lcbt \pm cd$ cuya media es de 0,83. El contenido en Al^{IV} es muy variable en las biotitas de todos los litotipos analizados.

Las biotitas de una muestra de un dique de leucogranito (TAV-2) que encaja en las $Adbt$ poseen una relación media inferior (0,63) a la que tienen los $Mzbt \pm cd$. Dado que dicha relación, según Nocklods (1947) aumenta hacia los términos más diferenciados de una misma serie, estos leucogranitos no procederían por diferenciación del monzogranito.

Los enclaves microgranitoides incluidos en $Gdbt \pm anf$ y $Mzbt \pm cd$ poseen relaciones medias de Fe^* de 0,46 y 0,69, respectivamente, similares a las que muestran sus rocas huéspedes (Fig. 3.13).

El diagrama de Nocklods (1947) (Fig. 3.14) permite diferenciar los dos grupos de biotitas en función de la naturaleza de los minerales máficos asociados a éstas.

Las biotitas de $Tnpx$ y $Gdbt \pm anf$ se disponen en el campo III del diagrama de Nocklods (biotitas asociadas con hornblenda, piroxeno u olivino), en continuidad composicional con las biotitas analizadas en $Gdbt$ y $Adbt$, que aparecen representadas en el campo II (biotita sola). Como en el diagrama precedente, existe un hueco composicional entre este grupo y las biotitas de los $Mzbt \pm cd$ y los $Lcbt \pm cd$ que aparecen en el campo I (biotita asociada con moscovita y minerales aluminicos). Las biotitas pertenecientes a las $Adbt$, que aparecen representadas en el campo II, coexisten con moscovita, pero ésta es muy probablemente secundaria (v. descripción petrográfica).

Las diferencias composicionales de la biotita se observan también en el tetraedro composicional Ti-Mg-Fet- Al^{VI} de Rutherford (1973) (Fig. 3.15). Este diagrama muestra una similitud en el contenido en Ti de la mayoría de las biotitas analizadas. Las principales variaciones elementales se producen generalmente en el contenido en Fe, Al^{VI} y Mg.

La composición de la biotita es utilizada en el trabajo de Nachit *et al.* (1985) para caracterizar las series magmáticas. El diagrama Al^T vs. Mg p.f.u. (Fig. 3.16), propuesto por estos autores, discrimina claramente dos trayectorias de evolución para las biotitas pertenecientes a $Tnpx$ $Gdbt \pm anfy$ $Adbt$ de una parte, y $Mzbt \pm cd$ $Mzbt(f)$ y $Lcbt \pm cd$ de otra. Las biotitas del primer grupo de granitoides ($Tnpx$ $Gdbt \pm anfy$ y $Adbt$) muestran un carácter relativamente magnésico respecto al grupo formado por $Mzbt \pm cd$ $Mzbt(f)$ y $Lcbt \pm cd$ con un descenso progresivo del contenido en Mg con el incremento de Al^T pfu en ambos grupos, pero menos significativo en el primer caso. Las biotitas pertenecientes a $Tnpx$ $Gdbt \pm anfy$ y $Adbt$ evolucionan desde el campo de series sub-alcálicas hasta el de series alúmino-potásicas. Los términos menos evolucionados de esta serie, $Tnpx$ y $Gdbt \pm anfy$ se disponen en el primero de los campos citados; mientras que las $Adbt$ se hallan esencialmente en el segundo, dentro del sector definido por la asociación $Bt \pm Cd$. El resto de $Gdbt \pm anfy$ son miembros intermedios de dicha serie y se encuentran, por tanto, dentro del campo de series calcoalcalinas. De cualquier forma, a los campos del diagrama *no se les atribuye sentido genético*.

Las biotitas de $Mzbt \pm cd$, $Mzbt(f)$ y $Lcbt \pm cd$ definen una evolución claramente separada del grupo de biotitas previo. Se disponen únicamente en el dominio alúmino-potásico, incluidas en el sector correspondiente a la asociación $Bt + Ms$, con algunos términos en el sector de $Bt \pm Cd$.

Respecto a las sustituciones, la Al -Tschermak¹, considerada comúnmente como el proceso dominante que interviene durante el enriquecimiento en Al de las biotitas (Dymek, 1983), no ha tenido lugar de manera significativa en este caso. De otra forma, las composiciones de las biotitas se dispondrían en un diagrama Al^{VI} vs. Al^{IV} a lo largo de la línea $Al^{VI} = Al^{IV}$. Sin embargo, estos datos muestran *grosso modo* pendientes negativas para cada uno de los litotipos analizados, con un aumento en el contenido de Al^{VI} hacia las facies plutónicas más ácidas (Fig. 3.17).

El aumento del contenido en Al^{VI} en las biotitas pertenecientes a $Gdbt \pm anfy$ y $Adbt$ es compensado con la creación de vacantes en posiciones octaédricas (Fig. 3.17). Esta sustitución dioctaédrica-trioctaédrica² (Foster, 1960; en Dymek, 1983) ha sido atribuida a un componente moscovítico en la biotita. Las $Tnpx$ poseen correlaciones negativas en el diagrama Al^{VI} vs. $(\square)^{VI}$ (Fig. 3.17); mientras que $Mzbt \pm cd$ y $Lcbt \pm cd$ muestran una dispersión de sus datos. Las limitaciones analíticas hacen imposible evaluar la eficacia de procesos de sustitución Fe-Tschermak. Las biotitas pertenecientes a las $Tnpx$, a diferencia de los otros litotipos, muestran claramente sustituciones Ti-Tschermak³ (Fig. 3.17) y aquellas que resultan en la

¹ $(R^{2+})^{VI} + (Si^{4+})^{IV} = (Al^{3+})^{VI} + (Al^{3+})^{IV}$

² $3(R^{2+})^{VI} = 2(Al^{3+})^{VI} + (\square)^{VI}$

³ $(R^{2+})^{VI} + 2(Si^{4+})^{IV} = (Ti^{4+})^{VI} + 2(Al^{3+})^{IV}$

formación de vacantes en posiciones octaédricas⁴ (Fig. 3.17). Este hecho se debe posiblemente a la coexistencia con cristales de ilmenita.

Existe una clara relación entre la composición de la biotita y la de su roca huésped. Esta relación se pone de manifiesto en diversos diagramas que discriminan las biotitas pertenecientes a las series anteriores. Por ejemplo, el diagrama Fet/(Fet+Mg) (Bt) vs. SiO₂ (Roca Total) (Fig. 3.18) discrimina claramente las biotitas pertenecientes a las dos series anteriores.

IV. MOSCOVITAS

La moscovita aparece como mineral secundario en la mayoría de los litotipos ígneos diferenciados en el capítulo de petrografía. No obstante, los granitoides de naturaleza más peralumínica, principalmente Mzbt±cd y Lcbl±cd, muestran cristales idiomorfos aislados, sin texturas de reacción aparente con cordierita, biotita y/o feldespatos, que *podrían sugerir* una cristalización ígnea. Se han realizado diversos análisis de moscovitas texturalmente secundarias y primarias pertenecientes fundamentalmente a tales granitoides con el objetivo de determinar su naturaleza a partir de criterios químicos y establecer, si es posible, las relaciones entre las moscovitas primarias de dichos granitoides. No obstante, el número de análisis efectuado es insuficiente y los resultados deben considerarse como una aproximación.

Las fórmulas estructurales se han calculado sobre la base de 22 átomos de oxígeno y el hierro aparece, como en apartados precedentes, expresado como FeOt, lo que limita las posibilidades de valoración de determinadas sustituciones (fengítica, Fe⁺³=Al^{VI}, etc.). Los análisis y fórmulas estructurales correspondientes se exponen en el anexo III.4.

Los valores correspondientes a todas las micas blancas analizadas se disponen muy próximos al extremo composicional moscovítico en el diagrama $\sum Y$ vs. Si (Fig. 3.19). La suma de cationes asignados a los huecos octaédricos normalmente supera el valor de 4 en pequeñas cantidades, lo que ha sido atribuido por diversos autores (ver Guidotti, 1984) a débiles desviaciones de las micas dioctaédricas hacia micas trioctaédricas.

La representación de los datos correspondientes a estas moscovitas en el diagrama ternario Mg-Ti-Na de Miller *et al.* (1981) (Fig. 3.20) indica aparentemente un origen magmático de las moscovitas de los leucogranitos (*s.l.*) ya que se hallan en el dominio de las moscovitas P (primarias) y poseen un alto contenido en Ti pfu. Sin embargo, es preciso señalar que la mayoría de las moscovitas texturalmente secundarias se hallan también en el

⁴ $2(R^{2+})^{VI} = (Ti^{4+})^{VI} + (\square)^{VI}$

dominio P, y poseen un contenido en Ti aún más alto que el resto de las moscovitas. Dado que estas moscovitas comúnmente reemplazan a la biotita, su enriquecimiento en Ti podría atribuirse a un proceso de difusión entre ambas fases.

Los escasos análisis de moscovitas de los $Mzbt \pm cd$ se sitúan esencialmente en el campo S (secundarias) del diagrama de Miller *et al.* (1981) y existe una correspondencia entre los criterios texturales y químicos. Los análisis correspondientes a $Gdbt(Cbz)$ se hallan en el dominio P, pero muy próximos al límite entre ambos dominios.

El origen magmático de la moscovita en los leucogranitos se observa también en el diagrama de Monier *et al.* (1984; en Speer, 1984) (Fig. 3.21), donde los datos corresponden esencialmente a moscovitas magmáticas con algunas variedades tardías a post-magmáticas. Sin embargo, tal y como ocurría con el diagrama precedente, no existe una concordancia entre los criterios texturales y químicos, ya que las moscovitas procedentes de la transformación de biotita se disponen también en el campo de moscovitas magmáticas. Los valores pertenecientes a las $Gdbt(Cbz)$ se disponen en el campo de las moscovitas hidrotermales; mientras que el resto de análisis ($Mzbt \pm cd$ y EMM) muestran una dispersión de valores.

Monier *et al.* (*op. cit.*) discriminan además las diferentes generaciones de moscovitas en Millevaches en función de la ocupación de los huecos intercapa. De este modo, consideran que las moscovitas magmáticas son más sódicas respecto a moscovitas tardías e hidrotermales. El rango de variación de la razón $Na/(Na+K)$ en las moscovitas de los leucogranitos es de 0.06 a 0.11, lo que concuerda con el rango propuesto por estos autores para las moscovitas de origen ígneo. Entre los rasgos químicos más significativos de la composición de las moscovitas de los leucogranitos destaca la relación constante $Fe/(Fe+Mg)$ que es superior a la que muestran el resto de los litotipos analizados.

El diagrama K vs. Na (Fig. 3.22) muestra que, para contenidos semejantes en Na, las moscovitas de los leucogranitos son más ricas en K que las del $Mzbt \pm cd$ analizado.

La mayoría de los análisis se disponen agrupados y ligeramente desviados del extremo ideal de la moscovita en el diagrama $Al^{IV} - Mg+Fet - Al^{VI}$ (Guidotti, 1984) (Fig. 3.23). Esta distribución no permite apreciar ningún tipo de sustitución significativa en estas moscovitas. Si $\sum(Mg+Fe^{+2})$ en la moscovita fuese debido únicamente a una sustitución Tschermak, $(Mg,Fe^{+2})^{VI} + Si^{IV} = Al^{VI} + Al^{IV}$, los datos se distribuirían en un diagrama $\sum Mg+Fe^{+2}$ vs. Si según una línea de pendiente igual a 45° que conectaría la moscovita ideal con la fengita ideal. La figura 3.30 muestra cómo estos valores se disponen por encima de dicha línea, por lo que además de dicha sustitución, el $\sum Mg+Fe^{+2}$ debe de ser equilibrado con otras sustituciones ($Ti = Al^{VI}$, o huecos, o desviaciones hacia un miembro extremo trioctaédrico).

III.5. PLAGIOCLASA

Se han analizado diversos fenocristales de plagioclasa pertenecientes a la mayoría de los litotipos plutónicos estudiados. Los datos de esta fase mineral aparecen en el anexo III.5. Estos resultados concuerdan con las determinaciones ópticas del contenido en anortita de las plagioclasas. Además, se han realizado algunos barridos mediante microsonda electrónica de fenocristales de plagioclasa (Fig. 3.25).

El estudio por microsonda de las plagioclasas tiene por objeto el conocimiento más preciso de su zonación, puesto que ésta indica que la plagioclasa es la fase mineral cuyas variaciones composicionales se han visto menos afectadas por reequilibrado tardío y, por tanto, refleja como ningún otro de los minerales presentes la historia de cristalización de las rocas. Por lo tanto, los datos se refieren a cada una de las discontinuidades mayores observadas petrográficamente, y además se han realizado perfiles de zonación completos para verificar la conclusión, también deducida petrográficamente, de que la zonación más fina de las plagioclasas representa únicamente una variación composicional menor.

Tampoco la plagioclasa se ha utilizado en determinaciones termobarométricas: geotermómetros como, por ejemplo, el de Blundy y Holland (1990) no son aquí de aplicación puesto que, como ya se ha discutido, el anfíbol es secundario, o bien ha sufrido reequilibrado tardío, incluso en condiciones subsolidus. Por consiguiente, los datos deben compararse con las descripciones petrográficas para obtener las conclusiones petrológicas adecuadas. No es posible detallar caso por caso esa discusión, pero algunas notas generales sí que deben referirse, aunque se repitan las conclusiones del estudio petrográfico. Aparte del hecho de que las granodioritas y sus enclaves tienen plagioclasa sensiblemente más cálcica, son de destacar los hechos siguientes:

- 1.- Las plagioclasas de la serie granodiorítica y de sus enclaves muestran un patrón de zonación claramente más complejo, mientras que los monzogranitos y sus enclaves tienen secuencias de zonado mucho más simples.
- 2.- Las plagioclasas de la serie granodiorítica muestran un número de zonas mayores de reabsorción superior al de las plagioclasas que aparecen en los monzogranitos y sus enclaves. Además, los saltos composicionales de cada zona de reabsorción son claramente más importantes en el primer caso, y llegan a ser de hasta un 15 % de contenido en An.
- 3.- Las discontinuidades observadas, especialmente las más importantes de ellas, esto es, las de las granodioritas y sus enclaves, *pueden* ser compatibles con la cristalización de plagioclasa en un sistema abierto, en relación con procesos de *magma-mixing*; sin embargo, *no prueban directamente este proceso*, por dos razones: a) los valores de An

en las zonas de reabsorción son equivalentes o inferiores a los del núcleo de los cristales correspondientes en un número significativo de casos, tanto en los enclaves como en la roca huésped; b) los datos experimentales recientes permiten en todo caso interpretaciones alternativas, como una descompresión durante la cristalización de la plagioclasa, que a su vez cabría relacionar con el ascenso del batolito (Nelson y Montana, 1992), y c) la equivalencia de los patrones de zonación en enclaves y huéspedes sugiere que los cristales de plagioclasa precipitaron de magmas muy semejantes.

III.6. FELDESPATO POTÁSICO

Los datos químicos de feldespatos potásicos analizados mediante microsonda electrónica aparecen en el anexo III.6. Esta fase mineral es un componente esencial de los litotipos plutónicos dominantes, principalmente de las Ad_{bi} y los $\text{Mz}_{\text{bi}}\text{td}$ donde se hallan como fenocristales (a menudo megacristales) y como constituyente de la matriz. La Gdb_{tanf} también posee feldespato potásico, pero fundamentalmente como fase intersticial tardía. Esta fase mineral está prácticamente ausente en los enclaves microgranitoides de la granodiorita.

No existen diferencias químicas significativas en las composiciones de los feldespatos analizados. La mayor parte de los análisis se disponen en torno al límite microclina-microclina peritítica de la clasificación de feldespatos de Phillips y Griffen (1981) (Fig. 3.26).

Según London (1990), una fracción significativa del P_2O_5 en magmas peraluminicos, fundamentalmente de tipo S, se halla en los feldespatos alcalinos (feldespato potásico y plagioclasa sódica). El contenido en P de los feldespatos potásicos en magmas peraluminicos, fundamentalmente de tipo S, es considerado por London (1990) como un indicador valioso de la secuencia de cristalización de los feldespatos y de las propiedades del fundido y tiene, además, una importante implicación en el comportamiento de determinados elementos trazas (fundamentalmente las REE). En las muestras estudiadas, a pesar de que localmente el contenido en P de los feldespatos está dentro de los límites descritos por London (*op.cit.*), no se ha podido generalizar una conclusión, fundamentalmente por el carácter aparentemente errático de la distribución de P en el conjunto de las rocas estudiadas.

III.7. CONCLUSIONES GENERALES.

El estudio mineralógico por microsonda que se ha realizado permite confirmar y reforzar varias de las conclusiones del estudio petrográfico, y también concuerda con los datos químicos de roca total que siguen. Además, sirve de base para precisar la modelización por balance de masas.

Así, el estudio de las biotitas discrimina químicamente los mismos tipos de biotita que se diferenciaron petrográficamente, tanto en granitoides como en enclaves, y además confirma que los enclaves contienen biotitas idénticas a las de sus huéspedes. Por su parte, el estudio de las plagioclasas conduce a las mismas conclusiones. Otras fases minerales han resultado de aplicación más restringida. En cuanto a la aplicación termobarométrica de los datos, resulta forzosamente muy limitada, no sólo por la naturaleza de los datos, sino principalmente porque los datos petrográficos indican con claridad que varios de los geotermómetros y geobarómetros más usuales en este tipo de rocas no pueden ser aplicados en el presente caso.

FIGURAS DEL CAPÍTULO DE QUÍMICA MINERAL

- Fig. 3.1.-** Diagrama Q-J para piroxenos de Morimoto *et al.* (1989).
- Fig. 3.2.-** Diagrama cuadrilateral $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (En), $\text{Fe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Fs), $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (Di) y $\text{CaFe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Hd) de Morimoto *et al.* (1989).
- Fig. 3.3.-** Diagrama que muestra la variación de X_{Fe} ($=\text{Fe}^{\text{I}}/(\text{Fe}^{\text{I}}+\text{Mg})$) en diversos fenocristales de ortopiroxeno de las T_{nopx} .
- Fig. 3.4.-** Diagrama Al-Ca (Maeda *et al.*, 1991)
- Fig. 3.5.-** Pares ortopiroxeno-clinopiroxeno representados en el diagrama de relaciones politérmicas de Lindsley (1983) a una presión de 1 atm.
- Fig. 3.6.-** Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos con $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} \geq 0,5$; $\text{Ti} < 0,5$; $\text{Fe}^{3+} > \text{Al}$ (Leake, 1978). Anfíboles de gabros hornbléndicos.
- Fig. 3.7.-** Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos con $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} < 0,5$; $\text{Ti} < 0,5$ (Leake, 1978).
- Fig. 3.8.-** Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicos con $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} < 0,5$; $\text{Ti} < 0,5$ (Leake, 1978).
- Fig. 3.9.-** Diagrama Al^{IV} vs. $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$.
- Fig. 3.10.-** Diagrama triangular $\square\text{A}-\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{VI}}$. M: anfíboles de gabros hornbléndicos; T,G,E: anfíboles de tonalitas, granodioritas y enclaves de la granodiorita.
- Fig. 3.11.-** Diagrama Al^{IV} vs. $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}+\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti}$.
- Fig. 3.12.-** Diagrama Fe^* ($\text{Fe}^{\text{I}}/(\text{Fe}^{\text{I}}+\text{Mg})$) vs. Al^{IV} p.f.u. (Deer *et al.*, 1962). Granitoides principales. Los símbolos utilizados en estos diagramas y siguientes son los mismos que los empleados en química de roca total.
- Fig. 3.13.-** Diagrama Fe^* ($\text{Fe}^{\text{I}}/(\text{Fe}^{\text{I}}+\text{Mg})$) vs. Al^{IV} p.f.u. (Deer *et al.*, 1962). Granitoides y enclaves microgranitoides.
- Fig. 3.14.-** Diagrama de Nocklods (1947) para biotitas.
- Fig. 3.15.-** Tetraedro composicional Ti-Mg-Fet- Al^{VI} de Rutherford (1973).
- Fig. 3.16.-** Diagrama Al^{I} vs. Mg p.f.u. Subdivisiones de Nachit (1985).
- Fig. 3.17.-** Diagramas Al^{VI} vs. Al^{IV} , Al^{VI} vs. $(\square)^{\text{VI}}$, Ti^{VI} vs. Al^{IV} y Ti^{VI} vs. $(\square)^{\text{VI}}$ para biotitas.
- Fig. 3.18.-** Diagrama $\text{Fe}^{\text{I}}/(\text{Fe}^{\text{I}}+\text{Mg})$ (Bt) vs. SiO_2 (Roca Total)
- Fig. 3.19.-** Diagrama $\sum Y$ vs. Si de moscovitas.

Fig. 3.20.- Diagrama ternario Mg-Ti-Na de Miller *et al.* (1981).

Fig. 3.21.- Diagrama de Monier *et al.* (1984)

Fig. 3.22.- Diagrama K vs. Na (moscovitas).

Fig. 3.23.- Diagrama Al^{IV} - Mg+Fet - Al^{VI} (Guidotti, 1984)

Fig. 3.24.- Diagrama $\sum Mg+Fe^{+2}$ vs. Si

Fig. 3.25.- Diversos barridos de fenocristales de plagioclasa de la granodiorita biotítica $\pm$ anfíbol y enclaves microgranitoides.

Fig. 3.26.- Clasificación de feldespatos de Phillips y Griffen (1981)

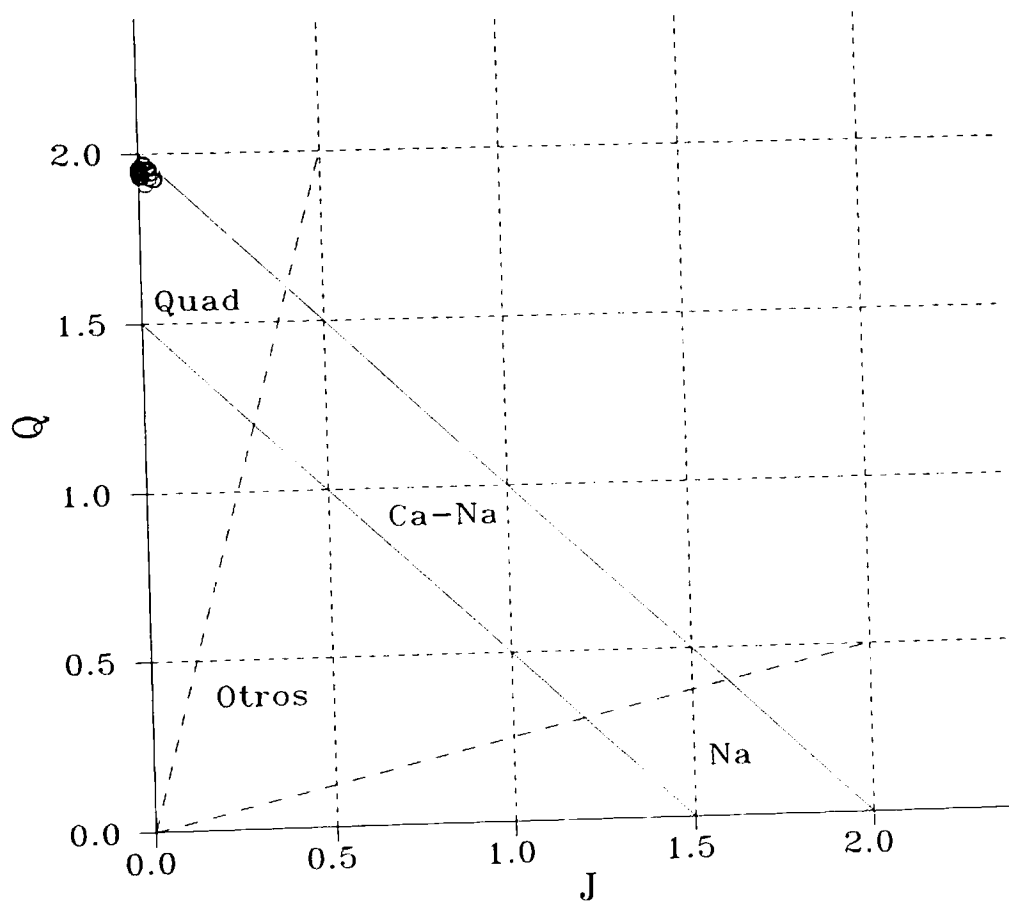
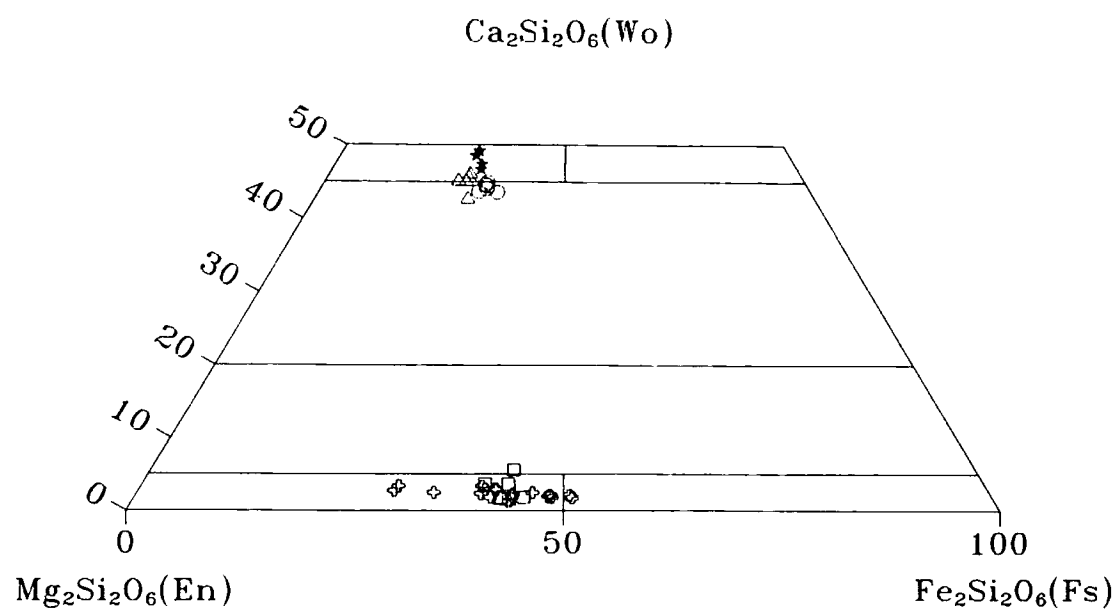


FIG. 3.1.



- ⊕ Ortopyroxeno de la tonalita
- Clinopyroxeno de la tonalita
- ★ Clinopyroxeno del gabbro hornbléndico
- Ortopyroxeno de EMT
- △ Clinopyroxeno de EMT

FIG. 3.2.

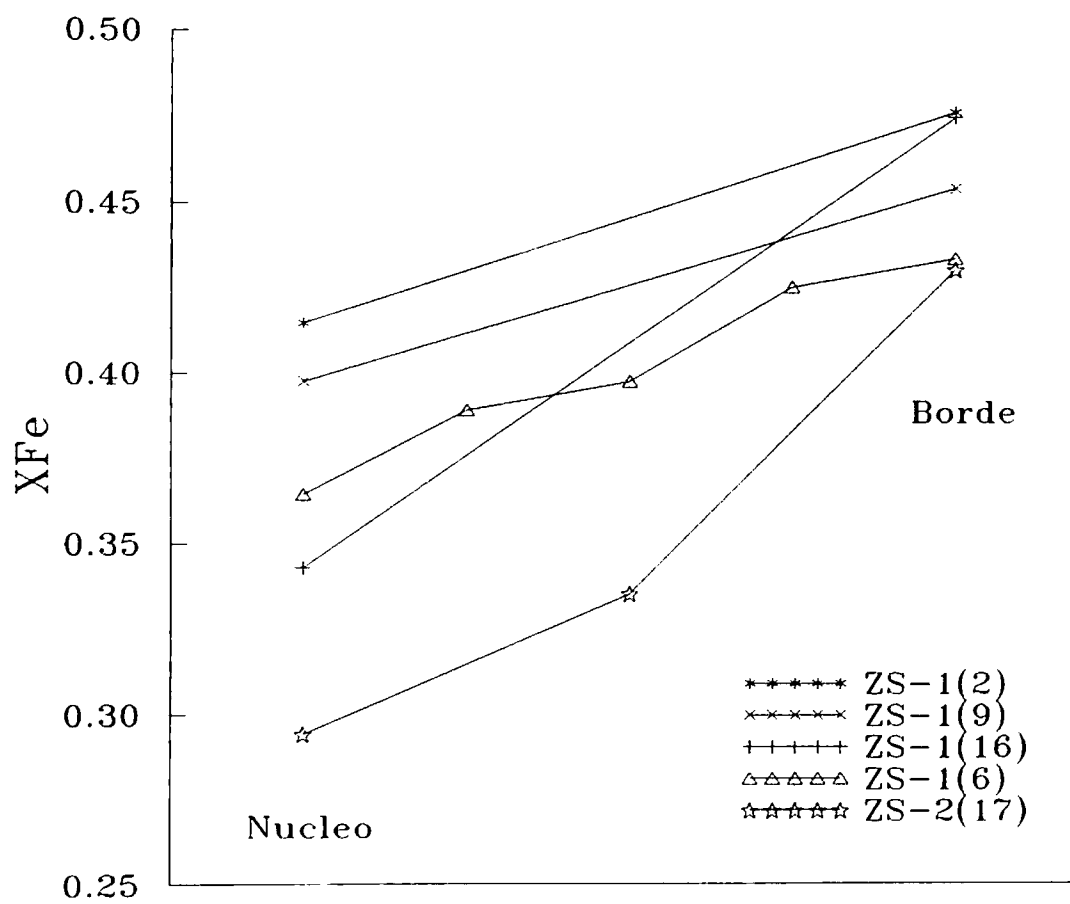


FIG. 3.3.

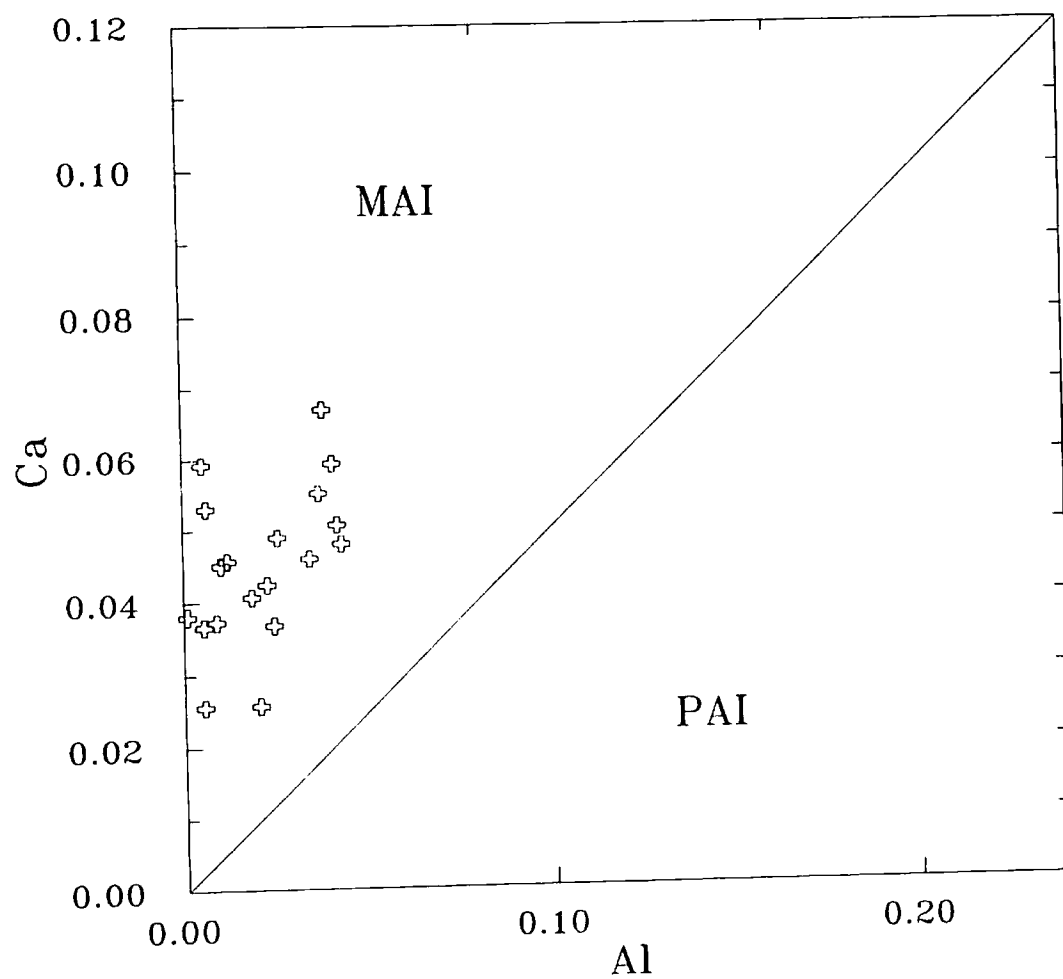


FIG. 3.4.

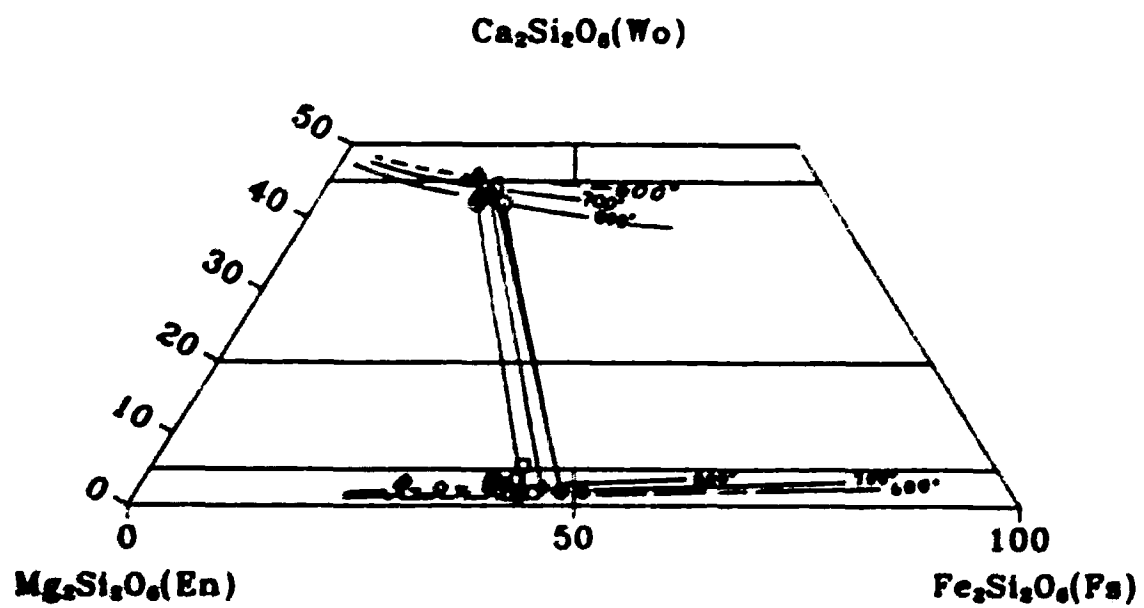
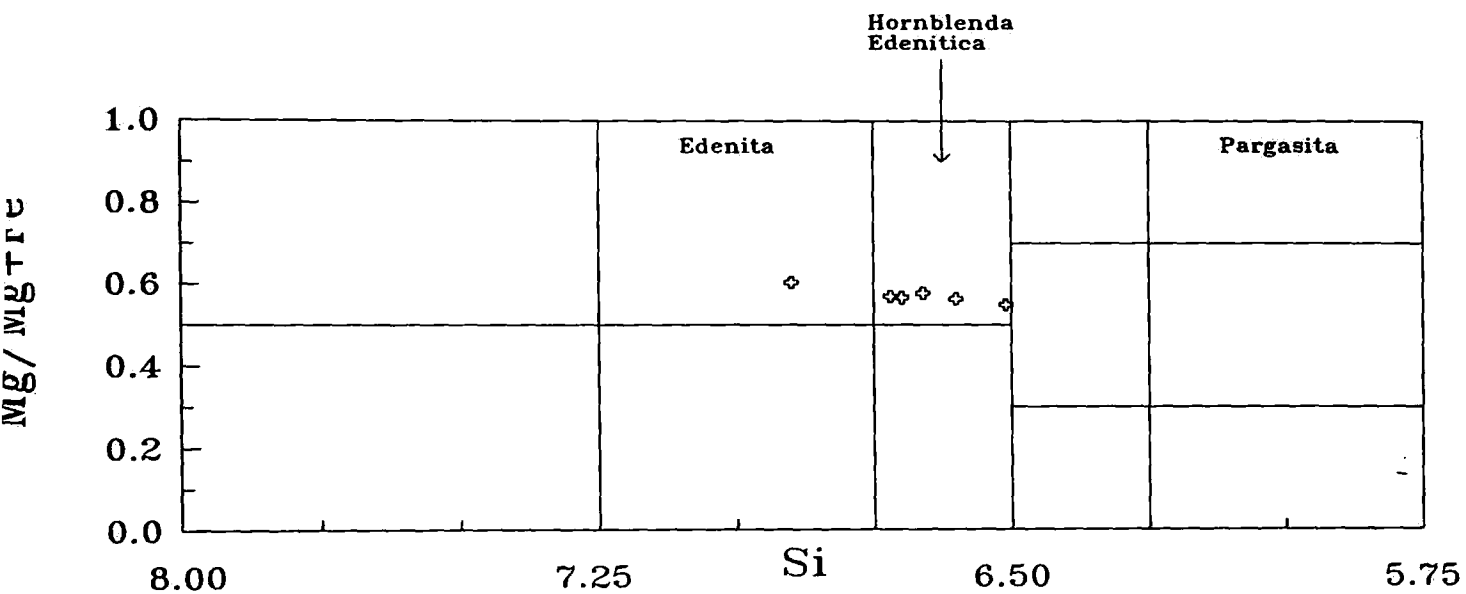


FIG. 3.5.



un poco más
pequeño

FIG. 3.6.

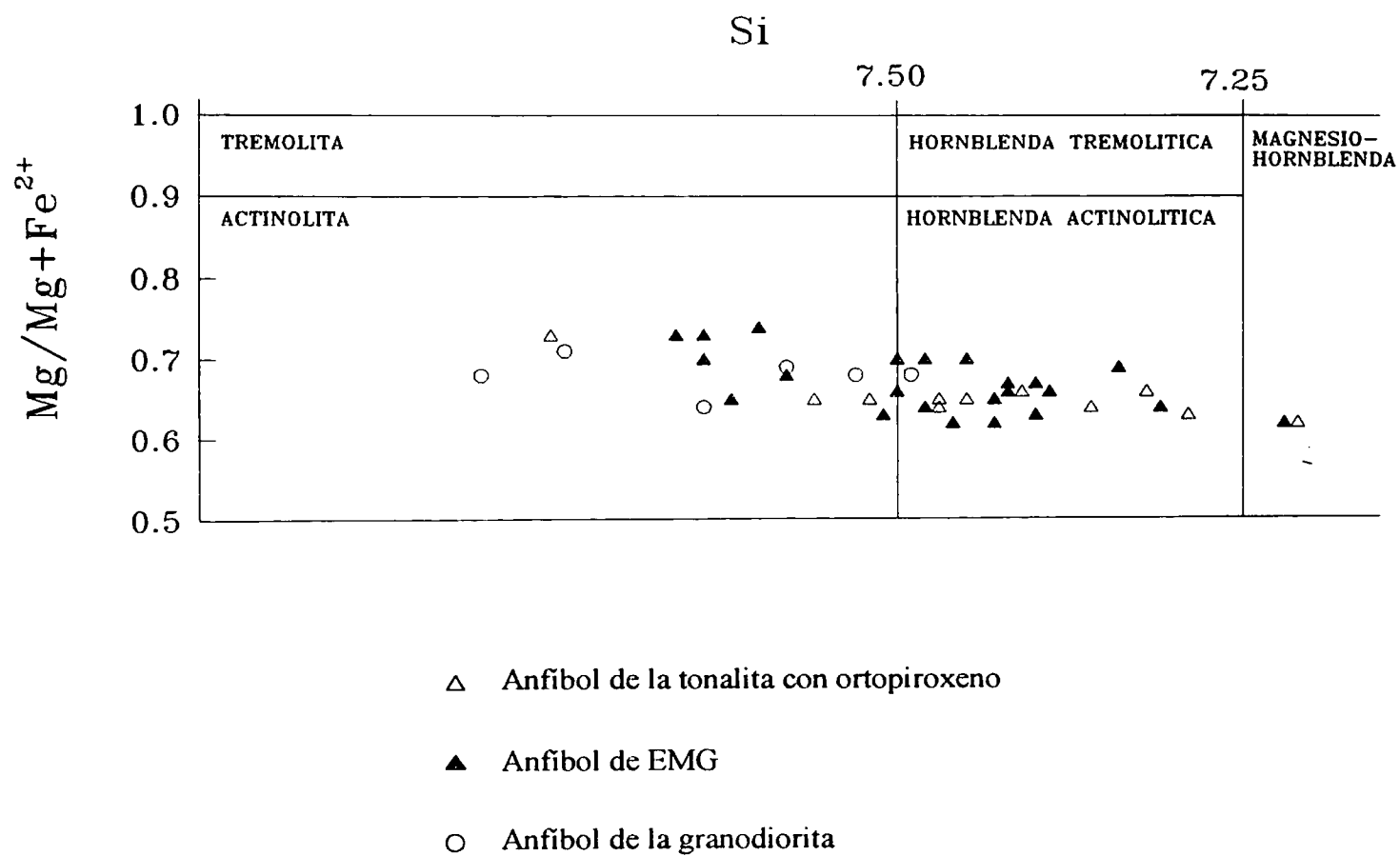
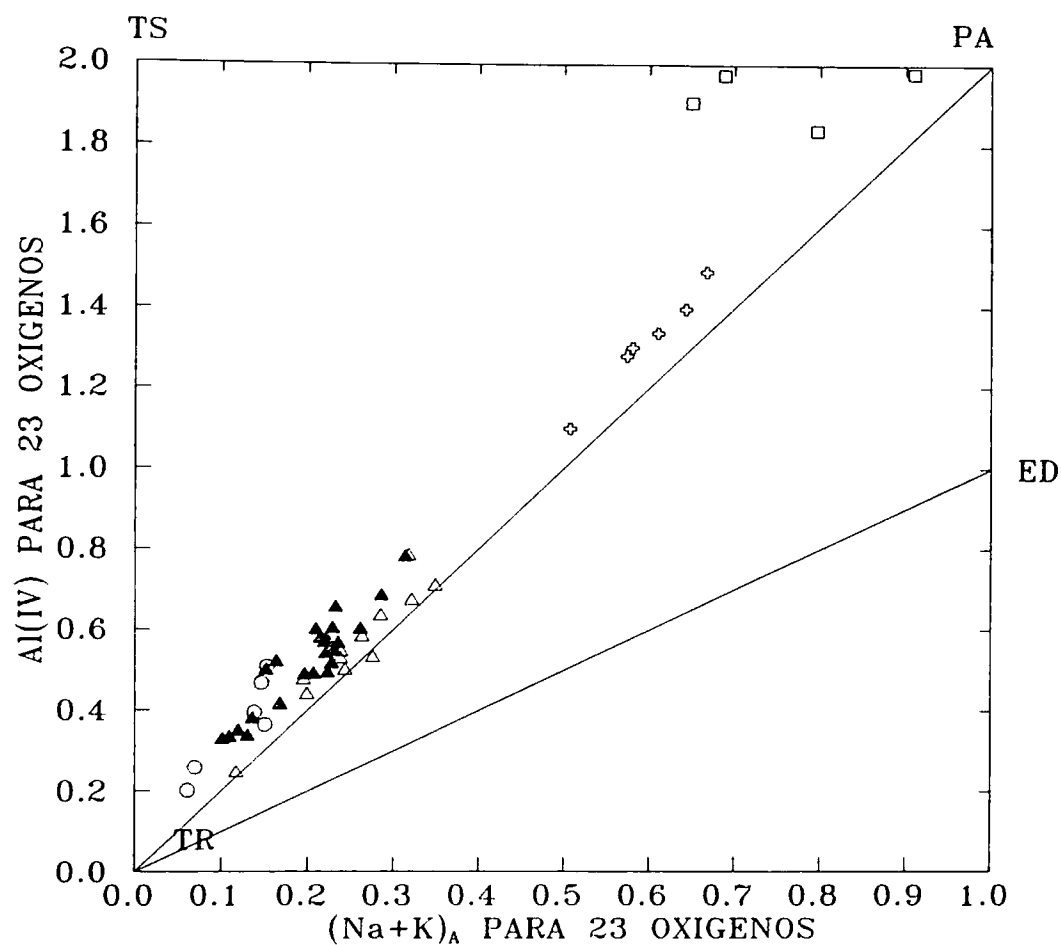


FIG. 3.7.



- ⊕ Anfibol de gabro hornbléndico
- △ Anfibol de tonalita con ortopiroxeno
- ▲ Anfibol de EMG
- Anfibol de granodiorita
- Anfibol de dique granodiorítico

FIG. 3.9.

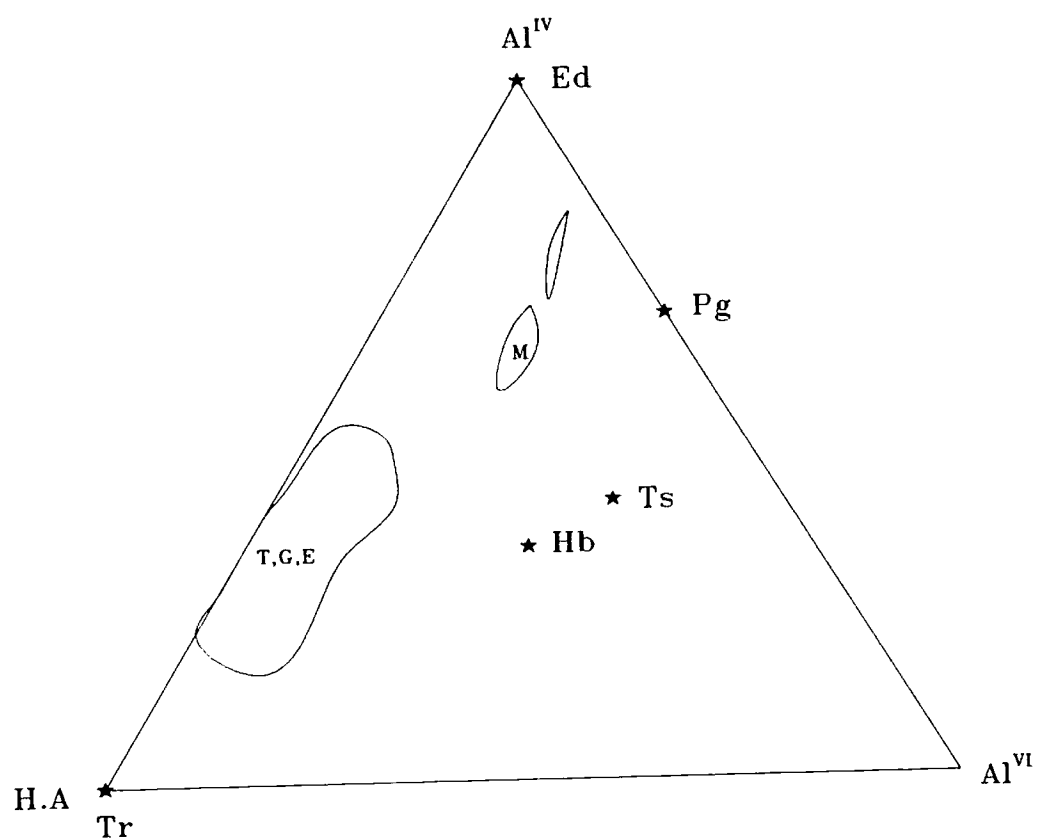


FIG. 3.10.

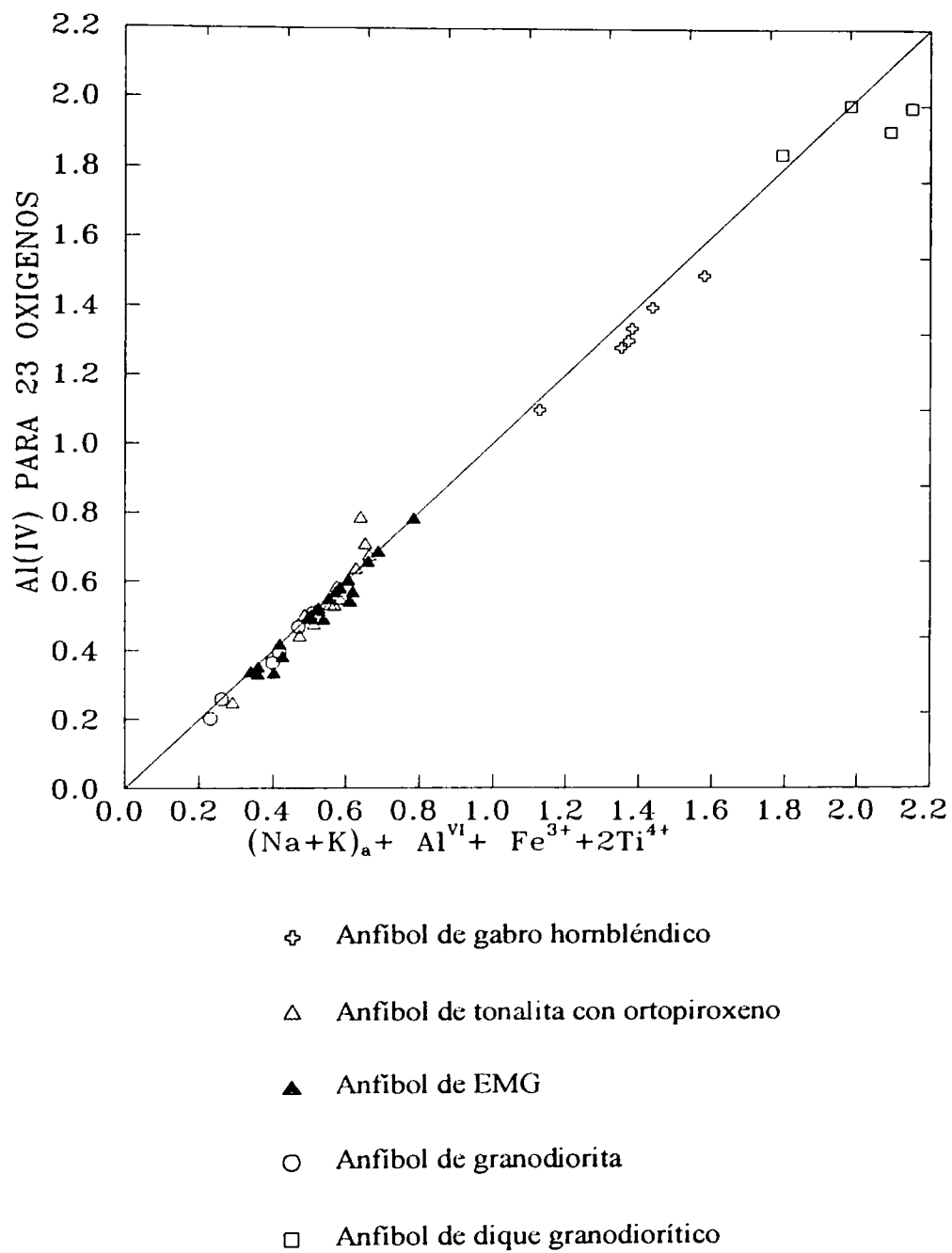


FIG. 3.11.

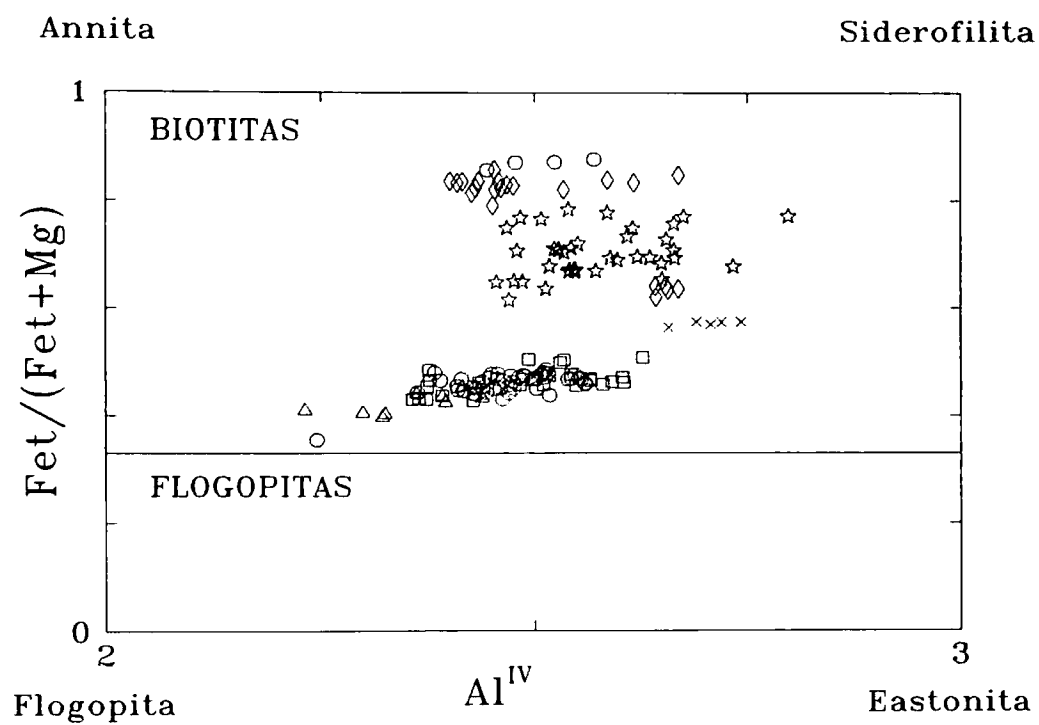


FIG. 3.12.

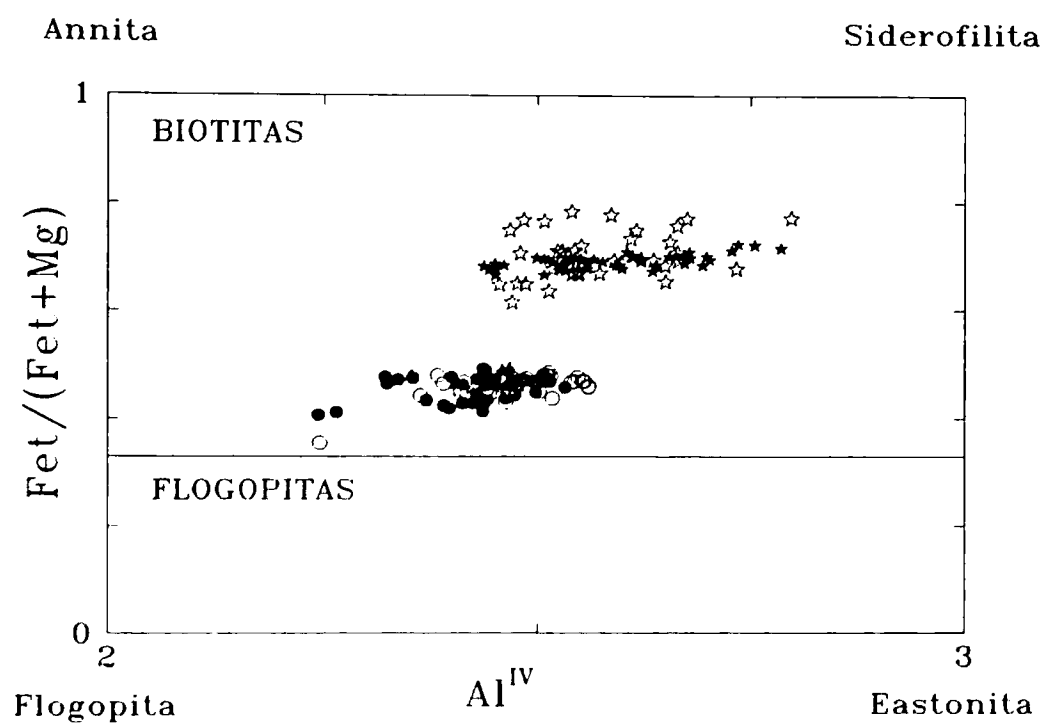


FIG. 3.13.

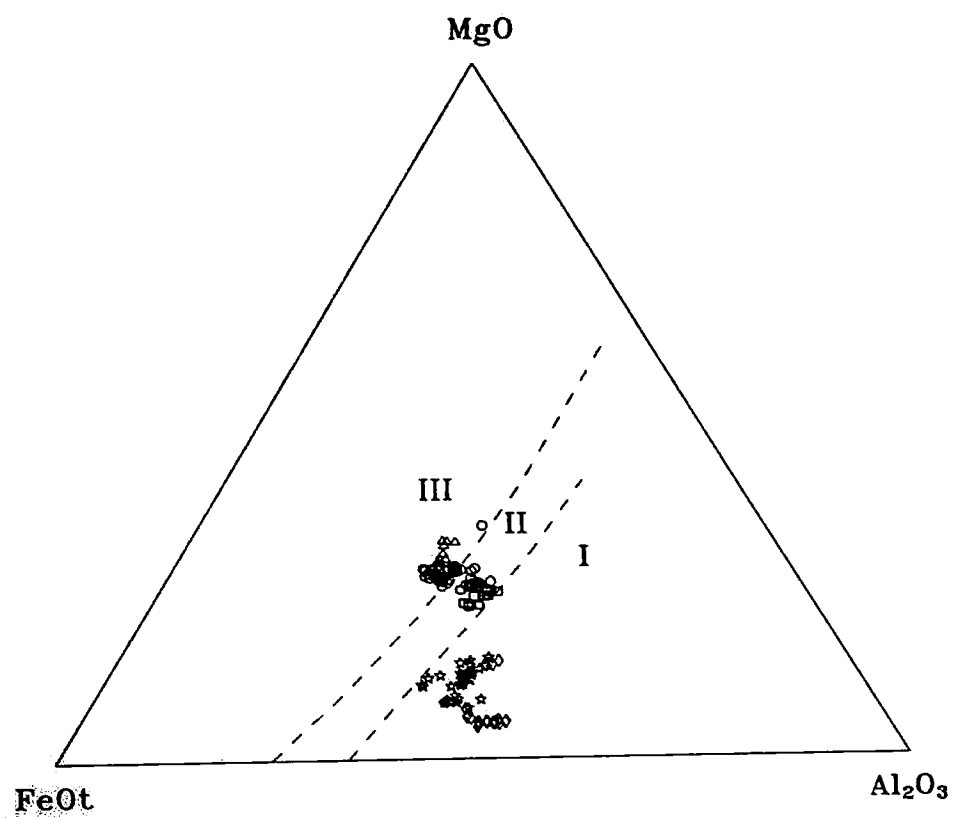


FIG. 3.14.

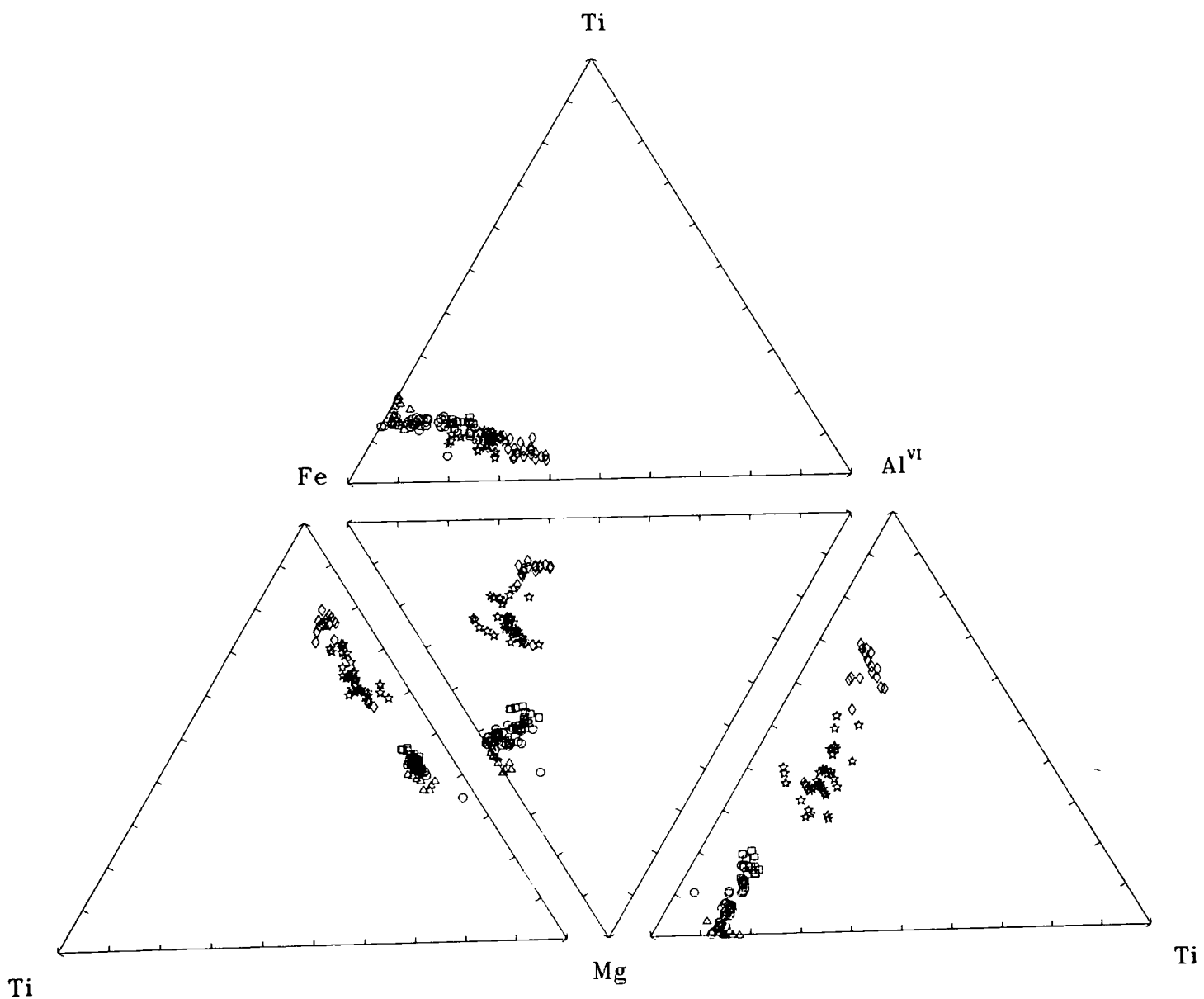


FIG. 3.15.

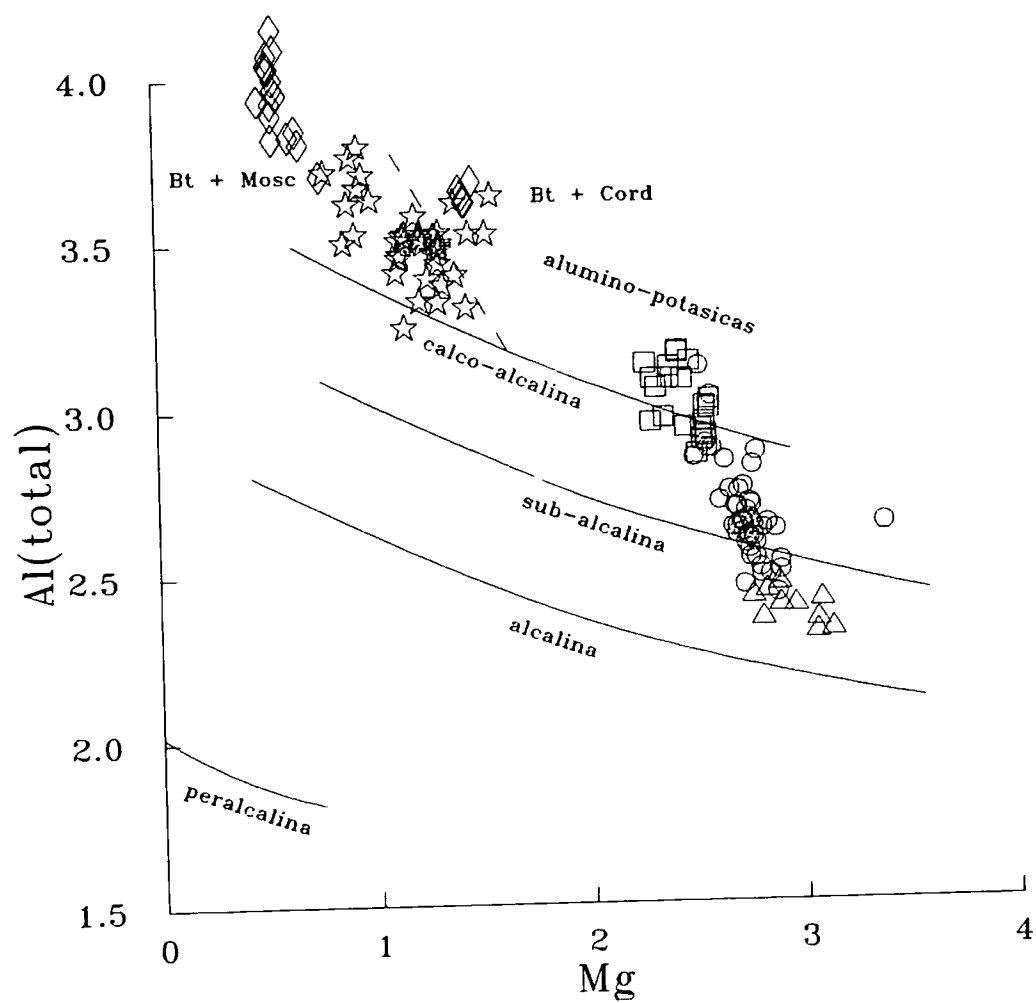


FIG. 3.16.

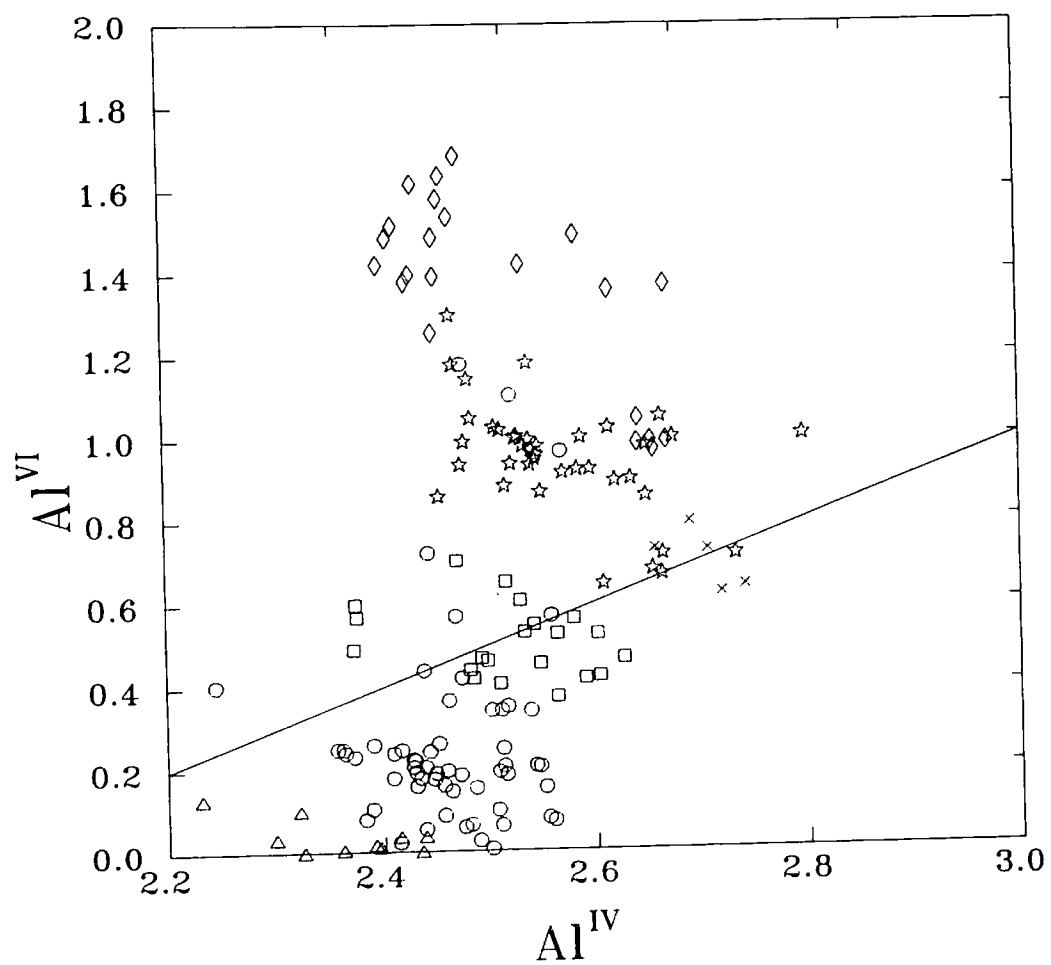


FIG. 3.17a.

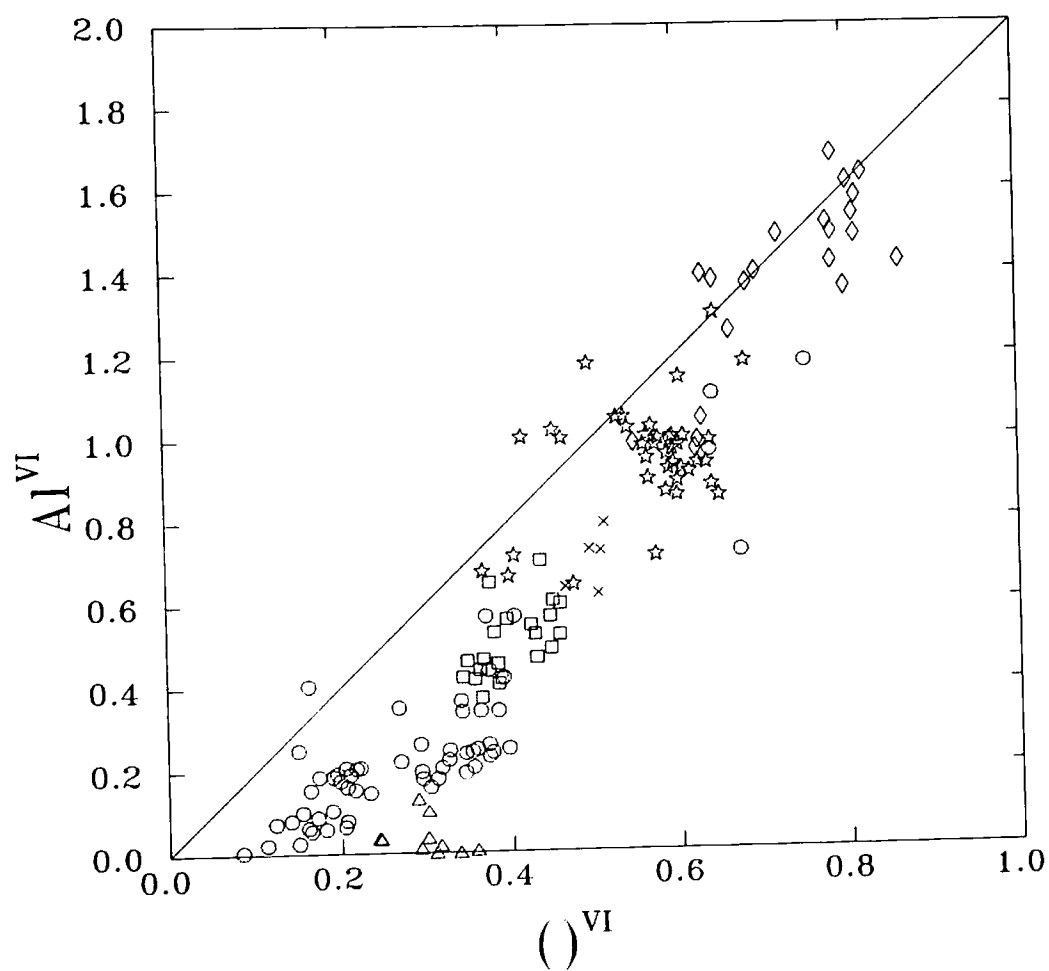


FIG. 3.17b.

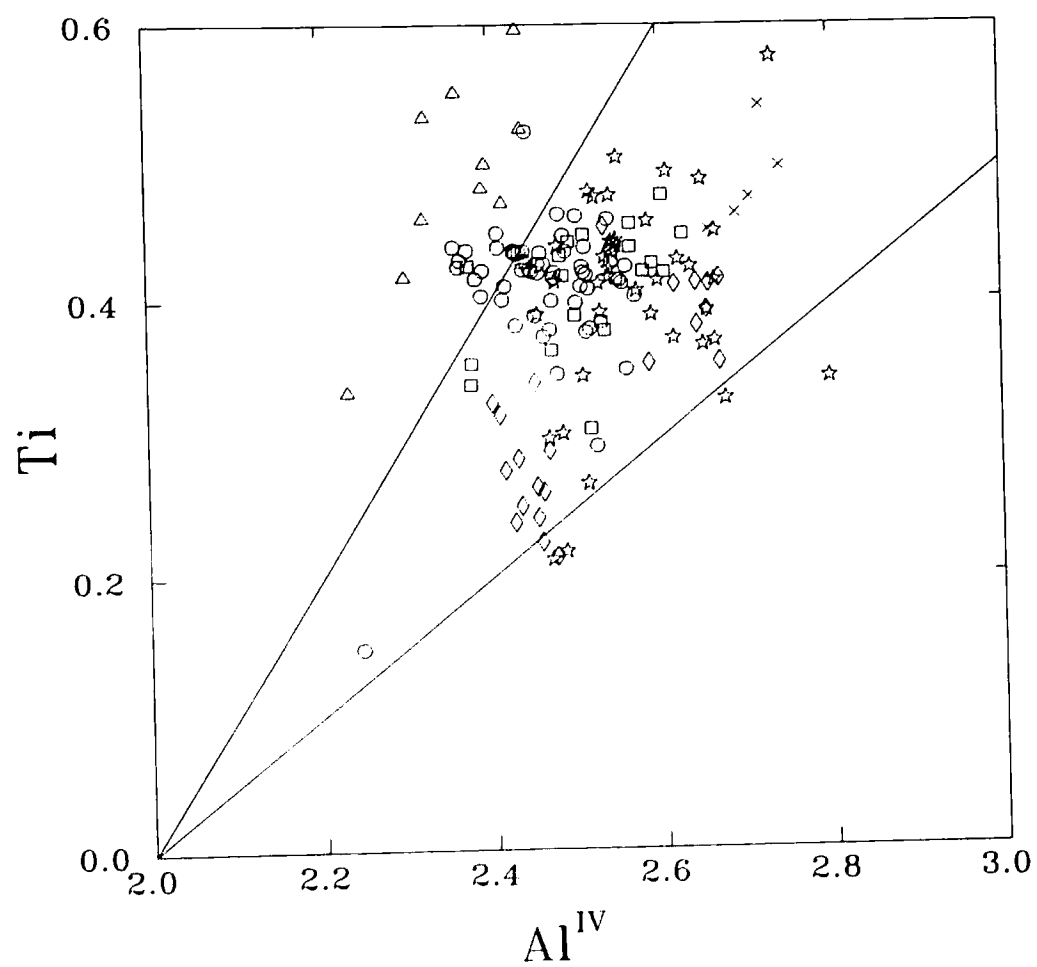


FIG. 3.17c.

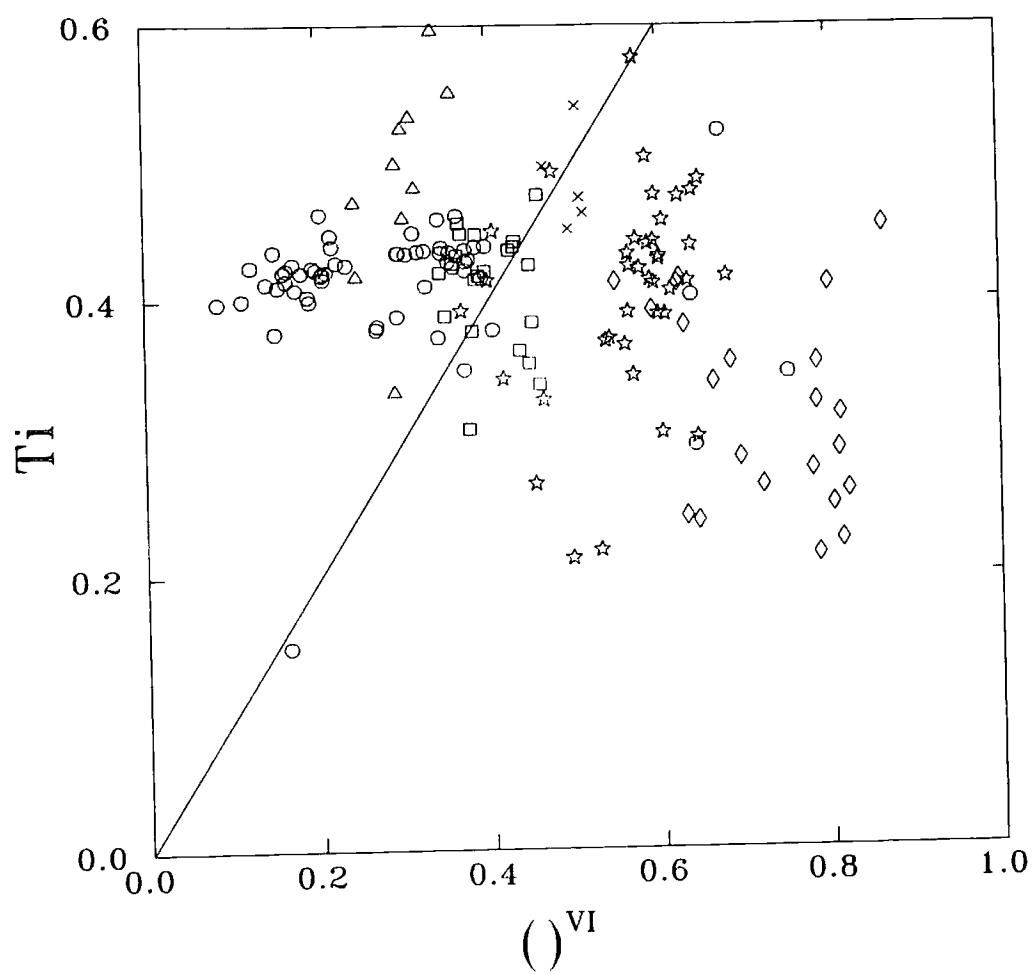


FIG. 3.17d.

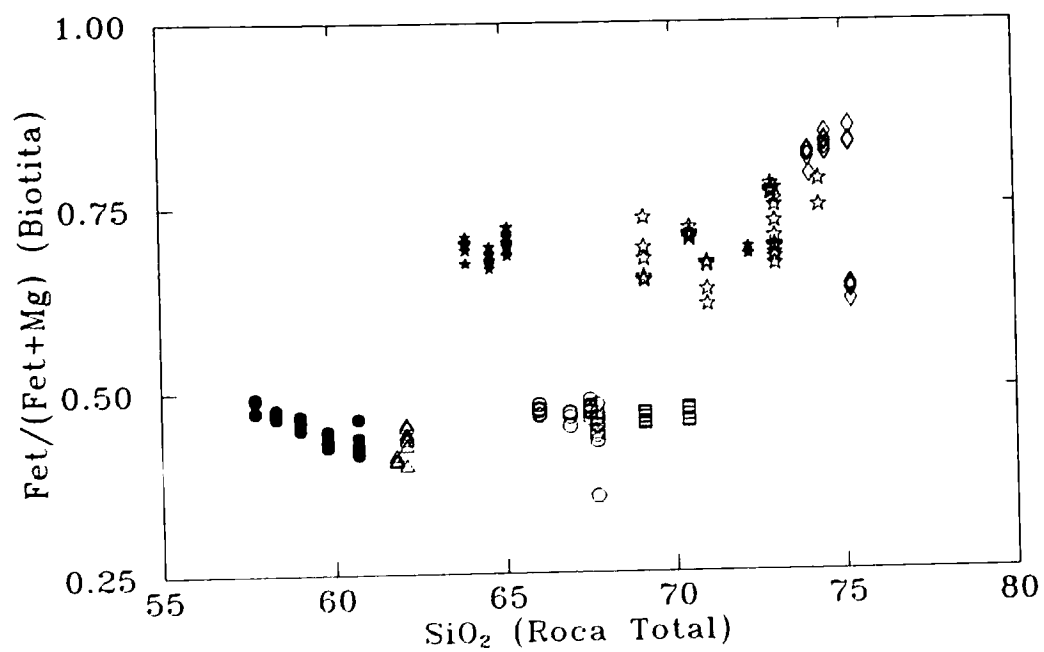


FIG. 3.18.

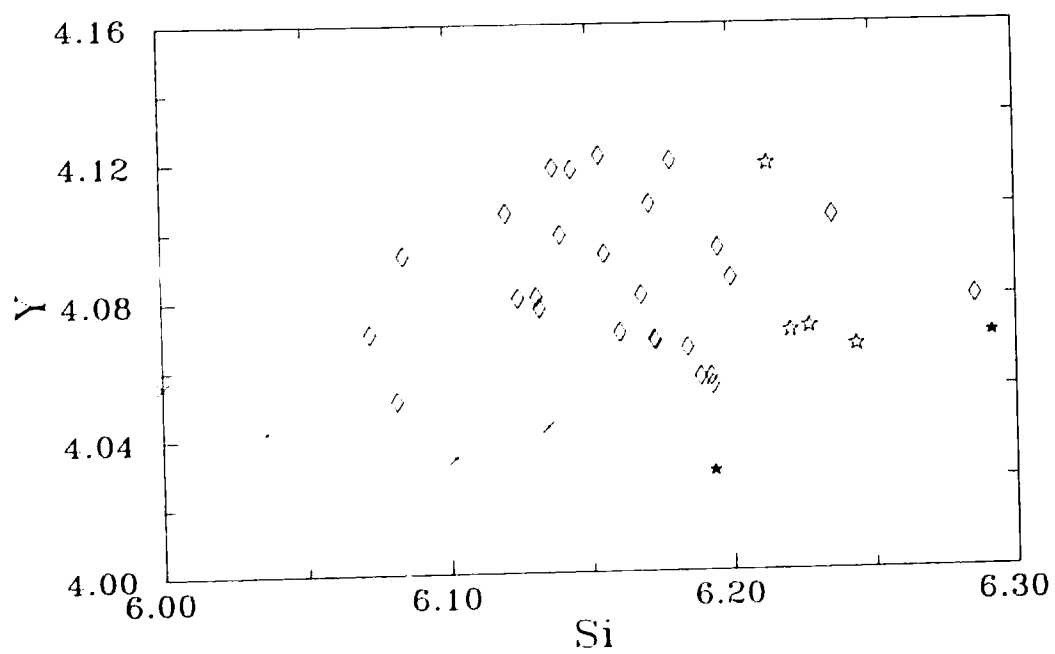


FIG. 3.19.

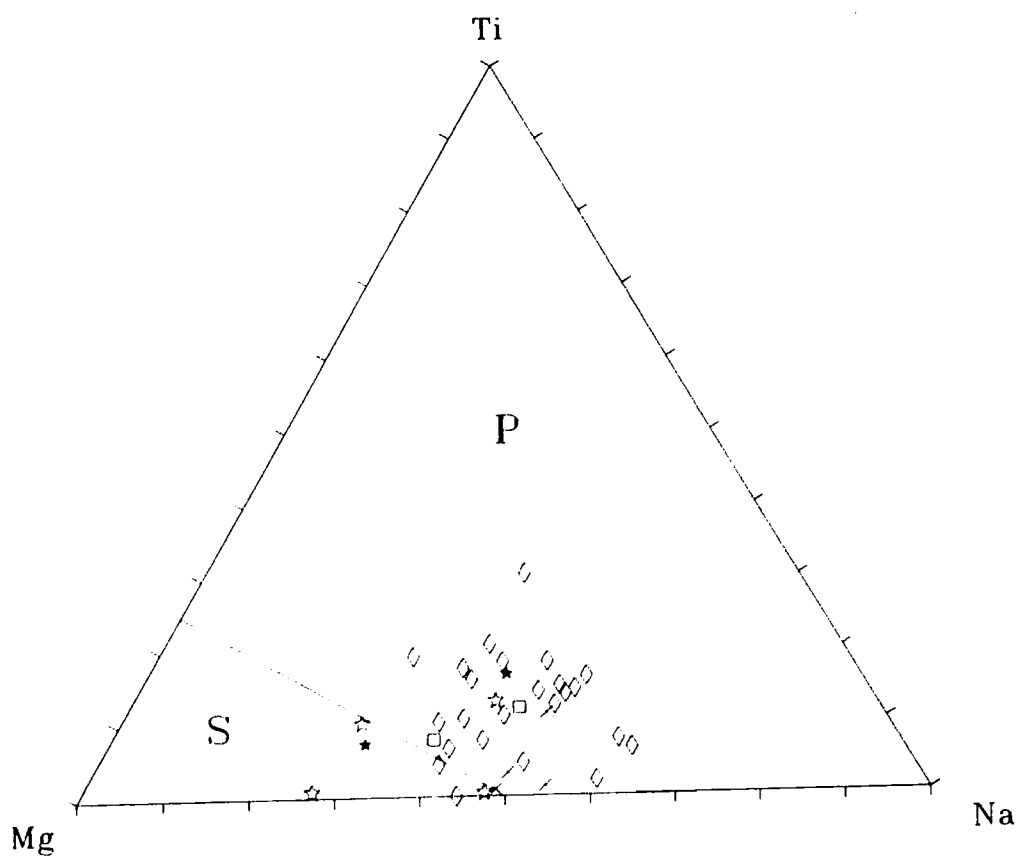


FIG. 3.20.

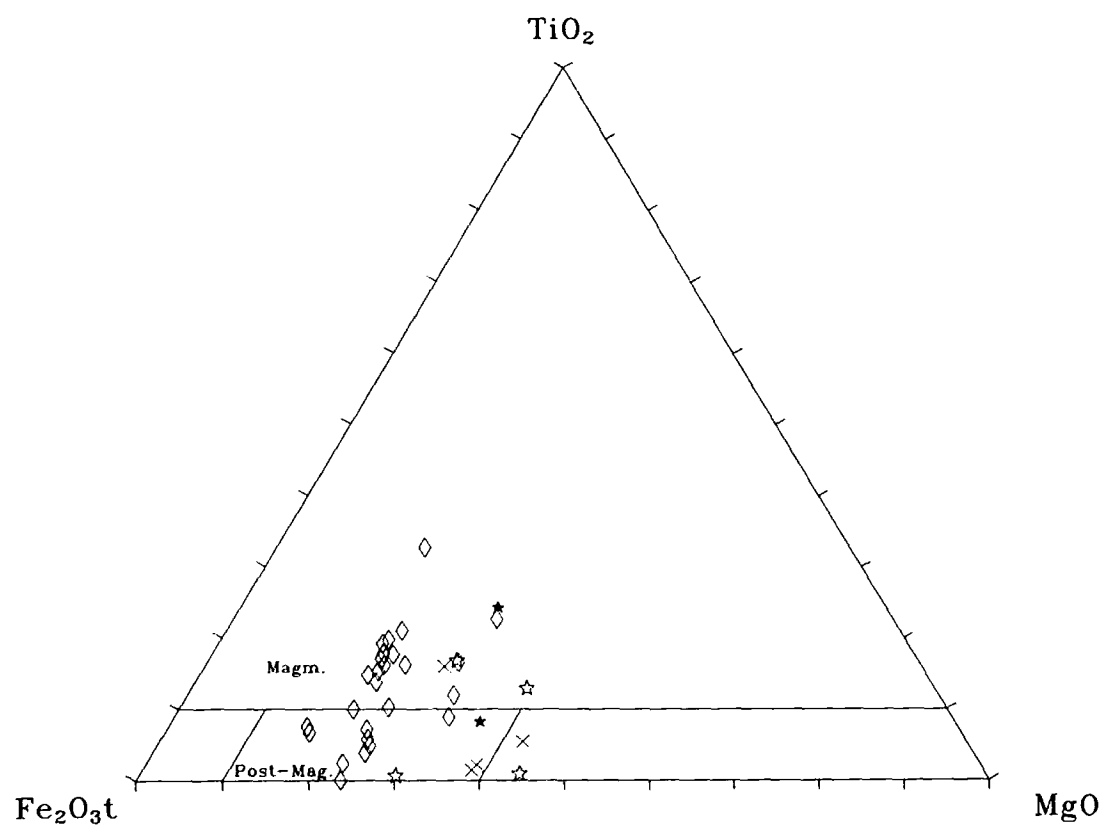


FIG. 3.21.

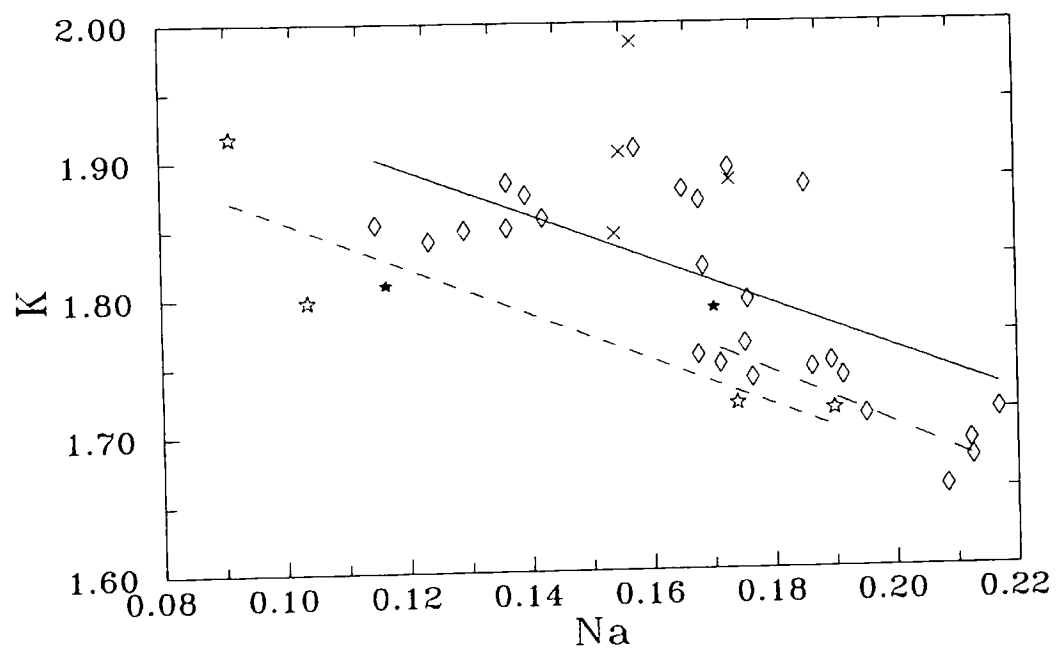


FIG. 3.22.

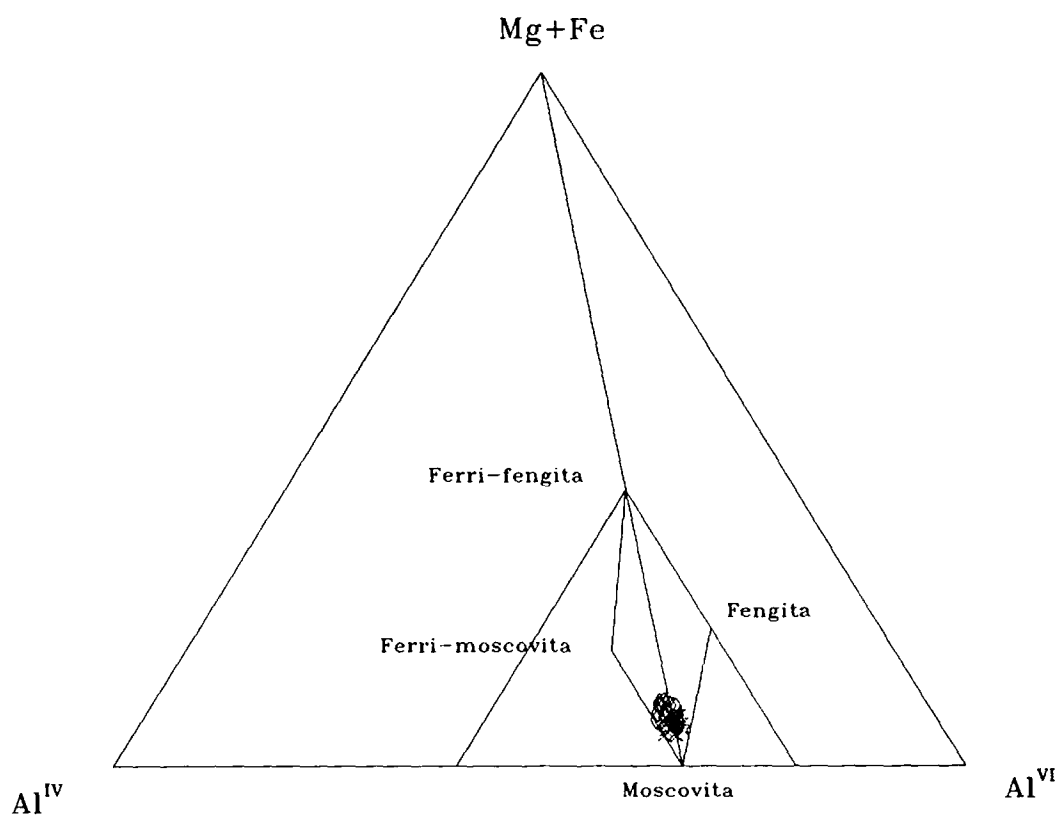


FIG. 3.23.

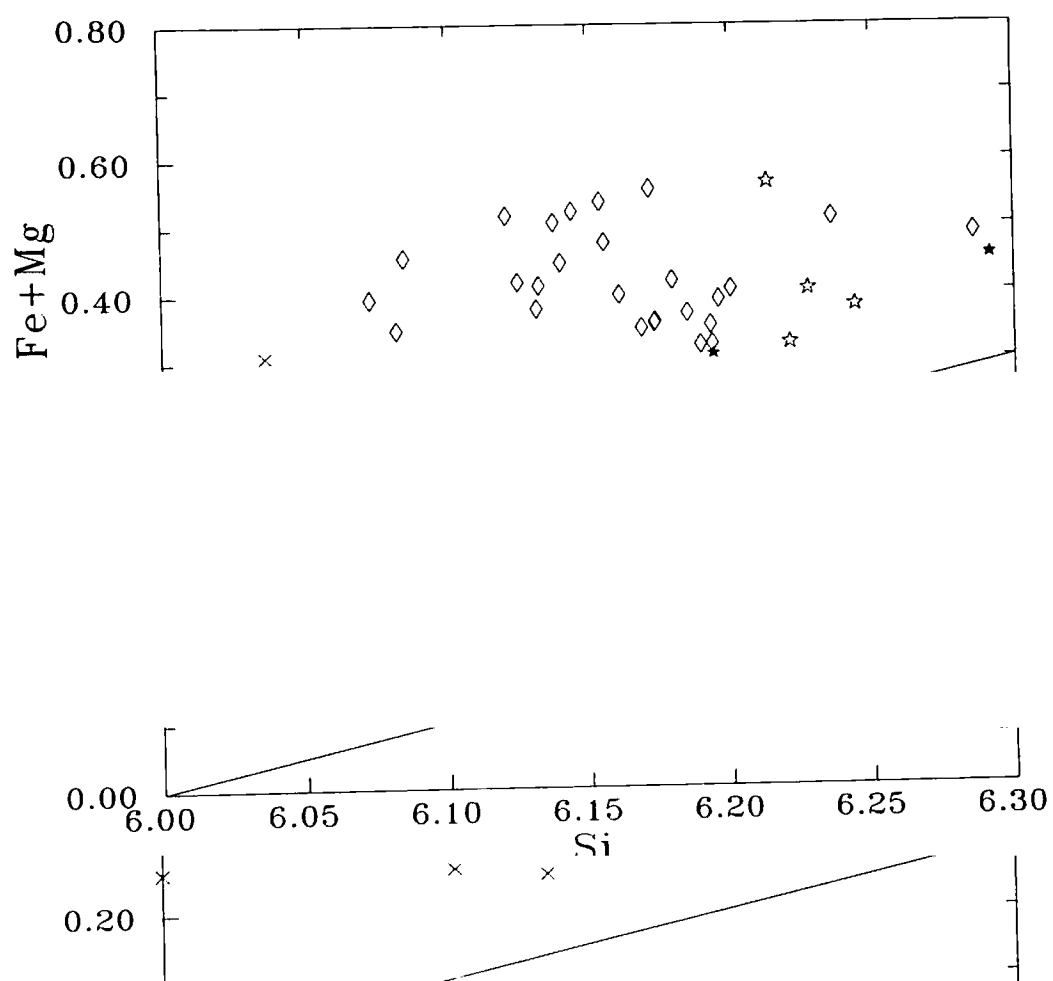


FIG. 3.24.

i)

NUCLEO (An55

DE REABSORC

ZONA

ION

Al

Ca

Fractur

ras

adas

Zonas alter

B. 25 Fig. :

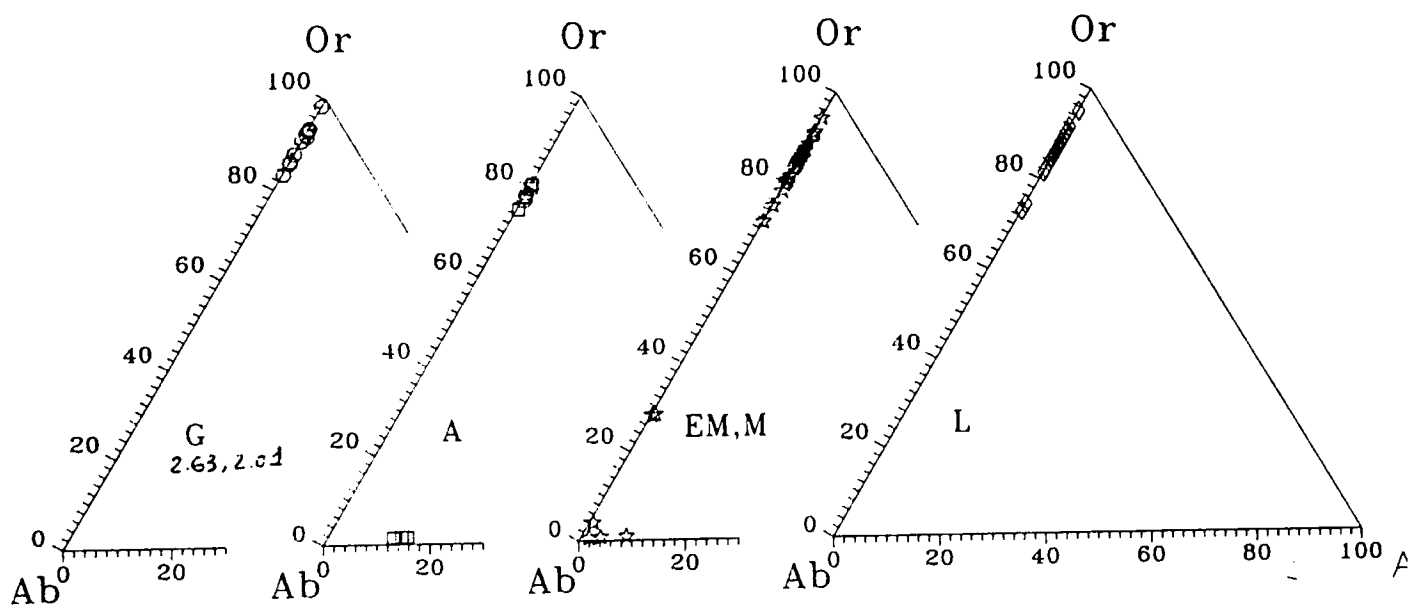


FIG. 3.26.

IV. QUÍMICA DE ROCA TOTAL

IV.1. INTRODUCCIÓN

Las relaciones geoquímicas y petrogenéticas de los dos litotipos plutónicos mayoritarios del batolito de Los Pedroches (*i.e.* Gdbt±anf y Mzbt±cd) y el origen de los enclaves microgranitoides asociados a ambos (EMG y EMM, respectivamente) constituyen los dos principales objetivos de este estudio. Por ello, la mayor parte de los análisis químicos realizados corresponden a estos tipos de rocas. No obstante, la inclusión de diversas facies ígneas relacionadas petrográficamente con aquellas, como las Tnpx, Adbt, Mzbt(f) y Lcbt±cd, entre otras, clarifica sustancialmente el conocimiento de tales aspectos. Todos los datos químicos (elementos mayores y trazas) y normativos (norma CIPW) figuran en el anexo IV.

El muestreo comprende todas las zonas del batolito, aunque se ha insistido de forma especial en su sector centro-oriental, ya que en esta zona afloran en contacto la mayoría de las facies arriba citadas. Además, las Adbt, consideradas por diversos autores como facies transicionales entre los litotipos mayoritarios (Carracedo *et al.*, 1990; Larrea *et al.*, 1992), han sido descritas únicamente en dicho sector. No obstante, se han tomado muestras de las facies dominantes en todas las zonas del batolito en que ha sido posible, para garantizar la representatividad del muestreo. Por otra parte, los Gbhb, Tnpx y los términos menos evolucionados de las Gdbt±anf, que sólo afloran en el área noroccidental del batolito, han sido muestreados en esa zona.

La cartografía realizada recientemente por el ITGE (Fernández *et al.*, en prensa; Larrea *et al.*, en prensa) y por Arriola *et al.* (1985) han sido utilizadas como referencia en áreas centro-orientales y noroccidentales, respectivamente. La localización de las muestras aparece en los mapas del anexo IV.5.

La descripción que sigue comienza con un apartado de caracterización geoquímica, en el que se muestran los rasgos más notables de los diversos litotipos ígneos estudiados, agrupados por afinidad petrológica. Los enclaves ígneos de cada roca se describen a continuación de ésta. Posteriormente, se analiza la variación de contenidos y de razones elementales significativas para las rocas ígneas mayoritarias y para las asociaciones enclaves microgranitoides-roca huésped. Las Tierras Raras (REE) se tratan en el siguiente apartado. Finalmente, se describen los datos isotópicos correspondientes a los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd.

IV.2. CARACTERIZACIÓN Y TIPIFICACIÓN GEOQUÍMICA

La composición química media y el rango de variación en elementos mayores y trazas aparecen representados en la Tabla IV.1.

IV.2.1. Gabro hornbléndico de Zalamea (Gbhb)

Se han analizado dos muestras pertenecientes al único afloramiento que aparece en la cartografía realizada por Arriola *et al.* (1985) en la *transversal de Esparragosa de La Serena* (sector noroccidental del batolito de Los Pedroches). Son las rocas más básicas del batolito, con un contenido medio en SiO_2 de 47.8%. Se sitúan en el campo de *gabro (diorita-anortosita)* del diagrama P-Q de Debon y Le Fort (1983) (Fig. 4.1a), sin relación aparente con el conjunto de granitoides mayoritarios en el batolito de Los Pedroches. Dado que el diagrama P-Q no permite distinguir entre dioritas y gabros, se utiliza los datos del diagrama de Cox *et al.* (1979), para clasificarlos como gabros, con un contenido en SiO_2 inferior a 52% y un valor medio de la suma $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de 3.43%.

La escasez de análisis, motivada por la falta de afloramientos, no permite relacionar claramente estas rocas con las diversas series subsilíceas diferenciadas en el Macizo Ibérico por Bea *et al.* (1987). No obstante, sus rasgos químicos generales sugieren una afinidad con ciertas rocas básicas e intermedias de la zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). Concretamente, poseen caracteres químicos y mineralógicos muy similares a la serie de hornblenditas y rocas de composición gabroica descritas en el área de Mérida por Gonzalo (1987).

Entre sus rasgos químicos destacan un alto contenido en TiO_2 , FeOt , MgO , CaO y una elevada razón $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Muestran un moderado enriquecimiento en álcalis respecto a otras rocas gabroicas del Macizo Ibérico (Bea *et al.*, *op. cit.*), con una disposición en el campo monzonítico del diagrama $\Sigma\text{-álcalis}$ vs. SiO_2 (Fig. 4.2).

IV.2.2. Tonalitas con ortopiroxeno (Tnpx)

Las tonalitas con ortopiroxeno son rocas intermedias ($61.8 < \text{SiO}_2 < 63.4$) y metalumínicas, aunque muy próximas al dominio peralumínico, con un índice de saturación en aluminio (I.S.A.) que se solapa con las variedades de $\text{Gdbt} \pm \text{anf}$ menos evolucionadas. Este carácter metalumínico se observa también en el diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983) (Fig. 4.3), donde estas muestras se disponen en el sector IV del dominio metalumínico. Poseen dióxido normativo ($< 1.18\%$).

Tabla IV.1.- Composición química media en elementos mayores y trazas de los litotipos plutónicos/subvolcánicos más significativos del batolito de Los Pedroches.

	Gbbh	Tnpx	EMGanf	EMGbt	Gdbt±anf	Adbt	EMM	Mzbttcd	Lcbttcd
SiO ₂	47,8	62,4	58,3	60,4	67,0	70,2	70,7	72,9	76,0
TiO ₂	1,855	0,900	1,005	1,018	0,552	0,402	0,445	0,315	0,099
Al ₂ O ₃	14,8	16,0	16,0	16,5	15,7	15,1	14,5	14,0	13,1
Fe ₂ O ₃	1,83	0,71	0,95	0,96	0,52	0,49	0,51	0,43	0,34
FeO	8,8	4,1	5,1	4,8	2,4	1,7	2,2	1,4	0,5
MnO	0,21	0,09	0,14	0,11	0,06	0,05	0,08	0,05	0,05
MgO	7,23	3,33	4,92	3,89	1,95	1,22	0,77	0,55	0,19
CaO	11,70	4,48	5,00	3,55	2,96	2,02	1,45	1,06	0,42
Na ₂ O	3,27	3,27	3,56	3,59	3,72	3,87	3,78	3,56	4,10
K ₂ O	0,16	3,10	2,76	3,29	3,62	3,85	3,81	4,47	4,40
P ₂ O ₅	0,23	0,22	0,33	0,34	0,19	0,17	0,20	0,16	0,05
Rb	7	134	182	237	169	206	306	281	370
Sr	243	425	366	371	437	453	121	107	14
Ba	29	703	412	519	626	492	367	302	14
Zr	135	216	198	234	147	124	187	141	53
Y	25	21	26	24	15	11	16	11	10
Nb	14	13	16	19	14	11	15	14	12
Sc	57,40	13,73	18,65	17,02	8,15	4,97	5,02	3,34	2,35
V	320	87	130	112	55	36	27	18	7
Li	37	66	230	295	154	164	214	149	157
Cs	1	11	13	18	13	19	20	18	27
Be	6	6	8	9	8	8	9	9	14
B	17	93	41	38	49	67	37	41	52
Zn	74,9	59,6	94,9	103,5	51,9	32,8	68,3	44,4	27,5
Ga	18,0	22,3	26,1	29,5	23,5	20,8	23,4	21,8	19,8
Hf	3,0	6,3	5,5	6,5	4,5	3,6	5,1	4,2	2,5
Ta	0,5	0,7	0,5	0,8	0,6	0,7	1,1	1,5	2,0
Tl	0,00	1,8	1,4	1,8	1,1	1,1	1,8	1,4	2,1
Pb	0,00	20,0	8,5	8,0	20,7	29,3	17,4	26,4	37,0
Th	0,9	16,0	12,5	12,3	15,1	15,3	19,1	19,5	10,3
U	0,5	5,4	7,8	5,8	4,9	7,1	5,9	7,1	13,2
Cl	893,5	855,0	127,1	16,9	140,0	177,2	156,9	137,7	105,3
ISA	0,6	0,9	0,9	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1
FeOt	10,4	4,7	5,9	5,7	2,9	2,1	2,6	1,8	0,8
Mg/Fet+Mg	0,56	0,56	0,59	0,55	0,55	0,51	0,34	0,35	0,29
Ti/Zr	137,9	41,4	51,8	45,6	37,5	32,6	23,6	22,4	18,5
Rb/Sr	0,00	0,3	0,5	0,7	0,4	0,5	2,8	2,9	32,0
K/Ba	99,7	44,2	73,1	71,9	58,7	78,8	114,7	179,0	3670,5
K/Na+K	0,00	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4
Sr/Ba	8,36	0,60	0,89	0,72	0,70	0,92	0,33	0,35	0,98
K/Rb	238,5	232,2	151,1	138,7	214,2	187	124,5	158,8	119,8

Gbbh: Gabro hornbléndico; Tnpx: tonalita con ortopiroxeno; EMGanf: enclave microgranitoide (anf/bol>5%) en granodiorita; EMGbt: enclave microgranitoide (anf/bol<5%) en granodiorita; Gdbt±anf: granodiorita biotítica ±anf/bol; Adbt: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mzbttcd: monzogranito biotítico ±cordierita de grano grueso a medio; Lcbttcd: leucogranito biotítico ±cordierita.

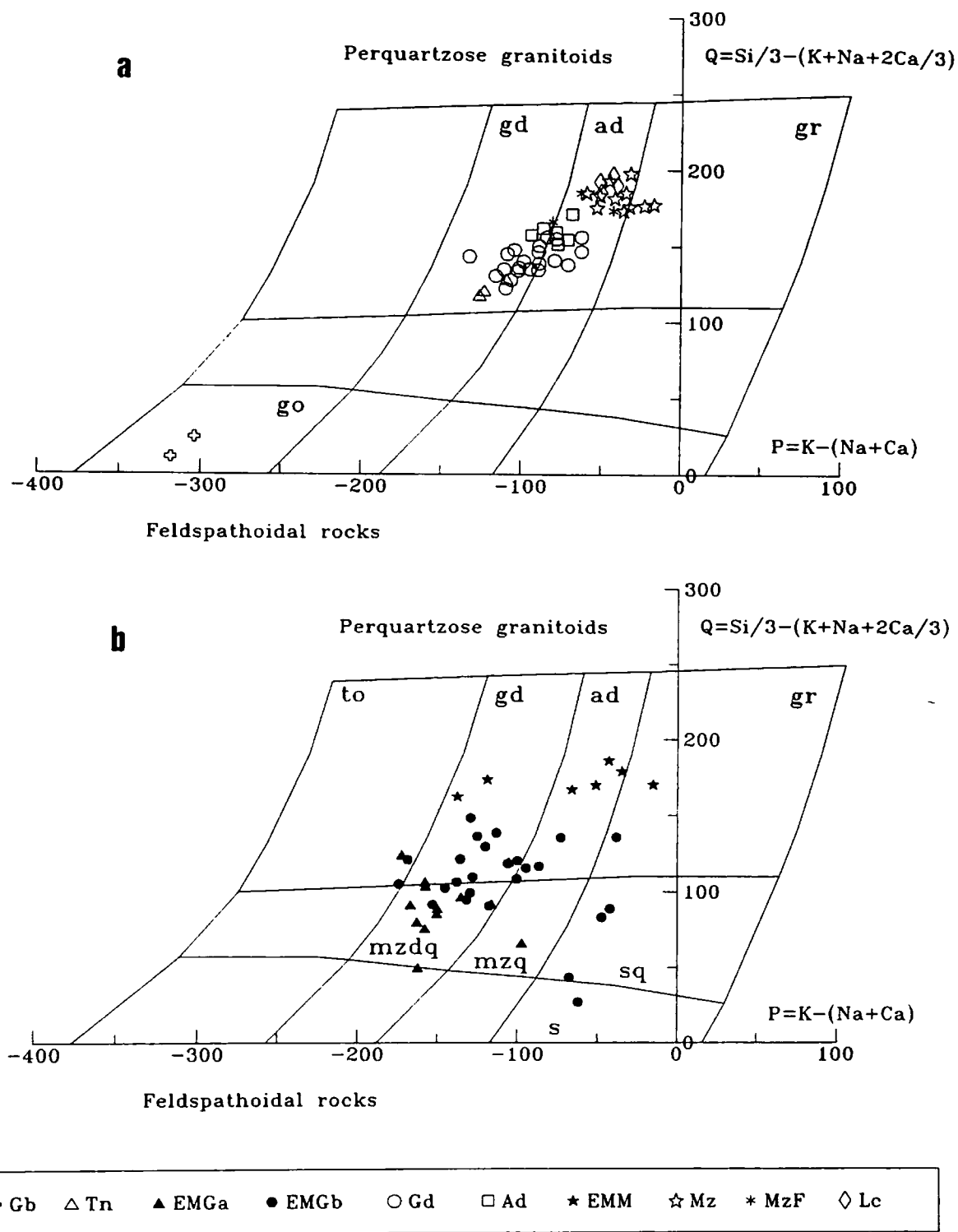


Fig. 4.1.- Diagrama P-Q de Debon y Le Fort (1983) para los diversos litotipos ígneos analizados. **a:** principales litotipos plutónicos; **b:** enclaves microgranitoides. Gb: Gabro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ± anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico ± cordierita de grano grueso a medio; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ± cordierita.

Aunque son consideradas como *tonalitas* (*sensu* Streckeisen, 1976) en este trabajo, estas rocas se proyectan en el campo de las granodioritas en el diagrama P-Q (Debon y Le Fort, *op.cit.*) (Fig. 4.1), donde están muy próximas a las facies granodioríticas menos evolucionadas. Los contenidos en K_2O , TiO_2 , MgO , Rb y Ba, así como los parámetros $Mg/(Fe+Mg)$ y $K/(Na+K)$ son superiores a los de las tonalitas usadas como referencia en el diagrama indicado. No obstante, aunque poseen altos valores en MgO y K_2O , estas tonalitas no muestran afinidad vaugnerítica, como lo prueba además la razón MgO/CaO inferior a 1 y, por tanto, distinta de las vaugneritas típicas ($MgO/CaO > 1$; Sabatier, 1980).

Se han descrito facies tonalíticas químicamente muy similares en otras áreas del Macizo Ibérico (Ugidos, 1990) y en otros sectores hercínicos europeos (Tindle y Pearce, 1981).

Las *andesitas de Zalamea* tienen gran similitud química con estas tonalitas. Ambos tipos de rocas son *high-K andesites* según el diagrama de clasificación de rocas volcánicas de Peccerillo y Taylor (1976) (Fig. 4.4).

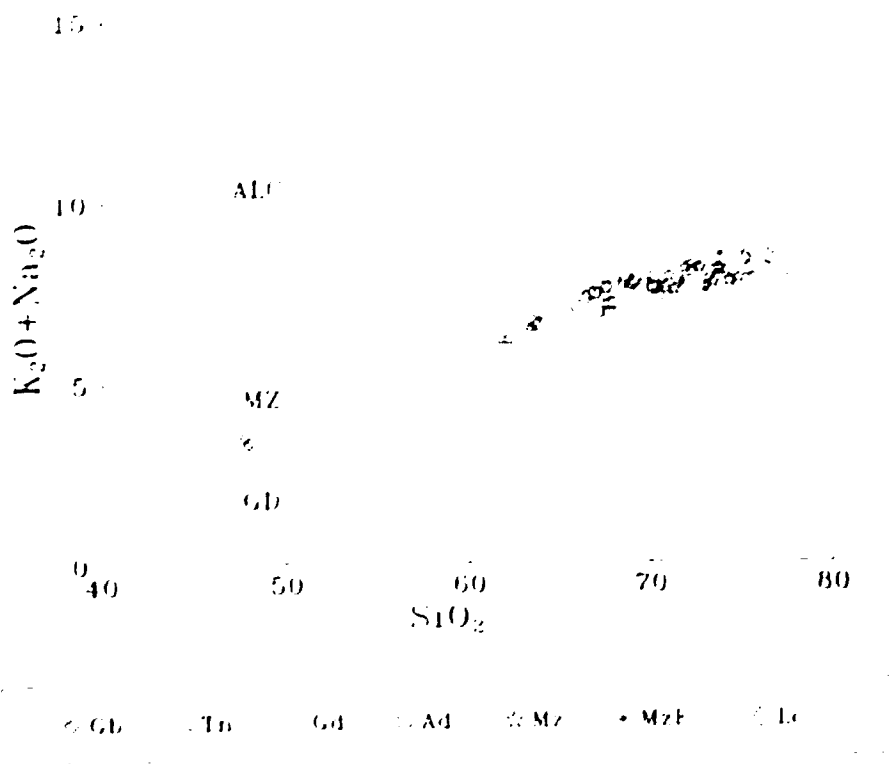


Fig. 4.2.- Diagrama Σ -álcalis vs. SiO_2 con las divisiones de Lameyre (1980). Gb: Gabro hombléndico; Tn: tonalita con onoproseno; Gd: granodiorita biotítica zanfíbel; Ad: adamellita biotítica; Mz: monzogranito biotítico zcordierita de grano grueso a medio; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico zcordierita.

IV.2.3. Granodioritas biotíticas $\pm$ anfíbol (Gdbt $\pm$ anf)

Son rocas intermedias a ácidas y esencialmente peraluminicas, con excepción de las muestras LG-2 (I.S.A.: 0.94) y ZS-23 (I.S.A.: 0.97) que poseen una composición química muy similar a la tonalita con ortopiroxeno más evolucionada (Q-20). La muestra LG-2 es también la única con diópsido normativo, el resto de las granodioritas poseen corindón en la norma (hasta 1.56%) (Anexo IV.3).

El carácter peraluminico de las granodioritas se confirma en el diagrama de *minerales característicos* (A-B) de Debon y Le Fort (*op. cit.*), donde la mayoría de estas rocas, incluso las que poseen anfíbol, se disponen en el sector III de dicho dominio (Fig. 4.3). Todas las muestras se proyectan en los campos de *granodioritas* y *adamellitas* del diagrama P-Q, agrupadas junto a las tonalitas con ortopiroxeno y las adamellitas biotíticas (Fig. 4.1a).

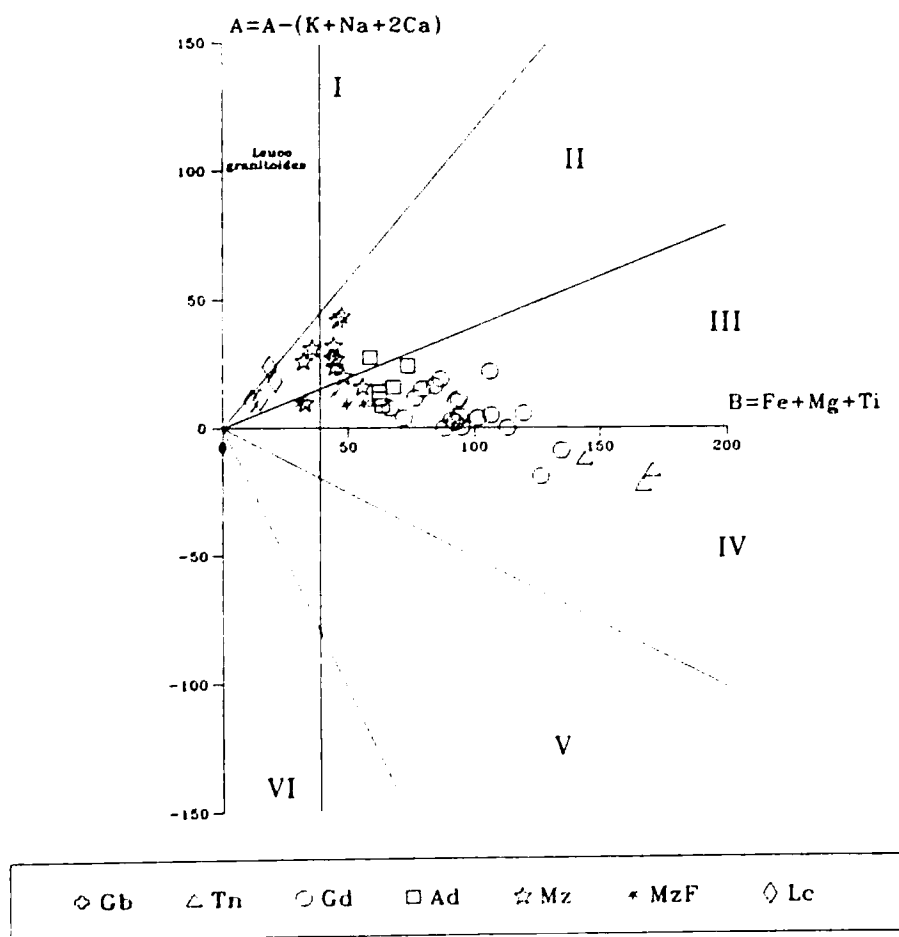


Fig. 4.3.- Representación de los principales litotipos plutónicos en el diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983). Gb: Gabro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; Gd: granodiorita biotítica $\pm$ anfíbol; Ad: adamellita biotítica; Mz: monzogranito biotítico $\pm$ cordierita de grano grueso a medio; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico $\pm$ cordierita.

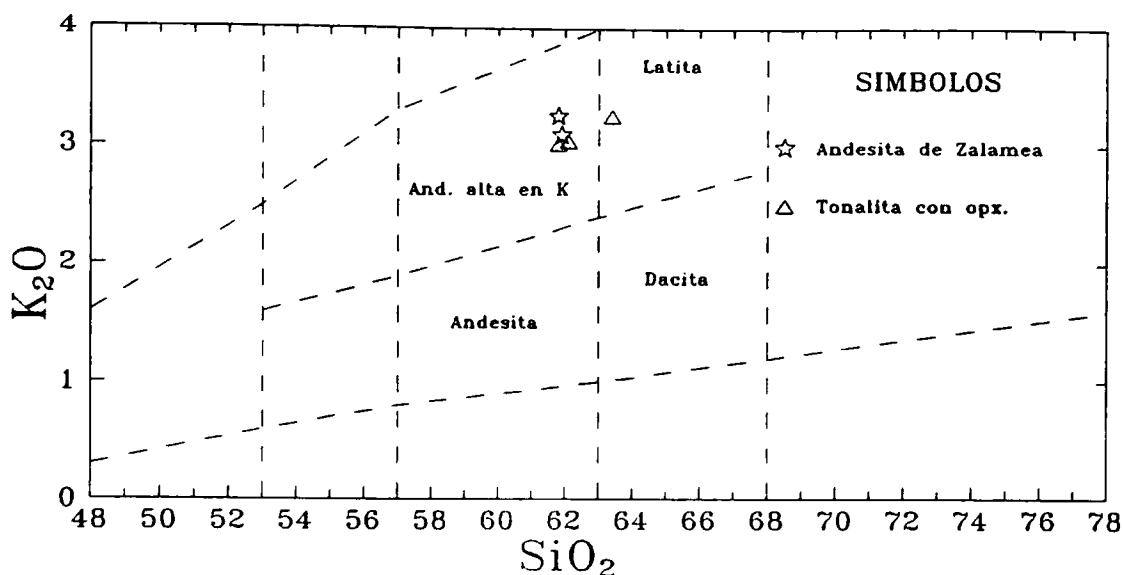


Fig. 4.4.- Representación de las andesitas de Zalamea en el diagrama de clasificación de rocas volcánicas de Peccerillo y Taylor (1976).

Las granodioritas poseen altos contenidos en MgO , K_2O , Ba y Sr, así como valores altos en las razones $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ y $\text{K}/(\text{Na}+\text{K})$. En el diagrama es evidente que hay un hiato composicional entre este grupo de rocas y el conjunto de monzogranitos biotíticos $\pm$ cordierita y leucogranitos biotíticos $\pm$ cordierita, cuyo significado se discutirá posteriormente.

La composición química del *granito de grano fino* descrito en los trabajos de Eguiguren (1983) y Arriola *et al.* (1985) se halla en el mismo rango de variación que la $\text{Gdb}\pm\text{anf}$, y debe corresponder por lo tanto a una variedad textural de la misma roca. La *granodiorita de Las Cabezas* (Prost-Dame, 1980) es una roca ligeramente más ácida que las $\text{Gdb}\pm\text{anf}$, pero cuyo contenido en el resto de elementos analizados es muy semejante al de éstas y difiere de forma significativa del que poseen los $\text{Mzb}\pm\text{cd}$.

Las rocas granodioríticas contienen un elevado número de enclaves ígneos (ver petrografía), muestreados en un número variable según su abundancia. Estos tipos de enclaves y otros litotipos ígneos relacionados con la granodiorita son descritos a continuación.

IV.2.3.1. Enclaves microgranitoides granodioríticos (EMG(gd))

Este tipo de enclave posee, respecto a su granodiorita huésped, contenidos algo inferiores en SiO_2 , K_2O y Rb, y ligeramente superiores en otros elementos, como CaO, Sr y Eu. Aparecen en el diagrama P-Q de Debon y Le Fort (*op.cit.*) en el campo de las granodioritas y se disponen, como la $\text{Gdb}\pm\text{anf}$, en el sector III del dominio peraluminico del

diagrama de *minerales característicos*, de los autores antes citados. Dicho carácter peraluminico también se pone de manifiesto en la presencia de corindón normativo (anexo IV.3).

Ha sido analizado un *halo leucocrático* (CL-14) intermedio entre un EMG_(gd) (CL-11) y su granodiorita huésped (CL-36). Tan sólo los contenidos en SiO₂ y K₂O del halo son superiores a los de las dos rocas que lo limitan (Fig. 4.5). Este aumento composicional coincide con la disminución antes citada de estos elementos en el enclave microgranitoide granodiorítico respecto a su granodiorita huésped. Estos halos leucocráticos han sido observados también en otros tipos de enclaves microgranitoides incluidos en la granodiorita.

IV.2.3.2. Enclaves microgranitoides tonalíticos félsicos (EMG_(lc))

Se han analizado dos muestras correspondientes a este tipo de enclaves (VA-8 y TD-70). Ambas recogidas en lugares muy distantes, como indicamos en el análisis petrográfico, pero con unos rasgos químicos muy similares. Destaca su alto contenido en Na₂O y Al₂O₃ en relación con la granodiorita huésped y los otros grupos de enclaves. Se diferencian de los enclaves EMG_{bt±anf} por ser, también, más silíceos que éstos. Los contenidos en CaO, FeO, MgO, TiO₂, Fe₂O₃, MnO, P₂O₅, Y y Zr (Cu, Zn, Be, B, Sc, Co, Ga, Ge y Hf) son superiores a los de sus rocas huéspedes.

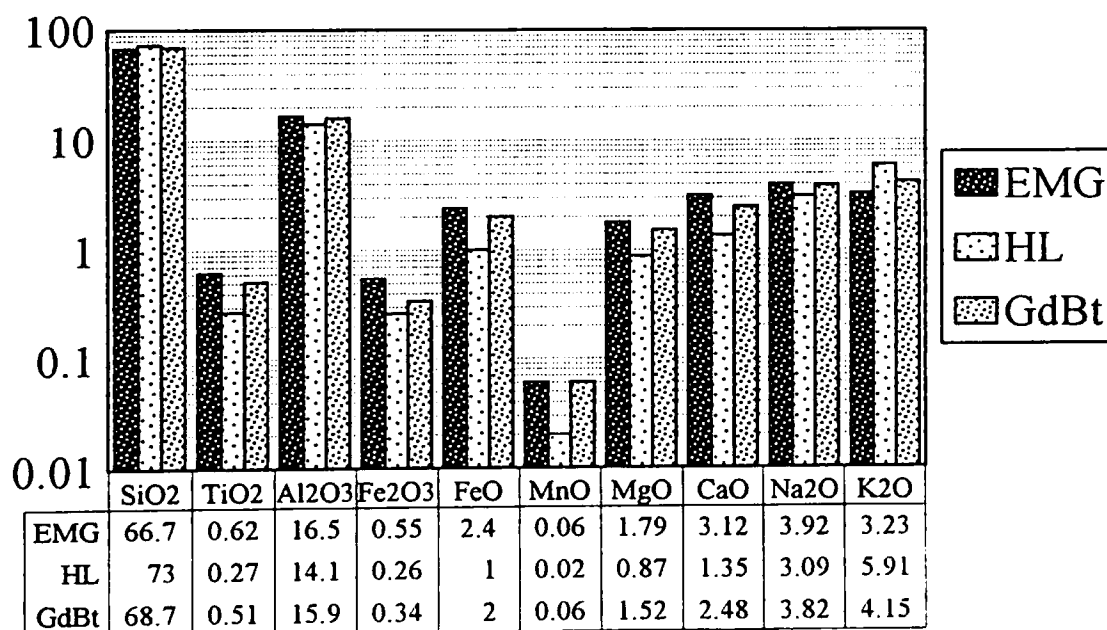


Fig. 4.5.- Histogramas que enfrentan las composiciones en elementos mayores de un enclave microgranitoide granodiorítico (EMG), su roca huésped granodiorítica (GdBt) y el halo leucocrático intermedio entre ambos (HL).

Los EMG(lc) aparecen muy próximos en el diagrama P-Q al límite inferior del campo correspondiente a las *granodioritas*, aunque ninguno se encuentra en éste. En el diagrama A-B ambas muestras coinciden, prácticamente, en el límite de los dominios metalumínico y peralumínico. Muestran, como en el caso anterior, corindón en la norma.

IV.2.3.3. Enclaves microgranitoides tonalíticos-cuarzodioríticos máficos (EMGbt±anf)

Estos enclaves son los más abundantes y los que muestran mayor variación química relacionada con la composición mineralógica de los subtipos diferenciados. La mayoría de las muestras representadas en el diagrama P-Q aparecen en los campos correspondientes a *granodioritas*, *adamellitas* y *cuarzomonzodioritas*, con algunas dispersas en otros campos próximos (Fig. 4.1).

Respecto de la facies huésped, estos enclaves presentan un contenido inferior en SiO_2 , Sr y Ba unido a un aumento en determinados óxidos y elementos trazas que se concentran preferentemente en las fases minerales máficas (TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO, MnO, H_2O^+ , Cr, V, Ni, Sc y Co) y en las fases accesorias (Zr, REE, Y, Hf, U, Pb y P_2O_5). No obstante, diversos elementos mayores y trazas, que son considerados como incompatibles en estos sistemas graníticos, también muestran un aumento en los enclaves microgranitoides respecto de la granodiorita huésped. Este es el caso del Rb, Li, Cs y, en algunos enclaves, del K_2O .

Los dos subtipos diferenciados dentro de este grupo de enclaves (EMGbt+anf y EMGbt) se diferencian en ciertos rasgos químicos. Así, los EMGbt+anf tienen un contenido medio en SiO_2 inferior al de los EMGbt y poseen, además, mayores contenidos que estos últimos en MgO, CaO, V y Ni. Los restantes elementos (mayores, menores y trazas) presentan variaciones muy similares para ambos subtipos, excepto para el K_2O , Ba, Rb, Li, Zr, Zn y Cs que son más abundantes en los EMGbt. Destaca también la significativa similitud entre ambos en la razón $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. Respecto a los datos normativos, los EMGbt muestran corindón en la norma CIPW; mientras que los EMGbt+anf poseen dióxido normativo.

IV.2.3.4. Agregados de anfíbol

Estas rocas no se consideran a efectos de clasificación debido a que su composición química está modificada respecto a la original, como se pone de manifiesto en los bordes de reacción biotíticos que posee. Destaca su alto contenido en FeO y MgO, con valores medios en torno a 10% y 11%, respectivamente. Otros elementos más abundantes que en los otros grupos son el Fe_2O_3 , MnO, K_2O y H_2O^+ , todos ellos característicos de las fases minerales que los constituyen (biotita y hornblenda). Como contenidos más significativos en elementos

menores y trazas se pueden citar: Cr (1186 ppm), Li(505 ppm), Rb (445 ppm), Zn (239 ppm), V (186 ppm) y Ni (177 ppm).

IV.2.4. Adamellitas biotíticas (Adbt)

Son rocas peraluminicas (I.S.A.: 1,03-1,11) con un contenido medio en SiO_2 ligeramente superior al de las $\text{Gdbt} \pm \text{anf}$. Estas adamellitas se hallan representadas principalmente en el sector III del dominio peraluminico en el diagrama A-B. Tan sólo una muestra aparece en el sector II de dicho dominio.

Se disponen en torno al límite de los campos de granodioritas y adamellitas del diagrama P-Q de Debon y Le Fort, con unas razones Q y P superiores a las que poseen las granodioritas biotíticas, lo que indicaría según tales autores un aumento del contenido en cuarzo y una disminución de la razón plagioclasa/feldespatos alcalinos en relación con éstas. Destacan en estas rocas los altos contenidos medios en TiO_2 , MgO y Sr respecto a los litotipos similares recopilados en el trabajo de Debon y Le Fort (1983).

La existencia de un hueco composicional entre estas adamellitas y los $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$ en el diagrama P-Q es coherente con otros datos elementales que serán discutidos posteriormente en los diagramas de variación.

IV.2.5. Monzogranitos biotíticos ($\pm$ cordierita) ($\text{Mzbt} \pm \text{cd}$)

Los monzogranitos biotíticos ($\pm$ cordierita) son rocas peraluminicas. Este carácter también se pone de manifiesto en el diagrama A-B de Debon y Le Fort, donde se disponen mayoritariamente en el sector II ($\text{Biot} > \text{Mosc}$) del dominio peraluminico (Fig. 4.3). Las muestras CD-1, G-2 y LN-4 poseen un parámetro B inferior a 38.8 y se sitúan en el dominio de leucogranitos.

Estas rocas se hallan en los campos de *adamellitas* y *granitos* del diagrama P-Q y forman, junto con los leucogranitos biotíticos, un grupo diferenciado del resto de los litotipos definidos en este estudio (Fig.4.1). muestran un contenido medio en TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO y CaO superior al de los valores medios de los granitos recopilados por Debon y Le Fort (1983); en cambio, el contenido en Sr y Ba es inferior al de éstos; mientras que el contenido en el resto de los elementos es muy similar.

IV.2.5.1. Enclaves microgranitoides biotíticos ($\pm$ cordierita) (EMM)

Estos enclaves, incluidos en los monzogranitos son peraluminicos y más ácidos que los EMGbt $\pm$ anf. Aunque en el diagrama P-Q (Fig. 4.1) se sitúan en los campos correspondientes a *granodioritas*, *adamellitas* y *granitos*, muestran variaciones elementales que los relacionan con sus rocas huéspedes. Destaca su menor contenido medio en SiO₂, unido a un aumento en TiO₂, FeO, MgO, CaO, P₂O₅, Rb y Zr, entre otros elementos, respecto a sus huéspedes.

De igual forma, diversas razones elementales, como Mg/(Fe+Mg) o Ti/Zr, son similares a las de sus monzogranitos huéspedes, pero difieren de forma significativa de las de la asociación formada por EMG y Gdbt $\pm$ anf (Tabla IV.1).

IV.2.6. Monzogranitos biotíticos porfídicos de grano fino (Mzbt(F))

Son rocas químicamente afines a los Mzbt $\pm$ cd, con contenidos elementales y razones Mg/(Fe+Mg) y Mg/Ti similares. No obstante, existen algunas diferencias químicas entre ambos litotipos que se manifiestan en un mayor contenido en CaO, Na₂O, Sr y Ba en las facies de grano fino. En el diagrama P-Q se disponen en el campo de las *adamellitas* junto con los Mzbt $\pm$ cd, aunque una de las muestras se halla muy próxima a las Adbt, en el campo de las *granodioritas*.

IV.2.7. Leucogranitos biotíticos $\pm$ cordierita (Lcbt $\pm$ cd)

Los leucogranitos biotíticos se disponen mayoritariamente en el sector II del dominio peraluminico (Biot>Mosc). Tan sólo la muestra CD-16 se encuentra en el sector I. Todas, sin excepción, se disponen en el campo de los leucogranitos (Fig. 4.3). En el diagrama P-Q, estas rocas se hallan junto con los monzogranitos biotíticos en el campo de las *adamellitas* (Fig. 4.1)

IV.3. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

Como se ha expuesto en el apartado precedente, los litotipos plutónicos principales del batolito de Los Pedroches muestran un aumento progresivo del contenido en SiO₂ según la siguiente secuencia general: Tnpx $\rightarrow$ Gdbt $\pm$ anf $\rightarrow$ Adbt $\rightarrow$ Mzbt $\pm$ cd-Mzbt(f) $\rightarrow$ Lcbt $\pm$ cd. Por esta razón, se ha considerado adecuado utilizar como índice de fraccionamiento el contenido en SiO₂ (Harker, 1909). No obstante, hay que señalar la existencia, al menos, de una importante discontinuidad elemental para determinados elementos y razones elementales entre Adbt y

Mzbt±cd. Esta discontinuidad, que se produce para contenidos muy similares en SiO₂, *descarta cualquier interpretación que considere a la secuencia anterior relacionada por un proceso de fraccionamiento continuo.*

Además de la secuencia general arriba indicada, los enclaves microgranitoides analizados también se disponen en continuidad composicional con sus respectivas rocas huéspedes, pero la evolución elemental de cada asociación analizada (*i.e.* EMGbt±anf → Gdbt±anf y EMMbt±cd → Mzbt±cd) sigue comúnmente un patrón diferente del mostrado por dicha secuencia general.

Debido al diferente tratamiento geoquímico y significado petrogenético, se ha estimado conveniente estructurar este apartado tratando de forma separada los diagramas de variación de elementos mayores, trazas y razones elementales. En cada caso se analizan inicialmente los litotipos plutónicos principales y a continuación las relaciones entre éstos y sus enclaves microgranitoides.

Se ha calculado diversas matrices multivariantes de todos los elementos mayores y diversos elementos trazas para todos los litotipos ígneos analizados, para cada una de las dos secuencias evolutivas y para cada asociación enclave microgranitoide-roca huésped. Los resultados se muestran en el anexo IV.4.

IV.3.1. Elementos mayores

IV.3.1.1. Principales litotipos plutónicos

Los diagramas de Harker correspondientes a los elementos mayores (Fig. 4.6) ponen de manifiesto el importante hueco composicional existente en términos de contenido en sílice entre los Gbhb y los términos menos evolucionados de la secuencia general de granitoides. Aunque para Ca y Al hay también una neta discontinuidad entre los dos conjuntos referidos, para el resto de elementos mayores estos gabros se disponen en la misma secuencia de variación del conjunto global de las rocas analizadas (litotipos principales y enclaves microgranitoides). No obstante, considero que esta disposición es fortuita, no sólo en vista del conjunto de datos químicos (v. también apartado siguiente), sino también porque los datos petrográficos permiten descartar cualquier relación con los enclaves microgranitoides más básicos, los únicos que cabría considerar químicamente similares.

Los diagramas de Harker muestran una evolución continua de la mayor parte de elementos mayores para la secuencia de los granitoides principales. Así, los valores correspondientes a TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO y P₂O₅ se disponen según una tendencia de

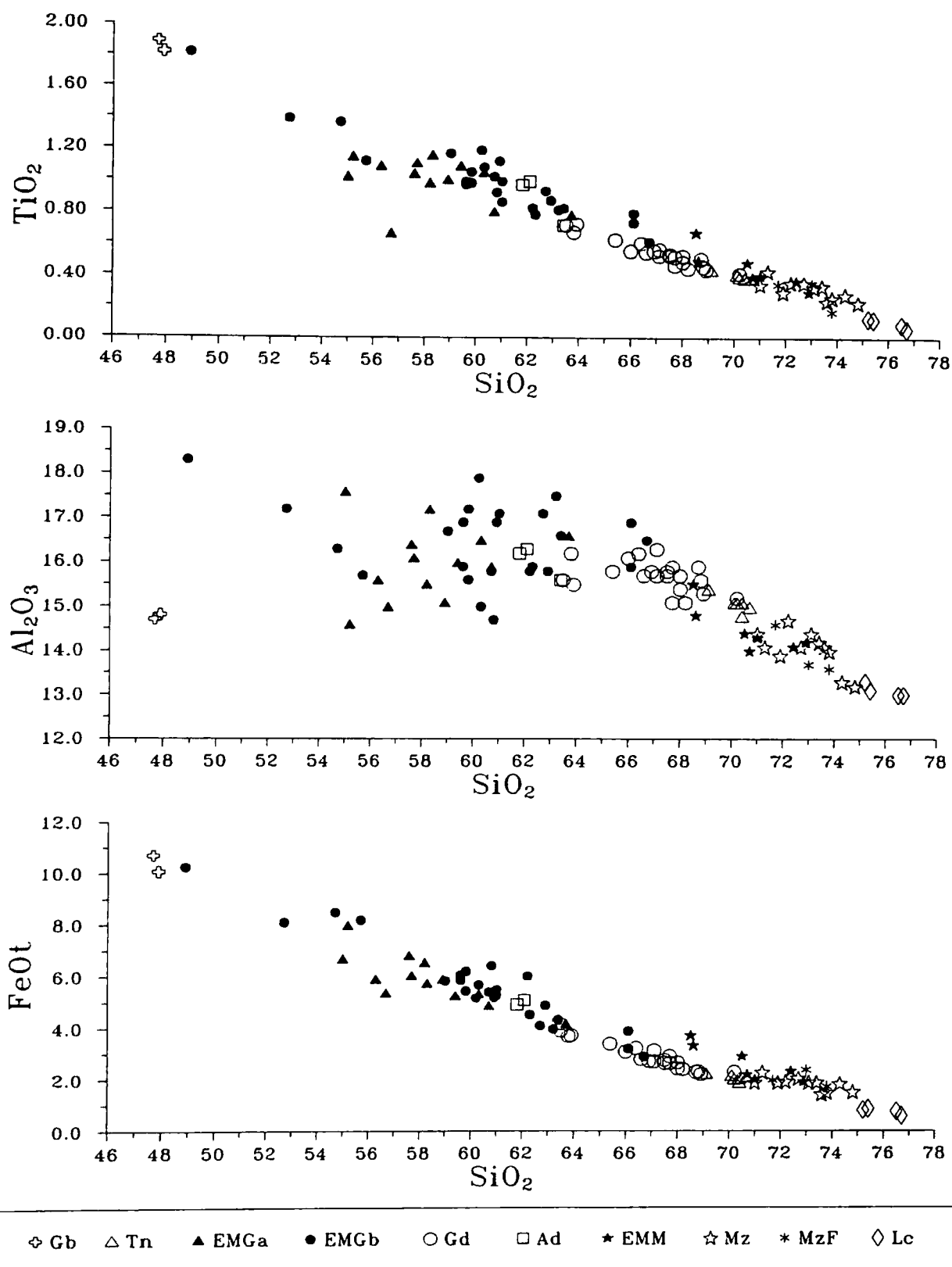


Fig. 4.6.- Diagramas de Harker de elementos mayores. Gb: gabro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ± anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico ± cordierita; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ± cordierita.

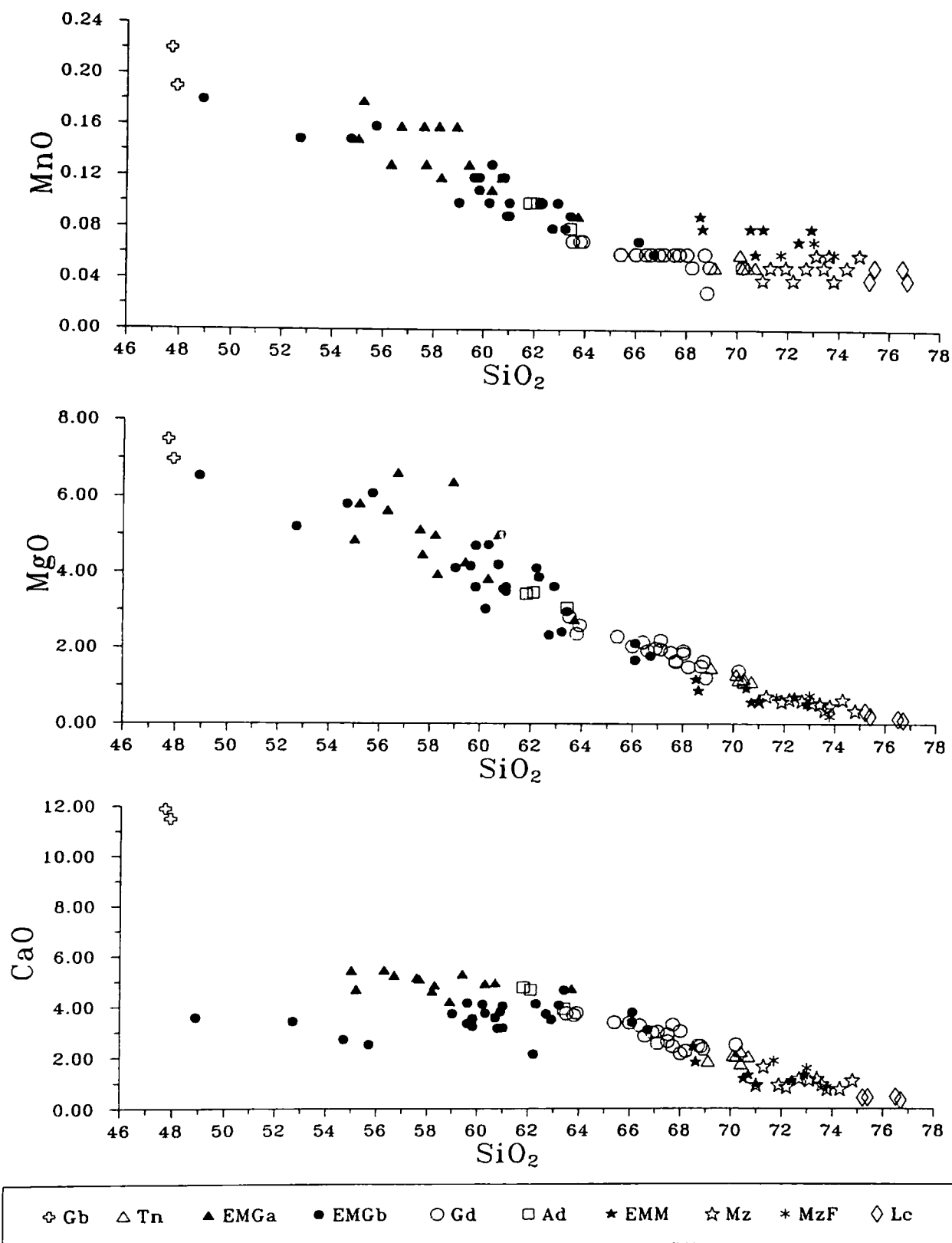


Fig. 4.6.- Diagramas de Harker de elementos mayores (continuación). Gb: gabro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ±anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico±cordierita; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ±cordierita.

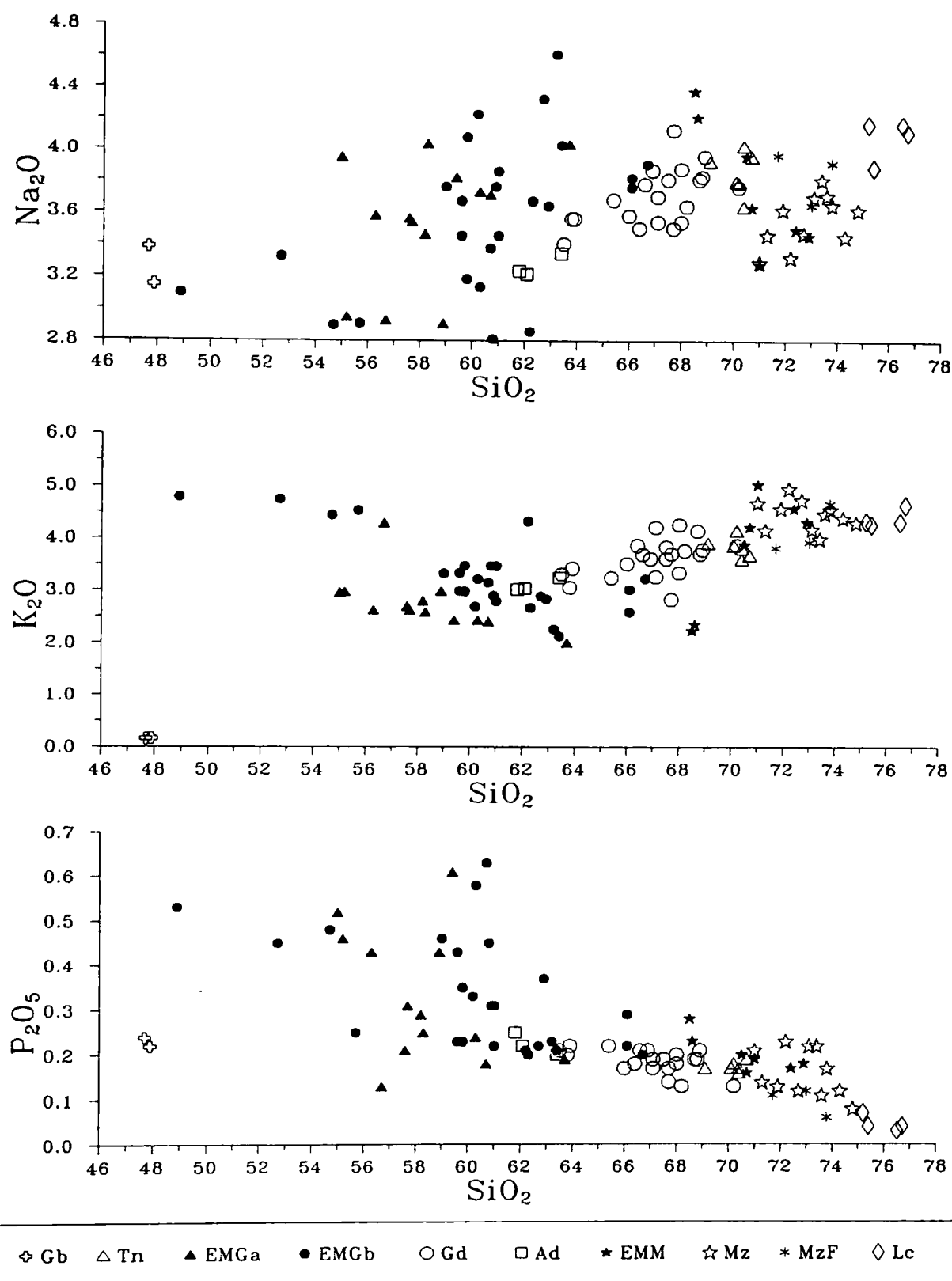


Fig. 4.6.- Diagramas de Harker de elementos mayores (continuación). Gb: gabro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ±anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico±cordierita; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ±cordierita.

evolución progresiva y negativa desde las Tnpx hasta los Lcbt±cd, con buenos coeficientes de correlación en todos los casos (Anexo IV.4). El K₂O muestra una pendiente positiva para el conjunto de granitoides analizados, con un nivel de correlación intermedio; mientras que el resto de los elementos mayores analizados (*i.e.* MnO y Na₂O) poseen bajos coeficientes de correlación con el SiO₂.

No obstante, a pesar de los buenos coeficientes de correlación, la variación algunos de los óxidos anteriores muestra una importante discontinuidad elemental en la secuencia de granitoides principales, que permite discriminar dos secuencias evolutivas diferentes: una formada por Tnpx, Gdbt±anf y Adbt (secuencia evolutiva 1) y otra, constituida por Mzbt±cd, Mzbt(f) y Lcbt±cd (secuencia evolutiva 2). Este es el caso del diagrama de Harker correspondiente al MgO, donde ambas secuencias muestran pendientes negativas separadas por un descenso del 0,5% de dicho óxido en los Mzbt±cd menos evolucionados respecto de las Adbt. Esta disminución en MgO en los términos más pobres en SiO₂ de la secuencia evolutiva 2 resulta más evidente si se representan en los diagramas de Harker tan sólo a los granitoides mayoritarios (Fig. 4.7).

Los datos del CaO también muestran una evolución similar a los del MgO en el diagrama de Harker, aunque la discontinuidad composicional es menos clara debido a la dispersión del contenido en CaO en los Mzbt±cd menos evolucionados (Fig. 4.7).

Por otra parte, el diagrama de Harker correspondiente al Na₂O (Fig. 4.6) también pone de manifiesto el hiato composicional existente entre Adbt y Mzbt±cd, con un contenido inferior en estos últimos respecto de las primeras. En este caso, a pesar de no mostrar un buen coeficiente de correlación para el conjunto de granitoides principales en los diagramas de Harker, se obtienen mejores correlaciones positivas si se consideran separadamente las dos secuencias evolutivas (anexo IV.4).

El Al₂O₃ muestra un descenso de su contenido hacia las variedades más ricas en SiO₂, pero los valores correspondientes a la secuencia 2 se disponen con una pendiente negativa diferente, sin que pueda considerarse claramente la existencia o no de un tránsito progresivo entre las Adbt y los Mzbt±cd menos diferenciados.

El K₂O muestra una pendiente positiva para el conjunto de granitoides analizados, pero resulta difícil establecer la existencia de una o dos secuencias en este caso debido a la importante dispersión de datos, fundamentalmente en las variedades monzograníticas.

El comportamiento de P₂O₅ muestra que algunas muestras de monzogranitos podrían considerarse como pertenecientes a una misma secuencia junto con Tnpx, Gdbt±anf y Adbt, mientras que otras sugieren una neta discontinuidad con este grupo de rocas.

Los $Mzbt_{\pm cd}$ se integran comúnmente en los diagramas de Harker con los $Mzbt_{\pm cd}$, excepto en los casos de CaO y Na_2O , donde los valores son superiores a estos últimos, y K_2O y P_2O_5 , donde sus contenidos medios son claramente inferiores.

Los $Lcbt_{\pm cd}$ muestran contenidos en SiO_2 contiguos a los términos de $Mzbt_{\pm cd}$ más diferenciados, sin embargo, en algunos diagramas (Al_2O_3 , MgO , CaO y Na_2O) se pueden integrar en la trayectoria de evolución de éstos; mientras que en otros (TiO_2 y Fe_2O_3) se pone de manifiesto una discontinuidad composicional. El contenido medio en K_2O y P_2O_5 es inferior al que poseen los $Mzbt_{\pm cd}$.

La $Gdbt(Cbz)$ (Prost-Dame, 1980), con un contenido en SiO_2 superior a tres de las muestras de los monzogranitos, aparece comúnmente relacionada con las rocas que forman la secuencia evolutiva 1, y podría considerarse, por tanto, como un fundido diferenciado de éstas.

IV.3.1.2. Asociaciones enclaves microgranitoides-roca huésped.

Los diagramas de Harker (Fig. 4.6) ponen de manifiesto un notable paralelismo en el comportamiento de los elementos mayores de cada asociación enclave microgranitoide-roca huésped ($EMGb_{\pm anf} - Gdbt_{\pm anf}$ y $EMMb_{\pm cd} - Mzbt_{\pm cd}$), lo cual sugiere una similitud de los procesos petrogenéticos que originaron ambos grupos de enclaves. No obstante, *estos procesos debieron diferir, al menos en ciertos aspectos, de los que originaron las dos secuencias evolutivas de granitoides descritas previamente, puesto que las variaciones elementales de las asociaciones enclave-roca huésped siguen comúnmente un patrón distinto.*

La asociación $EMG-Gdbt_{\pm anf}$ muestra una continuidad composicional en el contenido en SiO_2 desde la población de enclaves, con un rango de variación en dicho óxido comprendido entre 48,9% y 66,7%, hasta sus rocas huéspedes granodioríticas, cuyos contenidos varían desde 63,5% a 70,2%. Respecto a los otros elementos mayores, tan sólo TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO y MnO poseen buenas correlaciones negativas con el SiO_2 (anexo IV.4) para esta asociación. CaO y P_2O_5 poseen también correlaciones negativas, pero los coeficientes de correlación son inferiores a los óxidos anteriores. Al_2O_3 y Na_2O presentan débiles correlaciones negativa y positiva, respectivamente; mientras que los datos correspondientes al K_2O no muestran un buen coeficiente de correlación. Por tanto, los mejores coeficientes de correlación se obtienen para aquellos elementos que se concentran fundamentalmente en las fases máficas, mientras que la mayor dispersión de datos se observa en los elementos que entran a formar parte de los feldespatos.

Si se comparan los datos químicos de los enclaves con su composición mineralógica, se observa además que *a pesar del carácter más básico del conjunto de enclaves*

microgranitoides respecto de sus rocas huéspedes, las fases minerales que los constituyen son, en muchos ejemplos, características de un fundido más evolucionado que el que originó a otras granodioritas huéspedes de composición más ácida. Así, existen EMG, cuya única fase máfica es biotita, que son más básicos que granodioritas con biotita y anfíbol como fases máficas esenciales. Igualmente, existen enclaves microgranitoides formados por biotita, anfíbol y plagioclasa (An_{60}) que son más básicos que las tonalitas compuestas por ortopiroxeno, clinopiroxeno, magnesio-hornblenda, biotita y plagioclasa (An_{70}).

Dicha incongruencia, sin embargo, no existe si se consideran tan sólo la composición mineralógica y química de cada enclave con la de su correspondiente roca huésped, puesto que los enclaves biotíticos están comúnmente incluidos en granodioritas más evolucionadas cuya única fase máfica es la biotita; mientras que los enclaves con biotita y anfíbol se hallan asociados a granodioritas más básicas que poseen también ambas fases minerales como componentes esenciales. La figura 4.8 representa todos los pares enclaves microgranitoides-roca huésped analizados para las dos asociaciones estudiadas.

A partir de dicha figura se deduce que el bajo coeficiente de correlación del CaO respecto al SiO_2 se debe a que ha sido estimado para el conjunto global de enclaves microgranitoides y granodioritas huéspedes, sin diferenciarse los EMG_{bt+anf}, con mayores contenidos en calcio, de los EMG_{bt±anf}, con los que muestra un rango de variación en SiO_2 muy similar.

El comportamiento del CaO se aprecia mejor en el diagrama CaO vs. MgO (Fig. 4.9). En él se puede apreciar una buena correlación lineal positiva para el conjunto T_{npx}, G_{dbt±anf} y A_{dbt} con un mayor contenido en tales elementos hacia las variedades tonalíticas. Sin embargo, la disposición mostrada por los EMG se desvía claramente de dicha evolución hacia contenidos más ricos en MgO. Los EMG_{bt+anf} muestran mayor contenido en CaO respecto a EMG_{bt}, pero ambos tipos tienen contenidos en MgO muy semejantes. Esta distribución sugiere que estos enclaves se formaron por un proceso de acumulación de determinadas fases máficas.

Respecto al K_2O , los enclaves microgranitoides suelen mostrar generalmente un contenido inferior al de sus rocas huéspedes, más evidente en el caso de los EMG_{bt+anf} (Fig. 4.8), con una correlación positiva con el SiO_2 . Sin embargo, los enclaves más básicos, que corresponden a la vez con los más biotíticos (>50% biotita modal y sin anfíbol), poseen contenidos en K_2O superiores a los de su roca huésped, por lo que el coeficiente de correlación global se halla muy próximo a 0. El diagrama K_2O vs. MgO (Fig. 4.9) pone de manifiesto también cómo los EMG se desvían claramente de la evolución mostrada por la secuencia de granitoides huéspedes. Este diagrama permite discriminar los EMG_{bt}, con mayor contenido en K_2O , de los EMG_{bt+anf}.

A pesar de la dispersión de datos, el contenido en Al_2O_3 y Na_2O es por lo común más bajo en los enclaves que en sus respectivas rocas huéspedes, en tanto que el de P_2O_5 es superior (Fig. 4.8).

En relación con la asociación EMM-Mzbt±cd, los diagramas de Harker muestran trayectorias de evolución de elementos mayores muy semejantes a las observadas anteriormente para la asociación EMG-Gdbt±anf, con un rango de variación del contenido en SiO_2 de 68.5% a 74.8%. No obstante, existe un solapamiento mayor de dicho contenido entre los valores de enclaves y roca huésped, con valores que oscilan entre 68.5-72.9% y 70.7-74.8%, respectivamente.

Los EMM poseen comúnmente un menor contenido en SiO_2 respecto de su roca huésped (tan sólo el enclave EC-4 es más silíceo que su roca huésped, EC-2); mientras que los contenidos en TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO y P_2O_5 , son ligeramente superiores a ésta y aumentan progresivamente con el descenso en SiO_2 . Los coeficientes de correlación son inferiores a los mostrados por la asociación anterior (anexo IV.4). El contenido K_2O es inferior en los enclaves.

Por tanto, si se consideran los enclaves de cada grupo de rocas se observa una evolución diferente para granodioritas y enclaves asociados, por una parte, y para monzogranitos, leucogranitos y enclaves del monzogranito, por otra. Estos dos grupos principales, que se distinguían ya en algunos casos con la sola consideración del quimismo de las rocas (MgO-SiO_2 y CaO-SiO_2), se ponen de manifiesto para otros elementos (FeO-SiO_2) si los enclaves asociados se toman también en cuenta. Esta discriminación se pone también de manifiesto en el diagrama FeO^1 vs. MgO (Fig. 4.9).

IV.3.2. Elementos traza

IV.3.2.1. Litotipos plutónicos mayoritarios

La figura 4.10 muestra los diagramas de Harker correspondientes a diversos elementos traza analizados. En la siguiente descripción estos elementos han sido agrupados de acuerdo con sus afinidades químicas. La matriz de correlación del anexo IV.4 muestra los elementos traza con mejores coeficientes respecto al SiO_2 . En esta matriz no han sido incluidos el Co, Ni y Cr porque existen diferencias entre los resultados obtenidos para similares litotipos ígneos en las dos tandas de análisis efectuados en XRAL. Sin embargo, todos los datos han sido representados en los correspondientes diagramas para poder comparar la evolución de estos elementos respecto de sus rocas huéspedes.

Igual que los elementos mayores, algunos traza muestran una variación continua para la secuencia general de granitoides, mientras otros discriminan dos secuencias evolutivas separadas por una importante discontinuidad composicional. Se describen a continuación aquellos diagramas más significativos desde el punto de vista petrogenético.

Los mejores coeficientes de correlación entre elementos traza y SiO_2 han sido obtenidos para los que se concentran en las fases máficas. Destacan entre ellos el Sc y V, que muestran buenos coeficientes de correlación negativa para la secuencia general de granitoides (Fig. 4.10). Sin embargo, los contenidos en Sc de los $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$ muestran una importante dispersión respecto de los de las Adbt .

Los datos de Cr, Co y Ni correspondientes a los litotipos principales analizados en la segunda tanda de análisis efectuados en XRAL muestran una disposición muy similar en los diagramas de Harker. En todos los casos se observa una correlación negativa de los datos, pero con pendientes diferentes para cada una de las secuencias evolutivas diferenciadas previamente.

El Ba posee una buena correlación negativa con SiO_2 para la secuencia general de granitoides. No obstante, como en el caso anterior, pueden identificarse las dos secuencias evolutivas puesto que ambas muestran pendientes diferentes. En la secuencia evolutiva 2, con contenidos en Ba en los términos menos evolucionados superiores a los de las Adbt , el comportamiento compatible debe ser atribuido a la extracción de feldespato potásico, que es una fase precoz en la secuencia de cristalización magmática en este caso. La evolución del Ba es muy similar a la del Al_2O_3 , con el que muestra una buena correlación positiva (0,86).

Los contenidos en Rb se disponen según una pendiente positiva para el conjunto de granitoides analizados. Resulta difícil establecer la existencia de una o dos secuencias debido a la importante dispersión de datos, fundamentalmente en las variedades monzograníticas. Este elemento tiene un comportamiento incompatible y posee una buena correlación positiva con el K_2O .

Como ocurría con los elementos mayores, existen diversos elementos traza que ponen de manifiesto dos secuencias evolutivas separadas por un importante hiato composicional. Destacan en este caso los comportamientos del Sr (y Eu) y el del Zr (Y, Nb, Hf, Th y REE) (Fig. 4.10).

El diagrama de Harker para el Sr (y Eu) discrimina claramente las dos secuencias evolutivas mencionadas separadas por un salto en la composición de dicho elemento de 280 ppm para muestras de Adbt y $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$ con similar contenido en SiO_2 . Ambos elementos traza muestran un comportamiento similar al descrito para el CaO. El descenso de Sr en relación con el SiO_2 en cada secuencia se explica simplemente por fraccionamiento de plagioclasa.

La evolución de Zr, Hf y REE (excepto Eu) (Y, Ga, Zn, Nb, Hf y Th) discrimina también las dos secuencias anteriores. Ambas poseen diferentes pendientes negativas y los Mzbt±cd menos diferenciados muestran un marcado enriquecimiento en tales elementos frente a las Adbt. El comportamiento compatible de estos elementos puede estar relacionado con un proceso de cristalización fraccionada con extracción de circón y biotita durante la evolución de cada una de las series. Las dos secuencias de rocas consideradas por separado muestran mejores coeficientes de determinación que si se consideran conjuntamente (anexo IV.4).

Los Mzbt(f) también se integran en la secuencia evolutiva 2 junto con los monzogranitos de grano grueso. No obstante, difieren de éstos por mostrar un contenido medio en Sr, Eu, Li y Cs superior, mientras que los contenidos en Rb son algo inferiores.

IV.3.2.2. Asociaciones enclave microgranitoide-roca huésped

Los diagramas de Harker de la figura 4.10 ponen de manifiesto, tal y como ocurre con los elementos mayores, un notable paralelismo en el comportamiento de los elementos traza de cada asociación enclave microgranitoide-roca huésped. Destacan el aumento del contenido en Rb, Zr, Y, Nb, Zn, Ga, Hf, Sc, V, Co, Ni y Li en los enclaves de la Gdbt±anf como en los de los Mzbt±cd; mientras que los contenidos medios en Sr, Ba y Pb son comúnmente superiores en ambos grupos de rocas huéspedes respecto a sus enclaves.

Los diagramas de Harker correspondientes a Sc y V muestran buenas correlaciones negativas y un solapamiento de ambas asociaciones. Así, los EMM, cuyo rango de variación en SiO₂ se solapa con el de algunas Gdbt±anf más evolucionadas, muestran contenidos en Sc y V similares a los de estas rocas.

Los coeficientes de correlación del Rb, Sr y Ba son bajos para cada asociación global enclave-roca huésped porque el comportamiento de estos traza en los enclaves respecto de sus rocas huéspedes difiere del que muestran únicamente éstas últimas si se consideran aisladamente.

Así, el diagrama de Harker correspondiente al Rb muestra una baja correlación negativa para las dos asociaciones de enclave-roca huésped diferenciadas. Esto es debido a que los enclaves microgranitoides contienen más Rb que sus respectivas rocas huéspedes (Fig. 4.8) y, por tanto el Rb aumenta con el empobrecimiento en SiO₂; mientras que si se considera tan sólo la secuencia de granitoides a la que están asociados estos enclaves, el contenido en Rb aumenta a la vez que el de SiO₂.

El enriquecimiento de los EMGbt±anf respecto a su roca huésped en elementos considerados generalmente como incompatibles en sistemas graníticos (Rb, Li, etc.) ha sido

atribuido por diversos autores a un comportamiento anómalo de dichos elementos (Allen, 1991; Blundy y Sparks, 1992). Aunque existen diversas interpretaciones al respecto, estas elevadas concentraciones se explican comúnmente en un contexto de hibridación de magmas ácido-básico por difusión desde las fases del fundido de la roca huésped hacia el enclave. No obstante, Dodge y Kistler (1990) atribuyen este enriquecimiento a una acumulación de biotita en estos enclaves. En nuestro caso, la correlación entre Rb y K_2O (y también de Li y K_2O), tal como se ve en el diagrama de la figura 4.11, muestra una variación coherente, pero separada, de $EMG_{bt\pm anf}$ y $Gdbt\pm anf$, y lo que es más significativo, que *la separación neta de las tendencias de enclaves y granodioritas aparece para altos valores de los dos elementos*.

Los EMG poseen en este diagrama una buena colinearidad directa, con un coeficiente de determinación de 0,91. Los EMG_{bt} , relacionados principalmente con las variedades granodioríticas más evolucionadas, son los que muestran un mayor contenido de tales elementos en comparación con los EMG_{bt+anf} , aunque ambas variedades muestran solapamientos composicionales. *El contenido en Rb de estos enclaves es siempre similar o muy superior respecto a su roca huésped; mientras que los valores correspondientes a K_2O muestran un descenso progresivo en relación con la granodiorita huésped hacia las variedades de enclaves con anfíbol*.

No es posible interpretar estos hechos en términos de hibridación. En primer lugar, a partir de la variación mostrada por las $Gdbt\pm anf$ parece claro que cualquier posible fundido de composición más básica que se hibridase con las variedades más evolucionadas de la granodiorita tendría en principio menor contenido en K_2O y Rb que éstas, y si los enclaves contuviesen mayor proporción de ese componente deberían ser más pobres en K y Rb que sus huéspedes, lo que no se observa en este diagrama. Si, por el contrario, se supone que el magma básico fuese además de carácter potásico, o lamprofídico, para explicar un mayor contenido en álcalis en función de la abundancia del componente básico, tampoco se explicaría la divergencia de las dos tendencias, ni mucho menos su opuesta relación con la abundancia de sílice. Una mezcla simple, por lo tanto, no explica las observaciones.

No obstante, se podría también invocar un proceso de hibridación acoplado con difusión posterior. En efecto, la alta difusividad de Rb en relación con otros componentes químicos en los magmas podría explicar un movimiento de ese y otros elementos desde el fundido ácido de la roca huésped hacia el enclave. Sin embargo, dado que la difusión química es un proceso originado por gradientes en el potencial químico, no se explicaría cómo se produce esa difusión, hacia el fundido mas pobre en Rb, hasta superar el contenido en Rb de la roca huésped. Por lo común, todo gradiente de difusión concluye con el equilibrio composicional del sistema. Por el contrario, en este caso el contenido *absoluto* de Rb es superior al de sus huéspedes.

Incluso esta dificultad puede ser salvada por un modelo de hibridación si, como se ha comprobado experimentalmente, un proceso de difusión puede continuar hasta producir disequilibrios inversos a los originales (Johnston y Wyllie, 1988; Van der Laal y Wyllie, 1993). Esta "*uphill diffusion*", no obstante, tampoco puede explicar los hechos en el presente caso, puesto que: a) tanto las rocas huéspedes como los enclaves contienen biotita precoz; b) *cada elemento alcalino muestra una variación lineal y separada durante el proceso de difusión*; c) la evolución respecto al contenido en sílice indicaría una difusividad *opuesta* de sílice y álcalis, y d) otros elementos de muy baja difusividad, como Zr, también se concentran en los enclaves.

Este comportamiento *compatible* del Rb en las asociaciones enclave-roca huésped puede ser explicado con facilidad, sin embargo, por el mayor contenido en biotita de los enclaves, dado su alto coeficiente de distribución para este elemento en líquidos silicatados; mientras que el comportamiento incompatible del Rb en la secuencia evolutiva 1 es debido a que no entra en la red de las fases precoces, con excepción de la biotita, pero el contenido de esta fase mineral decrece ligeramente en las variedades más diferenciadas donde entrará el Rb posteriormente al K.

Ba y Sr muestran también comportamientos muy similares para cada asociación enclave-roca huésped, con pobres correlaciones positivas. En ambos casos, los enclaves son más pobres en Ba y Sr que sus huéspedes y, por tanto, el contenido en Ba decrece con el de SiO_2 ; pero si se consideran tan sólo las rocas huéspedes, el contenido en Ba decrece con el aumento de SiO_2 .

La relación entre los dos grupos principales de granitoides y sus respectivos enclaves también pone de manifiesto las dos tendencias de variación química descritas previamente. Así, los diagramas de Harker correspondientes a Zr, Y, Nb, Zn y Hf muestran claramente cómo cada conjunto de enclaves microgranitoides está claramente relacionado con sus rocas huéspedes. El Zr muestra una buena correlación negativa en ambos casos, pero el contenido en Zr de los EMM aumenta progresivamente respecto de sus rocas huéspedes y es claramente superior al de las granodioritas con igual contenido en SiO_2 .

IV.3.3. Razones elementales

Se analizan a continuación diversas razones interelementales que se consideran significativas para el estudio petrogenético.

IV.3.3.1. Principales litotipos plutónicos

La razón $Mg/(Fe+Mg)$ ha sido utilizada para determinar el carácter magnésico o ferroso de una asociación de rocas (Debon y Le Fort, 1983). Sus valores pueden ilustrar diferencias en el potencial metalogenético o reflejar diferentes mecanismos genéticos en las rocas ígneas. En nuestro caso, dicha razón discrimina claramente los dos grupos principales de granitoides descritos en apartados precedentes. Así, la secuencia formada por $Tnpx + Gdbt \pm anf + Adbt$ (secuencia evolutiva 1) posee un valor medio en dicha razón de 0,55; mientras que la formada por $Mzbt \pm cd + Mzbt(f) + Lcbt \pm cd$ (secuencia evolutiva 2) tiene un valor medio de 0,33. En ambas secuencias los valores son ligeramente superiores en los términos menos evolucionados. El importante salto composicional se produce, como en diagramas anteriores, para contenidos muy similares en SiO_2 (Fig. 4.12). Los valores correspondientes a la razón Mg/Ti también muestran una distribución similar a la razón anterior

Los $Mzbt(f)$, relacionados también químicamente con los $Mzbt \pm cd$ muestran, no obstante, una razón $Mg/(Fe+Mg)$ algo superior a estos últimos. La muestra de $Lcbt \pm cd$ (TAV-2), con una razón mayor que el conjunto global de $Mzbt \pm cd$, está probablemente relacionada químicamente con el conjunto granodiorítico, puesto que pertenece a un dique de leucogranito encajado en las $Adbt$.

Los valores medios calculados para cada secuencia de granitoides son semejantes a los obtenidos a partir de la composición química de las biotitas que las forman. En el caso de la secuencia 1, las biotitas poseen un contenido medio en la razón $Mg/(Fe+Mg)$ de 0,54; mientras que las biotitas de la secuencia compuesta por $Mzbt \pm cd + Mzbt(f) + Lcbt \pm cd$ poseen un valor medio de 0,27. Por tanto, la distinta composición de las biotitas en cada uno de estos grupos de roca, puede explicar todas las variaciones descritas para dicha razón.

La razón K_2O/Na_2O , también permite diferenciar las dos secuencias evolutivas de granitoides descritas y asignar a cada una un valor característico, que no se puede relacionar con un quimismo diferente del área fuente, de acuerdo con los datos isotópicos que más adelante se describen.

Las razones Rb/Sr y K/Ba (Fig. 4.12) muestran un incremento significativo en los $Lcbt \pm cd$ respecto a $Mzbt \pm cd$ (Tabla IV.1), y en estos últimos respecto del resto de granitoides. La variación correspondiente a los $Mzbt \pm cd$ delinea una fuerte pendiente positiva a partir de razones Rb/Sr y K/Ba superiores a las que poseen las $Adbt$. Esta evolución difiere claramente de la mostrada por $Tnpx$, $Gdbt \pm anf$ y $Adbt$, con pendiente próxima a 0.

El aumento de estas razones con el grado de evolución de los monzogranitos sugiere un proceso de cristalización fraccionada en el cual participa el feldespato potásico además de plagioclasa. En contraposición, la pendiente del conjunto $Adbt$ - $Gdbt \pm anf$ en el diagrama para K/Ba indica que el feldespato potásico no es estable en esta asociación de rocas hasta las etapas finales de cristalización, lo que concuerda con la descripción petrográfica.

La razón Sr/Ba (Fig. 4.12) discrimina también las dos tendencias de evolución de los granitoides mayoritarios en el batolito, con un incremento hacia los términos más diferenciados de cada una. No obstante, a diferencia de las razones anteriores, los valores correspondientes a los términos menos evolucionados de los monzogranitos son inferiores a los términos más diferenciados de la secuencia evolutiva 1. Además, las adamellitas de esta última secuencia poseen los valores más altos de esta relación respecto de las granodioritas.

IV.3.3.2. Enclaves microgranitoides-roca huésped

Las razones Mg/(Fet+Mg) (Fig. 4.12) y Mg/Ti son muy similares dentro de cada uno de los dos grupos de rocas diferenciados en el presente trabajo, y marcadamente distintos de uno a otro. Estas relaciones dan idea de la similitud existente entre las fases máficas que integran cada secuencia. En cuanto a la relación TiO_2/Zr (Fig. 4.12), el diagrama muestra una pendiente próxima a 0 con valores Ti/Zr propios para cada serie, atribuidos al distinto contenido de la biotita en inclusiones de circón para cada conjunto de rocas. Además, en ese diagrama es notable la falta de relación de los gabros hornbléndicos con los enclaves más básicos.

IV.4. CONTENIDOS Y DISTRIBUCIÓN DE LAS TIERRAS RARAS

Las Tierras Raras (REE) se emplean comúnmente en modelizaciones geoquímicas de rocas basálticas, donde estos elementos se concentran de forma muy diluida en las fases minerales esenciales de modo que su actividad puede considerarse directamente proporcional a su concentración (Ley de Henry). No obstante, también han sido utilizados en modelizaciones de sistemas graníticas (Ortega y Gil Ibarguchi, 1989). En un reciente trabajo de Bea (1984) se muestra que las Tierras Raras en sistemas graníticos están concentradas fundamentalmente en las fases accesorias y que tan sólo algunas fases minerales esenciales pueden afectar los contenidos en estos elementos, como los feldespatos, que concentran Eu, o el granate, que puede modificar la relación Tierras Raras Ligeras/Tierras Raras Pesadas (Bea, 1984). Por tanto, la modelización geoquímica de sistemas graníticos basada sobre Tierras Raras no se puede basar, según Bea (1984), en ecuaciones de fraccionamiento en equilibrio para elementos traza, puesto que tales elementos se comportan como componentes estructurales esenciales (Hanson, 1989), ni aporta información valiosa acerca del comportamiento de los minerales esenciales (excepto feldespatos y granate). Este autor concluye que el estudio de las Tierras Raras es muy útil para aportar información sobre los minerales accesorios y por, tanto, acerca de la química global del sistema (relación I.S.A./asociaciones de minerales accesorios).

A continuación se describen los contenidos en estos elementos en los diversos litotipos analizados.

IV.4.1. Gabros hornbléndicos

Los gabros muestran un contenido relativamente bajo en REE ($\sum \text{REE} = 74.89\text{-}75.49$), con un espectro normalizado frente a contenidos condriticos poco fraccionado ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 2.17\text{-}2.30$). No muestran anomalías en Eu (Fig. 4.13 y Fig. 4.14).

IV.4.1. Tonalitas con ortopiroxeno

Poseen un contenido relativamente alto en REE ($\sum \text{REE} = 185.19\text{-}195.13$, equivalentes a 56.45 y 59.48, respectivamente, al valor del condrito utilizado para la normalización, anexo IV.2), con un importante enriquecimiento en LREE en relación con HREE ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 8.99\text{-}10.39$) y moderadas a pequeñas anomalías negativas en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.73\text{-}0.75$) (Fig. 4.13 y Fig. 4.14).

IV.4.2. Granodioritas biotíticas $\pm$ anfíbol

Estas rocas muestran un contenido medio en REE ligeramente inferior al de las tonalitas ($\sum \text{REE} = 115.74\text{-}191.41$), con un espectro algo más evolucionado que éstas ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 6.73\text{-}21.02$). Tienen moderadas a bajas anomalías negativas en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.65\text{-}0.95$), excepto en un caso donde dicha anomalía es ligeramente positiva ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.07$).

Los EMG muestran en relación con la roca huésped contenidos medios en REE generalmente superiores, que son más importantes en el caso de las HREE. Destacan, además, mayores anomalías negativas en Eu. Los EMG_{bt+anf} tienen contenidos medios en REE sensiblemente superiores al de las granodioritas huésped ($\sum \text{REE} = 110.80\text{-}293.55$), con un fraccionamiento de LREE/HREE algo inferior al de estas últimas ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 2.88\text{-}18.21$). Las anomalías negativas en Eu son muy variables, desde más importantes que en la roca huésped ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33$) hasta valores muy bajos ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.90$).

Los EMG_{bt} muestran un contenido en REE muy similar al del tipo de enclave anterior ($\sum \text{REE} = 93.23\text{-}559.57$), aunque poseen un ligero aumento en el contenido en LREE en relación con éstos ($\sum \text{LREE} = 75.8\text{-}532.1$ vs $93.8\text{-}250.2$). Por el contrario, el contenido en HREE es algo más abundante en los enclaves microgranitoides con anfíbol. Las anomalías negativas en Eu son también muy variables ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.24\text{-}0.77$), aunque generalmente inferiores a las que tiene la roca huésped. Los EMG_{bt(lc)} poseen contenidos en REE muy inferiores a la roca huésped ($\sum \text{REE} = 70.18\text{-}100.32$), con espectros menos fraccionados

($Ce_N/Yb_N = 2.22-3.90$) y moderadas anomalías negativas en Eu ($Eu/Eu^* = 0.59-0.76$). Los EMGbt(gd) poseen características similares a la roca huésped granodiorítica, sin anomalías negativas de Eu.

IV.4.3. Adamellitas biotíticas porfídicas

Poseen contenidos medios en REE menores que las granodioritas biotíticas ($\sum REE = 116.47-136.42$), con un fraccionamiento global comprendido dentro del rango de variación de las granodioritas ($Ce_N/Yb_N = 10.72-14.48$). Las anomalías negativas en Eu son poco importantes ($Eu/Eu^* = 0.71-0.80$).

IV.4.4. Monzogranitos biotíticos $\pm$ cordieríticos porfídicos de grano grueso a medio

Estas rocas muestran un rango de variación en el contenido en REE muy similar al de las granodioritas biotíticas ($\pm$ anfíbol) ($\sum REE = 105.11-197.77$), así como en el grado de fraccionamiento ($Ce_N/Yb_N = 8.78-16.81$). Sin embargo, estas rocas tienen anomalías negativas en Eu considerablemente más bajas que las granodioritas ($Eu/Eu^* = 0.21-0.44$).

Los EMM muestran un comportamiento geoquímico en REE muy similar al que poseen los EMG. Presentan un enriquecimiento en REE en relación con la roca huésped ($\sum REE = 154.09-227.30$), con un espectro normalizado frente a contenidos condriticos paralelo a dicha roca ($Ce_N/Yb_N = 8.45-17.92$). Las anomalías negativas en Eu ($Eu/Eu^* = 0.24-0.43$) son también similares a las de la roca huésped.

IV.4.5. Monzogranitos biotítico porfídicos de grano fino

Estos monzogranitos muestran contenidos en REE muy similares a los monzogranitos de grano grueso ($\sum REE = 152.81-175.55$), con espectros paralelos a éstos y anomalías negativas en Eu muy similares también.

IV.4.6. Leucogranitos biotíticos $\pm$ cordieríticos

Los leucogranitos poseen contenidos en REE muy inferiores a los monzogranitos ($\sum REE = 20.19-73.95$), espectros menos fraccionados que éstos ($Ce_N/Yb_N = 2.44-5.89$), pero mayores anomalías negativas en Eu ($Eu/Eu^* = 0.07-0.25$).

IV.5. DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN GEOTECTÓNICA

El diagrama K_2O vs. SiO_2 ha sido utilizado por diversos autores (Peccerillo y Taylor, 1976; Rickwood, 1989) para subdividir las series calcoalcalinas en subtipos altos en K_2O (*High-K types*) y bajos en K_2O (*Low-K types*). Los valores correspondientes a Tn_{opx} , $Gdbt_{\pm anf}$ y $Adbt$ se agrupan claramente dentro del campo de las series calcoalcalinas ricas en K (Fig. 4.15), mientras que los $Mzbt_{\pm cd}$ muestran una mayor dispersión de valores.

Aunque se ha sugerido previamente un marco tectónico definido para las rocas calcoalcalinas altas en potasio, una visión más completa de la cuestión pone de manifiesto que todas las rocas de este grupo *no* se han generado en el mismo entorno geodinámico (Pitcher, 1987). Por esta razón, en este apartado se muestra el diagrama correspondiente con carácter descriptivo, en tanto que su discusión se hará en el apartado final del trabajo.

IV.6. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Los trabajos previos sobre isótopos Rb-Sr en rocas del batolito de Los Pedroches son relativamente recientes (Lalieux, 1983; Fernández *et al.*, 1990; Cueto *et al.*, 1991).

Lalieux (1983) analiza 23 muestras de roca total correspondientes a la mayoría de los litotipos ígneos descritos en el batolito de Los Pedroches. Los criterios de campo y los datos petrográficos y geoquímicos sugieren a este autor una génesis común de las facies plutónicas principales del batolito (granodioritas de Pozoblanco, granitos porfídicos de Cerro Gordo y granitos porfídicos finos de Castillo, equivalentes a $Gdbt_{\pm anf}$, $Mzbt_{\pm cd}$ y $Mzbt(f)$, respectivamente, exceptúa a los leucogranitos) y calcula una isocrona conjunta para estas facies cuya pendiente corresponde a una edad de 308 ± 7 m.a. (2σ), con una razón $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7056 \pm 0.0003$ (M.S.W.D. = 2.29). Sugiere, como hipótesis más plausible, que dicha razón isotópica es resultante de la contaminación de un magma de origen mantélico por material cortical.

Fernández *et al.* (*op.cit.*) han analizado 8 muestras de roca total de facies graníticas biotítico-cordieríticas de grano grueso (6) y de grano medio-fino (2) del plutón monzogranítico de El Guijo. Estos datos definen una isocrona a la que corresponde una edad de 300 ± 6 m.a. y una razón isotópica inicial de 0.7043 ± 0.0011 . Según estos autores, la baja razón isotópica no es coherente con la tipología "S" de estos granitos y sugieren que podría explicarse considerando un proceso de intercambio isotópico con magmas básicos de origen mantélico en el área fuente cortical de los magmas que dieron lugar a las rocas del batolito.

Una razón isotópica similar a la de los monzogranitos biotíticos $\pm$ cordierita del plutón de El Guijo ha sido obtenida por Cueto *et al.* (1991) para la granodiorita de Los Pedroches

Tabla IV.2.- Resultados isotópicos

Muestras	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	87Sr/86Sr(312)	Sm	Nd	147Sm/144Sm	143Nd/144Nd	EpNd(312 Ma)
CD-1	301	64	13.68	0.76568	0.7049	5.48	24.5	0.1351	0.512376	-2.7
EC-2	276	83	9.66	0.74832	0.7054	6.44	30.1	0.1293	0.512326	-3.4
LN-3	282	89	9.20	0.74770	0.7068					
LN-4	267	75	10.34	0.75122	0.7053					
CP-4	297	100	8.62	0.74421	0.7059					
EC-1(e)	296	87	9.88	0.74859	0.7047	6.60	31.7	0.1261	0.512350	-2.8
LN-6(e)	320	113	8.22	0.74215	0.7057					
LN-8(e)	260	141	5.35	0.72920	0.7054	6.13	32.8	0.1131	0.512285	-3.6
CP-10(e)	292	128	6.62	0.73510	0.7057					
ZS-1(t)	125	366	0.99	0.71010	0.7057	6.89	35.6	0.1171	0.512264	-4.1
TAV-1(a)	140	398	1.02	0.70995	0.7054	5.03	27.5	0.1106	0.512273	-3.7
LG-2	148	468	0.92	0.70937	0.7053					
R-10	185	337	1.59	0.71265	0.7056	4.64	23.5	0.1197	0.512309	-3.4
BL-25	121	398	0.88	0.70921	0.7053	4.56	26.1	0.1055	0.512329	-2.4
Q-32	154	402	1.11	0.71062	0.7057					
VA-10	147	311	1.37	0.71194	0.7059					
PZ-1	184	339	1.57	0.71286	0.7059	4.63	23.7	0.1180	0.512307	-3.3
PZ-3	164	338	1.40	0.71217	0.7060					
BL-23(e)	197	421	1.35	0.71196	0.7060	6.00	34.7	0.1045	0.512311	-2.7
R-9(e)	245	266	2.67	0.71760	0.7057	12.40	65.1	0.1150	0.512352	-2.3
Q-33(e)	173	389	1.29	0.71134	0.7056					
VA-14(e)	159	317	1.45	0.71230	0.7059					
PZ-2(e)	179	356	1.46	0.71145	0.7050	4.69	25.9	0.1094	0.512295	-3.2

utilizando muestras de roca total y concentrados minerales de apatito, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Estos datos se ajustan a una isocrona cuya edad es de 307 ± 2 m.a., con una razón $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7048 \pm 0.0002$ que es interpretada también como resultante de la participación de material mantélico en la región del área fuente.

Los datos previos señalan, por consiguiente, que granodioritas biotíticas $\pm$ anfíbol y monzogranitos biotíticos $\pm$ cordieríticos pudieron proceder de fundidos coetáneos y posiblemente consanguíneos. Todos los autores coinciden en sugerir una participación mantélica en la génesis de tales fundidos debido a la relativamente baja razón $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

IV.6.1. Sistema Rb-Sr

En este trabajo se han realizado 23 análisis isotópicos correspondientes fundamentalmente a los litotipos plutónicos dominantes en el batolito de Los Pedroches ($\text{Gdbt} \pm \text{anf}$ y $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$ y a los enclaves microgranitoides asociados a éstos (EMG y EMM, respectivamente). Además se ha analizado una muestra de Adbt y otra de Tnpx . Los datos obtenidos se muestran en la tabla IV.2.

IV.6.1.1. Geocronología

Los datos químicos expuestos previamente ponen de manifiesto la existencia, al menos, de dos tendencias de evolución diferentes en los litotipos plutónicos que constituyen el batolito de Los Pedroches: una formada por las Tnpx - $\text{Gdbt} \pm \text{anf}$ - Adbt (*trend 1*) y otra compuesta fundamentalmente por los $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$ (*trend 2*). Ambas tendencias pueden representar dos asociaciones plutónicas y, por consiguiente, no relacionadas genéticamente, o, por el contrario, pueden ser cogenéticas. Estas dos posibilidades son consideradas a continuación.

La recta calculada únicamente para la secuencia evolutiva 1 (Tnpx , EMG, $\text{Gdbt} \pm \text{anf}$ y Adbt) en el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Fig.4.16) no representa una isocrona puesto que la edad obtenida de 349 ± 34 m.a. (2σ) (York, 1969) es muy inferior a la edad sugerida por Quesada *et al.* (1987) para el encajante de estos granitos (Namuriense basal ≈ 320 m.a.). El valor del "*Mean Square of the Weighted Deviates*" ($\text{M.S.W.D.} = 4.82$) indica, además, que el ajuste de los datos a dicha recta no es bueno, lo que puede atribuirse a la homogeneidad en las razones Rb/Sr (y, por consiguiente, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de estos litotipos ígneos. La razón isotópica inicial de $0.7049 \pm 0.0001(2\sigma)$ es baja y similar a la obtenida por Cueto *et al.* (1991) para facies semejantes, pero tampoco sería representativa de la fuente (fundido o protolito).

La rectas calculadas para las asociaciones EMG/Gdbt±anf, de una parte, y Gdbt±anf/Adbt, de otra, en el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ también representan isocronas ficticias puesto que las edades obtenidas de 353 ± 38 M.a. (2σ) (MSWD = 5.09) y 374 ± 30 M.a. (2σ) (MSWD = 1.43), respectivamente, son muy inferiores a la sugerida por Quesada *et al.* (1987) para el encajante de estos granitoides.

Los datos correspondientes a Mzb±cd y EMM se ajustan a una recta que puede ser considerada como isocrona, dado que la edad calculada de 312 ± 8 M.a. (2σ) (York, 1969) (Fig. 4.17) es más reciente, considerando incluso el intervalo de confianza, que la primera fase de deformación que afectó al encajante de estos granitoides. Además, estos datos muestran un ajuste mucho mejor que en el primer caso (M.S.W.D = 2.73). La razón isotópica inicial (0.7057 ± 0.0009 , 2σ) es igual a la obtenida por Lalieux (*op. cit.*) para el conjunto total de granitoides.

Por último, considerando la hipótesis de una génesis común de ambos grupos de granitoides, se han representado en el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 4.18) todos los litotipos ígneos analizados en este trabajo. La recta obtenida en este caso no puede considerarse como una **clara** isocrona puesto que la edad calculada de 317 ± 10 m.a. (2σ), a pesar de ser inferior a la del encajante, incluye edades inferiores a ésta en el intervalo de confianza. La calidad de la isocrona no es buena (MSWD = 4,15). No obstante, la razón isotópica inicial (0.7055 ± 0.00005) es muy similar a la obtenida para Mzb±cd y EMM y, por tanto, a la calculada por Lalieux (1983) para el sistema granodiorita-granito porfídico.

Por consiguiente, de lo anteriormente expuesto tan sólo puede considerarse como clara isocrona la recta calculada para los Mzb±cd y EMM. La edad obtenida de 312 ± 8 m.a. es muy similar a la expuesta en trabajos previos (308 ± 7 m.a., Lalieux, 1983; 307 ± 2 m.a.; Cueto *et al.*, 1991). Todas estas edades son, considerando sus intervalos de confianza, posteriores a la atribuida al encajante (Namuriense basal; Quesada *et al.*, 1987) y cualquiera de éstas podría ser utilizada para calcular las razones isotópicas iniciales de todos los litotipos analizados en este trabajo.

No se ha obtenido una clara isocrona para las Gdbt±anf y las facies ígneas asociadas a éstas, pero dado que el intervalo de tiempo transcurrido desde la formación del encajante hasta el emplazamiento de los Mzb±cd/EMM es poco significativo, se halla dentro del intervalo de confianza de la edad calculada para estos últimos (-8 M.a.), he considerado adecuado utilizar la edad de 312 m.a. para calcular las razones isotópicas iniciales de todos los granitoides analizados. Además, la similitud en edad y razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ de los Mzb±cd/EMM con los datos obtenidos por Lalieux (1983) para el conjunto granodioritas-granitos porfídicos, sugiere como muy probable que ambos grupos de rocas sean coetáneos y procedan de fundidos con una fuente común.

IV.6.1.2. Razones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$

Las razones $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ de todos los litotipos ígneos analizados en este estudio, recalculadas para una edad de 312 m.a., se disponen en un intervalo de variación comprendido entre 0.7047-0.7060, sin que existan diferencias entre las razones de $\text{Mzbt} \pm \text{cd}/\text{EMM}$ y las de $\text{Gdbt} \pm \text{anf}/\text{EMG}$. Tan sólo una muestra de $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$ (LN-3) se halla por encima de dicho intervalo (0.7068). La inexistencia de contraste isotópico entre $\text{Gdbt} \pm \text{anf}$ y $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$ sugiere que estos litotipos proceden de fundidos con una fuente (protolito o fundido) común.

Respecto a las asociaciones enclaves microgranitoides/roca huésped ($\text{EMG}/\text{Gdbt} \pm \text{anf}$ y $\text{EMM}/\text{Mzbt} \pm \text{cd}$), los resultados obtenidos tampoco muestran contrastes isotópicos significativos (Tabla IV.2). Así, la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(312)}$, de cinco parejas $\text{EMG}/\text{Gdbt} \pm \text{anf}$ tan sólo difiere en los casos de **PZ-2(e)/PZ-1** y **BL-23(e)/BL-25**. En el primer caso, el enclave microgranitoide es menos radiogénico que su roca huésped (0,7050/0,7059); mientras que en el segundo ocurre lo contrario (0,7060/0,7053). Estas diferencias no pueden considerarse significativas.

En relación con las parejas $\text{EMM}/\text{Mzbt} \pm \text{cd}$, las razones isotópicas iniciales de ambos grupos de rocas también muestran ligeras diferencias, pero como en el caso anterior, en una ocasión los enclaves son menos radiogénicos que su roca huésped, mientras que en los otros dos casos es la roca huésped la que es menos radiogénica que los enclaves.

IV.6.2. Sistema Sm-Nd

De las 23 muestras utilizadas previamente para el estudio isotópico del sistema Rb-Sr se han seleccionado 12 muestras para la realización de análisis isotópicos del sistema Sm-Nd. Éstas son: **Tnpx** (1), **EMG** (3), **Gdbt** $\pm$ **anf** (3), **Adbt** (1), **EMM** (2) y **Mzbt** $\pm$ **cd** (2). Los datos obtenidos se presentan en la tabla IV.2.

Las razones iniciales de las rocas analizadas han sido calculadas como ϵ_{Nd} utilizando la edad obtenida en la isocrona definida por **EMM** y **Mzbt** $\pm$ **cd** de 312 m.a.. Esta edad ha sido también empleada para calcular los valores de ϵ_{Nd} del resto de las rocas ígneas analizadas. De cualquier forma, el cálculo de ϵ_{Nd} para las granodioritas utilizando una edad similar a la del encajante tan sólo diferiría en -0.1 unidades de ϵ , lo que aproximaría aún más los valores de **Gdbt** $\pm$ **anf** a los de **Mzbt** $\pm$ **cd**.

Los valores obtenidos muestran una variación para todos los litotipos analizados desde $-4.2 < \epsilon_{\text{Nd}} < -2.4$. No obstante, no existe una relación entre dichos valores y el tipo petrográfico analizado. Así, los dos tipos de granitoides dominantes en el batolito de Los Pedroches (**Gdbt** $\pm$ **anf** y **Mzbt** $\pm$ **cd**) muestran un rango comparable en los valores de ϵ_{Nd} (-2.5 a -3.4

y -2.7 a -3.5, respectivamente); mientras que los de EMG y EMM no difieren de forma significativa de sus rocas huéspedes (-2.4 a -3.3 y -2.9 a -3.6, respectivamente). La Tn_{opx} que es el granitoide más básico analizado, posee el valor más bajo de ϵ_{Nd} (-4.2) seguida de la Adbt (-3.8).

Respecto a las asociaciones enclaves microgranitoides/roca huésped analizadas, los valores de $\epsilon_{Nd(312)}$ son desiguales en cada caso. Así, mientras que en el par PZ-2(e)/PZ-1 no se aprecian diferencias en los valores de $\epsilon_{Nd(312)}$ (-3.2/-3.3, respectivamente), en los otros dos pares existen ligeros contrastes en dichos valores y, tal y como ocurría con las razones $^{87}Sr/^{86}Sr_o$, en un caso el enclave es más radiogénico que su roca huésped (R-9e/R-10: -2.3/-3.4); mientras que en el otro ocurre lo contrario (BL-23e/BL-25: -2.7/-2.4).

En relación con el par EMM/Mzbt $\pm$ cd (EC-1e/EC-2), el enclave es más radiogénico que su roca huésped (-2.8/-3.4), pero la otra muestra de EMM (LN-8e) posee un valor de $\epsilon_{Nd(312)}$ de -3.6 el menor de las cuatro muestras de esta asociación analizadas; mientras que el otro Mzbt $\pm$ cd (CD-1), posee el valor más elevado en dicha razón.

Por consiguiente, de lo expuesto anteriormente se puede deducir que las variaciones en las razones isotópicas iniciales no están relacionadas con una variación en los litotipos ígneos estudiados. En todo caso, las *pequeñas* variaciones observadas más bien podrían interpretarse *a partir de una fuente isotópicamente homogénea, con algunas variaciones menores*.

IV.7. CONCLUSIONES DEL ESTUDIO DE QUÍMICA DE ROCA TOTAL

Los diagramas de Harker muestran una evolución continua en el contenido de diversos elementos mayores y traza según la secuencia: Tn_{opx} - Gdbt $\pm$ anf - Adbt - Mzbt $\pm$ cd - Mzbt(f) - Lcbt $\pm$ cd (por ejemplo con FeO y TiO₂). No obstante, el tránsito desde Adbt a Mzbt $\pm$ cd se caracteriza a menudo por importantes discontinuidades elementales para contenidos muy similares en SiO₂.

Estas discontinuidades discriminan dos claras trayectorias de variación química: de una parte la formada por Tn_{opx}, Gdbt $\pm$ anf y Adbt (secuencia evolutiva 1) y de otra la que constituyen los Mzbt $\pm$ cd, Mzbt(f) y los Lcbt $\pm$ cd (secuencia evolutiva 2). Dicha desconexión entre ambas tendencias de variación química se observa claramente, entre otros, en los diagramas de Harker correspondientes a Zr, HREE, Hf y Th donde las rocas pertenecientes a cada una de ellas poseen pendientes negativas, pero separadas por un notable aumento del contenido en tales elementos en las variedades de Mzbt $\pm$ cd menos evolucionadas.

A diferencia de los elementos anteriores, los diagramas de Harker correspondientes a CaO , Na_2O , Sr y Eu/Eu^* muestran claramente la discontinuidad composicional que existe entre Tnpx , $\text{Gdbt} \pm \text{anf}$ y Adbt , de una parte, y $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$, Mzbt(f) y $\text{Lcbt} \pm \text{cd}$, de otra, pero en este caso, los litotipos ígneos de la secuencia evolutiva 2 sufren un brusco descenso del contenido en tales elementos respecto a las Adbt (Fig. 4.10). El MgO , al igual que los elementos anteriores, muestra una pendiente negativa en el diagrama de Harker para el conjunto de granitoides, pero con una clara disminución en el contenido en los $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$ menos evolucionados respecto a las Adbt (Fig. 4.6).

La discriminación de las dos trayectorias de variación se hace más evidente cuando se consideran diversas relaciones interelementales como $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, TiO_2/Zr , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, ó Sr/Ba (Fig. 4.12). La notable diferencia entre las relaciones correspondientes a cada tendencia se debe a la existencia de fases minerales composicionalmente distintas en cada una de ellas. Así, la razón $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, constante para cada una, indica una biotita de composición similar en cada tendencia, y a su vez muy distinta de una a otra; de la misma manera se interpretan las variaciones de MgO/TiO_2 . La relación Sr/Ba implica además una semejanza de los feldespatos dentro de cada tendencia, acompañada de sustanciales diferencias de uno al otro.

La discriminación anterior se puede ver también en diagramas ternarios como el AFM ó $\text{Rb}-\text{Ba}-\text{Sr}$ (Fig. 4.12). El segundo de esos diagramas no indica con claridad un patrón de evolución magmática de ambas, aunque las distingue netamente. En cuanto al primero, las discrimina e indica una evolución marcadamente diferente para cada una de ellas.

La distinción de dos tendencias de variación química de granitoides se pone también de manifiesto cuando se relacionan a cada uno de los dos grupos mayoritarios de rocas con su población de enclaves microgranitoides. Muchos datos de elementos mayores y de traza (CaO , TiO_2 , MgO , FeO^* , K_2O , Rb , Sr , Zr) muestran claramente que los enclaves sólo se pueden integrar en un modelo evolutivo si se les relaciona con su propia roca huésped en tendencias de variación diferentes. Las relaciones interelementales $\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, MgO/TiO_2 , TiO_2/Zr , Sr/Ba , Rb/Sr y $\text{K}_2\text{O}/\text{Ba}$ (Fig. 4.13) muestran también que cada grupo de enclaves microgranitoides está estrechamente relacionado con su roca huésped.

Es interesante resaltar que en cada asociación enclave microgranitoide-roca huésped el comportamiento de todos los elementos es similar. Destacan el notable aumento del contenido en Li , Rb , Cs , Zr o Nb en los enclaves de la $\text{Gdbt} \pm \text{anf}$, como en los de los $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$.

No obstante, a pesar de la discriminación química de dos grupos de granitoides (Tnpx , $\text{Gdbt} \pm \text{anf}$ y Adbt , de una parte y $\text{Mzbt} \pm \text{cd}$, Mzbt(f) , $\text{Lcbt} \pm \text{cd}$, de otra) junto con sus respectivas familias de enclaves microgranitoides, no existe contraste en sus razones isotópicas iniciales. Por consiguiente, los saltos composicionales observados entre las Adbt más evolucionadas

químicamente y los Mzbt±cd menos diferenciados, términos finales e iniciales respectivamente de cada grupo, deben explicarse por un proceso desarrollado en un sistema cerrado. Este proceso puede ocurrir en el protolito o a través de la diferenciación de un magma originalmente homogéneo durante el ascenso o en una cámara mágmatica.

La única recta calculada en el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ que puede ser considerada claramente como una isocrona es la correspondiente a la asociación Mzbt±cd/EMM. La edad estimada de 312 ± 8 m.a. (2σ) es coherente, incluso considerando el intervalo de confianza, con los datos cartográficos que indican un emplazamiento de los granitoides con posterioridad al depósito de los materiales encajantes (Namuriense basal; Quesada *et al.*, 1987). Dicha edad es muy similar a las calculadas en trabajos previos para la asociación Gdbt±anf, Mzbt±cd y Mzbt(f) (308 ± 7 m.a., Lalieux, 1983) o para las Gdbt±anf únicamente (307 ± 2 m.a.; Cueto *et al.*, 1991).

Si se considera esencialmente correcta la edad antes calculada, el diagrama $\epsilon_{\text{Nd}(312)}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(12)}$ (Fig. 4.19) muestra claramente la inexistencia de contraste isotópico inicial entre Tnopx, Gdbt±anf, Adbt y Mzbt±cd. Estos litotipos se disponen en dicho diagrama en un área reducida, sin relación alguna entre litotipo ígneo y razón isotópica inicial. Se puede observar que el rango de variación de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(312)}$ correspondiente a los Mzbt±cd (0,7049-0,7068) solapa el rango de valores de la Gdbt±anf (0,7053-0,7060) y los calculados para Tnopx y Adbt (0,7057 y 0,7054, respectivamente). De igual forma, las Gdbt±anf y los Mzbt±cd muestran un rango comparable en los valores de $\epsilon_{\text{Nd}(312)}$ (-2.5 a -3.4 y -2.7 a -3.5, respectivamente), mientras que los valores de ϵ_{Nd} de la Tnopx (-4,2) y de la Adbt (-3,8) son ligeramente más bajos en este caso. Por consiguiente, la similitud en los rangos de variación de las razones isotópicas iniciales indica una semejanza isotópica y en la edad de residencia en la corteza de los protolitos de tales granitoides o que ambos proceden de un mismo fundido, lo que sugiere una relación cogenética de éstos.

Los valores de las razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(312)}$ y $\epsilon_{\text{Nd}(312)}$ de los enclaves microgranitoides analizados (EMG y EMM) se solapan también *grosso modo* con los correspondientes a sus rocas huéspedes (Gdbt±anf y Mzbt±cd respectivamente) (Fig. 4.20). Si se analiza por separado cada pareja enclave/huésped, las razones isotópicas iniciales son similares en la mayoría de los casos, lo que indica un equilibrio isotópico entre ambos fundidos en el momento de su formación. No obstante, algunas de estas parejas muestran *muy ligeros* contrastes isotópicos iniciales; pero en estos casos, los enclaves pueden parecer tanto más "mantélicos" como más "corticales" que sus huéspedes, o incluso las dos cosas a la vez, según el sistema isotópico considerado, por todo lo cual la interpretación más coherente sigue siendo la de una homogeneidad general. Los datos, por lo tanto, difieren de los obtenidos en otras áreas en las que los enclaves muestran *sistemáticamente* características isotópicas más próximas a valores del manto (Holden *et al.*, 1987; Moreno-Ventas, 1991).

Los datos geoquímicos, en conclusión, permiten: 1) discriminar dos grupos de rocas con evolución geoquímica diferente; 2) concluir, empero, que esos grupos tienen igual edad y razón isotópica inicial, tanto en Rb-Sr como en Sm-Nd, y 3) concluir también que la signatura isotópica de los enclaves microgranulares es en todos los casos similar a la de sus huéspedes.

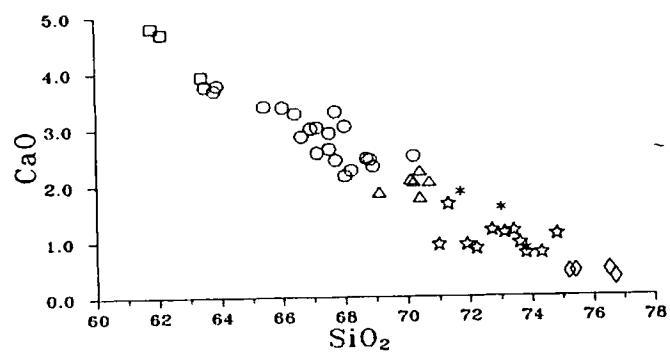
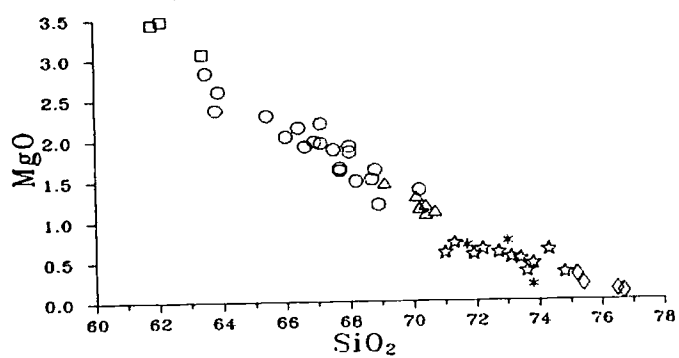


Fig. 4.7

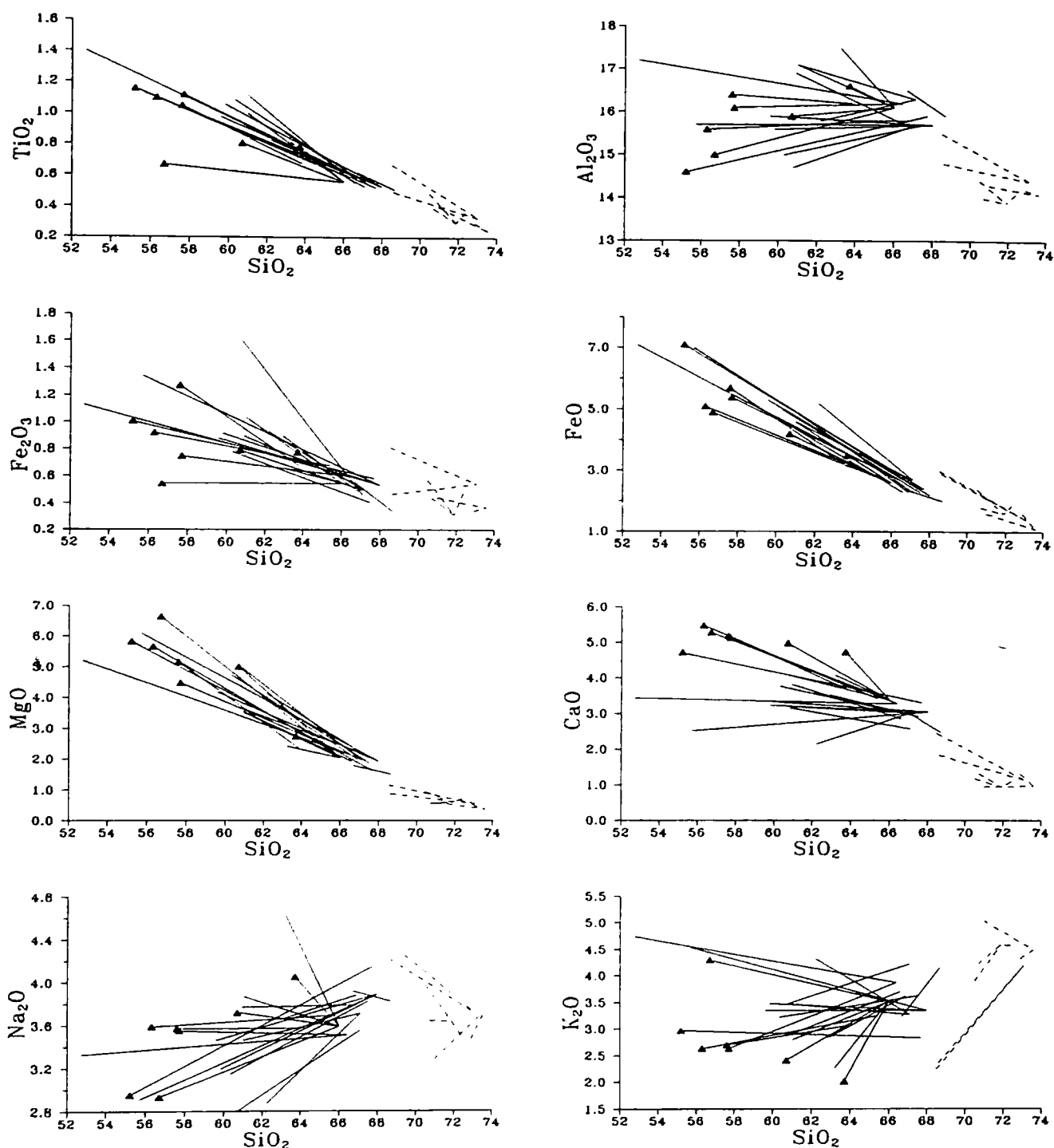


Fig. 4.8.- Diagramas de Harker correspondientes a elementos mayores y diversos trazas en los que se relaciona cada encalve microgranitoide con su roca huésped. Las líneas continuas representan parejas de EMG y Gdbt+anf; mientras que las líneas discontinuas representan parejas EMM y Mzbt+cd. Los enclaves microgranitoides son los términos más básicos de cada pareja. Los triángulos corresponden a EMGbt+anf.

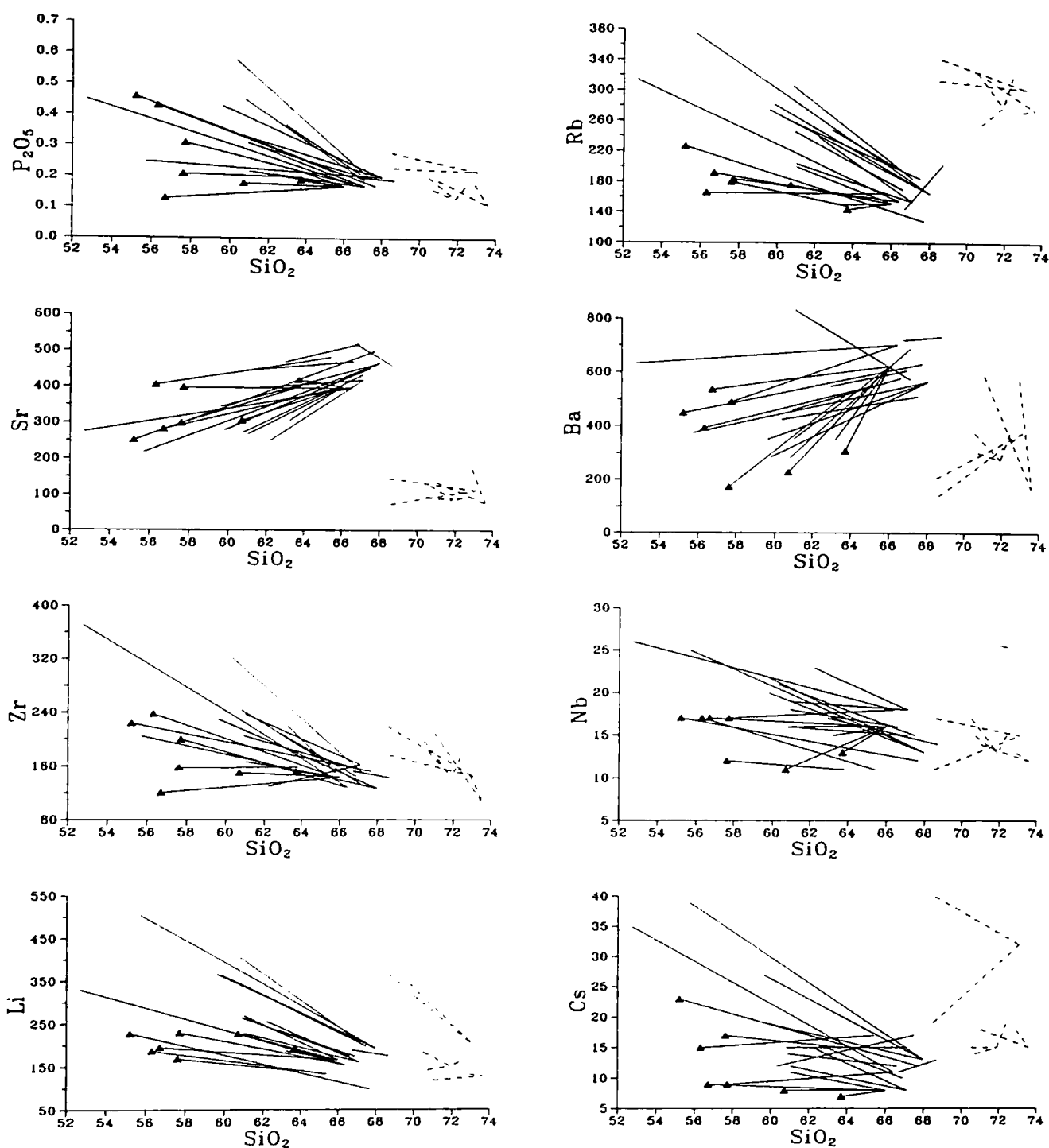


Fig. 4.8 (continuación).- Diagramas de Harker correspondientes a elementos mayores y diversos trazas en los que se relaciona cada enclave microgranitoide con su roca huésped. Las líneas continuas representan parejas de EMG y Gdbt+anf; mientras que las líneas discontinuas representan parejas EMM y Mzbt+cd. Los enclaves microgranitoides son los términos más básicos de cada pareja. Los triángulos corresponden a EMGbt+anf.

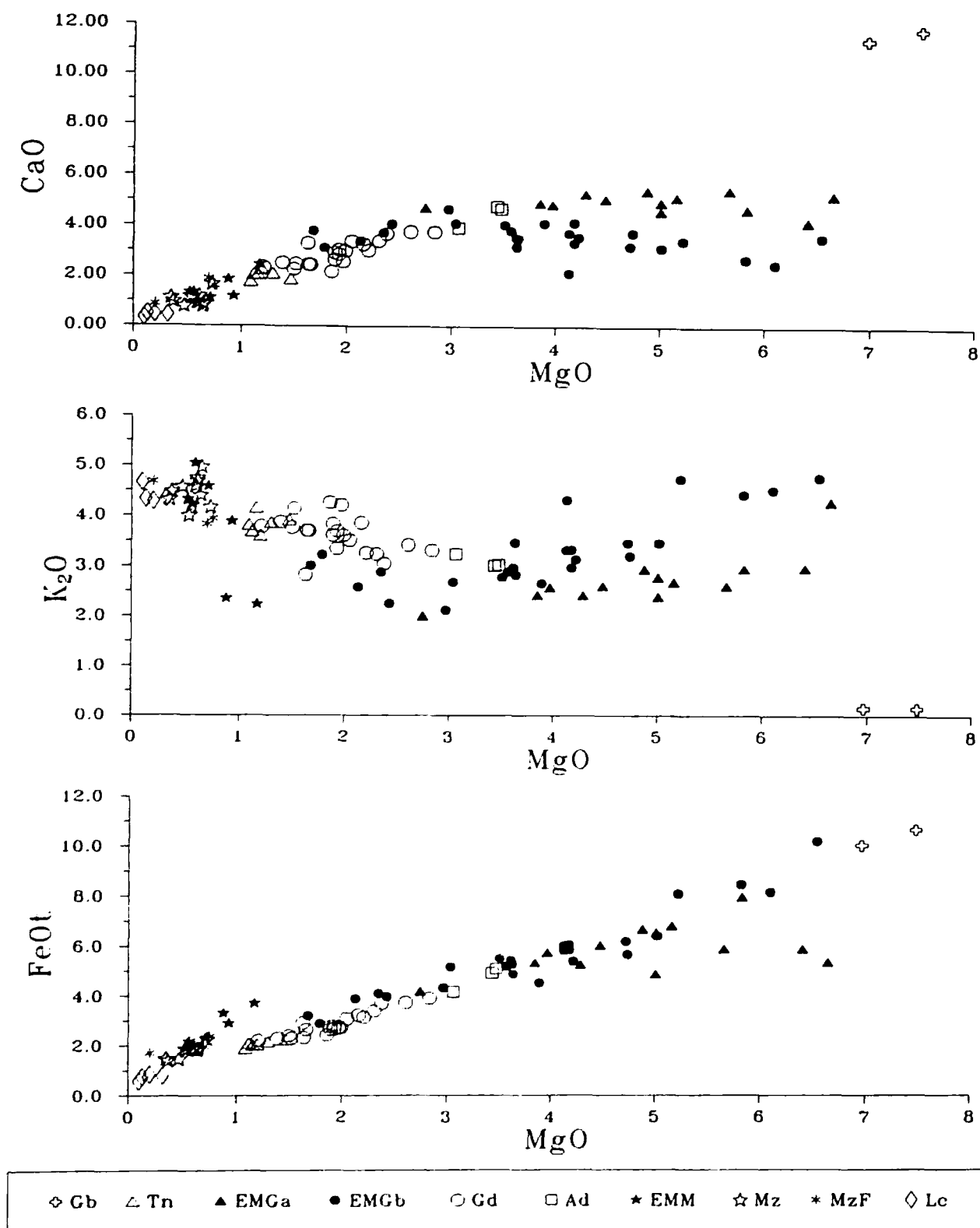


Fig. 4.9.- Diagramas CaO, K₂O y FeO' vs. MgO. Gb: gabro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ± anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico ± cordierita; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ± cordierita.

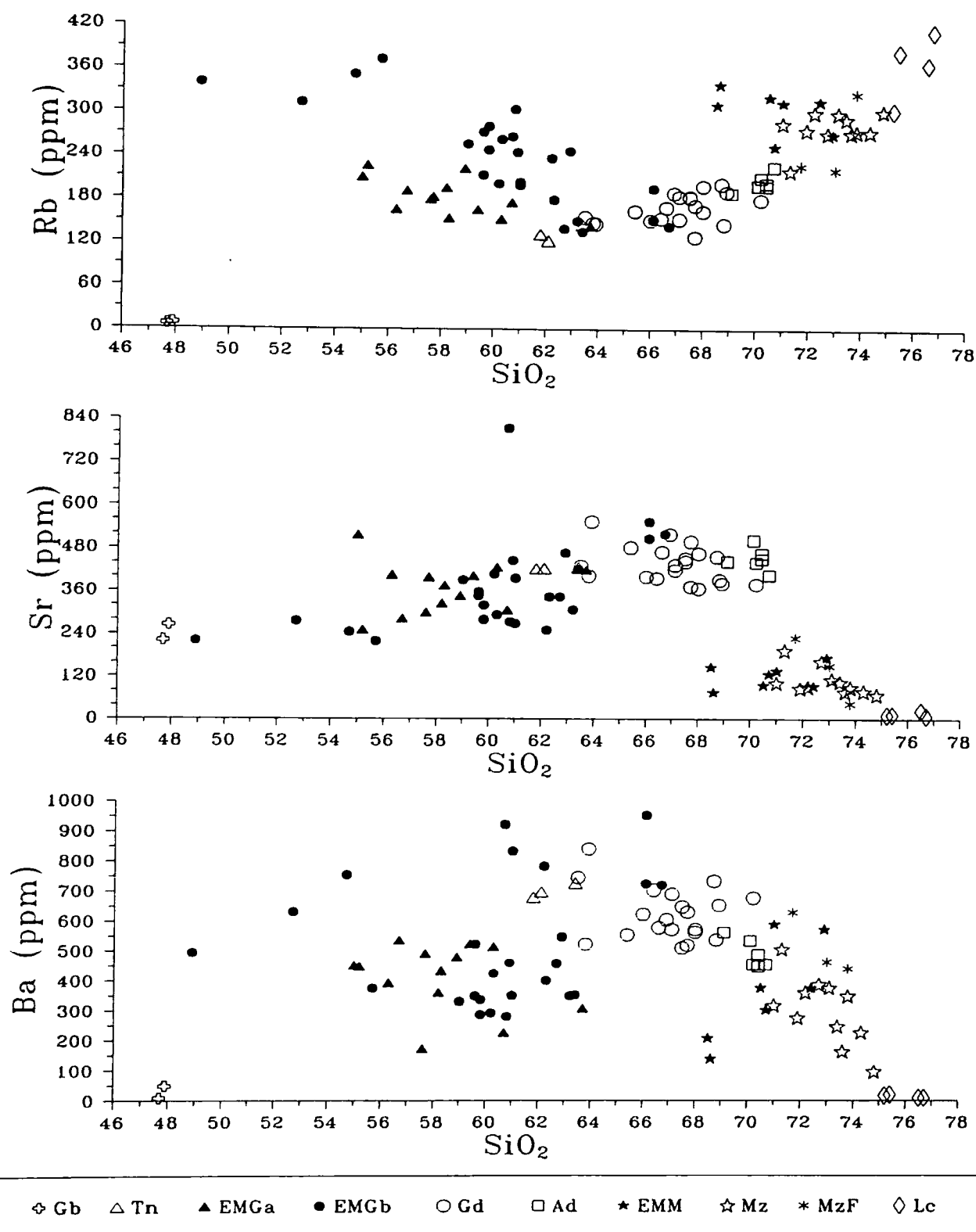


Fig. 4.10.- Diagramas de Harker correspondientes a los elementos traza. Gb: gabro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ±anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico±cordierita; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ±cordierita.

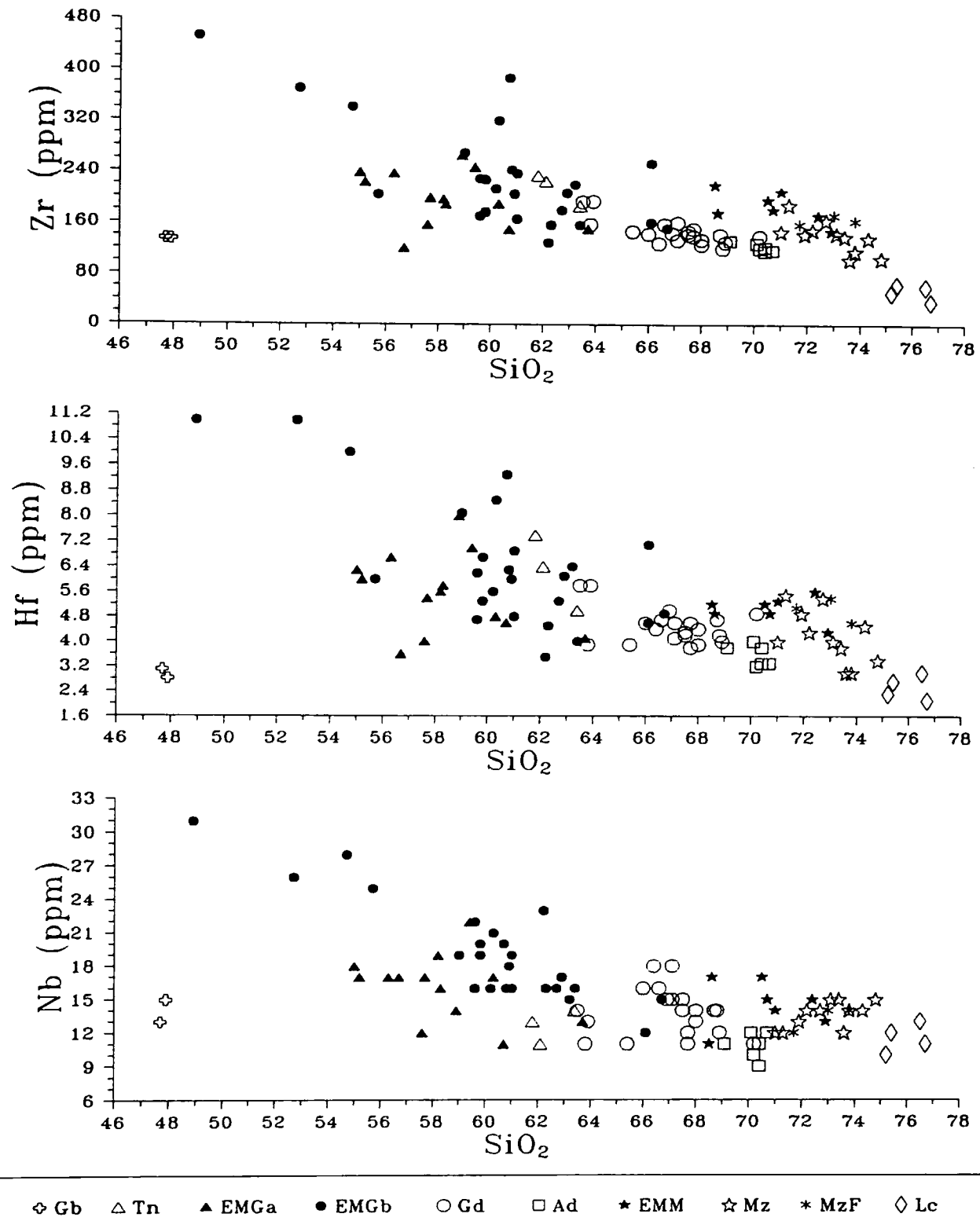


Fig. 4.10.- Diagramas de Harker correspondientes a los elementos traza. Gb: gabro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ±anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico±cordierita; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ±cordierita.

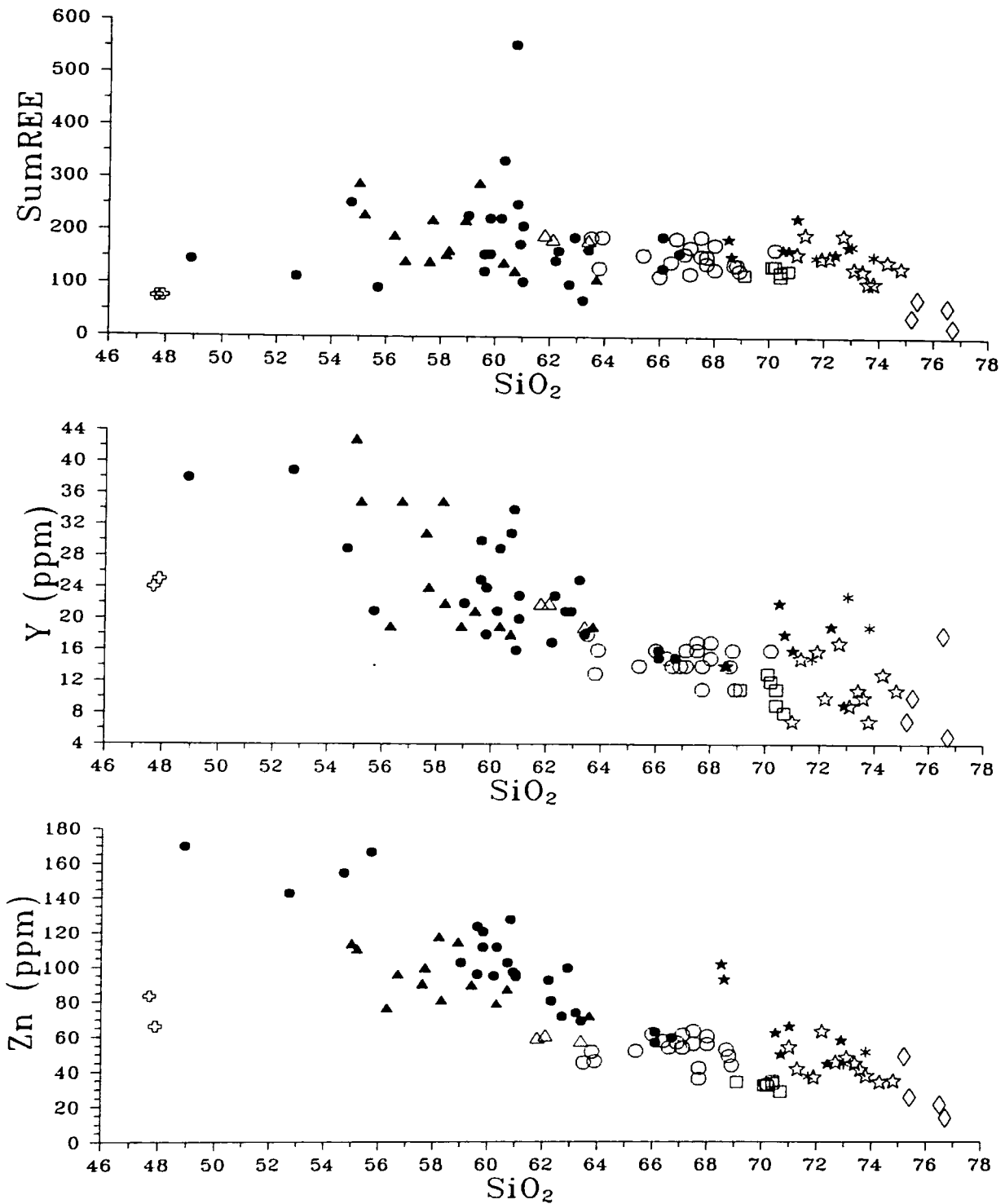
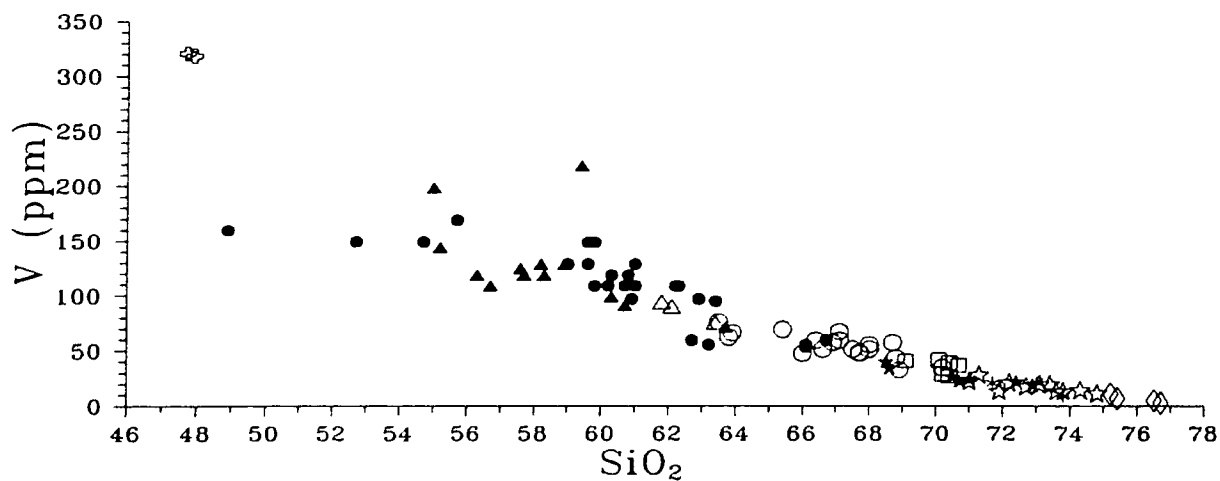
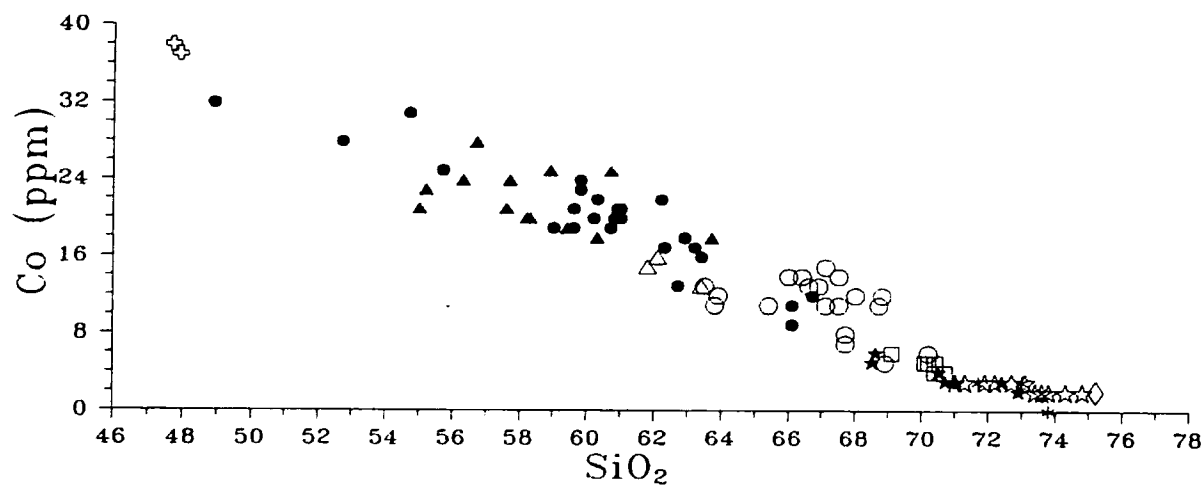
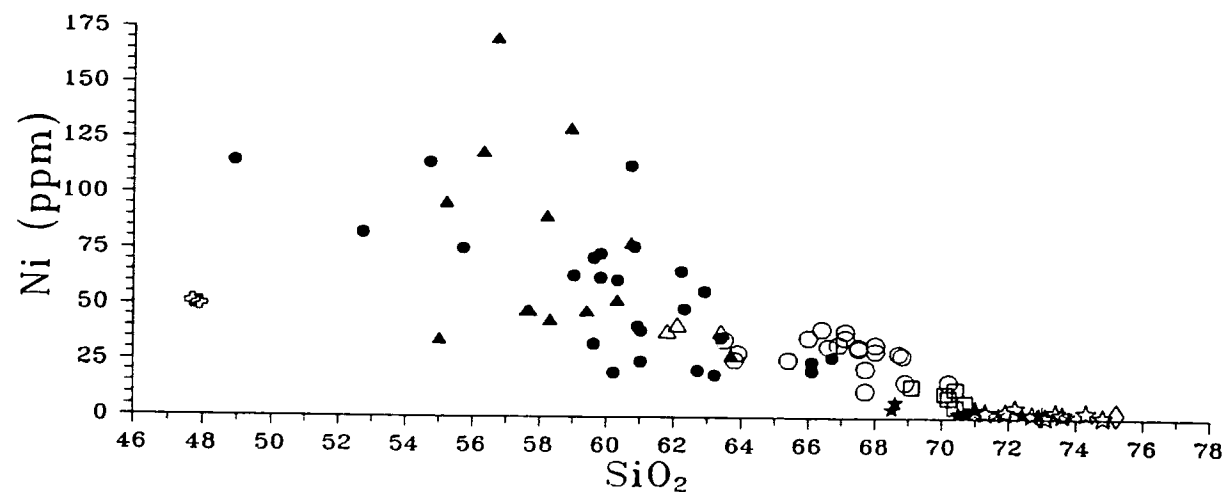


Fig. 4.10.- Diagramas de Harker correspondientes a los elementos traza. Gb: gabro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ±anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico±cordierita; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ±cordierita.



◊ Gb △ Tn ▲ EMGa ● EMGb ○ Gd □ Ad ★ EMM ☆ Mz * MzF ◇ Lc

Fig. 4.10.- Diagramas de Harker correspondientes a los elementos traza. Gb: gabro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ±anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico±cordierita; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ±cordierita.

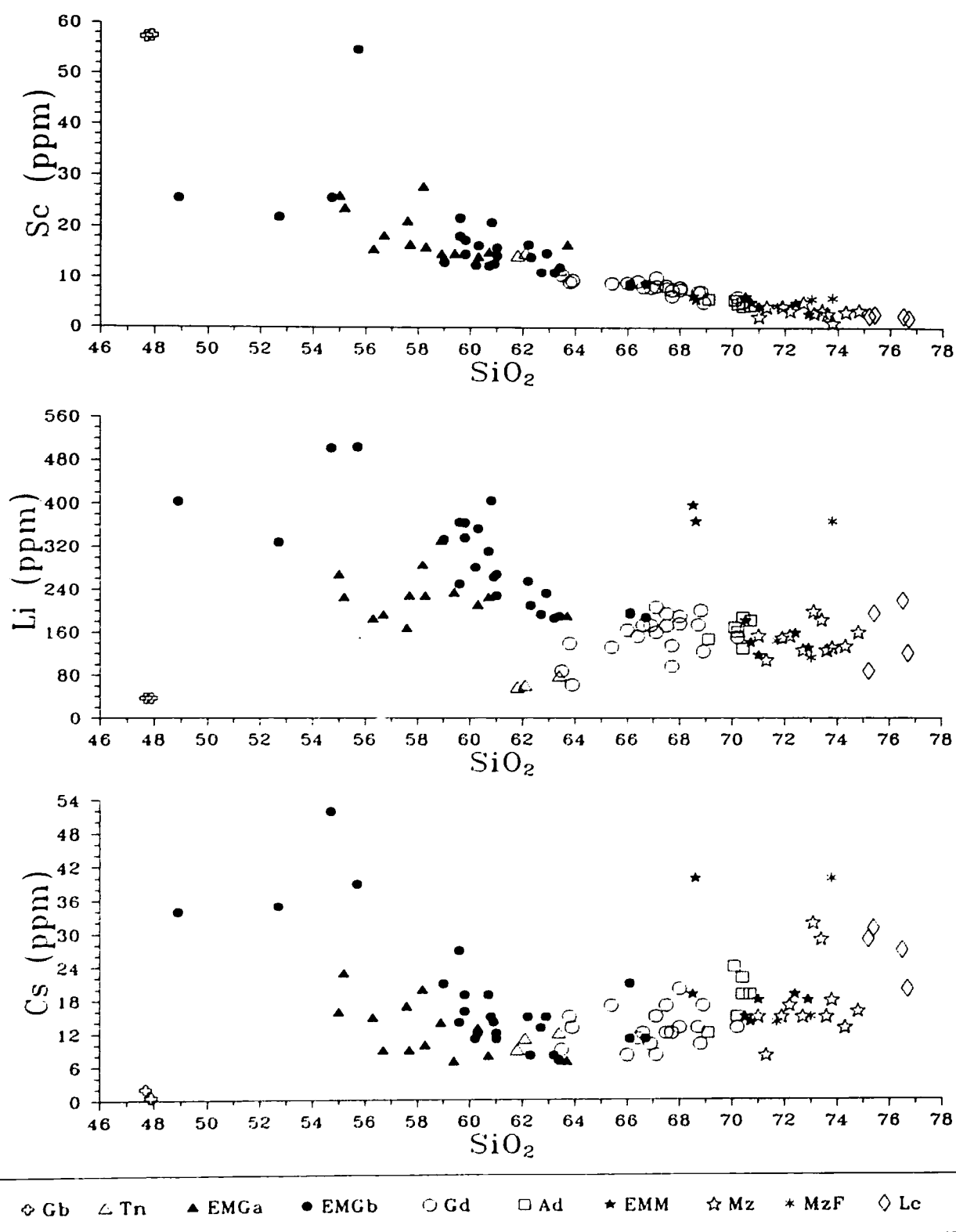


Fig. 4.10.- Diagramas de Harker correspondientes a los elementos traza. Gb: gabbro hombléndico; Tn: tonalita con ontopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ±anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico±cordierita; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ±cordierita.

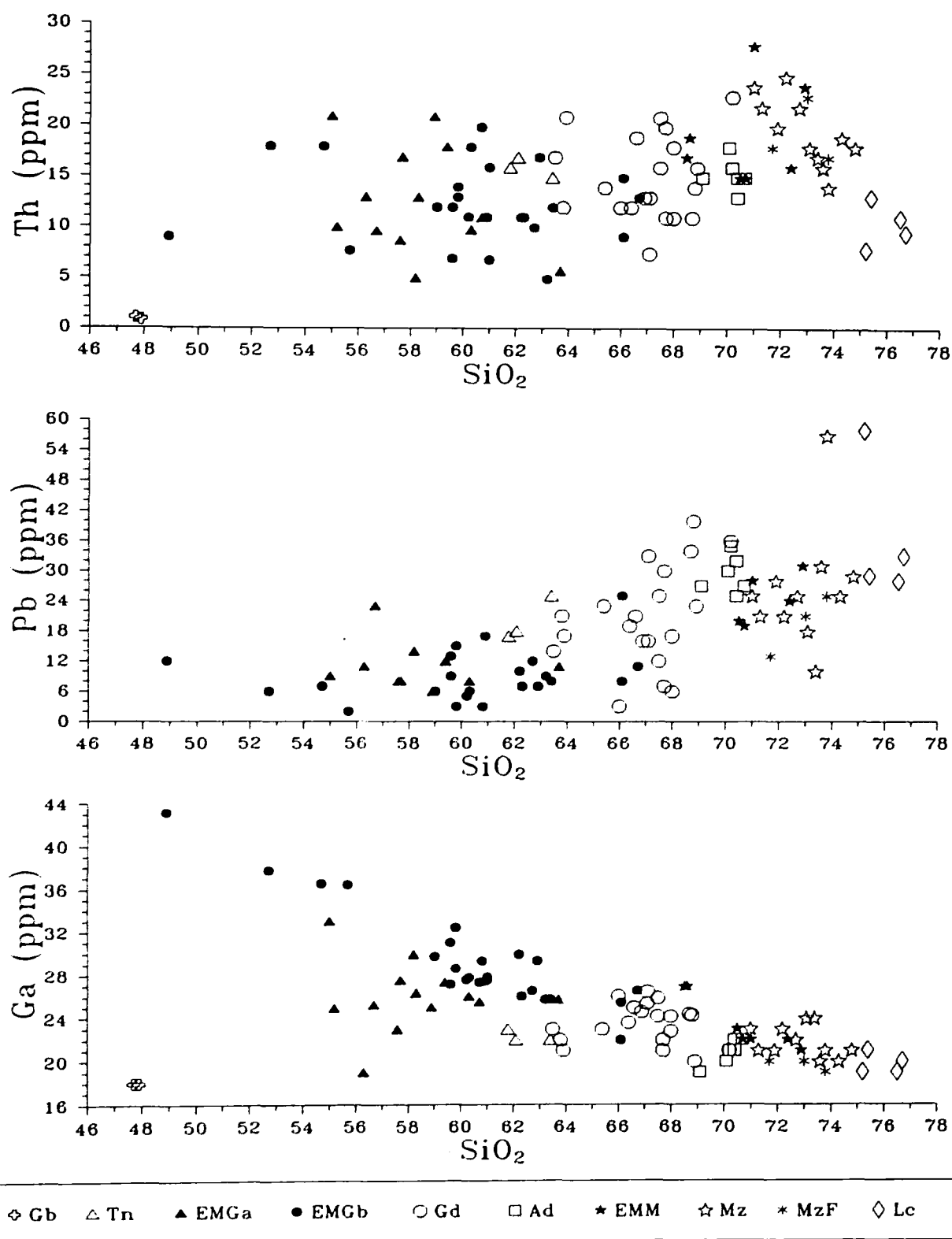
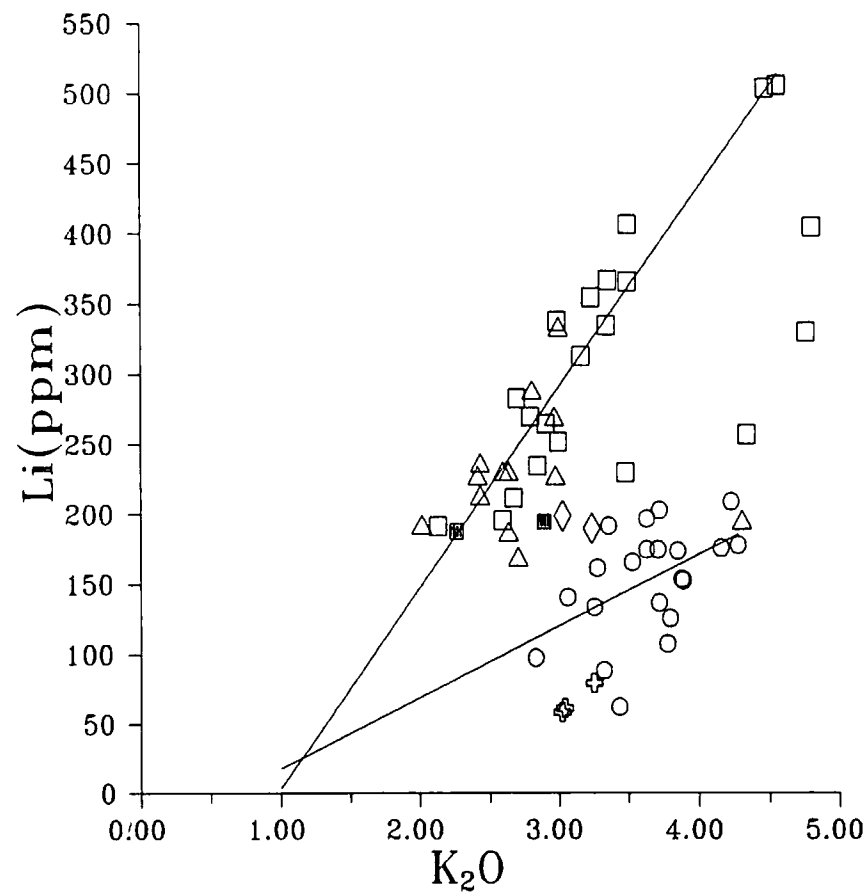
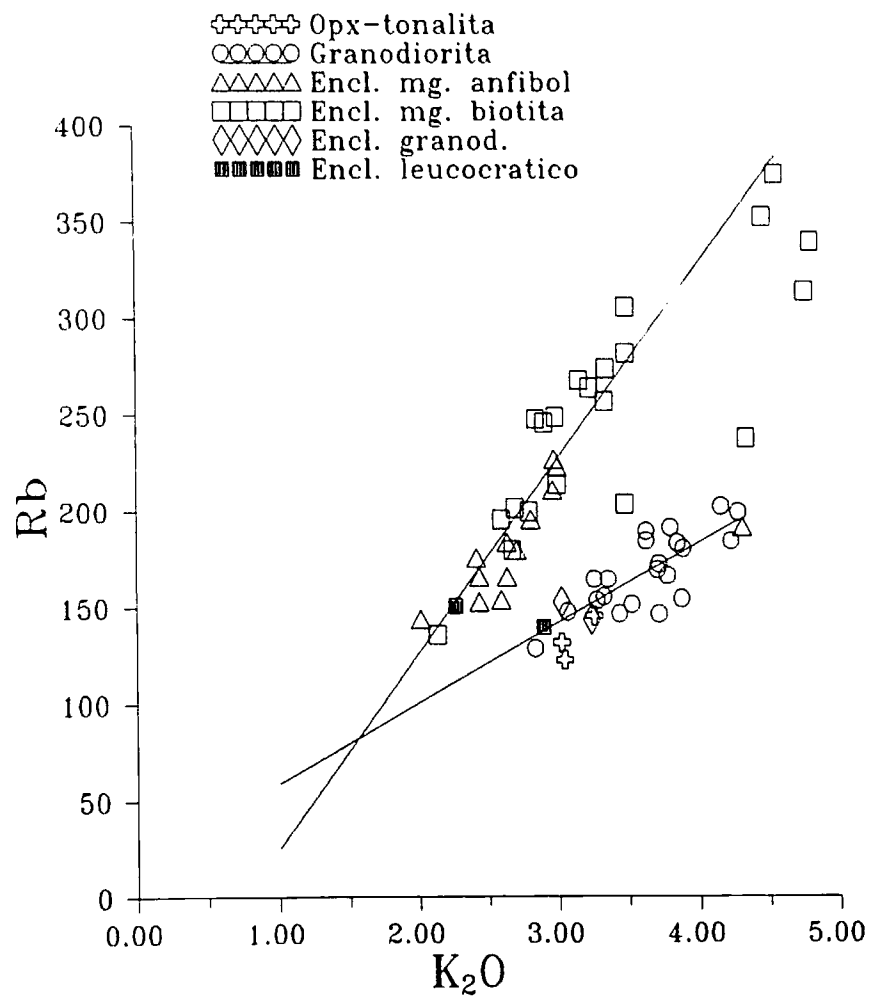


Fig. 4.10.- Diagramas de Harker correspondientes a los elementos traza. Gb: gabbro hombléndico; Tn: tonalita con ortopiroxeno; EMGa: enclave microgranitoide (anfíbol > 5%) en granodiorita; EMGb: enclave microgranitoide (anfíbol < 5%) en granodiorita; Gd: granodiorita biotítica ±anfíbol; Ad: adamellita biotítica; EMM: enclave microgranitoide en monzogranito; Mz: monzogranito biotítico±cordierita; MzF: monzogranito biotítico de grano fino; Lc: leucogranito biotítico ±cordierita.

Fig. 4.11



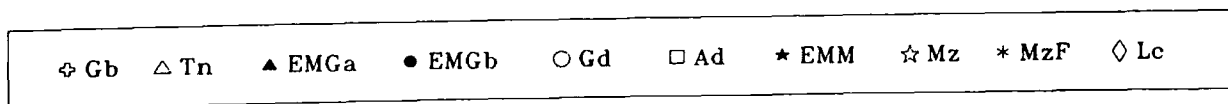
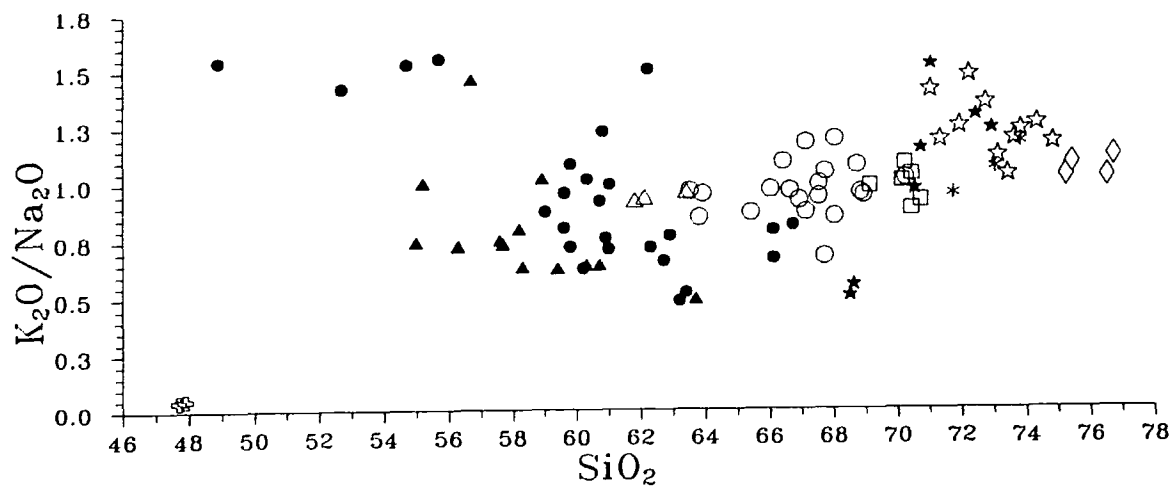
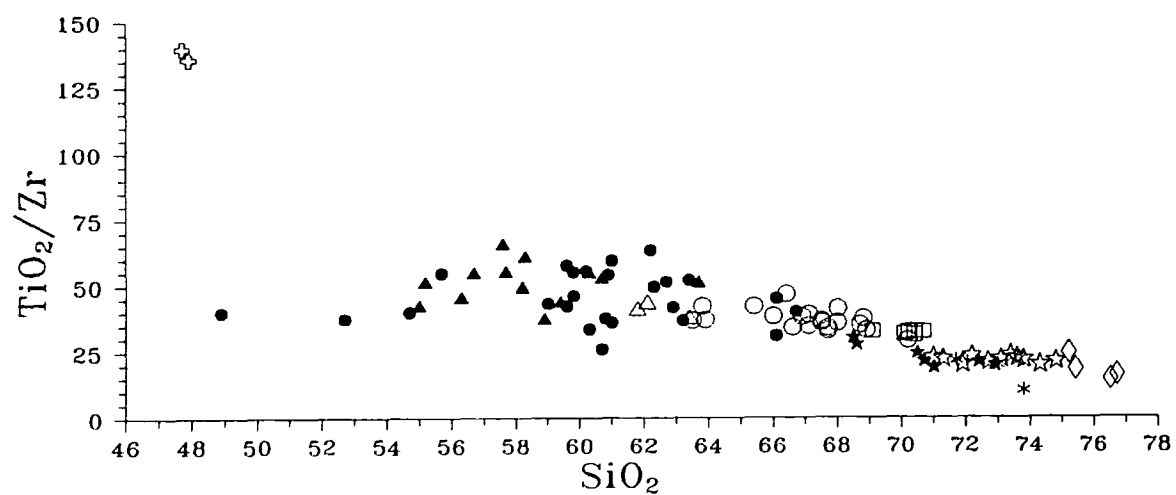
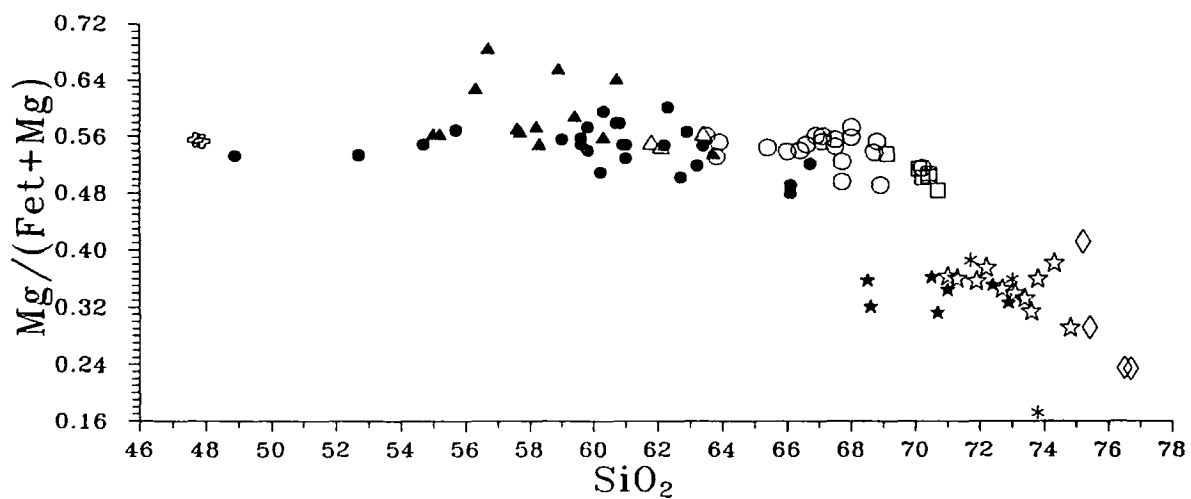


Fig. 4.12

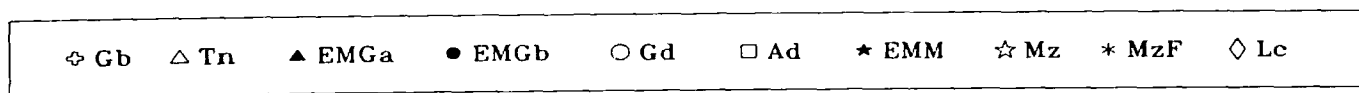
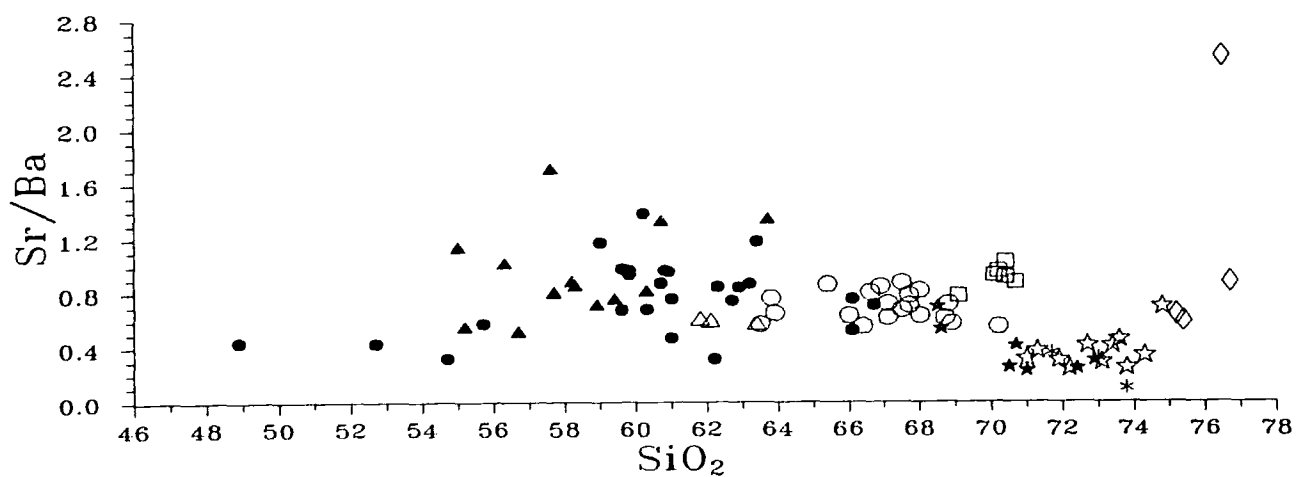
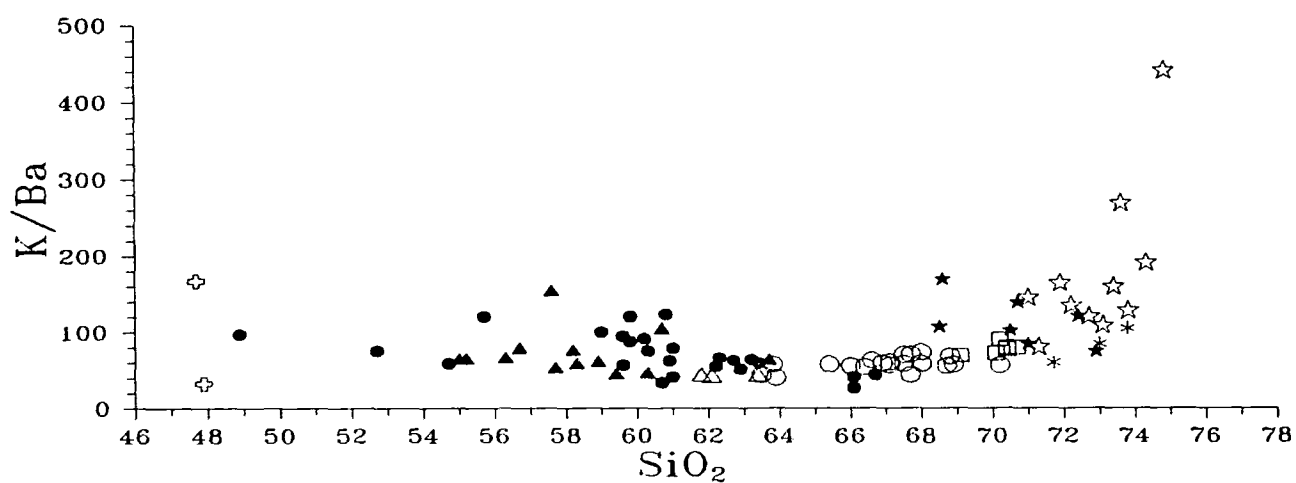
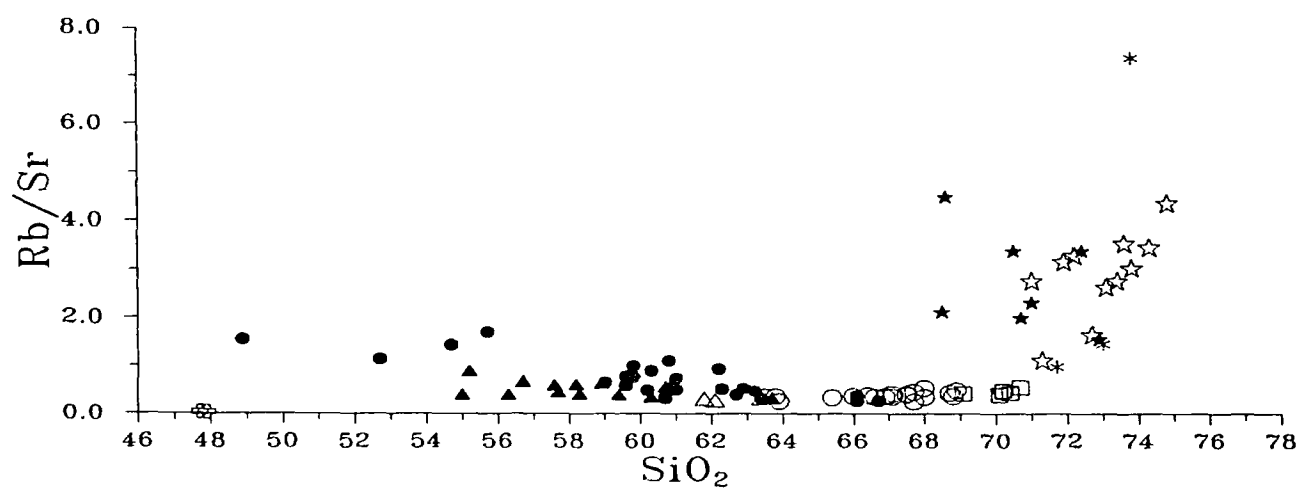


Fig. 4.12

Fig. 4.13

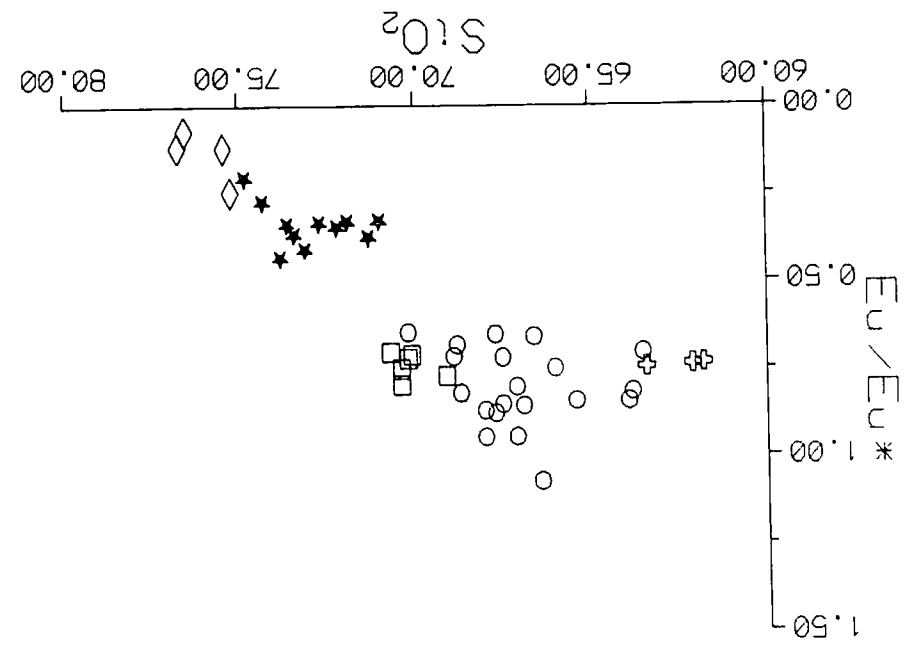


Fig 4.14

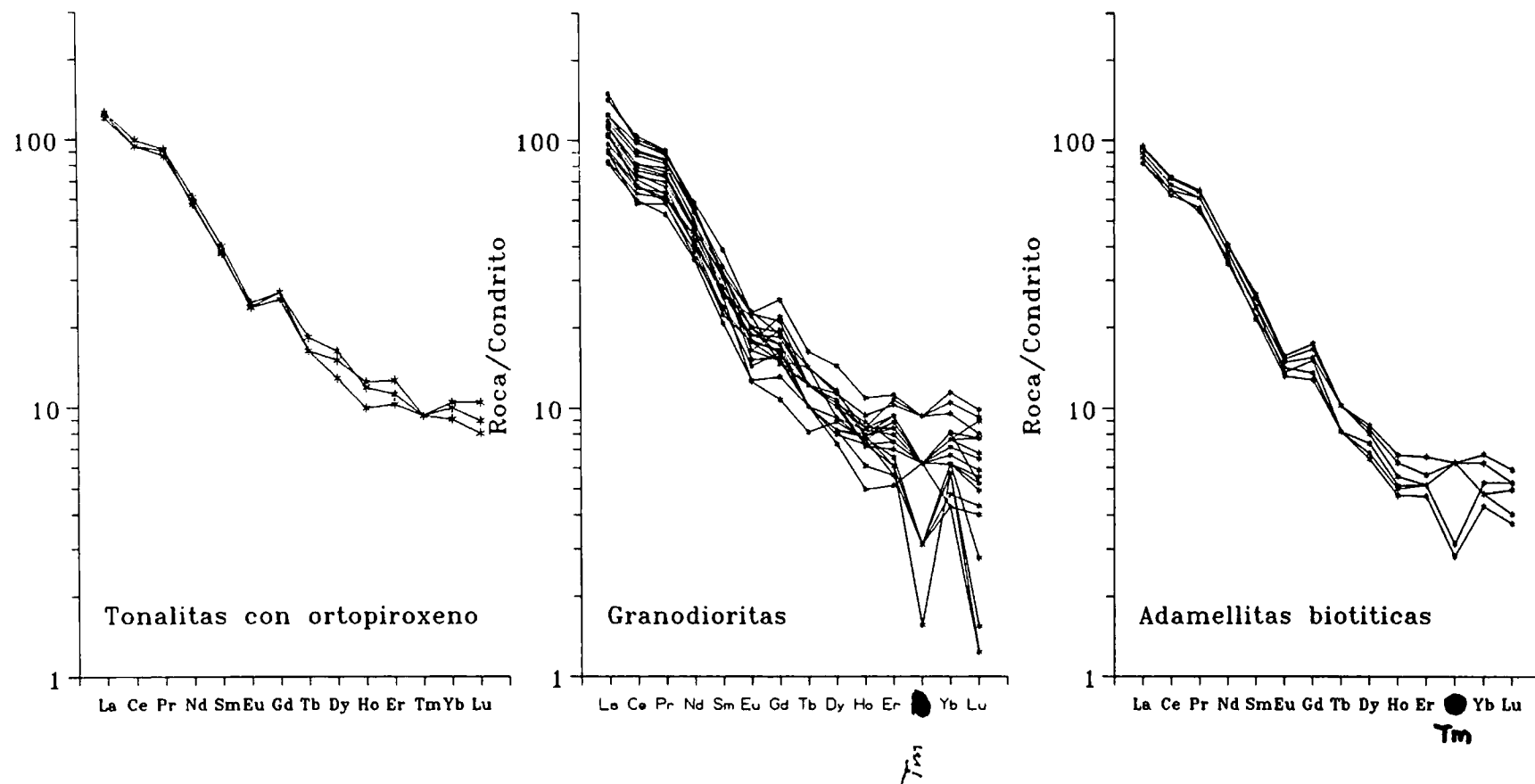


Fig. 4.14

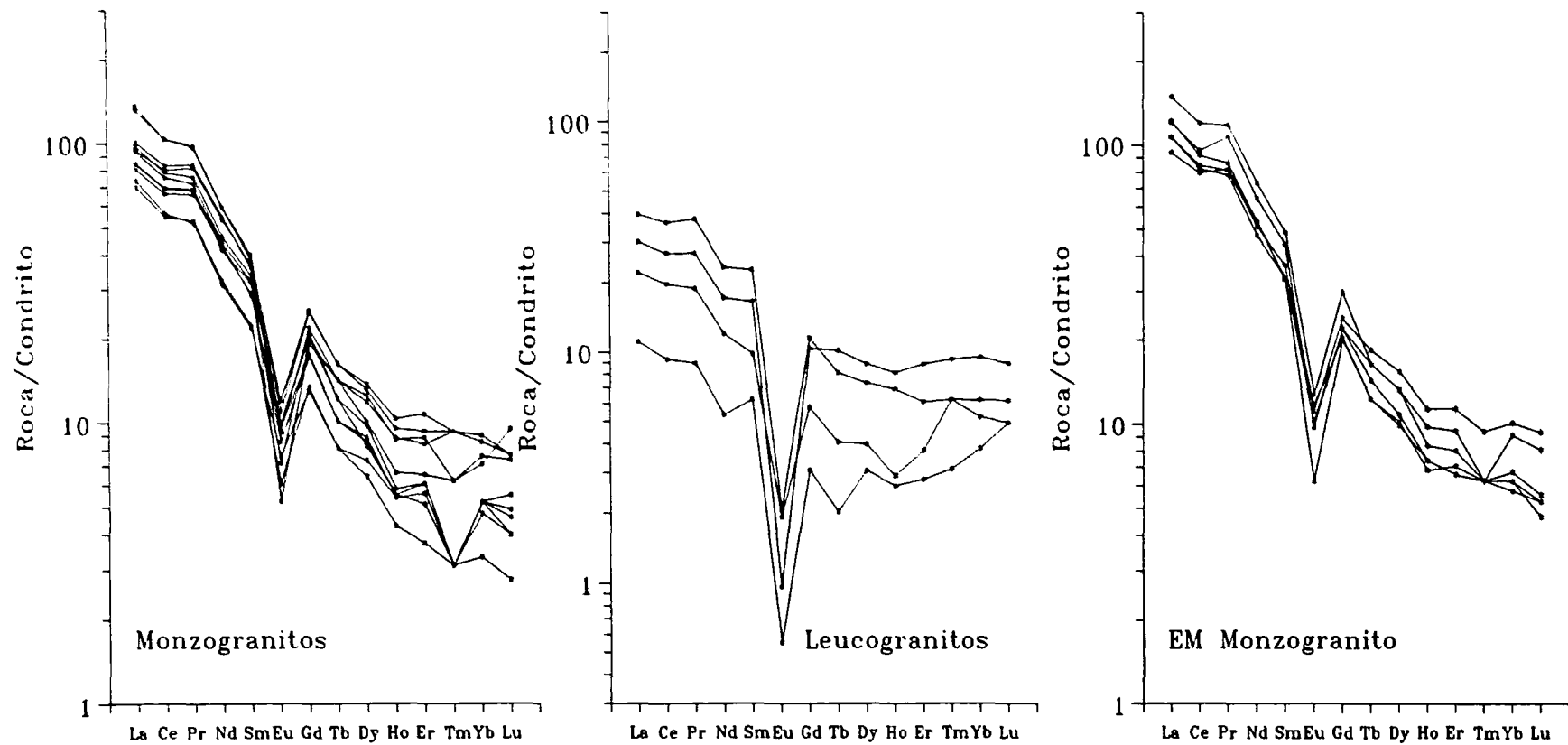


Fig. 4.14

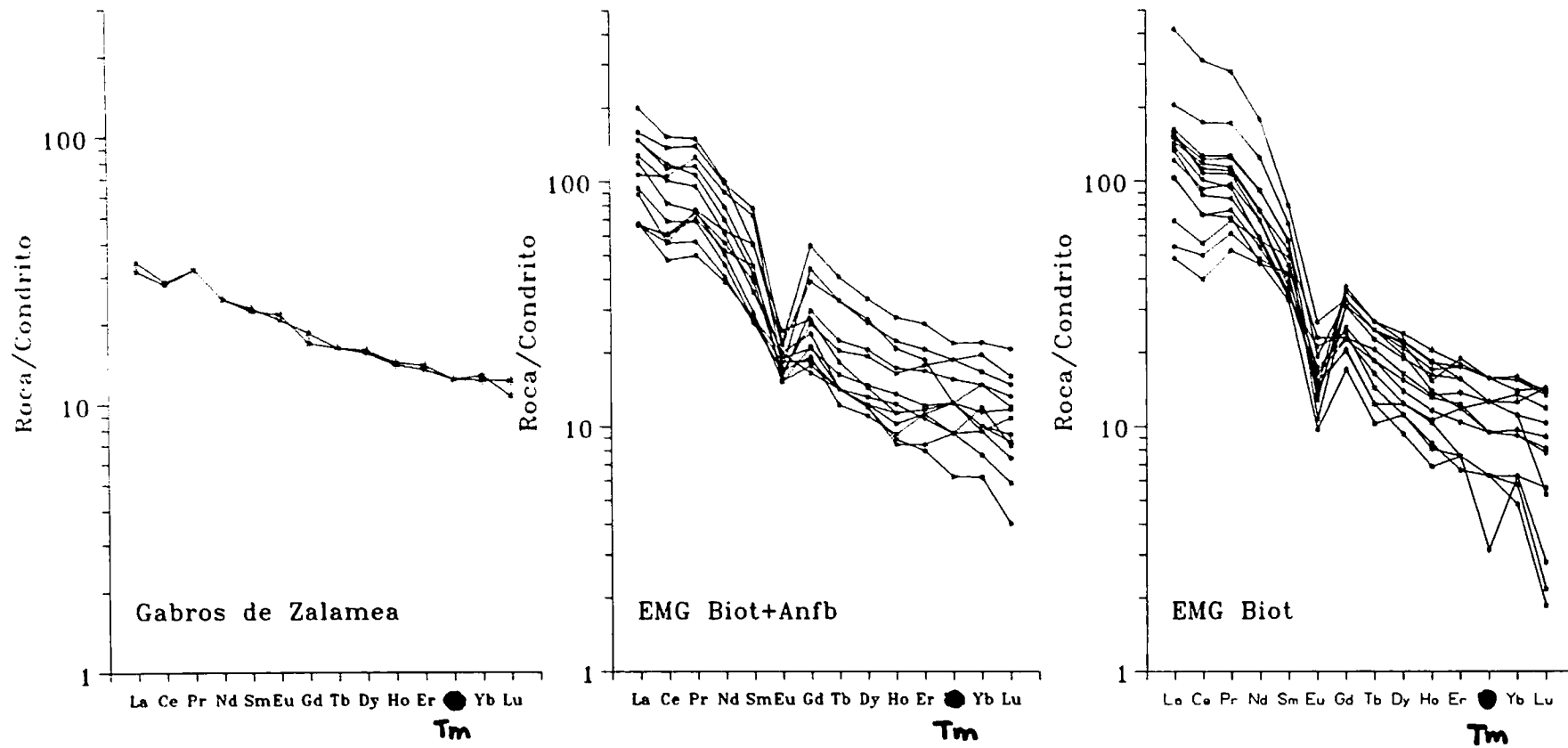
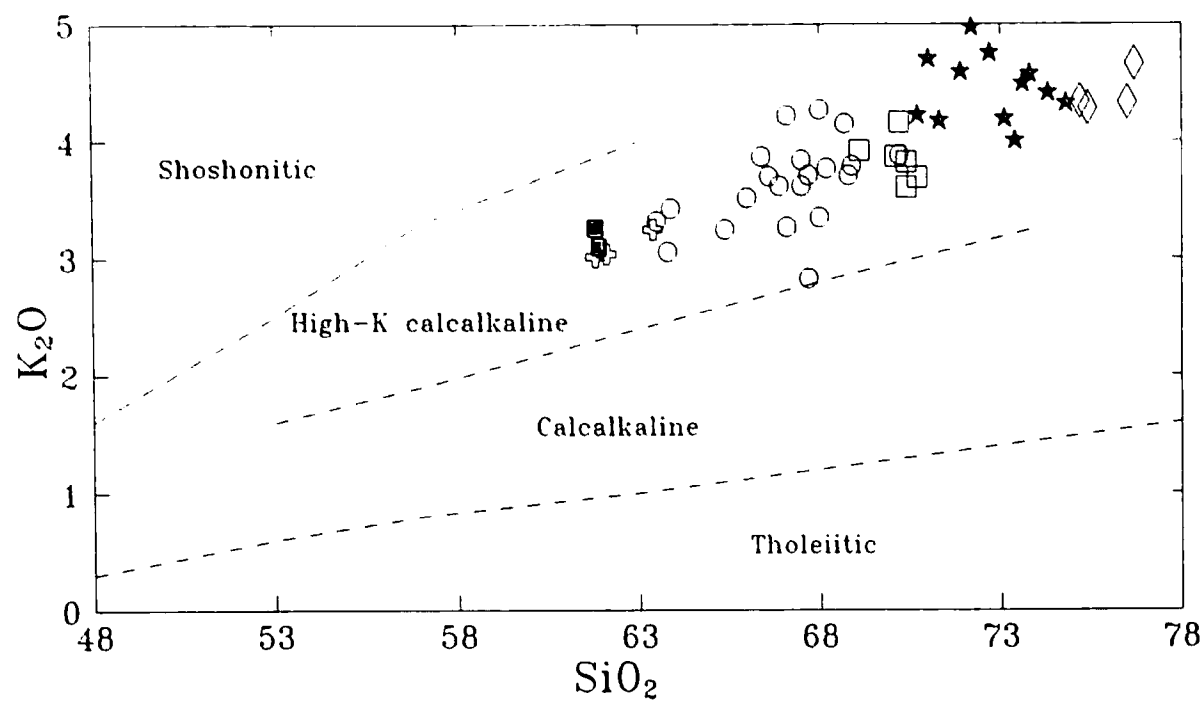
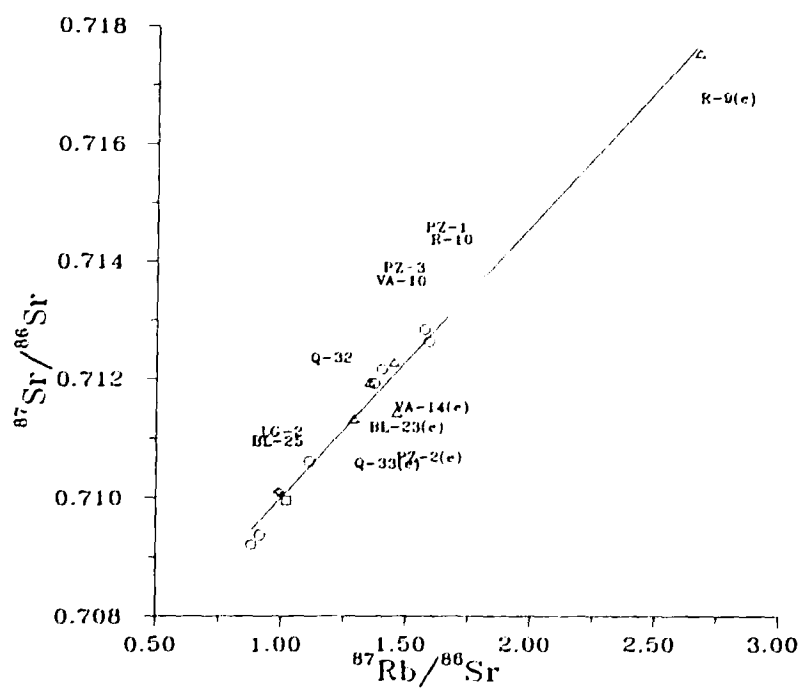
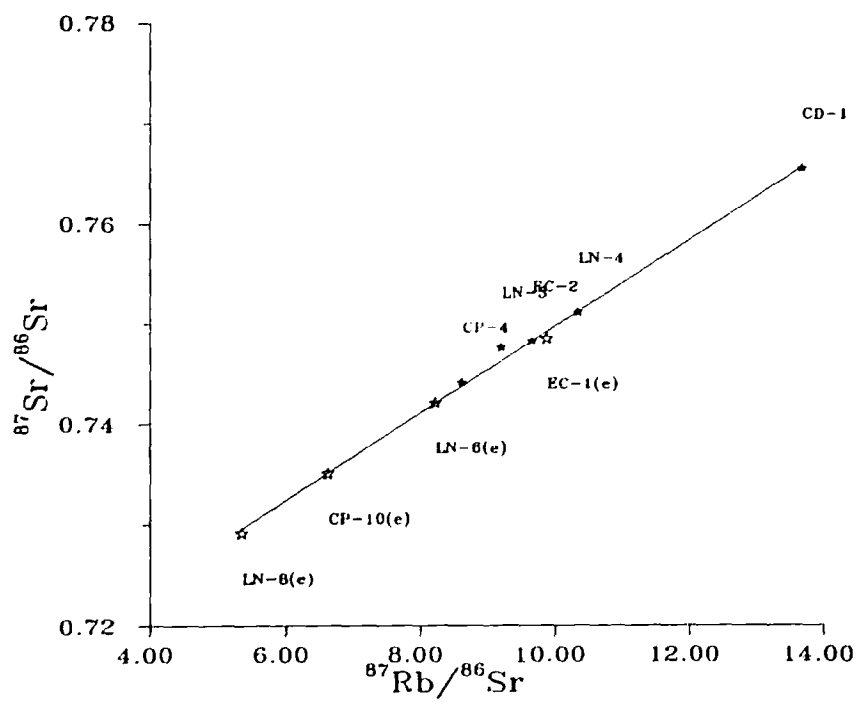


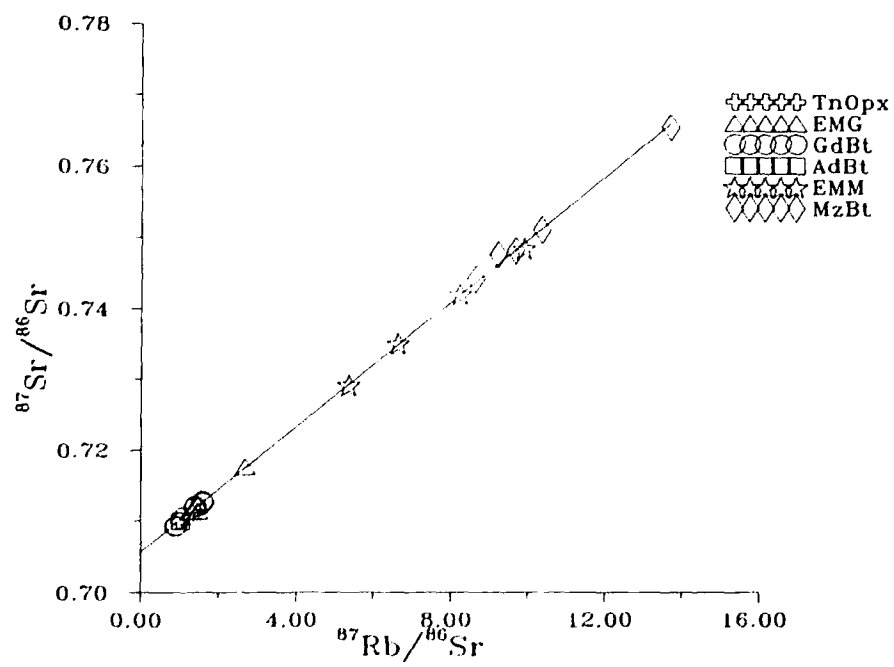
Fig. 4.15

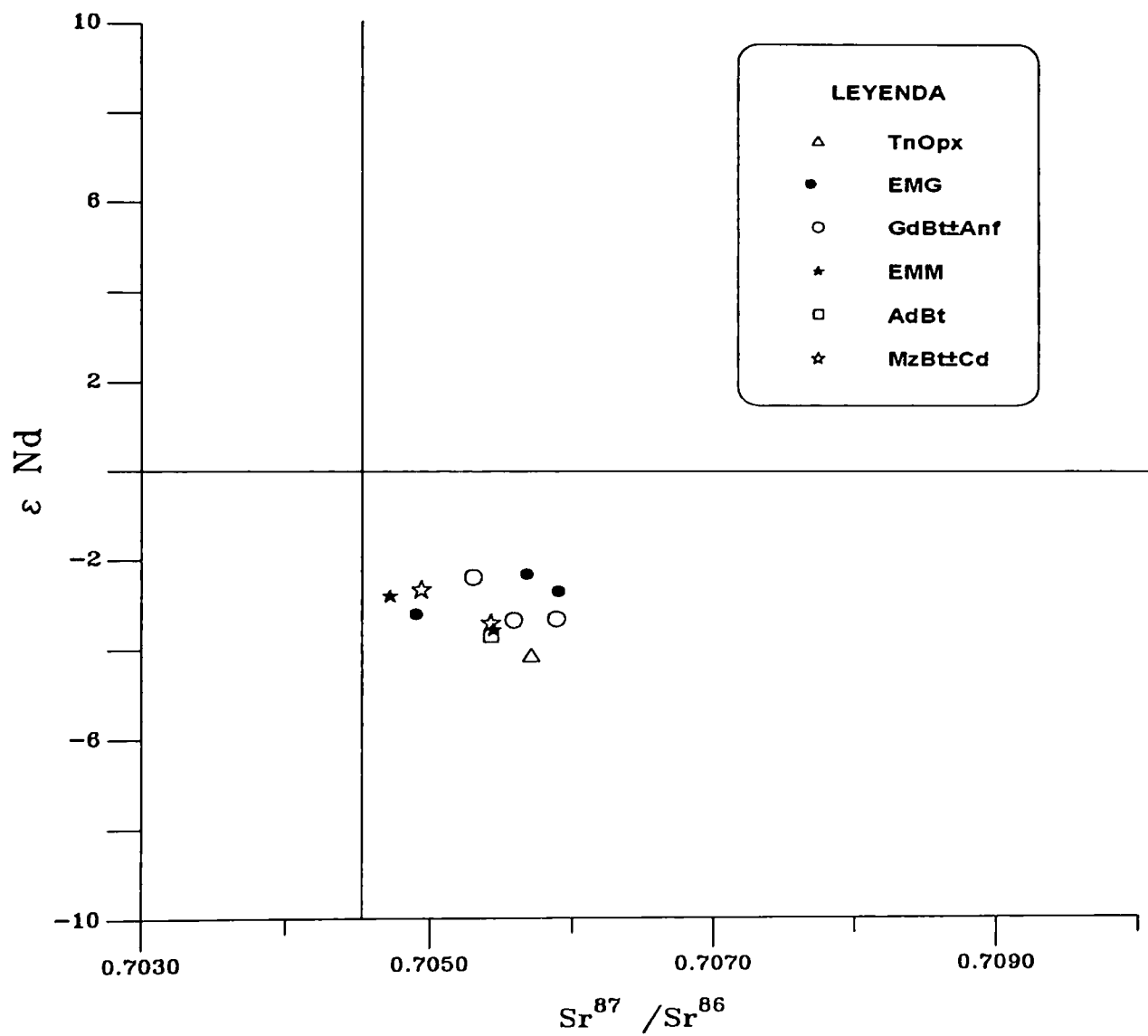
- ++++ Tonalita
- Andesita
- Granodiorita
- Adamellita
- ★★★★ Monzogranito
- //// Leucogranito











V. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

El batolito de Los Pedroches está formado principalmente por dos importantes conjuntos plutónicos: uno, constituido por el plutón granodiorítico de La Serena-Los Pedroches ($Gdbt \pm anf$) y otro compuesto por una alineación de plutones mayoritariamente monzograníticos ($Mzbt \pm cd$) alineados según una dirección ligeramente oblicua al plutón granodiorítico anterior. El resto de los litotipos estudiados es mucho menos abundante, y además su génesis está relacionada a uno de los dos litotipos mayores. Así, por ejemplo, el emplazamiento de las granodioritas fue precedido en el sector noroccidental por la intrusión de pequeños *stocks* de tonalitas relacionados con ellas. Igualmente, aunque en otro contexto, los leucogranitos son subsecuentes a los monzogranitos. En consecuencia, el problema central planteado es el de la petrogénesis de granodioritas y de monzogranitos.

Numerosas hipótesis han sido sugeridas para explicar la génesis de los dos litotipos plutónicos dominantes. Ambos han sido considerados como: 1) pertenecientes a una única serie magmática relacionada por un proceso de cristalización fraccionada que evoluciona desde los términos granodioríticos hasta los graníticos (Carracedo *et al.*, 1989, 1990; Fernández *et al.*, 1990; Larrea *et al.*, 1992) ó 2) pertenecientes a dos o más series (García-Casco *et al.*, 1987; Donaire y Pascual, 1992). En este último caso, para explicar el origen de la $Gdbt \pm anf$ se han sugerido procesos de hibridación de magmas (Castro, 1990) o de fusión fraccional de un protolito cortical (Donaire, 1990); mientras que para los $Mzbt \pm cd$ se ha aludido a mecanismos de desmezcla restítica (García-Casco, 1986). En cada caso, el origen atribuido a los enclaves microgranitoides incluidos en estos litotipos plutónicos ha sido un argumento de gran importancia para el establecimiento de tales hipótesis petrogenéticas. Por ello, se pretende realizar una discusión de estas y otras posibles hipótesis utilizando los nuevos datos cartográficos, petrográficos y químicos (elementos mayores, trazas e isótopos) referentes a los litotipos plutónicos mayoritarios y a sus enclaves microgranitoides.

V.1. Planteamiento del problema a partir de los nuevos datos

La cartografía realizada recientemente por el I.T.G.E. (Instituto Tecnológico y Geominero de España) (Fernández *et al.*, en prensa; Larrea *et al.*, en prensa) distingue, respecto a cartografías previas, una facies plutónica cuyos contactos son representados como transicionales con los dos litotipos plutónicos mayoritarios en el batolito (*i. e.* la adamellita biotítica porfídica de grano grueso, $Adbt$). Esta facies plutónica es considerada por Carracedo *et al.* (1989, 1990) y Larrea *et al.* (1992) como una de las principales evidencias a favor de la existencia de una única serie de diferenciación continua en el batolito de Los Pedroches. Sin embargo, las observaciones de campo realizadas durante este estudio a lo largo del contacto suroeste del plutón monzogranítico de Cardeña-Virgen de La Cabeza con el plutón

granodiorítico de La Serena-Los Pedroches no han permitido demostrar la existencia de una gradualidad petrográfica entre Adbt y Mzbt±cd. Esta última observación, que puede ser considerada como local, muestra relación con determinados datos petrográficos y químicos.

La similitud textural entre Adbt y Mzbt±cd se puso de manifiesto en el capítulo de petrografía. Prueba de dicha similitud es también el hecho de que ambas facies no fueron diferenciadas en las cartografías previas, donde se consideraban como granitos biotíticos porfídicos (Eraso, 1980; Eraso y Garrote, 1984). Además de los rasgos texturales, los componentes minerales esenciales de Adbt y Mzbt±cd son similares, aunque con contenidos modales diferentes. No obstante, tales componentes muestran diferencias significativas en determinados rasgos petrográficos y composicionales, como se describió previamente.

Así, los fenocristales de feldespato potásico de ambas facies plutónicas son marcadamente diferentes: en las adamellitas, son fases tardías en la secuencia de cristalización magmática, mientras que en los monzogranitos son fases más precoces en la secuencia de cristalización. Por tanto, este rasgo es difícil de explicar por un proceso de cristalización fraccionada continua en el que los Mzbt±cd representaran fundidos diferenciados de las Adbt. Análogamente, el contenido en anortita de los núcleos de plagioclasas en la Adbt es ligeramente inferior al observado en Gdbt±anf, pero significativamente superior al de las plagioclasas del Mzbt±cd. Los modelos de zonación de las plagioclasas son también diferentes en cada facies.

Otra fase mineral común a los tres litotipos considerados es la biotita, cuya composición debería evolucionar gradualmente en un proceso de cristalización fraccionada continua, y en las adamellitas debería ser en todo caso transicional respecto de la de los otros dos litotipos. Sin embargo, la biotita de las Adbt es muy diferente de la de los monzogranitos, y es en cambio muy similar a la que se encuentra en las granodioritas. Aparte de las diferencias petrográficas, los diagramas Fe^* ($Fet/(Fet+Mg)$) vs. Al^{IV} (Deer *et al.*, 1962) (Fig. 3.12) y Al^T vs. Mg p.f.u. (Fig. 3.16) discriminan claramente los dos tipos de biotitas citados.

La existencia de dos tipos petrográficos de biotitas con rasgos petrográficos y químicos contrastados no implica necesariamente que éstas hayan cristalizado a partir de fundidos diferentes. La cristalización de cordierita en equilibrio con biotita en los Mzbt±cd podría explicar la existencia de saltos en la razón Fe^* de estas últimas fases minerales, puesto que la cordierita analizada posee una razón inferior a la biotita. No obstante, dado que similares saltos composicionales también se observan en determinados elementos y razones elementales con los datos de química de roca total, parece más lógico considerarlos como relacionados con la composición del fundido más que con la cristalización en equilibrio de otras fases máficas accesorias.

En cuanto a los datos químicos, indican claramente la existencia de los dos grupos de granitoides diferenciados anteriormente con datos petrográficos y de química mineral. Así, aunque los diagramas de Harker muestran una evolución continua en el contenido de diversos elementos mayores y trazas según la secuencia: Tn_{opx} - $Gdbt_{\pm anf}$ - $Adbt$ - $Mzbt_{\pm cd}$ - $Mzbt(f)$ - $Lcbt_{\pm cd}$ (por ejemplo con FeO y TiO_2), el tránsito desde $Adbt$ a $Mzbt_{\pm cd}$ se caracteriza a menudo por importantes discontinuidades elementales para contenidos muy similares en SiO_2 .

Estas discontinuidades discriminan dos claras trayectorias de variación química: de una parte la formada por Tn_{opx} , $Gdbt_{\pm anf}$ y $Adbt$ (secuencia evolutiva 1) y de otra la que constituyen los $Mzbt_{\pm cd}$, $Mzbt(f)$ y los $Lcbt_{\pm cd}$ (secuencia evolutiva 2). Dicha desconexión entre ambas tendencias de variación química se observa claramente en diversos diagramas de Harker. Por ejemplo, los correspondientes a CaO , Na_2O , Sr y Eu/Eu^* muestran claramente la discontinuidad composicional que existe entre Tn_{opx} , $Gdbt_{\pm anf}$ y $Adbt$, de una parte, y $Mzbt_{\pm cd}$, $Mzbt(f)$ y $Lcbt_{\pm cd}$, de otra. En todos estos casos existe una discontinuidad entre las dos secuencias, marcada por un brusco descenso en los contenidos elementales correspondientes sin aumento de contenido en SiO_2 entre adamellititas y monzogranitos. El MgO muestra un comportamiento similar. Nótese que para todos estos elementos hay un empobrecimiento continuo en los magmas considerados residuales, y por lo tanto la discontinuidad entre las dos secuencias puede ser explicada por un cambio en el mecanismo y/o las condiciones de diferenciación.

Por el contrario, otros elementos, como Zr , Hf , Th y REE muestran también un comportamiento compatible en cada una de las secuencias, lo que se podría explicar en su caso por extracción de determinadas fases minerales accesorias (anfíbol, circón, apatito, esfena, etc.); pero en el tramo $Adbt$ a $Mzbt_{\pm cd}$ la discontinuidad, tan marcada como todas las anteriores, supone un comportamiento significativamente incompatible de todos esos elementos, seguido nuevamente por un comportamiento compatible durante la secuencia 2.

La discriminación de las dos trayectorias de variación se hace más evidente cuando se consideran diversas relaciones interelementales ($Mg/(Fe+Mg)$, Mg/Ti , Ti/Zr o Sr/Ba). La notable diferencia entre las relaciones correspondientes a cada tendencia puede deberse, como se expuso previamente, a la existencia de fases minerales composicionalmente distintas en cada una de ellas. Así, la razón $Mg/(Fe+Mg)$, constante para cada una, indica una biotita de composición similar en cada tendencia, y a su vez muy distinta de una a otra; de la misma manera se interpretan las variaciones de Mg/Ti (o de Mg/Li). La relación Sr/Ba implica además una semejanza de los feldespatos dentro de cada tendencia, acompañada de sustanciales diferencias de una a otra.

La distinción de dos tendencias de variación química de granitoides se pone también de manifiesto cuando se relaciona cada uno de los dos grupos mayoritarios de rocas con su población de enclaves microgranitoides. Muchos datos de elementos mayores y de trazas

(CaO, TiO₂, MgO, FeO*, K₂O, Rb, Sr, Zr) muestran claramente que los enclaves sólo se pueden integrar en un modelo evolutivo si se les relaciona con su propia roca huésped en tendencias de variación diferentes. Las relaciones interelementales Mg/(Fe+Mg), Mg/Ti, Ti/Zr, Sr/Ba, Rb/Sr y K₂O/Ba muestran también que cada grupo de enclaves microgranitoides está estrechamente relacionado con su roca huésped.

No obstante, aunque los datos expuestos anteriormente indiquen la existencia de dos grupos de granitoides, ambos tienen razones isotópicas iniciales semejantes, y por lo tanto deben estar genéticamente relacionados. Así, el diagrama $\epsilon_{Nd(312)}$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr_{(312)}$ indica que no hay contraste isotópico inicial entre Tnpx, Gdbt±anf, Adbt y Mzbt±cd. Estos litotipos se disponen en dicho diagrama en un área reducida sin que exista relación alguna entre litotipo ígneo y razón isotópica inicial. Aparentemente, pues, los datos isotópicos apuntan a una conclusión muy diferente del resto de los datos geoquímicos enumerados más arriba.

Es preciso, por lo tanto, optar entre las dos únicas alternativas posibles y congruentes con la totalidad de los datos: o bien todas las rocas del batolito se generaron a partir de un mismo fundido inicial que evolucionó posteriormente por cristalización fraccionada para dar lugar a una *única serie ígnea* en el batolito de Los Pedroches, en cuyo caso habría que explicar por qué se producen las discontinuidades composicionales descritas, o bien existieron verdaderamente *dos series* de rocas granitoides correspondientes a las dos secuencias diferenciadas, pero generadas en este caso a partir de protolitos isotópicamente idénticos, lo que sería más probable, por fusión diferencial de diversas zonas del mismo protolito. También en este caso será preciso explicar las posibilidades reales de ese proceso.

V.2. Diferenciación de un magma granodiorítico por cristalización fraccionada.

Aparte de los datos isotópicos, la estrecha relación espacial y temporal existente entre los dos principales litotipos plutónicos aflorantes en el batolito de Los Pedroches y las trayectorias de variación continua en los diagramas de Harker de determinados elementos mayores y trazas han sido considerados como argumentos significativos a favor de la existencia de una única serie de diferenciación continua por cristalización fraccionada. La existencia de dos tendencias de variación química no descarta "*a priori*" la posibilidad de una única serie magmática en el batolito, puesto que una extracción súbita de diversas fases minerales podría explicar una evolución rápida de un parámetro químico para un pequeño intervalo de composición en un proceso de diferenciación por cristalización fraccionada.

De hecho, en los trabajos previos que sugieren esta posibilidad (Carracedo *et al.*, 1989; Larrea *et al.*, 1992) también se han observado "espectros evolutivos segmentados" para determinados elementos (Rb, Sr y REE) además de las variaciones elementales continuas. El primer segmento evolutivo distinguido (Gdbt±anf a Adbt) estaría controlado, según estos

autores, por la fraccionación de plagioclasa + biotita + anfíbol. El segundo segmento (Adbt a Mzbt±cd) coincidiría con la desaparición de anfíbol entre las fases que se fraccionan y la incorporación de feldespato potásico, lo que provocaría un comportamiento de las Tierras Raras como incompatibles, a excepción del Eu. Un tercer estadio evolutivo (Mzbt±cd a Lcbt±cd) es explicado por la participación en el fraccionamiento de fases minerales accesorias ricas en REE (esfena, apatito, allanita, monacita, xenotima, etc.) o por el cambio de los coeficientes de distribución global de los elementos que intervienen en la fraccionación.

Los datos aportados en el presente trabajo permiten evaluar muy precisamente las posibilidades de cada mecanismo de diferenciación propuesto, ya que se conoce la naturaleza, abundancia modal y composición química de todas las fases minerales mayores implicadas. Por esta razón, la *modelización de los procesos de cristalización fraccionada* será un argumento primordial, ya que las conclusiones cuantitativas así obtenidas no serán meramente especulativas.

Con objeto de evaluar los efectos de la extracción de una asociación de fases minerales de un fundido parental para dar lugar a un fundido derivado se han realizado diversos cálculos de *balance de masas*. Para ello se ha utilizado el programa GPP (Geist *et al.*, 1989) que se basa en el procedimiento de inversión de matriz desarrollado inicialmente por Bryan *et al.*, (1969). Para la primera etapa evolutiva diferenciada en este estudio (*i.e.* Gdbt±anf a Adbt) se han considerado las composiciones de la granodiorita ZS-23 (granodiorita menos evolucionada) como representativa del magma parental, la de la muestra TD-113 como del derivado intermedio 1, la muestra CL-36 como derivado intermedio 2 y la muestra VC-2 como representativa de las Adbt o magma derivado final de esta etapa. La composición de las posibles fases minerales implicadas ha sido obtenida a través de microsonda electrónica para los ortopiroxenos, los núcleos de anfíbol, la plagioclasa y la biotita de las Gdbt±anf.

Los resultados obtenidos para esta primera etapa evolutiva confirman lo expuesto en los estudios previos. La extracción de una asociación compuesta por magnesio-hornblenda + plagioclasa (An_{50}) + biotita (+ortopiroxeno) con una disminución progresiva del porcentaje en anfíbol y un aumento de plagioclasa y biotita en los fraccionados posteriores podría explicar la evolución química observada desde la granodiorita menos evolucionada (ZS-23) hasta la granodiorita más diferenciada (CL-36). En el tramo final de esta secuencia (CL-36 a VC-2) los mejores ajustes se obtienen cuando desaparece el anfíbol y quedan tan sólo plagioclasa y biotita en el fraccionado. La suma de los cuadrados de los residuos (*R-squared*) de este último cálculo es de 0,4. En toda la secuencia se observa una buena concordancia entre los datos de los fundidos calculados y los valores de la muestra considerada como representativa del líquido derivado utilizada en el balance de masas. Dicha semejanza se puede observar por ejemplo en la razón $FeOt/(MgO+FeOt)$ que permanece aproximadamente invariable durante este proceso.

La segunda etapa evolutiva (*i. e.* $Mzbt \pm cd$ a $Lcbt \pm cd$) ha sido modelizada utilizando como composición química del magma parental la de la muestra de monzogranito LN-3 y como magma derivado el leucogranito CD-16. Las fases minerales utilizadas en este caso corresponden al monzogranito. El mejor *R-Squared* para esta segunda fase evolutiva ha sido obtenido con la extracción de un 27% de una asociación del monzogranito compuesta por 33% de plagioclasa + 27% de feldespato potásico + 22% de biotita + 17% de cuarzo (*R-Squared* = 0,24).

El tramo de la modelización crucial en la controversia planteada es el correspondiente a la discontinuidad composicional $Adbt$ a términos menos evolucionados de los $Mzbt \pm cd$. La composición química del magma parental considerada como representativa en este caso corresponde a la muestra VC-2 (adamellita más evolucionada); mientras que como magma derivado se ha considerado la muestra LN-3 (monzogranito menos evolucionado). Las fases minerales empleadas en este caso son la plagioclasa, biotita y feldespato potásico de las adamellitas.

Un fraccionamiento de feldespato potásico como sugieren Carracedo *et al.* (*op. cit.*) y Larrea *et al.* (*op. cit.*) podría explicar la importante anomalía negativa en Eu observada en los $Mzbt \pm cd$, pero no explicaría un aumento de K_2O como el observado hacia las variedades menos diferenciadas de los $Mzbt \pm cd$ respecto a las $Adbt$, puesto que este elemento tendería a disminuir en tal caso. No obstante, dicha anomalía negativa podría estar relacionada con un importante fraccionamiento de plagioclasa que explicaría también el descenso de CaO y, sobre todo, Sr en los $Mzbt \pm cd$ respecto a las $Adbt$.

Ahora bien: las proporciones de las fases minerales obtenidas en los cálculos de balance de masas para explicar la evolución desde $Adbt$ a $Mzbt \pm cd$ no pueden considerarse aceptables puesto que la suma de los cuadrados de los residuos es superior a 1,0. Así, si se considera que la plagioclasa y la biotita de la $Adbt$ son las únicas fases minerales que se fraccionan, se obtienen ajustes superiores a 2,5 (para la extracción de dicha adamellita de un 8% de una asociación formada por un 97% de plagioclasa y un 3% de biotita). Además, un acumulado compuesto por tales fases en las proporciones obtenidas provoca un aumento significativo del contenido en MgO en el líquido calculado, que no se corresponde con el descenso observado en el posible fundido derivado (LN-3).

Un ajuste algo mejor (1,02) se obtiene cuando se extrae de la $Adbt$ un 38% de una asociación compuesta por 54% de plagioclasa + 32% de cuarzo y 14% de biotita, proporciones muy similares a las observadas en la $Gdbt \pm anf$. En este caso el contenido en MgO en el líquido derivado calculado disminuye y el valor de la razón Fe^* obtenida en el magma derivado calculado es intermedio entre los valores de dicha razón en las muestras utilizadas como representativas de los líquidos parental y derivado (VC-2 y LN-3, respectivamente). La extracción de ese importante volumen de plagioclasa podría explicar la

anomalía negativa en Eu observada en los monzogranitos respecto a las adamellitas más evolucionadas.

Con objeto de evaluar el comportamiento de los elementos trazas en un proceso de cristalización fraccionada gobernado por la Ley de Rayleigh se ha utilizado el programa TRAZAS (Cebria y López Ruiz, 1990). Para ello se considera que las fases minerales y su porcentaje en el acumulado son las mismas obtenidas en el cálculo de balance de masas previo. Se utilizan también las proporciones medias de las fases accesorias estimadas en la Adbt (*i. e.* 0.2% de apatito y 0.1% de circón) puesto que dichas fases poseen altos coeficientes de reparto para las Tierras Raras. Los coeficientes de reparto empleados en este caso son los recopilados por López Ruiz y Cebria (1990) para líquidos silicatados de composición ácida. El resultado de esta última modelización indica que con un 44% de acumulado formado por 54% de plagioclasa + 32% de cuarzo + 14% de biotita + 0.2% de apatito + 0.1 % de circón, se obtiene un fundido de composición similar en determinados elementos trazas al Mzb_{1±cd} utilizado como magma derivado, pero con importantes desajustes en algunos elementos, entre los que destaca el Zr.

Comportamiento del Zr

El Zr se comporta como un componente estructural esencial (ESC) del circón (*h.e.* un elemento que ocupa prácticamente uno de los huecos estructurales de una determinada fase mineral, Sun y Hanson, 1975). Por tanto, *su concentración en el fundido en procesos de fusión parcial o de cristalización fraccionada no dependerá de la proporción del mineral en el residuo o de las fases que cristalizan. Dependerá únicamente de la concentración del ESC (Zr) en la fase sólida (circón) y del coeficiente de distribución mineral-líquido del ESC en dicha fase* (Hanson, 1989).

El diagrama de Harker correspondiente al Zr (ppm) pone de manifiesto la desconexión química que existe entre las dos tendencias diferenciadas inicialmente. Ambas poseen pendientes negativas aunque diferentes y separadas por un significativo incremento del contenido de Zr en los términos menos diferenciados de los Mzb_{1±cd} respecto a las Adbt. Una evolución similar ha sido observada en otros elementos (Tierras Raras, Hf, Th y U). El aumento de Zr en los Mzb_{1±cd} se refleja petrográficamente en un aumento de las inclusiones de circón en la biotita de estos monzogranitos y de sus enclaves microgranitoides biotíticos (EMM) respecto a las Adbt .

El circón estequiométrico posee 545.000 ppm de Zr, aunque las posibles sustituciones limitadas de Hf, U, etc. pueden hacer decrecer dicho valor hasta 500.000 ppm. Un descenso superior del contenido en Zr haría inestable dicha fase mineral en el fundido (Hanson, 1989). Por tanto, el contenido de Zr en circón es prácticamente fijo mientras que exista circón.

Además, el coeficiente de distribución es constante para una serie de condiciones de T, P y X. Por consiguiente, la concentración de Zr en el líquido variará únicamente cuando varíe el coeficiente de distribución:

$$D_{\text{circón/líquido}}^{\text{Zr}} = C_{\text{circón}}^{\text{Zr}} / C_{\text{líquido}}^{\text{Zr}}$$

$$C_{\text{líquido}}^{\text{Zr}} = C_{\text{circón}}^{\text{Zr}} / D_{\text{circón/líquido}}^{\text{Zr}}$$

Dado que los cristales de circón en la Adbt aparecen habitualmente como inclusiones en la biotita, la extracción de biotita en un proceso de cristalización fraccionada como el obtenido en el cálculo previo implicaría una extracción simultánea de circón. El coeficiente de distribución del circón en las Adbt es superior a 4000 (500.000 ppm circón/119 ppm Adbt), lo que significa que para pequeñas extracciones de circón el coeficiente de distribución global puede ser superior a 1 y el Zr se comporta, por tanto, como un elemento compatible, lo que no se corresponde con su aumento en un proceso de cristalización fraccionada como el observado en el diagrama de Harker. Es necesario resaltar que el balance de masas antes descrito requiere al menos un 38% de extracción de fases sólidas para obtener composiciones monzograníticas. En tales condiciones, no es verosímil que el circón no se separe de los fundidos residuales, y por lo tanto *el proceso de diferenciación modelizado no explica el comportamiento del circonio.*

Comportamiento de las Tierras Raras

La modelización geoquímica basada en Tierras Raras (REE) es utilizada principalmente en estudios petrogenéticos de rocas basálticas, donde estos elementos se concentran de forma muy diluida en las fases minerales esenciales de modo que su actividad puede ser directamente proporcional a la concentración (Ley de Henry). Las Tierras Raras en sistemas graníticos están concentradas principalmente en fases accesorias (Bea, 1994). No obstante, algunas fases minerales esenciales pueden afectar los contenidos en determinadas Tierras Raras, como los feldespatos, que concentran Eu, o el granate, que puede modificar la relación Tierras Raras Ligeras/Tierras Raras Pesadas (LREE/HREE) (Bea, 1994). Por tanto, la modelización geoquímica de sistemas graníticos basada sobre REE no se puede fundamentar en ecuaciones de fraccionamiento en equilibrio para elementos trazas, ni aporta información valiosa acerca del comportamiento de los minerales esenciales (excepto feldespatos y granate). Esta modelización es útil para proporcionar información acerca de los minerales accesorios y por tanto de la química global del sistema (relación ISA/asociaciones de minerales accesorios) (Bea, 1994.).

Con estas premisas, el diagrama $\sum REE$ vs. SiO_2 , que muestra *grosso modo* un descenso del contenido en REE en la tendencia Tnpx - Gdbt±anf - Adbt (secuencia 1) y en la secuencia Mzbt±cd - MzFbt - Lcbt±cd (secuencia 2) sólo podría ser explicado por cristalización fraccionada en términos de fraccionamiento de accesorios. Puesto que las granodioritas contienen, aparte de anfíbol, apatito, circón y esfena, no hay dificultad *a priori* para invocar un fraccionamiento de estas fases a lo largo de la tendencia 1, y lo mismo podría decirse para los monzogranitos respecto de la tendencia 2, durante la cual el empobrecimiento en $\sum REE$ es más pronunciado.

No obstante, tal y como ocurre con otros elementos (Zr, Th, Hf), ambas tendencias negativas están separadas por un significativo aumento desde los términos menos evolucionados de los Mzbt±cd respecto a las Adbt. Tan sólo el Eu muestra un descenso en los Mzbt±cd respecto a las Adbt unido a una importante anomalía negativa. Ese brusco aumento constituye otra seria dificultad en cualquier modelo de cristalización fraccionada: si durante las tendencias 1 y 2 las *REE* se comportan como compatibles para tasas de fraccionamiento relativamente pequeñas, es inexplicable que se comporten como incompatibles con una extracción de al menos el 38% de fases sólidas, como ya se indicó. Por otra parte, el fraccionamiento no es la única explicación posible de las anomalías negativas de Eu.

Los granitoides que componen la tendencia 2 muestran también una disminución del contenido global en REE con el grado de diferenciación. Sin embargo, como ocurría en la secuencia evolutiva 1, dicha disminución no va unida a variaciones progresivas de las razones CeN/YbN y Eu/Eu*, con excepción de los términos más evolucionados de esta secuencia (i.e. los Lcbt±cd). Por tanto, los Mzbt±cd muestran espectros normalizados similares que no dependen de su grado de diferenciación. Tan sólo los Lcbt±cd muestran un decrecimiento progresivo en tales razones con el aumento en SiO_2 que podría estar relacionado con un significativo fraccionamiento de feldespato unido a una menor extracción de fases minerales accesorias.

De lo expuesto anteriormente, se concluye que la modelización de un proceso de cristalización fraccionada desde adamellitas a monzogranitos plantea diversas dificultades: 1) los ajustes de los balances de masas para elementos mayores no son buenos; 2) los valores obtenidos en determinados elementos mayores en el magma derivado calculado no reflejan las discontinuidades elementales observadas en los diagramas de Harker (p.e. el MgO), y por tanto la razón Fe* se aproxima más al líquido parental que al posible derivado, y 3) el comportamiento incompatible de Zr, Hf, Th y *REE* es imposible de conciliar con el comportamiento compatible de esos mismos elementos durante el resto del proceso propuesto, y tampoco con un balance de masas adecuado, que implica la acumulación de un importante volumen de fases sólidas.

Una explicación del paso adamellita-monzogranito por cristalización fraccionada presenta además otras dificultades. En efecto, durante toda la evolución desde tonalita a adamellita, la modelización del proceso implica tan sólo separación sucesiva de porcentajes de fases sólidas en torno al 10% de cada líquido, lo cual, además, va acompañado de aumento continuo del contenido en SiO_2 , puesto que el modelo no requiere cuarzo en el sólido fraccionado. Esto es congruente con las viscosidades que se pueden estimar en el magma (que restringen la efectividad del proceso de fraccionamiento en torno a un 10% aproximadamente constante), y también con las observaciones petrográficas, puesto que el cuarzo no es una fase precoz, sino intersticial. Sin embargo, el paso de adamellitas requiere una extracción del 38% de fases sólidas, entre las cuales habría a su vez un 32% de cuarzo. Ni tal aumento brusco del porcentaje de fases sólidas separadas del magma puede ser fácilmente explicado (puesto que no hay razones válidas para una disminución brusca de la viscosidad del magma monzogranítico residual), ni la cantidad de cuarzo necesaria es congruente con las observaciones petrográficas, porque los cuarzoes precoces son raros o inexistentes en las adamellitas.

V.3. Petrogénesis a partir de dos magmas parentales (eventualmente con cristalización fraccionada subsecuente en cada una de ellas).

En vista de las dificultades expuestas, examinaremos a continuación la posibilidad de que las rocas del batolito de Los Pedroches hayan de ser asignadas a *dos series* magmáticas diferentes, es decir, evolucionen a partir de dos magmas parentales distintos, los cuales, no obstante, tienen idénticas razones isotópicas. A su vez, esas series podrían diferir:

- a) En la naturaleza y composición de cada protolito.
- b) En una distinta participación del manto en la generación de cada magma parental.
- c) En un diferente grado o condiciones de fusión de un protolito homogéneo a gran escala.

La primera de las posibilidades enumeradas es altamente improbable, puesto que no es fácil imaginar dos protolitos químicamente diferentes e isotópicamente idénticos. Además, aún de admitirse, la cuestión volvería a plantearse, al menos en parte, en los términos de la opción b). Por consiguiente, centraremos la discusión en las opciones segunda y tercera, que representan las alternativas más plausibles y en las que se plantea directamente el fondo del problema.

V.3.1. Petrogénesis a partir de dos magmas parentales generados con diferente grado de participación del manto.

La presencia de enclaves microgranitoides en rocas como las aquí descritas se considera como indicador de procesos de mezcla entre magmas derivados del manto y magmas félsicos resultantes de la fusión cortical inducida por aquéllos (Vernon, 1983; Holden *et al.*, 1987; Dorais *et al.*, 1990; Castro *et al.*, 1990; Barbarin y Didier, 1991). No obstante, la uniformidad isotópica observada *descartaría un proceso simple de mezcla de magmas*, en el que los Mzbtcd probablemente representarían los granitoides híbridos con caracteres más próximos al polo ácido, y los enclaves microgranitoides incluidos en la Gdbt±anf los glóbulos híbridos más próximos al polo básico. El diagrama $\epsilon_{Nd(312)}$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr_{(312)}$ muestra claramente la homogeneidad isotópica referida. Un proceso de mezcla de magmas ("*magma-mixing*") daría lugar a funciones hiperbólicas en tales diagramas (Faure, 1986).

Además, puesto que la modelización geoquímica del *magma-mixing* consiste en una mezcla lineal entre los componentes extremos, el proceso no podría ser simple en ningún caso, porque las discontinuidades de los diagramas de Harker quedarían sin explicación: no sólo las que no se explican por fraccionamiento, sino todas las demás, que son numerosas. Por otra parte, las únicas rocas que podrían representar el componente básico de dicha mezcla serían los gabros del área de Zalamea de La Serena, pero estas rocas no tienen relación ninguna con los enclaves: entre otras razones, son mucho más ricas en Ca, Sc, y V y mucho más pobres en Al, Ni y Zn que los enclaves más pobres en sílice, y estos rasgos químicos *son imposibles de explicar mediante homogeneización química por difusión*. Por tanto, de lo que se tratará a continuación será de explicar *cada serie* por *magma-mixing*, pero no de defender un proceso simple de mezcla capaz de integrar todos los litotipos estudiados. Esto no es plausible.

En todo caso, tanto los valores absolutos de la razón $^{87}Sr/^{86}Sr_{(312)}$ como los valores negativos de $\epsilon_{Nd(312)}$ de los litotipos plutónicos analizados permiten descartar una participación masiva de un manto empobrecido (*depleted mantle*), al menos durante el periodo hercínico. Estos datos son coherentes con los resultados obtenidos por Michard Vitrac *et al.* (1981) con isótopos de Pb en granitoides hercínicos del oeste europeo. Sin embargo, aunque el alto contenido en elementos incompatibles (K, Rb, U, Th, etc.) en las rocas estudiadas sugiere una participación importante de un componente cortical en su génesis, las razones isotópicas plantean también problemas si se postula un origen *enteramente cortical* de los litotipos. Por consiguiente, y en *aparente* contradicción con lo que se apuntaba en párrafos precedentes, es preciso invocar procesos con *algún tipo de participación de materiales del manto*. Considerando las premisas anteriores, en la práctica existen sólo dos posibilidades: a) un proceso MASH ("*melting, assimilation, storage and homogenization*"), *sensu* Hildreth y Moorbath (1988), a gran escala; b) la fusión parcial de un protolito extraído inicialmente de un manto empobrecido y que ha permanecido durante un largo periodo de tiempo residente

en la corteza (protolito metaígneo cortical con cierto componente mantélico), pero generado por otro proceso (vulcanismo andesítico?). No es posible decidir de forma absolutamente segura entre las dos hipótesis planteadas, pero sí *sugerir* la más probable, y también apuntar algunas restricciones a las que debe ajustarse, como se discutirá a continuación.

Un proceso MASH (Hildreth y Moorbath, *op. cit.*) ha sido sugerido por Pin (1991) para explicar la similitud en las razones isotópicas iniciales entre enclaves microgranitoides y roca huésped. Esta hipótesis explica los cambios latitudinales en las razones isotópicas y elementales observados en una alineación de volcanes de un segmento de arco andino. Según Hildreth y Moorbath (*op. cit.*) los magmas basálticos procedentes del manto se detienen en su ascenso en una zona basicortical o transicional entre corteza-manto, provocando una fusión parcial de tales materiales seguida de una *extensa asimilación y mezcla*. Con posterioridad, estos fundidos pueden cristalizar completamente, o bien sufrir fraccionamiento hasta el grado necesario para restablecer su ascenso. Los magmas procedentes de tales zonas pueden variar desde basaltos a dacitas, pero habrán adquirido caracteres isotópicos y elementales de cada dominio MASH. Dicho proceso podría explicar al tiempo el estrecho rango isotópico observado y las razones isotópicas iniciales corticales próximas a valores mantélicos; pero con unos datos isotópicos tan homogéneos, es difícil decidir si realmente se debe o no invocar en el presente caso. No obstante, su probabilidad puede argumentarse por una vía indirecta a partir de los datos experimentales disponibles y de otros datos isotópicos a escala regional, basándonos en la mayor improbabilidad de la hipótesis alternativa.

Según Roberts y Clemens (1993), los datos experimentales sobre fusión parcial de litotipos corticales comunes sugieren que los fundidos tonalíticos a graníticos calcoalcalinos ricos en potasio, como los que generan las granodioritas de Los Pedroches, pueden ser únicamente derivados de la fusión parcial de andesitas o andesitas basálticas hidratadas, bien calcoalcalinas, bien calcoalcalinas ricas en potasio (Beard y Lofgren, 1991; Helz, 1976; Winther y Newton, 1991, en Roberts y Clemens, 1993). La fusión parcial de gneises trondhjemiticos, dacitas, anfibolitas basálticas alcalinas, calcoalcalinas y toleíticas originan fundidos cuyos contenidos en K_2O son demasiado bajos como para permitir un proceso de fraccionamiento en el campo de los granitoides ricos en potasio. Estos autores descartan también una fusión parcial de grauwacas debido a su carácter peraluminico. Por lo tanto, la alternativa al proceso MASH sería la fusión parcial de un protolito andesítico, más o menos rico en K.

Suponiendo que ese protolito correspondiese con una roca preexistente, la edad a partir de la cual el Nd de una roca cortical podría haberse separado de un manto empobrecido podría estimarse a partir de la ecuación desarrollada por DePaolo (1981):

$$T_{DM}^{Nd} = \frac{(3 - (25.09 * x) \pm \sqrt{((25.09 * x) - 3)^2 - (8.5 - y)})}{0.5 * 10^{-3}}$$

donde:

$$x = \left[\frac{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{muestra}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right]$$

$$y = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{muestra}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] * 10^4$$

Las edades t_{DM} ("model dates") calculadas varían desde 1.200 a 1.400 m.a.. Este período de tiempo, que difiere significativamente de la edad estimada para el emplazamiento de los granitoides estudiados (312 m.a.), es muy semejante al obtenido en granitos hercínicos del Macizo Central Francés (Pin y Duthou, 1990) y sugeriría, por tanto, una participación importante de materiales precámbricos en la génesis del batolito de Los Pedroches. No obstante, *durante dicho intervalo de tiempo no existen evidencias de formación de rocas ígneas de origen mantélico*: los materiales del Terreno Autóctono Ibérico atribuidos al Precámbrico son principalmente secuencias de plataforma continental (Grupo Sierra Albarrana, asignado al Proterozoico Superior por Apalategui *et al.*, 1985) y cuencas de antepaís (Complejo Esquisto Grauváquico), desarrolladas durante la deformación fini-Precámbrica (Quesada, 1991).

Además, Schäfer *et al.* (1989) y Nägler *et al.* (1989), a partir del estudio de los sistema Sm-Nd y U-Pb (circón), han mostrado la existencia de una corteza continental más antigua, cuya edad varía desde 2.500 a 2.000 m.a.. Por consiguiente, puesto que no existen evidencias de formación de una corteza durante el Proterozoico Medio, las t_{DM} calculadas, de pertenecer a alguna roca preexistente, deberían resultar de múltiples reciclados de materiales precámbricos (pre-hercínicos) de diferentes edades; pero *ninguna de esas rocas correspondería a los litotipos ígneos propuestos por Robert y Clemens (op. cit.)*.

En conclusión, un proceso MASH puede explicar razonablemente un aspecto clave del problema planteado en el batolito de Los Pedroches: la posibilidad de formación de un protolito isotópicamente homogéneo del cual derivar a continuación todos los litotipos estudiados. Incluso parece preferible a la simple fusión parcial de la corteza regional, puesto que no se conoce un protolito en la ZCI que tenga al mismo tiempo la composición química y la edad requeridas. El proceso ahora invocado sirve, pues, para explicar los datos isotópicos, y además es congruente con las interpretaciones geodinámicas más actuales del segmento del

Macizo Ibérico en que se emplaza el batolito de Los Pedroches (Quesada *et al.*, 1994); sin embargo, en modo alguno permite interpretar completamente la petrogénesis del batolito.

En efecto, el proceso MASH no puede ser simplemente seguido por AFC: si una asimilación cortical *subsecuente* hubiese sido significativa, la homogeneidad isotópica "inicial" se hubiese modificado, y en cuanto a las dificultades de la cristalización fraccionada, ya han sido suficientemente discutidas. Por lo tanto, es preciso invocar: a) una cristalización completa del fundido formado después de homogeneizado y b) una ulterior etapa de fusión parcial del área así homogeneizada, que podría haber adquirido en amplios sectores del límite corteza-manto una composición andesítica alta en K, tal como sugieren Roberts y Clemens (*op. cit.*).

En consecuencia: a) *el proceso MASH, con la participación mantélica que supone, es plausible, pero insuficiente: la fusión en diferentes condiciones del protolito formado continúa siendo necesaria para explicar las dos series de rocas del batolito*; y b) los procesos de homogeneización implicados serían anteriores a la generación de los magmas parentales de cada una de las series; *por tanto, los enclaves microgranitoides, en tanto que ígneos, deberían ser generados en cada caso con posterioridad a la homogeneización y subsecuente cristalización invocadas (probablemente por cristalización fraccionada) y serían, al menos en su mayor parte, autolitos*. En rigor, indicarían tan sólo mingling limitado entre porciones de magmas cogenéticos. Estas son dos conclusiones mayores del presente trabajo, que serán ampliadas en los dos apartados siguientes.

V.3.2. Fusión progresiva de un protolito homogéneo a gran escala (probablemente, homogeneizado mediante MASH con anterioridad).

Los datos experimentales de rocas corticales comunes sugieren que los magmas granitoides de tipo I altos en potasio pueden derivar *solamente* de fusión parcial de rocas metamórficas máficas a intermedias, de composición calcoalcalina a calcoalcalina alta en potasio (Robert y Clemens, 1993). Las rocas granodioríticas del batolito de Los Pedroches se ajustan a estos requisitos, y el área fuente podría ser, como se indicó antes, el resultado de MASH seguido de cristalización completa, que eventualmente pudo ser seguida por metamorfismo hasta terminar con la composición anfibolítica requerida.

De acuerdo con los datos de Beard y Lofgren (1991), porcentajes de hasta el 20% de fundido se pueden obtener en equilibrio con una asociación de plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno + magnetita $\pm$ ilmenita, que se considera como paragénesis restítica, a temperaturas de 900°C sin adición de agua, mientras que en condiciones de saturación de agua el porcentaje de fundido puede alcanzar el 40% en iguales condiciones. Aunque parece razonable suponer que en la corteza inferior predominan las condiciones de falta de agua (Robert y Clemens, *op. cit.*), tanto la estabilidad de anfíbol como la secuencia de

cristalización observada en las granodioritas sugieren que el magma pudo contener al menos un 2,5% de agua (Naney, 1983), y por tanto el área fuente pudo fundir en proporciones superiores al 20%.

En conclusión, por lo tanto, no hay problema mayor para sugerir una génesis de magmas granodioríticos a partir de una corteza inferior anfibolítica homogeneizada por un proceso MASH previo. Por otra parte, puesto que no se conoce con exactitud la composición del protolito (en las condiciones descritas es de esperar que no aflore), es claro que no tiene sentido modelizar el proceso.

Por el contrario, generación de magmas monzograníticos a partir del mismo protolito plantea mayores dificultades; sin embargo, es posible explicar todas ellas, aunque tampoco modelizar el proceso con exactitud. En principio, las dificultades mayores son las siguientes:

- a) Cómo explicar el diferente grado de fusión parcial, en áreas fuente probablemente muy próximas cuando se generan las dos series de magma.
- b) Cómo generar magmas de composición (moderadamente) peralumínica a partir de un protolito como el anterior.

Hay dos formas de explicar el diferente grado de fusión parcial. Una propuesta recientemente publicada (Tepper *et al.*, 1993), basada en el trabajo experimental de Beard y Lofgren (1991), sugiere que una diferencia en f_{H_2O} puede condicionar la génesis de magmas graníticos de composiciones muy diferentes. La causa para el distinto contenido en agua podría estar relacionada con un diferente contenido original del magma básico durante el proceso MASH, aunque en nuestro caso cabría imaginar otras causas para el mismo hecho. La principal dificultad es, no obstante, la misma para las dos series del batolito de Los Pedroches: tal como señalan Beard y Lofgren (*op.cit.*) el aumento de f_{H_2O} reduce drásticamente el volumen de plagioclasa en el residuo, y en tales condiciones no se explicaría la anomalía de Eu de los monzogranitos, sistemáticamente mayor que la de las granodioritas, si los primeros se generan con mayor cantidad de agua en el protolito. Por otra parte, una fusión diferencial controlada por una variación significativa del contenido en H_2O implicaría un aumento del grado de fusión parcial y, probablemente, de la razón Sr^{87}/Sr^{86} (J.-L. Duthou, com. pers.).

La posibilidad alternativa, por lo tanto, es la *fusión por deshidratación de un mismo protolito en condiciones diferentes*, que está apoyada además por algunos datos geoquímicos, aparte de los datos isotópicos. En efecto, si se comparan los espectros de REE de monzogranitos *poco evolucionados* y de granodioritas *poco evolucionadas* (es decir, lo más semejantes posible a cada magma parental) resulta evidente que son idénticos, salvo la anomalía de Eu más pronunciada de los primeros. Ello sugiere generación en equilibrio con

un residuo que difiere en uno y otro caso tan sólo en el volumen de plagioclasa. Por lo tanto, *los monzogranitos pueden haber sido generados a partir del mismo protolito que las granodioritas, pero con menor grado de fusión parcial relacionado con una temperatura más baja*. Nótese que el mismo diagrama refuerza los argumentos ya aludidos en contra del paso de una serie a otra por cristalización fraccionada, puesto que los contenidos en REE (salvo Eu) son iguales. Los saltos composicionales en Ca y Sr podrían ser explicados de igual manera.

Es importante resaltar en este punto que, al contrario que con los modelos de cristalización fraccionada, el comportamiento del Zr se explica sin dificultad, sin más que tener en cuenta que tanto los monzogranitos *menos evolucionados* como las tonalitas/granodioritas *menos evolucionadas* tienen contenidos en Zr muy similares, debido a que la presencia de circón en el residuo mantiene un contenido constante en cualquier líquido en equilibrio con él. Las *mínimas* variaciones observadas pueden ser atribuidas a pequeñas variaciones de los coeficientes de distribución de circonio en circón con la temperatura de fusión.

Ninguna de estas interpretaciones geoquímicas con elementos trazas sería válida en caso de una mezcla simple de magmas contemporánea de la fusión parcial que ahora se describe: un igual contenido en HFSE y REE entre los dos hipotéticos tipos de magma implicados no sería concebible, y por lo tanto cada serie tendría contenidos máximos diferentes de cada elemento, de acuerdo con el correspondiente porcentaje de participación de cada fundido.

Las condiciones exactas de fusión parcial no pueden ser deducidas simplemente de los trabajos experimentales disponibles, como el ya citado de Beard y Lofgren, debido a las incertidumbres en cuanto a la composición del protolito. Unas condiciones P-T *probables* para la generación de los dos magmas aparecen en dicho trabajo donde se puede apreciar cómo las principales diferencias entre las dos series aquí descritas pueden resultar de esa fusión parcial a diferente T, incluidas las variaciones relativas en elementos mayores y razones elementales como #Mg. Una aproximación mejor es difícil de obtener sin evidencias de la composición del protolito, que en principio debería ser más rico en K que el usado en el trabajo citado.

¿Cuál es la causa de esa variación en la temperatura? *A priori* esa interpretación plantea algunos problemas, puesto que los dos grupos de rocas se generan en momentos similares y en zonas demasiado próximas. Por tanto, la fusión parcial de zonas alejadas lateralmente una de otra no es suficiente. Se trata entonces de explicar: a) el inicio de la fusión en extensas zonas del protolito, de acuerdo con las dimensiones del plutón granodiorítico; b) el cambio *en vertical* de temperatura (y de porcentaje de fusión parcial) que justifica la generación de los monzogranitos

El *inicio de la fusión parcial* en el área de Los Pedroches debe estar producido por una elevación regional de las isothermas ligado a un entorno geodinámico transtensional, que muy probablemente implicaría un ascenso de la astenosfera, acompañado o no de generación de fundidos básicos. Sólo en esas condiciones parece verosímil invocar temperaturas de aproximadamente 1000°C a presiones en torno a los 7 Kb estimadas a partir de los datos anteriores. El entorno propuesto es congruente con los modelos geodinámicos comúnmente aceptados para la región durante el tiempo en que se generan los magmas: en efecto, después de la primera fase de deformación hercínica se admite que el entorno geodinámico es esencialmente transtensional, probablemente con zonas extensas de predominio de esfuerzos tensionales.

Durante esa primera etapa, la fusión del protolito a la temperatura elegida generaría magmas granodioríticos, con porcentajes de fusión parcial relativamente elevados. Aunque a temperatura constante la presión tiene una influencia menor en el grado de fusión parcial alcanzado, algunas variaciones composicionales en vertical resultan inherentes al modelo, porque la temperatura varía continuamente en el área fundida; no obstante, una zona relativamente homogénea de en equilibrio con magma granodiorítico sería el resultado final obtenido.

En el momento en que en las zonas suprayacentes de la corteza se instaurasen las condiciones de ascenso adecuadas (probablemente, por fracturación) la segregación del magma granodiorítico generado y su (rápido) ascenso darían lugar a una extensa zona residual refractaria constituida, según los datos experimentales disponibles, por cantidades variables de ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa, y por magnetita e ilmenita en menor proporción.

A partir de ese momento, se produce un *cambio sustancial en las condiciones y el porcentaje de fusión parcial obtenido*, porque la zona residual no puede fundir de nuevo, y el proceso queda restringido a las inmediatamente suprayacentes. Nótese que el cambio *no tiene por qué haber sido causado por el cese del ascenso de la astenosfera*. Sin descartar enteramente esa posibilidad, la razón más probable sería más bien la existencia de una zona refractaria que retardaría el ascenso de las isothermas. Ello dificultaría el que las zonas suprayacentes alcanzasen la misma temperatura de fusión de la primera etapa, y se limitaría consecuentemente el grado de fusión parcial a los valores propuestos, al menos durante un tiempo, durante el cual una segunda etapa de fracturación hace ascender los magmas generados. Así se generarían los fundidos parentales de los monzogranitos.

V.4. Interpretación de los enclaves microgranitoides en el modelo propuesto.

Aunque en el apartado anterior se muestra explícitamente que los enclaves microgranitoides del batolito de Los Pedroches no fueron originados por un proceso simple

de *magma-mixing*, y por lo tanto se deduce que no son indicadores *per se* de ese proceso, es necesario proponer una explicación más detallada de su origen, en especial porque la propuesta aquí presentada contradice otros puntos de vista más extremos (Dorais *et al.*, 1990; Castro *et al.*, 1990; Poli y Tommasini, 1991).

Según los autores citados, *entre la existencia de enclaves microgranitoides y magma-mixing existiría una relación inequívoca*, de forma tal que *estos enclaves representarían en todo caso la cristalización de líquidos en los cuales hubo mayor participación de un magma básico*, aunque, obviamente, admiten que varios factores pueden complicar el proceso: diferenciación previa del magma máfico, agitación del reservorio, intrusión en éste de varios pulsos de magma que implican estadios de hibridación sucesivos, difusión química líquido-líquido u homogeneización posterior de enclaves y roca huésped por difusión subsolidus.

No deja de ser notable que la mayor parte de estos mecanismos son invocados *en vista de las dificultades para explicar el proceso de mezcla de forma más simple, y en particular por el hecho frecuente de la gran semejanza entre los enclaves y sus respectivas rocas huéspedes*. Lo que es incuestionable es que, sean cuales sean las variantes elegidas, se tratará de modelos derivados de uno solo, que tendrán en común la aceptación inequívoca de la relación indicada. Ello conduce, de forma casi automática, a inferir procesos de *magma-mixing* incluso de la mera existencia de este tipo de enclaves, en cuanto se caracterizan en ellos *algunos rasgos estructurales, mineralógicos o químicos*. Así ha sucedido en diversas áreas, incluida la de Los Pedroches (Castro, 1990).

El punto de vista sostenido en este trabajo difiere sustancialmente del anterior. La diferencia no estriba tan sólo en que la total analogía de los enclaves y sus correspondientes rocas huéspedes permite sostener, de manera tan válida como la mezcla simple de magmas, que la participación de magmas isotópicamente más primitivos haya sido la misma en todos los casos, como ya se había sugerido previamente para granitoides hercínicos (Eberz *et al.*, 1990; Pin y Duthou, 1989). Lo que primordialmente se demuestra en el caso de Los Pedroches es que, *si tuvo lugar un proceso MASH en el área fuente, ese proceso fue anterior a la generación de los enclaves microgranitoides (sensu Vernon, 1982)*, por cuanto *las dos series de granitoides se generaron ya a partir de un protolito homogéneo*. Nótese, además, que el argumento de la analogía enclave-roca huésped no fue usado para obtener esa conclusión. La deducción que emerge es que *los enclaves microgranitoides de granodioritas y de monzogranitos del área de Los Pedroches no están directamente relacionados con procesos de interacción corteza-manto, sino con la evolución tardía, en la corteza, de los magmas granitoides generados*.

Para confirmar esta conclusión mayor, que *implica la posibilidad de que, tanto en el batolito de Los Pedroches como en otras áreas, los enclaves microgranitoides puedan originarse de diversas formas a pesar de la aparente semejanza de sus rasgos generales*, es

necesario completar la discusión anterior con otra más específica, sobre las relaciones enclave-roca huésped en el área estudiada. Ya que, para sostener la conclusión nueva, será preciso demostrar con detalle que ninguno de los caracteres de los enclaves ni de la relación con sus respectivas rocas huésped contradice la nueva interpretación arriba propuesta, sino que, al contrario, de esta manera todos los rasgos de los enclaves se explican mejor y/o de forma más simple que con la que se trata de mejorar.

Rasgos generales.

Los rasgos petrográficos de los enclaves microgranitoides (EM) asociados a los litotipos plutónicos metalumínicos (Tn_{opx} y $Gdbt \pm anf$) y peralumínicos ($Gdbt \pm anf$, $Adbt$ y $Mzbt \pm cd$) del batolito de Los Pedroches son básicamente similares a los descritos en otras áreas graníticas (Didier, 1973; Vernon, 1983, 1991), y ponen claramente de manifiesto la *génesis ígnea* de estos enclaves: textura similar a la observada en rocas ígneas de grano fino a medio, presencia de abundante apatito acicular, alineaciones de flujo de determinadas fases minerales, etc.; todo ello, sin perjuicio de que se observen en ellos diversos rasgos producidos por reequilibrado subsolidus posterior, que enmascaran a veces ese carácter ígneo: agregados policristalinos de anfíbol (EMT y EMG) y/o biotita (EMT, EMG y EMM) con textura decusada, zonación en parches de la plagioclasa, bajo contenido en Al^T en los anfíboles (EMT y EMG). Iguales rasgos se observan también en las rocas huéspedes respectivas.

La existencia de algunos EM con formas angulares a subangulares sugiere un enfriamiento anterior al emplazamiento de la roca huésped. Sin embargo, estos enclaves no muestran una variación mineralógica y química con el resto de los EM, que son redondeados y cuyos contactos con la roca huésped reflejan, en ocasiones, procesos de *mingling* entre dos fundidos. La coexistencia de enclave microgranitoide y roca huésped en estado fundido se confirma también por numerosos rasgos estructurales y texturales ya descritos. No obstante, la existencia de *contactos netos* en la mayoría de los casos entre EM y su roca huésped sugiere que los enclaves se incorporaron a dicha roca como fundidos con una viscosidad muy elevada, permitiendo tan sólo *procesos de hibridación muy locales en el nivel de emplazamiento*. Por lo tanto, *la homogeneidad entre enclave y roca huésped no fue adquirida a ese nivel*.

Rasgos texturales.

Entre cada roca huésped y su población de EM hay una estrecha similitud mineralógica. Así, la Tn_{opx} posee EM con ortopiroxeno (EMT), la $Gdbt \pm anf$ posee EM con biotita $\pm$ anfíbol ($EMG_{bt \pm anf}$) y el $Mzbt \pm cd$ posee EM con biotita $\pm$ cordierita (EMM). Además,

las fases minerales comunes en cada pareja enclave microgranitoide-roca huésped también poseen una composición química muy similar, como se describió previamente.

No obstante, y a pesar de la estrecha relación mineralógica observada entre cada roca huésped y sus EM, determinados rasgos texturales observados en estos últimos son considerados comúnmente como pruebas de que representan glóbulos híbridos de magmas máficos derivados del manto con magmas félsicos resultantes de fusión cortical concomitante (Vernon, 1983; Holden *et al.*, 1987; Dorais *et al.*, 1990; Castro *et al.*, 1990; Barbarin y Didier, 1991). Así: a) los *fenocristales de cuarzo "ocelar"* de los EMG; b) los *megacristales de feldespatos potásicos* y c) las *plagioclasas* observadas en algunos EMM, o los *núcleos de determinados cristales de plagioclasa "manteados" por una plagioclasa más cálcica*, son considerados en dicho contexto como *xenocristales procedentes del fundido anatético*; mientras que los *agregados policristalinos de anfíbol* de los EMG representarían pseudomorfos de fases minerales *procedentes del fundido básico* (Castro *et al.*, 1989). En ese contexto, la similitud mineralógica y composicional de las fases comunes en EM y roca huésped se atribuye a *procesos de reequilibrio subsolidus por difusión química*. Empero, todos los argumentos arriba enumerados sobre existencia de xenocristales tienen muy poco apoyo en las observaciones texturales y de química mineral de las rocas estudiadas. Se discutirán uno por uno.

Los *"ocelos" de cuarzo* (Vernon, 1983, 1990) son poco frecuentes en los EMG. Además, su existencia no implica necesariamente un proceso de inestabilidad de cristales de cuarzo procedentes de un magma ácido incluidos en un magma básico (enclave microgranitoides) (Vernon, 1991), puesto que texturas similares pueden ser observadas *en los bordes fríos de los diques granodioríticos* del sector central del batolito de Los Pedroches, en donde esa interpretación sería en extremo artificiosa.

Se postula que los *megacristales de feldespatos potásicos* (EMM) y los *cristales de plagioclasa de mayor tamaño* de EMG y EMM son xenocristales procedentes del magma huésped porque tienen caracteres texturales y composicionales similares. Además, hay algunas evidencias de que el contacto enclave-huésped permitió un cierto paso de cristales de uno a otro medio (cristales del granitoide huésped cortando el contacto entre éste y el enclave, xenolitos derivados del encajante incluidos en los enclaves microgranitoides, etc.). Los rasgos estructurales de los enclaves microgranitoides, ya descritos, indican que éstos se comportaron como fundidos incluso a niveles de emplazamiento, por lo que estos procesos de *mingling* bien pudieron tener lugar en ese contexto, y no a mayor profundidad, y por lo tanto no probar nada en relación con una hibridación profunda. Sin embargo, a tal explicación se podría objetar que de hecho lo que observamos en el enclave podría ser el resultado de varias etapas de hibridación a distintos niveles. *Es preciso argumentar, entonces, si esos cristales prueban una cristalización en desequilibrio composicional.*

En ese sentido, aunque es evidente la existencia de *algunos* xenocristales en los EM, no lo es menos que contienen un número probablemente mayor de verdaderos *fenocristales* que se formaron en equilibrio con el fundido que originó los enclaves. En efecto, un xenocristal ha de distinguirse de un fenocristal en que este último estuvo en equilibrio con el magma desde las primeras etapas de su evolución y el primero no lo estuvo. Ahora bien: *si el enclave representa un fundido más máfico que el huésped, al menos un cierto número de xenocristales deberán mostrar núcleos de plagioclasa significativamente más sódica* que una corona de reabsorción formada tras su incorporación a un fundido más básico, a temperatura superior.

Es preciso insistir en que *esto es inescapable*: si se trata de razonar que el contraste térmico pudo no ser muy significativo, entonces los cristales de plagioclasa no pueden ser tomados como argumento en absoluto, puesto que se trataría de las relaciones de dos magmas a igual temperatura e igualmente saturados en la misma plagioclasa. Al contrario, esos cristales, fuesen o no xenocristales, serían la mejor prueba de que los magmas de los que cristalizaron enclave y huésped eran ya de composiciones equivalentes cualquiera que fuese la profundidad a la que la hibridación tuvo lugar. *Si existió desequilibrio composicional (y por ende, magma-mixing), hay que probar la presencia de núcleos de plagioclasa significativamente más sódica en los enclaves, y si se encuentra lo contrario, se tratará de fenocristales.*

Este último es el caso de muchos de los cristales de plagioclasa de mayor tamaño en los enclaves estudiados, en los cuales se encuentran núcleos con contenidos en anortita similares a las reabsorciones posteriores. Se deduce, por tanto, que de la mera existencia de una o varias bandas de reabsorción en un cristal de plagioclasa no se infiere que éste sea un xenocristal reabsorbido al penetrar en un medio a mayor temperatura: la pérdida de presión en un ascenso rápido puede igualmente ser responsable de la formación de esas bandas. Además, el caso ha de ser más frecuente de lo que se observa simplemente en lámina delgada, porque los cristales no son siempre cortados por su núcleo. Nótese que patrones semejantes a los atribuidos a *magma-mixing*, tanto aquí como en otras áreas, han sido obtenidos experimentalmente por descompresión (Nelson y Montana, 1992).

También debe mencionarse que el uso de *microscopía de interferencia Nomarski* para el estudio de plagioclasas similares ha dado como resultado el reconocimiento en la plagioclasa de un número de finas alternancias composicionales muy superior al que se reconoce ópticamente, y esa superior complejidad ha sido considerada como una evidencia adicional de *magma-mixing*, y más concretamente de una repetición sucesiva de pulsos de mezcla. Sin entrar en una discusión general del asunto, en nuestro caso esas finas discontinuidades representarían a lo sumo *heterogeneidades composicionales menores* en caso de existir, como se ha comprobado mediante la realización de *perfiles continuos por microsonda electrónica*.

Además, el mecanismo sugerido parece tanto más improbable cuanto mayor sea el número de alternativas invocadas en el crecimiento de un cristal único. Las discontinuidades significativas en los enclaves estudiados, tanto textural como composicionalmente, resultan ser las de mayor grosor, que se detectan por medios ópticos normales y que no prueban que haya habido desequilibrio composicional, y por tanto que se trate de xenocristales. La interpretación de la mayor parte de los cristales de plagioclasa de los enclaves como fenocristales parece la más adecuada.

Por otra parte, la historia de esos cristales, aún de aquellos para los que se pueda probar texturalmente que se relacionan con *mingling* (por ejemplo, los que cristalizan cortando el contacto enclave-huésped) es semejante a la de las plagioclasas de la roca huésped en cuanto al *valor absoluto de su contenido en anortita*. La máxima diferencia en contenido de anortita entre un *núcleo* de plagioclasa del huésped y un *núcleo* de plagioclasa de uno de sus enclaves es inferior al 10% en cualquier facies del batolito. Los datos, tal como se ve, son más congruentes con cualquier proceso que implique que *los enclaves son cognatos de cada uno de sus huéspedes* que con un proceso de mezcla.

Hay un último dato sobre las plagioclasas que *no se puede interpretar por magma-mixing*: tal como se describió, los núcleos de las plagioclasas de las tonalitas con ortopiroxeno tienen un contenido en An muy superior al de las plagioclasas de los EMG, que son en cambio más básicos que las tonalitas.

Los "*clots*" de anfíbol, descritos con detalle en los EMG y en la Gdbt+anf del área de Quintana por Castro y Stephens (1992), son considerados por estos autores como producto de una reacción compleja entre un piroxeno y un magma metaalumínico en el que precipita anfíbol cálcico. Su discusión *sugiere* que esa reacción podría ser el resultado de *magma-mixing* entre líquidos con distinto quimismo, en uno de los cuales (el granodiorítico huésped) sería más estable el piroxeno en relación con el otro. Así, los *clots* estarían alterados a anfíbol esencialmente como consecuencia de la interacción, y serían fenocristales en el magma de los enclaves, y xenocristales en la granodiorita huésped. No obstante, admiten también que los *clots* puedan ser *restíticos*.

Los "*clots*" de anfíbol de la Tnpx (no descritos por los autores citados) son muy similares, si bien conservan relictos de ortopiroxeno. Los fenocristales de ortopiroxeno aparecen comúnmente como fenocristales subidiomorfos con una significativa zonación composicional, rodeados por clinopiroxeno, a su vez parcialmente transformado en enfíbol. Parece, pues, evidente que si las Tnpx están relacionadas con las Gdbt+anf por un proceso de cristalización fraccionada, los agregados policristalinos de anfíbol observados en estas últimas representarían probablemente pseudomorfos de piroxeno.

Ahora bien: *nada sugiere que esos piroxenos sean relativamente más estables en los enclaves que en su huésped*: los ortopiroxenos son estables en magmas tonalíticos y granodioríticos, y la reacción ortopiroxeno-clinopiroxeno ocurre en ambas rocas, y se explica satisfactoriamente de acuerdo con los datos experimentales de cristalización en sistemas granodioríticos (Naney, 1983). Considerar los *clots* como xenocristales en la granodiorita no está justificado en absoluto, porque la cristalización tardía de anfíboles no es exclusiva de ellos y, por otra parte, están igualmente alterados en los enclaves, donde se supone que deberían ser estables. En mi opinión, pueden haber cristalizado directamente del magma granodiorítico/tonalítico, por reacción a partir de ortopiroxeno inducida por un aumento de $a_{\text{H}_2\text{O}}$ (Naney, *op. cit.*) de la cual existen evidencias texturales. Si los ortopiroxenos son o no restícticos es imposible de comprobar.

Por tanto, sin negar que existen xenocristales en los enclaves, sostenemos que ni su abundancia es tan grande como se ha postulado, ni tienen la importancia genética que comúnmente se les atribuye. En general, son *fenocristales precipitados en el magma que formó los enclaves*, con lo cual basta para concluir que *no prueban una hibridación* particularmente extensa al nivel de emplazamiento. Por lo demás, los verdaderos xenocristales parecen haber atravesado los bordes de los enclaves durante etapas muy tardías de la cristalización magmática, en las que las evidencias de "mingling" son claras, pero una hibridación extensa no parece probable.

Similitud petrográfica y química de los EM con bordes sobreenfriados de diques granodioríticos.

*La textura de los EM es similar a la observada en determinadas rocas ígneas, tales como diques de grano fino a medio (Harker y Marr, 1891; en Vernon, 1991). Con objeto de evaluar dicha similitud, se ha realizado un estudio petrográfico y químico de varios diques granodioríticos-adamellíticos y graníticos (DG-A y DG, respectivamente en Carracedo *et al.*, 1993), muy frecuentes en el área central del batolito. Las evidencias petrográficas y los datos geoquímicos sugieren según Carracedo *et al. (op. cit.)* que los DG-A y las Gdbt±anf, así como los DG y los Mzb±cd, son cogenéticos.*

Los DG-A muestran, en ocasiones, un borde afanítico microcristalino en el contacto con el granitoide encajante. Este borde, considerado comúnmente como producto de un sobreenfriamiento del fundido que constituye el dique y denominado *borde frío*, posee una serie de caracteres petrográficos y químicos comunes con los EM: textura inequigranular porfídica, de grano más fino en los bordes del dique, igual tipo de fenocristales, apatito acicular, modelos de zonación semejantes con reabsorciones muy similares y cuarzoes semejantes a las "ocelares".

Esta semejanza textural y mineralógica entre bordes fríos de diques granodioríticos y EM hace que se pueda pensar en una génesis similar para ambos tipos de rocas. Es decir, muchos de los enclaves microgranitoides podrían ser autolitos, *sensu* Fershtater y Borodina (1977), dada la semejanza mineralógica, química e isotópica con su huésped. En general, sin embargo, esta hipótesis no ha sido discutida en detalle (v., por ejemplo, Barbarin y Didier, 1991, para una revisión), pero debe resaltarse que los argumentos contrarios son limitados, lo cual da al tema la apariencia de que se trata más bien de una hipótesis que, simplemente, ha recibido menos atención.

Más concretamente, en la revisión citada (Barbarin y Didier, 1991) la idea de que los enclaves sean bordes de grano fino fragmentados (*disrupted fine-grained borders*) es admitida para *algunos* casos, pero rechazada en general porque son raros los plutones graníticos con bordes más máficos que sus zonas centrales. Sin embargo, la posibilidad de que los enclaves correspondan a *bordes de diques de alimentación, activos durante el emplazamiento plutónico* no ha sido considerada, pese a que actualmente la propagación de diques (Castro, 1989?) se considera un mecanismo de emplazamiento fundamental, especialmente en el caso de plutones graníticos epizonales. Por lo tanto, resulta otra forma plausible de generación de enclaves.

Además, en esta interpretación *la abundancia de enclaves no tendría que ver con la mayor o menor participación de un magma exótico, ni con el grado de homogeneización alcanzado, sino con el mecanismo de ascenso*. Y en tal sentido conviene recordar que, tal como señalan Fershtater y Borodina (*op.cit.*), los enclaves microgranitoides son comunes en granitoides epizonales, mientras que escasean en otras zonas, como las áreas anatéticas, que representan sin duda zonas más profundas de la corteza en donde deberían ser más abundantes si hubiesen sido originados por hibridación.

No es deseable, y seguramente tampoco es posible, adoptar el punto de vista contrario y defender que todos los enclaves microgranitoides se generan *exclusivamente* de esta forma: el presente trabajo defiende, por el contrario, que seguramente enclaves muy semejantes se pueden generar mediante mecanismos diferentes. No obstante, en el caso que se presenta, la posibilidad de su interpretación como autolitos debe ser seriamente considerada, especialmente en vista del resto de los datos, que se exponen a continuación.

Datos isotópicos de los enclaves microgranitoides

Los valores de las razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(312)}$ y $\epsilon_{\text{Nd}(312)}$ de los enclaves microgranitoides analizados (EMG y EMM) se solapan también *grosso modo* con los correspondientes a sus rocas huéspedes (Gdbt±anf y Mzbt±cd, respectivamente). Si se analiza por separado cada pareja enclave microgranitoide/roca huésped, las razones isotópicas iniciales

son similares en la mayoría de los casos, lo que indica un equilibrio isotópico entre ambos fundidos en el momento de su formación.

No obstante, algunas de estas parejas muestran ligeros contrastes isotópicos iniciales: algunos enclaves tienen razones isotópicas más "corticales" que su huésped; otros, más "mantélicas", y algunos más "corticales" y más "mantélicas" al tiempo, según el sistema isotópico considerado. Además, las diferencias en los valores de esas razones isotópicas son mínimas en todos los casos, y tal vez la primera cuestión debería ser si tan pequeñas diferencias son significativas. El cuadro difiere del de otras áreas graníticas, en las que esas diferencias son mayores, y donde los enclaves muestran sistemáticamente características isotópicas más próximas a valores del manto que las rocas huéspedes consideradas (Holden *et al.*, 1987).

Los enclaves microgranitoides que muestran una estrecha relación isotópica con su roca huésped pueden ser interpretados de acuerdo con cualquier hipótesis que sugiera una relación cogenética entre ambos fundidos. Sin embargo, numerosos trabajos atribuyen una falta de contraste isotópico entre enclave y roca huésped a un proceso de equilibrio isotópico de los primeros durante el periodo de residencia en el granitoide (Pin *et al.*, 1990, Fourcade y Javoy, 1991).

La posibilidad de un proceso de reequilibrio isotópico del enclave microgranitoide que borre su razón isotópica inicial ha sido sugerida por varios autores a partir de diversas observaciones, entre las que destacan: a) un mayor contraste isotópico entre los enclaves microgranitoides de mayor tamaño y su roca huésped, respecto de los enclaves más pequeños (Pin, 1991); b) la inexistencia de contraste isotópico entre enclaves xenolíticos y su roca huésped (Pin, 1991) y c) la movilidad de los isótopos de Sr y, en menor medida, de Nd, determinada a partir de datos experimentales (Baker, 1990; Lesher, 1990).

Estos trabajos sugieren un desequilibrio isotópico inicial entre el enclave microgranitoide, parcialmente líquido después de sobreenfriamiento, y el granitoide huésped, en un contexto de mezcla de magmas. Este desequilibrio tendería a desaparecer posteriormente por transferencia de los isótopos de Sr y Nd controlada por difusión a través del contacto enclave-roca huésped, debido al gradiente composicional isotópico entre ambos fundidos. Los enclaves microgranitoides, considerados como glóbulos híbridos con caracteres isotópicos más próximos a valores "mantélicos", mostrarían un aumento de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y un descenso en el valor de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$.

La difusión isotópica podría explicar la existencia de parejas de enclaves microgranitoides con firmas más próximas a "materiales mantélicos" coexistiendo en el mismo plutón con enclaves cuya composición isotópica es similar a la de su roca huésped. No obstante, los resultados obtenidos en este trabajo muestran además enclaves

microgranitoides con firmas isotópicas (en los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd) más "corticales" que su roca huésped (por ejemplo la pareja BL-23e/BL-25), lo que tendría que ser explicado por un improbable proceso de difusión hacia arriba ("uphill diffusion"). Las diferencias son mínimas en todo caso, y tres de los cinco pares analizados no muestran contraste isotópico alguno.

De los otros dos pares de EMG/Gdbt±anf analizados, tan sólo el enclave PZ-2 muestra un carácter menos radiogénico (en 0.0009 unidades) en la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ que su granodiorita huésped (PZ-1) (0.7050/0.7059). Por consiguiente, podría considerarse que este enclave preserva parcialmente su desequilibrio isotópico inicial, debido a sus dimensiones superiores a los 10 metros de diámetro. Sin embargo este enclave, que debería corresponder con una roca más básica, muestra el mismo contenido en elementos mayores, trazas y en los valores de $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ que su roca huésped ($\epsilon_{\text{Nd}(i)}$: PZ-2/PZ-1, -3.2/-3.3). De existir un proceso de reequilibrio, éste habría sido más rápido entre los isótopos de Sr que en el resto de los elementos mencionados. Por consiguiente, considero que este enclave mantiene su integridad isotópica inicial, y es más razonable atribuir la heterogeneidad a diferencias isotópicas menores del área fuente.

El enclave micorgranitoide R-9 posee una razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ similar a su roca huésped (R-10) (R-9/R-10: 0.7057/0.7056). En cambio, los valores de $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ son superiores a los de su roca huésped en 1.1 unidades (R-9/R-10: -2.3/-3.4). Por consiguiente, este enclave podría representar un fundido híbrido con rasgos isotópicos más próximos al polo básico que su roca huésped en un proceso de mezcla de magmas. No obstante, el valor de $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$, a pesar de ser superior al de su granodiorita huésped, es muy similar al de otra granodiorita, la BL-25 (-2.4), lo que indica que los enclaves no representan necesariamente fundidos con caracteres isotópicos más próximos al manto que los granitoides huéspedes.

Los valores isotópicos de la asociación EMM/Mzb±cd muestran también variaciones similares a las anteriores. El par EC-2e/EC-1 muestra un contraste isotópico inicial con valores más próximos a materiales del "manto" en el enclave microgranitoide respecto al monzogranito huésped. Sin embargo, el monzogranito CD-1 posee un valor de $\epsilon_{\text{Nd}(i)}$ superior (-2.7) al del enclave EC-2e. El enclave LN-6e es más radiogénico que su roca huésped (LN-4) en el sistema Rb-Sr (Tabla X); mientras que los pares LN-8e/LN-4 y CP-10e/CP-4 poseen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(312)}$ semejantes para enclave y roca huésped.

En resumen, los valores isotópicos iniciales correspondientes a los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd para enclaves microgranitoides/granitoides huéspedes muestran rangos de variación globales que son similares para cada par de muestras considerado. *Los contrastes isotópicos iniciales observados en algunas parejas pueden poner de manifiesto en ciertos casos un carácter "más cortical" de las granodioritas respecto a los enclaves microgranitoides, pero también a la inversa.* No obstante, aunque la razón isotópica inicial de determinadas muestras

de algunos enclaves microgranitoides sean más próximas a valores mantélicos que su roca huésped, son muy similares a las razones isotópicas de otras rocas huéspedes. Además, estos contrastes no están relacionados con el tamaño del enclave microgranitoide, ni con el grado de evolución de los granitoides huéspedes. Finalmente - y esto no es lo menos importante - las diferencias absolutas en contenido isotópico son mínimas, lo cual permite también considerar que carezcan de todo significado. Todo ello indica que *los enclaves representan fundidos cogenéticos con su granitoide huésped*, y sugiere descartar un proceso de reequilibrio y atribuir la variación isotópica a heterogeneidades del área fuente, dentro de un estrecho intervalo.

Química de roca total

Aparte de que la uniformidad isotópica observada parezca descartar el origen del conjunto granitoides-enclaves mediante un modelo de "*magma-mixing*" con participación significativa de magma básico subcortical, el comportamiento geoquímico de los enclaves apunta la misma conclusión. En efecto, los enclaves (de cada grupo) son significativamente más ricos que su huésped en: Li, Rb, Cs, Zr, Nb, Y y Hf. Muchos de los enclaves de las granodioritas, además, son claramente más ricos en K_2O . Para explicar semejante comportamiento, sería preciso argumentar que en el magma básico (antes de la mezcla) estos elementos eran mucho más abundantes, hasta valores difíciles de conciliar con ningún dato geológico ni geoquímico.

En efecto, cabría pensar, en primer lugar, que las rocas básicas que participaron en el proceso de hibridación eran mucho más ricas en Li y Rb que los materiales corticales con los que se hibridaron; pero no hay evidencia alguna de existencia de esas rocas en todo el Macizo Ibérico. Alternativamente, la mayor concentración de Rb y Li de los enclaves sólo se podría explicar mediante homogeneización subsolidus de la biotita, por difusión desde la roca huésped al interior de los enclaves (Dorais, 1990, com. pers.). Aunque es verdad que tal difusión es posible *en magmas* de acuerdo con datos experimentales recientes (Baker, 1991), la discusión que sigue descarta también esa posibilidad.

Nótese que en el caso que presentamos la variación química conjunta de Rb y Sr respecto de SiO_2 en granodioritas y enclaves es opuesta a la que se encuentra en sistemas graníticos cordilleranos en que se invoca hibridación con basaltos ricos en alúmina (Dorais *et al.*, 1990), pues los contenidos en Rb *disminuyen* en los enclaves con el aumento de sílice y los de Sr *aumentan* en igual sentido: en el caso de admitir hibridación, la fracción básica no podría ser una roca calcoalcalina/subalcalina de ese tipo u otro similar.

En el diagrama Zr vs. SiO_2 se aprecia claramente la mayor abundancia absoluta de Zr en los enclaves. Está claro que en magmas semejantes, con similar contenido en Zr (y por

tanto en circón, única fase que contiene Zr en el sistema), es fácil explicar ese hecho. Por el contrario, es en la práctica imposible explicarlo por hibridación, puesto que la difusión no puede ser invocada. En efecto, los modelos de difusión para Zr y P (Harrison & Watson, 1983 y 1984, en Baker, 1991) se han realizado en líquidos a 1200°C, y justamente se han medido a partir de la disolución de cristales de apatito y circón. La evidencia petrográfica demuestra que ese no es el caso en los enclaves, ni aún invocando una hibridación profunda.

El diagrama CaO vs. MgO es también relevante en esta discusión. De nuevo, si se admite un proceso de hibridación de magmas, la variación mutua debería ser lineal, y el fundido básico debería hallarse, a lo largo de dicha línea, hacia los términos más ricos en MgO y CaO, mientras que los enclaves microgranitoides se deberían encontrar como miembros intermedios en dicha serie. Sin embargo, los EMG se desvían claramente de esa tendencia ideal hacia contenidos más ricos en MgO. Los EMGbt+anf muestran mayor contenido en CaO respecto a EMGbt, pero ambos tipos poseen composiciones muy semejantes en MgO, lo que indica que estos enclaves se formaron por un proceso de acumulación de determinadas fases máficas. La interpretación del diagrama Rb vs. Mg lleva a la misma conclusión. Por lo demás los dos diagramas citados, en los que se aprecia el mismo rango de contenido en Mg para EMGbt y EMGbt+anf, muestran de nuevo que *no se puede considerar más básicos a los enclaves por el solo hecho de contener más anfíbol*.

Los diagramas Rb vs. K₂O, y Li vs. K₂O, muestran una variación coherente y separada de enclaves y roca huésped, y, lo que es más significativo, una separación neta de las tendencias de enclaves y granodioritas para altos valores de K₂O, Rb y Li.

Es claro, en primer lugar, que la variación química mostrada no se puede explicar por difusión iónica, porque se producirían solapamientos de esas tendencias y porque la buena correlación K₂O/Rb y K₂O/Li, con tendencias diferentes para rocas ígneas y enclaves, implicaría que durante la supuesta difusión el comportamiento de esos elementos fue opuesto en granodioritas y enclaves, concentrándose Li, Rb y K en los enclaves de menor contenido en SiO₂ y en las granodioritas de mayor contenido en SiO₂. Obviamente, los estudios que sugieren reequilibrado por difusión (Dorais, *et al.*, 1990, pág. 871) muestran variaciones de álcalis y de SiO₂ en igual sentido para rocas y enclaves y razonan en consecuencia.

Otra posibilidad invocada con frecuencia para explicar el quimismo de enclaves y roca huésped por procesos de hibridación es la de imaginar un proceso de diferenciación previo en el magma básico que posteriormente se mezcla con fundidos corticales (Castro *et al.*, 1990; Dorais *et al.*, 1990; Zorpi, 1988). Esta suposición tiene además la ventaja de explicar mejor la homogeneización de fundidos cuyos intervalos P-T de cristalización se hacen más semejantes conforme la diferenciación progresa (Sparks & Marshall, 1986). Desde el punto de vista de la discusión que planteamos, esta posibilidad permitiría explicar los datos químicos de los enclaves por diferenciación a partir de magmas básicos, en los que Zr y alcalinos se

comportarían como incompatibles. La mezcla, pues, se haría entre fundidos corticales y diferenciados de un magma básico, uno de cuyos rasgos sería, precisamente, el enriquecimiento en los elementos citados.

En el caso de las rocas estudiadas la explicación expuesta no es verosímil: sería necesario imaginar una roca básica en la que la diferenciación progresase con disminución del contenido en SiO_2 , puesto que esa es la tendencia de los elementos citados respecto de la sílice. Alternativamente, cabría imaginar que sólo afloran enclaves de diferenciados basálticos saturados en Zr, Rb y Li, y no de los que representarían los estadios previos de la diferenciación, lo cual deja sin pruebas la presencia de magmas básicos. Además, los enclaves con bajo contenido en SiO_2 (en torno al 57%) contienen valores altos de todos los elementos citados.

De nuevo, la explicación de los enclaves como fundidos similares a los que producen los granitoides, aunque más ricos en biotita y plagioclasa, explica de forma más plausible todos los datos, porque la biotita (con inclusiones de circón) concentraría Zr, Rb y Li. Los enclaves con bajo contenido en SiO_2 serían, simplemente, acumulados de biotita. De esta forma, además, es muy clara la interpretación de los diagramas de Rb y de Li vs. K_2O : la variación observada en los enclaves se relaciona con diferencias en los contenidos modales en biotita, cuyo aumento conlleva el de Rb y Li; en cambio, en las granodioritas, en las que existe también feldespato alcalino, el aumento de Rb con el de K_2O sigue un patrón diferente, y el contenido en Li prácticamente no aumenta con el de K_2O , porque los feldespatos no contienen Li. Nótese, por último, que los dos enclaves de composición granodiorítica, que contienen feldespato alcalino, se alinean con las granodioritas en los dos diagramas.

Las Tierras Raras en los EM

En relación con los enclaves microgranitoides biotíticos y biotítico-anfibólicos, sus espectros en REE son paralelos a los que muestran los granitoides, aunque hay que destacar su enriquecimiento en REE unido a una anomalía negativa de Eu. Nótese, además, que los valores de La_N sobrepasan con mucho los máximos descritos por Gill (1981) para rocas calcoalcalinas ricas en K_2O y los de la literatura reciente en batolitos de tipo cordillerano (Dorais *et al.*, 1990), llegando a alcanzar valores 400 veces superiores a los contenidos condriticos. En cambio, las razones La_N/Yb_N son semejantes a las descritas por Gill (*op. cit.*), lo cual, análogamente, indica contenidos en HREE normalizados también superiores a los que la literatura considera propios de esos tipos de rocas, y en conjunción con los datos antes discutidos descarta en cualquier caso la participación de magmas básicos calcoalcalinos en la evolución de los enclaves, salvo si éstos fuesen ultrapotásicos (absarokitas?), que, de nuevo, no se conocen en el área ni en todo el Macizo Ibérico.

Consideramos que la anomalía de Eu no puede deberse a la extracción de plagioclasa, ya que los enclaves contienen tanta o más plagioclasa modal que la roca huésped, por lo que sugerimos explicar el enriquecimiento en REE por una acumulación de minerales accesorios en pequeñas proporciones (apatito, circón y anfíbol) en los enclaves, que eleva los contenidos de LREE o de HREE, sin aumentar el contenido en Eu y produce una anomalía negativa en dicho elemento en los enclaves microgranitoides a partir de fundidos muy similares a los granitoides. Conviene destacar que la acumulación de circón correspondería a la acumulación de biotita indicada anteriormente, y que la mayor abundancia de HREE en enclaves biotítico-anfibólicos y de LREE en enclaves biotíticos concuerda con la explicación presentada.

Alternativamente, esa anomalía podría deberse: 1) a que los enclaves deriven de un diferenciado (procedente a su vez de un magma básico del que se extrae plagioclasa) que posteriormente es hibridado con un magma cortical, de forma que una anomalía negativa de Eu es posteriormente "compensada" por la hibridación; y 2) a un empobrecimiento de Eu en el área fuente (p. ej., si previamente se han extraído de ésta fundidos en equilibrio con plagioclasa).

En cuanto a las posibilidades de hibridación, es necesario resaltar que los contenidos en Eu de granodioritas y enclaves son equivalentes (los valores máximos corresponden a algunos enclaves), lo que hace improbable que estos últimos procedan de fraccionamiento de plagioclasas, máxime con contenidos modales de plagioclasa equivalentes o superiores a los de la granodiorita huésped, para los que cabría esperar contenidos en Eu superiores. Podría defenderse, para elementos muy poco abundantes, una total homogeneización durante la hibridación para explicar la práctica igualdad de contenidos en Eu; pero en tal caso carece de explicación el hecho de que el resto de REE no se hayan homogeneizado de igual manera.

Por otra parte, la mayor abundancia de La_N respecto de las rocas calcoalcalinas ricas en K_2O plantea de nuevo la interrogante de cuál pudo ser el magma básico en cuestión, problema tanto más grave si los enclaves son considerados como "híbridos" enriquecidos en componente básico respecto de la granodiorita; pues entonces, ¿cuál sería el contenido en REE de los magmas básicos antes de la hibridación? Superior a 400 veces el de los condritos, y eventualmente muy superior.

Respecto de la otra posibilidad, esto es, la explicación de los enclaves como procedentes de fundidos posteriores a una fusión fraccional previa del mismo protolito (etapa en la que se producirían las granodioritas), se podría explicar la anomalía negativa de Eu sólo si paralelamente se observase una abundancia menor de REE (y también de otros elementos incompatibles) en los enclaves respecto de las granodioritas. La hipótesis debe ser descartada con el conjunto de los datos presentados. En definitiva, si los datos de REE se usan conjuntamente con el resto de los datos químicos disponibles, corroboran la hipótesis sugerida: los enclaves son concentraciones de biotita, formadas durante el ascenso del magma.

De acuerdo con ese modelo, el mayor contenido en LREE de los enclaves está relacionado con la mayor abundancia de apatito en estos cuerpos, como también lo indica su mayor contenido en P_2O_5 . Las concentraciones ligeramente superiores en HREE en los enclaves pueden ser atribuidas a un mayor contenido modal en anfíbol (y, probablemente, circón). La anomalía negativa de Eu en éstos últimos sería meramente consecuencia del aumento del contenido modal de accesorios con un volumen de plagioclasa similar en los enclaves.

Génesis sugerida para los enclaves microgranitoides

Queda entonces por explicar cómo se podría producir una tal concentración de minerales máficos. Si dicha concentración no corresponde a un pulso de magma diferente, se ha de producir en el mismo magma durante su ascenso. Como la morfología angular y otros rasgos de los EM indicarían una alta viscosidad, podrían representar fragmentos de bordes sobreenfriados, producidos en los canales de ascenso de los magmas y englobados posteriormente en el granitoide huésped. Estos fragmentos son posteriormente retrabajados por el granitoide que los engloba, lo que origina un desarrollo subsiguiente de morfologías subredondeadas a redondeadas. Los enclaves podrían, pues, ser **autolitos**.

Aparte de que, de acuerdo con la discusión precedente, esa explicación es más adecuada que ninguna otra para los rasgos químicos e isotópicos de enclaves y rocas huésped, y de que la mayor parte de los rasgos texturales (cuarzos ocelares, texturas rapakiwi de los feldespatos alcalinos, reabsorciones de plagioclasas) pueden explicarse en un contexto de descompresión del magma ascendente, sin invocar interacción de magmas de distinta composición al nivel del emplazamiento, la hipótesis sugerida concuerda también con el hecho de que el Batolito de Los Pedroches (como otros batolitos epizonales) puede haberse emplazado mediante un mecanismo de propagación de diques (v., p. ej., Castro, 1987), que constituye el contexto idóneo para interpretar la abundancia de enclaves observada. Es posible también que, de forma más general, sea ésta una explicación de la mayor abundancia de enclaves observada por algunos autores en relación con plutones epizonales (Fershtatter y Borodina, 1976).

Por último, los procesos de diferenciación enclave-huésped producen en detalle efectos químicos algo diferentes de la cristalización fraccionada que se ha modelizado con detalle para los dos grupos de granitoides. Este hecho podría explicarse teniendo en cuenta las distintas condiciones físicas en que cada proceso tuvo lugar. Sugiero, *a título de hipótesis*, que un proceso de cristalización *in situ*, como el sugerido por Langmuir (1989), podría contribuir a interpretar algunos de los rasgos de los enclaves, que desde un punto de vista químico (y también textural) no son simplemente acumulados.

En conclusión, existe al menos un caso, el del batolito de Los Pedroches, en donde se demuestra que *la relación enclaves-magma mixing es más equívoca de lo que otras opiniones extremas han sugerido*. En principio, nada permite suponer que se trate de un caso único. Por lo tanto sugiero que, de igual forma que parece razonable juzgar individualmente la génesis de granitoides aparentemente similares, así también los enclaves microgranitoides deben ser interpretados caso por caso. Read (1946) sugirió con acierto que existen "granitos y granitos", y Pitcher (1987) que "...aún más granitos...". Es muy probable que, análogamente, existan enclaves y enclaves, con rasgos convergentes y distinto significado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Apalategui, O.; Borrero, J. D. e Higuera, P. (1985). División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 8: 73-80.
- Aparicio, A.; Barrera, J. L.; Carballo, J. M.; Peinado, M. y Tinao, J. M. (1975). Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 88: 145pp.
- Aparicio, A.; Barrera, J. L.; Casquet, C.; Peinado, M. y Tinao, J. M. (1977). Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SO del macizo hespérico. *Studia Geologica* 12, 9-39.
- Aparicio, A.; Bellido, F.; Brandle, J. L.; García, L. y Santos, V. (1983). Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centrooriental del sistema central español. *Estudios Geol.*, 39, 271-306.
- Arribas, A. (1964). Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Cardeña (Córdoba). *Not. y Com. I.G.M.E.* 76, pp. 45-78.
- Arriola, A.; Eguiguren E. y Garrote, A. (1985). El batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de La Serena (Badajoz). 5ª Reunión del Grupo de Ossa Morena. Bélmez (Córdoba), 1983. *Temas Geológico Mineros*, pp. 19-28. I.G.M.E.
- Baker, D.R. (1991): Interdiffusion of hydrous dacitic and rhyolitic melts and the efficacy of rhyolite contamination of dacitic enclaves. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 462-473.
- Barbarin, B. (1988): Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la Vetre Monzogranite (Nord-Foréz, Massif Central, France). *Can. Jour. Earth Sci.*, 25, 49-59.
- Barbarin, B. y Didier, J. (1991). Conclusions: Enclaves and granite petrology. In: *Enclaves and granite Petrology*. (Didier, J. and Barbarin, B., Eds.). Elsevier, Amsterdam. *Dev. in Petrology*, 13: 545-549.
- Barrera, J. L.; Bellido, F. y Peinado, M. (1981). Variaciones mineralógicas y químicas de enclaves microgranulares de los granitoides tardihercínicos del Sistema Central Español. *Cuadernos Geología Ibérica*. Vol. 7, pp. 235-253.
- Bea, F. (1975). Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área de Salamanca-Cáceres. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 247 pgs.
- Bea, F. (1976). Anomalías geoquímicas de los granitoides calcoalcalinos hercínicos de área Salamanca-Cáceres-Zamora. Implicaciones petrogenéticas. *Studia Geologica* 11, pp. 25-73.
- Bea, F. (1985). Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del batolito de Avila (Sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de superficies. *Rev. Real Acad. Cien. Exac. Fis. y Nat. de Madrid*. Tomo 79, pp. 549-572.
- Bea, F. y Pereira, M. D. (1990). Estudio petrológico del Complejo anatético de la Peña Negra (Batolito de Avila, España Central). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, (1-2), pp. 87-103.
- Bea, F. (1994). The residence de Rare-Earth Elements within granite rocks, implications for REE-based geochemical modeling. 16th Inter. Mineralogical Association, Pisa (Italia).
- Beard, J. S. y Lofgren, G. E. (1991). Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 y 6.9 Kb. *Jour. Petrol.*, 32(2): 365-401.
- Bellon, H., Blachère, H., Crousilles, M., Deloche, C., Dixsaut, C., Hertrich, B., Prost-Dame, V., Rossi, P., Simon, D. y Tamain, G. (1979): Radiochronologie, évolution tectono- magmatique et implications métallogéniques dans les Cadomo- variscides du Sud-Est hespérique. *Bull. Soc. Geol. France*, 21: 113-120.
- Brandebourger, E.; Casquet, C.; Debon, F.; Fuster, J. M.; Ibarrola, E.; Isnard, P.; Le Fort, P.; Navidad, M.; Peinado, M.; Stussi, J. M. y Villaseca, C. (1983). Nota previa sobre la petro-

- grafía y la geoquímica de los granitoides de la Sierra de Guadarrama (España). *Studia Geologica Salmanticensia*, XVIII, pp. 251-254.
- Cabanás, R. (1968). El macizo batolítico de Los Pedroches. *Mem. Real Acad. de Ciencias Ex. Fís. y Naturales. Serie Nat.* n° 23, 137 pp.
- Campbell, I. H. & Turner, J. S. (1985). Turbulent mixing between fluids with different viscosities. *Nature* 313, pp. 39-42.
- Cantagrel, J.M., Didier, J. y Gourgaud, A. (1984): Magma mixing: origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 35: 63-73.
- Capdevila, R. (1969). Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne). *These Univ. Montpellier*, 430 pgs.
- Capdevila, R.; Corretge, L. G. & Floor, P. (1973). Les granitoides varisques de la Meseta Iberique. *Bull. Soc. Geol. France*, 15, 209-228.
- Capdevila, R. & Floor, P. (1970). Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne. *Boletín Geológico y Minero*, T. LXXXI.-II-III, pp. 215-225.
- Carracedo, M., Ortega Cuesta, L. A., Gil Ibarguchi, J. I. y Sánchez-Carretero, R. (1989): Aportación a la geoquímica de Tierras Raras (REE) en el batolito de Los Pedroches (Córdoba- España). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*. 4: 93-104.
- Carracedo, M., Eguiluz, L., Gil Ibarguchi, I. y Tijero, F. (1990): Cartografía, petrología y geoquímica del plutón del Cerro Mogábar, batolito de Los Pedroches (Córdoba, España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 105-118.
- Casillas, R. y Peinado, M. (1988). Secuencias graníticas en el área de San Martín de Valdeiglesias (Sistema Central Español). In: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza y M. D. Rodríguez Alonso (Eds.) "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Libro Homenaje Profesor García de Figuerola. Ed. Rueda. Madrid. 1ª Parte, 27-35.
- Castro, A. (1984): Los granitoides y la estructura hercínica en Extremadura Central. Tesis Univ. Salamanca (inédis). 202 p.
- Castro, A. (1984). Emplacement fractures in granite plutons (Central Extremadura Batholith, Spain). *Geol. Rundschau*, v. 73, num. 3, pp. 869-880.
- Castro, A. (1990): Microgranular enclaves of the Quintana granodiorite (Los Pedroches batholith). Petrogenetic significance. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 7-21.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. y De la Rosa, J. D. (1990): Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. *Geol. Jour.*, 25: 391-404.
- Cebriá, J.M. y López Ruiz, J. (1990). *TRAZAS: Programa para calcular la composición de los magmas y evaluar los parámetros de los procesos magmáticos*. Colección-Informe I.T.G.E., Madrid.
- Clemens, J. D. (1989). The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: a comment. *Jour. Petrol.* 30, pp.1313-1316.
- Corretge, L. G.; Gallastegui, G. y Cuesta, A. (1983). Características geoquímicas de los enclaves en las granodioritas de Cangas de Morrazo-Moaña (Provincia de Pontevedra). *Studia Geologica Salmanticensia*, XVIII, pp. 307-322.
- Corretge, L. G.; Ugidos, J. M. y Martínez, F. (1977). Les series granitiques varisques du secteur centre-occidental Espagnol. *Cong. Internat. C. N. R. S.: La chaine varisque d'Europe Moyenne Occidentale*, 243, pp. 453-461.
- Chacón, J. y Pascual, E. (1977). El anticlinorio Portoalegre- Badajoz-Córdoba divisoria entre las

- zonas Centro-Ibérica y Ossa- Morena (Sector SW del Macizo Ibérico). Cuad. Geol. v. 8, pp. 21- 35.
- Chappell, B. W.; White, A.J.R. y Wiborn, D. (1987). The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Jour. Petrol.* 28, pp. 1111-1138.
- Chen, Y. D.; Price, R. C. y White, A. J. R. (1989). Inclusions in three S-type granites from southeastern Australia. *Jour. Petrol.* 30, pp. 1181-1218.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1982). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73, pp. 135-149.
- Deer, W. A. R.; Howie, R.A. y Zussman, J. (1962): *Rocks forming minerals*. J. Wiley & Sons. New York.
- Defalque, G.; Dumont, P. y Panou, G. (1971). Le batholite granitique de Los Pedroches et ses mineralisations. *Bol. Soc. Belge Geol. Paleon. Hidrol.*, 80 (1-2), pp. 51-60.
- DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53: 189-202.
- Didier, J. (1973): *Granites and their Enclaves*. Elsevier, Amsterdam. *Dev. in Petrology*, 3: 393 pp.
- Didier, J. (1987): Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundschau*, 76: 41-50.
- Donaire, T. (1990): *Enclaves asociados a la granodiorita biotítica ($\pm$ anfíbol) del sector central del batolito de Los Pedroches (Córdoba- España). Clasificación e implicaciones petrogenéticas*. Tesis de licenciatura. Univ. de Sevilla (inédita).
- Donaire, T. y Pascual, E. (1991): Paragénesis metamórficas de contacto en xenolitos de la granodiorita de Los Pedroches (Córdoba, España): evidencia de emplazamiento a alta temperatura. *Geogaceta*, 10: 90-93.
- Donaire, T. y Pascual, E. (1992a): Caracterización petrológica y geoquímica del sector central del batolito de Los Pedroches: discriminación de dos series de granitoides. *Rev. Soc. Geol. España*, 5(3-4): 41-53.
- Dorais, M. J., Whitney, J. A. y Roden, M. (1990): Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada batholith, California. *Jour. Petrol.*, 31: 853-881.
- D.P.U.S. (Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca) (1980). Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note. *Estudios geol.*, 36, pp. 339-348.
- Eberz, G. W. y Nicholls, I. A. (1988): Microgranitoid enclaves from the Swifts Creek Pluton SE-Australia: textural and physical constraints on the nature of magma mingling processes in the plutonic environment. *Geol. Rundschau*, 77: 713-736.
- Eberz, G. W. y Nicholls, I. A. (1990): Chemical modification of enclave magma by post-emplacement crystal fractionation, diffusion and metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104: 47- 55.
- Eberz, G. W., Nicholls, I. A., Maas, R., McCulloch, M. T. y Whitford, D. J. (1990): The Nd- and Sr-isotopic composition of I-type microgranitoid enclaves and their host rocks from the Swifts Creek Pluton, southeast Australia. *Chem. Geol.*, 85: 119-134.
- Eguiguren, E. (1983): *El batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de La Serena*. Tesis de licenciatura, Univ. del País Vasco (inédita).
- Eichelberger, J. C. (1980). Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, 288, 446-450.
- Eraso, A. (1980): *Petrografía del batolito de Los Pedroches en la transversal de Cardena (Córdoba)*. Tesis de licenciatura, Univ. del País Vasco (inédita).
- Eraso, A. y Garrote, A. (1984). El batolito de Los Pedroches en la transversal de Cardena. Córdoba.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe: 8, 235-256.

- Faure, G. (1986). *Principles of isotope Geology*. John Wiley & Sons (Second edition). 589 pp.
- Fernández, F. J. (1987): Caracterización petrológica y geoquímica de la granodiorita de Los Pedroches y el plutón de El Guijo (Batolito de Los Pedroches, Córdoba, España). Tesis de licenciatura. Univ. de Oviedo (inédita)
- Fernández, F. J., Cueto, L. A., Larrea, F. J. y Quesada, C. (1990): El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del batolito de Los Pedroches. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 89-103.
- Fernández, F. J.; Quesada, C.; Cueto, L. A. y Larrea, F. J. (en prensa). *Mapa de la Hoja nº 882 (Cardeña) del Mapa geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (Magna)*. I.T.G.E.
- Fershtater, G. B. & Borodina, N. S. (1976). Petrology of autoliths in granitic rocks. *Internat. Geology Rev.*, v. 19, nº4.
- Franco, M. P. (1980). Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al norte de la depresión de Corneja. Tesis Doct. Universidad de Salamanca.
- Franco, M. P. y García de Figuerola, L. C. (1986). Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo occidental de la Sierra de Avila (Provincias de Avila y Salamanca). *Studia Geologica Salmanticensia*, XXIII, pp. 193-218.
- Furman, T. & Spera, F. J. (1985). Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: fields and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, U.S.A. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24, pp. 151-178.
- Fuster, J. M. y Villaseca, C. (1988). El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español. In: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza y M. D. Rodríguez Alonso (Eds.) "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Libro Homenaje Profesor García de Figuerola. Ed. Rueda. Madrid. 1ª Parte, 27-35.
- Gabaldon, V.; Garrote, A. y Quesada, C. (1985). Geología del Carbonífero inferior del Norte de La Zona de Ossa-Morena. Introducción a la excursión, 5ª Reunión del Grupo de Ossa Morena, Bélmez (Córdoba). *Temas Geológico Mineros*, pp. 101-137. I.G.M.E.
- Gallastegui, G.; Corretge, L. G. y Cuesta, A. (1983). Petrografía y aspectos geoquímicos de los enclaves microgranudos de Cangas de Morrazo-Moaña (provincia de Pontevedra). *Cuadernos Laboratorio Xeologico de Laxe*, 7: 55-86.
- García-Casco, A. (1986): *Petrología, geoquímica y mineralizaciones de W asociadas del plutón de Santa Eufemia (batolito de Los Pedroches, Córdoba)*. Tesis de licenciatura, Univ. de Granada (inédita).
- García-Casco, A., Pascual, E. y Castro, E. (1987): La asociación magmática del Batolito de Los Pedroches: ensayo de caracterización. *Geogaceta*, 2: 59-61.
- García Casco, A. y Pascual, E. (1987). El plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba, España): un granitoide epizonal de tipo S. *Geogaceta* 2, pp. 56-59.
- García-Casco, A., Pascual, E. y Fenoll Hach-Alí, P. (1989): Petrogénesis del plutón monzogranítico peraluminico de Santa Eufemia (batolito de Los Pedroches, Córdoba). *Estudios Geol.*, 45: 3-20.
- Garrote, A. (1976): Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (prov. de Córdoba). Sierra Morena Central. Memorias e Noticias. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 82: 17-39.
- Garrote, A.; Sánchez Carretero, R. y Tijero, F. (1985). El batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba. 5ª Reunión del G.O.M. Bélmez 1983. *Temas Geológico mineros*,

pp. 29-39.

- Geist, D. J.; Baker, B. H. y McBirney (1985). *GPP: A program package for creating and using geochemical data files (Version for IBM-PC and compatible microcomputers)*. Center for Volcanology, University of Oregon.
- Hanson, G. N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, pp. 26-43.
- Hanson, G. N. (1980). Rare Earth Elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 8, pp. 371-406.
- Hanson, G. N. (1989). An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. In: *Geochemistry and mineralogy of Rare Earth Elements* (Lipin, B. R. y McKay, G. A., Eds.). Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 21: 79-97.
- Hernandez Pacheco, F. y Cabanás, R. (1968). Mapa geológico de España, escala 1:50.000 (1ª serie), hoja nº858, El Viso. I.G.M.E.
- Herranz, P. (1984). Las discontinuidades principales en el sector central del NE de "Ossa Morena": rango y significado tecto- sedimentario. *Mem. e Not. Coimbra* nº97, pp. 51-80.
- Herranz, P. (1984). El Precámbrico del NNE de Ossa-Morena: planteamiento y estado de cuestión, unidades, bases para su correlación y esquema evolutivo. *Cuad. Geol. Ibérica*, nº 9: Precámbrico y Paleozoico del Macizo Ibérico, pp. 119-212.
- Hertrich, B. (1980): Etude géologique et minière de la région Venta de Azuel-Conquista (Cordoue, Espagne). Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay (inérita).
- Hibbard, M. J. (1981). The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral Petrol.* 76, pp. 158-170.
- Hildreth, W. y Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 455-489.
- Holden, P.; Halliday, A. N. y Stephens, W. E. (1987). Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature*, 330: 53-56.
- Julivert, M.; Fontboté, J. M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, escala 1:1.000.000. I.G.M.E., Madrid.
- Julivert, M.; Vegas, R.; Roiz, J. M. y Martínez Rius, A. (1983). La estructura de la extensión Sureste de la zona Centro-ibérica con metamorfismo de bajo grado. En: Libro Jubilar J.M. Rios, *Geología de España I*, pp. 477-490. I.G.M.E.
- Kouchi, A. & Sunagawa, I. (1985). A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89, pp. 17-23.
- Langmuir, C. H.; Vocke, R. D.; Hanson, G. N. y Hart, S. R. (1978). A general mixing equation with applications to icelandic basalts. *Earth and Planet. Science Letters*, 37, pp. 380-392.
- Larrea, F. J. (1987): Estudio geológico del batolito de Los Pedroches en la transversal de la Virgen de La Cabeza. Andújar (Jaén). Tesis de licenciatura. Univ. del País Vasco (inérita).
- Larrea, F. J.; Carracedo, M.; Gil Ibarguchi, I.; Sánchez-Carretero, R. y Sánchez-Pérez, J. M. (1988). El magmatismo hercínico del batolito de Los Pedroches: la asociación plutónica en la zona de la Virgen de La Cabeza (Jaén, España). *Congreso Geológico de España, comun.*, Vol. 2, pp. 43-46.
- Larrea, F.J.; Carracedo, M.; Gil Ibarguchi, J.I.; Ortega, L.A.; Cueto, L. A.; Quesada, C. y Fernández, F.J. (1992): Petrología y geoquímica del plutón de Cardena-Virgen de La Cabeza (batolito de Los Pedroches). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 17: 209-222.
- Larrea, F. J.; Quesada, C.; Cueto, L. A. y Fernández, F. J. (en prensa): *Mapa de la Hoja nº 881 (Villanueva de Córdoba) del Mapa geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie*

(Magna). I.T.G.E.

- Larrea, F. J.; Quesada, C.; Cueto, L. A. y Fernández, F. J. (en prensa): *Mapa de la Hoja nº 883 (Virgen de La Cabeza) del Mapa geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (Magna)*. I.T.G.E.
- Larrea, F. J.; Quesada, C.; Cueto, L. A. y Fernández, F. J. (en prensa): *Mapa de la Hoja nº 904 (Andújar) del Mapa geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie (Magna)*. I.T.G.E.
- Liñán, E. (1984). Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa-Morena. Cuad. Lab. Xeol. Laxe. nº 8, pp.283- 314.
- López Ruiz, J. (1986). Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de las rocas ígneas. *Estudios Geol.*: 42, 239-258.
- López Ruiz, J. y Cebriá, J. M. (1990a). *Geoquímica de los procesos magmáticos*. Editorial Rueda, Madrid.
- López Ruiz, J. y Cebriá, J. M. (1990b). Cálculo de los parámetros de los procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada y mezcla con el programa TRAZAS. *Geogaceta*, 8: 10-13.
- Lotze, F. (1945): Zür Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotek. Forsch.*, 6:78-92.
- Márquez Triguero, E. (1966). Contribución al estudio metalogénico de Los Pedroches (Córdoba). Notas y Com. I.G.M.E., 82, pp. 9-26.
- Martín Ramos, J. D. y Rodríguez Gallego, M. (1975). Petrología del borde norte del Batolito de Los Pedroches, Venta Azuel (Córdoba). Bol. Geol. Min. 86, pp. 301-308.
- Matte, P. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- McBirney, A. H. (1980). Mixing and unmixing of magmas. *Jour. Volcanol. Geotherm. Research*, 7, pp. 357-371.
- Michard Vitrac, A.; Albarede, F. y Allègre, C. J. (1981). Lead isotopic composition of Hercynian granitic K-feldspars constrains continental genesis. *Nature*, 291: 460-464.
- Nägler, Th. F.; Gebauer, D. y Schäfer, H. J. (1989). Nd-, Sr- and Pb-isotope geochemistry of two pre-Permian sedimentary profiles from the Spanish Meseta: evidence of both crustal recycling and crustal growth. *Terra Abstr.*, 1(1): 336.
- Naney, M. T. (1983). Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. Jour. Sci.*, 283: 993-1033.
- Nelson
- Noyes, H. J.; Wones, D. R. & Frey, F. A. (1983). A tale of two plutons: Petrographic and mineralogic constraints on the petrogenesis of the Red Lake and Eagle Peak plutons, Central Sierra Nevada, California. *Jour. Geol.* Vol 91, pp. 353-379.
- Noyes, H. J.; Frey, F. A. & Wones, D. R. (1983). A tale of two plutons: geochemical evidence bearing on the origin and differentiation of The Red Lake and Eagle Peak plutons, Central Sierra Nevada, California. *Jour. Geol.* Vol. 91, pp. 487-509.
- Olaverri, T. y Rey, R. (1980): Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, escala 1:1.000.000. I.G.M.E., Madrid.
- Pascual, E. (1984): El batolito de Los Pedroches en el sector Hinojosa del Duque-Santa Eufemia. Caracteres petrográficos y relaciones con las deformaciones hercínicas. *Memorias e Noticias. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 97: 39-50.
- Penha, M. H. y Arribas, A. (1974): Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. Bol. Geol. Min., 85: 271-273.
- Perez-Lorente, F. (1979). Geología de la zona de Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Villaviciosa de Córdoba-Bélmez). Tesis Doctoral. Univ. de Granada, 281, 340

p.

- Phillips, G. N., Wall, V. J. y Clemens, J. D. (1981): Petrology of the Strathbogie batholith: a cordierite-bearing granite. *Can. Mineral.*, 19: 47-63.
- Pin, C. y Duthou, J.L. (1990): Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chem. Geol.*, 83: 281-296.
- Pin, C. (1991). Sr-Nd isotopic study of igneous and metasedimentary enclaves in some Hercynian granitoids from the Massif Central, France. In: *Enclaves and granite Petrology*. (Didier, J. and Barbarin, B., Eds.). Elsevier, Amsterdam. *Dev. in Petrology*, 13: 333-343.
- Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretge, L. G. y Portugal Ferreira, M. (1987): Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hesperico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza y M. D. Rodríguez Alonso, Eds.). Ed. Rueda. Madrid. 1ª Parte: 69-86.
- Poli, G. E. y Tommasini, S. (1991): Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. *Jour. Petrol.*, 32: 657-666.
- Presnall, D. C. & Bateman, P. C. (1973). Fusion relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and generation of granitic magmas the Sierra Nevada Batholith. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 3181-201.
- Prost-Dame, V. (1980): Géologie et géologie de la région de Castuera, province de Badajoz (Espagne). Thèse 3ème Cycle, Univ. de Paris-Sud, Orsay (inédita).
- Quesada, C. (1983). El Carbonífero de Sierra Morena. En: *Carbonífero y Pérmico en España*. pp. 245-278. Ed: I.G.M.E.
- Quesada, C. (1991): Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- Quesada, C., Florido, P., Gumiel, P., Osborne, J., Larrea, F.J., Baeza, L., Ortega, M. C., Tornos, F., Sigüenza, J. M., Quereda, J. M., Bañón, L. y de la Cruz, E. (1987): Mapa Geológico-Minero de Extremadura. Consejería de Industria y Energía. Junta de Extremadura.
- Quesada, C.; Fonseca, P. E.; Munhá, J.; Oliveira, J. T. y Ribeiro, A. (1994). The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): Geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Min.*, 105-1: 3-49.
- Ramírez, E. (1972). Memoria explicativa de la Hoja nº805, Castuera, Mapa Geológico de España. 1:50.000. I.G.M.E.
- Ribeiro, A., Quesada, C. y Dallmeyer, R.D. (1990): Geodynamic evolution of the Iberian Massif. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García Eds.). Ed. Springer-Verlag, Berlin. 399-409.
- Reid, J. B.; Evans, O. C. & Fates, D. G. (1983). Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters*, 66, pp. 243-261.
- Robardet, M. (1976): L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la province de Séville (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, Série D: 999-1002.
- Roberts, M. P. y Clemens, J. D. (1993): Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828.
- Rosso De Luna, I. y Hernandez-Pacheco, F. (1956). Explicación de la Hoja nº779. Villanueva de La Serena, Mapa Geol. de España, 1:50.000, 252. I.G.M.E.
- Saavedra, J.; García Sánchez, A.; Berzas, J. J.; Herreros, J. y Rodríguez Pérez, S. (1974). Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y extremo oriental del

- Batolito de Los Pedroches (Córdoba). Bol. R. Soc. Española, Hist. Nat. (Geol.) 72, pp. 173-190.
- Sánchez Cela, V. y Aparicio, A. (1969). Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén). Bol. I.G.M.E. 80 (4), pp. 344-351.
- Sánchez Cela, V. y Gabaldon, V. (1977). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja nº 831 (Zalamea de La Serena). I.G.M.E. Madrid.
- Sánchez Cela, V. y Gabaldon, V. (1978). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), Hoja nº 832 (Monterrubio de la Serena). I.G.M.E. Madrid.
- Sánchez-Pérez, J. M. (1986): Contribución a la petrología, mineralogía y geoquímica del batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco (Córdoba, España). Tesis de licenciatura, Univ. del País Vasco (inédita).
- Sánchez Pérez, J. M.; Carracedo, M. y Larrea, F. J. (1988). La asociación magmática del Batolito de Los Pedroches en la Zona de Pozoblanco (Córdoba-España). Geogaceta 4, 24-26.
- Sánchez-Pérez, J. M.; Carracedo, M.; Gil Ibarguchi, I.; Larrea, F. J. y Sánchez-Carretero, R. (1988). El magmatismo hercínico del Batolito de Los Pedroches: La asociación plutónica en el área de Pozoblanco (Córdoba, España). Congreso Geológico de España, comun., Vol. 2, pp. 67-70.
- Saupe, F. (1973). La géologie du gisement de mercure d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne). Sciences de la Terre. Memoire nº29.342 pp.
- Schäfer, H. J.; Gebauer, D. y Nägler, Th. F. (1989). Pan-African and Caledonian ages in the Ossa-Morena Zone (Southwest Spain): a U-Pb and Sm-Nd study. *Terra Abstr.*, 1(1): 350-351.
- Serrano Pinto, M.; Casquet, C.; Ibarrola, E.; Corretge, L. G. y Portugal Ferreira, M. (1987). Síntese geocronológica dos granitoides do Macico Hesperico. In: F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza y M. D. Rodríguez Alonso (Eds.) "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Libro Homenaje Profesor García de Figuerola. Ed. Rueda. Madrid. 1ª Parte, 69-87.
- Sparks, R.S.J. & Marshall, L. A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, pp. 99-124.
- Stamatelopoulos-Seymour, K.; Vlassopoulos, D.; Pearce, T. H. & Rice, C. (1990). The record of magma chamber processes in plagioclase phenocrysts at Thera Volcano, Aegean Volcanic Arc, Greece. *Contrib. Mineral Petrol.* 104, pp. 73-84.
- Streckeisen, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Reviews*, 72: 1-33.
- Sun, S. S. y Hanson, G. N. (1975). Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 52: 77-106.
- Tamain, G. (1972). Recherches géologiques et minières dans Sierra Morena Oriental, Espagne. These troisieme cycle. Univ. d'Orsay. Paris. 870 pp.
- Tepper, J. H.; Nelson, B. K.; Bergantz, G. W. y Irving, A. J. (1993). Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113: 333-351.
- Tijero, F. (1983): El batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba. Tesis de licenciatura. Univ. del País Vasco (inédita).
- Turner, F. J. (1981). Metamorphic petrology: Mineralogical, Field, and Tectonic Aspects. McGraw-Hill.
- Ugidos, J. M. y Bea, F. (1976). Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "Younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta. *Studia*

- Geologica, X, pp. 45-59.
- Ugidos, J. M. y Bea, F. (1978). Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico. *Studia Geologica*, XIV, pp. 35-77.
- Vernon, R. H. (1983): Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Jour. Procc. R. Soc. N. S. W.*, 116: 77-103.
- Vernon, R. H. (1984): Microgranitoid enclaves in granites: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309: 438-439.
- Vernon, R. H.; Etheridge, M. A. & Wall, V. J. (1988). Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22, pp. 1-11.
- Vernon, R. H. (1991). Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: *Enclaves and granite Petrology*. (Didier, J. and Barbarin, B., Eds.). Elsevier, Amsterdam. *Dev. in Petrology*, 13: 277-291.
- Wall, V. J.; Clemens, J.D. y Clarke. D. B. (1987). Models for granitoid evolution and source compositions. *Jour. Geol.* 95, pp. 731-749.
- White, A. J. R. y Chappell, B. W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- Whittaker, E. J. W. y Muntus, R. (1970): Ionic radii for use in geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 945-956.
- Wyllie, P. J.; Cox, K. G. y Biggar, G. M. (1962). The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Jour. Petrol.* 3, pp. 238-243.
- Zorpi, M. J. (1988). Melanges magmatiques dans les granitoïdes de sardaigne septentrionale: implications sur l'hibridation, la zonation et la mise en place des plutons calco-alcalins. Tesis Doct. Univ. d'Aix-Marseille. 236 pp.
- Zorpi, M. J.; Coulon, C.; Orsini, J. B. y Cocirta, C. (1989). Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157, pp. 315-329.

ANEXOS

Anexo II.1.- Análisis modales

Muestra		Plag.	Biot.	Q	FdK	Anf	Opx	Ilm	Mosc	Crd
ZS-2	TnOpx	56.2	16.7	19.1	2.2	2.6	2.4	0.5	n.d.	n.d.
CL-11(B)	EMG	37.2	19.3	29.2	14.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CL-26	EMG	50.3	15.1	22.1	12.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CL-21B	EMG	44.7	33.1	21.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-74	EMG	57.1	21.3	16.2	0.4	4.8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
VA-9	EMG	48.7	18.7	20.5	n.d.	12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
VA-3	EMG	49.1	19.8	13.4	n.d.	17.5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-98	EMG	53.2	14.6	16.3	1.2	14.5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
VA-6	EMG	47.7	21.4	26.8	n.d.	3.9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-49	EMG	48.2	31.7	16	n.d.	3.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-45(B)	EMG	43.8	40.5	14.3	n.d.	1.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
VA-4B	EMG	48.0	30.7	20.1	n.d.	1.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-54	EMG	37.4	37.2	24.4	n.d.	0.7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-85B	EMG	51.6	11	25.7	n.d.	11.7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-85A	EMG	52.1	16.4	27.4	n.d.	4.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-27	EMG	46.2	30.6	10.5	n.d.	12.6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-62	EMG	41.3	50.3	7.8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
VA-8	EMG	57.3	16.5	25.8	n.d.	0.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-113(1)	GdBt±Anf	57.0	12.3	18.6	12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-50(2)	GdBt±Anf	52.5	10.8	31.4	5	0.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-19(2)	GdBt±Anf	50.0	14.8	30.4	4.6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-13(1)	GdBt±Anf	48.0	14.9	23.8	13.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CL-38	GdBt±Anf	47.6	15.2	22.2	14.9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-21(1)	GdBt±Anf	46.3	15.8	27.1	10.6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CL-37	GdBt±Anf	44.6	13.4	24.6	17.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-56(2)	GdBt±Anf	43.9	11.2	28.4	16.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
VA-4(1)	GdBt±Anf	43.8	14.5	27.4	14.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CL-40	GdBt±Anf	42.4	13.3	30.2	13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TD-25	GdBt±Anf	34.0	15	27.6	23.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CD-11	AdBt	55.4	10.8	21.2	12.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TAV-1	AdBt	48.6	7.2	21.1	22.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TAV-1B	AdBt	37.4	8.4	27.6	26.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
VC-2	AdBt	43	10.3	27.8	18.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TAV-12	AdBt	37.4	7.2	22.3	31.6	n.d.	n.d.	n.d.	0.2	n.d.
TAV-14	AdBt	49.2	6	30.6	13.5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TAV-42	AdBt	40.4	7.6	31.6	19.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TAV-43	AdBt	38.6	8.7	33.5	18.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
EC-2	MzBt±Cd	26.9	7	36.2	29.2	n.d.	n.d.	n.d.	0.2	0
G-1	MzBt±Cd	36.5	4	31.2	25.4	n.d.	n.d.	n.d.	2.1	0.5
G-2	MzBt±Cd	32.2	4.4	33.3	28.1	n.d.	n.d.	n.d.	1.4	0.1
SE-1	MzBt±Cd	31.1	8.9	42.9	16.3	n.d.	n.d.	n.d.	0.6	0
SE-2	MzBt±Cd	40	7.4	31.3	20.2	n.d.	n.d.	n.d.	0.9	0
A-1	MzBt±Cd	26.8	6	40.8	26	n.d.	n.d.	n.d.	0	0
LN-3	MzBt±Cd	34.7	4.2	23	33.4	n.d.	n.d.	n.d.	4.3	0.2
CD-1	MzBt±Cd	30.6	4.7	37.1	26.9	n.d.	n.d.	n.d.	0.2	0
CD-3	MzBt±Cd	35.9	5.4	23.9	34	n.d.	n.d.	n.d.	0	0
CP-4	MzBt±Cd	27.3	4.8	34.8	25.6	n.d.	n.d.	n.d.	3.2	3.7

ANEXO III.1.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de piroxeno

Roca/Fase:	TO _n	TO _i	TO _b	TCCrOp	TOCIaI	TOCIaI	TO _n	TO _b	TCCrOp	TCCrOp	TO _b	TO _n	TCCrOp	TAag	TO _n	TO _b	TC	TC
Lámina:	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1
Campo:	2	2,1	2,3	2,4	3,1	3,2	9,1	9,2	9,3	9,4	16,1	16,2	16,3	20,1	6,1	6,2	6,3	6,4
Analizado:	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	París	París	París	París
SiO ₂	52.22	51.85	51.85	52.97	51.53	51.49	52.34	51.67	52.76	52.74	51.63	53.31	52.61	52.25	51.25	51.21	52.27	52.05
TiO ₂	0.28	0.24	0.07	0.07	0.06	0.04	0.26	0.27	0.11	0.07	0.21	0.28	0.08	0.21	0.00	0.63	0.66	0.22
Al ₂ O ₃	0.82	0.90	0.19	0.40	0.24	0.18	0.76	0.56	0.45	0.39	0.49	0.97	0.38	0.54	0.12	0.26	0.19	0.06
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	2.59	0.00	0.00	0.50
Cr ₂ O ₃	0.12	0.13	0.02	0.06	0.06	0.04	0.12	0.08	0.05	0.06	0.07	0.11	0.04	0.07	0.39	0.62	0.35	0.44
FeO	24.71	24.44	28.35	11.38	28.78	28.98	23.81	26.56	11.19	11.01	27.90	20.86	12.22	24.63	22.07	25.79	10.80	10.87
MgO	19.54	19.53	17.41	12.84	16.38	16.30	20.22	17.84	12.71	12.91	17.25	22.41	12.50	19.99	20.51	18.83	13.15	12.79
MnO	0.60	0.62	1.00	0.37	1.23	1.23	0.44	0.88	0.39	0.41	0.94	0.35	0.43	0.58	0.70	0.65	0.44	0.39
CaO	1.36	1.45	0.90	21.63	0.99	0.85	1.13	1.19	21.80	21.78	1.03	1.20	21.09	0.90	1.45	1.11	21.02	21.21
Na ₂ O	0.01	0.04	0.01	0.20	0.02	0.01	0.01	0.04	0.20	0.17	0.02	0.02	0.20	0.02	0.02	0.08	0.13	0.26
TOTAL	99.64	99.19	99.81	99.92	99.28	99.12	99.10	99.07	99.64	99.72	99.55	99.50	99.53	99.19	99.10	99.18	99.01	98.79
Fórmula estructural calculada para 6 átomos de oxígeno																		
Si	1.98	1.98	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.98	2.00	1.99	1.95	1.97	1.99	1.99
Al(IV)	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01
TOTAL	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	1.99	2.00
Al(VI)	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	1.10	1.11	1.00	0.72	0.95	0.95	1.14	1.03	0.72	0.73	0.99	1.24	0.71	1.13	1.17	1.08	0.74	0.73
Fe ²⁺	0.78	0.78	0.91	0.36	0.94	0.94	0.76	0.86	0.35	0.35	0.90	0.65	0.39	0.78	0.70	0.83	0.34	0.35
Mn	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Ca	0.06	0.06	0.04	0.87	0.04	0.04	0.05	0.05	0.88	0.88	0.04	0.05	0.86	0.04	0.06	0.05	0.86	0.87
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
TOTAL	1.99	2.00	1.99	2.00	1.98	1.98	1.99	1.99	2.00	2.00	1.99	1.99	2.00	1.99	2.00	2.02	2.00	2.00
Q	1.94	1.95	1.95	1.95	1.93	1.93	1.94	1.93	1.95	1.96	1.93	1.94	1.95	1.95	1.93	1.95	1.94	1.94
J	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04
En	56.28	56.38	50.42	36.71	48.27	48.13	58.37	52.33	36.44	36.81	50.47	63.72	35.96	57.46	57.55	54.63	38.04	36.96
Fs	40.91	40.60	47.70	18.85	49.63	50.08	39.29	45.17	18.63	18.55	47.38	33.82	20.42	40.68	39.53	43.05	18.25	18.99
Wo	2.81	3.02	1.88	44.45	2.10	1.79	2.35	2.50	44.92	44.64	2.16	2.46	43.61	1.86	2.92	2.31	43.71	44.05

ANEXO III.1.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de piroxeno

Roca/Fase:	TOag	TOn	TOb	TOn	TOb	TOi	ETC	ETC	ETO	ETO	ETC	ETC	ETO	ETO	ETO	ETOn	ETOb	ETCm
Lámina:	ZS-1	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	Q-21	Q-21	Q-21	Q-21	Q-21	Q-21	Q-21	Q-21	Q-21	Q-21	Q-21	Q-21
Campo:	3,1	17,1	17,2	17,3	17,4	17,5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10,1	10,2	11
Analizado:	París	París	París	París	París	París	Clermont	Clermont	Clermont	Clermont	Clermont	Clermont	Clermont	Clermont	Clermont	Clermont	Clermont	Clermont
SiO ₂	51.45	53.19	52.03	53.03	52.16	51.71	52.30	53.21	52.31	52.65	52.84	52.27	51.44	51.77	51.82	51.68	52.10	52.64
TiO ₂	0.48	0.57	0.31	0.48	0.14	0.26	0.20	0.15	0.20	0.13	0.26	0.35	0.19	0.28	0.17	0.21	0.06	0.16
Al ₂ O ₃	0.02	1.01	0.45	1.04	0.41	0.85	0.79	0.52	1.21	0.45	0.74	1.33	0.78	0.61	0.96	0.59	0.00	0.48
Fe ₂ O ₃	0.00	0.86	0.00	1.77	0.54	1.03	2.13	0.49	0.00	0.00	1.14	0.95	2.31	0.89	1.53	1.90	0.88	1.84
Cr ₂ O ₃	1.13	0.16	0.15	0.26	0.02	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	28.32	17.86	25.83	16.98	25.75	22.99	8.97	9.35	23.72	26.19	8.35	8.95	23.25	25.05	24.34	24.33	26.43	8.22
MgO	17.19	24.48	19.38	24.99	19.42	20.39	14.21	13.77	20.00	19.61	14.08	13.35	18.76	19.88	19.34	20.20	19.01	13.40
MnO	0.17	0.42	0.88	0.50	0.84	0.61	0.20	0.35	0.65	0.82	0.18	0.20	0.88	0.57	0.69	0.61	0.89	0.23
CaO	0.92	1.72	0.63	1.42	1.00	1.65	21.30	22.42	1.77	0.75	22.49	22.30	2.73	0.86	1.82	0.81	0.89	22.88
Na ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.17	0.07	0.02	0.21	0.28	0.13	0.00	0.06	0.00	0.00	0.31
TOTAL	99.70	100.27	99.66	100.47	100.28	99.56	100.30	100.43	99.93	100.62	100.29	99.99	100.47	99.91	100.73	100.33	100.26	100.16

Fórmula estructural calculada para 6 átomos de oxígeno

Si	1.99	1.95	1.98	1.94	1.98	1.96	1.95	1.98	1.97	1.99	1.97	1.96	1.95	1.97	1.95	1.95	1.99	1.97
Al(IV)	0.00	0.04	0.02	0.05	0.02	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.00	0.02
Fe ³⁺	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
TOTAL	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al(VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.05	0.02	0.04	0.03	0.01	0.04
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.99	1.34	1.10	1.36	1.10	1.15	0.79	0.77	1.12	1.10	0.78	0.75	1.06	1.13	1.09	1.14	1.08	0.75
Fe ²⁺	0.91	0.55	0.82	0.52	0.82	0.73	0.28	0.29	0.75	0.83	0.26	0.28	0.74	0.80	0.77	0.77	0.84	0.26
Mn	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
Ca	0.04	0.07	0.03	0.06	0.04	0.07	0.85	0.90	0.07	0.03	0.90	0.89	0.11	0.03	0.07	0.03	0.04	0.92
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
TOTAL	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Q	1.94	1.95	1.95	1.93	1.96	1.95	1.92	1.95	1.94	1.96	1.94	1.92	1.91	1.96	1.93	1.94	1.96	1.92
J	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04
En	50.80	67.24	55.65	68.07	54.95	57.69	39.75	38.70	57.22	55.54	39.54	38.15	52.94	56.28	54.52	56.52	53.66	37.72
Fs	47.24	29.37	43.05	29.15	43.01	38.95	17.41	16.00	39.14	42.94	15.07	16.05	41.52	41.97	41.79	41.85	44.54	15.97
Wo	1.95	3.40	1.30	2.78	2.03	3.36	42.83	45.30	3.64	1.53	45.40	45.80	5.54	1.75	3.69	1.63	1.81	46.30

ANEXO III.1.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de piroxeno

Roca/Fase:	GC	GC	GC	GC
Lámina:	ZS-3	ZS-3	ZS-3	ZS-3
Campo:	1,1	1,2	4,1	4,2
Analizado:	Granada	Granada	Granada	Granada

SiO ₂	53.35	53.01	53.28	53.16
TiO ₂	0.04	0.09	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	0.26	0.53	0.22	0.27
Fe ₂ O ₃	0.00	0.13	0.25	0.42
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	10.26	10.24	9.32	9.20
MgO	12.71	12.78	12.82	12.57
MnO	0.32	0.30	0.30	0.30
CaO	23.35	22.84	24.08	24.40
Na ₂ O	0.12	0.19	0.09	0.10
TOTAL	100.41	100.13	100.40	100.47

Fórmula estructural calculada para 6 átomos de oxígeno

Si	2.00	1.99	1.99	1.99
Al(IV)	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	2.00	2.00	2.00	2.00
Al(VI)	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.71	0.72	0.72	0.70
Fe ²⁺	0.32	0.32	0.29	0.29
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.94	0.92	0.97	0.98
Na	0.01	0.01	0.01	0.01
TOTAL	2.00	2.00	2.00	2.00
Q	1.97	1.96	1.97	1.97
J	0.02	0.03	0.01	0.01
En	35.86	36.32	35.95	35.26
Fs	16.75	17.02	15.51	15.55
Wo	47.38	46.66	48.54	49.19

ANEXO III.2.- Análisis y fórmulas estructurales de anfíbol

Roca/Fase	GAm	GAm	GAm	GAm	EAACI	EAACI	EAACI	EAACI	EAACIn	EAACli	EAAClb	EAAm	EAAm	EAAm
Muestra	VA-4	VA-4	VA-4	VA-4	TD-112	TD-112	TD-112	TD-112	TD-112	TD-112	TD-112	VA-3	VA-3	VA-3
Análisis	11,1	11,2	2,1	2,2	13,2	14,1	15,1	10,1	10,2	10,3	10,4	1,1	5,1	3,1
Microsonda	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse
SiO ₂	52.489	51.422	52.140	53.883	51.118	49.658	49.309	53.428	50.625	51.081	51.136	51.260	51.315	50.899
TiO ₂	0.196	0.175	0.195	0.089	0.604	0.909	1.355	0.280	0.531	0.485	0.508	0.431	0.432	0.492
Al ₂ O ₃	2.320	2.920	3.276	1.529	3.616	4.305	4.870	1.970	3.858	3.444	3.661	3.396	3.473	3.715
Fe ₂ O ₃	2.360	2.260	2.493	1.594	2.166	1.280	1.064	2.061	1.524	2.357	2.431	2.285	2.357	0.537
FeO	12.305	12.273	12.650	11.638	13.708	14.123	15.028	12.339	15.007	13.118	13.279	14.078	13.644	14.652
MgO	15.423	14.629	14.804	16.064	14.604	14.217	13.550	15.865	14.179	14.931	14.798	14.452	14.874	14.508
MnO	0.709	0.625	0.702	0.615	0.679	0.619	0.692	0.731	0.717	0.810	0.592	0.727	0.964	0.940
CaO	11.936	12.246	12.268	12.390	11.599	11.163	11.465	11.916	10.892	11.312	11.557	11.444	11.059	10.583
Na ₂ O	0.404	0.368	0.413	0.202	0.609	0.759	0.808	0.286	0.751	0.609	0.548	0.621	0.599	0.615
K ₂ O	0.133	0.219	0.202	0.072	0.309	0.363	0.448	0.119	0.256	0.228	0.297	0.239	0.283	0.278
TOTAL	98.039	96.912	98.893	97.915	98.793	97.268	98.484	98.790	98.187	98.139	98.563	98.703	98.763	97.166

Fórmula estructural calculada para 23 oxígenos asumiendo un total de 15 cationes

Si	7.584	7.531	7.491	7.740	7.394	7.312	7.216	7.642	7.396	7.417	7.396	7.429	7.419	7.480
Al(IV)	0.395	0.469	0.509	0.259	0.606	0.688	0.784	0.332	0.604	0.583	0.604	0.571	0.581	0.520
Fe ₃₊ (IV)	0.021	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al(VI)	0.000	0.035	0.046	0.000	0.011	0.060	0.056	0.000	0.060	0.006	0.020	0.009	0.011	0.124
Ti	0.021	0.019	0.021	0.010	0.066	0.101	0.149	0.030	0.058	0.053	0.055	0.047	0.047	0.054
Fe ₃₊	0.236	0.249	0.270	0.171	0.236	0.142	0.117	0.196	0.168	0.258	0.265	0.249	0.256	0.059
Fe ₂₊	1.487	1.503	1.520	1.398	1.658	1.739	1.839	1.476	1.833	1.593	1.606	1.706	1.650	1.801
Mg	3.322	3.194	3.170	3.439	3.149	3.120	2.955	3.383	3.087	3.231	3.190	3.122	3.205	3.178
Mn	0.087	0.078	0.085	0.075	0.083	0.077	0.086	0.089	0.089	0.100	0.073	0.089	0.118	0.117
Sum.	5.152	5.078	5.112	5.093	5.202	5.239	5.202	5.174	5.295	5.240	5.209	5.223	5.287	5.334
Ca (M4)	1.848	1.922	1.888	1.907	1.798	1.761	1.798	1.826	1.705	1.760	1.791	1.777	1.713	1.666
Na (M4)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na(A)	0.114	0.105	0.116	0.056	0.172	0.217	0.230	0.080	0.213	0.172	0.155	0.175	0.169	0.176
K(A)	0.025	0.041	0.037	0.013	0.057	0.068	0.084	0.022	0.048	0.043	0.055	0.044	0.052	0.052
SUM(A)	0.138	0.146	0.153	0.070	0.229	0.286	0.314	0.102	0.261	0.215	0.210	0.220	0.221	0.228
Mg/(Mg+Fe ₂₊)	0.691	0.680	0.676	0.711	0.655	0.642	0.616	0.696	0.627	0.670	0.665	0.647	0.660	0.638

ANEXO III.2.- Análisis y fórmulas estructurales de anfíbol

Roca/Fase	EAACl	EAAm	EAACl	EAACl	EAAFn	EAAFn	EAAm	EAAm	EAAm	EAACl	GAm	GAm	EAAm	EAAm
Muestra	VA-3	VA-3	VA-3	VA-3	VA-3	VA-3	TD-54	TD-45	TD-45	TD-45	VA-4	VA-4	TD-85	TD-85
Análisis	7,1	8,1	12,2	12,1	13	14	10,1	8,1	7,1	15	2	11	4	6
Microsonda	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Granada	Granada	Granada	Granada
SiO ₂	53.318	52.484	52.179	52.427	52.821	51.292	50.752	51.852	51.807	52.164	54.400	52.732	50.892	51.054
TiO ₂	0.159	0.382	0.349	0.119	0.131	0.476	0.634	0.512	0.285	0.482	0.148	0.349	0.946	0.911
Al ₂ O ₃	2.089	3.116	2.915	1.969	1.991	3.530	4.078	3.631	3.014	3.275	2.005	3.146	4.335	4.268
Fe ₂ O ₃	1.962	0.508	2.089	3.047	1.641	1.511	2.337	0.379	2.559	2.122	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	10.867	12.899	12.218	10.249	11.127	12.289	11.930	13.686	11.624	11.826	12.810	14.247	14.948	14.750
MgO	16.864	15.370	16.228	16.656	16.689	15.767	15.203	14.862	15.434	15.620	15.298	14.416	13.694	13.613
MnO	0.600	0.552	0.761	0.779	0.539	0.676	0.651	0.494	0.488	0.627	0.495	0.537	0.541	0.563
CaO	11.723	11.990	11.076	11.489	11.465	11.201	11.876	11.995	12.149	12.117	12.717	11.944	11.506	11.569
Na ₂ O	0.338	0.452	0.588	0.312	0.357	0.637	0.630	0.575	0.418	0.431	0.256	0.514	0.772	0.780
K ₂ O	0.139	0.223	0.229	0.113	0.160	0.276	0.296	0.334	0.182	0.236	0.104	0.220	0.352	0.358
TOTAL	97.861	97.925	98.421	96.856	96.755	97.503	98.153	98.283	97.703	98.687	98.235	98.103	97.988	97.866

Fórmula estructural calculada para 23 oxígenos asumiendo un total de 15 cationes

Si	7.641	7.582	7.500	7.598	7.661	7.448	7.341	7.503	7.497	7.476	7.798	7.636	7.430	7.455
Al(IV)	0.353	0.418	0.494	0.336	0.339	0.552	0.659	0.497	0.503	0.524	0.202	0.364	0.570	0.545
Fe ³⁺ (IV)	0.006	0.000	0.006	0.066	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al(VI)	0.000	0.112	0.000	0.000	0.001	0.052	0.036	0.122	0.011	0.029	0.137	0.172	0.176	0.190
Ti	0.017	0.042	0.038	0.013	0.014	0.052	0.069	0.056	0.031	0.052	0.016	0.038	0.104	0.100
Fe ³⁺	0.206	0.055	0.219	0.267	0.179	0.165	0.254	0.041	0.279	0.229	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.302	1.558	1.469	1.242	1.350	1.492	1.443	1.656	1.407	1.417	1.536	1.725	1.825	1.801
Mg	3.602	3.309	3.476	3.598	3.608	3.413	3.278	3.205	3.329	3.336	3.269	3.111	2.980	2.963
Mn	0.073	0.068	0.093	0.096	0.066	0.083	0.080	0.061	0.060	0.076	0.060	0.066	0.067	0.070
Sum.	5.200	5.144	5.294	5.216	5.218	5.257	5.160	5.140	5.116	5.140	5.018	5.113	5.152	5.124
Ca (M4)	1.800	1.856	1.706	1.784	1.782	1.743	1.840	1.860	1.884	1.860	1.953	1.853	1.800	1.810
Na (M4)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.029	0.034	0.049	0.066
Na(A)	0.094	0.127	0.165	0.088	0.101	0.180	0.178	0.162	0.118	0.120	0.042	0.110	0.170	0.155
K(A)	0.026	0.041	0.042	0.021	0.030	0.051	0.055	0.062	0.034	0.043	0.019	0.041	0.066	0.067
SUM(A)	0.120	0.168	0.207	0.109	0.130	0.231	0.232	0.223	0.152	0.164	0.061	0.151	0.235	0.221
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.734	0.680	0.703	0.743	0.728	0.696	0.694	0.659	0.703	0.702	0.680	0.643	0.620	0.622

ANEXO III.2.- Análisis y fórmulas estructurales de anfíbol

Roca/Fase	EAAm	EAAm	TACI	TACI	TACI	TACI	MAGb	MAGb	MAGb	MAGb	MAGb	MAGb	TACI	TACI
Muestra	TD-85	TD-85	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-3	ZS-3	ZS-3	ZS-3	ZS-3	ZS-3	ZS-2	ZS-2
Análisis	3	13	31	32	5	20	1	2	21,2	2	3	4	4	4,3
Microsonda	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	París	París
SiO ₂	51.628	52.657	50.917	51.579	51.403	53.825	45.360	46.733	44.200	44.604	43.635	44.955	51.690	50.920
TiO ₂	0.816	0.641	0.704	0.572	0.624	0.262	1.855	1.106	1.631	1.429	2.404	2.023	0.430	0.620
Al ₂ O ₃	3.824	3.125	4.089	3.422	3.819	2.152	9.425	8.473	10.366	10.149	10.591	9.330	3.900	3.510
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.347	0.000
FeO	14.579	13.906	14.400	13.998	14.078	11.312	15.639	14.799	15.612	15.096	16.169	15.631	14.168	14.200
MgO	13.915	14.382	14.386	14.689	14.631	16.977	11.613	12.635	11.310	11.605	11.076	11.443	15.440	15.370
MnO	0.496	0.518	0.252	0.274	0.287	0.145	0.207	0.209	0.238	0.243	0.232	0.253	0.540	0.120
CaO	11.841	12.183	11.152	11.210	11.005	11.427	11.503	11.394	11.320	11.485	10.980	11.513	10.870	10.520
Na ₂ O	0.638	0.453	0.762	0.683	0.671	0.492	2.170	1.878	2.344	2.200	2.554	2.193	0.720	0.790
K ₂ O	0.354	0.288	0.352	0.301	0.322	0.189	0.124	0.086	0.124	0.111	0.105	0.106	0.340	0.260
TOTAL	98.104	98.152	97.081	96.919	97.034	96.907	97.903	97.447	97.288	96.929	97.753	97.449	99.310	96.310

Fórmula estructural calculada para 23 oxígenos asumiendo un total de 15 cationes

Si	7.509	7.618	7.468	7.557	7.521	7.751	6.720	6.902	6.604	6.664	6.511	6.700	7.413	7.496
Al(IV)	0.491	0.382	0.532	0.443	0.479	0.249	1.280	1.098	1.396	1.336	1.489	1.300	0.587	0.504
Fe ³⁺ (IV)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al(VI)	0.164	0.151	0.175	0.147	0.179	0.116	0.366	0.376	0.429	0.451	0.373	0.339	0.073	0.105
Ti	0.089	0.070	0.078	0.063	0.069	0.028	0.207	0.123	0.183	0.161	0.270	0.227	0.046	0.069
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.145	0.000
Fe ²⁺	1.773	1.682	1.766	1.715	1.723	1.362	1.938	1.828	1.951	1.886	2.017	1.948	1.699	1.748
Mg	3.016	3.101	3.145	3.208	3.191	3.644	2.564	2.781	2.519	2.584	2.463	2.542	3.301	3.373
Mn	0.061	0.063	0.031	0.034	0.036	0.018	0.026	0.026	0.030	0.031	0.029	0.032	0.066	0.015
Sum.	5.106	5.068	5.203	5.189	5.220	5.182	5.101	5.150	5.129	5.114	5.154	5.088	5.330	5.310
Ca (M4)	1.845	1.888	1.752	1.760	1.725	1.763	1.826	1.803	1.812	1.838	1.755	1.838	1.670	1.659
Na (M4)	0.049	0.044	0.044	0.051	0.055	0.055	0.073	0.047	0.059	0.048	0.091	0.073	0.000	0.031
Na(A)	0.131	0.083	0.172	0.143	0.135	0.083	0.550	0.491	0.620	0.589	0.648	0.560	0.201	0.195
K(A)	0.066	0.053	0.066	0.056	0.060	0.035	0.023	0.016	0.024	0.021	0.020	0.020	0.062	0.049
SUM(A)	0.196	0.136	0.238	0.199	0.195	0.117	0.574	0.507	0.643	0.611	0.668	0.580	0.263	0.243
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.630	0.648	0.640	0.652	0.649	0.728	0.570	0.603	0.564	0.578	0.550	0.566	0.660	0.659

ANEXO III.2.- Análisis y fórmulas estructurales de anfíbol

Roca/Fase	TAm	TAm	TAm	TAm	TAm	DAAFn	DAAFn	DAAFn	DAFn	TACl	TACl	TACl
Muestra	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	TAV-24	TAV-24	TAV-24	TAV-24	ZS-1	ZS-1	ZS-1
Análisis	5	4	18	17,1	17,2	1	2,1	2,2	2,3	3,1	3,2	3,3
Microsonda	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París
SiO ₂	55.870	54.790	51.160	50.280	51.460	40.830	41.270	40.120	42.370	48.680	48.780	49.160
TiO ₂	0.210	0.320	0.790	0.790	0.590	4.460	4.180	2.870	2.880	0.580	0.720	0.500
Al ₂ O ₃	14.180	10.040	4.210	4.930	4.020	14.050	13.900	13.250	12.870	5.010	5.450	4.920
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.531	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	7.810	9.410	14.080	13.990	14.390	9.110	8.800	7.032	7.810	14.580	14.910	13.840
MgO	6.900	10.500	14.700	14.920	14.990	13.310	13.570	16.020	16.420	14.050	13.840	14.080
MnO	0.220	0.410	0.420	0.370	0.460	0.140	0.120	0.010	0.110	0.370	0.420	0.340
CaO	6.470	8.730	10.980	10.850	10.920	11.050	10.940	11.110	11.030	10.650	10.940	10.480
Na ₂ O	4.670	2.770	0.880	1.010	0.880	1.900	1.710	2.150	2.100	1.040	1.030	1.050
K ₂ O	0.140	0.210	0.320	0.530	0.380	1.920	1.930	1.480	1.510	0.480	0.530	0.490
TOTAL	96.470	97.180	97.540	97.670	98.090	96.770	96.420	94.520	97.100	95.440	96.620	94.860

Fórmula estructural calculada para 23 oxígenos asumiendo un total de 15 cationes

Si	7.748	7.690	7.451	7.323	7.465	6.026	6.094	6.020	6.162	7.289	7.213	7.362
Al(IV)	0.252	0.310	0.549	0.677	0.535	1.974	1.906	1.980	1.838	0.711	0.787	0.638
Fe ³⁺ (IV)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al(VI)	2.066	1.351	0.173	0.169	0.152	0.470	0.513	0.363	0.368	0.173	0.163	0.230
Ti	0.022	0.034	0.087	0.087	0.064	0.495	0.464	0.324	0.315	0.065	0.080	0.056
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.060	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.906	1.104	1.715	1.704	1.746	1.124	1.087	0.882	0.950	1.826	1.844	1.733
Mg	1.426	2.197	3.191	3.239	3.241	2.928	2.987	3.583	3.559	3.136	3.050	3.143
Mn	0.026	0.049	0.052	0.046	0.057	0.018	0.015	0.001	0.014	0.047	0.053	0.043
Sum.	5.000	5.000	5.217	5.244	5.260	5.036	5.066	5.214	5.205	5.247	5.189	5.205
Ca (M4)	0.961	1.313	1.713	1.693	1.697	1.747	1.731	1.786	1.719	1.709	1.733	1.681
Na (M4)	1.039	0.687	0.070	0.063	0.042	0.217	0.203	0.000	0.076	0.045	0.078	0.113
Na(A)	0.217	0.067	0.179	0.223	0.205	0.327	0.286	0.626	0.516	0.257	0.218	0.191
K(A)	0.025	0.038	0.059	0.098	0.070	0.361	0.364	0.284	0.280	0.092	0.100	0.094
SUM(A)	0.242	0.104	0.238	0.321	0.275	0.688	0.650	0.910	0.796	0.349	0.318	0.285
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.612	0.665	0.650	0.655	0.650	0.723	0.733	0.802	0.789	0.632	0.623	0.645

ANEXO III.3.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de biotita

Roca/Fase	TBCI	TBCI	TBCIAf	TBCrOp	TBCrOp	TBm	TBCrOp	TBCrOp	EABCIAf	EABCIAf	EABm	EABm	EBBCI	EBBCI	EBBCI	EBBCI	EBBCI	EBBCI
Muestra	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	TD-112	TD-112	TD-112	TD-112	TD-62	TD-62	TD-62	TD-62	TD-62	TD-62
Análisis	2	2,2	4	17,1	17,2	10	6,12	6,13	10	8	3	5	2	3	4	5	6	7
Microsonda	Paris	Paris	Paris	Paris	Paris	Paris	Paris	Paris	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse
SiO ₂	36.84	37.85	37.42	37.13	38.18	36.71	37.81	37.91	36.48	36.81	36.73	36.73	36.53	36.63	36.08	36.45	36.64	36.54
TiO ₂	5.28	4.93	4.21	4.41	4.12	4.62	4.76	3.70	3.79	4.05	3.91	3.91	3.68	3.64	3.54	3.56	3.81	3.46
Al ₂ O ₃	13.73	13.48	13.94	13.53	13.82	13.86	13.21	13.16	14.28	14.33	13.62	13.62	13.76	13.67	13.85	13.75	13.94	13.89
FeO _{tot}	18.16	18.03	19.10	17.49	16.50	17.56	16.71	17.16	19.98	20.05	19.88	19.88	19.67	19.97	19.95	19.51	20.11	19.55
MgO	12.33	12.66	12.72	13.17	13.92	12.79	13.76	13.99	11.53	11.73	12.39	12.39	12.63	12.51	12.54	12.75	12.69	12.94
MnO	0.11	0.22	0.26	0.20	0.00	0.19	0.04	0.07	0.27	0.30	0.38	0.38	0.36	0.49	0.37	0.32	0.34	0.35
CaO	0.00	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	0.16	0.16	0.00	0.09	0.20	0.07	0.19	0.09	0.07	0.04	0.03	0.03	0.14	0.10	0.09	0.07	0.12	0.09
K ₂ O	10.17	10.11	9.95	10.06	9.72	9.98	10.11	9.87	9.59	9.47	9.66	9.66	9.46	9.47	9.54	9.40	9.46	9.56
TOTAL	96.78	97.47	97.95	96.14	96.53	95.93	96.80	96.00	96.01	96.77	96.60	96.60	96.23	96.48	95.95	95.84	97.11	96.39

Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno

Si	5.54	5.64	5.59	5.60	5.68	5.56	5.65	5.70	5.56	5.56	5.57	5.57	5.55	5.57	5.52	5.56	5.53	5.55
Al(IV)	2.44	2.36	2.41	2.40	2.32	2.44	2.33	2.30	2.44	2.44	2.43	2.43	2.45	2.43	2.48	2.44	2.47	2.45
Al(VI)	0.00	0.01	0.04	0.01	0.10	0.04	0.00	0.03	0.13	0.11	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03
Ti	0.60	0.55	0.47	0.50	0.46	0.53	0.53	0.42	0.43	0.46	0.45	0.45	0.42	0.42	0.41	0.41	0.43	0.40
Fe ²⁺	2.29	2.25	2.38	2.21	2.05	2.22	2.09	2.16	2.55	2.53	2.52	2.52	2.50	2.54	2.55	2.49	2.54	2.48
Mg	2.77	2.81	2.83	2.96	3.09	2.89	3.06	3.14	2.62	2.64	2.80	2.80	2.86	2.83	2.86	2.90	2.85	2.93
Mn	0.01	0.03	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05
SUM(A(VI))	5.66	5.64	5.76	5.71	5.70	5.70	5.69	5.75	5.77	5.79	5.83	5.83	5.85	5.86	5.88	5.87	5.87	5.88
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.05	0.00	0.03	0.06	0.02	0.06	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03
K	1.95	1.92	1.89	1.94	1.84	1.93	1.93	1.89	1.87	1.83	1.87	1.87	1.84	1.84	1.86	1.83	1.82	1.85
SUM(A(XII))	2.00	1.97	1.91	1.96	1.90	1.95	1.98	1.92	1.89	1.84	1.88	1.88	1.88	1.87	1.89	1.85	1.86	1.88
Total	15.64	15.61	15.66	15.67	15.60	15.65	15.65	15.67	15.66	15.62	15.70	15.70	15.73	15.73	15.77	15.72	15.73	15.76
Mg/(Fe+Mg)	0.55	0.56	0.54	0.57	0.60	0.57	0.60	0.59	0.51	0.51	0.53	0.53	0.54	0.53	0.53	0.54	0.53	0.54

ANEXO III.3.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de biotita

Roca/Fase	EBBCl	EBBm	EBBCl	EBBFn	EBBm	EBBCl	EBBCl	EABm	EABm	EABCl	EABCl	EABCl	EABm	EABFn	EABFn	EABClaf	EABFn	EABm
Muestra	TD-62	TD-62	TD-62	TD-62	TD-62	TD-62	TD-62	VA-3	VA-3	TD-54	TD-54	TD-54	TD-54	TD-54	TD-54	TD-45	TD-45	TD-45
Análisis	9	13	14	19	18	14	24	4	6	3	4	6	11	16	13	15	13	12
Microsonda	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse
SiO ₂	36.61	36.01	36.13	36.81	35.94	36.22	35.47	36.63	36.41	36.83	36.49	36.81	37.14	36.37	36.58	36.48	35.69	36.53
TiO ₂	3.47	3.72	3.63	3.80	3.64	3.67	3.71	3.20	3.32	2.87	2.77	2.80	3.03	3.56	3.11	3.95	3.95	3.87
Al ₂ O ₃	13.83	13.99	13.92	13.44	13.95	13.73	13.80	14.48	14.38	14.30	14.47	14.68	14.49	14.36	14.39	14.61	14.25	14.44
FeO(t)	20.20	20.35	19.96	20.43	19.08	19.50	19.93	18.90	18.31	18.06	18.40	17.95	17.70	18.53	18.60	18.54	18.89	18.96
MgO	12.67	12.27	12.69	12.55	12.60	12.18	12.65	12.28	13.18	13.51	13.42	13.41	12.94	13.03	12.89	12.76	12.53	12.35
MnO	0.42	0.44	0.35	0.35	0.32	0.30	0.34	0.35	0.32	0.39	0.31	0.38	0.36	0.30	0.34	0.35	0.36	0.35
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.03
Na ₂ O	0.09	0.09	0.08	0.13	0.08	0.13	0.08	0.05	0.04	0.09	0.05	0.03	0.09	0.08	0.07	0.01	0.06	0.06
K ₂ O	9.41	9.52	9.48	9.34	9.48	9.54	9.34	9.51	9.62	9.51	9.40	9.44	9.69	9.50	9.46	9.66	9.79	9.65
TOTAL	96.70	96.39	96.25	96.85	95.10	95.26	95.33	95.41	95.57	95.58	95.31	95.56	95.43	95.72	95.44	96.51	95.53	96.25
Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno																		
Si	5.55	5.49	5.51	5.57	5.52	5.57	5.47	5.59	5.54	5.59	5.56	5.58	5.63	5.53	5.57	5.50	5.47	5.53
Al(IV)	2.45	2.51	2.49	2.40	2.48	2.43	2.51	2.41	2.46	2.41	2.44	2.42	2.37	2.47	2.43	2.50	2.53	2.47
Al(VI)	0.02	0.01	0.01	0.00	0.05	0.05	0.00	0.19	0.12	0.15	0.16	0.20	0.22	0.10	0.15	0.10	0.04	0.11
Ti	0.40	0.43	0.42	0.43	0.42	0.42	0.43	0.37	0.38	0.33	0.32	0.32	0.34	0.41	0.36	0.45	0.46	0.44
Fe ²⁺	2.56	2.60	2.54	2.59	2.45	2.51	2.57	2.41	2.33	2.29	2.34	2.27	2.24	2.36	2.37	2.34	2.42	2.40
Mg	2.86	2.79	2.88	2.83	2.89	2.79	2.91	2.79	2.99	3.06	3.05	3.03	2.92	2.95	2.93	2.87	2.86	2.79
Mn	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04
SUMA(VI)	5.90	5.88	5.89	5.90	5.85	5.81	5.95	5.81	5.85	5.87	5.90	5.87	5.78	5.85	5.85	5.80	5.82	5.79
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Na	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02
K	1.82	1.85	1.84	1.81	1.86	1.87	1.84	1.85	1.87	1.84	1.83	1.82	1.87	1.84	1.84	1.86	1.91	1.86
SUMA(XII)	1.85	1.88	1.87	1.84	1.88	1.91	1.86	1.87	1.88	1.87	1.84	1.84	1.90	1.86	1.86	1.89	1.93	1.89
Total	15.74	15.76	15.76	15.72	15.73	15.72	15.78	15.68	15.73	15.74	15.75	15.71	15.68	15.71	15.71	15.68	15.76	15.68
Mg/(Fe+Mg)	0.53	0.52	0.53	0.52	0.54	0.53	0.53	0.54	0.56	0.57	0.57	0.57	0.57	0.56	0.55	0.55	0.54	0.54

ANEXO III.3.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de biotita

Roca/Fase	EABCI	EABCI	EABCI	EABCI	EABm	EABm	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GABFn	GABFn	GABFn	GABFn
Muestra	TD-45	TD-85B	TD-85B	TD-85B	TD-85B	TD-85B	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	VA-4	VA-4	VA-4	VA-4
Análisis	4	1,1	1,2	2	5	9	3	5,1	5,2	5,3	7,1	7,2	8,1	8,2	3,1	3,2	3,3	6
Microsonda	Toulouse	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse
SiO ₂	35.78	37.44	37.18	37.26	37.36	37.42	35.98	36.55	36.50	35.94	36.06	35.79	36.36	35.84	36.61	36.16	36.13	35.67
TiO ₂	4.01	4.44	4.53	4.61	4.42	4.74	3.46	3.68	3.69	3.65	3.89	3.84	3.67	3.55	3.75	3.80	4.03	3.54
Al ₂ O ₃	14.41	14.15	13.94	14.07	14.02	14.01	14.68	14.64	14.63	15.11	14.65	15.32	14.67	14.97	14.25	13.99	14.14	14.36
FeO(t)	18.91	18.08	18.61	18.07	18.33	17.86	19.10	19.46	19.04	19.41	19.08	19.04	19.19	19.40	19.38	19.83	19.29	19.49
MgO	12.03	11.54	11.53	11.32	11.27	11.53	11.85	11.91	12.01	11.49	11.83	11.72	11.76	11.82	12.33	12.34	12.11	12.07
MnO	0.45	0.26	0.24	0.24	0.21	0.20	0.44	0.41	0.45	0.60	0.36	0.39	0.41	0.41	0.61	0.44	0.37	0.42
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.06	0.08	0.04	0.11	0.09	0.07	0.05	0.11	0.06	0.12	0.10	0.13	0.08	0.04	0.10	0.07	0.08	0.07
K ₂ O	9.81	9.33	9.49	9.50	9.67	9.27	9.46	9.45	9.29	9.47	9.44	9.57	9.32	9.48	9.43	9.62	9.62	9.54
TOTAL	95.46	95.32	95.57	95.21	95.38	95.11	95.02	96.24	95.68	95.79	95.41	95.80	95.45	95.50	96.49	96.26	95.78	95.17

Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno

Si	5.49	5.67	5.65	5.66	5.68	5.68	5.53	5.54	5.55	5.49	5.51	5.45	5.55	5.48	5.54	5.51	5.52	5.49
Al(IV)	2.51	2.33	2.35	2.34	2.32	2.32	2.47	2.46	2.45	2.51	2.49	2.55	2.45	2.52	2.46	2.49	2.48	2.51
Al(VI)	0.09	0.20	0.14	0.19	0.19	0.18	0.19	0.16	0.18	0.21	0.15	0.20	0.19	0.19	0.09	0.03	0.06	0.10
Ti	0.46	0.51	0.52	0.53	0.51	0.54	0.40	0.42	0.42	0.42	0.45	0.44	0.42	0.41	0.43	0.44	0.46	0.41
Fe ²⁺	2.42	2.29	2.36	2.30	2.33	2.27	2.45	2.47	2.42	2.48	2.44	2.43	2.45	2.48	2.45	2.53	2.46	2.51
Mg	2.75	2.61	2.61	2.56	2.55	2.61	2.71	2.69	2.72	2.61	2.70	2.66	2.68	2.70	2.78	2.80	2.76	2.77
Mn	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.05	0.06	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.06	0.05	0.06
SUMA(VI)	5.78	5.64	5.66	5.61	5.61	5.62	5.81	5.79	5.80	5.79	5.78	5.78	5.79	5.83	5.83	5.85	5.80	5.85
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02
K	1.92	1.80	1.84	1.84	1.87	1.79	1.85	1.83	1.80	1.84	1.84	1.86	1.81	1.85	1.82	1.87	1.87	1.87
SUMA(XII)	1.94	1.83	1.85	1.88	1.90	1.82	1.87	1.86	1.82	1.88	1.87	1.90	1.84	1.86	1.86	1.89	1.90	1.90
Total	15.72	15.47	15.51	15.49	15.51	15.44	15.68	15.66	15.62	15.67	15.65	15.68	15.63	15.69	15.68	15.74	15.69	15.74
Mg/(Fe+Mg)	0.53	0.53	0.53	0.53	0.52	0.54	0.53	0.52	0.53	0.52	0.53	0.52	0.52	0.52	0.53	0.53	0.53	0.53

ANEXO III.3.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de biotita

Roca/Fase	GABFn	GABFn	GABFn	GBCI	GBFn	GBFn	GBBFn	GBBFn	GBBCI	GBBCI	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn
Muestra	VA-4	VA-4	VA-4	TD-63	TD-63	TD-63	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	TAV-7	TAV-7
Análisis	8	10	14	2	3	2	5,1	5,3	6,1	6,2	7,1	7,2	12	13,1	13,2	13,3	1,1	1,2
Microsonda	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París
SiO ₂	35.75	37.03	36.48	36.26	36.52	37.01	36.69	36.35	38.88	37.02	36.52	37.13	36.20	36.21	36.82	35.97	37.17	36.92
TiO ₂	3.64	3.54	3.59	3.49	3.69	3.53	3.90	3.64	1.33	3.32	3.36	3.38	3.09	4.04	3.77	4.02	3.97	3.61
Al ₂ O ₃	14.21	13.97	13.56	14.02	13.89	13.70	16.18	16.16	15.19	16.04	16.21	17.31	17.66	15.89	16.17	16.09	14.60	14.95
FeO(t)	19.85	19.26	19.54	20.27	19.32	20.08	18.45	17.28	15.03	16.73	17.29	16.38	17.03	17.03	16.92	17.74	18.14	17.49
MgO	12.02	12.42	11.87	12.81	12.54	12.80	11.19	11.26	15.33	12.41	12.45	11.60	11.26	11.66	11.47	11.32	12.20	12.20
MnO	0.43	0.44	0.43	0.36	0.40	0.40	0.25	0.18	0.33	0.47	0.35	0.25	0.37	0.25	0.31	0.35	0.33	0.42
CaO	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.03	0.03	0.07	0.04	0.07	0.12	0.20	0.06	0.00	0.10	0.12	0.11	0.00	0.11	0.03	0.01	0.07	0.04
K ₂ O	9.77	9.55	9.48	9.57	9.51	9.24	10.50	10.25	9.91	10.49	9.97	10.11	10.61	9.98	9.77	10.13	10.09	10.32
TOTAL	95.72	96.25	95.03	96.84	95.94	96.88	97.48	95.35	96.31	96.80	96.45	96.27	96.35	95.21	95.42	95.75	96.57	96.01

Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno

Si	5.49	5.61	5.62	5.50	5.56	5.59	5.49	5.53	5.75	5.54	5.48	5.53	5.44	5.50	5.56	5.46	5.59	5.58
Al(IV)	2.51	2.39	2.38	2.50	2.44	2.41	2.51	2.47	2.25	2.46	2.52	2.47	2.56	2.50	2.44	2.54	2.41	2.42
Al(VI)	0.06	0.10	0.08	0.00	0.05	0.02	0.34	0.42	0.40	0.37	0.35	0.57	0.57	0.34	0.44	0.34	0.18	0.25
Ti	0.42	0.40	0.42	0.40	0.42	0.40	0.44	0.42	0.15	0.37	0.38	0.38	0.35	0.46	0.43	0.46	0.45	0.41
Fe ²⁺	2.55	2.44	2.52	2.57	2.46	2.53	2.31	2.20	1.86	2.09	2.17	2.04	2.14	2.16	2.14	2.25	2.28	2.21
Mg	2.75	2.81	2.73	2.90	2.85	2.88	2.50	2.55	3.38	2.77	2.79	2.58	2.52	2.64	2.58	2.56	2.74	2.75
Mn	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.03	0.02	0.04	0.06	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05
SUMA(VI)	5.84	5.81	5.79	5.92	5.84	5.89	5.62	5.61	5.84	5.66	5.73	5.60	5.63	5.64	5.63	5.66	5.69	5.67
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.06	0.02	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01
K	1.91	1.85	1.86	1.85	1.85	1.78	2.00	1.99	1.87	2.00	1.91	1.92	2.03	1.93	1.88	1.96	1.94	1.99
SUMA(XII)	1.93	1.86	1.88	1.87	1.87	1.82	2.06	2.01	1.87	2.03	1.94	1.95	2.03	1.97	1.89	1.96	1.96	2.00
Total	15.77	15.67	15.68	15.78	15.70	15.70	15.68	15.61	15.71	15.69	15.68	15.55	15.66	15.60	15.52	15.62	15.64	15.68
Mg/(Fe+Mg)	0.52	0.54	0.52	0.53	0.54	0.53	0.52	0.54	0.65	0.57	0.56	0.56	0.54	0.55	0.55	0.53	0.55	0.56

ANEXO III.3.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de biotita

Roca/Fase	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBFn	GBBCL	GBBCL	GBBFn	ABFn	ABFn	ABFn	ABFn	ABFn	ABm	ABm	ABm	ABInF
Muestra	TAV-7	TAV-7	TAV-7	TAV-7	TAV-7	TAV-7	TAV-7	TAV-7	TAV-7	TAV-29	TAV-29	TAV-29	TAV-29	TAV-29	TAV-1	TAV-1	TAV-1	TAV-1
Análisis	1,3	3,1	3,2	3,3	6,1	6,2	8,1	8,2	9,1	7,3	7,4	2,1	1,1	1,2	1	2,1	2,1	6,1
Microsonda	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París
SiO ₂	36.57	36.88	36.91	36.25	36.60	36.86	36.78	36.61	36.50	35.93	36.11	36.23	35.43	37.59	35.83	36.33	35.54	35.69
TiO ₂	3.81	3.82	3.85	3.78	3.81	3.77	3.35	3.41	3.74	3.30	3.37	3.87	3.93	3.01	3.63	3.94	3.68	3.98
Al ₂ O ₃	14.76	14.55	14.84	14.74	14.78	14.74	14.85	15.20	14.97	17.09	17.57	16.53	17.30	16.87	16.74	16.38	16.92	16.37
FeO(t)	17.63	18.12	17.44	17.71	17.71	19.04	17.66	17.80	17.10	18.55	17.84	18.42	18.74	17.70	16.92	17.03	17.34	17.60
MgO	12.22	12.36	12.06	12.11	11.99	12.29	12.56	12.19	12.06	10.24	10.06	10.13	10.18	10.57	11.32	11.33	11.36	11.16
MnO	0.23	0.26	0.35	0.41	0.30	0.40	0.43	0.36	0.48	0.23	0.21	0.17	0.32	0.25	0.20	0.44	0.32	0.23
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.07	0.18	0.04	0.07	0.04	0.07	0.02	0.11	0.17	0.11	0.10	0.12	0.10	0.10	0.19	0.12	0.09	0.18
K ₂ O	10.19	10.17	10.21	10.06	10.15	9.98	10.24	10.17	10.30	10.14	10.49	10.15	10.20	10.43	10.19	10.09	10.34	10.08
TOTAL	95.63	96.36	95.78	95.22	95.49	97.15	95.89	96.10	95.32	95.76	95.85	95.74	96.22	96.60	95.13	95.86	95.69	95.40

Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno

Si	5.56	5.57	5.59	5.54	5.57	5.54	5.57	5.55	5.56	5.47	5.47	5.51	5.37	5.62	5.45	5.49	5.40	5.44
Al(IV)	2.44	2.43	2.41	2.46	2.43	2.46	2.43	2.45	2.44	2.53	2.53	2.49	2.63	2.38	2.55	2.51	2.60	2.56
Al(VI)	0.21	0.16	0.24	0.20	0.22	0.15	0.22	0.26	0.24	0.53	0.61	0.47	0.46	0.60	0.45	0.41	0.42	0.37
Ti	0.44	0.43	0.44	0.43	0.44	0.43	0.38	0.39	0.43	0.38	0.38	0.44	0.45	0.34	0.42	0.45	0.42	0.46
Fe ²⁺	2.24	2.29	2.21	2.26	2.25	2.39	2.24	2.26	2.18	2.36	2.26	2.34	2.38	2.21	2.15	2.15	2.20	2.24
Mg	2.77	2.78	2.72	2.76	2.72	2.75	2.84	2.75	2.74	2.32	2.27	2.29	2.30	2.36	2.57	2.55	2.57	2.53
Mn	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.06	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.06	0.04	0.03
SUMA(VI)	5.68	5.70	5.65	5.71	5.67	5.77	5.73	5.71	5.65	5.62	5.55	5.57	5.63	5.54	5.62	5.61	5.66	5.63
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.05	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.06	0.04	0.03	0.05
K	1.98	1.96	1.97	1.96	1.97	1.91	1.98	1.97	2.00	1.97	2.03	1.97	1.97	1.99	1.98	1.94	2.00	1.96
SUMA(XII)	2.00	2.01	1.98	1.98	1.98	1.93	1.98	2.00	2.05	2.01	2.06	2.00	2.00	2.02	2.03	1.98	2.03	2.01
Total	15.68	15.71	15.64	15.69	15.66	15.70	15.71	15.71	15.70	15.62	15.61	15.57	15.63	15.56	15.65	15.59	15.69	15.65
Mg/(Fe+Mg)	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55	0.54	0.56	0.55	0.56	0.50	0.50	0.50	0.49	0.52	0.55	0.54	0.54	0.53

ANEXO III.3.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de biotita

Roca/Fase	ABInF	ABCIInF	ABCIInF	ABInF	ABFn	ABm	EMBFn	EMBFn	EMFn	EMBCI	EMBCI	EMBRcd	EMBCI	EMBCI	EMBCI	EMBCI	EMBCI	EMBFn
Muestra	TAV-1	TAV-1	TAV-1	TAV-1	CD-5	CD-5	SE-277	SE-277	SE-277	SE-277	SE-277	SE-277	SE-53	SE-53	SE-53	SE-53	SE-53	SE-53
Análisis	6,2	9,1	9,2	13	8,2	7,1	3	4,1	4,2	5,1	5,2	1	4,1	4,2	2,1	2,2	2,3	1,1
Microsonda	París	París	París	París	París	París	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse
SiO ₂	36.25	36.74	37.42	36.56	36.14	35.56	33.33	33.54	34.11	33.19	33.99	33.81	34.84	34.82	34.44	34.60	34.70	35.05
TiO ₂	3.65	3.45	3.76	3.81	3.88	4.17	3.95	3.54	3.88	3.42	3.47	2.82	3.33	4.02	3.41	3.79	3.53	4.22
Al ₂ O ₃	16.20	16.78	16.16	16.43	17.43	17.48	18.46	18.09	18.29	18.56	18.51	18.76	18.86	18.03	18.76	18.25	18.68	17.85
FeO(t)	17.51	17.78	16.60	17.03	16.93	16.77	24.18	24.65	23.69	24.84	23.55	23.86	22.99	23.54	23.31	23.06	22.64	22.02
MgO	11.18	11.41	11.21	11.36	10.91	10.54	5.24	5.62	5.48	5.56	5.74	5.89	5.57	5.42	5.61	5.47	5.69	5.52
MnO	0.09	0.22	0.29	0.46	0.25	0.22	0.59	0.54	0.48	0.55	0.39	0.67	0.50	0.45	0.51	0.48	0.43	0.62
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.18	0.14	0.11	0.10	0.25	0.19	0.12	0.18	0.15	0.14	0.10	0.16	0.14	0.09	0.13	0.07	0.19	0.18
K ₂ O	10.08	10.05	9.90	9.74	10.16	10.27	9.26	9.30	9.53	9.45	9.21	9.20	9.59	9.62	9.61	9.65	9.72	9.64
TOTAL	95.18	96.66	95.66	95.49	96.19	95.25	95.14	95.46	95.62	95.71	95.00	95.20	95.81	96.02	95.79	95.38	95.58	95.11
Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno																		
Si	5.51	5.50	5.63	5.52	5.44	5.40	5.25	5.27	5.32	5.21	5.32	5.30	5.39	5.40	5.35	5.39	5.38	5.45
Al(IV)	2.49	2.50	2.37	2.48	2.56	2.60	2.75	2.73	2.68	2.79	2.68	2.70	2.61	2.60	2.65	2.61	2.62	2.55
Al(VI)	0.42	0.46	0.49	0.44	0.52	0.52	0.67	0.62	0.69	0.65	0.74	0.76	0.83	0.69	0.78	0.74	0.79	0.72
Ti	0.42	0.39	0.43	0.43	0.44	0.48	0.47	0.42	0.45	0.40	0.41	0.33	0.39	0.47	0.40	0.44	0.41	0.49
Fe ²⁺	2.23	2.23	2.09	2.15	2.13	2.13	3.18	3.24	3.09	3.26	3.08	3.13	2.97	3.05	3.03	3.00	2.94	2.86
Mg	2.54	2.55	2.51	2.56	2.45	2.38	1.23	1.32	1.27	1.30	1.34	1.38	1.28	1.25	1.30	1.27	1.31	1.28
Mn	0.01	0.03	0.04	0.06	0.03	0.03	0.08	0.07	0.06	0.07	0.05	0.09	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.08
SUMA(VI)	5.61	5.65	5.55	5.64	5.57	5.54	5.63	5.67	5.57	5.69	5.62	5.69	5.54	5.52	5.57	5.52	5.51	5.44
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.04	0.03	0.03	0.07	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.02	0.06	0.06
K	1.96	1.92	1.90	1.88	1.95	1.99	1.86	1.86	1.90	1.89	1.84	1.84	1.89	1.90	1.90	1.92	1.92	1.91
SUMA(XII)	2.01	1.96	1.93	1.90	2.02	2.04	1.90	1.92	1.94	1.94	1.88	1.89	1.93	1.93	1.94	1.94	1.98	1.97
Total	15.62	15.61	15.48	15.54	15.59	15.59	15.52	15.59	15.51	15.63	15.50	15.58	15.47	15.45	15.51	15.46	15.49	15.41
Mg/(Fe+Mg)	0.53	0.54	0.55	0.55	0.54	0.53	0.28	0.29	0.29	0.29	0.30	0.31	0.30	0.29	0.30	0.30	0.31	0.31

ANEXO III.3.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de biotita

Roca/Fase	EMBFn	EMBM	EMBFn	EMBFn	EMBFn	EMBFn	EMBFn	EMBFn	EMBFn	EMBFn	EMBFn	EMBM	EMBM	EMBM	MBm	MBInF	MBFnInF	MBFnInF
Muestra	SE-53	SE-48A	SE-48B	SE-282	SE-282	SE-282	SE-282	SE-282	SE-282	SE-282	SE-282	SE-235	SE-235	SE-235	SE-406	SE-406	SE-401B	SE-401B
Análisis	1,2	7	9	2,1	2,2	4,1	4,2	11,1	11,2	16,1	16,2	11,1	11,2	13,1	1	3	2	4
Microsonda	Toulouse	Granada	Granada	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse
SiO ₂	35.26	35.74	36.09	36.14	35.66	36.22	34.85	35.08	35.08	35.26	34.87	35.19	35.96	35.44	33.04	34.03	34.32	34.62
TiO ₂	3.37	3.39	3.77	4.83	4.51	4.00	3.34	3.76	4.07	3.64	3.33	2.98	2.13	3.26	2.90	3.33	4.18	3.89
Al ₂ O ₃	17.57	19.68	18.98	18.99	18.93	19.55	19.64	19.44	19.62	19.78	20.23	19.34	19.00	19.02	20.49	18.02	17.59	18.62
FeO(t)	22.93	21.10	20.84	20.41	20.80	20.14	21.35	20.83	21.33	21.29	21.70	22.34	21.54	22.77	24.37	25.04	24.24	23.46
MgO	6.24	5.35	5.41	5.50	5.54	5.67	5.83	5.56	5.25	5.52	5.55	5.81	6.09	5.71	4.02	5.23	4.91	5.80
MnO	0.49	0.29	0.31	0.19	0.37	0.32	0.47	0.26	0.52	0.02	0.37	0.39	0.40	0.40	0.63	0.35	0.38	0.54
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02
Na ₂ O	0.10	0.22	0.15	0.12	0.15	0.20	0.19	0.15	0.04	0.11	0.20	0.10	0.05	0.04	0.11	0.03	0.12	0.17
K ₂ O	9.76	9.34	9.43	10.25	10.14	9.88	9.91	10.37	10.01	10.03	10.27	9.88	9.96	10.02	9.48	9.53	9.44	9.16
TOTAL	95.72	95.11	95.00	96.60	96.10	95.98	95.62	95.45	95.98	95.75	96.52	96.03	95.13	96.66	95.05	95.57	95.18	96.29

Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno

Si	5.47	5.48	5.54	5.48	5.44	5.49	5.37	5.40	5.38	5.41	5.33	5.41	5.55	5.42	5.20	5.34	5.39	5.34
Al(IV)	2.53	2.52	2.46	2.52	2.56	2.51	2.63	2.60	2.62	2.59	2.67	2.59	2.45	2.58	2.80	2.66	2.61	2.66
Al(VI)	0.68	1.04	0.97	0.87	0.85	0.99	0.93	0.93	0.92	0.98	0.97	0.91	1.01	0.86	1.00	0.68	0.65	0.72
Ti	0.39	0.39	0.44	0.55	0.52	0.46	0.39	0.44	0.47	0.42	0.38	0.34	0.25	0.38	0.34	0.39	0.49	0.45
Fe ²⁺	2.97	2.71	2.67	2.59	2.65	2.55	2.75	2.68	2.73	2.73	2.77	2.87	2.78	2.91	3.21	3.29	3.18	3.02
Mg	1.44	1.22	1.24	1.24	1.26	1.28	1.34	1.28	1.20	1.26	1.26	1.33	1.40	1.30	0.94	1.22	1.15	1.33
Mn	0.06	0.04	0.04	0.02	0.05	0.04	0.06	0.03	0.07	0.00	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.05	0.05	0.07
SUMA(VI)	5.55	5.40	5.36	5.27	5.33	5.32	5.46	5.36	5.39	5.39	5.44	5.51	5.49	5.50	5.58	5.63	5.52	5.59
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.07	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	0.04	0.01	0.03	0.06	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.05
K	1.93	1.83	1.85	1.98	1.97	1.91	1.95	2.04	1.96	1.96	2.00	1.94	1.96	1.96	1.90	1.91	1.89	1.80
SUMA(XII)	1.96	1.89	1.89	2.02	2.02	1.97	2.00	2.08	1.97	1.99	2.06	1.97	1.98	1.97	1.94	1.92	1.93	1.86
Total	15.51	15.29	15.25	15.29	15.35	15.29	15.47	15.44	15.36	15.39	15.50	15.48	15.46	15.47	15.52	15.55	15.45	15.45
Mg/(Fe+Mg)	0.33	0.31	0.32	0.33	0.32	0.34	0.33	0.32	0.31	0.32	0.31	0.32	0.34	0.31	0.23	0.27	0.27	0.31

ANEXO III.3.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de biotita

Roca/Fase	MB(Cd)	MB(Cd)	MBFn	MBFn	MBFn	MBFn	MBFn	MBFn	MBFn	MBm	MBm	LABm	LABm	LABm	LABm	LABm	LBFn	LBFn
Muestra	SE-410	SE-410	SE-410	SE-410	SE-410	SE-410	SE-410	SE-401A	SE-401A	LN-3	LN-3	TAV-2	TAV-2	TAV-2	TAV-2	TAV-2	SE-248	SE-248
Análisis	10,1	10,2	5,1	5,2	5,3	7,1	7,2	8,1	8,2	1	2	3,1	3,2	3,3	5,1	5,2	9,1	9,3
Microsonda	París	París	París	París	París	París	París	París	París	Granada	Granada	París	París	París	París	París	París	París
SiO ₂	35.75	35.13	35.48	36.01	35.63	36.10	34.86	34.60	35.12	35.61	35.53	35.44	35.09	35.48	35.02	34.82	34.85	34.36
TiO ₂	3.65	3.70	3.77	3.59	3.41	4.20	4.23	5.04	3.21	4.14	3.76	3.63	3.64	3.36	3.42	3.57	3.54	3.04
Al ₂ O ₃	19.78	19.65	19.68	19.64	20.07	19.01	19.39	19.22	20.23	19.25	19.33	20.37	20.45	20.73	20.27	20.06	21.84	22.10
FeO(t)	21.70	21.88	22.19	21.26	21.53	21.04	21.04	21.77	20.66	20.78	21.05	20.15	19.44	19.03	19.95	19.40	21.61	22.73
MgO	5.45	5.39	5.42	5.87	5.32	5.58	5.44	5.79	6.12	5.66	5.76	6.36	6.25	6.54	6.27	6.30	2.42	2.30
MnO	0.78	0.68	0.28	0.49	0.48	0.46	0.46	0.39	0.53	0.26	0.25	0.55	0.64	0.53	0.39	0.50	0.62	0.83
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.07	0.14	0.15	0.09	0.17	0.00	0.18	0.16	0.05	0.21	0.25	0.05	0.20	0.07	0.11	0.23	0.21	0.20
K ₂ O	10.38	10.12	10.45	10.62	10.18	10.08	10.51	10.11	10.48	9.08	9.10	9.91	10.50	10.75	10.41	10.40	10.00	9.58
TOTAL	97.68	96.77	97.42	97.57	96.93	96.47	96.11	97.10	96.40	95.00	95.02	96.61	96.21	96.57	95.96	95.37	95.11	95.14

Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno

Si	5.40	5.36	5.38	5.43	5.41	5.48	5.35	5.27	5.35	5.46	5.45	5.36	5.33	5.36	5.35	5.34	5.38	5.33
Al(IV)	2.60	2.64	2.62	2.57	2.59	2.52	2.65	2.73	2.65	2.54	2.55	2.64	2.67	2.64	2.65	2.66	2.62	2.67
Al(VI)	0.93	0.90	0.90	0.92	1.00	0.89	0.86	0.71	0.98	0.94	0.95	0.99	0.99	1.05	0.99	0.97	1.36	1.37
Ti	0.41	0.42	0.43	0.41	0.39	0.48	0.49	0.58	0.37	0.48	0.43	0.41	0.42	0.38	0.39	0.41	0.41	0.35
Fe ²⁺	2.74	2.79	2.81	2.68	2.73	2.67	2.70	2.77	2.63	2.66	2.70	2.55	2.47	2.40	2.55	2.49	2.79	2.95
Mg	1.23	1.23	1.22	1.32	1.20	1.26	1.24	1.31	1.39	1.29	1.32	1.43	1.42	1.47	1.43	1.44	0.56	0.53
Mn	0.10	0.09	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.03	0.03	0.07	0.08	0.07	0.05	0.06	0.08	0.11
SUMA(VI)	5.41	5.43	5.40	5.39	5.39	5.36	5.35	5.43	5.44	5.40	5.44	5.45	5.38	5.37	5.41	5.38	5.20	5.32
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	0.00	0.05	0.05	0.01	0.06	0.07	0.01	0.06	0.02	0.03	0.07	0.06	0.06
K	2.00	1.97	2.02	2.04	1.97	1.95	2.06	1.96	2.04	1.77	1.78	1.91	2.03	2.07	2.03	2.04	1.97	1.90
SUMA(XII)	2.02	2.01	2.07	2.07	2.02	1.95	2.11	2.01	2.05	1.84	1.86	1.93	2.09	2.09	2.06	2.10	2.03	1.96
Total	15.43	15.45	15.47	15.45	15.41	15.31	15.46	15.44	15.49	15.24	15.29	15.38	15.47	15.46	15.47	15.48	15.23	15.27
Mg/(Fe+Mg)	0.31	0.31	0.30	0.33	0.31	0.32	0.32	0.32	0.35	0.33	0.33	0.36	0.37	0.38	0.36	0.37	0.17	0.15

ANEXO III.3.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de biotita

Roca/Fase	LBm	MFBFn	MFBFn	DABFn	DABFn	DABFn	DABCI	DABCI	DABFn	GCBm	GCBFn	GCBFn	GCBFn	XBCI	XBCI	XBm	XBm	XBm
Muestra	SE-248	A-6	A-6	TAV-24	TAV-24	TAV-24	TAV-24	TAV-24	TAV-24	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	A-1A	A-1A	A-1A	A-1A	A-1A
Análisis	4,1	8,1	8,2	4,1	4,2	6,1	10,1	10,2	11	4,2	7,1	7,2	7,3	1,2	3,1	7,1	7,2	7,3
Microsonda	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París
SiO ₂	36.22	35.09	34.26	36.68	37.31	36.72	36.91	36.70	37.11	35.60	35.07	35.08	35.51	33.74	33.43	34.47	34.05	33.24
TiO ₂	2.27	4.39	3.38	3.81	3.85	3.81	3.69	3.81	3.84	4.13	4.78	4.18	3.99	5.01	3.08	3.70	4.12	5.07
Al ₂ O ₃	22.72	16.97	18.94	14.71	14.65	14.67	14.80	14.62	14.55	19.82	18.83	19.30	19.10	21.65	21.28	21.78	21.19	21.46
FeO(t)	20.37	25.88	25.60	16.71	16.68	17.25	16.75	18.30	16.53	19.36	19.65	19.23	19.29	18.10	20.32	18.28	18.39	19.36
MgO	2.47	2.43	2.02	12.56	12.44	12.36	12.14	12.02	12.29	8.06	8.19	8.15	8.36	6.81	6.66	6.72	6.63	6.81
MnO	0.88	0.61	0.90	0.29	0.46	0.35	0.52	0.42	0.21	0.19	0.15	0.25	0.18	0.29	0.20	0.32	0.12	0.21
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.15	0.11	0.12	0.00	0.09	0.00	0.18	0.09	0.09	0.17	0.20	0.20	0.22	0.23	0.18	0.30	0.14	0.15
K ₂ O	9.75	9.85	10.07	10.64	10.34	10.64	10.22	10.08	10.29	10.23	10.24	10.34	10.17	9.92	10.25	10.17	10.36	10.39
TOTAL	94.84	95.33	95.43	95.44	96.04	95.80	95.44	96.18	95.01	97.61	97.11	96.73	96.87	95.75	95.40	95.74	95.00	96.69

Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno

Si	5.54	5.56	5.43	5.57	5.63	5.57	5.61	5.57	5.64	5.31	5.28	5.29	5.34	5.11	5.15	5.22	5.21	5.03
Al(IV)	2.46	2.44	2.57	2.43	2.37	2.43	2.39	2.43	2.36	2.69	2.72	2.71	2.66	2.89	2.85	2.78	2.79	2.97
Al(VI)	1.63	0.72	0.97	0.21	0.23	0.19	0.26	0.18	0.25	0.79	0.62	0.73	0.73	0.97	1.01	1.10	1.03	0.86
Ti	0.26	0.52	0.40	0.44	0.44	0.43	0.42	0.43	0.44	0.46	0.54	0.47	0.45	0.57	0.36	0.42	0.47	0.58
Fe ²⁺	2.61	3.43	3.39	2.12	2.10	2.19	2.13	2.32	2.10	2.41	2.47	2.43	2.43	2.29	2.62	2.31	2.35	2.45
Mg	0.56	0.57	0.48	2.84	2.80	2.79	2.75	2.72	2.79	1.79	1.84	1.83	1.87	1.54	1.53	1.52	1.51	1.54
Mn	0.11	0.08	0.12	0.04	0.06	0.04	0.07	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03
SUMA(VI)	5.18	5.33	5.36	5.64	5.63	5.65	5.63	5.71	5.60	5.49	5.49	5.49	5.50	5.40	5.53	5.39	5.38	5.45
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.03	0.04	0.00	0.03	0.00	0.05	0.03	0.03	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.09	0.04	0.04
K	1.90	1.99	2.04	2.06	1.99	2.06	1.98	1.95	2.00	1.95	1.97	1.99	1.95	1.92	2.01	1.96	2.02	2.01
SUMA(XII)	1.95	2.02	2.07	2.06	2.02	2.06	2.03	1.98	2.02	2.00	2.03	2.05	2.02	1.98	2.07	2.05	2.06	2.05
Total	15.13	15.35	15.43	15.71	15.64	15.71	15.66	15.68	15.63	15.48	15.52	15.54	15.52	15.38	15.60	15.45	15.44	15.50
Mg/(Fe+Mg)	0.18	0.14	0.12	0.57	0.57	0.56	0.57	0.54	0.57	0.43	0.43	0.43	0.44	0.40	0.37	0.40	0.39	0.39

ANEXO III.3.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de biotita

Roca/Fase	XBCl(Cr)	ELBFn	ELBFn	ELBm	ELBm
Muestra	A-1A	TD-70	TD-70	TD-70	TD-70
Análisis	8,1	5,1	5,2	4,1	2,1
Microsonda	París	París	París	París	París
SiO ₂	34.06	35.93	36.06	36.19	36.96
TiO ₂	2.53	4.25	4.52	4.12	4.07
Al ₂ O ₃	21.22	14.08	14.21	14.64	14.81
FeO(t)	20.24	19.11	19.25	18.95	18.12
MgO	6.66	11.08	11.02	11.20	11.61
MnO	0.21	0.39	0.27	0.40	0.12
CaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.16	0.12	0.05	0.07	0.06
K ₂ O	10.09	10.28	10.26	10.30	10.16
TOTAL	95.17	95.24	95.64	95.89	95.91

Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno

Si	5.24	5.54	5.53	5.53	5.60
Al(IV)	2.76	2.46	2.47	2.47	2.40
Al(VI)	1.08	0.10	0.10	0.17	0.24
Ti	0.29	0.49	0.52	0.47	0.46
Fe ²⁺	2.60	2.46	2.47	2.42	2.29
Mg	1.53	2.55	2.52	2.55	2.62
Mn	0.03	0.05	0.04	0.05	0.02
SUMA(VI)	5.53	5.66	5.65	5.66	5.63
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.04	0.01	0.02	0.02
K	1.98	2.02	2.01	2.01	1.96
SUMA(XII)	2.03	2.06	2.02	2.03	1.98
Total	15.56	15.72	15.67	15.69	15.61
Mg/(Fe+Mg)	0.37	0.51	0.51	0.51	0.54

ANEXO III.4.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de moscovitas

Roca/Fase	GCM	GCM	GCM	GCM	EMM	EMM	MMaF	MM	MMaB	MMaF	LM	LM	LM	LMag	LMF	LMF	LMF	LMaB	LM
Muestra	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	SE-58	SE-58	SE-406	SE-403	LN-3	LN-3	SE-250	SE-250	SE-250	SE-209	SE-209	SE-209	SE-209	SE-413	SE-413
Análisis	2,1	2,2	8,1	8,2	1,1	19,1	4,1	12,1	12,1	18,1	5	2	3	1	3	5	7	6.a	9
Microsonda	París	París	París	París	Granada	Granada	Toulouse	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada
SiO ₂	46.14	46.47	45.76	47.07	46.20	46.56	45.31	45.95	47.10	46.89	45.70	45.78	45.62	45.71	45.72	46.13	46.52	45.82	45.64
TiO ₂	0.03	0.04	0.36	0.10	0.67	0.28	0.03	0.57	0.02	0.37	0.69	0.53	0.56	0.22	0.26	0.64	0.46	0.67	0.42
Al ₂ O ₃	36.94	36.56	37.19	36.56	34.54	33.26	32.92	33.65	35.46	34.43	34.32	34.19	34.32	34.31	34.40	34.58	33.00	34.14	32.87
FeO(t)	1.32	1.12	1.27	0.96	1.26	1.86	2.79	1.83	1.20	1.39	1.94	1.98	1.96	2.47	2.69	1.32	2.19	2.08	2.95
MgO	0.84	0.73	0.63	0.78	0.83	1.20	1.20	0.98	0.97	1.14	0.68	0.63	0.67	0.54	0.57	0.87	1.19	0.67	0.86
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.15	0.03	0.03	0.00	0.06	0.06	0.07	0.05	0.14	0.02	0.04	0.10	0.17
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.62	0.68	0.61	0.61	0.66	0.44	0.34	0.72	0.68	0.40	0.67	0.72	0.71	0.81	0.80	0.82	0.65	0.83	0.66
K ₂ O	11.90	11.25	11.39	11.10	10.47	10.50	10.97	9.93	10.22	10.58	10.09	10.15	10.12	9.71	9.62	9.88	10.15	9.96	10.12
TOTAL	97.79	96.85	97.21	97.18	94.64	94.11	93.72	93.67	95.69	95.20	94.14	94.04	94.03	93.83	94.21	94.26	94.21	94.28	93.69

Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno

Si	6.04	6.10	6.00	6.13	6.19	6.29	6.21	6.23	6.22	6.24	6.17	6.19	6.17	6.20	6.18	6.19	6.29	6.18	6.24
Al(IV)	1.96	1.90	2.00	1.87	1.81	1.71	1.79	1.77	1.78	1.76	1.83	1.81	1.83	1.80	1.82	1.81	1.71	1.82	1.76
Al(VI)	3.73	3.76	3.75	3.75	3.65	3.59	3.53	3.60	3.74	3.65	3.64	3.64	3.65	3.68	3.66	3.66	3.54	3.62	3.53
Ti	0.00	0.00	0.04	0.01	0.07	0.03	0.00	0.06	0.00	0.04	0.07	0.05	0.06	0.02	0.03	0.06	0.05	0.07	0.04
Fe ²⁺	0.14	0.12	0.14	0.10	0.14	0.21	0.32	0.21	0.13	0.15	0.22	0.22	0.22	0.28	0.30	0.15	0.25	0.24	0.34
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02
Mg	0.16	0.14	0.12	0.15	0.17	0.24	0.24	0.20	0.19	0.23	0.14	0.13	0.14	0.11	0.11	0.17	0.24	0.13	0.17
Sum.	4.04	4.03	4.06	4.04	4.03	4.07	4.12	4.07	4.07	4.07	4.07	4.06	4.07	4.09	4.12	4.05	4.08	4.07	4.10
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.16	0.17	0.16	0.15	0.17	0.12	0.09	0.19	0.17	0.10	0.18	0.19	0.19	0.21	0.21	0.21	0.17	0.22	0.18
K	1.99	1.88	1.91	1.85	1.79	1.81	1.92	1.72	1.72	1.80	1.74	1.75	1.75	1.68	1.66	1.69	1.75	1.71	1.76
Sum.	2.14	2.06	2.06	2.00	1.96	1.93	2.01	1.91	1.89	1.90	1.92	1.94	1.93	1.89	1.87	1.90	1.92	1.93	1.94
TOTAL	14.19	14.09	14.12	14.04	13.99	14.00	14.13	13.98	13.97	13.97	13.98	14.00	14.00	13.99	13.99	13.96	14.00	14.00	14.04

ANEXO III.4.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de moscovitas

Roca/Fase	LMaB	LM	LM	LMp	LMp	LMp	LMp	LMp	LMp	LMaB	LMaB	LMaB	LMaB	LMincP	LMincP	LAMaF	LAMaF	XM	XM
Muestra	SE-413	SE-242	SE-242	SE-248	SE-248	SE-248	SE-248	SE-248	SE-248	SE-248	SE-248	SE-248	SE-248	SE-248	SE-248	TAV-2	TAV-2	A-1A	A1-A
Análisis	10	6	6	10,1	10,2	10,3	8	7	7,2	5,1	5,2	5,3	4	15	15,2	9,1	9,2	21	24
Microsonda	Granada	Granada	Granada	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	Granada	Granada
SiO ₂	45.67	45.65	45.93	45.55	46.35	45.98	45.92	46.20	46.06	44.85	46.20	45.67	45.89	46.23	46.71	46.41	45.93	43.84	44.53
TiO ₂	0.48	0.06	0.46	0.00	0.22	0.30	0.44	0.15	0.15	1.40	0.74	0.74	0.59	0.59	0.74	0.49	0.26	2.42	0.39
Al ₂ O ₃	33.90	34.87	34.55	33.65	34.73	34.48	34.16	34.80	34.58	34.11	34.75	34.73	34.76	34.70	34.31	36.08	35.24	35.77	37.68
FeO(t)	2.26	1.99	1.80	3.15	2.66	2.91	2.81	2.19	2.81	2.15	2.39	2.60	2.22	2.62	3.10	1.61	1.72	1.69	1.01
MgO	0.73	0.61	0.59	0.98	0.91	0.97	1.04	0.77	0.97	0.74	0.74	0.83	0.85	0.78	0.99	0.87	0.93	0.35	0.38
MnO	0.06	0.01	0.08	0.04	0.01	0.12	0.08	0.06	0.05	0.02	0.08	0.15	0.04	0.13	0.20	0.02	0.00	0.08	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.74	0.73	0.64	0.60	0.53	0.67	0.65	0.65	0.54	0.67	0.53	0.64	0.55	0.48	0.45	0.73	0.50	0.56	0.81
K ₂ O	9.88	10.09	10.22	11.04	11.12	11.15	10.67	10.99	11.03	10.40	10.93	11.05	10.91	10.87	11.03	11.25	10.86	10.32	10.11
TOTAL	93.73	94.02	94.26	95.01	96.53	96.58	95.77	95.81	96.19	94.34	96.36	96.41	95.81	96.40	97.53	97.46	95.44	95.02	94.91

Fórmula estructural calculada para 22 átomos de oxígeno

Si	6.20	6.17	6.19	6.17	6.16	6.12	6.14	6.16	6.14	6.07	6.13	6.08	6.12	6.14	6.15	6.08	6.13	5.89	5.94
Al(IV)	1.80	1.83	1.81	1.83	1.84	1.88	1.86	1.84	1.86	1.93	1.87	1.92	1.88	1.86	1.85	1.92	1.87	2.11	2.06
Al(VI)	3.62	3.72	3.68	3.54	3.59	3.53	3.53	3.63	3.57	3.52	3.57	3.54	3.59	3.57	3.48	3.65	3.68	3.56	3.87
Ti	0.05	0.01	0.05	0.00	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.14	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	0.03	0.24	0.04
Fe ²⁺	0.26	0.23	0.20	0.36	0.30	0.32	0.31	0.24	0.31	0.24	0.27	0.29	0.25	0.29	0.34	0.18	0.19	0.19	0.11
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.15	0.12	0.12	0.20	0.18	0.19	0.21	0.15	0.19	0.15	0.15	0.16	0.17	0.15	0.19	0.17	0.19	0.07	0.08
Sum.	4.09	4.08	4.06	4.11	4.09	4.11	4.12	4.07	4.12	4.07	4.08	4.09	4.08	4.10	4.12	4.05	4.08	4.07	4.09
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.20	0.19	0.17	0.16	0.14	0.17	0.17	0.17	0.14	0.18	0.14	0.17	0.14	0.12	0.11	0.19	0.13	0.14	0.21
K	1.71	1.74	1.76	1.91	1.88	1.89	1.82	1.87	1.87	1.80	1.85	1.88	1.86	1.84	1.85	1.88	1.85	1.77	1.72
Sum.	1.91	1.93	1.92	2.07	2.02	2.07	1.99	2.04	2.01	1.97	1.99	2.04	2.00	1.97	1.97	2.07	1.98	1.91	1.93
TOTAL	13.99	14.01	13.98	14.17	14.11	14.17	14.11	14.11	14.13	14.04	14.06	14.14	14.08	14.06	14.09	14.12	14.06	13.99	14.02

ANEXO III.5.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de plagioclasa

Roca/Fase	GPM	TPFn	TPFn	TPFn	TPFn	TPFzr	TPFi	TPFi	TPFi	TPFi	TPFi
Muestra	ZS-3	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2	ZS-2
Análisis	2	3,1	3,2	3,6	3,3	3,8	3,5	3,7	3,9	3,11	3,12
Microsonda	Granada	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París
SiO ₂	56.27	49.53	48.84	48.96	50.32	49.58	51.46	51.11	53.71	55.81	55.52
Al ₂ O ₃	28.11	32.42	32.86	32.50	31.75	31.99	31.23	31.56	29.39	27.91	28.25
CaO	9.96	14.70	15.47	15.32	14.01	14.43	13.46	13.35	11.59	9.61	10.00
Na ₂ O	5.91	3.25	2.58	2.88	3.32	3.26	3.82	3.89	5.14	5.86	5.71
K ₂ O	0.02	0.15	0.09	0.13	0.16	0.15	0.19	0.20	0.21	0.32	0.27
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	100.27	100.05	99.84	99.79	99.56	99.41	100.16	100.11	100.04	99.51	99.75
Si	2.52	2.26	2.23	2.24	2.30	2.27	2.33	2.32	2.43	2.52	2.50
Al	1.48	1.74	1.77	1.75	1.71	1.73	1.67	1.69	1.57	1.49	1.50
Ca	0.48	0.72	0.76	0.75	0.69	0.71	0.65	0.65	0.56	0.46	0.48
Na	0.51	0.29	0.23	0.26	0.29	0.29	0.34	0.34	0.45	0.51	0.50
K	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
%Ab	51.70	28.33	23.06	25.19	29.73	28.77	33.56	34.13	44.00	51.49	50.03
%An	48.16	70.81	76.41	74.06	69.33	70.36	65.34	64.72	54.82	46.66	48.42
%Or	0.14	0.86	0.53	0.75	0.94	0.87	1.10	1.15	1.18	1.85	1.56

Roca/Fase	TPFi	TPFb	TPFn	TPFn	TPFi	TPFi	TPFb	TPFb	TPMn	TPMi	TPMb
Muestra	ZS-2	ZS-2	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1	ZS-1
Análisis	3,13	3,14	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	7,1	7,2	7,3
Microsonda	París	París	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada
SiO ₂	58.45	61.52	50.80	50.85	55.81	55.65	58.40	61.68	52.54	56.44	62.31
Al ₂ O ₃	26.49	23.94	31.76	31.70	28.38	28.33	26.62	24.38	30.32	27.78	23.62
CaO	7.75	5.33	14.35	14.27	10.49	10.43	8.28	5.83	12.84	9.83	5.03
Na ₂ O	6.57	8.23	3.41	3.43	5.46	5.40	6.61	7.93	4.31	5.85	8.51
K ₂ O	0.36	0.47	0.14	0.14	0.29	0.30	0.33	0.35	0.14	0.18	0.41
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	n.d.	n.d.	0.12	0.16	0.08	0.11	0.16	0.06	0.08	0.08	0.07
TOTAL	99.62	99.49	100.46	100.38	100.43	100.10	100.25	100.17	100.15	100.09	99.88
Si	2.61	2.74	2.30	2.31	2.50	2.50	2.60	2.73	2.38	2.53	2.77
Al	1.40	1.26	1.70	1.69	1.50	1.50	1.40	1.27	1.62	1.47	1.24
Ca	0.37	0.25	0.70	0.69	0.50	0.50	0.40	0.28	0.62	0.47	0.24
Na	0.57	0.71	0.30	0.30	0.47	0.47	0.57	0.68	0.38	0.51	0.73
K	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
%Ab	59.25	71.66	29.81	30.08	47.67	47.54	57.97	69.68	37.48	51.32	73.60
%An	38.62	25.65	69.39	69.10	50.65	50.75	40.10	28.30	61.73	47.64	24.05
%Or	2.14	2.69	0.80	0.82	1.68	1.71	1.93	2.02	0.79	1.04	2.36

ANEXO III.5.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de plagioclasa

Roca/Fase	EAPFn	EAPFn	EAPFr	EBPFn	GPFb	GPFn	GPFn	GPFn	GPFi	GPFi	GPFi
Muestra	TD-45	TD-54	TD-54	CL-21	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40
Análisis	11,6	9,1	9,2	11,2	2,5	2,10	2,11	2,24	2,12	2,13	2,14
Microsonda	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse
SiO ₂	55.31	55.57	51.36	52.75	62.39	56.19	56.53	55.01	57.75	58.05	58.70
Al ₂ O ₃	27.81	27.30	29.72	29.75	23.35	27.36	26.65	27.61	26.07	25.53	25.23
CaO	9.76	9.33	12.02	12.11	4.63	9.24	8.55	9.53	7.69	7.06	6.69
Na ₂ O	5.90	6.08	4.39	4.50	8.90	6.16	6.58	6.06	7.14	7.55	7.90
K ₂ O	0.24	0.19	0.13	0.12	0.29	0.18	0.13	0.19	0.13	0.19	0.12
BaO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.02	0.11	0.10	0.01	0.05	0.01
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	99.01	98.50	97.61	99.24	99.63	99.14	98.55	98.49	98.79	98.42	98.64
Si	2.51	2.53	2.38	2.40	2.78	2.54	2.57	2.51	2.61	2.63	2.65
Al	1.49	1.47	1.62	1.60	1.22	1.46	1.43	1.49	1.39	1.37	1.34
Ca	0.47	0.46	0.60	0.59	0.22	0.45	0.42	0.47	0.37	0.34	0.32
Na	0.52	0.54	0.39	0.40	0.77	0.54	0.58	0.54	0.63	0.66	0.69
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
%Ab	51.52	53.50	39.47	39.94	76.42	54.11	57.77	52.93	62.23	65.21	67.65
%An	47.11	45.41	59.75	59.37	21.95	44.86	41.46	45.99	37.05	33.71	31.66
%Or	1.37	1.09	0.78	0.69	1.64	1.03	0.77	1.08	0.72	1.08	0.69

Roca/Fase	GPFi	GPFr	GPMn	GPMb	GPMn	GPMb	GPMn	GPMb	GPFn	GPFr	GPMn
Muestra	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	CL-40	VA-4	VA-4	TD-63
Análisis	2,15	2,26	4	4,2	2,3	2,1	13,1	13,1b	12,1	12,1r	1,1
Microsonda	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse
SiO ₂	57.08	54.67	56.02	61.02	56.81	62.33	56.45	61.97	54.48	55.44	58.50
Al ₂ O ₃	25.97	27.42	26.69	23.08	25.48	21.07	25.78	22.12	27.38	26.91	26.01
CaO	7.65	9.35	8.15	4.32	7.96	2.55	8.09	3.72	10.80	9.75	7.73
Na ₂ O	7.04	6.26	6.87	9.15	6.94	10.07	6.83	9.33	5.33	6.14	6.79
K ₂ O	0.29	0.13	0.27	0.38	0.21	0.30	0.23	0.44	0.20	0.19	0.29
BaO	0.05	0.03	0.03	0.00	0.11	0.14	0.00	0.00	0.05	0.01	0.09
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	98.07	97.86	98.03	97.94	97.50	96.47	97.37	97.58	98.23	98.45	99.40
Si	2.60	2.51	2.56	2.76	2.61	2.85	2.60	2.81	2.50	2.53	2.63
Al	1.40	1.49	1.44	1.23	1.38	1.14	1.40	1.18	1.48	1.45	1.38
Ca	0.37	0.46	0.40	0.21	0.39	0.12	0.40	0.18	0.53	0.48	0.37
Na	0.62	0.56	0.61	0.80	0.62	0.89	0.61	0.82	0.47	0.54	0.59
K	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02
%Ab	61.42	54.36	59.48	77.65	60.49	86.26	59.65	79.92	46.64	52.67	60.36
%An	36.92	44.91	38.99	20.25	38.32	12.05	39.03	17.60	52.22	46.24	37.96
%Or	1.66	0.73	1.53	2.11	1.19	1.68	1.33	2.48	1.14	1.09	1.68

ANEXO III.5.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de plagioclasa

Roca/Fase	GPMb	GPFn	GPFn	GPFr	GPFn	GPFn	GPFi	GPFi	GPFi	GPFi	GPFi
Muestra	TD-63	TD-63	TD-63	TD-63	TAV-29	TAV-29	TAV-29	TAV-29	TAV-29	TAV-29	TAV-29
Análisis	1,1b	10	11,3	11,1r	5,1	5,3	5,1i	5,2i	5,3	5,4	5,5
Microsonda	Toulouse	Toulouse	Toulouse	Toulouse	París	París	París	París	París	París	París
SiO ₂	60.42	57.97	56.20	55.54	56.13	55.68	57.47	58.01	59.01	61.22	59.90
Al ₂ O ₃	23.75	25.92	27.49	27.75	27.94	27.51	26.99	26.59	26.23	24.56	24.67
CaO	5.66	8.12	9.52	10.08	9.41	10.11	8.67	7.95	7.35	5.55	6.17
Na ₂ O	8.05	6.74	5.97	5.72	5.84	5.85	6.83	6.81	7.48	8.06	7.78
K ₂ O	0.40	0.32	0.31	0.27	0.18	0.13	0.33	0.21	0.31	0.43	0.30
BaO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.16	0.00	0.00	0.06	0.08	0.00
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	98.27	99.12	99.48	99.36	99.57	99.44	100.29	99.57	100.44	99.90	98.82
Si	2.73	2.62	2.54	2.51	2.53	2.51	2.57	2.59	2.62	2.72	2.69
Al	1.27	1.38	1.46	1.48	1.48	1.46	1.42	1.40	1.37	1.28	1.31
Ca	0.27	0.39	0.46	0.49	0.45	0.49	0.42	0.38	0.35	0.26	0.30
Na	0.71	0.59	0.52	0.50	0.51	0.51	0.59	0.59	0.64	0.69	0.68
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
%Ab	70.37	58.92	52.22	49.87	52.34	50.77	57.70	60.05	63.68	70.64	68.32
%An	27.35	39.22	45.99	48.58	46.60	48.49	40.47	38.74	34.58	26.88	29.94
%Or	2.28	1.87	1.79	1.55	1.06	0.74	1.83	1.22	1.74	2.48	1.73

Roca/Fase	GPFi	GPFn	GPFn	GPFn	GPFi	GPFi	GPFi	GPFi	GPFb	GPFb	GPFn
Muestra	TAV-29	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	ES-2	BL-1
Análisis	5,6	14	14,2	14,3	14,4	14,5	14,6	14,6a	14,7	14,8	16
Microsonda	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	Granada
SiO ₂	60.16	55.53	56.39	56.81	57.98	57.02	57.15	56.68	60.75	62.87	60.02
Al ₂ O ₃	25.04	28.64	28.63	27.89	26.99	27.71	27.14	28.12	24.53	23.97	25.49
CaO	6.13	9.58	9.67	8.94	8.37	9.15	8.48	8.94	5.80	4.66	6.77
Na ₂ O	7.99	5.73	5.81	6.51	6.43	5.94	6.66	6.27	8.12	8.74	7.53
K ₂ O	0.26	0.19	0.20	0.27	0.35	0.25	0.19	0.25	0.31	0.20	0.25
BaO	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.13
TOTAL	99.67	99.67	100.70	100.42	100.12	100.07	99.62	100.26	99.51	100.44	100.05
Si	2.68	2.50	2.51	2.54	2.59	2.55	2.57	2.53	2.71	2.77	2.67
Al	1.31	1.52	1.50	1.47	1.42	1.46	1.44	1.48	1.29	1.24	1.34
Ca	0.29	0.46	0.46	0.43	0.40	0.44	0.41	0.43	0.28	0.22	0.32
Na	0.69	0.50	0.50	0.56	0.56	0.51	0.58	0.54	0.70	0.75	0.65
K	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
%Ab	69.19	51.40	51.48	55.99	56.98	53.22	58.06	55.12	70.43	76.35	65.85
%An	29.33	47.48	47.35	42.49	40.98	45.30	40.85	43.43	27.80	22.50	32.70
%Or	1.48	1.12	1.17	1.53	2.04	1.47	1.09	1.45	1.77	1.15	1.45

ANEXO III.5.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de plagioclasa

Roca/Fase	APincF	APincF	APFn	APFb	APMn	APMi	APMi	APMb	EMPFn	EMPFn	EMPFn
Muestra	TAV-1	TAV-1	TAV-1	TAV-1	CD-5	CD-5	CD-5	CD-5	SE-227	SE-282	SE-282
Análisis	3,2	7	11	11	2,2	2,3	2,7	2,8	6,1	6,1	7
Microsonda	París	París	París	París	París	París	París	París	Toulouse	París	París
SiO ₂	64.36	59.95	59.51	64.19	59.99	60.58	62.07	63.06	59.99	61.18	61.79
Al ₂ O ₃	22.21	24.90	25.72	21.14	25.05	25.08	23.63	22.86	24.13	24.61	24.43
CaO	3.05	6.02	6.30	2.30	5.70	5.40	4.03	2.99	5.48	5.29	5.15
Na ₂ O	9.38	7.56	7.64	9.88	8.18	8.19	8.99	9.71	8.15	8.29	8.34
K ₂ O	0.27	0.39	0.48	0.36	0.47	0.44	0.53	0.49	0.39	0.37	0.26
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.10	0.00	0.05	0.05	0.00	n.d.	n.d.
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.22	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	99.27	98.82	99.65	97.87	99.49	99.69	99.30	99.16	98.13	99.74	99.97
Si	2.85	2.69	2.66	2.88	2.69	2.69	2.77	2.80	2.72	2.72	2.74
Al	1.16	1.32	1.36	1.12	1.32	1.31	1.24	1.19	1.29	1.29	1.27
Ca	0.14	0.29	0.30	0.11	0.27	0.26	0.19	0.14	0.27	0.25	0.24
Na	0.81	0.66	0.66	0.86	0.71	0.71	0.78	0.83	0.72	0.71	0.72
K	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01
%Ab	83.43	67.84	66.80	86.76	70.28	71.44	77.73	83.10	71.30	72.36	73.44
%An	14.99	29.85	30.44	11.16	27.06	26.03	19.25	14.14	26.48	25.52	25.06
%Or	1.58	2.30	2.76	2.08	2.66	2.53	3.01	2.76	2.22	2.12	1.51

Roca/Fase	EMPFn	EMPFi	EMPFb	EMPFb	EMPMn	EMPMb	EMPFn	EMPFpz	EMPFn	EMPFn	EMPFn
Muestra	SE-282	SE-282	SE-282	SE-282	SE-282	SE-282	SE-235	SE-235	SE-235	SE-235	SE-235
Análisis	7,3	7,4	7,5	7,6	18	18,5	2,1	2,3	2,4	2,5	2,7
Microsonda	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París
SiO ₂	61.76	61.47	63.87	63.61	63.69	66.08	55.53	61.07	56.05	56.85	57.15
Al ₂ O ₃	24.38	24.12	22.76	22.17	22.74	20.95	28.00	24.47	27.30	27.86	27.59
CaO	4.95	5.07	3.59	2.95	3.83	1.93	9.62	5.54	8.59	8.48	7.82
Na ₂ O	8.34	8.12	9.48	9.51	9.39	10.66	6.48	8.92	6.96	6.65	6.78
K ₂ O	0.25	0.35	0.42	0.48	0.33	0.21	0.18	0.36	0.16	0.21	0.20
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.02	0.00	0.04	0.13
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.01	0.04	0.08
TOTAL	99.68	99.13	100.12	98.72	99.98	99.83	99.82	100.38	99.06	100.09	99.67
Si	2.74	2.74	2.82	2.84	2.81	2.91	2.50	2.71	2.54	2.54	2.55
Al	1.28	1.27	1.18	1.17	1.18	1.09	1.49	1.28	1.46	1.47	1.45
Ca	0.24	0.24	0.17	0.14	0.18	0.09	0.46	0.26	0.42	0.41	0.37
Na	0.72	0.70	0.81	0.82	0.80	0.91	0.57	0.77	0.61	0.58	0.59
K	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
%Ab	74.20	72.81	80.75	83.01	80.10	89.85	54.39	73.01	58.92	57.96	60.36
%An	24.34	25.12	16.90	14.23	18.05	8.99	44.62	25.06	40.19	40.84	38.47
%Or	1.46	2.06	2.35	2.76	1.85	1.16	0.99	1.94	0.89	1.20	1.17

ANEXO III.5.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de plagioclasa

Roca/Fase	EMPFn	EMPFi	EMPFi	EMPFi	EMPFir	EMPFi	EMPFpz	EMPFpz	EMPFn	EMPFn	EMPFi
Muestra	SE-235	SE-235	SE-235	SE-235	SE-235	SE-235	SE-235	SE-235	SE-235	SE-235	SE-235
Análisis	2,10	2,12	2,13	2,14	2,15p	2,15p4	2,16	2,17	10,1	10,2	10,3
Microsonda	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París
SiO2	56.89	61.35	62.87	62.84	59.48	60.44	62.79	64.51	55.95	58.38	60.89
Al2O3	27.85	24.46	23.64	23.41	26.43	24.88	24.00	22.09	28.24	26.83	24.86
CaO	8.58	4.79	3.91	3.53	6.82	5.23	4.26	2.39	8.90	7.29	5.16
Na2O	6.47	9.10	9.19	9.93	7.74	8.61	9.34	10.45	6.11	7.37	8.89
K2O	0.15	0.38	0.36	0.37	0.20	0.25	0.15	0.37	0.09	0.15	0.32
BaO	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.07	0.14	0.00	0.01
Sr	0.00	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
TOTAL	99.94	100.18	99.97	100.08	100.67	99.41	100.79	99.88	99.43	100.02	100.13
Si	2.55	2.72	2.77	2.78	2.63	2.69	2.76	2.85	2.51	2.60	2.70
Al	1.47	1.28	1.23	1.22	1.38	1.30	1.24	1.15	1.49	1.41	1.30
Ca	0.41	0.23	0.18	0.17	0.32	0.25	0.20	0.11	0.43	0.35	0.25
Na	0.56	0.78	0.78	0.85	0.66	0.74	0.80	0.90	0.53	0.64	0.77
K	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
%Ab	57.21	75.85	79.31	81.90	66.49	73.81	79.20	86.98	55.11	64.10	74.38
%An	41.92	22.06	18.65	16.09	32.38	24.78	19.96	10.99	44.36	35.04	23.86
%Or	0.87	2.08	2.04	2.01	1.13	1.41	0.84	2.03	0.53	0.86	1.76

Roca/Fase	EMPFb	MPFn	MPFb	MPFn	MPFn	MPFn	MPFi	MPFi	MPFi	MPFi	MPFi
Muestra	SE-235	SE-404	SE-404	SE-401a	SE-401a	SE-401a	SE-401a	SE-401a	SE-401a	SE-401a	SE-401a
Análisis	10,4	3,3	3,2	10,3	10,4	10,2p	10,5	10,6	10,7p	10,8	10,9
Microsonda	París	Toulouse	Toulouse	París	París	París	París	París	París	París	París
SiO2	64.84	60.17	60.79	58.41	57.69	59.16	59.51	60.55	61.84	60.43	61.30
Al2O3	21.96	24.12	23.77	26.59	26.47	25.97	25.35	24.39	23.90	24.45	24.07
CaO	2.30	5.78	5.08	8.10	8.19	7.01	6.45	5.77	4.96	5.47	4.84
Na2O	10.74	8.10	8.70	7.05	6.90	7.25	7.85	8.08	8.44	8.37	8.67
K2O	0.26	0.27	0.32	0.33	0.27	0.35	0.44	0.46	0.54	0.36	0.48
BaO	0.09	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.04	0.14
Sr	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	100.19	98.43	98.66	100.48	99.55	99.74	99.66	99.25	99.68	99.12	99.50
Si	2.86	2.72	2.74	2.59	2.58	2.64	2.66	2.71	2.75	2.71	2.71
Al	1.14	1.28	1.26	1.39	1.39	1.37	1.34	1.29	1.25	1.29	1.25
Ca	0.11	0.28	0.24	0.38	0.39	0.34	0.31	0.28	0.24	0.26	0.23
Na	0.92	0.71	0.76	0.61	0.60	0.63	0.68	0.70	0.73	0.73	0.74
K	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
%Ab	88.16	70.59	74.27	60.04	59.47	63.85	67.07	69.83	73.16	71.97	74.35
%An	10.43	27.85	23.94	38.12	39.00	34.12	30.45	27.56	23.76	25.99	22.94
%Or	1.40	1.56	1.80	1.85	1.53	2.03	2.47	2.62	3.08	2.04	2.71

ANEXO III.5.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de plagioclasa

Roca/Fase	MPFi	MPFi	MPFi	MPFb	MPFb	MPFn	LAPMn	LAPMb	LAPMb	LAPMn	LAPMn
Muestra	SE-401a	SE-401a	SE-401a	SE-401a	SE-401a	A-7	TAV-2	TAV-2	TAV-2	TAV-2	TAV-2
Análisis	10,10	10,11	10,11p	10,12	10,13	7	4,2	4,1	4,3	8,1	8,2
Microsonda	París	París	París	París	París	Granada	París	París	París	París	París
SiO ₂	61.27	62.23	62.04	64.64	63.81	62.32	58.96	65.51	64.65	63.13	63.17
Al ₂ O ₃	24.44	23.48	23.54	22.05	22.14	24.12	25.64	21.14	21.63	23.61	23.28
CaO	5.30	4.37	4.69	2.76	2.76	5.15	6.75	1.36	2.46	3.94	4.05
Na ₂ O	8.31	8.85	8.90	10.08	10.16	8.37	7.61	10.61	10.04	8.94	9.27
K ₂ O	0.39	0.51	0.42	0.29	0.29	0.47	0.20	0.22	0.44	0.53	0.52
BaO	0.16	0.02	0.22	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	99.87	99.46	99.81	99.82	99.16	100.42	99.16	98.84	99.22	100.15	100.29
Si	2.73	2.76	2.76	2.83	2.82	2.75	2.65	2.91	2.87	2.78	2.79
Al	1.28	1.23	1.23	1.14	1.15	1.25	1.36	1.11	1.13	1.23	1.21
Ca	0.25	0.21	0.22	0.13	0.13	0.24	0.32	0.06	0.12	0.19	0.19
Na	0.72	0.76	0.77	0.86	0.87	0.72	0.66	0.91	0.86	0.76	0.79
K	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03
%Ab	72.29	76.29	75.63	85.45	85.55	72.65	66.34	92.21	85.89	77.97	78.23
%An	25.48	20.82	22.02	12.93	12.84	24.68	32.51	6.53	11.63	18.99	18.89
%Or	2.23	2.89	2.35	1.62	1.61	2.68	1.15	1.26	2.48	3.04	2.89

Roca/Fase	LAPMn	LAPMi	LAPMi	LAPMb	LAPMb	XP	XP	XP	GCPFn	GCPFn	GCPFn
Muestra	TAV-2	TAV-2	TAV-2	TAV-2	TAV-2	A-1-A	A-1-A	A-1-A	Q-3	Q-3	Q-3
Análisis	8,3	8,4	8,5	8,6	8,7	2	10	11	1,1	1,3	1,4
Microsonda	París	París	París	París	París	Granada	Granada	Granada	París	París	París
SiO ₂	63.77	64.03	63.54	65.45	66.30	58.74	60.70	62.89	57.04	57.14	56.73
Al ₂ O ₃	22.96	22.49	22.33	21.49	21.37	26.32	24.91	23.78	28.16	27.68	27.88
CaO	3.46	2.99	3.47	1.83	1.32	7.77	6.48	4.82	8.47	8.70	8.86
Na ₂ O	9.11	9.33	9.74	10.32	10.69	7.21	7.98	8.96	6.45	6.46	6.81
K ₂ O	0.52	0.53	0.26	0.38	0.34	0.21	0.09	0.13	0.18	0.15	0.20
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.02	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	99.82	99.37	99.34	99.47	100.02	100.30	100.18	100.59	100.30	100.13	100.48
Si	2.82	2.84	2.83	2.89	2.91	2.62	2.70	2.77	2.54	2.55	2.54
Al	1.20	1.17	1.17	1.12	1.10	1.38	1.30	1.23	1.48	1.46	1.47
Ca	0.16	0.14	0.17	0.09	0.06	0.37	0.31	0.23	0.40	0.42	0.42
Na	0.78	0.80	0.84	0.88	0.91	0.62	0.69	0.76	0.56	0.56	0.59
K	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
%Ab	80.16	82.34	82.34	89.11	91.81	61.91	68.69	76.53	57.34	56.84	57.53
%An	16.82	14.58	16.21	8.73	6.26	36.88	30.79	22.76	41.61	42.30	41.36
%Or	3.01	3.08	1.45	2.16	1.92	1.21	0.52	0.70	1.05	0.87	1.11

ANEXO III.5.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de plagioclasa

Roca/Fase	GCPFi	GCPFi	GCPFi	GCPFi	GCPFb	GCPFpz	GCPFn	GCPFn	GCPFn	GCPFi	GCPFb
Muestra	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3
Análisis	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	3,2	3,4	3,5	3,6	3,7	3,8
Microsonda	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París
SiO ₂	59.24	60.26	59.72	61.70	64.95	63.74	56.38	55.92	58.29	60.77	63.82
Al ₂ O ₃	26.34	25.75	26.24	24.27	22.54	22.29	28.16	27.52	27.25	24.80	23.51
CaO	6.90	5.99	6.53	4.49	2.65	2.93	8.97	8.67	7.65	5.38	3.66
Na ₂ O	7.40	7.92	7.46	9.04	9.17	9.88	6.12	6.31	6.79	7.96	9.07
K ₂ O	0.23	0.21	0.26	0.29	0.25	0.26	0.12	0.13	0.15	0.39	0.34
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	100.11	100.13	100.21	99.79	99.56	99.10	99.75	98.55	100.13	99.30	100.40
Si	2.63	2.67	2.65	2.74	2.86	2.83	2.53	2.54	2.60	2.71	2.80
Al	1.38	1.35	1.37	1.27	1.17	1.17	1.49	1.47	1.43	1.31	1.22
Ca	0.33	0.28	0.31	0.21	0.12	0.14	0.43	0.42	0.36	0.26	0.17
Na	0.64	0.68	0.64	0.78	0.78	0.85	0.53	0.56	0.59	0.69	0.77
K	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
%Ab	65.12	69.67	66.37	77.19	84.92	84.66	54.86	56.41	61.08	71.14	80.15
%An	33.55	29.12	32.10	21.18	13.56	13.87	44.43	42.83	38.03	26.57	17.87
%Or	1.33	1.22	1.52	1.63	1.52	1.47	0.71	0.76	0.89	2.29	1.98

Roca/Fase	GCPFn	GCPFn	GCPFn	GCPFn	GCPFn	GCPFi	GCPFi	GCPFi	GCPFi	GCPFi	GCPFir
Muestra	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3	Q-3
Análisis	9,1	9,2	10,1	10,3	10,4	10,5	10,6	10,7	10,8	10,9	10,10
Microsonda	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París	París
SiO ₂	56.22	56.18	57.12	59.37	57.24	61.08	60.16	62.20	60.39	61.39	57.96
Al ₂ O ₃	27.42	28.28	27.53	26.41	27.31	25.01	25.01	24.07	25.23	24.87	26.57
CaO	9.13	9.24	8.10	7.02	8.38	5.54	6.39	4.73	5.62	5.26	7.67
Na ₂ O	6.15	6.17	6.59	7.11	6.61	8.22	8.00	8.61	7.96	8.15	7.07
K ₂ O	0.22	0.21	0.22	0.23	0.25	0.48	0.37	0.45	0.39	0.36	0.27
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	99.14	100.08	99.56	100.14	99.79	100.33	99.93	100.06	99.59	100.03	99.54
Si	2.54	2.52	2.56	2.64	2.57	2.70	2.68	2.75	2.69	2.72	2.60
Al	1.46	1.49	1.45	1.38	1.44	1.30	1.31	1.26	1.33	1.30	1.40
Ca	0.44	0.44	0.39	0.33	0.40	0.26	0.31	0.22	0.27	0.25	0.37
Na	0.54	0.54	0.57	0.61	0.57	0.71	0.69	0.74	0.69	0.70	0.61
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
%Ab	54.23	54.06	58.78	63.82	57.96	70.88	67.94	74.74	70.30	72.17	61.55
%An	44.49	44.73	39.93	34.82	40.60	26.40	29.99	22.69	27.43	25.74	36.90
%Or	1.28	1.21	1.29	1.36	1.44	2.72	2.07	2.57	2.27	2.10	1.55

ANEXO III.5.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de plagioclasa

Roca/Fase	GCPFi	GCPFi	GCPFi
Muestra	Q-3	Q-3	Q-3
Análisis	10,11	10,12	10,13
Microsonda	París	París	París
SiO ₂	61.22	61.47	61.55
Al ₂ O ₃	24.81	24.94	24.75
CaO	5.63	5.33	5.12
Na ₂ O	8.27	8.32	8.22
K ₂ O	0.35	0.35	0.34
BaO	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	100.28	100.41	99.98
Si	2.71	2.71	2.73
Al	1.30	1.30	1.29
Ca	0.27	0.25	0.24
Na	0.71	0.71	0.71
K	0.02	0.02	0.02
%Ab	71.22	72.38	72.92
%An	26.79	25.62	25.10
%Or	1.98	2.00	1.98

ANEXO III.6.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de feldespato alcalino

Roca	TFi	GFi	GFi	GFi	GFF	GFi	GFi	GFi	GFi	GFi
Muestra	ZS-2	TAV-29	TAV-29	TAV-29	TAV-29	TAV-29	TAV-29	ES-2	ES-2	ES-2
Análisis	13	11,1	11,2	12	13	14,1	14,2	1,2	2,1	4,1
Microsonda	París	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J	París	París	París
SiO ₂	64.00	65.22	65.48	65.96	65.24	65.38	64.78	64.65	64.38	63.87
Al ₂ O ₃	19.16	18.87	18.58	18.86	18.48	18.68	18.65	18.56	19.10	19.12
CaO	0.04	0.03	0.01	0.09	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
BaO	n.d.	0.04	0.06	0.04	0.07	0.01	0.56	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	1.87	1.46	0.80	0.81	0.67	0.69	0.69	1.07	1.43	1.63
K ₂ O	14.40	13.60	14.73	14.72	14.99	14.76	14.69	16.21	15.84	15.63
P ₂ O ₅	n.d.	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	n.d.	n.d.	n.d.
TOTAL	99.47	99.25	99.67	100.51	99.47	99.56	99.41	100.49	100.75	100.25

Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos

Si	2.961	2.999	3.010	3.005	3.010	3.007	2.998	2.981	2.960	2.952
Al	1.045	1.022	1.007	1.013	1.004	1.013	1.017	1.009	1.035	1.042
Ca	0.002	0.002	0.000	0.005	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000
Na	0.168	0.130	0.071	0.071	0.060	0.061	0.062	0.096	0.127	0.146
K	0.850	0.797	0.864	0.855	0.882	0.866	0.868	0.954	0.929	0.922
P	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
%Ab	16.45	14.01	7.58	7.66	6.35	6.59	6.68	9.12	12.07	13.68
%An	0.19	0.16	0.03	0.49	0.09	0.08	0.11	0.00	0.00	0.00
%Or	83.35	85.83	92.39	91.85	93.56	93.33	93.21	90.88	87.93	86.32

Roca	GFi	GFi	AFP	AFfzb	AFfzi	AFi	AFi	AFi	AFi	AFfzb
Muestra	ES-2	ES-2	TAV-1	TAV-1	TAV-1	TAV-1	TAV-1	TAV-1	TAV-1	TAV-1
Análisis	4,3	11,3	1,1	1,2	1,3	2	2,1	11,1	11,2	13,1
Microsonda	París	París	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J
SiO ₂	64.21	64.23	65.06	65.01	64.82	65.48	64.54	64.43	65.11	65.94
Al ₂ O ₃	18.77	18.62	21.95	18.81	19.03	18.88	18.81	19.13	19.00	19.01
CaO	0.00	0.00	2.89	0.06	0.04	0.04	0.08	0.07	0.07	0.06
BaO	n.d.	n.d.	0.01	0.65	0.95	0.18	1.14	1.43	0.93	0.06
Na ₂ O	0.18	0.85	9.71	2.02	2.24	2.06	2.31	2.26	2.58	2.15
K ₂ O	17.58	16.89	0.28	12.72	12.47	13.14	12.26	12.25	11.92	13.00
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0.09	0.00	0.01	0.17	0.02	0.03	0.01	0.08
TOTAL	100.74	100.59	100.00	99.26	99.57	99.94	99.14	99.59	99.62	100.29

Fórmula estructural calculada para 8 oxígenos

Si	2.969	2.971	2.863	2.995	2.983	2.990	2.985	2.973	2.987	2.995
Al	1.023	1.015	1.138	1.021	1.032	1.016	1.025	1.040	1.027	1.018
Ca	0.000	0.000	0.136	0.003	0.002	0.002	0.004	0.003	0.004	0.003
Ba	0.000	0.000	0.000	0.012	0.017	0.003	0.021	0.026	0.017	0.001
Na	0.016	0.076	0.829	0.180	0.200	0.183	0.207	0.202	0.230	0.189
K	1.037	0.996	0.016	0.747	0.732	0.765	0.723	0.721	0.697	0.753
P	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.006	0.001	0.001	0.000	0.003
%Ab	1.53	7.11	84.50	19.35	21.42	19.24	22.14	21.82	24.68	20.01
%An	0.00	0.00	13.91	0.33	0.21	0.21	0.41	0.35	0.39	0.28
%Or	98.47	92.89	1.60	80.32	78.37	80.56	77.46	77.83	74.93	79.71

ANEXO III.6.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de feldespatos alcalinos

Roca	APfzb	AFP	AFP	EMFi	EMFi	EMFi	EMFi	EMFi	EMFi	MFfzb
Muestra	TAV-1	TAV-1	TAV-1	SE-58	SE-58	SE-58	SE-58	SE-58	SE-282	SE-406
Análisis	13,2	3,2	3,3	2	3	14	18	17	1,1	1
Microsonda	P-J	París	París	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	París	P-J
SiO ₂	65.96	64.36	64.32	65.02	65.46	65.26	65.33	65.00	64.17	65.04
Al ₂ O ₃	18.96	22.21	22.06	18.66	18.69	18.85	18.73	18.72	19.23	18.78
CaO	0.05	3.05	2.61	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
BaO	0.09	n.d.	n.d.	0.16	0.12	0.06	0.18	0.04	n.d.	0.08
Na ₂ O	2.44	9.38	9.98	1.57	1.40	1.31	1.63	1.22	1.67	1.45
K ₂ O	12.51	0.27	0.26	14.27	14.51	14.22	13.90	14.67	15.76	13.87
P ₂ O ₅	0.10	n.d.	n.d.	0.03	0.03	0.31	0.00	0.11	n.d.	0.10
TOTAL	100.11	99.27	99.23	99.73	100.21	100.03	99.77	99.74	100.83	99.34

Si	2.997	2.852	2.854	2.993	2.998	2.985	2.999	2.991	2.950	2.994
Al	1.015	1.160	1.154	1.012	1.009	1.016	1.013	1.015	1.042	1.019
Ca	0.003	0.145	0.124	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Ba	0.002	0.000	0.000	0.003	0.002	0.001	0.003	0.001	0.000	0.001
Na	0.215	0.806	0.859	0.140	0.124	0.116	0.145	0.109	0.149	0.129
K	0.725	0.015	0.015	0.838	0.848	0.830	0.814	0.861	0.924	0.814
P	0.004	0.000	0.000	0.001	0.001	0.012	0.000	0.004	0.000	0.004

%Ab	22.78	83.43	86.08	14.26	12.75	12.28	15.09	11.25	13.87	13.69
%An	0.28	14.99	12.44	0.15	0.10	0.08	0.05	0.00	0.00	0.06
%Or	76.94	1.58	1.48	85.58	87.15	87.64	84.86	88.75	86.13	86.25

Roca	MFfzb	MFfp	MFfp	MFfp	MFfzi	MFfzi	MFfzi	MFfi	MFfi	MFfi
Muestra	SE-406	SE-406	SE-406	SE-406	SE-406	SE-406	SE-406	SE-406	SE-406	SE-406
Análisis	1,1	1,4	1,4p	1,5	2,1	2,2	2,3	3,1	3,2	3,3
Microsonda	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J	P-J
SiO ₂	64.88	67.89	66.47	67.63	65.28	65.56	64.78	65.52	65.06	64.63
Al ₂ O ₃	18.54	19.81	21.32	20.18	18.76	18.59	18.55	18.60	18.69	18.96
CaO	0.02	0.32	1.76	0.77	0.03	0.04	0.03	0.00	0.04	0.05
BaO	0.12	0.01	0.02	0.00	0.31	0.21	0.46	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	1.17	11.22	10.45	10.96	2.65	2.01	1.25	1.58	0.95	1.29
K ₂ O	14.43	0.14	0.20	0.16	12.25	13.10	13.93	13.71	14.59	14.11
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.12	0.03	0.01	0.02	0.02	0.12	0.24	0.17
TOTAL	99.28	99.51	100.34	99.72	99.30	99.54	99.02	99.53	99.58	99.21

Si	2.997	2.978	2.905	2.964	2.996	3.006	3.001	3.004	2.992	2.981
Al	1.009	1.024	1.098	1.042	1.015	1.005	1.013	1.005	1.013	1.031
Ca	0.001	0.015	0.083	0.036	0.001	0.002	0.001	0.000	0.002	0.002
Ba	0.002	0.000	0.000	0.000	0.006	0.004	0.008	0.000	0.000	0.000
Na	0.104	0.955	0.885	0.931	0.236	0.179	0.112	0.140	0.085	0.116
K	0.850	0.008	0.011	0.009	0.717	0.766	0.823	0.802	0.856	0.830
P	0.005	0.005	0.004	0.001	0.000	0.001	0.001	0.005	0.009	0.007

%Ab	10.93	97.67	90.44	95.37	24.72	18.88	11.99	14.88	8.97	12.20
%An	0.09	1.54	8.43	3.70	0.15	0.20	0.14	0.00	0.22	0.24
%Or	88.98	0.79	1.13	0.93	75.13	80.92	87.87	85.12	90.81	87.56

ANEXO III.6.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de feldespato alcalino

Roca	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi
Muestra	SE-406	SE-406	SE-406	SE-406	SE-405	SE-405	SE-405	SE-405	SE-405	SE-405
Análisis	4,1	4,2	4,3	4,4	17	15	13	10	8	9
Microsonda	P-J	P-J	P-J	P-J	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada
SiO ₂	65.12	64.65	65.04	64.94	65.07	65.26	64.95	64.51	64.54	65.05
Al ₂ O ₃	18.86	19.16	19.13	18.94	18.69	18.66	18.61	18.44	18.58	18.45
CaO	0.03	0.02	0.06	0.00	0.04	0.01	0.03	0.00	0.03	0.05
BaO	0.02	0.01	0.24	0.00	0.06	0.04	0.02	0.09	0.32	0.02
Na ₂ O	1.35	1.44	2.26	1.54	1.56	2.00	1.69	0.93	1.96	1.61
K ₂ O	14.09	13.84	12.67	13.77	14.13	13.58	14.08	15.08	13.43	13.86
P ₂ O ₅	0.45	0.59	0.24	0.43	0.04	0.08	0.13	0.18	0.06	0.13
TOTAL	99.92	99.71	99.64	99.63	99.58	99.62	99.51	99.23	98.91	99.17
Si	2.979	2.961	2.976	2.976	2.994	2.995	2.991	2.991	2.990	3.000
Al	1.017	1.034	1.031	1.023	1.014	1.009	1.010	1.007	1.014	1.003
Ca	0.001	0.001	0.003	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002
Ba	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.006	0.000
Na	0.120	0.128	0.201	0.136	0.139	0.178	0.151	0.084	0.176	0.144
K	0.822	0.809	0.740	0.805	0.829	0.795	0.827	0.892	0.794	0.816
P	0.017	0.023	0.009	0.017	0.002	0.003	0.005	0.007	0.002	0.005
%Ab	12.68	13.63	21.27	14.49	14.36	18.28	15.42	8.56	18.13	14.99
%An	0.14	0.11	0.30	0.01	0.19	0.04	0.14	0.00	0.13	0.25
%Or	87.18	86.26	78.44	85.50	85.45	81.68	84.44	91.44	81.74	84.76
Roca	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi	MFi
Muestra	SE-405	SE-403	SE-403	SE-403	SE-403	SE-403	SE-403	SE-403	LN-3	SE-410
Análisis	5	1	3	5	8	9	16	15	18	3,1
Microsonda	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada2	París
SiO ₂	64.72	65.55	65.30	65.26	64.98	64.73	65.36	65.10	64.33	65.12
Al ₂ O ₃	18.59	18.70	18.60	18.62	18.55	18.61	18.83	18.72	18.85	19.23
CaO	0.04	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.00
BaO	0.02	0.10	0.17	0.01	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	1.47	2.13	1.55	1.77	1.72	1.72	2.19	2.11	0.90	3.26
K ₂ O	14.44	13.37	14.25	13.53	13.78	13.77	13.24	13.46	15.06	12.51
P ₂ O ₅	0.13	0.04	0.05	0.15	0.21	0.19	0.13	0.23	0.00	0.00
TOTAL	99.41	99.90	99.91	99.36	99.29	99.04	99.82	99.66	99.19	100.12
Si	2.988	2.998	2.998	2.998	2.993	2.989	2.990	2.985	2.983	2.971
Al	1.012	1.008	1.006	1.008	1.007	1.013	1.015	1.012	1.030	1.034
Ca	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.000
Ba	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.132	0.189	0.138	0.158	0.153	0.154	0.194	0.187	0.081	0.288
K	0.851	0.780	0.835	0.793	0.810	0.811	0.773	0.787	0.891	0.728
P	0.005	0.001	0.002	0.006	0.008	0.008	0.005	0.009	0.000	0.000
%Ab	13.39	19.47	14.15	16.56	15.88	15.95	20.07	19.21	8.27	28.37
%An	0.18	0.11	0.00	0.11	0.15	0.08	0.17	0.08	0.22	0.00
%Or	86.43	80.42	85.85	83.32	83.97	83.98	79.75	80.71	91.50	71.63

ANEXO III.6.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de feldespatos alcalinos

Roca	MFf	MFfp	MFf	MFfp	MFf	MFfp	LFi	LFf	LFf	LFf
Muestra	SE-410	SE-410	SE-410	SE-410	SE-410	SE-410	SE-338	SE-338	SE-338	SE-338
Análisis	2,1	2,2	2,3	2,4	2,5	2,6	8,3	4	3,1	2,1
Microsonda	París	París	París	París	París	París	P-J	P-J	P-J	P-J
SiO ₂	63.39	67.26	64.60	68.56	63.43	66.82	64.69	64.92	64.85	64.55
Al ₂ O ₃	18.77	19.49	18.85	20.00	18.57	19.75	18.63	18.51	18.88	18.87
CaO	0.00	0.13	0.00	0.15	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
Na ₂ O	1.55	8.03	1.77	10.67	0.63	7.81	0.96	1.23	1.95	1.31
K ₂ O	15.50	4.90	14.88	0.72	16.90	4.67	14.48	14.06	13.10	13.94
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.24	0.24	0.31
TOTAL	99.21	99.81	100.10	100.10	99.53	99.08	99.02	98.96	99.06	99.02

Si	2.960	2.989	2.975	2.990	2.966	2.984	2.991	2.998	2.984	2.980
Al	1.033	1.021	1.023	1.028	1.023	1.040	1.015	1.007	1.024	1.026
Ca	0.000	0.006	0.000	0.007	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.140	0.692	0.158	0.902	0.057	0.676	0.086	0.110	0.174	0.118
K	0.923	0.278	0.874	0.040	1.008	0.266	0.854	0.828	0.769	0.821
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.009	0.009	0.012
%Ab	13.19	70.90	15.31	95.04	5.36	71.66	9.13	11.72	18.41	12.51
%An	0.00	0.63	0.00	0.74	0.00	0.15	0.00	0.05	0.10	0.08
%Or	86.81	28.46	84.69	4.22	94.64	28.19	90.87	88.24	81.49	87.41

Roca	LFf	LFi	LFi	LFi	LFi	LFi	LFi	LFi	LFi	LFi
Muestra	SE-338	SE-413	SE-413	SE-413	SE-413	SE-413	SE-413	SE-413	SE-413	SE-413
Análisis	2,2	2	3	5	4	14	12	7	11	13
Microsonda	P-J	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada
SiO ₂	64.69	65.41	65.21	65.22	65.03	64.96	64.61	65.03	64.75	64.80
Al ₂ O ₃	18.83	18.62	18.58	18.54	18.77	18.61	18.80	18.60	18.83	18.78
CaO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
BaO	0.05	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	1.61	1.54	1.57	1.94	1.56	1.25	1.17	1.49	1.52	1.61
K ₂ O	13.62	14.21	14.12	13.62	14.15	14.64	14.71	14.25	14.43	14.18
P ₂ O ₅	0.34	0.12	0.07	0.08	0.12	0.09	0.16	0.13	0.09	0.08
TOTAL	99.17	99.91	99.60	99.41	99.64	99.58	99.45	99.50	99.66	99.45

Si	2.980	2.998	2.998	2.999	2.989	2.994	2.982	2.994	2.982	2.987
Al	1.022	1.006	1.007	1.005	1.017	1.011	1.023	1.009	1.022	1.020
Ca	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.144	0.137	0.140	0.173	0.139	0.112	0.105	0.133	0.136	0.144
K	0.800	0.831	0.828	0.799	0.830	0.861	0.866	0.837	0.848	0.834
P	0.013	0.005	0.003	0.003	0.005	0.004	0.006	0.005	0.004	0.003
%Ab	15.21	14.17	14.45	17.76	14.35	11.49	10.79	13.69	13.81	14.69
%An	0.13	0.06	0.11	0.04	0.00	0.14	0.00	0.00	0.13	0.00
%Or	84.67	85.78	85.45	82.20	85.65	88.38	89.21	86.31	86.06	85.31

ANEXO III.6.- Análisis químicos y fórmulas estructurales de feldespato alcalino

Roca	LFi	LFib	LFin	LFib	LFib	LFib	LFin	LFib	LFib	LFib
Muestra	SE-242	SE-242	SE-242	SE-242	SE-242	SE-242	SE-242	SE-242	SE-242	SE-242
Análisis	2,1	2,2	4,1	4,2	5	3,1	3,2	8	7	12
Microsonda	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada	Granada
SiO ₂	65.38	64.39	65.46	64.46	64.47	64.97	65.45	64.92	64.84	64.66
Al ₂ O ₃	18.64	18.54	18.69	18.88	18.45	18.60	18.58	18.57	18.57	18.78
CaO	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
BaO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	2.99	1.09	2.83	1.25	0.52	1.45	1.38	1.57	0.90	1.55
K ₂ O	12.32	14.91	12.61	14.45	15.62	14.23	14.31	14.37	15.04	13.89
P ₂ O ₅	0.14	0.27	0.15	0.44	0.18	0.13	0.07	0.17	0.14	0.18
TOTAL	99.50	99.20	99.76	99.48	99.27	99.39	99.81	99.60	99.48	99.07
Si	2.992	2.983	2.991	2.970	2.991	2.994	3.003	2.990	2.994	2.985
Al	1.006	1.012	1.006	1.025	1.009	1.010	1.005	1.008	1.010	1.022
Ca	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.265	0.097	0.251	0.111	0.046	0.130	0.123	0.140	0.080	0.139
K	0.719	0.881	0.735	0.849	0.925	0.836	0.837	0.844	0.886	0.818
P	0.005	0.010	0.006	0.017	0.007	0.005	0.003	0.007	0.006	0.007
%Ab	26.90	9.96	25.41	11.59	4.77	13.44	12.78	14.22	8.33	14.49
%An	0.10	0.00	0.14	0.00	0.10	0.05	0.01	0.04	0.00	0.06
%Or	73.00	90.04	74.45	88.41	95.13	86.51	87.22	85.74	91.67	85.44
Roca	LFib	LFi	LFi	LAFi	GCFi	GCFi				
Muestra	SE-242	SE-209	SE-209	TAV-2	Q-3	Q-3				
Análisis	19	1	4	2	11,6	11,63				
Microsonda	Granada	Granada	Granada	París	París	París				
SiO ₂	64.84	64.58	64.79	64.32	63.63	64.11				
Al ₂ O ₃	18.61	18.95	18.83	18.82	19.43	18.82				
CaO	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00				
BaO	0.00	0.00	0.08	n.d.	n.d.	n.d.				
Na ₂ O	1.04	1.42	1.24	1.85	0.71	1.06				
K ₂ O	14.99	14.49	14.40	15.20	17.07	16.58				
P ₂ O ₅	0.17	0.38	0.30	n.d.	n.d.	n.d.				
TOTAL	99.65	99.83	99.64	100.19	100.84	100.57				
Si	2.990	2.968	2.980	2.967	2.939	2.963				
Al	1.011	1.026	1.021	1.023	1.058	1.025				
Ca	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000				
Ba	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000				
Na	0.093	0.126	0.111	0.165	0.064	0.095				
K	0.882	0.849	0.845	0.895	1.006	0.977				
P	0.007	0.015	0.011	0.000	0.000	0.000				
%Ab	9.55	12.94	11.58	15.61	5.95	8.86				
%An	0.02	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00				
%Or	90.44	87.00	88.35	84.39	94.05	91.14				

ANEXO IV.1

Análisis químicos de elementos mayores

Litotipo	Siglas	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	SUM
Gbb	ZS-3	47,9	1,820	14,8	1,64	8,6	0,19	6,97	11,50	3,15	0,16	0,22	0,40	97,4
Gbb	ZS-4	47,7	1,890	14,7	2,01	8,9	0,22	7,48	11,90	3,38	0,15	0,24	0,35	98,9
Tnpx	ZS-1	61,8	0,978	16,2	0,71	4,3	0,10	3,44	4,80	3,24	3,02	0,25	0,45	99,3
Tnpx	ZS-2	62,1	1,000	16,3	0,79	4,4	0,10	3,48	4,70	3,22	3,04	0,22	0,55	99,9
Tnpx	Q-20	63,4	0,721	15,6	0,64	3,6	0,08	3,07	3,94	3,35	3,25	0,20	0,20	98,1
Aganf	CL-15	53,5	1,050	12,6	2,51	8,0	0,20	9,60	0,92	0,88	5,67	0,14	2,47	97,5
Aganf	CL-35	57,9	0,900	8,0	13,90	0,0	0,38	11,10	1,77	0,26	4,04	0,11	1,85	100,2
Aganf	R-1	49,4	1,240	8,9	2,35	12,1	0,46	12,30	2,76	0,32	4,91	0,19	2,08	97,0
EMGbt+anf	BL-29	55,2	1,160	14,6	1,01	7,1	0,18	5,83	4,72	2,95	2,97	0,46	0,70	96,9
EMGbt+anf	ES-6(e)	57,6	1,050	16,4	1,28	5,7	0,16	5,16	5,19	3,57	2,70	0,21	0,65	99,7
EMGbt+anf	Q-33	56,3	1,100	15,6	0,92	5,1	0,13	5,66	5,49	3,59	2,63	0,43	0,60	97,6
EMGbt+anf	VA-3	60,7	0,810	15,9	0,79	4,2	0,12	5,01	4,99	3,72	2,41	0,18	0,70	99,5
EMGbt+anf	VA-6	63,7	0,790	16,6	0,78	3,5	0,09	2,75	4,74	4,05	2,01	0,19	0,54	99,7
EMGbt+anf	TD-27	58,9	1,010	15,1	1,26	4,8	0,16	6,41	4,22	2,91	2,99	0,43	1,23	99,4
EMGbt+anf	TD-46	58,2	0,990	15,5	1,31	5,4	0,16	5,01	4,64	3,47	2,80	0,29	0,85	98,6
EMGbt+anf	TD-49	59,4	1,100	16,0	0,88	4,5	0,13	4,29	5,33	3,83	2,43	0,61	0,70	99,2
EMGbt+anf	TD-74	60,3	1,060	16,5	0,86	4,6	0,11	3,85	4,96	3,74	2,43	0,24	0,62	99,3
EMGbt+anf	TD-85B	58,3	1,170	17,2	0,85	5,0	0,12	3,97	4,89	4,05	2,59	0,25	0,62	99,0
EMGbt+anf	TD-112	57,7	1,120	16,1	0,75	5,4	0,13	4,48	5,13	3,55	2,63	0,31	0,77	98,1
EMGbt+anf	TD-50	55,0	1,030	17,6	1,14	5,7	0,15	4,88	5,46	3,96	2,96	0,52	0,77	99,2
EMGbt+anf	TD-95	56,7	0,670	15,0	0,54	4,9	0,16	6,65	5,28	2,93	4,30	0,13	1,00	98,3

Litotipo	Siglas	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	SUM
EMGbtanf	VA-4A	61,0	1,000	17,1	1,04	4,6	0,10	3,51	4,06	3,87	2,79	0,22	0,54	99,8
EMGbtanf	TD-45	59,0	1,180	16,7	1,06	4,9	0,10	4,13	3,75	3,77	3,33	0,46	0,70	99,1
EMGbtanf	TD-54	59,8	1,060	15,6	0,92	5,4	0,12	4,72	3,24	3,19	3,48	0,35	0,77	98,6
EMGbtanf	TD-80	62,3	0,790	15,9	0,61	4,0	0,10	3,89	4,14	3,68	2,67	0,20	0,54	98,8
EMGbtanf	TD-85A	63,4	0,830	16,6	0,83	3,6	0,09	2,97	4,69	4,04	2,13	0,21	0,62	100,0
EMGbtanf	TD-59A	55,7	1,130	15,7	1,34	7,0	0,16	6,10	2,53	2,91	4,54	0,25	0,77	98,1
EMGbt	TD-13A	60,9	1,130	16,9	0,90	4,4	0,09	3,57	3,82	3,77	2,90	0,31	0,70	99,4
EMGbt	TD-19	62,2	0,830	15,8	0,93	5,2	0,10	4,13	2,15	2,86	4,33	0,21	0,85	99,6
EMGbt	TD-21A	61,0	0,870	17,1	0,78	4,6	0,09	3,63	3,19	3,46	3,47	0,31	0,77	99,3
EMGbt	CL-21	60,7	1,030	15,8	0,91	4,6	0,12	4,22	3,59	3,38	3,15	0,63	0,77	98,9
EMGbt	TD-35	60,2	1,200	17,9	0,89	4,4	0,10	3,04	4,12	4,24	2,69	0,33	0,70	99,8
EMGbt	TD-37	59,8	0,990	17,2	1,07	4,5	0,11	3,62	3,55	4,09	2,98	0,23	0,62	98,8
EMGbt	TD-43	60,8	0,930	14,7	1,60	5,0	0,12	5,02	3,17	2,81	3,48	0,45	1,08	99,2
EMGbt	TD-56	59,6	0,980	15,9	0,88	5,3	0,12	4,18	3,36	3,46	3,34	0,43	0,70	98,3
EMGbt	TD-60	62,9	0,880	15,8	0,90	4,1	0,10	3,64	3,52	3,65	2,84	0,37	0,54	99,2
EMGbt	TD-76	59,6	1,000	16,9	0,97	5,0	0,12	4,18	4,17	3,68	2,99	0,23	0,70	99,5
EMGbt	R-9	60,3	1,090	15,0	0,78	5,0	0,13	4,74	3,77	3,14	3,22	0,58	0,70	98,5
EMGbt	BL-23	66,1	0,799	15,9	0,78	3,2	0,07	2,13	3,41	3,83	2,59	0,29	0,55	99,7
EMGbt	TD-31	54,7	1,380	16,3	1,57	7,1	0,15	5,82	2,73	2,90	4,45	0,48	0,77	98,3
EMGbt	TD-90	48,9	1,820	18,3	1,62	8,8	0,18	6,54	3,59	3,10	4,79	0,53	0,70	98,9
EMGbt	TD-109	52,7	1,400	17,2	1,13	7,1	0,15	5,22	3,44	3,33	4,75	0,45	0,54	97,4
EMGbt(gd)	CL-11	66,7	0,620	16,5	0,55	2,4	0,06	1,79	3,12	3,92	3,23	0,20	0,85	99,9
EMGbt(gd)	CL-26	66,1	0,740	16,9	0,47	2,8	0,07	1,68	3,80	3,77	3,02	0,22	0,77	100,3

Litolipo	Siglas	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	SUM
EMGbl(lc)	VA-8	63,2	0,820	17,5	0,65	3,4	0,08	2,43	4,09	4,63	2,26	0,23	0,47	99,8
EMGbl(lc)	TD-70	62,7	0,940	17,1	0,69	3,5	0,08	2,35	3,74	4,34	2,89	0,22	0,54	99,1
Gdbltanf	BL-25	67,7	0,523	15,9	0,58	2,4	0,06	1,63	3,31	4,14	2,83	0,17	0,70	99,9
Gdbltanf	ES-2	67,7	0,467	15,1	0,51	2,2	0,06	1,66	2,45	3,51	3,71	0,14	0,50	98,0
Gdbltanf	ES-8	63,8	0,678	16,2	0,67	3,1	0,07	2,38	3,69	3,57	3,06	0,20	0,60	98,0
Gdbltanf	ES-20	70,2	0,415	15,2	0,45	1,9	0,05	1,39	2,52	3,77	3,88	0,13	0,45	100,4
Gdbltanf	LG-2	63,9	0,730	15,5	0,60	3,2	0,07	2,61	3,78	3,57	3,43	0,22	0,55	98,2
Gdbltanf	Q-32	65,4	0,631	15,8	0,68	2,8	0,06	2,31	3,41	3,69	3,25	0,22	0,40	98,6
Gdbltanf	Q-42	68,9	0,439	15,3	0,46	1,8	0,05	1,21	2,34	3,97	3,79	0,21	0,50	99,0
Gdbltanf	ZS-23	63,5	0,722	15,6	0,69	3,3	0,07	2,84	3,76	3,41	3,32	0,21	0,55	98,0
Gdbltanf	CL-36	68,7	0,510	15,9	0,34	2,0	0,06	1,52	2,48	3,82	4,15	0,19	0,62	100,3
Gdbltanf	CL-38	68,0	0,490	15,4	0,38	2,1	0,06	1,86	2,17	3,55	4,27	0,18	0,85	99,3
Gdbltanf	CL-40	67,5	0,540	15,8	0,52	2,3	0,06	1,89	2,65	3,82	3,84	0,19	0,62	99,7
Gdbltanf	VA-4B	66,0	0,560	16,1	0,55	2,6	0,06	2,05	3,39	3,59	3,52	0,17	0,54	99,1
Gdbltanf	TD-13B	66,6	0,550	15,7	0,55	2,3	0,06	1,93	2,87	3,79	3,70	0,21	0,62	98,9
Gdbltanf	TD-21B	67,1	0,570	16,3	0,50	2,7	0,06	2,21	3,03	3,71	3,27	0,17	0,70	100,3
Gdbltanf	TD-25	68,8	0,460	15,6	0,37	2,0	0,03	1,64	2,46	3,84	3,71	0,19	0,70	99,8
Gdbltanf	TD-44	67,1	0,530	15,7	0,46	2,3	0,06	1,97	2,58	3,55	4,22	0,19	0,62	99,3
Gdbltanf	TD-59B	68,0	0,530	15,7	0,54	2,2	0,06	1,93	3,05	3,89	3,35	0,20	0,39	99,8
Gdbltanf	TD-63	66,9	0,560	15,8	0,48	2,3	0,06	1,99	3,01	3,88	3,62	0,21	0,62	99,4
Gdbltanf	TD-113	66,4	0,610	16,2	0,60	2,7	0,06	2,16	3,28	3,51	3,87	0,18	0,54	100,1
Gdbltanf	R-10	67,5	0,530	15,7	0,40	2,3	0,06	1,89	2,93	3,82	3,62	0,19	0,39	99,3
Adbr	CD-5	70,4	0,386	15,1	0,51	1,6	0,05	1,20	2,25	4,04	3,61	0,17	0,75	100,1

Litotipo	Siglas	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	SUM
Adbt	TAV-1	69,1	0,441	15,4	0,50	1,8	0,05	1,47	1,88	3,94	3,92	0,17	0,90	99,6
Adbt	TAV-12	70,1	0,412	15,1	0,52	1,7	0,06	1,30	2,10	3,81	3,87	0,17	0,80	99,9
Adbt	TAV-14	70,2	0,395	15,1	0,48	1,6	0,05	1,16	2,06	3,80	4,16	0,18	0,55	99,7
Adbt	VC-2	70,7	0,387	15,0	0,46	1,7	0,05	1,12	2,06	3,97	3,69	0,19	0,95	100,3
Adbt	VC-4	70,4	0,391	14,8	0,44	1,5	0,05	1,09	1,78	3,65	3,82	0,16	0,75	98,8
EMMbttcd	CP-10	68,5	0,675	15,5	0,82	3,0	0,09	1,17	2,45	4,39	2,24	0,28	0,75	99,9
EMMbttcd	CP-11	68,6	0,496	14,8	0,47	2,9	0,08	0,88	1,84	4,22	2,35	0,23	1,00	97,9
EMMbttcd	EC-1	70,5	0,486	14,4	0,57	2,4	0,08	0,93	1,18	3,97	3,89	0,20	1,00	99,6
EMMbttcd	EC-4	72,4	0,367	14,1	0,48	1,9	0,07	0,71	1,10	3,50	4,58	0,17	0,85	100,2
EMMbttcd	LN-6	71,0	0,401	14,3	0,44	1,6	0,08	0,59	0,95	3,28	5,04	0,19	0,80	98,7
EMMbttcd	LN-8	72,9	0,296	14,2	0,34	1,6	0,08	0,52	1,32	3,46	4,32	0,18	0,75	100,0
EMMbttcd	EC-5	70,7	0,392	14,0	0,44	1,8	0,06	0,56	1,33	3,64	4,22	0,16	0,65	98,0
Mzbttcd	A-1	74,3	0,281	13,3	0,48	1,4	0,05	0,64	0,79	3,46	4,41	0,12	0,65	99,9
Mzbttcd	CD-1	74,8	0,231	13,2	0,35	1,2	0,06	0,35	1,12	3,63	4,32	0,08	0,50	99,8
Mzbttcd	CD-12	72,7	0,357	14,1	0,49	1,6	0,05	0,61	1,20	3,48	4,75	0,12	0,85	100,3
Mzbttcd	CP-4	73,1	0,327	14,4	0,54	1,4	0,06	0,55	1,15	3,71	4,19	0,22	0,60	100,3
Mzbttcd	EC-2	71,9	0,297	13,9	0,31	1,6	0,05	0,59	0,94	3,63	4,59	0,13	0,70	98,6
Mzbttcd	G-2	73,8	0,262	14,0	0,42	1,1	0,04	0,47	0,78	3,66	4,57	0,17	0,70	100,0
Mzbttcd	LH-1	73,4	0,337	14,2	0,42	1,5	0,05	0,53	1,19	3,82	4,00	0,22	0,55	100,2
Mzbttcd	LN-2	72,2	0,359	14,7	0,46	1,5	0,04	0,65	0,87	3,33	4,97	0,23	0,70	100,0
Mzbttcd	LN-3	71,0	0,346	14,4	0,32	1,6	0,04	0,61	0,94	3,30	4,70	0,21	0,65	98,1
Mzbttcd	LN-4	73,6	0,240	14,1	0,37	1,1	0,06	0,37	0,97	3,72	4,49	0,11	0,55	99,7
Mzbttcd	CD-14	71,3	0,433	14,1	0,55	1,8	0,05	0,73	1,67	3,47	4,17	0,14	0,55	99,0

Litotipo	Siglas	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	SUM
Mzbt(f)	LN-1	73,0	0,351	13,7	0,53	1,9	0,07	0,75	1,60	3,66	3,94	0,12	0,75	100,4
Mzbt(f)	SMC-1	73,8	0,171	13,6	0,47	1,3	0,06	0,20	0,86	3,93	4,68	0,06	0,60	99,7
Mzbt(f)	SMC-3	71,7	0,349	14,6	0,53	1,5	0,06	0,70	1,88	3,98	3,83	0,11	0,60	99,8
Lcbitcd	CD-15	76,7	0,060	13,0	0,43	0,2	0,04	0,10	0,33	4,13	4,66	0,04	0,50	100,2
Lcbitcd	CD-16	75,4	0,119	13,1	0,40	0,5	0,05	0,20	0,45	3,90	4,28	0,04	0,55	99,0
Lcbitcd	SMC-2	76,5	0,089	13,0	0,28	0,5	0,05	0,13	0,47	4,18	4,33	0,03	0,45	100,0
Lcbit(Ad)	TAV-2	75,2	0,126	13,3	0,23	0,6	0,04	0,32	0,43	4,18	4,34	0,07	0,55	99,4
Gdbt(f)	ES-15	68,2	0,448	15,1	0,46	2,0	0,05	1,50	2,27	3,65	3,77	0,13	0,90	98,5
Gdbt(Cbz)	Q-3	71,5	0,306	14,8	0,50	1,2	0,04	0,71	1,49	4,02	4,41	0,25	0,55	99,8
DAdbt	TAV-25	69,6	0,468	15,2	0,70	1,7	0,05	1,47	2,53	3,75	3,85	0,20	0,60	100,1
DAdbt(BF)	TAV-24	65,7	0,570	15,2	0,86	2,2	0,07	1,92	3,12	3,73	3,49	0,27	0,75	97,9
Acanf	LG-4	63,3	0,703	13,2	0,74	4,5	0,13	3,99	3,63	2,94	3,66	0,19	0,55	97,5
EMAcnf	LG-3(e)	55,3	1,170	16,1	1,21	5,6	0,15	5,03	5,79	4,20	2,04	0,25	0,85	97,7
LcAcnf	LG-3(lc)	75,2	0,102	12,4	0,22	0,8	0,02	0,35	1,01	2,11	6,71	0,04	0,60	99,6
And(Zn)	ZS-9(I)	61,8	0,894	15,7	1,89	3,1	0,09	4,17	4,44	3,17	3,26	0,26	0,95	99,7
And(Zn)	ZS-9(V)	61,9	0,795	15,4	1,44	3,1	0,08	3,89	3,92	3,26	3,10	0,23	0,95	98,1
LcEMG(Gd)	CL-14	73,0	0,270	14,1	0,26	1,0	0,02	0,87	1,35	3,09	5,91	0,11	0,39	100,4
DM	PZ-12	56,4	0,871	15,5	1,31	3,8	0,10	5,68	5,45	3,29	3,76	0,61	1,25	98,0
DM	TAV-18	57,2	1,290	16,9	1,66	4,3	0,12	4,34	5,70	3,17	3,21	0,41	0,95	99,3
DM	JD-7	54,4	1,190	17,6	1,01	6,3	0,13	3,98	6,23	2,39	3,00	0,53	1,25	98,0
DMzbitcd	CP-1c	73,1	0,183	14,4	0,29	0,8	0,04	0,27	0,74	3,75	5,32	0,20	0,55	99,6

ANEXO IV.2

Análisis químicos de elementos trazas

Siglas	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Zr (ppm)	Y (ppm)	Nb (ppm)	Sc (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Li (ppm)	Cs (ppm)	Be (ppm)	B (ppm)
ZS-3	7	264	49	134	25	15	57,50	319	460	37	50	37	0,5	5	14
ZS-4	6	221	9	135	24	13	57,30	321	450	38	51	37	2	6	19
ZS-1	132	423	681	235	22	13	14,50	95	180	15	39	58	9	7	68
ZS-2	123	424	699	226	22	11	15,00	91	180	16	42	61	11	5	68
Q-20	146	427	728	188	19	14	11,70	76	170	13	39	79	12	5	143
CL-15	550	68	456	115	12	27	30,20	120	670	38	212	539	56	7	10
CL-35	344	18	170	77	37	42	n.d.	140	1600	n.d.	n.d.	n.d.	32	8	40
R-1	442	23	369	44	30	28	39,10	300	1290	40	143	471	68	9	30
BL-29	227	252	449	224	35	17	23,80	145	260	23	97	227	23	6	22
ES-6(e)	180	300	174	158	31	12	21,30	126	220	21	48	169	17	6	56
Q-33	166	406	394	238	19	17	15,80	120	250	24	120	187	15	6	50
VA-3	176	307	228	151	18	11	15,20	92	220	25	79	227	8	6	40
VA-6	144	420	309	152	19	13	16,70	72	70	18	28	192	7	7	50
TD-27	223	346	481	267	19	14	14,80	130	281	25	131	333	14	8	30
TD-46	196	325	362	198	35	19	28,20	130	238	20	91	288	20	8	30
TD-49	166	403	525	248	21	22	14,90	220	126	19	48	236	7	13	30
TD-74	153	428	516	191	19	17	14,30	100	111	18	53	213	13	7	60
TD-85B	154	376	435	190	22	16	16,20	120	68	20	44	230	10	9	60
TD-112	184	399	492	200	24	17	16,70	120	112	24	48	230	9	5	30
TD-50	211	517	452	240	43	18	26,20	200	165	21	35	269	16	11	30
TD-95	192	283	537	121	35	17	18,40	110	433	28	172	195	9	6	40

Siglas	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Zr (ppm)	Y (ppm)	Nb (ppm)	Sc (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Li (ppm)	Cs (ppm)	Be (ppm)	B (ppm)
VA-4A	200	269	352	167	20	16	16,00	130	67	20	25	269	11	8	30
TD-45	257	391	332	271	22	19	13,10	130	131	19	64	334	21	11	40
TD-54	282	280	287	228	24	20	17,50	150	211	23	74	365	19	11	50
TD-80	180	344	402	158	23	16	14,10	110	187	17	49	211	8	8	40
TD-85A	136	422	354	158	18	16	12,10	96	70	16	36	191	7	8	50
TD-59A	375	219	376	205	21	25	55,10	170	302	25	76	505	39	12	30
TD-13A	246	446	461	206	16	18	12,80	98	70	21	41	264	14	8	50
TD-19	238	251	785	130	17	23	16,60	110	277	22	66	256	15	6	40
TD-21A	204	396	835	238	23	19	14,40	110	123	21	39	229	12	7	40
CL-21	268	814	924	390	31	20	12,40	110	160	19	114	312	19	10	30
TD-35	202	408	293	214	21	16	12,50	110	28	20	20	282	11	9	20
TD-37	249	320	338	178	18	19	14,70	110	73	24	63	337	16	11	30
TD-43	306	274	281	244	34	16	21,00	120	259	20	77	406	15	8	30
TD-56	274	346	350	230	30	22	21,90	130	190	21	72	366	27	10	40
TD-60	248	468	549	208	21	17	14,90	98	142	18	57	234	15	9	30
TD-76	214	358	524	172	25	16	18,30	150	122	19	33	251	14	10	50
R-9	264	293	425	322	29	21	16,40	120	224	22	62	354	12	8	40
BL-23	196	508	955	255	15	12	8,45	54	85	9	25	195	21	5	30
TD-31	353	245	755	343	29	28	25,80	150	244	31	115	503	52	12	30
TD-90	340	220	495	454	38	31	25,60	160	230	32	115	404	34	9	20
TD-109	314	276	632	372	39	26	22,00	150	162	28	83	329	35	10	40
CL-11	144	521	723	153	15	15	8,87	60	45	12	27	189	11	8	40
CL-26	153	555	727	162	16	12	8,90	56	23	11	21	198	11	6	50

Siglas	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Zr (ppm)	Y (ppm)	Nb (ppm)	Sc (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Li (ppm)	Cs (ppm)	Be (ppm)	B (ppm)
VA-8	151	308	351	221	25	15	11,10	56	36	17	19	187	8	10	50
TD-70	140	344	459	181	21	16	11,10	60	38	13	21	194	13	9	60
BL-25	129	500	632	152	11	12	6,37	48	110	7	12	97	12	5	32
ES-2	173	373	521	140	14	11	7,51	49	160	8	22	136	12	8	52
ES-8	148	403	524	159	13	11	9,17	63	160	11	26	140	15	6	71
ES-20	181	380	680	140	16	11	6,17	35	130	6	16	152	13	8	44
LG-2	147	555	843	195	16	13	9,51	67	160	12	29	62	13	6	76
Q-32	165	483	556	148	14	11	8,96	70	140	11	26	133	17	7	88
Q-42	192	382	655	131	11	12	5,08	33	120	5	16	125	17	6	56
ZS-23	156	431	747	194	18	14	10,60	77	200	13	35	88	9	7	17
CL-36	203	458	736	143	14	14	7,17	58	42	11	29	175	13	12	50
CL-38	200	368	574	135	17	14	7,65	52	57	12	30	177	20	11	90
CL-40	184	444	650	148	16	14	7,94	52	52	11	32	173	12	10	40
VA-4B	152	401	625	144	16	16	9,07	48	71	14	36	165	8	7	30
TD-13B	170	471	580	159	14	16	8,18	52	58	13	32	174	12	9	50
TD-21B	154	420	574	162	14	18	10,10	68	113	15	39	161	8	8	50
TD-25	147	392	539	121	16	14	7,23	44	54	12	28	202	10	8	50
TD-44	185	434	692	134	16	15	8,37	60	61	11	36	208	15	8	40
TD-59B	165	467	565	127	15	13	8,13	56	59	12	33	191	13	9	40
TD-63	190	520	607	145	14	15	8,07	58	59	13	33	174	10	9	40
TD-113	155	397	705	129	15	18	9,36	60	75	14	40	153	11	7	40
R-10	185	453	512	143	17	15	8,44	52	64	14	31	196	17	9	30
CD-5	204	467	449	117	11	11	5,08	39	110	5	13	189	19	9	58

Siglas	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Zr (ppm)	Y (ppm)	Nb (ppm)	Sc (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Li (ppm)	Cs (ppm)	Be (ppm)	B (ppm)
TAV-1	190	445	564	133	11	11	5,78	41	140	6	14	148	12	8	56
TAV-12	201	504	536	129	13	12	5,53	42	120	5	11	170	24	9	47
TAV-14	212	442	456	121	12	10	4,77	29	100	5	9	162	15	5	35
VC-2	227	406	456	118	8	12	4,42	37	130	4	7	183	19	8	30
VC-4	200	452	488	123	9	9	4,24	27	110	4	5	130	22	7	176
CP-10	313	147	208	220	14	11	6,34	40	64	5	4	398	19	14	29
CP-11	341	75	138	177	14	17	5,60	34	280	6	7	368	40	15	46
EC-1	324	95	377	197	22	17	6,24	26	80	4	2	183	15	6	48
EC-4	318	93	376	173	19	15	4,92	22	96	3	2	160	19	9	38
LN-6	316	136	591	210	16	14	4,22	24	100	3	4	118	18	3	37
LN-8	272	174	575	148	9	13	2,81	19	130	2	2	132	18	7	32
EC-5	255	127	303	182	18	15	5,04	22	81	3	2	142	14	7	30
A-1	277	79	228	138	13	14	3,25	15	120	2	3	136	13	8	26
CD-1	305	69	97	106	11	15	3,56	12	100	2	1	162	16	11	28
CD-12	274	164	388	166	17	14	5,12	18	72	3	2	128	15	6	27
CP-4	302	113	378	145	9	15	2,99	20	110	3	1	201	32	11	61
EC-2	279	87	277	144	16	13	4,32	14	110	3	3	151	15	7	32
G-2	277	90	350	117	7	14	1,08	14	90	2	<1	133	18	10	40
LH-1	294	105	248	140	11	15	3,48	20	110	2	3	185	29	11	56
LN-2	303	91	362	151	10	14	3,46	22	110	3	5	155	17	7	53
LN-3	288	103	319	148	7	12	2,30	23	110	3	4	155	15	7	60
LN-4	275	77	165	104	10	12	2,87	14	140	2	2	128	15	11	35
CD-14	222	195	508	190	15	12	4,26	29	82	3	3	109	8	7	29

Siglas	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Zr (ppm)	Y (ppm)	Nb (ppm)	Sc (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Li (ppm)	Cs (ppm)	Be (ppm)	B (ppm)
LN-1	223	151	464	174	23	14	5,81	22	110	3	3	114	15	7	35
SMC-1	329	44	442	165	19	14	6,01	9	96	<1	1	369	40	9	38
SMC-3	229	230	632	160	15	12	4,33	21	88	3	2	145	14	6	26
CD-15	416	8	9	37	5	11	1,95	3	82	<1	<1	122	20	10	45
CD-16	387	12	20	64	10	12	2,69	7	94	<1	<1	197	31	15	45
SMC-2	370	23	9	61	18	13	2,39	5	81	<1	<1	221	27	7	43
TAV-2	306	11	17	51	7	10	2,38	11	100	2	2	89	29	23	75
ES-15	167	413	617	146	14	11	5,89	40	130	7	18	107	11	7	40
Q-3	217	255	564	106	10	13	3,36	21	67	3	3	87	18	6	43
TAV-25	181	546	574	130	12	12	5,91	47	100	6	12	137	14	7	41
TAV-24	167	710	603	163	15	12	8,02	65	94	8	13	178	16	7	31
LG-4	190	342	408	150	21	14	16,40	79	200	15	42	50	19	6	58
LG-3(e)	153	370	302	191	22	12	19,00	108	170	20	47	58	14	7	75
LG-3(lc)	156	351	1200	43	3	5	1,17	13	360	3	9	11	6	4	46
ZS-9(I)	142	475	715	198	18	13	13,60	85	200	17	66	58	14	6	28
ZS-9(V)	131	461	730	187	17	11	12,10	82	220	16	64	68	11	6	25
CL-14	202	312	543	69	9	12	4,39	26	29	7	18	112	8	7	50
PZ-12	170	841	1360	308	16	18	16,50	129	270	21	95	145	16	8	38
TAV-18	159	991	851	80	36	14	18,80	148	75	12	8	195	25	8	55
JD-7	106	925	792	203	27	15	18,00	157	53	16	6	144	10	5	29
CP-1c	349	93	422	85	6	12	1,78	11	86	2	3	147	26	8	37

ANEXO IV.2 (Continuación)
Análisis químicos de elementos trazas

Siglas	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	As (ppm)	Se (ppm)	Mo (ppm)	Ag (ppm)	Cd (ppm)	In (ppm)	Sn (ppm)	Sb (ppm)	Hf (ppm)	Ta (ppm)	W (ppm)
ZS-3	213,0	66,1	18,0	<10	1,5	<1	<1	0,4	<0,2	<0,5	12	0,5	2,8	1	5
ZS-4	12,1	83,6	18,0	20,0	0,8	<1	<1	0,2	<0,2	<0,5	9	0,3	3,1	<1	2
ZS-1	15,9	59,8	23,0	<10	11,0	<1	<1	<0,1	<0,2	<0,5	5	0,8	7,4	<1	2
ZS-2	18,2	61,2	22,0	<10	16,0	<1	<1	<0,1	<0,2	<0,5	12	1,3	6,4	1	2
Q-20	14,4	57,9	22,0	<10	39,0	<1	<1	0,2	<0,2	<0,5	9	2,3	5,0	1	4
CL-15	4,4	217,0	35,2	<10	9,0	<0,5	2,0	<0,5	<0,2	<0,5	14	1,0	3,6	1	2
CL-35	n.d.	n.d.	n.d.	40,0	16,0	n.d.	n.d.	<0,5	<0,2	<0,5	<2	0,7	2,9	1	<1
R-1	8,0	261,0	37,9	30,0	6,3	<0,5	2,0	<0,5	<0,2	<0,5	18	1,2	1,7	3	<1
BL-29	32,6	111,0	25,0	<10	2,6	<1	<1	0,3	<0,2	<0,5	19	0,3	6,0	1	3
ES-6(e)	104,0	90,9	23,0	<10	2,7	<1	<1	0,6	<0,2	<0,5	12	0,5	4,0	<1	2
Q-33	22,6	76,9	19,0	<10	9,4	<1	<1	<0,1	<0,2	<0,5	16	0,6	6,7	<1	<1
VA-3	18,2	87,8	25,6	10	20,0	<0,5	<1	<0,5	<0,2	<0,5	23	0,3	4,6	<1	1
VA-6	10,5	72,5	25,8	<10	6,3	<0,5	1	<0,5	<0,2	<0,5	<2	0,4	4,1	<1	<1
TD-27	57,0	115,0	25,1	10	31,0	<0,5	<1	<0,5	<0,2	<0,5	10	1,8	8,0	1	2
TD-46	68,2	118,0	30,0	<10	11,0	<0,5	<1	<0,5	<0,2	<0,5	9	0,9	5,6	1	<1
TD-49	39,0	90,1	27,4	10	2,8	<0,5	<1	<0,5	<0,2	<0,5	43	0,2	7,0	1	2
TD-74	15,2	79,5	26,1	30	14,0	<0,5	<1	<0,5	<0,2	<0,5	14	0,7	4,8	<1	<1
TD-85B	24,5	81,4	26,4	30	6,2	<0,5	<1	<0,5	<0,2	<0,5	29	0,5	5,8	1	<1
TD-112	70,8	100,0	27,6	10	6,7	4,9	2	<0,5	<0,2	<0,5	<2	0,5	5,4	<1	1
TD-50	20,8	114,0	33,1	20	10,0	<0,5	<1	<0,5	<0,2	<0,5	31	0,4	6,3	1	1
TD-95	9,0	96,4	25,3	10	15,0	<0,5	<1	<0,5	<0,2	<0,5	4	0,3	3,6	1	<1

Siglas	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	As (ppm)	Se (ppm)	Mo (ppm)	Ag (ppm)	Cd (ppm)	In (ppm)	Sn (ppm)	Sb (ppm)	Hf (ppm)	Ta (ppm)	W (ppm)
VA-4A	24,7	94,9	27,9	10	9,7	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	6	0,4	4,8	1	<1
TD-45	20,1	103,0	29,8	<10	6,3	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	11	0,6	8,1	1	<1
TD-54	36,7	121,0	28,7	30	4,0	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	21	0,5	6,7	1	<1
TD-80	6,0	81,2	26,1	<10	3,0	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	4	0,3	4,5	<1	<1
TD-85A	13,2	69,5	25,8	<10	2,5	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	19	0,5	4,0	<1	2
TD-59A	40,1	167,0	36,5	10	5,7	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	7	0,8	6,0	1	1
TD-13A	5,6	97,6	27,5	10	62,0	<0.5	5	<0.5	<0.2	<0.5	<2	0,5	6,0	1	1
TD-19	3,5	93,0	30,0	10	10,0	<0.5	2	<0.5	<0.2	<0.5	24	0,6	3,5	1	2
TD-21A	13,9	96,4	27,6	<10	9,9	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	16	0,6	6,9	1	1
CL-21	27,0	103,0	27,4	30	21,0	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	8	0,5	9,3	1	5
TD-35	29,1	95,4	27,6	<10	2,3	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	<2	0,3	5,6	<1	<1
TD-37	18,6	112,0	32,5	20	5,6	<0.5	3	<0.5	<0.2	<0.5	55	0,4	5,3	1	<1
TD-43	51,6	128,0	29,4	20	23,0	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	6	0,6	6,3	<1	<1
TD-56	27,6	124,0	31,1	<10	4,5	<0.5	2	<0.5	<0.2	<0.5	31	0,6	6,2	1	<1
TD-60	40,1	100,0	29,4	20	4,5	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	12	0,4	6,1	<1	1
TD-76	21,6	96,3	27,2	20	9,4	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	<2	0,5	4,7	<1	<1
R-9	48,9	112,0	27,8	30	3,0	<0.5	3	<0.5	<0.2	<0.5	29	0,4	8,5	1	2
BL-23	2,8	57,1	22,0	<10	3,9	<1	<1	0,3	<0.2	<0.5	13	0,6	7,1	<1	2
TD-31	15,6	155,0	36,6	20	10,0	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	42	1,3	10,0	2	2
TD-90	2,8	170,0	43,2	30	5,7	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	27	0,8	11,0	2	2
TD-109	5,8	143,0	37,8	10	76,0	<0.5	2	<0.5	<0.2	<0.5	29	1,0	11,0	2	<1
CL-11	2,3	60,0	26,6	20	8,7	<0.5	2	<0.5	<0.2	<0.5	18	0,4	4,9	1	<1
CL-26	3,1	63,1	25,5	<10	7,4	<0.5	<1	<0.5	<0.2	<0.5	29	0,3	4,6	<1	<1